

琵琶湖周辺の気象 (3)

——湖陸風の鉛直構造——

枝 川 尚 資・中 島 暢太郎

METEOROLOGICAL STUDY OF THE LAKE BIWA BASIN (3)

——Vertical Structure of the Land and Lake Breeze——

By Hisashi EDAGAWA and Chotaro NAKAJIMA

Synopsis

In order to study the land and lake breeze over the Lake Biwa Basin, observations of the vertical wind and the surface wind were carried out at eight sites around the Lake Biwa during from 26 to 27 July, 1979.

The land and lake breeze appeared over the plain, and the mountain and valley wind, over the mountain area. When the land and lake breeze appears, the atmosphere below about 2000 m seems to be empty of the upper layer with the general wind and be divided into two layers. The lower is the divergent (convergent) layer with the lake (land) breeze. The land breeze was strengthened at night. The middle layer is the convergent in the daytime and divergent at night. Westerly wind prevailed in the daytime and southerly wind, at night in the middle layer.

1. 諸 言

第2報では琵琶湖々岸部1地点における地上風の統計的解析結果と、同じく湖岸部3地点で実施したパイボールによる上空の風の観測結果について述べた。その中で湖風が卓越する時、上空2,000mまでの大気層は鉛直方向に3層一下層(0~約200m)は湖風による発散、中層(200~約800m)は反対流による収束、上層(800m以上)は一般風に支配される層に分けられそうであることを指摘した¹⁾。しかしそれらは限られた時間帯から得られた結果であり、湖陸風が卓越する時はどの時刻でも、また湖岸部のみならず内陸部でもそうなのかという疑問が残る。

本報は上に述べた問題を解明する目的で、1979年7月26日から27日にかけて琵琶湖々岸部3地点および内陸部2地点においてパイボールによる上空の風の観測を実施した。これに加えて湖陸風の内陸部への進行の過程を明らかにするため、内陸部3地点において地上風の観測も実施した。

2. 観測方法および観測日の気圧配置

今回は1979年7月26日から27日の2日間にわたって地上風および上空の風の特別観測を実施した。観測地点の配置はFig. 1に示されるが、記号A~Eは上空の風の観測が、番号2~4は地上風の観測が行なわれた地点である。地点1は彦根地方気象台、地点5は近畿農政局愛知川水利事業所の永源寺ダムで、そこでは常時各種の気象要素の観測が行なわれている。地上風の解析にはそれらの記録も使用した。

地点A~Eにおける上空の風の観測は1台の測風経緯儀によるパイボール観測(パイボールの自重30g、計画上昇速度100m/分、読取間隔30秒)であって、それを7月26日7時から27日17時まで2時間々隔で合計18回実施し、地上50mから約2,000mの高さまで50m毎の風を測定した。地上風は地上約1mの高度

に設置された自記風速計および指示風向計（いずれも牧野応用測器研究所製，KC101R）によって観測された。風速は 10 分間の平均値を，風向は 8 ミリカメラ（インターバル映像社製，デジタバル-8）により 1 分毎に撮影，10 分間の最多風向を用いた。

観測期間中近畿地方は Fig. 2 の天気図（7 月 26 日 21 時）に示されるように太平洋高気圧の影響下にあり，琵琶湖流域では平野部では湖陸風が山間部では山谷風が発達した。天気図の中で東海地方沖に中心を持つ高気圧は太平洋を西進して来たもので 27 日 21 時には四国地方に達した。Fig. 3 には輪島と潮岬における上空の風が示されているが，高気圧の中心に近い潮岬では高気圧の西進に伴ない下部対流圏の風は南寄りから西また北寄りに変化する傾向が認められる。これに対して輪島の風はこの期間中ほぼ西寄りとなっている。両地点の中間に位置する琵琶湖流域においては天気図の気圧配置から南西寄りの一般風が卓越すると推定される。しかし後述するように 2,000 m までの層にはそのような一般風の存在は不明瞭であった。

