琵琶湖西岸比良山地東麓扇状地の自噴地下水 の水質・ラドンおよび湧出量の時間変化

小林 正雄*・堀内 公子**

Time Variations of the Chemical, ^{222}Rn Concentrations and Discharge
of Flowing Well Water in the Alluvial Fan at the Eastern Side
of the Hira Mountains

Masao KOBAYASHI* and Kimiko HORIUCHI**

Abstract

Time variations of chemical and ^{222}Rn concentrations and discharge of groundwater from a flowing well were investigated from 1984 to 1989 to clarify principally the hydrogeological characteristics of a confined groundwater in an alluvial fan at the western shore of Lake Biwa. Chemical concentrations of the flowing well waters show no seasonal and secular variations. ^{222}Rn concentrations of the flowing water are 20~30% higher than those of spring water around the well. ^{222}Rn concentrations of both the waters generally show periodical change accompanied by a distinct short-term fluctuations after the heavy rainfall. The level of high ^{222}Rn concentrations of each water shows nearly constant; 1600~1700pCi/l for flowing well water and 1300~1400pCi/l for spring water, through the year. There is week correlation between ^{222}Rn concentrations and discharge of flowing well water. Those high levels seem to be a steady state ^{222}Rn concentrations in each aquifer when the infiltrating recharge is minimum.

Discharge of the flowing well shows an apparent seasonal change having with its high level from April to August and low from September to January. There is a high correlation between discharge and the former 20-days precipitations.

These results indicate that the groundwater in the fan is recharged by infiltration of the precipitation, and also a peculiar ^{222}Rn concentrations in the shallow and deep groundwaters seem to be influenced strongly by the infiltrating recharge.

Key words : Alluvial fan, Flowing water, Water quality, ^{222}Rn , Discharge
キーワード : 扇状地, 自噴地下水, 水質, ラドン (^{222}Rn), 湧出量

I. はじめに

地下水の水質や湧出量の時間変動特性を調べることは、湖へ流入する地下水の流動系や内陸地下水の循環系を明らかにする上で重要である。筆者らは、1983年以降琵琶湖の湖底から湧出する地下

水および内陸地下水の調査を行っている。その結果、琵琶湖岸沿いの湖底からは有意量の地下水が湧出しており、単位面積当たりの湧出量は湖西岸一帯で多いこと、また、砂質湖底では湖岸近傍で多く、沖合に向かい急減すること、さらに、湖底地下水の水質は湖岸周辺浅層地下水(井戸水)の

* 大阪教育大学 (Osaka Kyoiku University)

** 大妻女子大学 (Otsuma Women's University)

水質と互いに類似することなどの知見が得られている (小林, 1985, 1992)。また, 高谷・西田 (1963) は, 湖東岸では内陸の地層と連続する被圧帯水層を流動してきた水が, さらに水深の深い (約25 m) 沖合で湧出している可能性が高いことを報告している。

琵琶湖周辺では, 湖岸低地部に被圧帯水層が広く分布しており, 特に湖東岸の愛知川・野洲川デルタおよび湖西岸の安曇川デルタ帯でよく発達する (近畿地方建設局, 1962)。また, 湖周辺の地質断面図によると (水資源開発公団琵琶湖開発事業建設所, 1973), 湖岸周辺の地層は全体として湖と水理的に連続していることなどから, 内陸の地下水が湖底地下水と密接な交流関係をもつことは明らかである。しかし, 湖底から湧出する地下水が内陸部のどこで涵養され, どのような経路を流動してくる水なのか不明な点が多い。これら琵琶湖集水域の地下水の水位や水質については, これまで湖東岸一帯での調査例は多い (国松, 1981; 滋賀県, 1982; 近畿農政局, 1980, 1989; 鶴巻・吉岡, 1984)。しかし, 湖西岸一帯における地下水調査, 特にその時間変動に関する調査・研究例は極めて少ない実状である。

