氣象集誌

第二輯 第十五卷 第七號

論 文

東京に於ける大氣下層の熱の出入について

藤原 咲 平, 高橋浩一郎, 關 口 領

§1. 緒 言

天氣や氣候の變遷は何によつて起るか、それは明に大氣中の 1. エネルギーの増減、2. 空氣質量の増減、水蒸氣の増減によりて主として定まるものであらう。此中空氣質量の増減は主として氣壓の増減によりて知られるので、氣壓圖が天氣豫報上重要なのも此關係に其根據を持つ。又水蒸氣の増減は高層觀測又はスペクトラムに依る水量決定から得られる筈で、此後者に對しては昔レーンバンドの觀測を以て天氣豫報に資せんとした事もあつたが、今は稍精密な觀測が可能となつたから、今後は之を實用化する事に努力すべきである⁽¹⁾。然るに一番大切と考へられるエネルギーの増減を知る方法が今の所何も講ぜられて居ない。のみならず大氣の熱操作に於けるポルトロピーの常數も本當には決定されて居ない状態である⁽²⁾。それで本調査に於ては大氣の最下層に對して先づ其エネルギー出入の月計を調査して見たので、希望する所は何とかして毎日の出入進んでは毎時の出入を知つて天氣豫報に役に立たせたいのであるが、それは當分出來さうにもない。

此熱出入の月計は最近にはぽつぽつ外國でも試みられる様になつた。例へば Möller の勢力氣候學⁽³⁾ Lettau の北半球に於ける空氣量及其エネルギーの交換⁽⁴⁾等の如きもので、是等は歐洲の大氣に就て試みられて居るので、吾々は是を東京の大氣に就いて試みたのである。尙計算は彼等が單に氣溫變化と氣流によりて運ばれた熱量及輻射に依るもの丈を計算したのに對して、吾々は水蒸氣に依るもの、運動によるもの、氣壓變化によるもの、傳導及渦亂流によるもの等 13 項に就て計算した。

* S. Fujiwhara, K. Takahasi and Ryo Sekiguti: On the Exchange of Energy in the Lower Atmosphere. 中央氣象臺彙報。

(1) 例へば關口鯉吉、日射に對して大氣全層に含む水蒸氣の影響に就いて、氣象集誌第 12 卷 (1934) は其計畫を主唱したものである。

(2) 藤原大氣物理學、第 2 版 107 頁。

(3) F. Möller, Energetische Klimatologie, Gerl. Beitr. 42 (1934) S. 252

(4) H. Lettau, Luft massen-und Energie austausch zwischen niederen und hohen Breiten der Nordhalbkugel etc. Beitr. z. Ph. d. f. Atm. 23 (1935) s. 45.

§2. 計 算 方 針

まづ單位體積，單位時間を考へ其間に内部で消費され又は蓄積するエネルギーを δQ_1 で表はせば⁽¹⁾

$$\delta Q_1 = \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + \rho T \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{qr}{T} \right) + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} (\rho V^2) + \frac{\partial(\rho gz)}{\partial t} + \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \sum (\rho V'^2) - \frac{\partial p}{\partial t} \dots \dots \dots (1)$$

が成立する。但し第一項は定壓に於て溫度昇降による熱所有量の變化，第二項は水蒸氣の蒸發による潜熱の消費，第三項は運動のエネルギーの増加，第四項は位置のエネルギーの増加，第五項は亂渦のエネルギーの増加，第六項は氣壓の變化に依る仕事である。次に δQ_2 を以て外部から出入するエネルギーの總量をあらはすと

$$\begin{aligned} \delta Q_2 = & \nabla(K \nabla T) + a' J - v \cdot \nabla(\rho C T) - \rho C T \Delta - \rho y C' T - v \cdot \nabla \left(\frac{1}{2} \rho V^2 \right) \\ & - \frac{1}{2} \rho V^2 \Delta - p \Delta - v \cdot \nabla p + a \sigma T^4 + R \dots \dots \dots (2) \end{aligned}$$