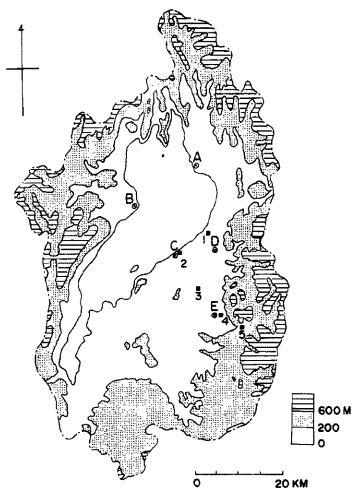


Fig. 1. Location of wind observation stations.
A~E: Pilot balloon station 1~5:
Surface wind station

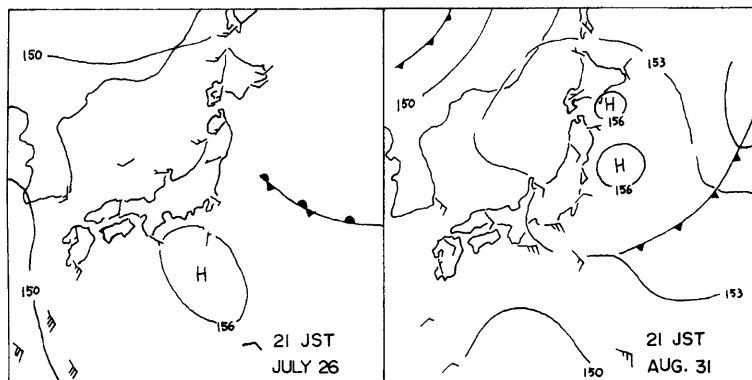


Fig. 2. 850 mb weather chart.

Left: 2100 JST, July 26, 1979

Right: 2100 JST, Aug. 31, 1979

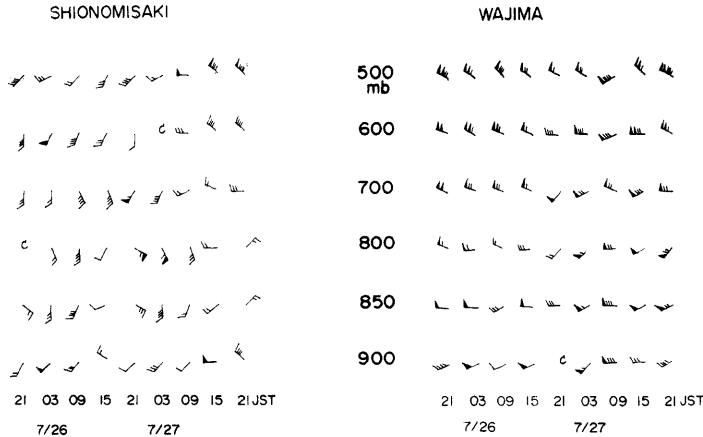


Fig. 3. Upper wind variations at Wajima and Shionomisaki from 2100 JST, July 26 to 2100 JST, July 27, 1979.

3. 観測結果

前章で述べたように観測期間中、近畿地方は高気圧の影響下にあってほぼ晴天に恵まれ、琵琶湖流域では著者達²⁾のいう A 型の湖陸風が出現した。A 型というのは琵琶湖沿岸一帯に湖陸風が出現するタイプで、しかも伊吹山測候所の日平均風速から推定される上空の風がきわめて弱い (5 m/s 以下) 場合に対応する。

Fig. 4a~Fig. 4e は観測地点 A (八木浜), B (船木), C (柳川), D (高宮) そして E (下中野) における風の高度一時間断面を示したものである。風は Fig. 3 と同様に矢羽根で表現されているが、矢の方向は上を北とした風向、羽根 1 本は風速 1 m/s、三角羽根は風速 5 m/s であること、記号 C は風速 0.4 m/s 以下を示している。深夜から早朝にかけて約 1,000 m 以上の高度に空白がいくつかみられるが、これはパイボールが雲またはかすみの中に入ったための欠測を示すものである。これらの図をみると 5 地点とも上空 2,000 m までの大気層は前報¹⁾で指摘したような 3 層ではなく 2 層に分けた方がよさそうに思われる。というのは下層では湖陸風に伴う風向の日変化が認められるものの、それより上の層 2,000 m までは一般風として扱う上層を欠くとみられるからである。

