都市化の影響を受けた沿岸沖積平野の地下水環境に 及ぼす非定常な涵養機構の影響

友澤 裕介^{*1}・小野寺 真一¹・齋藤 光代²・竹内 徹³・北岡 豪一⁴

The effect of unsteady recharge process on the groundwater environment in a coastal urbanized alluvial plain

Yusuke TOMOZAWA^{*1}, Shin-ichi ONODERA¹,
Mitsuyo SAITO², Tohru TAKEUCHI³, and Koichi KITAOKA⁴

Abstract

In this research, we aimed to examine the effect of unsteady recharge process by river water during an extreme rainfall event on a groundwater environment based on 8-year monitoring results of groundwater level, major water quality, and oxygen and hydrogen stable isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) in Okayama alluvial plain, coastal Seto Inland Sea.

Hydraulic heads in the deeper groundwater with depths of 10–20 m were below the sea level. It suggests groundwater depression by artificial pumping. The main recharge source of groundwater under steady state was estimated to be river water in the upper plain, while it was rainwater and seawater in the lower plain. However, the deeper groundwater indicated extremely low $\delta^{18}\text{O}$ for 2 years in the central plain, and the highest EC was observed in the lower plain after the maximum flood. These results suggest that an unsteady recharge process by river water in the central plain and seawater intrusion from the tidal river in the lower plain occurred due to the largest hydraulic gradient between river water and the deeper groundwater. Based on the Darcy flux estimated by the hydraulic gradient for a year after the flood, the transport time of flooding river water to the deeper groundwater in the central plain was estimated to be 169–405 days. This value was similar to the time that has elapsed before the minimum $\delta^{18}\text{O}$ was observed in the deeper groundwater from the flood (300 days). This result supports the unsteady groundwater recharge process by the extreme flood.

Key words: alluvial plain, unsteady, groundwater recharge, oxygen and hydrogen stable isotopic ratios

I. はじめに

2015年に国連によって2030年までに達成すべき持続可能な開発目標（SDGs）が設定され、全

17項目のうち6番目に「安全な水とトイレを世界中に」という目標がたてられた。すなわち、世界の多くの都市が立地する沿岸沖積平野では、安全で便利な水資源として使用している地下水について

1 広島大学大学院先進理工系科学研究科 Graduate School of Advanced Science and Engineering, Hiroshima University

2 岡山大学大学院環境生命科学研究科 Graduate School of Environmental and Life Science, Okayama University

3 株式会社フジタ地質 Fujita Geology Co., Ltd.

4 岡山理科大学 Okayama University of Science

* 責任著者 tomozawa-hu@hiroshima-u.ac.jp

て、持続的に利用していくことが重要な課題といえる。また、今後の気候変動や水需要の変化に対応していくためには、降水量、地形、地質、人間活動状況が異なる世界の沖積平野において、地下水涵養及び地下水流動過程や利用にともなう地下水資源の脆弱性を定量的に評価していくことが必要と考えられる（林ほか、2007；小野寺・宮越、2010；谷口、2011など）。

沿岸沖積平野の帯水層は、その堆積構造として完新世の海面上昇時に堆積した粘土層を含むことが多く、浅層地下水（不圧地下水）の下層に砂礫層中に存在する被圧地下水を有し、さらにそれ以前の気候変動にともなう粘土層と砂礫層の互層からなる複数の帯水層を有することが多い（齋藤・三宅、2003；林ほか、2003；三宅・齋藤、2003；村岡、2005；竹内ほか、2014；内田、2015など）。また、平野上流側では平野形成に寄与してきた河川から優先的な地下水涵養を受けることが様々な沖積平野や沖積扇状地で確認されており（Simmers, 1988；小野寺ほか、1996；嶋田、1998）、平野及び扇状地上部では粘土層が存在しないあるいは断続的であることが多く、被圧地下水が涵養されうる構造となっている。そのため、被圧地下水を含む沿岸地下水は、水量が豊富であることから多様な用途に利用されてきた（山本、1983；樫根、1989；嶋田、1998；谷口、2011など）。

一方、現実問題として、日本やアジア各地の一部の沿岸都市域では地下水の適切な管理が行われず、過剰な揚水が進んだことにより地下水の水位低下が生じ、海水の侵入による塩水化や地盤沈下などの問題が引き起こされてきた（Onodera, 2011；Taniguchi, 2011；嶋田、2012）。例えば、瀬戸内海沿岸の大阪平野では、地下水の過剰揚水が進んだ結果1960年代をピークとして、30 mにも及ぶ地下水位低下と3 mもの積算地盤沈下に加え、広範囲にわたる地下水の塩水化が生じた（鶴巻、1992）。そのため、地質構造の詳細把握（益田、2011）や地下水涵養機構の推定（中屋ほか、2009）とともに、揚水による地下水位への影響について地下水流動数値解析に基づく定量的な評価

（村岡、2005）が行われてきた。

沿岸沖積平野における持続的な地下水資源の利用を講じていくためには、長期的な地下水の質・量的な観測に基づき気候変動や流域スケールでの水需要の変動が地下水に及ぼす影響を評価していく必要がある。例えば、気候変動の影響にともなう渇水はストックとしての水資源である地下水の需要を増大させ、過剰揚水による地下水位の低下などを引き起こすことが予想される。そのため、現在すでに揚水が過剰気味な地域では、特に注視が必要である。一方で、洪水などの大出水は、非定常な地下水涵養を引き起こすことが、乾燥及び半乾燥地域において明らかにされてきた（例えば、Simmers, 1988；小野寺ほか、1996など）。しかし、我が国のような地下水面の浅い湿潤地域でかつ地層のマトリックスが比較的均一な沖積平野では、一般にピストン流が仮定されるため、このような現象については従来あまり注目されてこなかった。

一方で、都市化にともなう地下水の過剰揚水により被圧地下水の水位が10 m以上も低下した地域では、地表付近の水を引き込む非定常な地下水涵養が生じることも報告されている（Hayashi et al., 2009；Onodera et al., 2009；Shimada, 2011；Yamanaka et al., 2011；Kagabu et al., 2013など）。これらは、地下水の水理水頭やトレーサー（水の安定同位体や地下水年代）の分布及び流動シミュレーションによって明らかにされたものであるが、長期的な観測ベースのものではないため、変化の過程は十分明らかにされていない。また、より長期（数十年以上）にわたる持続的な地下水利用のためには、気候変動にともなう非定常な地下水涵養が地下水環境の変動に及ぼす影響を含めて評価していく必要がある。

そこで、本研究では政令指定都市である岡山市が立地し、3本の一級河川からの地下水涵養が想定される沿岸沖積平野である岡山平野を研究対象として、8年間の現地観測を行い、定常時における地下水の涵養源とその寄与率を明瞭にするとともに、非定常な変動に注目し特に大出水時におけ

る河川水による集中的な涵養の影響について評価することを目的とした。

Ⅱ. 調査地域と方法

1. 調査地域概要

本研究で対象とした沖積平野である岡山平野は、岡山県南部に位置する (Fig. 1)。岡山県内に

は北部から南部に平行に流下する3本の一級河川があり、西側から高梁川、旭川、吉井川である。それぞれの流域最高標高は1,188 m, 1,080 m, 1,253 mであり (小野寺ほか, 2018), これは岡山県の北側に分布する大山火山 (鳥取県) の標高1,729 mと比べて低い。岡山平野は、これらの主要3河川の運搬した土砂の堆積作用によって形成され (竹内ほか, 2014), 現在でも旭川と吉井川

Fig. 1 Locations of observation sites.

