氣 象 集 誌

第 二 輯 第 十 八 卷 第 七 號

論 文

シベリヤ大陸高氣壓、小笠原高氣壓、オホーツク 海高氣壓の熱力學的特性*

荒 川 秀 俊

シベリヤ大陸高氣壓は冬季、シベリヤ大陸に發達する。寒候季、雪氷に掩はれたる亞寒帶大陸に發達するのであるから、同地に滞留する氣團の下層は輻射により著しく冷却し、密度大となり、この空氣が累積して高氣壓を涵養するのである。シベリヤ大陸氣團は冬季下層では甚だしく低温であるが上層には著しい氣溫の逆轉を伴ふものと解される。即ちシベリヤ大陸高氣壓の原因は下層に蓄積された寒冷にして密度大なる空氣にあるので、かゝる空氣を生ぜしめた原因は輻射である。

小笠原高氣壓は主として夏季、北太平洋上に發達する。これは暖候季に發達するのであるが、春秋の候にも冬にも存在する。この高氣壓は、低緯度にあるから域内の空氣が暖かいのは勿論であるが、逆恒信風が下降して堆積した結果生ずるのであるから、空氣は別して暖かい。即ち小笠原高氣壓の原因は大氣全體として累積したのであつて、その厚さはシベリヤ大陸高氣壓のやうに低くはない。そして域内の空氣は下降運動のために斷熱昇溫の作用を受け格別暖かである。

この差異をもつと明確に見るには上層の天氣圖を作つて見るとわかる。上層天氣圖を作つて見ると上層ではシベリヤ大陸高氣壓のある所では反つて低壓部になつて居て、上層は支那大陸の方が氣壓が高い。小笠原高氣壓のある所も、いくらか南に偏するが、大體に於てやはり高壓部になつて居て、高氣壓性の氣壓の配置を失はない。その理由はシベリヤ大陸高氣壓にあつては、下層の空氣が著しく寒冷なため、地表面では高氣壓になつて居ても、上層の氣壓はその附近の同じ層の氣壓よりも低くなつて了ふためである。小笠原高氣壓にあつては域内對流圈全體の氣溫が高いので、地表面が高氣壓になつて居る度合よりも寧ろ上層の高氣壓になつて居る度合の方が強くなる傾向さへ見へる。即ちシベリヤ大陸高氣壓は數千上層では反つて低壓部になるが、小笠原高氣壓は尠くとも對流圈全部に亘り、周圍の地域よりは高壓部になつて居る。換言するとシベリヤ大陸高氣壓は下層だけ

* H. Arakawa: Thermodynamical Aspects on Siberian High, Ogasawara (or North-Pacific) High and Okhotsk High, ruling the Climate of Japan. 中央氣象臺彙報。

の現象であるから**低い型の高氣壓**に屬し、小笠原高氣壓は對流圈全體に及ぶ**高い型の高氣壓**である。

これは架空論のやうに見へるかも知れないが、これを否定できない事實が二つある。一つは内地附近の上層風が**偏西風**があることは疑がない。これは小笠原高氣壓に關し高氣壓性に、シベリヤ大陸高氣壓に關し低氣壓性に吹いて居ることを表はす。他は内地附近の低氣壓が概ね**南西から北東へ**進んで居るが、これは小笠原高氣壓に關し高氣壓性の上層風、シベリヤ大陸高氣壓に關し低氣壓性の上層風にひきづられて居ることを表はす。

岡田臺長著の教科書を拜見すると、**颱風**が小笠原高氣壓の周りを高氣壓性に回轉すると言ふことが述べてある。これも小笠原高氣壓が高い證據であつて、上層風がズツト小笠原高氣壓の周りを高氣壓性に吹いて居るから、颱風も之に指向されて、高氣壓性拋物線型の經路をとるのである。

引續いて起る二個の颱風が殆んど同じ經路をとる（例：昭和 14 年 9 月 11 日乃至 25 日の颱風と 9 月 25 日乃至 10 月 4 日の颱風）ことがあることはよく知られて居るが、これは上層氣流の大勢が永續して、颱風をして殆んど同じ經路をとらせたものであらうと考へられる。

