

環境同位体からみた沿岸扇状地における浅層・深層地下水の涵養・流動特性の差異

Difference in Groundwater Recharge and Flow between Shallow and Deep Aquifers in Coastal Alluvial Fan Evaluated by Environmental Isotopes

土原健雄, 吉本周平, 皆川裕樹, 石田 聡, 増本隆夫, 今泉眞之

TSUCHIHARA Takeo, YOSHIMOTO Shuhei, MINAKA Hiroki, ISHIDA Satoshi,

MASUMOTO Takao, IMAIZUMI Masayuki

1. はじめに

一般的に流域における地下水流動は、地形、水文条件、水理地質構造等により規制されているが、地球温暖化の進行に伴い、地表からの涵養量、河川からの伏流量、海面上昇に伴う塩水侵入量は変化し、淡水資源としての地下水の賦存量は変動すると予想される。また、温暖化による極端減少に伴い地表水の不確実性が増大し、相対的に地下水利用が増加する可能性が指摘されており、今後は浅深両層の地下水を考慮に入れた地下水資源の評価が重要といえる。ここでは、水田を主たる土地利用とする手取川扇状地の浅層・深層地下水を対象に、環境同位体を指標として実施した調査・解析結果について報告する。

2. 調査地区概要及び研究方法

対象とした手取川扇状地は、石川県白山市鶴来を扇頂部とし、礫を主体とした扇状地堆積物が広く分布する。扇状地堆積層は、沖積層（第1帯水層、砂礫層 AG(f)が主）、上部洪積層（第2帯水層、砂礫層 DG(f)が主）、さらに下部洪積層として砂礫と粘土の互層からなる D-T 層（第3帯水層、卯辰山層相当）が分布する。帯水層区分は、渡部（2002）に従う。地下水面は、第1~2帯水層に位置しており、ここでは第1~2帯水層の地下水を浅層、第3帯水層の地下水を深層とする。扇状地内に分布する取水井及び水位観測井、手取川から採水を行った（Fig.1）。また、帯水層を涵養する田面水の定同位体比を明らかにするために、田面水の採取を実施した。さらに、扇中央部（Fig.1中PU）において浅層・深層地下水を定期的に採取した。得られた試水を実験室に持ち帰り、酸素・水素安定同位体比、トリチウム濃度の分析を行った。

3. 非かんがい期の浅層地下水の涵養

Fig.2 は非かんがい期（2009年11月）の扇状地浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 分布を示している。扇状地南西部の手取川沿い、特に右岸側から河川水が帯水層へ浸透している。また、河川の地下水への浸透割合は北東に向かうに従い減少し、北東部の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は高くなる。これらの傾向はかんがい期と同様であった（土原ら, 2010）。ただし、かんがい期に比して、非かんがい期の北東部の地下水の $\delta^{18}\text{O}$ はやや低い傾向にある。これは、かんがい期間中は水田からの重い同位体比の水が涵養されているが、非かんがい期になり水田か

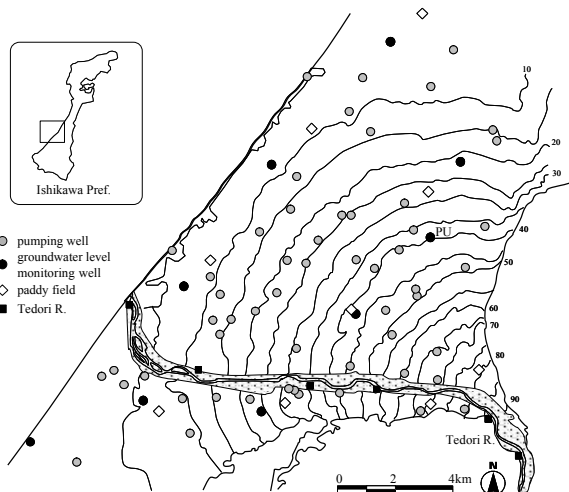


Fig.1 調査地点位置図

Location map of observation points

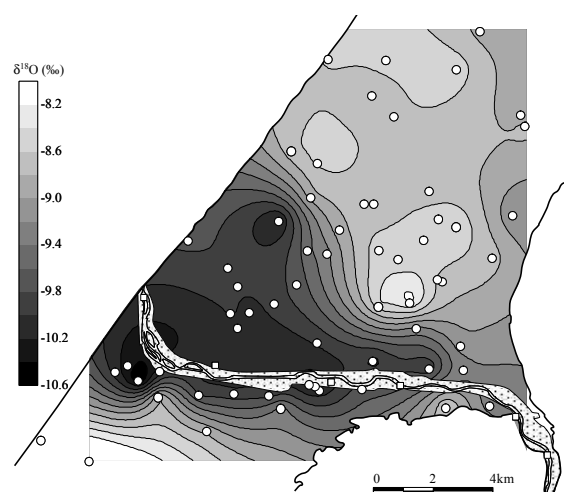


Fig.2 浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 分布（2009年11月）

Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in shallow groundwater in November 2009

(独) 農研機構 農村工学研究所 National Institute for Rural Engineering

キーワード：環境同位体, 扇状地, 浅層・深層地下水, 涵養, 滞留時間

らの涵養が停止することにより、 $\delta^{18}\text{O}$ が低くなっていると推測される。田面水の $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ ダイアグラムを Fig.3 に示す。蒸発の影響を受けた水は、平衡同位体分別に加えて動的同位体分別の影響を受けるため、天水線 (GMWL, 傾き 8) から外れた蒸発線上に乗る。田面水は蒸発線上に沿った同位体比変動を示す。5, 6, 8 月の $\delta^{18}\text{O}$ 平均値はそれぞれ -4.32 , -6.86 , -9.28‰ であり、稲の生長度が低く、田面の被覆度が小さい5月ほど蒸発の影響が大きく、水稻により田面が被覆される8月は蒸発の影響が小さく同位体比はかんがい水に近い値を示す。

