広域地下水流動系を解明するための環境トレーサーと 地下水位変動の有効性—十勝平野を例として—

池田 光良¹・秋田 藤夫²・阪田 義隆³・知北 和久^{4*}

The effectiveness of environmental tracers and groundwater -level changes to clarify a regional groundwater flow system: the Tokachi Plain, Hokkaido

Mitsuyoshi IKEDA¹, Fujio AKITA², Yoshitaka SAKATA³ and Kazuhisa A. CHIKITA^{4*}

Abstract

To clarify the formation of a sedimentary basin and its groundwater flow system is one of the most important issues in hydrogeology. The Tokachi Plain groundwater basin has been formed in close relation to the sedimentary basin formation. The aquifers are approximately composed of six layers, i.e., a phreatic aquifer, four confined aquifers of upper Pliocene to Pleistocene and a lower Pliocene hot spring aquifer. Hydrogeological surveys such as temperature, stable isotopic ratios and quality of groundwater, hydraulic analyses and three-dimensional thermal advection-dispersion analysis so far revealed the following items: Groundwater in the Tokachi Plain is of meteoric origin, which is recharged at the piedmont area of the surrounding mountains and flows into the central area of the plain. The stable isotopic ratios δD and $\delta^{18}O$ of the Tokachi Plain agree with the regional groundwater flow system model, indicating lighter isotopic ratios in deeper aquifers. This reflects the altitude isotope effect on surrounding mountains. The eastern geological block of the Tokachi central fault forms an eastern impermeable boundary of the Tokachi artesian basin, except the area on or around the fault with relatively high permeability. The Tokachigawa hot spring water is formed as the convergence of groundwater flow in the western Tokachi Plain. Dissolved organic matter analysis supports these results. In addition, groundwater levels of the Tokachi Plain hot springs show noticeable coseismic responses to the giant earthquakes around Hokkaido. The present review discusses the effectiveness of environmental tracers and changes in groundwater level to clarify a groundwater flow system, the Tokachi Plain, Hokkaido.

Key words: Tokachi plain, groundwater flow system, groundwater temperature, stable isotopic ratio, groundwater-level change

1 中央開発株式会社札幌支店 Sapporo Branch, Chuo-Kaiatsu Co., Ltd.

2 北海道立総合研究機構地質研究所 Geological Survey of Hokkaido

3 北海道大学大学院工学研究院空間性能システム部門 Division of Human Environmental Systems, Faculty of Engineering, Hokkaido University.

4 北海道大学北極域研究センター Arctic Research Center, Hokkaido University

* 責任著者 chikita@sci.hokudai.ac.jp

Fig. 1 Location of the Tokachi Plain, Hokkaido and its sedimentary structure with faults. The lateral boundaries of Osarushinai and Shibusan sedimentary basins are based on Matsuzawa et al. (1981) (Sr: Shari, K: Kushiro, KP: Kansen Plateau, AK: Akan and Lake Kussharo, Sm: Samani, A-A' corresponds to the cross section in Fig. 3).

I. はじめに

構造盆地の形成史と、その内部の地下水流動場を解明することは、わが国の地下水研究における重要な課題の一つである。本稿では、その一例として、十勝平野の新第三紀鮮新世以降の形成史とその広域地下水流動系について取りまとめた。十勝平野は、日高山脈の東側、大雪山系の南側に位置する東西約50～70 km、南北約120 kmの構造盆地である。平野の西側は地下水盆となっているため、水理地質調査が昭和40年代から行われてきた（北海道立地下資源調査所，1971，1985）。

十勝平野の帯水層の難透水性基盤である日高累層群（先白亜系）までの深度は、芽室（帯広より西へ約12 km）で約600 m、西帯広（同6 km）

で約1100 mであり、長周期微動探査の結果によれば帯広市中心部では約2000 m（Matsushima and Okada, 1990）に達し、6層程度の帯水層が分布する（Fig. 1, Fig. 2）。実際に揚水されているのは大部分が深さ約1300 mまでで、帯広市と周辺5町村を合わせた地下水揚水量は約 $11.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 、うち帯広市が約 $6.7 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ （1994年）であった。帯広市では、第一次オイルショック後の1973年～1981年の9年間で揚水量が急増し、1994年の揚水量の69%に当たる増加があったとされている（北海道開発局帯広開発建設部治水課，1999（以下、（帯広開発建設部，1999）と略す）。Fig. 2に十勝平野の水理地質概要を、またFig. 3に十勝平野中央部（東西方向）の水理地質構造（岡，1984）を示した。

広域地下水流動系を解明するための環境トレーサーと地下水位変動の有効性

Geological age	Geological formations	Western Tokachi Plain			Eastern Tokachi Plain		
		Aquifer classification (Ikeda et al. (2000))	Groundwater quality		Geological formations	Aquifer classification	Groundwater quality
Holocene	Flood plain, Terrace & Fan deposits	Phreatic aquifer	Carbonate hardness type (partly mixture type)		Flood plain, Terrace & Fan deposits	Phreatic aquifer	Carbonate hardness type (partly mixture type)
Pleistocene	Shibusan Formation	(First confining layer)	Carbonate hardness type (TSM: Mostly <100mg/L)		Osarushinai Formation		None carbonate alkali type Carbonate alkali type (partly mixture type) (TSM=100-500mg/L.)
	Meto Tuff	Upper confined aquifer			Ikeda Formation	Confined aquifer (slightly permeable)	
	Osarushinai Formation	(Second confining layer)			Nukanai Formation	Aquifer of hot springs	None carbonate alkali type (1000< TSM ≤ 30,000 mg/L)
		Middle confined aquifer					
		(Third confining layer)					
	Lower confined aquifer						
Pliocene	Ikeda Formation	Confined aquifer (slightly permeable)	Carbonate alkali type (partly mixture type) (average TSM < 1000 mg/L)		Taiki Formation Oikamanai Formation	(Impermeable basement)	
	Nukanai Formation	Aquifer of hot springs					
Miocene				Tokachi Central Fault TSM: Total solid material			
Pre-Creta-ceous	Hidaka Supergroup	(Impermeable basement)	None carbonate alkali type (average TSM > 1000mg/L)				

Fig. 2 Hydrogeology of the Tokachi Plain. Aquifer classification of the western Tokachi Plain is based on Ikeda et al. (2000).

