

猪苗代湖周辺の局地循環*

渡 辺 明**

要 旨

猪苗代湖周辺に存在すると考えられる湖陸風循環の立体的構造の実態を明らかにする目的から湖周辺で気象観測を行い、それを解析した。その結果、1) 猪苗代湖周辺では同時に一樣な湖陸風循環は存在せず、2) 三つの水平循環が存在していること、3) 湖風と陸風では強さにおいても、出現時間においても非対称性を有していること、4) 日変動より 2 cycle 変動が顕著に存在することがあること、さらに、5) 陸風時の反流は存在するが湖風時の反流は認められなかった。この反流の形成は熱的循環による多重構造ではなく、地形の効果によるものと考えられることなどが分かった。

1. はじめに

湖盆地形をしている猪苗代湖周辺では湖上と陸上との温度差による傾圧場の形成によって海陸風循環と類似した、いわゆる湖陸風循環が形成されていると考えられている。Defant (1951), Moroz (1967), Estoque *et al.* (1976) は Ontario 湖や Michigan 湖において湖陸風循環の存在の実証や Simulation による検証を行っており、やや海風と湖風の発達高度や風速に差はあるものの海陸風循環と基本的には同様な循環であることを示している。また、猪苗代湖においても古く Fukui (1952) や百足 (1953) による報告がある。しかし、これらの報告の中には面的な、あるいは三次元的な循環の実態を明らかにしたものは少ない。特に湖盆地形をしている猪苗代湖では湖陸風循環が形成されているとしても湖岸線が閉曲線であつ斜面を有していることなど海陸風循環や巨大湖とは基本的に異なっている。このため循環にどのような差が生じるかといった点についてはほとんど解明されていない。ここではこうした観点より猪苗代湖周辺における三次元的循環の実態を解明するため、猪苗代湖周辺に観測地点を設けて気象要素の測定を行った。その結果について以下報告する。

2. 資料および解析方法

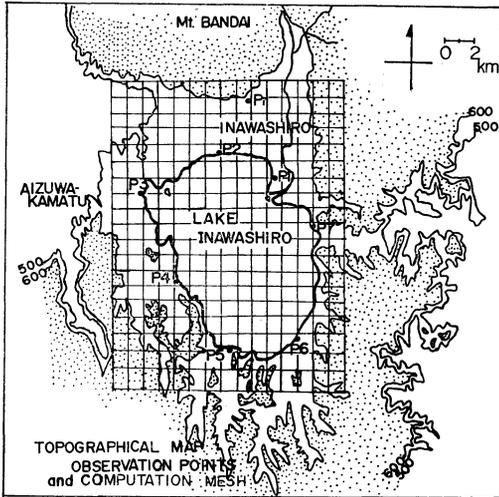
猪苗代湖周辺の地形および観測地点を第 1 図に示す。これらの観測地点は猪苗代湖岸であつ周辺ができるだけ開けている地域に設けた。観測はすべて 24 時間を単位として 1 時間ないし 30 分間毎行い、これまで 14 回実施した。また、観測された資料とあわせて猪苗代湖北部にある福島県農業試験場冷害試験地に設置されている AMe DAS 資料も同時に使用し、水平面運動を認識するために客観解析を行った。客観解析は第 1 図に示した東西方向 16 (格子間隔 1,066.7 m)、南北方向 20 (格子間隔 1,083.3 m) の計 320 個の格子点上の値 $E(x, y)$ を

$$E(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{E_i(x_i, y_i)}{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2}} \quad (1)$$

として各観測地点の値から変換して求めた。なお (x, y) は格子点 (1,1) から求めようとする格子点の東西・南北方向の距離、 (x_i, y_i) は格子点 (1,1) からの i 番目の観測地点の東西・南北方向の距離を示す。N は観測地点数で 8、 E はそれぞれ気象要素である。なお、こうして得られた data から渡辺 (1981c, 1982) が定義した水平運動学的量を同様な手法によって求め、循環を考察するための資料とした。第 1 図の観測地点では湖上の観測資料が含まれていないが 3 回にわたる湖上観測では気圧、気温、風向・風速、湿度の気象要素を測定し、これらの不連続性は存在していないことを確認している (渡辺, 1981a)。従って湖周辺の観測資料から求めた客観解

* On the topological circulation around Lake Inawashiro.

