

KONINKLIJK NEDERLANDSCH METEOROLOGISCH INSTITUUT.

Nº. 102.

MEDEDEELINGEN

— EN —

VERHANDELINGEN.

~~~~~

18.

---

**P. H. Gallé.** Luft- und Wassertemperatur im Indischen Ozean.

I. Tägliche Periode.

II. Verhältnis von Luft- und Wassertemperatur.

—————

UTRECHT,  
KEMINK & ZOON.

1914.

P. H. GALLÉ. — LUFT- UND WASSERTEMPERATUR  
IM INDISCHEN OZEAN. I. TÄGLICHE PERIODE;  
II. VERHÄLTNIS VON LUFT- UND WASSERTEM-  
PERATUR. — — — — —

---

I. TÄGLICHE PERIODE.

1. **Einleitung.** Für den offenen Ozean sind die Daten für die tägliche Änderung der Oberflächentemperatur ziemlich spärlich und beschränken sich hauptsächlich auf diejenigen, welche den Temperaturbeobachtungen der Challengerexpedition entnommen sind und auf das Material, das G. SCHOTT auf einer Forschungsreise gesammelt hat.

Nach den von ALEXANDER BUCHAN bearbeiteten Challengerbeobachtungen beträgt die Amplitude nahe am Äquator im Atlantischen und Pazifischen Ozean  $0^{\circ}.40$  <sup>1)</sup>; jenseits  $10^{\circ}$  N. und S. B. im Atlantischen und Pazifischen Ozean  $0^{\circ}.44$ , im Nordpazifischen  $0^{\circ}.56$ , im Südpazifischen  $0^{\circ}.50$  und in hohen Südbreiten ( $60^{\circ}$ ) des Indischen Ozeans nur  $0^{\circ}.11$ . <sup>2)</sup>

Für einige Teile der Challengerfahrt im Nordpazifischen Ozean; vom 22. Juni—21. Juli zwischen  $\frac{32^{\circ} \text{ N. B.}}{161^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  und  $\frac{35^{\circ} \text{ N. B.}}{155^{\circ} \text{ W. L.}}$  (a), vom

14. Oktober—12. November zwischen  $\frac{38^{\circ} \text{ S. B.}}{87^{\circ} \text{ W. L.}}$  und  $\frac{38^{\circ} \text{ S. B.}}{133^{\circ} \text{ W. L.}}$  (b)

und schließlich für den tropischen Atlantischen Ozean vom 10. Februar—10. März auf der Strecke Kanarische Inseln—St. Thomas (c) berechnete KRÜMMEL die zweistündlichen Abweichungen vom Tagesmittel, denen wir folgende vierstündlichen entnommen haben:

---

1) Hier wie auch weiter Celsiusskala.

2) KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie I 1907. S. 383.

|          | M.     | 4 p.   | 8 p.   | m.     | 4 a.   | 8 a.   |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| <i>a</i> | +0°.14 | +0°.29 | +0°.10 | —0°.13 | —0°.28 | —0°.17 |
| <i>b</i> | +0°.12 | +0°.26 | +0°.02 | —0°.06 | —0°.10 | —0°.17 |
| <i>c</i> | +0°.30 | +0°.20 | +0°.00 | —0°.20 | —0°.27 | +0°.02 |

Hieraus gehen folgende Formeln für die tägliche Änderung hervor;

$$a. \quad T = T_m + 0°.280 \cos (nt - 60°) + 0°.026 \cos (2 nt - 61°) \quad (1.)^1$$

$$b. \quad T = T_m + 0°.181 \cos (nt - 61°) + 0°.091 \cos (2 nt - 79°) \quad (2.)$$

$$c. \quad T = T_m + 0°.280 \cos (nt - 26°) + 0°.049 \cos (2 nt - 328°) \quad (3.)$$

Die Challengerbeobachtungen sind leider nicht in Bezug auf die störenden Einflüsse des Übergangs in Meeresteile mit verschiedenen Temperaturen korrigiert worden; obenstehenden Daten wird man deshalb nicht ihren vollen Wert beilegen können.

Für die Tropen hat G. SCHOTT die Beziehung der Amplitude zur Bewölkung und Luftbewegung untersucht. Nach KRÜMMEL soll das Beobachtungsmaterial nicht ganz ausreichend gewesen sein.<sup>2)</sup> Er fand folgende Amplituden:

| Wind und Bewölkung.                                            | Mittel | Max. | Min.      |
|----------------------------------------------------------------|--------|------|-----------|
| 1. Bei mäßiger bis frischer Brise:                             |        |      |           |
| <i>a.</i> mit bedecktem Himmel . . . . .                       | 0°.39  | 0°.6 | 0°.0      |
| <i>b.</i> mit fast klarem oder wolkenlosem<br>Himmel . . . . . | 0°.71  | 1°.1 | 0°.3 (4.) |
| 2. Bei Windstille oder ganz flauem Luftzug:                    |        |      |           |
| <i>a.</i> } Wie oben . . . . .                                 | 0°.93  | 1°.4 | 0°.6      |
| <i>b.</i> }                                                    | 1°.59  | 1°.9 | 1°.2      |

1) Zeitanfang am Mittag.

2) l. c. p. 385.

H. N. DICKSON hat für die britischen Küstengewässer diese Frage untersucht; 18 Stationen an der Westküste zeigten eine mittlere Amplitude von  $0^{\circ}.39$ , 3 Nordsee- und 4 irische Stationen  $0^{\circ}.44$ . Nach DICKSON soll in den Winter- und Sommermonaten die tägliche Temperaturkurve flach, im Frühling und Herbst dagegen stärker bewegt sein; seewärts von den Küsten soll die Amplitude kleiner werden.

Mit KRÜMMEL sind wir einverstanden, daß „dieses Verhalten noch näherer Untersuchung bedarf“. DICKSON's Beobachtungsmaterial, täglich zwei Temperaturbeobachtungen, früh bei Sonnenaufgang und nachmittags 4 Uhr, ist durchaus ungenügend zur Bestimmung der Amplitude.

Die gesamten meteorologischen und ozeanographischen Elemente der niederländischen Küstengewässer sind eingehend von J. P. VAN DER STOK bearbeitet worden <sup>1)</sup>.

Das Material lieferten die Beobachtungen, welche während 20 oder mehr Jahre 6 mal täglich an Bord der Leuchtschiffe Terschellingerbank, Haaks, Maas, Schouwenbank und Noord-Hinder gemacht wurden.

Der Reihe nach liegen diese Schiffe 20, 27, 13, 14 und 46 K.M. von der Küste entfernt.

Untenstehende Formeln zeigen die mittlere tägliche Änderung der Wassertemperatur unweit der holländischen Küste, wie diese aus den Beobachtungen der fünf Leuchtschiffe hervorgeht nach Jahreszeiten geordnet, weiter für jedes Leuchtschiff die tägliche Änderung für das ganze Jahr.

Für die ganze Küstenstrecke:

$$\begin{array}{ll} \text{Dez.—Febr.} & 5^{\circ}.66 + 0^{\circ}.084 \cos (nt - 44^{\circ}) + 0^{\circ}.025 \cos (2 nt - 37^{\circ}) \\ \text{März—Mai} & 7^{\circ}.26 + 0^{\circ}.169 \cos (nt - 41^{\circ}) + 0^{\circ}.034 \cos (2 nt - 47^{\circ}) \\ \text{Juni—Aug.} & 15^{\circ}.55 + 0^{\circ}.211 \cos (nt - 41^{\circ}) + 0^{\circ}.028 \cos (2 nt - 59^{\circ}) \\ \text{Sept.—Nov.} & 13^{\circ}.57 + 0^{\circ}.140 \cos (nt - 44^{\circ}) + 0^{\circ}.035 \cos (2 nt - 36^{\circ}) \end{array} \quad (5.)$$

<sup>1)</sup> Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut N°. 102. Mededeelingen en Verhandelingen 13a. b. c. Dr. J. P. VAN DER STOK. Das Klima des südöstlichen Teiles der Nordsee unweit der niederländischen Küste.

## Jahresformeln:

|                    |                                                                                              |
|--------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|
| Terschellingerbank | $10^{\circ}.18 + 0^{\circ}.117 \cos(nt - 42^{\circ}) + 0^{\circ}.014 \cos(2nt - 33^{\circ})$ |
| Haaks              | $10^{\circ}.43 + 0^{\circ}.128 \cos(nt - 39^{\circ}) + 0^{\circ}.022 \cos(2nt - 61^{\circ})$ |
| Maas               | $10^{\circ}.31 + 0^{\circ}.241 \cos(nt - 50^{\circ}) + 0^{\circ}.053 \cos(2nt - 63^{\circ})$ |
| Schouwenbank       | $10^{\circ}.62 + 0^{\circ}.152 \cos(nt - 45^{\circ}) + 0^{\circ}.028 \cos(2nt - 36^{\circ})$ |
| Noord-Hinder       | $11^{\circ}.06 + 0^{\circ}.120 \cos(nt - 35^{\circ}) + 0^{\circ}.028 \cos(2nt - 27^{\circ})$ |

(6.)

Die Temperaturbeobachtungen, welche in der Nordsee auf Reisen zwischen Holland und Großbritannien a/B. der Dampfer der festen Linien gemacht worden sind, hat E. VAN EVERDINGEN bearbeitet <sup>1)</sup>.

Dieser Arbeit entnehmen wir folgende Tabelle:

| Beobachtungsort und Entfernung der nächsten Küste |                                          |                                          |
|---------------------------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|
| A.                                                | B.                                       | C.                                       |
| N. B. $51^{\circ}.4$ Ö. L. $1^{\circ}.5$          | N. B. $51^{\circ}.4$ Ö. L. $2^{\circ}.4$ | N. B. $51^{\circ}.4$ Ö. L. $3^{\circ}.2$ |
| 4 K. M.                                           | 35 K. M.                                 | 7 K. M.                                  |
| Jährliche Amplitude                               |                                          |                                          |
| $0^{\circ}.409$                                   | $0^{\circ}.250$                          | $0^{\circ}.525$                          |

(7.)

