

(Meteorologisches Institut der Universität Bonn)

Das Land- und Seewindsystem des Victoria-Sees nach aerologischen Daten

Von

Klaus Fraedrich

Mit 7 Abbildungen

(Eingegangen am 5. April 1968)

Zusammenfassung. Das Windfeld bis ca. 2 km Höhe und seine kinematischen Größen: horizontale Divergenz und relative Vorticity werden als Merkmale des Land-Seewindsystems an einem tropischen Binnensee (Victoria-See; 0° bis 3° S) aus Pilotballonbeobachtungen bestimmt. Ein Zusammenhang zwischen diesen tagesperiodischen Größen und der allgemeinen Strömung in Äquatornähe wird diskutiert.

Summary. The wind field up to an altitude of about 2 km and its kinematic parameters horizontal divergence and relative vorticity are determined as features of the land and lake wind system by means of pilot-balloon observations effected at a tropical inland lake (Lake Victoria, 0—3° S). A connection of these entities, which show a diurnal variation, and the general flow near the equator is discussed.

Résumé. On détermine le champ de vent et ses grandeurs cinématiques par des observations effectuées par ballons-pilotes jusqu'à 2 km de hauteur; ces grandeurs sont: la divergence horizontale et le tourbillon relatif. Elles servent de caractéristiques à un système de brises de mer et de terre au bord d'un lac tropical (Lac Victoria 0° à 3° S). On discute une relation entre ces grandeurs périodiques de la journée et le courant général au voisinage de l'équateur.

I. Einleitung

Differentielle Heizung am Boden, hervorgerufen durch Land-Wasserunterschiede, erzeugt im Tagesablauf und bei Vernachlässigung synoptischer Störungen Land- und Seewinde mit den dazugehörigen Randerscheinungen.

Tagesperiodische Vorgänge dieser Art bestimmen in niederen Breiten und besonders in den Tropen häufig das Wetter und haben auch ihren Einfluß auf das Klima derart orographisch ausgezeichneter Gebiete. So findet sich zum Beispiel parallel zur texanischen Küste mit dem Zentrum 40 km landeinwärts ein Sommermaximum des Niederschlags [6] und auf der Westhälfte des Victoria-Sees ein Niederschlagsmaximum fast das ganze Jahr über [8].

Ersteres entsteht durch eine Seewindfront, die sich am frühen Nachmittag landeinwärts bewegt, das andere hat seinen Grund in der nächtlichen Konfluenz der Landwinde über dem 68 500 km² großen tropischen Binnensee.

Für eine Küstenstation an diesem See können unter idealen Voraussetzungen allein die Seewindfront tagsüber und die durch die Landwindkonfluenz erzeugten nächtlichen Gewitter das Wetter bestimmen.

Obwohl der Übergang zwischen beiden Vorgängen klimageographisch schwer zu trennen ist, läßt er sich durch Messungen des Niederschlags im Tagesgang sicher nachweisen. So geben in Jinja

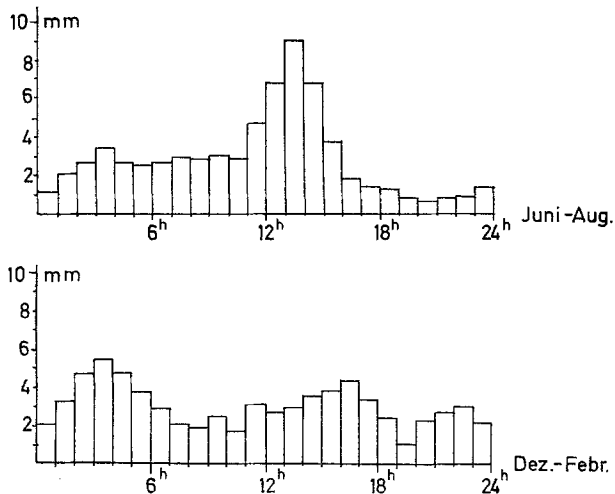


Abb. 1. Tagesgang der Niederschläge in Jinja

(am Nordrand einer Bucht des Victoria-Sees) diese Messungen das erste Regenmaximum in der Nacht von 3—4 Uhr, das zweite Regenmaximum zu Mittag von 11—14 Uhr deutlich wieder (Abb. 1) [11].

Im Vergleich dazu zeigt Kampala (ca. 15 km von einer großen Bucht entfernt) im Nordsummer nur das Mittagmaximum, das wie in Jinja von einer Seewindfront herrührt. Entebbe aber (auf einer

Halbinsel im See) hat ein spätes nächtliches bzw. morgendliches Maximum, das (wie in Jinja) mit der Landwindkonfluenz zusammenhängt [8].

Weitere Merkmale, die sich vielleicht durch den tagesperiodischen Einfluß erklären lassen, treten bei Regentropfenmessungen in Entebbe während der „langen Regen“ im April 1964 auf [5]. Eine zweidimensionale Häufigkeitsverteilung (Tabelle 1) der Regeninten-

Tabelle 1. Häufigkeit (%) der Regenintensität I (mm/h) und der Spektrbreite dx (mm) in Entebbe
(nach M. DIEM [5])

$I \backslash dx$	0,0—0,6	0,61—1,2	1,21—3,0	3,01—6,0	6,01—12,0	>12,0	Summe
0,00—1,25	104	16	4	—	—	—	124
1,26—1,75	147	45	55	13	1	1	262
1,76—2,25	69	46	57	31	14	7	224
2,26—3,00	23	40	79	58	37	50	287
>3,00	2	6	15	35	12	34	103
Summe	345	153	210	137	65	92	1000

sität I (mm/h) und der Spektrbreite dx (mm) (innerhalb der die Tropfen liegen, angegeben durch den größten gemessenen Tropfen) zeigt, 1. daß bei Schauern kurzer Dauer vereinzelte große Tropfen fallen und 2. daß Regen geringer Intensität mit kleinen Spektren gekoppelt ist und umgekehrt.

Bei genauerer Betrachtung erscheinen aber zwei getrennte Maxima an der unteren Grenze des gesamten und der oberen Grenze des mittleren Spektrumintervalls. Am häufigsten tritt der schmale Bereich von 0—1,75 mm mit geringer Intensität 0—0,6 mm/h, danach der größere Bereich 2,26—3,0 mm mit der Intensität 2,1—3,0 mm/h auf.

Schmale Spektren werden vorwiegend bei maritimen Einflüssen, hingegen weite Spektren in Regionen mit häufiger Instabilität beobachtet [4]. Das erste Maximum könnte dem Einfluß des Sees, d. h. der Seewindfront und den konvergenzbedingten Gewittern über dem See zugeordnet, das zweite Maximum als Folge übergeordneter Vorgänge (synoptische Störungen, Regenzeiten) gedeutet werden. Doch müßte man diese Interpretation — etwa durch Aufteilung nach den Tageszeiten — noch genauer prüfen.

II. Der Höhenwind und die Höhenwindmessung

Ein charakteristischer Parameter, der diese tagesperiodischen Vorgänge in ihrer räumlichen und zeitlichen Struktur detailliert beschreibt, ist das durch Pilotballonmessungen gegebene Windfeld.

Die *Fehler* bei einer Auswertung solcher Daten können 1. in der Voraussetzung konstanten Ballonanstiegs, 2. in der Messungsgenauigkeit und 3. in der Auswahl der Aufstiege systematisch oder zufällig vorliegen.

