和迹（わに）川デルタからの琵琶湖への地下水の漏出

小林正雄*

Groundwater seepage into Lake Biwa from the Wani river delta

Masao KOBAYASHI*

Abstract

Water levels of 39 wells and water qualities of samples from the wells have been measured to determine the groundwater movement in the Wani river delta, on the western shore of Lake Biwa. In the littoral zone around the delta, direct seepage measurements and sampling of seepage water and pore-water have been carried out to clarify the seepage process of groundwater flow into Lake Biwa.

Shallow groundwater is strongly recharged by effluent water from the Wani river and moves into the lake in the direction perpendicular to the shore line. Slopes of water table near the shore range from 0.005~0.01 at Wani beach and about 0.005 at Imajyuku beach throughout the year.

Both seepage flux and electrical conductivity of seepage water change spatially along the shore line. Areas along the transect perpendicular to the shore line show high values of seepage flux and electrical conductivity while near the shore, these values decrease abruptly with increasing distance from the shore. These patterns along the transect perpendicular to the shore line, however, do not show any significant spatial and seasonal changes throughout the study period. There are similar correlation between the quality of seepage water within about 20m from the shore and that of well water near the shore. The distribution of chloride concentrations of groundwater in the vicinity of the lake indicates that the shallow groundwater (3~5m depth below water table) in the aquifer discharges almost vertically into the lake within 20~30m from the shore; the deeper water discharges into the lake at a distance of over 30m offshore.

These results indicate that it is important to measure groundwater seepage at many sites near and along the shore line in order to estimate seepage amount into a lake and also suggest that the direct method employed is available to investigate shallow groundwater flow system near shore.

1. はじめに

湖と地下水の交流関係を明らかにすることは、水文学の立場だけでなく、水資源の保全や湖の環境保全の観点からも重要である。地下水が湖岸や湖底面

* 大阪教育大学 天王寺分校 自然研究講座, Osaka Educational University, Division of Natural Sciences

を通じて漏出することは、理論的にも野外調査結果からもすでに明らかにされている (Winter, 1976; McBride & Pfannkuch, 1975)。特に、海外では永河形成湖を対象に、シーページ・メータ (Lee, 1977) を用いた直接法による湖底漏出地下水 (以後、漏出地下水と称す) の観測が盛んに行われており、湖への地下水流入量 (Fellows & Brezonik, 1980; Shaw & Prepas, 1990) や地下水により輸送される汚濁物質質量などが推定されている (Connor & Belanger, 1981; Brock et al., 1982; Belanger & Mikutel, 1985)。しかし、我が国では最近の琵琶湖での観測例 (鶴巻・小林, 1989; 福尾, 1991) を除き、漏出地下水を実測調査した例はほとんどない。

筆者らは、1982年より琵琶湖の水収支に果たす地下水の役割を明らかにすることを主な課題とし、琵琶湖の周囲の沿岸帯で直接法により湖底漏出地下水の調査を行ってきた。しかし、例えば地形・地質・土質条件が類似する地域でも漏出流束が場所的に大きく異なること、また沿岸帯の砂質の湖底では一般に漏出流束が沖合に向かい指数的に減少するが、そのパターンと異なる例もみられるなど、漏出流束が局地的に大きく変化することが観測された。このような漏出流束分布の局地性は、湖周辺の地下水の流動と密接な関係があると考えられる。しかし、これまで湖底から漏出する地下水の流動機構や湖岸周辺地下水と湖の交流関係等については、実測に基づく調査・研究例が極めて少なく不明な点が多い。

琵琶湖の周辺地域は様々な地形や水理地質構造を呈しており、特に、湖東岸、湖西岸および湖北一帯ではたがいに大きく異なっている (稲田ほか, 1967; 滋賀県自然保護財団, 1979)。したがって、このような湖への漏出地下水量を精度よく推定するためには、漏出地下水調査だけでなく湖へ漏出する地下水と湖岸の周辺地下水との相互関係を把握する必要がある。

以上の観点から、まず琵琶湖西岸の和辻川デルタを対象地域とし、湖岸周辺の浅層地下水、漏出地下水および湖底の間隙水の調査を行った (図1)。主たる調査期間は1983-1987年の5ケ年間であるが、浅層地下水については1988-1989年と1991年にも実施した。

