

DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

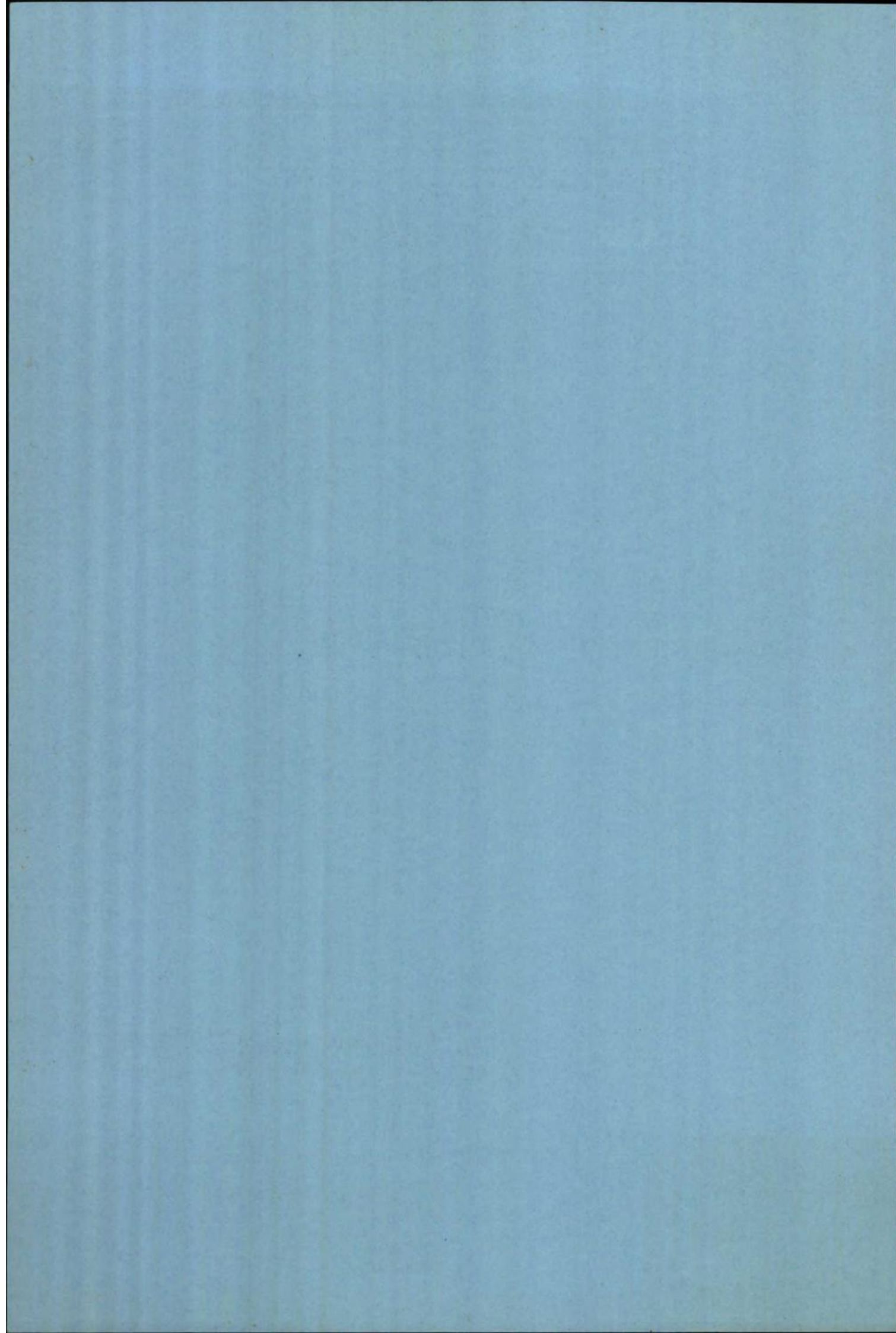
Nr. 69

Niederschläge
der
afrikanischen Konvergenz
von

Hermann Dieterich



Hamburg 1969



DEUTSCHER WETTERDIENST

Seewetteramt

Einzelveröffentlichungen

Nr. 69

Niederschläge
der
afrikanischen Konvergenz

von

Hermann Dieterich



Wetteramt München
Handbücher! Nr. 4970

Hamburg 1969

Mit der Annahme und Veröffentlichung des Manuskriptes geht das Urheberrecht daran — ggf. auch an Karten, Zeichnungen usw. — auf den Deutschen Wetterdienst über. Der Deutsche Wetterdienst hat das Recht, das Manuskript frei zu verwenden.

Diese Arbeit wurde als Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Johann Wolfgang Goethe-Universität zu Frankfurt am Main angenommen.

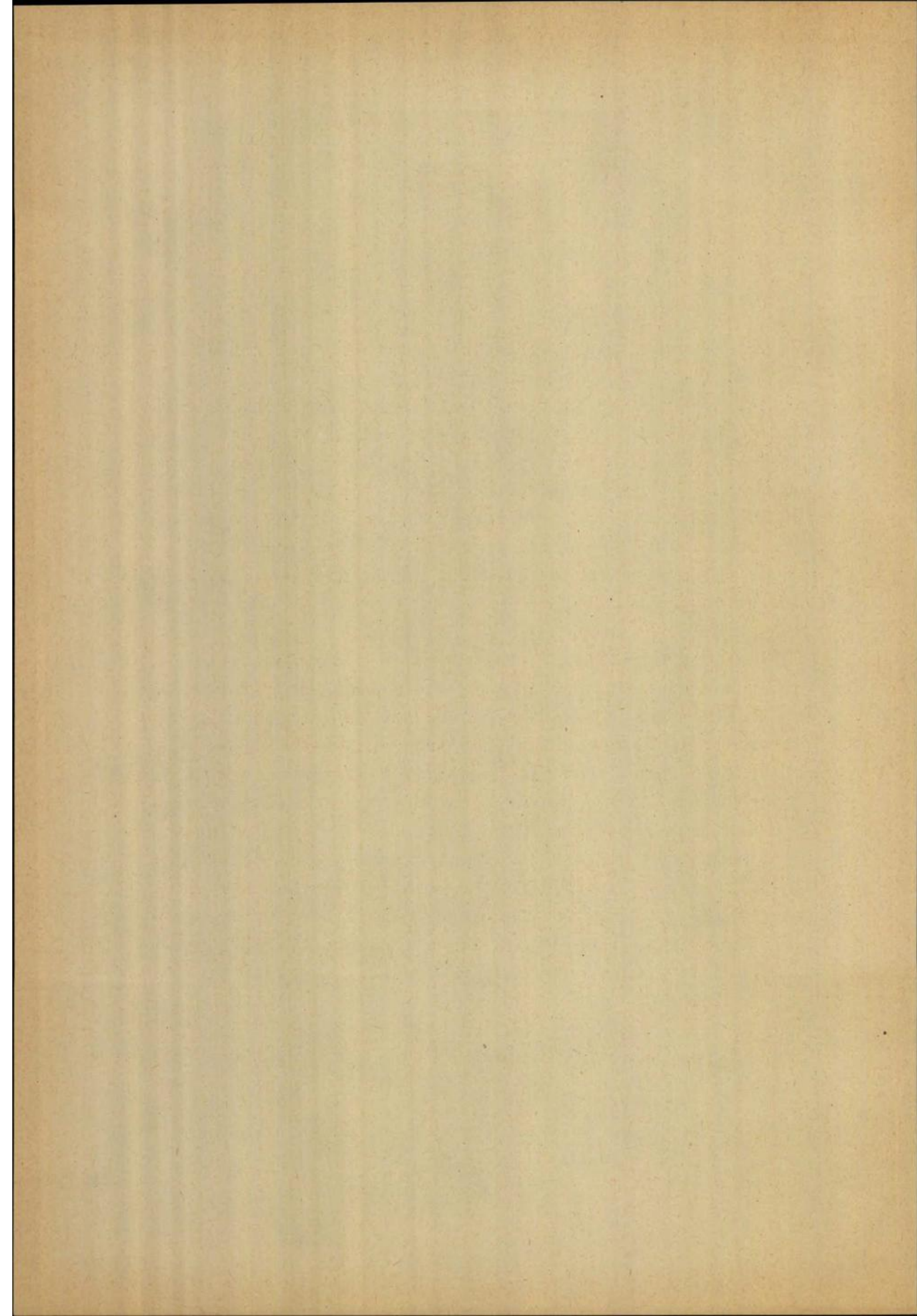
Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von September 1963 bis Juli 1968 unter der Leitung von Herrn Professor Dr. R. Mügge im Meteorologischen Institut der Universität Frankfurt am Main durchgeführt. An erster Stelle danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Mügge, und dem jetzigen Direktor des Instituts, Herrn Prof. Dr. H.-W. Georgii, für die stets wohlwollende Förderung und das Interesse an der Arbeit. Für die sorgfältige Hilfe beim Ablochen der großen Datenmenge danke ich Herrn cand. phil. nat. W. Schenk ganz besonders.

Die Durchführung dieser Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft durch Sachbeihilfen ermöglicht, ebenso durch das Entgegenkommen des Deutschen Rechenzentrums Darmstadt, insbesondere bei der Programmberatung. Die meteorologischen Daten selbst sind der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) zu verdanken und den nationalen Wetterdiensten in Afrika, die während des Internationalen Geophysikalischen Jahres mit dieser zusätzlichen Arbeit belastet waren. Es darf als glücklicher Umstand angesehen werden, daß Afrika in diesem Zeitraum von politischen Wirren verschont geblieben ist, so daß das wissenschaftliche Beobachtungsprogramm ungestört ablaufen konnte.

Frankfurt am Main, im November 1968

H. Dieterich



I n h a l t

1	Einleitung	6
2	Meteorologisch-klimatologische Voraussetzungen	8
2.1	Zur Allgemeinen Zirkulation der Tropen	8
2.2	Die tropische Konvergenz über Afrika	10
2.3	Orografie Afrikas und ihre klimatologische Wirkung	11
3	Datenmaterial	14
3.1	Auswahl und Vorbereitung	14
3.2	Der benutzte Teil des Wetterschlüssels	14
3.3	Fehlerkontrolle, fehlende Meldungen	16
3.4	Vereinheitlichung des Materials	17
3.5	Verteilung der Stationen	18
3.6	Angewendete Methoden	19
4	Geografische Verteilung von Niederschlägen und Gewittern	21
4.1	Die Niederschläge im jährlichen Gang	21
4.2	Gebiete starker Schwankungen der monatlichen Niederschlagsmenge von Jahr zu Jahr	23
4.21	Methode ihrer Erfassung	23
4.22	Beschreibung	24
4.3	Die afrikanischen Gewitterherde	26
4.31	Allgemeine Vorbemerkungen	26
4.32	Zum Begriff des Gewittertages	27
4.33	Halbjahreskarten des IGJ (Gewitter)	31
4.34	Gewittertage je Zwei-Gradfeld und Breitenkreis im Jahr	34
4.4	Die Gewittertätigkeit im Jahresgang	36
4.41	Die Wanderung der Zentren	36
4.42	Monatliche Breitenkreismittel der Gewittertage	40

5	Täglicher Gang der Niederschläge	42
5.1	Frühere Untersuchungen	42
5.11	Allgemeine Gebiete	42
5.12	Die afrikanischen Tropen	43
5.2	Problematik der Erfassung des allgemeinen täglichen Gangs	45
5.21	Eigenschaften der Meldungen	45
5.22	Voruntersuchung des Tagesgangs der Gewitter	46
5.23	Methoden der Reduktion	47
5.24	Methoden einheitlicher Darstellung, Eigenschaften der täglichen Wahrscheinlichkeitsfunktion	50
5.3	Die Gewitter	55
5.4	Die Niederschläge	58
5.5	Häufigkeitsverteilung und geografische Verteilung der Zeiten höchster täglicher Regenwahrscheinlichkeit	62
5.6	Bewölkung	64
5.7	Regenmenge	67
5.8	Deutung der Ergebnisse	69
6	Verallgemeinerung der Ergebnisse des IGJ	76
6.1	Ergänzender Datentest	76
6.2	Niederschlagsabweichungen im Jahr 1958	77
6.3	Vergleich der Gewittertage 1958 mit den Mittelwerten der WMO	78
6.4	Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitter in Afrika im Vergleich zu luftelektrischen Größen	80
7	Zusammenfassende Ergebnisse	82
	Summary (Englische Zusammenfassung)	84
	Résumé (Französische Zusammenfassung)	87
	Literatur	89
	Anhang: Verfahren der Reduktion von Beobachtungen an beliebig verteilten Orten auf äquidistante Gitternetzpunkte	95
	Abbildungen	

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 1 Breitenschwankung des täglichen extraterrestrischen Einstrahlungsmaximums im Laufe eines Jahres.
- Abb. 2 Langjährige Jahressummen des Niederschlags.
- Abb. 3 Stationsnetz mit Gebietsstreifen gleicher Ortszeit.
- Abb. 4 Mittlere Monatssummen des Niederschlags an 195 Stationen.
- Abb. 5 Größte Tagessummen des Niederschlags je Monat an 173 Stationen.
- Abb. 6, 7, 8 Relative Häufigkeit von Gewittern und Wetterleuchten, Mittelwerte der 4 synoptischen Haupttermine im 2. Halbjahr 1957, 1. Halbjahr 1958 und 2. Halbjahr 1958.
- Abb. 9 Symboltafel des Wetterschlüssels für "ww" und "W".
- Abb. 10 Gewittertage 1958 je Zwei-Gradfeld.
- Abb. 11 Breitenzonenmittel der Gewittertage 1958 mit mittlerem Höhenprofil des Stationsnetzes.
- Abb. 12 Lage der Gewitterzentren.
- Abb. 13 Breitenzonenmittel der Gewitter je Monat (IGJ).
- Abb. 14 Mittlere Gewittertagesgänge von Leopoldville, Stanleyville, Elisabethville und Salaga nach (22)
- Abb. 15 Häufigkeit der Gewittermeldungen zu den Beobachtungsterminen, bezogen auf den 18 z-Termin, im Verlauf der 18 Monate des IGJ, Vergleich der beiden Stationskollektive.
- Abb. 16, 17, 18 Tagesgang der beobachteten Gewitter (einschließlich ww = 17) und Tagesgang sämtlicher Niederschläge an der Station einschließlich der beobachteten Gewitter, jährliches Mittel und Mittel von Dez. - Febr. für je 6 Gebietsstreifen.
- Abb. 19 Zeiten höchster täglicher Regenwahrscheinlichkeit während des IGJ.
- Abb. 20 Verlauf der Bewölkung zu den 4 Beobachtungsterminen, Gebietsstreifen I.
- Abb. 21 Abweichung der Niederschlagsmenge im Jahr 1958 vom langjährigen Mittel in mm.

1 Einleitung

Diese Arbeit wurde angeregt durch eine Fragestellung der Radiometeorologie: Die in Mitteleuropa unter ungestörten Bedingungen einfallende Feldstärke der sog. Sferics zeigt im langwelligen Bereich des elektromagnetischen Spektrums (100-1000 Hz) einen ausgeprägten täglichen Gang. Von atmosphärischen Punktentladungen zum größten Teil hervorgerufen, kann die empfangene Feldstärke als Maß der elektrischen Gewitteraktivität des angepeilten Gebietes angesehen werden, wobei man in erster Näherung Änderungen der Reichweite außer Acht läßt. Die Frage lautet also: Welches Gebiet des von Mitteleuropa nach Süden angepeilten geografischen Sektors liefert den Hauptbeitrag und zeigt es einen täglichen Gang?

Es lag nahe, von unmittelbaren meteorologischen Beobachtungen her den Versuch einer Klärung dieser Frage anzustreben, wenn hinreichend verlässliche und räumlich lückenlose Daten vorhanden waren. Das betreffende Gebiet ist, wie die WMO-Karten (1) der Gewittertage auf der Erde angeben, 1) der benachbarte Mittelmeerraum mit etwa 30 Gewittertagen und 2) Äquatorialafrika mit maximal 180 Gewittertagen pro Jahr. Bei der großen Reichweite der Sferics im langwelligen Bereich kann der afrikanische Gewitterherd trotz der Entfernung von etwa 5 000 km den Hauptbeitrag leisten.

Obwohl in einzelnen Ländern Afrikas schon seit der Kolonialzeit ein hinreichend dichtes meteorologisches Beobachtungsnetz besteht, ist eine Beantwortung der obigen Frage erst möglich geworden durch die alle wichtigen Gebiete Afrikas erfassenden, mehrmals täglich durchgeführten Beobachtungen des Internationalen Geophysikalischen Jahres (IGJ).

Die Aufgabe dieser Arbeit besteht somit darin, das sich vom 30. 6. 1957 bis 31. 12. 1958 über 1 1/2 Jahre erstreckende Datenmaterial Afrikas auf die geografische und tageszeitliche Verteilung der Gewitter und Niederschläge zu untersuchen, insbesondere auch auf den Anteil der Gewitter an den tropischen Niederschlägen überhaupt, um im Vergleich mit früher ausgeführten Regenmessungen zu zeitlich allgemeiner gültigen Aussagen zu kommen.

Die so gefundenen Gesetzmäßigkeiten der Niederschläge sind nicht nur prognostisch von Nutzen in dem betreffenden Gebiet; sie kennzeichnen auch Bewegungsvorgänge der Tropenatmosphäre, deren Beitrag zur Allgemeinen Zirkulation immer noch umstritten ist.

Zur Abgrenzung der Aufgabe wird nur das erwähnte, sehr umfangreiche Material des IGJ verwendet werden, andere Beobachtungsreihen sollen höchstens die dann noch vorhandenen Lücken schließen.

Eine besondere Problematik liegt darin, daß die für den oben erläuterten Fragenkomplex verwendeten Daten zwar formal den internationalen Vereinbarungen des Wetterschlüssels entsprechen, jedoch unter sehr verschiedenen technischen und wohl auch fachlichen Voraussetzungen zustande gekommen sind; denn die Durchführung des IGJ-Programms war den einzelnen nationalen Wetterdiensten überlassen worden. Deshalb wird auf interne Prüfverfahren des Materials Wert gelegt.

2 Meteorologisch-klimatologische Voraussetzungen

2.1 Zur Allgemeinen Zirkulation der Tropen

Währenddem sich in den letzten 20 Jahren seit der Erkenntnis, daß die Strahlströme als die beherrschenden Erscheinungen der gemäßigten Breiten anzusehen sind, grundsätzlich keine neuen Vorstellungen dazu entwickelt haben, hat sich für die Tropenzone inzwischen der Bruch mit dem alten Passat-Monsun-Modell vollzogen, seitdem es auch dort möglich war, die aerologischen Hilfsmittel verstärkt einzusetzen.

In die beiden hemisphärischen Westwindgürtel eingelagert, die sich mit zunehmender Höhe äquatorwärts nähern, kann man die Tropen als eine Art Pufferzone ansehen. Doch ist dieses passive Bild der tropischen Atmosphäre nicht vollständig, da ihre energetische Bedeutung von den Bearbeitern sehr verschieden beurteilt wird. Während sie Riehl (2) und Palmén (3) als thermisch direkt betrieben ansehen und als Energiequelle für die gesamte Zirkulation der Erde auffassen, nehmen sie Flohn (4) und Körth (5) im wesentlichen indirekt betrieben an von den baroklinen Feldern der gemäßigten Breiten her, Malkus (6) nimmt eine Mittelstellung zwischen beiden Ansichten ein.

Die innertropische Konvergenzzone, die die Erde fast lückenlos umspannt, ist jedenfalls als gemeinsames Mündungsgebiet der als Passate aus den beiden hemisphärischen Subtropenhochgürteln ausströmenden Luft anzusehen. In welchem Maße ihr außer dieser passiven Rolle noch eine aktive zukommt, bleibt eine offene Frage. Ihre Lage ist

auf jeden Fall nicht, wie die alte Vorstellung der Passate angab, ursächlich direkt mit der geografischen Lage des Zenitalstands der Sonne verknüpft, sondern nur mittelbar durch die der beiden Westwindgürtel. Diese verändern sich über den Strahlungs- und Wärmehaushalt im Mittel zwar auch mit der Wanderung des Sonnenhöchststandes, infolge der Speicherwirkung der Ozeane jedoch phasenverschoben, sowie einem nur kleinen Bruchteil der anregenden Amplitude des Strahlungsmaximums. Die Verzögerung beträgt im Breitenkreismittel für die innertropische Konvergenzzone (ITC) 2 Monate (4), der Amplitudenbruchteil $1/5$, wenn man ihre mittlere Verschiebung um $\pm 9^\circ$ um den Wärmeäquator ansetzt und den Jahresgang des extraterrestrischen Einstrahlungsmaximums um $\pm 44^\circ$ (Abb. 1) zugrundelegt ⁺).

Die Verteilung von Land und Meer verschiebt dieses allgemeine Bild infolge der verschiedenen Reaktion auf die astronomischen Einstrahlungsbedingungen (Speicherwirkung und Albedo) so, daß die Südhemisphäre kälter ist. Deshalb bleibt die geometrische Lage des Äquators meteorologisch von geringerer Bedeutung, dagegen wird wesentlich die thermische "Mitte" der Erdkugel (Wärmeäquator), die aus dem genannten Grund nordwärts auf 5°N im Mittel verschoben ist.

Außer dem hemisphärischen Unterschied bewirkt die Anordnung der Kontinente auch eine Abhängigkeit des Wärmehaushalts von der geografischen Länge, indem die Landmassen unmittelbarer auf die Sonnenstrahlung reagieren. Man beobachtet daher eine größere jahreszeitliche Breitenschwankung der ITC

⁺) Die nur kurze Zeit sich einstellenden sommerlichen Maxima der Polkappen können hier unberücksichtigt bleiben. Die wesentlichen Eigenschaften der von Milancovitch exakt berechneten Einstrahlungsfunktion treten klarer hervor, wenn man den Abstand Erde-Sonne konstant ansetzt, wie es bei der Berechnung der abgebildeten Tabelle geschehen ist.

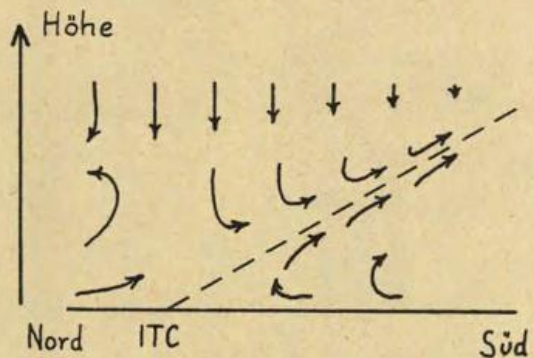
auf tropischen Festländern und in der Nähe großer Landmassen. Das betrifft Afrika und den indopazifischen Raum bis Australien. Dort bildet sich, sobald die Entfernung der ITC vom Äquator etwa 10° erreicht hat, in der Zwischenzone eine Westströmung aus, deren äquatoriale Begrenzung durch eine zweite Konvergenz ausgezeichnet ist, die der Passat der jeweiligen Winterhalbkugel bildet. Im Nordsommer geht der Südostpassat dabei in einen Südwestwind über, im Südsommer der Nordostpassat in einen Nordwestwind (Monsune). Dieser zweite Konvergenzast ist jedoch in seiner Wirkung viel schwächer ausgeprägt und auf der Wetterkarte oft nicht zu analysieren.

2.2 Die tropische Konvergenz über Afrika

Das Doppelsystem tropisch-kontinentaler Konvergenzen in Afrika ist am genauesten von L. Weickmann jr. (7) untersucht worden. Er unterscheidet im Norden die Sahara-Konvergenz mit einer Fortsetzung über das Äthiopische Bergland nach Süd-arabien, im Süden die Angola-Konvergenz, die das atlantische Küstengebiet nicht erreicht, ihm aber im April am nächsten kommt, mit der Fortsetzung zur Ostafrika-Konvergenz über Katanga-Nordrhodesien hinweg. Eine schmale nordsüdliche Verbindung über die ostafrikanische Gebirgsschwelle zum Äthiopischen Bergland kann sicher nur eine orografische Erklärung finden.

Dieses etwa symmetrisch zum Wärmeäquator angeordnete System weist eine auffällige Anomalie auf: Die in den konvergierenden Strömen aufsteigende Luft bringt nur auf der Südhemisphäre entsprechend verteilte Niederschläge, im Norden nicht, da über der Sahara besonders trockene absinkende

Luft die vom Boden aufsteigenden Luftmassen südwärts abdrängt nach nebenstehendem Schema, das einer erweiterten Darstellung von Flohn entspricht:



So kommt es bei der sehr flachen Neigung der gestrichelt angedeuteten Fläche maximaler Konvergenz ⁺) erst 500 bis 800 km südlich der Bodenkonvergenz zu Niederschlägen, weil erst dort die aufsteigende feuchte Luft die zur Kondensation und Wolkenbildung nötige vertikale Mächtigkeit aufweist. Flohn hat darüber in (8) berichtet und als Ursache die konvergenten Eigenschaften des tropischen Oststrahlstroms (im 150mb-Niveau) über der Sahara genannt, also einen typisch antizyklonalen Mechanismus.

Wegen dieser großräumigen Eigentümlichkeit führt eine Analyse des Bodendruck- und Bodenwindfeldes für Niederschlagsuntersuchungen nicht zum Erfolg, was L. Weickmann jr. (7) ausdrücklich betont. Das sichtbare Ergebnis dieser Asymmetrie ist die trotz der Mittellage der ITC bei 5°N bis in die Breite des Tschadsees bei 13°N reichende ausgedehnte Wüste Sahara, der auf der Südhemisphäre nur der etwa von 20 bis 25°S sich erstreckende Streifen der Kalaharisteppe gegenüber steht.

2.3 Orografie Afrikas und ihre klimatologische Wirkung

Mit Ausnahme der westlichen Sahara weist der ganze Kontinent ⁺⁺) Bergländer und Bergmassive auf, deren Wirkung die

⁺) bezüglich zweier Raumkoordinaten, etwa auf der Horizontalen
⁺⁺) zugrunde liegt die Karte (39), s. auch die Karte am Schluß dieser Arbeit

Niederschlagsverhältnisse entscheidend mitbestimmt. Dies geschieht in mehrfacher Weise durch

- 1) großräumige Luv- und Leewirkung auf die vorherrschenden Windsysteme,
- 2) lokale Ausbildung von Berg- und Talwinden, deren Konvergieren oder Divergieren stark von der Tageszeit abhängt,
- 3) örtliches Anregen der Konvektion durch Berghänge, vor allem bei schräg (senkrecht zum Hang) stehender Sonne,
- 4) allgemeine Verringerung des Wasserdampfangebots ("precipitable water") infolge mittlerer Höhenlage.

Von den hier nicht behandelten außertropischen Gebieten abgesehen, sind im Einzelnen hier zu nennen a) der große Gebirgsstock, der den Südteil Afrikas fast in seiner ganzen Breite und Ostafrika bis zum Roten Meer einnimmt; die Tausendmeter-Höhenlinie markiert hier ein Gebiet, das in seiner West-Ost-Erstreckung etwa 1000 km breit ist. Weiter überschreiten die Tausendmetermarke b) die Gebirge in der Mitte und im Osten der Insel Madagaskar, die Adamauaberge in Kamerun und der östliche Teil der Bandaschwelle in der Nähe der Grenze zwischen der Zentralafrikanischen Republik und dem Sudan, ebenso ein Teil des Hochlands von Nordnigeria und das Hochland von Oberguinea in seinem westlichen Teil. Nicht ganz diese Höhe von 1000 m erreicht c) das Hochland von Niederguinea.

Die Wirkung auf den Jahresniederschlag kann aus langjährigen Niederschlagsmittelwerten erschlossen werden unter Beachtung der in diesen Gebieten vorherrschenden Windrichtungen. Die eben genannten Gebirgsteile von Niederguinea, Oberguinea und Kamerun liegen in einer ganzjährigen Südwestströmung, ihre Luvseite bewirkt, wie Abb. 2 zeigt, eine Steigerung des Jahresniederschlags auf Werte über 2 m. Für die dem Passat ausgesetzten Berghänge Madagaskars gilt dasselbe für die Ostseite.

Außer dieser überzeugenden Steigerung des Regens durch Stau ist die Austrocknung im Lee in großem Ausmaß an der Somali-halbinsel zu erkennen. Die dort im Sommerhalbjahr theoretisch zu erwartenden Niederschläge finden trotz konvergenter Bodenströmung nicht statt, da der andernorts feuchte Südwestwind beim Absteigen vom ostafrikanischen Hochland her ausgetrocknet wird.

In den tropischen Breiten, wo die Niederschläge überwiegend konvektiver Natur sind, spielen außer der Orografie die atmosphärischen Stabilitätsverhältnisse eine wichtige Rolle. Die Temperatur, die wegen ihrer geografisch einheitlichen Verteilung im Inland kein Gegenstand des Interesses ist, kann in Küstengebieten der entscheidende Klimafaktor werden. Kalte Meeresströmungen (Auftriebswasser) beherrschen die Westküste der tropischen Kontinente. Vor Afrika ist dies der Kanarenstrom, der die westafrikanische Küste bis zum Kap Verde erfaßt und der Benguelastrom, der die südwestafrikanisch-angolesische Küste beherrscht. Die so erzwungene Stabilisierung läßt die Häufigkeit der Starkregen zurückgehen (s. Abb. 2), in gleichem Sinn erwirkt die kalte Unterlage das in 2.2 beschriebene Fernbleiben der Angola-konvergenz vom Küstengebiet; dafür herrscht häufig Nebel, Nieseln oder wenigstens eine Stratocumulusdecke vor.

Die im Verlauf der Oberguineaküste von Dahome bis zur Elfenbeinküste gemessenen auffälligen Unterschiede der Jahressummen des Niederschlags sind ebenfalls eine Folge verschieden temperierter Teile des Guineastroms (9, 50).

3 Das Datenmaterial

3.1 Auswahl und Vorbereitung

Zur Erfassung der Niederschläge in Afrika während des IGJ steht das Beobachtungsmaterial der synoptischen Bodenstationen zur Verfügung, das vom Sekretariat der WMO gesammelt worden ist und vervielfältigt in Form von Mikroarten bezogen werden kann.

Jede der 338 Stationen meldet in sechsstündigem Abstand die auf Weltzeit (GMT) bezogenen ersten 6 Gruppen des Code FM 11.A ⁺), dazu in zwölfstündigem Abstand die Niederschlagsgruppe und den Erdbodenzustand.

Je Station und Termin sind dies 25 Schlüsselziffern, alle 12 Stunden 30 Schlüsselziffern. In den 550 Tagen des IGJ errechnen sich so $27\,500 + 33\,000 = 60\,500$ Schlüsselziffern je Station. Damit stehen aus dem afrikanischen Raum insgesamt rund 20 Millionen derartige Daten zur Verfügung.

Um sie auf einer leistungsfähigen Rechenanlage verarbeiten zu können, ist die Übertragung auf Lochkarten unumgänglich. Um diese Vorarbeit auf ein vertretbares Maß einzuschränken, erfolgte eine Auswahl der Code-Symbole "ww", "W" und "RR", die unter allen in Frage stehenden Informationen die Niederschlagsarten und die Menge direkt angeben.

3.2 Der benutzte Teil des Wetterschlüssels

a) Die Doppelziffer "ww"

Sie kennzeichnet das auf den Beobachtungstermin bezogene,

⁺) Bodenbeobachtungen auf Landstationen, Stand von 1953.

in manchen Fällen bis zu einer Stunde zurückliegende Wetter. Die erste Ziffer gibt eine großzügige Einteilung in 10 Dekaden (... Sandsturm, Nebel, Nieseln, Regen, Schnee usw.), die zweite die genauere Festlegung des Phänomens (...leicht, mäßig, stark, oder abnehmend, zunehmend usw.).

Passen mehrere Schlüsselzahlen auf den zu meldenden Wetterzustand, so ist die höchste zu wählen ("Vorrangregel") (10). Demgemäß sind alle Erscheinungen mit Niederschlag einschließlich Gewitter bevorzugt zu melden; dies ist für die folgende Untersuchung deshalb wichtig, weil bei diesem Verfahren der synoptischen Meldung keine der hier interessierenden Erscheinungen unbemerkt verlorengehen.

b) Die Ziffer "W"

Sie kennzeichnet den Wetterverlauf zwischen den Beobachtungsterminen und erlaubt die großzügige Einteilung in die gleichen unter a) genannten Dekaden. Es gilt wieder die Vorrangregel, und bei Änderungen des Wetters in dem sechsstündigen Zeitraum ist der vorherige Zustand zu melden, wenn mit "ww" der darauf folgende schon erfaßt ist (10). Diese Regelung von Mehrdeutigkeiten ist für diese Untersuchung ebenfalls von Belang.

c) Die Doppelziffer "RR"

Sie bezieht sich auf die innerhalb von 12 oder 24 Stunden gefallene Regenmenge. Die in mm Regenhöhe gemessenen Werte werden nur in dem am häufigsten vorkommenden Bereich direkt angegeben (z. B. 50 mm entsprechen RR=50), bei sehr geringen und sehr hohen Mengen werden feinere bzw. gröbere Unterteilungen gewählt, um mit den zur Verfügung stehenden 100 Möglichkeiten der Verschlüsselung alle Fälle erfassen zu können (10).

3.3 Fehlerkontrolle, fehlende Meldungen

Während des Übertragens der Daten auf Lochkarten wurden offensichtliche Fehler richtiggestellt, soweit das aus den übrigen Daten zu ersehen war; die übrigen Fehler wurden als fehlende Meldung gekennzeichnet.

Beim Eintragen ins Beobachtungstagebuch oder beim Abschreiben in das hier benutzte Formular der WMO kamen folgende Fehler vor, die nach der Häufigkeit ihres Vorkommens aufgeführt sind:

- a) Nach Wettermeldungen, die Niederschlag an der Station einschließen, z. B. bei $ww=95$ oder $W=8$, wurde $RR=00$ gegeben. Korrektur: $RR=97$.
- b) Bei Stationen, die den Regen zum Frühtermin auf 24 Stunden beziehen, wurde der Abendniederschlag des vortags nicht berücksichtigt. Entsprechende Korrektur wurde angebracht.
- c) Nach Wettermeldungen ohne Niederschlag wurde unter RR Regen gemeldet. Es erfolgte keine Korrektur, wenn die Mengen nicht allzu hoch waren, da kurzer Nachtniederschlag manchmal nicht bemerkt wird (Somaliland). Waren die Mengen unwahrscheinlich hoch, wurde die Regenbeobachtung als fehlend gekennzeichnet, bei Meldung von $E=0$ (Erdboden trocken) wurde $RR=00$ gesetzt (Abschreibefehler).
- d) Folgende Beispiele weiterer Abschreibefehler konnten korrigiert werden:
 $wwW = 602$, $RR = 00$, $1/8$ Cu hum: Korrektur $wwW = 062$.
 $wwW = 248$, Temperatur $16^{\circ} C$: Korrektur $wwW = 258$
 (24=Glatteis in der letzten Stunde).

Im ganzen betreffen nicht korrigierbare Fehler höchstens ein Promille des Materials.

Mehr ins Gewicht fallen fehlende Meldungen des Nachttermins (00 GMT) an 89 Stationen, was zur Ermittlung täglicher Gänge geeignete Reduktionsverfahren verlangt und die einheitliche Behandlung des Materials beeinträchtigt.

Beobachtungsorte, die außer diesen Lücken auch den Abendtermin (18 GMT) nicht melden, müssen daher ausgeschieden werden, so daß von den anfangs genannten 338 Stationen sich nur 296 zur weiteren Bearbeitung eignen.

3.4 Vereinheitlichung des Materials

Von der WMO wurden als Bezugstermine die 4 synoptischen Haupttermine 00 z, 06 z, 12 z und 18 z (z = GMT = Greenwich Mean Time) vereinbart.

Die um 06 z und 18 z fällige Niederschlagsmessung erfolgte aber nicht in allen Ländern um diese Zeit, wenn die nationalen Gewohnheiten der Ablesung anders lagen. Wie in (11) angegeben, lesen Gambia, Ghana, Nigeria und Portugiesisch Guinea statt um 06 z 3 Stunden später, Äthiopien statt um 18 z 3 Stunden früher ab; in (11) nicht aufgeführt, meldet Sierra Leone wie Gambia erst um 09 z, wie aus den Aufschrieben erschlossen worden ist.

Zur Korrektur wurde die Regenmessung um 09 z in Beziehung gesetzt mit den seit 18 z des Vortags verzeichneten Wettermeldungen bis 12 z und, bei Widersprüchen mit einer Übernahme der 09 z-Niederschlagsmeldung auf 06 z, der Betrag auf den 18 z-Termin gelegt. Beispiel: Die Wetter-Niederschlagsgruppen lauten im WMO-Formular, eingetragen im sechsständigen Abstand

18z	00z	06z	12z	18z	
ww W RR	ww W	ww W <u>RR</u>	ww W	ww W RR	
01 6 96	02 1	03 2 17	01 9	17 9 25	. Die Korrektur ist:
01 6 96	02 1	03 2 <u>00</u>	01 9	17 9 <u>42</u>	.

Andere Fälle, die durch Ändern des obigen Beispiels etwa in $W = 6$ um 06 z vertreten seien, lassen nicht mehr entscheiden, ob der um 09 z gemessene Regen vor oder nach 06 z gefallen ist. Wenn man jedoch von starken Änderungen der täglichen Regenwahrscheinlichkeit absieht, läßt sich im Mittel solcher mehrdeutigen Fälle der auf den 06 z-Termin entfallende Anteil der 09 z-Messung ermitteln. Er entspricht dann dem Verhältnis der zugehörigen Zeitspannen, d. h. $12 \text{ Stunden} / 15 \text{ Stunden} = 0,8$. Beim Übertragen der Daten wurde deshalb die (09z-) Regenmenge wahlweise belassen oder halbiert, um im statistischen Mittel diesen Reduktionsfaktor zu erzielen.

Der 15 z-Termin für Äthiopien wurde entsprechend behandelt. Die Regenmessungen von Madagaskar, in 24-Stundensummen angegeben, bedurften einer entsprechenden Umrechnung, was bei hohen Mengen infolge der genannten unterschiedlichen Stufen des Code die Genauigkeit ebenfalls etwas beeinträchtigt.

3.5 Verteilung der Stationen

Wie Abb. 3 zeigt, sind mit Ausnahme des östlichen Teils von Afrika die regenreicheren Gebiete gut mit Stationen besetzt, etwa der Besiedlungsdichte entsprechend, die ihrerseits sehr entscheidend von den Niederschlagsverhältnissen abhängt. So bilden sich weite Teile der Sahara durch nur vereinzelte Stationen ab, ebenso die Steppen- und Wüstenzone der Kalahari und des westlichen und nördlichen Teils von Südwest-

afrika. Die Lücken in Ostafrika sind bedingt durch den oben genannten Ausfall von Stationen, die den 18 z- und 00 z-Termin nicht melden (12).

Fehlende Nachttermine sind in Abb. 3 durch Punkte unterhalb des Stationssymbols markiert, die Höhenstufe der Stationslage bezeichnet das Symbol selbst.

Da sich weite Teile Afrikas, besonders der Süden, über größere Höhen erstrecken, errechnet sich aus dem gewählten Stationskollektiv eine mittlere Höhe von 444 m über NN.

Von den 296 Stationen sind 11 auf Inseln gelegen (Madagaskar ausgenommen), 64 an der Küste und 3 an größeren Binnenseen.

Der mittlere Stationsabstand beträgt in dem am dichtesten besetzten Raum Westafrika-Kongo 270 km (wie er etwa dem der Flugberatungskarte des Deutschen Wetterdienstes für Mittel- und Westeuropa entspricht).

3.6 Angewendete Methoden

Die kontrollierten Informationen "ww", "W" und "RR", insgesamt $10 \cdot 550 \cdot 296 = 1,63$ Millionen, wurden zusammen mit Datum und Stationsnummer auf Lochkarten übertragen, von Hand auf Richtigkeit geprüft, maschinell auf formale Fehler (fehlende oder vertauschte Lochkarten) geprüft und später zum überwiegenden Teil mit der Maschine IBM 7094 des Deutschen Rechenzentrums in Darmstadt ausgewertet.

Die in den folgenden Teilen dargelegten Einzelfragen wurden in der Programmiersprache Fortran ⁺) formuliert, gerechnet und zur Kontrolle etwa unterlaufener Programmierfehler an Einzelfällen auf Richtigkeit geprüft.

Eine bildliche Darstellung, häufig in Kartenform, konnte auf dem der Maschine angeschlossenen Zeichengerät vorgenommen werden.

⁺) Fortran II zur Kontrolle formaler Fehler und zur Übertragung der 3 im BCD-Code beschriebenen Datenbänder auf ein einziges Binärband, alle übrigen Probleme in Fortran IV.

4 Geografische Verteilung von Niederschlägen und Gewittern

4.1 Die Niederschläge im jährlichen Gang

Der im einführenden Teil 2 geschilderte Rahmen, den die Allgemeine Zirkulation und die Orografie um die Niederschlagsverhältnisse in Afrika bilden, findet in ihrer örtlichen und jahreszeitlichen Verteilung seinen Ausdruck. Für möglichst viele der verwendeten IGJ-Stationen werden aus (13), für den östlichen Teil erweiternd aus (8), (14), (15) und (16) die langjährigen Monatsmittelwerte des Regens entnommen und in Abb. 4 dargestellt.

Während in erster Näherung die Jahresverläufe die bekannten Maxima im jeweiligen Sommer zeigen, sind im übrigen folgende Abweichungen bemerkenswert, die das Ergebnis der in 2.2 dargestellten Lage der Konvergenzen und der Orografie sind.