は平野を経由し児島湾そして瀬戸内海へと注ぐ。岡山平野中央部に位置する旭川は岡山県北部の蒜山高原を源流域とし、幹川流路延長は142 km、流域面積は1,810 km²であり、流域の主な地質は花崗岩や流紋岩などの火成岩及び変成岩からなる。

平野の沿岸付近（海岸から約5 kmの範囲）には埋立地や干拓農地が広がっており、西川用水路に代表される用水路網が、主要3河川から導水され平野内に発達している。平野部はかつて広大な農地であったが、近年は都市化にともない土地利用は大きく変化し、現在の岡山市は人口が70万人を超える中核都市（政令指定都市）となっている。

ここで、Fig. 1に示したように、観測地点は地下水観測井が設置されている岡山市内の4地点（平野上流部から沿岸部にかけてNo. 1～No. 4）及び河川水の水位観測を行った2地点（淡水河川最下流部a及び感潮河川部b）からなる。No. 1～No. 3は概ね都心部で住宅地が密集しているが、No. 4周辺は住宅地に加え工場などが9割程度を占め、水田からなる農地も1割程度混在してい

る。Fig. 2に、竹内ほか（2014）に基づく岡山平野における4地点のボーリング調査から作成された地質断面図を示す。最表層には人為的な盛土に加えて現成の河川堆積物（砂礫層または氾濫原堆積物の粘土層）が分布し、その下部に縄文海進時に堆積した完新世粘土層（いわゆる沖積粘土層）、さらにその下部に更新世の礫層が分布する。地下水の帯水層という視点では、Fig. 2のグレーの網掛け部分が難透水層（沖積粘土層）であり（竹内ほか、2014）、一般には不圧地下水と被圧地下水が表層及び深度10～20 m付近に分布していると解釈できる。難透水層は主にNo. 2地点から下流側に向けて徐々に層厚を増しながら連続しているが、上流側のNo. 1地点には存在していない。ここでは、難透水層より上部の地下水を浅部地下水、難透水層より下部（深度10～20 m付近）の地下水を深部地下水と表記する。

2. 観測井戸及び観測方法

対象の観測井戸は、扇状地の扇頂部に相当する

Fig. 2 Spatial distribution of hydraulic heads and the geological profile from the north mountain edge to the south bayside in Okayama alluvial plain in May in 2015.

(The numbers shown at the screen positions indicate the observed value of the hydraulic head, and the solid and dotted lines indicate the contour lines of the hydraulic head. The geological profile is based on Takeuchi et al. (2014))

Table 1 Specification of observation boreholes.

Point name	Altitude (m)	Depth (m)	Screen depth (m; amsl)	
No. 1	5.05	6.0	1.05 to	−0.95
No. 2-S	3.88	6.5	−0.12 to	−2.62
No. 2-D	3.88	17.0	−11.12 to	−13.12
No. 3	2.55	14.0	−9.45 to	−11.45
No. 4-S	1.33	4.0	−0.17 to	−2.67
No. 4-D	1.33	19.0	−15.67 to	−17.67

平野北部から江戸時代からの干拓地である平野南部にかけて4ヵ所あり、岡山平野中央を流れる旭川の西岸に位置する (Fig. 1)。これらは、2008年8月に掘削されたものである (小野寺, 2009)。掘削深度は上流部からNo. 1 (御野小学校) が6 m, No. 2 (東中山下公園) が6.5 m (No. 2-S) 及び17 m (No. 2-D), No. 3 (岡南小学校) が14 m, No. 4 (平福小学校) が4 m (No. 4-S) 及び19 m (No. 4-D) であり、井戸の孔径はいずれも8 cmで井戸の底から2.0~2.5 mの区間にスクリーンが設けられている (Table 1, Fig. 2)。井戸掘削時のボーリングコア試料から確認された粘土層は、内陸部のNo. 2では深度6.2 mから13.2 m付近にかけて断続的に厚さ4.7 m程度、沿岸部のNo. 4では深度3.9 mから15.8 m付近にかけて厚さ11.9 m程度堆積している。その下層に深部地下水が賦存しており (Fig. 2)、水資源として利用されている (竹内ほか, 2014)。

また、平野における観測井戸設置区間での旭川の上流 (River a) 及び中流 (River b) において河川水の観測もあわせて行った。なお、中流 (River b) は潮汐の影響を受ける場所である。各井戸には水位及び水温の計測ロガー (HOBO-U20 ウォーターレベルロガー, Onset) を設置し、大気圧観測用の同ロガーもNo. 3井戸孔内に設置し、連続観測を行った。なお、旭川の該当区間には国土交通省の水位観測所 (三野) があり、そのデータも参照した。

採水及び現地観測は2008年8月から継続して1年間に2回以上の頻度で行い、本研究では2008年から2016年の間に採水した16回の試料を扱う

こととした。採水は、観測井戸孔内に溜まっている水 (古い水) を採水器もしくは水中ポンプによって揚水したのちに、スクリーン付近の深度の水を揚水して行った。採水時には、電気伝導率 (EC), pH, 溶存酸素濃度 (DO), 酸化還元電位 (ORP) を、それぞれポータブル電気伝導率計 (CM-21P, TOADKK 及び B-173, 堀場製作所), pH 計 (HM-20P, TOADKK), DO 計 (HQ30d, HACH) を開放容器内に採水した水に浸して測定し、ORP 計 (RM-20P, TOADKK) は電極を密閉容器に採水した水に封入して測定した。

なお、分析用の水試料は、孔径0.2 μm のメンブレンフィルターを用いて採水直後にろ過し、ポリプロピレン (PP) 製スピッツ管に密閉のうえ持ち帰り分析まで冷凍保管した。保管した試料は実験室にて酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ 及び δD) をWS-CRDS法 (L2120-i, Picarro) (Gupta et al., 2009) によって定量分析した。また、2015年5月1日における採水試料は、重炭酸イオン (HCO_3^-) を硫酸滴定法にて定量し、主要陽イオン (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) についてはICP-AES (Optima3000, PerkinElmer) により、主要陰イオン (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) についてはイオンクロマトグラフ (LC-VP, SHIMADZU) で定量した。

