

5. In bewunderungswürdiger Weise hat BARTH in nahezu allen von ihm erkundeten ethnischen Bezirken in ethnographisch-soziologischer und linguistischer Hinsicht auf das genaueste zu differenzieren verstanden. Das gilt sowohl für die Mehrzahl der meistens mannigfaltig geschichteten großen Sudanvölker als auch für eine stattliche Reihe kleinerer Stämme.

6. BARTH hat den historischen Nachweis des legendären Riesenvolkes der So am Tsad vollzogen und die Afrikakunde als erster mit der daraus erwachsenden, weite geographische und ethnische Bereiche erfüllenden kultur- und sprachgeschichtlichen Problematik bekanntgemacht. In diesem Zusammenhang gelang ihm — wiederum erstmalig — der Nachweis einer hamitischen Komponente im Zentralsudan.

7. In BARTHS Reisewerk und den „*Centralafrikanischen Vokabularien*“ wie — last not least — in seinen zahlreichen, heute kaum mehr bekann-

ten Berichten und Aufsätzen aus den *Monatsberichten über die Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, aus *Petermanns Mitteilungen*, dem *Journal of the Royal Geographical Society of London*, der *Zeitschrift der Deutschen Morgenländischen Gesellschaft* und anderen Organen ruhen noch unzählige ungehobene Schätze, die, zumindest nach Maßgabe der gewürdigten Forschung BARTHS, berufen sein dürften, unsere ethnisch-geschichtliche Vorstellung von Nord- und Westinnerafrika um ein Wesentliches zu bereichern und zu vertiefen. Alle diese Arbeiten BARTHS geben Zeugnis von einem beispiellosen Einfühlungsvermögen in die Umwelt, die Lebensgewohnheiten und die Mentalität afrikanischer Völker, Stämme und Individuen. Die Einmaligkeit seiner Forschungsergebnisse beruht in ganz besonderem Maße auf seiner virtuoson Beherrschung des Arabischen und der von ihm erst über seine Feldforschungspraxis entwickelten Meisterung der Hausa- und der Fulsprache.

KLIMAPROBLEME AM ROTEN MEER

Mit 7 Abb., 7 Tab. und Beilage IX

HERMANN FLOHN

Carl Troll zum 65. Geburtstag)*

Summary: Climatic problems of the southern Red Sea area.

In the southern Red Sea area a unique combination occurs of winter rains at the bottom of the rift valley, of summer rains in the highlands and of rains during the whole year in the deeply dissected escarpment zone. This pattern is interpreted as a combined effect of a regional convergence between the channeled winds within the rift valley, local diurnal air circulations and various synoptic processes.

Eines der interessantesten der vielen regionalen Klimaprobleme, die C. TROLL auf seinen Reisen aufgefunden und bearbeitet hat, befindet sich am Rande des riesigen Grabenbruchs des Roten Meeres. Hier traf er 1934 (26) im wüstenhaft kahlen Hinterland von Port Sudan bei dem Luftkurort Erkowit auf eine Oase mit Nebelvegetation, die in ökologischer Hinsicht auf eine Kombination von Sommerregen (Juli—August) und Winterregen (November—Februar, vgl. Tab. 1a) angewiesen ist, ebenso aber auch auf die häufigen Nebeldecken, die sich als Folge der aufsteigenden tagesperiodischen Winde tagsüber ausbilden und die starke subtropische Verdunstung entscheidend herabsetzen. Im Anschluß hieran untersuchte er 1938 400 km weiter südlich den stark zertalten Abfall des Hochplateaus von Erythräa nach dem Roten Meer (27). Hier ist das Phänomen der Nebelwälder noch eindrucksvoller ausgebildet, zumal

die jährlichen Niederschläge im Mittel auf über 1000 mm ansteigen. Zwischen den reinen Winterregen am Fuß des Steilhanges und den reinen Sommerregen auf dem Plateau von Erythräa schaltet sich eine Zone mit Regen in allen Jahreszeiten ein, wiederum im Zusammenhang mit den tagesperiodischen Windsystemen, die sich auch im jahreszeitlichen Rhythmus der Vegetation auswirken. In einer zusammenfassenden Darstellung der Rolle der tagesperiodischen Winde für das Klima der Tropengebirge (28) geht er noch näher auf diese Befunde ein.

In der Tat spielen in der strahlungsreichen Tropen- und Subtropenzone diese tagesperiodischen Zirkulationen eine sehr viel größere Rolle in der Klimatologie als in höheren Breiten. Ihre horizontale Reichweite erstreckt sich auf 150, ja 200 Kilometer, ihre relative Häufigkeit auf 90—100%. Auf diese Rolle kommen wir abschließend noch zurück.

Hinsichtlich der Literatur beschränken wir uns auf die wichtigsten Arbeiten. Hierzu gehört neben der Bearbeitung des gesamten Beobachtungsmaterials von englischer (16—19) Seite vor allem der prächtige holländische Atlas des Roten Meeres (14), dessen Material einigen unserer Darstellungen (Abb. 5—7) zugrunde liegt. Das gegenüberliegende Gebiet von Südwest-Arabien mit seinen mittelalterlich abgeschlossenen Feudalstaaten —

*) Als Vortrag im Festkolloquium der Geographischen Institute der Universität Bonn gehalten am 18. 1. 1965.

Tab. 1: Mittlere Regenmenge im Bergland (mm)

	°N	°E	Höhe m	J	F	M	A	M	J	J	A	S	●	N	D	Jahr	Periode
a) <i>Sudan</i>																	
Gebeit Mines	21.1	36.3	640	·	·	0	3	·	·	3	11	11	10	14	1	53	16 Jahre
Erkowit	18.8	37.1	1095	58	18	5	10	15	5	23	58	10	14	23	32	271	1931–1960
Karora	17.7	38.4		38	24	13	13	14	4	31	15	7	18	61	37	275	1921–1950
b) <i>Erythraä (zu Äthiopien)</i>																	
Nacfa	16.7	38.3	1676	1	6	3	10	20	7	42	35	12	8	1	0	146	1942–1959
Abba Moiton		1)	1635	100	104	57	41	38	39	158	97	44	109	98	134	1019	1947–1962
Merara		2)	2000	85	90	71	35	36	51	156	114	62	111	86	111	1008	1947–1962
Fil-Fil		3)	1200	156	161	101	54	31	7	113	86	31	64	62	138	1004	1947–1962
Faghena		4)	1700	98	91	63	37	29	22	131	144	85	126	76	123	1025	1947–1962
Ghinda	15.4	39.1	960	93	121	90	44	29	6	77	51	22	35	58	122	748	1947–1963
Asmara	15.3	38.9	2372	1	3	7	30	49	41	173	184	31	11	12	2	542	1903–1953
Addi Ugri	14.9	38.8	2022	0	1	15	31	34	64	193	161	49	7	10	1	565	1933–1959*)
Addi Caieh	14.8	39.4	2461	1	6	28	56	38	29	170	138	26	4	24	11	530	1942–1959
c) <i>Jemen</i>																	
Sana	15.4	44.2	2158	1	3	28	43	32	5	67	89	13	1	10	5	297	1938–1947
Taiz	13.6	43.9	1375	1	2	15	67	119	66	53	48	51	80	8	20	530	1944–1947
d) <i>Franz. Somaliküste</i>																	
Arta	11.5	42.8	705	32	16	35	14	8	0	9	26	8	10	35	11	204	1947–1961*)
Ali Sabieh	11.1	42.7	717	18	6	13	13	9	6	21	37	32	10	6	5	176	1947–1961*)
e) <i>Äthiopien</i>																	
Combolcha	11.1	40.0	1903	30	39	76	96	47	32	309	287	150	28	19	20	1133	1952–1964
Debre Sina	9.8	39.8	2930	77	46	151	215	111	79	385	216	141	77	28	64	1500	1954–1959*)
Dire Dawa	9.6	41.9	1204	22	47	54	82	19	34	87	168	77	11	6	10	617	1952–1961
Giggiga	9.4	42.8	1644	19	15	30	69	51	55	64	92	68	32	5	6	506	1953–1963
f) <i>Somalia</i>																	
Erigavo	10.7	47.4	1737	18	13	33	38	81	64	10	41	114	8	13	2	434	18 Jahre
Buramo	9.8	43.2	1454	15	18	41	53	58	41	66	117	69	10	18	3	508	18–19 Jahre
Hargeisa	9.5	44.1	1333	2	8	25	61	61	58	43	81	58	10	7	1	416	30 Jahre
g) <i>Saudi-Arabien</i>																	
Taif	21.5	40.5	1395	5	19	11	59	26	8	9	6	3	0	44	31	221	1960–1964
Zafeer	20,0	41,6	2	121	62	55	105	102	34	36	19	12	15	148	48	757	1957–1960
Abha	18,2	42,2	2	65	32	53	56	38	3	49	26	●	●	4	2	328	1957–1960

1) 15° 42' N, 38° 53' E, 2) 15° 41' N, 38° 52' E, 3) 15° 37' N, 38° 59' E, 4) 15° 35' N, 38° 55' E.

*) = unterbrochen

e) Was ist die Ursache des in den Hochländern zu beiden Seiten des südlichen Rotmeer-Grabens (Tab. 1) so markanten — im Graben selbst aber nur angedeuteten — Regenmaximums im Frühjahr („Kleine Regenzeit“)?