となる。茲に第一項は熱傳導に依つて入り来る熱であつて、 K の中には分子熱傳導度の外に亂渦熱傳導度も加はつてゐる。第二項は輻射線の吸収，第三項は含熱量傾度の爲に流れ入り来るもの，第六項は運動のエネルギーの傾度に依り流れ入るものである。第八項は氣壓に就ての同様な收斂項である。第五項は雨滴に依る熱量の移動，第九項は氣壓傾度に依るものである。第十項は輻射に依る消費，此外の補正項をあはせて第十一項にてあらはした。かくて熱力學第一法則によつて $\delta Q_1 = \delta Q_2$ が大氣の勢力方程式である。

我々はこの式の各項を實際の觀測値を用ひて計算し、この方程式の成立するを條件として不明の常數を決定して見た。一定の空間として東京に於て底面約一萬 km^2 高さ數十米の直角壻を考へ、その空間内に一ヶ月に出入する熱量と其の空間内にて蓄積又は消費する熱量を計算した。但し計算の便宜上時間は毎 1 日、底面積毎 1 平方裡、高さ 1 裡に換算したものを示す。

猶、以下の計算に當り、機械的の勢力の變遷に依るものは極めて微々たるもので、此の式を實際に應用する際には全く省略し得る。故に、先づ此の勢力がどの程度に小なるかを一應確かめ、次に熱量の出入の計算に入る。

§3. 機械的勢力の變遷

(1) 摩擦に依り風の運動の勢力から熱になるもの

此れは容易にわかる如く、風速 V を高さ z だけの函數と考へ、ストークスの粘性流體の運動の式が成立するとせば

$$\frac{dI}{dt} = K_a \left[V \frac{\partial V}{\partial z} \right]_0^z - K_a \int_0^z \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 dz \dots \dots \dots (3)$$

(1) 以下 $\delta Q_1 = \delta Q_2$ 迄大氣物理學第 2 版 133 頁に依る。

である。但 I は運動の勢力から變じて來る熱, K_a は粘性係數で, 此處では渦粘性を取る可きである。さて, V と z の關係を

$$V = a - be^{-\rho z} \dots\dots\dots(4)$$

と云ふ様な實驗式を用ひ第 I 表の館野の觀測を用ひ a, b, ρ を決定して見ると第 II 表の如くなる。此の値を用ひ, 又 K_a として第 II 表の値を採り (3) 式に於いて $z=0$ を地表とし, z の相當大きい所まで (例へば 0.5km) 積分すると第 III 表の如くなる。但第 I 項は地表の滑りに依るもの, 第 II 項は體摩擦に依るもので, 兩者殆んど同程度になり, 運動の勢力を論ずる際に地表に於ける滑りが重要な事を示す。此の様な勢力の變化は同表の如く高々 2 cal/day. cm² 位のもので日射の 300 cal/day. cm² 程度に比すれば極めて小で確かに省略し得る。

(ii) 運動の勢力

此れは明かに $\int \rho V^2 dz$ で與へられる。今 (4) 式を用ひ, 地表から 500 m の上空までの平均を作つて見ると第 III 表の如くなり, 此のものも他の熱の勢力などに比すれば甚だ小さい事が知れる。

(iii) 氣壓變化に依るもの

今空氣を完全氣體と考へれば, 此の影響は

$$p dv = \frac{pv}{T} dT - v dp \dots\dots\dots(5)$$

で與へられる。此の内溫度變化 dT に依るものは比熱を考へる時定壓比熱を取ればそれに含まれる故, 後の項のみを考ふればよい。今 dp として毎月の氣壓差を取り, v として 1 cm³ を考へれば第 III 表に示した如くなり, 此のものも甚だ小な事が知れる。

(iv) 其の他

其の他此の種類勢力としては亂渦に依るもの, 位置の勢力, それらの收斂, 發散等々があるが亂渦の勢力は風の主流の數分の一の程度であるし, 其の他のものも極めて小と考へられるから計算を略す。