Ⅲ. 結果

1. 地下水の化学組成及び水理水頭分布

Fig. 2に各観測井戸において2015年5月に計測された、基準面を海水面とする水理水頭の鉛直分布及び竹内ほか (2014) に基づく地質断面図を示す。水理水頭の上流部はRiver aの河川水位である5 mとした。地下水位の季節変化がみられてもこの空間分布の傾向はほぼ変わらないため、ここでは代表的な1時期のみについて示した。この結果から、地下水は全体的に上流側から下流側に向かって流動しているが、上流側の等値線の幅がより狭く、動水勾配が急であることがわかる。水理水頭の差は、River aからNo. 1間が最も大きく−5.5 mある。一方で、No. 1からNo. 2-S間ではほとんど差がないのに

Fig. 3 Hexa-diagrams of groundwater and river water samples in May 2015 for the same transect with Fig. 2.

対して、No. 1からNo. 2-D間で約1.4 mと大きい。それに対して、下流側では等値線の幅が広く、すなわち動水勾配が小さく、水理水頭の差はNo. 2-DからNo. 4-Dで約0.3 mである。

また、Fig. 3に2015年5月における地下水及び河川水の主要無機イオン成分組成を示す。浅部及び深部地下水とともに、No. 1からNo. 4へ流動方向に沿って総無機イオン濃度が増加する傾向を示す。成分組成はCa-HCO₃型、Na-HCO₃型、Na-Cl型の3パターンに分けられる。Ca-HCO₃型を示すのは河川水のRiver aと地下水のNo. 1, No. 2-Sである。これらは上流側の河川水と深度5 m程度の浅部地下水である。一方でNa-HCO₃型を示したのはNo. 2-D, No. 3, No. 4-Sである。Na-Cl型はRiver b (感潮域), No. 4-Dであり、Cl⁻濃度はNo. 4-Dの地下水において河川水の5倍以上の高濃度を示した。なお、これらの傾向は既往研究(松見ほか, 2010)と同様である。

2. 酸素・水素安定同位体比の分布

Fig. 4に水試料の $\delta^{18}\text{O}$ と δD の関係を示す。図中の点線は全球の天水線($\delta\text{D}=8 \times \delta^{18}\text{O}+10$)を示す。また、実線は標準海水($\delta^{18}\text{O}$: 0‰, δD : 0‰)と岡山市の降水の平均値($\delta^{18}\text{O}$: -8.45‰, δD : -56.2‰)との混合線を示す。なお、降水の平均値は岡山大学津島キャンパス (No. 1から北西約1 km) で異なる2つの時期に実施された研究結果

Fig. 4 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD of collected water samples.

(一柳・田上 (2016) による2012年12月から2014年1月までの年間加重平均値 ($\delta^{18}\text{O}$: -8.8‰, δD : -59.3‰) と山本ほか (1993) による1991年6月から1年間の加重平均値 ($\delta^{18}\text{O}$: -8.1‰, δD : -53‰) を平均したものである。本研究で採取された水試料は、概ね天水線付近に分布する。これは、本沖積平野で採取された水試料のほとんどが降水由来であることを示す。

地下水と河川水を比較すると、河川水のほうが天水線より上側に位置し、River a (上流側) がRiver b (下流側) より同位体比が低い。地下水は

No. 4-Dの同位体比が最も高く、感潮域である River bよりも高い。一方で、低い同位体比に着目するとNo. 2-Dの値が降水や上流側の浅部地下水であるNo. 1の水より低い時期がある。

3. 地下水の水利水頭、EC 及び安定同位体比の長期変化

Fig. 5aに2008年6月～2016年6月までの岡山市における日降水量（気象庁，2016），旭川三野観

測所における河川水位（国土交通省，2016）及び地下水の水利水頭の変化を示す。ここでは化学組成と同位体比の変動から特徴的な3箇所（No. 2-S, No. 2-D, No. 4-D）を選定し示した。前述のように，No. 2-Sは化学組成がCa-HCO₃型，No. 2-DはNa-HCO₃型，No. 4-DはNa-Cl型である。なお，河川水位及び地下水の水利水頭については，潮汐の影響を除去するため24時間移動平均値で示している。地下水の水利水頭は概ね梅雨期から

Fig. 5 Fluctuations in 24-hour average of water levels in river and groundwater and daily precipitation (a), and seasonal variation in EC (b) and $\delta^{18}\text{O}$ (c) of river and groundwater.

台風期（6月～9月）にかけて高く、冬季から初夏（12月～5月）にかけて低下する傾向を示す。No. 2-Sの季節変動幅は1.6 m, No. 2-Dは1.4 m, No. 4-Dは0.6 mで、No. 2-Sが最も変動が大きい。それに対して、河川の変動幅は5.2 m（平水時と2011年9月の最大水位の差）と地下水に比べて顕著に大きい。

Fig. 5bに河川水（River a, River b）及び地下水（No. 2-S, No. 2-D, No. 4-D）の電気伝導度（EC）を、Fig. 5cに $\delta^{18}\text{O}$ の変動をそれぞれ示す。地下水のECの変動には、どの地点においても特に明瞭な周期性はみられない。ただし、No. 2-Dでは2012年4月に最低値を示し、それ以外の期間は上流河川水（River a）よりも高い値を取っている。また、 $\delta^{18}\text{O}$ についても同様に明瞭な季節変動はみられないが、No. 2-Sの同位体比は比較的変動が小さく平均的な値で推移し、No. 2-Dは変動が大きく相対的に低い値を示し、No. 4-Dは変動が大きく相対的に高い値を示す。特にNo. 2-Dでは2012年4月から約2年にわたり顕著に低い値を示している。これについてはFig. 4でも言及したように、降水の平均値と比べても明瞭に低い値である。一方でNo. 4-Dにおいては、2011年5月に最低値を示し、次に2012年7月にも若干低い値を示している。また、No. 4-Dにおいては全体的にNo. 2-Dと比較してEC及び $\delta^{18}\text{O}$ が高く、ECについては2009年7月や2011年11月に10 mS/cm以上の高い値を示すとともに、 $\delta^{18}\text{O}$ もこの時に高い値を示している。

IV. 考察

1. 定常時における沖積平野の地下水涵養－流動状況

Fig. 2及びFig. 5で示したように、No. 2-Dより海側の深部地下水の水利水頭はほぼゼロからマイナスの値となっていた。一般に、沖積平野における自然状態の被圧地下水は涵養域（平野上端付近）の地表面標高に近い水利水頭を保持し自噴することがある（Freeze and Cherry, 1978など）こと

を考慮すれば、本論中における岡山平野の深部地下水の場合は2 mから5 m程度であっても良いと推定される。しかし、それに比べると低く、人為的な揚水などにもなう水位低下の影響を受けていることが明らかになった。

また、各観測井戸における同位体比は変動しており、その変動幅やパターンはそれぞれ異なっていた（Fig. 4, 5）。まず、定常時の地下水涵養特性を把握するために、対象期間中の各観測井戸における同位体比の平均値を算出し、地下水の涵養源が河川水、降水、海水の3成分からなると仮定

Fig. 6 Distribution of end-member composed of rainwater, river water and seawater (a) and average values of collected groundwater samples (b) in the $\delta^{18}\text{O}$ and δD diagram.