本研究の目的は第1に、琵琶湖への漏出地下水量を推定することであり、第2に、湖への地下水の漏出機構の実態を解明することである。本報では後者

について、主に浅層地下水の測水と水質 (電気伝導度と Cl^-) の調査結果、並びに漏出地下水の漏出流束と水質の調査結果から、湖岸周辺の浅層地下水と湖へ漏出する地下水の流動過程について検討した結果を報告する。

2. 調査地域の概要

本地域は琵琶湖北湖の南端に位置し、ほぼ中央部を流下する和辻川により形成されたデルタで、湖岸周辺部は地表勾配が緩やかな (約 $1/130 \sim 1/180$) 平野を形成するが、湖岸から800m西方は丘陵となっている (図1)。丘陵先端部と湖岸部との比高は10m程度である。図1に比良山地一帯の表層地質図を示す (滋賀県自然保護財団, 1979)。これによると、湖岸から約600m付近に断層が存在し、そこから湖岸側は沖積層で層厚は5-10m程度である (水資源開発公団, 1973)。また、内陸側には段丘礫層 (洪積層) と古琵琶湖層群が分布している。琵琶湖周辺のこれらの地層の層序は、上位から下位へ沖積層、段丘礫層、古琵琶湖層の順になっている。土質は全般に砂、砂礫、シルトが卓越している。しかし、表層付近は、琵琶湖の周辺でよく知られているような (稲田ほか, 1967)、砂、シルト、礫、および粘土などの互層になっており、水平的にも、鉛直方向にもかなり複雑な土質構成を呈している。

図2は、沢野 (1981) によりまとめられた資料、および測水結果から作成した横断線X-X、Y-Y上 (図3)の地質断面と地下水面を示したものである。地下水面は和辻川の左岸側に位置する和辻地区では、高水位期に丘陵部でG.L.-5-7m、湖岸部では約-2m付近に現れている。しかし、非灌漑期には湖岸の一部を除き水が涸れる井戸が多い。また、丘陵先端部の標高約90m付近の一地域には湧水がみられ、この付近で地下水面が地表面と切り合っている。さらに、湖岸部ではG.L.-15-20m深のボーリング井戸でわずかに自噴しており、この帯水層は被圧している。

右岸側の今宿地区の地下水面は、全般に和辻地区より浅くそれぞれG.L.-2.5-3.5m、及び-30cm-1.5m程度の深さに現れている。和辻川は平野部において天井川を形成し、また丘陵部と平野部には水田が広く分布している。

図1. 調査地域の位置および表層地質図（滋賀県、1979より引用）

Fig.1. Location of study area and subsurface geological map (after Prefectural Government of Shiga, 1979)

3. 浅層地下水の流動

測水地点を図3に示す。地下水面の観測には図に示す位置の民家の浅井戸（開放井戸）、灌漑用の打ち込み井戸、および貯水用のため池等（計53地点）を利用した。地下水位は、低水位期については既存の資料があるので（滋賀県琵琶湖研究所、1983）、特に高水位期に観測を実施した。また、No.20地点では1984～1989年まで井戸水位の連続観測を行った。各井戸の掘削深度は、和辻地区では丘陵部でG.L.-6～-8 m、湖岸部で-3～-4 m、今宿地区で

それぞれ、G.L.-3～-4 m、-1～-2 m程度である（図2）。地下水面の標高は井戸台帳（水資源開発公団、1973）に記載されている井戸についてはそれを用い、地表面の標高が不明の井戸は、1/2500地形図より比例配分により標高を計算し地下水面の標高を求めた。また、図中番号を付した1～23地点では不定期に地下水（井戸水）を採取し、電気伝導度と Cl^- 濃度を測定した。

図4に高水位期（1991年6～7月）と琵琶湖研究所の資料（1983）により描いた低水位期の地下水面等高線図を示す。

図2. 調査地域の水文地質横断面図。それぞれの地点の位置を図3に示す。

Fig.2. Hydrogeologic cross sections through the study area. Each location is shown in Fig.3.

