氣象集誌

第二輯 第十四卷 第六號

論文

自由大氣中に生ずる氣溫逆轉及超斷熱減率の研究*

荒川 秀俊

緒言

- §1 第1節 氣溫逆轉の氣層の高さ、厚さ及び氣溫差
- 第2節 超斷熱減率の氣層の高さ、厚さ及び氣溫遞減率の極大値
- §2 氣塊と氣溫逆轉——シベリヤ大陸氣塊、オホーツク海氣塊、小笠原氣塊と氣溫逆轉
- §3 變形したシベリヤ大陸氣塊と新鮮なシベリヤ大陸氣塊との間の不連續面
- §4 逆轉層の眞下、眞上又は二逆轉層の中間に超斷熱減率層が時々觀測されること。

緒言

自由大氣中に生ずる氣溫逆轉を研究するために「霞ヶ浦海軍航空隊航空氣象月報」に記載されて居る機上觀測の成績を用いた。期間は昭和6年乃至9年で、飛行高度は約3千内外、觀測時刻は冬季は午前8時半前後、夏季は午前7時半前後である。觀測回数は

月	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	全 年
觀測回数	40	50	34	52	55	37	22	27	32	43	37	32	451

451回の觀測中、自由大氣に生じたる氣溫逆轉を觀測したる回数は

月	一 月	二 月	三 月	四 月	五 月	六 月	七 月	八 月	九 月	十 月	十一 月	十二 月	全 年
觀測回数	3	6	2	17	18	3	6	—	3	8	15	3	84

季節	冬	春	夏	秋	合計
觀測回数	12	37	9	26	84
逆轉を觀測したる回数と全觀測回数との比(%)	10	26	12	23	19

参考のために春、夏、秋、冬の各季節別に逆轉を觀測したる回数を表示すれば左の如くである。これによれば、春及秋には逆轉が生じ易く、夏と冬とは逆轉を餘り生じない。これは春秋にはフロントの襲來が頻繁でフロント性の逆轉が出現す

* H. Arakawa: On the Inversion and the Super-adiabatic Lapse-rate observed in the Free Air. 中央氣象臺彙報.

るためであらう。

又時々自由大氣中に等溫層を生ずることがある。昭和 6 年乃至 9 年には單獨に等溫層が觀測されたのは 36 回 あつた。

自由大氣中に觀測された等溫層の出現回数

季 節	冬	春	夏	秋	合 計
等溫層の 觀測回数	8	12	8	8	36

§ 1. 第 1 節 氣溫逆轉の氣層の高さ、厚さ及び氣溫差

「霞ヶ浦海軍航空隊航空氣象月報」には百米毎の觀測が載つて居る。これを基として逆轉の起つた下端を統計して見たのが第 1 表である。但し下端に等溫層が起これば等溫層の下端を以て逆轉の高さとした。

第 1 表 氣溫逆轉の高さ

高度(米)	100~500	600~1000	1100~1500	1600~2000	2100~2500	合 計
觀測回数	27	18	15	17	7	84

これによれば氣溫逆轉の高さは大體 2.5 千以内であると見て差支へないやうである。尤も高層に生ずる逆轉は、航空機が常に 3 千内外までしか上昇觀測できなかつた關係上往々見逃す憂ひがあることだけは注意せねばならない。

又氣溫逆轉の厚さとしては「航空氣象月報」に於て高さと共に増加して居るやうに記載されて居る部分の厚さをとつた。だから逆轉の厚さは 100 米單位になつて居る。

第 2 表 氣溫逆轉の厚さ

(單位 100 米) 厚 さ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	不 明	合 計
觀測回数	2	4	9	19	24	13	4	—	2	—	—	1	6	84

即氣溫逆轉の厚さは大體 500 米内外で、厚くとも 700 米以内と考へてよろしいやうである。*

氣溫逆轉のために生じた氣溫差（即ち逆轉の上端と下端における氣溫の差）を月報から読みとつて統計したのが第 3 表である。

第 3 表 氣溫逆轉による氣溫差

氣溫差(°C)	0.1~0.5	0.6~1.0	1.1~1.5	1.6~2.0	2.1~2.5	2.6~3.0	3.1~3.5	3.6~4.0	4.1~4.5	4.6以上	不 明	合 計
觀測回数	9	22	22	4	8	5	2	2	1	3	6	84

