

# ため池周辺の地下水流入・流出量の評価

- 広島中央の谷ため池タイプを例として -

今泉眞之\*・石田 聡\*・土原健雄\*・吉迫 宏\*

## 目 次

緒 言 .....	157	調査結果 .....	162
湖 - 地下水の交流現象の研究の概要.....	157	1 ため池の地下水流動系における位置.....	162
調査地域の概要 .....	159	2 通過型ため池の流量, 水質の調査結果.....	162
調査方法 .....	159	結 語 .....	172
1 地形図調査と野外調査の方法.....	159	参考文献 .....	172
2 ため池への地下水流入流出量の推定方法.....	161	Summary .....	174
3 ため池貯水から流出する地下水の滞留時間...	162		

## 緒 言

最近, ため池は農業用水の供給の他に, 多様な機能をもつ貴重な地域資源として見直されている。内田 (2003) は, ため池の多面的機能を利水機能, 環境保全機能, 親水機能に分類している (Fig.1)。環境保全機能は自然環境保全機能と災害に備える防災機能とに分類される。地下水涵養機能は, 自然環境保全機能の一部で, ため池の底から浸透した水が周囲の地下水を涵養して, 地域の水循環に寄与する機能である (内田, 2003)。

成瀬・白井 (1989) は, 兵庫県社町から東条町に分布する嬉野台地のため池を例として, ため池は灌漑期には上流からの表流水や用水路からの水を貯留して用水を供給し, 一部は地下水を涵養すること, 非灌漑期には地下水の流出を抑制し, 地下水量の保持に役立つとともに, 地下水の水質保持にも役立っていることを明らかにした。また, 福岡 (1981) は広島県のため池を例に, 河川流域の水収支とため池分布との関係を分析し, ため池の水循環での位置づけを明らかにした。しかし, ため池の地下水涵養機能に関する研究例は少なく, 本機能の有効性を議論するためには, 更に多くの地域での検証が必要である。

米国には, およそ10万の湖がある (Born et al., 1979)。湖, および湖の岸辺の一部では, レクリエーションの場として, また住宅の開発により, 湖環境にストレスが及び, 地域資源としての湖の持つ資源を退行させ, 破壊し

ている場合がみられる。その結果, 湖水の水質の低下 (主に富栄養化と堆積) が生じている。この問題は, 自然の湖のみならず, 人工の湖 (ため池, ダム湖) にも起こる (Born et al., 1979)。地域資源としての湖 (ため池) を保全するためには, 地表水のみならず地下水も水循環の一部と考えた総合的な研究が必要である。

Born (1970), Maclay et al. (1972), Winter (1976) が, 湖と地下水の関係に注目する以前では, 湖管理において地下水の役割についてほとんど注目されていなかった。一部の水文学教科書には, 次のような誤った記述さえされていた (Born et al., 1979)。

「ほとんどの小さい湖の水は, 底土堆積物のシールによって地下水系から分離されてる。」

湖沼は, 地下水水系の一部である。湖沼が涵養域 流動域 流出域のどのような場にあるかで, 湖沼と地下水との交流の仕方は異なる。Born et al. (1979) は, (1) 領域優劣性, (2) システム効率性, (3) 地下水流動系における湖の位置の3つの水文地質学的因子から湖沼のタイプを決定する方法を提案している (詳細は次節で示す)。この3つの水文地質学的因子は, ため池の地下水涵養機能を評価する場合にも適用できると考えられる。

著者らは, 中央広島のいくつかのため池で, Born et al. (1979) の方法に準じた方法で, ため池の地下水涵養機能を明らかにしたので報告する。

\* 地域資源部資源循環研究室

平成18年1月10日受理

キーワード: 水田生態系, 食物網, 安定同位体比, 陸起源有機物

## 湖 - 地下水の交流現象の研究の概要

Born et al. (1979) は, 北アメリカの多数の湖沼群の水文データを整理し, 湖沼と地下水の関係を次の水文地質

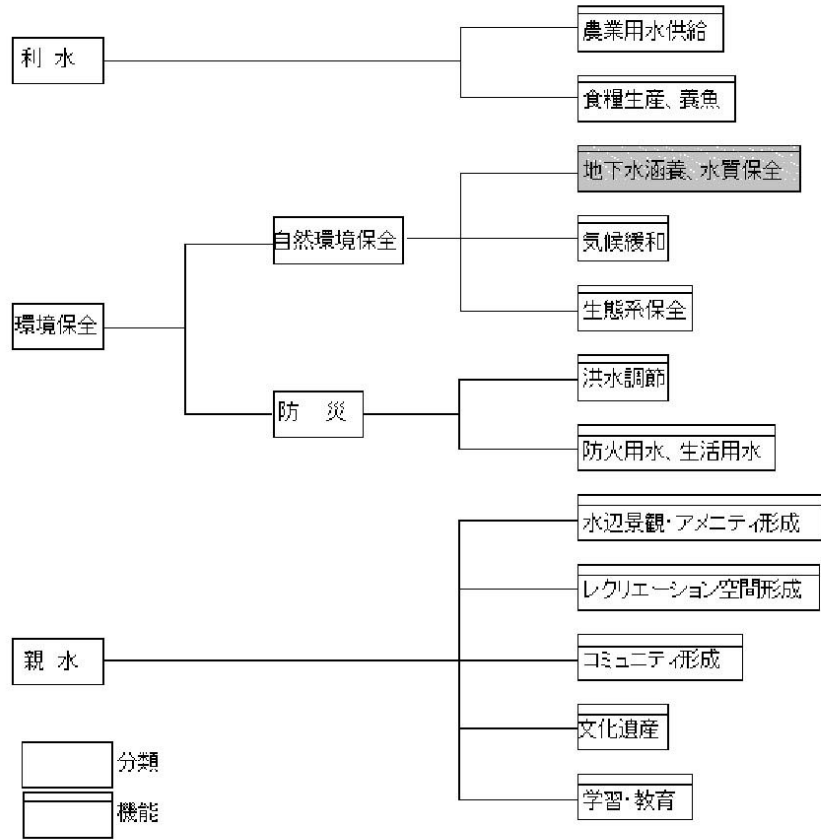


Fig.1 ため池の多面的機能の分類 (内田, 2003)  
Classification of multifunctionality of irrigation ponds

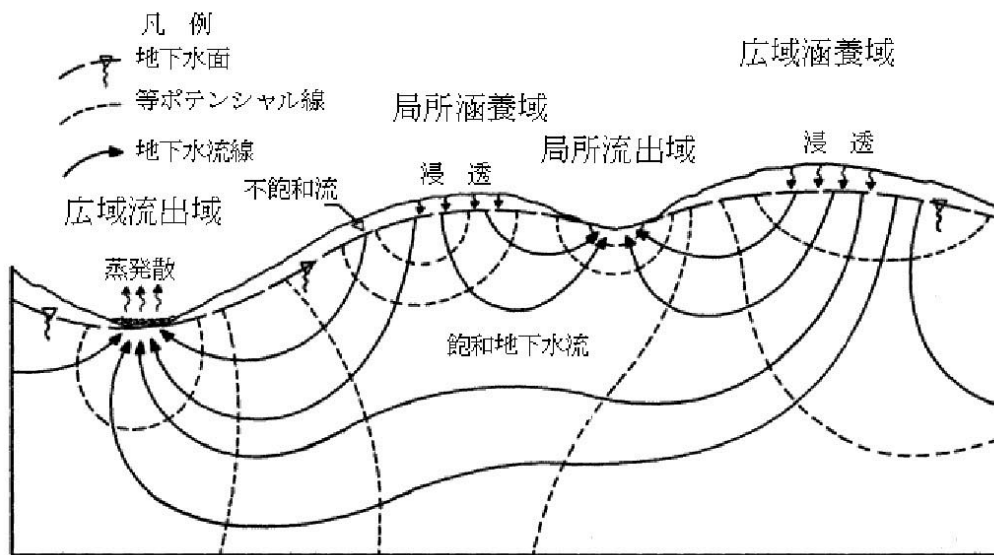


Fig.2 一般化された地下水流動系の流動形態 (Born et al.(1979))  
Generalized groundwater flow-system configuration.

学的因子群で、分類した。

領域優劣性：湖の水収支における地下水の相対的  
大きさ。

システム効率性：湖沼に流入・流出する地表水と  
地下水の移動速度の違い。フランシング率（湖沼に

貯水している水を取り替えるのに必要な時間）で検  
討。

地下水流動系における湖の位置。

領域優劣性とシステム効率性は、湖と地下水の関係を  
検討するための不可欠のデータである。2つの因子は密

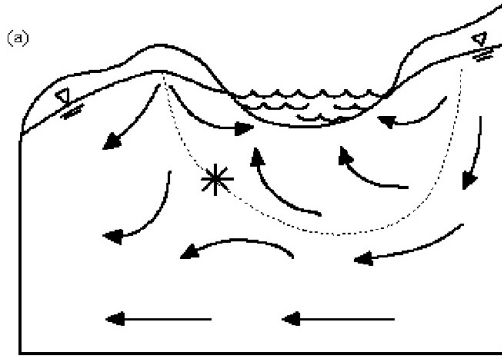


Fig.3 流出湖周辺の地下水流動 (Born et al.(1979) Groundwater flow around a discharge lake

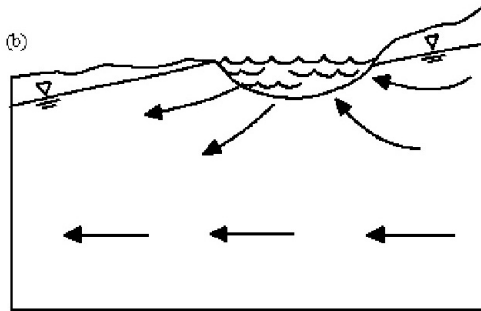


Fig.4 通過湖周辺の地下水流動 (Born et al.(1979) Groundwater flow around a flow-through lake

接に関係している。

地下水の流れを水循環の一環としてとらえ、涵養域 - 流動域 - 流出域という空間的な広がりを持つ連続した系と考える地下水流動系は、トス (Toth,1963) によって提示された概念である。地下水流動系を野外で識別した例は、何人かの研究者によって報告されている(例えば、Winograd, 1962; Back, 1966; Meyboom, 1966; Meyboom et al., 1966; Maxey, 1968; Williams, 1968)。しかし、湖沼群の周りの地下水流動系を野外で実証した報告はほとんどない(Born et al., 1979)。Fig.2は地下水流動系の一般化された状況を示している。Born et al., (1979)は、地下水流動系における湖の位置から、湖を涵養湖タイプ、流出湖タイプ、通過湖タイプの区分している。地下水かん養地域に位置した涵養タイプは、湖底を通して地下水に貢献する。地下水流出域に位置した流出タイプ (Fig.3)は、湖底堆積物と湖周辺を流れて下流に地下水を涵養する。横向きに地下水流が流動する流動域に位置する通過タイプでは、湖沼は片側で地下水が流出し、反対側で地下水が涵養する (Fig.4)。

Born et al(1979)は、アメリカ中西部の55箇所の湖を の因子で分類した。24箇所の湖は流出タイプ、23は通過タイプ、6は涵養タイプで、4は何らかの組み合わせであった。残りの6は、季節によりタイプが変化した。これにより通過湖(Fig.4)は、流出湖と同じくらい普遍的なタイプであることが明らかになった。

と の因子で湖沼を調べるためには、湖の周囲のみ

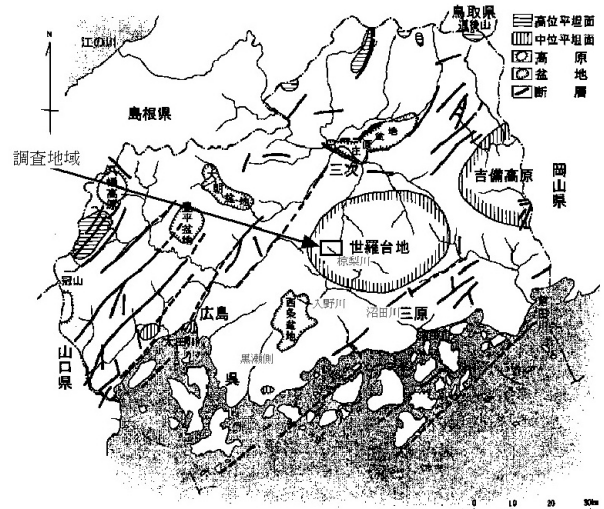


Fig.5 広島県の地形概略図 (藤山ほか, 2000) Schematic topographic map of the Hiroshima prefecture

