幅を有する。而して z' の値は緯度や海陸分布で異なる筈である。

既に Hill は印度各地の氣壓年變化を調査して平地では夏期に低極を有する一年週期の變化をするが高度 2 km 以上 4.5 km までは半年週期の變化をする。4.5 km 以上では再び一年週期の變化をするが位相は平地のと逆になる。而して半年週期變化は北緯 20° 以上で見られ各高さ共緯度と共に振幅を増す事を述べてゐる。これは前の (11) 式に於て $h \rightarrow z'$ の層が厚い爲第一項が第二項よりも優越して夏期に低極を有する一年變化が海面より 2 km までに現はれ、4.5 km 以上では第一項が減ずる爲第二項が優越するから下と反對位相の變化が現はれる。而して其の間では一年週期の項が互に打ち消して半年週期の變化が出現する。この様な顯著な半年週期の溫度變化の項が大氣下層に存在するとは考へられないから、之は上層に原因を有する筈であるがそれが何であるかは判らない。

z' の分布を各海洋陸地の上に亘つて求めるのは興味ある事であるが現在は材料が不足である。

Zugspitze の場合にも以上の傾向は明瞭であるが變化が更に不規則になつてゐるのは緯度や地形の影響であらう。

尙將來この種の計算を個々の天氣現象について行つて見度いと思ふ。

結 語

一般の Advection に於ける氣壓變化當量の簡単な計算式を新しく導き、其の一つの應用として山岳觀測所の値を用ひて内地に於ける氣壓年變化の型式を調査した。氣壓年變化に於ける半年週期は上層の Advection に顯著に現はれるが其の原因は不明である。

終りに色々御教示を賜はつた岡田臺長先生に厚く謝意を表す。

斷熱圖に依る高度並びに不安定

エネルギーの決定法*

荒 川 秀 俊

1935 年 1 月の Met. Zeitschr. に於て A. Refsdal⁽¹⁾ は高度を決定する新しい便法を提唱し、Ae-

* H. Arakawa: Höhenberechnungen und Energetische Betrachtungen mittels Emagramm. 中央氣象臺彙報。

(1) Das Aerogramm, ein neues Diagrammpapier für aerologische Berechnungen, Met. Zeitschr., Bd. 52, S. 1-5 (1935).

rogram といふ斷熱圖を工夫した。その後 Paul J. Kiefer⁽¹⁾は Refsdal の所論について若干の注意をなした。著者は Aerogram を用ひなくとも Emagram により Geopotential 従て高度は簡単に求められることを示し、且從來は、Tephigram 又は Emagram を用ひて不安定エネルギーを面積として求められて居たものを線長として表はし得ることを證明する。たゞし高度並びに不安定エネルギーの決定を Emagram によつてするには、一群の補助線を Emagram 上に豫めひいて置く必要があるけれども、この補助線をひく材料は本論文第1表に示しておいた。

Geopotential Φ は重力の加速度を g 、高さを z とすれば $d\Phi = g dz$ で與へられるから、氣體の狀態方程式を使ふと

$$\Phi_1 - \Phi_0 = \int_{z_0}^{z_1} g dz = - \int_{p_0}^{p_1} \frac{dp}{\rho} = + \int_{p_1}^{p_0} R T_v d(\log p).$$

但し ρ は密度、 p は氣壓、 R は空氣のガス常數、 T_v は假溫度 (virtual temperature) を示す。今有效平均溫度 (effective mean temperature) を T_{ve} とすると $\int_{p_1}^{p_0} T_v d(\log p) = T_{ve} \log \frac{p_0}{p_1}$ であるから

$$\Phi_1 - \Phi_0 = R T_{ve} \log \frac{p_0}{p_1} \quad (1)$$

となる。

今 T_{ve} の意味を説明する。Emagram は横軸に溫度、縦軸に $\log p$ を目盛つてある。依て $\int_{p_1}^{p_0} T_v d(\log p)$ は Aerology によつて求められた大氣の狀態曲線と、絶對溫度 $0^\circ K$ と、氣壓 p_1 及び p_0 なる四つの曲線で囲まれた面積 $abcd$ を示す。 T_{ve} なる有效平均溫度は、この面積が丁度矩形 $amnd$ に等しいやうに引いた垂線 mn の示す溫度であ