Table 2 Average EC and stable isotopic ratios of groundwater samples and estimated mixing ratios of seawater, river water, and precipitation.

Point name	Average			Estimated mixing ratio from EC		Estimated mixing ratio from isotope		
	EC (mS/cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Seawater	Fresh water	Seawater	River water	Precipitation
No. 1	0.16	-8.2	-52	<1%	>99%	0%	51%	49%
No. 2-S	0.23	-7.6	-48	<1%	>99%	7%	66%	26%
No. 2-D	0.54	-8.9	-59	1%	99%	—	—	—
No. 3	0.59	-7.0	-44	1%	99%	15%	60%	25%
No. 4-S	0.58	-7.7	-50	1%	99%	8%	17%	75%
No. 4-D	6.42	-5.3	-34	13%	87%	36%	29%	35%

し、エンドメンバー法を用いて各々の比率を求めることとした。岡山平野の降水の加重平均値（一柳・田上（2016）と山本ほか（1993）の平均値）、上流河川水（River a）の平均値及び海水（標準海水）の $\delta^{18}\text{O}$ と δD の関係をFig. 6aに示し、Fig. 6bに各観測井戸の平均値（図中のエラーバーは最大値と最小値を示す）を拡大して示す。これらの結果から、No. 2-Dを除く観測井戸の平均値は3つのエンドメンバーを結んだ三角形内に内包され、これにより推定された3成分の混合割合をTable 2に示す。また、ECに基づく淡水と海水の混合率もあわせて示している。なお、No. 4-DにおけるEC (mS/cm) と Cl^- 濃度 (mg/L) の相関式は $[\text{Cl}^-] = 591 \times [\text{EC}] - 534$ ($R^2 = 0.98$) であり、ECの上昇は概ね Cl^- の上昇を示しているとみられる。No. 1, No. 2-S, No. 3は降水と海水との混合線よりも河川水と海水との混合線側に寄っており、河川水の混合率が5割程度と比較的高かった。なおNo. 2-Sでは海水の寄与がわずかに見積もられた。No. 2のすぐ東側の旭川は感潮河川区間であり、大潮の満潮時などに地下水中に塩分がわずかに侵入していることが示唆される。また、都心部であるため、家庭排水などの人為的影響の可能性も無視できない。対照的に、No. 4-Sでは降水の混合率が約75%と高く見積もられた。No. 4-Sの水理水頭値は標高0.13 m (Fig. 2) であるのに対し、直近の旭川は感潮域にあたり、平均水位は0 m程度である。干満にともない周辺地下水と河川水の短期的な交流は考えられるが、扇状

地の平野上流域とは異なり、河川水が地下水に定常的に流入しているとは考えにくい。No. 4があるエリアは江戸時代初期に干拓された土地で平坦であり、観測井が設置された学校の周辺には住宅や水田が分布する。そのため、降水が校庭や周囲の田面から浅部地下水に浸透し、そのまま河川に流出するという極めてローカルな流動を示唆しているものと考えられる。一方、No. 4-Dは海水の混合率が約36%と高く推定され、河川水の割合が約29%で残りが降水であった。ここでは水理水頭値がマイナス（-0.13 m: Fig. 2）となっており河川水や海水の定常的な侵入を示していた。

2. 深部地下水におけるEC及び $\delta^{18}\text{O}$ の長期的な変動特性

Fig. 5で示したようにNo. 2-D及びNo. 4-DではEC及び $\delta^{18}\text{O}$ が長期的にみて比較的大きな変動を示した。ただし、前節で述べたとおり、No. 2-Dについては $\delta^{18}\text{O}$ と δD から想定される3種類のエンドメンバー（河川水、降水及び海水）では説明ができなかった。ここでは、Fig. 7にNo. 2-D及びNo. 4-DのECと $\delta^{18}\text{O}$ との関係を示す。Fig. 7aにおけるNo. 2-Dの変化傾向をみると、ECが約0.2 mS/cmから0 mS/cmの僅かな間ではECの低下とともに $\delta^{18}\text{O}$ が急に低下しているのに対して、ECが約0.2 mS/cm以上では、ECの上昇に対して $\delta^{18}\text{O}$ は緩やかに上昇するもしくはほぼ横ばいである。この結果から、図中に示したような3種類のエンドメンバー（A, B, C）による影響が示唆さ

れる。具体的には、EC及び $\delta^{18}\text{O}$ がともに低いA、ECが約0.12 mS/cmで $\delta^{18}\text{O}$ が約 -8.0‰ であるB、ECが約0.7 mS/cmで $\delta^{18}\text{O}$ が -7.5‰ 付近のCである。図中では、AとBの混合領域のプロットは白抜きで、BとCの混合領域のプロットは黒塗りである。

Fig. 7 Relationship between EC and $\delta^{18}\text{O}$ of groundwater at No. 2-D (a) and No. 4-D (b).

示した。ここで、Cは前節での議論 (Fig. 6, Table 2) からわずかに塩水が混合した深部地下水 (No. 2-D, No. 3, No. 4-D) につながるような水と推測) でBは河川水が混合した浅部地下水 (No. 2-S) のような水と推測) であると考えられる。一方で、Aの $\delta^{18}\text{O}$ は調査期間中の河川水や降水の加重平均値よりも低い水ということになる。

このEC及び $\delta^{18}\text{O}$ がともに低いAの水の由来について考察するため、Fig. 5において、No. 2-Dの $\delta^{18}\text{O}$ が特に低い値を示した時期 (2012年1月から9月) の中心期2012年6月から約10ヶ月前 (300日前) に発生した2011年9月の台風12号による大雨に注目した。この台風12号において、旭川流域の上流での2日雨量は300 mmを超過し、流域平均では、9月1日18時から4日21時までに206 mmの雨量を記録した (国土交通省岡山河川事務所, 2011)。またこの時、河川水位は観測期間中の8年間で最も上昇した。一般に、降水の同位体比は台風の大雨時に低くなることが知られている (藪崎・田瀬, 2004など)。本研究では、残念ながらこの台風期間中の旭川の同位体比変化は取得できていないが、岡山平野に隣接する倉敷市高梁川において採水された河川水の分析結果をTable 3に示す。2018年7月の豪雨時及び同年9月の台風21号による高水位時及び通常の平水位時の同位体比を比較したが、洪水時に顕著に同位体比が低下していることが明らかである。すなわち、旭川と同規模の高梁川では、大規模な降雨時に降水量効果などが作用して河川水の同位体比が低下していたことが確認できた。したがって、旭川でも同様の現象が起きていたとすれば、増水時にECと $\delta^{18}\text{O}$ がともに低下した河川水をエンドメンバー Aと仮定でき、その水が地下水へ浸透し

Table 3 EC and $\delta^{18}\text{O}$ of river water samples in the low and high flow periods in Takahashi River.