Fig. 3 East-west hydrogeological cross section (A'-A line in Fig. 1) of the Tokachi Plain (modified from Oka, 1984). The transition in groundwater quality is based on Miyakawa and Mahara (2005). The thick white and gray arrows show the groundwater flow directions estimated from 3D thermal advection-dispersion simulation (Ikeda et al., 2000).

十勝平野は、その中央を南北に走る十勝中央断層により水理地質的に東西に分かれる (Fig. 1, Fig. 3)。平野西部の帯広市やその東に位置する十勝川温泉には、多数の温泉井が分布する。温泉の帯水層は糠内層 (鮮新統) であり、温泉の深度は帯広市では1000 m前後であるが、断層の落差が800 m程度あるため、東側の十勝川温泉では深度200 m程度となり、糠内層が尖滅する付近

に十勝川温泉が分布する。東側ブロックでは、地震基盤かつ難透水性基盤である大樹層や生花苗層 (鮮新統) までの深度は400~600 mと浅くなっている (Fig. 3)。

十勝平野の深井戸の大部分は、平野の西側では深さ400 mまで分布する長流枝内層 (更新統) から揚水しており、一部芽登凝灰岩からも揚水している。これらについて、通産省札幌通商産業局

(1978) や北海道開発局帯広開発建設部 (1978) などいくつかの帯水層区分の試みがあるが、池田ほか (2000) は、被圧水頭差に基づき上部、中部、下部の3つの被圧帯水層に大別している (Fig. 2, 被圧水頭差: 上部～中部は5 m程度, 中部～下部は約10 m以上)。東側では、主に同じ深度に分布する池田層 (大部分鮮新統) から揚水しているが、揚水量は少ない。

このほか、氾濫原、扇状地、段丘堆積物などに賦存する不圧帯水層中に多数の浅井戸が分布している。

近年は過剰揚湯による温泉の水位低下が問題となっていることもあり、十勝平野の地下水資源を適切に管理するために様々な調査が行われてきた。その中には水理地質、帯水層定数、揚水量、涵養・流出、広域的地下水流動など地下水水文学的なデータや地下水位変動データ、さらには解析モデルも含まれている。本総説では、十勝平野を例としてこれらのデータを取りまとめるとともに、地下水流動系を評価するうえでの環境トレーサーや地下水位変動データの有効性を議論することを目的とする。

Ⅱ. 十勝平野の地下水盆の形成史

1. 十勝平野の造構運動

十勝平野の地下水を考える上で、十勝平野の造構運動が重要な役割を果たしている。松井・松澤 (1985) は、中新世末期以降に開始された千島弧の西への突き上げ運動による上昇域とその前縁に生じた構造的凹地が十勝平野の形成に関わっていると考えている。糠内層が堆積 (本別構造盆地と呼ばれている) して以降の構造盆地の形成史は、松澤ほか (1981)、松井・松澤 (1985)、松井・山口 (2000)、十勝平野地質図および地形面区分図編集委員会 (1981) によれば次のようになる (Fig. 1)。ただし、近年は258万年前以降を更新世としている (ICS, 2015) ため、以下の地質時代区分は、原著を若干修正した。

①池田構造盆地 (鮮新世後期～(更新世初期))

この時代には十勝平野全体が沈降し、池田層が堆積した。

②長流枝内構造盆地 (更新世前期)

十勝平野東端が隆起に転じ、堆積盆地の範囲は狭まった。長流枝内層 (水井戸の主な対象層) が堆積した。

③^{しぶさん} 洪山構造盆地 (更新世後期以降)

十勝平野東部全体が隆起に転じ、西部は沈降を続けた。このため、その境界が切れて十勝中央断層が形成され、十勝平野西部に洪山層が堆積した。洪山構造盆地は帯広盆地とも呼ばれ、洪山層の下位の長流枝内層が十勝平野で最も有力な帯水層となっている。

2. 十勝中央断層の東側ブロックの水理地質的機能

活断層研究会 (1991) によるB級の活断層である十勝平野東縁の断層帯を、ここでは慣用に従って十勝中央断層と総称する。十勝中央断層の上下方向の変動速度は1000年あたり0.3～0.4 mと推定され (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)、断層の西側が沈降、東側が隆起を続けている。この断層から東側のブロック (十勝川の河谷では中新統以深の地層) は、十勝平野西部に対して近似的に不透水境界的な機能を果している。このことを示す水理地質的状況 (池田ほか, 2000) を次に列挙する。なお、以下の記述では十勝平野の主要部分である十勝平野西部を西部、十勝中央断層の東側のブロックを東側、十勝中央断層を単に断層と略する場合がある。

①地下水位 (水頭) …西部の長流枝内層中の地下水位 (水頭) は、その地形や地下水面と相似形であり、深い帯水層ほど地下水位 (水頭) は高くなる。地下水流線は断層と十勝川が交差する付近へ、半円放射状に集まる。地下水等高線は断層と直交し、断層付近の流線は断層とほぼ平行である (Fig. 4 (帯広開発建設部, 1999))。地下水流線の数学的表現は、 $\partial h / \partial n = 0$ (h : 水理水頭, n : 直行方向) であり、これは不透水境界の条件と全く同じである。従って、地下水流線を不透水境界と

Fig. 4 Groundwater flow net of the western Tokachi Plain. (a) Upper confined aquifer, (b) middle confined aquifer. TCF refers to the Tokachi Central Fault. Numbers in the figures denote the groundwater levels in meter (modified from Obihiro Development and Construction Department, Hokkaido Development Bureau, 1999).