一方, 今回観測したラドン (^{222}Rn) は, 半減期約 3.8 日の放射性同位元素で, 一般に地表水にはほとんど含まれないが, 地下水では地層ごとに固有な濃度をもち, また同じ帯水層では循環性の水の濃度が停滞性の水より低いなどの特性をもつため (Kimura and Komae, 1978), 水質と同様, 地下水と地表水との交流関係や地下水の流動系の解析などに有効なトレーサとしてよく適用されている (小前, 1995)。しかし, 地下水のラドン濃度の時間変化を調べた例は少なく, 水質・湧出量とともにラドン濃度の季節変動の実態を把握する必要がある。

そこで, これまでの調査結果から琵琶湖沿いで湧出量が最も多い (小林, 1985), 湖西岸の大谷川・木戸川扇状地を対象地域として, 1984~1989年まで自噴井戸水・湧水および河川水の水質・ラドン濃度および湧出量の観測を行った。湧水・自

噴井戸水および河川水の結果の一部は既に報告しているので (小林・辰巳, 1991), 本報では, 主に自噴井戸水の水質・ラドンおよび湧出量の時間変動特性について検討を行った結果を報告する。

なお, 本報は1998年度日本水文科学会, 三重大会で開催されたシンポジウム「自噴地下水の水文学」で発表した内容に加筆・修正したものである。

II. 調査地域の概要

1. 地形・地質の概要

本地域は琵琶湖西岸の比良山地東麓に位置し, 大谷川・木戸川などの河川により形成された複合扇状地である (石井, 1985)。これらの扇状地は扇面の半径が1~2 km程度の小規模のものであるが, 地形は湖岸周辺部を除き急傾斜 ($1/20 \sim 1/30$) しており, 扇端部は直接湖に接している。本地域の山地部は花崗岩類の岩石で構成されており, 表層部は風化が進行している。また, 扇状地は扇頂~扇央部が巨礫, 玉石, 粘土混じりの砂礫からなる崖錐や扇状地性の土石流堆積物からなる (Fig. 1, 滋賀県, 1979)。また, ボーリング資料によると (沢野, 1981), 扇状地面では湖岸に平行する方向への連続性はよくない。扇端部の湖岸低地部はG. L. マイナス5 m付近までいわゆるマサ土で, 透水係数が $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{ cm/sec}$ と極めて透水性がよい地層 (沖積層) からなる。その下位の段丘礫層はG. L. マイナス22 mまでは砂礫やシルト混じりの砂礫層が互層しており, 湖底まで連続している。また, G. L. マイナス約9~17 m付近には厚さ1~2 mのシルト・粘土層が挟存しており, この層より下の帯水層の水は被圧されている。この地域にある自噴井戸水の多くはこの帯水層の水で, その水頭の高さはG. L. プラス1~2 m程度である。

2. 水文条件と土地利用状況

本地域よりやや北方に位置する北小松雨量観測所における年間平均降水量は約1600 mmで, 季節的には全体として6・7月の梅雨季と9月の台風季多く, 冬季に少ない季節変化を示す。しかし,

Fig. 1 Location of study area and the sub-surface geological map (after Prefectural Government of Shiga, 1979).

観測期間中の1983～1989年の年降水量はTable 1に示すように、年により約1500mm～2500mmと小雨と多雨を繰り返しており、大きく変動している。この変動は地下水の水質や湧出量に大きな影響をおよぼすと予想される。

一方、扇状地内を流下する河川は山間部では常時流水がみられるが、扇頂部より下流部では多雨期を除き水無川となっていることが多い。また、扇中央部から扇端部には水田が広く分布し、灌漑期には水路から河川水を導水している。この地域の夏季における水田の日減水深は、実測によると40～50mmと顕著である。

地下水面の位置(深さ)は扇頂部から扇中央にかけては土質によりG.L.マイナス2～15m以上と場所により様々である(沢野, 1981)。しかし、扇端部では標高約90 m付近に水量の豊富な湧水帯が存在しており、この付近で地下水面が地表面

Table 1 Annual and 3 months periods precipitations from 1983 to 1989.