Betrachten wir die Amplituden aus (5) in Beziehung zu der mittleren Bewölkung und mittleren Luftbewegung, d. h. der mittleren Windgeschwindigkeit ohne Rücksicht auf Richtung; die aus (6) und (7) in Beziehung zur Entfernung der Küste, so finden wir:

| Jahreszeit | Amplitude       | Bew. | Wind<br>m/s. | Abweichungen     |         |         |
|------------|-----------------|------|--------------|------------------|---------|---------|
|            |                 |      |              | Ampl.            | Bew.    | Wind    |
| Winter     | $0^{\circ}.168$ | 6.93 | 6.03         | $-0^{\circ}.134$ | $+0.72$ | $+0.73$ |
| Frühling   | $0.338$         | 5.85 | 4.84         | $+0.036$         | $-0.36$ | $-0.46$ |
| Sommer     | $0.422$         | 5.79 | 4.59         | $+0.120$         | $-0.42$ | $-0.71$ |
| Herbst     | $0.280$         | 6.29 | 5.73         | $-0.022$         | $+0.08$ | $+0.43$ |

(8.)

<sup>1)</sup> Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut N°. 102. Mededeelingen en Verhandelingen 3. Dr. E. VAN EVERDINGEN. Oberflächentemperaturbeobachtungen in der Nordsee. Sept. 1903—Aug. 1904.

| Beob.ort           | Entf. der Küste | Amplitude  |
|--------------------|-----------------|------------|
| A.                 | 4 K.M.          | 0.409      |
| C.                 | 7 "             | 0.525      |
| Maas               | 13 "            | 0.482      |
| Schouwenbank       | 14 "            | 0.304 (9.) |
| Terschellingerbank | 20 "            | 0.234      |
| Haaks              | 27 "            | 0.256      |
| B.                 | 35 "            | 0.250      |
| Noord-Hinder       | 46 "            | 0.240      |

Bei den Leuchtschiffen hat man mit Beobachtungen eines einzelnen Schiffes an einem festen Ort zu tun; die Zahlen unter (7) sind den Beobachtungen vieler Schiffe innerhalb eines Quadratfeldes entnommen. Trotz dieses verschiedenen Ursprunges stimmen die Resultate, besonders wenn man sie nach der Karte ordnet, sehr gut überein.

**2. Indischer Ozean.** Auch im offenen Ozean kann man, anstatt der spärlichen Beobachtungen eines einzelnen Schiffes zu benützen, sich der seit vielen Jahren gemachten Temperaturbeobachtungen mehrerer Schiffe bedienen, wenn man nur dafür sorgt, viel befahrene und nicht zu große Meeresgebiete zu wählen, welche soviel wie möglich in der Mitte eines Stromgebietes liegen.

Im Folgenden wird gezeigt, daß selbst bei Monsunströmungen in den Kentermonaten die allmähliche Änderung des Stromsystems keine Korrektion notwendig macht.

In die Sammeltabellen des Kgl. Niederl. Meteor. Instituts sind alle seit 1858 im Indischen Ozean gemachte Beobachtungen mit Datum und Beobachtungsstunde an geeigneter Stelle eingetragen.

Es wurde die tägliche Änderung berechnet im Januar und Juli für die Felder:

$$\frac{10^{\circ}-14^{\circ} \text{ N. B.}}{56^{\circ}-60^{\circ} \text{ Ö. L.}}, \quad \frac{10^{\circ}-16^{\circ} \text{ S. B.}}{98^{\circ}-104^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{und} \quad \frac{26^{\circ}-30^{\circ} \text{ S. B.}}{54^{\circ}-58^{\circ} \text{ Ö. L.}}$$

oder benachbarte Felder; in allen Monaten für

$$\frac{2^{\circ}-6^{\circ} \text{ N. B.}}{86^{\circ}-90^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{und} \quad \frac{38^{\circ}-42^{\circ} \text{ S. B.}}{70^{\circ}-74^{\circ} \text{ Ö. L.}}.$$

Wegen der sich fast monatlich ändernden Verkehrswegen konnten kleine Verschiebungen nicht immer vermieden werden; untenstehenden Resultate bleiben jedoch unter sich vergleichbar.

$$\begin{array}{l} \frac{10^{\circ}-14^{\circ} \text{ N. B.}}{56^{\circ}-60^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Januar} \quad 25^{\circ}.18 + 0^{\circ}.186 \cos (nt - 35^{\circ}) + 0^{\circ}.038 \cos (2nt - 43^{\circ}) \\ \text{Juli} \quad 25^{\circ}.34 + 0^{\circ}.156 \cos (nt - 349^{\circ}) + 0^{\circ}.051 \cos (2nt - 13^{\circ}) \end{array} \quad (10.)$$

$$\begin{array}{l} \frac{10^{\circ}-16^{\circ} \text{ S. B.}}{98^{\circ}-104^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Januar} \quad 27^{\circ}.06 + 0^{\circ}.391 \cos (nt - 35^{\circ}) + 0^{\circ}.025 \cos (2nt - 53^{\circ}) \\ \frac{10^{\circ}-16^{\circ} \text{ S. B.}}{104^{\circ}-107^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Juli} \quad 25^{\circ}.98 + 0^{\circ}.168 \cos (nt - 46^{\circ}) + 0^{\circ}.031 \cos (2nt - 11^{\circ}) \end{array} \quad (11.)$$

$$\begin{array}{l} \frac{26^{\circ}-30^{\circ} \text{ S. B.}}{54^{\circ}-58^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Januar} \quad 24^{\circ}.41 + 0^{\circ}.288 \cos (nt - 37^{\circ}) + 0^{\circ}.056 \cos (2nt - 342^{\circ}) \\ \frac{24^{\circ}-28^{\circ} \text{ S. B.}}{50^{\circ}-54^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Juli} \quad 21^{\circ}.15 + 0^{\circ}.187 \cos (nt - 2^{\circ}) + 0^{\circ}.053 \cos (2nt - 6^{\circ}) \end{array} \quad (12.)$$

$$\begin{array}{l} \frac{38^{\circ}-42^{\circ} \text{ S. B.}}{70^{\circ}-74^{\circ} \text{ Ö. L.}} \quad \text{Juni—Aug.} \quad 12^{\circ}.46 + 0^{\circ}.110 \cos (nt - 24^{\circ}) + 0^{\circ}.029 \cos (2nt - 17^{\circ}) \\ \text{Sept.—Nov.} \quad 13^{\circ}.04 + 0^{\circ}.222 \cos (nt - 29^{\circ}) + 0^{\circ}.012 \cos (2nt - 14^{\circ}) \\ \text{Dez.—Feb.} \quad 15^{\circ}.68 + 0^{\circ}.284 \cos (nt - 31^{\circ}) + 0^{\circ}.022 \cos (2nt - 188^{\circ}) \\ \text{März—Mai} \quad 14^{\circ}.19 + 0^{\circ}.156 \cos (nt - 28^{\circ}) + 0^{\circ}.095 \cos (2nt - 207^{\circ}) \end{array} \quad (13.)$$

Der Zusammenhang zwischen den Amplituden aus (13) und der Bewölkung und Luftbewegung geht aus folgender Tabelle hervor:

|          | Ampl. | Bew. | Wind<br>m/s | Abweichungen |        |        |
|----------|-------|------|-------------|--------------|--------|--------|
|          |       |      |             | Ampl.        | Bew.   | Wind   |
| Winter   | 0.238 | 6.43 | 11.09       | — 0.153      | + 0.31 | + 1.48 |
| Frühling | 0.444 | 6.23 | 9.85        | + 0.053      | + 0.12 | + 0.24 |
| Sommer   | 0.568 | 6.26 | 7.72        | + 0.173      | + 0.14 | — 1.89 |
| Herbst   | 0.312 | 5.58 | 9.78        | — 0.079      | — 0.54 | + 0.17 |

Für das Quadratfeld  $\frac{2^{\circ}-6^{\circ} \text{ N. B.}}{86^{\circ}-90^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  geben wir die Formeln der täglichen Änderung in der Luft- und Wassertemperatur für jeden Monat,

Zum größten Teil sind hier die Beobachtungen von Dampfern gemacht worden, welche öfters mit einem besseren Instrumentarium ausgerüstet waren als die ehemaligen Segelschiffe; außerdem ist in diesem Gebiet die Zahl der Beobachtungen weit größer als in dem oben betrachteten Meeresteilen.

## Wassertemperatur.

|       |                                                         |       |
|-------|---------------------------------------------------------|-------|
| Jan.  | $27.60 + 0.208 \cos (nt - 46) + 0.045 \cos (2nt - 64)$  |       |
| Feb.  | $27.78 + 0.222 \cos (nt - 39) + 0.049 \cos (2nt - 32)$  |       |
| März  | $28.50 + 0.268 \cos (nt - 41) + 0.036 \cos (2nt - 46)$  |       |
| Apr.  | $28.91 + 0.275 \cos (nt - 40) + 0.061 \cos (2nt - 38)$  |       |
| Mai   | $28.52 + 0.221 \cos (nt - 24) + 0.015 \cos (2nt - 109)$ |       |
| Juni  | $27.98 + 0.211 \cos (nt - 30) + 0.076 \cos (2nt - 58)$  |       |
| Juli  | $27.51 + 0.207 \cos (nt - 38) + 0.022 \cos (2nt - 53)$  | (15.) |
| Aug.  | $27.39 + 0.202 \cos (nt - 32) + 0.009 \cos (2nt - 79)$  |       |
| Sept. | $27.31 + 0.168 \cos (nt - 25) + 0.037 \cos (2nt - 60)$  |       |
| Okt.  | $27.38 + 0.141 \cos (nt - 41) + 0.035 \cos (2nt - 41)$  |       |
| Nov.  | $27.52 + 0.238 \cos (nt - 36) + 0.007 \cos (2nt - 0)$   |       |
| Dez.  | $27.56 + 0.240 \cos (nt - 30) + 0.046 \cos (2nt - 94)$  |       |
| Jahr  | $27.83 + 0.220 \cos (nt - 35) + 0.039 \cos (2nt - 47)$  |       |

## Lufttemperatur.

|       |                                                         |       |
|-------|---------------------------------------------------------|-------|
| Jan.  | $27.44 + 0.450 \cos (nt - 30) + 0.066 \cos (2nt - 8)$   |       |
| Feb.  | $27.65 + 0.507 \cos (nt - 29) + 0.157 \cos (2nt - 358)$ |       |
| März  | $28.31 + 0.566 \cos (nt - 43) + 0.142 \cos (2nt - 13)$  |       |
| Apr.  | $28.66 + 0.598 \cos (nt - 30) + 0.174 \cos (2nt - 12)$  |       |
| Mai   | $28.45 + 0.459 \cos (nt - 32) + 0.135 \cos (2nt - 19)$  |       |
| Juni  | $28.21 + 0.457 \cos (nt - 33) + 0.151 \cos (2nt - 17)$  |       |
| Juli  | $27.85 + 0.475 \cos (nt - 22) + 0.079 \cos (2nt - 22)$  | (16.) |
| Aug.  | $27.69 + 0.530 \cos (nt - 25) + 0.090 \cos (2nt - 27)$  |       |
| Sept. | $27.52 + 0.394 \cos (nt - 34) + 0.109 \cos (2nt - 8)$   |       |
| Okt.  | $27.32 + 0.459 \cos (nt - 32) + 0.143 \cos (2nt - 21)$  |       |
| Nov.  | $27.46 + 0.479 \cos (nt - 28) + 0.143 \cos (2nt - 39)$  |       |
| Dez.  | $27.29 + 0.464 \cos (nt - 31) + 0.142 \cos (2nt - 28)$  |       |
| Jahr  | $27.82 + 0.457 \cos (nt - 31) + 0.128 \cos (2nt - 16)$  |       |

Im März und September kommt die Sonne in dem hier betrachteten Gebiet in den Zenit; zwei ungefähr mit dieser Zeit zusammenfallende

Temperaturmaxima, wie diese z. B. auf Java aus Landbeobachtungen hervorgehen, fehlen jedoch hier vollständig. Das Sekundär-Maximum im November in der Lufttemperatur kommt unseres Erachtens hier nicht in Betracht.