Abweichungen von der Voraussetzung konstanter Aufstiegeschwindigkeit, hervorgerufen durch ein Leck des Ballons oder durch Vertikalbewegungen der Luft, lassen sich im Einzelfall kaum bestimmen, wohl aber, wenn sie während einer Meßreihe einheitlich wirken, qualitativ diskutieren. So wird der Aufstieg des Ballons über See bzw. über Land sicher durch den tagesperiodischen Vorzeichenwechsel der Divergenz bzw. durch die Konvektion systematisch beeinflußt. Am Seerand selbst werden diese Effekte vermutlich nicht von solch großer Bedeutung sein, da die Advektion hier den stärksten Anteil hat.

Die Beobachtungsgenauigkeit wird bei großer Anzahl der Messungen wenig ins Gewicht fallen, wohl aber Ablesungsfehler mit bestimmter Tendenz. Beides kann schwer kontrolliert werden.

Ferner könnte eine Auswahl der Aufstiege nach anderen als zeitbedingten Gesichtspunkten, z. B. Erreichen großer Höhen, nicht

Tabelle 2. Anzahl der Aufstiege

	Entebbe				Kisumu			
	Juni—August 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Dezember—Februar 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Juni—August 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Dezember—Februar 5–8 Uhr 12–18 Uhr	
Boden . . .	152	180	70	88	163	77	173	135
395 m . . .	152	179	70	88	163	77	172	135
1005 m . . .	152	179	70	88	162	76	172	136
1310 m . . .	151		70	88	161	74	170	133
1920 m . . .	150	179	70	86	157	71	157	120

	Bukoba				Mwanza			
	Juni—August 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Dezember—Februar 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Juni—August 5–8 Uhr 12–18 Uhr		Dezember—Februar 5–8 Uhr 12–18 Uhr	
Boden . . .	125	140	40	69	145	89	128	43
395 m . . .	125	149	40	69	144	89	128	43
1005 m . . .	125	148	40	69	143	83	115	41
1310 m . . .	125	148	40	69	138	77	110	39
1920 m . . .	124	148	40	68	122	58	99	32

immer einwandfreie Aussagen garantieren. Hier wurden alle Aufstiege bis 1920 m über dem Victoria-See berücksichtigt; die Zahl der Meßwerte (siehe Tabelle 2) nahm mit der Höhe nur unwesentlich (im Mittel auf 92 %) ab.

Der Fehler der verschiedenen Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten, der durch die Streuung der Einzelwerte entsteht, umfaßt im

wesentlichen auch die oben aufgezeigten Abweichungen, falls sie nicht systematisch während der ganzen Meßperiode aufgetreten sind.

Zur Abschätzung werden folgende Definitionen und Angaben aus der Vektorstatistik benutzt:

$\vec{V} = (u, v)$	Windvektor \vec{V} mit dem Betrag V und seinen
$ \vec{V} ^2 = V^2 = u^2 + v^2$	jeweils aufeinander senkrecht stehenden Komponenten u, v ,
$\bar{V} = \vec{V}_R = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$	mittlerer resultierender Wind,
$\bar{u} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u_i$	mittlere Komponente aus N Einzelmessungen,
$q = \frac{\bar{V}}{V_{sk}} \cdot 100$	Beständigkeit, V_{sk} mittlere Skalargeschwindigkeit,
$\sigma^2 = \sigma_u^2 + \sigma_v^2$	Varianz ($\sigma =$ Standardabweichung),
$\sigma_u^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\bar{u} - u_i)^2$	Komponente der Varianz,
$\Delta u = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\bar{u} - u_i)^2}{N(N-1)}}$	mittlerer Fehler des Mittelwertes einer Komponente,
$\frac{\Delta u}{\bar{u}}$	mittlerer relativer Fehler.

Wird angenommen, daß sich jede Einzelkomponente u_i, v_i innerhalb einer (prozentualen) Abweichung $a_{u,v}$ von seinem Mittelwert bewegt, so gilt für die Fehlerabschätzung:

$$u_i = \bar{u} \pm a_u \cdot \bar{u} \quad \text{und} \quad v_i = \bar{v} \pm a_v \cdot \bar{v}. \quad (1)$$

Die Varianz einer einzelnen Komponente ergibt sich dann zu

$$\sigma_u^2 = a_u^2 \bar{u}^2 \quad \text{und} \quad \sigma_v^2 = a_v^2 \bar{v}^2. \quad (2)$$

Genügt die Abweichung $a_{u,v}$ einer normalen Zirkularverteilung, so gilt: $a_u^2 = a_v^2 = a^2$ und die Standardabweichung σ ist:

$$\sigma = a \cdot \bar{V} \quad \text{bzw.} \quad a = \sigma / \bar{V}. \quad (3)$$

Man erhält weiter den mittleren Fehler Δu des Komponentenmittelwertes \bar{u} :

$$\Delta u = \sqrt{\frac{\sum a^2 \bar{u}^2}{N(N-1)}} = \frac{a \cdot \bar{u}}{\sqrt{N-1}} \quad (4)$$

und den mittleren relativen Fehler:

$$\frac{\Delta u}{\bar{u}} = \frac{a}{\sqrt{N-1}} = \frac{\sigma/\bar{V}}{\sqrt{N-1}} = \frac{\Delta V}{\bar{V}}. \quad (5)$$

Aus wahrscheinlichkeitstheoretischen Überlegungen läßt sich ein Zusammenhang zwischen der Beständigkeit q und σ/\bar{V} herleiten, wenn Normalverteilung vorausgesetzt wird ([1], Tabelle 74, S. 198).

Danach erhält man aus einer mittleren Beständigkeit des gesamten Windfeldes den Wert von a , und bei der gegebenen Anzahl der Einzelmessungen N den mittleren relativen Fehler der Komponenten nach (5), der für u und v gleich ist.

Am Rand des Victoria-Sees lagen für Dezember aus 1961 und 1962 und für Januar, Februar, Juni, Juli und August aus 1962 und 1963 Pilotballondaten der Stationen: Bukoba (1,3° S; 31,8° E), Entebbe (0,1° N; 32,5° E), Kisumu (0,1° S; 34,8° E), Mwanza (2,5° S; 32,9° E) in 7 Höhenstufen am Boden, in 90 m, 395 m, 700 m, 1005 m, 1310 m und 1920 m über Seespiegel vor. Die Aufstiege wurden für die extremen Jahreszeiten Nordwinter (Dezember bis Februar) und Nordsommer (Juni bis August) nach den Zeitintervallen: 03.00—06.00 GMT (entsprechend 5—8 Uhr Ortszeit) bzw. 10.00—16.00 GMT (entsprechend 12—18 Uhr Ortszeit) zusammengefaßt. Dabei waren in Entebbe zum Mittagstermin des Nordsommers nur Radiosondenmessungen mit 4 anstatt 7 Höhenstufen vorhanden¹.

Für jede Jahres- und Tageszeit lagen in mehr als der Hälfte aller Fälle über 125 Einzelaufstiege (bei maximal 180 möglichen) vor. Dabei ist der morgendliche 5—8Uhr-Termin, bei dem die meisten Aufstiege zwischen 7 und 8 Uhr stattfanden, für die nächtliche Landwindzirkulation nicht mehr ganz repräsentativ ([8], Abb. 1), hingegen liegt für die Seewindzirkulation der Zeitabschnitt des Mittagstermins sehr günstig.