1) Die Äquatornahen Gebiete mit doppelter Regenzeit beschränken sich auf die gestrichelt umrissenen Flächen der Abb. 4, die der Bedingung genügen, daß die niederschlagsärmere Zeit wenigstens mit einem Monatswert unter die Hälfte des Monatshöchstwertes der folgenden Regenzeit sinkt (dieses scharfe Kriterium erscheint zweckmäßig und erfaßt etwa die Gegenden, die in der Literatur für doppelte Regenzeiten angeführt werden (9), (18), (8)).

An der Guineabucht verschwindet die sonst nur schwach und nicht in allen Jahren ausgeprägte (9) "kleine Trockenzeit" (Juli-August). Die einzigen Stationen mit gut ausgeprägter jährlicher Doppelperiode und regelmäßig eintretenden (d. h. im langjährigen Mittel sich nicht verwischenden) Trocken-

zeiten liegen in Ostafrika, in dem Gebiet zwischen Lyamungu ($3,2^{\circ}\text{S } 37,2^{\circ}\text{E}$) und Hargeisa ($9,5^{\circ}\text{N } 44,1^{\circ}\text{E}$) ⁺) und dem Gebiet zwischen Tanganjikasee und Albertsee.

In meridionaler Erstreckung ausgedehnt, zeigen die gestrichelt umrissenen Gebiete die über Ostafrika rasche Verlagerung der ITC, die im Nordsommer von der Sahara über das Gebiet des Tana-Sees nach Arabien verläuft, im Nordwinter dagegen von der Südgrenze des Sudans nach Süden abzweigt über Ostafrika und sich in der Konvergenz des Indischen Ozeans fortsetzt (17).

2) Die östliche Äquatorzone zeigt bis zur Somalihalbinsel ein Maximum des Niederschlags im April oder Mai, ebenfalls eine Wirkung der sich um diese Zeit rasch über dieses Gebiet verlagernden ITC, die den feuchten Südostpassat auf Nordostwind und das Jahresmaximum der Temperatur folgen läßt.

Diese Asymmetrie der doppelperiodischen Temperatur- und Niederschlagsverteilung auf dem Kontinent ist eine Folge des verzögerten, einfach periodischen jährlichen Temperaturgangs des südhemisphärischen Ozeans, der im März etwa die höchste Temperatur und damit Feuchte liefert.

⁺) Von einer ariden Zone unterbrochen; hier wurde dafür die 300mm-Isohyete punktiert gezeichnet, die etwa die Gebiete abgrenzt, denen durch orografisch bedingte absinkende Strömungen soviel Regen entzogen wird, daß von einer doppelten "Regenzeit" ohnehin nicht mehr gesprochen werden kann.

4.2 Gebiete starker Schwankungen der monatlichen Niederschlagsmenge von Jahr zu Jahr

4.21 Methode ihrer Erfassung

Die Diskussion langjähriger Mittelwerte kann nur Auskunft geben über einen "mittleren" Zustand, ist jedoch für den Einzelfall eines bestimmten Monats oder gar eines Tages nur sehr bedingt maßgebend. Obwohl es nicht die Aufgabe dieser Untersuchung ist, etwa an Hand von Häufigkeitsverteilungen der langjährigen Niederschlagsdaten einzelner Stationen ein Maß der Streuung anzugeben, soll ein einfacherer Weg solche Unregelmäßigkeiten wenigstens skizzieren.

In (13) werden außer langjährigen Monatsmittelwerten die absoluten Tagesmaxima der Kalendermonate angegeben. Sie sind in Abb. 5 dargestellt. Da die Bezugszeiträume mancher Orte nicht lang genug sind, ist die Anzahl der Jahre, wenn sie 7 unterschreitet, einschränkend vermerkt.

Die Höhe der kleinen Säulendiagramme ist so gewählt, daß im Mittel der Stationen die Monatsmittelwerte in Abb. 4 und die höchsten Tageswerte des entsprechenden Monats in Abb. 5 etwa gleich hoch erscheinen. Abweichungen fallen so am deutlichsten auf. Dieser Maßstabsunterschied beträgt gegenüber Abb. 4 gerade $1/2$, woraus zu schließen ist, daß im Mittel die höchsten überhaupt gemessenen Tageswerte die Hälfte des Monatsmittels ausmachen oder das Fünfehnfache des Tagesmittels.

So ist die Häufigkeitsverteilung tropischer Niederschläge grob umrissen, die im übrigen, wie auch in Mitteleuropa, linksschief ist, d. h. mit einem Zentralwert (Mittenwert),

der kleiner als das arithmetische Mittel ist (belegt für südafrikanische Stationen südlich 17°S , (19)). Solche Verteilungen entstehen durch den hohen Anteil verhältnismäßig geringer Niederschläge; das arithmetische Mittel wird mehr beeinflusst von den ergiebigen Konvektionsregen. Bei der Bearbeitung des Materials konnte dies bestätigt werden.

4.22 Beschreibung

Im Einzelnen zeigen sich folgende Abweichungen der maximalen Tageswerte vom langjährigen Mittel im Jahresgang:

- 1) Die beiden im Westen liegenden Gebiete doppelter Regen- bzw. Trockenzeit treten mit ihren beiden Häufigkeitsgipfeln nicht mehr so deutlich in Erscheinung.
- 2) Auch die geografisch verbreitete einfache Trockenzeit in Oberguinea (Dezember-Januar) weist etwa bis 9°N gelegentliche Starkregen auf, eine Wirkung der sich von der Küste kaum weiter südwärts entfernenden ITC.

Als Gebiete starker Schwankungen werden die Stationen in Abb. 5 mit einem Kreis gekennzeichnet, deren Jahressumme größer als 100 mm ist und die in der niederschlagsreicheren Zeit wenigstens 2 Monate aufweisen, deren höchste Tagesmengen den Monatsmittelwert überschreiten. Dieses Kriterium erfaßt nicht wie Punkt 1 und 2 allein die leicht zu störenden Bedingungen der Trockenzeit, sondern das von Jahr zu Jahr mögliche Ausbleiben oder verstärkte Einsetzen der Regenzeit, was diese Unterschiede in der Häufigkeitsverteilung veranlassen kann.

Solche Stationen zeigen die dynamisch instabileren Teile der ITC. Sie liegen

- 1) an den maritimen, gegen die Tropenkonvergenz stoßenden

beiden Rändern der Wüstenzonen. Insbesondere weist Lobito in Angola ($12,4^{\circ}\text{S } 13,5^{\circ}\text{E}$) bei einem mittleren Jahresniederschlag von 353 mm innerhalb von 19 Jahren das absolute Tagesmaximum von 536 mm auf. (Für die südwestafrikanische Küste wurde in (20) eine Korrelation regenreicher Jahre mit Ost- bis Südwinden bzw. normaler bis trockener Jahre mit südwestlichen Winden in 1 bis 2 km Höhe gefunden.) Ähnliche Extreme verzeichnet Djibuti ($11,6^{\circ}\text{N } 43,2^{\circ}\text{E}$) bei der mittleren Jahressumme des Regens von nur 129 mm mit dem Tagesmaximum von 211 mm innerhalb von 46 Jahren. Die Station Mogadischu ($2,0^{\circ}\text{N } 45,4^{\circ}\text{E}$) kann, obwohl in Äquatornähe gelegen, bei den wüstenhaften Niederschlagsverhältnissen der Somalihalbinsel noch zu dieser Gruppe gerechnet werden.

2) Die folgende Gruppe liegt im Lee der Südost- und Nordostwinde auf Madagaskar und der Großen Komoreninsel ($11,6^{\circ}\text{S } 43,2^{\circ}\text{E}$). Diese im Jahresniederschlag deutlich ausgeprägte Leewirkung (S. 12) verschwindet, wenn der Wind im Bereich der in der Straße von Moçambique nicht seltenen tropischen Wirbel auf andere Richtungen dreht.

3) Die Küstenstation Accra ($5,6^{\circ}\text{N } 0,2^{\circ}\text{W}$) steht unter dem Einfluß kälteren Auftriebswassers des Guineastroms (S. 13).

4) Die ganzjährig im Südostpassat liegende Insel Ascension ($7,9^{\circ}\text{S } 14,4^{\circ}\text{W}$) wird zuweilen, aber selten von einer Konvergenz erfaßt, die als Fortsetzung der Angolakonvergenz aufzufassen ist und sich als zweite atlantische Konvergenz über dem Südatlantik erstreckt (20).

Als gemeinsame Merkmale stärkerer Schwankungen erweisen sich verschiedener Untergrund (Land-See), zusammen mit den Grenzzonen zwischen Gebieten der Divergenz und Konvergenz.

Wie fest beides untereinander verknüpft sein kann, zeigt das ausgedehntere Gebiet Südwestafrikas und Angolas, dessen extreme maritime Kälte die ungewöhnliche Lage der Konvergenz bedingt (S. 13). In Küstennähe liefert sie jedoch selten und nur unter geeigneten Strömungsbedingungen Starkniederschläge, die denen maritimer Wärmegebiete in nichts nachstehen.

4.3 Die afrikanischen Gewitterherde

4.31 Allgemeine Vorbemerkungen

Die in den Tropen am häufigsten beobachtete Form des Niederschlags, das Gewitter, soll in seinem Verhalten in den folgenden Kapiteln näher untersucht werden. Nicht nur der eingangs erwähnten radiometeorologischen Fragestellung auf den Grund zu gehen, sondern auch der vielfach genannten einseitigen Vorstellung der Gewitterbildung: Labilisierung der Troposphäre durch Einstrahlung.

Nach der vorangegangenen Kennzeichnung der langjährigen Mittelwerte des Niederschlags kann hierzu das gewonnene Material des IGJ verwendet werden, da langjährige Gewitterbeobachtungen nicht in erforderlicher Form vorliegen.

4.32 Zum Begriff des Gewittertages

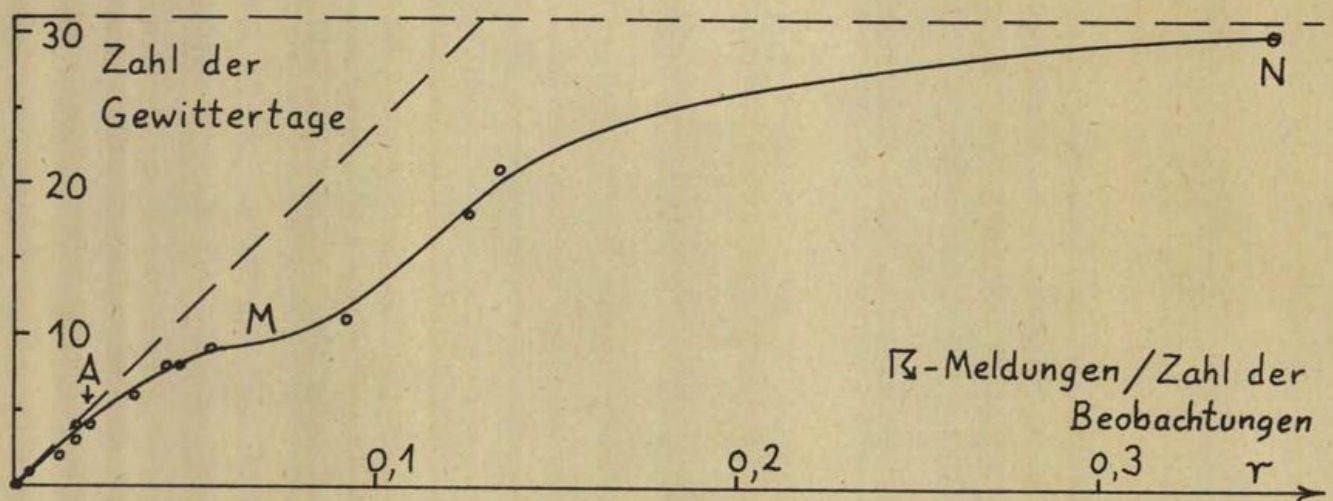
In der Klimatologie wird als elementare Kennzeichnung der Häufigkeit von Erscheinungen die Anzahl der Tage angegeben, an denen Ereignisse wie Frost, Sturm, Regen oder auch Gewitter registriert worden sind. So ist ein Gewittertag definiert als ein Kalendertag, in dessen Verlauf von 0 bis 24 Uhr irgendwann Gewitter beobachtet werden.

Die bekannten WMO-Karten legen dieses Maß für das Gebiet Afrikas aus einem drei- bis zehnjährigen Zeitraum zugrunde. Eine Gewitterstatistik solcher Werte verzerrt aber die hier interessierende wirkliche Gewitterhäufigkeit, sobald an einer Station mehr als ein Gewitter pro Tag auftritt, also gerade in tropischen Gebieten.

Eine Teststation (Asmara) zeigt dies an dem funktionalen Zusammenhang der dort beobachteten relativen Gewitterhäufigkeit r und der Zahl der Gewittertage pro Monat in Figur 1. Hier wird für die 18 Monate des IGJ diese Zahl der Gewittertage mit dem relativen Anteil der Gewittermeldungen aus "ww" und "W" (maximal 8 pro Tag oder 248 pro Monat) in Beziehung gesetzt ⁺).

Der Verlauf der so gewonnenen Funktion ist folgendermaßen zu deuten. Es steige die relative Häufigkeit r , ausgedrückt in Gewittermeldungen pro Anzahl der Beobachtungstermine, langsam von Null aus an. Bei einer zunächst noch geringen Gewitterhäufigkeit wird im Einzelfall eines Tages in der Regel keine, sonst, bei normaler Zählung eines Gewittertages, meist nur eine Gewittermeldung pro Tag vorliegen, d. h. die Bezie-

⁺) Z. B. ist bei 2 solchen Gewittermeldungen pro Tag $r=0,25$.



Figur 1

hung zu den Gewittertagen (eines ganzen Monats) verläuft linear bis Punkt A. Im weiteren Verlauf zunehmender Gewitter, beispielsweise während eines Monats der einsetzenden Regenzeit, werden die Fälle rasch anwachsen, die zwei oder mehr Gewittermeldungen am Tag bewirken, was jedoch nur einem weiteren Gewittertag entspricht: Die Kurve entfernt sich von der markierten Anfangsgeraden. Schließlich erreicht sie, zwar nicht mehr für Asmara, aber für die gewitterreicheren Stationen der inneren Tropen, bei dem (empirischen) Wert $r = 0,3$ die obere Grenze der Gewittertage, nämlich die Zahl der Kalendertage des Monats. Eine weitere (theoretische) Steigerung bis $r = 1$ (Gewitter zu allen Beobachtungen) käme im Ordinatenmaß der Gewittertage nicht mehr zum Ausdruck.

Das Kurvenstück bis M, d. h. über den linearen Teil hinaus, kennzeichnet mitteleuropäische Verhältnisse (51, 52), Punkt N wird an einer der gewitterreichsten Stationen Afrikas (Ngaundere, s. Karte) im Mai 1958 erreicht.

Mit dem nichtlinearen Verlauf dieser Funktion wird die Fragwürdigkeit des Maßes "Gewittertag" in gewitterreichen Gebieten deutlich und zeigt die Schwierigkeiten, die sich bisherigen Abschätzungen der Gewittertätigkeit in den Weg gestellt haben (21, 22).

Bis jetzt steht aber die Frage noch offen, wie genau die relative Gewitterhäufigkeit r , etwa eines Monats, aus dem vorliegenden Material wirklich bestimmt werden kann. Sie setzt sich exakt als Mittelwert zusammen aus den für jeden Moment vorliegenden Meldungen $r(t)$ zu

$$r = \frac{1}{T} \int_0^T r(t) dt, \quad T \text{ z. B.} = 1 \text{ Monat.}$$

$r(t)$ ist eine Rechteckfunktion, $r(t) = 1$, solange ein Gewitter andauert, $r(t) = 0$ sonst. Lügen n Beobachtungen des augenblicklichen Zustandes in beispielsweise einstündigen Abständen vor, so ließe sich eine hinreichend genaue Näherung in Summenform angeben, denn die Veränderlichkeit der Funktion $r(t)$ wird bestimmt durch die Dauer der Gewitter, die in den Tropen meist länger als 1 Stunde ist (23, 24):

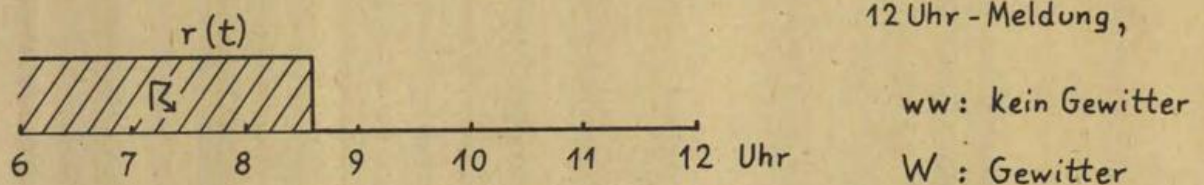
$$r^{(1)} = \frac{1}{n\Delta t} \sum_{v=1}^n r(t_v) \Delta t,$$

$$t_v - t_{v-1} = \Delta t = \frac{T}{n} = 1 \text{ Stunde.}$$

Die Kennung (1) bezieht sich auf den einstündigen Abstand der Meldungen.

Die Voraussetzung zeitlich genügend dichter Beobachtungen kann allerdings von den nur alle 6 Stunden vorliegenden ww-Meldungen nicht erfüllt werden, so daß verfeinernd die den Verlauf der Zwischenzeiten angehenden W-Daten eingeschaltet werden sollten; ihre zeitliche Folge sei mit $R(t_v - \tau)$ bezeichnet, ihr Mittelwert mit R . Da ihre Glieder nicht die momentane Aussage haben wie die ww-Werte, muß die im folgenden abgeleitete Reduktion angebracht werden.

Wie leicht einzusehen ist, wächst die Wahrscheinlichkeit p der Meldung eines Ereignisses (Gewitter) mit der Dauer der Beobachtungszeit b ⁺), $p = p(b)$. Je länger ein Ereignis selbst andauert, umso geringer ist dieses Wachstum der



Wahrscheinlichkeit. Für mitteleuropäische Stationen wurde dies von Wachter (25) quantitativ nachgewiesen.

Es sei der zeitliche Verlauf $r(t_v)$ der Beobachtungen von Gewittern in 6stündigem Zeitabstand während einer langen, gegen die Mittelungszeit T großen Zeitdauer bekannt, so daß der darüber erstreckte Mittelwert als empirische Wahrscheinlichkeit p für das Auftreten von Gewittern gelten kann.

Derselbe Mittelwert p werde auch über die (Momentan-) Beobachtungen der Zwischentermine $r(t_v - \tau)$ erreicht, wobei τ zwischen 0 und 6 Stunden liegt, d. h. die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Gewittern sei je zu allen Haupt- und allen Zwischenterminen die gleiche. Unter solcher Voraussetzung ist das Verhältnis der Meldungen des Ereignisses unter "W" zu denen unter "ww" im langzeitlichen Mittel gleich $p(b)/p(0)$. Diese Größe ist, wie oben erläutert, größer als 1, da im Verlauf von 6 Stunden natürlich häufiger Gewitter anzugeben ist, als nur für den Augenblickswert. Der Kehrwert $p(0)/p(b)$ ist also der gesuchte Normierungsfaktor, mit dem, etwa für einen Monatsmittelwert, die Häufigkeit der Gewittermeldungen unter "W" auf die entsprechende Momentanhäufigkeit des eingeschobenen Zwischentermins übergeführt wird.

⁺) Bei unseren "W"-Meldungen 6 Stunden.

Mathematisch ist dann mit den eingeschobenen Zwischenwerten "W" eine bessere Näherung des Integrals möglich:

$$r^{(3)} = \frac{1}{n\Delta t} \cdot \frac{1}{2} \sum_{v=1}^n \left(r(t_v) + \frac{p(0)}{p(b)} R(t_v - \tau) \right) \Delta t, \quad \Delta t = 6 \text{ Stunden,} \\ \tau = 3 \text{ Stunden,} \\ \text{vgl. S. 51.}$$

Ist die Zeitdauer $T = n\Delta t$ jedoch nicht mehr klein gegen die Zeitspanne des gesamten statistischen Materials, so strebt mit der oben genannten Voraussetzung r gegen $p(0)$ und R gegen $p(b)$, d. h. die Genauigkeit läßt sich nicht steigern über die der einfachen Näherung

$$r^{(6)} = \frac{1}{n\Delta t} \sum_{v=1}^n r(t_v) \Delta t, \quad \Delta t = 6 \text{ Stunden.}$$

Für die folgenden Darstellungen je eines halben Jahres ist dies der Fall.

4.33 Halbjahreskarten des IGJ (Gewitter)

Nach diesen theoretischen Überlegungen soll die geografische Verteilung des Gewitterangebots möglichst genau erfaßt werden. Dazu bestimmt man die über alle Termine gemittelte relative Häufigkeit r der Gewittermeldungen in "ww" aller Stationen, das sind die Zahlen 91 - 99, außerdem 29, 19, 17 und erweiternd 13. Davon beziehen sich 91 - 94 und 29 auf eine Zeitspanne von 45 min ⁺) anstatt auf die sonst gültige "momentane" Beobachtungszeit von 10 bis 15 min (44). Die dadurch bewirkte Steigerung beträgt aber höchstens 4% gegenüber der Momentanwahrscheinlichkeit ⁺⁺).

⁺) Gewitter innerhalb der letzten Stunde, aber nicht zur Beobachtungszeit des synoptischen Termins.

⁺⁺) Bei dem empirisch vorliegenden Anteil solcher Meldungen in 14% aller Fälle und angenommener mittlerer Dauer der Gewitter von 2 Stunden.

Um einer möglichen Verfälschung der wirklichen Verteilung der Gewitter durch die Auswahl der Stationen zu begegnen, wird Wetterleuchten mitgezählt. Seine größere optische Reichweite (ca. 60 - 100 km) vergrößert die Wirksamkeit des Netzes, da eine Station Gewitter sonst nur akustisch auf 20 km feststellen kann, wie meist angegeben wird (22); dies entspricht dem Radius der kleinen Stationskreise in Abb. 6 bis 8.

Darin ist für die 3 aufeinanderfolgenden Halbjahre des IGJ das Verhältnis r der Gewittermeldungen zur Zahl der abgegebenen Meldungen, wie oben beschrieben, für jede der 296 Stationen dargestellt. Die Linien gleicher Häufigkeit sind für $r=0,05$ dünn, für $r=0,1$, $0,2$ usw. dicker eingetragen.

Wie zu erwarten, überdeckt in allen 3 Bildern die Zone größerer Häufigkeit $r > 0,1$ ein großes Gebiet nördlich und südlich des Äquators, entsprechend der meridionalen Wanderung der Konvergenz. Noch deutlicher als in den langjährigen Niederschlagssummen (Abb. 2) kommt die Verbindung zur Arabien-Konvergenz und zur Konvergenz des Indischen Ozeans (ihrem südlichen Zweig) zum Ausdruck.

Die Ursache der Bildung von Gewittern erhellen aber erst die Stellen, die von der Verteilung des Niederschlags abweichen. Solche besonders günstigen und auch ungünstigen Gebiete zeigen sich

- 1) in Madagaskar. Dort ist die Verteilung der des Niederschlags gerade entgegengesetzt, d. h. der Stau des feuchten Südostpassats wirkt erstaunlicherweise bei der Entwicklung von Gewittern hemmend, die dem Kontinent zugewandte Lee-seite fördernd.
- 2) Von den beiden anderen maritimen Staugebieten und Niederschlagszentren wirkt sich das an der Guineabucht auch erst landeinwärts gewitterfördernd aus; dasjenige an der westafrikanischen Küste zeigt das einzige Gewittermaximum Afrikas

unmittelbar am Ozean mit Häufigkeiten $r = 0,2$ bis $0,25$. Dies ist die Übergangszone zur atlantischen Konvergenz. (Nach (26, 27) setzt sich diese gewitterreiche Zone von Oktober bis April westwärts bis 30°W fort, Kuhlbrodts Werte ergeben umgerechnet auf Momentanhäufigkeiten aber höchstens den halben Wert.)

3) Die ganze Zeit von $1\frac{1}{2}$ Jahren hindurch zeichnen sich bestimmte Orte durch besonderen Gewitterreichtum aus. Sie liegen westlich des ostafrikanischen Seengrabens mit dem Zentrum Bunia (Nähe des Albertsees), Obo im Ursprungsgebiet des Ubangi (Zentralafrikanische Republik-Sudan), in Djambala (Republik Kongo), in Ngaundere und Kundja (Kamerun, Adamaua-Berge), in Bonthe und Freetown (Sierra Leone) und in Mitwaba (Katanga), vgl. Karte.

Es fällt auf, daß alle solche Stationen, soweit sie im Binnenland liegen (im Text unterstrichen), im Ursprungsgebiet größerer Flußtäler sind. Hier herrschen aber meist ausgeprägte Talaufwinde, deren konvergenter Verlauf gegen das Bergmassiv oder die Paßhöhe die Gewitter bevorzugt entstehen läßt. Ähnliche Fälle zeigen dies in den Alpen (28).

4) Umgekehrt weist das äquatoriale Ostafrika in einem 500 km breiten Streifen landeinwärts außergewöhnlich selten Gewitter und Wetterleuchten auf, Nairobi verzeichnet im zeitlichen Mittel des IGJ nur $r = 0,02$. Da die Gewitterfeindlichkeit des Ozeans für ein so breites, weit vom Ozean entferntes Gebiet als Ursache nicht allein in Frage kommen kann, ganz besonders hier nicht, wo die hohe Oberflächentemperatur des Meeres eine so weitreichende advective Abkühlung ausschließt, muß ein anderer Grund vermutet werden. Radiosonden von Nairobi (29) zeigen, daß die meiste Zeit, auch in der großen Regenzeit, die Passatinversion der Südhalbkugel in 3,5 bis 5 km Höhe noch zu erkennen ist. Dieses Kennzeichen einer von oben her abgeriegelten geordneten Aufwärtsbewegung erschwert labile Umlagerungen, die nur in stark gegliedertem

Gelände den Durchbruch erreichen, z. B. in Lyamungu am Südfuß des Kilimandjaro (30).

Im ganzen zeigen die Abbildungen 6 bis 8 ein recht geschlossenes Bild der gewitteraktiven Gebiete Afrikas. Das bedeutet, daß dem Einfluß des Geländes dabei zwar modifizierende, jedoch keine überragende Bedeutung zugesprochen werden kann. Es sind vielmehr die großräumigen dynamischen Eigenschaften der Zirkulation, die das Bild der Verteilung prägen.

Damit bietet sich zur besseren systematischen Untersuchung der Weg an, die Gewitterdaten auf ein äquidistantes Gitternetz zu übertragen, um von der zufälligen Verteilung der Stationen und, wo diese fehlen, von der subjektiv verschiedenen Linienführung loszukommen. Das einfache Modell dazu ist im Anhang S. 111 näher beschrieben.

4.34 Gewittertage je Zweigradfeld und Breitenkreis im Jahr

Die Verteilung der Gewitter beiderseits des Äquators kann mit dem dargelegten Begriff des Gewittertags erfaßt werden. Dies hat den Vorteil, daß die nachts nicht meldenden Stationen in den meisten Fällen nicht mit dem Reduktionsfaktor: $\text{Zahl der möglichen Meldungen} / \text{Zahl der abgegebenen Meldungen}$ in die Zählung eingehen müssen (vgl. S. 32), da das häufig eintretende Nachmittags- oder Abendgewitter schon den zu erfassenden Gewittertag ausmacht. Für das Jahr 1958, das etwa als Normaljahr gelten kann (s. Teil 6), kommt man so zu Abb. 10. Sie gibt die in 4.33 besprochenen Einheiten trotz des ausgleichenden Verfahrens genau wieder und zeigt damit die Vorzüge der Glättung.

Mittelt man über die Felder in zonaler Richtung, so erhält man die in Abb. 11 unten wiedergegebene Funktion von der geografischen Breite. (Außer Madagaskar wurden die kleineren Inseln dabei ausgeschlossen, da sie nicht mit der Fläche eines Zwei-Gradfeldes eingehen.) Der Verlauf ist zunächst gekennzeichnet von dem Abklingen der Häufigkeit der Mittelmeergewitter auf nur 2 Gewittertage pro Jahr in 27° Breite. Von dort an beginnt der Einfluß der tropischen Konvergenz mit zwei Gipfeln bei 1°N und 3°S , die unter der viel schwächeren subtropischen Divergenz (der Südhalbkugel) noch einen großen Teil des südlichen Afrika beherrscht. Erst bei 32°S setzt fast übergangslos die Gewitterarmut des Kaplandes ein in der dort herrschenden ganzjährigen Westwindzone.

Die Einzelheiten der Funktion der Gewittertage können aber erst deutlich werden, wenn die Beziehung zu dem aus den Stationshöhen gemittelten Nord-Süd-Profil Afrikas hergestellt wird (obere Kurve der Abb. 11). Wie im vorigen Abschnitt 4.33 schon festgestellt worden ist, nimmt in den Tropen die Gewitterhäufigkeit zur Küste hin ab. So erklärt sich die Stufe im Verlauf der stark ansteigenden Funktion bei 5°N , denn dieser Streifen wird etwa zu 30% von der Küste Oberguineas gebildet. Bezeichnenderweise wird dieser Abfall vorher auf 7°N durch ungewöhnlichen Anstieg ausgeglichen, wofür die Wirkung einer Land-Seewindzirkulation in Frage kommt (31)⁺). Weiter kommt als Folge der mittleren Höhe des Geländes in Betracht das rasche Abklingen nach dem Häufigkeitsgipfel und das folgende Verharren bei 11°S .

So hängt die Asymmetrie des meridionalen Gewitterverlaufs zum einen Teil mit der von Nord nach Süd ansteigenden mittleren Geländehöhe zusammen, jedoch zum andern, wohl bedeutenderen Teil mit der Verschiedenheit der beiden subtropischen Divergenzgebiete über Afrika. Gestützt wird diese

⁺) In (31) geben die beiden Satellitenbilder vom 1. und 2. März 1965 um 13 Uhr GMT die Verhältnisse an der Guineaküste wieder.

Rangordnung der Ursachen durch den auffällig weit nach Süden verschobenen Häufigkeitsgipfel, zumal da die Lage des Wärmeäquators mit 5°N angegeben wird, speziell auch für den Atlantik (26).

4.4 Die Gewittertätigkeit im Jahresgang

4.41 Die Wanderung der Zentren

Nach der bisher zeitlich noch zusammengefaßten Betrachtung, die aber schon bestimmte Gewitterherde festlegen konnte, ist die jahreszeitliche Verlagerung der Kernzonen von besonderem Interesse. Wandern etwa abgeschlossene Gewittergebiete unter den atmosphärischen Bedingungen einfach süd- und wieder nordwärts? Oder lassen sich gewisse Zugstraßen festlegen, die eventuell eine gemeinsame Anordnung zu den Weickmannschen Konvergenzästen erkennen lassen?

Überträgt man die Gewittertage einzelner Monate von allen Stationen auf das Gitternetz, so zeigen sich tatsächlich zunächst wandernde Gebiete, deren Rand durch die 20-Gewittertage-Linie begrenzt ist und deren Kerne wenigstens 25, häufig sogar mehr Einheiten (Gewittertage je Monat) aufweisen. Diese Gebiete verlagern sich im zentralen Afrika im Monatsmittel etwa gleichmäßig, in anderen Teilen jedoch sprunghaft, d. h. sie verharren einige Monate an den bekannten, gewitterfördernden Orten und springen, wenn die planetarischen Bedingungen nicht mehr gegeben sind, um etwa 6 bis 10 Breitengrade zur nächsten orografisch günstigen Stelle. Die Einzelheiten zeigt Abb. 12.

1) Fast ausnahmslos bewegen sich die Zentren entlang der markierten jahreszeitlichen Zugstraße, die im Norden auf

der geografischen Breite des Tschadsees beginnt und dem Bergzug südostwärts folgt, der die Grenze zwischen der Zentralafrikanischen Republik und dem Sudan bildet. Sie erreicht am Äquator die Gebirge, die den ostafrikanischen Seengraben im Westen flankieren, läuft ihnen entlang und endet am nördlichen Teil des Njassa-Sees. Dabei ist in jedem einzelnen Monat ein etwa 7 bis 12 Breitengrade langes Stück wirksam, im August das nördlichste, im Januar das südlichste.

2) 500 bis 600 km westlich davon, bei Stanleyville beginnend, zieht sich ein paralleler Ast dazu etwa entlang des Lomami (dem Kongo parallel laufender Nebenfluß), weiter über die Wasserscheide dem Sambesi entlang bis zum Kariba-Stausee. Dieser Ast hat nicht die streng führende Wirkung wie der erste, vom Tanganjikasee an südwärts weist auch das Übergangsgebiet Maxima auf; dies zeigen Unterschiede der beiden Halbjahre 1957 II und 1958 II.

3) Die auf S. 33 genannten Zentren der relativen Häufigkeit von Gewittern und Wetterleuchten treten auch als Zentren der Gewittertage mehrere Monate lang in Erscheinung, besonders in Gebieten zweifacher Regenzeit im Frühjahr und Herbst. Darüber hinaus heben sich ab: Das Quellgebiet des Niger, die Niederung westlich des Hochlandes von Nigeria, Calabar südwestlich der Adamauaberge, das Hochland von Bihé in Angola, der Nordostteil des Victoriasees, Gondar nördlich des Tana-Sees und die Nordwestküste von Madagaskar.

Der Kürze des betrachteten Zeitraums wegen mögen einige, im langjährigen Mittel gewitterreiche Stellen nicht erkannt worden sein. Eine solche ist Tananarive nach (32), dort werden für Dezember und Januar 22 bzw. 21 Gewittertage angegeben; eine andere Station, die während des IGJ leider nicht eingesetzt war, ist Kampala am Victoriasee mit 242 Gewittertagen im Jahr (1).

Zur Kontrolle der in Ostafrika seewärts abnehmenden Gewitter (S. 33, Punkt 4) wurden die Veröffentlichungen des dortigen Wetterdienstes (14, 15) ergänzend herangezogen. Für 56 Stationen Ugandas, Kenias und Tansanias werden dort die monatlichen Gewittertage angegeben. Dabei zeigt auch dieses dichte Stationsnetz die genannte Tendenz, nämlich die Abnahme der Gewittertätigkeit zum Meer hin, schon etwa 600 km vor der Küste. (Einige Stationen, die den Vergleich mit den Daten des IGJ zulassen, zeigen für die Gewittertage allerdings erhebliche Abweichungen, die nicht nur in der Verfahrensweise begründet sein können. Im Unterschied zu der üblichen Zählung wird in dieser Untersuchung hier ein Tag von 6 Uhr des Vortags bis 6 Uhr GMT gerechnet zur Kontrolle mit der so eingeteilten täglichen Niederschlagsmeldung. Die Monatssummen des Niederschlags stimmen dagegen gut überein, ebenso die in den beiden Jahren 1957 und 1958 angegebenen Schwerpunkte der Gewitterhäufigkeit: Der Nordostteil des Victoriasees (Tororo), der nördliche Teil des Tanganjikasees (Kigoma) und die südliche Umgebung von Bunia (Fort Portal).)

Nach dem Kennzeichnen des zeitlichen Verlaufs und der Verwendung eines homogenisierenden Verfahrens treten die gewitterfördernden Bedingungen (4.33, Punkte 1 - 4) klarer hervor. Ergänzend zeigt sich:

Die Gewitter im Lee des Gebirges von Madagaskar sind die kontinentale Fortsetzung des Gewitterastes 1 (S. 36).

Sein Ober- und Mittelstück liegt an einer Gebirgsschwelle, die bei vorherrschenden Westwinden wasserdampfreiche Luft des Kongobeckens anhebt. Die nach Weickmann wenige hundert Kilometer ostwärts dazu verlaufende Ostafrika-Konvergenz kann aus diesem feuchtlabilen Hebungs Vorgang ihre Energie beziehen.

Die Häufung von Gewittern im Stau von Bergen, denen eine weite Ebene voranliegt, ist ein allgemein gültiges klimatologisches Gesetz, das sich hier allerdings in besonders großem Maßstab auswirkt. Es ist auch für die meisten der oben zusätzlich genannten Gewitterherde anzuwenden, die ebenfalls im Stau von Bergen liegen; der Rest liegt, bei weniger betonten orografischen Einflüssen, dafür in stärker wirksamen Teilen tropischer Konvergenzen (Nigerquelle, Madagaskar).

Erst in zweiter Linie ist die bei Gewitteruntersuchungen (33, 28, 22, 31) oft genannte Anregung thermischer Konvektion am Rande größerer Wasserflächen zu erkennen an den Gebieten des Njassa-Sees, vgl. (34), Victoriasees und dem Verlauf des weniger ausgeprägten Gewitterastes 2 (S. 37). Die mögliche Wirkung der anderen Seen des ostafrikanischen Grabens ist überdeckt von der räumlich viel mehr ausgedehnten Wirkung der Gebirgsschwelle.

Vergleicht man abschließend zur Kontrolle von Anomalien oder Fehlern die Ergebnisse der Jahreskarte der Gewittertage in Abb. 10 mit anderen, langjährigen Darstellungen (1), (32), so zeigt sich im wesentlichen nur der Unterschied, daß das zentralafrikanische Hauptzentrum in den WMO-Karten zu schwach bewertet ist. Dies liegt aber an der geringeren Stationsauswahl dieser Karten ⁺). Pastuch (32) hat bei anderer Lage der Stationen, obwohl er auch das Material (1) der WMO benutzt, immerhin ein Maximum von etwas mehr als 200 Gewittertagen je an der Guineabucht und am Tanganjikasee.

⁺) Kampala mit 242 und Entebbe mit 206 Gewittertagen (10jährige Mittel) sind nicht berücksichtigt, Calabar und Mamfe (Nigeria) mit 216 bzw. 201 Gewittertagen ebenfalls nicht (5jährige Mittel).

4.42 Monatliche Breitenkreismittel der Gewittertage

Um von örtlichen Besonderheiten abgesehen für ganz Afrika die Gesetzmäßigkeit der jahreszeitlichen Wanderung des Gewittermaximums zu zeigen, werden in Analogie zu 4.34 Breitenkreismittel gebildet.

Das Ergebnis ist in der Tabelle, Abb. 13 wiedergegeben. Das Hauptmaximum jedes der 18 Monate ist unterstrichen, das nur mit einer Ausnahme vorhandene Nebenmaximum gestrichelt markiert. Dieses Kennzeichen der inneren Tropen, das von verschiedenen Autoren genannt wird, z. B. auch im indischen Monsungebiet, ist für die Bildung der Gewitter typisch. Die bekannte Temperaturerniedrigung des Regengürtels, die in seiner Mitte in Bodennähe am größten ist (7), wirkt stabilisierend und damit gewitterhemmend, während am Rand häufig die höchsten Temperaturen herrschen, so daß bei beginnender Hebung und Durchfeuchtung die Labilisierung gelingt.

Diese Ursache läßt sich allerdings nur dem äußeren, gegen die Passatzzone gerichteten Maximum eindeutig zuordnen, das andere, äquatornahe, liegt auffällig oft bei 3°N und 3°S im Widerspruch zu der jahreszeitlich bedingten, etwa sinusförmigen Verlagerung (S. 9). Wie in den vorigen Abschnitten gezeigt wurde, sind in diesen Breiten orografische Gewitterherde besonders wirksam, so daß sie offenbar auch das Breitenkreismittel beherrschen: Auf 5°N liegt die abschwächende Küstenzone, gegen die sich der Schwerpunkt der Gewitterzone auf 3°N umso deutlicher abhebt, und auf 3°S sind es die beiden von Oktober bis April bevorzugten Stationen Djambala und Bukawu (Kiwusee).

Der zeitliche Verlauf der gestrichelten Kurve, welche die äußeren (s. o.) Monatsmaxima der Gewitter miteinander verbin-

det, zeigt in erster Näherung den von den astronomischen Einstrahlungsbedingungen vorgeschriebenen sinusförmigen Verlauf. Es verwundert daher nicht, daß die in früherer Zeit von diesen speziell afrikanischen Verhältnissen abgeleitete klassische Vorstellung der tropischen Zirkulation so lange keinen ernsthaften Widerspruch erfahren hatte.

Erst die Einzelheiten, wie das zwar längere Verweilen der Gewitter auf der Nordhemisphäre aber in Verbindung mit der langsameren Breitenänderung der Maxima, bilden die hemmende Wirkung der viel stärkeren subtropischen Divergenz ab; auch auf der Südhalbkugel vermag die stärkste Gewitterzone der Sonne nur bis 15° zu folgen. Allein die beiden Zeitspannen August bis Oktober und Februar bis April weisen eines der Maxima im Nord-Süd-Schnitt zusammen mit dem Zenitalstande auf.

5 Täglicher Gang der Niederschläge

5.1 Frühere Untersuchungen

5.11 Allgemeine Gebiete

Zur Lösung des zweiten Teils der einleitend geschilderten Aufgabe, nämlich die Untersuchung des Auftretens der Gewitter und Niederschläge nach der Tageszeit in Afrika, gibt es auffallend wenig Literatur (30), besonders solche neueren Datums.

Dies ist umso erstaunlicher, als W. Köppen (38) schon Ende des vorigen Jahrhunderts anführt: "Gerade aus der täglichen Periode der Erscheinungen tritt ja vielfach ihr Wesen deutlicher und zuverlässiger hervor als aus allem Anderen,...." So wurde damals diese Frage auf den Festländern der gemäßigten Breiten mit dem schon dichten Beobachtungsnetz in Angriff genommen; ja auch von hoher See lagen Auswertungen vor, speziell von den Tropen (35, 36, 37).