Die nach Vierteljahren zusammengeführten Formeln der täglichen Änderung der Meerestemperatur folgen hier:

$$\begin{aligned}
 \text{Dez.—Febr.} & 27.64 + 0.222 \cos (nt - 38^\circ) + 0.042 \cos (2nt - 63^\circ) \\
 \text{März—Mai} & 28.67 + 0.247 \cos (nt - 34^\circ) + 0.033 \cos (2nt - 52^\circ) \\
 \text{Juni—Aug.} & 27.63 + 0.206 \cos (nt - 33^\circ) + 0.045 \cos (2nt - 50^\circ) \\
 \text{Sept.—Nov.} & 27.41 + 0.181 \cos (nt - 34^\circ) + 0.025 \cos (2nt - 47^\circ)
 \end{aligned} \quad (17.)$$

Folgende Tabelle zeigt die Beziehung der nach Monaten und Trimestern geordneten Amplituden zu der mittleren Bewölkung und Luftbewegung, nebst den Abweichungen des Jahresmittels der oben genannten Elemente.

|                 | Ampl. | Bew. | Wind<br>m/s. | Abweichungen |        |        |
|-----------------|-------|------|--------------|--------------|--------|--------|
|                 |       |      |              | Ampl.        | Bew.   | Wind   |
| Januar . . . .  | 0.416 | 5.71 | 4.73         | — 0.017      | — 0.03 | — 0.52 |
| Februar . . .   | 0.444 | 5.35 | 4.60         | + 0.011      | — 0.39 | — 0.65 |
| März . . . . .  | 0.536 | 4.94 | 3.63         | + 0.103      | — 0.80 | — 1.62 |
| April . . . . . | 0.550 | 5.43 | 3.91         | + 0.117      | — 0.31 | — 1.34 |
| Mai . . . . .   | 0.442 | 5.82 | 5.75         | + 0.009      | + 0.08 | + 0.50 |
| Juni . . . . .  | 0.422 | 5.90 | 6.41         | — 0.011      | + 0.16 | + 1.16 |
| Juli . . . . .  | 0.414 | 5.86 | 6.59         | — 0.019      | + 0.12 | + 1.34 |
| August . . .    | 0.404 | 5.89 | 6.25         | — 0.029      | + 0.15 | + 1.00 |
| September . .   | 0.336 | 6.00 | 6.54         | — 0.097      | + 0.26 | + 1.29 |
| Oktober . . .   | 0.282 | 6.41 | 5.13         | — 0.151      | + 0.67 | — 0.12 |
| November . .    | 0.476 | 5.82 | 4.83         | + 0.043      | + 0.08 | — 0.42 |
| Dezember . .    | 0.480 | 5.73 | 4.61         | + 0.047      | — 0.01 | — 0.64 |
| Dez.—Febr..     | 0.447 | 5.60 | 4.64         | + 0.014      | — 0.14 | — 0.61 |
| März—Mai .      | 0.509 | 5.40 | 4.43         | + 0.076      | — 0.34 | — 0.82 |
| Juni—Aug. .     | 0.413 | 5.88 | 6.42         | — 0.020      | + 0.14 | + 1.17 |
| Sept.—Nov..     | 0.365 | 6.08 | 5.50         | — 0.068      | + 0.34 | + 0.25 |
| Jahr . . . . .  | 0.433 | 5.74 | 5.25         |              |        |        |

(18.)

Zum Schluß folgen noch die Formeln für die jährliche Änderung der Wasser- und Lufttemperatur dieser Meeresgegend und die Formeln der jährlichen und mittleren täglichen Änderung der Lufttemperatur in Batavia.

$$\begin{aligned} \text{Wasser } T &= 27^{\circ}.83 + 0^{\circ}.643 \cos(n't - 88^{\circ}) + 0^{\circ}.308 \cos(2n't - 197^{\circ})^1 \\ \text{Luft } T &= 27^{\circ}.82 + 0^{\circ}.604 \cos(n't - 112^{\circ}) + 0^{\circ}.197 \cos(2n't - 192^{\circ}) \end{aligned} \quad (19.)$$

*Batavia.*

$$\begin{aligned} \text{Jährl. } T &= 26^{\circ}.03 + 0^{\circ}.251 \cos(n't - 161^{\circ}) + 0^{\circ}.430 \cos(2n't - 163^{\circ}) \\ \text{Täglich } T &= 26^{\circ}.03 + 2^{\circ}.756 \cos(nt - 38^{\circ}) + 0^{\circ}.837 \cos(2nt - 29^{\circ}) \end{aligned} \quad (20.)$$

**3. Schlussfolgerungen.** Aus den unter (5), (11), (12), (13), (15) und (17) mitgeteilten Formeln geht hervor, daß immer zur Zeit des Temperaturmaximums die Amplitude am größten ist und dann öfters 1.5 bis 2 mal größer ausfällt als zur Zeit des Temperaturminimums.

Eine Ausnahme bildet nur Formel (10); wir glauben jedoch im Auftriebwasser der Somaliküste, das von den schweren Monsunströmungen weit nach Osten getrieben wird, den störenden Einfluß gefunden zu haben.

Später kommen wir hierauf zurück.

Aus (9) geht hervor, daß im großen ganzen die zweite These DICKSON's: „daß bei größerer Küstenentfernung die Amplitude abnimmt“ bestätigt wird. Die schnellste Abnahme findet in den ersten 20 K.M. statt, über 50 K.M. dürften die Distanzen der Küsten ohne Einfluß werden.

Aus (1) und (2) in Zusammenhang mit der dritten und zweiten Formel in (13) sehen wir daß im Nordpazifischen ( $32^{\circ}$ — $35^{\circ}$  N. B.) und im südlichen Indischen Ozean ( $38^{\circ}$ — $42^{\circ}$  S. B.) im Sommer, ebenso wie im südlichen Indischen ( $38^{\circ}$ — $42^{\circ}$  S. B.) und Pazifischen Ozean ( $38^{\circ}$  S. B.) im Frühling, die Amplituden keinen großen Unterschied aufweisen. Die Phase aus (1) und (2) und allen anderen Formeln ist jedoch sehr verschieden.

Wie sich erwarten ließ, sehen wir aus (4), (8), (14) und (18), daß mit abnehmender Luftbewegung und leichter werdender Bewölkung die Amplitude zunimmt und umgekehrt.

<sup>1)</sup> Zeitanfang 15 Januar.

Aus den hier gefundenen Resultaten war es jedoch nicht möglich diese Faktoren zu trennen und ihren Einfluß auch quantitativ zu bestimmen; dies war zu erwarten wenn wir bedenken, daß die Bewölkung nur zwischen 4.94 und 6.41, die Windgeschwindigkeit zwischen 3.63 und 6.59 m/s, d. h. zwischen 2 und 4 der Beaufortskala wechselt.

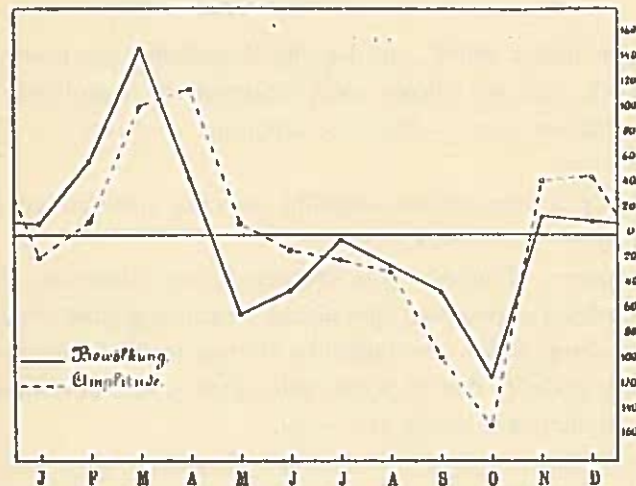
Auch ist die mittlere Bewölkung ja nicht der Hauptfaktor welcher die Amplitude regelt, vielmehr sind dies die täglichen Maxima und Minima der Bewölkung; weiter sind der Regenfall, die Zeit während welcher es regnet und die Temperatur von größter Bedeutung. Die Abweichungen vom Tagesmittel der Bewölkung und des Regenfalls wurden für das

Quadrat  $\frac{2^{\circ}-6^{\circ} \text{ N. B.}}{86^{\circ}-90^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  berechnet, aber auch dies führte nicht ganz zum Ziel: quantitative Feststellung beider Einflüsse.

Im allgemeinen fällt das Temperaturmaximum zwischen 12 und 4 p. m., das Minimum zwischen 4 und 8. a. m. Die Abweichung der mittleren Monatsbewölkung vom Jahresmittel um 2 p. m. und 6 a. m. findet man nebst der Abweichung der Amplitude in untenstehender Tabelle.