Nach den extremen Jahreszeiten getrennt, zeigt Abb. 2 im statistischen Mittel den täglichen Wechsel des Windes (in Vektordarstellung) in seiner Höhenabhängigkeit und seine Beständigkeit.

Bei fast allen Stationen hat sich das übergeordnete Windsystem — im Nordsommer SE-Passat, im Nordwinter N- bis NNE-Strömung — bis spätestens 2000 m über dem Boden gegenüber dem Land-Seewind durchgesetzt. Dabei vollzieht sich der Übergang häufig

¹ Bei der späteren Divergenz- und Vorticityberechnung war es ohne größere Fehler möglich, die fehlenden Werte linear zu interpolieren, ohne daß der Trend des Windes dadurch verloren geht.

mit einer stetigen Drehung des Windvektors mit der Höhe, bis er sich der allgemeinen Strömung angepaßt hat. Zusammen mit dieser

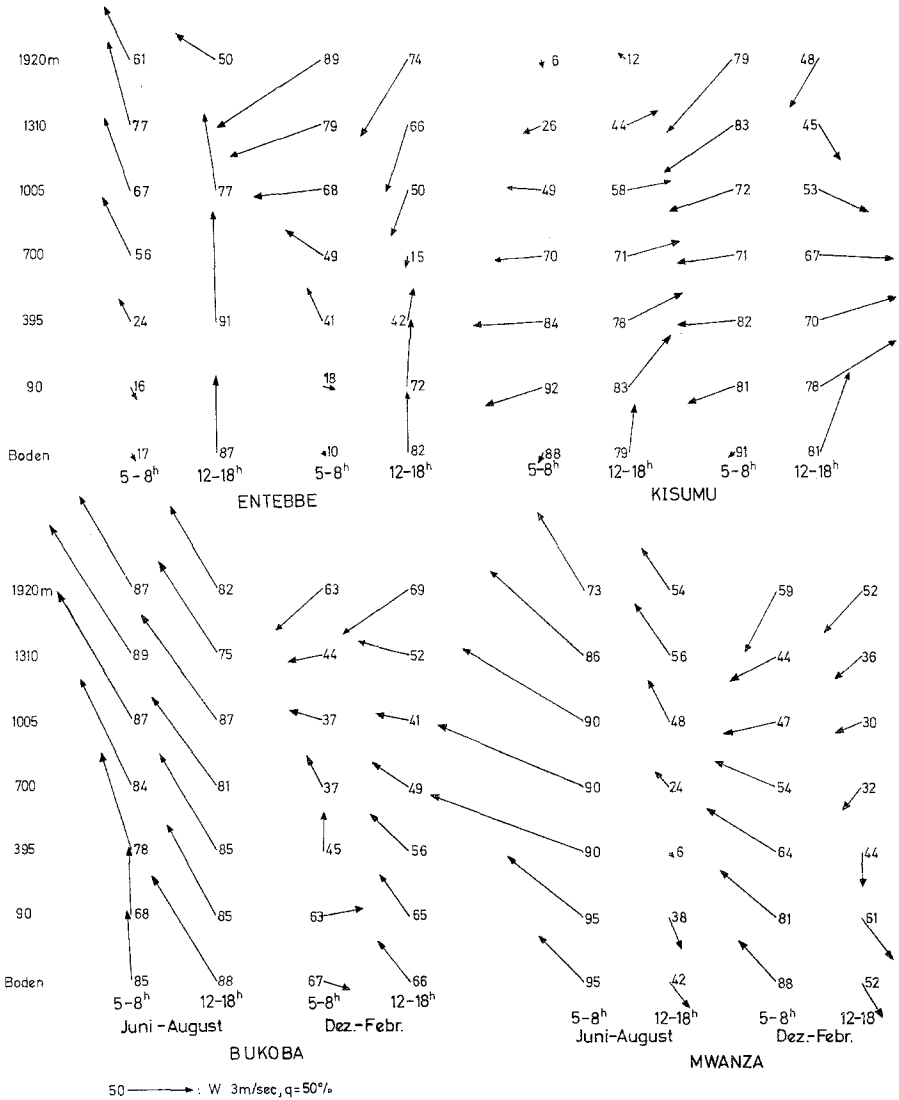


Abb. 2. Das Windfeld

Winddrehung verläuft die Beständigkeit von maximalen Werten am Boden und in den höchsten Schichten über ein Minimum in der Mitte, wo die Übergangszone zwischen großräumiger und tages-

periodischer Strömung liegt. Eine solche Winddrehung, wie sie z. B. in Entebbe: 5—8 Uhr (*D—F*), Bukoba: 5—8 Uhr (*D—F*), Mwanza: 5—8 Uhr, 12—18 Uhr (*D—F*) zu finden ist, muß aber nicht notwendig vorliegen. Sie tritt meistens dann auf, wenn der übergeordnete Wind nicht genau entgegen dem Land- oder Seewind weht. Haben beide die gleiche Richtung, wie z. B. Entebbe: 12—18 Uhr (*D—F*), Bukoba: 12—18 Uhr (*J—A*), Mwanza: 5—8 Uhr (*J—A*), so erübrigt sich die Diskussion. Sind beide Systeme nahezu gegeneinander gerichtet, so erfolgt eine fast abrupte Umkehr der Windrichtung in einer relativ schmalen Übergangszone, in der die Windgeschwindigkeit fast auf Null zurückgeht und die Beständigkeit kleinste Werte annimmt; besonders ausgeprägt in Entebbe: 5—8 Uhr (*J—A*), Mwanza: 12—18 Uhr (*J—A*). Die Höhe der Übergangszone hängt bei gleichmäßiger allgemeiner Strömung im wesentlichen von der Stärke des Land-Seewindes ab, die wiederum von der Beschaffenheit des Hinterlandes über den horizontalen Temperaturgradienten beeinflusst wird. Ist der tagesperiodische Wind nur schwach ausgeprägt, so tritt der Übergang (mit den oben beschriebenen Merkmalen) schon am Boden oder gar nicht mehr in Erscheinung. Das ist der Fall in Entebbe und Bukoba im Juni bis August bei den jahreszeitlich bedingten tiefen Temperaturen, wo sich der schwache Landwind nicht gegen die auflandige allgemeine Strömung durchsetzen kann.

Ferner sind die Land-Seeunterschiede der einzelnen Terme der Wärme- und Strahlungsbilanz nur sehr klein; denn Papyrus Sümpfe, dichte und reichhaltige Anpflanzungen und Reste des Regenwaldes bestimmen hier in nicht allzu großer Küstenentfernung das Landschaftsbild. An der Südseite hingegen, in Mwanza, erzeugt das steppenartige Hinterland große horizontale Unterschiede, und damit liegt auch die Stärke und vertikale Ausdehnung des tagesperiodischen Windes durchschnittlich höher.

In Kisumu unterstützt ein Hangwindssystem am Rande des 1600 m hohen Plateaus im Osten den Land- und Seewind. Deshalb erreicht hier, was besonders im Juni bis August zu erkennen ist, die Übergangszone sogar 2 km. Vergleiche der Höhenabhängigkeit des Windes können wegen ungleicher Voraussetzungen mit Kisumu somit nicht vorgenommen werden.