§4. 基礎の式の書き換へ

以上の如く機械的の勢力は極めて小である故此れを省略し, 又熱の收斂の項も省略すれば勢力の式は

$$-\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + \alpha m r = -(\nu \nabla \rho C_p T) + 2A\rho(J_e + J_a) - 4A\sigma T^4 \rho - A'\rho J_0 + K_a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (6)$$

となる。但し A, A' はそれぞれ單位質量の大氣に對する長波, 短波の吸收能, K_a, K_h は大氣の垂直, 水平方向の熱傳導率, σ はステファンボルツマンの常數, m は降水量, α は常數, r は蒸發熱, J_0 は日射, J_e は地面の輻射, J_a は空氣の輻射, θ は相當溫位である。なほ地表の極く附近を考へれば, 地面は熱輻射の如き長波に對しては殆ど完全黑體であるから $J_e = \sigma T^4$ である。以下此の

假定の下に計算を進める。

§5. 内部勢力の變換

(6) 式の左邊は内部勢力の變換を示す式である。第一項は毎月の氣溫差から計算出来る。第二項 αm_r に於いて m, r はわかるが α がはつきりしない。そこで、今假りに雨の凝結が地上から 2.5 km 上空の間で一様に行はれるとすれば $\alpha = 1/(2.5 \times 10^5)$ と置けばよい。かくして計算したのが第 IV 表の (b) である。

§6. 地表を通じての熱の出入

(6) 式の右邊の計算に入る前に地表を通じての熱の出入を考へる。此れは次の式で表はされる。

$$J_e - J_a = J_0(1-a) + K_a \frac{\partial \theta}{\partial z} - K_e \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) - r m' \dots \dots \dots (7)$$

但、 a は土地の反射能、 θ はポテンシャル溫度、 K_e は土壤の熱傳導度、 m' は蒸發量である。今 a, K_a, K_e として第二表の値を採り、第 I 表の觀測値を用ふれば J_a 以外は皆知れて居る故 J_a がわかる。 $J_e - J_a$ を斯くして計算したものが第 IV 表 (a) の第一段のものである。但し、日射 J_0 は水平日射量を探つたのであるが、最近⁽¹⁾の研究に依ればロビツチの日射計は稍大きすぎる値を與へ 7 割にした方がよい様に思はれるので、此の係數を掛けて計算をした。又蒸發量 m' も第 I 表には蒸發計からの値をあげたのであり、實際の土壤からの蒸發は此れより大部少ないと思はれるので 0.7 と云ふ係數を掛けて用ひた。

$(J_e - J_a)$ は現在 (7) 式から實測値を用ひて出したのであるが、若し上空の溫度、吸收能がわかれば次の式で計算出来る。

$$I = \int_{\zeta=0}^{\zeta=\frac{\pi}{2}} 2\pi \cos \zeta \sin \zeta d\zeta \int_p^0 \frac{A \sec \zeta}{g} \left(I - \frac{\sigma}{\pi} T^4 \right) dp \dots \dots \dots (8)$$

但、 ζ は天頂角、 I は輻射の強さ、 A は單位質量に對する吸收能、 g は重力の加速度である。リチャードソンは此の式を用ひ、ウイルソン⁽¹⁾山の觀測から A を求め、次の様な値を得た。

$$A = 1.48 \times 10^{-3} (1 + 40\mu) \text{ cm}^2 \text{ grm}^{-1} \dots \dots \dots (9)$$

但し、 μ は單位質量の大氣中にふくまれた水蒸氣の量である。此の値はウイルソン山の如き高所で求めたもの故、東京の如き空氣の濁つた所では A をもつと大きくとつてもよい様に思はれる。そこで A として第 II 表の高層も含めてとある様な A を假定して、 $J_e - J_a$ をリチャードソンの如く、(8) 式を數值的積分に依り求め此れから出したのが第 III 表 (a) の下の結果である。此れは前の實測から出したものと桁丈は一致する。此の様な A は冬はリチャードソンの値と略々一致する。

(1) W. Mörikofer und Thame, Zur Bestimmung des Eichfaktors beim Bimetallaktinographen Fuess Robitzsch Met. Zeit. Bd. 53 Heft. 11, 1936.

