

## 極東における各国ゾンデ観測値の比較について\*

松橋史郎\* 新井英次\*

### 1. ま え が き

世界各国のラジオゾンデの比較については、すでに1956年5月に、スイスのバイエルンで数個のゾンデの同時観測を行い、14の型のラジオゾンデが比較されその結果は作業委員会によって報告されている。これにもとづいて CIMO-II の勧告13が出されこの付属文書として各種ゾンデの各気圧面の高度及び気温の平均差を示す表が与えられている。又バイエルンの結果については個人的になされた研究もあり<sup>1)~3)</sup>。大体同じような値が得られている。従って我々の調査は先づこの表の検討から出発した。表のまえがきにもあるようにこの表は限られた観測回数と特殊な条件下(太陽高度、通風、連結飛揚等)で行われたものであり、この値が補正值として使える程正確なものではなく、ゾンデ間の大まかな差を示すものであると述べられている。しかしながらこの値は当然解析者が高層資料の値を吟味するさいの指針となるべき値であることはいうまでもない。

実際にこの値を最近の資料を用いて検討してみると、高層天気図上での等高度線の走向あるいは風速との関係から実情に合わない場合があり、特にソ連については傾向さえ逆ではないかと思はれる場合が多かった。そこで IGY 期間中の1年間の資料を用いて、500mb, 300mb, の両気圧面について極東におけるゾンデ間の差を昼夜別季節別に求めてみた。中共で使用しているフィンランド式ゾンデと英国のゾンデについては観測回数の関係もあってあまりよい結果が得られなかったが、アメリカとソ連のゾンデに対してはほぼ妥当と思われる値が得られたのでさらに 200mb, 100mb についても検討した。

\* 気象庁高層課

\*\* On the Comparison in the Far East between Japan's and the Other Countries Radiosondes.

等圧面の高度について考えると、日本のゾンデの値はアメリカのゾンデとソ連のゾンデの間にあり、若し日本のゾンデに合わせようとするならばアメリカの値にはある値を加えソ連からは減じなければならない。その値は500mbでは殆んど問題にならない程度であるが、300mb以上では平均図を描く場合は勿論、日々の高層天気図を解析する際にも考慮する必要があると思われる。従ってなお不満足な点が多いがとりあえずこの調査で現在までに得られた結果を報告して大方の御批判をお願いしたい。

### 2. 比較の方法

2種のゾンデを比較するのに一地点の連結観測がよいことは勿論であるが、離れた地点での異なるゾンデを比較する場合には両地点間の傾度を推定して比較するより方法がない。簡単に傾度を求めるには近接地点の同種ゾンデの観測値から外挿するか、あるいは実測風が地衡風又は傾度風であるとして傾度を求めるかである。我々は先づ実測風が傾度風であるとして傾度を推定して比較を行い、さらにソ連のゾンデについてはチェックとして外挿による値も求めた。

計算をするまえに、はたしてこの方法で妥当な結果が得られるかどうか大雑把にでも検討しておく必要がある。

傾度風の y 成分について

$$\dot{v}_y = -\alpha \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega_z v_x \dots\dots\dots(1)$$

ここに  $\dot{v}_y$  は加速度の y 成分、 $\Omega_z$  は地球の角速度の z 成分、 $v_x$  は風の東西成分である。(1)式を等圧面上の式に変換して、これより南北に距離だけへだった2地点の等圧面の高度差  $dz_{grad}$  を求めると

$$dz_{grad} = \frac{dy}{G} 2\omega \sin \varphi v_x + \frac{dy}{G} \dot{v}_y \dots\dots\dots(2)$$

先づこのようにして求めた高度差について誤差の分散

を考えてみよう。真の高度差を  $dz$  とすると

$$dz = dz_{grad} + dz_1 + dz_2 \dots\dots\dots(3)$$

$dz_1$  は実測風の誤差に帰因する量を表わし、 $dz_2$  は(2)式が成立つと仮定したための誤差を表わす。そうすると一応  $dz_1$  と  $dz_2$  は独立と考えてよいから、 $dz_{grad}$  と真値との差の分散  $\sigma_{grad}^2$  は