る。又 (1) の右邊に表はれた $\log \frac{p_0}{p_1}$ は Emagram 上に於ける等壓線 p_0 と p_1 との間の距離に比例する。依て Geopotential の差 $\Phi_1 - \Phi_0$ を求むるには豫め Geopotential の差が一定な曲線群を Emagram 中に書き入れて置けばよい。即ち例へば 1100 mb を標準氣壓とし、1100 mb の氣層から 100 dynamic metres 宛の間隔で geopotential の差が一定な曲線群を書いておけばよい。

第 1 圖

實際に高度差を決定する方法を述べて見よう。今 Aerology により氣壓 p_0 から p までの狀態曲線が求められたならば $eno = obm$ になるやうに平均溫度 T_{ve} を目測により求める⁽²⁾。 T_{ve} と等壓

(1) Determination of Altitudes from the Adiabatic Chart and the Refsdal Aerogram, Monthly Weather Review, Vol. 64, pp. 69-71 (1936).

(2) 目測で約 $0.5^\circ C$ 以内の精度で求まる。依て $0.5/273 \sim 0.2\%$ 位の精度であるが、これは氣壓、氣溫の機械的誤差及び R の誤差の程度と相等しいから目測で充分である。もし更に精確を期するならばプラメーターを使へばよいがそれは無意味である。

第 2 圖

線 p_0 又は p_1 との交點に於ける Geopotential Φ_0 及び Φ_1 を補助曲線群から読み取り、その差を求むれば求むる高度差 $\Phi_1 - \Phi_0$ を得る。100 dyn. m. の分數は目測で読み取る。g の高さによる小さな變化を無視するならば以上のやうにして求められた Geopotential の差 $\Phi_1 - \Phi_0$ を 0.98 で除すれば、又は 1.02 を掛ければ米を單位とした幾何學的な高度差が出る。

$\Phi_1 - \Phi_0$ が一定な曲線群 (1100 mb を基準にした時に) を與へる圖を第 2 圖に、表を第 1 表に示す。これを豫め Emagram に書き込んで置くと、以上のやうな利便が得られる。一例として、V. Bjerknes が示した問題を解いて見よう。 $p_0 = 953.2 \text{ mb}$, $p_1 = 161.3 \text{ mb}$, $t_e = -23.1^\circ\text{C}$ 即ち $T_e = 249.9^\circ\text{K}$ である場合には、圖から $\Phi_0 = 1030 \text{ dyn. m.}$, $\Phi_1 = 13780 \text{ dyn. m.}$ であることがわかるから $\Phi_1 - \Phi_0 = 12750 \text{ dyn. m.}$ となる。V. Bjerkness は正確な手續によつて 12742 dyn. m. を得た。⁽¹⁾

扱大氣の成層の不安定エネルギーを求めることを考へて見る。今氣壓 p_0 の層から小氣壓が上昇し、上昇氣塊は終始周圍の氣壓 p と平衡を保ちながら上昇するものとする。即ち、Quasistatistical motion をして居るものとする。上昇する氣塊にはダッシュを附して區別すると、上昇する氣塊には單位質量に付 $(p - p')g/p'$ の浮力が働くから、上昇する單位質量の氣塊は、 $W = \int \frac{p - p'}{p'} g dz$ だけ

