$$\varepsilon = (\theta - \eta z)^{-\frac{(\kappa-1)g}{\kappa R \eta}} \left[C + \int \left\{ D e^{\alpha z} + \frac{A g e^{-\beta z}}{R(\theta - \eta z)} \right\} (\theta - \eta z)^{\frac{(\kappa-1)g}{\kappa R \eta}} dz \right] \dots\dots\dots (40)$$

C, D の項は夫々甲乙の自由振動を表はしてゐることは前節と對比して明かで自由振動の振幅が $\theta - \eta z$ とするため影響されるところは海と空 11 年 12 月に直交座標を用ひたものではあつたが大したものではなく無視しても大差ないことを示したので今回は計算も繁瑣となるから略することとし強制振動についてのみに止めて置く。

$$\varepsilon = (\theta - \eta z)^{-\frac{(\kappa-1)g}{\kappa R \eta}} \int \frac{A g}{R} e^{-\beta z} (\theta - \eta z)^{\frac{\kappa(g-R\eta)-g}{\kappa R \eta}} dz$$

$$\text{強制振動} \quad [\varepsilon]_{\text{ground}} = -\frac{A \alpha_0}{\beta} \left\{ 1 - \frac{\kappa-1}{\kappa} \frac{\alpha_0}{\beta} + \frac{\eta}{\theta \beta} \right\}, \quad \text{但し} \quad \alpha_0 = \frac{g}{R \theta} \dots\dots\dots (41)$$

(41) 式の括弧中の第二項は 2% 位以下の大きさであり, $\frac{\kappa-1}{\kappa} \alpha = 2.0 \times 10^{-7}$, $\frac{\eta}{\theta} = 1.9 \times 10^{-7}$. 即ち平均気温遮減のための補正項は第二項と同程度で強制振動の振幅に 2% 位以下の影響しか與へない。

(10) 式と比較して見なければならぬ。

最後に以上は平均論であつたが日々の振動について例へば一日振動は天氣の支配を大きく受けるが半日振動は常に一定だといふやうな事は前者の主成分たる (P.D.) が直接気温のために殆んど靜的に $\frac{\partial \varepsilon}{\partial r} = \alpha r$ を充たすように起るが後者の主成分たる (S.S.) はその振幅は間接的に決るもので云はゞ地球上の Zonal な平均として決定されると思はれる節が上來の説明から考へられるので餘り天氣地形の支配を受けないのではあるまいか。之は併し唯想像に過ぎない。

大氣中に於ける水蒸氣の移動に就いて*

山 田 直 勝

§1. 緒 言

大氣中に於ける水蒸氣の役割は、日射の吸収や輻射に際し重要であるばかりでなく、潜熱の保管者であり、或は亦雲や雨、雪の形となつて現れるなど極めて大きい。従つてこの水蒸氣の移動の模様を定性的にでも調べて置く事は大切な事であらう。そこで本調査に於ては、大氣中に於ける水蒸氣の移動の模様を調べて見たのである。

§2. 計算方針

先づ單位體積、單位時間を考へ、 q をその中に含まれる水蒸氣の質量、 t を時間、 K を渦動擴散

* N. Yamada: On the Exchange of the Water Vapour in the Atmosphere.

係數, δm を單位時間に凝結する水蒸氣の量とすれば, 物質不滅の原理からあきらかに

$$\frac{d\varphi}{dt} = \nabla(K\nabla\varphi) - \delta m \dots\dots\dots(1)$$

が成立しなくてはならない. 今 x 軸を等水張線に垂直に, y 軸を等水張線の方に, z 軸を垂直上方に取り, 垂直流は小さいとし u を x 方向の風速とする. 又 $\frac{\partial\varphi}{\partial t}$ は月平均を考へる場合には非常に小さく, 省略してよいから上式は

$$u \frac{\partial\varphi}{\partial x} = K \left(\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} \right) - \delta m \dots\dots\dots(2)$$