Name	Date	EC (mS/cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Note
Takahashi River_Sakazu area	2018/7/2	0.130	-8.1	low flow
Takahashi River_Sakazu area	2018/7/9	0.109	-10.7	high flow (after 2018 Japan flood)
Takahashi River_Sakazu area	2018/8/7	0.152	-9.1	low flow
Takahashi River_Sakazu area	2018/9/10	0.107	-10.5	high flow (after Typhoon No. 21)

Table 4 EC, Na, and Ca concentrations and Na/Ca ratios in No. 2-D and River a.

Name	Date	EC (mS/cm)	Na (meq/L)	Ca (meq/L)	Na/Ca
No.2-D (low isotope ratio)	2012/9/24	0.043	0.20	0.11	1.8
No.2-D	2015/5/1	0.520	3.74	0.74	5.1
River a	2015/5/1	0.111	0.27	0.37	0.7

ていたと考えることができるだろう。加えて、Table 4に平水時の河川（River a）及びNo. 2-DのEC及び化学組成としてNa/Ca比を示す。陸水は総じて Ca^{2+} が優先し、海水は Na^{+} が圧倒的に高い傾向を示すことから、Na/Ca（ここではmeq/Lでの比）は陸水系か海水系のどちらが優先するかを明確に示すことができる（Drever, 1988）。このことからNa/Ca比をとることにより、定量的に変化を見ることができると想定される。同位体比が顕著に低下していた2012年9月のNo. 2-Dでは平水時の河川水よりも低いECの値が観測され、化学組成についても、Na/Ca比が通常時（2015年5月）5以上であるのに対して、2以下となっており、河川水の値に近くなる傾向を示した。以上の結果も、Aのエンドメンバーが洪水時の河川水である可能性を支持していると考えられる。なお、同位体比が低下する台風以外の他の要因について、高度効果や深度が400 m以上深く古い水（山田ほか, 2006）の混入が考えられる。小野寺ほか（2018）によると、岡山県付近における降水の高度効果は、日本海側と瀬戸内側でd値にばらつきが見られるものの、 $\delta^{18}\text{O}$ が -9.6‰ 程度の沢水が示されており、高度が100 m上昇するに従って約0.2‰低下するとみられる。しかし、このような高度効果を受けた水が選択的にNo. 2-Dに到達するとは考えにくい。深度が深く古い水は氷期の寒冷気候下で涵養された低同位体比の水が仮定されるが、d値が異なり現在の天水線付近から外れるとともにECが高くなることが考えられ、このエンドメンバーAの説明としては考えにくい。

次に、Fig. 7bにおけるNo. 4-Dの変化傾向をみると、前述したECが約0.7 mS/cmで $\delta^{18}\text{O}$ が -7.5‰ 付近のC（塩分がわずかに混合した深部地下水）

と、ECが約0.4 mS/cmで $\delta^{18}\text{O}$ が約 -5‰ のエンドメンバーDと、EC及び $\delta^{18}\text{O}$ ともに高いエンドメンバーEの3成分混合で概ね説明ができる。このうち、Dについては、前述の結果（Fig. 6, Table 2）から原位置で浸透した田面水などが想定される。一般に水田における田面水は蒸発濃縮を受けることにより同位体比が高くなることが知られており（例えば、涌井・山中, 2006）、Dはそれに該当すると考えられる。田面水の同位体比の特徴として、天水線より右にプロットされ、d値が低くなることが示されている。No. 4-Dにおいて、田面水と同様の特色をしめしているが、海水成分の混入が考えられる水の同位体比も同様の特色を示すと考えられる。現状においてd値が低くなっている要因が田面水であるか海水であるか明瞭な判断はできなかった。また、Eについては海水が想定される。図中でECが5 mS/cm以下を白抜きで、5 mS/cm以上を黒塗りで示した。ECの結果からは、白塗りのプロットはDの田面水の寄与が大きくなっているのに対して、黒塗りのプロットはEの海水成分の寄与が大きくなることが読み取れる。また、ばらつきはあるもののECが低く $\delta^{18}\text{O}$ が -7.5‰ 周辺のC（深部地下水）にD（田面水）が主体となって混合したエンドメンバーと海水との2成分混合のように変動していた。一方でC-Eの混合線の下に外れるプロット（2011年11月、期間中最大洪水から2ヶ月後）がみられ、ECが高く（30～40 mS/cm）、 $\delta^{18}\text{O}$ が $-5\sim-4\text{‰}$ 程度で推移する図のF付近（比較的滞留時間の長い水と想定される）にもエンドメンバーを見いだせる可能性が残る。

ここで、長期的にみて大きな変動がみられたNo. 2-D及びNo. 4-Dについて、その要因について

Fig. 8 Relationship between hydraulic gradient and $\delta^{18}\text{O}$ of groundwater at No. 2-D (a) and No. 4-D (b).

確認するため、河川から地下水への動水勾配と $\delta^{18}\text{O}$ の関係を確認する (Fig. 8)。より長期的な傾向をみるため、同位体比は約半年おきのデータ間隔とし、動水勾配は、採水時から1ヵ月前までの期間における最大値を示した日の日平均値を示した。なお、動水勾配を算出する際に使用した河川水位は、No. 2-Dに対しては国土交通省三野観測所、No. 4-Dに対しては同沖元観測所の値とした (位置はFig. 1に示す)。この付近の旭川は感潮区間であり、その水位は児島湾沿岸の沖元観測所の日平均水位と同等であると仮定した。No. 2-Dと

河川との距離については、三野観測所から下流800 mに位置するクラレ取水堰からの約2.1 kmとした。堰付近まで河床標高及び水位の変化はあまりなく、涵養可能エリアと推定できる。No. 4-Dは直近の旭川河道までの距離230 mとした。