即ち逆轉に際して生ずる氣溫差は 4°C 以内であると考へてよい。尤もこの結果は統計の方法が大雑把だから、實際のものより小さく出る傾きがある。*

* 不明とあるのは逆轉層の途中で觀測を中止した場合を指す。

第2節 超斷熱減率の氣層の高さ、厚さ及び氣溫遞減率の極大値

嘗て藤原先生⁽¹⁾が拙著「日本附近の各氣塊の特性」(以下前論文と略稱)を批評せられた際、氣溫の超斷熱減率について言及し、強き日射をうけて地面が熱せられるとき、大氣の最下層に氣溫の超斷熱減率が出現するものとした。勿論當を得た説論である。所が自由大氣中に於ても(例へば2千以上の上層に於てさへ)屢々超斷熱減率の氣層を觀測することがある。以下自由大氣中に出現する超斷熱減率の氣層を主として述べる。

超斷熱減率の氣層とは尠くとも $1.1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以上の遞減率をもつ氣層を指すものと定義する。但し超斷熱減率の氣層の高さや厚さとしては超斷熱率層の上下に $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の遞減率をもつ氣層が続いて居れば、其の氣層も高さや厚さの中に加入した。

超斷熱減率の氣層のうち普通に出現するのは地面に接した超斷熱の氣溫遞減率をもつ氣層であつて、通常藤原先生の言はれた通りの原因によつておこる。早朝霞ヶ浦で行はれた451回の觀測中地面に接した超斷熱減率をもつ氣層は61回報告されて居る。日中觀測を行へば、更に屢々觀測されたであらうと考へられる。かくの如き接地超斷熱減率層の高さは大體400米内外であつて、最大氣溫遞減率は100米に付 3.1°C (昭和6年8月20日)であつた。早朝の觀測によつたのであるから、日中は更に大なる高さと大なる氣溫遞減率をもつに相違ない。つぎに接地超斷熱減率層の高さに關する統計を示す。

第4表 接地超斷熱減率層の高さ

高 度 (單位百米)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	觀測回数	3	4	11	19	11	6	3	1	1	1

次に興味ある自由大氣中に出現する超斷熱減率層に關する統計を示す。超斷熱減率

層は33回觀測され、その内1回は同一觀測に於て自由大氣中の2箇所で超斷熱減率を示した。⁽²⁾

第5表 自由大氣中に出現した超斷熱減率層の觀測回数

期 間	冬	春	夏	秋	全年
出現回数	6	16	3	8	33
全觀測回数との比(%)	5	11	4	7	7

第5表によると超斷熱減率層は春秋兩季に多く、冬や夏に尠い。

つぎに超斷熱減率層の下端の高さを統計したものを第6表として示す。

第6表 自由大氣中に出現した超斷熱減率層の下端の高さ

下端の高さ(單位米)	100~500	600~1000	1100~1500	1600~2000	2100~2500
出 現 回 数	10	8	10	4	2

(1) 藤原暁平：超斷熱減率に就て，測候時報，第6巻，第23號(昭和10年)。

(2) 百米毎の觀測外ないから，もつと局部的な超斷熱減率層があつても見逃されて了ふ虞は充分にある。

即ち自由大氣中、出現した超斷熱減率層の下端の高さは2 軒以内と見てよい。尤も飛行高度は概して3 軒以内に限られて居るから、上層の超斷熱減率層を見逃す虞がない譯ではない。然らば超斷熱減率層の厚さはどの位であらう

第 7 表 自由大氣中に出現した超斷熱減率層の厚さ

か、右に示した第7表によれば自由大氣中に出現した超斷熱減率層の厚さは500 米以内と考へられればよいやうである。

厚 さ (單位百米)	1	2	3	4	5	6	7	不明	合計
出現回数	4	6	4	7	9	1	1	2	34

第 8 表 自由大氣中に出現した超斷熱減率層中における最大氣溫遞減率

又超斷熱減率層における最大氣溫遞減率はどの位であらうか。第8表によれば自由大氣中に出現する超斷熱減率層中における氣溫遞

最大氣溫遞減率 (單位 °C/100 m)	1.1	1.2	1.3	1.4	1.5	合計
出現回数	18	11	3	1	1	34

減率は大きくとも $1.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ を超ゆることは先づないものと考へられる。尤も更に詳細に觀察すれば(今は百米毎の觀測表を用ひたが、更に細かい觀測表を基に統計することが出来たならば)もつと大きい局部的な超斷熱減率を觀測することが出来るかも知れない。