** Akira Watanabe, 福島大学教育学部地学教室。
—1982年10月7日受領—
—1982年11月29日受理—



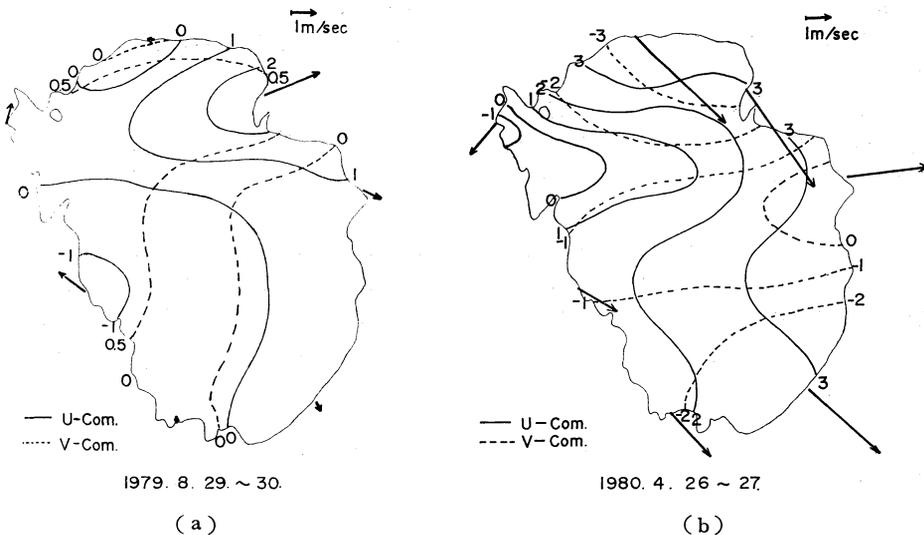
第1図 猪苗代湖周辺の地形と観測地点および客観解析用格子。
Pr: 冷害試験地; P1: 天神浜; P2: 野口記念館前; P3: 笹山浜; P4: 崎川浜; P5: 青松浜; P6: 横沢浜; P7: 湊志田浜