Leider blieben wichtige Umstände unerkannt, weil die Aufgabe schon erfüllt zu sein schien mit der allerdings wichtigen Erkenntnis zweier Niederschlagstypen, dem ozeanischen mit dem Maximum in der Nacht oder am frühen Morgen und dem kontinentalen am Nachmittag (39, 40). In beiden Fällen wird die niederschlagssteigernde Wirkung der Zeit verstärkter Konvektion zugeordnet, von sich abkühlenden Atmosphärenschichten oder der warmen Erdoberfläche aus. Gerade in Äquatornahen Gebieten, wo die Niederschläge überwiegend konvektiver Natur sind, d. h. aus Cumulonimben fallen, würde damit ein einfach periodischer täglicher Gang herrschen, auf dem Festland mit einem Maximum kurz nach Erreichen der Höchsttemperatur

(wenn man für die Niederschlagsbildung eine kurze Zeit in Rechnung setzt) und einem Minimum bei Sonnenaufgang.

Die zahlreichen Ausnahmen von dieser Regel, die vor allem im Mittleren Westen der USA (22) mit Nachtgewittern, einigen Teilen Rußlands (41) und dem Alpengebiet (22) mit Abendgewittern zu finden sind, waren wohl bekannt, fanden aber erst nachträglich eine Beachtung. Interessant ist vor allem, daß bis etwa 1920 nur thermische Ursachen genannt wurden, dann hat als erster wohl Kleinschmidt (42) dynamische Gesetzmäßigkeiten (die sekundär aus thermischen resultieren) untersucht, die in der Ausbildung weit ausgedehnter, monsunähnlicher Windsysteme liegen. Sie weisen, wie Wagner (43) für das Gebiet der USA gezeigt hat, gegenüber den antreibenden Strahlungsursachen infolge Trägheit eine Phasenverschiebung auf und können so das verspätete Maximum erklären. Daneben führt Mügge (44) eine im mittelhohen Niveau einsetzende Labilisierung durch Abstrahlung an feuchten Atmosphärenschichten oder bereits vorhandenen Wolkendecken an, die gerade, wie die Abendgewitter, in sommerlichen Warmluftgebieten vorherrschen.

5.12 Die afrikanischen Tropen

Nachdem erstmals von Whipple (21) zur Bestätigung der Wilsonschen Gewitterhypothese der weltweiten Gewittertätigkeit als Generator des luftelektrischen Feldes ein einheitlicher weltzeitlicher Tagesgang der Gewitter berechnet worden war mit einem für alle Landstationen gleichartigen Tagesgang (Maximum zwischen 14 und 16 Uhr), schien daher jetzt eine Verbesserung angebracht. Besonders die Tropen, die in diese Berechnung mit hohem Anteil eingehen, mußten mit wirklich beobachteten Tagesgängen belegt werden. Dazu verwendete

Krumm (22) für Afrika Daten von 4 Stationen (Abb. 14). Von ihnen entspricht Salaga am ehesten dem Whipple'schen kontinentalen Einheitsgang, die anderen Stationen haben primäre oder sekundäre Nachtmaxima.

Inzwischen liegen genauere Daten von Thompson (30) vor, der die über 2 oder mehr Jahre gemittelte stündliche Regenmenge für 26 Stationen angibt, die in einem etwa eine Million Quadratkilometer großen Gebiet Ostafrikas liegen.

Die Einteilung in die genannten zwei Typen läßt sich auch danach kaum aufrechterhalten:

- 1) Die meisten Stationen des Binnenlandes weisen das Hauptmaximum zwischen 14 und 19 Uhr auf.
- 2) Bei Landstationen im Stau des Südostpassats tritt die obige Spitze zurück gegen eine in der zweiten Nachthälfte.
- 3) Küstenstationen haben zwei Maxima, eines von 11-12 Uhr, das andere, meist schwächere, in der Frühe.
- 4) In größerer Entfernung des Victoriasees zeigen alle Stationen Nebenmaxima in der zweiten Nachthälfte oder in der Frühe, bei der Station Entebbe vereinigen sich auf diese Zeit fast alle Niederschläge.

Zu der Verspätung des Nachmittagsmaximums tritt also die erhöhte Regenneigung von etwa 1 Uhr an, die sich auf das Nordwestufer des Victoriasees besonders stark konzentriert, hier durch Konvergenz der Landwinde hervorgerufen (45).

5.2 Problematik der Erfassung des allgemeinen täglichen Gangs

5.21 Eigenschaften der Meldungen

Die im vorigen Abschnitt genannten beobachteten Typen des täglichen Gewitter- und Niederschlagsgangs hängen offensichtlich von orografischen Besonderheiten ab, wie Berg- und Talwind (vgl. 2.3 Punkt 2) oder Land-Seewindzirkulation und zwar in einer entscheidenden, nicht nur modifizierenden Weise, wie das etwa bei der geografischen Verteilung festgestellt worden ist (S. 34). Welches nun die überlagerten, auf den Kontinent Afrika allgemein wirksamen Einflüsse sind, kann aus den bisher vorliegenden einzelnen Beobachtungen, die höchstens regionale Bedeutung haben, kaum entnommen werden.

Erst die mehrmals täglich vorliegenden Daten des IGJ eröffnen grundsätzlich die Möglichkeit hierzu. Die Eigenschaften des Materials legen allerdings folgende Bedingungen und Einschränkungen fest (vgl. 3.1 und 3.2):

- 1) Die Zeit der Beobachtungen ist einheitlich im synoptischen Sinn Weltzeit (GMT). Für Tagesgänge muß daher zur Erzielung der möglichen Genauigkeit auf Ortszeit umgerechnet werden.
- 2) Die Meldungen liegen nur alle 6 Stunden vor ("ww") mit Angaben aus der Zwischenzeit ("W"), erst eine Normierung auf die Momentanwahrscheinlichkeit (4.32) ermöglicht die Auflösung des Tagesverlaufs in 8 Dreistundenintervalle.
- 3) 30 Prozent der 00 z-Daten sind nicht gemeldet. Die verhältnismäßig geschlossene Anordnung dieses Stationskollektivs (s. Abb. 3) läßt eine Reduktion anhand der wenigen vollständigen Nachbarstationen nicht zu, da diesen sonst unverhältnismäßig hohes Gewicht zukäme.

Zunächst wird daher die Gesamtheit der 89 Stationen ohne Nachtmeldung mit den übrigen verglichen, um daraus Hinweise auf geeignete Reduktionen zu entnehmen.

5.22 Voruntersuchung des Tagesgangs der Gewitter

Für beide Kollektive (204 bzw. 89 Stationen) wird die monatliche Summe der Meldungen von $w = 17, 19, 29$ und 91 bis 99 für jeden vorliegenden Termin ausgezählt und in Abb. 15 relativ dargestellt; dabei liegen die Summen des 18 z-Termins auf der Höhe 1, ihre absoluten Werte im Ablauf der 18 Monate des IGJ sind als Zahlen angegeben.

Für die Gesamtheit zeigt sich so in beiden Darstellungen ein Maximum zum Abendtermin, nur im Dezember und Januar wird es von den Mittagsgewittern abgelöst, allerdings mit einer geringeren absoluten Anzahl. Überraschend ausgeprägt ist der Tagesgang, obwohl die ortszeitliche Zusammenfassung ja eine Glättung bedeutet. Sie erfolgt bei der räumlichen Ausdehnung des Gebietes von mehr als 60 Längengraden im Sinne übergreifender Mittel des wirklich vorhandenen Tagesgangs mit Vierstundenintervallen; so findet ein Gewitter zum Termin 18 z an der Westküste um 17 Uhr, in Madagaskar um 21 Uhr Ortszeit statt.

Beiden Kollektiven ist außerdem noch gemeinsam die Gewitterhäufigkeit je Station, denn die Summen des 18 z-Termins liegen bei etwa doppelter Zahl vollständig meldender Stationen auch etwa doppelt so hoch.

5.23 Methoden der Reduktion

Die untereinander vergleichbaren Eigenschaften des tageszeitlichen Vorkommens der Gewitter an beiden Stationsgruppen erlauben es, die Lücke fehlender Nachtbeobachtungen über die 12stündige Niederschlagsmessung in der Frühe auf die folgende Weise zu schließen.

Wie in 4.32, S. 30 schon festgestellt worden ist, wächst die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens eines Ereignisses mit der Dauer der Beobachtungszeit. So steht die Wahrscheinlichkeit der Meldung von Niederschlag irgendwelcher Form in "W" des 00 z-Termins in einem bestimmten Verhältnis V zu derjenigen des gemessenen Niederschlags des Zeitraums von 18 z bis 06 z.

Bezeichnet man die Zeitdauer der mittleren Bezugszeit von W mit T_w ⁺), so ist V unter der Voraussetzung gleich verteilter Niederschlagswahrscheinlichkeit in der 1. und 2. Nachthälfte bei sehr kurzen Niederschlägen gleich $T_w/12$ Std., im Grenzfall sehr lange andauernder Niederschläge gleich 1. Der empirische, aus dem vollständigen Material entnommene Wert für V liegt bei 0,42.

Fehlen W-Meldungen bei gemessenem Niederschlag in der Frühe mit der relativen Häufigkeit W_x , so bestimmt man diejenige von W mit Regen: $W = W_x \cdot V$. Ähnlich verfährt man, um den Häufigkeitswert für ww aller Niederschlagsarten zu bestimmen,

⁺) Sie wird in manchen Fällen 6 Stunden sein. Bei Änderungen des Wetters innerhalb dieser Zeit ist jedoch der vorherige Zustand unter "W" zu melden, wenn der darauffolgende mit "ww" schon erfaßt ist (vgl. 3.2 b). Dann bezieht sich W auf kürzere Zeit, eventuell nur auf 2 Stunden (46). Im statistischen Mittel wird T_w etwa bei 5 Stunden liegen.

indem man das Wahrscheinlichkeitsverhältnis zwischen den aktuellen und den Verlaufsmeldungen dem vollständigen Material des fraglichen Termins entnimmt.

Sicher ist die Berechtigung dazu allerdings erst dann, wenn für gleichartige Phänomene (Regen, Schauer, Gewitter) die Codierung unter "ww" und "W" untereinander vergleichbare Möglichkeiten bietet. Einander entsprechende Schlüsselzahlen, deren Bedeutung symbolisch in Abb. 9 zusammengefaßt ist, sind in folgender Tabelle angegeben.

Tabelle 1

Niederschlagsart	Schlüsselzahlen	
	"WW"	"W"
Nieseln	50 - 57 , 20	5
Regen	58 - 67 , 21	6
Schauer	80 - 90 , 25 - 27	8
Gewitter	91 - 99 , 29	9
	17 , 19 ⁺)	

Niederschläge an der Station	50 - 99 , 20 - 27 , 29 ,	5 - 9
(Ausn. "17", "19")	17 , 19 ⁺)	

Die gültigen Vorrangregeln (S. 15) erlauben in exakter Weise nur eine Auswertung der Häufigkeit von Gewittern allein und der Häufigkeit von Niederschlägen insgesamt, denn gerade in den Tropen sind Gewitter sehr häufig und müssen mit Vorrang verschlüsselt werden.

⁺) "19" = Großtrombe ist sehr selten in Afrika, kommt dynamisch aber durch gewitterhafte Vorgänge zustande und wird deshalb zu diesen gezählt, abweichend vom üblichen Gebrauch.

Wichtig ist weiter, daß $ww = 17$ (Gewitter, kein Niederschlag an der Station) unter W mit 9 angegeben wird, bei einer vergleichenden Statistik zwischen ww und W also mitgezählt werden muß, zumal da diese Fälle über 50% aller Gewittermeldungen unter ww ausmachen.

Dadurch kompliziert sich die obige Reduktionsüberlegung in der Hinsicht, indem sich die Fälle meßbaren Niederschlags nicht mit denen der Schlüsselziffern " W " von 5 bis 9 identifizieren lassen, da diese einem größeren Kollektiv, nämlich zusätzlich den Ferngewittern angehören.

Das Wahrscheinlichkeitsverhältnis F der Fälle W von 5 bis 9 zu den Fällen W mit Regen an der Station ist also größer als 1. Es läßt sich aus dem Verhältnis der Häufigkeit der Niederschlagszahlen aus " ww " mit "17" im Zähler und ohne "17" im Nenner bestimmen (s. Tabelle 1); damit ist

$$W_{5-9} = W_R \cdot F = W_x \cdot V \cdot F.$$

Das Verhältnis F kann aus den übrigen Terminen des lückenhaften Stationskollektivs bestimmt werden, da es sich im wesentlichen aus dem tageszeitlich konstanten Anteil der Ferngewitter unter allen Gewittern zusammensetzt.

Für die relative Häufigkeit von Gewittern allein, W_9 , tritt an Stelle von F ein Faktor F_g , der im Zähler nur die Häufigkeiten der in der Tabelle unter Gewittern aufgeführten Schlüsselzahlen aus " ww " enthält bei gleichem Nenner mit allen Niederschlagsarten an der Station

$$W_9 = W_R \cdot F_g = W_x \cdot V \cdot F_g.$$

Für die noch fehlende Häufigkeit aktueller Gewittermeldungen (" ww "), wird, wie für alle Niederschlagsarten schon angegeben, das entsprechende Wahrscheinlichkeitsverhältnis dem Termin des vollständigen Materials entnommen.

Das ganze Reduktionsverfahren hat also folgende Eigenschaften:

- 1) Für die 1. Nachthälfte werden die Gewitter- und die Niederschlagswahrscheinlichkeit je in derselben (untereinander möglicherweise verschiedenen) tageszeitlichen Verteilung angenommen wie beim vollständigen Kollektiv.
- 2) Die Höhe der Wahrscheinlichkeit der Niederschläge in diesem Zeitraum wird aus den unvollständigen Stationen selbst bestimmt über die 12stündige Niederschlagsmessung (positiv oder Null).
- 3) Der Anteil der Gewitter an den Niederschlägen braucht ebenfalls nicht aus dem anderen Kollektiv übernommen zu werden.

Ein derartiges Verfahren ist nur sinnvoll, wenn hinreichend große Kollektive gebildet werden, so daß die errechneten Verhältniszahlen der Beobachtungen empirische Wahrscheinlichkeiten ausdrücken.

5.24 Methoden einheitlicher Darstellung, Eigenschaften der täglichen Wahrscheinlichkeitsfunktion

Die Werte der täglichen Häufigkeitsfunktion für Niederschläge insgesamt und Gewitter allein liegen nun für das gesamte Stationsmaterial zu allen 4 Terminen fest. Ob es jetzt erlaubt ist, die Verlaufsmeldungen "W" nach der geschilderten Umrechnung auf die Momentanhäufigkeit in die zeitliche Mitte dazwischen einzuschieben, ist noch nicht begründet worden. Die Vorschrift der Fälle, die unter "W" verschlüsselt werden sollen (10), begünstigt im Mittel einen Zeitraum, der etwa eine bis sechs Stunden zurückliegt, da "ww" die jüngeren Fälle vorwegnehmen kann. Dann wird der Zeit-

punkt, für den man die Momentanhäufigkeit errechnet hat, in der Praxis nicht genau 3, sondern etwa $3 \frac{1}{2}$ Stunden zurückliegen. Bei einer angenommenen Mittellage von 3 Stunden kann also ein systematischer Fehler im Sinne einer Verfrühung um etwa $\frac{1}{2}$ Stunde eintreten.

Über die Statistik solcher Fälle liegen aber noch keinerlei Untersuchungen vor, daher wird dieser mögliche Fehler in Kauf genommen, indem die Bestimmung periodischer Funktionen an nicht äquidistanten Stützstellen sehr erschwert ist.

Das Verfahren, die alle 3 Stunden festliegenden 8 Bestimmungspunkte der Tagesfunktion in geeigneter Weise zu verbinden, soll einheitlich sein, um einen objektiven Vergleich zu gestatten. Dazu bietet sich ein mathematischer Weg an, der in eindeutiger Weise diese periodische Funktion festlegt, analog zu der Bestimmung des Interpolationspolynoms in allgemeinen Fällen.

Die gesuchte Funktion $p(t)$, deren Grundperiode ein Tag ist und die durch Mittelung über viele Tage und mehrere Stationen aus $r(t)$ (S. 29) hervorgeht, läßt sich darstellen durch eine trigonometrische Reihe

$$p(t) = a_0 + \sum_{v=1}^n (a_v \cos vt + b_v \sin vt) ,$$

$t = 2\pi$ entspricht einem Tag. Für den Grenzfall $n \rightarrow \infty$ ist der Ansatz exakt richtig, für kleineres n stellt er eine Näherung dar, deren Güte vom Charakter der zu bestimmenden Funktion abhängt.

Die tägliche Niederschlagswahrscheinlichkeit hängt ab von den Prozessen, die die Bildung von Niederschlag beeinflussen, wie von Temperatur und Konvektion und dem davon wieder abhängigen Lokalwind (vgl. S. 45). Sie alle werden aber von der Ein- und Ausstrahlung gesteuert, die dem einfach periodischen Gang des Sonnentags unterworfen ist. Mithin ist

nach einem physikalischen Grundgesetz eine Zusammensetzung dieser den Niederschlag fördernden und hemmenden Faktoren wieder einfach periodisch, sofern der Zusammenhang linear ist. Diese Bedingung ist nur annähernd erfüllt, wie die Temperaturkurve etwa eines reinen Strahlungstages zeigt.

Immerhin ist zu erwarten, daß die Amplitude der höheren Glieder der obigen Reihe mit wachsendem v rasch abnehmen wird, so daß eine Bestimmung von $p(t)$ mit den hier zur Verfügung stehenden Mitteln grundsätzlich erfolgreich erscheint.

Allgemein gilt nämlich die Regel, daß eine periodische Funktion mit $2n+1$ äquidistanten Stützstellen innerhalb des Intervalls der Grundperiode nur bis zur Anzahl n der Oberschwingungen bestimmt werden kann, was aus den $2n+1$ Bestimmungsgleichungen für die rechte Seite der Reihe unmittelbar einleuchtet.

In unserem Falle ⁺) läßt sich damit $p(t)$ bis $v = 3$ bestimmen; theoretisch ließe sich noch a_4 festlegen, jedoch verschwindet die 4. Oberschwingung unter der auf S. 30 getroffenen Voraussetzung gleicher Niederschlagswahrscheinlichkeit je zu den Haupt- und Zwischenterminen. Wäre diese Periode von 6 Stunden dennoch vorhanden, so bedeutete das nämlich, daß es zu den "ww"-Terminen häufiger regnet als dazwischen, oder umgekehrt ⁺⁺). Dagegen können dritteltägige Wellen auftreten, wie sie etwa von der Fourieranalyse der täglichen Druckschwankung bekannt sind.

So gestattet also eine nur auf den synoptischen Hauptterminen (alle 6 Stunden) beruhende Häufigkeitsstatistik der

⁺) Fortran-Programm nach (68).

⁺⁺) Bei der räumlichen Ausdehnung Afrikas wäre zu gleicher Weltzeit das Verhältnis der Regenmeldungen "ww"/"W" im Osten und Westen voneinander verschieden. Es liegt aber einheitlich zwischen 0,5 und 0,6.

aktuellen Wetter- und Verlaufsmeldungen eine Untersuchung atmosphärischer Vorgänge auf permanente Schwingungen in ausreichendem Maße.

Zur Bildung der Kollektive wird das Gebiet Afrikas in 5 meridionale Streifen eingeteilt, deren Ortszeit je von einem der Stundenmeridiane bestimmt ist, s. Abb. 3. Wie dort bezeichnet, bilden die seitliche Begrenzung die Meridiane $\lambda = -22,5^\circ, -7,5^\circ, 7,5^\circ, 22,5^\circ, 37,5^\circ, 52,5^\circ$. Die Anzahl der dazwischen liegenden Stationen, davon diejenige der Stationen ohne 00 z-Termin in Klammern, beträgt für

Streifen I	31	(0)
Streifen II	53	(1)
Streifen III	99	(46)
Streifen IV	82	(40)
Streifen V	26	(2) .

Diese Einteilung schaltet den in der Voruntersuchung erwähnten Fehler weitgehend aus, der entsteht, wenn man Gebiete zusammenfaßt, die in zonaler Richtung sehr weit ausgedehnt sind.

In nord-südlicher Erstreckung werden die außertropischen Gebiete mit Absicht auch noch erfaßt, da die Wirkung des gesamten Kontinents auf den täglichen Niederschlagsgang zur Diskussion stehen soll (S. 45). Im Übrigen werden sich die nicht in den Tropen ⁺) gelegenen Gebiete mit ihrer geringen Niederschlagswahrscheinlichkeit kaum störend auswirken können auf den tropischen Charakter des täglichen Niederschlagsgangs.

Um zufällige Fehler abzugrenzen, die bei dem Material in der Auswahl der Stationen und wohl auch in den Gewohnheiten der

⁺) Üblicherweise begrenzt durch $-30^\circ \leq \varphi \leq 30^\circ$, nach Riehl (47) variabel begrenzt durch den Übergang von Westwinden in Ostwinde der mittleren Troposphäre.

Beobachter bei der Verschlüsselung zu erwarten sind, soll, wie bei statistischen Untersuchungen gebräuchlich, der Bereich angegeben werden, der in 0,27% der Fälle einer sog. Normalverteilung überschritten wird. Ist er größer oder gleich dem Schwankungsbereich, den hier etwa die Gewitterwahrscheinlichkeit $G(t)$ innerhalb eines Tages durchläuft, so ist das Kollektiv so lange zu vergrößern, bis der Zufallsbereich kleiner als die in der Untersuchung für wesentlich gehaltenen Unterschiede sind. Er nimmt mit $1/\sqrt{n}$ ab, wenn n der Faktor ist, um den die Zahl der Beobachtungen zu vergrößern ist. Bei kleiner Wahrscheinlichkeit ($G < 0,1$) ist er ebenfalls $1/\sqrt{G}$ proportional, so daß sein Wert mit unserem Material bei Streifen I und der geringen Gewitterhäufigkeit des Winters am größten ausfällt. Wenn man die 3 Wintermonate zusammenfaßt, beträgt er hier 42%, die tageszeitliche Schwankung der Gewitter gegenüber dem Mittelwert aber 108%.

So ist die Signifikanz nachgewiesen und eine Aufteilung in die einzelnen Jahreszeiten gerechtfertigt, auch kann das auf Wahrscheinlichkeiten beruhende Reduktionsverfahren fehlender Termine verwendet werden.

Um die Eigenschaften der Stationsbeobachtungen möglichst vollständig zu erfassen, wird die Niederschlagshäufigkeit auch auf den 3 Inseln Agalega, Tromelin und Réunion (Streifen VI in Abb. 3) mitgeteilt, obwohl hier eine statistische Sicherung der Ergebnisse im obigen Sinn nicht mehr besteht. Immerhin ist für die Jahreskurve der Zufallsbereich genau gleich der Tagesschwankung der Regenwahrscheinlichkeit (48).

5.3 Die Gewitter

Die Methoden, mit denen die Wetterbeobachtungen vorbehandelt worden sind, gestatten nun eine Darstellung der Momentanwahrscheinlichkeit des Auftretens von Niederschlägen oder Gewittern allein im Tagesverlauf. Die drei Abbildungen 16 bis 18 zeigen je für zwei der bezeichneten Gebietsstreifen in den gestrichelten Kurven die beobachteten Gewitter.

Auf dem oberen Teil ist über den Zeitraum eines Jahres, von September 1957 bis August 1958, gemittelt, unten über die 3 Monate des nordhemisphärischen Winters. Der Abszissenmaßstab gibt Ortszeit an, ausgehend vom linken Rand von dem Zeitpunkt 00 z, der für Streifen I bis VI nacheinander den Ortszeiten 23, 0, 1, 2, 3, 4 Uhr entspricht. Diese Darstellung ist gewählt worden, um die relative Lage der Bezugspunkte beibehalten zu können, die ja alle 3 Stunden bezüglich Weltzeit vorliegen. Eine Kontrolle eventueller Verfahrensfehler wird so erleichtert, der Abstand der Stützpunkte ist auf dem Zeitmaßstab durch längere Striche angedeutet.

Der glatte Kurvenverlauf kommt durch das angewandte Verfahren von selbst zustande, er entspricht also genau der Summendarstellung auf S. 51 bis zur dritteltägigen Periode.

Als gemeinsames Merkmal hebt sich in den aus dem ganzen Jahr gebildeten Tagesgängen das bekannte Nachmittagsmaximum ab. Seine Lage ist jedoch auffällig verspätet, bei Streifen II und III genau auf 18 Uhr (in die Nähe des Sonnenuntergangs), bei I und IV auf 17 Uhr, nur die schon maritim beeinflussten Gebiete des Streifens V zeigen den sogenannten "kontinentalen" Typ mit Maximum um 15 Uhr, d. h. kurz nach Eintritt des Temperaturmaximums. Ein weiteres gemeinsames Kennzeichen ist die nach dem abendlichen Rückgang verbleibende Aktivität der Nacht.

Der jährliche Verlauf läßt bestimmte Grundzüge jedoch nicht erkennen, da ja über verschiedene, sicher auch die Gewitteraktivität beeinflussende Zirkulationsbedingungen gemittelt worden ist. Deshalb sind im unteren Teil die Kurven für den Zeitraum Dezember bis Februar dargestellt, dessen typische Niederschlagseigenschaften man sich am besten in Abb. 4 vergegenwärtigen kann. Streifen I und II haben in den tropischen Gebieten bei Nordostpassat die sog. große Trockenzeit (S. 24), die Regen beschränken sich auf das Küstengebiet Oberguineas, und im Norden erhält der Hohe Atlas Winterregen, Streifen III ist nördlich von etwa 3°N trocken, im Süden herrschen die Sommerregen der Angolakonvergenz, Streifen IV und V haben ebenfalls Sommerregen bei Nordostwind (S. 22).

Die beiden westlichen Streifen zeigen jetzt ein sehr auffälliges Merkmal: Die einfache Periode der Gewitter der sonst wohl von der Einstrahlung her bedingten Labilisierung tritt zurück gegen eine Halbtageswelle mit Früh- und Abendmaximum. Selbst der dritte Streifen läßt diese Besonderheit erkennen, weiter östlich erfolgt beim vierten der Übergang in einen südhemisphärischen Regentyp, der sich wie bei Streifen V ganzjährig durch ein Nachmittagsmaximum schon um 15 Uhr auszeichnet. Den geschilderten Einzelheiten lassen sich nun folgende Kennzeichen atmosphärischer Bedingungen entnehmen:

Es gibt Vorgänge, welche die Bildung konvektiver Niederschläge um mehrere Stunden verzögern gegenüber der Zeit, die sich durch maximale vertikale Temperaturgradienten auszeichnet⁺). Diese sind auf der atlantischen Seite noch wirksamer ausgeprägt, als auf der Seite des Indischen Ozeans, die wenigstens während der Regenzeit den erwarteten 15 Uhr-Gipfel aufweist. Die den konvektiven Charakter des Niederschlagsgangs störenden Einflüsse sind ihrerseits wieder von der Tageszeit abhängig und begünstigen sekundäre Nacht- oder

⁺) Das Temperaturmaximum liegt in den Tropen zwischen 14 und 15 Uhr, in der Trockenzeit verspätet es sich bis 16 Uhr (49).

Frühmaxima. Auf die möglichen Ursachen kann erst eingegangen werden, wenn die Niederschläge im ganzen besprochen worden sind.

Um die Unterschiede der jahreszeitlich wechselnden atmosphärischen Bedingungen quantitativ in der Gewitteraktivität zu erfassen, werden abschließend die tageszeitlichen Mittel hier zusammengefaßt. Sie stellen die konstanten Anteile der Wahrscheinlichkeitsfunktionen $G(t)$ dar, die im Anhang voll wiedergegeben sind.

Tabelle 2
Gewitterwahrscheinlichkeit $G(t)$

Streifen	I	II	III	IV	V	VI
Herbst 57	0,087	0,062	0,077	0,058	0,013	0
Winter 58	0,018	0,018	0,032	0,049	0,048	0,008
Frühlg. 58	0,047	0,054	0,064	0,042	0,018	0,007
Sommer 58	0,055	0,046	0,047	0,032	0,005	0
Herbst 58	0,084	0,055	0,072	0,054	0,015	0
Jahr (vgl. S. 55)	0,052	0,045	0,055	0,045	0,021	0,004

Die Tabelle bringt im wesentlichen die aus früheren Kapiteln bekannte Auswirkung der jahreszeitlichen Lage der Konvergenzen zum Ausdruck, besonders auch die Gewitterarmut des Indischen Ozeans. Eine neue Gesetzmäßigkeit ist jedoch die Steigerung der Gewitterhäufigkeit in den Übergangsjahreszeiten für Streifen I bis III. Sie soll im folgenden Kapitel weiter verfolgt werden. Um der Klarheit willen sei darauf hingewiesen, daß es sich um relative Häufigkeiten im Mittel der Bezugsstationen handelt, der verschiedene Flächeninhalt der Gebietsstreifen ist ohne Belang.

5.4 Die Niederschläge

Die Gewitterkurven ließen im mittleren Tagesverlauf sehr ausgeprägte Gänge erkennen. Welche Gesetzmäßigkeiten gelten aber für sämtliche Niederschläge? Wie die Tabelle 1 der Schlüsselzahlen auf S. 48 angibt, kommen als weitere Niederschlagsformen Schauer, Regen und Nieseln in Betracht. Es sei gleich vorweggenommen, daß Schauer, die außer den Gewittern mögliche weitere Form konvektiven Niederschlags, in den kontinentalen Gebieten Afrikas so selten sind, daß sie dort außer Acht gelassen werden können; für Streifen I bis IV ist ihre Häufigkeit nur $1/7$ derjenigen der beobachteten Gewitter, ein Teil des Beitrags stammt dabei von den miterfaßten Inseln Las Palmas (Kanarische Inseln), St. Helena und Ascension, die alle in der Passatzzone liegen mit ihren häufigen, meist wenig ergiebigen Schauern. Das Verhältnis der Häufigkeit Schauer / Gewitter ist bei Streifen V schon 0,5, bei den 3 Inseln des Indischen Ozeans jedoch 25!

Auf dem Kontinent können wir uns also auf die noch verbleibenden Niederschlagsformen stabiler atmosphärischer Schichtung beschränken. Die entsprechenden Abbildungen 16 und 17 zeigen in der ausgezogenen Kurve sämtliche beobachteten Niederschläge, also verbleiben die Ordinatenabstände zwischen den ausgezogenen Kurven und denen der Gewitter diesen stabilen Regenformen. Allgemein fehlt hier ein ausgeprägter Tagesgang, nur lassen die größeren Abstände in der Nacht und in der Frühe erkennen, daß die Stabilität höherer Atmosphärenschichten, in denen der Regen zustandekommt, mit der Stabilität der bodennahen Schicht einhergeht.

Wenn man die Ergebnisse der Gewitteruntersuchungen mit heranzieht, die ja sekundäre nächtliche Aktivität erbrachten, kann man präziser folgern: Stabilität in der Höhe setzt Stabilität am Boden voraus beim tropischen Kontinent.

Umgekehrt ist der Schluß nicht zulässig, da es ja Nachtgewitter gibt.

Aber selbst am Nachmittag, zur Zeit größter Konvektion, verbleibt ein Anteil der Aufgleitniederschläge, die mit der oben abgeleiteten Gesetzmäßigkeit nur so zu deuten sind, daß sie schon von der Nacht her so lange andauern und deshalb keine (strahlungsbedingte) Instabilität aufkommen lassen. Solche Fälle konnten an dem Datenmaterial häufig festgestellt werden; sie zeigen, daß die Niederschläge der Tropen, auch wenn sie ohne Donner fallen, nicht nur die Resterscheinungen alter Gewitter sind (dann müßten sie vorzugsweise abends und nachts fallen), sondern dynamische Auswirkungen tropischer Störungszonen, deren stärkere Intensität den sonst herrschenden täglichen Gang der Niederschläge unterdrücken kann.

Die Niederschläge im ganzen (ausgezogene Kurve), folgen also dem "führenden" Tagesverlauf der Gewitter nur deshalb, weil die Gewitter einen hohen Anteil haben. Bei Streifen VI, wo dieser entfällt, resultiert ein viel ausgeglichenerer Verlauf; er wird etwa zu $2/3$ von den Schauern des Südostpassats bestritten, der im Gegensatz zum Passat der Nordhemisphäre eine wesentlich gesteigerte Niederschlagsaktivität zuläßt, da die Inversion viel höher liegt, bei etwa 2,5 bis 3 km (53).

Um die jahreszeitlichen Besonderheiten des Tagesgangs in einer vollständigen Weise zu charakterisieren, sind die Uhrzeiten der Extrema der Wahrscheinlichkeitsfunktion der Niederschläge, je für die einzelnen Jahreszeiten und Gebietsstreifen, im Anhang zusammengestellt.

Ehe wir nun den Anteil der Gewitter an den Gesamtregen quantitativ angeben können, muß der schon auf S. 49 geschilderte Gebrauch der Verschlüsselung berücksichtigt werden. Die

Erfassung von Erscheinungen, die einerseits bis in etwa 20 km Entfernung von der Station stattfinden können (Donner hörbar) und solchen, die sich andererseits nur am Beobachtungsort auswirken, verzerren aber das Bild, gerade wenn man Verhältnisse ausdrücken will, die nicht nur den Beobachtungsanteilen entsprechen sollen, sondern den atmosphärisch bedingten Anteilen der jeweiligen Niederschlagsform. Auf S. 49 wurde dazu für alle Niederschläge der Reduktionsfaktor F , für die Gewitter allein der Faktor F_g eingeführt. Diese Überlegungen übernehmen wir nun, um den angedeuteten wirklichen Gewitteranteil zu bilden, d. h. den wahren Anteil der Gewitter an den übrigen Niederschlagsformen.

Für die einzelnen Jahreszeiten und die Streifen I bis VI ist dies die unterstrichene Zahl der folgenden Tabelle 3, der Bruchteil der insgesamt wahrgenommenen Gewitter (einschließlich der fern der Station) wird zur Verdeutlichung des Unterschiedes darüber angegeben.

Tabelle 3

Wirkliche Gewitteranteile (unterstrichene Zahlen)

Streifen	I	II	III	IV	V	VI
Herbst 57	0,62 <u>0,39</u>	0,54 <u>0,32</u>	0,62 <u>0,39</u>	0,63 <u>0,40</u>	0,21 <u>0,10</u>	0 <u>0</u>
Winter 58	0,43 <u>0,23</u>	0,38 <u>0,20</u>	0,50 <u>0,28</u>	0,39 <u>0,20</u>	0,37 <u>0,19</u>	0,05 <u>0,02</u>
Frühlg. 58	0,80 <u>0,62</u>	0,71 <u>0,49</u>	0,69 <u>0,47</u>	0,54 <u>0,33</u>	0,21 <u>0,10</u>	0,05 <u>0,02</u>
Sommer 58	0,36 <u>0,18</u>	0,52 <u>0,30</u>	0,55 <u>0,33</u>	0,52 <u>0,31</u>	0,06 <u>0,03</u>	0 <u>0</u>
Herbst 58	0,66 <u>0,44</u>	0,56 <u>0,34</u>	0,63 <u>0,40</u>	0,62 <u>0,39</u>	0,22 <u>0,10</u>	0 <u>0</u>
	0,53	0,55	0,60	0,51	0,24	0,03
Jahr (vgl. S. 55)	<u>0,31</u>	<u>0,33</u>	<u>0,37</u>	<u>0,29</u>	<u>0,11</u>	<u>0,01</u>

Sehr deutlich kommt für die kontinentalen Gebiete I-IV in den wirklichen Gewitteranteilen die gesteigerte Gewitteraktivität der Übergangjahreszeiten zum Ausdruck. Sie hängt offenbar mit dem auf S. 41 festgestellten jahreszeitlichen Zusammentreffen des Zenitalstandes der Sonne mit den Gebieten konvergenter Strömung zusammen. Dabei spielt, wie wir jetzt aus dem verspäteten Nachmittagsmaximum wissen, nicht so sehr die momentane mittägliche Einstrahlung die entscheidende Rolle, sondern die während der ganzen Tageshälfte akkumulierte Erwärmung der Atmosphäre, die ihren Wärmeinhalt aus der gesamten täglichen Einstrahlung bezieht (vgl. Tabelle Abb. 1 der extraterrestrischen Einstrahlung während eines Tages).

Als weitere Ursache könnte die auf S. 40 als besonders gewitteraktiv dargestellte Randzone der Konvergenz in Frage kommen, die im Frühjahr und Herbst durch ihre rasche meridionale Wanderung ein entsprechend weiter ausgedehntes atmosphärisches Gebiet, das in der Trockenzeit vorher aufgeheizt worden ist, durch Hebung labilisiert. Diese Vorstellung ist jedoch nur für das zeitliche Mittel richtig, in dem sich die tropische Konvergenz als einheitliches Gebilde zeigt; von Tag zu Tag weist sie räumliche Fluktuationen auf (7), auch zur Zeit ihrer nördlichsten Mittellage um einige Breitengrade (47). Das heißt aber, daß auch im Sommer und Winter durch tägliche Schwankungen weite Räume auf die geschilderte Weise dynamisch aktiviert werden können.

So läßt sich bei Streifen IV der Unterschied der mittleren Strömungsverhältnisse mit ihrer schnelleren jahreszeitlichen Verlagerung der Konvergenz gegenüber I und II (S. 22) an den Gewitteranteilen der gesamten Niederschläge tatsächlich nicht feststellen.

5.5 Häufigkeitsverteilung und geografische Verteilung der Zeiten höchster täglicher Regenwahrscheinlichkeit

Zur statistischen Absicherung der bisherigen Ergebnisse über den Tagesgang der Niederschläge wurden geografische Räume bis zur Größe etwa eines Drittels des ganzen Kontinents zusammengefaßt. So wird die Aussage aber zugunsten der Stationen hoher Regenhäufigkeit verschoben, da ja nur über die Meldungen der Stationen eines bestimmten Gebietstreifens gemittelt wurde. Herrschte etwa an den Orten der trockeneren Passatgebiete ein anderer Tagesgang des Niederschlags als an den regenreichen, so könnte das auf diese Weise nur in wenigen Fällen erkannt werden (Beispiel: Streifen I und II sind im Nordwinter überwiegend Passatregion).

Um also die Tagesgänge der einzelnen Stationen mit gleichem Gewicht zu behandeln, werden im Folgenden die Regenhäufigkeiten, die für jede vollständig meldende Station mittels der Reduktion von "W" auf Momentanhäufigkeiten alle drei Stunden vorliegen, über die 550 Tage des IGJ aufsummiert. Beispiel:

	00 z	03 z	06 z	09 z	12 z	15 z	18 z	21 z
Duala ($\lambda = 9,7^\circ$)	207	226,8	<u>230</u>	186,6	150	126,8	123	169,8
Asmara ($\lambda = 38,9^\circ$)	5	7,5	3	35,0	<u>73</u>	47,9	14	4,5

Dazu werden acht Klassen dreistündiger Zeitintervalle gleicher Ortszeit von 22-1 Uhr, 1-4 Uhr usw. gewählt und die Stationen, den Zeiten der Regenmaxima entsprechend, zugeordnet: 4-7 Uhr Duala, 13-16 Uhr Asmara (2 1/2 Std. Ortszeitverschiebung). Die Anzahl der jeder Klasse zugehörigen Stationen beträgt dann nach folgender Tabelle:

Tabelle 4

Häufigkeitsverteilung der Zeiten
höchster Regenwahrscheinlichkeit

Ortszeit	22-1	1-4	4-7	7-10	10-13	13-16	16-19	19-22
Stationen	7	17	21	7	5	12	69	17

Obwohl diese Untersuchung durch unvollständige Meldungen Lücken aufweist, erscheint trotzdem auch die geografische Darstellung der bezeichneten Zeitklassen lohnend, nachdem das Ergebnis oben noch deutlicher als bei den bisherigen Untersuchungen die beiden bevorzugten Zeiten am Tag heraushebt: Spätnachmittag und Morgenfrühe.

Abkürzend werden die Zeitintervalle 22-1 Uhr, 1-4 Uhr usw. mit 0, 3 usw. bezeichnet, und die Fälle, in denen zu zwei verschiedenen Zeiten zahlenmäßig genau gleiche Niederschlagsmaxima eintreten (so daß eine Entscheidung nicht möglich ist), werden zur Platzersparnis mit Doppelbuchstaben gekennzeichnet. Folgende Abkürzungen, entsprechend den Anfangsbuchstaben der englischen Tageszeitbezeichnungen, werden benutzt:

- N = 22- 4 Uhr, "night"
- D = 4- 7 Uhr, "dawn"
- M = 7-10 Uhr, "morning"
- A = 16-19 Uhr, "afternoon"
- T = 19-22 Uhr, " twilight".

Dann läßt sich für jedes Zweigradfeld gemäß der ihm nächstliegenden Station die Zeit oder die Zeiten der Niederschlagsmaxima maschinell ausdrucken (Abb. 19).

Unter dem Vorbehalt, daß in Gegenden geringer Stationsdichte, z. B. der Sahara, bis zu 11 zusammenhängende Zweigradfelder von einer einzigen Station geprägt werden, ergibt sich ein sonst recht geschlossenes Bild der Zeiten höchster Regenwahr-

scheinlichkeit. Das Vorherrschen des Intervalls von 16-19 Uhr weicht in dem vom Indischen Ozean her beeinflussten breiten Gebietsstreifen einem anderen Niederschlagstyp, der sich unter anderem ja durch seine Gewitterarmut auszeichnet (S. 33).