§ 2. 各氣塊と氣溫逆轉

シベリヤ大陸氣塊は變形するにつれ、氣溫の逆轉を生ずることは別論文で大氣の斷面圖について述べる際に詳しく論じたから、省略する。

オホーツク氣塊の上限は低くて、概ね 2 軒以下であり、下層は著るしく不安定であること。オホーツク海氣塊は偏西風に逆つて内地に向ふのであるから、その上限は餘り高くなく、概ね 2 軒以下である。又南進する氣塊であるから地表附近の氣溫遞減率は大である。

【第 1 例】昭和 8 年 5 月 29 日午前 6 時の天氣圖によると關東地方にはオホーツク海氣塊が押しよせて來て居たものと思はれる。當日霞ヶ浦航空隊に於て行つた上層觀測によると、雲量 6、雲形 Ci-Cu、高度 1000 米附近に氣溫の逆轉がある。混合比の分布とならべ考へるとフロント性の逆轉であつて、逆轉より上層には他の氣塊(小笠原氣塊)が存在するらしい(第 1 圖參照)。同様の例は霞ヶ浦における昭和 7 年 4 月 18 日、5 月 16 日、昭和 8 年 4 月 7 日、11 月 11 日の觀測結果に見ることが出来る。

【第 2 例】昭和 7 年 6 月 15 日オホーツク海氣塊内での霞ヶ浦の觀測によると約 800 米より 1700 米までゆるやかな氣溫の逆轉があつた。これもフロント性の逆轉である(第 1 圖參照)。

【第 3 例】昭和 7 年 6 月 9 日オホーツク海氣塊内での霞ヶ浦の觀測によると氣溫や混合比の分布は極めて複雑して居るのを見る⁽¹⁾。その理由はオホーツク海は偏西風に逆つて北東から南西に流れ出すためにその尖端が亂れて居ることを證明するのであらう(第 1 圖參照)。昭和 7 年 6 月 29 日霞ヶ浦における觀測は同様の事實を示す。

【第 4 例】強烈な低氣壓や颱風が近く迄襲來して居て、その影響でオホーツク海氣塊が内地に襲來することがある。このやうな場合にはオホーツク海氣塊の高さはは少くとも 3 軒以上になる。1 例として圖には昭和 6 年 9 月 25 日霞ヶ浦における觀測を示す。この場合は颱風の影響をうけたので、オホーツク海氣塊の高さは極めて高く、尠くも 3 軒以上に達して居る。しかも上層氣溫の狀態は變動尠く、明 26 日の觀測と比較すると高度 3 軒までの

(1) 第 5 例 7 年 6 月 10 日の觀測と對照せられたし。

どの層に於ても 0.5 度以上の變化は認め得られなかつた。上層氣溫の分布は變動が大きいのが普通であるのに、斯様な例は全く奇異とするに足る (第 1 圖参照)。同様の原因によりオホーツク海氣塊の高さが 2.5 軒以上になつた例は昭和 6 年 6 月 11 日の觀測に見受けられる。(尤も本項には多少論議すべき點がある。)

【第 5 例】 オホーツク海氣塊が内地に襲來するときは概して低氣壓群乃至不連續線が本邦南方海上に横はつて居る際が多い。しかしオホーツク海方面の高氣壓の勢力のみ強く、弱い低氣壓が遙か南方海上にあるやうな場合にはオホーツク海氣塊の上限は 3 軒以上になることがあるらしい。昭和 7 年 6 月 10 日、6 月 30 日、昭和 8 年 8 月 17 日、8 月 18 日、9 月 26 日霞ヶ浦における觀測はその實例である (第 1 圖参照)。