Year	Precipitation(mm)				Annual
	Periods of month				
	1~3	4~6	7~9	10~12	
1983	346	656	792	362	2156
1984	414	482	369	224	1489
1985	525	737	571	279	2112
1986	356	691	376	300	1723
1987	411	371	550	132	1464
1988	310	867	1093	288	2558
1989	649	684	563	205	2101

と接している。浅層地下水の動水勾配は湖岸周辺部で約1/75と急であり、地下水は全体として湖岸に直交する方向へ流動する(榎根ほか, 1984)。

Ⅲ. 調査方法

電気伝導度(以後、EC)により、あらかじめ湧水・自噴井戸水(以後、自噴水)および河川水の水質分布の特徴を調べた後、木戸地区を中心に自噴井戸を7地点、湧水8地点および河川2地点を選び、その中で、自噴井戸1地点(F5)と湧水3地点(S3～S5)を定点として、試水の採取・分析および湧出量(F5)の測定を行った(Fig. 2)。

主な観測は1984年から1987年までの4か年間で、毎月1～3回実施した。採取した試水はいずれも現地では水温、EC、pHを測定した後、実験室に持ち帰り、Na、Kを炎光分光光度法、Ca、Mgを原子吸光分光光度法、pH4.3アルカリ度を酸滴定法(HCO_3^- 濃度に換算)、Clをチオシアン酸第二水銀比色法、 SO_4 を比濁法、 SiO_2 をモリブデン酸イエロー法により測定した。また、湧出量はメスシリンダーを用いて直接測定した。ラドンは積分計数法によるトルエン抽出一液体シンチレーションカウンター(LSC)測定法(堀内, 1978)により測定した。ラドン測定用の試水は、ビニール管を用いて試水をポリビン中に静かに導水して、上部口から試水を十分に溢流させる。ポリビン中の水を注射器を用い排水し、水量を1ℓとした後液体シンチレータ20～40mlを加え、密栓した後1分

Fig. 2 Location of observation sites.

間激しく振とうし水中のラドンガスをトルエン層に抽出する。トルエン層は分取管を用いてLSC測定用カリガラスバイアルに移し測定試料とする。

なお、定点以外の地点においても1～2年間、定期的(月1～2回)または不定期(多降雨時など)に、水温、pH、ECの測定のみを行い、数地点については主要化学成分の分析と湧出量の測定を行った。

Ⅳ. 結果および考察

1. 自噴水の水質の時間変化

定点(F5)における自噴水の水質、ラドン濃度および湧出量の時間変化をFig. 3に示す。水温は若干変動するが全体として13.5℃前後でほぼ一定に推移しており、季節変化はほとんど認められない。またEC、pHおよび溶存化学成分濃度は、水温と同様にほぼ一定に推移しており季節的にも経年的にも明瞭な変化は認められない(Table 2)。このような変動はF3地点でも同様であったことから、本地域の自噴水の水質はほぼ一定濃度を保っていると思われる。

ここで、溶存化学成分濃度は、ラドン濃度、湧出量とともに大きく変化しているにもかかわらず(後述)、ほとんど変化していないことは注目される。これは、地下水中の溶存化学成分の総量(負荷量)が湧出量に比例して増加、または減少することを意味しており、地下水が岩石・土壌と接触する間に、これらの成分の物質移動が速やかに進

行し、平衡濃度に達することを示唆する。

なお、1987年にECが高い値を示したが、この年は年降水量が観測期間中で最小で、特に10～11月の降水量は平水年の約1/2と少なかった。これは、溶存化学成分濃度が長期的には降水の浸透により影響を受けていることを示している。