Zu erwähnen bleibt noch die Tatsache, daß sich im Dezember bis Februar zum 5—8-Uhr-Termin in Bukoba bzw. in Entebbe der Windvektor gleichmäßig mit zunehmender Höhe um ca. 250° bzw. 270° in den übergeordneten NE-Wind dreht, obwohl die kleinste Winkeldifferenz zwischen dem Bodenwind und dem Wind in höhe-

ren Schichten nur 110° bzw. 90° beträgt. Möglicherweise entwickelt sich hier über dem Bodenwind zunächst primär eine Gegenströmung, von der aus dann die Drehung in die allgemeine Windrichtung erfolgt. Bei den anderen Stationen macht sich allerdings nicht der sonst in vielen Untersuchungen gefundene Gegenwind bemerkbar, und es tritt auch keine stetige Winddrehung um mehr als 180° auf.

Als Fehlerabschätzung ergibt sich nach Gl. (5) mit der durchschnittlichen Beständigkeit des Gesamtwindfeldes $\bar{q} = 67\%$ und der mittleren Anzahl der Messungen $\bar{N} = 111$ ein mittlerer relativer Fehler der resultierenden Komponenten:

$$\frac{\Delta u}{\bar{u}} = \frac{\Delta V}{\bar{V}} = 12\% \quad (6)$$

wobei $a = \sigma/V = f(q)$ zu 1,3 bestimmt worden ist.

III. Die horizontale Divergenz

Zur Abschätzung der horizontalen Divergenz $\text{div}_h V$ des Windes über dem Victoria-See dient das in Abb. 3 dargestellte Polygon, das die Fläche des Sees möglichst gut annähert mit optimaler Übereinstimmung von Umriß und Flächengröße.

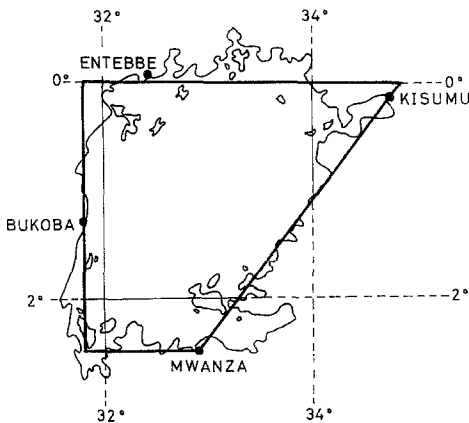


Abb. 3. Der Victoria-See

Dabei sind Entebbe und Kisumu für die nördliche, Kisumu und Mwanza für die östliche, Mwanza allein für die südliche und Bukoba für die westliche Strecke repräsentativ.

Setzt man voraus, daß sich der Wind längs jeder Strecke dieses Vierecks linear ändert, so berechnet sich die horizontale Divergenz nach

$$\operatorname{div}_h V = \frac{1}{F} \oint \vec{k} \times \vec{V} \cdot \overrightarrow{dr} \quad \text{praktisch zu } \frac{1}{F} \sum_{j=1}^4 V_{jn} b_j, \quad (7)$$

\vec{k} : vertikaler Einheitsvektor.

\overrightarrow{dr} : vektoriellcs Linienelement,

wobei V_{jn} die Normalkomponente des gemittelten horizontalen Windvektors bezüglich der Strecke b_j , F die Fläche des Polygons darstellt, und der Vektorfluß durch die Strecke b_j mit $V_{jn} b_j$ bezeichnet wird.

Um den Fehler der horizontalen Divergenz bis 1 km (2 km) Höhe zu bestimmen, wird der ungünstigste Fall angenommen, daß sich alle Einzelfehler der entsprechenden Windkomponenten addieren:

$$\Delta \operatorname{div}_h V = \frac{1}{F} (\Delta u_1 b_1 + \Delta u_2 b_2 + \Delta u_3 b_3 + \Delta u_4 b_4),$$

dabei sei $V_n = u$ die vertikal auf der Strecke b stehende Windkomponente. Setzt man im Mittel etwa gleiches Ein- und Ausströmen von $\bar{V}_n = 2$ m/sec über die einzelnen Polygonstrecken voraus, die den in (6) gefundenen Fehler von 12 % haben, so erhält man den mittleren absoluten Fehler der $\operatorname{div}_h V$:

$$\begin{aligned} \Delta \operatorname{div}_h V &= \bar{u} \frac{\Delta u}{\bar{u}} (b_1 + b_2 + b_3 + b_4) = \frac{12 \cdot 1000 \text{ km} \cdot 2 \cdot 10^{-3} \text{ km}}{100 \cdot 68000 \text{ km}^2 \text{ sec}} = \\ &= 0,34 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}. \end{aligned}$$

Da die arithmetisch gemittelte absolute Divergenz bis 1 km Höhe: $2,07 \text{ sec}^{-1}$ (2 km: $1,58 \text{ sec}^{-1}$) ist, ergibt der mittlere relative Divergenzfehler bis 1 km: 17 % (bis 2 km: 22 %).

Abb. 4 stellt die Divergenz zu den verschiedenen Jahres- und Tageszeiten in Abhängigkeit von der Höhe dar. Zwar verläuft die Kurve nicht unerwartet ([8], S. 4), aber einige interessante Details bleiben bemerkenswert. So ist der Anstieg (d. h. der vertikale Gradient der horizontalen Divergenz) in der untersten Schicht des Konvergenzbereichs doppelt so groß wie im Divergenzbereich, was auf die unterschiedliche Bodenreibung des Windes über Land und See zurückgeführt werden kann. Ferner ähneln sich die jahreszeitlich zueinander gehörenden, allerdings spiegelsymmetrischen Kurven,

wobei der nächtliche Wind und damit die Konvergenz im allgemeinen etwas schwächer ist. Zum Vergleich können Divergenzdaten herangezogen werden, die von H. R. BYERS und Mitarbeitern aus kontinuierlichen Windmessungen vom 1. Mai bis 15. September 1948