して扱うことは、シミュレーションの技法としてしばしば使われている (Rushton and Redshaw, 1979; Anderson and Woessner, 1994)。従って、この点からも十勝川の河谷付近を除く断層の東側ブロックは不透水境界的な役割を果たしている可能性が高い。

②地形…東側の標高は西部より最大で約200 m高く、十勝川の谷を除き西部をブロックした地形を示している。西部の帯水層面積が約1420 km²なのに対し、東側の流域面積は断層から千代田付近を南北に走る地形流域界までの約210 km²にすぎず、涵養された少量の地下水の大半は、東側の丘陵を覆う段丘礫層中の不圧地下水として丘陵および、その周辺の河川へ流出すると考えられる。

③水理地質…西部の深井戸の帯水層である長流枝内層が、断層を隔てて平均透水係数が同層より1オーダー前後低い東側の池田層と接している。また、温泉帯水層である西部の糠内層は、断層を隔てて東側の難透水層である大樹層や生花苗層と

接している。

④地下水水質…西部は炭酸硬度型 (中層水型) が卓越する。すなわち、(Na⁺+K⁺) が少なく、HCO₃⁻が多い。一方、東側は水質が全く異なり、炭酸アルカリ型 (深層水型) または非炭酸アルカリ型 (化石水型) が卓越し、(Na⁺+K⁺) が多い (Fig. 2)。

以上から、十勝中央断層の東側は西部に対して難透水性基盤の役割を果たし、その水理条件は不透水境界に近い可能性が高い。これは断層の存在よりもむしろ、十勝川付近を除き、比高差200 mで西部より透水性の低い東側が西部をブロックしているという、十勝平野の地形・地質条件の特殊性が大きく影響している可能性が高い (Ⅲ.1.③参照)。

断層自体について宮川・馬原 (2005) は、長流枝内層中のCa-HCO₃型 (≡重炭酸硬度型) の地下水が、Ca⁺とNa⁺の陽イオン交換によって、池田層中ではNa-HCO₃型 (≡重炭酸アルカリ型) となり、断層付近では、Na-Cl型 (≡非炭

酸アルカリ型)の地下水が混入している (Fig. 1) と述べている。また、塩水については、 Cl^- と $\delta^{18}\text{O}$ の相関性の良さから氷期の汽水～海水起源とし、周辺より透水性の高い断層破碎帯を堆積盆深部の高い間隙水圧を原動力として上昇していると推定している。

次節以降では、さらに地下水温と安定同位体比などを用いて十勝平野の地下水流動の特徴を述べるとともに、十勝中央断層の水理地質的機能を再度考察する。なお、不圧帯水層については、十勝川、札内川・猿別川扇状地などについて様々な議論がなされている (池田ほか, 1999a) が、本稿では十勝平野の被圧地下水の特徴について述べる。

Ⅲ. 十勝平野の地下水の特徴

1. 地下水温から推定される地下水流動

Fig. 5に、十勝平野の深さ250 mまでの井戸の地下水温から計算した50 m深地温 (上部被圧帯水層に相当) を示す (池田ほか, 2000)。図から、十勝平野の地下水涵養機構は次のように推定される。

①50 m深地下水温は、日高山脈北部の山麓と帯広から約40 km南側の分水界付近では低く、最低で9°C以下を示すが、盆地の中央に向かって上昇し、帯広市中心部では13°C以上となる。地下水流は、十勝中央断層と十勝川の交差する付近へ半円放射状に集中すると推定される。断層東側のブロックは16~40°C以上の高温域であり、断層付近で地下水温は急激に変化する。断層を横切る地下水流が多量な場合にはこのように大きな温度勾配は考え難く、Ⅱ.2で述べた地下水位 (水頭)、地形・地質、地下水水質も併せて考慮するならば、断層付近の地下水流線は断層にほぼ平行であり、断層の東側ブロックが不透水境界的役割を果たしていると見なしても矛盾はない。

②然別火山群が及ぼす深さ約250 mまでの帯水層への影響が、Fig. 5だけからは最大限帯広の北26 kmの士幌まで及んでいる可能性は否定できないが、士幌～上士幌間のこの深度までの地下水も酸素・水素安定同位体比より天水起源であることが判明しており、西部の地下水は火山群の南側で天水から涵養されている可能性が高い。大久保ほか (1998) が、北海道地温勾配図 (北海道

Fig. 5 Groundwater temperature at 50 m depth in the Tokachi Plain (Ikeda et al., 2000). Temperature values at ●: estimated from Ito and Miyakawa (2012).

立地下資源調査所, 1995) による深さ千数百 m までの地温実測値から推定した北海道の地温構造によれば, 東側ブロックは 5 K/100 m を超えるやや高温帯に属し, 深さ 20 km 未満 (等温上昇なら約 13 km) でソリダス温度 (650°C 程度) 以上となるが, 西側ブロックの大部分は上部地殻内でソリダス温度に達しないことになる。彼らは北部の然別火山群を含む大雪山系を高温帯としているが, その山麓以外では西部の地下水温にほとんど影響を及ぼしていない。火山帯より遠方の帯水層への影響には否定的であり, 北側からの大量の熱水の流入は考え難い。

一方, 宮川・馬原 (2005) は, 十勝川温泉の泉温は 50°C 程度に過ぎず, 温泉水中にマグマ水を起源とする ^3He が少ないことから, マグマ水を熱源とすることは考え難いとしている。Mahara et al. (2007) による十勝平野の深層地下水のヘリウム安定同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He} (\times 10^6)$) は 2 未満 (0.179~1.96) なのに対し, 大雪山系のそれは 2~6 以上 (草野ほか, 2012) と差がある。さらに, 今まで十勝平野の地下水の酸素・水素安定同位体比でマグマ水領域へのシフトが認められた例はない。従って, 高温岩体の寄与があるにしても, 熱伝導によるものが多く, 移流による寄与は少ないと思われる。

③深層地下水の涵養域は盆地の周辺部であり, 地下水は盆地中央部で流出すると考えられる。洪山層や長流枝内層の最深部は帯広の 8 km 北, ブーゲー低重力異常の中心や基盤岩の最深部は帯広の 20 km 北にある (岡, 1984)。かつて北海道では, 地下水がこれら帯水層の低部へ向かう可能性が議論されたこともあったが, そうではなく, 地下水温の高温部, すなわち地形の最低部である音更川・札内川・十勝川の合流部付近へ流れるものと推定される。このことは長流枝内層中の地下水流は, 中央断層のところで長流枝内層が欠如する (居辺丘陵の頂部で再び現われるが) という地質構造によるだけではなく, 地形にも影響されて, Tóth (1963) が示したように, 深層地下水といえども地下水盆中の最低部へ流動し, 上昇流