第 1 圖 オホーツク海氣塊内の氣溫分布とその上限

かくの如くオホーツク海氣塊の高さは通例 2 軒以下であつて、上限にフロント性の逆轉を伴ひ、その上層には他の氣塊 (小笠原氣塊) があるのを常とする。オホーツク海氣塊の上限は偏西風の弱い夏季に於て高く (第 2 例及第 3 例) 春秋には割に低い (第 1 例)。たゞし颱風とか強い低氣壓とかが近づいたために殺到するオホーツク海氣塊又は内地附近に格別強い低氣壓がなくてもオホーツク海方面の高壓部が著しく發達して吹き出して來るオホーツク海氣塊の上限は 3 軒以上になる。然してオホーツク海氣塊内での氣溫遞減率は非常に大きく、乾燥斷熱減率に近い。

北進する小笠原氣塊は新鮮である間は安定であること、小笠原氣塊は條件付安定であることは前報で申し述べた。しかし北進する氣塊は冷たい高緯度地方に移行するから次第に熱的安定になる。安定になる度合は北進する速度が大なる程大きく、又氣溫傾度 (水平方向の) の小さい夏季よりは氣溫傾度の大きな寒候季の方が遙かに安定になり、顯著な氣溫の逆轉を伴ひ易い。

【第 1 例】 昭和 9 年 5 月 9 日午前中の天氣圖によると沿海州方面にある低氣壓の影響をうけて、新鮮な小笠原氣塊が内地に殺到して居る。當日霞ヶ浦における觀測によると高度 500 米より 1100 米までの間に著しい氣溫の逆轉があつた。翌 10 日も新鮮な小笠原氣塊が押し寄せて居たがやはり 900 米乃至 1500 米の間に氣溫の逆轉を觀測した。但し 11 日の觀測には高さ 3 軒まで氣溫の逆轉が見えたらぬ (第 2 圖 b 参照)。これは別表に示した通り上層の南風が 11 日には衰へて了つたことと對應する。同様な例は昭和 6 年 4 月 28 日、9 月 28 日、昭和 7 年 5 月 25 日、昭和 8 年 5 月 5 日における霞ヶ浦の上層觀測に於て見ることが出来る。

【第 2 例】 春秋兩季に於ては北進する小笠原氣塊内で氣溫の逆轉が生ずるに至らぬまでも、2 軒位迄の上層に氣溫遞減率の小さな層が出来る。それ以上の高層では割に大きな氣溫遞減率が維持されるから、氣溫—高度圖を畫くと段丘狀になる。昭和 7 年 5 月 21 日、9 月 2 日、昭和 8 年 4 月 25 日、昭和 9 年 5 月 18、19 日の霞ヶ浦における上層觀測はその好例である。第 2 圖 a には昭和 7 年 9 月 2 日の觀測を示す。

【第 3 例】 昭和 8 年 7 月 1 日の天氣圖によれば夏季には奇しい程新鮮な小笠原氣塊が關東地方に押し寄せて來て居た。當日霞ヶ浦における觀測によれば雲量 7、雲形 Cu、高度 1000 米乃至 1500 米の層には殆ど等溫に近い氣溫の逆轉がある (第 2 圖 a 参照)。同様の例は昭和 8 年 6 月 27 日、昭和 9 年 8 月 24 日の觀測結果に見られる。

【第 4 例】 上述 3 例で小笠原氣塊が北進する速度大なる程、顯著な逆轉層を生じ易いことを述べた。北進する速度が大であると、摩擦その他の原因で他の冷氣塊が地上附近に停滯して、上層に襲來した溫暖な小笠原氣塊との

間に顯著なフロント性の逆轉を生ずることになる。かゝる原因で出来る逆轉は北進する氣流の速度が大なる程著しい。1例として昭和7年5月16日乃至19日に霞ヶ浦で觀測した逆轉を第3圖に示す。5月16日17日頃下層にオホーツク海氣塊、上層に小笠原氣塊があつて、氣温勾配が緩かで厚い逆轉層が觀測された。小笠原氣塊の北進速度が増大するにつれ、逆轉層の厚さは減じ、19日には鋭い逆轉が觀測された。細かに觀察すれば前3例の中にもこのやうな原因でおこつた逆轉があるに相違ない。