となる. 但し K は一般には z の函数であるが, ここでは大略の計算であるから z について不變とした. 亦 K は垂直方向と水平方向では桁違ひに違ふ事がいろいろの方面から明かになつて來た.⁽¹⁾従つて (2) 式は

$$u \frac{\partial\varphi}{\partial x} = K_h \frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + K_a \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - \delta m \dots\dots\dots(3)$$

或ひは

$$\delta m = K_h \frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + K_a \frac{\partial^2\varphi}{\partial z^2} - u \frac{\partial\varphi}{\partial x} \dots\dots\dots(4)$$

となる. 之れが以下の計算の基礎の關係式である.

此の式に於て u, φ, K_h, K_a の値の分配は日常の觀測其他の方面から大體の様子が分かつて居るが, δm の分配はさし當り推算の方法はない. 唯之れを高さについて積分したものは日常觀測する降水量と考へてよいであらう. それで此の事を考慮して (4) 式を逆に利用し, 右邊から左邊即ち水蒸氣の凝結量の高さに對する分配を求めた.

§3. 實際の計算

水蒸氣と水張との關係, 水張風速と高さとの關係に就ては計算の都合上次の様な假定をする.

(i) 大氣の單位體積中に含まれる水蒸氣の質量 φ は, 溫度 $t^\circ\text{C}$, 水張 $f\text{ mm}$ のときには

$$\varphi = \frac{1.06}{1+\alpha t} f \text{ g/m}^3 \dots\dots\dots(5)$$

となる. 但し α は空氣の膨脹係數である. 今

$$\Gamma = \frac{1.06}{1+\alpha t} \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3$$

と置けば, Γ は明かに高さに依つて變化するが, 我々が今問題にする範圍では, 上の單位を用ふるときは

$$\Gamma \doteq 1 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3$$

(1) 最近では H. Lettau: Beitr. z. Phys. d. f. Atm, 23 (1935).

(2) F. Exner: Dynamische Meteorologie. Zweite Auflage, S. 10, 1925.

と取つてもよい。

(ii) 次に f の垂直分布としては、ハンの公式⁽¹⁾

$$f = f_0 e^{-\gamma z} \dots\dots\dots (6)$$

を用ふる。さて $1/\gamma$ 即ち水張が地上の約 $\frac{1}{3}$ ($\approx e^{-1}$) となる高さは、年平均 2500—3000 米であるが、冬期に於て低くなり夏期に於て高くなる事は實測より明かであるから、簡單のために次の如く年變化するものとして各月の γ の値を計算した。(第 1 表)

$$\frac{1}{\gamma} = h = h_0 + A \sin \frac{\pi}{6} (t-1)$$

但し ($h_0 = 2750$ 米, $A = 750$ 米, $t =$ 月次)

(iii) 風速のベクトル平均の絶対値と z との關係を

$$V = a - b e^{-\rho z} \dots\dots\dots (7)$$

と云ふ實驗式に従ふものとし、風向は z が増すに従ひ直線的に變じ、2000 米以上の上空では等水張線に沿つて吹くものと假定すれば

$$u = -V \cos \left(\frac{\Theta + \theta}{H} z - \theta \right) \dots\dots\dots (8)$$

と置く事が出来る。但し $H = 2000$ 米, $\Theta = 90^\circ$ (5~9 月は方向が逆だから $\Theta = 270^\circ$) θ は地上風向が x 軸となす角で、反時計廻轉方向に測つたものを正とする (但し 5~9 月は負)。

之等の假定 (5), (6), (7), (8) を (4) に代入すれば

$$\delta m = K_h l \left[\frac{d^2 f_0}{dx^2} e^{-\gamma z} + K_a \Gamma \gamma^2 f_0 e^{-\gamma z} + \Gamma (a - b e^{-\rho z}) \cos (\theta_0 z - \theta) \frac{df_0}{dx} e^{-\gamma z} \right] \dots\dots\dots (9)$$