に転じることを示唆している。実際, 流出域と考えられる帯広一断層間では, Bredehoeft and Papadopoulos (1965) が示した上昇流タイプの地下水温プロファイル (等温上昇よりも上に凸な曲線) が得られている (例えば, 岡ほか, 1984)。

2. 酸素・水素安定同位体比から推定される地下水流動

長流枝内層中の地下水温, 酸素・水素安定同位体比, 地下水位は互いに整合性がある。 δD と $\delta^{18}\text{O}$ から推定した十勝平野西部の深層地下水 (長流枝内層・池田層・糠内層) の流動は次のようになる (池田ほか, 2000)。

①十勝平野の地下水は天水起源であり, 火山起源の熱水の流入に伴う高温火山ガスやマグマ水側への安定同位体比のシフトは認められなかった。

②深さ 50~300 m の主に中部被圧帯水層の安定同位体比 (Fig. 6) は, 地下水温と同様な平面的分布を示す。地下水流動系の性質としては, 流出域に向かうにつれてより古い水, より高所で涵養された水が出現するはずである。平野の周辺部では現地の降雨により涵養されたと考えられるやや重い地下水 (δD : -84~-73‰) が存在するが, 平野の中心に向かうにつれ, より標高の高い所の影響を受けたと考えられるやや軽い地下水 (δD : -87~-77‰) が現れる。十勝清水~御影間にも背後の日高山脈で涵養されたとされるやや軽い地下水 (δD : -86~-85‰) が認められ, 流出域を示すと考えられる。

③十勝中央断層の東側では, 丘陵の上半部を構成する長流枝内層や池田層中の地下水は西側に比べてやや重く, δD で -80~-69‰ を示す。これらは標高 30~200 m の降水や札内川・猿別川扇状地下流の自由地下水の値が -74~-65‰ であることから (池田ほか, 1999a), 丘陵の降水の影響を受けた, 西側とは起源の異なる地下水と見なせる。

④糠内層の安定同位体比は, δD : -98~-84‰, $\delta^{18}\text{O}$: -14~-12‰ と, この深度では十勝平野で最も軽い値を示す。このうちの最小値が十勝川温

Fig. 6 $\delta^{18}\text{O}$ distribution in the Tokachi Plain at 50 to 300 m in depth (Ikeda et al., 2000). The $\delta^{18}\text{O}$ value with the asterisk* is obtained by Ito and Miyakawa (2012).

泉であり、十勝川温泉の水源として西側ブロックの糠内層の温泉水を考えても矛盾はない。一方、十勝川温泉より3 km東の千代田温泉（生花苗層：中新統）の水はかなり重い同位体比（ δD : -15‰ , $\delta^{18}\text{O}$: -2.3‰ ; 松波・鈴木, 1997）を示し、両者に大きな差がある。十勝川温泉のうち糠内層（一部池田層）から揚湯しているものと、千代田温泉の Cl^- 濃度は、それぞれ15.1~65.3 mg/L（平均36.6 mg/L）、2769~3122 mg/L（平均2946 mg/L）であり、両者の平均値で80倍以上の違いがある（北海道立地下資源調査所, 1979）。

十勝中央断層の東側ブロックの大樹層・生花苗層は、大部分海成で難透水性の堆積岩から構成され（北海道立地下資源調査所, 1985）、水理学的に難透水層と見なすことができる（岡, 1984）。温泉は、狭在する凝灰質の部分に賦存する化石水からなり、千代田温泉の酸素・水素安定同位体比は古海水の影響を強く受けたものである。西側の

長流枝内層は断層の所で一旦消滅するのに対し、糠内層はこれらの難透水性の地層に前面を遮られ、断層のところで800 m上昇して幅4 kmの十勝川の河谷まで分布する。十勝川温泉は、断層から東へ3 kmの糠内層が尖滅する部分で形成されていると考える。宮川・馬原（2005）は、酸素・水素安定同位体比と塩分濃度に相関性が認められるのは Cl 濃度が50 ppm以上だとしており、以下の⑤⑥の涵養高度や涵養時期の議論に用いた試料の Cl^- 濃度は、十勝川温泉で17.0 mg/L、十勝平野西部では大部分が10 mg/L未満と低いため、古海水の影響は無視できると考えられる。

⑤池田ほか（1998）による大雪山系の安定同位体比の高度効果（ δD : $-1.75 \pm 0.30\text{‰}/100\text{ m}$, $\delta^{18}\text{O}$: $-0.24 \pm 0.01\text{‰}/100\text{ m}$ ）（Fig. 7）を用いると、最低地点からの涵養高度差は帯広市街を除く十勝平野西部で300 m弱、帯広市街で400 m弱、帯広市内の温泉と十勝川温泉（糠内層：鮮新統）

Fig. 7 Altitude isotope effects of precipitation at Mt. Daisetsuzan (based on Ikeda et al., 1998).

で800 mに当たる。800 mは大雪山系や日高山脈の平均標高に近く、これらの温泉は周辺山地への降水で涵養されたものと考えられる。最大と最少の安定同位体比の差は δD : -28.9‰ , $\delta^{18}O$: -3.5‰ であり、この差の全てが高度効果で説明できるものとする、十勝川温泉水の平均涵養標高は約1500 mとなる。

⑥十勝川温泉水のうち、隼内層から採水した試料の ^{14}C 年代として $20,000 \pm 130$ yBP (池田ほか, 2000 (1999年8月採水))を得ている。ダルシー則による計算でも同程度の年代となる可能性があり、ウルム氷期の最寒冷期の18,000年前に近い。従って十勝川温泉水の軽い安定同位体比は、高度効果によるものか、約3~1万年前のウルム氷期後期 (地学団体研究会, 1996) に涵養されたためか、あるいはその両方に起因するものであろう。