ならず湖底に、何段かに仕切られたピエゾメータを取り付け、記録する必要がある。しかし、この調査を行うことは非常に難しい。湖岸の周りの地下水ポテンシャル分布だけを測定しても、湖の下からの情報と関連した情報が得られるが、湖を分類するためには、水温異常、水質、湧水、漏水のような地下水流出に関する補助的な評価基準を使用する必要がある。

### 調査地域の概要

調査地域は、広島県中央を流れる沼田川の支流：椋梨川流域の賀茂郡豊栄町乃美盆地周辺である (Fig.5)。広島県の地形は、北から順に脊梁面 (高位面)・吉備高原面 (中位面)・瀬戸内面 (低位面) と呼ばれる3段階の平坦面からなる。沼田川は、標高300~500mの小起伏面である世羅台地 (吉備高原面) に源を發し、東西に流れ、入野川、椋梨川、仏通寺川などの各支川を合流し、三原市において瀬戸内海へそご二級河川である。乃美盆地は、南側を板鍋山 (標高757.2m)、草原原山 (626.3m)、西側を西原山 (733.6m)、北側を高平山 (498.2m)、東側を天神岳 (757.5m) で囲まれた盆地で、中央を椋梨川が北西から南東に流下している。椋梨川は調査地域北西部の別府付近で標高395m、調査地域南東部の安宿付近で349mで北西東から南東へ流下している。調査地域の地質は、中生代白亜紀後期の流紋岩類と河川付近の沖積世の堆積物から構成される。

### 調査方法

#### 1 地形図調査と野外調査の方法

調査地域には、177のため池 (かんがい面積5ha以上) があり、農業用水の水源となっている。1ヶ所当たりの受益面積は14ha、受益戸数31戸、貯水量12千 $m^3$ と小

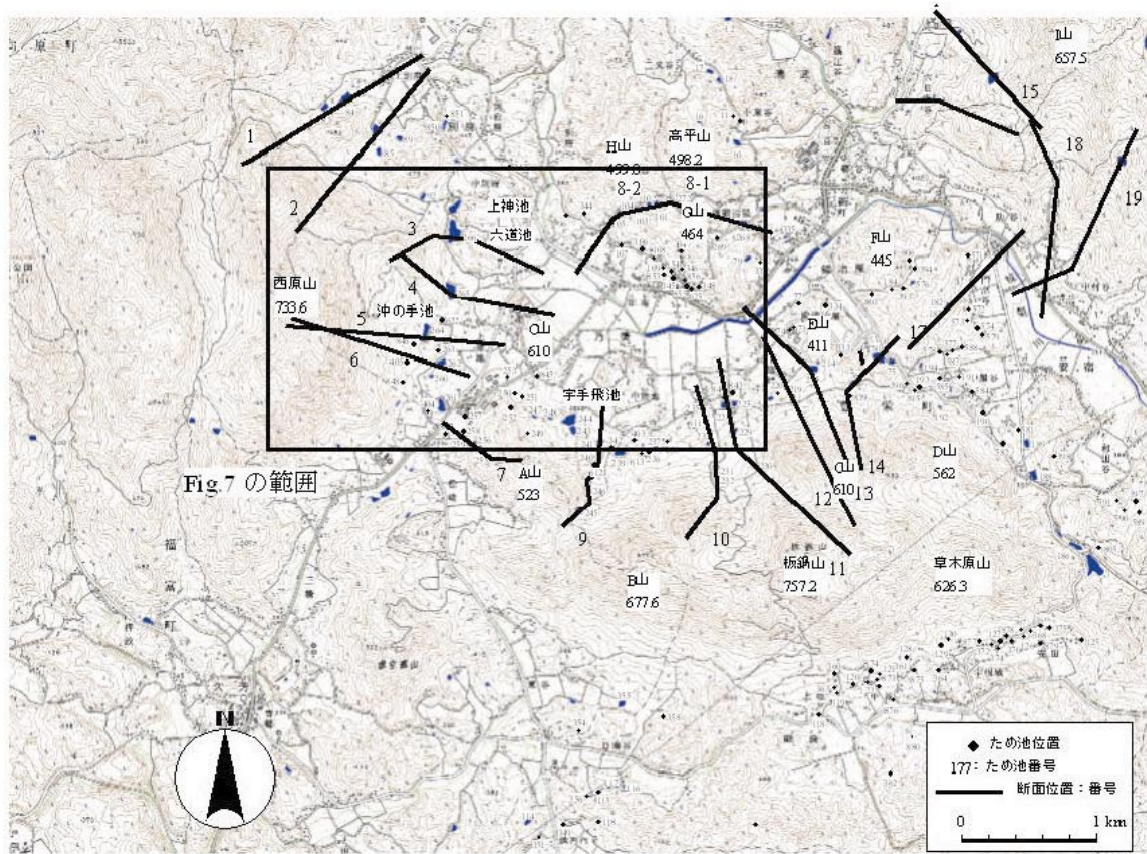


Fig.7 の範囲

Fig.6 調査地域と地形断面位置図

Location map of study area and locations of topographic cross section

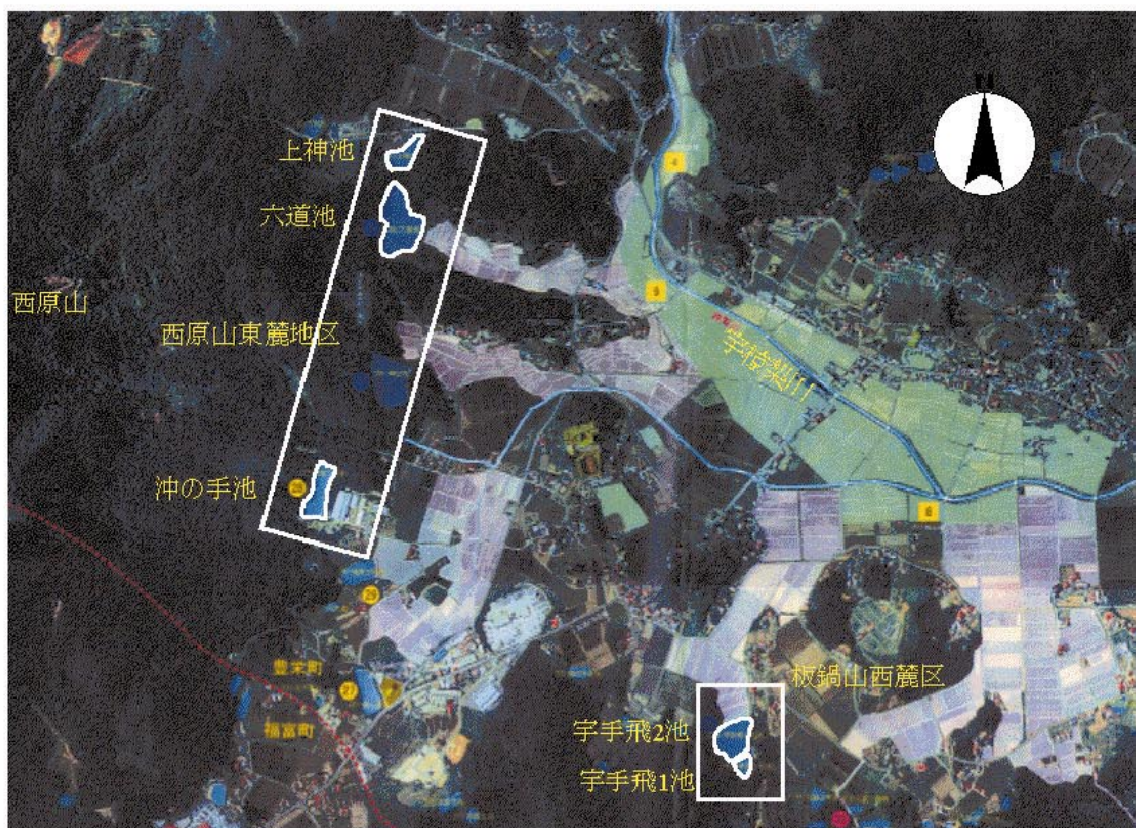


Fig.7 水質, ラドン濃度調査ため池の位置図

Locations of ponds sampled for the detailed geochemical and radon analyses

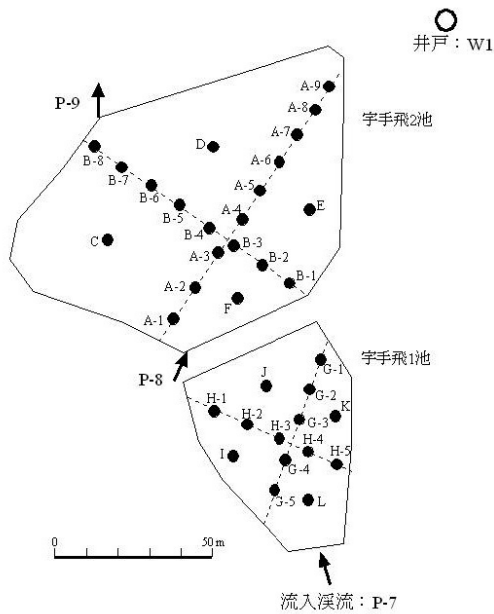


Fig.8 宇手飛池の調査地点位置図  
Locations of survey points in the Utetobi ponds

規模なため池が多い（中国土地改良調査管理事務所，2003）。ため池は地形によって谷池・皿池に大別されるが，調査地域の場合そのほとんどが谷池に属している。

ため池の水循環における役割を評価するために，177ため池の涵養域（山頂）から流出域（棕梨川）までの斜面における位置を地形図から検討した。また，Fig.6に示す断面位置で地形断面図を作成した。典型的なため池の領域優劣性とシステム効率性を，補助的な方法であるラドン調査法（濱田，岸，2003）で検討した。

ラドン調査法を行ったため池は，板鍋山西麓（以下，板鍋山西麓地区）の宇手飛1池と宇手飛2池，西原山東麓（以下，西原山東麓地区）の上神池，六道池，沖の手池である（Fig.7）。宇手飛1池と宇手飛2池は連珠ため池になっている。これらのため池では，地表水の流入流出量を測定すると共に，水質，ラドン濃度調査を行い，流量収支式とラドン収支式から，ため池への地下水流入量とため池からの地下水流出量（涵養量）を計算した。調査は2004年9月30日～10月1日に行った。宇手飛1池と2池では，Fig.8に示す地点でため池底の地形調査と宇手飛2池の水位とため池下流井戸の地下水位を1年間モニタリングした。井戸は，直径0.7m，深度3.43mの掘り抜き井戸で，井戸の外壁は石積みになっている。

流量調査は，ため池への流入，流出量を，計量容器（バケツ）で測定した。宇手飛池の採水はボートからバケツで採水している。そのため，水質・水温は貯水面付近の値である。その他は，岸から採水している。水質の分析項目は，水温，電気伝導度（EC）， $\text{Na}^+$ ， $\text{NH}_4^+$ ， $\text{K}^+$ ， $\text{Mg}^{2+}$ ， $\text{Ca}^{2+}$ ， $\text{NO}_3^-$ ， $\text{Cl}^-$ ， $\text{SO}_4^{2-}$ ， $\text{HCO}_3^-$ である。水温，電気伝導度については現地にて採水直後に横河電機社製導電率計で計測を行い， $\text{HCO}_3^-$ 以外のイオンにつ

いては採水試料を研究室に持ち帰り，イオンクロマトグラフィー（（東亜D K K社製ICA2000）により測定を行った。 $\text{HCO}_3^-$ は，4.8アルカリ度とし（日本規格協会，1992），MR-BCG混合溶液指示薬で硫酸標準溶液による滴定法によった。ラドン濃度の測定には，現場にて試料を500 ml採水し，その試料をシンチレータを溶解させたトルエンを用いて現場にて溶媒抽出し，研究室にて液体シンチレーションカウンター（パッカー社製2250CA）で測定した。検出限界は約0.1 Bq/L，測定誤差は今回の調査では約4.5%である。