析の場合は猪苗代湖の循環を考察する目的に大きく矛盾することはないと考える。

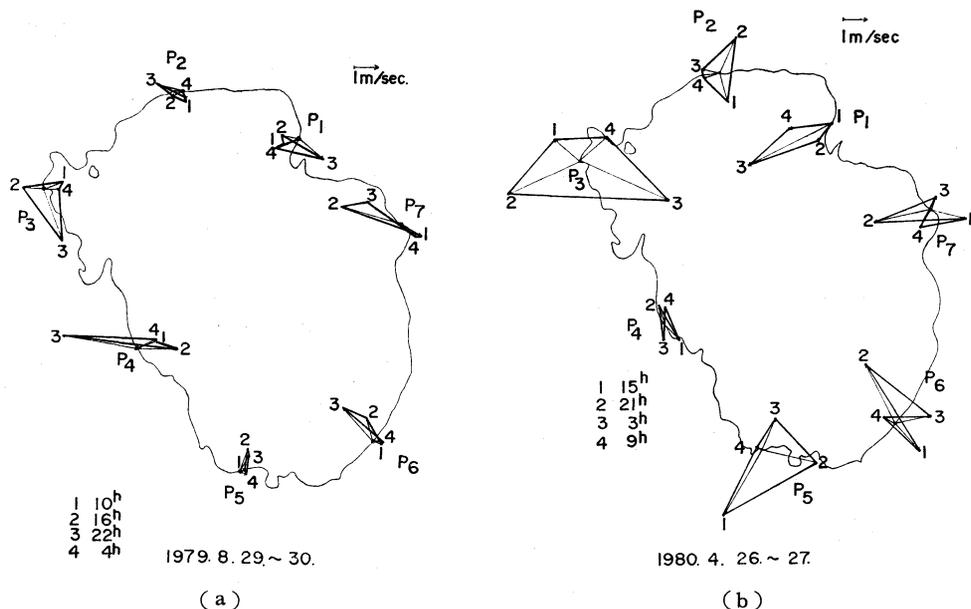
3. 風向・風速分布とその変動

観測日はできるだけ晴天でかつ傾度風の弱い日を選択して行ったが、猪苗代湖は海拔 514 m と高所に位置し

ていることもあって傾度風の影響を無視することはできない。この傾度風の影響を filter するために、ここでは傾度風が一回の観測単位である24時間より長周期で変化し、その変化は観測単位である24時間内は直線的であると仮定し、得られた風向・風速の data を東西 (U-) 成分および南北 (V-) 成分にそれぞれ分解し、それぞれの成分毎に最小二乗法による直線回帰式を求め、これをそれぞれの観測 data からぬくことによって傾度風を含む一般風と、局地循環による風とを分離した。第2図はその時の直線回帰式の定数項から求めた U-成分と V-成分の分布および各観測地点の合成風向・風速を vector で表示したものである。なお、猪苗代湖では西風系が多いが、ここでは地形的効果を比較する目的から輪島の850 mb の風向および周囲の山地の上層雲の雲向が東風系の場合と西風系の場合を示してある。東風系の場合の各成分の分布をみると U-成分の分布は北東部の P1 と北西部低地の P3 との間で大きい領域があり、この北部と南西部で弱い東風系、東部では弱い西風系が出現しており、猪苗代湖東岸と西岸では逆向きになっている。また、V-成分の分布は P6, P7 付近の東部と P2 付近の北西部で負の値を示し、P1, P3 付近で相対的に大きい正の値を示している。これに対して西風系の場合の定数項の分布をみると、U-成分の値は P3 付近の北西部で負の値を示し、東へ向かうにつれて正の値となり、次第にこの正の値が増大している。また、V-成分の絶対値は湖中央部で相対的に小さく、湖北部と湖南部で相対的



第2図 直線回帰式の定数項の分布。a: 東風系の場合、b: 西風系の場合。



第3図 風向・風速の時間変動。 a: 東風系の場合, b: 西風系の場合。

に大きい値を示している。

以上、東風系、西風系の卓越時における回帰定数の分布について述べた。定数項は一般風の定義から各地点とも類似した風向・風速を示すものと考えたが、地点によって大きな差があり、特に東風系の場合両岸で逆向きになっている。この定数項の分布が一般風ではなく、相対的に各地点の湖風が強いために平均場として湖風時の風向・風速分布が定数項に出現していると理解することもできるが、 U 、 V -成分の定数項の水平分布をみると東部の川桁山地が湖岸までせまっていることによる風下効果によって形成されていると考えた方が合理的である。こうした効果は比較的同一風向の出現している西風系の場合も同様で、 U -成分が東へ向かうに従って増大していることでも理解される。また、これらの解析結果からみてこうした風下効果は湖周辺の気運動に直接関与し、かなり定期的に影響を及ぼしていることが推察される。

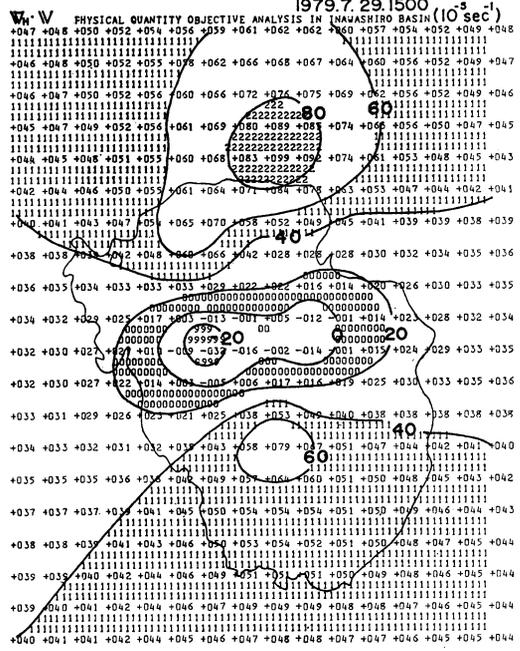
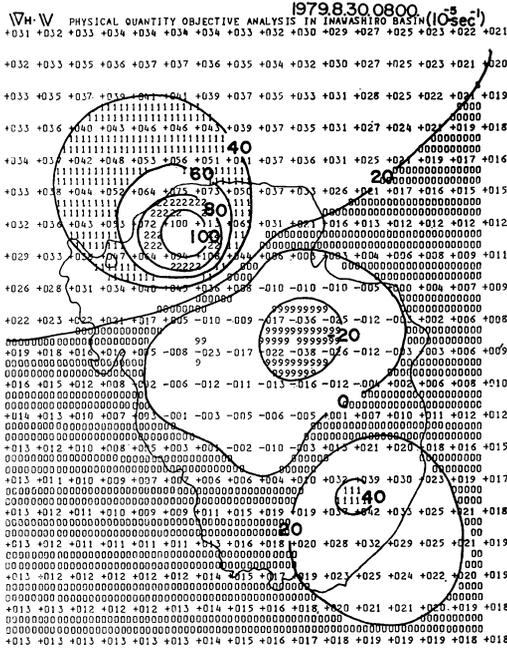
直線回帰式の傾きの項の分布については東風系、西風系のいずれの場合もその大部分が定数項の逆の方向を有し、その大きさは $0.05 \text{ m/sec} \cdot 1 \text{ hour} \sim 0.1 \text{ m/sec} \cdot 1 \text{ hour}$ で、定数項の風向・風速分布が弱く、または逆方向を示す結果となっている。これらの変化は一応湖陸風循環に伴う風向・風速変動の一部と考えられるが、一般風の変化と考えても猪苗代湖全域に共通な風向・風速分布の出現は得られない。