Die Klimadaten der wenigen isolierten Stationen geben nur ein Gerippe ab; die Deutung erfordert die Einordnung in das System der allgemeinen Zirkulation, die durch die aerologischen Daten der vollständig ausgerüsteten Stationen Aden, Khartum, Assuan, Kairo sowie neuerdings auch Port Sudan und Asmara ermöglicht wird. Hierzu kommen noch die (nur für die unteren Schichten wirklich repräsentativen) Pilotballonaufstiege von Djibouti (25) und Asmara (2, 11) (Abb. 2, 3) sowie (während des Krieges) von der Kamaran-Insel und Massaua (16). Die vielfältigen lokalen Abwandlungen werden von diesen aerologischen Beobachtungsreihen nicht erfaßt, aber sie spiegeln sich in der Vegetation wider. So ist der Pflanzengeograph in der Lage, durch eine systematische Kartierung — etwa mit Hilfe von Luftaufnahmen — ein vollständiges Bild der Klimaverteilung

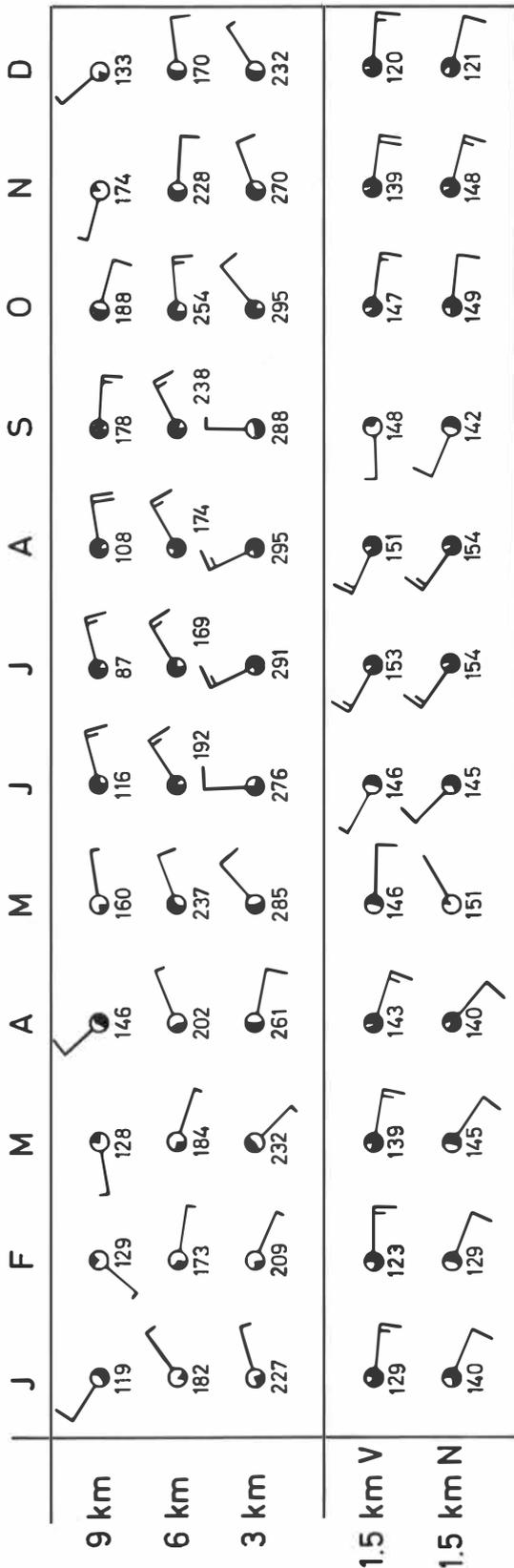
wiederzugeben, wie in einer Niederschlagskarte 1 : 3 Millionen von J. GRIFFITHS und C. HEMMINGS (10), die in einigen Einzelheiten über den schönen Klima-Atlas von Afrika von S. P. JACKSON (31) hinausgeht.

Für die Vegetation und damit für das ganze Landschaftsbild ist in tropischen Breiten nun einmal Menge und jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge von primärer Bedeutung (28).

In unserem Gebiet haben wir drei genetisch offenbar verschiedene Niederschlagstypen zu unterscheiden, die unter dem Einfluß des Reliefs und der von ihm erzwungenen tagesperiodischen Zirkulation starken lokalen Abwandlungen unterworfen sind (Tab. 1, Abb. 1 und 4):

a) tropische Sommerregen: Hochland von Erythraä und Äthiopien und seine Ostabdachung, ebenso auf dem Hochland von Jemen.

b) mediterrane Frühjahrsregen: nicht sehr häufig, aber allgemein verbreitet, besonders markant in Nordost-Äthiopien (Provinz Harrar), den Hochländern im Norden der Somali-Halbinsel sowie in Asir und Jemen.



● = E (90°) 15kt, q = 75%. 145 = Zahl d. Aufstiege V = Vormittag N = Nachmittag

Abb. 2: Höhenwind Djibouti 1957-61

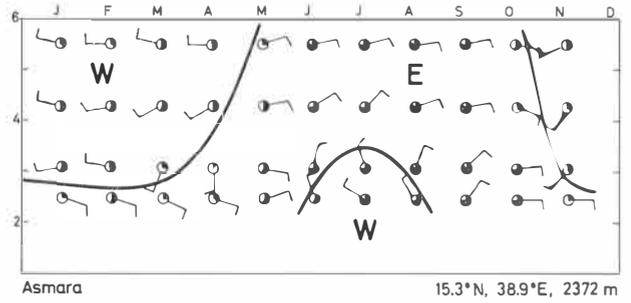
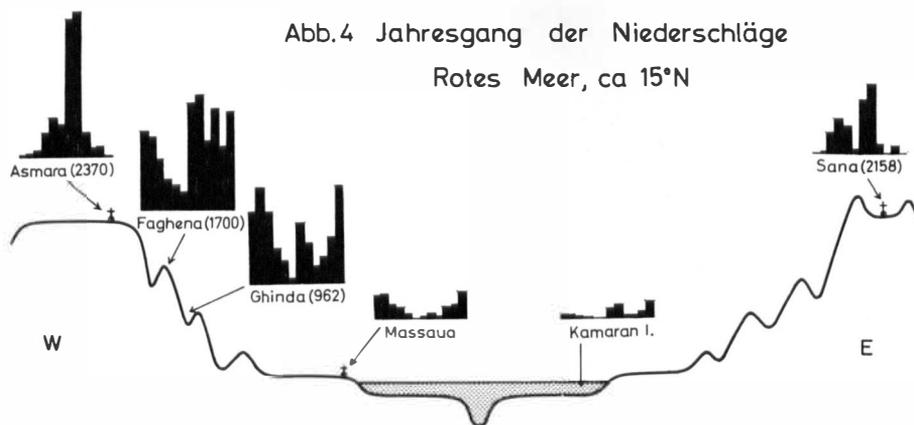


Abb. 3: Höhenwinde über Asmara (nach 11; vgl. 2,7)

c) Winterregen im südlichen Teil und an den beiderseitigen Steilabfällen zum Roten Meer.

Alle drei Typen greifen, wenn auch nur in ganz abgeschwächtem Ausmaß, auf das Rote Meer selbst und seine Küstenstationen über. Die beiden ersten sind Ausläufer weit verbreiteter Niederschlagstypen. Sie wirken sich in erster Linie auf den Hochländern aus, weil hier orographischer Stau und Konvergenz lokaler Windsysteme — als Folge tagesperiodischer Aufheizung die aufsteigenden Windkomponenten verstärken und weil die Niederschläge auf der kurzen Fallstrecke zwischen Wolkenbasis und Erdboden weniger rasch verdunsten als auf dem längeren Weg bis ins Tiefland. Der letztgenannte Typ aber ist lokaler bzw. regionaler Natur; für ihn gibt es in der ganzen Tropen- und Subtropenzone kaum irgendeine Homologie.

Die tropischen Sommerregen stehen im Zusammenhang mit der jahreszeitlichen Verschiebung der äquatorialen Tiefdruckfurche nach Norden: sie erreicht im Juli/August ihre nördlichste Lage, im Mittel in 17—18° N, im Einzelfall zwischen 15° und 22° N schwankend. In ihrem Bereich konvergieren zwei bodennahe tropisch-kontinentale Windsysteme, die „äquatorialen Westwinde“ auf der Südseite mit dem Nordostpassat auf der Nordseite; sie wird deshalb auch als „innertropische Konvergenzzone“ (ITC) bezeichnet, ohne daß wir hier auf die Diskussionen um diesen Begriff eingehen können. Während die passatischen Ostwinde im allgemeinen stabil geschichtet und mit Absinken gekoppelt, also trocken sind, zeichnen sich die äquatorialen Westwinde auch im Innern der Kontinente durch Instabilität und konvektive Umlagerungen aus. Regen fällt praktisch nur im Bereich der äquatorialen Westwinde, in ungestörtem Gelände meist beim Durchzug wandernder Störungen, einer besonderen Art „easterly waves“, die mit dem oberen tropischen Oststrahlstrom (9) ziehen. Die konvektiven Niederschläge beschränken sich in orographisch ungestörten Gebieten auf die Äquatorseite der ITC mit dem Maximum in einem Streifen in einem Abstand von 500—700 km. Auf



die überraschend komplexe Ursache in der Dynamik der Windsysteme bin ich mehrfach (zuletzt 9) näher eingegangen. Auf der Westseite Äthiopiens stauen sich die SW-Winde, die — nach Ausweis der ausgezeichneten Höhenwindstatistiken des Sudan — in der ganzen Zone von 8—16° Breite im Durchschnitt nur etwa 2500 m Höhe erreichen; sie können daher das äthiopische Hochland nicht überschreiten und umfließen es auf seiner Nordseite. Die tropischen Sommerregen konzentrieren sich auf die Westabdachung und die höchsten Stellen des Hochlandes und nehmen

von etwa 13° Breite deutlich nach N hin ab; in Asmara (2370 m) sind sie noch völlig regelmäßig, beschränken sich aber auf Mitte Juni bis Anfang September. Während in den Staulagen die monatliche Niederschlagshäufigkeit 25—30 Tage erreicht, finden wir in Asmara 20—22 Niederschlagstage, dagegen auf der Grabensohle von Massaua bis Djibouti nur 1—3, im Hochland des Jemen wieder 10—12 Tage mit Regen (Tab. 2). Die Hanglagen erhalten an 6—10 Tagen noch beachtliche Mengen, jedoch weniger als im Hochland.