なお、中新統や先白亜系の基盤岩からの地下水供給量が多い場所では、さらに古い年代となる可能性が高い (宮川・馬原, 2005)。Mahara et al. (2007) は、 $^{36}Cl/Cl$ 比や 4He の集積率から十勝平野の深層地下水の滞留時間は最大で約230万年と算出しており、この値は十勝堆積盆地の地史と整合的であると述べている。

3. 溶存有機物から推定される地下水流動

伊藤・宮川 (2012) は溶存有機物を用いて、十勝平野東部の地下水流動を検討している。この中で、十勝中央断層以西および東側でも300 m以浅の地下水で陸源 (高等植物)・土壌由来の腐植物質が認められ、地表付近からの天水等の影響が強く地下水流動が比較的早いと判断された。これに対し、断層以東の深度300 m以深の深部地下水においては、地表付近の天水の影響は比較的小さく、陸成~浅海成層では微生物関連フミン酸、海成層では微生物関連フルボ酸が増加する傾向が見られた。以上から、深部ほど微生物活性の高い環境下にある地下水が存在し、同一地層内の移動に留まっていると考えられた。さらに、これらは主要元素・安定同位体比による従来の解釈とほぼ一致するとしている。

4. 地下水位 (水頭) の変化

4-1. 被圧帯水層中の地下水位 (水頭)

地下水位 (水頭) 低下傾向が比較的明瞭に見られた観測井は13井中8井あり、そのうちの7井が上部被圧帯水層を対象としている (帯広開発建設部, 1999)。地下水位 (水頭) は、大通公園2号井 (帯広駅から南南東に約1.2 km) で1978~1985年頃までに約4 m、他の7井では1~2 m低下した。低下量の多くは1973年の第一次オイル

ショック以降の地下水揚水量急増期に生じたもので、その後地下水位（水頭）の変動は小さくなり、北海道開発局の未公表資料によれば、1997年以降2016年まで地下水位（水頭）は大部分上昇傾向にある。すなわち、9井で0.5～2.5 m（平均1.2 m）上昇した。例外としては、2井で変化がほぼなかったほか、帯広駅から南南西に3.5 km離れた稲田2号井で1.5 m低下したのみであり、局所的な地下水位（水頭）低下と見られる。1995年以後揚水量調査が行われていないため、近年の地下水位（水頭）上昇傾向の原因は不明である。しかし、1997年末に札内川ダムが完成し、1998年より灌漑用水と水道用水の供給が始まったこと、比較的揚水量の多かった数本の井戸で揚水停止を確認できたことなどから、平野全体の揚水量が減少している可能性がある。

下部被圧帯水層で地下水位（水頭）の低下傾向が見られたのは、芽室観測井である。この観測井の地下水位（水頭）は、融雪期の4月頃最高となったのち、甜菜工場の稼働に対応して最盛期の9月までに6～9 m低下する。融雪期の地下水位（水頭）に大きな変化は見られないが、9月の地下水位（水頭）は1978～1999年までの21年で約1.5 m低下したため、甜菜糖の生産量との関連性が指摘されたが、その後観測は行われていない（帯広開発建設部、1999、北海道開発コンサルタント、2000、2001）。

4-2. 上部被圧帯水層中の地下水流速

上部被圧帯水層中の地下水流速は、①被圧水頭の週変化・日変化を基に感潮井の理論（山本、1983）から求めたもの、②揚水試験結果と動水勾配よりダルシーの法則から計算したもの、③地下水温から推定する方法（佐倉、1978）を用いたものが互いに概ね一致している（Table 1）。このことから、地下水温から推定した十勝平野の地下水流動が、地下水位（水頭）や水理学的データとも概ね対応しているものと見なせる。

帯広市中心部の大通公園2号井（スクリーン深度49～60 m。主に上部被圧帯水層の芽登凝灰岩中の水頭を示す）では、年変化として被圧水頭の極小値が8月頃、極大値は2～3月頃現れる。日変化としては極小値が21～22時、極大値は3～9時と15時頃の2回現れる。週変化は被圧水頭が月曜日に最低、木曜日に最高となるため、揚水量は日曜日に最大、水曜日に最小となる可能性がある。これらの変動は昭和54年から現れていることから、昭和53年頃にさく井され、大通公園2号井とスクリーン深度が同程度で、ある程度の揚水量があり、距離的に近い特定の井戸が主原因となっている可能性が高い。帯広市内の321井中、上の条件を全て満たすのは、大通公園2号井から555 m離れた大型スーパー店の井戸（揚水量約300 m³/d）のみであり、この井戸が上記の周期的変化の主原因と考えられてきた。これについては、1998年にこの井戸が使用停止されたとき地

Table 1 Aquifer constants and Darcy flow velocity of the upper confined aquifer in the Obihiro urban area (Ikeda et al., 2000).

Item	Calculation method	Piezometric head in observation well		Pumping test (n=12*)	Groundwater temperature
		Weekly change	Daily change		
T/S (cm ² /s)		2.0×10 ⁴	4.4～8.1×10 ⁴	1.8×10 ⁴	—
Hydraulic conductivity K (cm/s)		6.6×10 ⁻³ (calculated)	14.5～26.7×10 ⁻³ (calculated)	6.0×10 ⁻³ (observed)	—
Darcy flow velocity (cm/s) (Hydraulic gradient i=4×10 ⁻³ *)		2.6×10 ⁻⁵	5.8～10.7×10 ⁻⁵	2.4×10 ⁻⁵	<5.3×10 ⁻⁵

* n: the number of the data. ** Obihiro Development and Construction Department, Hokkaido Development Bureau (1999). T: transmissivity, S: storage coefficient.

Fig. 8 Temporal change of groundwater level at Odori Park 2 observation well before and after stop pumping in January 1998 (Hokkaido Engineering Consultants Co. Ltd., 2000).