和辻地区では、一部地域を除くと地下水面等高線（以後等高線と称す）が全般に地形に沿う形態をとっており、浅層地下水がほぼ湖岸に直交する方向（北東）へ流れていることが解る。しかし、時期によらず丘陵の先端部付近では、等高線が和辻川沿いに平行しており、また、先端部から南浜に向かっては内陸側に大きく凹みが見られ、それぞれ北方向への流れと、北東方向への流れが認められる（図中矢印で示す）。さらに、この付近の地下水面勾配も大きいことから、地下水流が卓越していることが解る。これは、和辻川がこの付近から天井川を形成しているため、河川水が伏流浸透し浅層地下水を強く涵養していることを示している。つぎに、高水位期の等高線図より湖岸付近の動水勾配を求めると、河口周辺部で約0.008、測線X-Xの周辺部の南浜で0.006が得られ、河口周辺部が南浜一帯より約30%大きい。低水位期はそれぞれ0.006, 0.005程度で、高水位期より数10%小さい。南浜での地下水位の連続観測結果により、高水位期（6・7月）における

井戸水位と湖水位との水位差と井戸の平均離岸距離から動水勾配を求めたところ、5年間平均で0.009であった。この値は等高線から計算した値より大きい。地下水位は降雨量の多少により季節的、経年的にも大きく変動するけれども、5年間の変動係数は0.03程度であることから、高水位期における平均的な動水勾配は0.005～0.01の範囲にあるとしても妥当と思われる。

一方今宿地区では、デルタ中央部の低地部を除くと、和辻浜地区と同様な等高線分布を示しており、浅層地下水は全般に湖岸に直交する方向へ流れていることが解る。しかし、低地部では図4のように、等高線が河口の南に位置する地域から（太い矢印で示す）内陸側に凹んでおり、南南東ないし南東方向への流れが認められる。また、和辻川沿いの等高線は、和辻地区とは対照的に河川にほぼ直交する形態を示しており、この区域では流路に平行する流れが認められる。これは、下流部の湖岸に矢板が打ち込まれているために、河川側面からの伏流浸透が抑制

図3. 観測地点の位置。漏出量測定器を湖岸線沿い (SM 1 ~ SM 8) と和辻浜の横断測線上 (A-A, B-B, C-C) および今宿浜 (D-D, Y-Y) に配置した。

Fig.3. Location of observation points. Seepage meters are installed along the shore line (SM 1 ~ SM 8) and perpendicular to the shore (A-A, B-B, C-C) at Wani beach and that (D-D, Y-Y) at Imajyuku beach respectively.

されているためと考えられる。低水位期についてはデータが少ないが、和辻地区と水文条件は変わらないので、他の時期でもこの分布形は大きく変わらないと思われ、低水位期にも高水位期とほぼ同様な流れがあると推定される。動水勾配は今宿浜南西部の測点数が少ないので、河口付近 (今宿浜) について求めると、高水位期・低水位期とも約0.005であり、時期による違いがほとんどなかった。この値は和辻地区の河口部より小さい。この違いは、湖底堆積物の性状の違いを反映していると考えられる。すなわち、河口部の湖岸線付近の表層土質は、今宿地区が

砂礫で、和辻地区が小石や大礫混じりの透水性のよい砂礫である。しかし、湖底堆積物は今宿浜が上層から下層に向い砂質・シルト、シルト質砂であることに對し、和辻浜ではより透水性の悪いシルト・粘土層 (層厚も数10cmと比較的厚い) が互層しているためと思われる。なお、両地区でみられた等高線の大きな凹みの存在、すなわち、特異な地下水の流れは丘陵部及び湖岸の地形からみて、かつて和辻川により形成された旧河道の存在を暗示していると思われる。このような地下水面等高線分布型は、本地域で得られた約30年前の地下水面等高線の

図4. 1991年6月(A)と1983年10月(B, 滋賀県、1983の資料による)の地下水面等高線図

Fig.4. Contour maps of Water table for June, 1991 (A) and October, 1983 (B; after Prefectural Government of Shiga, 1983)

パターン(近畿地方建設局、1962)ともよく一致していた。

図5は和辻地区の井戸水の電気伝導度と Cl^- 濃度の分布を示したものであるが、このパターンは地下水面等高線のパターンから推定される流線の方向ともよく一致している。例えば、等濃度線が湾曲している丘陵部では地下水面等高線も湾曲している。また、丘陵先端部の高濃度域と湖岸部のそれとの間には、地点により大きな違いがあるが、全般的には北東方向への連続性が認められ、この方向への地下水流動が卓越していることがうかがえる。丘陵部の等高線の湾曲、すなわち濃度の低下はこの区域が和辻川に近いことから、低濃度(Cl^- : 5~13mg/l、電気伝導度60~120 $\mu\text{S}/\text{cm}$)の河川水が浸透・混合するために生じたと考えられる。また、濃度の高いゾーンが細長く形成され、また丘陵部と湖岸近くに濃度の高まりが認められることについては、この地区の丘陵部と湖岸部には水田が多く分布しており、また人家も集中しているので、灌漑水や生活排水などが浸透・混合しているためと思われる。この点につい