Tab. 2: Mittlere Zahl der Regentage

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	Periode
Tor	.7	.7	.5	.2	.12	.4	.7	3.5	1919–1945
Djidda	1	3	3	1	.22	2	1	6	1941–1946
Port Sudan	2	0	0	0	1	0	1	1	0	1	5	4	16	1931–1960
Suakin	3	1	.1	.1	.3	.1	1	1	.	2	5	4	17	1890–1934
Tokar	3	2	1	0	0	0	1	0	.	1	3	3	14	1931–1960
Nacfa	1	1	1	3	4	2	7	7	3	3	1	.	33	1942–1959
Abba Moiton	10	12	9	4	3	3	9	6	2	5	5	10	78	1947–1962
Merara	11	12	10	4	3	3	10	7	3	6	5	12	86	1947–1962
Fil-Fil	12	13	9	5	3	1	10	7	2	5	5	9	81	1947–1962
Faghena	11	12	10	5	3	3	10	9	4	8	7	11	93	1947–1962
Ghinda	10	12	10	5	2	1	7	5	2	4	5	10	73	1947–1963
Asmara	1	1	4	8	7	8	22	21	7	3	4	2	85	1933–1959
Addi Ugri	.	.	3	5	5	9	18	18	6	1	2	1	68	1933–1959
Addi Caieh	2	2	5	7	5	4	17	13	4	1	2	3	65	1942–1959
Massaua	5	7	3.5	2	1	.	.4	.4	.4	2	1	3.5	26	1901–1950
Kamaran I.	1	1	1	.	.	.	4	3	1	.6	1	3	16	1949–1955
Djibouti	3	2	2	1	1	.	1	1	1	1	2	2	17	1904–1950
Perim I.	1	1	1	1	.	.	1	2	1	.4	.5	2	11	1941–1948
Aden	3	2	2	.2	.1	.5	1	1	1	.5	.2	3	14	1940–1955
Sana	.5	2	6	9	5	0	0	11	1	.5	0	.5	42	1931–1936
Sana	.5	3	5	8	5	2	8	10	2	1	1	.6	46	1938–1947
Taiz	.	1	3	7	11	9	6	11	11	7	3	2	71	1944–1947
Combolcha	5	4	9	11	6	5	25	24	16	5	2	3	115	1952–1960
Debre Sina	10	5	12	13	8	10	20	18	11	6	3	3	119	1954–1959
Hargeisa	.1	.1	2	4	6	8	5	9	8	3	.6	.5	46	12 Jahre

.7 = 0.7

Die Frühjahrsregen fallen — wie in weiten Teilen des Nahen und Mittleren Ostens — in unregelmäßigen Güssen von März bis Mai; ihr synoptischer Mechanismus besteht (4, 11) aus einer Kombination von wandernden Höhentroggen der Westdrift und einer Ausweitung des für diese Jahreszeit typischen Sudan-Tiefs. Diese Höhentrogge der Westdrift beherrschen in der ganzen kühlen Jahreszeit (Oktober—Mai) oberhalb 4—5 km das Bild der Höhenkarten bis in den Gürtel 10—20° N, gelegentlich auch bis in Äquatornähe. In ihrem Bereich besteht gesetzmäßig (22) auf der Vorderseite, d. h. bei Höhenwinden aus SW—S, eine Neigung zu Divergenz in der Höhe, die die Konvektion und Schauerbildung fördert. Im Flachland trocknen diese Schauer mit ihrer oft hochliegenden Wolkenbasis in Fallstreifen ab: der Regen verdunstet, bevor er den Erdboden erreicht. Nur wenn am Ostrand eines Bodentiefs etwas feuchtere Luftmassen vom Indik herbeigeführt werden, kommt es auch im Flachland zu wirksamen Niederschlägen. Diese Situation ist durch meridional verlaufende Tiefdruckrinnen charakterisiert (4); in der Tat ergaben moderne Höhenwindmessungen in Asmara im Frühjahr 1964 in 6—9 km Höhe vorherrschend SW (März) bzw. S—SSE-Winde (April—Mai). Auch in der Sahara, im Süden von Algerien und Tunesien, treten zur gleichen Zeit solche Störungen auf, ebenso im Innern der arabischen Halbinsel; in Süd-Arabien, Ost-Äthiopien und auf der Somali-Halbinsel (8) bilden sie die sogenannte „kleine“ Regenzeit. Das Zusammenwirken dieser Höhentrogge mit bodennahen Störungen tropischer Herkunft bedarf noch einer Klärung durch sorgfältige synoptische Analyse typischer Einzelfälle. Offenbar wird auf der Vorderseite eines Höhentrogges durch Druckfall das Bodenhoch über Süd-arabien ostwärts abgedrängt, so daß die untere Strömung von NE auf SE dreht und nun Luft vom äquatorialen Indischen Ozean heranzführt.

Die Winterregen im Südteil des Rotmeer-Grabens darf man keinesfalls in naheliegender Weise als Ausläufer der mediterranen Winterregen auffassen. Sie sind vielmehr durch eine mehr als 800 km breite, praktisch regenlose Zone im Nordteil (21—29° N) davon getrennt. Verschiedene Satellitenaufnahmen zeigen im Winter in dieser Nordzone die charakteristischen W-E gerichteten Wolkenstraßen im subtropischen Strahlstrom mit ihren aus den Cirren heraushängenden Schneefahnen, wie ich sie auch im Dezember 1959 beobachtet habe. Aber hier auf der Südseite des subtropischen Strahlstroms herrscht Absinken eindeutig vor.

Diese winterlichen Regenfälle an den Steilrändern des südlichen Rotmeer-Grabens sind die

Hauptursache für die auffallend gut entwickelte Vegetation, die C. TROLL von Erkowit und Erythraä beschrieben hat. In allen seinen Arbeiten (26—28) wird die Rolle tagesperiodischer Winde zwischen Rotem Meer und Hochland betont. Bei einem Flug Asmara—Port Sudan im Dezember 1959 beobachtete der Verfasser eine Inversion in etwa 1800 m Höhe, in der flache Stratocumuli schwammen, die sich zum Steilrand hin zu einer Bedeckung von 6—8 Zehnteln zusammenschlossen. Durch die Lücken war der dichte grüne Nebelwald in den tief eingeschnittenen Tälern sichtbar, in scharfem Kontrast zu dem Graubraun des winterlich-trockenen Hochplateaus über der Inversion. Nach E und N hin lockerten sich die Wolken auf, aber noch nördlich 17° N hingen einzelne Cu-Flocken am Plateaurand. Dagegen war das Rote Meer, soweit sichtbar, dunsterfüllt und wolkenfrei: um diese Tageszeit (gegen 11h) herrschte die normale Seewindzirkulation. Die Wolken waren aber in diesem Einzelfall (Beil. IXa) zu flach, um selbst im Gebiet stärksten Aufsteigens am Steilrand mehr zu liefern als nässenden Nebel und etwas Sprühregen; die großen winterlichen Tagesmittel von 10—13 mm an den Hangstationen können auf diese Weise nicht zustande kommen. Von Asmara aus sieht man jedoch über den Steilabfall des Hochlandes öfters kräftige Quellen, die in einzelnen Fällen noch eben auf das Plateau (in der Nähe des Flugplatzes) übergreifen, wenn auch hier nur mit geringen Niederschlägen. Am 4./5. Oktober 1964 standen jeweils mittagsganze Reihen grell beleuchteter Cumulustürme längs des Steilrandes mit ihrer Basis in etwa 1600 m Meereshöhe, mit ihren Gipfeln bis 8 bis 10 km aufragend, nur wenige allerdings mit Eisschirmen; gegen 16h brachen dann gewittrige Schauer los (Beil. IXc). Im Bereich des zerschnittenen Randes fallen im Winter an 9—12 Tagen im Monat, in der wärmeren Jahreszeit an 3 bis 7 Tagen im Monat intensive Schauer, die gemeinsam mit dem an regenfreien Tagen herrschenden Hochnebel in der aufsteigenden Zirkulation — eine Kombination von Seewind und Talaufwind — die besonderen ökologischen Bedingungen dieser Zone schaffen. Das Spiegelbild hierzu finden wir nach den Schilderungen von C. RATHJENS (23) und anderen am gegenüberliegenden Steilrand (Tihama) der Hochländer von Asir und Jemen. Während in Assab, Djibouti und Perim der tagesperiodische Wechsel der Windrichtung nur untergeordnet ist, finden wir ihn in Massaua, im Sommer auch auf der Kamaran-Insel vor der Jemen-Küste und ebenso im Sommer auf dem Hochland (Asmara, Sana) schön ausgebildet (Tab. 3). Die charakteristische Verteilung der Niederschläge — nachts und frühmorgens an den Küstenstationen, nachmittags am Steilrand der Pla-

Tab. 3: Häufigste Windrichtung (Quadrant in % der Gesamtzahl)

Jahreszeit	Station	früh	mittags	Anmerkungen	
Juli – September	Port Sudan	07 h WSW 32% ¹⁾	13 h E 72%	1) 29% Calmen	
	Asmara	09 h WNW 80%	15 h WNW 57%		
	Massaua	09 h WNW 38%	15 h ENE 88%	2) 47% Calmen Zug d. (tiefen) Wolken	
	Kamaran I.	06 h NNW 28% ²⁾	15 h WNW 75%		
	Sana	07 h ESE 62%	14 h WNW 40%		
November – März	Port Sudan	07 h NW 92%	13 h NE 85%		
	Asmara	09 h ENE 57%	15 h ENE 61%		
	Massaua	09 h WNW 69%	15 h ENE 85%		
	Kamaran I.	06 h S 71%	15 h S 80%		
Juni – August	Bender Kassim	08 ³⁰ SSE 90%	14 ³⁰ NNW 77%	11.3°N, 49.2°E, 7 m	
	Erigavo	09 h SW 99%	Angaben fehlen		10.7°N, 47.4°E, 1737 m
	Hargeisa	09 h SSW 96%	15 h WSW 77%		9.5°N, 44.1°E, 1333 m

teaus — belegt ebenfalls diese Rolle der tagesperiodischen Lokalwinde.