(2) L. F. Richardson, Weather Prediction by numerical Process.

此れは現在の計算の正しい一根據とならう。又夏の A の大きく出るのは水蒸氣の影響がリチャードソンの與へた程小さくない爲と思はれる。

又、上空からの輻射に就いては多くの人の研究に依れば⁽¹⁾

$$R/\sigma T^4 = 0.526 + 0.065\sqrt{e} \dots\dots\dots(10)$$

と云ふ様な式で與へられる。但、 R は天空輻射、 T は地上温度、 e は水蒸氣張力(ミリバー)である。此の式から $J_e - J_a$ を計算して見ると第 III 表 (a) 第三段目の如くなる。此れと實測と比較して見ても大體一致するが、實測の方が少し小さい。此れは (10) 式が雲の無い時に適用されるものであり、従つて雲のある場合も含めた實測値は雲は殆んど長い波長の輻射線に對しては完全黒體である事から期待出来る事である。此の様な事を考へると現在の結果は寧ろ合ひ過ぎて居ると云つて善からう。

§7. 單位體積に於ける熱の出入

次には (6) 式の右邊、即ち單位體積の表面を通じて行はれる熱の出入を考へる。

(1) 對流に依るもの

此れは第一項で與へられる。此の場合の風速度は平均値を作る際ベクトルの平均を取らなければならない。此の爲東京の風速の毎時觀測を各分速度に分け計算して出したのが第 I 表の風速、風向である。温度傾度は日本氣候圖から求め、その結果がやはり第 I 表に示してある。

(2) 水平方向の亂渦傳導に依るもの

此れは $K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ で計算される。 $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ は大體 $\frac{2^\circ}{(280 \text{ km})^2}$ の程度であり、 $K_h/\rho c_p$ は地球全體の温度分布等を論ずる時は 10^{11} 位となるが現在の場合は 16^9 位に採ると見た方が穩當に思はれるので此の値を採る。

(3) 垂直方向の亂渦傳導に依るもの。

此れは $K_a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$ で與へられる。東京には上空の温度の觀測がないので、館野に於ける材料を用ひ高さと温度の間に

$$T = a' + b'T + c'e^{-\beta z} \dots\dots\dots(10)$$

の關係があるとし、 a', b', c', β を實測から求め、此れから $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$ を計算した。

(4) 日射の吸収に依るもの

此れは $A' \rho J_0$ で與へられる。 A' としては第 II 表地表附近とある値を推定した。

(5) 長い波長の輻射の出入

此れには二種類あり、上空及び地面より來る輻射線の吸収、及び自己輻射に依るものがある。即ち (6) 式の右邊の第二項、第三項が此れである。今考へて居る部分が充分地表に近いと考へれば、

(1) 例へば Brunt, Physical and Dynamical Meteorology.

$J_e = \sigma T^4$ と考へられる故、此の項は $2A\rho(J_a - J_e)$ を計算すればよい。そして A として第 II 表地表附近に於ける値を用ひ、 $J_a - J_e$ として實測から出したのを採用した。猶此の場合例へば地面の輻射にしても一日平均を考へる故、嚴密に云ふと一月の平均温度を用ひたのではない。四乗の平均値をとらなければならない。しかし此れは

$$\overline{T^4} = \overline{T}^4 + 6\overline{\Delta T^2} \overline{T} + \overline{\Delta T^4} \dots \dots \dots (11)$$