(1) 下層の構造

Fig. 4 をみてみると、各地点とも地上付近は風の日変化が顕著に現われ日中は湖寄りの風、夜間は陸寄りの風となっている。ここでは前報¹⁾にない前者を湖風、後者を陸風とみなし、それらが支配的と思われる領域を区分してみた。図中の点線はそれを示すものであるが、それは風向が日中は湖寄り、夜間は陸寄りとなることの他、上下の風向・風速が変化していると思われるところに注目して引かれている。しかしこの線を境にして上下の風向の違いが 45 度以内や風速の違いが 1 m/s のところもあってこの区分には問題がないわけではない。ただ後で述べる水平発散の鉛直分布をみると、大まかな傾向としてはこの点線を境にして下は日中は発散、夜間は収束、上はその逆位相となるようで、点線は湖風・陸風の領域を区分する一応の目安にはなっていると思われる。

さて下層の湖陸風に関して注目されることは、各地点とも 7 月 26 日 21 時から 27 日 3 時~5 時にかけて南寄りの陸風が強まっていることである。この傾向は地点 A (八木浜) において特に顕著で、26 日 23 時から 27 日 1 時にかけて高度 100~200 m の層では風速が 9 m/s にも達し、下層ジェットの様相を呈している。しか

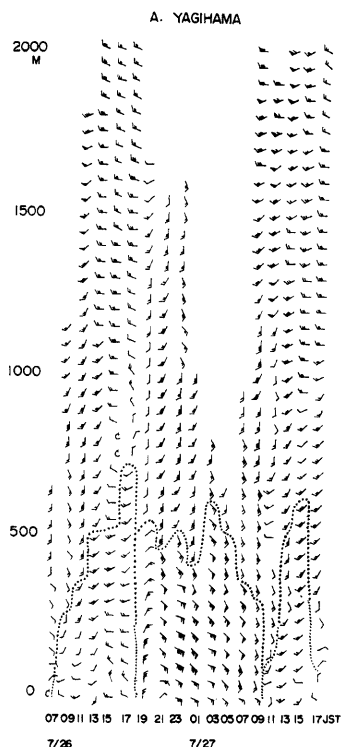


Fig. 4a. Time-height cross of the wind at Yagihama from 700 JST, July 26 to 1700 JST, July 27, 1979.

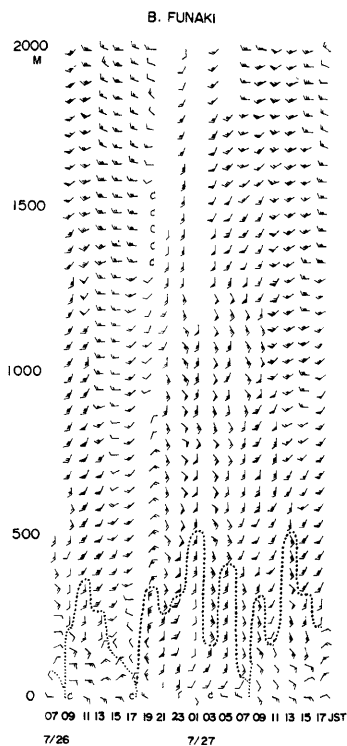


Fig. 4b. Same as Fig. 4a but for Funaki.