Die Fröhniederschläge beschränken sich allein auf das Küstengebiet (D oder 6 in Abb. 19), die einzige scheinbare Ausnahme bilden die auf die Station Entebbe am Victoriasee bezogenen Gebiete (vgl. S. 44). Das bedeutet aber, daß sich die Annahme zweier Niederschlagstypen, des kontinentalen und des ozeanischen, in erster Annäherung als richtig erweist. Im Einzelnen haben viele der verwendeten Stationen Nebenmaxima des Niederschlagsgangs, wie dies nach (30) für die ostafrikanischen Stationen schon gezeigt worden ist.

5.6 Bewölkung

Ein weiterer Hinweis für atmosphärische Eigenschaften, die den täglichen Gang der Niederschläge bestimmen, ist der zeitliche Verlauf der Bewölkung. Er gewährt sozusagen den Einblick in ihre Vorbedingungen, indem nach den Gesetzen adiabatischer Temperaturänderung und Kondensation des Wasserdampfs Entwicklung der Wolken auf Hebungsprozesse, Auflösung der Wolken auf Absinkprozesse schließen läßt.

Auf einfache Weise kann die Entwicklung der Wolken dem Code von "ww" entnommen werden, wenn - nach der Vorrangregel, S. 15 - keine Niederschläge gefallen sind und keine stärkere Beschränkung der Sichtweite besteht (Dunst, Trübung durch Sand oder Rauch der häufigen Steppenbrände):

"01" = Wolken im allgemeinen in Auflösung oder Rückentwicklung,
 "02" = Himmelsbild im ganzen unverändert,
 "03" = Wolken im allgemeinen in Bildung oder Weiterentwicklung.
 Die Beobachtung bezieht sich dabei auf die Zeitspanne der dem Termin vorangehenden Stunde.

Wir bilden zu jedem der 4 synoptischen Haupttermine für die schon bekannten Stationskollektive der Gebietsstreifen I bis V die Differenz der Meldungen "03"- "01" und beziehen sie zur Normierung auf die Summe aller abgegebenen Bewölkungsmeldungen "01"+"02"+"03". Ist der so gewonnene Koeffizient positiv, so herrschen zu dem betreffenden Termin Hebungsprozesse vor, ist er negativ, so überwiegen Absinkprozesse.

Nach Jahreszeiten aufgeteilt, ist die Tabelle dieser Werte im Anhang S. 116 wiedergegeben. Da der etwa 90tägige Zeitraum der Mittelung die Periodizität über den Verlauf der 4 Termine sicherstellt, d. h., da die Funktion wie bei den Niederschlagsverläufen wieder ihren Anfangswert erreicht, fällt das Überwiegen positiver Koeffizienten auf. Dies könnte davon herrühren, daß die Entwicklungsprozesse langsamer sind und entsprechend häufiger beobachtet werden als Lösungsvorgänge, oder, was wahrscheinlicher ist, daß die Bodenbeobachtung die zunehmenden Tendenzen überbewertet.

Um die Wirkung dieses systematischen Fehlers zu unterdrücken, wird der statistisch gesicherte (S. 54) tägliche Verlauf der Tabellenwerte für Gebietsstreifen I in Abb. 20 grafisch erfaßt; der wahre Nullpunkt der Ordinaten wäre dann etwa 1 bis 2% höher anzusetzen.

Überraschenderweise zeigt dabei die Wolkenentwicklung eine doppelte Tagesperiode mit Spitzen am Spätnachmittag und besonders in der Frühe. Wie man noch auf Grund einer von der Konvektion allein geprägten Wolkenbildung vermuten könnte, würden zur Deutung dieses Ergebnisses eben die Stationen

maritimen Typs überwiegen. In Wirklichkeit verhält sich die Anzahl dieser Stationen (auf Inseln und an der Küste) zu derjenigen der Binnenlandstationen wie 14:17 (vgl. Abb. 3).

Obwohl der zweite Gebietsstreifen nur noch im Winter (Tabelle im Anhang) eine Doppelwelle der Bewölkung zeigt, ist hier, wie bei den übrigen Streifen, ein gemeinsames Kennzeichen die Entwicklung der Wolken zum Frühtermin, die für Streifen I bis III sogar die mittägliche übertrifft. Daß für diese Gebiete die konvektive Deutung allein versagt, ist offensichtlich, denn es handelt sich überwiegend um Landstationen zur Zeit kurz vor oder nach Sonnenaufgang.

Weitere Besonderheiten, die etwa der Vergleich einzelner Gebietsstreifen untereinander ergeben könnte, lassen sich wegen der Ortszeitverschiebung der weltzeitlich vorliegenden Beobachtungen nicht herleiten. So ist die bei Streifen II verschwindende doppelte Periodizität wohl nicht ein anderer Vorgang der Atmosphäre, sondern ein Hinweis dafür, daß die Wolkenentwicklung von 16-17 Uhr zu späterer Zeit im allgemeinen abgeschlossen ist.

Zusammenfassend läßt sich die Entwicklung der Wolken zu bestimmten Terminen in das gewonnene Bild des Niederschlagsgangs der einzelnen Gebietsstreifen (Abb. 16 bis 18) grob einordnen. Allerdings betrifft das den Niederschlägen gegenüber ungewöhnlich stark betonte Frühmaximum die zu dieser Zeit beteiligte Hebung vertikal wenig mächtiger Schichten, so daß eine Niederschlagsbildung erschwert ist.

5.7 Regenmenge

In den vorigen Kapiteln ist allein die Häufigkeit von Ereignissen (Gewitter, Niederschlag, Entwicklung der Bewölkung) im Tagesgang untersucht worden. Ergänzend soll jetzt die Regenmenge (3.2 c) die quantitativen Unterschiede zwischen Tag und Nacht festlegen. Regnet es beispielsweise in dem westlichen Gebietsstreifen, wie wir aus Abb. 16 wissen, nachts nicht nur häufiger, sondern auch mehr?

Wenn man die Ungenauigkeiten außer Acht läßt, welche die Vereinheitlichung (3.4) und die zu einer Kontrolle schlechtere Vergleichsmöglichkeit mit anderen Angaben des Wetterschlüssels (3.3) mit sich bringen, kann das Regenmengenverhältnis Nacht/Tag angegeben werden. In Tabelle 5 wird es für einen einjährigen Zeitraum, von September 1957 bis August 1958, für die bekannten Gebietsstreifen aufgeführt und zum Vergleich das dazu gehörige Verhältnis der Häufigkeiten von Regen aus der schon dargestellten Wahrscheinlichkeitsfunktion (5.24), abzüglich der Gewitter ohne Niederschlag an der Station, gegenübergestellt. Entsprechend der Ortszeitverschiebung ist der Zeitraum der nächtlichen Hälfte für Streifen I von 17 - 5 Uhr Ortszeit anzusetzen, für Streifen II von 18 - 6 Uhr usw., für Streifen VI von 22 - 10 Uhr.

Bildet man im allgemeinen Falle einer Niederschlagsuntersuchung den Quotienten Menge/Häufigkeit, so erhält man ein direktes Maß für die mittlere Intensität, hier speziell, wo die Nacht/Tag-Verhältniszahlen vorliegen, den Faktor der nächtlichen Intensitätssteigerung.

Tabelle 5Niederschlag, Verhältnis Nacht/Tag ⁺)

Gebiet	Häufigkeit	Menge	Faktor nächtlicher Intensitätssteigerung
I	1,07	1,42	1,3
II	0,97	1,04	1,1
III	1,06	1,50	1,4
IV	1,07	2,03	1,9
V	0,99	1,44	1,5
VI	1,10	3,69	3,4

Es zeigt sich 1) aus den Häufigkeitsverhältnissen, daß ein "kontinentaler" Tagesgang nur für Gebiet II und V angedeutet ist (vgl. S. 55) mit dem leichten Überwiegen der Regenwahrscheinlichkeit während der Taghälfte. 2) Mit Einschluß von Gebiet II (wo die Bestimmung Unsicherheiten aufweist, S. 17) regnet es nachts mehr.

Die Verdunstung fallenden Niederschlags, die bei den hohen Wolkenbasen und der relativ hohen Temperatur der darunter liegenden Schicht in den Tropen sicher von Bedeutung ist, unterscheidet sich nachts kaum von den Tagesverhältnissen, da die nächtliche Abkühlung am Boden höchstens eine wenige hundert Meter mächtige Schicht kalter Luft erzeugt (23). Offensichtlich verbleiben also nachts bessere Bedingungen der Bildung größerer Niederschläge (letzte Spalte der Tabelle).

⁺) bezüglich Weltzeit

5.8 Deutung der Ergebnisse

Wie die täglichen Gänge der Niederschläge und Gewitter, der Entwicklung der Bewölkung und die Häufigkeitsverteilung der Zeiten höchster Regenwahrscheinlichkeit zeigen, kann für den tropischen Kontinent die einfache Hypothese der Niederschlagsentstehung durch tägliche thermische Konvektion nicht aufrechterhalten werden. B. W. Thompson schreibt dazu in der auf S. 44 benutzten Untersuchung (30):

It is, in fact, frequently observed over much of inland Tanganyika and southern Kenya that cumulus clouds which have begun to build up during the mornings often disperse at or soon after midday, i. e. at the very time when it would be expected that they should be reaching their maximum development. Furthermore, Thompson (unpublished), studying atmospheric turbulence in northern Tanganyika, found no correlation between the time of maximum lapse rate (between the surface and 10 metres) and the time of occurrence of precipitation.

Vielmehr finden sich in den oben einleitend genannten Untersuchungen Ansätze doppelter Perioden.

Dazu soll zunächst die Periodenanalyse $G(t)$, deren Komponenten im Anhang wiedergegeben sind, die formalen Eigenschaften der Halbtagesperiode $a_2 \cos 2t + b_2 \sin 2t$ vollständig klären. Die folgenden beiden Tabellen geben die Amplitudenverhältnisse G_2/G_1 zwischen zweiter und erster Harmonischer an und die zeitliche Lage $\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2}$ des 1. Maximums, wobei die Phase φ erklärt ist durch

$$a_2 \cos 2t + b_2 \sin 2t = G_2 \sin(2t + \varphi), \text{ mit } G_2 = \sqrt{a_2^2 + b_2^2}$$

und $\operatorname{tg} \varphi = a_2/b_2$.

Es sollen der Grundperiode von 24 Stunden wieder 2π entsprechen.

Tabelle 6

Zeitpunkt des 1. Maximums der Halbtagesperiode der Gewitter
(Ortszeit)

Gebiet	I ⁺⁺)	II	III	IV	V
Herbst 57	4.36	5.36	5.20	3.40	3.28
Winter 58	5.20	5.52	5.12	3.12	2.52
Frühlg. 58	4.36	5.44	5.28	3.52	3.00
Sommer 58	4.52	5.36	6.04	4.44	3.24
Herbst 58	4.40	5.40	5.36	3.24	3.20
Jahr ⁺)	4.44	5.40	5.32	3.40	3.00

Tabelle 7

Amplitudenverhältnis G_2 / G_1

Gebiet	I	II	III	IV	V
Herbst 57	0,40	0,51	0,36	0,37	0,43
Winter 58	1,36	1,12	0,42	0,43	0,77
Frühlg. 58	0,50	0,72	0,30	0,47	0,82
Sommer 58	0,62	0,57	0,35	0,20	0,52
Herbst 58	0,48	0,57	0,19	0,35	0,44
Jahr ⁺)	0,51	0,61	0,34	0,39	0,70

Die entsprechenden Werte N_2/N_1 für die Wahrscheinlichkeitsfunktion $H(t)$ aller Niederschläge sind zum Vergleich

Jahr ⁺)	0,83	0,93	0,46	0,53	0,28
---------------------	------	------	------	------	------

⁺) Herbst 1957 bis Sommer 1958.

⁺⁺) Infolge der einseitigen Verteilung der Stationen in diesem Gebietsstreifen beträgt die mittlere Ortszeitkorrektur gegenüber GMT nicht, wie bisher in 1. Näherung angegeben, -1 Stunde, sondern -48 min.

Die Zusammenstellung zeigt: 1) Die Amplitudenverhältnisse zwischen Halbtages- und Tagesperiode schwanken zwischen $1/5$ und $4/3$. Nachdem dieses Verhältnis für die thermische Konvektion auslösende bodennahe Temperatur nur etwa bei $1/4$ liegt ⁺), müssen mindestens in den Fällen $G_2/G_1 \geq 1/2$ andere Ursachen beteiligt sein. 2) Die Phasenlage der Halbtagesperiode, ausgedrückt durch die zeitliche Lage des 1. Maximums nach 0 Uhr Ortszeit, ist in Anbetracht der verschiedenen geografischen Bedingungen (Hochland-Tiefland) und der klimatologischen jahreszeitlichen Unterschiede erstaunlich gleichartig.

Im Einzelnen zeigen die vom Indischen Ozean her beeinflussten Gebiete einen zeitlich früher ansprechenden Typus, der sich vor allem in der Regenzeit ausprägt (umrandete Felder der Tabelle 6), während sich die regenärmere Zeit durch Verspätung der Phase auszeichnet.

Wie weiter Tabelle 7 erkennen läßt, haben die Gebiete mit regenreichen Küsten besonders hohe Anteile der doppelten Gewitterperiode, so daß die Frage nach ähnlichen Erscheinungen aus den bis jetzt vorliegenden Untersuchungen über tropischen Meeren sich aufdrängt.

Aus neuerer Zeit liegen tatsächlich eine ganze Reihe von Meßergebnissen aus solchen Gebieten vor, die zusammen ein recht einheitliches Bild der Bewegungsvorgänge der Atmosphäre vermitteln.

1) Die systematischen Atlantiküberquerungen der "Meteor" 1925-27 zwischen Afrika und Südamerika zeigen für ein Gebiet, das beinahe den ganzen tropischen Atlantik ausmacht, ein doppelperiodisches Windsystem (55). Die tägliche Variation seiner Zonalkomponente u entspricht in allen Einzelheiten

⁺) 0,24 für Jaipore/Indien, (54).

der Theorie, die in der Anwendung der Bewegungsgleichungen auf die doppelte Luftdruckperiode besteht. Für die Meridional Komponente v ist das Übereinstimmen mit dem theoretischen Verlauf zwar nicht gesichert; dies ist für die Auswirkung auf die resultierende horizontale Divergenz dieses doppelperiodischen Windsystems nicht so bedeutungsvoll, sofern nicht gerade $\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{\partial v}{\partial y}$ ist (verschwindende Divergenz), was die Mittelwerte der Meteor-Messungen auch verneinen ⁺). Die mittleren Amplituden liegen bei ± 20 cm/sec, und die mittlere Divergenz wird in erster Näherung durch $\frac{\partial u}{\partial x}$ bestimmt, die damit ebenfalls doppelperiodisch ist mit Maxima um 1 Uhr und um 13 Uhr.

2) Der tägliche Verlauf der Bewölkung der Passate über dem subtropischen Atlantik zeigt Maxima der Zunahme um 6 Uhr und 19 Uhr (56), beinahe in völliger Übereinstimmung mit den Hebungsprozessen, die aus der oben gekennzeichneten Divergenz des Bodenwindfeldes sich ableiten. Dabei ist, wie in Kapitel 5.6 für Afrika beschrieben, das Frühmaximum der Zunahme besonders stark ausgeprägt. Hand in Hand damit geht auch eine entsprechende Höhenvariation der Passatinversion und der darunterliegenden feuchten Schicht (56).

3) Wieder im Einklang damit stehen auf der "Meteor" 1965 über dem tropischen Atlantik gewonnene Messungen der Konzentration des CO_2 (57), die 2 Gipfel um 8 und um 20 Uhr aufweist. Die Seewasseroberfläche stellt dabei eine Quelle dieses Gases dar, so daß Hebungsprozesse die Konzentration ansteigen lassen und Absinkprozesse sie verringern.

⁺) Nach der Theorie verläuft die doppelperiodische Meridional Komponente v so, daß ihre Divergenz in Phase ist mit derjenigen der Zonal Komponente, so daß sich die beiden Komponenten der Horizontaldivergenz gegenseitig verstärken. Die Amplitude von v ist nach den Messungen von derselben Größenordnung wie die von u .

4) Auch für den Pazifik zeigt eine 9 1/2-jährige Untersuchung (58, 59) auf dem Eniwetok-Atoll (11°N 162°E) eine doppelte Tagesperiode des Betrags der Windgeschwindigkeit, deren Amplitude und Phase je den Werten des Atlantiks etwa entsprechen. Die Bewölkung hat (wie auf dem Atlantik) ein ausgeprägtes Maximum um 7 Uhr, ein zweites um 17.30; ein drittes um 13 Uhr ist wohl der thermischen Auswirkung des Atolls zuzuschreiben. Von hier liegen sogar Untersuchungen der Niederschläge vor, ihre Häufigkeit ist im Jahresmittel am größten von 3-4 Uhr, von 19-21 Uhr und (wieder thermisch bedingt) um 13 Uhr. Dabei zeigen sich jahreszeitliche Unterschiede.

Auf dem tropischen Ozean, auf dem die einfach periodisch (thermisch) bedingten Änderungen der Zirkulationsverhältnisse sehr klein sind, hebt sich also zusammenfassend ein doppelperiodisches Wind- und Konvergenz-Divergenzsystem ab, das von der 12stündigen Eigenschwingung der Atmosphäre herührt und deshalb sehr wahrscheinlich, wie dieses selbst, weltweite Ausmaße hat und auch in der Vertikalen nicht beschränkt ist⁺).

Über den Kontinenten ist damit ebenfalls ein solches Windsystem zu erwarten, das in Bodennähe innerhalb der Grundschicht allerdings nicht zutage tritt wegen der stärkeren Reibung und der dominierenden einfach periodischen Windsysteme, die von dem täglichen Erwärmungszyklus der Kontinente hervorgerufen sind (vgl. S. 43).

Tatsächlich finden sich nun über den Kontinenten in genügender Höhe auf Bergen für die Messung nachweisbar ebenfalls täglich doppelperiodische Winde, wie dies Kleinschmidt in (42) für 3 Gipfelstationen der Alpen und für eine der Rocky Mountains zusammengestellt hat und Hann (60) für den

⁺) $\frac{\Delta p}{p}$ nimmt mit der Höhe sogar zu, (47).

Gipfel des Misti auf 15°S in Peru für die Tropen. Die Amplituden, die in (42) getrennt für Zonal- und Meridionalkomponenten angegeben sind, betragen 15 bis 50 cm/sec, die Phasenlage entspricht der Theorie.

Es besteht also kein Grund, eine weltweite, sich über Meere und Kontinente ausdehnende Doppelperiode der Divergenz-Konvergenz abzulehnen. Wie stark ist jedoch ihre Wetterwirksamkeit? Berechnet man die Vertikalgeschwindigkeit, etwa in 3 km Höhe, für einen dort angenommenen 4fachen Wert der Konvergenz des Bodenwindfeldes, so liegt sie nur bei 1 mm/sec (56). Dies hat bisher die meisten Autoren veranlaßt, den Einfluß auf Wolkenbildung und Niederschlag abzulehnen (61).

Eines der bedeutendsten Gegenargumente dazu ist von J. Malkus in (56) ausgeführt. Flugzeugaufnahmen tropischer Konvektionsbewölkung haben gezeigt, daß die Struktur der Wolken auch in einheitlich konvergenter Strömung wolkenfreie Stellen beläßt. In der bewölkten Zone selbst konzentriert sich die Hebung auf nur kleine Gebiete (etwa $1/10$ der übrigen Wolkenfläche), so daß sich in einer Hebungszone, obwohl im Flächenmittel nur schwach ausgeprägt, doch einzelne lebhaft und deshalb niederschlagbildende Prozesse abspielen. Cumulus-Konvektion reagiert also sehr empfindlich auf mittlere Vertikalgeschwindigkeiten. Im weiteren Verlauf der Entwicklung zum Cumulonimbus wirkt sich dazuhin die schon alte Erkenntnis aus, daß Hebung labilisierend wirkt, wenn sich die Atmosphäre (wie häufig in den Tropen) in einem Zustand nur sehr geringer Stabilität befindet.

Einer Wetterwirksamkeit dieser Atmosphärenschrägung steht also vom neuesten Standpunkt aus kein Einwand mehr gegenüber, und es ist interessant, daß sich Sverdrup (56), Scherhag (62), Rudloff und Mügge schon in früherer Zeit für eine solche ausgesprochen haben. Die Hebungsvorgänge, die sich nach der einfachen Theorie zwischen 4 und 10, 16 und 22 Uhr

auswirken, konzentrieren ihre Niederschlagsaktivität schon auf die Zeit kurz nach dem Vorzeichenwechsel (nach der Malkusschen Vorstellung). Dies zeigt eine Untersuchung der Häufigkeit frontaler Vorgänge im Sommer bei annähernd tropischen Bedingungen der Atmosphäre für Frankfurt/M. mit Maxima um 5 Uhr früh und um 18 Uhr abends (63). Im übrigen laufen diese, von der Doppelperiode des Luftdrucks gesteuerten Bewölkungs- und Niederschlagsprozesse nach dem Müggesehen Typ II (subtropischer Typ) ab, bei dem steigender Druck mit Hebung verknüpft ist.

Unsere Ergebnisse des täglichen Gewitter- und Niederschlagsgangs, der Bewölkungsentwicklung und der geografischen Verteilung der Zeiten maximaler Niederschlagshäufigkeit (Frühmaximum an der Küste) lassen sich mit der Malkusschen "Convection-Tide"-Hypothese weitgehend erklären. Die Verfrühung des doppelperiodischen Anteils der Gewittermaxima bei Streifen IV und V weist allerdings auf zeitliche Verschiebungen der Zeiten positiver Vertikalgeschwindigkeiten hin, die sich abweichend von der einfachen Theorie (S. 72) in diesen Gebieten auswirken.

Für die allgemeine, besonders aber über See gültige Steigerung der Nachtniederschläge sind sehr wahrscheinlich, hier nicht erörterte, Zonen der Instabilität in flachen Wolken-schichten verantwortlich, die durch Abstrahlung bedingt sind.

Zusammenfassend ist damit die Rolle der thermischen Konvektion nicht in erster Linie als niederschlagsauslösend anzusehen, sondern als Vorbedingung des Funktionierens der niederschlagsauslösenden Wirkung der Hebungsvorgänge, indem die Konvektion die dazu nötige Feuchtigkeit in die Höhe führt.

6 Verallgemeinerung der Ergebnisse des IGJ

6.1 Ergänzender Datentest

Die bei der Übertragung der Daten (3.3) vorgenommene manuelle Kontrolle und Korrektur hat zwar einzelne Widersprüche aufgedeckt und behoben, wie weit jedoch systematische Fehler der Beobachtung, etwa falscher Gebrauch des Wetterschlüssels, ganze Beobachtungsreihen verfälschen, konnte bisher nicht in vergleichbarer Weise geklärt werden.

Dazu benutzen wir die Überlegungen, welche die Häufigkeit der Meldung von Ereignissen unter "ww" mit derjenigen unter "W" des Wetterschlüssels in Beziehung brachte. Wie auf S. 30 angegeben, ist dieses Verhältnis bei einer genügenden Anzahl von Fällen ≤ 1 . Der Grenzfall 1 wird nur auftreten, wenn bei einer korrekt meldenden Station in allen Fällen sehr lange andauernde Niederschläge oder Gewitter vorkommen. Liegt es also doch über 1, so ist ein Hinweis für unterlassene Niederschlagseintragungen unter "W" gegeben.

Bildet man dieses Verhältnis für sämtliche der 296 Stationen, je für die Gewitter allein (V_G) und für die Niederschläge insgesamt (V_N), so liegt es für beide Fälle im allgemeinen zwischen 0,4 und 0,8 mit sehr häufigen Werten zwischen 0,5 und 0,6. Nur in 10 der 592 Beobachtungsreihen sind Werte >1 vorhanden:

Entebbe	$V_N = 1,063$	Bukawu-Kamembe	$V_G = 1,045$
Lomé (Togo)	$V_G = 1,036$	(Belg.Kongo)	
Takoradi (Ghana)	$V_G = 1,056$	Mitwaba (" ")	$V_N = 1,081$
Luanda (Angola)	$V_G = 1,079$		$V_G = 1,218$
Tetuan (Marokko)	$V_N = \underline{1,238}$	Yoko (Kamerun)	$V_N = \underline{1,447}$
			$V_G = \underline{1,895}$

Das Material kann im ganzen von dieser Seite her als brauchbar gelten.

6.2 Niederschlagsabweichungen im Jahr 1958

Um festzustellen, ob die in dem Zeitraum des IGJ gewonnenen Ergebnisse der Niederschlagshäufigkeit auch einer Verallgemeinerung fähig sind, muß die Verteilung der Abweichungen der Regenmenge für diesen Zeitraum bekannt sein. Dazu wurden die in Abb. 2 dargestellten langjährigen Mittelwerte aus (13, 16) an 170 Stationen mit den aktuellen Mengen des Jahres 1958 verglichen und die Differenzen in Abb. 21 ausgeschrieben.

Die das Flächenmittel am meisten beherrschenden Überschüsse verteilen sich auf die gesamte Zentralafrikanische Republik und das Gebiet nördlich davon bis zum Tschadsee, außerdem vom südöstlichen Angola über Rhodesien bis Madagaskar. Dazwischen ist in zonaler Richtung über dem ganzen Kongo-becken und über Ostafrika ein Trockengürtel eingeschoben, ebenso in einem Gebiet, das von der Elfenbeinküste ostwärts die übrigen Staaten Oberguineas erfaßt bis Nigeria mit Ausnahme von dessen nordöstlichem Teil. Dieses zweite Mangelgebiet entstand durch Defizite im Sommer und Herbst, ganz besonders im Juli.

Bei dieser Anordnung der Abweichungsgebiete ist die gewählte Einteilung in meridionale Gebietsstreifen günstig, indem sich Mangel- und Überschußgebiete gegenseitig ergänzen. Folgende Übersicht faßt die resultierenden Abweichungen zusammen (vgl. dazu Abb. 3 mit Abb. 21):

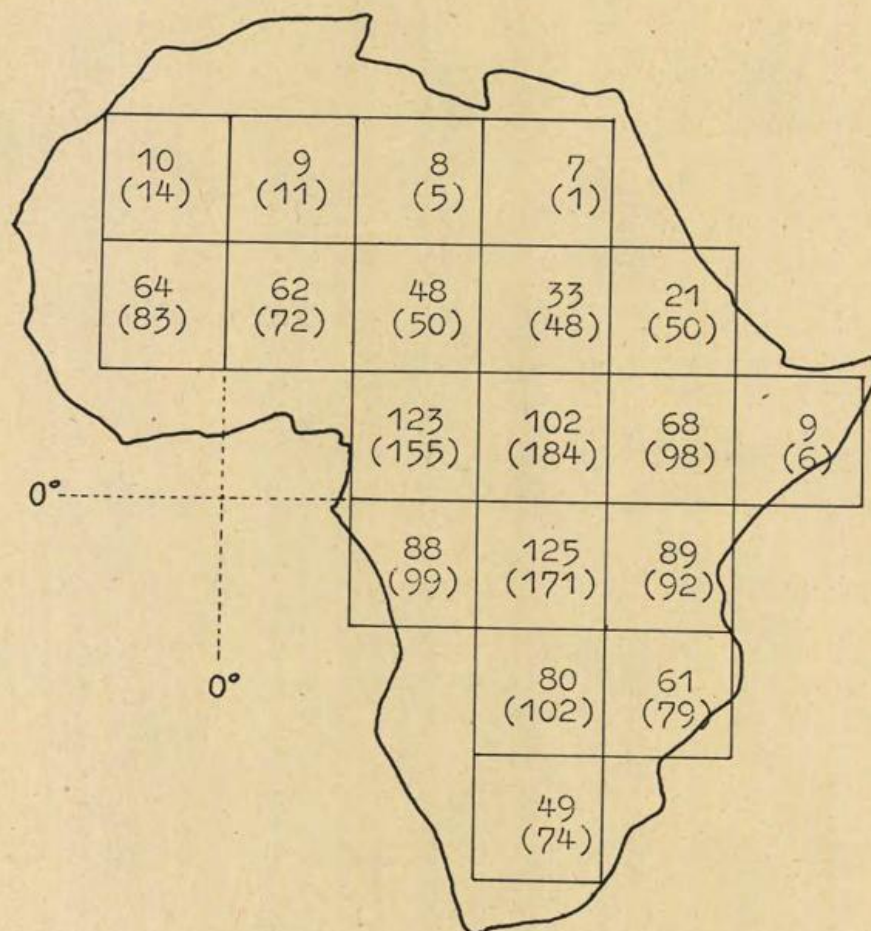
Streifen I	übernormal.
Streifen II	unternormal.
Streifen III	leicht übernormal, aber südhemisphärischer Beitrag zu gering.
Streifen IV	normal.
Streifen V	übernormal, besonders im südhemisphärischen Anteil.
Streifen VI	unternormal.

Zur Kontrolle wurde die bekannte Darstellung des Seewetteramts Hamburg (65) herangezogen.

Der in den Tabellen des vorangehenden Teils 5 miterfaßte Zeitraum des Herbst 1957 gestattet dort selbst einen Vergleich mit den Werten des Herbst 1958. Aus ihnen folgt, wie aus (65), daß die Gewitter- und Niederschlagsaktivität im Herbst 1957 für Streifen I bis IV etwas übernormal ausgefallen ist (Tabelle 2). Interessanterweise ist dieser Unterschied in den wirklichen Gewitteranteilen an den Gesamtniederschlägen (Tabelle 3) nicht mehr festzustellen, ein Zeichen für die Proportionalität von Niederschlags- und Gewittertätigkeit für festumrissene Gebiete in den Tropen.

6.3 Vergleich der Gewittertage 1958 mit den Mittelwerten der WMO

Die Darstellung der Gewittertage 1958 für Zwei-Gradfelder (Abb. 10) wurde schon in 4.41 mit anderen Werten verglichen. Ein systematischer Vergleich soll die im Flächenmittel wirkenden Unterschiede herausstellen. Dazu werden die Zwei-Gradfeldwerte zu Zehn-Gradfeldwerten gemittelt und einer gleichartigen Form von Krumm (22) gegenübergestellt, der die WMO-Karten der Gewittertage auf diese Weise umgearbeitet hat.



In der obenstehenden Übersicht sind für die einzelnen Zehn-Gradfelder diese Werte angegeben, die des Jahres 1958 mit dem größeren Stationsnetz stehen in Klammern darunter.

Fast überall liegen die Daten des Jahres 1958 über den langjährigen Mittelwerten. Ganz besonders stark ist der Unterschied in Zentralafrika, wo, wie schon festgestellt, die WMO-Werte zu niedrig sind, da Stationen mit über 200 Gewittertagen pro Jahr unberücksichtigt geblieben sind. Die Werte von 1958 liegen dagegen in den an das Gewittermaximum angrenzenden Feldern etwas zu hoch, da das angewendete Verfahren (siehe Anhang) höhere Werte in Gebiete geringer Stationsbesetzung hineinzieht (Ostafrika). Bei der Auszeichnung der WMO-Karten liegt das Gegenteil vor; meist wurden hohe Werte

aus Gründen der Vorsicht isoliert eingezeichnet, d. h. mit Isolinien absteigender Werte umgeben, wo ein dichteres Netz vielleicht eine größere Fläche dieser hohen Zahlen einzutragen verlangt hätte.

Der Wirklichkeit besser entsprechende Mittelwerte erhält man also, wenn man die WMO-Daten in Zentralafrika heraufsetzt. Der Vergleich einiger Stationen zeigt, daß die Unterschiede vor allem im Auswerteverfahren begründet sind.

Station	WMO	IGJ (1958)
Agadez	46	54
Mopti	89	96
Maintirano	136	132
(Madagaskar)		
Kigoma	177	172 (aus (15))
Calabar	216	227
Port Harcourt	189	166
Gulu	181	104 (aus (15))
Entebbe	206	127, nach (15) 218(!)
Watsa	184	241

Watsa (3°N $29,5^{\circ}\text{E}$) liegt dem Gewitterherd der ostafrikanischen Gebirgsschwelle am nächsten, der Vergleich der obigen Werte spricht dafür, daß dieser Herd im Jahr 1958 möglicherweise übernormal ausgebildet war.

6.4 Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitter in Afrika im Vergleich zum Tagesgang luftelektrischer Größen

Mit dieser Untersuchung ist es ermöglicht worden, die Kenntnis des afrikanischen Gewitterangebots, vor allem in seiner täglichen Variation zu verbessern. Sein Anteil am Tagesgang der weltweit stattfindenden Gewitter ("Weltgewittertagesgang") ist für luftelektrische Fragen von entscheidender Bedeutung, besonders nachdem die Wilsonsche Gewitterhypothese

allgemeine Anerkennung gefunden hat (66). Da Afrika im Vergleich zu den übrigen Tropengebieten der Erde im Tagesmittel das höchste Angebot stellt (1), wird speziell die zeitliche Lage des Weltgewittermaximums (bezüglich Greenwich-Zeit) von dem zeitlichen Maximum der afrikanischen Gewitter geprägt.

Setzt man die in Abb. 16-18 bezüglich Ortszeit dargestellten Ergebnisse der Gewitterhäufigkeit unter Berücksichtigung der Flächenanteile wieder zusammen bezüglich Weltzeit, so erhält man einen Gipfel der resultierenden Häufigkeitskurve um 17 Uhr z⁺) im Jahresmittel, auch je für die Jahreszeiten Frühling, Sommer und Herbst. Wie die Voruntersuchung Abb. 15, die ja weltzeitlich vorliegt, schon gezeigt hat, herrscht im nordhemisphärischen Winter ein anderer Tagesgang mit Mittagsmaximum. Wir wissen jetzt, daß dieser von den Gewittern über dem südafrikanischen Hochland herrührt, deren Charakter noch am ehesten dem konvektiven Wärmegewittertyp entspricht und deshalb ein früheres Maximum aufweist. Bezüglich Weltzeit ereignet sich dieses schon kurz vor 14 Uhr z.

Diese winterliche Verfrühung des von den afrikanischen Verhältnissen her geprägten Maximums auch in der Weltgewittertätigkeit müßte sich nach der Wilsonschen Theorie ebenso im mittleren Tagesgang des Ionosphärenpotentials, sowie der elektrischen Feldstärke unter ungestörten Bedingungen ausdrücken.

Tatsächlich ist nun in den Feldstärkemessungen des Forschungsschiffs "Carnegie" 1929 eine winterliche Verfrühung des Maximums um etwa 3 Stunden zu erkennen (67).

Eine genauere Darlegung würde hier allerdings den gesetzten Rahmen überschreiten und soll deshalb einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

⁺) Nicht um 14 Uhr z, wie Whipple's Darstellung (22) angibt.

7 Zusammenfassende Ergebnisse

1) Auf der Grundlage eines zeitlich homogenen Beobachtungsmaterials konnte für den ganzen Kontinent Afrika eine vergleichende Klimatologie der Gewitter aufgestellt werden. Manuelle Datenkontrolle und ein Test zeigen, daß das Material dazu geeignet ist.

2) Als Ursache der geografischen Verteilung der Gewitterherde erweist sich die mittlere Lage der ITC (im Höhenniveau einsetzender Kondensation bzw. Labilisierung) zusammen mit orografisch bedingten Konvergenzen oder Stau. Den Schwerpunkt bildet dabei der Westabhang der ostafrikanischen Gebirgsschwelle (Abb. 10). Für die langjährigen Niederschlagsmengen insgesamt ist mehr die großräumige Luv- und Leewirkung ganzer Gebirgszüge maßgebend.

Eine leichte allgemeine Steigerung der Gewitterhäufigkeit infolge mittlerer Höhenlage läßt den Begriff des "precipitable water" zur weiteren Behandlung von Mittelwerten des Niederschlags nicht geeignet erscheinen.

3) Bei der Ausprägung des örtlichen täglichen Gangs der Niederschläge und Gewitter wirkt sich der Geländeeinfluß beherrschend aus.

4) Ein geeignetes Reduktionsverfahren erlaubt, die teilweise fehlenden Nachtbeobachtungen aus den registrierten Niederschlägen des Frühtermins zu ergänzen. Die so ermöglichte einheitliche Weiterbehandlung des Materials führt bei Bildung geeigneter Stationskollektive gleicher Ortszeit zur Bestimmung des täglichen Gangs von Niederschlägen insgesamt und von Gewittern allein, frei von lokalen Einflüssen. Eine

strenge Zuordnung der Momentanbeobachtungen "ww" zu den Verlaufsmeldungen "W" ermöglicht bei Vorliegen der Meldungen zu den 4 synoptischen Hauptterminen eine tagesperiodische Analyse bis zur 3. Oberschwingung (dritteltägige Periode).

5) Die Ergebnisse lassen auf gewisse niederschlagsauslösende Vorgänge schließen, besonders bei Gewittern sind diese von doppelperiodischem Charakter. Ihr Zusammenwirken mit den thermodynamischen Voraussetzungen über dem Kontinent bewirkt im allgemeinen ein auffällig verspätetes Nachmittagsmaximum (17 - 18 Uhr). Ein Zusammenhang mit den zwar sehr geringen, aber weiträumigen Vertikalbewegungen der halbtägigen Atmosphärenschwingung liegt nahe (vgl. Untersuchungen von J. Malkus über Seegebieten).

6) Aufgleitniederschläge bilden zu den Gewittern einen selbständigen Anteil. Voneinander unabhängige Untersuchungen bezüglich der geografischen Lage und des Tagesgangs zeigen, daß dieser Anteil mit der thermischen Stabilität der Atmosphäre wächst. Die Häufigkeit von Schauern ist nur in ozeanisch beeinflussten Gebieten von Bedeutung.

7) Der zentrale Begriff, mit dem sich die Aktivität von Niederschlägen aller Formen beschreiben läßt, ist die relative Häufigkeit. Speziell für Gewitter wird die Beziehung zu dem gebräuchlichen Begriff des Gewittertages diskutiert. Selbst einer Zählung der einzelnen Gewitter gegenüber erweist sich die relative Häufigkeit als überlegen, da sie die meist unbekannte Dauer der Gewitter schon miterfaßt.

8) Der Einsatz leistungsfähiger Rechenanlagen ermöglicht außer der Behandlung der dargelegten Zusammenhänge eine übersichtliche Kartendarstellung auf einem Zeichengerät. Sie kann auch über den Drucker erfolgen, wenn die Daten auf festliegende Gitternetzpunkte reduziert werden. Dafür wird ein einfaches Verfahren angegeben.

Summary

A comparative climatology of thunderstorms for the whole continent of Africa has been established, based upon all the observations covering the same period of the IGY. In order to see that the extensive material yields the required reliable information, it was tested and manually checked.

The geographic distribution of the prevailing thunderstorm activity is mainly caused by the average location of the ITC (in the condensation level!), to some degree modified by orographically caused lifting or convergence effects; so the main activity is found on the western slopes of the East African mountain-ridge (fig. 10). The location of maxima in the yearly precipitation sums, on the other hand, is in a more pronounced degree influenced by large scale orographic features like the windward and lee sides of the big mountain ranges.

The daily course of the hourly frequency of general precipitations and of thunderstorms is in the most decisive way determined by orographic features.

Lacking observations in several countries at night (00z) have been replaced by careful conclusions from the 12hourly amount of precipitation reported in the early morning (06z). This allows the whole material to be uniformly processed and to evaluate the daily course of the frequency of all precipitations and of thunderstorms only, free from local influences. The frequency courses are evaluated for 6 groups of stations, each of which differs by one hour of local time from the neighbouring ones (figs. 16-18). The statistical significance level of the daily variations is (except group No. 6) less than 0,0027 (36).

Strictly considering the weather code rules, it is possible to supplement the ww reports of the present weather by the W reports of the past weather; this procedure allows to analyze daily courses up to the third harmonic if synoptic observations are available 6hourly (principal synoptic times).

The results may point to certain processes favoring precipitations; they have a double period in the course of a day, especially for thunderstorms. The cooperation of these processes together with the thermodynamic conditions over land (radiative heating) generally produces a primary maximum at 17 to 18 hours of local time, thus strikingly belated as compared to the daily temperature maximum. A dependence upon the very small but widespread vertical movements of the semi-diurnal atmospheric tide is possible (see investigations by J. Malkus over sea areas).

Continuous rains from upgliding processes constitute a portion of cases independent of that of the thunderstorms. Investigations concerning both the geographic distributions and the daily courses of all precipitations and of thunderstorms only indicate that the rate of continuous rains increases with the degree of thermal stability. The frequency of showers (without audible thunder) compared to the number of thunderstorms is considerable only on maritime areas.

The principal measure used here to express the activities of precipitations of all kinds is that of the relative frequency (empirical probability). Especially for thunderstorms the relation to the usual scale of a "thunderstorm-day" is discussed. The relative frequency turns out to be superior even to a count of the single thunderstorms, because it implies the usually unknown duration of the storms.

Most of the results have been mapped on a plotter joined to the IBM-computer used. Geographic distributions may also be mapped on the printer, if the data are reduced to a fixed horizontal grid. A simple method for the mechanical mapping is described.

Résumé

Une climatologie comparative des orages a pu être élaborée pour le continent africain entier, en se basant sur un matériel d'observation qui date entièrement d'une même période (de l'AGI). Un contrôle manuel des dates et un test ont prouvé l'utilité pratique de ce matériel.