それぞれFig. 7での白抜き及び黒塗りのプロットを同じ条件で示し、6ヵ月ごとの時系列の関係を線で結んで矢印で示している。Fig. 8aのNo. 2-Dでは、比較的動水勾配が小さい (0.2×10^{-3} 以下) 時期は $\delta^{18}\text{O}$ が $-8.4 \sim -7.6\text{‰}$ で安定していた (黒塗りマーク) のに対して、動水勾配が観測期間中最大値を示した時期の半年後から $\delta^{18}\text{O}$ が急激に低下したことが確認できた。それから1年程度はFig. 7で示したAとBの混合領域 (白抜きマークで表示) にとどまっていたことがわかる。これらの結果から、期間中最大の動水勾配を引き起こしたのは台風通過時の大出水であり、その結果EC及び $\delta^{18}\text{O}$ が低下した洪水由来の河川水によって地下水が非定常に涵養されたことが示唆された。

一方で、Fig. 8bのNo. 4-Dでは、動水勾配が $2.0 \sim 3.0 \times 10^{-3}$ と平均的で安定している時期には $\delta^{18}\text{O}$ が低く変動も小さく、ECも5 mS/cm以下の塩水化の程度が小さい状況 (白抜きのマークで表示) が保持されたのに対して、動水勾配が平均値より小さい時期 (揚水量が少ないなど地下水位が上昇した時期：2014年以降) や大きい時期 (洪水などともない河川水位が上昇した時期) には同位体比が上昇するとともにECも5 mS/cm以上に上昇していた。現段階では、これらの要因に関しては未解決であるが、今後さらに解析を進めていく必要がある。

3. 平野中央都心部における深部地下水への非定常な涵養機構

結果 (Ⅲ章) においてFig. 5で示したように、No. 2-Dは $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅が大きくかつ2012年4月に -10.8‰ と顕著に低い値 (岡山平野の降水の加重平均値 -8.5‰ や平水時の河川水の値 -8.1‰ と比べても低い) を示し、元の値に戻るのに24ヵ月

以上を要していた。そのため全期間の平均値は Fig. 6 における3成分（降雨、河川水、海水）混合の枠には当てまらなかった。また、前節で考察したように、これには洪水時の河川水による非定常な涵養が影響していることが示唆された。以上の結果から、2011年9月に発生した台風12号によって8年間の観測期間で最も顕著な大出水が生じ（Fig. 5a）、この増水時に河川水の同位体比が大きく低下し、その水が深部地下水を涵養したことが推測される。そこで、2011年の大雨による河川水位上昇の深部地下水への影響を検討するため、No. 2-Dへの河川による涵養域を推定する。河川水が地下へ浸透するためには、難透水層がなく、主に砂礫層など透水性のよい地質で構成されているエリアが必要である。No. 2地点の孔口標高は3.88 mであり、地下の標高-3 m以深に難透水層（縄文海進時に堆積した粘土質層）が数mの厚さで存在することから（Fig. 2）、この地点での鉛直方向への透水性は良好とはいえない。一般に、いわゆる沖積粘土層は地表標高の上昇とともに内陸に行くほど薄くなる。No. 1及び周囲のボーリング情報（国土交通省、2008；岡山県、2016）によれば、標高約5 mの表層から標高約2 mまで表土及び河川由来の粘土層が分布するが、それ以深から-15 m程度までには礫層があり、No. 2-Dの深部地下水につながっていると考えられる。No. 1地点直近河道の平均河床高は標高1 m程度であり（国土交通省、2007）、No. 1で若干見られた粘土層の基底部標高より低い。そのため、No. 1地点付近の現河道や旧河道上では粘土層は存在しないと考えられる。すなわち、No. 1近くの三野観測所付近において深部地下水を構成する礫層への浸透が生じ、No. 2-Dの涵養域となっていることが考察できる。そこで、三野観測所下流の堰からNo. 2-D間において深部地下水への水平方向の流動を想定し、動水勾配、透水係数を算出することとした。

まず、No. 2-Dに到達する地下水の平均間隙流速 v 及び到達時間 T を見積もる。平均間隙流速 v は、(1)式のダルシー則から得られるダルシー流

速と間隙率 n によって、(2)式のように求められる（藤縄、2010）。

$$q = -K \cdot dh/ds \quad (1)$$

$$v = q/n \quad (2)$$

ここで、 K は飽和透水係数（cm/s）、 dh/ds は動水勾配である。堰からNo. 2-Dまでの直線距離は約2.1 kmであり、動水勾配は平均 1.20×10^{-3} （2011年9月から2012年9月までの間の1年間）、最大時 2.88×10^{-3} （2011年9月4日、河川水位7.52 m、No. 2-D水位1.47 m）、であった。同様に、No. 2地点におけるNo. 2-SとNo. 2-Dの間（深度差8 m）の鉛直方向の動水勾配は最大時0.18（2011年9月20日、No. 2-S水位2.18 m、No. 2-D水位0.76 m）、最小時0.025（2012年8月23日、No. 2-S水位0.72 m、No. 2-D水位0.52 m）であった。さらに、透水係数は水平方向を礫層での輸送として 1.0×10^0 cm/s（藤縄、2010；丸山ほか、2015）、No. 2-Sからの鉛直方向を砂混りシルト（層厚2.65 m）、砂（層厚0.55 m）、砂礫（層厚0.90 m）、砂質粘土（層厚2.9 m）、礫（層厚1.00 m）での通過ということで、それぞれ 1.0×10^{-3} cm/s、 1.0×10^{-2} cm/s、 1.0×10^{-1} cm/s、 1.0×10^{-6} cm/s、 1.0×10^{-0} cm/s、とし、次式から求めた（Freeze and Cherry, 1978）。

$$Kz = \frac{d}{\sum_{i=1}^n di/Ki} \quad (3)$$

ここで、 Kz は鉛直方向の平均透水係数（cm/s）、 d はスクリーン中央深度（m）、 di は各層厚（m）、 Ki は各透水係数（cm/s）である。計算の結果、鉛直方向の飽和透水係数は 2.8×10^{-6} cm/sとなった。

以上の結果、最大の動水勾配と透水係数を使用し、水平方向と鉛直方向のダルシー流速を比較すると約2.49 m/dayと 4.29×10^{-5} m/dayとなり水平方向のほうが鉛直方向より有意に大きかった。ここで、間隙率を丸山ほか（2015）によってトレーサー輸送速度から推定された0.2程度とすれば、横方向の最大の平均間隙流速は約12.4 m/dayとなる。さらに、No. 1付近の河道から浸透した水がNo. 2-D

に到達する時間は、169日と見積もられる。同様に1年間の動水勾配の平均値で計算した場合、到達時間は405日と見積もられる。これらの推定結果から、 $\delta^{18}\text{O}$ の最低値を示した時期が2011年9月の台風12号による大雨からの遅れ時間である約300日は、ほぼ妥当な範囲であることが確認できた。