下水位（水頭）が急上昇し、かつ、これらの周期的変化が消滅したことによって実証された（Fig. 8）。大通公園2号井の地下水位（水頭）の年変動量は、この井戸の停止前の約1.5～3.3 mから停止後は約0.4～1.3 mと減少し、年平均地下水位（水頭）は1997～2016年の19年間で約2.5 m上昇した。

4-3. 温泉水位の変動

十勝平野の地下深部には、広域に温泉資源が賦存している（岡，1990，北海道開発局長官房開発調査課，1992）。堆積盆東縁部の地質構造の上昇域に位置する十勝川温泉では、1930年代の深さ100 m以浅のボーリングにより約44℃の温泉が大量に自噴し、限られた地区ではあるが平野内唯一の温泉地として発展した。平野中心部に位置する帯広市では、1960～1973年に深度300～600 mのボーリングによる温泉開発が始まった。その後、1974年と1976年に深度850 mと935 mの掘削がそれぞれ行われ、泉温約40℃、湧出量600～800 L/minの自噴が確認された。これが、十勝平野における本格的な大深度掘削による温泉開発の先駆けである。平野全体で、これまでに実

施された大深度掘削は約100本に及び、最大深度は1617 mである。Fig. 9に、帯広市内およびその周辺地域の温泉の総湧出量と水位の長期変化を示す。1975年以降の総湧出量は、およそ10,000～23,000 L/minの変動幅で推移している。水位の低下は、1983年頃から始まった。1985年頃までは、大量に自噴する源泉が多かったが、それ以降は水位低下による自噴量の減少により、徐々に動力揚湯の割合が増加した。1980年代の半ばになって著しい水位低下が観測されたことから、北海道温泉審議会では1986年12月より帯広市内を中心に水位等のモニタリングを強化した。結果として、帯広市内とその周辺地域では、1983～2013年の30年間で40～50 mに及ぶ水位低下が観測された。水位は1983～1984年に年間約5 mの低下を記録した後は、徐々に低下幅が小さくなり、1988年には約2 m、1991～1994年には0.5 m程度となった。この間、1988年に温泉保護地域・準保護地域に指定されたことによる揚湯抑制の効果が現れたとされた。しかし、その後保護地域周辺での開発による湧出量の増加によって水位低下が引き続いたため、2005年5月には準保護

Fig. 9 Long-term change in hot spring water level (lower) and total amount of hot water in Obihiro city and surrounding area (upper) (Nature Conservation Bureau, Ministry of the Environment, 2014).

地域を拡大するとともに、保護地域では1源泉当たりの湧出量を最大150 L/min、準保護地域は300 L/min に制限した。十勝平野では、行政による継続的な温泉モニタリングと保護対策により水位低下は鈍化傾向を示している。しかし、保護地域外での湧出量の増加により、堆積盆全体として総量を減らすことが難しいことから水位が回復するまでには至っていない。

4-4. 地震時の地下水位の挙動

地震に関連した地下水位の変化は、国内外を問わず数多く報告されている（川辺，1991；秋田・松本，2001）。地震に伴う地下水位変化は、帯水層の透水係数や貯留係数等の水理特性と密接に関係することから、多孔質媒体である帯水層の変形と地下水流動の連成問題として定量的に取り扱うことにより、水理特性の評価も可能である（Roeloffs, 1988）。Akita and Matsumoto (2004) は、1993～2003年にかけて北海道周辺で発生したM7.5以上の5回の巨大地震について、地震直後の地下水位の変化と震源断層モデルに基づき計算した体積歪みとの比較を行った。これにより、北

海道内の多くの水位観測点で観測された地震直後の水位変化の大きさや極性は、体積歪みの変化でほぼ矛盾無く説明できることがわかった。Fig. 10には、一例として、2003年十勝沖地震（M8.0）に伴って広域的に観測された水位変化の極性、震源断層モデルに基づき計算された体積歪分布、および帯広市の水位観測井OB1（深さ1328 m、スクリーン深度950～1060 m）における5回の巨大地震に伴うコサイスミックな水位変化と体積歪みとの関係を示した。この図から、2003年十勝沖地震による体積歪分布は、北海道東部の斜里平野から屈斜路湖付近を通り、十勝平野南部の更別村付近を経て、様似町に至るラインの太平洋側で圧縮場が広がっていることがわかる。また、釧路市から浦幌町・幕別町忠類を経て日高山脈南端域では最大 10^{-6} strainオーダーの圧縮場となっており、幕別町忠類や釧路市では自噴量の増加や4 mに達する水位上昇が観測された。根釧原野から斜里平野にかけても圧縮場に対応して4 cm～2.5 mの水位上昇や自噴量の増加した井戸が分布する。それ以外の道内陸域では、伸張場が広がってい

Fig. 10 Location of observation sites, a fault model, hydrological anomalies and calculated volumetric strain fields (left) in response to the 2003 Tokachi-oki earthquake. Positive strain denotes dilatation. In OB1 well (right), there is a linear relationship between observed coseismic changes in groundwater levels (W) and calculated volumetric strain steps (V) in response to five giant earthquakes (modified after Akita and Matsumoto, 2004).

る。十勝平野は最大 10^{-6} strainオーダーの伸張場に位置しており、帯広市の井戸では最大170 cmの水位低下が観測された。帯広市にある水位観測井OB1では、5回の巨大地震に伴うコサイミックな水位変化と体積歪とが高い相関を示した。この観測井の地震に伴う体積歪に対する水位変化は、 $7.05 \text{ mm}/10^{-8} \text{ strain}$ であった。一方、地球潮汐(M_2 分潮)に起因する体積歪に対する水位変化は約 $9.4 \text{ mm}/10^{-8} \text{ strain}$ であり、ほぼ同等の応答感度を示す。このことからOB1の水位は、地震による歪変化に適応に応答する高感度の地殻歪センサーとしての活用も可能と考える。

5. 熱移流拡散解析

以上から、十勝川温泉は平野西部の地下水流と熱が集中する流出域だと考えることができる。池田ほか(1999b)、操上ほか(1999)は、間隙水の密度と粘性の温度依存性を考慮した熱と流れの同時輸送方程式を解く有限要素法(FEM)プログラムを開発し、十勝平野の3次元熱移流拡散解析を行っている。ここではその概要を述べる。