La raison pour la distribution géographique des centres d'orages est la position moyenne de l'ITF (au niveau de la condensation et de la labilisation), ensemble avec les vents convergents provoqués par l'orographie. En plus, l'activité principale est déclenchée par les pentes occidentales des montagnes de l'escarpement de l'Afrique Orientale. D'autre part, le lieu des maxima moyens annuels des précipitations est influencé d'une façon plus prononcée par l'orographie des chaînes de montagnes toutes entières.

L'influence de la topographie est prépondérante pour le cours quotidien des orages et précipitations.

Les observations de la nuit (00 z), qui manquent dans certains pays, avaient été remplacées par des conclusions soigneuses dérivées de la hauteur des précipitations de douze heures, rapportée le matin (06 z). De cette façon, tout le matériel est en état d'être exploité uniformément et permet de supputer les cours quotidiens de la fréquence de toutes les précipitations et des orages seuls, indépendamment des influences locales. Les cours des fréquences sont supputés pour six groupes de stations, tous étant différents d'une heure (heure locale) des groupes voisins (fig. 16-18). Le degré de signification de la variation diurne est (excepté le groupe No. 6) moins de 0,0027 (36).

En considérant les règles du code de temps, il est possible de coordonner les rapports de "ww" (temps présent) avec les rapports de "W" (temps passé), c'est alors que nous pouvons analyser les variations diurnes jusqu'au troisième harmonique quand les observations synoptiques sont présentes aux heures synoptiques principales.

Les résultats obtenus font supposer l'existence de certains processus dans l'atmosphère favorisant les précipitations; ils ont une période semidiurne, notamment ceux des orages. L'action combinée de ces processus et des données thermodynamiques sur la terre (échauffement radiatif) produit généralement un maximum primaire de 17 à 18 heures (heure locale). Ceci est un retard frappant sur l'heure du maximum de la température. On est amené à supposer que l'heure du maximum est en corrélation avec les mouvements verticaux de l'oscillation semidiurne de l'atmosphère qui est assez faible, mais néanmoins très étendue (cf. les recherches de J. Malkus sur des régions maritimes).

Les précipitations provoquées par le glissement ascendant constituent, face aux orages, une part indépendante. Plusieurs recherches indépendantes portant sur la situation géographique d'une part et sur les cours diurnes des précipitations (et des orages seuls) d'autre part démontrent que le pourcentage des pluies continues s'élève avec l'accroissement de la stabilité thermique de l'atmosphère. La fréquence des averses (sans tonnerre perceptible) n'est significative que dans des régions se trouvant sous l'influence maritime.

La définition centrale permettant une description adéquate de l'activité de toutes les formes des précipitations est la "fréquence relative" (probabilité empirique). La relation entre les deux expressions du "jour orageux" et de la "fréquence relative" est spécialement traitée dans cette thèse. Même au compte de chaque orage, la fréquence relative s'avère supérieure, puisqu'elle tient également compte de la durée (le plus souvent inconnue) des orages.

L i t e r a t u r

- 1 WMO, World distribution of thunderstorm days.
Part 1 (Tables) No. 21 TP 6 (1953)
Part 2 (Tables of Marine Data and World Maps)
No. 21 TP 21 (1956)
- 2 Riehl, H., General atmospheric circulation of the
tropics.
Science 135, 3497 (1962), 13-22
- 3 Palmén, E., General circulation of the tropics.
Proceedings of the symposium on tropical meteorology,
Rotorua, New Zealand 1963, S. 3-28
- 4 Flohn, H., Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation
der Atmosphäre.
Geogr. Rundschau 5 (1953), 41-56
- 5 Mörth, H. T., Nairobi, Probleme der Wettervorhersage
in kontinental-äquatorialen Gebieten.
Kolloquiumsvortrag des Meteorologischen Institutes der
Universität Frankfurt/M am 6. 2. 1964
- 6 Malkus, J., Large-scale interactions.
Hill, The Sea, Vol. I, Physical oceanography,
Interscience Publishers, London 1962, S. 97
- 7 Weickmann, L. jr., Mittlere Lage und vertikale Struktur
großräumiger Diskontinuitäten im Luftdruck- und Strö-
mungsfeld der Tropenzone zwischen Afrika und Indonesien.
Met. Rundschau 17 (1964), 105-112
- 8 Flohn, H., Studies on the meteorology of tropical Africa.
Bonner Met. Abhandl. 5 (1965), 55-56, Tab. 1
- 9 Fitzner, R., Die Regenverteilung in den deutschen Kolo-
nien.
Berlin 1907, S. 24-27, S. 14 u. 27 ff. u. 75 ff., S. 12
- 10 WMO, Weather reports. No. 9 TP 4, Vol. B Codes,
Chapt. I, I-A-3-29, I-A-3-28, I-A-4-50
- 11 WMO, Weather reports. No. 9 TP 4, Vol. B Codes,
Chapt. III, III-A-1-3 bis III-A-1-8

- 12 WMO, Catalogue of IGY/IGC Meteorological data.
No. 135-IGY/AGI 4, 1962, Vol. A, S. 37-44
- 13 Meteorological Office, Air Ministry, Tables of
Temperature, Relative Humidity and Precipitation.
London 1958
- 14 East African Meteorological Department, Summary of
Rainfall in East Africa for the Year 1958. Nairobi
- 15 East African Meteorological Department, The Weather
of East Africa during 1958. Nairobi
- 16 Jaeneke, M., Gilgel-Abbai-Projekt, Teil B, 3, Klima
und Meteorologie.
Kaiserl. Äthiopische Regierung, Arbeitsministerium.
Lahmeyer, Beratende Ingenieure, Frankfurt 1962
- 17 Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg,
IGY, World Weather Maps, Pt. II, Tropical Zone
- 18 Riggerbach, A., Zum Klima der Goldküste.
Verhandl. der Naturforsch. Gesellschaft VII, 3, 778-782,
Basel 1885
- 19 Weather Bureau, Union of South Africa, Dept. of Trans-
port, Climate of South Africa, Pt. 4 Rainfall Maps,
Pretoria 1952
- 20 Eickermann, W., Flohn, H., Witterungszusammenhänge über
dem äquatorialen Südatlantik.
Bonner Met. Abhandl. 1 (1962), 4, 30
- 21 Whipple, F. J. W., On the association of the diurnal
variation of electric potential gradient in fine
weather with the distribution of thunderstorms over
the globe.
Quart. J. Roy. Met. Soc. 55 (1929), 1-13
- 22 Krumm, H. C., Der weltzeitliche Tagesgang der Gewitter-
häufigkeit.
Diplomarbeit des Met.-Geophys. Institutes der Univer-
sität Mainz 1959, S. 12, 57, 42-43, Abb. 5 u. 20
Gekürzt in Zeitschr. f. Geophysik 28 (1962)
- 23 Suckstorff, G. A., Die Ergebnisse der Untersuchungen
an tropischen Gewittern und einigen anderen tropischen
Wettererscheinungen.
Gerl. Beitr. z. Geophysik 55 (1939), 138-185

- 24 Diem, M., Karlsruhe, Regen in der arktischen, gemäßigten und Tropenzone.
Vortrag des gemeinsamen Kolloquiums der Techn. Hochsch. Darmstadt u. der Universitäten Frankfurt/M und Mainz.
Mainz, 11. 1. 1968
- 25 Wachter, H., Niederschlagswahrscheinlichkeit und Niederschlagsdauer, ihre Bestimmung und ihre Höhenabhängigkeit.
Angew. Met. 5 (1964), 80-86
- 26 Kuhlbrodt, E., Zur Meteorologie des tropischen Atlantischen Ozeans.
Forschungs- u. Erfahrungsber. d. Reichswetterdienstes, Reihe A, Nr. 15, S. 7 u. Abb. 11a, S. 25
- 27 Köppen, W., Die jährliche und räumliche Verteilung der Gewitter und Böen auf dem Nordatlantischen Ozean und an dessen Küsten.
Ann. d. Hydrogr. 46 (1918), 64
- 28 Weixlederer, R., Studien über die alpine Gewittertätigkeit.
Met. Zeitschr. 56 (1939), 219-222
- 29 Johnson, D. H., Mörth, H. T., Forecasting Research in East Africa.
East Afr. Met. Dept., Memoirs, Vol. III, No. 9, 1961
- 30 Thompson, B. W., The diurnal variation of precipitation in British East Africa.
East Afr. Met. Dept., Techn. Mem. No. 8, 1957, S. 6-7, S. 1, S. 13-45
- 31 WMO, The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting.
No. 190 TP 96 (1966), S. 36 u. Fig. 101, 102, S. 37 u. Fig. 104
- 32 Пачмых, Б. П., [Einige Besonderheiten in der Verteilung der Gewitter auf dem afrikanischen Kontinent.]
Orig. russ.
Trudy Glarn. Geofiz. Obs. Voikova, 182, 88-93
- 33 Ficker, H. v., Über die Entstehung lokaler Wärmegewitter.
I. Mitteilungen Sitzungsberichte der Preuß. Akad. d. Wissenschaften 1931, 7

- 34 Fraedrich, K., Zur Struktur der tropischen Konvektionsbewölkung über Südostafrika.
Met. Rundschau 20 (1967), 168-171
- 35 Meinardus, W., Beitrag zur Kenntnis der täglichen und jährlichen Periode der Gewitter auf dem Ozean.
Ann. d. Hydrogr. 1895, 506-511
- 36 Haltermann, H., Ein Versuch, für die im Quadrat 3 vorkommenden Gewitter eine tägliche und jährliche Periode zu bestimmen.
Ann. d. Hydrogr. 1896, 166-170
- 37 Kloster, W., Bewölkungs-, Niederschlags- und Gewitterverhältnisse der westindischen Gewässer und der angrenzenden Landmassen.
Archiv d. Dtsch. Seewarte XL, 1 (1922), 39
- 38 Köppen, W., Die tägliche Periode der Gewitter und Regen in Kamerun.
Ann. d. Hydrogr. 1896, 349-353
- 39 Haurwitz and Austin, Climatology.
Mc Graw-Hill Book Co, New York 1944
- 40 Blüthgen, J., Allgemeine Klimageographie.
Berlin 1964, S. 201
- 41 Berg, E., Schoenrock, A., Tägliche Periode der Gewitter im Jahr 1885 und 1886.
Repertorium f. Met. Bd. XIII, Nr. 11, St. Petersburg 1890
Beyer, A., Heintz, E., Tägliche Periode der Gewitter im Jahr 1887 und 1888.
Repertorium f. Met. Bd. XVII
- 42 Kleinschmidt, E., Der tägliche Gang des Windes in der freien Atmosphäre.
Beitr. z. Physik d. freien Atm. 10 (1921), 1-14
- 43 Wagner, A., Über die Tageswinde in der freien Atmosphäre.
Beitr. z. Physik d. freien Atm. 25 (1939), 146-170
- 44 Mügge, R., Das Wetter.
Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie, Bd. II, Leipzig 1951, S. 738-742

- 45 Flohn, H., Fraedrich, K., Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See.
Met. Rundschau 19 (1966), 157-164
- 46 Deutscher Wetterdienst, Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 3. Beobachterhandbuch für Meldestellen des synoptischen Dienstes. Offenbach 1961, S. 3/6, 3/8
- 47 Riehl, H., Tropical Meteorology.
Mc Graw-Hill Book Co, London 1954, S. 1, 13, 118
- 48 Koller, S., Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen.
Darmstadt 1953, Taf. 4
- 49 Semmelhack, W., Physiologische Klimakarte von Kamerun und den Nachbargebieten.
Sonderdr. aus Mitteil. der Gruppe Deutscher Kolonialwirtschaftl. Unternehmungen, Bd. 5. Berlin 1942, S. 23-24
- 50 Dietrich, G., Ozeanographie, Physische Geographie des Weltmeeres.
Braunschweig 1959, S. 70
- 51 Reichsamt für Wetterdienst, Klimakunde des Deutschen Reiches, Bd. II, Tabellen.
Berlin 1939, S. 498-501
- 52 Eidg. Kommission z. Studium der Hagelbildung u. Hagelabwehr, Großversuch III zur Bekämpfung des Hagels im Tessin. Bern 1958, S. 6
- 53 Kuhlbrodt, E., Reger, J., Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927, Bd. XV, S. 229-278
- 54 Süring, R., Temperatur der unteren Luftschichten in ihrer Abhängigkeit von den Temperaturverhältnissen der Erdoberfläche.
Hann-Süring, Lehrbuch der Meteorologie Bd. 1.
Leipzig 1939, S. 97
- 55 Kuhlbrodt, E., Reger, J., Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927, Bd. XIV, S. 283-290
- 56 Malkus, Joanne S., Tropical Convection. Progress and Outlook (Survey Paper).
Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology. Rotorua, New Zealand 1964, S. 247-259

- 57 Kühme, H., Deutsche Forschungsgemeinschaft, "Meteor"-Forschungsergebnisse Reihe B, Meteorologie und Aeronomie. Im Druck
- 58 Lavoie, R. L., Research on the Meteorology of the Tropical Pacific and its Applications.
Hawaii Institute of Geophysics, Rep. No. 37, 1963, S. 23-28
- 59 Lavoie, R. L., Some Aspects of the Meteorology of the Tropical Pacific Viewed from an Atoll.
Hawaii Institute of Geophysics, Rep. No. 27, 1963
- 60 Möller, F., Der tägliche und jährliche Gang des Windes. Hann-Süßing, Lehrbuch der Meteorologie, Bd. II, Leipzig 1951, S. 620
- 61 Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg, Die periodischen Änderungen der Meteorologischen Elemente. Wetterkarte des Seewetteramtes, Jg. 15 (1967), Nr. 84
- 62 Scherhag, R., Einführung in die Klimatologie. Braunschweig 1964, S. 114
- 63 Köster, M., Zuordnung von Wetter- und Gleitvorgängen auf bestimmte Tagesstunden.
Ann. Met. 7 (1955/56), 102-105
- 64 Mügge, R., Synoptische Betrachtungen.
Met. Z. 48 (1931), 1, 1-11
- 65 Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg, Die Witterung in Übersee 5 (1957), 9, 10, 11, 12 u. 6 (1958), 13
- 66 Fischer, H. J., Die elektrische Spannung zwischen Ionosphäre und Erde.
Diss. Techn. Hochschule Stuttgart 1962
- 67 Torreson, O. W., O. H. Gish, W. C. Parkinson, G. R. Wait, Scientific results of cruise VII of the CARNEGIE during 1928-1929.
Publ. Carnegie Inst. Washington D. C. No. 568, 1946, S. 116, 135-136, 163
- 68 Claerbout, Mc. Cowan, Flinn, Gibson, Hyper-rapid Fourier transform using algorithm of Cooley and Tukey.
Math. of Comp., April 1965, 291-301
- 69 Bartholomew's contour-coloured World map series with boundaries roads and railways, Africa, Scale 1:10,000,000.
John Bartholomew & Son Ltd. Edinburgh 1966

Anhang

Verfahren der Reduktion von Beobachtungen an beliebig verteilten Orten auf äquidistante Gitternetzpunkte.

Zur Bildung von Breitenkreis-, Längenkreis- oder Flächenmittelwerten eines geografischen Raumes, von dem Beobachtungen an beliebig verstreuten Punkten vorliegen, ist eine Umrechnung dieser Werte auf äquidistante Gitternetzpunkte sehr vorteilhaft.

Wie eine einfache Überlegung zeigt, sollte die Maschenweite von der Größenordnung des Stationsabstandes sein; ist sie zu groß, so gehen Kennzeichen einzelner Stationen verloren, da über mehrere gemittelt werden muß, ist sie zu klein, wird eine nicht vorhandene Genauigkeit vorgetäuscht, die eigentlich nur ein Abbild des verwendeten Interpolationsverfahrens ist. Wir wählen deshalb einen Abstand der Netzkpunkte von 2 Grad (vgl. Abb. 12 mit eingetragenen Stationen und Gitternetz).

Der jedem Zweigradfeld zuzuordnende Wert sollte möglichst die Verhältnisse der nächstgelegenen Station wiedergeben; bei großen Entfernungen infolge geringer Stationsdichte werden so aber sehr viele Felder von ein und derselben Station geprägt, so daß dieser ein zu hohes Gewicht zukommt. Daher werden mehrere Nachbarstationen zu einer entsprechenden Mittelbildung herangezogen. Ihre Anzahl hängt von dem gewünschten Glättungseffekt ab. Ist sie zu groß, so wird stark geglättet und charakteristische Maxima und Minima werden verwischt oder gehen verloren. Aus diesem Grund

werden nur 3 Nachbarstationen gewählt, deren Werte mit einem dem Quadrat des Abstandes umgekehrt proportionalen Gewichtungsfaktor zu dem zu bildenden Mittelwert beitragen. Die quadratische Abhängigkeit vom Kehrwert des Abstandes vermeidet einen zu hohen Einfluß ferner gelegener Stationen, wirkt also ebenfalls einer unerwünscht starken Glättung entgegen.

Für ein beliebiges Zweigradfeld (mit Mittelpunkt im Diagonalschnittpunkt) mögen die 3 nächstgelegenen Stationen mit den Abständen A_1, A_2, A_3 die Werte V_1, V_2, V_3 melden. Der zu bildende Mittelwert W ist dann

$$W = N \left(\frac{V_1}{A_1^2} + \frac{V_2}{A_2^2} + \frac{V_3}{A_3^2} \right) \quad \text{mit dem Normierungsfaktor}$$

$$N = \frac{A_1^2 A_2^2 A_3^2}{A_1^2 A_2^2 + A_1^2 A_3^2 + A_2^2 A_3^2}.$$

Für die Berechnung der Abstände kann die Krümmung der Erde unberücksichtigt bleiben, jedoch soll die mit der geographischen Breite veränderliche geometrische Länge eines Längengrades mit eingehen. Sie führt zu folgender Abstandsformel, wenn L und B die Längen- und Breitenkoordinaten einer Station sind und X und Y diejenigen des Zweigradfeldmittelpunktes:

$$A^2 = (B - Y)^2 + \left[(L - X) \cos \frac{B + Y}{2} \right]^2.$$

Gewitterwahrscheinlichkeit im Verlauf eines Tages (Hinweis S.57)

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=1 \text{ (Herbst 1957)} \quad \text{IS} = \text{Streifennummer} \\ G(T) &= 0.0873 \\ &+ 0.0229 \cos T - 0.0598 \sin T - 0.0170 \cos 2T + 0.0190 \sin 2T \\ &+ 0.0145 \cos 3T - 0.0045 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=2 \text{ (Winter 1957/58)} \\ G(T) &= 0.0176 \\ &+ 0.0036 \cos T - 0.0027 \sin T - 0.0055 \cos 2T + 0.0027 \sin 2T \\ &+ 0.0008 \cos 3T - 0.0005 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=3 \text{ (Frühlg. 1958)} \\ G(T) &= 0.0471 \\ &+ 0.0144 \cos T - 0.0247 \sin T - 0.0093 \cos 2T + 0.0107 \sin 2T \\ &+ 0.0072 \cos 3T - 0.0000 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=4 \text{ (Sommer 1958)} \\ G(T) &= 0.0548 \\ &+ 0.0105 \cos T - 0.0302 \sin T - 0.0152 \cos 2T + 0.0128 \sin 2T \\ &+ 0.0071 \cos 3T - 0.0003 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=5 \text{ (Herbst 1958)} \\ G(T) &= 0.0844 \\ &+ 0.0226 \cos T - 0.0548 \sin T - 0.0200 \cos 2T + 0.0201 \sin 2T \\ &+ 0.0123 \cos 3T - 0.0029 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 1 \quad \text{J}=6 \text{ (Jahr, Herbst 1957 - Sommer 1958)} \\ G(T) &= 0.0517 \\ &+ 0.0128 \cos T - 0.0293 \sin T - 0.0118 \cos 2T + 0.0113 \sin 2T \\ &+ 0.0074 \cos 3T - 0.0013 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=1 \\ G(T) &= 0.0618 \\ &+ 0.0083 \cos T - 0.0552 \sin T - 0.0279 \cos 2T + 0.0063 \sin 2T \\ &+ 0.0049 \cos 3T + 0.0074 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=2 \\ G(T) &= 0.0175 \\ &+ 0.0021 \cos T - 0.0053 \sin T - 0.0064 \cos 2T + 0.0003 \sin 2T \\ &+ 0.0005 \cos 3T + 0.0004 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=3 \\ G(T) &= 0.0539 \\ &+ 0.0097 \cos T - 0.0322 \sin T - 0.0239 \cos 2T + 0.0033 \sin 2T \\ &+ 0.0024 \cos 3T + 0.0052 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=4 \\ G(T) &= 0.0461 \\ &+ 0.0100 \cos T - 0.0312 \sin T - 0.0182 \cos 2T + 0.0042 \sin 2T \\ &+ 0.0025 \cos 3T + 0.0055 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=5 \\ G(T) &= 0.0551 \\ &+ 0.0057 \cos T - 0.0530 \sin T - 0.0296 \cos 2T + 0.0053 \sin 2T \\ &+ 0.0038 \cos 3T + 0.0098 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \text{IS} = 2 \quad \text{J}=6 \\ G(T) &= 0.0448 \\ &+ 0.0075 \cos T - 0.0310 \sin T - 0.0191 \cos 2T + 0.0035 \sin 2T \\ &+ 0.0026 \cos 3T + 0.0046 \sin 3T \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=1 \\
 \text{G(T)} &= 0.0773 \\
 & + 0.0087\text{COS T} - 0.0478\text{SIN T} - 0.0162\text{COS } 2\text{T} + 0.0063\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0010\text{COS } 3\text{T} + 0.0079\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=2 \\
 \text{G(T)} &= 0.0332 \\
 & + 0.0048\text{COS T} - 0.0116\text{SIN T} - 0.0048\text{COS } 2\text{T} + 0.0023\text{SIN } 2\text{T} \\
 & - 0.0007\text{COS } 3\text{T} + 0.0007\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=3 \\
 \text{G(T)} &= 0.0644 \\
 & + 0.0150\text{COS T} - 0.0346\text{SIN T} - 0.0107\text{COS } 2\text{T} + 0.0033\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0056\text{COS } 3\text{T} + 0.0062\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=4 \\
 \text{G(T)} &= 0.0467 \\
 & + 0.0100\text{COS T} - 0.0318\text{SIN T} - 0.0116\text{COS } 2\text{T} - 0.0005\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0021\text{COS } 3\text{T} + 0.0056\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=5 \\
 \text{G(T)} &= 0.0724 \\
 & + 0.0127\text{COS T} - 0.0433\text{SIN T} - 0.0084\text{COS } 2\text{T} + 0.0017\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0045\text{COS } 3\text{T} + 0.0033\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 3 \quad \text{J}=6 \\
 \text{G(T)} &= 0.0554 \\
 & + 0.0096\text{COS T} - 0.0314\text{SIN T} - 0.0108\text{COS } 2\text{T} + 0.0028\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0020\text{COS } 3\text{T} + 0.0051\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=1 \\
 \text{G(T)} &= 0.0578 \\
 & + 0.0102\text{COS T} - 0.0317\text{SIN T} - 0.0042\text{COS } 2\text{T} + 0.0115\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0010\text{COS } 3\text{T} + 0.0016\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=2 \\
 \text{G(T)} &= 0.0494 \\
 & - 0.0108\text{COS T} - 0.0300\text{SIN T} - 0.0015\text{COS } 2\text{T} + 0.0136\text{SIN } 2\text{T} \\
 & - 0.0024\text{COS } 3\text{T} - 0.0046\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=3 \\
 \text{G(T)} &= 0.0419 \\
 & + 0.0087\text{COS T} - 0.0228\text{SIN T} - 0.0050\text{COS } 2\text{T} + 0.0103\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0023\text{COS } 3\text{T} + 0.0055\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=4 \\
 \text{G(T)} &= 0.0322 \\
 & + 0.0063\text{COS T} - 0.0185\text{SIN T} - 0.0031\text{COS } 2\text{T} + 0.0025\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0024\text{COS } 3\text{T} + 0.0020\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=5 \\
 \text{G(T)} &= 0.0535 \\
 & + 0.0037\text{COS T} - 0.0291\text{SIN T} - 0.0021\text{COS } 2\text{T} + 0.0101\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0016\text{COS } 3\text{T} - 0.0023\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \text{IS} = 4 \quad \text{J}=6 \\
 \text{G(T)} &= 0.0453 \\
 & + 0.0036\text{COS T} - 0.0257\text{SIN T} - 0.0034\text{COS } 2\text{T} + 0.0095\text{SIN } 2\text{T} \\
 & + 0.0008\text{COS } 3\text{T} + 0.0012\text{SIN } 3\text{T}
 \end{aligned}$$

$$IS = 5 \quad J=1$$

$$G(T) = 0.0134 \\ +0.0018\cos T -0.0095\sin T -0.0010\cos 2T +0.0040\sin 2T \\ +0.0030\cos 3T -0.0016\sin 3T$$

$$IS = 5 \quad J=2$$

$$G(T) = 0.0482 \\ -0.0080\cos T -0.0265\sin T +0.0017\cos 2T +0.0211\sin 2T \\ +0.0070\cos 3T -0.0050\sin 3T$$

$$IS = 5 \quad J=3$$

$$G(T) = 0.0182 \\ -0.0019\cos T -0.0110\sin T -0.0001\cos 2T +0.0091\sin 2T \\ +0.0022\cos 3T -0.0020\sin 3T$$

$$IS = 5 \quad J=4$$

$$G(T) = 0.0050 \\ -0.0024\cos T -0.0054\sin T -0.0006\cos 2T +0.0030\sin 2T \\ +0.0009\cos 3T -0.0008\sin 3T$$

$$IS = 5 \quad J=5$$

$$G(T) = 0.0150 \\ +0.0001\cos T -0.0091\sin T -0.0007\cos 2T +0.0039\sin 2T \\ +0.0012\cos 3T -0.0008\sin 3T$$

$$IS = 5 \quad J=6$$

$$G(T) = 0.0212 \\ -0.0026\cos T -0.0131\sin T -0.0000\cos 2T +0.0093\sin 2T \\ +0.0033\cos 3T -0.0024\sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=1$$

$$G(T) = 0. \\ +0. \quad \cos T -0. \quad \sin T +0. \quad \cos 2T -0. \quad \sin 2T \\ +0. \quad \cos 3T -0. \quad \sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=2$$

$$G(T) = 0.0075 \\ +0.0035\cos T +0.0001\sin T +0.0008\cos 2T +0.0007\sin 2T \\ -0.0022\cos 3T -0.0004\sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=3$$

$$G(T) = 0.0073 \\ +0.0052\cos T +0.0001\sin T +0.0001\cos 2T -0.0021\sin 2T \\ +0.0009\cos 3T -0.0010\sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=4$$

$$G(T) = 0. \\ +0. \quad \cos T -0. \quad \sin T +0. \quad \cos 2T -0. \quad \sin 2T \\ +0. \quad \cos 3T -0. \quad \sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=5$$

$$G(T) = 0. \\ +0. \quad \cos T -0. \quad \sin T +0. \quad \cos 2T -0. \quad \sin 2T \\ +0. \quad \cos 3T -0. \quad \sin 3T$$

$$IS = 6 \quad J=6$$

$$G(T) = 0.0037 \\ +0.0022\cos T +0.0001\sin T +0.0002\cos 2T -0.0003\sin 2T \\ -0.0003\cos 3T -0.0003\sin 3T$$

Str. I,	Ortszeit	23	5	11	17	Uhr
Herbst 57	-0.042	0.122	-0.005	0.041		
Winter 58	-0.018	0.053	0.034	0.059		
Frühlg. 58	-0.006	0.147	0.007	0.010		
Sommer 58	0.002	0.173	-0.022	0.025		
Herbst 58	-0.003	0.112	-0.005	0.049		
Str. II,	Ortszeit	0	6	12	18	Uhr
Herbst 57	-0.005	0.344	0.130	0.061		
Winter 58	-0.021	0.295	0.051	0.086		
Frühlg. 58	-0.003	0.327	0.084	0.078		
Sommer 58	0.024	0.221	0.116	0.010		
Herbst 58	-0.010	0.310	0.126	0.009		
Str. III,	Ortszeit	1	7	13	19	Uhr
Herbst 57	0.019	0.142	0.116	-0.240		
Winter 58	-0.014	0.195	0.045	-0.147		
Frühlg. 58	0.027	0.177	0.117	-0.151		
Sommer 58	0.053	0.116	0.070	-0.085		
Herbst 58	0.078	0.156	0.126	-0.218		
Str. IV,	Ortszeit	2	8	14	20	Uhr
Herbst 57	0.035	0.142	0.242	-0.222		
Winter 58	0.018	0.233	0.168	-0.225		
Frühlg. 58	0.061	0.166	0.221	-0.224		
Sommer 58	0.051	0.062	0.092	-0.163		
Herbst 58	0.044	0.087	0.209	-0.189		
Str. V,	Ortszeit	3	9	15	21	Uhr
Herbst 57	0.117	0.126	-0.058	-0.235		
Winter 58	0.120	0.132	-0.020	-0.305		
Frühlg. 58	0.073	0.054	0.005	-0.303		
Sommer 58	0.067	0.007	0.009	-0.328		
Herbst 58	0.030	0.113	-0.058	-0.225		

Zeitliche Lage der Extrema der Wahrscheinlichkeitsfunktion
der Niederschläge (Hinweis S. 59)

In der 1. Spalte werden abkürzend für die 5 Jahreszeiten Herbst 1957, Winter 1958, usw. bis Herbst 1958 die Ziffern 1 bis 5 angegeben; 6 entspricht dem Jahresmittelwert von Sept. 1957 bis Aug. 1958. Bezüglich "6" und "2" vgl. die grafischen Darstellungen Abb. 16-18.

Die Dezimalen der Uhrzeiten bedeuten bei ,2 eine viertel, bei ,7 eine dreiviertel Stunde.

		Maxima		Minima	
Streifen I	1	23,5	16,7	11,0	21,2
	2	5,2	17,0	11,2	22,7
	3	0,2	17,0	11,0	21,7
	4	5,5	16,7	11,0	22,0
	5	23,5	17,0	10,7	22,0
	6	0,2	16,7	11,0	21,7
Streifen II	1	6,0	17,7	11,2	0,2
	2	5,5	17,7	11,5	0,0
	3	3,5	18,0	11,2	0,0
	4	6,0	17,5	11,5	23,7
	5	7,0	17,7	11,5	0,2
	6	5,0	17,7	11,5	0,0
Streifen III	1	1,2	17,7	11,2	23,7
	2	1,7	18,0	11,7	22,2
	3	7,7	17,7	11,7	6,0
	4	8,5	18,0	11,7	5,2
	5	7,7	17,7	11,5	5,2
	6	7,7	17,7	11,5	6,5

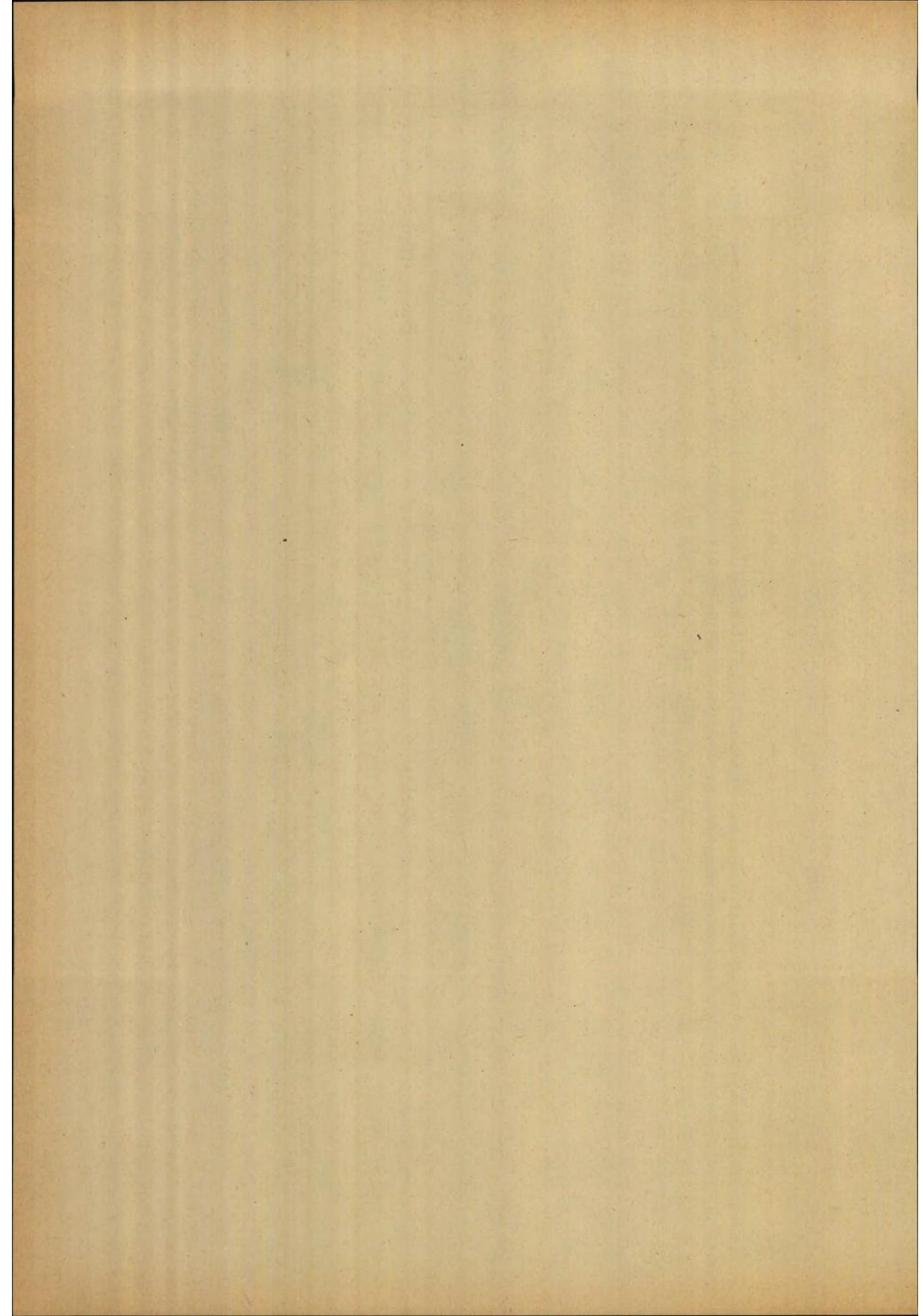
Zeitliche Lage der Extrema der Wahrscheinlichkeitsfunktion
der Niederschläge (Fortsetzung)

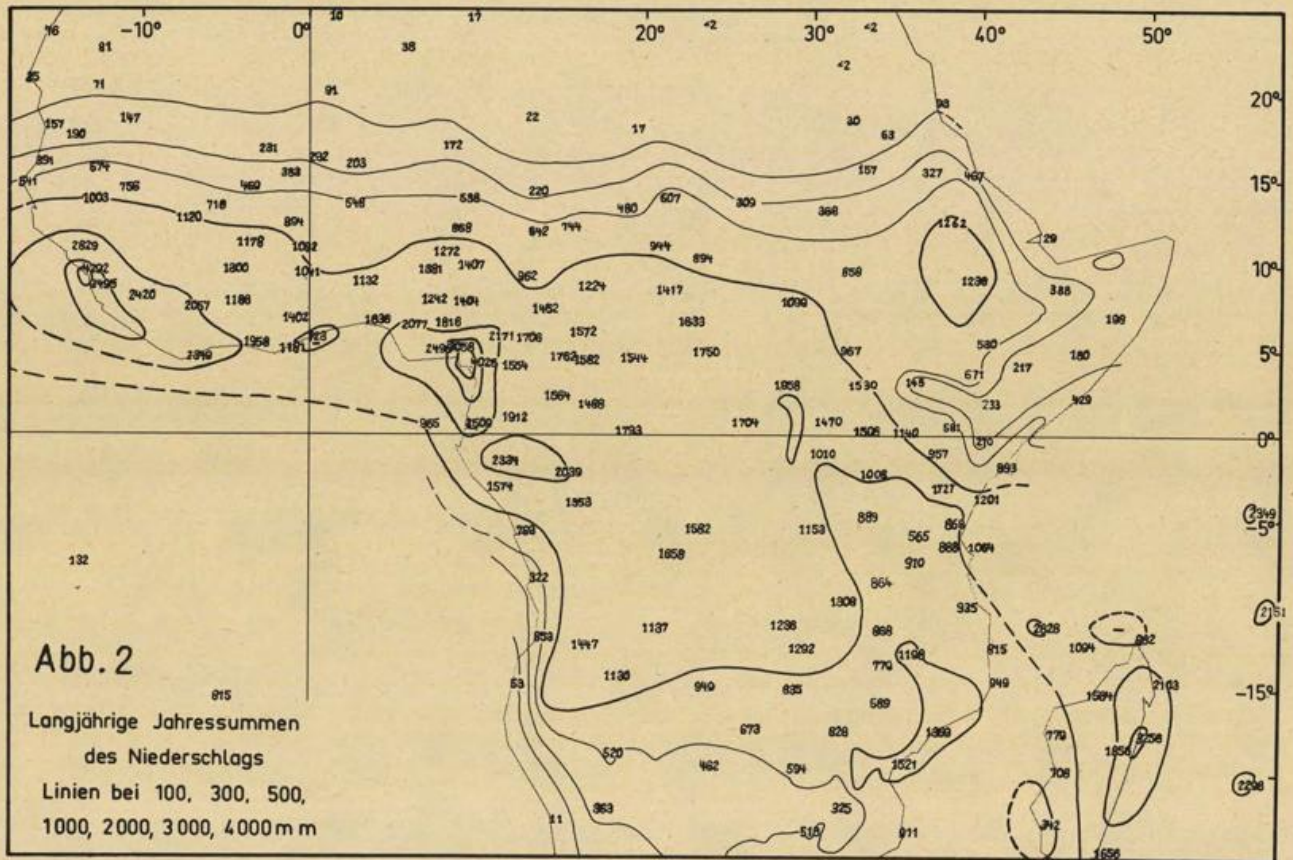
		Maxima		Minima	
Streifen IV	1	0,7	17,5	8,5	22,5
	2	1,7	15,2	8,0	21,5
	3	1,2	17,0	8,0-10,0	21,5
	4	0,7	9,2 17,7	6,2 11,7	21,5
	5	0,0	16,5	9,0	21,0
	6	1,2	17,0	7,7	21,5
Streifen V	1	5,7	19,5	12,0	2,0
	2	0,0	15,2	9,2	20,5
	3	20,7	14,5	8,5	15,5
	4	2,0	9,0 18,0	5,2 13,2	22,2
	5		20,2	9,5	
	6		17,0	9,2	