| Monat           | Abweichung |         |        |           |
|-----------------|------------|---------|--------|-----------|
|                 | Bewölkung  |         |        | Amplitude |
|                 | 2 p. m.    | 6 a. m. | 2 + 6  |           |
| Januar . . . .  | — 0.02     | — 0.07  | — 0.09 | — 0.017   |
| Februar . . .   | — 0.33     | — 0.26  | — 0.59 | + 0.011   |
| März . . . . .  | — 0.64     | — 0.85  | — 1.49 | + 0.103   |
| April . . . . . | — 0.21     | — 0.25  | — 0.46 | + 0.117   |
| Mai . . . . .   | + 0.22     | + 0.41  | + 0.63 | + 0.009   |
| Juni . . . . .  | + 0.21     | + 0.23  | + 0.44 | — 0.011   |
| Juli . . . . .  | + 0.15     | — 0.11  | + 0.04 | — 0.019   |
| August . . . .  | + 0.09     | + 0.15  | + 0.24 | — 0.029   |
| September . .   | + 0.17     | + 0.27  | + 0.44 | — 0.097   |
| Oktober . . .   | + 0.57     | + 0.56  | + 1.13 | — 0.151   |
| November . .    | — 0.08     | — 0.08  | — 0.16 | + 0.043   |
| Dezember . .    | — 0.10     | — 0.02  | — 0.12 | + 0.047   |

Vorausgesetzt daß eine Abweichung in der mittleren Nachmittagsbewölkung denselben Einfluß übt auf das Maximum, wie eine Bewölkungsabweichung in den Morgenstunden auf das Minimum, so daß wir die Abweichungen summieren dürfen, so geht aus der Tabelle und der Kurve hervor daß zwischen den Abweichungen der Amplituden einerseits, andererseits der Maxima und Minima der Bewölkung vom Jahresmittel ein inniger Zusammenhang besteht; gleich deutlich aber ist es daß andere Einflüsse tätig sind.



Die Kurve der Bewölkungsabweichungen gaben wir im Spiegelbild. Schließlich machten wir den folgenden Versuch.

Für eine Periode von zehn Jahren wählten wir aus den Wassertemperaturbeobachtungen des Leuchtschiffes Haaks diejenigen, gemacht an Tagen mit Bewölkung 0—3, und machten hieraus drei Tagesgruppen mit Windgeschwindigkeiten 0—3, 4—6 und 7—10. Dasselbe machten wir für Tage mit einer mittleren Bewölkung 4—6 und 7—10. In dieser Weise bekamen wir neun  $6 \times$  tägliche Temperaturreihen, woraus die Amplitude berechnet wurde. Tage mit stürmischem Wetter, während welcher der Wind von Südwest nach Nordwest umlief, wurden jedoch fortgelassen, weil durch diese Winddrehung die Amplitude außerordentlich beeinflußt wird.

Das Resultat und die Zahl der Beobachtungstage folgt hierunter.

| Bewölkung | Windgeschwindigkeit |       |       |
|-----------|---------------------|-------|-------|
|           | 0—3                 | 4—6   | 7—10  |
|           | 329                 | 31    | 6     |
| 0—3       | 0.580               | 0.392 | 0.325 |
|           | 86                  | 46    | 13    |
| 4—6       | 0.294               | 0.280 | 0.184 |
|           | 258                 | 81    | 36    |
| 7—10      | 0.114               | 0.098 | 0.068 |

Hier wie früher sehen wir daß die Bewölkung den größten Einfluß hat, und auch daß bei diesen drei Gruppen die Amplitude bei einer Bewölkungszunahme von 5 bis 8.25 abnimmt von 100 auf 39, 35, 37 oder im Mittel 37.

Dieselbe Beziehung besteht ungefähr zwischen den Zahlen  $10 - 8.25 = 1.75$  und  $10 - 5 = 5$  n.l. 0.35.

Nach unserer Meinung geht hieraus hervor daß, an Tagen mit derselben Windgeschwindigkeit und einem Bewölkungsgrad größer als 4.5, zwischen den Amplituden des täglichen Ganges in der Wassertemperatur ein Verhältnis besteht, das in seiner abhängigkeit des Bewölkungsgrades ( $w$ ), sich vorstellen läßt durch  $(10 - w)$ .

Hier wie weiter gehen wir von der Annahme aus, daß zwischen den Bewölkungsgraden 4.5 bis 10 und 0 bis 4.5 der Verlauf der Amplitude linear ist.

An Tagen mit einer Bewölkung kleiner als 4.5 wird für die drei Gruppen das Verhältnis der Amplituden bei verschiedenen Bewölkungsgraden angegeben durch  $(8 - w)$ ,  $(13 - w)$  und  $(9 - w)$ .

Deutlich geht aus obenstehenden Zeilen hervor, daß obwohl der Windeinfluß nicht groß ist, man diesen doch nicht vernachlässigen darf, und auch daß der Windeinfluß sich mit der Bewölkung ändert.

Eine Formel  $A_w = A_{10} \left(1 + \frac{10 - w}{4}\right) = A_{10} \left(\frac{14 - w}{4}\right)$  wie ANGOT sie gegeben hat für das Verhältnis der Amplitude der Lufttemperatur bei verschiedenen Bewölkungsgraden, hat unserer Meinung nach nur Wert für Gegende wo ein fast stetiger Wind vorherrscht.

Die Amplitude ist in den Mittelbreiten größer als in niedrigen und höheren Breiten.

Weiter sehen wir aus (15) und (16), daß die Amplitude der täglichen Änderung der Lufttemperatur über dem offenen Ozean zweimal größer ist als die der Wassertemperatur, der Phasenunterschied ist sehr klein; aus (16) und (20), daß die Amplitude der täglichen Änderung der Lufttemperatur zu Batavia ungefähr 6 mal größer ist als auf dem offenen tropischen Ozean; wiederum ist der Phasenunterschied sehr gering.

Aus der letzten Formel von (19) und der ersten von (20) geht hervor, daß die jährliche Änderung der Lufttemperatur auf dem offenen tropischen Ozean zweimal größer ist als zu Batavia. Von zwei deutlich ausgesprochenen Maxima und Minima wie Batavia sie kennt, jedoch nur eine Spur; auch der Phasenunterschied ist groß. Wir schreiben dies der Tatsache zu, daß hier im offenen Ozean vielmehr noch als in Batavia, das ja auch ein Meeresklima hat, die Meerestemperatur ein Faktor von sehr großer Bedeutung ist.

Das zweite Maximum, das wir im Oktober erwarten mußten, verschiebt sich nach November und läßt sich kaum verspüren, weil die Luft der abkühlenden Wirkung des Meereswassers ausgesetzt ist.

Dieses Wasser, das längs der Somaliküste und südlich von Sokotora mit Auftriebwasser vermischt ist, kommt mit stark herabgesetzter Temperatur nach diesen Meeresteilen herüber.

Im folgenden Aufsatz ist dieses „kalte“ Wasser sehr gut nachweisbar.

Aus hier nicht gegebenen Formeln geht hervor, daß in der Nordsee die größte Amplitude der Wassertemperatur  $0^{\circ}.726$  im Mai beobachtet wird und zwar beim Leuchtschiff Maas; die kleinste  $0^{\circ}.096$  im Januar beim Leuchtschiff Terschellingerbank.

Schließlich sehen wir aus (5), (13) und (17), daß in den niederländischen Küstengewässern, im tropischen und außertropischen Indischen Ozean die Amplituden folgende Werte haben.

|          | N. K. G.        | T. I. O.        | A. I. O.        |
|----------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Winter   | $0^{\circ}.168$ | $0^{\circ}.362$ | $0^{\circ}.238$ |
| Frühling | $0.338$         | $0.444$         | $0.444$         |
| Sommer   | $0.422$         | $0.494$         | $0.568$         |
| Herbst   | $0.280$         | $0.412$         | $0.312$         |

In der Äquatorgegend sind die Unterschiede in den dreimonatlichen Amplituden klein, in höheren Breiten sind die Unterschiede bedeutend größer; auf  $40^{\circ}$  S. B. und  $54^{\circ}$  N. B. zeigen sie denselben Typus.

## II. VERHÄLTNIS VON LUFT- UND WASSERTEMPERATUR IM INDISCHEN OZEAN.

**1. Einleitung.** MOHN, HANN, KÖPPEN haben die Frage nach dem Temperaturunterschied zwischen Luft und Wasser für verschiedene Meeresteile schon eingehend behandelt; seitdem ist jedoch das Beobachtungsmaterial viel reichlicher und zuverlässiger geworden, so dass es uns erwünscht vorkam, obenstehender Frage für den Indischen Ozean nochmals näher zu treten. Wenn wir KÖPPEN's Arbeit<sup>1)</sup> nachschlagen, zeigt sich, daß das damals zur Verfügung stehende Beobachtungsmaterial nicht ausreichend war.

Unserer Meinung nach soll man bei einer derartigen Arbeit den Ozean, der üblichen Einteilung mittels Meridiane und Parallelen gemäß, nicht in Feldern zerteilen, sondern man tut besser, dem allgemeinen Stromsystem zu folgen.

Für obengenannte Arbeit benutzten wir die Arbeitskarten, die bei der Herstellung der Strom- und Isothermenkarten für die Atlanten des Indischen Ozeans gedient hatten<sup>2)</sup>.

Die Strom- und Temperaturdaten beziehen sich auf Zweigradsquadratfelder; in den zu den Atlanten gehörenden tabellarischen Arbeiten findet man die meisten meteorologischen und ozeanographischen Elemente für Eingradsfelder.

Weil man im nördlichen Indischen Ozean mit Monsunströmungen

---

1) W. KÖPPEN. Ueber das Verhältnis der Temperatur des Wassers und der Luft an der Oberfläche des Ozeans. Ann. Hydr. u. Mar. Met. 1890 S. 445—454.

2) Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut N°. 104. Oceanographische en Meteorologische waarnemingen in den Indischen Oceaan. Dec. - Febr. 1856—1900. (1913). Juni—Aug. 1856—1908. (1911).

zu tun hat, muß man für wenigstens zwei Monate die Temperatur der Luft und des Wassers miteinander vergleichen; wir wählten zu diesem Zwecke den Januar und den Juli, da gerade in diesen Monaten der Nordost- und der Südwestmonsun ihren Höhepunkt erreichen.

**2. Januar.** Der Nordostmonsun hat seinen Höhepunkt erreicht, und ruft eine allgemein westliche Trift im nördlichen Indischen Ozean hervor. Diese Trift ist im allgemeinen vom Äquator, zwischen  $60^{\circ}$  und  $80^{\circ}$  Ö. L. schon von  $2^{\circ}$  S. B. ab, wahrnehmbar.

Im Bengalischen Meerbusen macht das Wasser einen Kreislauf. Es strömt der Ostküste Vorder-Indiens entlang nach Norden, biegt dann nach Osten um, fließt längs Hinter-Indiens Westküste nach Süden und nimmt darauf wieder an der allgemeinen westlichen Trift teil.

In den Golf von Aden und ins Rote Meer fließt fortwährend Wasser hinein; in der Nähe der Küste treten Neerströmungen auf. Diese Ströme, im Golf von Aden ein westlicher, im Roten Meere ein nördlicher, sind aber schwach.