し地点 E (下中野) では風速は他の地点に比べて弱く、風向も一定していないなど地域差は認められる。また次節でも述べるように、強風域は下層にとどまらず 1,000 m の高さにまで及んでいるようにもみえる。

Fig. 5 は湖陸風の内陸部への進行状況を見るために、地上風観測点の風の記録を 30 分毎に示したものである。黒丸は風速を、矢羽根は上を北とする風向を表わしている。7 月 26 日から 27 日にかけて湖岸部の彦根と山間部の永源寺では日中と夜間で風が周期的に変化する様子が明瞭に示されている。湖岸線および谷の走向 (彦根では湖岸線はほぼ北東から南西、永源寺では谷はほぼ北西から南東の方向) を考えれば、彦根では湖陸風が永源寺では山谷風が発達したとみることができる。

風向の欠測が少ない 7 月 26 日に注目すると、まず陸風から湖風へ変る時刻は湖岸に近い地点ほど早くなっていることがわかる。10 分毎の風の記録から湖風の開始時刻を調べてみると、彦根では 8 時、柳川では 7 時 40 分、豊満では 9 時 30 分となっている。柳川と豊満の間の距離は約 8.7 km なので、湖風の前面は約 1.3 m/s の速度で内陸部へ進行したことになる。この値は柳川における湖風の風速よりもやや小さい。一方、谷風の方は 8 時に永源寺に出現する。豊満よりもさらに内陸にある下中野では豊満におけるよりも早く (8 時 50 分)

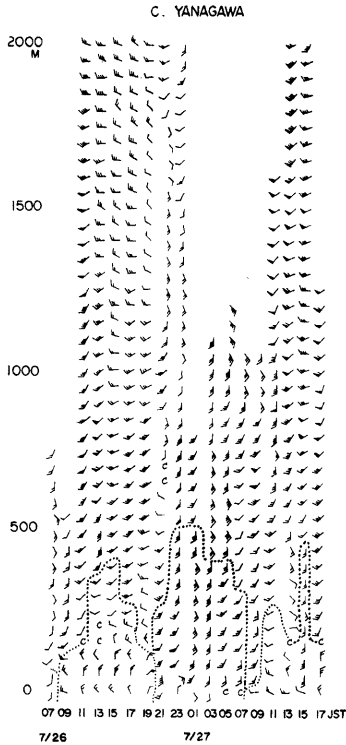


Fig. 4c. Same as Fig. 4a but for Yanagawa.

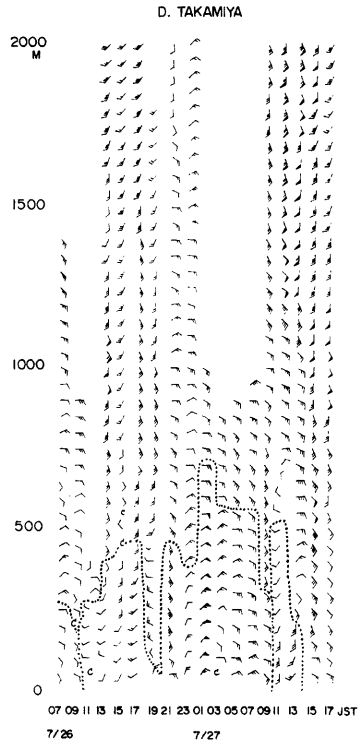


Fig. 4d. Same as Fig. 4a but for Takamiya.

湖寄りの風に変るが、これは下中野が山地の山裾に位置するため谷風の影響を受けるからだと思われる。つぎに陸風または山風の開始時刻をみてみると水源寺では18時20分、下中野では19時10分、彦根では20時、柳川では20時20分で、湖風の場合と異なり陸風の開始は湖岸に近い程遅くなっている。下中野と柳川との距離は約16.1 kmであるから陸風前面の進行速度は約3.8 m/sとなる。この値は湖風前面の進行速度や下中野と柳川における陸風の風速に比べるとかなり大きい。このことに対しては先に述べた21時以後の下層の風の強まりが関係しているのではないかと考えられ、詳しいことは不明である。