て、鶴巻・吉岡(1984)は、本地域では下水汚染が浅層地下水の水質を強く支配することを報告している。

この水質分布の結果はいずれも地下水面等高線から考察した結果を支持しており、この地域の浅層地下水が明らかに和辻川の伏流浸透水により強く涵養され、湖岸にほぼ直交する方向へ流動していることを示している。

4. 沿岸帯の漏出速度分布および漏出地下水の水質分布

4.1 湖岸周辺部の結果

観測はLee(1977)のシーページ・メータとよく似た構造、すなわち輪切りしたドラム缶と採水装置からなる漏出量測定器(小林、1983)を試作し、1985年7月29日、8月24日に実施した。漏出地下水の測定は、ドラム缶を図3に示す8地点(SM1~SM8)の水深約1mの湖底に設置し、現場に一週間以上放置した後に行った。放置期間中、ドラム缶

図5. 和辻地域の浅層地下水の電気伝導度 (A: $\mu\text{S}/\text{cm}$) と Cl^- 濃度 (B: mg/l) の等値線図。等値線は1984年夏期と秋期の平均値による。

Fig.5. Contour maps of electric conductivity (A: $\mu\text{S}/\text{cm}$) and chloride concentration (B: mg/l) of shallow groundwater at the area of Wani; contours based on average values obtained during summer and autumn in 1984.

内へのごみの流入防止と漏出地下水を自然湧出させるため、その上部にある吐出口に小さなメッシュの網袋を覆ったプラスチック管を取り付けたゴム栓を挿入した。

漏出流束 ($\mu\text{m}/\text{s}$) は、まずドラム缶に採水装置を取り付け、1時間放置した後その装置を取り外し、採水袋内に溜まった水の体積を測定する。そして、貯留体積 (cm^3) を放置時間 (min) とドラム缶が湖底面を覆う面積 (cm^2) で除して求めた。その後漏出地下水の水温と電気伝導度を測定した。漏出量測定器の構造と採水袋の取り付け方法については既に報告している (小林, 1983)。

漏出流束は、表1のように河口部のSM3 (最大)、SM4が高く、次いでSM2, SM7が大きい。その他の地点はこれらの地点の約半分以下と小さい。また、分布の傾向は季節により変わっていない。このような場所による漏出流束の差は、湖岸浅層地下水の動水勾配の地域差とはほぼ一致している。即ち、漏

出流束の大きい地点 (河口周辺部) は動水勾配が大きく、小さい地点 (河口から離れた地域) は小さくなっており、最も離れた地点 (SM1, SM8) で最低値を示している。SM7がこの近傍地点より高くなっているが、これはこの地点が前述した旧河道のような、いわゆる“みずみち”に当たっているためではないかと考えられる。電気伝導度は、和辻南浜以北 (SM6~8) が河口部及び今宿浜一帯より2倍程度高くなっており、場所によりかなり大きな違いが認められる。この場所的な差は、後述するような湖岸周辺の浅層地下水の水質の違い、または湖底堆積物の性状の違いを反映しているものと思われる。

4.2 横断線上の漏出流束および漏出地下水の水質の分布

この観測は和辻浜と今宿浜の2地区で実施したが、今回は和辻浜の結果を報告する。観測は湖岸に

表1. 和辻川デルタ地域における1985年夏季の湖岸線沿いの漏出地下水観測結果

Table 1. Results of seepage measurements obtained along the near shore line Wani river delta region in summer 1985.

Site No.		SM1	SM2	SM3*	SM4	SM5	SM6	SM7	SM8
Seepage flux ($\mu\text{m/s}$)	Summer	0.81(1)**	1.43(10)	2.68(4)	2.49(1)	1.02(6)	1.07(6)	1.45(6)	0.88(1)
	Winter		1.92(10)			1.22(6)	1.57(8)	1.84(8)	
Electric Conductivity ($\mu\text{S/cm.}$)	Summer	96(1)	109(10)	110(4)	89(1)	109(6)	170(6)	183(6)	182(1)
	Winter		144(10)			100(6)	131(6)	144(6)	

SM3* : Measurements were carried out on August 1987.