$$\sigma_{grad}^2 = \sigma_1^2 + \sigma_2^2 \dots\dots\dots(4)$$

一方ゾンデの方について考えると

$$dz = dz_s + dz_3 \dots\dots\dots(5)$$

ここに  $dz_s$  は 2 地点の高度実測値の差であり、 $dz_3$  は夫々のゾンデの誤差の差を表わす。従ってゾンデより求めた高度差の真値からの差の分散  $\sigma_s^2$  は

$$\sigma_s^2 = \sigma_3^2 \dots\dots\dots(6)$$

ここでゾンデから求めた等圧面の高度差と風から求めた高度差の差  $dz_s - dz_{grad}$  について考えよう。若し風から求めた高度差が真の高度差を示し、ゾンデにランダムな誤差がないとすれば、この差がゾンデの系統的な差を示す筈である。この差の分散を  $\sigma_s^2 - grad$  とすると、ゾンデの誤差と風の誤差は独立とみなしてよいから

$$\sigma_s^2 - grad = \sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2 \dots\dots\dots(7)$$

次にこの値の  $n$  個の標本について平均値を求めた場合、この平均値の標準偏差は  $\sigma_s - grad / \sqrt{n}$  で表わされる。一方平均値は(3)、(5)式より

$$M(dz_s - dz_{grad}) = M(dz_1) + M(dz_2) - M(dz_3)$$

風の観測誤差は現在の GMD 方式では高度角が低くなつた場合の地面反射の影響をのぞけばこの誤差はランダムであり標本の数を充分大きくとれば  $M(dz_1)$  は 0 に近づく筈である。又  $M(dz_3)$  にはゾンデのランダムな誤差と系統的な誤差が含まれているが標本の数が大きければこれが系統的な差を示すものと考えてよい。若し同種のゾンデであれば  $M(dz_3)$  は 0 に近づくから、この場合  $M(dz_s - dz_{grad})$  を計算すれば  $M(dz_2)$  が求められる。従って異種ゾンデの系統的な差を求める場合、付近の同種ゾンデの値から予め  $M(dz_2)$  を求めておけば、 $M(dz_s - dz_{grad})$  を計算することによってゾンデの系統的な差  $M(dz_3)$  が求まる。

そうすると次に問題となるのは標本の数をどの位にすればよいかということである。このためには先づ分散がどの程度かを見積らねばならない。先づ比較的はつきりしているゾンデの誤差から見積もろう。比較すべき 2 地点の高度差のランダムな誤差は、一地点で 2 個のゾンデを連結して観測した場合の高度差の分散と同じ筈である。日本のゾンデについては種々な型について連結飛揚

した結果が求められている<sup>4), 5)</sup>。値は気圧面の層、ゾンデの型によって少しづつ値は異なるが大まかにいえば層の平均気温の差の標準偏差は大体  $0.5^\circ\text{C}$  位と考えてよい。平均気温  $T_m$  に  $\sigma_{Tm}$  なる誤差があるとき等圧面高度  $H_p$  に含まれる誤差を  $\sigma_{Hp}$  とすると

$$\frac{\sigma_{Hp}}{H_p} = \frac{\sigma_{Tm}}{T_m}$$

$H_p$ ,  $T_m$  の値として標準大気を用い、 $\sigma_{Tm} = 0.5^\circ\text{C}$  として  $\sigma_{Hp}$  を各気圧面について求めると

$P$	500mb	300mb	200mb	100mb
$\sigma_{Hp}$	10m	18m	24m	34m

これを北岡・松山氏<sup>4)</sup>の求めた等圧面高度差の絶対値の平均と比較しても大体妥当な値と思はれる。いまここで求めようとしているのは日本のゾンデと他の国のゾンデの高度差のランダムな誤差であるから、比較すべきゾンデのランダムな誤差が問題である。しかしながら United State Weather Bureau Circular (1) によればアメリカのゾンデのランダムな誤差は大体日本のゾンデと同程度であるし、又ここでは一応の見積りをすれば目的は達せられるのであるから上記の値を  $\sigma_3$  の値と考えよう。但しソ連のゾンデについてはその構造上<sup>6)</sup>及び実際の資料を用いた際の経験からすれば、このゾンデと比較する場合の値はもう少し大きくなるだろうと想像される。