(2) 中層の構造

Fig. 4に示された点線から上は中層と考えられるのであるが、点線を境にして上下の風向の変化は90度以内のところが多く、したがってこの層に反対流が存在したかどうかを見出すことは必ずしも容易ではない。そこで、ここでは5地点の風のデータを用いてFig. 1の地点A, B, Cと地点C, D, Eで囲まれた2つの三角形の領域について時刻別の水平発散を計算してみた。Fig. 7はその結果であるが、この図で白丸は領域AB C(湖上)、黒丸は領域CDE(内陸上)における水平発散の鉛直分布を示している。2つの領域とも水平発散のオーダーは $10^{-4}/\text{sec}$ となっている。

領域 *ABC* についてみると、26日7時は下層 100 m までは収束、それより上は発散となっている。9時には位相が逆転し下層 200 m までは発散、その上は収束となる。そのような鉛直分布は17時まで続くが、発散層の高さは11時から15時にかけて 400~450 m に達する。19時には再び下層 400 m までは収束、その上で発散となる。そのような状態は27日7時まで続く。収束層の高さは26日3時から27日1時にかけて 450~500 m に達する。9時以降17時まで26日の日中と同じ鉛直分布を示す。領域 *CDE* は領域 *ABC* に比べると複雑な分布を示している。すなわち、湖陸風交代時の26日7時・9時・19時は領域 *ABC* と逆位相の分布、26日11時から17時までと27日11時から13時までは同位相の分布、それ以外はほとんどの高さで収束となる。

上に述べたような領域 *ABC* の下層にみられる日中の発散、夜間の収束の交代は前節の湖風と陸風の交代に対応するものであると考えられる。また下層より上の層が下層と逆位相の発散になることは中層が反対流的な性格を持っていることを示唆している。Fig. 7 を詳細にみると時間帯によっては発散の鉛直分布は複雑なようであるが、たとえば7月26日13時・17時・19時、27日13時・15時に現われているように中層と考えられる層がかなり高く、1,500 m を越えているようにみえる。

そこで、その点を調べるために Fig. 4 にもとって各地点の風のデータを検討してみた。図をみると各地点ともほぼ共通して7月26日21時を境にしてそれまでの西寄りの風から南寄りの風に変化していることがわかる。この風は地点 *D* (高宮) をのぞき27日11時まで継続するがそれ以後は再び西寄りの風が支配的となる。また、この風が及ぶ高度は27日11時頃は 1,000 m 以下と低くなるが、地点により、時間帯によっては 1,500 m 以上になっているようである。

Fig. 6 は上に述べたような特徴をさらに詳細にみるために、もっともデータのそろった地点 *B* (船木) を取り上げて作成した風の東西成分と南北成分の高度-時間断面図である。図の中で網目を施こした部分は負で東風または北風の領域を示している。東西成分についてみると、1,500 m 以下では26日19時から27日9時にかけては東風、それ以外は西風となっている。また 1,500 m 以上は西風にはなっているが、26日19時から27日3時にかけて風速が弱まっている。一方、南北成分をみると全体として南風が支配的なようであるが、詳細にみると1つは26日13時から19時にかけて 1,500 m 以上に北風が入ること、いま1つは26日21時頃から27日5時頃にかけて約 200 m から 1,800 m の層で南風が強まっていることが注目される。

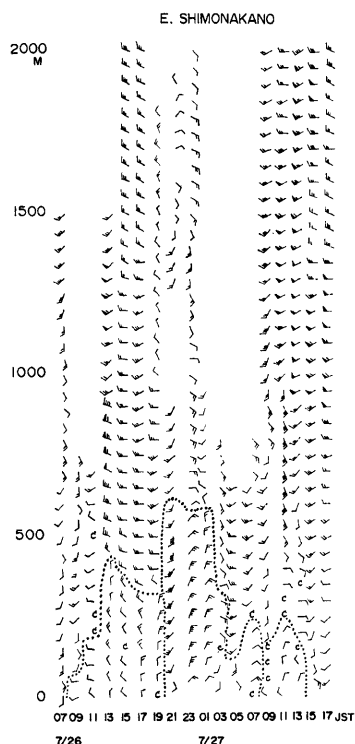


Fig. 4c. Same as Fig. 4a but for Shimonakano.