となる。但し $\theta_0 = \frac{\Theta + \theta}{H}$ である。

(9) 式を z について 0 から ∞ 迄積分すれば

$$M = \int_0^\infty \delta m dz = \Gamma \left[K_h \gamma^{-1} \frac{d^2 f_0}{dx^2} + K_a \gamma f_0 + \frac{df_0}{dx} \left\{ \frac{a}{\gamma^2 + \theta_0^2} (\theta_0 e^{-\gamma z} + \gamma \cos \theta) - \frac{b}{(\gamma + \rho)^2 + \theta_0^2} (\gamma + \rho) \cos \theta \right\} \right] \dots\dots\dots (10)$$

となる。

デファント、オングストレーム、エクスター⁽²⁾は夫々似通つた様な方法で大氣の水平の Austausch を論じ K_h の値として 10×10^{10} , 5.5×10^{10} , 4.5×10^{10} , 1.5×10^{10} と云つた様な値を得た。デファン

(1) 岡田博士：氣象學上卷，127 頁。

(2) A. Defant: Geografiska Annaler. 1921, Heft 3, S. 209.

A. Ångström: Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik, Bd. 19 A. No. 20.

F. Exner: Dynamische Meteorologie. Zweite Auflage, p. 289. 1925.

ト、オングストレームの得た結果には對流の影響が入つてゐるから、實際にはまだまだ小さいと考へねばならない。依つてこゝではエクスターの得た値が一番實際に近いと考へ

$$K_h = 2 \times 10^{10} \text{ C.G.S.}$$

を採用する事とする。\$K_a\$ は普通の場合の様に \$5.0 \times 10^4 \text{ C.G.S.}\$ とし第 1 表の各値を (10) に代入して降水量 \$M\$ を計算して見ると第 2 表の如くなる。之に依て見ると實測と大體は合ふが幾分の相違がある。之は以上の計算に多くの假定をして居るが、それが充分満足されて居ないからであらう。そこで假りに此處では \$K_a\$ が季節に依つて異なる爲と考へて、以上の相違が無くなる様に \$K_a\$ を定めて (4) 式に従ひ、各高さに於ける、水蒸氣の氣流に依る移動量 \$\varphi_w\$ 及び水平、垂直方向の渦動擴散に依る移動量 \$\varphi_h, \varphi_a\$ 及び、之等の總和、即ち凝結量 \$\varphi_c\$ を求めた。結果は第 3 表に示す通りである。

第 1 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
降水量 ⁽¹⁾	54	72	108	132	157	163	136	164	234	193	98	54	mm/month.
平均風速	2.11	2.33	1.61	0.56	0.87	0.96	1.24	1.20	0.74	1.92	1.86	2.40	m/sec.
平均風向	336	350	356	56	128	153	116	118	34	8	357	349	degree
平均水張	3.6	3.8	5.0	8.0	10.7	14.5	18.5	19.7	16.3	10.9	7.1	4.5	mm
水張傾度 ⁽²⁾	-0.8	-0.6	-0.6	-0.9	-0.8	-0.7	-0.9	-0.8	-0.9	-1.0	-0.8	-0.6	mm/100 km
水張第二次傾度	1.3	1.2	1.0	0.5	0.4	0.2	-0.1	0.3	1.0	1.1	1.0	0.8	$\times 10^{-1} \text{ mm} / (100 \text{ km})^2$
水張傾度の方向	325	340	337	340	352	18	67	10	348	340	340	341	degree
$\frac{1}{\gamma} = h = h_0 + A \sin \frac{\pi}{6}(t-1)$													
\$h\$	2000	2100	2370	2750	3130	3400	3500	3400	3130	2750	2370	2100	m
$V = a - be^{-\rho z}$													
\$a^{(3)}\$	6.3	6.4	7.7	1.5	4.1	3.9	3.8	3.3	5.0	4.4	5.4	4.9	m/sec
\$b\$	4.2	3.1	6.1	0.9	3.2	2.9	2.6	2.1	4.3	2.4	3.5	2.5	"
\$\rho\$	3.0	3.3	3.9	6.0	7.0	5.0	4.3	5.4	5.1	6.2	2.9	3.0	$\times 15^{-6} \text{ cm}^{-1}$