次に実測風を傾度風として高度差を求める場合の誤差の分散を求めなければならない。先づ実測風に  $1\text{m/s}$  の誤差があった場合これが高度差にどの程度の影響があるかを(2)式より求めよう。右辺の第 2 項は普通第 1 項より 1 桁小さいから省略して、稚内—豊原、名瀬—Kadena の中間緯度及び距離を代入して計算すると夫々  $1.8\text{m}$ ,  $1.6\text{m}$  である。この値にはそれ程差がないから  $1.8\text{m}$  として計算しよう。現在行われている風の観測の誤差は Arnold<sup>7)</sup>, Durst と Gilbert<sup>8)</sup>, Kirkman と Lebedda 等によって調べられている。即ち高度角  $20^\circ$  以上の場合は誤差の標準偏差の値は大体風速の  $10\sim 15\%$ 、高度角  $14^\circ$  で  $30000\text{ft}$  から  $50000\text{ft}$  の高度で風速で  $15\text{ノット}$  程度、 $14^\circ$  以下になると地面反射の影響を受けるからかなりの誤差を考慮しなければならない。従ってここでは誤差の標準偏差を風速の  $20\%$  として見積もろう。これから各風速毎に風の誤差を求め上記係数をかけて実測風の誤差に基づく高度差の誤差  $\sigma_1$  を求めると、下表括弧内の左の数字で示す様な値になる。我々は実測風を傾度風と

仮定して高度差を求めたのであるが実測風に誤差がないとしても傾度風と実測風の間には偏倚がある。地衡風の偏倚については Houghton と Austin<sup>8)</sup>, Bannon<sup>10)</sup>, Durust と Gilbert, Godson<sup>11)</sup>, Neiburger<sup>12)</sup>等によって調べられている。それ等は方法も異なるし値にも差があるが大体において風速の偏倚はその 1/3 乃至 1/4 程度と考えてよいだろう。ここでは傾度風について問題にしているのであるが地衡風のこの値を採用しやや大きめな見積りになるかも知れないがその値を 1/3 としてこの偏倚が高度差に及ぼす誤差  $\sigma_2$  を計算した。この値を下表括弧内の右側の数字で示す。そうすると風から高度差を計算した場合の誤差の分散は(4式より  $\sigma_1$  と  $\sigma_2$  の 2 乗の和として表わされるからこれより  $\sigma_{grad}$  を求めると下記の値になる。

$v$ (m/s)	20	30	40	50	60
$\sigma_{grad}(\sigma_1, \sigma_2)$	15 ( 7, 13)	21 (11, 18)	27 (14, 23)	35 (18, 30)	42 (22, 36)

これで一応高度差をゾンデから求めた場合と実測風から求めた場合の誤差の標準偏差が見積もれたわけであるが、後者については各風速毎の値であるからこれを各気圧面に対応させなければならない。各気圧面の風速は場所及び季節によって大きく変動するから一義的に決めることは困難であるが、風速に比例して誤差が増大しているから比較的強い風を想定しておけば誤差の見積りとしては安全である。従って 500mb, 300mb, 200mb, 100mb に夫々 30, 40, 60, 50m/s の風をあてはめて、ゾンデ及び実測風から求めた高度差の差の標準偏差  $\sigma_{s-grad}$  を(7式より求めると次の様になる。

$P$ (mb)	500	300	200	100
$\sigma_{s-grad}$ (m)	23	32	49	49

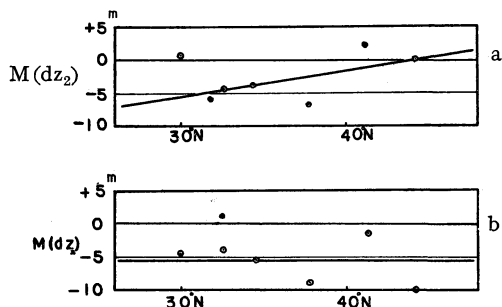
以上大雑把ではあるが各気圧面について  $\sigma_{s-grad}$  の値が見積もれたのであるがこれを見るとかなり大きな値になっている。一般にゾンデに比較すると風の見積りは大きめかも知れないが、冬季特に風の強い場合を考えるとこれ以上の値も当然起り得るのであるから一応の目安としては妥当な値と考えてよいだろう。そうするとこれについて  $n$  個の標本を考えるとその平均値の変動は  $\sigma_{s-grad}/\sqrt{n}$  と考えてよいから、この値が各気圧面に対して夫々 3, 5, 8, 10 以内にとどまるようにするためには、 $\sigma_{s-grad}/\sqrt{n} < 3, 5, 8, 10$  を満足しなければならない。これを解いて回数を求めると夫々 59, 41, 38, 24 回となる。勿論標本の数は多い方がよいのであるが、