## 2 ため池への地下水流入流出量の推定方法

ラドン（ $^{222}\text{Rn}$ ）は帯水層を構成する土粒子に含まれるラジウム（ $^{226}\text{Ra}$ ）の崩壊により生成される水溶性の放射性ガスである。ただし，半減期が3.8日と非常に短く，また揮発性であることから，供給源のない地表水にはほとんど含まれず，地下水でその濃度が高いという特徴を持っている。この特徴を利用することで，地表水中に含まれる地下水や湧出ポイントを知るための指標として用いることが可能である（濱田ら，1997）。

濱田，岸（2003）は，河川において有効性が確認されているラドン収支と水収支を用いて河川への地下水の流入量を推定する手法を小規模ため池へ適用し，ため池への地下水浸入を推定した。この方法では，ため池の地下水流入と流出を未知数として，ラドン収支と水収支の連立方程式を解くことによりため池の地下水流入・流出を推定する。ラドン収支の水から大気へのラドンの飛散については，水と空気の境界にStagnant filmを仮定し，実験によってその厚さを求めている。実験の結果によると，Stagnant filmの厚さは82  $\mu\text{m}$ である（濱田，岸，2003）。

流量収支式（1），ラドン収支式（2）は以下の通りである。

$$F_{in} + G_{in} = F_{out} + G_{out} + E \quad \dots (1)$$

ここで， $F_{in}$ ：地表水の流入（ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ）， $G_{in}$ ：地下水の浸入（ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ）， $F_{out}$ ：地表流出（ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ）， $G_{out}$ ：地下浸出（ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ）， $E$ ：蒸発（ $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ）

$$R_{in} + S_{in} = R_d + R_f + R_{out} + S_{out} \quad \dots (2)$$

ここで， $R_{in}$ ：地下水の浸入により運ばれるラドン量（ $G_{in} \times \text{濃度} G \text{ Bq/L}$ ）， $S_{in}$ ：地表水の流入により運ばれるラドン量（ $F_{in} \times \text{濃度} S \text{ Bq/L}$ ）， $R_d$ ：放射性崩壊によって失われるラドン量， $R_f$ ：大気中へのラドンの飛散， $R_{out}$ ：貯水の地下浸出， $S_{out}$ ：貯水の流出である。 $R_d$ ， $R_f$ の算出方法については濱田・岸（2003）を参照されたい。

## 3 ため池貯水から流出する地下水の滞留時間

地下に浸透した地表水は地層からラドンの供給を受

け、地層間隙が地下水で飽和されていると見なせる状態では、地下水のラドン濃度変化は、一般的な放射平衡までの到達過程を示す次式で表すことができる(濱田ら, 1997)。

$$C_t = C_0 \{1 - \exp(-\lambda t)\} \quad \dots (3)$$

ここで、 $C_t$ : 地下水での滞留時間が  $t$  の時のラドン濃度 (Bq/L)  
 $C_0$ : その帯水層におけるラドンの平衡濃度 (Bq/L)  
 $\lambda$ : ラドンの崩壊定数(0.18day<sup>-1</sup>)  
 $t$ : 地下での滞留時間(day)

調査結果

1 ため池位置の地形的特徴

ため池位置の地形的特徴を明らかにするために、豊栄町の176のため池について、ため池標高と相対位置指標を整理した。標高は、流出域である棕梨川の標高と比較するための数値である。相対位置指標は、ため池のある斜面の最高標高を0、流出域標高を1とし、ため池が、斜面のどの位置にあるかを相対的に示す数値である。

調査地域のため池は、流出域である棕梨川標高370~360 mより、30~40 m高位に位置するものが全体の94%を占める (Fig.9)。また、相対位置指標では0.1~0.4の流出域よりやや高位に位置しているものが全体の73%を占める (Fig.10)。

地形断面図上のため池の特徴を整理すると、ため池は、次の4種類に分類できる。

- 山麓斜面と平坦地の境界に分布するaタイプ (Fig.11)
- 斜面の途中に分布するbタイプ (Fig.12)
- 山地上部に分布するcタイプ (Fig.13)
- 河川周辺に分布するdタイプ

ため池の位置が、実際に、涵養域であるか、流出域であるを決定するためには、何段かに仕切られたピエゾメータにより、ポテンシャル場を明らかにする必要があるが、この研究では、最初に、大まかな地形の特徴により分類する。すなわち山頂付近を涵養域、河川付近を流出域として記述する。地形から、aとbタイプは、通過湖タイプ、cは涵養湖タイプ、dは流出湖タイプに分類できる。調査地域の山麓斜面と平坦地の境界線(遷緩線)は、1/25,000地形図によると380~420mである。従って、この地域のため池の約90%はaタイプに属する。詳細調査を行った板鍋山麓地区と西原山東麓地区のため池もaタイプに分類される。

2 通過型ため池の流量、水質の調査結果

a 板鍋山西麓地区

(1) 測深調査

Fig.14に調査結果を示す。宇手飛1池の最深は2.0 m

で、堤体付近が最も深い。宇手飛2池の最深は、3.25 mで、右岸堤体付近が最も深い。ため池台帳に記述されている宇手飛2池の面積(7,080 m<sup>2</sup>)と貯水量(14,223 m<sup>3</sup>)は、今回の調査結果(面積: 6,884 m<sup>2</sup>, 貯水量: 13,909 m<sup>3</sup>)とほぼ一致している。調査に基づく宇手飛1池と2池のH-V曲線式は、 $y$ を貯水量、 $x$ を水深として、以下の式で表される。

宇手飛1池:  $y = 458.06x^2 + 942.73x + 66.632$  ( $R^2 = 1$ )

宇手飛2池:  $y = 982.66x^2 + 1136.1x - 28.473$  ( $R^2 = 1$ )

(2) ため池水位と井戸水位のモニタリング結果

Fig.15に宇手飛2池水位の変化を示す。ため池の水位

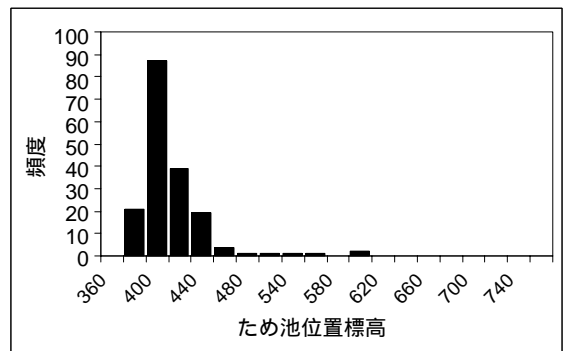


Fig.9 ため池位置標高の頻度分布図  
 Frequency distribution of pond elevations

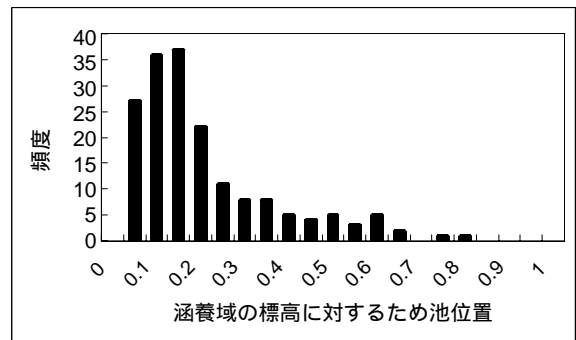


Fig.10 涵養域標高に対するため池標高の相対的位置  
 Relative locations of pond on slope between recharge area and discharge area

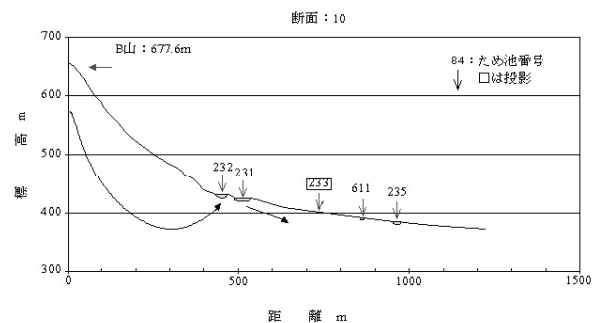


Fig.11 山麓斜面と平坦地の境界にため池がある例  
 Examples of ponds located at the boundary between mountain slope and plain

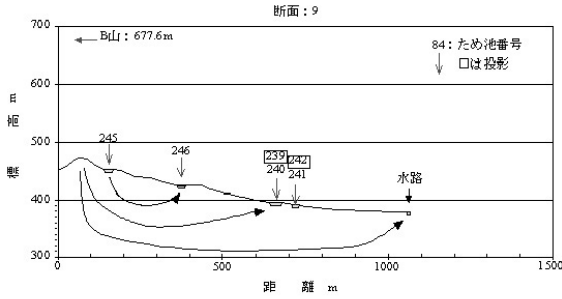


Fig.12 斜面の途中にため池がある例  
Examples of ponds located on a mountain slope

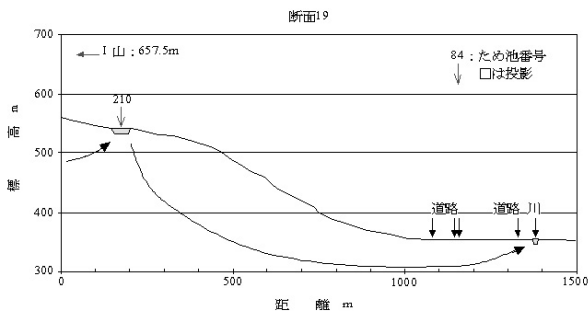


Fig.13 涵養域にため池がある例  
Examples of ponds located in a recharge area

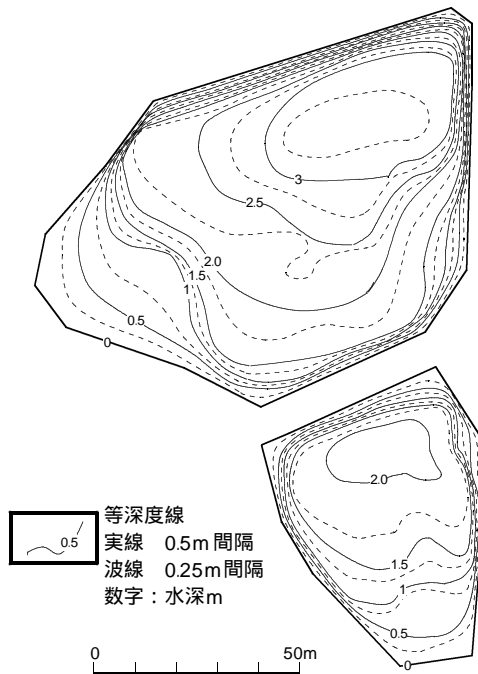


Fig.14 宇手飛池の地形図  
Topography of the Utetobi ponds

は、2004年1月に最低の標高368.1 mを記録し、その後、水位が上昇し、2004年5月には368.3 mに達し、灌漑期間はオーバーフローの状態であった。農家への聞き取り調査によると、2004年は十分な降雨があったので、水田への灌漑は、ため池のオーバーフロー水量でまかなえたとのことである。一方、ため池下流の地下水位

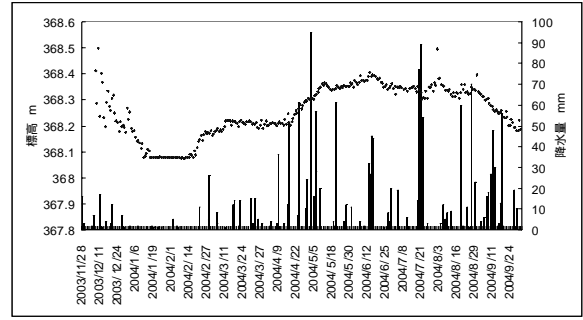


Fig.15 ため池水位と降水量の関係  
Relationship between water levels of the Utetobi 2 pond and precipitation

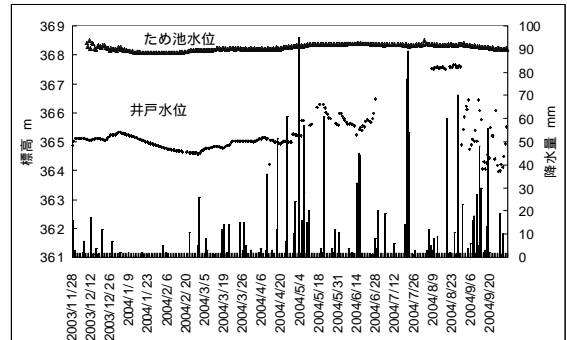


Fig.16 ため池水位, 井戸水位の変化  
Fluctuations in water levels of the Utetobi 2 pond and groundwater in downstream well