(1)(3) 藤原咲平, 高橋浩一郎, 關口 領: 「東京に於ける大氣下層の熱の出入について」氣象集誌. 第 2 輯, 第 15 卷, 第 7 號.

(2) Climatic Atlas of Japan and Her Neighbouring Countries.

第 2 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
風に依るもの	-3.9	-2.5	-2.3	-0.6	1.8	1.3	2.5	1.0	0.6	-2.7	-2.4	-2.0	$\times 10^{-6} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{sec}$
垂直渦動擴散に依るもの	1.0	1.0	1.1	1.4	1.8	1.2	2.7	2.8	2.6	2.3	1.6	1.2	"
水平渦動擴散に依るもの	5.5	5.3	5.1	2.5	2.2	1.6	-3.0	2.0	6.1	6.9	5.0	3.2	"

計 (凝結するもの)	2.6	3.8	3.9	3.3	5.8	5.1	4.9	5.8	9.3	6.5	4.2	2.4	"
降水量 (實測)	2.2	3.1	4.1	5.1	5.7	6.6	5.3	6.7	9.8	7.5	3.9	2.1	"
差	0.4	0.7	-0.2	-1.8	0.1	-1.5	-0.4	-0.9	-0.5	-1.0	0.3	0.3	"

第 3 表 ($\times 10^{-11} \text{g/cm}^2 \text{sec}$)