Mit Rücksicht auf diese Wind- und Stromverhältnisse und den Sonnenstand muß das Wasser wärmer sein als die Luft.

Zwischen  $0^{\circ}$  und  $10^{\circ}$  N. B. von Sumatra bis  $70^{\circ}$  Ö. L. ist dieser Unterschied jedoch klein, nl.  $0^{\circ}.1$ ,  $0^{\circ}.2$  und  $0^{\circ}.1$  C., das Resultat von 4137, 8148 und 6181 Beobachtungen; wir schreiben dies:

$$0^{\circ}.1 : 4137, \quad 0^{\circ}.2 : 8148, \quad 0^{\circ}.1 : 6181.$$

Zwischen  $60^{\circ}$  und  $70^{\circ}$  Ö. L. ist das Wasser teils kälter, teils wärmer als die Luft, wie die eingeschriebenen Zahlen  $0^{\circ}.1 : 1946$  und  $-0^{\circ}.1 : 2058$  uns zeigen.

Das Gesamtergebnis ist  $0^{\circ}.0 : 4004$ .

Nördlich von  $10^{\circ}$  N. B. muß dieser Unterschied größer sein, weil die Luft weniger Zeit gehabt hat Wärme vom Wasser aufzunehmen; der Reihe nach finden wir:

$$0^{\circ}.5 : 2154, \quad 0^{\circ}.6 : 5608, \quad 0^{\circ}.5 : 1704, \quad 0^{\circ}.3 : 1775,$$

zwischen  $60^{\circ}$  und  $50^{\circ}$  Ö. L. ergibt ein abgeschlossenes Gebiet

$$0^{\circ}.2 : 646.$$

Hier, wie zwischen  $0^{\circ}$  und  $10^{\circ}$  N. B., sehen wir zuerst eine Zunahme, später eine Abnahme des Überschusses der Wassertemperatur.

Oben wiesen wir schon darauf hin, daß im Bengalischen Meerbusen das Wasser einen Kreislauf vollführt; im stromlosen oder stromschwachen Zentrum findet man den größten Überschuß  $1^{\circ}.0 : 746$ .

Weder Kreislauf noch Maximum begegnen wir im Arabischen Meere.

Westlich von  $70^{\circ}$  à  $60^{\circ}$  Ö. L. ändert sich das Zeichen der Temperaturabweichung.

In dem westlichen Arabischen Meere und dem hier besprochenen, südlicher liegenden Ozeangebiete, erscheint eine Südkomponente in der Wasserbewegung, im Westen des Bengalischen Meerbusens und im östlichen Arabischen Meere finden wir Nordkomponenten.

Die erstgenannte Änderung der Bewegungsrichtung erklärt zur Genüge die Abnahme des Überschusses und den Übergang zu einem Defizit der Wassertemperatur zu Gunsten der Lufttemperatur. Die Temperatur der vom Nordostmonsun aus Innerasien nach Südwesten fortgeführten Luft wird immer höher, weil die Luft in Regionen kommt, wo die Sonnenhöhe größer wird. Diese Temperaturzunahme geht schneller vor sich als die Zunahme der Temperatur des Wassers, das auch westsüdwest- und westwärts fließt.

Sobald jedoch das Wasser von niedriger nach höher Breite fließt, macht sich sofort ein Überschuß der Wassertemperatur bemerkbar; im Bengalischen Meerbusen zeigt der nördlich gerichtete Stromzweig  $0^{\circ}.6 : 5608$ , der südliche  $0^{\circ}.5 : 2154$ .

Von  $70^{\circ}$  Ö. L. westwärts gehend, verlaufen die Temperaturdifferenzen wie folgt; im südwestlichen Zweige

—  $0^{\circ}.1 : 2058$ , —  $0^{\circ}.2 : 1462$ , —  $0^{\circ}.4 : 72$ , —  $0^{\circ}.3 : 579$ ;

im nordwestlichen Zweige

—  $0^{\circ}.1 : 1700$ , —  $0^{\circ}.1 : 5331$ , —  $0^{\circ}.5 : 6972$ , +  $0^{\circ}.2 : 1090$ .

Die Zunahme der negativen Abweichung in der Nähe der afrikanischen Küste und im Golf von Aden, mit einem Maximum —  $0^{\circ}.7 : 2482$  in der Bab-el-Mandebstraße und in den zwei nordwestlich davon liegenden Zweigradfeldern schreiben wir dem „Auftriebwasser“ zu.

Im Roten Meere fließt das Wasser nordwärts, die negative Temperaturabweichung geht sofort in eine positive über und wird

$0^{\circ}.2 : 1090$ . Zwischen  $16^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  N. B., unmittelbar östlich und westlich von  $40^{\circ}$  Ö. L., finden wir  $-0^{\circ}.3 : 1190$ ,  $0^{\circ}.0 : 97$  und  $0^{\circ}.0 : 11$ ,  $0^{\circ}.2 : 1179$ .

Den Ursprung des Äquatorialgegenstromes suchen wir zwischen  $2^{\circ}$  und  $6^{\circ}$  S. B. auf ungefähr  $60^{\circ}$  Ö. L.

Weiter östlich erweitert sich der Strom, bis er auf  $80^{\circ}$  Ö. L. 8 Breitengrade einnimmt; anfänglich nimmt der Temperaturüberschuß zu, später wiederum ab, wie die folgenden Zahlen uns zeigen:

$0^{\circ}.1 : 88$ ,  $0^{\circ}.5 : 216$ ,  $0^{\circ}.5 : 449$ ,  $0^{\circ}.5 : 3717$ ,  $0^{\circ}.2 : 3458$ .

Der Äquatorialgegenstrom ist also nicht allein wärmer als das ihm umgebende Wasser sondern auch der Temperaturüberschuß ist hier größer; zwar finden wir südlich des Strombettes an zwei Stellen größere Unterschiede, aber die geringe Beobachtungszahl gestattet nicht diesem Umstände großen Wert beizulegen. Nördlich des Strombettes begegnen wir folgende Unterschiede:  $0^{\circ}.2 : 54$ ,  $0^{\circ}.1 : 463$  und  $0^{\circ}.1 : 668$ .

Bei Sumatra fließt ein Zweig nach Nordwesten, und einer nach Südosten; ersterer ist ein Zuflußstrom für die Nordostmonsuntrift, letzterer für den in diesem Monat nicht stark entwickelten Südäquatorialstrom.

Das relativ schwach ausgeprägte Strombild, das der Südäquatorialstrom in diesem Monat zeigt, schreiben wir in erster Linie dem Südostpassat zu, der gerade im Januar am schwächsten entwickelt ist.

Demzufolge ist auch der zweite Zuflußstrom des Äquatorialstromes, die westaustralische Strömung, nicht stark; ein dritter im Juli deutlich auftretender Zuflußstrom, zwischen Australien und den Kleinen Sunda-Inseln, fehlt nun ganz.

Einen als mächtige Wärmequelle den Ozean durchfließenden Äquatorialstrom finden wir jetzt nicht; die positive Temperaturabweichung verschwindet weiter nach Westen rasch, was zu erwarten ist in einem Gebiet, wo die Sonne im Zenit steht, starke Luftbewegungen fehlen, die Luft also schneller von den Sonnenstrahlen erwärmt wird als das Wasser.

Nördlich von  $10^{\circ}$  S. B. finden wir

$1^{\circ}.0 : 79$ ,  $0^{\circ}.4 : 55$ ,  $0^{\circ}.3 : 260$ ;

südlich von dieser Parallele

$0^{\circ}.2 : 3705$ ,  $0^{\circ}.3 : 1426$ ,  $0^{\circ}.5 : 2949$ ,  $0^{\circ}.4 : 1106$ ,  $0^{\circ}.1 : 406$   
 und  $0^{\circ}.2 : 863$ ,  $0^{\circ}.1 : 136$  und  $0^{\circ}.03 : 777$ .

Schlägt der Strom eine südliche Richtung ein, so sehen wir das Surplus der Wassertemperatur wiederum zunehmen:

$$\begin{aligned} 0^{\circ}.5 : 753, \quad 0^{\circ}.4 : 875, \quad 0^{\circ}.2 : 2889, \quad 0^{\circ}.3 : 3974, \quad 0^{\circ}.4 : 1324, \\ 0^{\circ}.4 : 233, \quad 0^{\circ}.5 : 201. \end{aligned}$$

Nur stellenweise tritt der Agulhasstrom als Wärmequelle auf, noch am meisten zwischen  $36^{\circ}$ — $40^{\circ}$  S. B. und  $14^{\circ}$ — $24^{\circ}$  Ö. L., wo die positive Abweichung  $1^{\circ}$  bis  $1^{\circ}.9$  C. beträgt. Auch südlich dieser Meeresgegend findet man zwischen größeren negativen Abweichungen ein Surplus der Wassertemperatur.

Im nördlichen Teile der Mozambique-Straße fanden wir  $0^{\circ}.4 : 477$ , an der afrikanischen Küste zwischen  $22^{\circ}$ — $30^{\circ}$  S. B. —  $0^{\circ}.3 : 155$ ; Auftriebwasser dürfte hier im Spiel sein.

Von einem bei Madagaskar nach Süden und Südosten abbiegenden Zweige des Äquatorialstromes läßt sich im Strombild nicht viel nachweisen; aus den Temperaturabweichungen meinen wir jedoch schließen zu dürfen, daß dieser Strom wohl besteht, sei es auch weniger stabil und kräftig als im Juli.

Wir sehen, daß südlich von Madagaskar bis  $40^{\circ}$  S. B. und östlich von  $50^{\circ}$  Ö. L., das Temperaturdefizit größer ist als westlich von diesem Meridian. Südlich von  $40^{\circ}$  S. B. ist gerade das Umgekehrte der Fall und finden wir stellenweise positive Abweichungen.

Folgende Zahlenreihe weist die Karte auf

$$\begin{aligned} -0^{\circ}.4 : 2388 \text{ und } -0^{\circ}.2 : 1164, \quad -0^{\circ}.4 : 388 \text{ und } -0^{\circ}.2 : 913, \\ -1^{\circ}.2 : 1015 \text{ und } -1^{\circ}.5 : 1544. \end{aligned}$$

Mit Ausnahme des westaustralischen Stromes und des Australischen Bucht ist das Wasser im weiteren Indischen Ozean kälter als die Luft. Den größten Unterschied finden wir zwischen  $10^{\circ}$  und  $60^{\circ}$  Ö. L. südlich von  $40^{\circ}$  S. B., nämlich

$$-1^{\circ}.3 : 809, \quad -1^{\circ}.1 : 1056, \quad -1^{\circ}.3 : 1546, \quad -1^{\circ}.5 : 1544, \quad -1^{\circ}.2 : 1015.$$

Größere Streifen weisen hier Unterschiede zwischen  $-2^{\circ}$  und  $-2^{\circ}.9$  auf.