となり、實際の値を入れて見ると 0.05% 位の差となり、平均気温をとつても現在の所では充分間に合ふ。

(6) 此の外雨などに依つて運ばれるものもあるが小さい故省略する。

此等全部を合計したものが、(6) 式に依り左邊の内部エネルギーの變化に等しくならなければならない。第 IV 表 (b) は其の結果で兩者大體一致して居る事が知れる。此れ以上合はせる事は出来ない事もないが、その値の信用度から考へ無意味である。

§8. 夜間氣溫降下

前節の計算に當り A, A' と云ふものを假定して居る。従つて前節の結果が合ふのは合ふ様に常數を定めた故當然と云へば當然である。しかし、此れは次の様な事から確かめられる。即ち、(6) 式に於いて夜だけを考へると $J_e = 0$ なる故

$$-\frac{\partial(\rho C_p T)_n}{\partial t} + \alpha m r = -(v \nabla \rho C_p T) + 2A\rho(J_e + J_a) - 4\rho A \sigma T^4 \rho + K_a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \dots \dots (12)$$

となる。今 $J_e - J_a$ が晝も夜も變らないとすれば $J_e = \sigma T^4$ なる故、(6) 式と (12) 式の差をとれば

$$-\frac{\partial(\rho C_p T)_n}{\partial t} + \frac{\partial(\rho C_p T)}{\partial t} = A' J_e \dots \dots \dots (13)$$

或ひは (12) 式そのものが成立する。従つて (12) 又は (13) 式に依り、今迄用ひた常數を使ふ事に依り、夜間氣溫降下を求むる事が出来る。實際出した結果が第三表 (c) で (12), (13) 式共に大體實測値と合ふ事がわかる。

§9. 吸収能に關する議論

長波、短波に對する吸収能は前節では或る意味では夜間輻射を用ひて出したのである。しかし短波（日射）に關するものは例へば筑波と東京の日射量の差からも計算出来る。第 I 表の値を用ひ筑波と東京の間に於ける吸収能が一定と考へ出した A' が第 II 表高層を含めての値である。此れと前の勢力の式に當嵌まる様に出したものを比較すると、後者は前者の約 3 分の 1 位になり非常に小さい。しかし此れは期待出来る事である。上空では水蒸氣、細塵等も少いから當然吸収能が減少してよい。而して前に求めたのは地上極く近くの値であるから當然大きくなってよい。又季節的の變化を見ると兩者よく平行して居るのがわかる。此れは勢力の式から出したものがさほどあ

第 I 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
気壓(°)	762.4	762.1	762.4	761.7	759.2	757.0	757.3	757.6	759.9	762.6	763.6	763.4	mm
気温	3.1	3.9	6.7	12.5	16.6	20.3	24.0	25.4	21.8	16.0	10.4	5.2	°C
降水量	54	72	108	132	157	163	136	164	234	193	98	54	mm/month.
蒸發量	1.55	1.87	2.60	3.41	3.96	3.67	4.11	4.05	3.25	2.15	1.70	1.41	mm/day. cm. ²
水平面日射量	293	389	435	471	574	540	497	522	389	321	282	245	cal/day. cm. ²
地面温度	3.1	4.3	7.2	12.9	20.0	23.5	27.6	30.0	24.1	16.0	10.5	4.9	°C
地下温度 (1.0 m)	9.0	7.9	8.5	11.0	15.1	18.3	21.2	23.6	23.1	19.7	15.7	12.1	°C/day
夜間気温降下	7.7	7.8	8.8	9.4	6.0	6.0	5.3	5.3	5.3	5.6	7.0	6.1	m/sec.
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	°C/100 km
平均風向	336	350	356	56	128	153	116	118	174	8	357	349	°
気温傾度	4.4	5.0	3.0	2.5	1.5	1.2	1.7	1.0	1.0	1.7	3.0	4.1	°C/100 km
その方向	-23	-21	-10	0	+8	+14	+50	+60	+10	-17	-20	-18	°
空氣密度	1.28	1.28	1.27	1.26	1.22	1.20	1.18	1.18	1.20	1.23	1.25	1.27	× 10 ⁻³ gr/cm. ³
水蒸氣張力	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.