さらに、風の日変化を知るために前述の手法による一般風をぬいた data について、30分毎の観測値48個の1/3に相当する16波数まで時間変動の Fourier 解析を行った。その結果から求めた6時間毎の風向・風速変動を第3図に示す。

東風系卓越時の場合、湖や陸の方へ風向が変化する時間によって地点を区分すると P5、P6、P7 の南岸および東岸とその他の地点とはほぼ二分される。前者は16時から22時頃を中心に湖風を示し、後者は4時頃から16時頃まで湖風を示している。これは従来考えられている太陽放射量の変化に伴う湖、陸風の風向・風速変化の時刻とはかなりのずれがある。主な回転性をみると、P3、P6の北西岸と南西岸で正の回転を示す風向変化をしているのに対して、他の地点では負の回転を示す風向変化をしている。

これに対して西風系卓越時の場合は東岸の P6、P7 と北岸と南岸の P1、P5、さらに P2、P4 の二地点づつ湖、陸風の風向変動が共通しているものの、前述同様湖全体として同時にかつ一様な湖陸風循環は認められない。また、主な回転性についても P1、P6、P7 の東岸と、その他の二つに分かれ、前者は負の回転を示す風向変化をし、後者は正の回転を示す風向変化を示している。

以上、風向・風速分布およびその変動について述べたが、その分布からみて周囲の山地地形による風下効果が



(a) (b)
 第4図 水平収束・発散分布 (10^{-5} sec^{-1})。 (a) 東風系の場合、 (b) 西風系の場合。

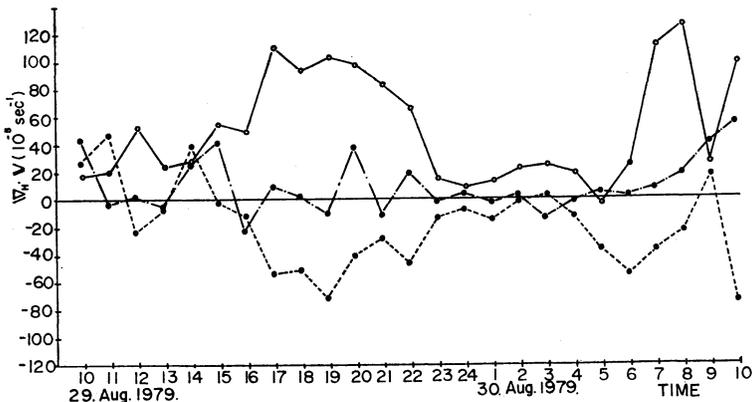
湖岸における弱風域の形成や、一般風と逆の方向を示す風向の出現として認められること、特にこの効果は東風系の卓越時に大きく湖周辺の循環と直接関連していること、さらに風向変動からみて、猪苗代湖が一つの湖陸風循環としてその周囲で同時にかつ一様に湖風や陸風が出現していないこと、また、風向の変動にみられる回転性も一様ではなく、西風系のように東岸と西岸で逆の回転を示すなど、coriolis force より地形効果の方が大きく影響している循環が存在していることなどが分かった。