以上の結果をまとめると、台風12号の記録的な大雨により河川水位が上昇し、通常より大きな動水勾配が生じ、大雨を含む河川水が多く地下水へ浸透したと考えられる。また、その当時の河川水は降水量効果などにより同位体比が低い水であったと考えられ、それらによる集中的な涵養にともない、河川に比較的近い地点の深部地下水で同位体比の低い水が一時期出現したものと考えられる。このようなイベント的な地下水涵養は、乾燥地域ではこれまでも確認されてきた（Simmers, 1988；小野寺ほか, 1996など）が、長期的な観測の結果、湿潤地域においても都市化にともない地下水圧低下がみられ地表水との動水勾配が大きい沿岸沖積平野では、十分起こりうることを確認できた。これは、沿岸沖積平野における長期的な地下水管理においても重要である。

V. まとめ

本研究では、都市化した沿岸沖積平野である岡山平野を対象とした8年間の観測結果に基づき、定常的な地下水涵養―流動状況を明らかにするとともに、深部地下水に対する非定常な地下水涵養の影響について推定を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 深部地下水の水理水頭はほぼゼロからマイナスの値を示し、人為的な揚水などにともなう水位低下が示唆された。また、定常時における地下水の涵養源は、沖積平野上流側では河川水の寄与が50%以上を占め Ca^{2+} 及び HCO_3^- が主成分となっているのに対し、下流側では原位置の降水及び海水の寄与が大部分を占め Na^+ 及び Cl^- が主成分となっていることが明らかになった。
- 2) 2008年6月～2016年6月までの地下水の酸素

安定同位体比の変動において、平野中央部の深部地下水では2012年1月から約2年にわたり顕著に低い値を示し、沿岸の深部地下水では2011年11月に電気伝導度で最高値を示した。2011年9月に観測期間中最大の洪水（台風12号）があり、いずれも水理水頭が低下した深部地下水に対して動水勾配が最大となったことで、洪水時の河川水による優先的な地下水涵養及び海水の侵入にともなう影響が示唆された。

- 3) 平野中央部の被圧地下水に対する河川水の涵養速度をダルシー則に基づき洪水後1年間の動水勾配で推定したところ、洪水時の河川水が169～405日で深部地下水に到達すると見積もられた。この時間は、2011年9月の最大出水時と深部地下水中における $\delta^{18}\text{O}$ の最低値が出現した時期との遅れ時間である約300日の範囲内にあり、台風にとまなう大雨によって同位体比が低下した河川水による非定常な涵養が支持された。以上のような非定常な地下水涵養は、都市化にともなう地下水位低下がみられる沿岸沖積平野では十分起こりうると考えられ、持続可能な地下水利用を講じていくうえでは、非定常な地下水涵養現象も考慮して評価していく必要がある。

謝 辞

本研究は、科学研究費補助金基盤研究（基盤研究A）「瀬戸内海流域wqから海洋への陸域地下起源物質の不均一・非定常な流出機構の定量的評価」（研究課題番号：18201007；代表者：福岡正人）及び農林水産省先端技術を活用した農林水産技術高度化事業「備讃地域陸海域の水・栄養塩動態解明と農業への再利用技術の開発」（課題番号：1947；研究総括者：吉川省子）より観測井戸掘削などの支援を頂いた。長期の試料採取・データ集積にあたっては、歴代の広島大学小野寺研究室及び岡山理科大学北岡研究室の方々にご尽力頂き、また、観測井戸を設置させて頂いている各小学校など施設関係者の方々におかれましても長年に渡りご協力いただき、お礼申し上げます。

文 献

- 一柳錦平・田上雅浩 (2016) 日本全域における降水の安定同位体比—2013年集中観測の結果より—, 日本水文科学会誌, **46**(2), 123–138.
- 内田洋平 (2015) 筑後・佐賀平野の地盤沈下と地下水管理の現状, 地下水学会誌, **57**, 19–27.
- 岡山県 (2016) おかやま全県統合型GIS (地盤情報), <http://www.gis.pref.okayama.jp/pref-okayama/Portal> (2019.10.15閲覧)
- 小野寺真一 (2009) II 備讃地域陸海域の水・栄養塩動態解明 2 備讃地域陸域からの負荷量推定技術 4) 地下水流出負荷・干潟浄化用推定技術, 備讃地域陸海域の水・栄養塩動態解明と農業への再利用技術の開発, 先端技術を活用した農林水産技術高度化事業平成19～21年度研究成果報告書 課題番号1947 (研究総括者: 吉川省子), 38–47.
- 小野寺真一・近藤昭彦・佐藤芳徳・林正貴・新藤静夫・松本栄次・池田宏 (1996) 東アフリカ, タンザニアの半乾燥地域における地中水循環, ハイドロロジー (日本水文科学会誌), **26**, 75–86.
- 小野寺真一・宮越昭暢 (2010) 特集号「地下水流動系と熱/物質輸送」刊行にあたって, 地下水学会誌, **52**, 333–334.
- 小野寺真一・齋藤光代・北岡豪一 (2018) 瀬戸内海流域の水環境—里水—, 吉備人出版, 266 p.
- 榎根勇 (1989) 河川と地下水, 地学雑誌, **98**, 42–52.
- 気象庁 (2016) 過去の気象データ・ダウンロード, <http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/> (2016.7.1閲覧)
- 国土交通省 (2007) 旭川河川概要, http://www.mlit.go.jp/river/toukei_chousa/kasen/jiten/nihon_kawa/87076/87076-1.html (2016.7.1閲覧)
- 国土交通省 (2008) 国土地盤情報検索サイト, <http://www.kunijiban.pwri.go.jp/jp/index.html> (2019.10.15閲覧)
- 国土交通省 (2016) 国土交通省川の防災情報, <https://www.river.go.jp/portal/#80> (2016.7.1閲覧)
- 国土交通省岡山河川事務所 (2011) 【旭川】平成23年9月3日～5日『台風12号による出水』, <http://www.cgr.mlit.go.jp/okakawa/> (2016.7.1閲覧)
- 齋藤庸・三宅紀治 (2003) 関東平野南西域の地下水収支に関する検討, 日本水文科学会誌, **33**, 197–214.
- 嶋田純 (1998) 「地下水涵養と流出」I. 扇状地における地下水涵養と流出, 日本水文科学会誌, **28**, 63–69.
- 嶋田純 (2012) モンスーンアジア地域における可能地下水涵養量を考慮した地下水資源管理, 日本水文科学会誌, **42**(2), 33–42.
- 竹内徹・北岡豪一・山口一裕・小野寺真一 (2014) 閉鎖性海域沿岸沖積平野における完新世粘性土層の形成過程について—岡山平野の例—, 日本水文科学会誌, **44**(3), 161–177.
- 谷口真人 (2011) 地下水流動—モンスーンアジアの資源と循環—, 共立出版, 294 p.
- 鶴巻道二 (1992) 大阪平野における被圧地下水の塩水化について, 地下水技術, **34**(10), 37–50.
- 中屋眞司・三田村宗樹・益田晴恵・上杉健司・本舘佑介・日下部実・飯田智之・村岡浩爾 (2009) 環境同位体と水質より推定される大阪盆地の地下水の涵養源と流動特性, 地下水学会誌, **51**(1), 15–41.
- 林武司・内田洋平・安原正也・丸井敦尚・佐倉保夫・宮越昭暢 (2003) 水質・同位体組成からみた関東平野の地下水流動, 日本水文科学会誌, **33**, 125–136.
- 林武司・宮越昭暢・安原正也 (2007) 大都市圏の発達に伴う地下水環境の変化と課題, 日本水文科学会誌, **37**, 271–285.
- 藤縄克之 (2010) 環境地下水学, 共立出版, 354 p.
- 益田晴恵 (2011) 都市の水資源と地下水の未来, 京都大学学術出版会, 249 p.
- 松見悠世・山口一裕・北岡豪一 (2010) 岡山平野地下水における水質の特徴と流動系, 第32回陸水物理研究会広島大会講演予稿集, P16.
- 丸山豊・小野寺真一・北岡豪一 (2015) 河川近傍