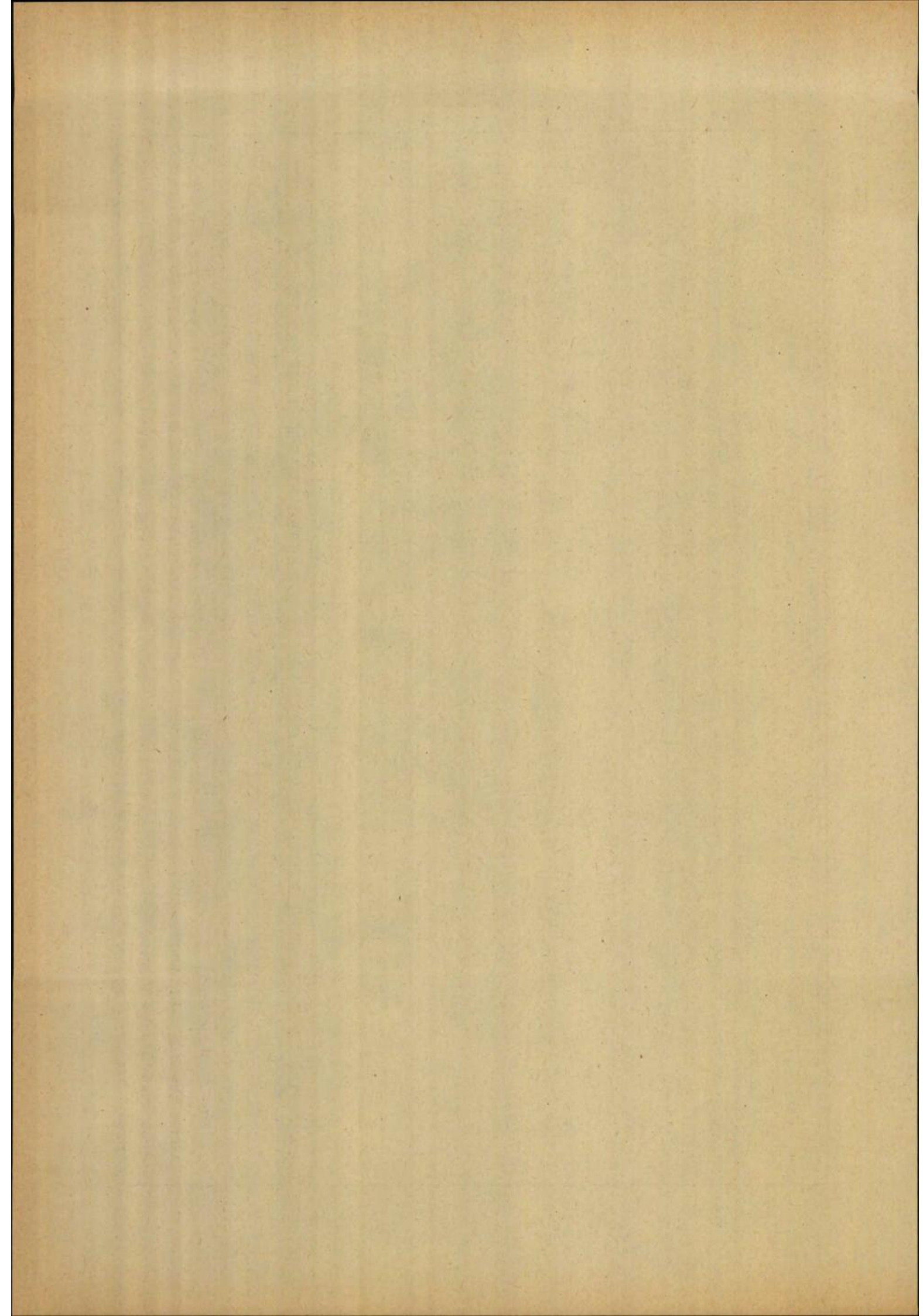
EXTRATERRESTISCHE STRAHLUNG M

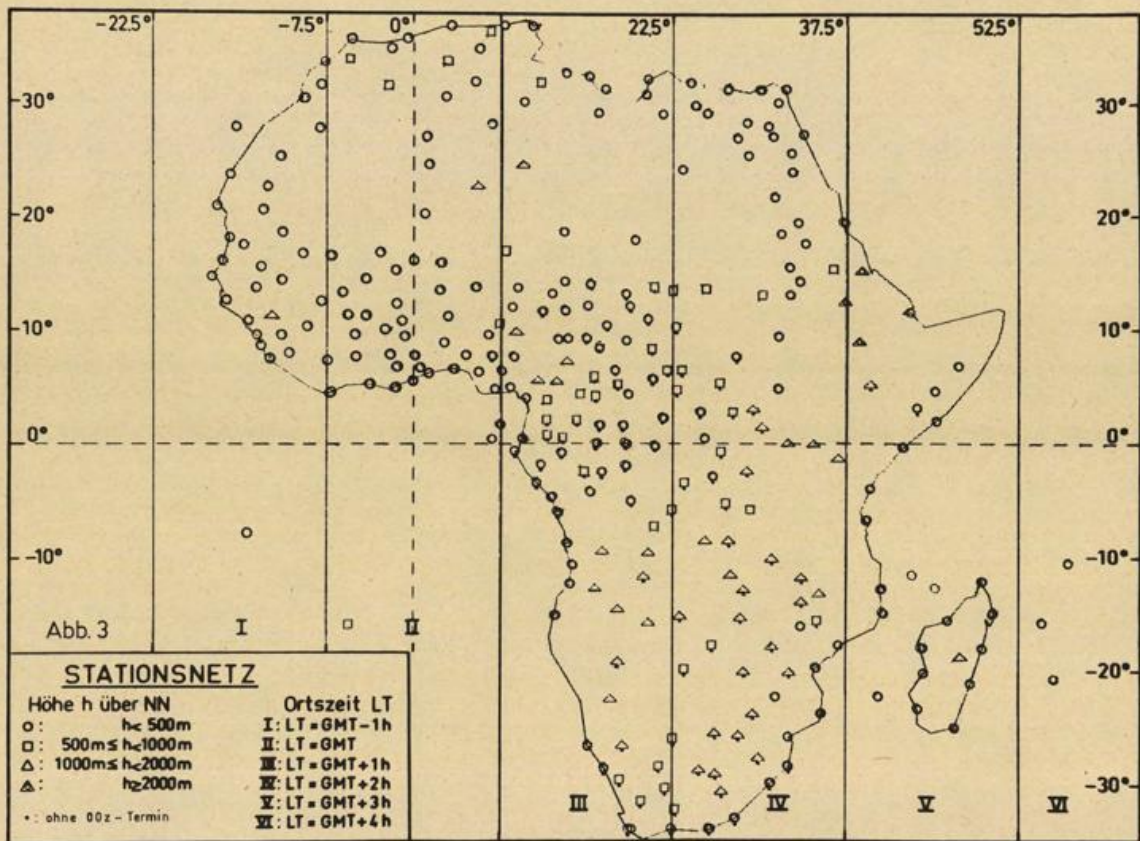
LAMCA =	DIMENSION KALCRIEN/CM2.TAG													21.XI	
	0	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	330	360	21.XI	360
PHI = 90	0.	0.	0.	-C.	579.	989.	1135.	989.	579.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
PHI = 80	0.	0.	0.	158.	571.	974.	1117.	974.	571.	158.	0.	0.	0.	0.	0.
PHI = 70	0.	0.	83.	310.	627.	930.	1066.	930.	627.	310.	83.	0.	0.	0.	0.
PHI = 60	49.	88.	222.	454.	724.	945.	1032.	945.	724.	454.	222.	88.	49.	49.	49.
PHI = 50	174.	222.	367.	583.	811.	980.	1043.	980.	811.	583.	367.	222.	174.	174.	174.
PHI = 40	316.	366.	505.	655.	877.	1002.	1045.	1002.	877.	655.	505.	366.	316.	316.	316.
PHI = 30	460.	507.	630.	786.	920.	1001.	1027.	1001.	920.	786.	630.	507.	460.	460.	460.
PHI = 20	598.	638.	738.	853.	936.	976.	986.	976.	936.	853.	738.	638.	598.	598.	598.
PHI = 10	724.	754.	825.	894.	926.	926.	921.	926.	926.	894.	825.	754.	724.	724.	724.
PHI = -0	833.	851.	889.	908.	889.	851.	833.	851.	889.	908.	889.	851.	833.	833.	833.
PHI = -10	921.	926.	926.	894.	825.	754.	724.	754.	825.	894.	926.	926.	921.	921.	921.
PHI = -20	986.	976.	936.	853.	738.	638.	598.	638.	738.	853.	936.	976.	986.	986.	986.
PHI = -30	1027.	1001.	920.	786.	630.	507.	460.	507.	630.	786.	920.	1001.	1027.	1027.	1027.
PHI = -40	1045.	1002.	877.	695.	505.	366.	316.	366.	505.	695.	877.	1002.	1045.	1045.	1045.
PHI = -50	1043.	980.	811.	583.	367.	222.	174.	222.	367.	583.	811.	980.	1043.	1043.	1043.
PHI = -60	1032.	945.	724.	454.	222.	88.	49.	88.	222.	454.	724.	945.	1032.	1032.	1032.
PHI = -70	1066.	930.	627.	310.	83.	0.	0.	0.	83.	310.	627.	930.	1066.	1066.	1066.
PHI = -80	1117.	974.	571.	158.	0.	0.	0.	0.	0.	158.	571.	974.	1117.	1117.	1117.
PHI = -90	1135.	989.	579.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	579.	989.	1135.	1135.	1135.