4. 客観解析場の特徴

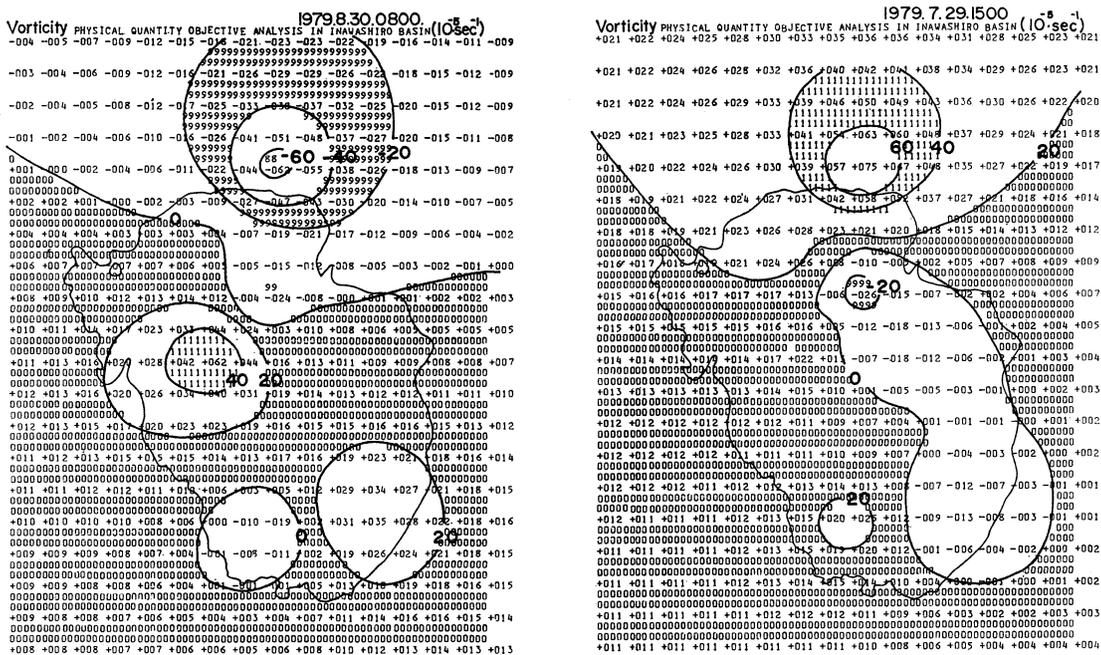
風向・風速の変動をより面的に把握するために前述の方法による客観解析を行った。第4図に両風系時の水平収束・発散分布を示す。両風系とも収束・発散場がほぼ同様に三つに区分されており、北部から発散、収束、発散場となっている。これは直線回帰式による一般風を除いた水平収束・発散場についても渡辺 (1981b) が示しているように多少出現形態が異なるものと同様である。この水平収束・発散量の日変動を3地区に分けて示したものが第5図である。湖中央付近と湖北、湖南部ではその変動が $\nabla_H \cdot \mathbf{V} = 0$ 線を境に対称に変化しており、

8月29日の15時から23時と30日の5時から10時はその傾向が明瞭に出現している。また、北部と南部の発散場をみると大部分の時刻で北部の発散量の方が大きい。これは北部では平野部が湖北岸に連なって広がっているためと推定される。この例では湖中央部では相対的に収束場、湖北、湖南部では相対的に発散場の傾向が強く現われていると同時に、日変動より2 cycle 変動が明確に出現している。収束・発散量は大きい所で $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ 程度でやや発散場の方が大きく出現している。水平収束・発散による上昇流は密度一定と仮定して、湖陸風循環の高度を 10^2 m オーダーと考えれば、ほぼ数 10 cm となり、Meso 循環としてそれ程矛盾した大きさのものは出現していない。これをさらに直線回帰式による一般風をぬいた data について求めると、湖北の場合14時頃から21時頃までと7時頃から10時頃の間が発散場となり、湖風が発散場、陸風が収束場に対応していると仮定すれば湖風の出現時間は約10時間となる。収束・発散量による湖陸風循環の強さの差は一般風をぬかない場合より小さい。

同様な手法によるうず度場の客観解析の結果を第6図に示す。東風系時の場合は湖北部で負のうず度、湖中央



第5図 水平収束・発散の時間変化。○——○：湖北部，●……●：湖中央部，●—●：湖南部。

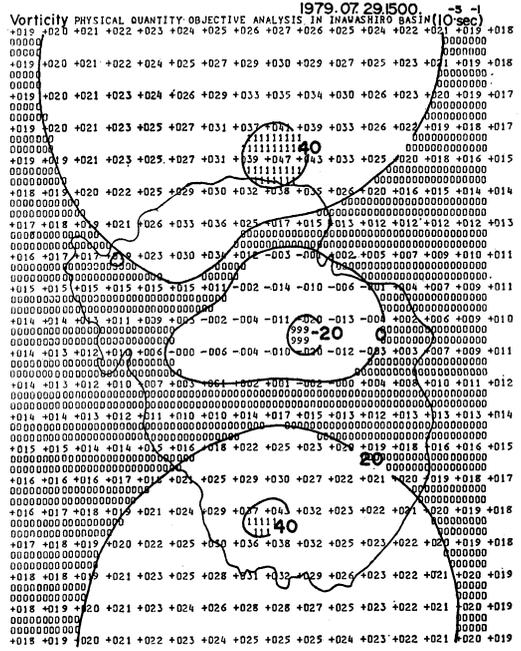
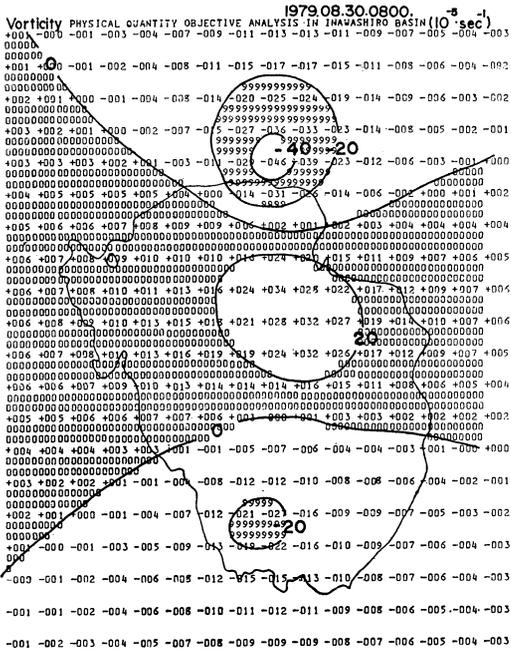