系統的な差は昼夜で異なるし、季節によって変わる恐れもあるので 3 ヶ月の資料により季節別に値を求めた。この場合 2 地点とも風及びゾンデの観測があるもののみを標本として採用した。ソ連のゾンデとの比較では上記回数を時に割る場合もあったが大体この回数を満足している。

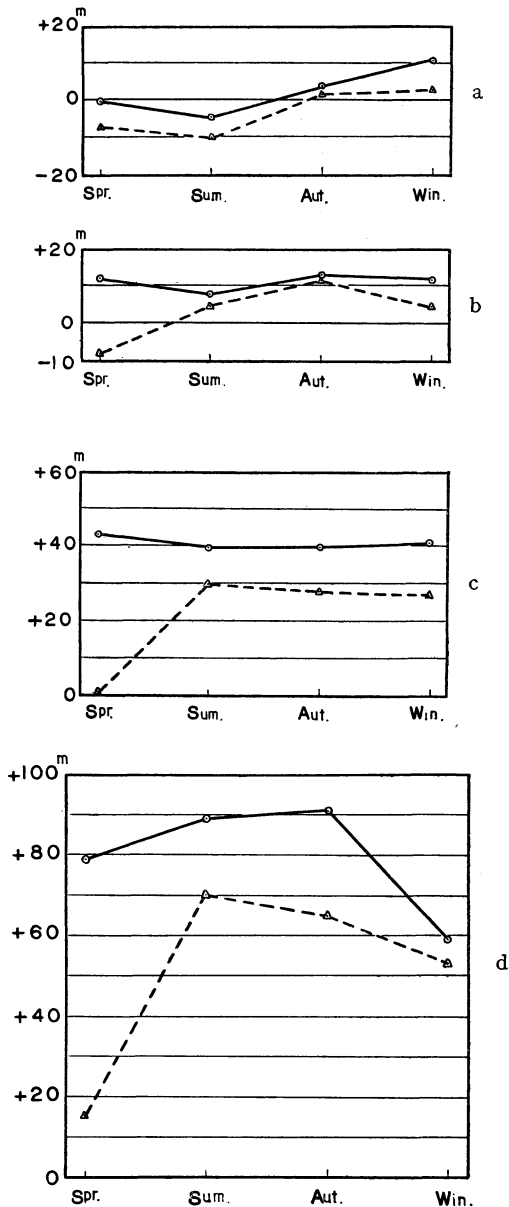
実際の計算では毎日の風の資料から高度差を計算するのは非常に手数がかかるので 3 ヶ月間の平均値より計算した。(2)式第 1 項については問題ないが第 2 項は平均値から簡単に求められない。そこで平均状態として風は Zonal で風速は風の西分値の 3 ヶ月平均値  $\overline{v_x}$  であるとする。高度差の平均は(2)式より

$$\overline{dz}_{grad} = \frac{dy}{G} 2\omega \sin \varphi \overline{v_x} + \frac{dy}{G} \frac{\overline{v_x}^2}{a \tan \theta} \dots\dots\dots(8)$$

ここに  $\theta$  は余緯度であり  $a$  は地球の半径をあらわす。このための誤差をも  $dz_2$  に含ませ  $M(dz_2)$  を求めて補正すれば毎日の計算から求めたものと結果において大きな差異はないだろう。ゾンデ間の系統的な差を上記精度内で求めるためには  $M(dz_2)$  の見積りが殆んど誤差がない程度におさえなければならない。幸いに IGY 期間中で日本の観測値は殆んど 90 回揃っているので比較的よい精度で求められるし又値も小さい筈である。しかしながら比較する地点の  $M(dz_2)$  はこれ等の外挿値であるし個々の値も当然誤差を含んでいるから、この方法で系統的な差を求めた場合先に見積もった誤差以外にこの誤差をも考慮に入れておかなければならない。実際に日本の観測所間について高度差をゾンデ及び風から計算してみると両者の間には差があり一般的に風から計算した高度差の方が小さい場合が多い。一例として 500mb と 300mb の冬の例を 1, 2 図に示す。符号は風から計算した高度差