- の“みずみち”状湧水における水温変動を利用した地下水フラックスの推定. 地下水学会誌, **57**, 207–219.
- 三宅紀治・齋藤庸 (2003) 東京, 埼玉の沖積低地を主とした被圧地下水流動について. 日本水文科学会誌, **33**, 185–196.
- 村岡浩爾 (2005) 沿岸都市域における地下水総合管理のための地下水涵養モデルの構築. 平成14年度～平成16年度科学研究費補助金 (基盤研究 (B) (1)) 研究成果報告書, 126 p.
- 藪崎志穂・田瀬則雄 (2004) 台風到来時の降水の酸素・水素安定同位体比の変動特性. 筑波大学陸域環境研究センター報告, **5**, 29–39.
- 山田誠・平川丈志・松田亮・山口一裕・北岡豪一・日下部実 (2006) 温泉水の水素と酸素の安定同位体比から推定される深部花崗岩中の水の由来. 日本水文科学会誌, **36** (4), 205–218.
- 山本莊毅 (1983) 新版 地下水調査法. 古今書院, 490 p.
- 山本雅弘・北村俊博・赤木誠司・古川孝文・日下部実 (1993) 岡山県下の天水の水素及び酸素同位体比. 地下水学会誌, **35** (2), 107–112.
- 涌井久司・山中勤 (2006) 安定同位体組成からみた那須扇状地扇中部における地下水涵養源とその地域性. 地下水学会誌, **48** (4), 263–277.
- Drever, J. I. (1988) *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, New Jersey, 437 p.
- Freeze, A. R. and Cherry, J. A. (1978) *Groundwater*. Prentice Hall, New Jersey, 604 p.
- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C. and Vaughn, B. H. (2009) Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **23**, 2534–2542.
- Hayashi, T., Tokunaga, T., Aichi, M., Shimada, J. and Taniguchi, M. (2009) Effects of human activities and urbanization on groundwater environments: An example from the aquifer system of Tokyo and the surrounding area. *Science of the Total Environment*, **407**, 3165–3172.
- Kagabu, M., Shimada, J., Delinom, R., Nakamura, T. and Taniguchi, M. (2013) Groundwater age rejuvenation caused by excessive urban pumping in Jakarta area, Indonesia. *Hydrological Processes*, **27**, 2591–2604.
- Onodera, S., Saito, M., Sawano, M., Hosono, T., Taniguchi, M., Shimada, J., Umezawa, Y., Lubis, R. F., Buapeng, S. and Delinom, R. (2009) Erratum to “Effects of intensive urbanization on the intrusion of shallow groundwater into deep groundwater: Examples from Bangkok and Jakarta.” *Science of the Total Environment*, **407**, 3209–3217.
- Onodera, S. (2011) Subsurface pollution in Asian megacities. In *Groundwater and Subsurface Environments*, Taniguchi, M. (Ed.), Springer, 159–184.
- Shimada, J. (2011) Chemical and physical evidences in the groundwater aquifer caused by over-pumping of groundwater and their countermeasures in the major Asian coastal cities. In *Groundwater and Subsurface Environment*, Taniguchi, M. (Ed.), Springer, 289–309.
- Simmers, I. (Ed.) (1988) *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. NATO ASI Series C, vol. 222, Springer, 528 p.
- Taniguchi, M. (Ed.) (2011) *Groundwater and Subsurface Environments*. Springer, 310 p.
- Yamanaka, T., Mikita, M., Lorphensri, O., Shimada, J., Kagabu, M., Ikawa, R., Nakamura, T. and Tsujimura, M. (2011) Anthropogenic changes in a confined groundwater flow system in the Bangkok Basin, Thailand, part II: How much water has been renewed? *Hydrological Processes*, **25**, 2734–2741.

原稿受付: 2021年2月20日

原稿受理: 2021年4月15日

この論文に対する「討論」を2022年2月28日まで受け付けます。

都市化の影響を受けた沿岸沖積平野の地下水環境に及ぼす 非定常な涵養機構の影響

友澤 裕介^{*1}・小野寺 真一¹・齋藤 光代²・竹内 徹³・北岡 豪一⁴

要 旨

本研究では、瀬戸内海沿岸の岡山平野における地下水位、一般水質、酸素・水素安定同位体比の8年間に及ぶ観測結果に基づき、特に大出水時における河川水による非定常な涵養機構が地下水環境に及ぼす影響について明らかにすることを目的とした。

平野における深部地下水（深度10～20 m）の水理水頭はほぼゼロからマイナスの値を示し、人為的な揚水などにもなう水位低下が示唆された。また、定常時における地下水の涵養源は沖積平野上流側では主に河川水で、下流側では降水及び海水と推定された。一方、観測期間中最大の洪水後に、平野中央部の深部地下水では酸素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ）が約2年間にわたり顕著に低い値を示し、沿岸の深部地下水では電気伝導度が最高値を示した。これらの結果から、平野中央部では水理水頭の低下した深部地下水に対して洪水時に上昇した河川水位との動水勾配が期間中で最大となり、河川水が優先的に地下水を涵養したこと、また下流側では感潮河川からの海水の侵入の影響が示唆された。さらに、洪水時における河川水の平野中央部深部地下水への到達時間は、洪水後1年間の動水勾配で推定すると169～405日と見積もられ、洪水時から深部地下水における $\delta^{18}\text{O}$ の最低値が出現するまでの時間（約300日）の範囲内にあり、洪水時の河川水による非定常な地下水涵養が支持された。

キーワード：沖積平野，非定常，地下水涵養，酸素・水素安定同位体比