4. 浅層・深層地下水への涵養・流動の差異

PU 地点の浅層・深層地下水の地下水位及び d^{18}O の変動を Fig.4 に示す。浅層地下水は DG(f)層, 深層地下水は D-T 層で採水を行っている。深層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ は、期間を通して浅層地下水よりも低い値を示す。浅層・深層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値は、それぞれ -8.26 , -9.30‰ であり、経年的に約 1‰ の差を有する。これより、浅層・深層地下水は異なる流動経路を持ち、両層は交流が小さいまま流動していると推測される。また、浅層地下水では同期間に平均 0.88mg/L の硝酸態窒素が観測されたが、深層地下水では検出されなかった点は、上記の結果と整合的である。浅層地下水の $\delta^{18}\text{O}$ はかんがい期及び冬期に上昇する傾向がみられた。かんがい期は水田からの重い同位体の水が涵養されたためと考えられる。また、2009年11月からの3ヶ月間の降水量は 864mm であり、地下水位は約 5m 上昇している。これより、冬期においても降雨期源の同位体比の重い水(2008年降水 $\delta^{18}\text{O}$ の降水量加重平均は -8.07‰)が浅層地下水に到達し、地下水の $\delta^{18}\text{O}$ を上昇させたと考えられる。

5. 浅層・深層地下水の滞留年代の推定

Table 1 にトリチウム濃度を示す。1950年代の大気中での熱核爆発実験により降水中のトリチウム濃度は急激に上昇するが、実験停止後は半減期に従い濃度は低下し、現在は自然発生レベルに回復している。手取川、扇端部湧水、浅層地下水 (PU) のトリチウム濃度は $3.1 \sim 3.5\text{TU}$ と自然発生レベルに近い値を示しており、比較的新しい地下水と推測される。一方、深層地下水 (PU) は 0.1TU と極めて低い濃度を示す。2009年に 0.1TU となる場合の減衰曲線は、観測されている降水中のトリチウム濃度の変動曲線とは交差しない。これより、深層地下水は熱核爆発実験が行われた1950年代以前、つまり少なくとも60年以上前に涵養された地下水であると推定される。この結果は安定同位体比から推測された浅層と深層地下水は異なる流動経路を持つという結果と整合的である。

6. おわりに

今後は、環境同位体の観測を継続するとともに、一般水質を指標として加え、涵養源として考えられる河川水、水田からの涵養水、降水のそれぞれの地下水への寄与率を推定することが課題である。

引用文献 渡部影隆(2002): 手取川流域の自然環境 III - 手取川扇状地の地下水系と水管理計画, 地学教育, 55(4), pp.149-172., 土原健雄他(2010): 環境同位体からみた手取川扇状地における地下水涵養・流出特性, 応用水文, 22, 印刷中。

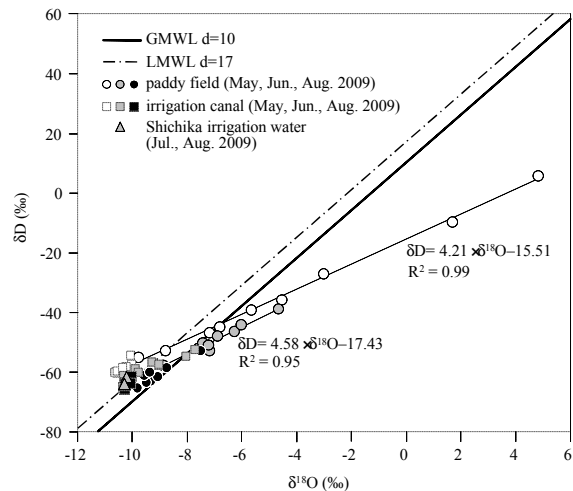


Fig.3 田面水及びかんがい用水の δ ダイアグラム
 δ -diagram of paddy water and irrigation water

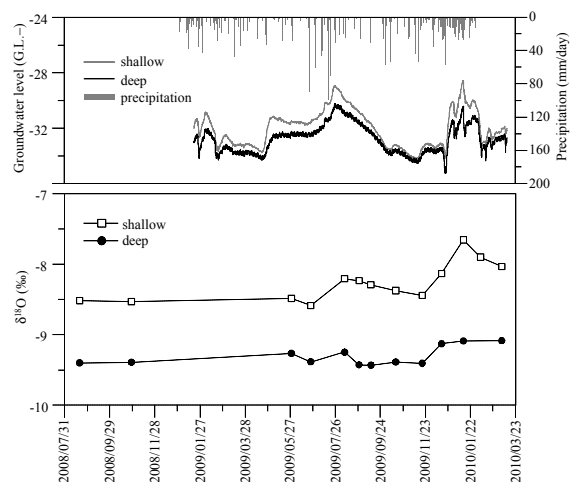


Fig.4 地下水位及び $\delta^{18}\text{O}$ 変化 (PU 地点)
Time series of groundwater level and $\delta^{18}\text{O}$ in PU

Table1 トリチウム濃度 (TU=Tritium Unit)
Tritium concentration

points	concentration (TU)
Tedori R.	3.1 ± 0.3
spring water	3.5 ± 0.3
shallow aquifer (PU)	3.2 ± 0.3
deep aquifer (PU)	0.1 ± 0.1