2. 湧水および自噴水のラドン濃度

湧水のラドンは地点により若干の濃度差があるが、平均値は約1000pCi/lで、自噴水の約1400pCi/lより400pCi/l程度低い(Table 3)。しかし、湧水・自噴水とも年変動幅は約1000pCi/lと同程度である。このような湧水と自噴水のラドンの平均濃度の違いは、降水や地表水の地下浸透による希釈の影響の程度の違い、あるいは帯水層の地質条件の違いを反映していると考えられる。すなわち、湧水の湧出量は小降雨時でも短時間・短期間に大きく変動していることから(小林・辰巳, 1991)、湧水(浅層地下水)のラドン濃度は自噴水にくらべて、降水による希釈の影響をより強く受ける。また、本扇状地の地質構造は場所により複雑で土質も不均質であるが、全体としては成層しており、湧水は沖積砂礫層を、また自噴水はさらに下層の洪積礫層を流動している。この考えは、前述したように循環性の水のラドン濃度は停滞性の水より低いこと、またラドンは地層ごとに固有な濃度を持つといわれていることと矛盾しない。

3. 湧水・自噴水のラドン濃度の時間変化

湧水のラドン濃度は短期間に200～500pCi/lも大きく変動する時があるが、全体として秋季から春季に高濃度、6～7月の梅雨季に低濃度となる周期的変化を示す(Fig. 4)。一方、自噴水は湧水と同様に短期間に大きく濃度変化し、季節変化のパターンも湧水とよく似ている(Fig. 3)。

地下水中のラドン濃度が増加・減少することについて、Fukui (1985)は、浅層地下水のラドン濃度は地下水位が大幅に上昇するような多降雨時には、降水の浸透により希釈され濃度が減小するが、その後は1週間以内にもとの濃度に回復する。また、小降雨後には降雨前の水の流動・流出によ

Fig. 3 Seasonal changes of the chemical and ^{222}Rn concentrations and discharge of flowing well water.

りラドン濃度が増加することを報告している。今回の結果は、多くが調査前約1週間は無降雨の時に行っているのので、降雨時における結果ではない。しかし、例えば1984年6月下旬と10月初旬の湧水

のラドン濃度変化にみられるように、調査前1～2旬前の総降水量が150mm以上と多雨の後には、湧水のラドン濃度は約400pCi/lと大きく減少し、その後は、全体にもとの濃度に回復する様子が窺

Table 2 Statistical results of water temperature, electric conductivity, pH and discharge for spring water and flowing well water from 1984 to 1987. Data sets of the precipitations were used at the Kitakomatsu meteorological observatory.

Year		1984			1985			1986			1987		
Ground water	Items	Max(M)*	Min(M)	Ave.(n)**	Max(M)	Min(M)	Ave.(n)	Max(M)	Min(M)	Ave.(n)	Max(M)	Min(M)	Ave.(n)
Spring (S4)	Water Temp. (°C)	16.6(9)	12.0(3)	14.5(16)	15.7(9)	13.1(3)	14.2(16)	16.2(9)	13.1(2)	14.8(22)	15.9(9)	13.5(3)	14.4(10)
	Electric Conductivity (μS/cm)	81.6(6)	63.3(4)	73.0	87.6(7)	65.1(2)	75.0	82.3(7)	66.3(2)	74.5	102.9(7)	75.6(1)	85.4
	pH	6.6(8)	5.6(6)	6.0	6.1(5)	5.8(2)	5.9	6.2(9)	5.8(2)	5.9	6.0(7)	5.8(6)	5.9
Flowing (F5)	Water Temp. (°C)	14.2(8)	13.2(2)	13.5(16)	13.6(4)	13.3(3)	13.4(16)	13.8(10)	13.2(4)	13.5	13.8(4)	13.4(7)	13.6(10)
	Electric Conductivity (μS/cm)	60.1(8)	53.4(11)	55.6	58.4(8)	52.3(3)	53.4	58.2(8)	49.7(11)	54.7	59.7(7)	54.5(3)	58.2
	pH	6.6(1)	5.8(4)	6.1	6.3(1)	5.8(4)	5.9	6.2(2)	5.9(7)	6.1	6.2(1)	5.8(7)	6.0
	Discharge (ml/s)	600 (7)	270 (12)	438	770 (7)	267 (11)	460	606 (7)	248 (11)	396	720 (7)	300 (1)	440
Precipitation (mm)		1489			2112			1723			1469		

(M)* and (n)** indicate the month and the number of measurements.