(1)** : A figure in the parenthesis indicates the number of measurements.

図6. 和辻浜の横断測線 (B-B) 上の地質横断面図, および1985年の漏出量測定器と間隙水採取用パイプの設置点。湖岸から井戸までの距離は実長で示されていない。

Fig.6. Geological cross section, the position of seepage meters and collection pipes for pore water along the line perpendicular to the shore (B-B) at Wani beach site, 1985. Distance from the shore of well site is not drawn in real scale.

50m 間隔に3 測線を定め (図3)、その線上の漏出流束分布と漏出地下水の水質分布のパターンを調べた。2 測線上 (A-A、C-C) では湖岸の沖合約2~3 mと40mの2 地点に、またB-B線上では湖岸沖約40m (図6)、および100m (水深6 m) までの間に9~14個のドラム缶を設置した。この中の2 地点では鉄パイプを湖底面下最大2.4mの深さまで打ち込み間隙水を採取した。さらに、ドラム缶の設置点では湖底面下1~2 mの深さまでの堆積物を採取しその性状を調べた。湖底の堆積物は砂礫層の所では直径2~3 cmの鉄パイプを、また細砂、シルト、粘土層の所ではアクリル (または、ポリカーボネイト) パイプをいずれもハンマーで打ち込み採取した。水

深が深い地点でのドラム缶の設置と漏出量の観測、およびパイプの打ち込みはいずれも潜水作業によった。

漏出地下水と間隙水は無処理でポリビンに採取し、試水を実験室に持ち帰り (冷凍保存) アルカリ度 (酸滴定法)、 Cl^- (水銀比色法)、および Ca^{2+} (EDTA 滴定法) の分析を行った。3 測線の観測は1983年11月から開始し1984年11月まで実施した。この中で測線B-Bでは1985年11月まで観測を継続した。測定回数は毎月約2回であるが、ドラム缶や採水装置の紛失、あるいは水位の異常低下 (または異常上昇) などのため観測できなくなった地点がある。この水位の異常変化は1984年夏季から1985年の夏季

図7. 和辻浜の1985年の各横断測線上 (A-A, B-B およびC-C) における漏出流束分布. 測線の位置を図3に示す。

Fig.7. Seepage patterns along each line transect to the shore at Wani beach, 1985. Location of transection is shown in Fig.3.

図8. 和辻浜の1985年の各横断測線上における漏出流束分布パターンの季節変化(資料数10~25)

Fig.8. Seasonal change of seepage patterns along each line transect to the shore at Wani beach in 1985. Number of measurements are 10~25.

の間に生じたものである。

4.2.1 横断線上の漏出流束の分布

一例として1985年夏季のB-B線上的結果を図7に示す。また、3測線上の漏出流束の季節変化を年間の平均値(資料数10~25)と変動幅により図8に示す。

初めに、データ数の多い測線B-Bの結果について考察する。両図から明らかなように、流束はどの地点も大きく変動している。しかし、いずれも湖岸から約10m付近で最大値をとり、沖合20m前後で急減し、その沖ではほぼ指数的に減少するパターンを示す。これから、湖へ流動する地下水が湖岸沖およそ数10mの極めて狭い範囲に集中的に漏出し、その沖合では急減することがわかる。この傾向は時期、年によらずよく似ており再現性が認められた。この結果は地下水漏出モデル(McBride & Pfannkuch, 1975)、あるいは漏出地下水の実測結果(Fellows & Brezonik, 1980; Connor & Belanger, 1981)ともよく一致している。ただし、水理解析によると(Pfannkuch & Winter, 1984/1985)、一般に砂層では流線が汀線近くに収斂しているけれども、実測結果はそうになっていない場合が多い。その理由として波浪の影響が考えられる。すなわち、波浪が強い時期にドラム缶の吐出口に長さ2mのビニール管を取り付け、吐出口近くに注射針でウラニン試薬を注入し、管内の水の流動方向を観察したところ次