境界条件は、北側と西側がそれぞれ大雪山と日高山脈の山麓で帯水層が欠如する付近、南側と東側はそれぞれ南側と居辺丘陵の分水界付近とし、いずれも不透水・断熱境界としている。上下方向は被圧水頭面および糠内層の最深部でそれぞれ水頭既知・定温境界、不透水・熱流量一定境界とし、江原・横山(1971)に基づいて熱流量 $50 \text{ mW}/\text{m}^2$ を与えた。この計算によって、帯広市内の温泉の揚湯開始(1973年頃)以前の地下水位(水頭)を再現した。この場合、各層に上下方向と水平方向の異方性を考えることで初めて帯水層の下方ほど高い値を示す実測地下水位(水頭)が再現されている。この理由は十勝平野の地層は砂層と難透水層の互層であり、上下方向と水平方向の透水性の異方性が著しいためと思われる。得られた結果では、山麓で涵養された地下水が各帯水層を通して十勝中央断層付近で収束して流出している(Fig. 1)。また、温度プロファイルは温度検層データとも概ね整合していることから、糠内層と十勝川温泉の温度分布は、特別な熱源を与えなくとも熱移流で温度上昇量の多くを説明できる。ただし、十勝川温泉の泉温については1970年

代の計測（浦上ほか，1976）で40°C以上の部分が200 m以浅まで分布しており，実測値が計算値より10°C以上高い場合がある。また，それらは東側ブロックの熱流量を2倍（100 mW/m²）にしたときの温度プロファイルに近いことから，断層の東側では阿寒の延長である高温岩体からも熱が供給されている可能性もある。

近年，帯広市内の温泉および十勝川温泉では湧出量が低下している。また，前者では泉温の低下が著しく，40°Cを超える泉源の数が激減した。温泉の帯水層である糠内層の地下水位（水頭）の低下によって，上位の池田層の地下水が流入し，泉温低下を招いているものと考えられる。今後は温泉の地下水位を計測し，十勝平野の地下水や温泉を保全するために，3次元非定常熱移流拡散解析によって時系列的再現と予測を行うことが望まれる。

IV. おわりに

以上，主として十勝平野西部の地下水盆地の地下水流動機構について述べてきた。十勝平野の地下水盆地は第三紀鮮新世以降続く造盆地運動と密接な関係があること，十勝中央断層の東側ブロックが平野の主要部分である西側の不透水境界的な役割を果たしていること，を述べた。また，周辺山地の山麓で涵養され，平野中央部へ半円放射状に流れる地下水流が顕著であり，長流枝内層では十勝川と支流の音更川・札内川が合流する付近，糠内層では十勝川温泉が流出域であることを，地下水温，安定同位体比等から示した。さらに，十勝平野西部の地下水温は特別な熱源を与えなくとも一般的な地殻熱流量で説明できるが，温泉帯水層の流出域である十勝川温泉ではより多くの熱流量が必要である可能性について言及した。

以上見てきたように，十勝平野のような広域地下水流動系を解明するうえで，地下水位（水頭）だけでなく，一般水質，地下水温，環境同位体などの環境トレーサの有効性は明らかである。近年は科学的目的だけではなく，地下水盆地管理や地

下水流動系規模の環境アセスメントにも使用される機会が増えてきており（例えば，池田，2016），環境トレーサの重要性は増していくものと思われる。今後さらにデータを蓄積し，解析精度を高めていく必要がある。

謝 辞

地下水位の観測データを提供された北海道開発局帯広開発建設部治水課の諸氏，温泉データを提供され，貴重なご意見を賜った北海道総合研究機構地質研究所の高橋徹哉資源環境部長，および本稿を執筆するに当たり，適切なお指摘，ご助言を頂いた2名の匿名査読者の方々に深甚なる謝意を表する次第である。

参考文献

- 秋田藤夫・松本則夫（2001）北海道内温泉井における4回のM7.5以上の地震直後の地下水位変化—1993～1994—。地震2，**53**，193–204。
- 池田光良・高田茂・松枝大治（1998）北海道の環境水中のトリチウム濃度および δD ， $\delta^{18}O$ の高度効果の推定値について。Radioisotopes，**47**（11），812–823。
- 池田光良・竹内篤雄・三浦均也・松枝大治・安田匡（1999a）十勝平野の複合扇状地の地下水流動機構。応用地質，**39**（6），486–499。
- 池田光良・操上広志・三浦均也（1999b）FEMを用いた地下水流動系における地下水温分布解析。土と基礎，**47**（8），25–28。
- 池田光良・操上広志・三浦均也（2000）地下水温と安定同位体比から推定した十勝平野の地下水流動系。地下水学会誌，**42**（1），3–26。
- 池田光良（2016）北海道における同位体地下水調査の経緯と課題。日本地下水学会2016年秋季講演会講演予稿，132–137。
- 伊藤由紀・宮川公雄（2012）堆積岩地域の溶存有機物を用いた地下水の流動履歴評価—励起蛍光マトリクスと多変量解析による地下水起源の