Weiter östlich wird der Unterschied kleiner, auch die Regelmäßigkeit in dem Zeichen der Abweichung fehlt und zwischen  $100^{\circ}$  und  $120^{\circ}$  Ö. L. findet man auf größeren Strecken positive Abweichungen.

Die Karte gibt folgende Zahlen:

—  $0^{\circ}.6:1028$ , —  $0^{\circ}.7:900$ , —  $0^{\circ}.6:382$ , —  $0^{\circ}.7:314$ , —  $0^{\circ}.5:183$ ,  
—  $0^{\circ}.4:183$ , —  $0^{\circ}.3:389$ , —  $0^{\circ}.3:467$ .

Diese großen negativen Abweichungen schreiben wir der sich kreuzenden Luft- und Wasserbewegung zu; die Luft geht südlich, das Wasser nördlich.

In der Meeresgegend, wo die südlichen Zweige des Äquatorialstromes und die nördlichen der Westwindtrift hineinlaufen, ist das Wasser ein wenig kälter als die Luft:

—  $0^{\circ}.0:3430$ , —  $0^{\circ}.2:760$ , —  $0^{\circ}.2:2711$ , —  $0^{\circ}.2:2060$ , —  $0^{\circ}.4:2388$ ,  
—  $0^{\circ}.2:1164$ , —  $0^{\circ}.2:913$ , —  $0^{\circ}.4:388$ , —  $0^{\circ}.2:574$ ,  
—  $0^{\circ}.2:1409$ , —  $0^{\circ}.5:2267$ , —  $0^{\circ}.4:1020$ .

Zwischen Australien und dem ostindischen Archipel sowie in einem schmalen Streifen westlich von Australien ist dies auch der Fall.

—  $0^{\circ}.3:61$ , —  $0^{\circ}.2:2426$ , —  $0^{\circ}.1:797$ , —  $0^{\circ}.3:853$ , —  $0^{\circ}.3:969$ .

Wir glauben, daß bei den stellenweise großen negativen Abweichungen Auftriebwasser im Spiel ist.

Eine größere Strecke mit kleinen positiven Abweichungen findet man westlich und südlich von Australien.

$0^{\circ}.1:2683$ ,  $0^{\circ}.0:2380$ ,  $0^{\circ}.0:1232$ ,  $0^{\circ}.1:180$ ,  $0^{\circ}.4:206$ ,  
 $0^{\circ}.2:158$ ,  $0^{\circ}.2:204$ ,  $0^{\circ}.4:280$ ,  $0^{\circ}.4:223$ .

Im südlichen chinesischen Meere, in der Javasee und an der Westküste Sumatra's begegnen wir schroffen Kontrasten:

—  $0^{\circ}.1:491$ , —  $0^{\circ}.2:247$ ,  $0^{\circ}.5:610$  und  $0^{\circ}.4:3299$ .

Schließlich nennen wir noch das kalte Wasser im Benguela-Strom —  $0^{\circ}.3:1893$ , —  $0^{\circ}.4:523$ . Diese negativen Abweichungen werden durch Auftriebwasser und durch Wasser von polarer Herkunft verursacht.

*Warme* Ströme sind also die Nordostmonsuntrift (teilweise), der Äquatorialgegenstrom und der Südäquatorialstrom mit seinen südöstlichen und südwestlichen Zweigen. Auch die Strömungen in der australischen Bucht und den westaustralischen Strom rechnen wir hierzu.

*Kalte* Ströme sind der westliche Teil der Nordostmonsuntrift, der südliche Teil des Äquatorialstromes, der Benguelastrom und die Westwindtrift.

Ohne die Sache zahlenmäßig zu verfolgen, wird der Ozean manchmal als Hauptwärmequelle für die darauf ruhende Luft betrachtet, wobei mancher sich den Ozean wohl als erheblich wärmer vorstellt; daß jedoch an und für sich der Temperaturunterschied nicht groß ist, zeigt folgende Tabelle.

| Gürtel     | Beob.zahl | Wasser—Luft |
|------------|-----------|-------------|
| 10°—20° N. | 26980     | + 0.07      |
| 0°—10° N.  | 25314     | + 0.09      |
| 0°—10° S.  | 16045     | + 0.27      |
| 10°—20° S. | 17010     | + 0.13      |
| 20°—30° S. | 18615     | — 0.06      |
| 30°—40° S. | 14622     | — 0.00      |
| 40°—50° S. | 10441     | — 0.42      |
| Total      | 129027    | + 0.04      |

Gerade diese geringen Unterschiede können aber bei den sehr verschiedenen physischen Eigenschaften der Luft und des Wassers, die mit Hinsicht auf diese Frage in Betracht kommen, als Beweis dafür angesehen werden, daß die Lufttemperatur im großen Ganzen von der Wassertemperatur bedingt wird.

Die Frage ist begründet, ob die von uns befolgte Arbeitsmethode die richtige war.

Alle für Zweigradsquadratfelder berechneten Temperaturunterschiede sind mit einem der Zahl der Beobachtungen entsprechenden Gewichte benutzt worden, wodurch den Unterschieden in rege befahrenen Quadratfeldern ein zu großer Einfluß beigelegt worden ist, weil über eine gewissen Grenze hinaus eine größere Beobachtungszahl keine größere Genauigkeit verbürgt.

Bei einer anderen Methode, welche jedem pro Zweigradsquadratfeld gefundenen Unterschied dasselbe Gewicht beilegt, wird ein Fehler in umgekehrter Richtung gemacht. Die mit beiden Methoden erzielten Resultate wurden in die Karte eingetragen (die nach letzterer Methode rechts); im großen ganzen zeigen sie eine genügende Übereinstimmung.

Eine genauere Methode ist, mittels der Abweichungen aller beobachteten Unterschiede der Wasser- und Lufttemperatur bezüglich des mittleren Unterschiedes für einige Zweigradsquadralfelder der verschiedenen Stromgebiete zu untersuchen, wieviel gleichzeitige Beobachtungen der Luft- und Wassertemperatur ( $n$ ) man braucht, um eine Genauigkeit bis auf  $0^{\circ}.1$  C. zu erreichen.

Allen gefundenen Unterschieden wird nun ein der Quadratwurzel der Beobachtungszahl entsprechendes Gewicht beigelegt; kein größerer Koeffizient wird jedoch gebraucht als  $\sqrt{n}$ .

Diese Methode wurde für einige im Gebiet  $\frac{30^{\circ}-40^{\circ} \text{ S. B.}}{20^{\circ}-30^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  und  $\frac{0^{\circ}-10^{\circ} \text{ N. B.}}{90^{\circ}-100^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  liegenden Quadralfelder angewandt. Gleichzeitig wurde berechnet, wieviel Beobachtungen der Luft- und Wassertemperatur man braucht, um hier die mittlere Temperatur bis auf  $0^{\circ}.1$  C. genau zu ermitteln.

Das Resultat folgt hier.

| Ort                                                                               | Erforderliche Beobachtungszahl |      |             |
|-----------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------|------|-------------|
|                                                                                   | Wasser                         | Luft | Wasser—Luft |
| $\frac{0^{\circ}-10^{\circ} \text{ N. B.}}{90^{\circ}-100^{\circ} \text{ Ö. L.}}$ | 20                             | 131  | 88          |
| $\frac{30^{\circ}-40^{\circ} \text{ S. B.}}{20^{\circ}-30^{\circ} \text{ Ö. L.}}$ | 256                            | 630  | 408         |

Berechnen wir jetzt mittels obenstehenden Zahlen den Temperaturunterschied, wobei also allen Daten so viel wie möglich ihr genauer Wert beigelegt wird, so finden wir untenstehende Zahlen; die mit den beiden anderen Methoden gefundenen Zahlen setzen wir zum Vergleich daneben.

|             | Gewicht $\frac{1}{n}$ | Gewicht $n$ | Gewicht 1 |
|-------------|-----------------------|-------------|-----------|
| 0°—10° N.   | 0°.15                 | 0°.1        | 0°.1      |
| 90°—100° Ö. |                       |             |           |
| 30°—40° S.  |                       |             |           |
| 20°—30° Ö.  | 0°.39                 | 0°.3        | 0°.6      |
| 30°—40° S.  |                       |             |           |
| 30°—40° Ö.  | 0°.23                 | 0°.2        | 0°.4      |

Die gegenseitigen Unterschiede sind klein; das Resultat stimmt jedoch am besten mit denjenigen, wobei der Beobachtungszahl entsprechend gerechnet wurde.

Diese Methode werden wir daher auch für den Juli befolgen; die etwas größere Genauigkeit wiegt einer unverhältnismäßigen Zunahme der Rechenarbeit nicht auf.

Die von KRÜMMEL zitierte und von KÖPPEN zusammengesetzte Tabelle auf S. 454 ist unserer Meinung nach wegen der geringen Beobachtungszahl nicht ganz zuverlässig.

Die von KÖPPEN und uns berechneten Temperaturunterschiede gehen bisweilen bis zu 3° C. aus einander; in diesen Fällen verfügten wir über 730, KÖPPEN über 30 Beobachtungen, während 408 Beobachtungen verbürgten, daß der Temperaturunterschied zwischen Luft und Wasser bis auf 0°.1 C. genau war.

**3. Juli.** Die Sonne steht im Norden; das dem Golf von Aden und dem Roten Meer umringende Land wird stark erwärmt; dies beeinflusst natürlich auch die Temperatur der über die Meere lagernden Luft.

Durch die Südwestmonsuntrift wird fortwährend Wasser aus oben genannten Meeresteilen entführt, dieses wird ersetzt durch

- a* in der Nähe der Küste westlich laufende Neerströmungen
- b* Auftriebwasser
- c* Zufluß von Wasser aus dem Suezkanal.

Die Neerströmungen sieht man auf den Stromkarten, und den Einfluß des Auftriebwassers an der verhältnismäßig niedrigen Wassertemperatur in der Bab-el-Mandeb Straße, zumal aber bei Aden, wo sie fast  $3^{\circ}$  C. hinter der Wassertemperatur der nächsten Umgegend zurückbleibt und auch die Lufttemperatur stark herabsetzt.