Table 3 Statistical results of ^{222}Rn concentrations of the flowing well and spring waters from December 1983 to November 1984.

²²² R n concentration(pCi/l)					
	Station No	Maximum	Minimum	Average	N*
Spring waters	S3	1358	496	965	17
	S4	1359	410	1062	17
	S5	1466	618	1109	17
Flowing well water	F5	1739	847	1371	17

N* shows the number of measurements.

える (Fig. 4)。

自噴水も濃度の減少幅が湧水とやや異なる時期があるが、変動傾向はよく似ている。自噴水のラドン濃度のピークは湧出量のピークと必ずしも一致していないが (Fig. 3), 湧出量が少ない冬季に高濃度, 湧出量が多い梅雨季に低濃度を示しており, ラドン濃度の変化と湧出量の変化には対応関係が窺える。

Fig. 5 は両者の関係を示したものである。ラドン濃度と湧出量との間には大略的には負の相関関係が認められ, 本地域の地下水のラドン濃度が湧出量の変動, 換言すれば降水により希釈されて

いることを示唆する。湧出量と降水量の関係については後述する。以上のことは, 地表水・降雨の垂直浸透の発生・拡大が地下水のラドン濃度の低下として示される (Kimura and Komae, 1987) ことと矛盾しない。一方, ラドン濃度の最大値は湧水が 1600 pCi/l (1985 年 1 月), 自噴水が 2200 pCi/l (1985 年 4 月) と顕著に高い時期があるが (Figs. 3 ~ 4), 全体として高濃度値の多くは, 湧水が 1200 ~ 1400 pCi/l, 自噴水が 1600 ~ 1700 pCi/l の範囲にある。したがって, これらの高い濃度は本地域の湧水・自噴水のラドンの固有濃度 (基底濃度) と考えても妥当ではないかと考えられる。

また, 湧水・自噴水のラドン濃度は季節変化がみられなかった一般水質項目と違い, 高濃度で短期的・季節的にも大きく変動している。これは, 地表水と地下水の交流関係あるいは湖底から湧出する地下水の流動系を解明する上でラドンが有効な指標になることを示唆する。

4. 自噴水の湧出量の時間変化

まず, 湧出量の季節変化を 6 年間の平均値と変動幅により Fig. 6 に示す。湧出量の最大値は 7 月に, また最小値は 11 ~ 1 月に現れ, 全般的に 4 ~ 8 月に多く, 9 ~ 1 月に少ないほぼ周期的な季節変化が認められる。また, 月別の変動幅は 7 月が約 300 ml/sec と最大で, 次いで 2 ~ 9 月が約 200 ml/sec, 晩秋から冬季の 10 ~ 1 月が約 100 ml

Fig. 4 Seasonal changes of water temperature, electric conductivity, ^{222}Rn concentrations of spring water, and 10-days precipitations from December 1983 to May 1985.

/secと最小である。

次に、経年変化についてみると (Fig. 7), 年間の変動幅は1984, 1986年が約300ml/sec, 1985年が480ml/sec, 1987年が450ml/secと年によりやや大きな違いが認められる。しかし、季節変動のパターンは1987年を除くと、各年ともほぼ同様であり経年変化は認められない。1985年と1987年の7月下旬の顕著な湧出量のピークは、いずれも測定日前の集中豪雨時に、その1旬前総降水量が約300mmと多量の降水があったときに現れている。

横山 (1978) は水無川扇状地の深層地下水の水頭変化と降水量変化に今回得られた結果と同様な対応関係があること、また、降水量のピークに対する水頭変化は扇央から扇端部にかけて次第に小さくなることなどを報告している。このように、湧水や自噴水の湧出量の変動は、先行降雨日数 (または、晴天日数)、降雨強度あるいは地下水面の位置 (深さ) などにより大きく変化するであろうが、降水量と密接な関係があるので、以下この点について考察する。

Fig. 5 Correlation between ^{222}Rn concentrations and discharge of flowing well water from 1984 to 1985.