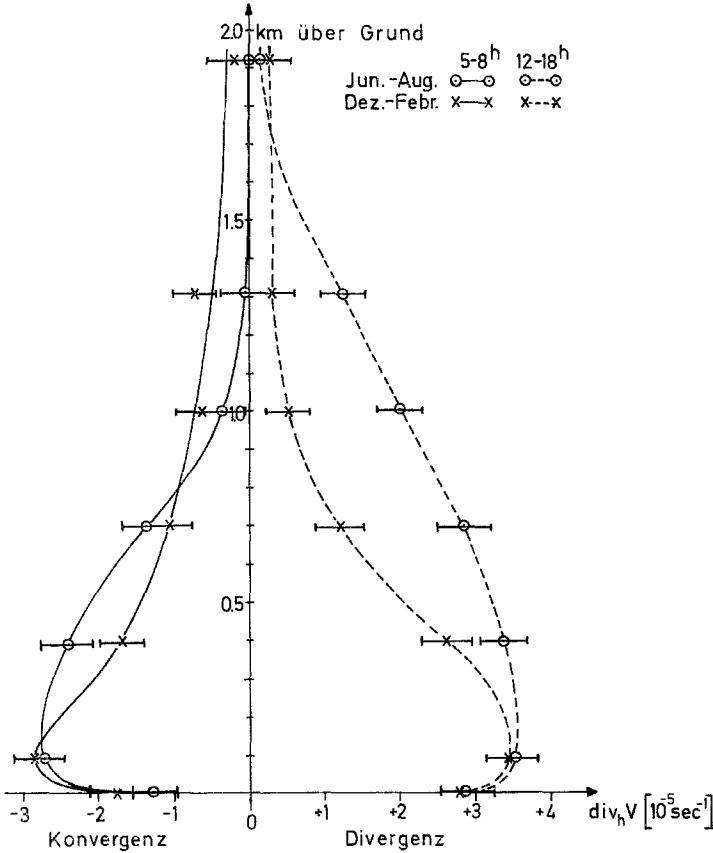


Abb. 4. Vertikale Verteilung der horizontalen Divergenz

in 300 bis 1500 m Höhe über einem Stationsdreieck in Florida — neben dem Victoria-See ein weiteres Gebiet maximaler Gewittertätigkeit — berechnet wurden [2]. Außerlich liegen schon darin Unterschiede, daß über der Halbinsel die Konvergenz der Seewinde am Tage, mit dem Maximum am späten Nachmittag, und über dem Victoria-See die Konvergenz der Landwinde nachts und am frühen Morgen häufige und starke Gewitter verursacht.

Die Messungen von Florida zeigen nicht die vertikale Mächtigkeit der tagesperiodischen Vorgänge, wie sie am Victoria-See an-

zutreffen ist. Dort liegt ihre obere Grenze zur Zeit maximaler Seewindkonvergenz um 17 Uhr bei 1200 m und zur Zeit maximaler Landwinddivergenz um 3 Uhr bei 500 m. Am Victoria-See erreicht die Seewinddivergenz (von 12—18 Uhr gemessen) Höhen bis etwa 2 km und die Landwindkonvergenz (von 5—8 Uhr gemessen) Höhen bis 1,3 km und mehr.

Aus einem Vergleich der Werte in unteren Schichten folgt, daß die Tageskonvergenz über Florida in der Größenordnung der Konvergenz und der Divergenz am Victoria-See entspricht. In 300 m Höhe liegt sie hier wie dort um $3 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$, wenn man vom Vorzeichen absieht.

Hingegen zeigt die mittlere nächtliche Divergenz über Florida, die mit $3 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ in der gleichen Höhe und in ihrer flachen Ausdehnung keinem Vergleich mit dem Victoria-See standhält, welcher bedeutender Unterschied zwischen Tages- und Nachtzirkulation des Land- und Seewindes bestehen kann. Am Victoria-See haben die Dauer und die Mächtigkeit der nächtlichen Zirkulation, deren Gewitter und große Cumulonimben man über dem See vor allem während der Regenzeiten bis zum Mittag beobachten kann, selbst einen gewissen Einfluß noch auf die Tageszirkulation. Denn die durch Kondensation freiwerdende latente Wärme erhöht den nächtlichen Heizungseffekt zusätzlich und vermag so die Wirkung der Konvergenz zu verlängern und zu verstärken.

Die Dissipation der Kondensationswärme durch Strahlungsprozesse innerhalb und an der Oberfläche der Wolken geht in den meisten Fällen viel langsamer vor sich als ihr Freiwerden durch Niederschlagsbildung. Schätzt man die Abkühlung einer Schicht durch Ausstrahlung auf 1° C/h , so beträgt der Energieverlust nur $\sim 20 \text{ Ly/h}$ (Schichtdicke: 100 mb). Die freiwerdende Kondensationswärme kann hingegen lokal 10^3 Ly/h und mehr, im Gebietsmittel einige 10^2 Ly/h ergeben [8 a].

IV. Die Vertikalbewegung

Bei Vernachlässigung der räumlichen und zeitlichen Dichteänderung läßt sich die über den See gemittelte Vertikalbewegung w bei bekannter horizontaler Divergenz aus der Kontinuitätsgleichung für jede Höhe z (in den Schichten $h_{i-1} \leq z \leq h_i$, $i = 1, \dots, 6$) berechnen.

Um die Vereinfachung in der Kontinuitätsgleichung zahlenmäßig zu rechtfertigen, werden die Größenordnungen der einzelnen Terme abgeschätzt und verglichen:

$$\text{div}_h V + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{d\rho}{dt} \cong 0. \quad (8)$$

Nach der Gasgleichung für Luft ist

$$\frac{d\rho}{dt} = -\frac{p}{RT^2} \cdot \frac{dT}{dt} + \frac{1}{RT} \cdot \frac{dp}{dt}. \quad (9)$$

Nimmt man die folgenden, für den Rand des Victoria-Sees gültigen Daten an, die für diese Abschätzung in der unteren 2 km hohen Schicht wohl am geeignetsten sind:

$$\begin{aligned} p &= 900 \text{ mb} = 9 \cdot 10^{-5} \text{ g/cm} \cdot \text{sec}^2, & \frac{dT}{dt} &\cong \frac{5 \text{ grd}}{6^{\text{h}}} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ grd/sec}, \\ T &= 300 \text{ grd}, \\ \rho &= 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3, & \frac{dp}{dt} &\cong \frac{3 \text{ mb}}{6^{\text{h}}} = 1,5 \cdot 10^{-1} \text{ g/sec}^{-3} \text{ cm}, \\ R &= 3 \cdot 10^6 \text{ cm}^2/\text{sec}^2 \text{ grd}, \end{aligned}$$

dann liegt die Größenordnung von $\left| \frac{d\rho}{dt} \right|$ bei $|-6 \cdot 10^{-10} + 1 \cdot 10^{-10}|$ g/cm³ sec, und es ist $\left| \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \right| \approx 5 \cdot 10^{-7}$ bis maximal 10^{-6} sec^{-1} . Der nächstgrößere Term $\text{div}_h V$ liegt bei 10^{-4} bis 10^{-5} sec^{-1} .

Es ist demnach, ohne größere Fehler zu machen, zulässig, Effekte der materiellen Dichteänderung gegenüber den kinematischen Vorgängen zu vernachlässigen, um die vertikale Integration durchzuführen. Wird dabei eine bestimmte, wie hier zum Beispiel eine lineare Änderung der horizontalen Divergenz zwischen den Höhenstufen angenommen, so sind die gesuchten Vertikalkomponenten in der Höhe h :

$$w_h - w_0 = - \int_0^h \text{div}_h V dz,$$

mit $w_0 = 0$ am Boden, und in der Praxis, d. h. mit diskretem Abstand:

$$w_h = - \sum_{i=1}^6 (h_i - h_{i-1}) \frac{1}{2} [(\text{div}_h V)_i + (\text{div}_h V)_{i-1}]. \quad (10)$$

Tabelle 3 zeigt die Ergebnisse für jede Höhenstufe.

Tabelle 3. Vertikale Windgeschwindigkeit (mm/sec) in den einzelnen Höhenstufen

Niveau	Juni—August		Dezember—Februar	
	5—8 Uhr	12—18 Uhr	5—8 Uhr	12—18 Uhr
1920 m.	18,63	-38,68	20,61	-23,46
1310 m.	18,54	-34,41	17,74	-21,81
1005 m.	17,93	-29,50	15,66	-20,53
700 m.	15,30	-22,13	13,13	-17,88
395 m.	9,58	-13,34	8,98	-12,06
90 m.	1,80	-2,86	2,08	-2,81
Boden	0	0	0	0

Diese Vertikalkomponenten entsprechen genau den einzelnen Flächen, die man durch die Trapez-(Sehnen-)Regel bei numerischer Integration der Divergenzverteilung längs nichtäquidistanter Summationsintervalle der vertikalen Achse erhält.