シベリヤ大陸高氣壓と小笠原高氣壓との間には**安定度**に關し顯著な差異がある。それはシベリヤ大陸高氣壓はよくちぎれて、その一部が**寒波式の移動性高氣壓**になつて南東にすゝみ、内地附近に來襲するが、小笠原高氣壓がちぎれて暖波式の移動性高氣壓になることは餘り例がない。即ち高氣壓としては小笠原高氣壓は安定度高く、シベリヤ大陸高氣壓は安定度低く、波動を起しやすい。しかしシベリヤ大陸高氣壓から派生した二次的な高氣壓は移動性高氣壓となつて日本附近に來襲するが、南東にすゝむに従ひ、始めの寒冷さを失ひ、**下層よりは暖められ、又自身沈降をおこして暖かくなり**、遂には溫暖型に轉化するに至る。即ち始め物凄く溢れ出づるやうにして進行して來た寒波も、暖かくなるに従ひ**寒冷型高氣壓より溫暖型高氣壓に轉化し**、遂には小笠原高氣壓の一部となる。

所謂**岡田の法則**として「二つの高氣壓（又は低氣壓）は互に相索引し、高氣壓と低氣壓とは互に相反撥する」と言ふことがある。高氣壓や低氣壓を渦に見たてると、岡田の法則は流體力學の教へる所と相反することは藤原博士により指摘された。しかし高氣壓や低氣壓に高い型と低い型とがあることを考へれば、この困難は除去できる場合もある。現に今の場合には低い型の移動性高氣壓と高い型の小笠原高氣壓とは、上層では異なる向きをもつ渦（尤も上層では閉ぢた等壓線を持たない。しかし渦度としては低氣壓性乃至高氣壓性の波動であり得る）と考へられるから、流體力學の教へる法則により相索引する。しかしその結果は岡田の法則には矛盾しない。

寒冷型高氣壓と溫暖型高氣壓とを始めて研究した Hanzlik に従へば、寒冷型高氣壓は低い型で非對稱性をなし、進行速度が大であるが、溫暖型高氣壓は高い型で進行速度が遅く、往々定常的な高氣壓になると言ひ、寒冷型高氣壓は溫暖型高氣壓の初期の段階だとなして居る。この理論はシベリヤ大陸高氣壓から分裂して出て來た二次的な移動性高氣壓にはよくあてはまる。然し大氣活動の中心が高い型又は低い型孰れに屬するかを研究したものはあまりなかつた。

こゝで一應注意したいのは主として梅雨季に生ずる所謂オホーツク海高氣壓である。岡田臺長の

御説に従へば、冬季極北の海洋に生じた氷塊が暖かくなるにつれて融け、その冷たい水がオホーツク海、三陸方面へ親潮寒流にのつて來て擴がると、こゝに高氣壓が生じて、オホーツク海高氣壓になるのだと言ふ。この説は現在定説になつて居るので、異議の申立てようもない、たゞこゝに高氣壓が出来るために流入する餘分の空氣はどこから來たかを注意しておきたいと思ふ。須田皖次博士⁽¹⁾は高氣壓の若返りに關し、繰返し力説せられたが、博士によれば、梅雨季オホーツク海に出来る高

各 高 氣 壓 の 特 性

名 稱	發達期	發生地	熱力學的特性	上層に於ける 氣壓配置	高氣壓に對する 低氣壓の同 り方	高氣壓として の安定度	第二次的高氣壓の特性
シベリヤ大陸 高氣壓	冬	大陸	寒 冷 型 (低い型)	低壓部	低氣壓性	不安定	移動性高氣壓となり南東 に進行し、寒冷型より溫暖 型に轉化して遂には小笠 原高氣壓の一部となる。
小笠原高氣壓	夏	海洋	溫 暖 型 (高い型)	高壓部	高氣壓性	安 定	
オホーツク海 高氣壓	梅雨季	海洋					

氣壓は、岡田臺長の仰せられる通りこゝが一面冷水に掩はれる爲であるが、こゝに累積する空氣はシベリヤ高氣壓の一部がちぎれて、オホーツク海、三陸沖方面へ出ると、こゝが高氣壓が出来易い状態になつて居るから、こゝに停滯し、下降運動をおこし、半永久的な高壓部を生ずるに至るのであると云ふ。