- 推定一. 電力中央研究所報告, N12005, 1-21.
- 浦上晃一・大槻 栄・三好日出夫・小泊重能・大友和雄・佐倉保夫・太井子宏和・内田和隆・池田隆司・陶山秀明 (1976) 十勝川温泉の地球物理的調査. 北海道大学地球物理学研究報告, **35**, 61-73.
- 江原幸男・横山 泉 (1971) 北海道における地殻熱流量の測定 (その2). 北海道大学地球物理学研究報告, **26**, 67-84.
- 大久保泰邦・秋田藤夫・田中明子 (1998) 地温勾配図作成と地下温度構造を求める試み—北海道の例. 日本地熱学会誌, **20** (1), 15-29.
- 岡 孝雄 (1984) 十勝平野中央部の深層熱水—地下構造および開発の現況—. 地下資源調査所報告, **55**, 33-56.
- 岡 孝雄 (1990) 十勝平野の温泉開発とその資源管理. 日本応用地質学会平成2年度研究発表会講演論文集, 169-172.
- 活断層研究会 (1991) 新版日本の活断層. 東京大学出版会, 64-65.
- 川辺岩夫 (1991) 地震に伴う地下水・地球化学現象. 地震2, **44**, 341-364.
- 環境省自然環境局 (2014) 温泉資源の保護に関するガイドライン (改訂), 97p.
- 草野友宏・浅野浩一・梅田浩司 (2012) 日本列島における地下水・温泉ガスのヘリウム同位体比データベースの作成. JAEA-Data/Code 2012-017, 1-19.
- 操上広志・池田光良・三浦均也 (1999) 広域地下水流動系における温度特性の移流分散を考慮した有限要素解析. 第44回地盤工学シンポジウム講演要旨集, 13-18.
- 佐倉保夫 (1978) 水温による地下水循環の研究. 日本の水収支, 古今書院, 291-303.
- 地学団体研究会 (1996) 新版地学事典 付図付表・索引, 20, 26.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 十勝平野断層帯の長期評価について. 23p.
- 通産省札幌通商産業局 (1978) 北海道帯広・芽室地区地下水利用適正化調査報告書*. 31-92.
- 十勝平野, 地質図および地形面区分図編集委員会 (1981) 十勝平野, 地質図および地形面区分図. 北海道開発局帯広開発建設部 (1978) 十勝平野地下水域地下 waters 解析報告書*. 95p.
- 北海道開発局帯広開発建設部治水課 (1999) 十勝平野の地下水の現況について. 地下水技術, **41** (7), 4-13.
- 北海道開発局長官房開発調査課 (1992) 資源エネルギー開発利用調査 十勝北部地域. 292p.
- 北海道開発コンサルタント (2000) 平成11年度十勝平野地下 waters 解析報告書*. 244p.
- 北海道開発コンサルタント (2001) 平成12年度十勝平野地下 waters 解析報告書*. 254p.
- 北海道立地下資源調査所 (1971) 水理地質図幅帯広. 48p.
- 北海道立地下資源調査所 (1979) 北海道の地熱・温泉 (C) 北海道中央部, 122-144.
- 北海道立地下資源調査所 (1985) 北海道の地熱・温泉—1985年Ⅱ版, 10-23.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) 60万分の1北海道地温勾配図.
- 松井 愈・松澤逸巳 (1985) 十勝平野の構造発達史—帯広盆地と幕別台地の分化. 第四紀研究, **23** (4), 233-244.
- 松井 愈・山口昇一 (2000) 十勝池田地域の地質. 地域地質研究報告 5万分の1地質図幅 釧路 (2) **43**, NK-54-2-11, 72p.
- 松澤逸巳・松井 愈・近堂祐弘・瀬川秀良・田中実・小久保公司 (1981) 帯広地域の地質. 地域地質研究報告 5万分の1図幅 釧路 (2) **42**, 82p.
- 松波武雄・鈴木隆広 (1997) 道内温泉等の水素・酸素同位体比. 地下資源調査所報告, **68**, 149-152.
- 宮川公雄・馬原保典 (2005) 地下水流動における断層破碎帯影響評価手法—地下水化学的調査の適用と系統的評価手段の提案—. 電力中央研究所報告 研究報告, N04039, 1-20.
- 山本莊毅 (1983) 新版地下水調査法. 古今書院, 157-158.
- Anderson, M.P. and Woessner, W.W. (藤縄克之

- 監訳) (1994) 地下水モデル—実践的シミュレーションの基礎—. 共立出版, 61, 62, 67.
- Akita, F. and Matsumoto, N. (2004) Hydrological responses induced by Tokachi-oki Earthquake in 2003 at hot spring wells in Hokkaido, Japan. *Geophysical Research Letters*, **31**, L16603.
- Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.O. (1965) Rates of vertical groundwater movement estimated from earth's thermal profile. *Water Resources Research*, **1**, 325–328.
- International Commission on Stratigraphy (ICS) (2015) International Chronostratigraphic Chart.
- Mahara, Y., Habermehl, M.A., Miyakawa, K., Shimada, J. and Mizuochi, Y. (2007) Can the ^4He clock be calibrated by ^{36}Cl for groundwater dating? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **259**, 536–546.
- Matsushima, T. and Okada, H. (1990) Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors. *Butsuri-Tansa*, **43** (1), 21–33.
- Roeloffs, E.A. (1988) Hydrologic precursors to earthquakes: A review. *Pure and Applied Geophysics*, **126**, 177–209.
- Rushton, K.R. and Redshaw, S.C. (1979) *Seepage and groundwater flow*. John Wiley & Sons, 131–133.
- Tóth J. (1963) A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*. **68**, 4795–4812.

* 未公表資料

原稿受付：2017年 6 月 7 日

原稿受理：2017年 11 月 8 日

この論文に対する「討論」を2018年6月30日まで受け付けます。

広域地下水流動系を解明するための環境トレーサーと 地下水位変動の有効性—十勝平野を例として—

池田 光良¹・秋田 藤夫²・阪田 義隆³・知北 和久^{4*}

要 旨

十勝平野の地下水盆は、その造盆地運動に伴って形成され、不圧帯水層、4層の被圧帯水層、温泉帯水層の6層に大別される。地下水温、水の安定同位体比、一般水質、地下水位（水頭）の変動解析、および熱移流拡散解析から見て、十勝平野の地下水は天水起源で、周辺山麓から涵養され、平野の中心部へ流動している。安定同位体比の高度効果を反映して、より深い帯水層でより軽い安定同位体比を示す傾向がある。十勝中央断層の東側ブロックは、やや透水性があると推定される同断層付近を除いて、十勝地下水盆の難透水性境界的な役割を果たし、十勝川温泉は地下水の収束場に位置していると見なせる。以上の結果は、溶存有機物を用いた地下水調査からも支持されている。このほか、十勝平野の温泉地下水位は巨大地震に伴うコサイスマミックな水位変化が顕著である。地震に伴う地下水位変化は帯水層の水理特性と密接に関係することから、地下水盆の水理地質構造を理解するうえで有用な情報を提供する。本総説では、十勝平野を例として広域地下水流動系を解明するための環境トレーサーと地下水位変動の有効性について議論する。

キーワード：十勝平野，地下水流動系，地下水温，安定同位体比，地下水位変動