Fig. 6 Seasonal change of discharge of flowing well water from 1981 to 1989. Solid circles and bars show the average and the range of fluctuations on each month, respectively.

Fig. 7 Secular change of discharge of flowing well water. Thick line shows the three points running mean.

小林・辰巳 (1991) は、一降雨時における本地域の湧水の湧出量は、降雨開始後数時間で増加し始め、降水量が多い時間帯にピークに達した後、降雨の終了とともに短時間内に降雨前のレベルに回復する。さらに、このような降雨に対する応答関係は季節的にも認められ、本地域の浅層地下水は小降雨であっても降水により強く涵養される。しかし、自噴水の湧出量は一降雨時には変化せず、むしろ減少傾向を示し、また季節的にもこの程度の降水量(多くは1旬前降水量: 100 mm未満)では、湧出量と降水量との直接的な対応関係はみられないことを報告している。しかし、自噴水の湧出量

のピークは、大小様々であるが季節によらず毎年現れている。それらのピークはいずれも、測定日前10~20日の旬間総降水量が150 mm以上と降雨が多かった時期に対応している場合が多く、このような旬間降水量と湧出量の間には対応関係が窺える。この点について、三井ほか(1984)は深度100mの深井戸(被圧地下水)の水位と旬間降水量の関係から、水位は旬間降水量に2~3旬前までの先行降水量を加算すると水位に影響が現れだし、さらに深い井戸(180 m)にも降水量の影響が認められることを報告している。そこで、湧出量と測定前10日間および20日間の総降水量との相関関

Fig. 8 Correlation between discharge of the flowing well and the former 20-days total precipitations from 1984 to 1987.

係を調べたところ、相関係数は前者 (0.523) が後者 (0.671) より小さく、湧出量は10日間前より20日間前の降水量との間に良好な相関関係が認められることが分かる (Fig. 8)。

湧出量は Fig. 8 から明らかなように、20日間降水量がほぼ150mmを境にして、降水量が少ない時は分散が大きい。しかし、それ以上の多雨、特に集中豪雨があるときには降水量との間に高度な相関関係が窺えることから、被圧地下水の湧出量は主に20日間前の降水量により支配され変動すること、また集中豪雨時には降水の地下浸透が顕著なことを示唆する。これは、前述したように顕著な湧出量のピーク時にラドン濃度が急減 (希釈) していることとも矛盾しない。

なお、上述したように湧出量の最大値は年により違いがみられた。しかし、最小値を示す冬季の湧出量は小雨年・多雨年によらずほとんど差がなく (Fig. 7)、ほぼ一定値 (約280ml/sec) を保っている。これは年間の総降水量が少なくとも、自噴水の最小湧出量にはほとんど影響しないことを示しており、冬季 (11～1月) の湧出量 (または水位)

を本地域の基底湧出量とみなしても妥当と考えられる。

V. まとめ

扇状地の地下水の水質・ラドンおよび湧出量の時間変動特性を把握するために、1984～1989年まで琵琶湖西岸大谷川扇状地一帯で自噴水の調査を行った。その結果つぎのことが明らかになった。

1. 自噴水の溶存化学成分濃度には季節変化・経年変化は認められない。
2. 湧水のラドン濃度は自噴水のそれより20～30%低い。また、湧水・自噴水ともにラドン濃度は短期間、特に集中豪雨時に大きく変動するが、季節的には秋季から春季に高濃度、梅雨季に低濃度となる周期的変化を示す。また、湧水および自噴水のラドン濃度の最大値は、それぞれ1600～1700pCi/l および1300～1400pCi/l であり、これらの濃度は本地域の不圧地下水と被圧地下水のラドンの固有濃度を示すと考えられる。
3. 自噴水のラドン濃度と湧出量の間には弱い相