館野に於ける平均風速(°)													
高さ 0.04 km	2.9	3.5	3.3	3.4	3.2	2.7	2.5	2.2	3.0	2.7	2.7	2.0	m/sec.
0.25 "	5.9	6.4	6.4	6.0	5.7	4.6	4.4	4.0	6.3	5.6	5.2	4.1	"
0.50 "	7.2	7.7	7.8	6.9	6.3	5.3	4.7	4.7	7.6	6.5	6.3	6.4	"
1.00 "	8.8	8.8	8.6	6.9	6.2	5.6	5.4	4.3	7.9	6.4	7.4	6.6	"

館野に於ける平均気温(°)													
高さ 0.026 km	3.7	4.3	7.7	13.1	17.5	20.9	25.7	26.9	23.0	16.3	10.8	6.1	°C
0.10 "	3.4	3.8	7.3	12.4	16.8	20.1	24.9	26.1	22.3	15.9	10.8	6.0	"
20 "	3.0	3.1	6.1	11.5	15.8	19.1	23.9	25.0	21.4	15.3	10.5	5.7	"
30 "	2.3	2.3	5.3	10.6	15.0	18.3	23.1	24.1	20.6	14.6	10.0	5.8	"
40 "	1.7	1.6	4.5	9.9	14.3	17.6	22.4	23.4	19.8	13.8	9.4	4.5	"
50 "	1.0	0.9	3.7	9.3	13.7	17.0	21.8	22.3	19.2	13.2	8.8	4.0	"

鏡波 { 水平面日射量													
380	452	571	656	672	616	609	543	425	437	347	315	315	cal/day cm. ²
1.9	3.7	3.9	2.2	1.8	2.6	2.5	1.8	0.1	2.7	2.1	1.3	1.3	°C/day

(1) 材料は主として理科年表, 氣象要覽, 中央氣象臺月報に依る.

(2) 館野, 氣象概報.

(3) 高層氣象臺報告 第十號 Y. Utida (1935)

第 II 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	C. G. S. × 10 ³ C. G. S.
渦粘性係數 ⁽¹⁾	27.7	50.7	31.9	75.0	51.8	46.1	80.8	46.9	54.2	50.0	51.8	35.2	
渦温度傳導率 ⁽²⁾	34	47	54	86	69	57	88	70	67	48	32	35	
$V = a - be^{-\beta z}$													
a	9.0	9.1	8.8	7.0	6.4	5.6	5.4	4.7	8.0	6.6	7.7	7.0	m/sec.
b	7.0	6.2	5.4	4.5	4.3	3.5	3.5	3.0	5.8	4.8	5.4	6.0	"
β	3.0	3.3	3.9	6.0	7.0	5.0	4.3	5.4	5.1	6.2	2.9	3.0	× 10 ⁻⁵ cm ⁻¹
筑	2.1	2.8	2.4	1.2	1.0	1.4	1.4	1.2	0.08	2.0	2.0	1.3	× 10 ⁻³
地 表 附 近	0.8	0.8	3.5	6	7	7	7.5	8	8.5	7.5	3	0.8	× 10 ⁻³
短 波 長	9	7	7	7	6	4	4	3.5	5	6	8	9	"
短 波 長	1.6	1.6	2	2	2.5	3	4	4.5	4	3	2	1.6	"
高層も含めて	2.5	1.7	2.1	2.2	1.6	0.6	1.4	1.4	0.6	2.0	1.4	2.1	"
$T = a' - b'z + c'e^{-\beta z}$													
a'	4.3	4.4	7.7	12.7	16.5	20.0	24.3	26.2	23.2	16.7	11.8	7.0	°C
b'	0.65	0.70	0.80	0.65	0.60	0.60	0.50	0.70	0.60	0.70	0.60	0.60	°C/100 m
c'	-0.4	-0.1	0	0.4	0.7	0.7	1.4	0.8	0.8	-0.4	-0.8	-0.8	°C
β	0.7	0.7	—	0.7	0.7	0.8	0.3	0.6	0.4	1.0	0.7	0.7	× 10 ⁻⁴ cm ⁻¹
ステファーン・ボルツマンの常數 $\sigma = (1.374 \pm 0.014) \times 10^{-12} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \text{ deg}^{-4}$ $r = 590 \text{ cal/gr}$ $Cp = 0.242 \text{ cal/gr. deg.}$ $a = 10\%$ $Ke = 3.7 \times 10^{-5} \text{ cal/sec. cm}^1. \text{ deg.}$													