Wenn dieses tagesperiodische Windsystem die einzige Ursache dieser ganzjährigen Regen an den Steilhängen des Rotmeer-Grabens wäre, dann müßten sie auch nördlich 22° Breite auftreten und die Zahl der Regentage pro Monat müßte 25—30 betragen. So bleibt aber hier an $\frac{2}{3}$ aller Tage der Regen aus, und jenseits der Quersenken von Tokar und Djidda sind die steilen Gebirgshänge wüstenhaft kahl. Tatsächlich treten intensive Winterregen nur dann und dort auf, wo drei Ursachen zusammenwirken:

a) die regelmäßige, aber regional begrenzte Konvergenz der Bodenwinde im Südteil des Rotmeergrabens,

b) Konvergenz oder orographisch bedingter Stau im Bereich der überlagerten tagesperiodischen Zirkulationen,

c) Hebungsvorgänge auf der Vorderseite der wandernden Höhenträge in der subtropischen Strahlströmung, im Winter ganz so wie im Frühling.

In dem von 1000 bis 2400 m hohen Randgebirgen umgebenen Graben des Roten Meeres werden die Bodenwinde kanalisiert; sie wehen längs der

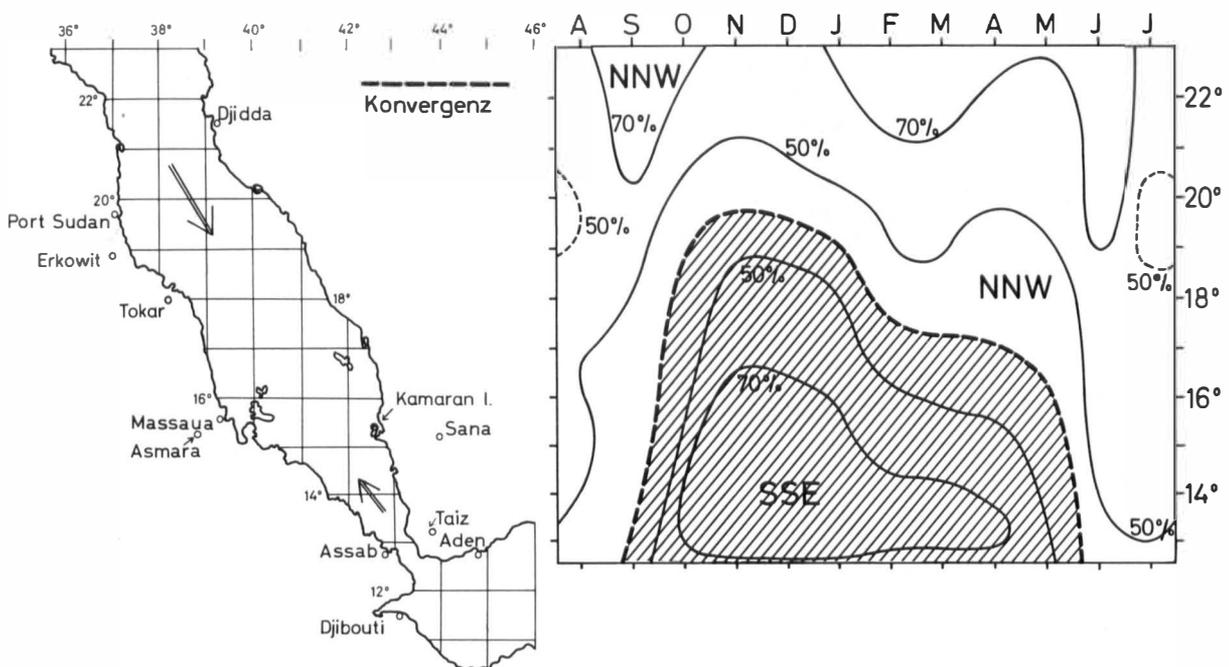


Abb. 5: Rotes Meer, vorherrschende Winde und regionale Konvergenz, nach Lit. 14

Schiffahrtsroute ganz überwiegend in Fahrtrichtung des Schiffes oder entgegengesetzt. Beschränken wir uns — auf der Grundlage des holländischen Atlas (14) — auf die Sektoren N—NW und S—SE (d. h. je drei Punkte der 16teiligen Windrose), so können wir den Anteil dieser beiden Hauptwindrichtungen an der Gesamtzahl der Winde als Funktion von Breite und Jahreszeit darstellen. Zugleich definieren wir die mittlere Position der Konvergenz zwischen beiden Windrichtungen als die Breite, in der die Häufigkeiten der Winde aus NNW und aus SSE gleich sind (Abb. 5). Während vom September bis Mai stets SSE-Winde von der Straße Bab el Mandeb aus nordwärts vordringen, setzt sich im Sommer die NNW-Strömung bis zum Golf von Aden hin durch, geführt von der monsonalen Druckverteilung im Mittelmeerraum und verstärkt durch Zufuhr aus der Zone äquatorialer Westwinde über dem Sudan, die das äthiopische Hochland im Norden umfließen und durch die Senke bei Tokar mit starken lokalen Böen in die Grabensenke eintreten. In den übrigen Monaten schwankt die Lage der Konvergenz zwischen den beiden bodennahen Windsystemen im Einzelfall, je nach der wetterhaften Intensität der beiden Strömungen. In ihrem Bereich tritt aber immer mehr oder minder starke Hebung ein, mit der die feuchte Schicht unterhalb der Inversion anschwillt und gelegentlich die beiderseitigen Steilränder übersteigt; auf den Versuch einer zahlenmäßigen Abschätzung der Vertikalkomponenten mit Hilfe realistischer Modellannahmen muß hier verzichtet werden. Im langjährigen Mittel liegt die Konvergenz im Oktober—Januar in etwa 19° N, im Februar—April in etwa 17° N. Diese Lage erklärt auch die starke winterliche Bewölkung (Abb. 6 und Tab. 6) des südlichen Roten Meeres und vor allem seiner Küstenstationen (40—70 %), wobei hauptsächlich tiefe Wolken beteiligt sind. In ihrem Bereich führen die tagsüber hangaufwärts wehenden, nachts dagegen von beiden Seiten über dem Roten Meer selbst konvergierenden (Beil. IXb) Lokalwinde zu bedingter Instabilität, mit vereinzelt aufgetürmten Quellwolken und Schauern, die auch im Herbst und Frühling, wo die Schichtung noch labiler ist, auftreten.

Außerhalb des Bereiches stärkster Konvergenz bleibt aber die Schichtung vorwiegend stabil (Beil. IXa); eine Inversion in 1000—1800 m Höhe (12) beherrscht hier ebenso das Bild wie überall in der Breitenzone der Passate. Eine kleine thermodynamische Rechnung möge die Verhältnisse zeigen: ein Luftteilchen, das (Tab. 4, 5) in Massaua im Januar mittags aufsteigt, erreicht den Taupunkt und damit die untere Wolkenbasis in rund 750 m bei $19,6^\circ$ C, entsprechend der mittleren Wintertemperatur von Ghinda. Das weitere Aufsteigen

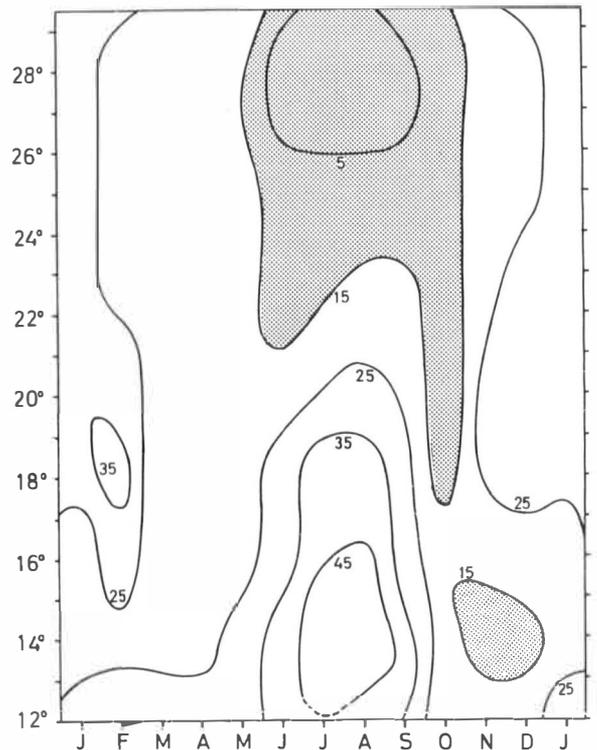


Abb. 6: Rotes Meer, Bewölkung in % nach Lit. 14

in der Wolkenschicht erfolgt feuchtadiabatisch; in 1700 m Höhe werden $+15,3^\circ$ erreicht, entsprechend der mittleren Wintertemperatur von Faghena. Dagegen liegt die Mittagstemperatur von Asmara in 2370 m um fast 10° über der eines feuchtadiabatisch bis hierher aufsteigenden Teilchens: hier finden wir bei einer relativen Feuchte von nur 26 % (mittags) die absinkende trockene Luft oberhalb der Inversion (Tab. 5, 7).