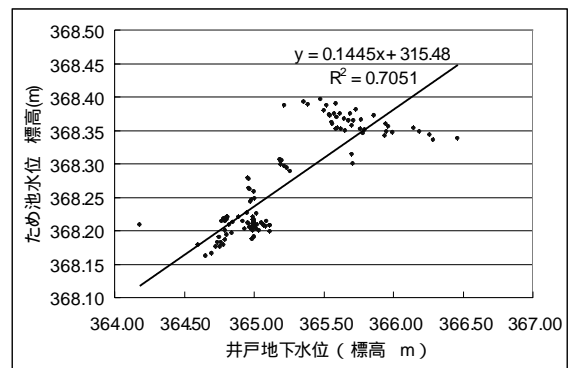


Fig.17 ため池水位と井戸地下水位の関係  
Relationship between water levels of the Utetobi 2 pond and groundwater in downstream well

は、2004年2月に最低水位を記録し、その後、上昇し、2004年8月には、367.5mになった (Fig.16)。データロガーの不具合により一部データに欠損はあるが、Fig.17に示すように、ため池水位 (y) と井戸水位 (x) の間には、

$$y = 1.4455x + 315.48 \quad (R^2 = 0.7051)$$

で示せる比較的高い相関がある。このことは、ため池水と地下水系がつながっていること、貯水が下流の地下水を涵養していることを示している (Born et al., 1979)。

### (3) 流量調査

2004年9月30日の宇手飛1池への流入は、背後地の湧水を起源とする溪流が、0.0025 m<sup>3</sup>/sで流入していた。

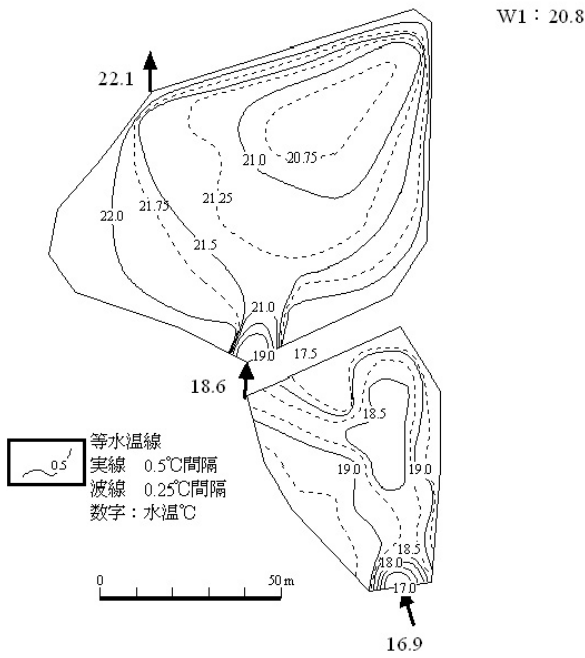


Fig.18 宇手飛池の水温度分布図

Distribution of water temperature in the Utetobi ponds

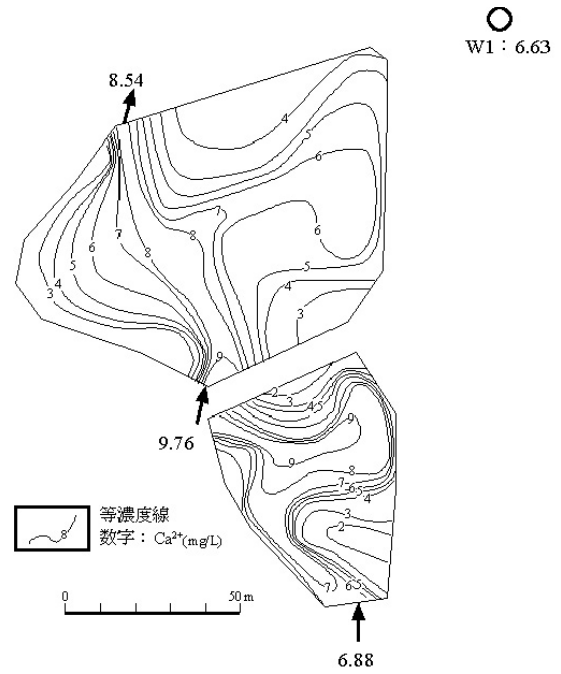


Fig.20 宇手飛池のCa<sup>2+</sup>濃度分布図

Distribution of Ca<sup>2+</sup> concentration in the Utetobi ponds

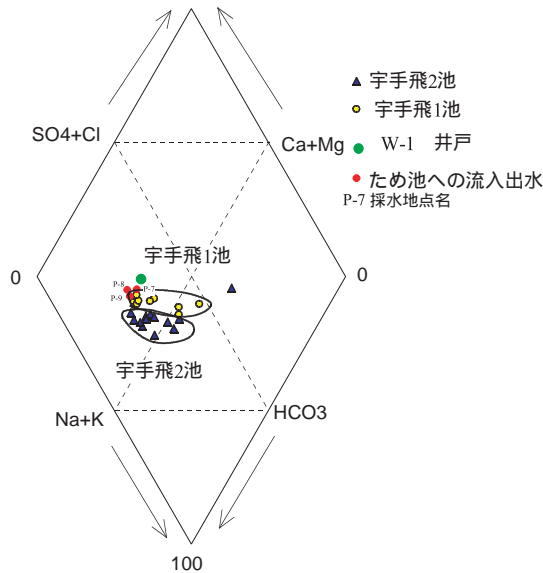


Fig.19 宇手飛池水質のキーダイアグラム

Key diagram showing water chemistry in the Utetobi ponds

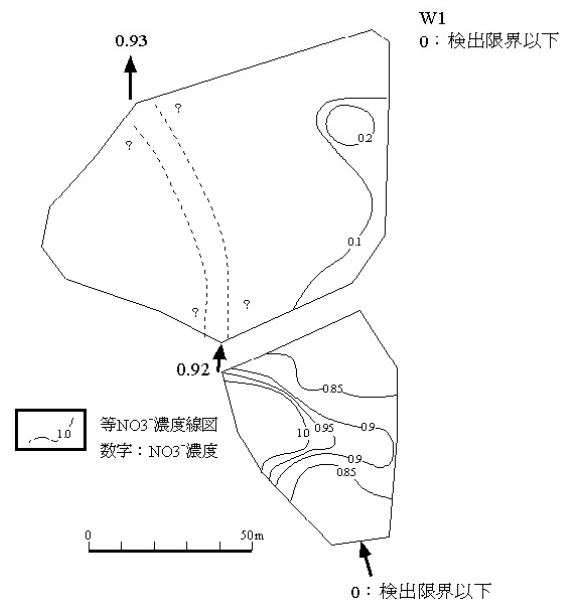


Fig.21 宇手飛池の硝酸性窒素濃度分布

Distribution of NO<sub>3</sub>-N concentration in the Utetobi ponds

池から2池への流出は、オーバーフロー状態で、0.0042 m<sup>3</sup>/sで流出していた。2池からの流出は、幅1mの水路から0.0043 m<sup>3</sup>/sで流出しており、オーバーフロー状態になっていた。

(4) 水温調査

Fig.18に宇手飛池の水温分布図を示す。1池と2池の低水温部は、それぞれのため池の最深部付近にあり、1池の最低水温は18.5で、2池の最低水温は20.75であった。水温分布図から1池の18.9のオーバーフロー水は、2池の温度分布にほとんど影響していない。両池

間の2以上の水温の違いが保持されているのは、1池の周囲は樹木により日射が遮られているのに対し、2池は日射の遮断がないことが影響していると思われる。

1池に流入する上流溪流の水温は17であった。この時期の湧水(P-11: Fig.24)の水温は、17.2であること、後述のラドン濃度からこの溪流水(P7: Fig.8)の起源は地下水であるので、1池の18.5の貯水には、多量の地下水が混入していると考えられる。2池下流の井戸の地下水の水温が、2池の最低水温と同じ21程度であることに注目値する。井戸の地下水温が21であ



Table 1 水質分析結果  
Results of the geochemical analysis

調査地区	No.	EC mS/m	pH	水 温	<sup>222</sup> Rn Bq/l	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/l	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N mg/l		
板 鍋 山 池 西 麓 地 区	宇 手 飛 池	A-1	11.25	7.6	22.0	1.93		1.16	3.38		2.57	0.30	0.00		
		A-3	4.51	7.4	21.3	1.93	5.93	0.80	1.01	5.54	4.22	2.14	0.48	0.00	
		A-5	4.30	7.3	20.9	2.35	5.69	0.72	0.89	5.74	4.63	2.41	0.46	0.00	
		A-7	4.32	7.0	20.8	2.41	6.22	0.71	1.03	5.88	4.62	3.10	0.45	0.24	
		A-9	4.38	6.8	20.8	2.36	5.77	0.63	1.01	4.76	4.18	3.00	0.41	0.00	
		B-1	4.59	6.8	22.0	2.02	5.62	0.63	1.00	2.78	4.14	2.79	0.29	0.15	
		B-4	4.37	6.8	21.3	2.06	5.82	0.72	1.05	5.65	4.08	2.03	0.48	0.00	
		B-6	4.47	6.8	21.2	2.04	5.65	0.65	1.03	5.38	4.10	2.26	0.45	0.00	
	2 池	B-8	4.38	6.8	21.2	2.32	5.59	0.48	1.03	2.65	4.03	2.24	0.30	0.00	
		C	4.50	6.9	21.9	1.49	5.62	0.54	1.00	6.72	4.03	2.28	0.51	0.00	
		D	4.35	6.8	20.7	2.32	5.69	0.68	1.03	3.52	4.09	3.12	0.35	0.00	
		E	4.42	6.9	21.4	1.72	5.73	0.70	1.02	6.65	4.06	2.20	0.52	0.00	
		F	4.55	6.9	22.0	1.78	5.83	0.62	1.00	3.94	4.07	1.79	0.40	0.00	
		宇 手 飛 池 1	G-1	4.43	6.9	18.7	4.59	6.14	0.92	0.96	8.19	4.63	2.91	0.53	0.81
			G-3	4.13	6.6	18.4	3.42	5.94	0.72	0.97	8.27	4.30	3.17	0.52	0.87
			G-5	4.26	6.5	19.1	4.08	5.50	0.57	1.01	2.88	3.82	2.19	0.25	0.80
	H-1		4.12	6.7	19.0	2.72	5.76	0.60	0.94	5.83	4.08	3.45	0.37	1.07	
	H-3		4.16	6.6	19.0	3.22	5.61	0.67	0.89	7.12	3.98	2.70	0.45	0.95	
	H-5		4.24	6.5	18.8	4.59	5.90	0.69	0.96	3.52	4.33	3.27	0.28	0.93	
	I		4.14	6.6	19.2	2.62	6.16	0.62	1.07	7.74	4.54	3.40	0.50	1.02	
	J		4.21	6.7	19.6	2.85	5.87	0.55	0.93	5.97	4.33	3.28	0.40	0.84	
	池	K	4.17	6.6	19.1	3.60	5.82	0.65	1.01	8.05	4.37	3.66	0.49	0.86	
		L	4.27	6.5	18.9	5.09	6.20	0.74	1.02	2.70	4.74	3.30	0.22	0.84	
		周 辺	P-7	3.73	7.54	16.9	4.72	4.27	0.69	0.45	6.88	4.26	2.96	0.41	0.00
			P-8	3.88	7.38	18.6	3.01	6.23	0.47	0.99	9.76	4.72	3.68	0.57	0.92
	P-9		4.11	8.5	22.1	1.90	5.71	0.64	0.97	8.54	4.28	3.17	0.52	0.93	
	井 戸	W-1	10.23	9.46	20.8	15.02	4.48	0.68	0.60	6.63	4.65	3.32	0.39	0.00	
西 原 山 東 麓 地 区	P-1	3.86		18.8	10.59	3.98	0.84	0.79	7.94	4.01	8.23	0.37	0.00		
	P-2	3.55	8.02	21.1	1.42	4.24	1.50	0.75	2.74	4.25	6.66	0.16	0.00		
	P-3	3.42	7.12	21.3	0.33	4.04	1.39	0.60	2.31	4.39	5.83	0.15	0.00		
	P-4	3.27	8.02	20.4	0.82	4.14	1.20	0.69	4.95	4.12	6.00	0.28	0.00		
	P-5	2.58	7.67	22.7	0.77	4.54	1.02	0.71	5.67	4.64	5.94	0.32	0.00		
	P-6	2.62	8.72	22.2	0.79	4.46	0.70	0.49	7.02	4.32	2.95	0.42	0.00		
	P-10	3.06		19.4	5.46	5.48	0.59	0.93	9.23	4.01	2.79	0.63	0.00		
	P-11	2.26	6.11	17.2	22.85	4.11	1.03	0.57	1.99	4.39	5.10	0.13	0.00		
	P-12	2.59	6.49	20.6	3.11	4.71	0.68	0.45	2.61	3.94	3.43	0.21	0.00		
	P-13	2.66	6.73	20.8	4.04	4.68	0.88	0.54	1.15	4.80	2.96	0.12	0.00		
	P-14	2.76		19.3	14.09	4.64	0.82	0.48	1.14	4.99	2.93	0.12	0.00		