Wirklich repräsentativ für das tagesperiodische System sind die Vertikalbewegungen im 1900-m-Niveau, wo die Wirkung des Land- und Seewindes vernachlässigbar klein und $\text{div}_h V \approx 0$ geworden ist (Tabelle 4).

Tabelle 4. Vertikalbewegungen in 1900 m Höhe

	5—8 Uhr	12—18 Uhr
Dezember—Februar	2,06 cm/sec	-2,35 cm/sec
Juni—August	1,86 cm/m	-3,87 cm/m

Dabei erscheinen mittlere Vertikalgeschwindigkeiten von ± 2 bis 4 cm/sec für eine Fläche der Größe 10^5 km^2 als recht hoch aber nicht unrealistisch. Diese Werte weichen nur wenig von Vertikalgeschwindigkeiten ab, die nach horizontalen Divergenzwerten am Boden unter der etwas groben Voraussetzung linearer Abnahme mit der Höhe bis 1400 m berechnet wurden [8].

Ein im wesentlichen statistischer Zusammenhang aus der physikalischen Klimatologie der Tropen, der zuerst von H. FLOHN und K. HINKELMANN quantitativ untersucht [9] und später auch von H. LETTAU [10] diskutiert und erweitert wurde, verbindet meridionale Bewegung (v) mit Absinken und Aufsteigen (w) von Luftmassen in Äquatornähe:

Setzt man eine stationäre Strömung im geostrophischen Gleichgewicht voraus, so ergibt sich bei Vernachlässigung horizontaler Dichtegradiënten

$$f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \beta v = 0 \quad (11)$$

u = zonaler Wind,

f = Coriolis-Parameter,

$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ = Rossby-Parameter.

Mit Gl. (8) folgt

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\beta}{f} \cdot v, \quad (12)$$

und die Vertikalintegration mit $w_0 = 0$ am Boden zeigt den Zusammenhang:

$$w_h = \frac{\beta}{f} \int_0^h v dz = \frac{1}{R} \cot \varphi \int_0^h v dz \quad (13)$$

φ = geographische Breite.

Das heißt, bei statistischer Betrachtung ist in Äquatornähe, und zwar wegen der Bedeutung von β , eine großräumige polwärts gerichtete Strömung mit Aufsteigen (und Labilisierung) eine Strömung zum

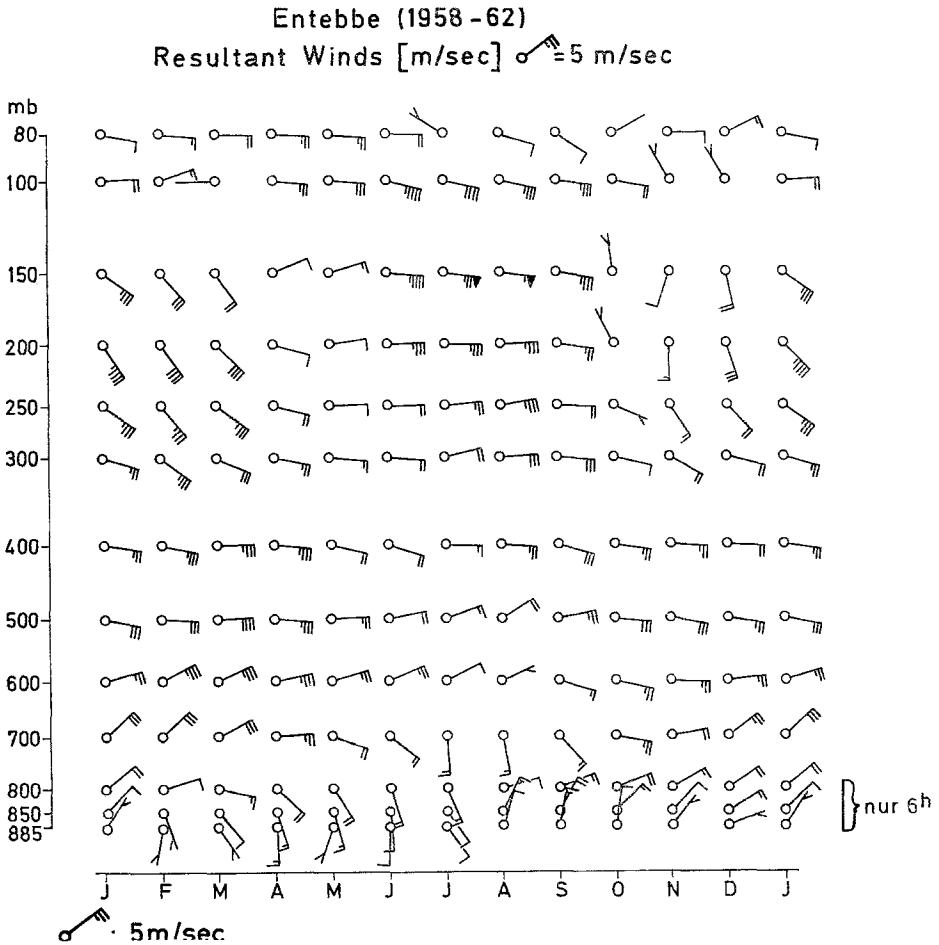


Abb. 5. Resultierender Wind über Entebbe (1958—1962)
(nach D. HENNING, unveröffentlicht)

Äquator hin mit Absinken (und Stabilisierung) gekoppelt, was durch Korrelation von Niederschlags- und Windfeldern nachgewiesen werden konnte.

Der Victoria-See erstreckt sich von $0,3^{\circ}$ N bis $3,0^{\circ}$ S, d. h. der größte Teil, genauer 85—90 %, der Seefläche liegt südlich des Äquators. Da im Nordsommer die großräumige Luftströmung aus

SE — ein Teil des südhemisphärischen Passatsystems, das in dieser Jahreszeit bis über den Äquator nordwärts ausgreift — für den Victoria-See eine äquatorwärts gerichtete Komponente darstellt, liegt dieser in (statistisch) vorherrschender Absinkbewegung.

Im Nordwinter befindet sich der Victoria-See dagegen in aufsteigender Luftbewegung, da die mittlere Strömung der unteren Troposphäre aus N—NE für den See eine zum Pol gerichtete Komponente bedeutet.

Für die aus der Divergenz bzw. Konvergenz resultierende Vertikalkomponente (negativ bzw. positiv) über dem See (Tabelle 3, 4) folgt daraus, daß diese bei Konvergenz (5—8 Uhr) im Nordwinter größer sein wird als im Nordsommer und bei Divergenz (12—18 Uhr) im Nordwinter absolut gesehen kleiner sein wird als im Nordsommer. Und genau das ist der Fall, wenn man die mittleren Vertikalgeschwindigkeiten für das höchste Niveau betrachtet (Tabelle 4). Eine deutlich größere Fläche mit der vertikalen Achse umschließt auch (Abb. 4) die Divergenzkurve des Nordsommers im Vergleich zum Nordwinter. Zur Zeit der Konvergenz fallen diese jahreszeitlichen Unterschiede zwar ebenfalls auf, aber es darf ihnen im Rahmen der Genauigkeit nur geringe Bedeutung zugeordnet werden.