Im Sommer dagegen ist die Schichtung von Massaua bis Asmara durchgehend instabil. Der Taupunkt wird von Massaua aus erst in 1400 m erreicht, wirkt sich aber (wegen der Mischung mit der trockenen Luft über der Tieflandwüste) nicht aus; über Asmara liegt der Taupunkt in 3300 m Höhe. Die Schichtung bleibt — nach den Ergebnissen von 38 Radiosondenaufstiegen im Juli bis August 1964 — instabil in der ganzen Troposphäre bis 12 km Höhe; von einer Inversion (12) kann hier (mit 18 bzw. 17 Gewittertagen im Juli/August) in den Tagesstunden überhaupt keine Rede sein. Das Fehlen nächtlicher Schauer auf der Grabensohle — trotz ziemlich hoher Bewölkung (Tab. 6, Abb. 6) — hängt vermutlich zusammen mit einer Divergenz der unteren NNW-Strömung, von der ein Ast unter Geschwindigkeitszunahme — der Anteil von Beobachtungen mit Windstärke 4 und höher verdoppelt sich zwischen 16° und 13° N — in den Golf von Aden zieht, der andere

Tab. 4: Mittlere Temperatur in °C

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr	Periode
Eilat	15.8	17.5	20.3	24.5	28.9	32.0	33.5	33.7	30.7	27.4	21.6	17.0	25.2	1951–1960
Daedalus	21.8	21.5	22.7	24.6	27.2	28.3	29.7	30.3	29.1	28.0	26.1	23.3	26.1	1929–1945
Port Sudan	24.4	22.9	24.1	26.3	29.4	31.8	33.7	34.2	31.9	29.3	27.4	24.8	28.3	1931–1960
Tokar	24.4	24.3	25.5	27.9	31.3	34.1	35.7	36.0	34.4	30.9	28.3	25.7	29.9	1931–1960
Massaua	25.7	25.3	26.7	28.8	31.1	33.2	34.5	34.5	33.3	31.4	29.0	26.6	30.0	1901–1940
Kamaran I.	25.5	25.9	27.4	28.8	31.5	32.6	33.0	32.8	32.6	30.7	28.1	26.1	29.6	1922–1955
Assab	25.8	26.4	27.8	30.0	31.6	33.1	34.4	34.2	33.1	30.3	27.5	25.8	30.0	1942–1959
Aden-Khormaksar	25.5	25.6	27.2	28.7	30.7	32.8	32.2	31.6	31.7	28.9	26.6	26.0	28.9	1951–1960
Djibouti	25.1	25.4	26.8	28.5	30.6	33.3	34.2	33.3	32.2	29.6	27.4	25.9	29.4	1951–1960
Asmara (Stadt)	15.6	16.7	18.1	18.7	19.0	19.5	17.0	17.1	18.1	16.3	15.6	15.4	17.3	1906–1940
Asmara (Flughafen)	14.3	15.5	17.2	17.8	18.5	18.5	15.9	16.1	16.5	15.4	14.5	13.9	16.2	1950–1960
Addi Caieh	16.2	17.2	18.9	19.3	20.1	19.9	17.6	17.2	18.4	17.5	16.5	15.7	17.8	1947–1959
Sana	12.6	15.1	16.4	17.4	18.9	19.9	19.7	19.4	19.0	15.4	12.2	11.3	16.5	1931–1934

Tab. 5: Mittlere Tagesextreme der Temperatur

	Höhe m	Dezember – Februar			Juli – August		
		Max.	Mittel	Min.	Max.	Mittel	Min.
Asmara (Stadt)	2372	22.8	15.9	7.6	21.9	17.0	11.8
Faghena	1700	18.7	15.2	12.1	26.9	22.8	19.0
Ghinda	962	22.8	19.3	15.8	32.9	28.8	24.8
Massaua	20	28.5	25.9	23.0	37.8	34.5	31.4
Sana	2158	22.8	13.0	2.8	26.8	19.6	13.2

Tab. 6: Mittlere Bewölkung (in %)

	Termine	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Eilat	08, 14 h	37	36	36	28	31	3	4	4	4	19	32	41	23
Hurghada	08, 14	29	15	24	12	14	2	2	1	2	10	19	31	14
Djidda	09, 15	28	20	18	19	18	11	18	16	12	12	16	22	18
Port Sudan	09, 15	45	40	29	19	19	18	31	30	24	25	42	48	31
Tokar	09, 15	66	69	54	36	22	15	25	24	25	35	41	57	40
Massaua	09, 15	57	72	52	44	29	34	51	56	41	32	27	45	45
Kamaran I.	06, 15	28	28	29	27	28	34	41	41	36	20	17	31	30
Perim	09, 15	39	42	39	43	36	31	35	31	36	28	31	34	35
Djibouti	06, 12, 18	41	37	38	41	32	34	40	40	35	26	29	35	35
Asmara	08, 14, 19	21	28	28	42	40	51	76	72	40	27	28	25	40
Addi Caieh	09, 15	15	24	29	34	39	46	76	69	44	26	21	18	37
Sana	07, 14, 21	9	17	24	26	31	23	45	40	19	9	16	9	22

Tab. 7: Relative Feuchtigkeit in % (Tagesmittel)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Port Sudan	75	77	74	70	65	54	53	54	61	71	78	78	67
Massaua	74	77	75	73	66	54	54	58	62	62	67	71	66
Assab	73	73	71	70	69	64	61	65	69	65	67	71	68
Djibouti	78	79	81	79	76	63	55	59	71	73	74	76	72
Aden-Kh.	72	73	73	74	72	65	65	64	67	69	71	72	70
Asmara	41	39	38	47	46	44	68	71	52	56	59	52	51

in das Hitzetief über der Danakilwüste (s. Anhang).

Was ist nun die Ursache der Konvergenz in der Grabensenke des Roten Meeres während der 9 Monate der kühleren Jahreszeit? Diese bisher kaum gestellte Frage ist um so berechtigter, als wir uns

hier am Südrand des subtropischen Hochdruckgürtels befinden, wo die untere passatische Ostströmung und die (äquatorwärts ansteigende) außertropische Westdrift divergent aneinander vorbeiströmen. Hierbei ist die Divergenz einmal durch die entgegengesetzten Reibungskomponenten in Bodennähe bedingt, aber auch eine Folge der überlagerten Konvergenz des polwärts gerichteten Massen- und Impulstransportes am Südrand der subtropischen Strahlströmung in den Schichten nahe 200 mb (~ 12 km), die ein allgemeines Absinken in dieser Breitenzone hervorruft.

Im Bereich des Roten Meeres wird nun von N her die Westdrift antizyklonal abgelenkt und — entsprechend dem winterlichen NNE-Passat über

Ägypten — in eine seichte, aber beständige NNW-Strömung kanalisiert. Diese Ablenkung beginnt bereits auf dem offenen Mittelmeer, wo in den 5°-Feldern 30—35° N, 25—35° E das ganze Jahr über Winde aus dem Sektor W + NW + N in 50—65%, im Sommer während der Etesien gar in 80—93% aller Fälle vorherrschen; die Ursache liegt in der synoptischen Situation auf der Rückseite des semipermanenten Zypern-Tiefs. Besonders eindrucksvoll sind die Darstellungen von H. MARKGRAF (15) z. B. für das sehr gut belegte Feld 32—33° N, 28—30° E auf dem Seeweg nach Alexandria; der resultierende Wind weht im Sommer (Juni—September) aus 318° mit 5,16 m/s, in den Monaten Oktober—Mai aus 306° mit 2,78 m/s bei hoher Beständigkeit. Die Pilotballonstationen Ismailia und Heliopolis in Unterägypten (16) zeigen in 500 m gleichfalls ganzjährig das Vorwiegen nördlicher Komponenten.

Umgekehrt wehen auf der offenen Arabischen See (10—15° N, 50—55° E) in der Jahreszeit Oktober—April 68% aller Winde aus E und NE, im Golf von Aden sogar 78% (16); sie werden von den Steilabfällen Jemens und der Somali-Nordküste trichterartig eingezwängt und — im Zusammenwirken mit einer häufig über Arabien liegenden Hochzelle — in die Straße Bab el Mandeb gedrängt, um als kanalisierte SSE-Strömung nordwärts ausweichen zu müssen. Abb. 5 zeigt, daß diese Windsysteme in ihrem Herrschaftsbereich jeweils mit 60—80% (3 von 16 Punkten der Windrose!) eindeutig überwiegen. So werden durch die einmalige orographische Situation in dem über 2000 km langen Graben die beiden — normalerweise in dieser Breite divergierenden — Bodenwinde um jeweils fast 90° abgelenkt und konvergent gegeneinander geführt: eine überraschende, in dieser Regelmäßigkeit einzig dastehende Konfiguration des Windfeldes. Weshalb in den Monaten Oktober—Januar die SSE-Strömung weiter nach N reicht als im Februar—April, ist nicht bekannt. Dieser Befund deckt sich aber genau mit dem Novembermaximum der Winterregen in der Breitenzone 17—22° N und mit dem Verlauf des Luftdrucks (Abb. 7)³⁾. Wie aus den Erfahrungen der Meteorologen von Asmara hervorgeht, fallen intensive Niederschläge (Massaua je einmal 123 und 116 mm in 24 Stunden) nur

³⁾ Im Zusammenhang mit den Arbeiten zur Bekämpfung der Wüstenheuschrecken (Desert Locust Control Organization, London) hat D. PEDGLEY (20) die zyklonale Struktur dieser Konvergenzzone genauer untersucht. Seine vorläufigen Ergebnisse zeigen, daß die Konvergenz dieser unteren Winde schwach frontalen Charakter hat und daß dabei — übrigens auch im Mittel (14) — ein zyklonaler Wirbel entsteht, wobei im W Nordwinde, in E dagegen Südwinde vorwiegen. Die Existenz eines lokalen Tiefdruckwirbels ist hier offenbar nicht Ursache, sondern Folge der Konvergenz zweier orographisch kanalisierter Windsysteme.

dann, wenn die normalerweise nur flache Konvergenz in Bodennähe auf der Vorderseite eines Höhentrogens durch eine Höhendivergenz verstärkt wird, ähnlich wie beim Auftreten der Frühjahrsregen.