(a) (b)

第6図 うず度分布 (10^{-5} sec^{-1})。一般風をぬかない場合、(a) 東風系の場合、(b) 西風系の場合。

部で正のうず度，湖南部で正および負のうず度の二つの領域がそれぞれ出現している。概して，P3 から P7 より北部で負のうず度場，南部で正のうず度場と二つに分かれる。これに対して西風系時の場合も同様な所を境として東風系とは逆に北部で正のうず度，南部で負のうず度場が出現している。また，前述と同様な手法による一般風をぬいた data を使用したうず度場を第7図に示

す。西風系において大きく三つのうず度場が出現している。すなわち，東風系時の場合には北部から負のうず度，正のうず度，負のうず度となっており，西風系時の場合には北部から正のうず度，負のうず度，正のうず度となる循環が形成されている。これを前述の収束・発散場との対応でみると北部では東風系時負のうず度場で発散場，西風系時は正のうず度場で発散場となっており Ekman



(a)

(b)

第7図 うず度分布 (10⁻⁵ sec⁻¹). 一般風を除去した場合、他は第6図に同じ。

Pumping 的效果とは異なっている。すなわち、この地域の風速分布の客観解析でも明らかのように相対的な強風軸が P3 と P7 に両風系の場合とも同様に存在し、これに対して北に向かう程、あるいは南に向かう程風速は相対的に減少しているか、または逆風向を示しており、地形に依存していると考えられる風速分布差が水平 wind shear を形成し、これによって定常的なうず度場が出現しているものと考えられる。また、湖南部の循環は湖中央部の循環に伴って形成される間接的な循環と考えることができる。

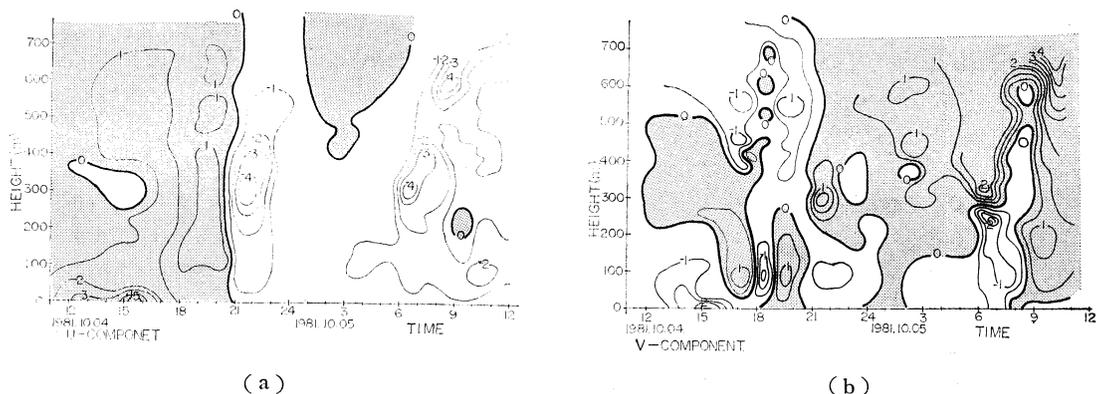
以上、水平収束・発散量、うず度の分布、変化等について述べたが、前にも述べたように猪苗代湖の水平循環は一つではなく、うず度場をそれぞれ一つの循環と考えれば三つあるいはそれ以上に分割されていることが明らかになった。これは P3 と P7 の低地で相対的に強い風速場が存在するため、この地域の風速場が弱ければ一つの循環として認識できるような pattern が形成される可能性も残っている。この意味で上記の方法による一般風の filter がうまく湖陸風循環を抽出する働きをしていないと考えられるが、こうした方法によって filter しても相対的な強風出現域となっていることを考えると、こ