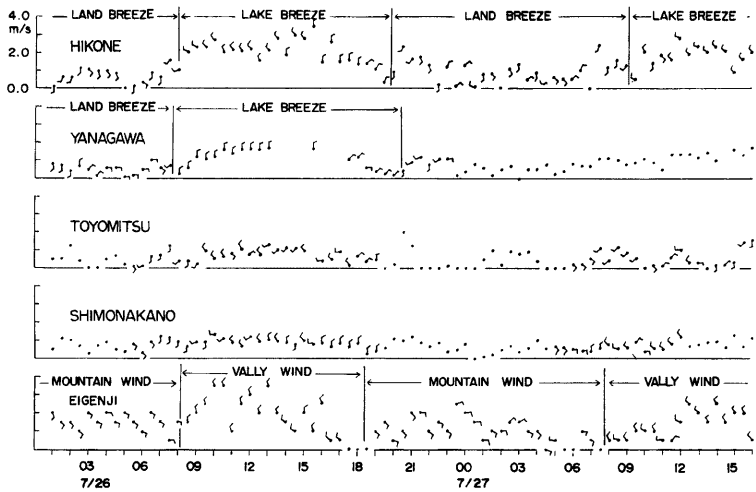


Fig. 5. Surface wind variations at Hikone, Yanagawa, Toyomitsu, Shimonakano and Eigenji from 100 JST, July 26 to 1600 JST, July 27, 1979.

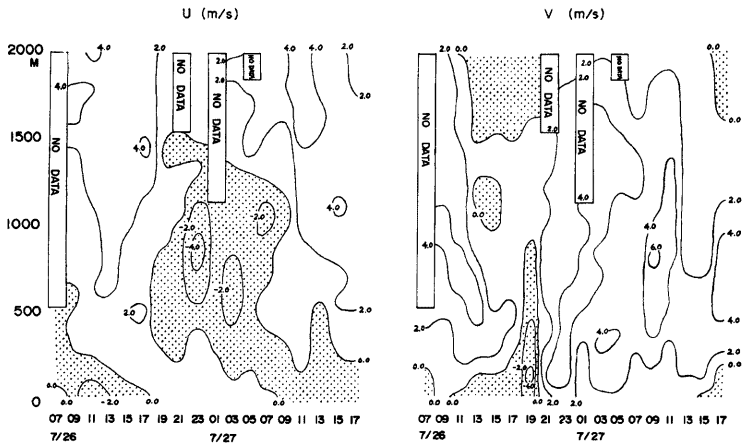


Fig. 6. Time-height cross section of wind component at Funaki from 700 JST, July 26 to 1700 JST, July 27, 1979.