Im Roten Meere westlich von  $40^{\circ}$  Ö. L. ist das Wasser  $0^{\circ}.3 : 867$  kälter als die Luft; weiter finden wir hier  $-1^{\circ}.8 : 5344$ ; den größten Unterschied weisen jedoch die Bab-el-Mandeb Straße und die zwei angrenzenden Quadratsfelder auf, nämlich  $-2^{\circ}.2 : 2182$ .

Bekanntlich verursacht die starke Südwestmonsuntrift schon von Sansibar ab das Aufsteigen von Auftriebwasser längs der Ostküste Afrikas. Dieses Wasser kommt mit sehr niedriger Temperatur an die Oberfläche; daher wird in der Seemannssprache dieser Strom oft ein kalter Strom genannt. Ein „kalter“ Strom im geläufigen Sinne des Worts, n.l. einer, der Wasser von polarer Herkunft nach niedrigen Breiten führt ist die Südwestmonsuntrift jedoch nicht.

Südlich von Sokotora fließt ein Zweig nach Südosten; die Hauptmasse jedoch durchläuft das Arabische Meer nach Osten, fließt der Westküste Vorder-Indiens entlang nach Südosten und weiter nach Osten um Ceylon herum und teilt sich bei Sumatra in zwei Arme, von denen der eine nach Süden, und der andre nach Norden strömt.

Die Temperaturunterschiede, welche von Kap Guardafui ab, wo der Unterschied am größten ist und  $-1^{\circ}.6 : 633$  erreicht, nach Südosten folgendermaßen abnehmen  $-0^{\circ}.5 : 2629$ ,  $-0^{\circ}.4 : 83$ ,  $-0^{\circ}.1 : 281$ , nach Osten wie  $-1^{\circ}.0 : 3006$ ,  $-0^{\circ}.7 : 1489$ ,  $-0^{\circ}.7 : 919$ ,  $-0^{\circ}.8 : 60$ ,  $-0^{\circ}.7 : 2444$ ,  $-0^{\circ}.5 : 2913$ ,  $-0^{\circ}.2 : 314$  und  $-0^{\circ}.6 : 304$ , sind mit dem obengegebenen Strombild völlig im Einklang.

Eine Abweichung befindet sich in der Nähe der Westküste Hinter-Indiens. Wir können keine entscheidende Erklärung geben, warum hier der Temperaturunterschied erst  $-0^{\circ}.6 : 304$ , weiter nach Norden  $+0^{\circ}.7 : 301$  beträgt.

Im südlichen Indischen Ozean findet man von  $95^{\circ}$ — $100^{\circ}$  Ö. L. zwischen  $8^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  S. B. den nach Westen fließenden Südäquatorialstrom oder die Südostpassattrift, die sich allmählich fächerförmig ausbreitet. Zwischen der Südwestmonsun- und der Südostpassattrift findet man

zwischen  $0^{\circ}$  und  $8^{\circ}$  S. B., von  $80^{\circ}$  Ö. L. ab nach Osten gehend, ein Gebiet mit veränderlicher Wasserbewegung, worin aber doch eine südöstliche Richtung vorherrscht. Einen deutlich ausgeprägten Äquatorialgegenstrom sucht man in diesem Monat vergebens.

Dieser Südäquatorialstrom wird genährt von

*a* dem westaustralischen Strom;

*b* Wasser, das zwischen Australien und den Kleinen Sundainseln nach Westen fließt; und

*c* vom obengenannten südöstlichen Arme der Südwestmonsuntrift, die an Sumatra entlang fließt.

Das Wasser dieser Zuflußströme ist ein wenig wärmer als die darüber streichende Luft n.l.

+  $1^{\circ}.3:2908$ ,  $1^{\circ}.8:517$ ,  $0^{\circ}.6:2144$ ,  $0^{\circ}.6:604$ ,  $0^{\circ}.2:2506$ ,  $0^{\circ}.5:3679$ .

In der Nähe der Südküste Javas begegnen wir jedoch einer Ausnahme. Wir meinen, daß hier, wie überall da, wo starke Ströme in der Nähe der Küste auftreten, Auftriebwasser im Spiel ist.

Der bedeutende Unterschied  $1^{\circ}.8:517$  an der Westküste Australiens wird verursacht durch die abkühlende Wirkung des Festlands von Australien auf die darauf ruhende Luft.

Im Anfang des Kreislaufs des Südäquatorialstromes kommt der merkwürdige Fall vor, daß die positive Abweichung der Wassertemperatur bedeutend kleiner wird und nur  $0^{\circ}.2:955$  beträgt; bis weilen ist die Abweichung negativ —  $0^{\circ}.2:112$ , wie die Karte uns zeigt.

Offenbar wird die Luft schneller erwärmt als das Wasser, denn weiter westwärts nimmt die positive Abweichung wieder zu; das Wasser fließt auf derselben Breite oder nach höherer Breite und nimmt anfänglich noch Wärme auf; die über das Wasser streichende Luft wird jedoch vom Südostpassat immerfort von höherer Breite, also aus kälteren Gebieten, zugeführt.

Bis Madagaskar sind die Unterschiede

$0^{\circ}.4:1753$ ,  $0^{\circ}.6:1765$  und  $0^{\circ}.4:244$ ,  $0^{\circ}.9:479$  und  $0^{\circ}.5:1155$ ,  
 $0^{\circ}.6:162$  und  $0^{\circ}.8:1863$ ,  $0^{\circ}.8:1665$ .

Das Südäquatorialstromwasser, das den südöstlichen Zweig der

Südwestmonsuntrift südlich von Sokotora umfaßt, weist nur ein geringes Temperatursurplus auf, n.l.

$0^{\circ}.3:2447$ ,  $0^{\circ}.2:1655$ ,  $0^{\circ}.2:1061$ ,  $0^{\circ}.3:101$  im Osten,  
 $0^{\circ}.6:162$  und  $0^{\circ}.1:54$  im Westen.

Im Gebiet mit umlaufenden Strömungen zwischen Passat- und Monsuntrift ist der Unterschied

$0^{\circ}.3:2447$ ,  $0^{\circ}.5:3410$  und  $0^{\circ}.5:4935$ .

Wir folgten dem Südäquatorialstrom bis Madagaskar. Bevor die Hauptmasse des Wassers diese Insel passiert, biegt ein Zweig nach Süden, später nach Südosten ab. Deutlich macht sich dessen Einfluß bemerkbar in den erst zunehmenden, später abnehmenden Temperaturabweichungen.

$0^{\circ}.8:1863$ ,  $1^{\circ}.0:772$ ,  $1^{\circ}.0:523$ ,  $1^{\circ}.4:923$ ,  $1^{\circ}.1:1181$  und  $0^{\circ}.8:770$ .

Zur linken Seite des Quadratfeldes, wo der Unterschied  $1^{\circ}.4:923$  ist, finden wir nur  $0^{\circ}.1:459$ ; auch weisen wir darauf hin, daß da, wo die Abweichung  $1^{\circ}.0:772$  beträgt, der Agulhasstrom, von dem später mehr, sich bemerkbar macht.

Nach der Vereinigung des Mozambique-Stroms und des westlichen Ausläufers des Südäquatorialstroms entsteht bei Port-Natal der Agulhasstrom.

Dieser biegt südlich um Afrika durch den Zusammenstoß mit der Westwindtrift und durch den Einfluß der Erdrotation nach Süden und Südosten ab. Ein Teil des Wassers fließt in den Sudatlantischen Ozean und wird vom kalten Benguelastrom aufgenommen.

Das warme Wasser des Agulhasstromes finden wir in folgenden Zahlen wieder.

$1^{\circ}.5:910$ ,  $1^{\circ}.0:4241$ ,  $0^{\circ}.8:2013$ ,  $1^{\circ}.0:772$ ,  $0^{\circ}.8:1047$ ,  $0^{\circ}.7:995$ ,  
 $0^{\circ}.4:591$ ,  $0^{\circ}.1:459$ .

Daß der Benguelastrom „kalt“ ist, geht aus folgenden Abweichungen hervor.

$0^{\circ}.7:3437$ ,  $0^{\circ}.2:317$  und  $-0^{\circ}.2:160$ .

Die größten Temperaturunterschiede findet man in den schraffierten Quadratfeldern; das Maximum  $3^{\circ}.3$  in  $\frac{36^{\circ}-38^{\circ} \text{ S. B.}}{24^{\circ}-26^{\circ} \text{ Ö. L.}}$ .

Der große Unterschied, den KÖPPEN für  $\frac{35^{\circ}-40^{\circ} \text{ S. B.}}{20^{\circ}-35^{\circ} \text{ Ö. L.}}$  im Juli und August fand, kommt uns zu hoch vor; wir bekommen für den Juli  $1^{\circ}.1:4134$ , für den August  $1^{\circ}.5:4053$ .

Auch im August beträgt der Maximalunterschied  $3^{\circ}.3$  und zwar im Quadratfeld  $\frac{34^{\circ}-36^{\circ} \text{ S. B.}}{22^{\circ}-24^{\circ} \text{ Ö. L.}}$ .

Wenn wir der Westwindtrift von  $60^{\circ}$  Ö. L. ab nach Osten folgen, sehen wir das Temperatursurplus zuerst langsam abnehmen, später im Australischen Meerbusen und westaustralischen Strom wieder zunehmen:

$0^{\circ}.7:694$ ,  $0^{\circ}.5:1732$ ,  $0^{\circ}.4:1722$ ,  $0^{\circ}.4:2537$ ,  $0^{\circ}.8:1462$ ,  $2^{\circ}.0:99$ ,  
 $1^{\circ}.2:81$ ,  $1^{\circ}.4:39$ ,  $1^{\circ}.1:1181$ ,  $0^{\circ}.8:770$ ,  $0^{\circ}.4:213$ ,  $0^{\circ}.7:32$   
 und  $1^{\circ}.0:203$ ,  $1^{\circ}.3:2908$ ,  $1^{\circ}.8:517$ .

Vermischung mit Wasser von polarer Herkunft verursacht die Abnahme der positiven Abweichung; den großen Unterschied westlich von Australien schreiben wir folgenden zwei Ursachen zu.

1<sup>ens</sup>. In der Nähe der Küste findet Lufttransport statt über den sich jetzt unter Wintertemperatur befindenden australischen Kontinent.

2<sup>ens</sup>. Ferner von der Küste auf offener See findet der Lufttransport aus Süden statt; anfänglich bleibt die Luft kälter als das Wasser, zuletzt aber wird dieser Unterschied geringer, weil die Luft schneller von der Sonne erwärmt wird.

In der Westwindtrift und südlich davon, soweit unsere Karte reicht, findet die allgemeine Luftbewegung aus westlicher bis westnordwestlicher Richtung statt; die allgemeine Wasserbewegung fällt zwischen Ost und Ostnordost.