のような現象がみられた。管内の水は波が無い場合には管の出口に向かい流動し管外へ流出した。しかし、大きい波またはうねり（静振）がある時にはメータ側への強い逆流が認められた。この逆流は湖水の地下への浸透により生じたと考えられる。しかし、その間管内水は往復運動を繰り返しながら全体としては流出していた。

一般に、汀線近くは水深が浅く波浪の影響を受けやす所であり、また波浪は周期的に変動する。したがって、特に波高が高い時には、湖水が汀線付近の湖岸や湖底面から地下へ浸透するため下向きの流れが生じ、湖へ向い流動する地下水の水平または上向きの流れが弱められる。波高が低い時にはこの関係が逆転するが、湖水の浸透に比べ地下水の流れは一般に極めて緩慢であるため、採水袋を放置する程度（通常1時間）の短時間内では浅層地下水の流動速度の速やかな回復（または増加）は見込めない。しかし、全体としては水平または上向きの流れがあるため湧出すると考えられる。汀線付近は大小様々な波浪の影響を受けることが一般的であり、また沖合に比べると波浪の影響を強く受けやすい条件下にあるため、汀線近くで漏出流束が小さくなるものと考えられる。

その他の測線 A-A、C-C については、湖岸沖の 10m～40m 間とその沖合のデータがないが、沖合 40m 付近までの流束分布のパターンはいずれも測線 B-B とよく似ている。これらのことは、和辻浜一帯の沖合方向への漏出流束分布のパターンに場所的な違いがないことを示している。

4.2.2 漏出地下水の水質分布

図9に測線 B-B 上の夏季と冬季の漏出流束分布と水質分布を示す。また、図10に3測線上の漏出地下水の電気伝導度分布と、各線上にはほぼ位置する湖岸から約50m離れた地点の井戸水（No.19～21）の電気伝導度分布の季節変化を平均値と変動幅で示す。

観測時期は異なるけれども、漏出流束分布のパターンは前述した結果（4.2.1）とはほぼ同様である。また、電気伝導度、および他の3成分の濃度とも全般に湖岸付近で高く沖合で低い、漏出流束分布でみられたパターンと極めてよく似たパターンを示している。すなわち、電気伝導度および Cl^- 、 Ca^{2+} の濃度は汀線近くで若干低い時期があるが、汀線から

図9. 和辻浜の1985年1, 7, 8月の横断測線 B-B 上における漏出流束と漏出地下水の水質の分布

Fig.9. Patterns of both seepage flux and quality of groundwater seepage along the line perpendicular to the shore (B-B) at Wani beach in January, July and August 1987.

湖岸沖約15m 以内で最高値をとった後急減し、その沖合では湖水と同程度の濃度ではほぼ一定に推移するパターンを示す。

この汀線近くで濃度が低下していることについては、漏出流束の項（4.2.1）で述べたように、波浪のため湖水が湖底地下水中に浸透・混合した為と考

図10. 和辻浜の1985年の各横断測線上（図3）における漏出地下水の電気伝導度の季節変化（資料数5～22）。

Fig.10. Seasonal change of electric conductivity of groundwater seepage along each line perpendicular to the shore (shown in Fig.3) at Wani beach, 1985. Number of measurements are 5～22.

えられる。

一方、湖岸の井戸水（図9中左端）についてみると、電気伝導度は全般に漏出地下水よりわずかに高く、 Cl^- 濃度は高濃度であり、特に湖岸から20m以上沖合の漏出地下水とは顕著（4～5倍）差がある。しかし、汀線付近の漏出地下水とは電気伝導度が同程度（1～1.5倍）、 Cl^- が2～3倍であり、その差は沖合に比べ小さい。汀線付近で湖水が漏出地下水中へ混合し易いことを考慮すれば、湖岸の井戸水と汀線付近の漏出地下水の水質の間には比較的良好な

対応関係があるといえる。 HCO_3^- 、 Ca^{2+} については同時期の浅層地下水のデータがないが、他の年の井戸水の水質調査結果によると（小林ほか、1988）、両成分の濃度はいずれも高く、季節変動も Cl^- と同様の傾向を示していた。

次に、電気伝導度により季節変動の傾向（図10）をみると、沖合の一部（C-C LINE）を除きどの地点も大きく季節変化していることがわかる。また、その程度は湖岸近く、特に漏出流束が大きい地点で大きい傾向がみられる。しかし、その分布のパターンは、図9でみられたそれとほぼ同様であり年による大きな違いもなく再現性が認められる。