以上の調査によれば北進速度が大で、新鮮なる小笠原氣塊は概して氣温の逆轉を伴ふこと、しかして氣温の水平傾度が急峻な寒候季には逆轉が出来易く、逆轉の度も亦大である

霞ヶ浦に於ける上層風(午前6時)

日	9		10		11	
	風向	風速	風向	風速	風向	風速
風高サ(百米)	米/秒		米/秒		米/秒	
地上	225°	5.3	225°	5.0	—	0
1	217	4.5	201	10.8	226	2.5
2	214	11.0	201	13.5	217	8.5
3	219	12.6	209	17.1	217	9.0
4	213	16.3	212	18.0	238	9.0
5	222	17.0	223	22.8	238	6.0
6	229	14.5	233	23.0	238	13.0
7	229	14.0	228	20.2	263	12.0
8	229	12.3	239	17.0	286	8.0
9	218	12.0	228	19.2	267	3.5
10	218	12.5	234	10.5	240	3.5
11	245	12.8	229	11.6	230	2.5
12	230	14.2	214	9.8	262	1.5
13	239	12.6	221	8.3	274	1.5
14	239	14.0	213	11.0	274	3.0
15	233	17.9	218	10.9	272	3.5
16	238	21.2	228	12.5	317	4.8
17	253	13.8	228	15.0	340	1.8
18	237	16.5	234	10.4	287	1.3
19	247	18.8	234	14.0	301	1.2
20	247	19.0	234	14.0	290	1.2

第2圖(a) 小笠原氣塊内の氣温分布

第3圖 氣温逆轉の度が次第に鋭くなつた例

第2圖(b)

第4圖

こと、氣溫の水平傾度がゆるやかな夏季に於ては逆轉は仲々出來にくく、出來ても等溫層に近い場合が多い。⁽¹⁾ 一般に小笠原氣塊内では下層が熱的に見て非常に安定な場合でも上層では氣溫遞減率が可なり大きい。

然し乍ら夏季風勢弱き際小笠原氣塊の安定度は餘り大ではない。下層は比濕が大きいから勢ひ條件付不安定になる(前論文第5表及ロスビー圖参照)。強き日射をうける地面上に連日停滯するときは遂に局部的な雷雨を起す。1例として昭和8年8月22日乃至24日に至る霞ヶ浦における觀測を第4圖に示す。各觀測の平均遞減率は夫々0.50, 0.52及0.58であり下層の混合比は何れも18瓦を超へ著しい條件付不安定を示す。これは丁度この期間中、關東附近に局部的な雷雨が頻發したことに對應する。夏季最も普通に出現するのはこのやうな場合である。

§3. 變形したシベリヤ大陸氣塊と新鮮なシベリヤ大陸氣塊との間の不連続面

變形したシベリヤ大陸氣塊は概ね氣溫の逆轉層をもち、これを大觀するとドーム状をして居ることを別報で申し述べる。ドームの高さは氣塊の縁邊では極く低くなる。この變形したシベリヤ大陸氣塊が新鮮なシベリヤ大陸との間に不連続線を作るときには、ドームに圍れた變形したシベリヤ大陸氣塊の方が下で、その上層に冷たい新鮮なシベリヤ大陸氣塊が押し出して来る。だから地上の天氣圖に見て居るよりは餘程前に上層に不連続面が襲來して居る。且寒氣塊との間には往々超斷熱減率が存在して、明確な不連続面を顯現することがある。従て地表面で現れて居る不連続面の前面における大氣の状態の方が不安定で不連続線の前面で降雨がおこる。普通不連続面の高さは1乃至2軒あるから、不連続面の傾斜角を1/300

とすると、不連続面は地表の不連続線よりは600軒位前方まで進出して居るものと考へてよさそうである。

從來専ら行はれて居た Bjerknes の説によれば寒氣塊は暖氣塊の下に突込んで來るものと考へられて居た。そうすれば地表面に表はれる不連続線よりも背面で降雨がおこらねばならないが、これは明らかに事實に背反する。私がここに提出した不連続面の模型は地上の觀測とも上層の觀測結果ともよく一致するものである。