Left: W-E component Right: S-N component

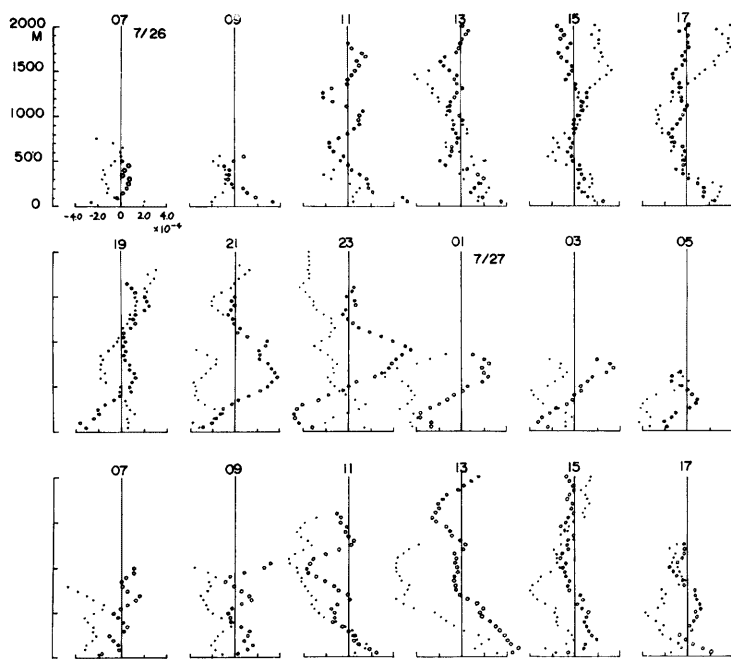


Fig. 7. Diurnal variations of the vertical distribution of horizontal divergence over the Lake Biwa and the land from 700 JST, July 26 to 1700 JST, July 27, 1979.

4. 考 察

ここでは湖陸風・海陸風に関してこれまで得られた結果と比較しながら、今回の観測結果について若干の考察を加える。

まず下層の湖陸風についてである。今回の観測で注目されるのは7月26日の湖陸風交代時から翌日未明にかけての下層における南寄りの強風である。宮田・岡本³⁾ および宮田⁴⁾ も瀬戸内海で夕刻から夜半にかけて下層における風速の強まりを観測している。それらの結果と今回の結果とを比較すると、強風が高度 200~300 m のところに風速のピークを持ち、しかも下層の収束に対応する点はきわめてよく似ている。しかし両者が違っているのではないと思われるのは、強風層の厚さが瀬戸内海の場合は約 500 m であるのに対し、今回の琵琶湖の場合は、1,000 m に及ぶとみられることである。

地上風の解析から琵琶湖東部においては平野部で湖陸風が山間部で山谷風が発達することがわかった。著者達²⁾ は1979年7、8月の地上風の統計的な解析から琵琶湖東部における湖陸風出現日(32日)のうち約半数は湖陸風と山谷風が同時に出現すること、約半数は湖陸風のみが出現することを見出した。根山⁵⁾ は海陸風と山谷風との関係を調べ、瀬戸内海の呉地方では海風と谷風は常に同じ風向となるが、陸風時には1,000 m 高度の風向により山風が吹いたり吹かなかったりすると述べている。琵琶湖東部の場合、湖陸風と山谷風とが結合する過程はかなり複雑なようで詳細はわからないが、少なくとも今回の観測では湖風時には湖岸から山頂へ向かう風が吹き、陸風時には山頂から湖岸へ向かう成分を持ちながら南から北へ向かう風が吹くようである。

つきは中層についてである。今回の観測では中層は約 2,000 m の高さにまで及ぶらしいことが示されたが、これは昨年度の観測¹⁾ や瀬戸内海での観測²⁾ で得られたものよりもかなり高い。またこの層は反対風の収束・発散となるものの、日中は西寄りの風が夜間は南寄りの風が卓越した。そのような例は今回に限ったことではないようである。著者達の調査³⁾ によると琵琶湖沿岸一帯に湖陸風が出現する日の 20 例のうち、9 例は 850 mb 面に近い伊吹山測候所の風が日中は北西寄り、夜間は南西寄り（この例を A₁ 型という）、7 例は 1 日中南東寄り（この例を A₂ 型という）となっていた。2 つの型についてその日 21 時の 850 mb 面の天気図を調べてみると、A₁ 型は Fig. 2 の左のように太平洋側が高圧部に、A₂ 型は右側のように東日本側が高圧部となっていることが多い。すなわち、山の影響もあって問題は残るが、A₂ 型の場合は伊吹山は 1 日中、一般風に一致した風となるのに対し、A₁ 型の場合はそうはなっていない。