の領域の相対的な強風は日変化をしていると同時に、その機構が湖全体の循環と関連して形成されているとも考えられる。いずれにおいても実態としてはすべての観測において三つのうず度分布を形成する場合は最も多く猪苗代湖における循環が複数個に分かれて存在していること、湖陸風循環においても地形による風速 shear が大きく影響して、循環を変形させている可能性があることなどが分かった。

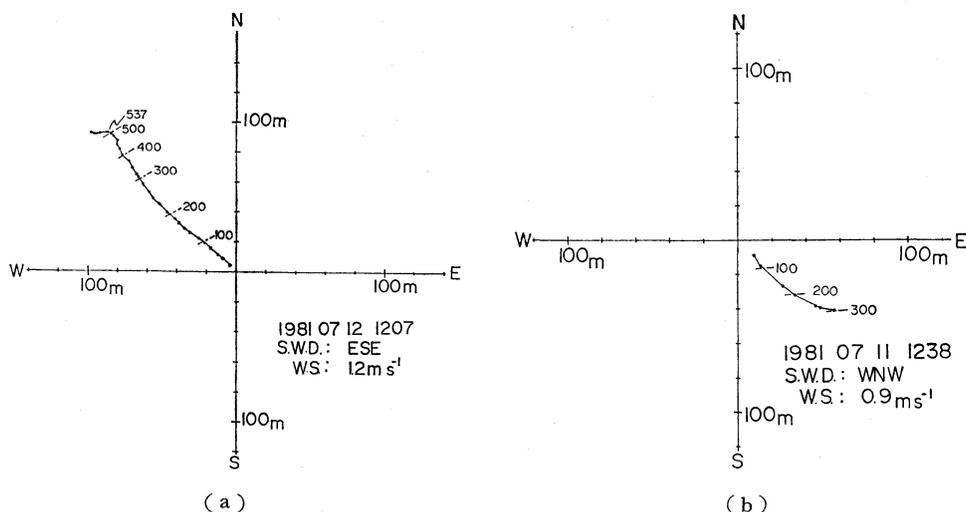
5. 上層風の特徴

前述までの水平面的循環を三次元的に把握するために猪苗代湖北部の P2 において上層風観測を行った。上層風観測は高度数 1,000 m までの構造をできるだけ詳細に測定すること、および測器等の問題もあり、10秒から20秒間隔で適当にトランシットの中心で Pibal をとらえられた時に仰角および方位角を読み風向・風速を計算した。高度は Pibal の一定上昇を仮定し、二つの測定時刻の中央時刻に対応する高度を使用した。これらの観測は24時間を一単位として1時間毎および3時間毎に測定を行い、現在まで8回実施した。

こうして得られた結果の一つを U-成分、V-成分に分



第8図 上層風の時間変化。(a) 東西成分, (b) 南北成分. 梨地は正の値の領域を示す(西風, 南風).



第9図 Pibalの飛跡。(a) 東風系の場合, (b) 西風系の場合. 図中の数字は観測地点からの高度(m).

離して第8図に示した. U -成分の鉛直分布をみると, あまり東西風の多重構造はみられず, むしろ時間による東西風の交換が顕著に認められる. これは他の観測例でも同様に出現しており, 8回の観測のうち6回までが21時から23時の間で西風から東風に変化している. また, これらの風向変化は測定範囲の全層数100mにわたり一度に変化している. さらに, 相対的な強風出現高度をみると現地から300mないし400mとなっており, 盆地を形成している山地の上限とほぼ一致する.

V -成分においては12時から17時頃まで最下層で北成分(陸風)の出現があり, 高度200mから300mにわたって南成分の風向が存在している. また, それより上層では再び北成分の風向を示す多重構造が現われている. 18時から21時は最下層で南成分, 300m以上, 上層

で北成分の風が出現しており, 21時から11時まではほぼ200m以下で北成分の風, それより上層で南成分の風となり, これらは陸風とそれに伴う反流のようにも見える. 相対的な強風軸は U -成分より平均して100m程低い現地より200mから300mの高度に出現している. 東西成分に比べて南北成分は多重構造が認められるものの, この例では地上風は全体を通して北成分を示しており, Lyons (1972) が Michigan 湖の湖陸風循環で示した程明瞭な反流の出現は認められなかった. V -成分の鉛直分布から猪苗代湖における反流の出現形態を調べてみると, 地上で北成分の風の出現時には上層風は南成分を示す風が存在しているものの, 下層で南成分の風の出現時において, 上層で北成分の風が測定されたのは第8図bに示した18時から21時の間にすぎなかった.