第 1 表 $t_e = 0^\circ\text{C}$ ($T_e = 273^\circ\text{K}$) のとき 1100 mb の氣層からの高さと氣温との關係

dyn. m.	press. (mb)	dyn. m.	press. (mb)	dyn. m.	press. (mb)	dyn. m.	press. (mb)
1×10^2	1086	33×10^2	722	65×10^2	480	97×10^2	319
2	1072	34	713	66	474	98	315
3	1059	35	704	67	468	99	311
4	1045	36	695	68	462	100	307
5	1032	37	686	69	456	101	303
6	1019	38	677	70	450	102	299
7	1006	39	669	71	444	103	295
8	993	40	660	72	439	104	292
9	981	41	652	73	433	105	288
10	968	42	644	74	428	106	284
11	956	43	635	75	422	107	281
12	944	44	627	76	417	108	277
13	932	45	619	77	412	109	274
14	920	46	612	78	406	110	270
15	908	47	604	79	401	111	267
16	897	48	596	80	396	112	263
17	885	49	589	81	391	113	260
18	874	50	581	82	386	114	257
19	863	51	574	83	381	115	253
20	852	52	566	84	377	116	250
21	841	53	559	85	372	117	247
22	831	54	552	86	367	118	244
23	820	55	545	87	362	119	241
24	810	56	538	88	358	120	238
25	799	57	531	89	353	121	235
26	789	58	525	90	349	122	232
27	779	59	518	91	344	123	229
28	769	60	511	92	340	124	226
29	760	61	505	93	336	125	223
30	750	62	499	94	331		
31	741	63	492	95	327		
32	731	64	486	96	323		

(1) Statik der Atmosphäre und der Hydrosphäre, Braunschweig, S. 60, 1912.

の仕事をする。依て $p=p'$ なる關係と氣壓の状態方程式とを利用すると、

$$W = \int_0^{z_1} \frac{\rho - \rho'}{\rho'} g dz = - \int_{p_0}^{p_1} \frac{\frac{p}{RT} - \frac{p}{RT'}}{\frac{p}{RT'}} dp = + R \int_{p_1}^{p_0} (T' - T) d(\log p).$$

依て有效平均温度 T_e 及 T_e' として

$$\int_{p_1}^{p_0} T d(\log p) = T_e \log \frac{p_0}{p_1} \quad \text{及} \quad \int_{p_1}^{p_0} T' d(\log p) = T_e' \log \frac{p_0}{p_1}$$

を用ひると、

$$W_{p_0}^{p_1} = R(T_e' - T_e) \log \frac{p_0}{p_1} \quad (2)$$

となる。(1) と (2) とから、

$$W_{p_0}^{p_1} = (\Phi_1' - \Phi_0') - (\Phi_1 - \Phi_0) \quad (3)$$

を得る。ここに $\Phi_1 - \Phi_0$ は氣壓 p_0 なる氣層と氣壓 p_1 なる氣層との Geopotential difference で $\Phi_1' - \Phi_0'$ は氣壓 p_0 なる氣層から上昇した氣塊と同じ氣温の分布をした理想的大氣中で、氣壓 p_0 なる氣層と氣壓 p_1 なる氣層との Geopotential difference である(第3圖参照)。不安定エネルギー W はこの二つの Geopotential difference $\Phi_1' - \Phi_0'$, $\Phi_1 - \Phi_0$ の差で表はされる。 $\Phi_1' - \Phi_0'$ と $\Phi_1 - \Phi_0$ とは補助曲線群から直ちに読み取る事が出来るから $W_{p_0}^{p_1}$ は dyn. m の單位で決定する事が出来る。たゞし 100 dyn. m は仕事の單位では 10^7 ergs/gr 即ち 1 joule/gr に等しい。

第 3 圖

大氣中に於ける熱の移動に就いて*

高橋浩一郎, 藤原咲平

§ 1. 緒 言

我々は前に大氣の下層に於ける熱の出入を勘定し、各種の勢力がどの程度の大きさのものか調べた事がある。⁽¹⁾ しかしながら當時の計算は極めて素朴なものであり、しかも地表の極く近くに限ら

* K. Takahasi and Fujiwhara: On the Exchange of Heat in the Atmosphere. 中央氣象臺彙報 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. 1937.