第 1 図 日本附近での風から計算した高度差とゾンデの高度差との差を示す、a は 500mb, b は 300mb をあらわす。一の符号は風から計算した高度差の方が小さいことを示す。



第2図 日本のゾンデとアメリカのゾンデの冬季における高度の系統的な差を示す。a, b, c, d 図は夫々 500mb, 300mb, 200mb, 100mb をあらわす。符号は日本の値にあわせるためにアメリカの値に加える補正值となるようにきめた。

の方が小さい場合を負とした。計算は9時と21時と別々に求めたが値にあまり差がなく、昼と夜とでこの値が異なる理由も考えられないからこの値の平均をとってプロットした。この分布が緯度に対してリニャーになる保証

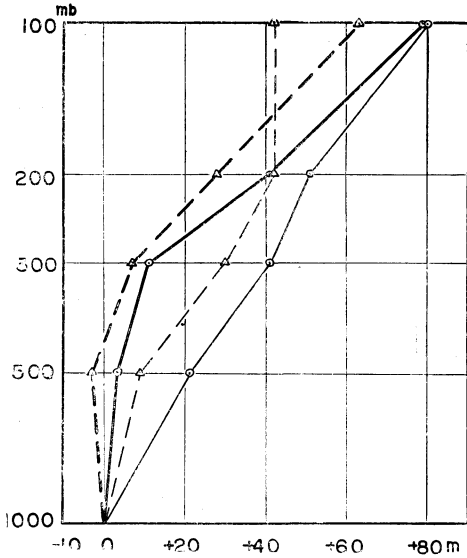
はないけれども 500mb と 300mb については直線を引いて外挿し夫々名瀬—Kadena, 稚内—豊原に相当する値を讀取った。四季各気圧面についてこの分布をとってみると 500mb, 300mb については夏ののぞくと第1図の様な分布をとるが 200mb, 100mb は 32°N—40°N 付近の値が高く両端が下がっている分布型になっている。従つて直線によって外挿するとかえって誤差が大きくなるので 200mb, 100mb についてはやむをえず、名瀬—鹿児島, 稚内—札幌間で求めた値をそのまま用いた。以下に述べる各国との比較の値はこの値をすでに補正したものである。

### 3. アメリカのゾンデとの比較

日本のゾンデとアメリカのゾンデの間には系統的な差があり、アメリカのゾンデの方が気温従つて等圧面高度が低くなる傾向があることは、以前から高層解析者には認められていた。1951年の資料から Mr. Gustafson は日本の観測値から板付および三沢の値を内挿し、これと板付および三沢の米軍のゾンデとの値を比較し平均的に 500mb で約 10m, 300mb で約 30m 低い事を示した。高層課でも山田、中村氏は同年一年間の資料より板付、三沢、羽田との比較から同様な結果を得た。北岡氏<sup>13)</sup>はこの結果を検討してこの両者の差が緯度および季節によって変化している点を指摘し、さらに1953年4月および5月羽田において行われたそれぞれ7回づつの連結比較観測の結果より日米の差の大部分が、アメリカのゾンデのサーミスターにおよぼす輻射冷却の効果によるものであると論じている。その後日本のゾンデは統一型になり日射の補正が行われるようになってからは1956年5月から6月にかけて行われたパイエルンの比較観測の結果がある。以上いずれも傾向はよく一致しているがその値は比較の方法あるいは場所によってかなり異っている。次に我々の結果を第2図(a)—(d)で示す。図は日米のゾンデの高度差を各気圧面別に四季3カ月の平均値で示す。符号は日本のゾンデにあわせるために相手側に加える補正值となるように決めた。◎印実線は9h、△印破線は21hの資料である。図をみると500mbの春と夏ののぞけば符号は殆んど正で、値は上層程大きく、この傾向は先の結果とよく一致している。個々の値が誤差を含んでいるにもかかわらず昼と夜の線が交叉していないのは、昼夜の差がかなり明瞭であり上層程大きいことを示している。特に春にはこの差が他の季節に比べて大きくなっているがこれはこの時の名瀬における9hと21hに高度差がかなり大きいのにKadenaの値が昼夜でほとんど

差がないかあるいは夜の方が逆に高くなっているためであり、他の季節の点の位置から考えると 21h の値はもっと正の側によった方が妥当と思われる。100mbでは夏と秋に値が大きくなるような季節変化が認められるがそれ以外の気圧面では季節変化はほとんど認められない。これは比較的低緯度で気圧面高度の年変化があまり大きくない場所で比較したためかもしれない。