(例) 昭和7年11月12日午前6時の天氣圖によると變形したシベリヤ大陸氣塊と新鮮なシベリヤ大陸氣塊との間に出來た低氣壓が日本海東部にあつて東に進行中である。霞ヶ浦で午前9時54分乃至10時23分に行はれた機上觀測によると、地上約500米まで接地逆轉があり、その氣溫差は21°Cに達して居る。逆轉の上端より約500米上層にあたる1000米から1300米まで超斷熱遞減率をもつ氣層があつた。(第6圖参照)これは新鮮寒冷なシベリヤ大陸氣塊が上層に突入して來たから出來たのであらう。當時の機上觀測手記によれば「天氣曇細雨あり。層雲、亂雲、層積雲、滿天を掩ひ地上に於て筑波山、小田山を認めず。上昇するに従ひ遠望悪くなり、時々筑波、手渡を認む。西方は稍々明るく他の方面は暗黒色を呈し、水平、垂直の遠望

(1) 館野における觀測を用ひて、同様の事實に言及したことがある。「天氣と氣候」第3巻、第3號(昭和11年)。

共に不良. 1300 m にて雲に入る. 2400 m にて再び雲に入る. この附近は氣流悪く時折細雨に遭遇す. 地上附近に輕微なる氣温の逆轉あり.]

§ 4. 逆轉層の眞下, 眞上又は二逆轉層の中間に超斷熱減率層が時々觀測されることがある. 日射強き日, 地表面附近に超斷熱減率をもつ氣層が存在するのは普通のことであるが, 往々自由大氣中(往々 2 千以上の上空に於てさへ)に於て超斷熱減率が觀測される. そして超斷熱減率をもつ氣層は逆轉層の眞下, 眞上又は二逆轉層の中間で觀測されることが多い.

(例 1) 昭和 7 年 7 月 5 日地上より 700 米まで顯著な超斷熱減率の層があり, その眞上に夏季としては珍しい顯著な逆轉層が觀測された(第 7 圖参照).

(例 2) 昭和 8 年 9 月 27 日 1490 米より 1900 米の上空まで超斷熱減率の氣層があり, その眞上に顯著な逆轉層が觀測された.(第 7 圖参照)

(例 3) 昭和 8 年 4 月 7 日には 1300 米より 1500 米までの上層に逆轉層があつたが, その眞上に $1.2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ の超斷熱減率の氣層が觀測された(第 7 圖参照).

(例 4) 昭和 8 年 11 月 15 日地上より 500 米の厚さをもつ接地逆轉層と高度 900 米より 500 米の厚さをもつ逆轉層とがあつた. この兩逆轉層の間には超斷熱減率をもつ氣層があつた(第 7 圖参照).

第 7 圖 氣温逆轉層と超斷熱減率層
(横線部は超斷熱減率層)

(終)

煙 紙 上 の 液 滴 破 裂*

伊 東 彊 自

(1) 序. 雨滴の大きさを觀測するには色々な方法がある. その中で最も多く用ひられるのは吸取紙, 濾紙等を使つて雨滴を受け, 記録される圖形から大きさを計る所謂吸收法であつて, 昔から多くの人によつて試みられて居る. 筆者は煙紙に雨滴を受けるときはめて明瞭な跡が残る事を知つたので, この方法を用ひ昭和九年五月から同十月迄降雨毎に雨滴の觀測を續けた. その一部は先に報告したが,⁽¹⁾同じ方法を實行して居る間に種々面白い現象に遭遇したのでそれらの觀測並に實驗から得た結果を次に述べる.

(2) 方法. 煙紙としては各種の紙が考へられるが, 實驗上は普通地震計の記象に用ふアート紙が最良の結果を示す. 紙面が粗いもの程記録される圖形が不整になり, しかも明瞭を缺いて来る. 煤は紙面全體が焦げずに濃淡なく一様に煙されるうちで最も煤の膜の薄い程度が最も良い. (適當に煤膜の厚さを測定する方法が得られなかつたので, 實驗及び觀測には凡て上の程度を標準として

* K. Itô: Splashes of Liquid Drops on the Smoked Paper.

(1) 日本學術協會報告. Ⅹ, 2 (1935).