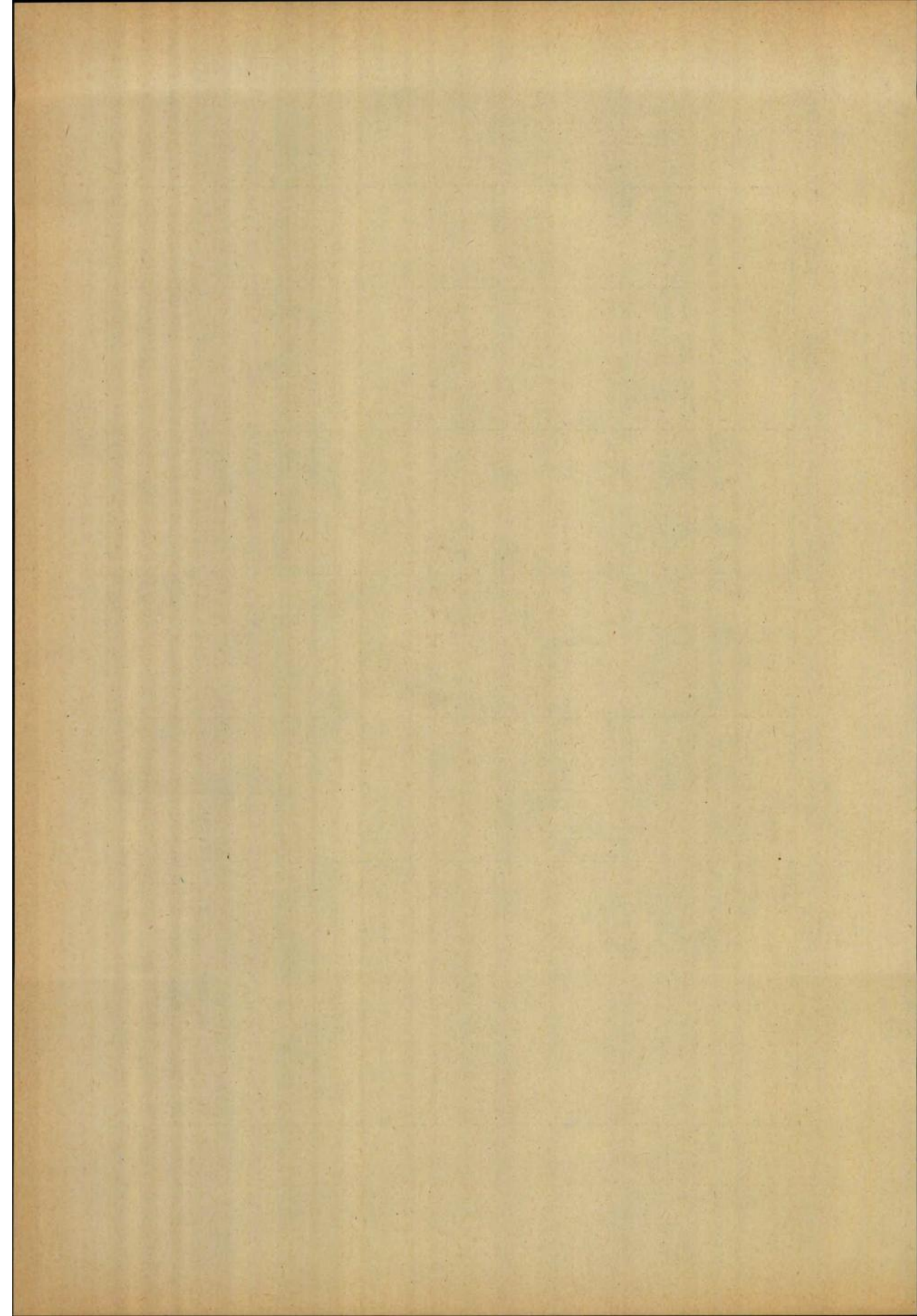
Abb.1

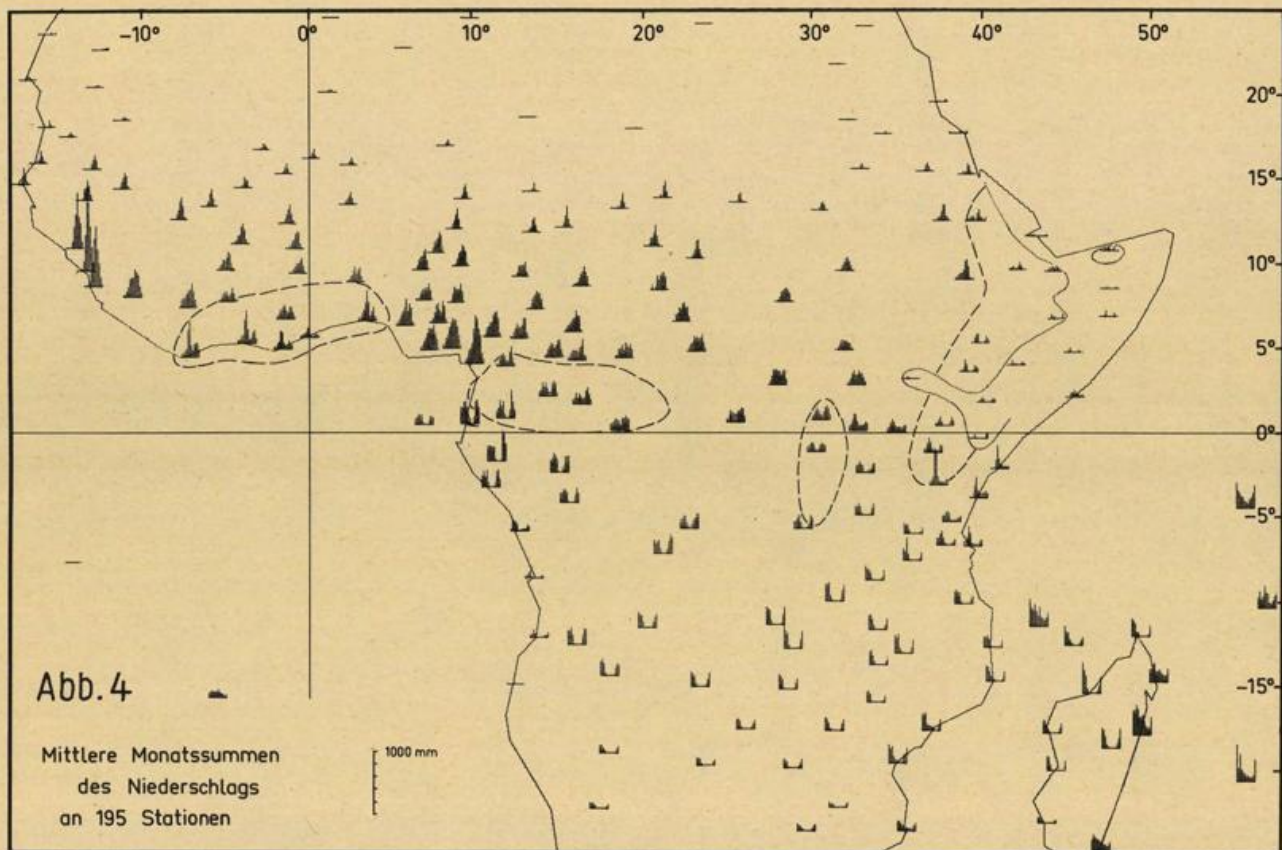


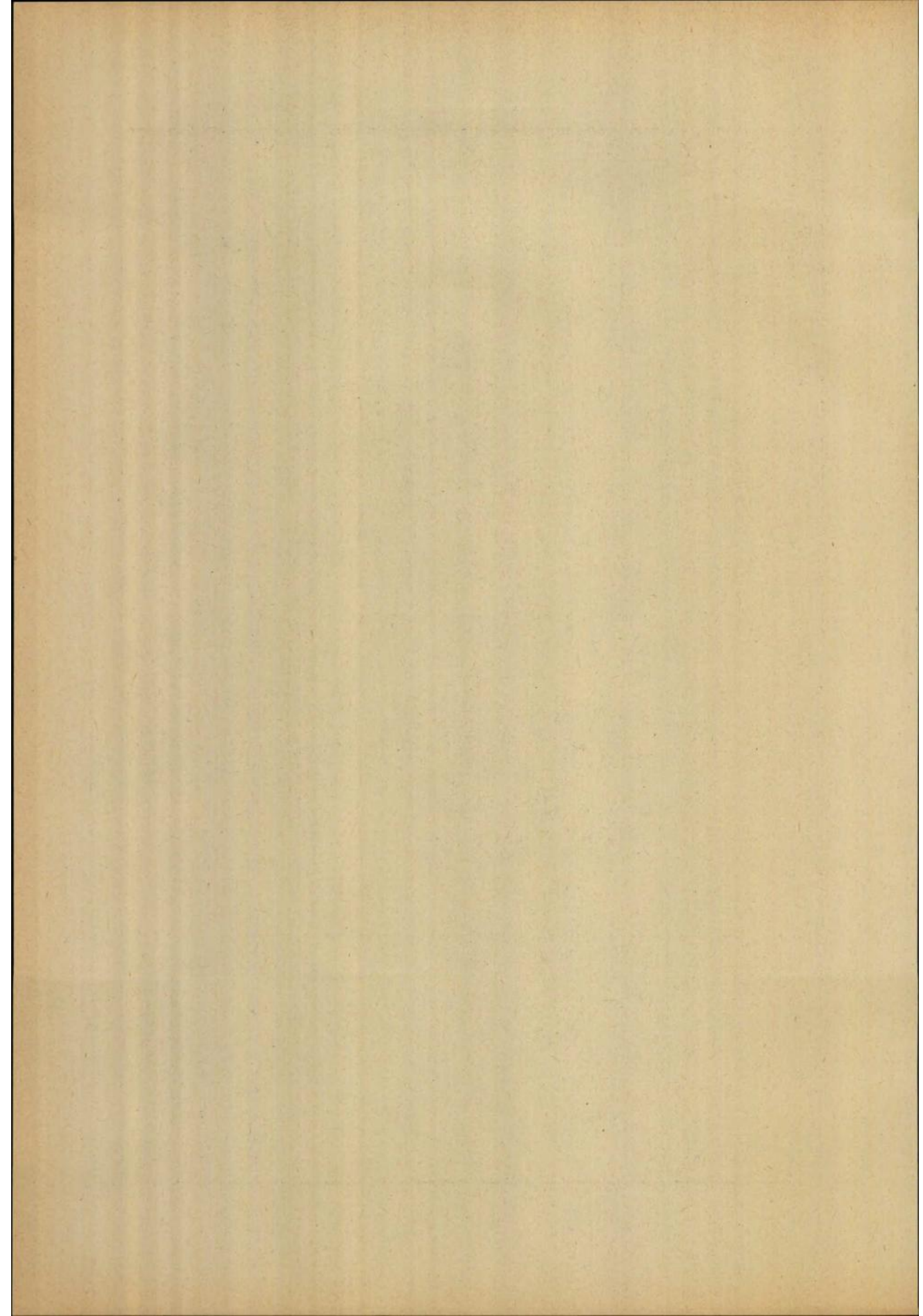


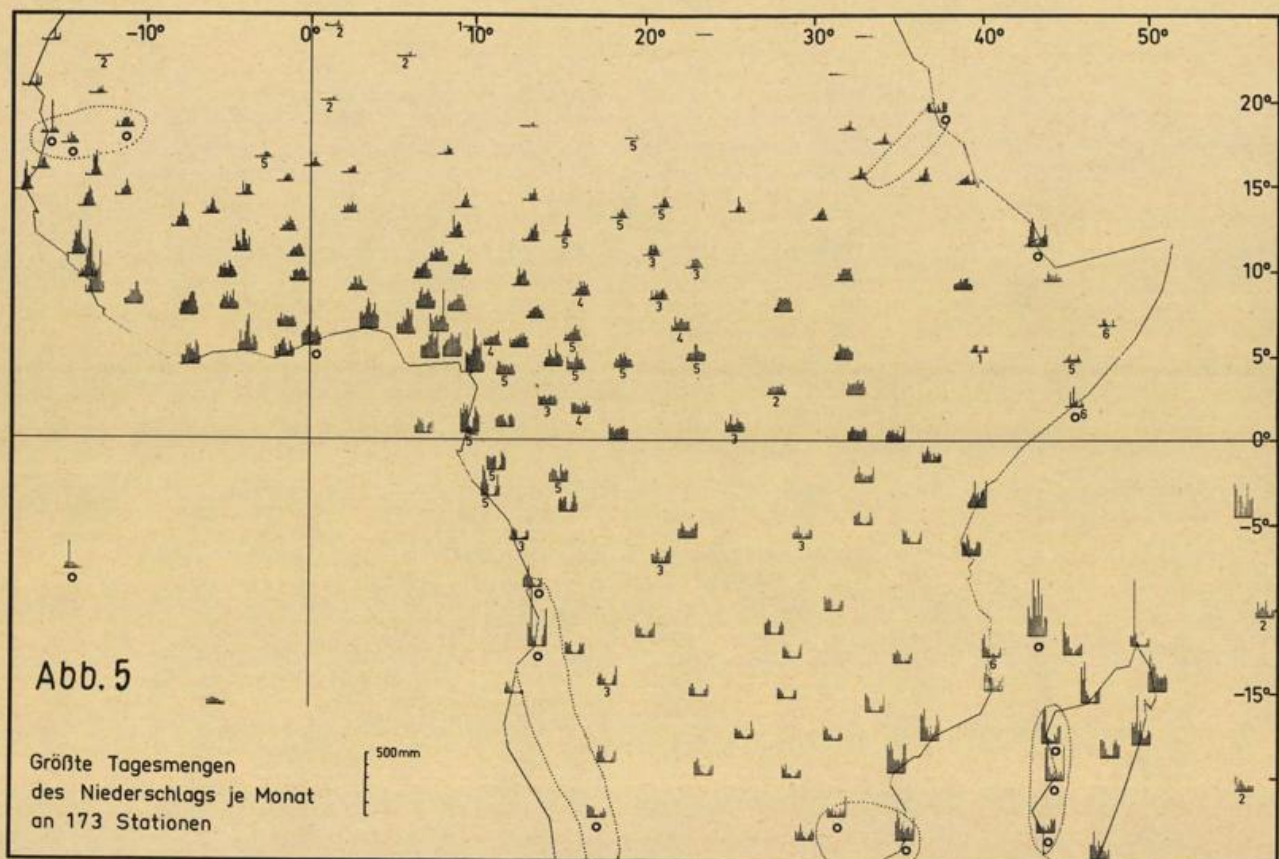


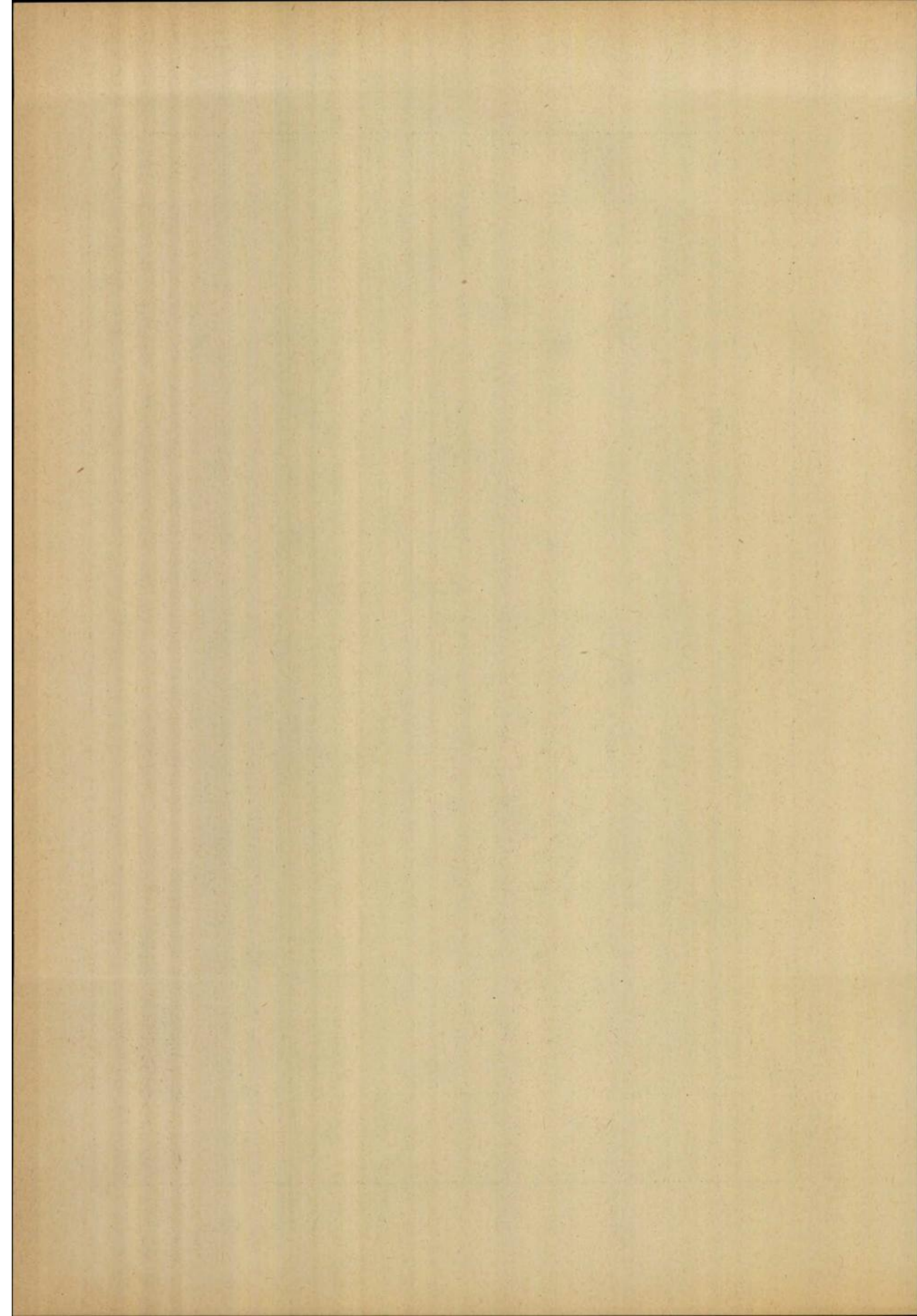


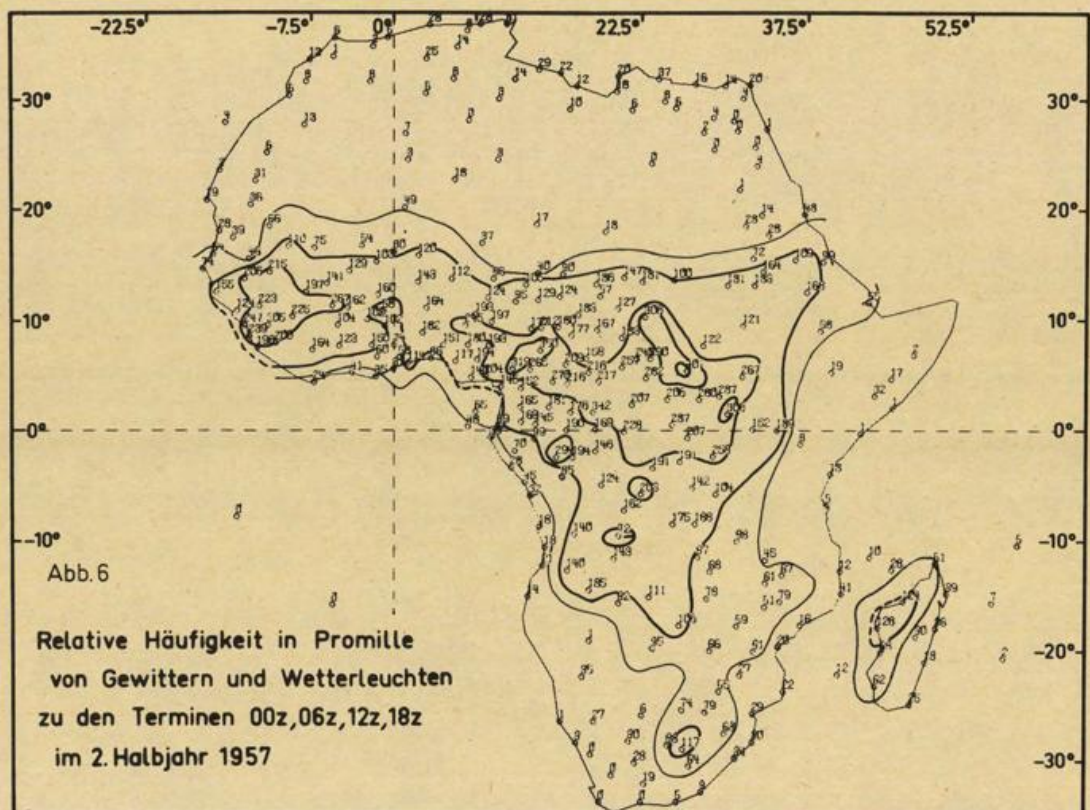


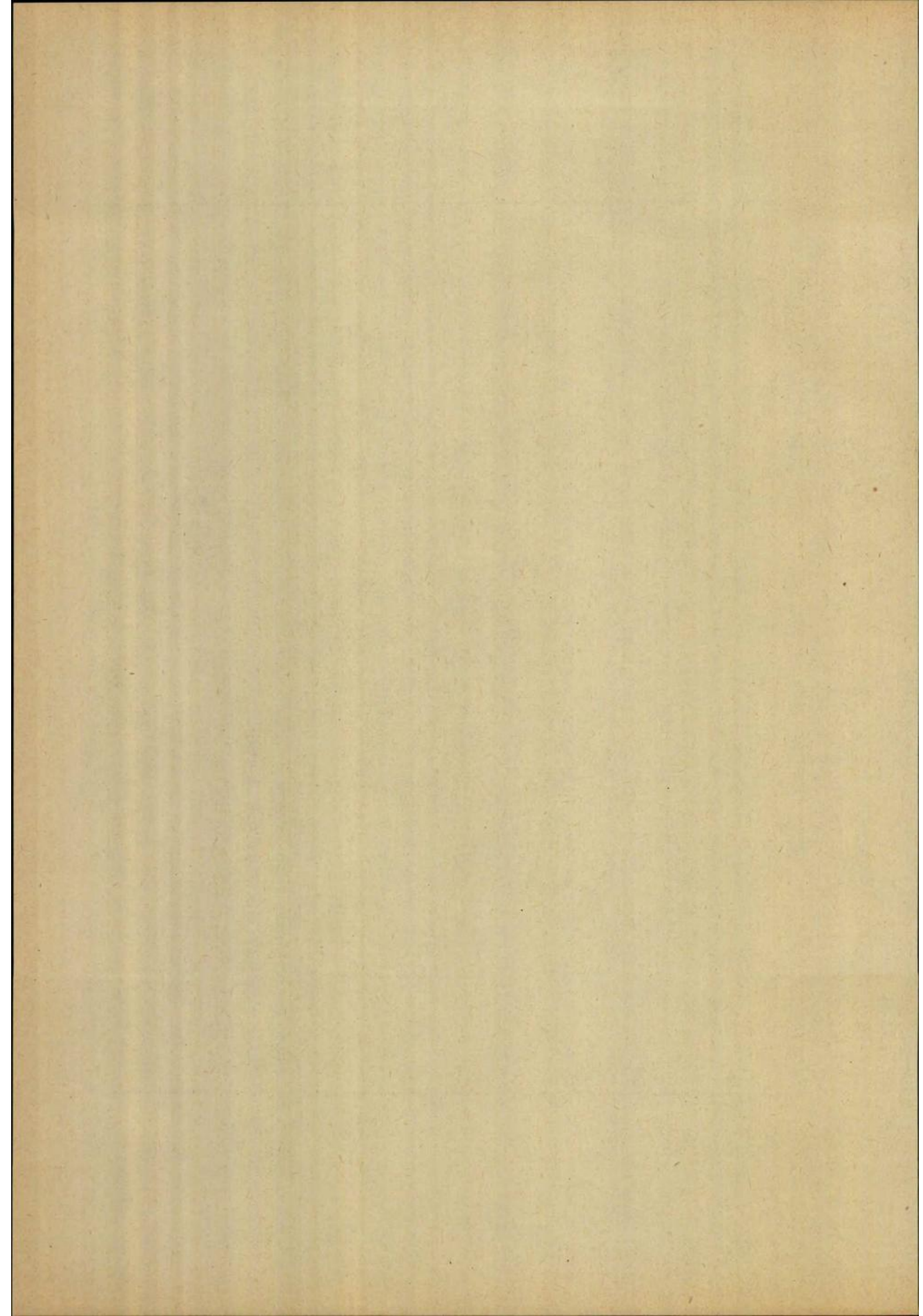


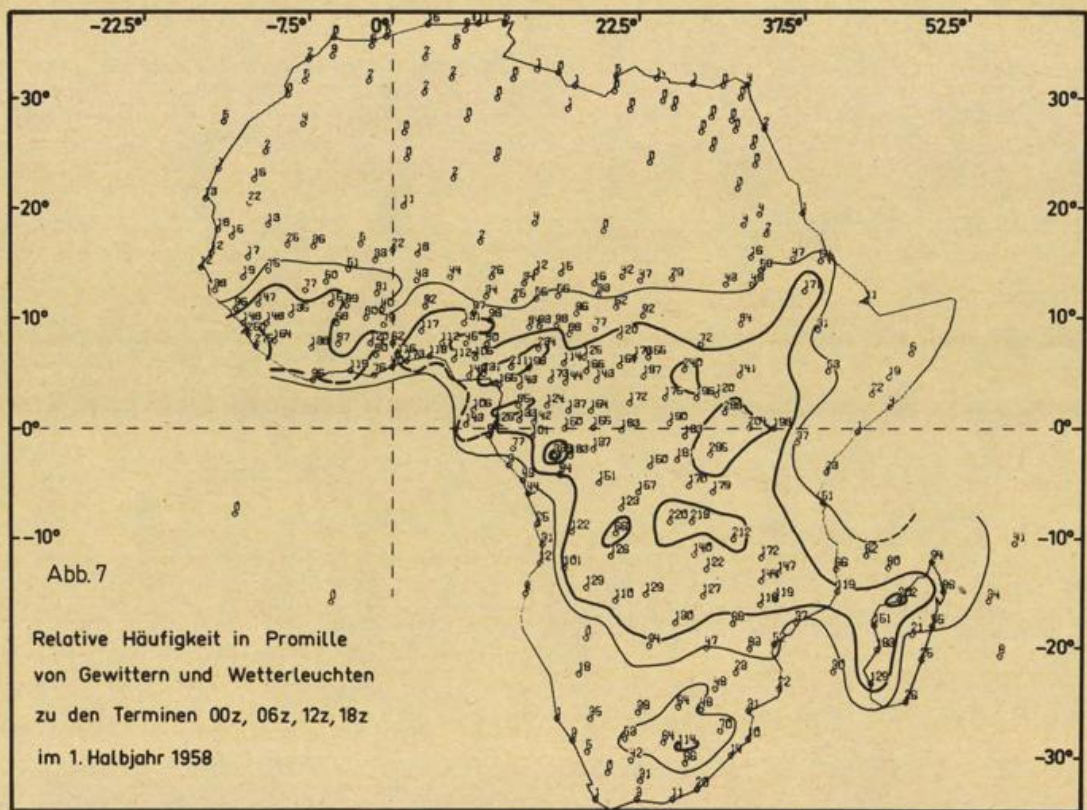


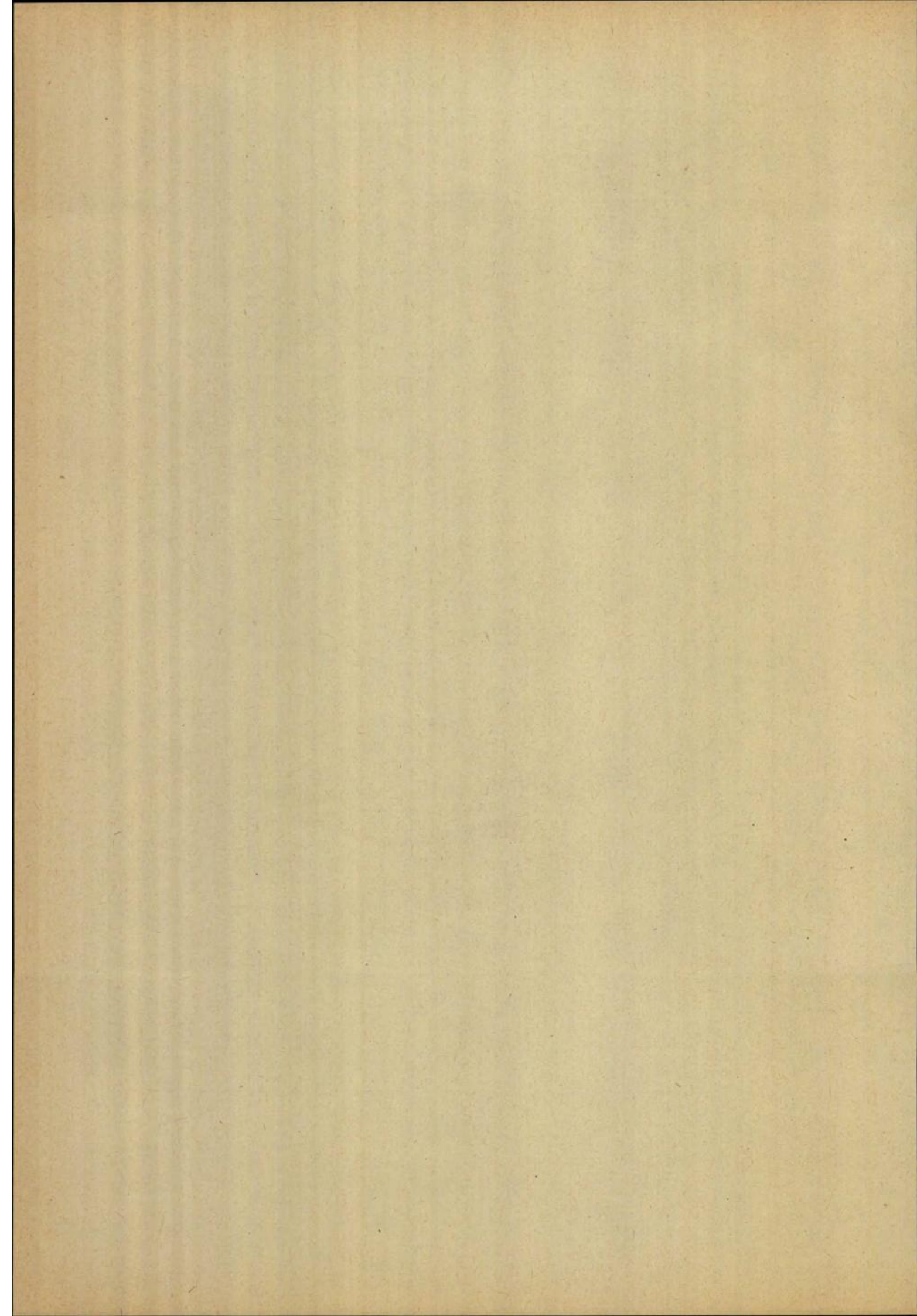


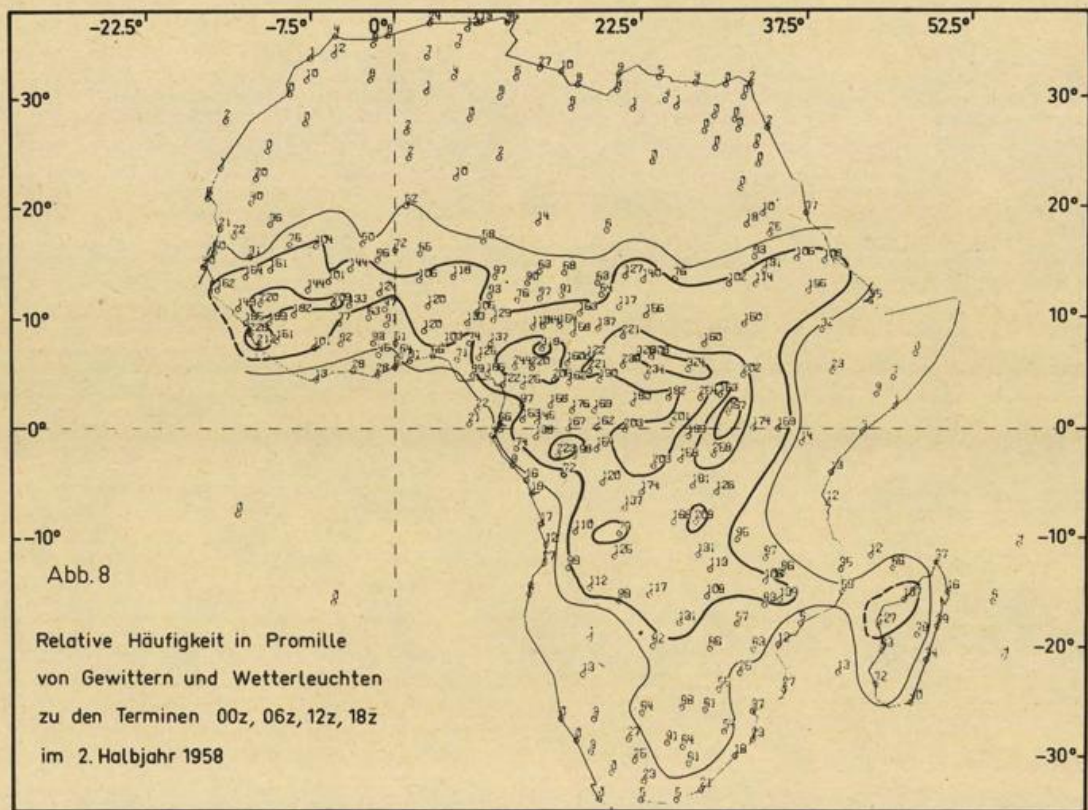


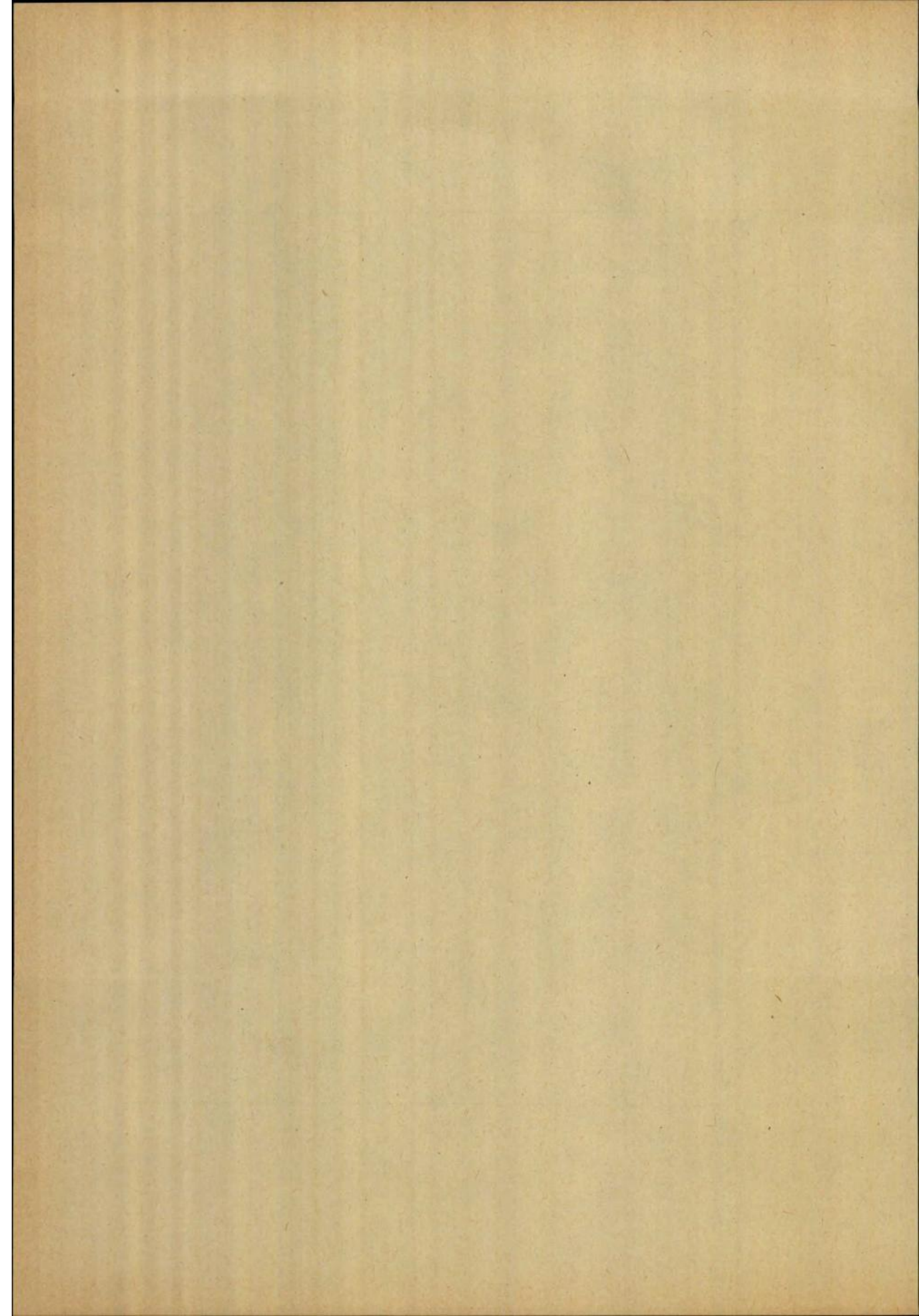












Symboltafel

Abb.9

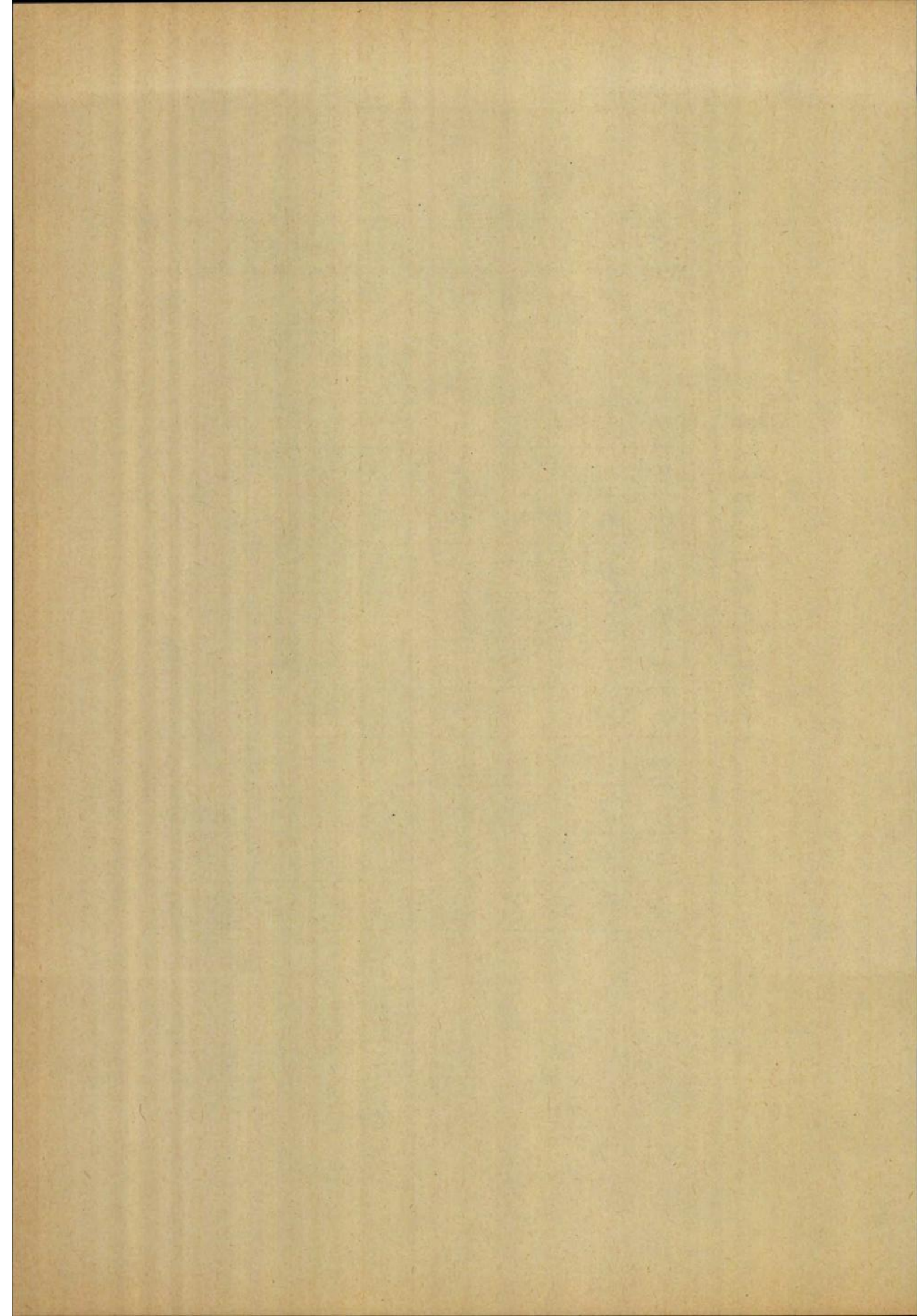
Niederschlag oder hörbarer Donner zur Beobachtungszeit an der Station (ww=14-16,19 nur in deren Umgebung)

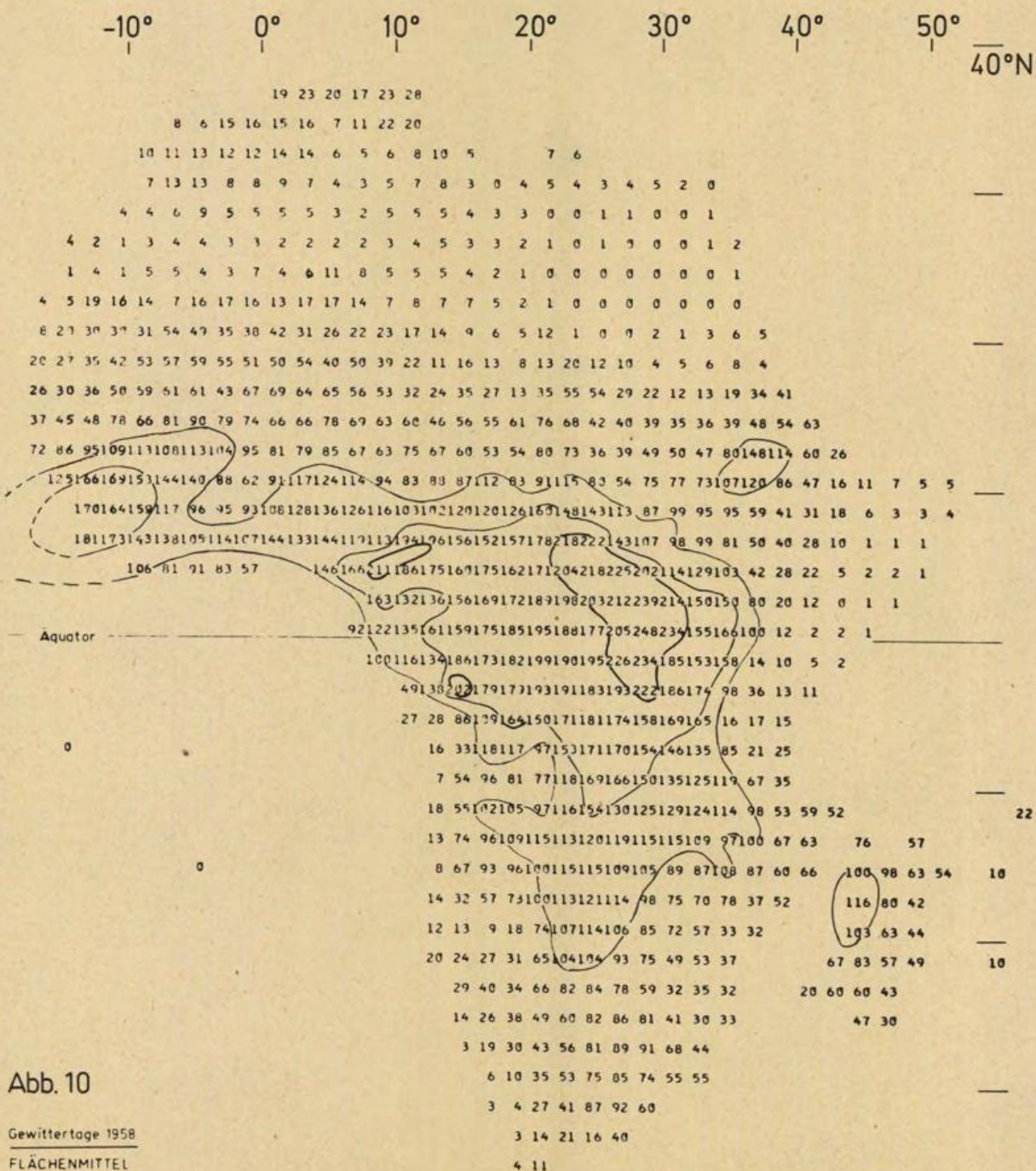
wie oben, aber während der letzten Stunde und nicht zur Beobachtungszeit

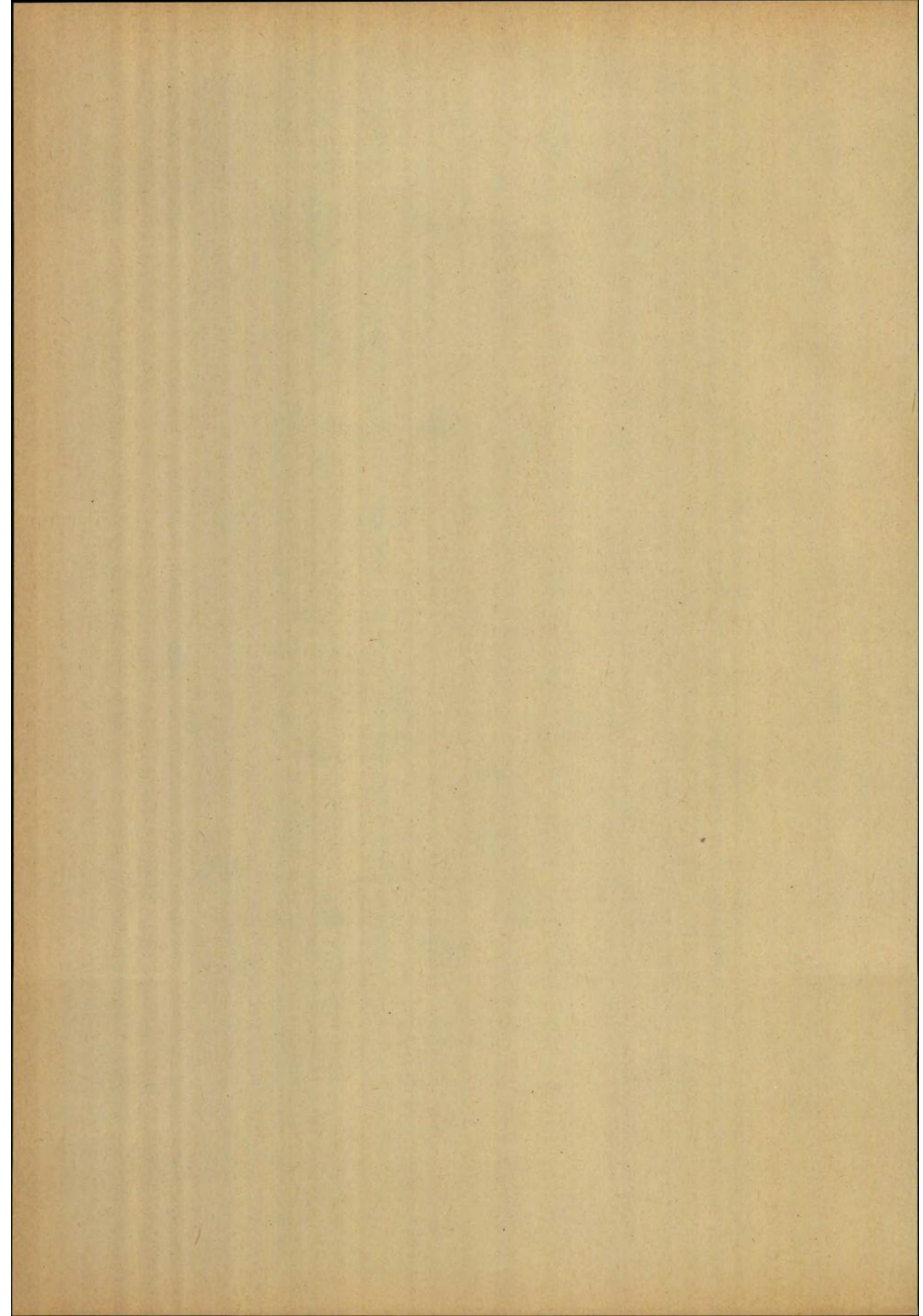
Näheres vgl. (10).

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00	○	◐	◑	◒	☞	∞	S	\$	£	(S)
10	=	==	===	<	☺	)•(	(•)	℞	∇	)]
20	,]	]]	*]	*]	~]	∇]	∇]	∇]	≡]	℞]
30	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞
40	(≡)	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡
50	,	,,	;	;,	;	;,	~	~	;	;
60	•	••	:	∴	:	∴	~	~	*	*
70	*	**	*	**	*	**	↔	△	*	△
80	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽
90	△	℞•	℞:	℞%	℞%	℞%	℞	℞	℞	℞

	W
0	
1	
2	
3	☞/+
4	≡
5	,
6	•
7	*
8	▽
9	℞







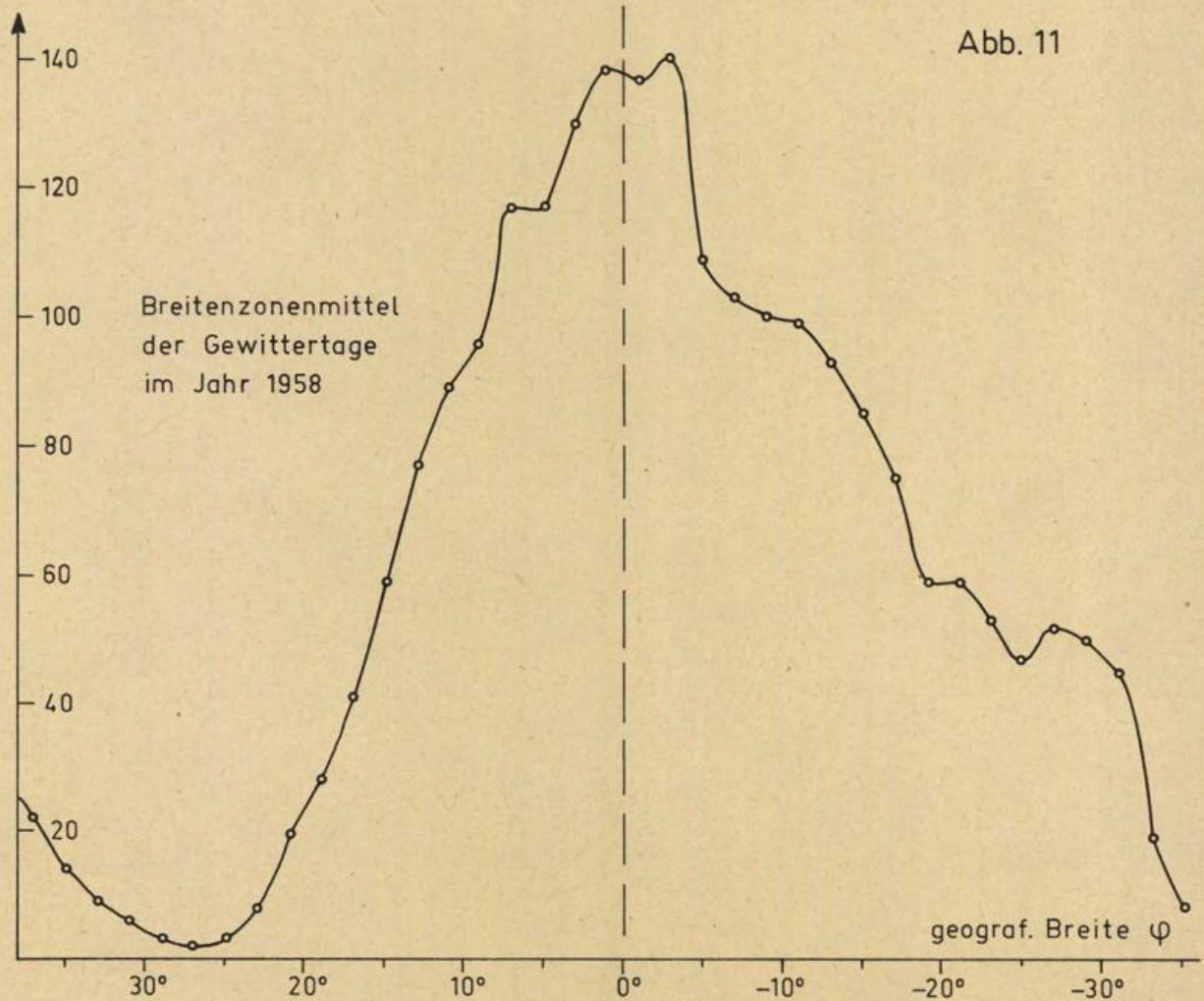
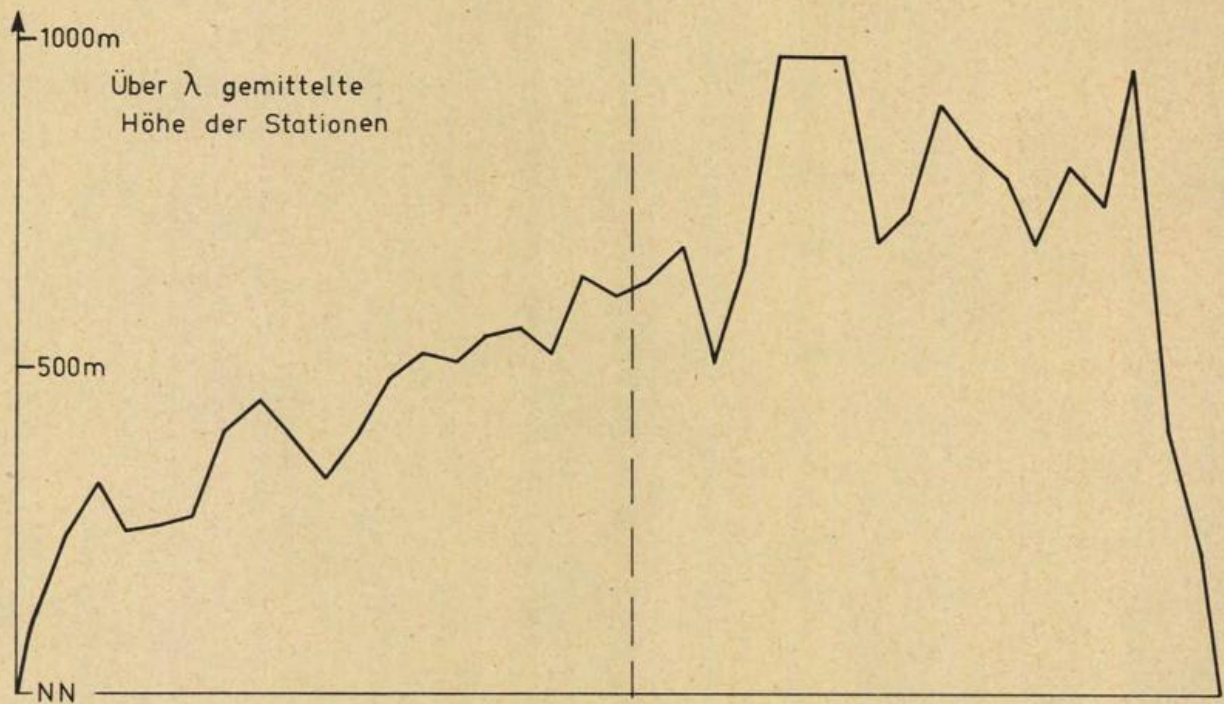


Abb. 11

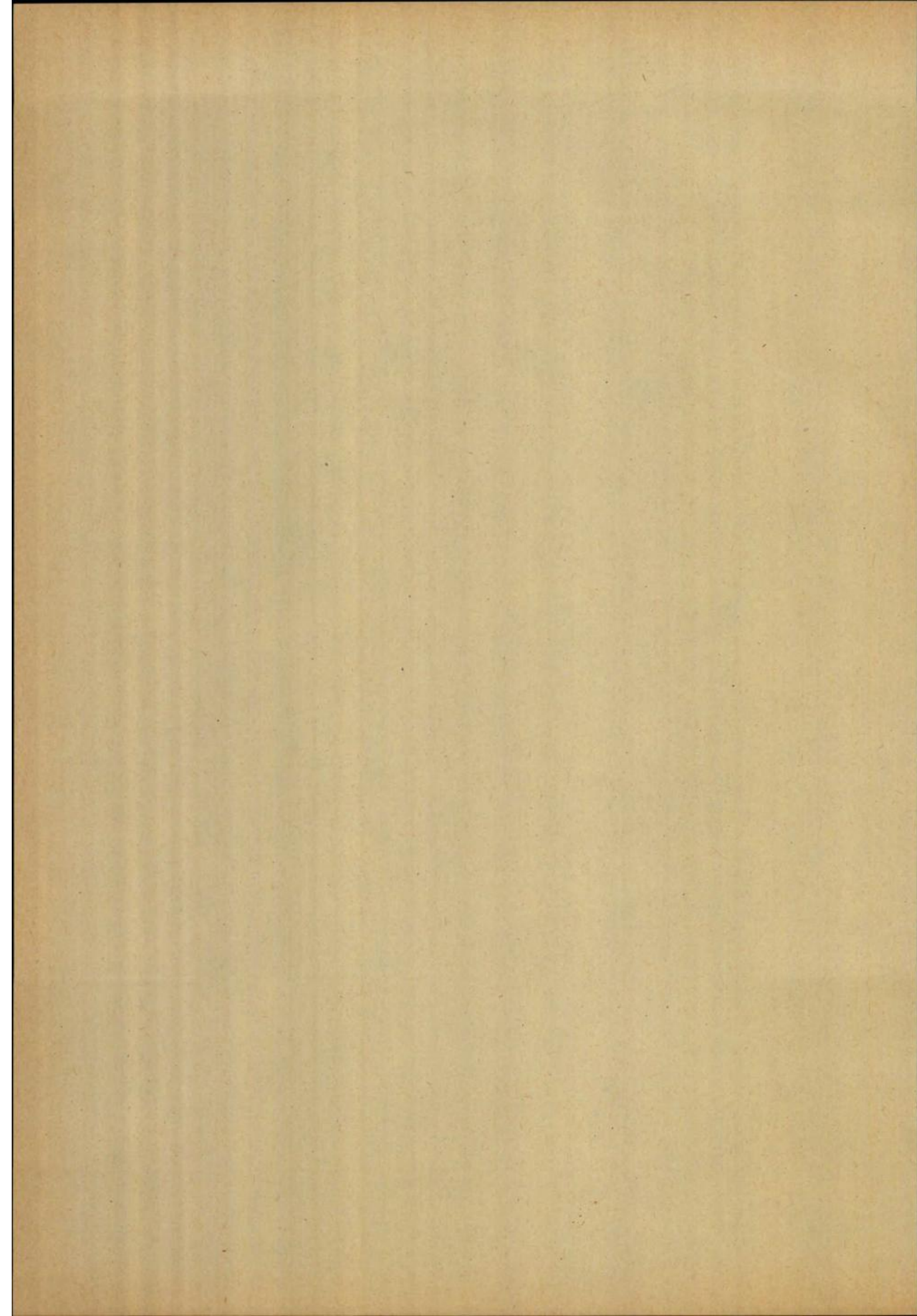
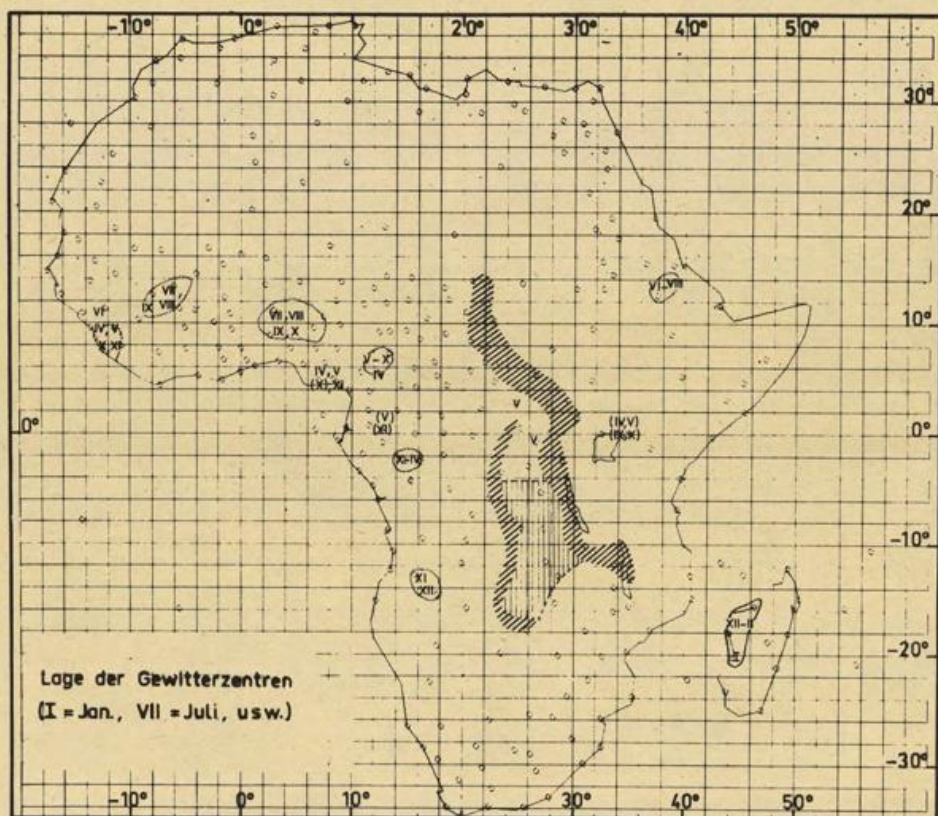


Abb.12



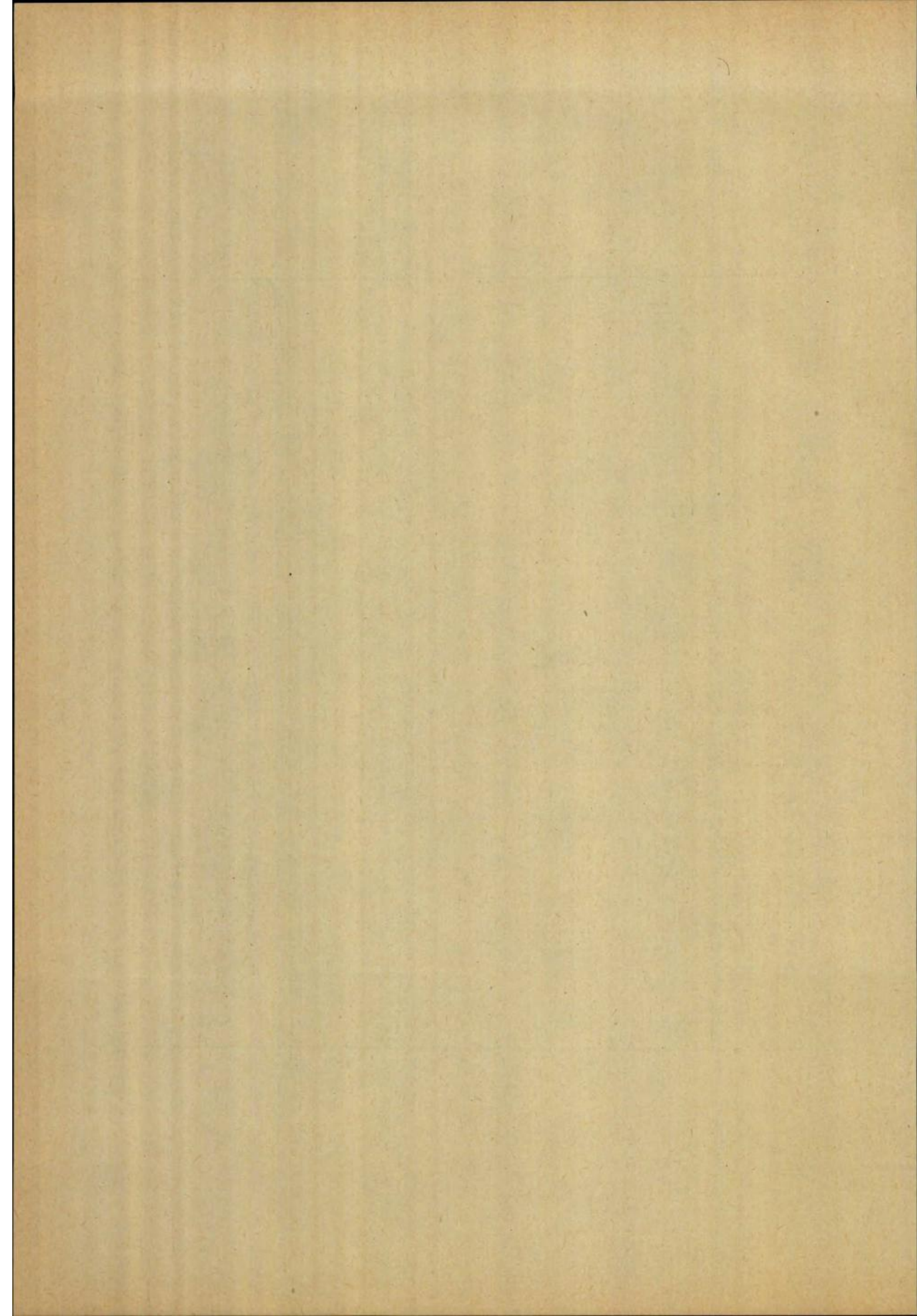
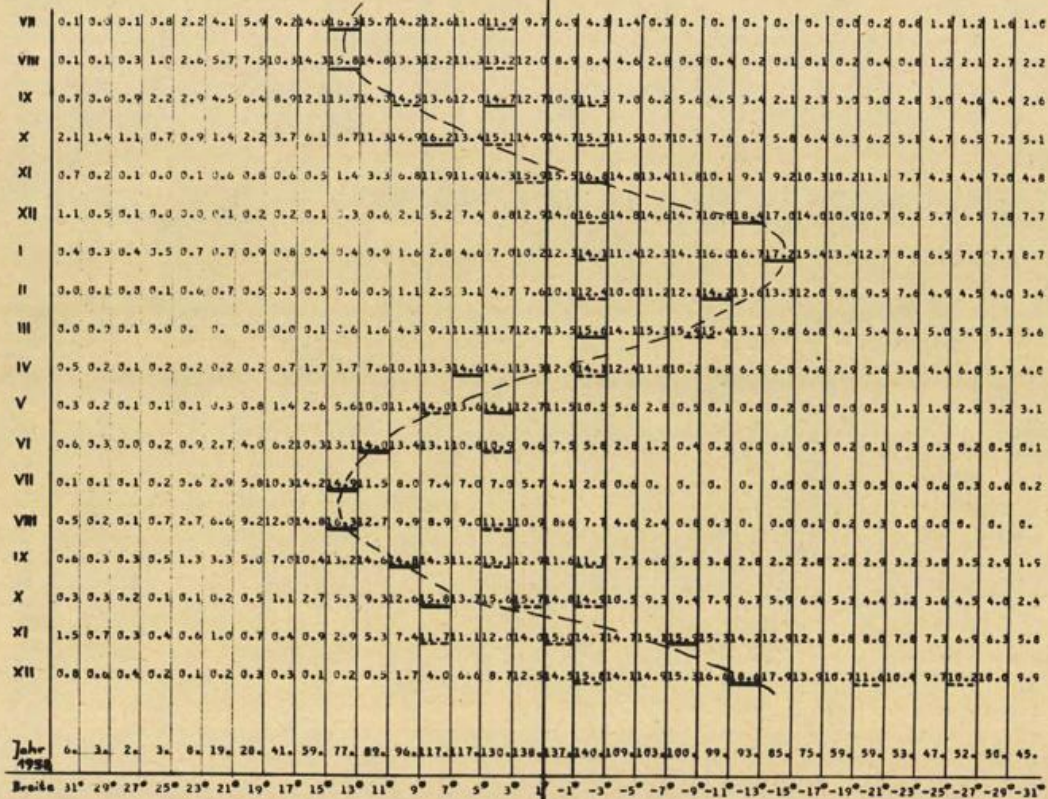
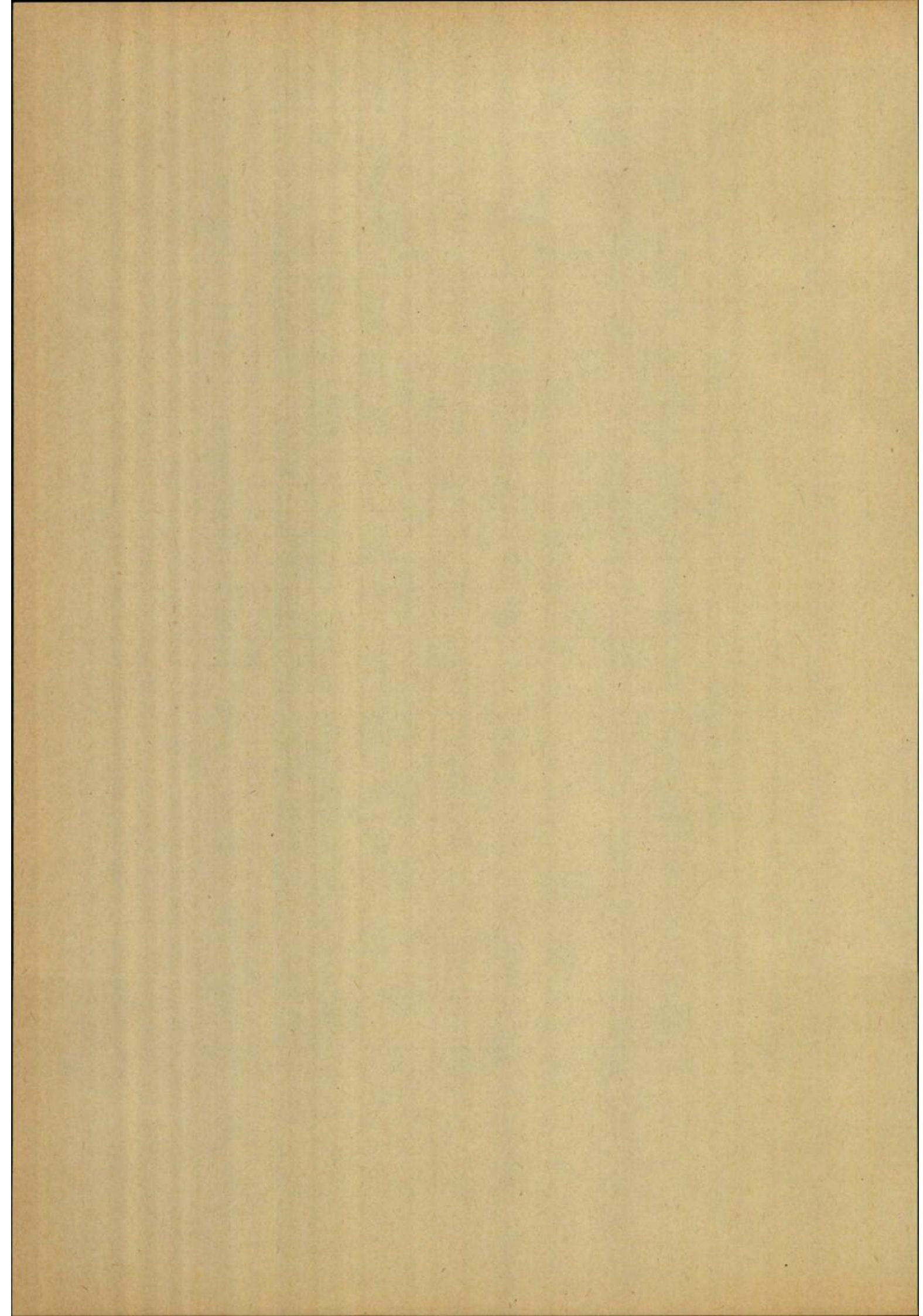
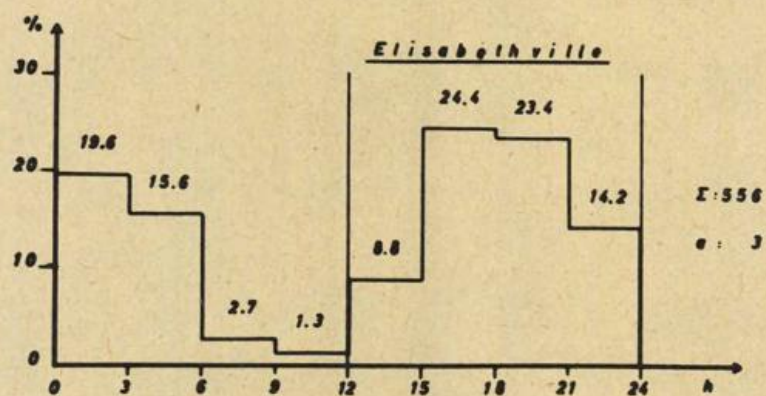
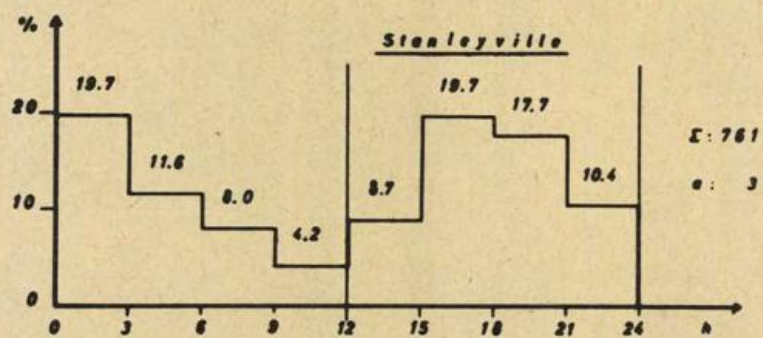
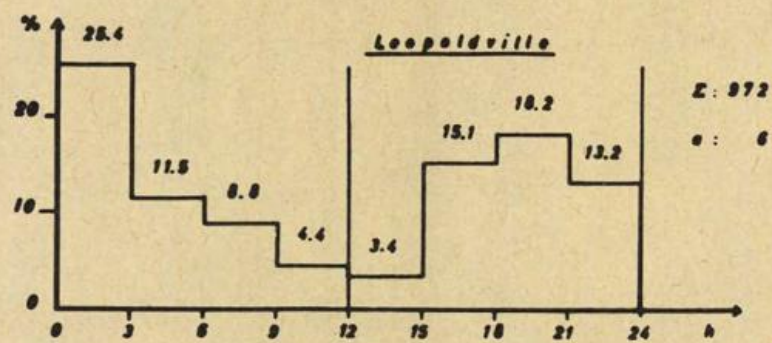