高 度	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
地 上	φ_w	-1.68	-1.69	-0.96	-0.09	0.48	0.49	-0.72	0.16	-0.09	-1.70	-1.36	-1.44	1.57
	φ_a	0.27	0.13	0.25	1.23	0.59	1.46	0.88	1.16	1.00	1.04	0.52	0.40	
	φ_h	3.05	2.60	2.18	1.09	0.80	0.40	-0.20	0.60	2.00	2.18	2.18	1.80	
	φ_c	1.64	1.05	1.74	2.23	1.87	2.35	-0.12	1.92	2.91	1.52	1.34	0.36	
200 m	φ_w	-2.62	-1.85	-2.05	-0.33	2.27	1.56	-0.71	0.95	-0.29	-3.29	-2.47	-1.64	1.26
	φ_a	0.24	0.12	0.48	1.16	0.55	1.37	0.83	1.10	0.94	0.96	0.47	0.36	
	φ_h	2.73	2.34	2.01	1.01	0.75	0.38	-0.19	0.56	1.88	2.03	2.01	1.62	
	φ_c	0.35	0.61	0.44	1.84	3.52	3.21	-0.07	2.61	2.53	-0.30	0.01	0.34	
500 m	φ_w	-3.20	-2.58	-2.65	-0.79	2.95	2.13	0.70	1.77	2.41	-3.72	-2.85	-1.93	1.27
	φ_a	0.21	0.10	0.43	0.99	0.50	1.24	0.75	1.01	0.85	0.86	0.42	0.32	
	φ_h	2.37	2.05	1.77	0.88	0.68	0.34	-0.17	0.51	1.70	1.83	1.77	1.42	
	φ_c	-0.62	-0.43	-0.45	1.09	4.13	3.71	1.38	3.29	4.96	-1.03	-0.66	-0.19	
1000 m	φ_w	-2.70	-1.80	-1.97	0.79	2.41	1.65	2.32	1.96	3.65	-2.79	-2.26	-1.35	1.45
	φ_a	0.17	0.08	0.35	0.84	0.43	1.09	0.66	0.89	0.73	0.73	0.34	0.25	
	φ_h	1.85	1.62	1.45	0.73	0.58	0.30	-0.15	0.45	1.46	1.54	1.45	1.12	
	φ_c	-0.68	-0.10	-0.07	0.78	3.42	3.04	2.83	3.30	5.84	-0.52	-0.47	0.02	
1500 m	φ_w	-1.03	-0.83	-0.93	0.45	1.26	0.97	1.81	1.18	2.07	-1.34	-1.10	0.64	1.39
	φ_a	0.13	0.05	0.28	0.70	0.37	0.93	0.56	0.76	0.62	0.60	0.27	0.20	
	φ_h	1.42	1.27	1.17	0.59	0.50	0.26	0.13	0.38	1.24	1.27	1.17	0.83	
	φ_c	0.52	0.49	0.49	0.84	2.13	2.16	2.50	2.32	3.93	0.53	0.34	0.44	
2000 m	φ_w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06
	φ_a	0.10	0.05	0.23	0.59	0.31	0.82	0.49	0.66	0.53	0.46	0.22	0.15	
	φ_h	1.12	0.99	0.94	0.49	0.42	0.22	-0.11	0.34	1.06	1.08	0.94	0.68	
	φ_c	1.22	1.04	1.17	1.06	0.73	1.04	0.38	1.00	1.59	1.54	1.16	0.83	
3000 m	φ_w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69
	φ_a	0.06	0.03	0.12	0.41	0.22	0.61	0.37	0.50	0.38	0.35	0.12	0.10	
	φ_h	0.67	0.62	0.50	0.25	0.30	0.17	-0.08	0.25	0.76	0.70	0.50	0.43	
	φ_c	0.73	0.65	0.62	0.66	0.52	0.78	0.29	0.75	1.14	1.05	0.62	0.53	
4000 m	φ_w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52
	φ_a	0.04	0.02	0.10	0.29	0.17	0.45	0.27	0.37	0.28	0.25	0.10	0.06	
	φ_h	0.43	0.39	0.42	0.21	0.22	0.12	-0.06	0.19	0.56	0.63	0.42	0.27	
	φ_c	0.47	0.41	0.52	0.60	0.39	0.57	0.21	0.53	0.84	0.88	0.52	0.33	
5000 m	φ_w	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35
	φ_a	0.02	0.01	0.07	0.20	0.12	0.36	0.22	0.29	0.20	0.18	0.07	0.04	
	φ_h	0.21	0.23	0.28	0.14	0.16	0.10	-0.05	0.15	0.40	0.38	0.28	0.16	
	φ_c	0.26	0.24	0.35	0.34	0.28	0.46	0.17	0.44	0.69	0.56	0.35	0.20	

§4. 計算結果及び夫れに對する二三の考察

前節に掲げた表を圖示すると第1圖, 第2圖の如くなる. 第1圖に依れば明かなる如く, 水平方向の渦動擴散に依るものは冬期大で, 夏期小なるに反し, 垂直方向の渦動擴散に依るものは冬期小

第 1 圖

第 2 圖

で、夏期大である。之れは夏期には雷雨に依る小規模の降雨がかなりの降水量を齎すが冬期には之れない。垂直方向の擴散に依る項が夏期大きな事は此の様な事を物語るのであらう。風に依る量は前二者に比し、夏期、冬期の別が明瞭である上に、その變化が 2000 米以下である爲に、凝結高度は冬期

と夏期で著しい差違を生ずる。此の凝結高度は第 2 圖に依れば明かなる如く、夏期低く、冬期高い。之れは一般に雲の高さは夏期低く、冬期高いと云ふ事實とも一致する。なほ又冬期凝結量が計算から負になる事があるのは、恐らく假定が實際と充分一致して居ない爲か、或は雲がその高度で蒸發する事によるものであらう。何れにしても、その高さでは凝結はし難いと考へても大過なからう。