次にこれをパイエルンの結果と比較してみよう。第3図に各気圧面に対する日米のゾンデの差を示す、細い実



第3図 日米ゾンデの差について国際比較観測と我々の結果との比較を示す。符号は日本の値にあわせるためにアメリカの値に加える補正值になるようにきめた。

線および破線はパイエルンの結果であり、値はCIMO-IIで行われた勧告13の付録である「世界ラジオゾンデ比較観測に関する情報」に基づいた。太い実線および破線は我々の結果で、値は年間の平均値を用いた。パイエルンで比較観測が行われた季節にあわせることも考えられるが、我々の結果では年変化が余り顕著でなく、春の21hの観測値に疑問があるので年間の平均値で比較した。図をみると200mbと100mbについては両者それぞれ誤差を含んでいることを考えれば、かなりよく一致しているといつてよいであろう。ただ100mbのパイエルンの結果は昼夜の差が少し大きすぎるように思われる。問題なのは500mbと300mbで特に300mbについてはその差がかなり大きく、誤差だけでは説明出来ない。パイエルンの比較観測の結果をみるとすべてのゾンデがアメリカのゾンデの片側に存在しているが、C. Harmantas<sup>2)</sup>によると

その理由はアメリカのゾンデの湿球効果、即ち覆のないアメリカの温度計は雲の中を通過する際に水滴を集め、乾燥した空気中に出ると冷却を受ける結果であるとしている。パイエルンで比較観測が行われた時は天気の良い場合が多かったので、この効果はかなり影響して我々の結果と500mbから300mbにかけて差が生じたものと思われる。しかしながら200mb以上に顕著に現われる日米ゾンデの差はもっと本質的なもので、これについては先にのべた北岡氏の論文があるし直接の連結観測によらない我々の比較結果からその原因を推論するのは大きな誤りをおかす恐れがあるのでここでは結果だけを示すにとめたい。(次号に続く)

文 献

- 1) 北岡竜海, 鈴木茂, 1956: Preliminary report on differences of temperature, pressure and pressure height between Japanese radiosondes and others. J.M.A.
- 2) Harmantas, C. 1957: Notes on the World Comparison of Radiosondes, Payerne, Switzerland May-June, 1956 Weather Bureau Washington, D.C.
- 3) Beelitz, P. 1958: Bearbeitung der Ergebnisse der Radiosonden-Aufstiege anlässlich des 2. Weltvergleichs von Radiosonden in Payerne (Schweiz) 1956. Meteorologische Abhandlungen 7, 4 Freien Univ. Berlin
- 4) 北岡竜海, 松山外喜男, 1955: ラジオゾンデ S50L と RS52M の精度について. 研究時報, 7, 1, 16-33
- 5) 関口理郎, 松橋史郎, 1956: 53Ka と 53Ma の連結比較観測について. 高層測器分科会資料 57
- 6) 関口理郎, 1955, 1957: 世界のゾンデ III, IV. 天気, 2, 232-235, 4, 104-108
- 7) Arnold, A. 1948: On the Accuracy of Wind Aloft at Low Altitudes Bull. Amer. Meteor. Soc. 29, 140-141
- 8) Durst, C.S. and Gilbert, G.H. 1950: Constant-Height Balloons-Calculation of Geostrophic Departures, Quart. J.R. Meteor. Soc., 76, 75-86
- 9) Houghton, H. G. and Austin, J. M. 1946: A Study of Nongeostrophic Flow with Applications to the Mechanism of Pressure Changes. J. Meteor. 3, 57-77
- 10) Bannon, J. 1949: The Angular Deviation of the Wind from the Isobars, at Liverpool. Quart. J.R. Meteor. Soc., 75, 131-146
- 11) Godson, W.L. 1950: A Study of the Deviations of Wind Speeds and Directions from Geostrophic Values. Quart. J. R. Meteor. Soc., 76, 3-15
- 12) Neiburger, M. et al. 1948: On the Computation of Wind from Pressure Data. J. Meteor. Amer. Meteor. Soc., 5, 87
- 13) 北岡竜海, 1954: 日米ラジオゾンデの比較観測について. 高層気象 1, 2, 11-18