第 III 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
運動のエネルギーから熱になるもの厚さ 500 m に對して												
第 I 項	0.2	0.6	0.4	1.0	0.7	0.3	0.5	0.3	0.7	0.5	0.4	0.1
第 II 項	0.5	0.7	0.5	1.0	0.7	0.3	0.4	0.2	1.0	0.8	0.4	0.4
計	0.7	1.3	0.9	2.0	1.4	0.6	0.9	0.5	1.7	1.3	0.8	0.5
運動のエネルギー												
2	4	5	5	5	4	3	3	2	5	4	3	1
氣壓變化に依るエネルギー												
-2	0	2	2	17	16	10	-3	-14	-3	-2	-1	-1
× 10 ⁻⁷ cal/day												

(1) S. Sakakibara On the transverse eddy resistance acting on moving air in the lower atmosphere geophy. Mag. Vol. (1926-1928)

(2) 山本主夫 氣象集誌 第二輯 第十卷第十二號 渦散率に就て.

第 IV 表

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	cal/day. cm ²
$(1-a)J_0$	185	245	274	295	363	341	313	329	245	203	178	154	
$\gamma m_r \frac{\partial T}{\partial z}$	-64	-77	-107	-141	-104	-151	-169	-204	-134	-89	-70	-58	
$K_e \frac{\partial T}{\partial z}$	19	13	4	6	-16	-17	-20	-20	3	13	17	23	
$K_a \frac{\partial \theta}{\partial z}$	37	38	17	27	16	8	10	2	21	43	57	59	
計	177	218	188	176	199	181	134	107	129	169	182	178	
J_e	692	700	729	791	837	881	927	943	899	830	768	713	
J_a	514	516	566	592	659	731	805	836	780	682	595	525	
差	178	184	163	199	178	150	122	107	119	148	173	188	
$\sigma T^4(0.474 - 0.0035\sqrt{e})$	230	229	223	208	193	167	141	133	153	188	211	224	
$\frac{\partial T}{\partial t}$	-0.01	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	-0.01	-0.04	-0.05	-0.05	-0.04	$\times 10^{-3}$ cal/cm ² day
$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t}$	-0.41	-0.61	-0.82	-1.03	-1.19	-1.28	-1.03	-1.25	-1.84	-1.47	-0.73	-0.41	
計	-0.42	-0.59	-0.78	-0.98	-1.15	-1.25	-1.01	-1.26	-1.88	-1.52	-0.77	-0.45	
$\rho C_p (v \nabla T)$	-2.48	-3.05	-1.28	-0.31	0.17	0.22	-0.24	-0.16	-0.17	-0.77	-1.40	-2.59	
$K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	-0.07	
$K_a \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$	0.18	0.03	0.00	-0.45	-0.63	-0.68	-0.30	-0.54	-0.23	0.51	0.36	0.37	
$\rho J_0 A'$	2.35	2.44	2.71	2.91	2.95	1.81	1.64	1.51	1.63	2.36	1.97	2.18	
$\frac{\rho J_0 A'(J_a - J_e)}{2\rho A(J_a - J_e)(C_p)}$	-0.37	-0.45	-1.67	-2.66	-3.41	-3.04	-2.38	-1.85	-2.63	-3.12	-1.37	-0.35	
計	-0.39	-1.07	-0.31	-0.48	-0.99	-1.76	-1.35	-1.11	-1.47	-1.09	-0.51	-0.46	
$(v \nabla T)$	-8.0	-9.9	-4.2	0.7	0.6	0.7	-0.8	-0.6	-0.6	-2.5	-4.7	-8.4	°C/day
$\frac{\partial T}{\partial t}$	1.3	2.0	2.7	3.4	4.0	4.4	3.6	4.4	6.3	4.9	2.4	1.3	
$K_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} / \rho C_p$	-0.2	0.2	-0.2	-0.2	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	
$K_a \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} / \rho C_p$	0.9	0.2	0.0	-1.5	-2.1	-2.2	-1.0	-1.8	-0.8	1.7	1.2	1.2	
$\frac{2A(J_a - J_e)(C_p)}{J_0 A'(C_p)}$	-1.3	-1.5	-5.4	-8.7	-11.5	-10.5	-8.3	-6.5	-9.1	-10.5	-4.5	-1.2	
計	-7.3	-9.4	-7.1	-7.7	-9.2	-7.8	-6.7	-4.7	-4.4	-6.6	-5.8	-7.3	
$J_0 A'(C_p)$	-7.6	-7.9	-8.8	-9.5	-10.0	-6.2	-5.7	-5.3	-5.6	-5.6	-6.5	-6.4	
$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_n$	-7.7	-7.8	-8.8	-9.4	-9.5	-6.0	-5.3	-5.3	-5.3	-5.6	-7.0	-6.1	