Die Luft strömt nach höherer, das Wasser nach niedriger Breite und demzufolge müssen wir ein Gebiet erwarten, wo die Temperatur der Luft höher ist als dieselbe des Wassers. Wir finden

—  $0^{\circ}.5:375$ , —  $0^{\circ}.3:529$ , —  $0^{\circ}.9:1008$ , —  $1^{\circ}.0:1266$ , —  $0^{\circ}.8:535$ ,  
 —  $0^{\circ}.7:155$ , —  $0^{\circ}.7:114$  und —  $0^{\circ}.7:11$ , —  $0^{\circ}.4:91$ , —  $0^{\circ}.3:45$ ,  
 —  $1^{\circ}.1:78$ , —  $1^{\circ}.4:54$  und —  $0^{\circ}.7:63$ .

Da wo die nach Norden gerichteten Komponenten in der Wasserbewegung fehlen oder weniger ausgeprägt auftreten, wie auf  $40^{\circ}$ — $46^{\circ}$  S. B. zwischen  $50^{\circ}$  und  $70^{\circ}$  Ö. L., wird das Surplus oder Defizit der Wassertemperatur hinsichtlich der Lufttemperatur sofort größer oder kleiner.

Hauptsächlich zwischen  $30^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  S. B. befinden sich in Gebieten, wo die Wassertemperatur die Lufttemperatur übertrifft, größere Strecken, wo das Umgekehrte der Fall ist.

An zufällige Umstände, zu wenig oder weniger genaue Beobachtungen denken wir nicht, weil diese Erscheinung mehr oder weniger zusammenhangend auftritt.

In den ost-indischen Binnenseeën und im südlichen chinesischen Meere ist das Temperaturunterschied

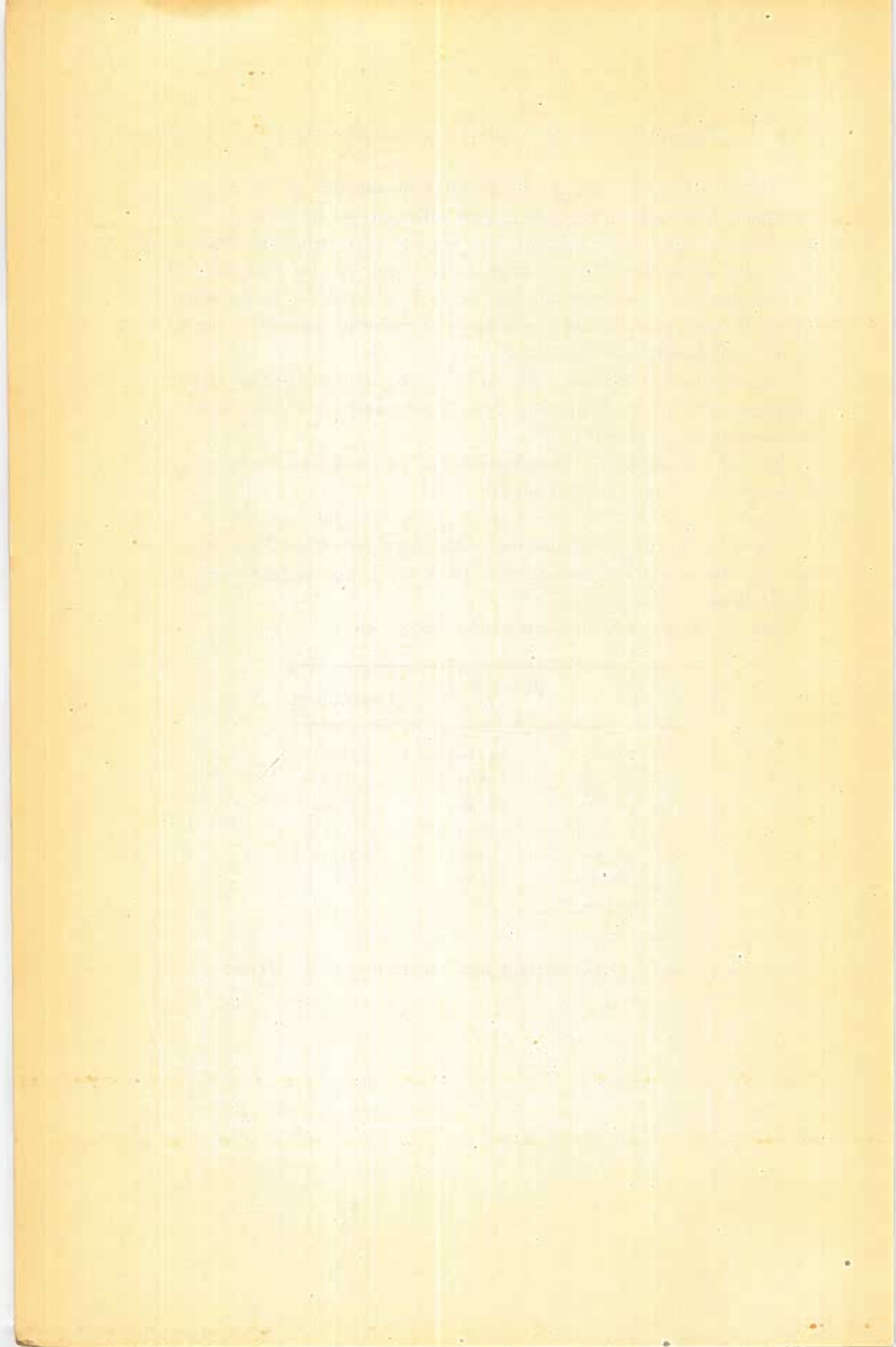
$0^{\circ}.6 : 420$ ,  $0^{\circ}.3 : 236$ ,  $0^{\circ}.3 : 210$ ,  $0^{\circ}.2 : 185$  und  $0^{\circ}.4 : 758$ .

*Kalte* Strömungen sind also die Südwestmonsuntrift und der südliche Teil der Westwindtrift; im weiteren Indischen Ozean begegnen wir in diesem Monat *warmen* Strömen.

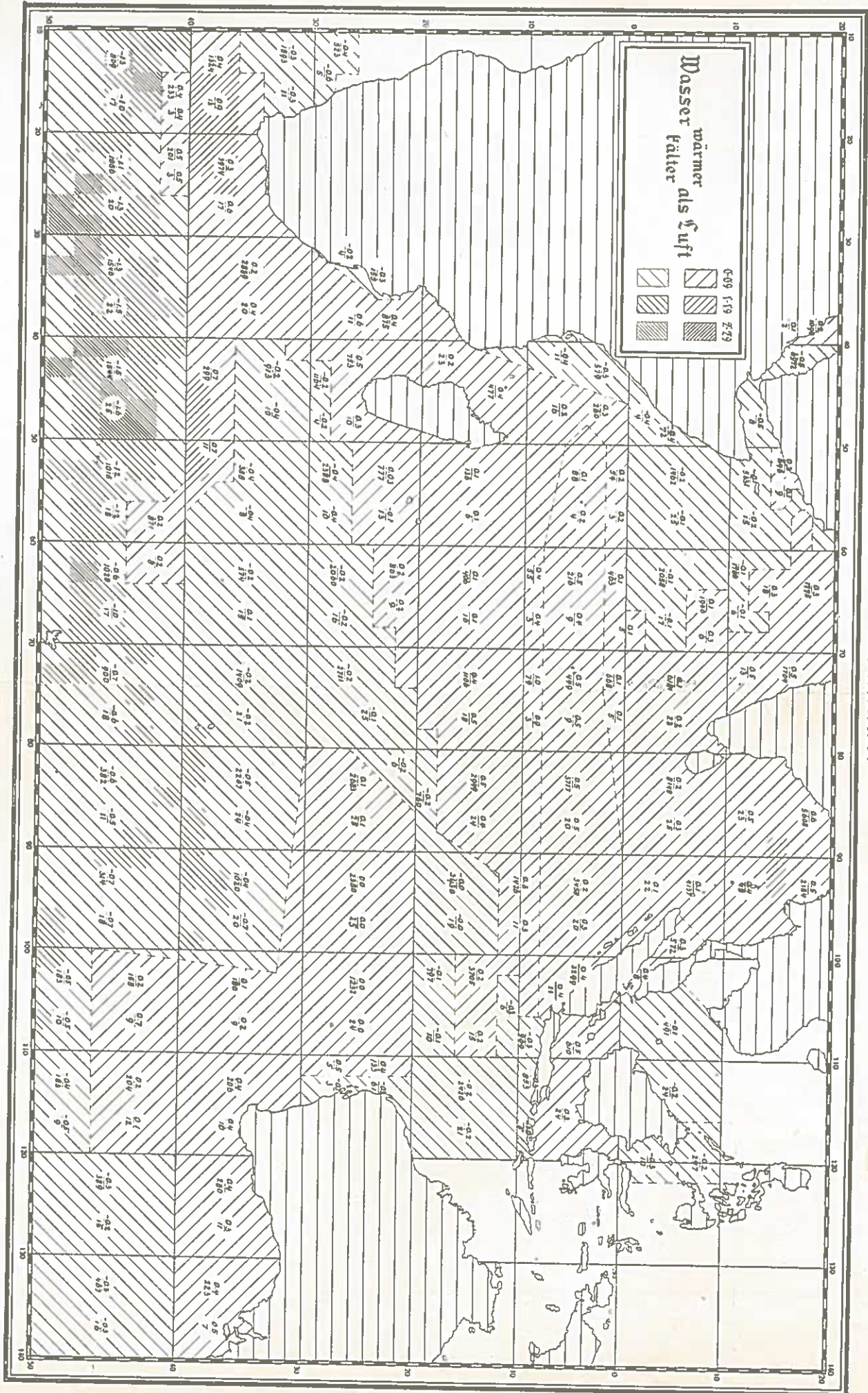
Für die verschiedenen Breitengürtel finden wir

| Ort                            | Beobachtungszahl | Unterschied |
|--------------------------------|------------------|-------------|
| $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ N. | 11219            | — $1.24$    |
| $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N.  | 14363            | — $0.28$    |
| $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ S.  | 17541            | + $0.42$    |
| $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ S. | 8644             | + $0.51$    |
| $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ S. | 9508             | + $1.03$    |
| $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$ S. | 16427            | + $0.70$    |
| $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$ S. | 9222             | + $0.12$    |

Für den ganzen Ozean beträgt der Unterschied  $0^{\circ}.14 : 86924$ .



warmer  
Wasser als Luft  
faltet



Julii.