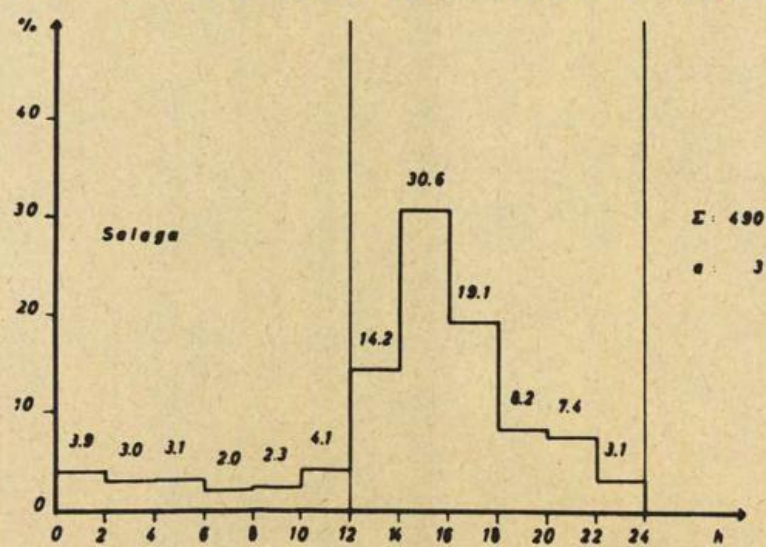
Abb.13 Breitenzonenmittel der Gewittertage je Monat





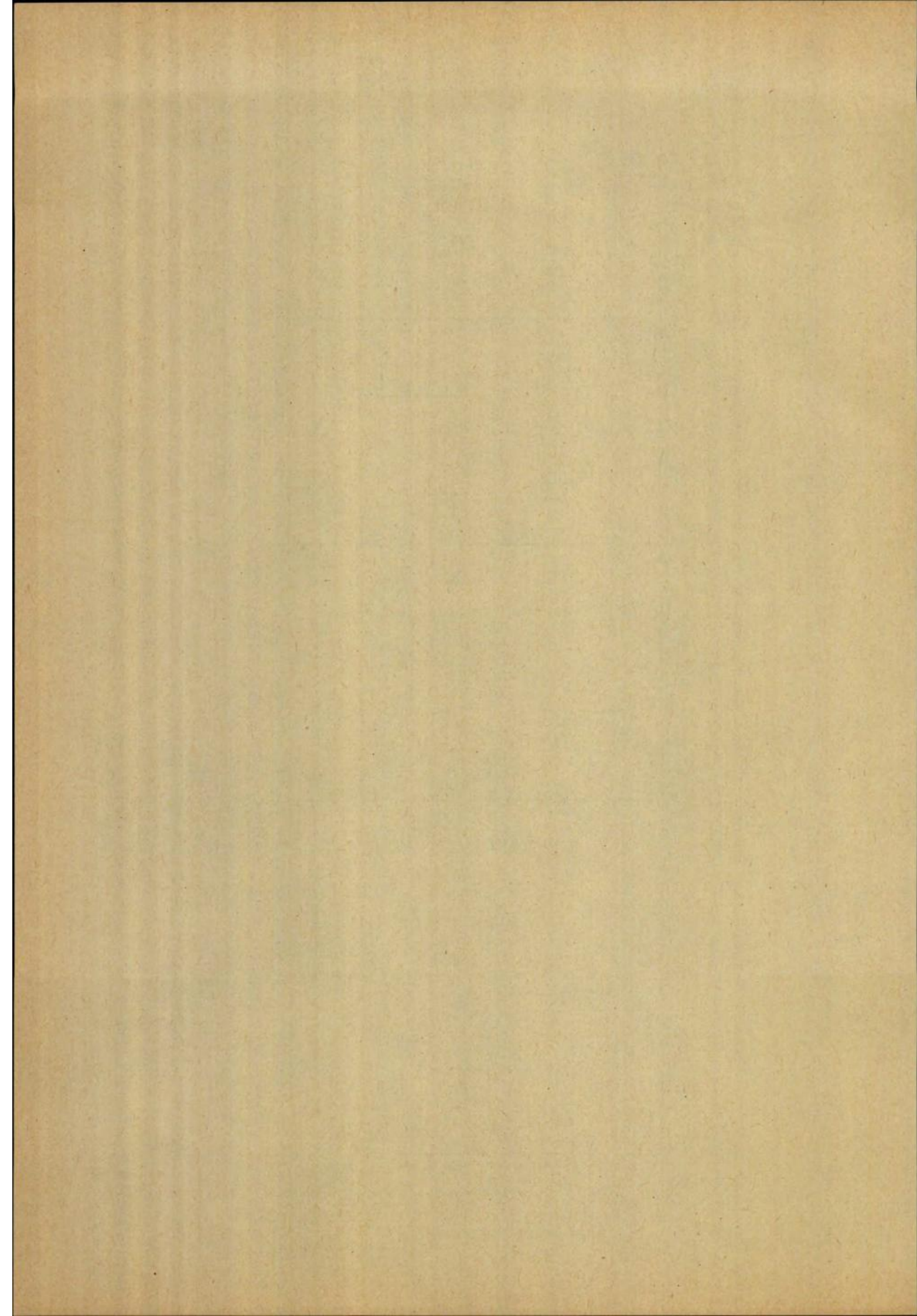


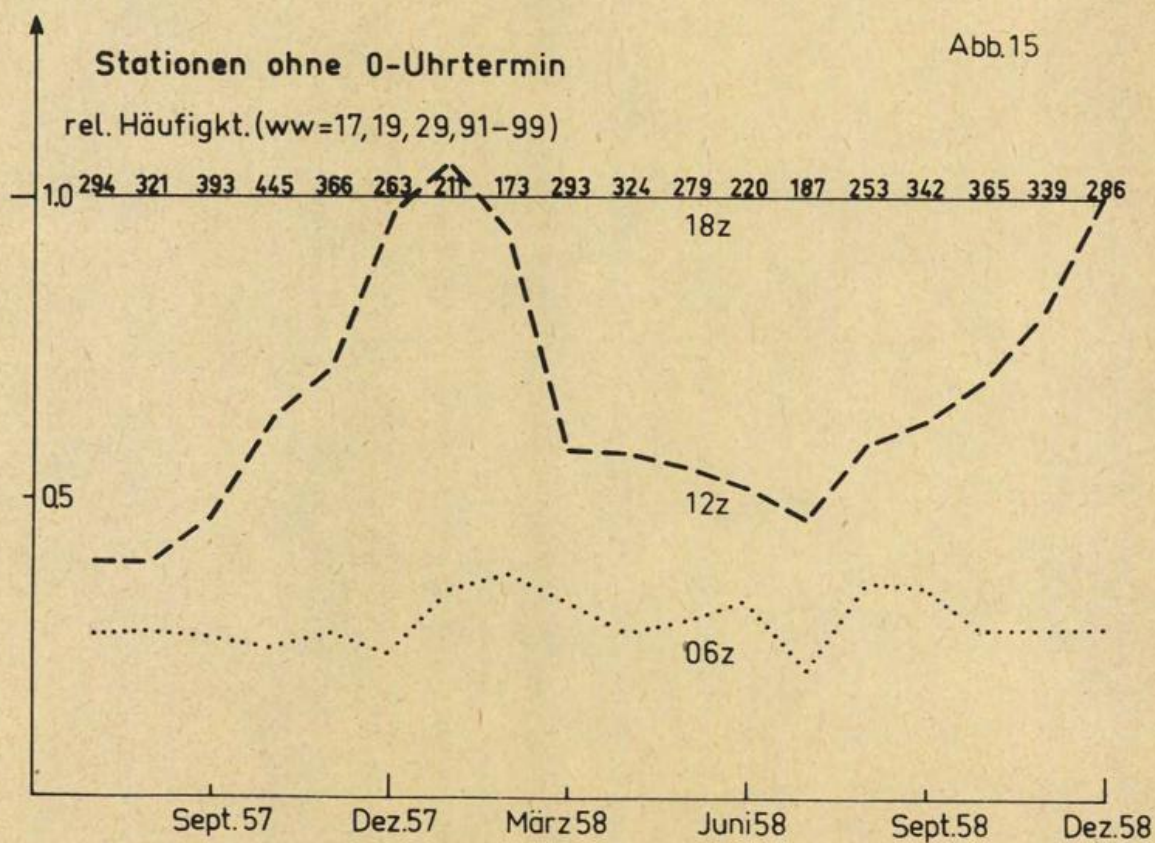
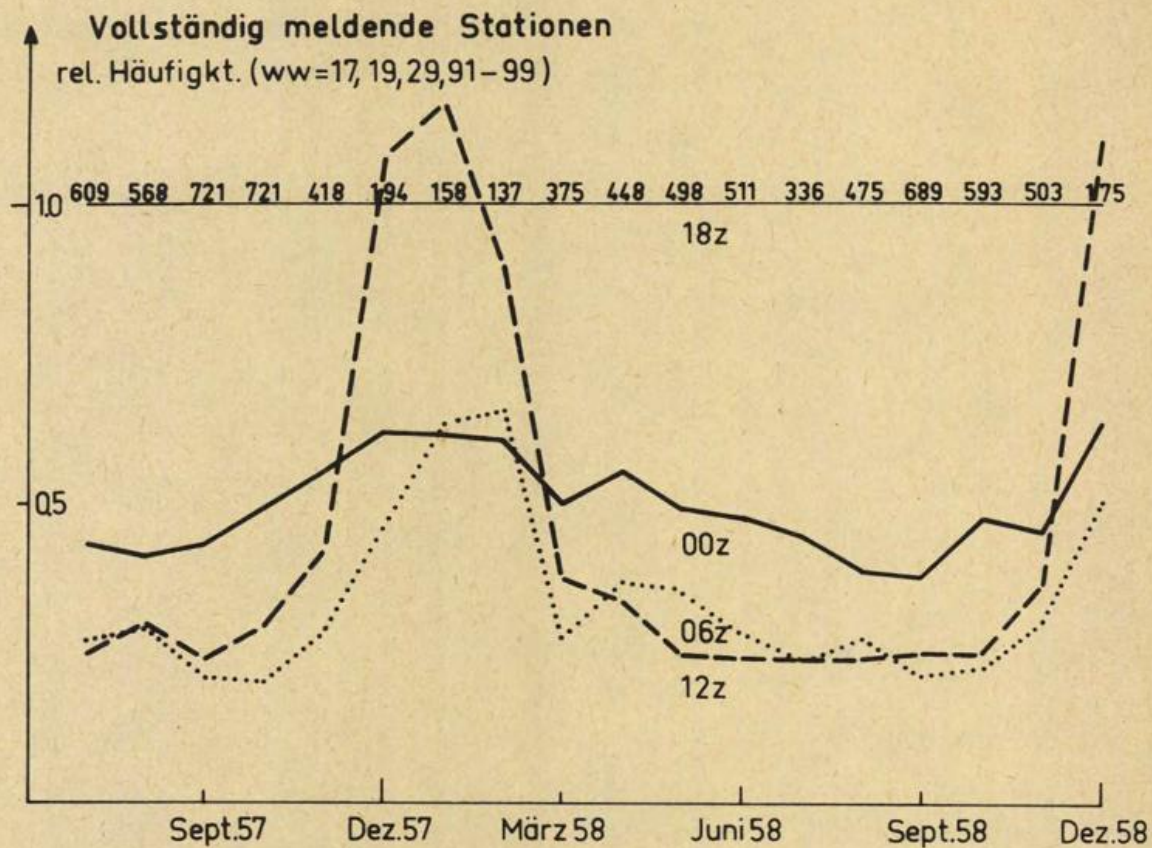
Gewittertagesgänge aus Belgisch-Kongo.

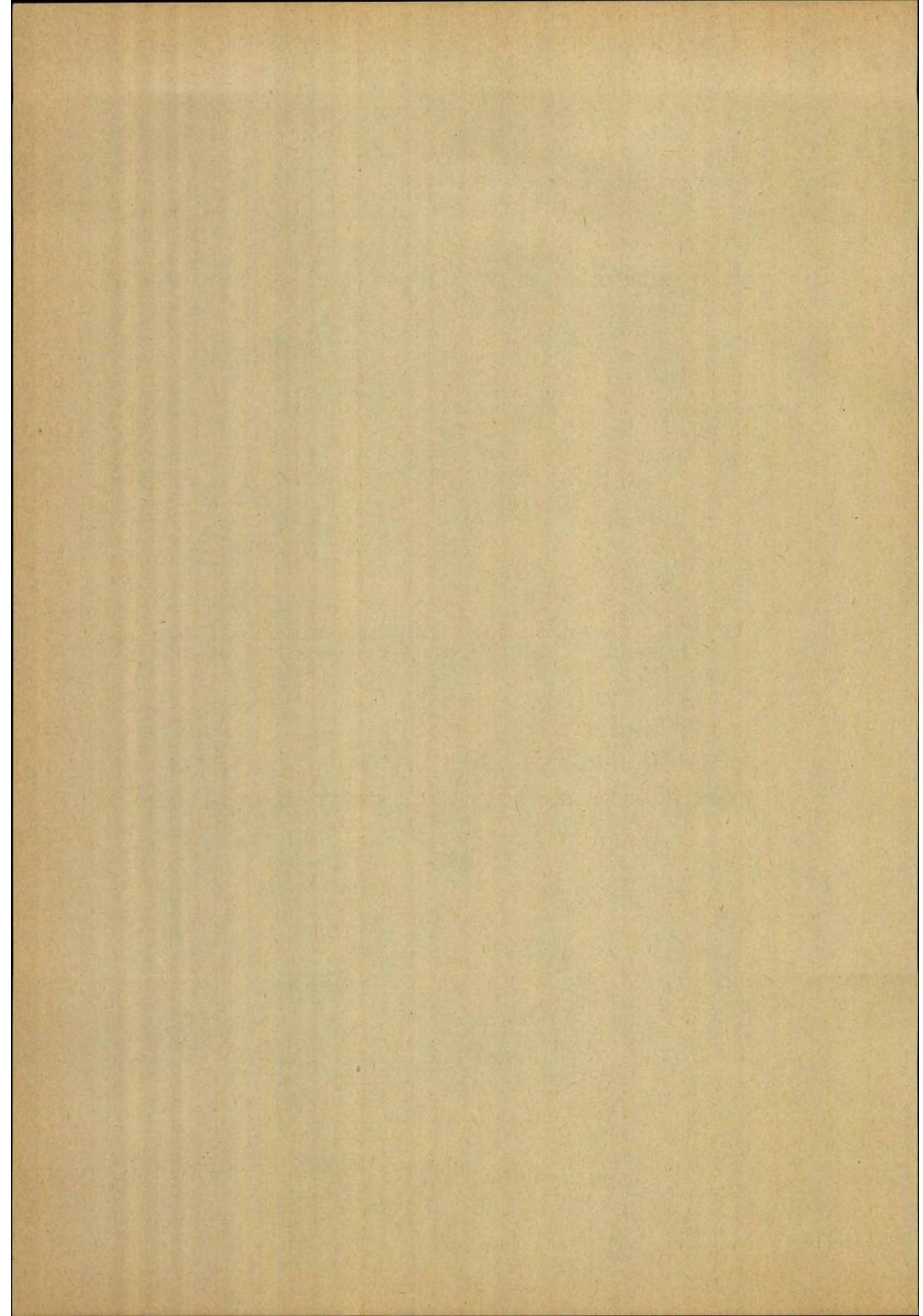


Gewittertagesgang von Salaga in Ghana

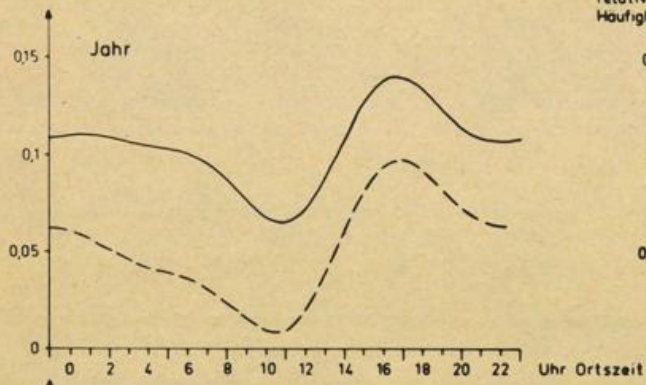
Abb. 14







STREIFEN I



STREIFEN II

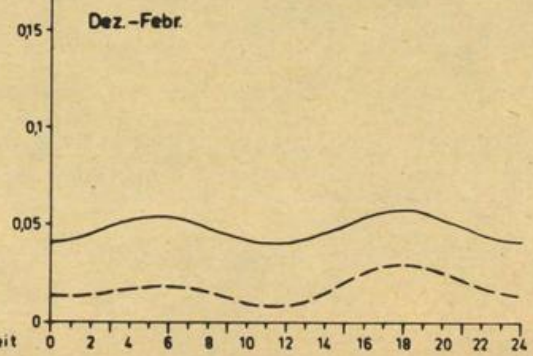
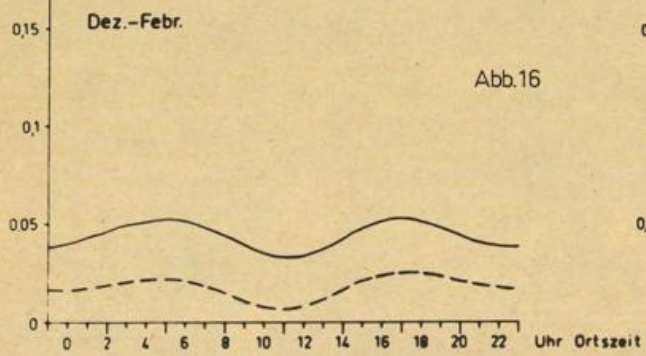
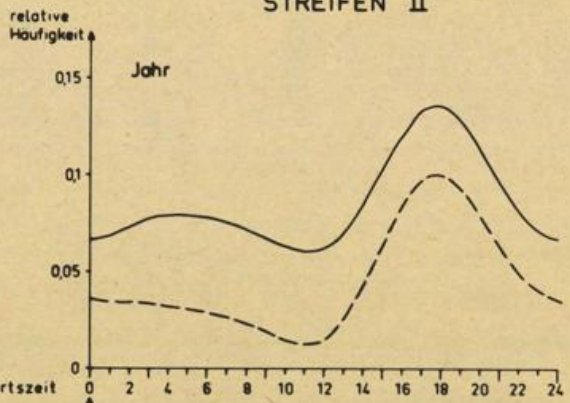
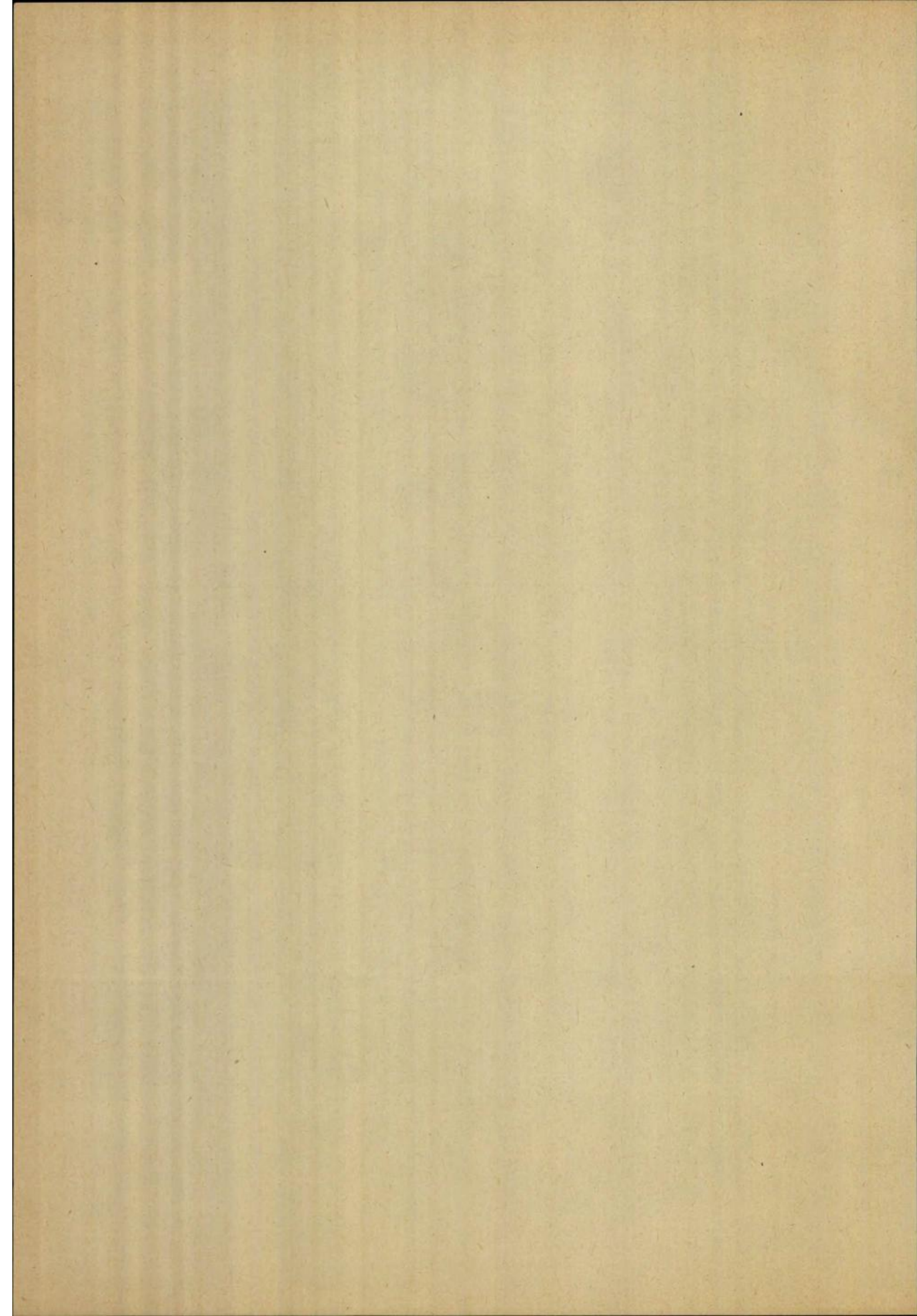


Abb.16



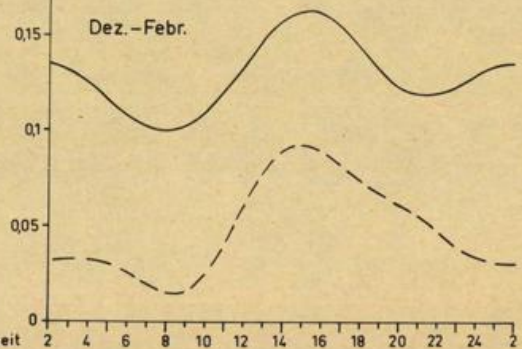
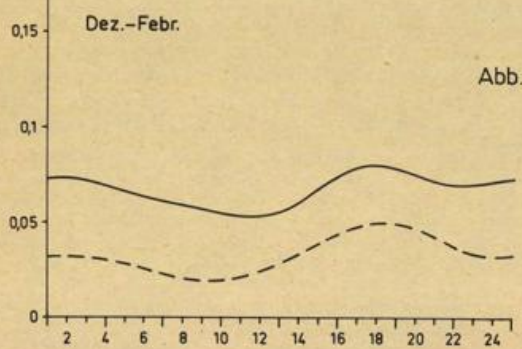
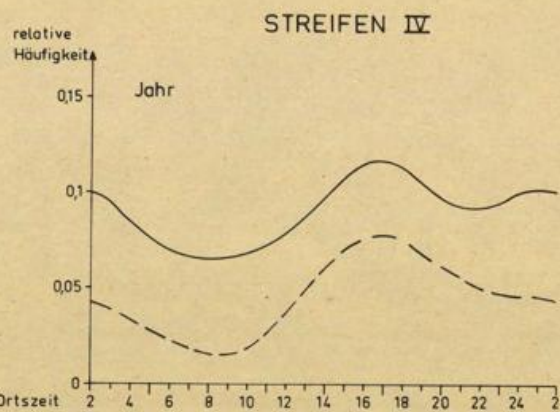
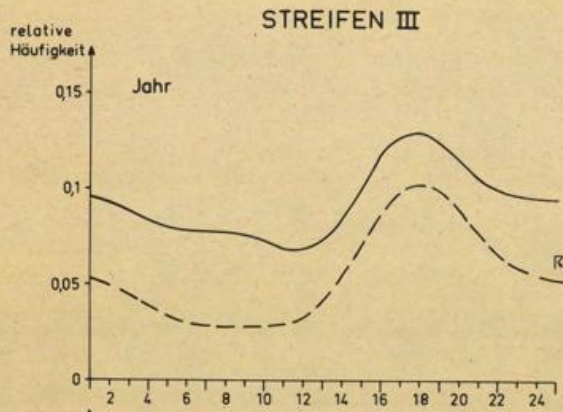
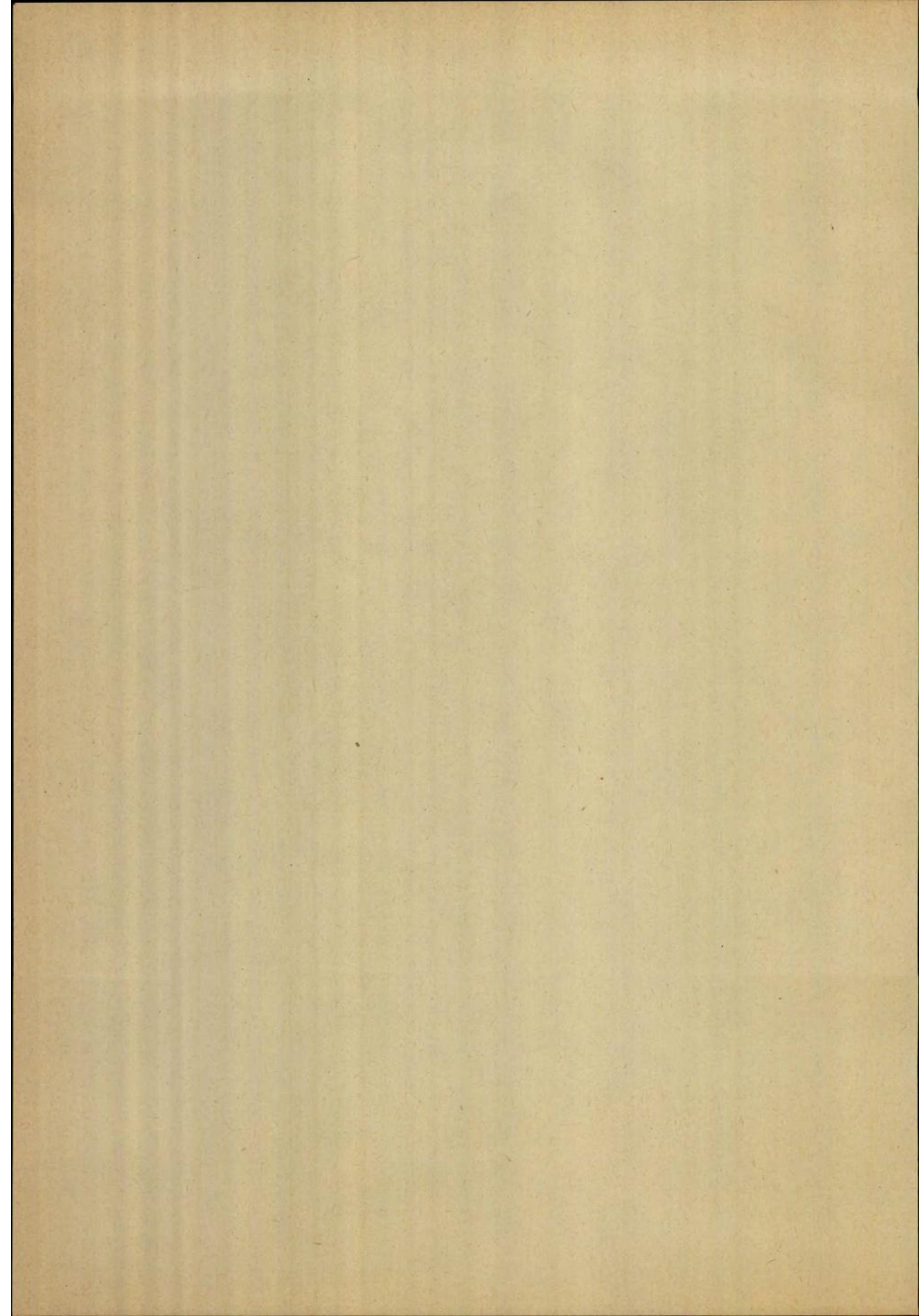
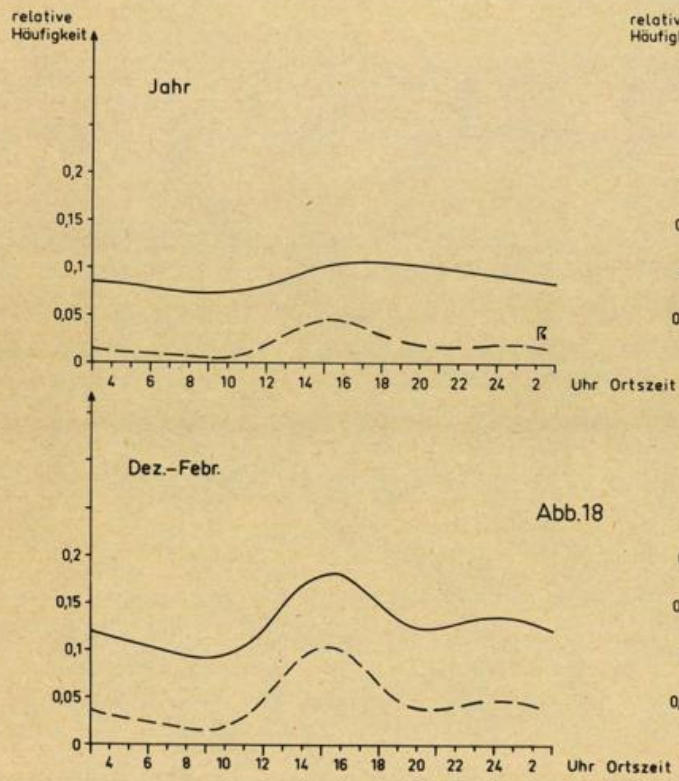


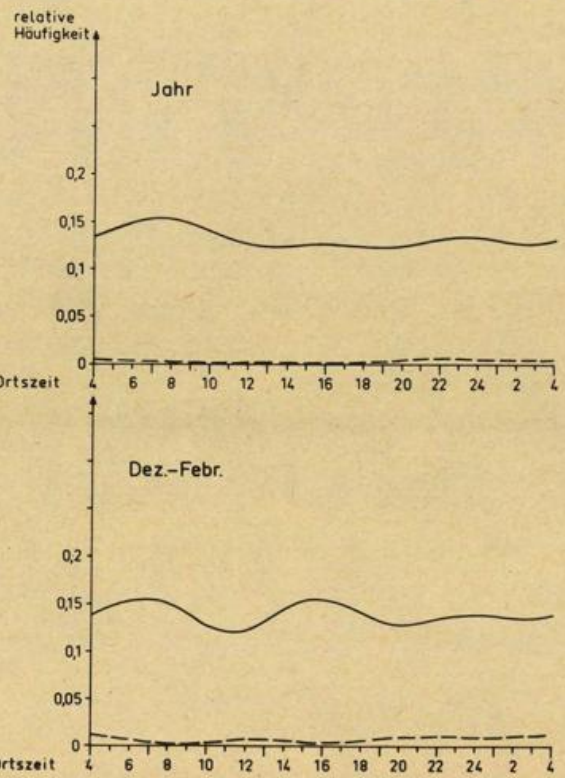
Abb. 17

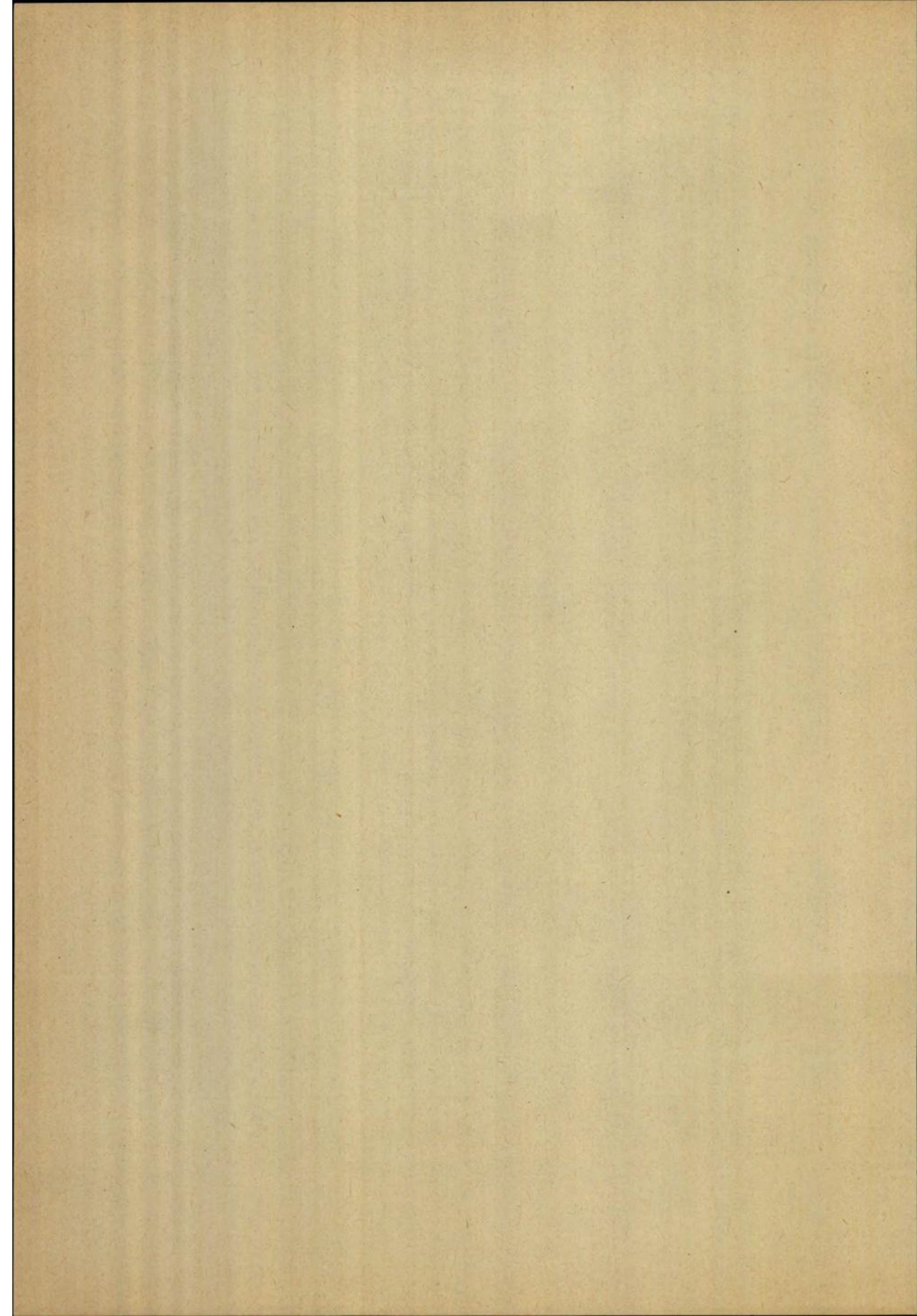


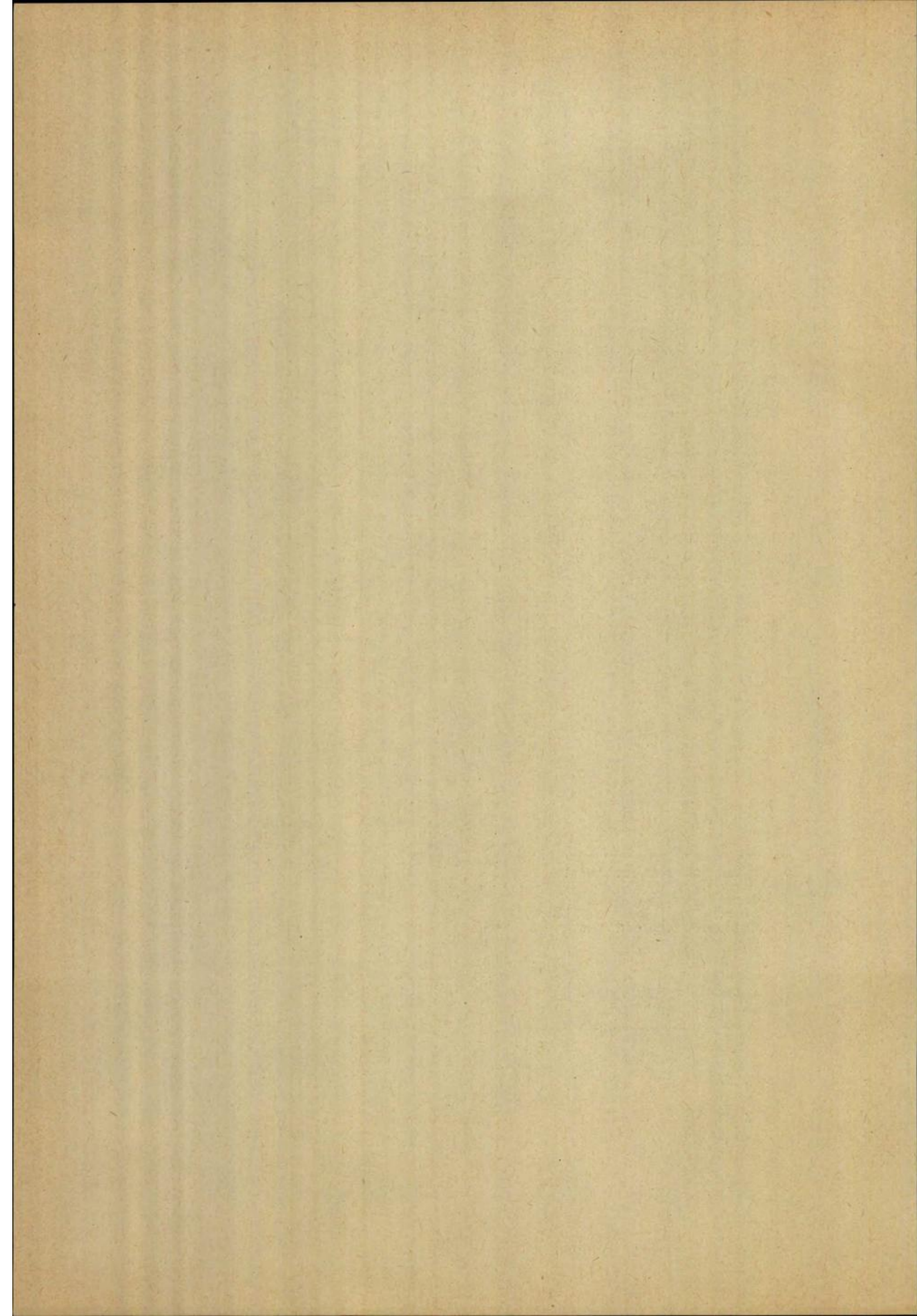
STREIFEN V

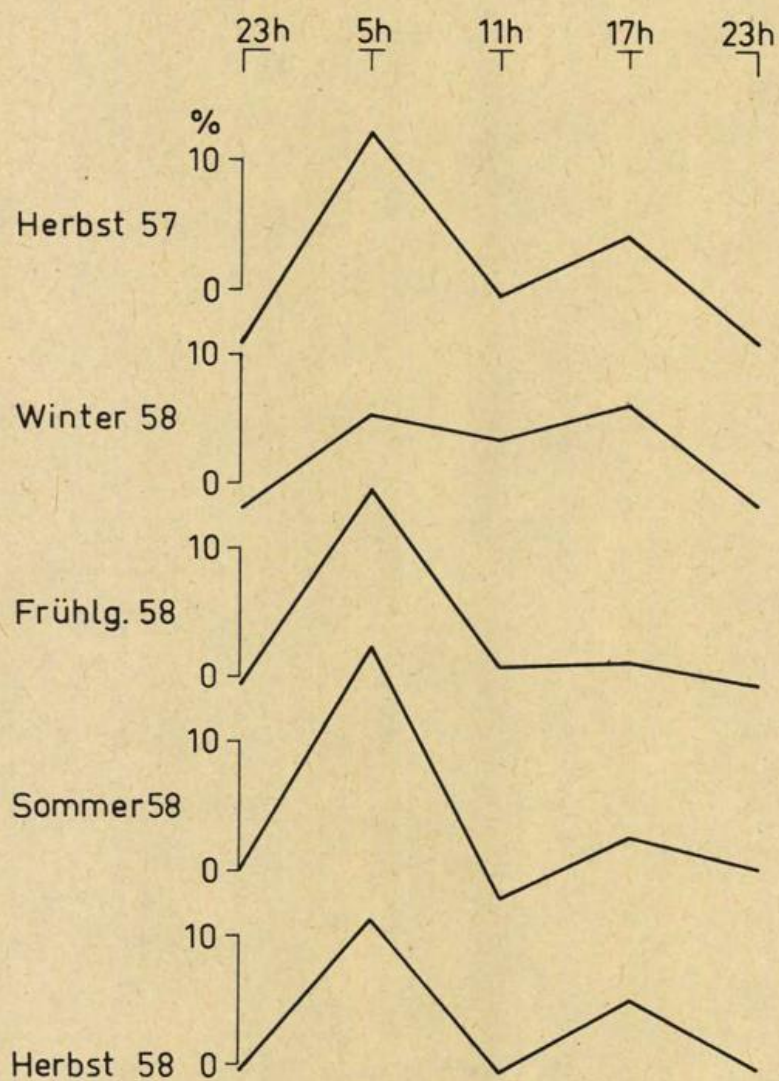


STREIFEN VI (3 INSELN)









Verlauf der Bewölkung zu den Beobachtungs-
terminen, Gebietsstreifen I
Ordinate: Mittlere Prozente der Fälle in
Entwicklung