関関係が認められる。

4. 自噴水の湧出量は毎年4～8月に多く、9～1月に少ないほぼ周期的な変動パターンを示す。
5. 自噴水の湧出量と20日間前降水量との間には良好な相関関係が認められる。

以上の結果は、本扇状地の地下水は降水の地下浸透により強く涵養されていることと、浅層地下水と深層地下水は固有のラドン濃度を持つことを示唆する。

謝 辞

本研究を纏めるにあたり、資料整理に助力をえた大阪教育大学大学院生の山田誠君に厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 石井孝行(1985)：琵琶湖西岸，比良山地東麓に発達する扇状地。「地表水と地下水の交流関係に関する総合研究」総合研究(A)報告書，39-43。
- 榎根勇・小林正雄・小松田精吉・平田洋一(1984)：琵琶湖へ流入する地下水の流向・流速測定。地下水と井戸とポンプ，26(7)，2-10。
- 近畿地方建設局(1962)：「琵琶湖周辺の土質・地質・地下水の性状に関する研究」。琵琶湖総合調査資料，1-18。
- 近畿農政局計画部(1980)：近江盆地南部地域の地形地質と地下水(地下水水位観測調査の概要)。1-50。
- 近畿農政局計画部(1989)：農業用地下水調査近江盆地南部地区地下水位長期観測調査報告書。23-54。
- 国松孝男(1981)：琵琶湖集水域の河川水，地下水，降水および琵琶湖流入水の水質。「環境科学」研究報告書，B105-R12-12，82-105。
- 小前隆美(1995)：ラドンの水循環への応用。RADIOISOTOPS，44，715-724。
- 小林正雄(1985)：琵琶湖湖底漏出地下水に関する研究。「環境科学」研究報告集，B28 9-R12-2，24-47。
- 小林正雄・辰巳千佳子(1991)：琵琶湖西岸の扇状地及びデルタ地域の地下水調査。大阪教育大学紀要，第Ⅲ部門，第39巻，第2号，1 53-163。
- 小林正雄(1992)：和述(わに)川デルタからの琵琶湖への地下水の漏出。地下水学会誌，34，67-80。
- 沢野惣一郎(1981)：近江平野。データ編(滋賀南，滋賀北K)，214-219。
- 滋賀県(1982)：地下水利用等基礎調査(解析調査)報告書。67-74。
- 滋賀県(1979)：滋賀県の自然，地形・地質編。1-57。
- 水資源開発公団琵琶湖開発事業所(1973)：琵琶湖周辺地下水位低下影響圏解析図集。
- 高谷好一・西田一彦(1964)：びわ湖東岸の地質と地下水の流出機構について。地球科学，第71号，33-39。
- 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。
- 堀内公子(1978)：鉱泉中ラドン抽出一液体シンチレーションカウンターによる新定量法について。温泉工学会誌，13，95-103。
- 三井嘉都夫・桑原正美・宮垣津繁・池英助(1984)：塩水化した自噴井。「ちかすい」地下水をめぐる今日の諸問題，日本地下水学会，215-220。
- 横山尚秀(1978)：秦野盆地，水無川扇状地における地下水の水収支。「日本の地下水」，古今書院，149-151。
- Fukui, M (1985)：²²²Rn Concentrations and variations in unconfined groundwater, *Journal of Hydrology*, 79, 83-94。
- Kimura, S. and Kome, T(1978)：Applications of environmental radon-222 to some cases of water circulation. 3rd Intern. Conf. Natural Radiation Environment. NRE, 4。

(受理 1999年1月18日)

(受付 1999年4月9日)

この論文に対する「討論」を1999年11月30日まで受け付けます。