Mit diesen Erkenntnissen ist nun die Frage nach der räumlich-zeitlichen Verteilung der Regenfälle im wesentlichen geklärt: die Niederschläge beschränken sich auf eine (vielleicht 200 km breite) Zone im Bereich der bodennahen Konvergenz, wo die Tageszeitenwinde — tagsüber in den beiderseitigen Bergländern, nachts schwächer über dem Roten Meer — eine genügend mächtige feuchte Schicht antreffen. Die Niederschläge fehlen in dem Abschnitt nördlich Djidda, wo trotz der hohen Verdunstung (rund 210 cm/Jahr, nach 32) des Roten Meeres diese feuchte Schicht wegen mangelnder Konvergenz zu seicht ist. In der kalten Jahreszeit beschränkt eine Inversion normalerweise flache Stauwolken auf die Hangzone zwischen etwa 800 und 1800 m mit Sprühregen und Nebel (Beil. IXa). An 10—12 Tagen pro Monat kommt es aber tagsüber am Steilrand (Beil. IXc) zu kräftigen Schauern, an 4—6 Tagen nachts zu Regenfällen über der Grabensohle (Beil. IXb) im Zusammenhang mit wetterhaften Störungen³⁾ der atmosphärischen Schichtung; aber immer liegt die Wolkenbasis weit unter dem Hochplateau, das nur ganz ausnahmsweise betroffen wird. Im Sommer reichen die Tageszeitenwinde bei labiler Schichtung hinauf auf das Plateau (Beil. IXd) und konvergieren hier mit den seichten W-NW-Winden vom Sudan her, die in Asmara völlig regelmäßig auftreten: es kommt zu nachmittäglichen Schauern auf dem Hochland, die ihrerseits in etwa der Hälfte der Fälle auf die Hangregion übergreifen. An verschiedenen Stellen übersteigen die Tageszeitenwinde sogar die Randhöhen⁴⁾ und konvergieren erst jenseits mit der allgemeinen Strömung. Die regionale Verteilung von Niederschlag und Bewölkung hängt aber auch zusammen mit der vorherrschenden Allgemeinströmung am Ostrand des Rotmeer-Grabens, d. h. in

³⁾ Die Beteiligung derartiger Störungen — vorbeiziehender Druckfallgebiete im Bereich von Höhentrogens, die nur im Bereich bodennaher Konvergenzen wetterwirksam werden — hat auch R. C. RAINEY (21) hervorgehoben.

⁴⁾ Das ist regelmäßig der Fall an der Nordküste von Somalia (8), wo ich z. B. auf dem Flug Aden—Nairobi am 12. September 1964 gegen 13 Uhr eine über 200 km breite Konvergenzzone mit Schauern und voll entwickelten Amboß-Cb antraf, erst etwa 100 km südlich der Küste — d. h. jenseits des bis über 1700 m hohen Steilrandes der Somali-Pultscholle — beginnend zwischen dem dunstreichen Seewind vom Golf von Aden und dem überaus kräftigen, gutsichtigen SW-Monsun. Daß sich dieser Seewind aus N regelmäßig gegen den ungewöhnlich intensiven SW-Monsun — so an den Stationen Berbera und Bender Kassim (16, Pt. 2) — durchsetzen kann, ist erstaunlich; an dem oben erwähnten Tag wehte der SW-Monsun in Aden-Khormaksar mit Stärke 6—7.

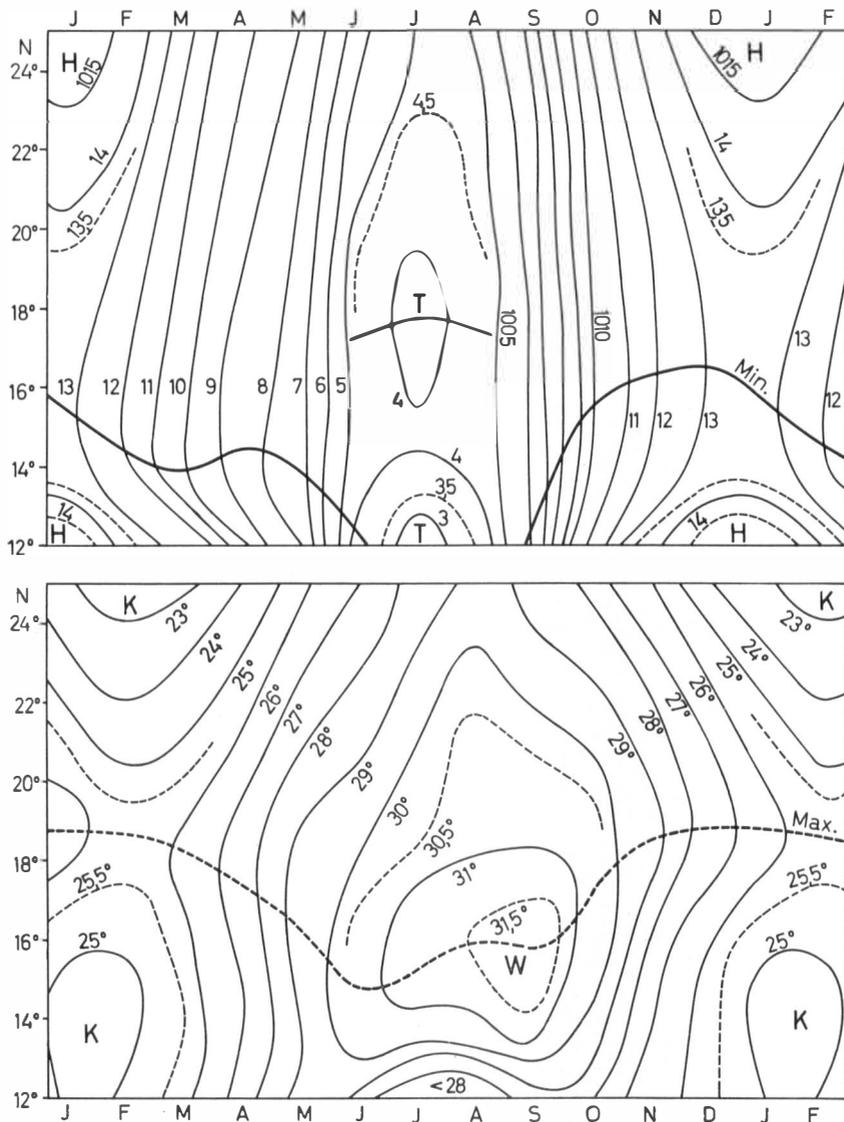


Abb. 7: Rotes Meer, mittlerer Luftdruck (oben) und Temperatur des Oberflächenwassers (unten), nach Lit. 14

2-3000 m Höhe; diese weht in 13—17° Breite im Winterhalbjahr aus E bis NE, im Frühling aus SE, im Sommer dagegen aus W. Die hieraus zu erwartende, relativ größere Wolken- und Niederschlagshäufigkeit der arabischen Seite des Grabens im Sommer und der afrikanischen Seite im Winter ist allerdings nur an der Sohle (so Massaua bis Kamaran Isl.) zu belegen.

Diese Kombination mehrerer Ursachen ist auch verantwortlich für die hohe Zuverlässigkeit der Niederschläge in diesem Hanggebiet; so betragen die Jahresextreme in Merara 1698 und 760 mm, in Filfil 1391—703 mm, in Asmara 928—314 mm, dagegen in Naefa 470—37 mm, in Tokar 248 bis 1 mm, in Port Sudan 422—15 mm und in Mas-

saua 462—27 mm. Diese klimatische Gunst ist schon in der italienischen Epoche von landwirtschaftlichen Musterbetrieben genutzt worden und verdient auch in Zukunft besondere Beachtung.

Die eigenartige jahreszeitliche Verteilung der Niederschlagshäufigkeit (Tab. 2) läßt sich nur verstehen, wenn wir die Häufigkeit der Wetterlagen mit der vom Winter zum Sommer zunehmenden Reichweite der Tageszeitenwinde und der jahreszeitlichen Änderung der thermischen Stabilität kombiniert in Rechnung stellen. Es verdient Beachtung, daß auch südlich 14° Breite an dem eindrucksvollen Ostabfall des äthiopischen Hochlandes noch winterliche Steigungsregen auftreten, wie die Stationen Combolcha bei Dessie und

vor allem Debre Sina (Tab. 1e und 2) zeigen. Hier in Debre Sina kommt auch (zuverlässigen Informationen zufolge) isoliert Nebelvegetation vor, da hier im Winter regelmäßig der NE-Passat an der Südwestecke der Danakilsenke zum Aufsteigen veranlaßt wird. Ebenso haben C. TROLL und K. WIEN (26, 30) bei Erkowit beobachtet, daß die winterliche Nebeldecke über Nacht anhielt, was nur bei Fehlen des nächtlichen Lokalwindes und anhaltendem Stau aus E möglich ist. Die von C. RATHJENS (23) erwähnten Winterregengebiete am Ostrand des Jemen-Gebirges — Wadi Nedjran, Beihan — dürften bei gleicher Exposition zum NE-Passat die gleiche Ursache haben.