以上のように、漏出地下水の水質は汀線近くと沖合では明らかに異なっており、また、汀線近くの漏出地下水と湖岸の井戸水の電気伝導度および季節変動幅とも比較的良好な対応関係がみられた。これらのことは湖岸付近には浅層地下水が、またその沖合にはさらに深い地下水が漏出していることを示している（図11、図12）。この点については後述する。

5. 湖へ漏出する地下水の流動経路

以上に述べたように、湖へ流動する地下水が汀線付近に集中的に漏出していることが解った。ここでは漏出地下水の流動経路について水質の観点から検討する。

図11は図3の横断面図とほぼ同一線上（Z-Z）に位置する地下水の Cl^- 等濃度線を示したものである。図から解るように、本地域の地下水は地下水面下3～5mまでの湖水（8～11mg/l）より濃度が高い浅層の地下水（浅層地下水と称す）と、その下層の湖水より低い濃度をもつ5～8 mg/lの地下水（深層地下水と称す）に大別される。浅層地下水は水平・鉛直方向とも濃度が大きく変化しているが、深層地下水は場所的にも鉛直方向にも濃度変化が小さい。特に、丘陵部と湖岸地域で浅層地下水の Cl^- 濃度が高く、また両地域間で濃度低下がみられることについて（図11、図5）は、前述（第3章）したように前者が地下水中への灌漑水や生活排水の浸透・混合、後者が河川水の浸透により生じたものと思われる。

一方、内陸の地下水と連続性をもつ湖底の地下水は、湖岸沖約30m付近を境界とし、湖水より高濃度の水が湖岸側に、また湖水に近い濃度をもつ水がそ

図11. 測線Z-Z線上の水文地質横断面図（上図）、および1983年10月の地下水の Cl^- 濃度分布の断面図と推定流線（矢印）の分布（下図）

Fig.11. Hydrogeological cross section (upper) and the distribution of chloride concentrations (mg/l) along the line Z-Z, and inferred pattern of flow lines shown by arrows (lower) in October 1983.

図12. 和辻浜の湖岸付近における1983年10月の湖底間隙水と漏出地下水の Cl^- 濃度分布、および湖底地下水の推定流線分布

Fig.12. Distribution of chloride concentrations (mg/l) of pore water below the lake bed and seepage water at the near shore, Wani beach site in October 1983.

の沖合に存在している（図12）。そして、いずれの地下水も湖底面にほぼ直交する上向きの流れが認められる。この結果は前述した漏出地下水の流束分布とその水質分布の結果ともよく一致している。測点数が少ないけれども、これらのことから和辻浜の沿岸帯の湖底では、湖岸周辺のおそらく地下水面下3～5mまでの浅層地下水が湖岸沖20～30mまでの区域内に、またその沖にはさらに深層の地下水が漏出していると推定される。

6. 要 約

琵琶湖西岸の和辻川デルタで湖岸周辺の地下水の測水と水質調査を行った。また、その地域の沿岸帯で、直接法により湖岸線沿いと横断線上の漏出流束分布、並びに漏出地下水と間隙水の水質分布を調べた。その結果以下のことが明らかになった。

- 1) 本地域の浅層地下水は和辻川の伏流・浸透水により強く涵養されており、全般に湖岸に直交する方向へ流動している。また、湖岸近くの動水勾配は和辻浜で0.005～0.01の範囲、今宿浜で約0.005程度と推定される。
 - 2) 漏出地下水の漏出流束と水質は湖岸付近では場所的に大きく変化する。また、横断線上ではいずれも湖岸近くで高く、離岸距離が大きくなるにつれて急減するパターンを示すが、場所的・時間的な変化はほとんどみられなく再現性が認められる。
 - 3) 汀線付近の漏出地下水の水質は湖岸近くの井戸水の水質と比較的よい対応関係がみられる。
 - 4) 和辻地区の地下水は、地下水面下3～5m深の Cl^- 濃度が10mg/l以上の浅層水とそれ以下の深層水に大別され、浅層地下水は沿岸帯の湖岸沖20～30m以内に、深層地下水はその沖合にいずれもほぼ鉛直上向きに漏出している。
- これらの結果は、湖への漏出地下水量を推定する場合には、湖岸線付近での多数地点における観測が重要であること、またこのシーページ・メータによる漏出地下水の直接測定法が、特に湖岸周辺の浅層地下水と湖の交流関係を調べるのに有効であることを示唆する。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、地下水流動についての有益な御助言を頂いた、筑波大学榎根勇教授、および、水質に関する御指導と多くの御支援を賜った、元大阪市立大学教授鶴巻道二氏、並びに、貴重な資料の提供を頂いた、京都大学防災研究所の吉岡龍馬教官に深く感謝の意を表します。また、現地の観測で惜しみないご協力を得た、大阪教育大学の卒業生石田康子、川久保治、河合信行君に厚くお礼申し上げます。