0.00は検出限界以下

ることは、この地下水が2池最深部から涵養されたことを示している。

#### (5) 水質調査

Table 1に宇手飛池の水質とラドン濃度を示す。Fig.19に、水質のキーダイアグラムを示す。1池と2池の水質は、キーダイアグラムで異なる領域にプロットされている。このことは、1池のオーバーフロー水は、2池の水質と混合していないことを示している。Fig.20にCa<sup>2+</sup>濃度分布図を示す。宇手飛1池では、流入水のCa<sup>2+</sup>濃度(6.9 mg/L)より高濃度の8 mg/L以上の水がG-1, 3に分布しており、この付近に地下水が湧出しているという水温調査結果と矛盾しない。

Fig.21に硝酸性窒素濃度分布を示す。1池のNO<sub>3</sub>-N濃度は、0.81~1.07 mg/L、平均0.9 mg/Lである。2池では、A7の0.24 mg/L、B1の0.15 mg/L以外の地点の測定値は、検出限界以下(<0.1 mg/L)である。流入水のNO<sub>3</sub>-N濃度が検出限界以下なので、1池のNO<sub>3</sub>-

N濃度の起源は、1池内にある。1池左岸には、土木資材、土木廃棄物置場になっていて、ここからの排水がNO<sub>3</sub>-N濃度の起源であると思われるが、詳細は不明である。

2池の流出水のNO<sub>3</sub>-N濃度は、1池のNO<sub>3</sub>-N濃度と同じであり、1池のNO<sub>3</sub>-N濃度も下池の水と混合することなく、余水吐へ流出しているが、流路は今回の濃度分布からは推定できなかった。2池のNO<sub>3</sub>-N濃度が、1池よりも低いのは、貯水が長時間滞留している間に、底質による脱窒が生じたと考えられる。

#### (6) ラドン濃度

Fig.22にラドン濃度分布を示す。分析値はTable 1に示されている。一般に、地表水のラドン濃度は、1 Bq/L以下なので(例えば、濱田ほか, 1999), 宇手飛池の高いラドン濃度は、貯水には相当量の地下水が混入していることを示している。ラドン濃度の分布は、1池と2池で明瞭に異なる。

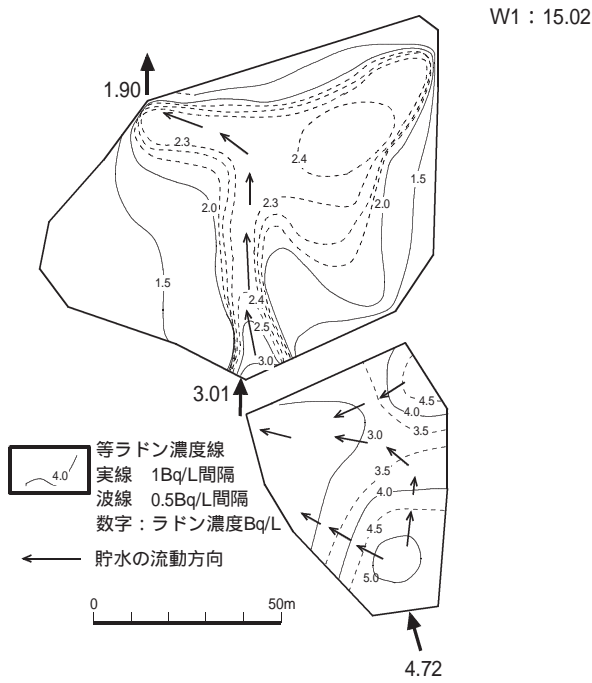


Fig.21 宇手飛池の硝酸性窒素濃度分布

Distribution of  $\text{NO}_3\text{-N}$  concentration in the Utetobi ponds

池では、上流部と右岸堤体付近に4.5 Bq/L以上の高濃度の分布域がある。上流部の高濃度域は、地下水が混入した流入水(4.72 Bq/L)の影響である。一方、右岸堤体付近の高濃度域は、地下水の湧出を示していると思われる。

2カ所の高濃度域から堤体左岸の流出口までラドン濃度が漸移的に減少している。この減少は、ラドンが移流にともない、空中への拡散していることと、放射崩壊で減衰していることによる。貯水は、等ラドン濃度線に直交する方向へ移動していると考えられる。ラドン濃度の減少を放射性崩壊による減衰だけと仮定すると、5 Bq/Lが2.5 Bq/Lに半減するには、ラドンの半減期である3.8日を要するので、1池の滞留時間は3日程度と思われる。実際には、貯水面からの拡散もあるので、ため池へ流入した水は2日程度でため池外へ流出していると考えられる。一方、2池では、3.0 Bq/Lの貯水が流入し、1.9 Bq/Lの貯水が流出している。2池には2.0 Bq/L以上の水が広く分布しているので、1池から流入した水は、短時間で流出口まで流動していると思われる。

b 西原山東麓地区

(1) 沖の手池下流の湧水の産状

沖の手池は、西原山(標高733.6 m)の東山麓斜面と平坦地の境界(標高400 m)に位置する。ため池面積は6,782 $\text{m}^2$ で、平均水深を1.5 mとした場合の貯水量は10,178  $\text{m}^3$ である。このため池に流入する河川はないので、貯水はため池の水面に降った雨と地下水を水源としている。

ため池の右岸17m離れた崖下から地下水が湧出している(Fig.23)。地下水は、段丘礫層の礫の間の6ヶ所

から湧出している。それぞれの湧出点は、ほぼ水平に分布している。湧水は湧出地点で径5mの池を作っているが、池からあふれ出した水は、再び地中に浸透している。湧水の産状や、後述の水温・水質調査、ラドン濃度調査等から、これらの湧水は、沖の手池から涵養されたすることは合理的であると思われる。

(2) 流量調査

上神池には湧水を起源とする小さな流れ(0.00051  $\text{m}^3/\text{s}$ )が流れ込む以外、観察できる地表水の流入はない。流出は、幅50 cm流出口からの流出(P3:0.0014  $\text{m}^3/\text{s}$ :P3)と、堤体下の湧き水(0.00053  $\text{m}^3/\text{s}$ :P4)である。この湧き水は六道池へ流れ込んでいる。流出口からの水は、県道別府・河内線に沿った水路の流れ、六道池背後地の渓流と合流後、六道池へ流れ込んでいる。

六道池への流入は、上神池からの流入以外に、西原山の小さな谷筋からの流入がある。この谷を遡ると、標高470m付近に、比較的大きな沢が流れていて、簡易なゲートにより六道池へ通じる谷に水を引き込めるようになっている。しかし、調査が行われた時には、このゲートは閉じられていた。したがって、調査時点では、渓流の水は、六道池背後地の湧水を集めた水である。渓流水は、県道別府・河内線に沿った水路に流れ込み、上神池からの流出水と合流して(0.0019  $\text{m}^3/\text{s}$ :P10)、六道池に流れ込んでいる。調査時期の六道池はオーバーフロー状態で、余水吐から貯水が流出していた(0.0046  $\text{m}^3/\text{s}$ :P6)。

沖の手池への地表水の流入はない。調査時、沖の手池はオーバーフロー状態で、流出口から0.0007  $\text{m}^3/\text{s}$ :P13の流出があった。崖下の6ヶ所の湧出点からの合計流量は、0.004  $\text{m}^3/\text{s}$ :P14である。

(3) 水温・水質調査

西原山東麓地区のため池、湧水の水温、電気伝導度、水質、ラドン濃度はTable 1に示されている。採水位置をFig.24に示す。P1は、上神池へ流入する渓流、P2は上神池貯水、P3は上神池から流出水である。P4~P6は六道池の水であるが、P4は上神池堤体から滲出した水、P5は左岸堤体付近の水を、P6は流出する水である。P10は、六道池へ流入する西原山斜面の湧水起源の渓流水である。P12は沖の手池貯水、P13は沖の手池の流出水、P14は沖の手池下流の崖からの湧水である。P11は、六道池と横山池の間の湧水である。

ため池貯水の水温は、20.6 (P12)~22.7 (P5)であるが、湧水域源の渓流水の水温は、18.8 (P1)~19.4 (P10)、地下水の水温は、17.2 (P11)で明瞭な違いがある。沖の手池貯水(20.6)から涵養された地下水の水温は、19.3でやや低くなっているが、P11の湧水の水温に比べて、2以上高温度である。

ため池貯水の電気伝導度(EC)は、2.29 mS/m(P12)~3.55 mS/m(P2)、湧水域源の渓流水のECは、3.06 mS/m(P10)~3.86 mS/m(P1)、地下水のECは、

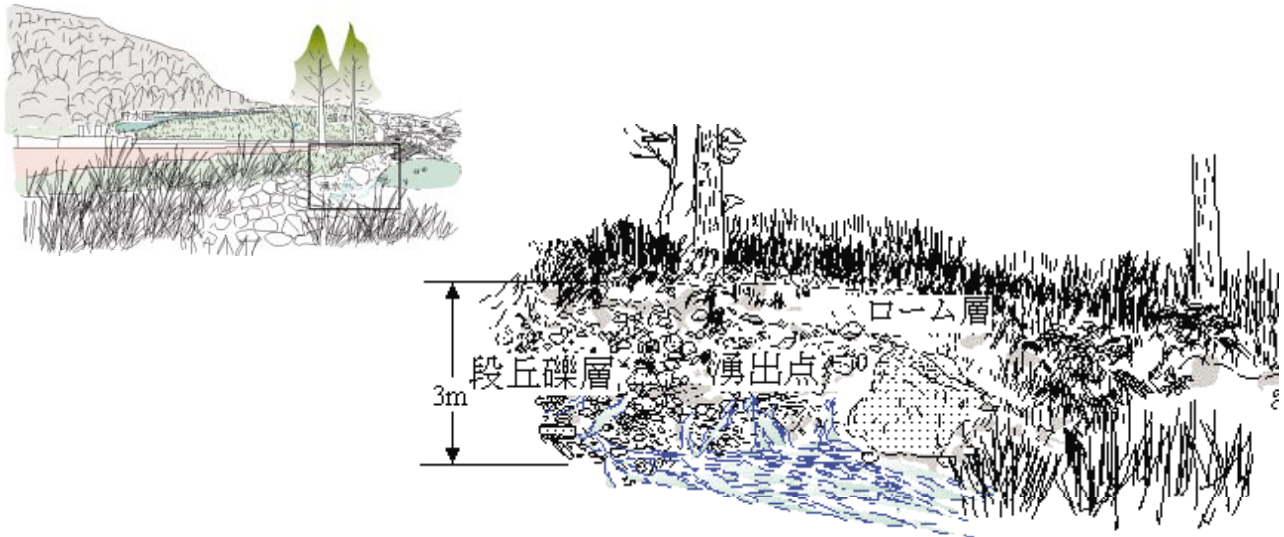


Fig.23 沖の手池から涵養されたことを示す湧水のスケッチ  
 Sketches show the spring fed by water from Okinote pond