Zusammenfassend müssen wir feststellen, daß die Niederschlagsverteilung im Raum sowie ihr jährlicher und täglicher Gang erst verständlich wird, wenn wir in der kühleren Jahreszeit (Oktober—Mai) drei verschiedene atmosphärische Vorgänge miteinander kombinieren:

a) die regionale Konvergenz der im Rotmeer-Graben kanalisierten unteren Windsysteme, beschränkt auf das Gebiet südlich etwa 20° Breite und diese Jahreszeit.

b) die „wetterhaften“ Vorgänge beim Vorbeizug wandernder Höhentrogge der hochtroposphärischen Westdrift.

c) die tagesperiodischen Zirkulationen zwischen dem Roten Meer und den Hochländern, im Winter vielfach bei stabiler (oder bedingt instabiler) Schichtung unterhalb einer Inversion in 1500—2000 m Höhe.

In der warmen Jahreszeit (Mitte Juni—Anfang September) treffen wir eine andere Situation vor:

d) eine durchgehende, südlich der Senke von Tokar durch seitlichen Zustrom verstärkte, untere NNW-Strömung im Rotmeer-Graben,

e) nur untergeordnete wetterhafte Vorgänge im Bereich der oberen Ostströmung, in die südlich der (im Mittel nahe 18° N gelegenen) Tiefdruckfurche der ITC eine rund 3 km mächtige W- bis SW-Strömung eingelagert ist,

f) verstärkte und weiter ausgreifende tagesperiodische Zirkulationen bei tagsüber stets labiler Schichtung südlich der ITC.

Von diesen Vorgängen beschränken sich zwei ausschließlich auf die unteren Schichten des Rotmeer-Grabens: in der „kalten“ Jahreszeit die regionale Konvergenz (a) der bodennahen Windsysteme, verursacht durch eine einseitige beiderseitige Ablenkung der großen planetarischen Windsysteme, sowie im Sommer die bis zum Golf von Aden durchgreifende NNW-Strömung (d). Die tagesperiodischen Zirkulationen spielen hier wie in der ganzen Tropen- und Subtropenzone eine ausschlaggebende Rolle, nicht nur in den Gebirgen, sondern überall dort, wo räumliche Unterschiede der Strahlungsbilanz

(„differentielle Heizung“) ihre Entstehung veranlaßt, vor allem also an Meeresküsten und Binnenseen. Da die räumlichen Unterschiede der Strahlungsbilanz tagsüber mehrfach so stark sind wie nachts, ist im allgemeinen die nächtliche Zirkulation schwächer; aber auch diese kann bei Konvergenz (wie im Roten Meer, am Viktoria-See, in den indonesischen Gewässern) wetterwirksam werden. Die horizontale Erstreckung dieser Tageszeitenwinde beträgt oft 150—200 km; ihre räumlichen Konvergenzen und Divergenzen — untereinander und mit den großräumigen Windsystemen — sind die Ursache zahlreicher klimatischer Besonderheiten. Ein erheblicher Teil der „Problemklimate“ der Tropen und Subtropen erklärt sich durch diese Interferenz und kann mit Hilfe der Höhenwind-Verteilung mindestens qualitativ gedeutet werden.

Anhang

Anschließend sei noch kurz auf ein Problem der synoptischen Analyse hingewiesen, das auch für die synoptische Klimatologie von Interesse ist. Die sommerliche Nordströmung reicht am Grunde der Grabensenke bis zum Golf von Aden hin, während auf den Hochländern beiderseits andere Windsysteme vorherrschen. Definiert man die ITC als Verbindung der großen Hitzetiefzellen am thermischen Äquator, dann kreuzt sie in rund 18° Breite diese bodennahe Nordströmung; sie trennt westliche Winde in 1500 bis 3000 m Höhe auf ihrer Südseite (nachgewiesen in Asmara, Massaua, Kamaran-Insel, Aden, Djibouti) von den östlichen bzw. nordöstlichen auf ihrer Nordseite. Diese mittlere Position der ITC wird in der Bodendruckverteilung über dem Roten Meer (Abb. 7) abgebildet durch ein flaches Druckminimum von 1004,1 mb in $17,5^\circ$ Breite im Mittel Juni-August nach den zentralen Feldern des holländischen Atlas (14). Südlich davon steigt der Druck auf 1004,4 mb in $15,5^\circ$ Breite, um dann in $12,5^\circ$ Breite auf 1003,6 mb abzunehmen; in allen drei Sommermonaten tritt eine gleichartige Folge von Werten auf. Da diese Mittel durch rund 1500 Einzelwerte pro Monat und 1° -Feld belegt sind — was bei einer Streuung des Luftdrucks von 2 mb eine 3σ -Signifikanzgrenze der Mittelwerte von weniger als 0,1 mb ergibt — sind diese Differenzen statistisch gesichert. Unabhängig davon wehen die NNW-Winde im Rotmeer-Graben — überlagert von den randlichen tagesperiodischen Zirkulationen — durch dieses System hindurch, in dem Abschnitt 18 – 15° N (unter leichter Abschwächung) mit einer Komponente gegen (!) den Druckgradienten, getrieben durch den dauernden Nachschub im Norden als (vielleicht einziges) Beispiel einer echten „Trägheitsströmung“ im klimatologischen Mittel. Das lokale Tief in 18° ist nicht gekoppelt mit der Wassertemperatur, deren Maximum in rund 15° Breite liegt (Abb. 7), kann also nicht als Hitzetief bezeichnet werden. Da es vom Wind nicht umströmt, sondern durchströmt wird, stellt es offenbar die Projektion der ungestörten Druckverteilung am Oberrand des Grabens (etwa in 800 mb – 2000 m) dar.

Bei dem völligen Fehlen von Wettermeldungen aus dem inneren Süd-Arabien ist es in den meisten Wetterdiensten üblich — so auch in den synoptischen Karten der Tropenzone während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58, herausgegeben vom Seewetteramt Hamburg des Deutschen Wetterdienstes —, die ITC vom Sudan her über das Rote Meer nach Süden in den Golf von Aden verlaufen zu lassen, veranlaßt durch die nicht repräsentativen NNW-Winde in der Grabensenke (z. B. 16, S. 76). Damit kommt

aber das Hochland von Jemen, das nach Windverteilung und Wetterablauf ein Spiegelbild des äthiopischen Hochlandes darstellt, in irreführender Weise auf die trockene Nordseite der ITC. Wie eine Durchsicht aller Wetterkarten für Juli/August 1964 im äthiopischen Wetterdienst zeigte – nach Einrichtung neuer synoptischer Stationen in Diredawa und Awash –, bildet sich in der Danakilsenke ganz regelmäßig ein lokales Hitzetief von etwa 1002 mb aus, das von zyklonalen Winden umkreist wird; dieses Wirbelzentrum veranlaßt die kanalisierte NNW-Strömung, unter Divergenz die niedrigen Randhöhen zwischen dem Roten Meer und der Danakilsenke (—130 m) zu überströmen. In Richtung der äquatorialen Westströmung gesehen, handelt es sich um ein Leetief hinter dem äthiopischen Hochland, dem eine vorwiegend antizyklonale Strömung mit einem flachen Sta.u-hochkeil von 1010–1012 mb im Sudan entspricht.

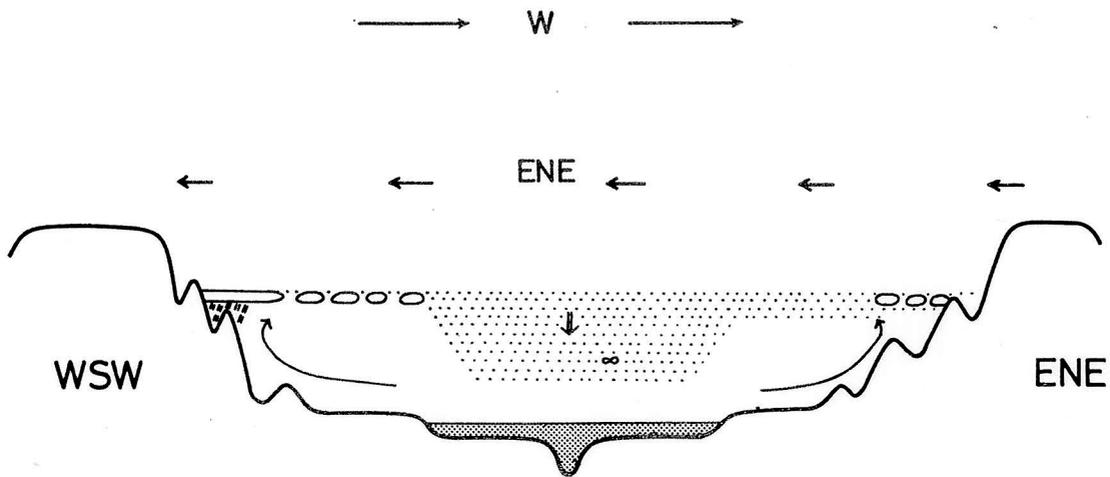
Eine widerspruchsfreie Analyse der ITC ist hier kaum möglich, da die Windverteilung im Tiefland nicht übereinstimmt mit der auf den Hochländern in 1800–2500 m Höhe. Eine solche Analyse erfordert eine konsequente Definition der ITC. Definiert man sie (wie oben) als Verbindung der Tiefdruckzellen am thermischen Äquator, dann muß sie vom Sudan her – ohne Rücksicht auf die kanalisierte NNW-Strömung in der Senke – quer über das Rote Meer und das innere Süd-Arabien hinweg zur Straße von Hormuz geführt werden, wo sie durch die hier offenbar ebenfalls orographisch beeinflussten Bodenwinde wieder fixiert ist. Jede andere praktikable Definition (als Luftmassengrenze durch den Taupunkt, als Begrenzung des Gebietes mit konvektiven Schauern) führt in diesem orographisch komplexen Gebiet notwendig zu Widersprüchen.