V. Die relative Vorticity

Die Abschätzung der relativen Vorticity über dem Victoria-See verläuft analog der Divergenzberechnung, mit Hilfe des gleichen Polygons und auch unter der Voraussetzung, daß sich der Wind linear längs jeder Strecke des Vierecks ändert. So berechnet sich die vertikale Komponente der relativen Vorticity nach

$$\xi = \frac{1}{F} \oint \vec{V} \cdot \overrightarrow{dr} \quad \text{praktisch zu} \quad \frac{1}{F} \sum_{j=1}^4 V_{jp} b_j. \quad (14)$$

Der einzige Unterschied besteht darin, daß V_{jp} verwendet wird, die zur Strecke b_j parallele Komponente des gemittelten horizontalen Windvektors.

Analog erhält man wie bei der Divergenz als absoluten Fehler der relativen Vorticity mit $\bar{V}_p = 2 \text{ m/sec}$: $\Delta \xi = 0,35 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ und als relativen Fehler bis 2 km gemittelt: 24 ‰.

Die Änderung der relativen Vorticity mit der Höhe zu den ausgewählten Jahres- und Tageszeiten wird in Abb. 6 veranschaulicht. Negative Rotation, d. h. Drehung im Uhrzeigersinn oder antizyklonal (südhemisphärisch: zyklonal), ist unabhängig von der Jahres- und Tageszeit fast überall vorherrschend und zeigt keine auffallenden Merkmale; nur im Nordwinter besteht in größeren

Höhen ab 1200 bzw. 1900 m eine schwach positive Vorticity; auch in tieferen Schichten treten im Gegensatz zum Nordsummer keine hohen negativen Werte auf. Eine zum Vergleich herangezogene Vorticityberechnung vom Morgen des 18. Februar 1955 [3] weist einschließlich des Vorzeichenwechsels gut übereinstimmende Werte mit der statistisch gemittelten Kurve (in Abb. 6: x—x) auf, in deren Zeitintervall dieser Termin fällt. Ein klarer Zusammenhang zwischen Divergenz und relativer Vorticity, wie er in höheren Breiten ge-

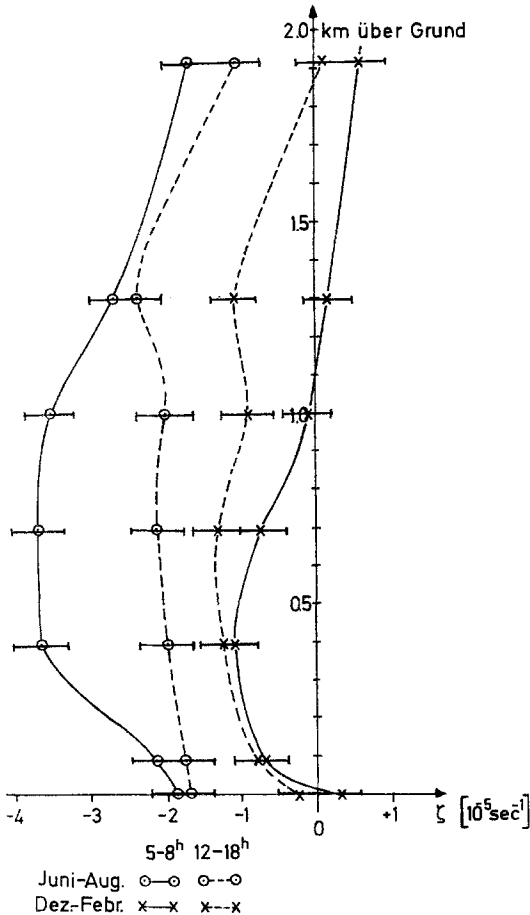


Abb. 6. Die relative Vorticity ζ und ihre vertikale Verteilung

läufig ist, liegt hier bei tagesperiodischen Vorgängen in erster Näherung nicht vor. Eine qualitative Interpretation zeigt aber schon folgendes:

Die Gleichung der Vertikalkomponente der absoluten Vorticity $\zeta_a \neq 0$ schreibt sich

$$\frac{1}{\zeta_a} \frac{d\zeta_a}{dt} = \frac{d \ln |\zeta_a|}{dt} = \text{div}_h V, \tag{15}$$

wenn Solenoidterm $\vec{k} \cdot \nabla p \times \nabla \frac{1}{\rho}$ und Drehterm $\vec{k} \zeta_a \cdot \nabla w$ vernachlässigt werden.

Da $|\zeta_a| = |\zeta + f|$, folgt für die Nordhalbkugel ($f > 0$):

bei Konvergenz:
$$\frac{d \ln |\zeta_a|}{dt} > 0$$

$\ln |\zeta_a| \nearrow$ (materiell wachsend), $\zeta \nearrow$, da $f > 0$, d. h. Entwicklung nordhemisphärisch zyklonaler relativer Vorticity;

bei Divergenz:
$$\frac{d \ln |\zeta_a|}{dt} < 0$$

$\zeta \searrow$ (materiell fallend), d. h. Entwicklung nordhemisphärisch antizyklonaler relativer Vorticity. Analog verläuft die Diskussion für die Südhalbkugel ($f < 0$). Für die Äquatorregion ($f = 0$) gilt unter den gleichen Voraussetzungen wie in (15):

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\zeta \text{div}_h V \tag{16}$$

und das Vorzeichen der materiellen Änderung der relativen Vorticity wird im wesentlichen durch die übergeordnete Strömung bestimmt. Herrscht bei dieser zyklonale Vorticity vor, so ergibt sich:

$$\begin{aligned} \xi > 0: \quad & \text{Divergenz: } \text{div}_h V > 0 \implies \frac{d\xi}{dt} < 0 \implies \xi \searrow \\ & \text{Konvergenz: } \text{div}_h V < 0 \implies \frac{d\xi}{dt} > 0 \implies \xi \nearrow \implies \xi_{\text{Div}} < \xi_{\text{Konv}} \end{aligned}$$

Bei vorherrschend antizyklonaler Vorticity erhält man:

$$\begin{aligned} \xi < 0: \quad & \text{Divergenz: } \text{div}_h V > 0 \implies \frac{d\xi}{dt} > 0 \implies \xi \nearrow \\ & \text{Konvergenz: } \text{div}_h V < 0 \implies \frac{d\xi}{dt} < 0 \implies \xi \searrow \implies \xi_{\text{Div}} > \xi_{\text{Konv}} \end{aligned}$$

Letztere Beziehung bestätigt sich genau im Nordsommer (Abb. 6: Divergenz: $\odot - - - \odot$, Konvergenz: $\odot - - - \odot$), wo das Victoria-Seegebiet in der unteren Troposphäre von einer Strömung mit nord-

hemisphärisch antizyklonaler Krümmungsvorticity überlagert ist. Im Nordwinter hingegen ist die allgemeine Strömung nordhemisphärisch zyklonal gekrümmt; die Wirbelgröße hat zum Teil entgegengesetztes Vorzeichen. Zwar ist hier ζ_{Div} erwartungsgemäß etwas größer als ζ_{Konv} , jedoch liegt der Unterschied vielfach innerhalb der Fehlergrenzen.