やまれない一根據となるであらう。これは長波の吸収能に就ても云へる。又此れを根據付ける一つの事實として、若し上空の方が吸収能が小さい爲と考へるならば筑波の夜間氣溫降下から出した吸収能 A' は東京筑波の日射量の差から求めたより小にならなければならない。事實これから出したものは第 II 表吸収能の欄の最上段と最下段とに示す如く上段の方が大體小さくなつて居る。此の様な事は (13) 式の正當な一根據にもならう。

なほ一言注意して置きたい事の一つは、此處で求めた短波の吸収能 A' は通例の吸収能と異なる事である。1cm の空氣の水平な層に吸収されるものを示すもので、冬では日射が斜めに入るため反つて日射の吸収が大きくなるので、第 II 表の様に夏に吸収の小さい事は必ずしも夏眞の吸収能の小さい事を示すものではない。今一つは第 6 式が近似式である事である。右邊の第二項を除いた他の項は其の儘でよいが、此の項は此れでは不完全である。(8) 式の計算の如く各天頂角別に行ふ必要がある。現在の如き場合は略此の式で間に合ふが今少しく細かく調べるには是非とも分けて計算を遂行する必要がある。其れは次の機會に譲る。

§ 10. 結 尾

以上の計算に當り氣の付く事は、輻射の勢力、對流に依り送られる熱及水の蒸發又は凝結に際しての潜熱が他に比して著るしく大きい事である。傳導に依るものもかなり大きい以上三つのものに比すればずつと小さくなる。然るに此の上の三種の勢力の出入の計算に際し必要な常數、例へば吸収能 A, A' 、水の凝結量を示す常數 α 等の値が現在の觀測では未だ不充分である。而して輻射の勢力は著るしく大きい故大氣の諸現象を調べるに重要な因子と思はれる。従つて、將來此の種の輻射に關する觀測の完成が望ましい。§ 7 の結果が合ふのは合ふ様に常數を定めた故、當然と云へば當然である。しかし、其の一部は夜間氣溫降下などで一應確かめてある故、全然でたらめと云ふ理由でもない。唯 α だけは全く推定に留まつた。此れは水蒸氣の出入を調べればわかる筈である。現在の所は未だ此れを行つて居ない。しかし、大體の大勢は此れでも伺へるであらう。要するに、現在の所では未だ觀測が不充分で、此の種の計算を此れ以上正確に行ふ事は無理である。依つて、現在は一應これで満足し、更にくはしい計算は將來に遺す