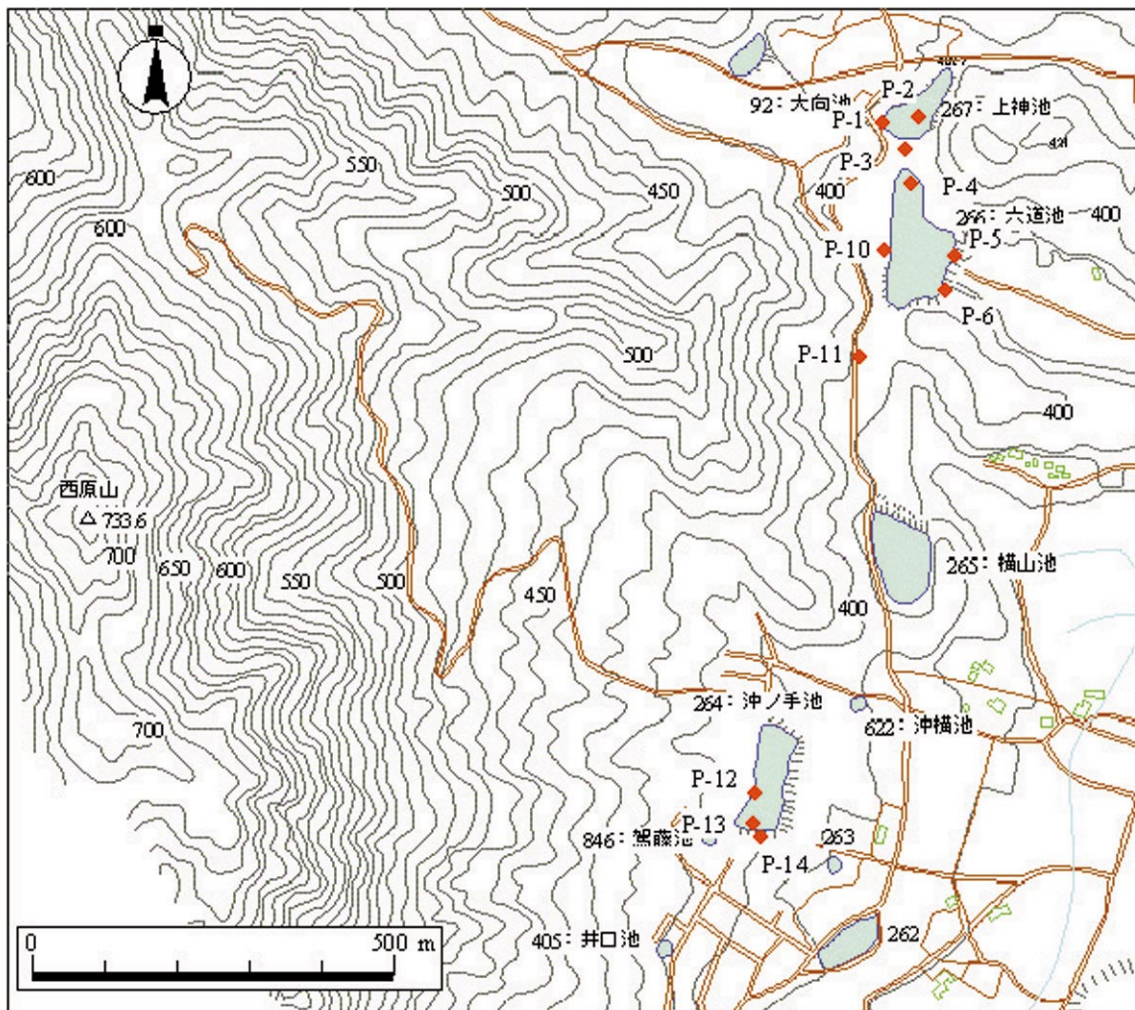


Fig.24 西原山東麓地区の採水位置図  
 Location map of sampling water points in the study area of the eastern foot of Mt. Nishihara

2.2 6mS/m (P11)である。EC値からため池貯水と地下水を区別できない。沖の手池貯水 (2.29~2.66 mS/m) から涵養された地下水のECは、2.76 mS/mでわずかに高くなっている。

Fig.25に水質のキーダイアグラムを示す。各ため池の流入・出水、貯水の水質は異なる領域にプロットされている。各ため池の水質が異なる理由は、流域に分布する流紋岩類の風化度の違いや土壌の厚さ、水質の混合の程度などが異なることによると思われる。特に、六道池の流入・出、貯水の水質が1直線上に配列していることは、異なる水質が混合したことをよく表している。すなわち、六道池の貯水は、上神池の流出水 (P4)と西原山斜面の湧水起源の渓流水 (P10)の2種類の水が流入している。六道池貯水 (P5とP6)は、P4とP10を結ぶ線状にプロットされており、2種類の水が混合したことを示している。P4とP10を端成分とすると、六道池の流出水P6は、P4:P10=1:2で混合したと考えられる。

#### (4) ラドン濃度

ため池貯水のラドン濃度は、1 Bq/L以下と3 Bq/L以上の2つのグループに分類できる：P3 (0.3 Bq/L), P4 (0.8 Bq/L), P5 (0.8 Bq/L), P6 (0.8 Bq/L); P2 (10.6 Bq/L), P12 (3.1 Bq/L), P13 (4.0 Bq/L)。

1 Bq/L以下のグループは、地表水から流入が確認できるため池の六道池の貯水である。一方、3 Bq/L以上のグループは、地表水の流入がない沖の手池と、小さい流れ (0.00051 m<sup>3</sup>/s : 1.4 Bq/L)の上神池 (0.00051 m<sup>3</sup>/s)の貯水である。

六道池に流れ込む地表水は、湧水起源の渓流水P10で5.5 Bq/Lである。一方、地下水のラドン濃度は、22.9 Bq/L (P11)で、貯水や流入水とは明瞭に異なる。沖の手池貯水 (3.1~4.0 Bq/L) から涵養された地下水P14のラドン濃度は、14.1 Bq/Lで、貯水に比較して3倍以上大きくなっているが、P11の湧水のラドン濃度の2/3程度である。これらは次節で述べるように、貯水から崖下湧水までの流動で放射平衡に達していないためであると思われる。

Table 2 水収支およびラドン収支式の入力値  
Input data for the water and <sup>222</sup>Rn balance equations

	項目	単位	宇手飛1池	宇手飛2池	上神池	六道池	沖ノ手池
	面積	m <sup>2</sup>	2,651	6,884	3,770	11,322	6,782
	貯水量	m <sup>3</sup>	3,782	13,909	6,308	22,644	10,173
	地下水の <sup>222</sup> Rn濃度	Bq/L	22	22	22	22	22
	貯水の <sup>222</sup> Rn濃度	Bq/L	3.7	2.1	1.4	0.8	3.1
流 入	地表水流入量1	× 10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> /s	2.5	4.2	0.5	0.5	
	流入水 <sup>222</sup> Rn濃度1	Bq/L	4.7	3.0	10.6	0.8	
	地表水流入量2	× 10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> /s	1.9				
	流入水 <sup>222</sup> Rn濃度2	Bq/L	5.5				
流 出	地表水流出量1	× 10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> /s	4.2	4.3	1.4	4.6	0.7
	流出水 <sup>222</sup> Rn濃度1	Bq/L	3.0	1.9	0.3	0.8	4.0
	地表水流出量2	× 10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup> /s	0.5				
	流出水 <sup>222</sup> Rn濃度2	Bq/L	0.8				
<sup>222</sup> Rn 供 給	地表水の <sup>222</sup> Rn 1	Bq/s	11.8	12.64	5.4	10.37	
	地表水の <sup>222</sup> Rn 2	Bq/s	0.43				
	地下水の <sup>222</sup> Rn	Bq/s	22	22	22	22	22
<sup>222</sup> Rn 損 失	放射崩壊Bq/s	29.0	59.3	18.6	38.6	65.8	
	大気への拡散Bq/s	14.6	21.2	9.0	13.9	31.6	
	貯水の流出Bq/s	12.6	8.2	0.6	3.5	2.8	
	地下水浸出	Bq/s	3.7	2.1	1.4	0.8	3.1
流 入	地表水	m <sup>3</sup> /日	216	363	44	210	0
	地下水	m <sup>3</sup> /日	179	335	87(135)	176(219)	445
	合計	m <sup>3</sup> /日	395	698	131(179)	386(429)	445
流 出	地表水	m <sup>3</sup> /日	363	372	167	398	60
	地下水	m <sup>3</sup> /日	25	307	-47(0)	-43(0)	366
	蒸発散	m <sup>3</sup> /日	7	19	12	31	19
	合計	m <sup>3</sup> /日	395	698	131(179)	386(429)	445

\* ( )の数値は、流出量を0とした場合の水収支

注 ラドン収支では、P11の湧水の2004年9月30日に測定したラドン濃度22Bq/Lを平衡濃度と仮定している。2005年3月3日に採水した宇手飛池背後地の湧水のラドン濃度は25.1Bq/Lであったので、この仮定は妥当なものであると考える。

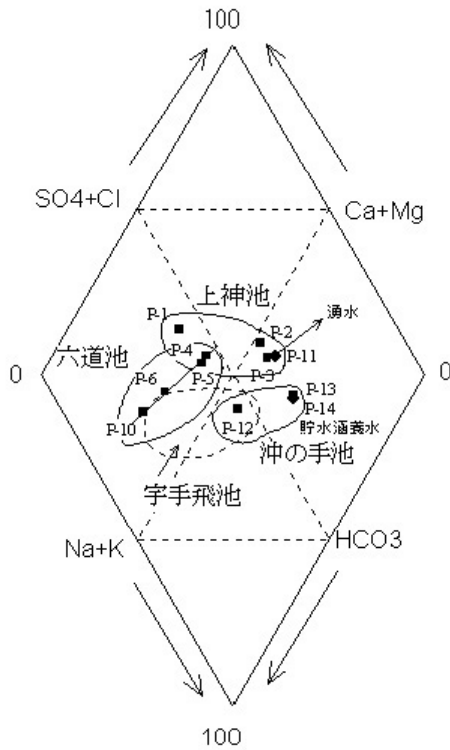


Fig.25 西原山東麓区の水質のキーダイアグラム  
Key diagram of pond and spring water chemistry

c ため池の地下水の流入，流出量の推定

Table 2に流量収支式(1式)とラドン収支式(2式)をたてるための諸元，流量調査結果，ラドン濃度，推定した5ため池の地表水・地下水の流入，流出量を示す。Fig.26には，各ため池の地表水・地下水の1日の水収支を示した。蒸発散量は，2004年9月の毎日の蒸散量をペイマン法(三浦，奥野，1993)で計算し，月平均値(2.784 mm/日)を計算に使用した。計算に必要な気象データは，東広島気象台のデータを用いた。ラドンの水中での拡散係数は， $1.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  (24)，崩壊定数は $2.08 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ である。Stagnant filmの厚さは，濱田・岸(2003)が実験から求めた $8.2 \times 10^{-4}\text{m}$ を代入した。

計算結果は，Table 2に示されている。宇手飛1池，2池と沖の手池の収支はバランスがとれているが，上神池と六道池では地下水流出がマイナスになってしまう。しかし，沖の手池の地下水流出量の計算結果：366 m<sup>3</sup>/日と，池の崖下の湧水の実測値：346 m<sup>3</sup>/日がほぼ一致すること，上神池と六道池の負の地下水流出量は，それぞれ，-47 m<sup>3</sup>/日と-43 m<sup>3</sup>/日と微量であることから，計算結果は妥当な値を示していると考えられる。Table 2の括弧内の数値は，地下水流出量をゼロとした場合の水収支である。以下に，各ため池の水収支の結果を述べる。

宇手飛池では，1池で179 m<sup>3</sup>/日の地下水が流入し，25 m<sup>3</sup>/日が地下水流出し，2池に涵養している。2池

では，1池からの涵養以外に，310 m<sup>3</sup>/日の地下水がため池に流入し，307 m<sup>3</sup>/日の貯水が地下水として下流へ涵養している。従って，宇手飛池は通過湖タイプに分類できる。

上神池では，135 m<sup>3</sup>/日の地下水が流入している。地表水として流入する水(44 m<sup>3</sup>/日)もラドン濃度(10.6Bq/L：P1)が高いので，地下水起源と考えられる。地下水流入量の合計は，179 m<sup>3</sup>/日である。一方，地下水の流出はゼロであるので，上神池は，流出湖タイプに分類される。