Literatur

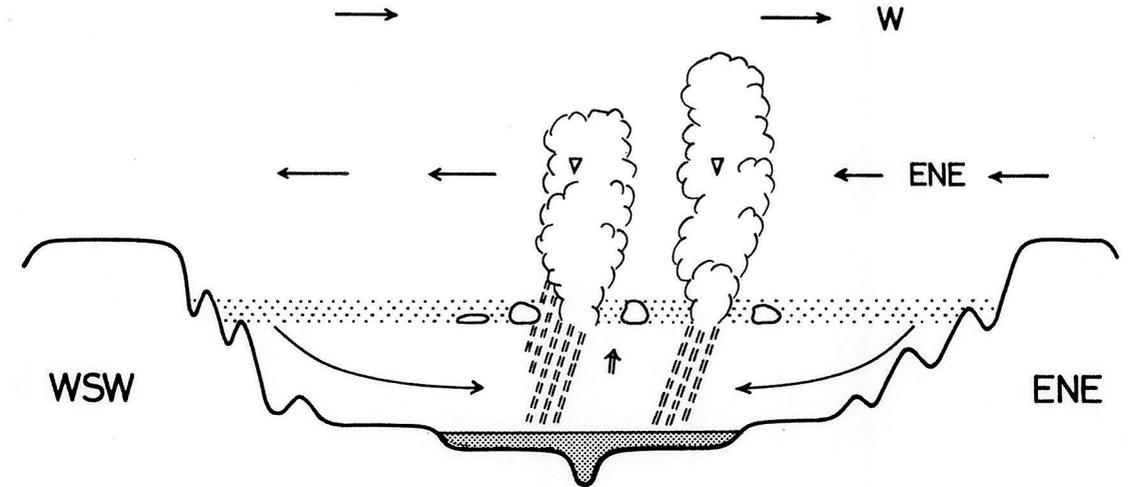
1. Y. ABUL HAGGAG: A Contribution to the Physiogeography of Northern Ethiopia. London 1961.
2. G. ATTLER: Weather at Asmara. Met. Serv. Imp. Ethiop. Governm. Addis Ababa 1964.
3. Y. P. R. BHALOTRA: Meteorology of Sudan. Sudan Meteor. Serv. Mem. 6 (1963).
4. M. G. EL FANDY: Troughs in the Upper Westerlies and cyclonic developments in the Nile Valley. Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 76 (1950), 166–172.
5. F. EREDIA: Le precipitazione acquee in Eritrea dal 1923 al 1931. Ann. Min. Lav. Publ. 9 (1932).
6. A. FANTOLI: Caratteri climatologici di alcune localita dell' Eritrea. Riv. Meteor. Aeronaut. 1961, No. 1, 3–28.
7. H. FLOHN: Equatorial Westerlies over Africa, their extension and significance. In: D. J. BARGMAN (Edit.) Tropical Meteorology in Africa, Nairobi 1960.
8. —: Über die Ursachen der Aridität Nordost-Afrikas. Würzburger Geogr. Abhandl. 12 (1964).
9. —: Investigations on the Tropical Easterly Jet. Bonner Meteor. Abhandl. 4 (1964).
10. J. F. GRIFFITHS u. C. F. HEMMING: A rainfall map of Eastern Africa and Southern Arabia. Mem. East African Meteor. Departm. III. 10 (1963).
11. E. HANEL: Das Klima von Eritrea (unveröffentlichtes Manuskript 1958).
12. J. HÖVERMANN: Über Witterung und Klima in Abessinien. Abh. Braunsch. Wiss. Gesellsch. 13 (1961), 109–127.
13. S. A. HUZAYYIN: Notes on climatic conditions in Southwest Arabia. Quart. Journ. Roy. Meteor. Soc. 71 (1945), 129–140.
14. Kon. Nederl. Meteor. Inst.: Red Sea and Gulf of Aden, Oceanographic and Meteorological Data. Verh. 129 (1949), s'Gravenhage.
15. H. MARKGRAF: Klimatologie des Mittelmeeres: Teil 1: Windkarten. Seewetteramt Hamburg, Einzelveröffentlichungen Nr. 29 (1961).
16. Meteor. Office, Air Ministry (London): Weather in the Indian Ocean, Vol. II, Part 1, Red Sea (1951).
17. —: The Climate of Arabia. do. (unnumbered report).
18. —: Ethiopia (including Eritrea). Invest. Div. Clim. Report No. 60 (1962).
19. —: The Somali Republic and French Somaliland. Invest. Div. Clim. Report No. 61 (1962).
20. D. E. PEDGLEY: (Desert Locust Control Organization): briefliche Mitteilung vom 7. 4. 1964.
21. R. C. RAINEY: Meteorology and the Migration of Desert Locusts. World Meteorological Organization, Techn. Note 54 (1963).
22. C. RAMASWAMY: On the Subtropical Jet Stream and its Role in the Development of Large-Scale Convection. Tellus 8 (1956), 26–60.
23. C. RATHJENS u. Mitarbeiter: Beiträge zur Klimakunde Südwest-Arabiens. Einzelveröff. Seewetteramt Hamburg 11 (1956).
24. C. RATHJENS: Probleme des Wasser- und Salzhaushaltes des Roten Meeres. H. v. WISSMANN-Festschrift 1962, 146–161.
25. Service météorologique de la côte Française des Somalis: Revue mensuel du temps. 1956 f.
26. C. TROLL: Wüstensteppen und Nebeloasen im süd-nubischen Küstengebirge. Z. Ges. Erdk. Berlin 1935, 241–281.
27. C. TROLL u. R. SCHOTTENLOHER: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. Peterm. Geogr. Mitt. 85 (1939), 217–238, 265–277.
28. C. TROLL: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. Bonner Geogr. Abhandl. 9 (1952), 124–182.
29. L. WEICKMANN: Mittlere Luftdruckverteilung im Meeresniveau während der Hauptjahreszeiten im Bereich um Afrika, in dem Indischen Ozean und in den angrenzenden Teilen Asiens. Meteor. Rundsch. 16 (1963), 89–100.
30. K. WIEN: Klimatographische Witterungsschilderung Nr. 40, Eritrea. Ann. Hydrogr. Mar. Meteorologie 1935, 287–289.
31. S. P. JACKSON: Climatological Atlas of Africa. CCTA/CSA Lagos-Nairobi 1961.
32. J. NEUMANN: Evaporation from the Red Sea. Israel Expl. Journ. 2 (1952), 153–162.

Schematische Querprofile der Tageszeitenwinde und Wolken im Roten-Meer-Graben von Erythräa nach Jemen/Asir (ca.15°N)

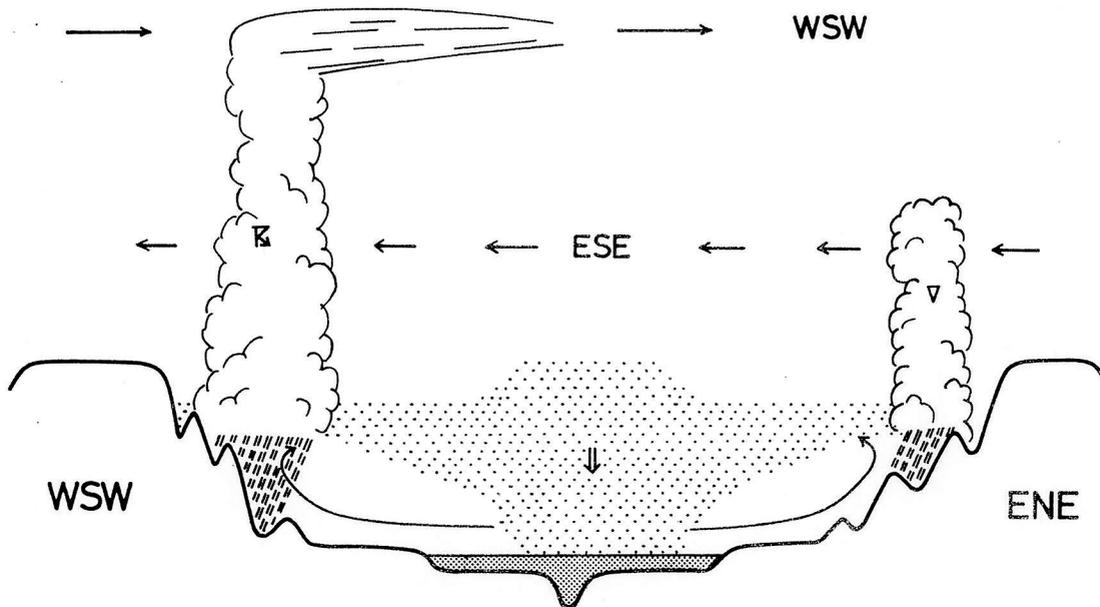
a) Winter, mittags, thermisch stabil



b) Winter, nachts, bedingt instabil



c) Frühjahr und Herbst, mittags, bedingt instabil



d) Sommer, mittags, instabil