本研究は昭和58～59年度滋賀県琵琶湖研究所のプロジェクト研究委託研究費「琵琶湖集水域地下水の研究」（研究代表者：鶴巻道二）、並びに、昭和58～60年度文部省科学研究費「地域環境要因としての地下水」（課題番号：5803007、研究代表者：榎根勇）により実施された成果の一部である。

参 考 文 献

- 稲田裕・赤井浩一・宇野尚雄（1967）：琵琶湖周辺の地質・地下水調査。土木学会誌，52-4，24～30。
近畿地方建設局（1962）：琵琶湖総合調査資料。「びわ湖周辺の土質・地質・地下水の性状に関する研究」付図-5・6
小林正雄（1983）：びわ湖湖底漏出地下水の直接測定による漏出量と水質について。ハイドロロジー，13，51～59。
小林正雄・田中嵩子・石田康子（1988）：湖岸浅層地下水の水位及び水質の変動。大阪教育大学紀要、第3部門，37，175～181。
沢野愿一郎（1981）：近江平野、データ編（滋賀南、滋賀北K），214～219。
滋賀県自然保護財団（1979）：滋賀県の自然。地形・地質編，70～75。
滋賀県自然保護財団（1979）：10万分の1 滋賀県地質図
滋賀県琵琶湖研究所（1983）：昭和59年度プロジェクト研究「琵琶湖集水域地下水の研究」報告書資料。
水資源開発公団琵琶湖開発事業建設所（1973）：井戸台帳（和辻地区・今宿地区）
鶴巻道二・小林正雄（1989）：湖沼と地下水－琵琶湖における調査・研究を中心として－、地学雑誌，98（2），53～77。
鶴巻道二・吉岡龍馬（1984）：びわ湖周辺の浅層地下水と湖底の地下水の水質「環境科学」研究報告集、B225-R12-2，132～153。
福尾義昭（1991）：琵琶湖湖底地下水の漏出に関する研究。ハイドロロジー，21-2，93～101。
Brock,T.D.,D.R.Lee,D.Janes and D.Winek（1982）：Groundwater seepage as a nutrient source to a drainage lake; Lake Mendota,Wisconsin. Water Reserch,16,1255～1263。

- Belanger, T.V. and D.F. Mikutel (1985): On the use of seepage meters to estimate groundwater nutrient loading to lakes. *Water Resources Bulletin*, 21-2, 265~272.
- Connor, J.N. and T.V. Belanger (1981): Groundwater seepage in Lake Washington and the upper St. Johns River Basin, Florida. *Water Resources Bulletin*, 17-5, 799~805.
- Fellows, C.R. and P.L. Brezonik (1980): Seepage flow into Florida Lakes. *Water Resources Bulletin*, 16-4, 635~641.
- Lee, D.R. (1977): A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22-1, 140~147.
- McBride, M.S. and H.O. Pfannkuch (1975): The distribution of seepage within lakebeds. *U.S. Geological Survey Journal Research*, 3-5, 505~512.
- Pfannkuch, H.O. and T.C. Winter (1984/1985): Effect of anisotropy and groundwater system geometry on seepage through lakebeds. 1. Analog and dimensional analysis. *Journal of Hydrology*, 75, 213~237.
- Shaw, R.D. and E.E. Prepas (1990): Groundwater-lake interactions: II. Nearshore seepage patterns and the contribution of ground water to lakes in central Alberta. *Journal of Hydrology*, 119, 121~136.
- Winter, T.C. (1976): Numerical simulation analysis of interaction of lakes and ground water. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1001, 1~45.

(受付:1991年11月22日、受理:1992年4月24日)