六道池では，219 m<sup>3</sup>/日の地下水が流入している。地表水として流入している210 m<sup>3</sup>/日の内訳は，164 m<sup>3</sup>/日の背後斜面の湧水起源の渓流水(ラドン濃度5.5Bq/L：P10)と上神池からの滲出水46 m<sup>3</sup>/日である。地下水の流出はゼロなので，六道池も流出湖タイプに分類される。

沖の手池は，445m<sup>3</sup>/日の地下水が流入し，366 m<sup>3</sup>/日の地下水が流出しているので，通過湖タイプに分類される。

それぞれのため池は，地形的特徴では同じaタイプに分類されていたが，地下水流動タイプとしては，流出湖タイプと通過湖タイプに分類された。このことは，ため池の地形的な位置以外のなんらかの要因がため池周辺の地下水流動に関係していることを示唆していると思われるが，今回の調査では，この要因が何であるかを明らかにすることはできなかった。

d ため池貯水の地下水涵養メカニズム

沖の手池では，流量収支式とラドン収支式の連立式により，涵養量366 m<sup>3</sup>/日が推定された。一方，沖の手池下流の崖下には貯水からと考えられる湧水があり，その湧水量は346 m<sup>3</sup>/日であった。貯水の水が，貯水池下流の湧水を涵養しているとする，貯水のラドン濃度(3.11 Bq/L)が，ため池から崖下までの堆積物中を流動する過程で，土粒子のラジウム(226Ra)からのラドンが付加され，湧水のラドン濃度(14.09 Bq/L)まで増加したはずである。その場合の貯水から崖下湧水までの滞留時間を，放射平衡ラドン濃度を仮定し，(3)の式で計算した。

ラドンの平衡濃度をP-11湧水のラドン濃度22 Bq/Lとし，滞留時間計算すると，以下のように3.8日の滞留時間が求められる。

$$\begin{aligned}
 14.09 - 3.11 &= 22 \times (1 - e^{-0.18t}) \\
 (14.09 - 3.11)/22 &= 1 - e^{-0.18t} \\
 1 - e^{-0.18t} &= 0.499091 \\
 e^{-0.18t} &= 0.500909 \\
 -0.18 t &= -0.691331 \\
 t &= 3.8 (\text{日})
 \end{aligned}$$

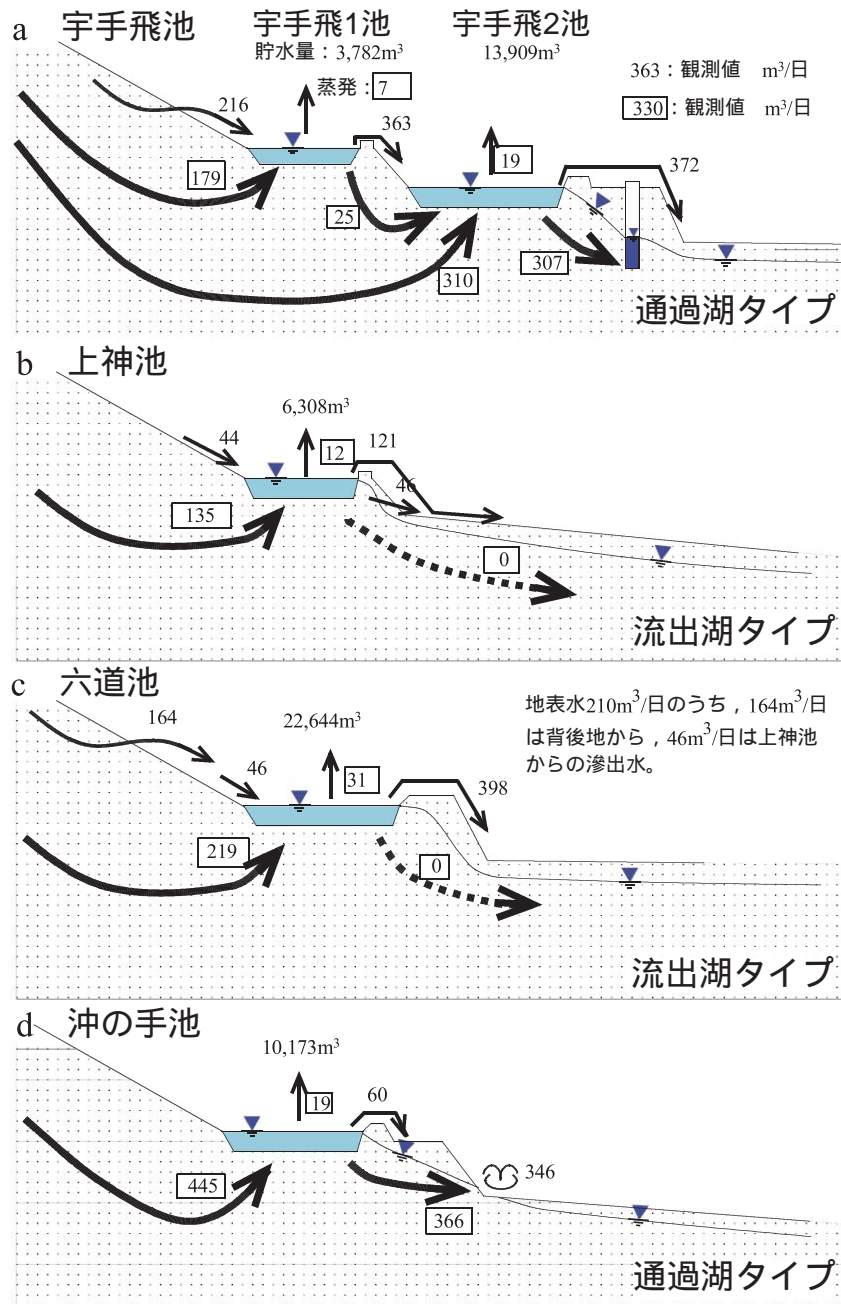


Fig.26 宇手飛池, 上神池, 六道池, 沖の手池周辺の水収支  
 Water balance of the Utetobi 1 and 2, Kougami, Rokudou and Okinote ponds

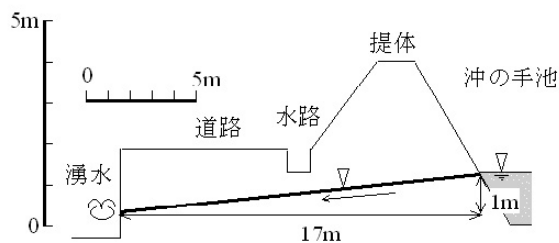


Fig.27 沖の手池の貯水面と湧水の関係  
 Relationship between water level of the Okinote pond and in the spring

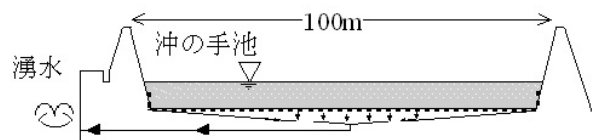


Fig.28 沖の手池の地下水涵養メカニズム  
 Mechanism of groundwater recharge from Okinote pond

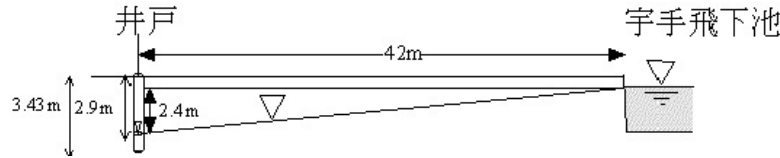


Fig.29 宇手飛下池と下流井戸の関係

Relationship between the water level in the Utetobi 2 pond and that of groundwater in the downstream well

次に、求められた滞留時間を使って、地盤の透水係数を推定する。Fig.27は、沖の手池の貯水面と湧水の関係を示している。沖の手池右岸の提体付近貯水と湧水までの距離は、約17 mであり、水位差は1 mである。17 mの流動距離を3.8日で流動する場合の間隙流速は、 $5.18 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  となる。地盤の間隙率を、砂礫の一般的な間隙率0.2（水収支研究グループ、1998）とすると、ダルシー流速（透水係数）は $1.04 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  である。動水勾配を $1/17=0.059$ 、地盤の透水係数を $1.04 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  とし、スケッチに示した湧水断面（4 m×0.5 m）を通水断面とした場合の1日の流出量は、

$$1.04 \times 10^{-5} \text{ m/s} \times 0.059 \times (4 \text{ m} \times 0.5 \text{ m}) \times 86,400 \\ = 0.1053 \text{ m}^3/\text{日}$$

となる。この値は、流量観測で求めた $346 \text{ m}^3/\text{日}$ と大きく異なる。この原因は、通水断面をスケッチで示した湧水点を囲める面積（4 m×0.5 m）にしたことによると思われる。湧水からの流出量を観測値と同じ程度にするためには、3000倍程度面積を大きくする必要がある。沖の手池の面積は、ため池台帳で $6,000 \text{ m}^2$ 、1/25000地形図からの読み取りで $6,782 \text{ m}^2$ の広さである。ため池の底の面積を $6,000 \text{ m}^2$ とし、底面全体から漏水が生じているとし（Fig.28）、平均的流動距離を $100 \text{ m}/2 + 17 \text{ m} = 67 \text{ m}$ とすると、間隙流速は $2.04 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ である。地盤の間隙率0.2とすると、ダルシー流速（透水係数）は $4.08 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  である。動水勾配を $1/67=0.015$ 、地盤の透水係数を $4.08 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  とした場合、1日の流出量は、

$$4.08 \times 10^{-5} \text{ m/s} \times 0.015 \times 6000 \text{ m}^2 \times 86,400 \\ = 316 \text{ m}^3/\text{日}$$

となり、観測値とほぼ等しくなる。この計算では、間隙率や動水勾配がえると流出量は変化するが、そのような変化では、観測値が説明できない。ラドン濃度から推定された滞留時間と湧水の流量観測値を説明するためには、ため池からの涵養は、貯水が提体の一部を浸透しているだけでなく、ため池底面の広い面積の漏水を想定しなければならない。

次の宇手飛2池から下流井戸への涵養について考察す

る。Fig.29に宇手飛2池と下流井戸の関係を示す。宇手飛2池から井戸までの距離は42 mである。井戸の標高と提体標高と同じである。地下水面はGL-2.88 mにあり、貯水位は、提体標高より約0.5 m下にある。従って、動水勾配は、 $2.4 \text{ m}/42 \text{ m}=0.057$ である。宇手飛2池からの涵養量は、流量収支式とラドン収支式の連立式から、 $307 \text{ m}^3/\text{日}$ と推定されている。

貯水の水が、井戸に地下水を涵養しているとする、滞留時間は次のように計算できる。貯水のラドン濃度を平均ラドン濃度の2.05 Bq/L、井戸地下水のラドン濃度を15.02 Bq/L、ラドンの平衡濃度をP-11湧水のラドン濃度22 Bq/Lを式(3)に代入すると、以下のように5.0日の滞留時間が求められる。

$$15.02 - 2.05 = 22 \times (1 - e^{-0.18t}) \\ (15.02 - 2.05)/22 = 1 - e^{-0.18t} \\ 1 - e^{-0.18t} = 0.592727 \\ e^{-0.18t} = 0.407273 \\ -0.18t = -0.898272 \\ t = 5.0 (\text{日})$$

次に、求められた滞留時間を使って、地盤の透水係数を推定する。42mの流動距離を5.0日で流動する場合の間隙流速は、 $9.72 \times 10^{-5} \text{ m/s}$  である。地盤の間隙率を0.2とすると、ダルシー流速（透水係数）は $9.72 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ になる。動水勾配を0.057、地盤の透水係数を $1.94 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  とし、通水断面を沖の手池の崖下と同じ湧水断面（4 m×0.5 m）とした場合の1日の流出量は、

$$1.94 \times 10^{-6} \text{ m/s} \times 0.057 \times (4 \text{ m} \times 0.5 \text{ m}) \times 86,400 \\ = 0.1920 \text{ m}^3/\text{日}$$

となり、流量収支式とラドン収支式の連立式で求めた $307 \text{ m}^3/\text{日}$ と大きく異なる。この原因も、通水断面を（4 m×0.5 m）にしたことによると思われる。湧水からの流出量を観測値と同じ程度にするためには、通水断面を3000倍程度大きくする必要があると思われる。

宇手飛2池の面積は、ため池台帳で $7,080 \text{ m}^2$ 、1/25000地形図からの読み取りで $6,884 \text{ m}^2$ の広さである。沖の手池の検討と同じようにため池の底の面積を