こゝに申述べた如く、オホーツク海高氣壓や、小笠原高氣壓はシベリヤ大陸高氣壓から流れ出た空氣に涵養されるやうな傾向がある。オホーツク海高氣壓から吹き出す風はオホーツク海氣團であるが、オホーツク海氣團はその根元を考へると結局シベリヤ大陸氣團の變質せるものであると言へる。同様に小笠原氣團も尠くもその一部はシベリヤ大陸氣團の變質だとも言へはしまいかと思ふ。かくの如く氣象學上もとのもとまで考へ及ぶと比較的純正氣團として採用すべきものはシベリヤ大陸氣團一つだと言ふ外なくなりさうである。

上層の氣壓配置は年によつて大變にちがふ。例へば昭和 14 年西部日本の早魃を研究した際に報告⁽²⁾した如く、昭和 14 年 7 月上層 3 km における氣壓配置圖によると日本海を掩ふ高氣壓が長く頑張りつゞけて居たらし

第 1 圖 昭和 14 年 7 月上層氣壓配置と氣流の状態 (標圖)

早魃報告 第 3 圖流用

(1) 「高氣壓の若返り」, 天氣と氣候 第 2 卷 第 9 號 (昭和 10 年).

(2) 「昭和 14 年夏、早魃報告」中央氣象臺彙報第 16 冊 (昭和 15 年).

い、この高氣壓に支配された上層氣流が、早越に關係して居たに違ひないと考へられる。かくの如く上層氣流の經年變化も亦天候と至大なる關係をもつから、長期豫報の立場からこの方面の研究を續行する必要があると思はれる。

文獻 荒川秀俊：低氣壓に關する最近の研究，日本數學物理學會誌 第 10 卷 第 3 號（昭和 11 年）。

櫻庭信一：低，高氣壓の高さに就いて，天氣と氣候，第 4 卷 號 2 號（昭和 12 年）。

融雪に關する研究*

田 嶋 節 夫，三 室 芳 雄

内 容 目 次

1. 序	2. 融解水の浸透機構	3. 融雪計に依る測定
4. 地温に因る融雪	5. 比重及び浸透量	6. 積雪構造の逐日變化
7. 融雪量の日變化	8. 人工融雪に關する考察	9. 結 語

1. 序 本文は昭和 15 年 1 月より 3 月に至る期間富山測候所員一同共同觀測せる結果の報告である。筆者等は直接資料を取纏めたので名を連ねたに過ぎない。

本年は北陸地方としては未曾有の大雪で、人文に及ぼした影響は莫大なものであつた。融雪の時期、河川の保安、電力と融雪等も將來の研究に俟つものが多い。

さて本年の降雪の大部分は 1 月 17 日より 2 週間程の間に行はれたもので、其後は比較的少かつた。従つて積雪は一度に行はれ順次融解して行つた點に特色がある。その降雪も所謂暖雪で寒地の融雪とは機構に差異があると思ふ。平均氣温は 1 月 9 日に始めて氷點下に降り、以後 17 日迄は氷點の上下 3 度位を上下しつつ漸次下降し、18 日より 2 月 9 日迄は殆んど氷點下が繼續し、2 月 10 日以後は急速に氣温は上昇し、氷點下に降つたのは 3 日あるのみである。雪質の變化に關係の深い氣温日較差は小さい。2 月中旬より度々降雨があり、3 月に入つてからは積雪を見る程の降雨は無い。降雨量は相當に多かつたので融雪は速に行はれ 3 月 14 日には残雪を留めるのみとなつた。

2. 融解水の浸透機構 積雪の内部が成層をして居ることは周知の事であるが 2 月 3 日に寫眞撮影の上、數へた處では容易に數へ得るもののみでも約 70 個あつた。1 月 17 日積雪開始よりの日數で割ると 1 日に 4 個以上の層が生じた譯である。又其數は 10 糎に付約 4 個の割合である。之は極めて僅かの降雪の斷續にも關はらず、暖雪である爲表面が融解して含水層を生じ、この層は保存性が強くて、融雪の末期に於てすら認められるが、ザラメ雪の層であつて漸次厚みを増し全積雪が遂には皆ザラメ雪となるものである。之は數日毎に撮影して確めた（寫眞略す）。

* S Tazima and Y. Mimuro : Some Studies on the Thawing of Snow on Ground. 中央氣象臺彙報。