上に述べたことから琵琶湖流域では下層に湖陸風が卓越する時、一般風が支配的な上層の下限高度（これはまた中層の上限高度でもある）が 1,500 m 以上になることもあるのではないかと考えられる。藤部・浅井⁴⁾ は関東地方における風の日変化を構成する風系として、沿岸地域の海陸風の他に関東地方全域をおおい日中は北寄り、夜間は南寄りとなる風系を見出し、そのような風系の成因として山の熱的な作用が重要であることを示唆している。琵琶湖流域の場合、今回の観測では夜間の南寄りの風が及ぶ高さは関東地方と同程度となっている。しかし日中の西寄りの風と夜間の南寄りの風が湖陸風とは成因を異にした風系に相当するものかどうかは不明である。

5. 結 語

1979 年 7 月 26 日から 27 日にかけて琵琶湖流域 5 地点で実施した上空約 2,000 m までの風の観測と、3 地点で実施した地上風の観測で得られた結果を要約すると次のようになる。

- (1) 今回の上空の風の観測では、約 2,000 m までの大気層には一般風に支配される上層ははっきり現われなかった。
- (2) 下層では湖風に伴う発散、陸風に伴う収束がみられ、湖陸風最盛時には発散・収束の及ぶ高さは約 500 m に達する。また陸風には高度 200~300 m に風速のピークを持つ南寄りの強風が観測された。
- (3) 地上風の観測から琵琶湖東部においては平野部で湖陸風が、山間部で山谷風が発達することがわかった。
- (4) 中層では下層とは逆位相の発散がみられ、日中は西寄りの風、夜間は南寄りの風が卓越した。

以上、今回の観測から得られた結果を述べたが、今後の課題として下層については、もっと密な風・気温の観測網を展開して湖陸風と山谷風の結合の過程を明らかにすること、中層については長期間の風・気温の観測を行って詳細な実態を明らかにすることが必要であろう。

最後に、この研究を進めるに当たり、気象資料の収集に御配慮頂き、また解析結果の討論を通じて多くのことを御教示頂いた彦根地方気象台長渡辺正雄氏をはじめ多くの職員の方々に深甚な謝意を表します。滋賀県立県少年湖畔レクリエーションセンターの永田與吉氏、彦根学園長の西原啓治氏、愛東町役場、愛知川東小学校の方々には観測場所に御配慮頂き、神戸海岸気象台、大阪教育大学、京都教育大学には測器を借用させて頂き、また近畿農政局愛知川水利事業所には気象資料を提供頂いた。観測にさいしては京都学園大学助教授の井上顕雄氏、京都教育大学地理学研究室の学生諸氏、および当研究所災害気候部門助教授田中正昭氏、技官の多河英雄氏、大学院生の高杉年且氏、真野裕三氏、奥山和彦氏、神本祐治氏に御協力頂いた。また当研究室の方々には研究を進める過程で有益な討論と助言を頂いた。この場を借りて以上の方々に深く感謝致します。

なお、本研究は昭和 54 年度文部省科学研究費、特別研究「環境科学」、琵琶湖およびその集水域の環境動態（研究代表者、大阪市立大理学部教授吉良竜夫）の 1 部を使用した。

参 考 文 献

- 1) 枝川尚資・中島暢太郎：琵琶湖周辺の気象 (2) —琵琶湖北部の湖陸風—, 京都大学防災研究所年報, 第22号 B-2, 1979, pp. 143-154.
- 2) 枝川尚資・中島暢太郎：琵琶湖流域の湖陸風—地上風の統計的解析—, 地理学評論, (投稿予定)
- 3) 宮田賢二・岡本雅典：瀬戸内海の家陸風に関する研究 (1), 広島女子大学家政学部紀要, 第 7 号, 1972, pp. 71-88.
- 4) 宮田賢二：内陸部の局地風の研究, 広島女子大学家政学部紀要, 第12号, 1977, pp. 39-55.
- 5) 根山芳晴：海陸風と山谷風との相互作用について, 天気, 第21巻, 第11号, 1974, pp. 587-589.
- 6) 藤部文昭・浅井富雄：関東地方における局地風に関する研究, 第 1 部; 日変化を伴う風系の構造, 天気, 第26巻, 第10号, 1979, pp. 595-604.