6,000m<sup>2</sup>とし、湧水起源のラドン濃度2 Bq/L以下の部分4,260m<sup>2</sup> (池面積の71%)の底面から漏水が生じていると仮定し、平均的流動距離を100 m/2 + 42 m = 92 m, 間隙流速を $2.13 \times 10^{-4}$  m/sとすると、ダルシー流速 (透水係数) は $4.26 \times 10^{-5}$  m/s である。動水勾配が $2.4/92=0.0261$ で、地盤の透水係数を $4.26 \times 10^{-5}$  m/s とした場合、1日の流出量は、

$$4.26 \times 10^{-5} \text{ m/s} \times 0.0261 \times 4260 \text{ m}^2 \times 86,400 \\ = 406 \text{ m}^3/\text{日}$$

となり、推定値とほぼ等しくなる。この様に、宇手飛2池の地下水涵養も、提体の一部を貯水が浸透しているだけでなく、ため池底面の広い面積の漏水を想定する必要があることが示唆された。

しかし、沖の手池や宇手飛池で示唆された「ため池底の広い範囲からの地下水涵養」が、実際に生じているかどうかは、不明である。このことを検証するには、ため池水位や地下水位のデータを蓄積し、数値シミュレーションなどの手法により証明する必要がある。今後の課題としたい。

## 結 語

ため池は、農業用水の供給以外に、多様な機能をもつ地域資源である。ため池の地下水涵養機能は、ため池の底から浸透した水が周囲の地下水を涵養して、地域の水循環に寄与する機能と定義される。Born (1970), Maclay et al.(1972), Winter (1976)が、湖沼と地下水の関係に注目する以前では、湖沼と地下水の関係はほとんど注目されていなかった。現在では、湖沼は、地下水流系の一部として認識されている。この研究では、Born et al. (1979)の湖沼研究の方法を、広島県豊栄町の谷池タイプのため池群に準用し、地下水涵養機能について検討した。

広島県豊栄町には、177のため池(かんがい面積5ha以上)がある。本地域のため池は、流出域である椋梨川標高370~360 mより、30~40 m高位の380~440mに位置するものが全体の約90%を占める。これらは、山麓斜面と平坦地の境界線(遷緩線)付近に分布するaタイプに属する。

aタイプに属する宇手飛1池と宇手飛2池の連珠ため池、上神池、六道池、沖の手池において、地表水の流入量測定、水質、ラドン濃度調査を実施し、地下水流入量と地下水流出量を未知数とした流量収支式とラドン収支式をたて、この連立式を解くことにより、ため池への地下水流入量とため池からの地下水流出量を求めた。

その結果、宇手飛池と沖の手池は、通過湖タイプに分類され、地下水涵養機能を有すると推定された。一方、上神池と六道池は流出湖タイプに分類され、地下水涵養

機能を有しないと推定された。また、ラドンの放射平衡式から計算した、宇手飛池と沖の手池の滞留時間と地下水流出量(湧水量)の関係から、ため池からの涵養は、ため池底の広い範囲で生じていると考えられた。

これらの推定値は、2004年9月30日の分析値のみから推定した地下水の流入・出量であり、この量が定期的にあるかどうかは今後の課題である。また、ため池の地形的な特徴から分類された同じaタイプでも、地下水涵養機能を有するため池と有しないため池があることは、ため池の地形的位置以外のなんらかの要因が地下水流動に関係していることを示唆していると思われるが、今回の調査では、この要因が何であるかを明らかにすることができなかった。これらも今後明らかにしなければならない課題である。

## 参考文献

- 1) Anderson, M.P. and Munter, J.A.(1981) : Seasonal Reversals of Groundwater Flow Around Lakes and the Relevance to Stagnation Points and Lake Budgets, *Water Resources Res.*, 17-4, 1139-1150 .
- 2) Back, W.(1966) : Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. *U.S. Geol. Prof. Pap.* 498-A, 42p.
- 3) Born, S.M., Smith, S.A. and Stephenson, D.A., (1979) : Hydrogeology of glacial-terrain lakes, with management and planning applications. In: W. Back and D.A. Stephenson (Guest-Editors), *Contemporary Hydrogeology The George Burke Maxey Memorial Volume*. *J. Hydrol.*,43: 7-43.
- 4) Born, S.M.(1970) : The role of hydrogeology in lake management. *Annu. Meet. Geol. Soc. Am.*, Abstr. Programs, 2(7),499.
- 5) Broughton, W.A.(1941) : The geology, ground water and lake basin seal of the region south of the Muskellunge Moraine, Vilas County, Wisconsin. *Wis. Acad. Sci. Arts Lett. Trans.*,33, 5-20.
- 6) 中四国農政局中国土地改良調査管理事務所・日本技研株式会社(2003) : 地域整備方向検討調査報告書, 260p .
- 7) ドミニコ, P.A., シュワルツ, F.W.(1995):地下水の科学 (大西有三 監訳) - 地下水環境学 -, 土木工学社, 194p.
- 8) 藤山 敦, 藤本 睦, 小笠原 洋(2000) : 日本の地盤 - 連載33, 広島県の地盤, 地質と調査, 86, 48-53 .



- 9) 福岡義隆(1981)：広島県の水収支特性と溜池分布との関係．水温の研究25-2, pp. 2-8, 河川水温調査会．
- 10) 濱田浩正・今泉眞之・小前隆美(1997)：ラドン濃度を指標とした地下水調査・解析法, 農業工学研究所報告, 36, pp.17-50
- 11) 濱田浩正, 岸 智：ラドン収支と水収支による地下水流入と流出の定量解析の小規模ため池への適用, 水文・水資源学会誌第16巻4号(2003), pp. 325-330
- 12) Hennings, R.G.(1978)：The hydrogeology of a sand plain seepage lake, Prtage County, Wisconsin, M.S. Thesis, University of Wisconsin, Madison, Wis., 69p.
- 13) Hutchinson, G.E.(1957)：A Treatise on Limnology, Vol. 1, Wiley, New York, N.Y., 1015p.
- 14) Maclay, R.W., Winter, T.C. and Bidwell, L.E.(1972)：Water resources of the Red River of the North drainage basin in Minnesota. U.S. Geol. Surv., Water Resour. Invest. 1-72, 129p.
- 15) Maxey, G.B.(1968)：Hydrogeology of desert basins. Ground Water, 6, 10-22.
- 16) Meyboom, P.(1966)：Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine, J. Hydrol., 4, 38-62.
- 17) Meyboom, P., VanEverdingen, R.D. and Freeze, R.A.(1966)：Patterns of ground-water flow in seven discharge areas in Saskatchewan and Manitoba. Geol.Surv. Can. Bull. 147, 48p.
- 18) 水収支グループ(1998)：地下水資源学・環境論－その理論と実践－, 共立出版, 350p.
- 19) 成瀬敏郎・白井義彦(1989)：嬉野台地におけるため池が水質保全に果たす役割．兵庫教育大学地理学研究書綿『加東台地の開発と地域変容－兵庫県社町研究学園都市の自然と社会をめぐって－』, 兵庫教育大学地理学研究室, pp. 77-89.
- 20) 三浦健志・奥野林太郎1993：ペンマン式による蒸発散位計算方法の詳細, 農土論集, 164, 157-163.
- 21) 大久保卓也(1998)：ため池、内湖を利用した水質浄化．用水と廃水, 40-10, pp.883-893, 産業用水調査会
- 22) 戸田任重・松本英一・宮崎龍雄・芝野和夫・川島博之(1994)：灌漑用ため池における硝酸態窒素の消失．日本土壌肥料学会誌65-3, pp. 266-273, 日本土壌肥料学会．
- 23) 内田和子(2003)：日本のため池 - 防災と環境保全 - , 海青社, 270p.
- 24) Williams, R.E.(1968)：Flow of ground water adjacent to small, closed basins in glacial till. Water. Resouru. Res., 4, 777-784.
- 25) Winograd, I.J.(1962)：Interbasin movement of ground water at the Nevada test site, Nevada. U.S. Geol. Surv. Prof. PapC, C108-C111.
- 26) Winter, T. C.,(1976)：Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and ground water, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1001, 1-45.
- 27) Winter, T. C.(1978)：Numerical Simulation of Steady State Three-Dimensional Groundwater Flow Near Lakes, Water Resources Res., 14-2, 245-254.

# Evaluation of groundwater flow around irrigation ponds in central part of Hiroshima Prefecture, Japan

IMAIZUMI Masayuki, ISHIDA Satoshi, TSUCHIHARA Takeo, and YOSHISAKO Hiroshi

## Summary

Recently, irrigation ponds have come to be viewed not only as an agricultural facility for storing water for irrigation but also as a precious regional resource with multiple functions. One function of an irrigation pond is groundwater recharge, in which water infiltrates into the bottom sediments of the pond and recharges the groundwater downstream of the pond, thus contributing to the hydrologic cycle. In order to discuss the effectiveness of the groundwater recharge function of irrigation ponds as a regional resource, groundwater recharge by irrigation ponds in diverse locations must be verified, because very few studies on the groundwater recharge function of irrigation ponds are available.

Toyosaka Town in Hiroshima Prefecture, western Japan, has 177 irrigation ponds. Each pond irrigates an area of at least 5 ha. Most of these ponds are in valleys, impounded behind earthen dams. Ponds located 30-40 m above the Mukunashi River, elevation 370-360 m, account for about 90% of the irrigation ponds in Houai Town. Many of these are located where the mountain slope adjoins the flood plain.

Five ponds were selected to evaluate groundwater recharge to and groundwater discharge from flow-through lakes: Utetobi 1 and Utetobi 2 ponds are located one above the other in the same drainage, with the former upstream of the latter, and Koujin, Rokudou and Okinote ponds are on the 400-m contour line on the footslope of Mount Nishihara (elevation, 733.6 m) where it adjoins the flood plain of the Mukunashi River. Surface water inflow and outflow of these five ponds were measured, and pond water was sampled for geochemical and radon analyses. Water level in the Utetobi 2 pond and the groundwater level in a well downstream of the pond were monitored for one year, from October 2002 to October 2003. Two unknown quantities, groundwater inflow into the five ponds and outflow from the ponds, were determined by solving simultaneous equations, namely, the flow balance equation and the radon mass balance equation. The results are as follows:

1. The monitoring results showed a high correlation ( $r^2 = 0.71$ ) between the continuous records of the Utetobi 2 pond level and the groundwater level, suggesting that water from the pond recharges the groundwater downstream of the pond. This evidence supports the existence of a high degree of hydraulic connection between the pond and the groundwater in the downstream aquifer. Groundwater flowed into the Utetobi 1 pond at the rate of 179 m<sup>3</sup>/day, and water from Utetobi 1 recharged the Utetobi 2 pond at the rate of 25 m<sup>3</sup>/day. In addition to the flow from the Utetobi 1 pond, groundwater flows into the Utetobi 2 pond at the rate of 310 m<sup>3</sup>/day. Water from Utetobi 2 recharged groundwater in the downstream aquifer at the rate of 307 m<sup>3</sup>/day.
2. Groundwater flows into the Kougami pond at the rate of 135 m<sup>3</sup>/day, and the water in the pond does not recharge the groundwater of the downstream aquifer.
3. Groundwater flows into the Rokudou pond at the rate of 219 m<sup>3</sup>/day, and the water in the pond does not recharge the groundwater of the downstream aquifer.
4. Groundwater flows into the Okinote pond at the rate of 455 m<sup>3</sup>/day, and the water in the pond recharges the groundwater of downstream aquifers at the rate of 366 m<sup>3</sup>/day. This value is concordant with the measured discharge of 346 m<sup>3</sup>/day from a spring that emerges from an escarpment below the pond.
5. The relationship between groundwater residence time, calculated from the radioactive equilibrium equation of Rn-222, and groundwater discharge suggests that groundwater recharge of the Okinote pond may occur over a wide area of the bottom of pond.

Evaluation of groundwater flow around irrigation ponds reveals that the Utetobi and Okinote ponds are referred to as flow-through ponds and the Kougami and Rokudou pond are referred to as discharge ponds. Therefore, the Utetobi and Okinote ponds may have recharge function of groundwater recharge.

Keywords : Irrigation pond, Groundwater recharge function of ponds, Flow-through lake, Radon mass balance