定量的の事は兎も角として、總括して次の様な事がうかゞへる。

(i) 大氣中の水蒸氣の移動で最も重要なのは、對流に依る項で、次は水平方向の渦動擴散に依る項である。

(ii) 凝結高度は季節に依て著しく異り、それは風向が季節に依て異なる爲である。

(iii) 夏期の降水を齎す水蒸氣の凝結は主として南風に原因し、凝結高度は比較的低い。之に反し冬期は北風が逆作用を呈する爲に渦動擴散に依るものが主で、凝結高度は比較的高い。

(iv) 渦動擴散に依るものゝ中、水平方向のものは冬期大で、垂直方向のものは夏期大である。

之は地上附近が 2000 米以上の上空で問題になる。

(v) 凝結量の年變化の振幅は、地上では割合に少く 500~1000 米の間が最大で、2000 米以上では極めて小さい。

§5. 結 尾

以上の計算は非常に粗雑であつて、大體定性的の事を窺ふに止り、この種の問題で定量的に信用の置ける値を出す事は今の處困難である。例へば $\frac{d^2 f_0}{dx^2}$ の如きは場の取り方如何で異なるから、第 3 表中の値は今後の發展に依て相當の變化をさせねばならないかもしれない。要するに今の處これ以上を期待する事は無理であるが更に精しい事は今後の問題としたい。

此の問題は養成所三學年の演習問題として筆者に課せられたものである。終に臨み終始御懇切なる御指導を賜つた藤原先生、高橋(浩)先生、並びに御激勵下さつた村瀬學兄に衷心より感謝の意を表する次第である。

(昭和 12 年 12 月 23 日)

要 報

中 緯 度 環 流 論*

櫻 庭 信 一

中緯度環流に就いては前に若干述べた事がある。それに依れば中緯度環流系は平均状態に於て熱勢力が環流勢力を維持する原動力たり得ない事、低高氣壓の去來に伴ふ環流擾亂の状態に於てすら尙環流勢力を熱勢力に仰ぐ事が甚だ困難なる事である。従つて往々單純に考へられるが如き、氣壓傾度(中緯度に於て極に向ふ氣壓傾度を意味する)を以て環流勢力源たらしめんとする考は當を得ない事、即ち摩擦消耗を補ふ爲めの子午面流は傾度風からの偏差流に過ぎず、之は僅々一軒以下に存在し、その強さは全く數量的に消耗を補ふに足りないものである。

本文に於ては主として溫帶高氣壓の勢力が如何にして維持されるかに就いて一つの定量的考察を與へて見たい。大氣環流の氣壓傾度維持に關する中歐學派の説があるが、彼等は中緯度の氣壓傾度は大氣輻射平衡によつて維持出来るものとしてゐる。即水蒸氣の溫室作

用(Glashauswirkung)によつて Albrecht 放出層(Albrechtsche Emissionsschicht)は赤道に最高にして極に至るにつれてその高度は低下し、従つて輻射平衡説に依れば成層圏下層部に於ては氣壓傾度は赤道から極への向きを取る。但し實際問題としては地上附近の氣溫傾度が同じく赤道から極への向きを取る爲め、氣溫の最高なる赤道地方では成層圏の影響が一部相殺せられて、輻射平衡説からは赤道に存在すべき高壓帶が實際には緯度 30° 邊に移行する事となり、以下極に向つて輻射平衡による氣壓傾度が氣溫傾度に禍されず地上に現出する事は、中緯度西風の存在により一般に吾々の認むる所である。

偕以上の流儀に倣つて溫帶高壓帶の勢力維持を調査する爲に、緯度 30° に於ける輻射冷却の速度を見よう。次圖は R. Mügge⁽¹⁾の計算した冷却度を示す。茲に緯度 30° に於ける可能降水量(precipitable water, Nie-

* S. Sakuraba: On the Maintenance of the Subtropical Anticyclones.

(1) R. Mügge: Energetik des Wetters, Met. ZS, 52 (1935) 168—176.