VI. Phänomenologie

Der in Abb. 4 dargestellte Wechsel der horizontalen Divergenz (eventuell anschaulich interpretierbar als „thermisches Atmen“) spiegelt sich deutlich im Gang der Bewölkung über dem See wieder. Ein Aufenthalt (20. bis 27. September 1967) an und auf dem See zeigte diesen Ablauf in sehr eindrucksvoller Weise, wie er in einem vertikalen N—S-Schnitt schematisch und in groben Umrissen zu verschiedenen Tageszeiten angegeben ist (Abb. 7). Dabei darf sich die Zeitangabe notwendig nur auf bestimmte Intervalle festlegen, da jahreszeitlich bedingte und größere synoptische Eingriffe in das tagesperiodische System sicher nicht unwesentliche Abweichungen, allerdings wohl kaum prinzipielle Änderungen, zur Folge haben können. Die Radiosondenaufstiege von Entebbe zeigen feuchtlabile Schichtung am Vormittag und offensichtliches „Austrocknen“ der Atmosphäre am Nachmittag, verbunden mit guter Sicht und wenig Wolken über dem See. Das Kondensationsniveau liegt bei 500 bis 900 m, wo sich aber nur einzelne Wolkenflecken (a) bilden, hingegen befindet sich die Basis der Regenwolken in 1,5 bis 2,5 km Höhe.

(Abb. 7, I) Am frühen Vormittag driften als Folge des Ausströmens aus dem Cumulonimbus im Stadium des Zerfalls Böenwalzen (b) in niedrigem Niveau meist zu Beginn des Regens (c) landeinwärts. Darüber befindet sich die einheitliche Basis des riesigen Gewitter-Cb (d), der sich in der Nacht über dem See ausgebreitet hat und dessen obere Grenze die Tropopause (~ 18 km) erreichen und sogar durchstoßen kann.

(Abb. 7, II) Zu Mittag kann der Cb schon so weit reduziert sein, daß häufig nur Stratuswolken (Reste des Cb) (e) und hohe Cirrenschleier (f) auf seine frühere Existenz schließen lassen. Über Land hat die Tageskonvektion (g) fast ihren Höhepunkt erreicht, und eine Seewindfront (h) bewegt sich landeinwärts, die sich, durch Konvektion unterstützt, bis zum späten Nachmittag halten kann. Zahlreiche Beobachtungen im Norden des Sees bestätigen diesen Vorgang. Anders verhält es sich mit den nächtlichen Gewittern, die, sobald sie vom See her mit der allgemeinen Ostströmung der mittleren

Troposphäre (600—300 mb) (vgl. Abb. 5) auf das Land getrieben werden, sich schnell abschwächen und nicht so weit im Landinnern und so lange bestehen können.

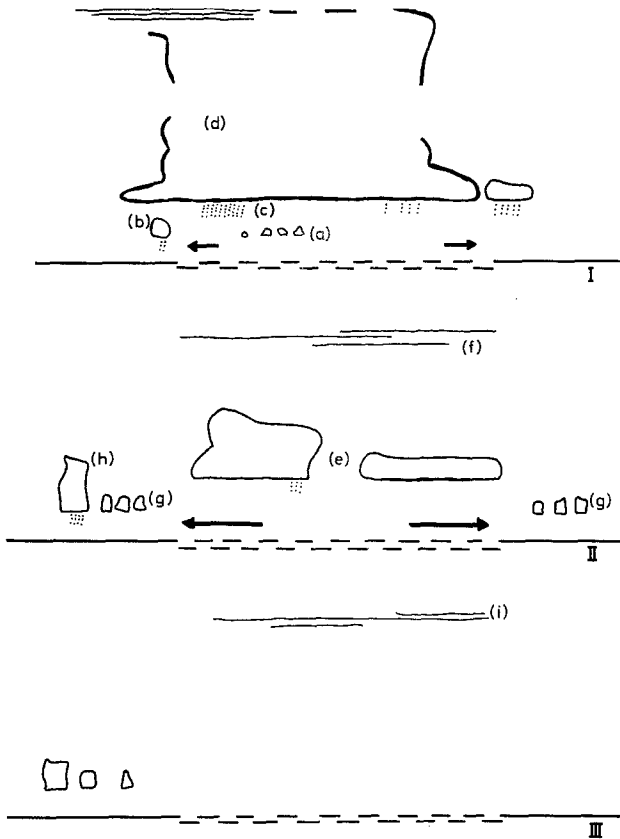


Abb. 7. Wolkenbildung am Victoria-See, schematischer N — S-Schnitt (links N)

(Abb. 7, III) Am späten Nachmittag und gegen Abend ist der See meist wolkenfrei, oftmals sieht man aber Cirren oder Cirrostratus (i) in großer Höhe. Über Land stehen dann im Westen die großen Cb.

Ich benutze die Gelegenheit allen zu danken, die zum Gelingen meiner Arbeit beigetragen haben: Herrn Prof. Dr. H. FLOHN, auf dessen Anregung und mit dessen Unterstützung diese Untersuchung zustande gekommen ist, und den Herren vom East African Meteorological Department, besonders Herrn J. CHANNON, Herrn Dr. H. T. MOERTH, Herrn H. W. SANSOM und Herrn C. M. TAYLOR.

Literatur

1. BROOKS, C. E. P., and N. CARRUTHERS: Handbook of Statistical Methods in Meteorology. London, 1953.
2. BYERS, H. R., and H. R. RODEBUSH: Causes of Thunderstorms of the Florida Peninsula. *J. Meteor.* **5**, 275—280 (1948).
3. COCHEME, J.: Some Streamlines and Contours over the Equator. Aus: D. J. BARGMAN (Editor): Tropical Meteorology in Africa. Nairobi: Munitalp Foundation, 1960.
4. DIEM, M.: Rains in the Arctic, Temperate, and Tropical Zone. Technische Hochschule Karlsruhe, 1966.
5. DIEM, M.: Structure of Rain in Entebbe, Central Africa. Aus: Proc. 1955 Army Conf. of Trop. Meteor. May 1956, 162—180.
6. EDDY, A.: The Texas Coast Sea-breeze: a Pilot Study. *Weather* **21**, 162—170 (1966).
7. FLOHN, H.: *Bonner Meteorologische Abhandlungen* **5** (1965).
8. FLOHN, H., and K. FRAEDRICH: Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See (Ostafrika). *Met. Rdsch.* **6**, 157—165 (1961).
- 8 a. FLOHN, H., and K. FRAEDRICH: Diurnal Circulations and Their Climatic Significance in Eastern Africa. Aus: Proc. 1966 Army Conf. on Trop. Meteor. Miami Beach, May 1966, 144—151.
9. FLOHN, H., and K. HINKELMANN: Äquatoriale Zirkulationsanomalien und ihre klimatische Auswirkung. *Ber. Dt. Wetterd. U.S.-Zone* **42**, 114—121 (1952).
10. LETTAU, H.: Theoretical Notes on the Dynamics of the Equatorial Atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.* **29**, 107—122 (1956).
11. East African Meteorological Department, Nairobi: Tables Showing the Diurnal Variation of Precipitation in East Africa and Seychelles. Nairobi, 1965.

Anschrift des Verfassers: Dipl. Met. KLAUS FRAEDRICH, Meteorologisches Institut der Universität, Auf dem Hügel 20, D-53 Bonn.