他の観測例の地上で南風成分の出現している時は観測した高度 700 m 程度まですべて南風成分を示している。この場合の反流が高度 700 m 以上の所で存在しているとも考えられるが、湖風を形成している周囲の山地より高い所では一般に西系風が卓越しており、熱的差によるこのような局地循環が現地より 700 m 以上もの高さまで影響しているとも考えにくい。

第 9 図は地上風が東風系の時と西風系の時の Pibal の飛跡を示したものである。これによれば、東風系の時は負の回転性、西風系の時は正の回転性を有している。また、東風系時の場合で明らかのように観測地点から高度 500 m 付近で急速に真西へ Pibal が飛んでいる。東岸の川桁山地はほぼ海拔 1,000 m 前後の山地を形成しており、東風系時の場合この山地により一般風の影響が弱められる高度が約海拔 1,000 m 前後になっていることを示すものとする。しかし、前述の上層風の鉛直一時間断面図では西風系時の場合より東風系時の場合に相対的に強い強風軸が出現し、その高度は先にも述べたように 300 m から 400 m (海拔 800 m から 900 m) 周囲の山地より 100 m 程低くなっている。これも川桁山地の風下効果の一つとして考えられる。

以上、上層風の構造および変化について述べたが、地上で南成分の風(湖風)の場合反流の出現による二重構造は観測できなかったものの、北成分の風(陸風)の場合は一応反流とも考えられる二重ないし三重構造を観測することができた。しかし、これらが熱的循環による構造なのか、あるいは地形的 Shear 流に伴う Spiral 循環によるものであるかは明らかでない。これらを明らかにするにはより詳細な多くの観測を行う必要がある。しかし、現在の所、Pibal の飛跡から判断すると後者の可能性が強いと思われる。

6. まとめ

以上、猪苗代湖における湖陸風循環の実態を明らかにする立場から風向・風速場を主に観測結果をまとめた。その結果、湖風および陸風の日変動は存在するものの、変化時刻は必ずしも太陽放射の時間変化から推定される湖陸風循環とは対応していない。地上風のみの変動からみれば湖風の風速が強く、陸風の風速が弱い。各々の風の出現時間も一般に湖風の方が陸風の出現時間より長いなど強さ、出現時間の非対称性を有していること、なお出現時間の非対称性は季節等には依存していない。また、風向変動は一樣ではなく、coriolis force よりも地

形効果(力学的、熱的效果)の方が大きいこと、水平収束・発散量の変動からみると日変動より、半日変動の方が顕著に存在する場合があること、うず度場からみると猪苗代湖では三つの水平循環が存在していること、さらに、陸風時の反流は出現するが、湖風時の反流は認められず、いわゆる熱的な湖陸風循環による反流の存在ではなく、周囲の山地の風下効果による多重構造であると考えられることなどが分かった。しかし、これらの実態はより多くの、より精度の高い観測の蓄積によって明らかにしなければならない。また、解析手法においても、特に一般風の filter の方法をより湖陸風循環の実態が明らかになるように工夫する必要もある。さらに、これらの循環に重要な気温の鉛直分布についても測定をしなければならない。今後これらの点を考慮して猪苗代湖の循環の実態をより明らかにしたいと考えている。

最後にこの観測に参加された多くの福島大学教育学部の学生諸氏および福島県農業試験場冷害試験地の皆様に謝意を表します。なお、この研究には福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕の研究経費の一部を使用した。

文 献

- Defant, F., 1951: Local winds, in compendium of Meteorology, Amer. Met. Soc. Boston, 655-672.
- Estoque, M.A., J. Gross, and H.W. Lai, 1976: A lake breeze over southern Lake Ontario, Mon. Wea. Rev., 104, 386-396.
- Fukui, H., 1952: On the local climatological survey in Aizu and Inawashiro Basins, Sci. Rep. Tohoku Univ., 7, 56-66.
- Lyons, W.A., 1972: The climatology and prediction of the Chicago lake breeze, J. Appl. Met., 11, 1259-1270.
- Moroz, W.T., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan; Observation and model, J. Atmos. Sci., 24, 337-355.
- 百足虎治, 1953: 猪苗代における風の日変化について, 研究時報, 5, 525-545.
- 渡辺 明, 1981 a: 気象要素分布と湖水温, 福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, No. 2, 127-133.
- , 1981 b: 猪苗代湖周辺の局地循環について, 福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, No. 2, 43-53.
- , 1981 c: 関東地域における運動学的量の平均場について, 天気, 28, 145-158.
- , 1982: 関東地域における運動学的量の平均場について(II), 一季節の特徴一, 天気, 29, 611-623.