特集　広域地下水調査の事例と展望

酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査

林　武司*

1. はじめに

地球上の様々な水循環システムを理解するため、これまで多くの天然物質や人工物質がトレーサーとして開発され、利用されてきた。特に直接見ることのできない地下水流動プロセスの解明には、トレーサーの利用が不可欠であり、主要溶存イオンや微量元素、環境同位体、溶存ガス、色素・染料、地下水温などをトレーサーとした研究が数多くなされている。中でも近年では、各種の環境同位体を用いた水文学的・地球化学的な研究が盛んに行われており、水循環・地下水流動のプロセスだけでなく、水循環に伴う物質の輸送プロセスの解明も大きく進展している。環境同位体とは、天然に存在もしくは熱核爆発実験によって生成された同位体で、自然のプロセスによって環境中に分布し、循環するものである。同位体には安定同位体と放射性同位体があり、安定同位体は水・物質循環プロセスの解明に、放射性同位体は地下水年代や物質の循環速度の見積りに用いられている。主に利用されている環境同位体としては、安定同位体では酸素（O）、水素（H）、窒素（N）、炭素（C）、硫黄（S）、ホウ素（B）、ストロンチウム（Sr）などが、放射性同位体ではラドン（^{222}Rn）、トリチウム（^{3}H）、炭素（^{14}C）、塩素（^{36}Cl）、ヨウ素（^{129}I）などがある。

環境同位体の中でも、酸素および水素の安定同位体は、これらが水分子そのものであることや、同位体比が大気中（海面からの水蒸気の蒸発～降水としての凝縮まで）では大きく変化するのに対して地下では変化しにくいこと、などの特性から、水循環・地下水流動プロセスのトレーサーとして最も利用されている。近年では、地球上の様々な環境下における、地表水・地下水の酸素・水素の安定同位体に関するデータが蓄積されつつある。今後も学術的な分野ではデータの蓄積が加速度的に増加していくことが予想され、トレーサーとしての有用性が一段と高まっていくと期待される。しかし現状では、同位体の測定に関する技術やコストなどの制約から、地球科学分野、特に地下水に関する技術者の実務においてはトレーサーとして広く普及しているとは言い難く、まだ有用なツールとなるには至っていない。

筆者らは日本各地の都市域の発達した平野を対象に、酸素・水素の安定同位体や地下水水質、地下水温などを平野の全域もしくは広域に調査し、人為影響を受けた地下水環境の評価を試みている。本稿ではこれらの結果を基に、前半で酸素・水素安定同位体の特性や地下水調査に用いる上での留意点を改めて整理し、後半では事例として関東平野および濃尾平野での地下水の酸素・水素安定同位体の性状について紹介する。

2. 酸素・水素安定同位体の特性

1）酸素と水素の同位体

表－1 は、酸素と水素の同位体を整理したものである。酸素には 8 種の同位体が存在し、3 種が安定で 5 種が放射性である。表に示したように、放射性の同位体は半減期がきわめて短く、実質的にトレーサーとして利用できない。水素には 3 種の同位体が存在し、2 種が安定で 1 種が放射性で

はやし　たけし・独立行政法人　産業技術総合研究所 地質調査総合センター

ある。放射性の同位体はトリチウム（Tr）と呼ばれ、滞留時間の短い地下水の年代測定に広く利用されている。

表－1　酸素・水素の同位体

同位体		存在度	半減期
酸素	^{13}O	-	9×10^{-3}秒
	^{14}O	-	72 秒
	^{15}O	-	
	^{16}O	0.9976	-
	^{17}O	0.0004	-
	^{18}O	0.0020	-
	^{19}O	-	29 秒
	^{20}O	-	14 秒
水素	^{1}H	0.99985	-
	^{2}H(D)	0.00015	-
	^{3}H(Tr)	-	12.3 年

2）測定・表現方法

酸素・水素の安定同位体の測定に際しては、質量分析計を用いて$^{18}O/^{16}O$およびD/Hが測定される。表－1 に示したように、$^{18}O/^{16}O$、D/Hの存在比は 0.0020、0.00015 と小さく、天然中に存在する水の同位体比の差はさらに微小である。このため同位体比そのものの値ではなく、世界共通の標準海水（Standard Mean Ocean Water：SMOW）の同位体比からの千分偏差値（‰：パーミル）で表すことになっている[1)、2)]。すなわち海水の酸素・水素安定同位体比（以下$\delta^{18}O$・δD）は、ともに 0‰となる。

$$\delta\ (‰) = (R_{(試料)} / R_{(SMOW)} - 1) \times 1{,}000$$

ここでRは、$^{18}O/^{16}O$またはD/Hである。測定誤差は一般的に$\delta^{18}O$で±0.1‰以内、δDで±1‰以内であるが、文献によってはこれよりも誤差の大きい場合があるので、注意が必要である。

質量分析計は、分析装置としては比較的高額であり、分析精度の維持や装置のメンテナンスなどには高い技術力やコストが求められることから、装置の導入は研究機関や大学などに多い。このため調査業務で$\delta^{18}O$・δDを測定する際には、民間の分析機関などに依頼分析に出す場合が多いと考えられる。その費用は 1 検体あたり数万円程度で、現状では気軽に測定できるという段階まで至っていない。したがって調査時に採取した水試料を保存しておき、一般水質などの分析結果を基に試料を選定した上で、改めて同位体分析を行うのが効率的と考えられる。測定に必要な試水量は、再測定の可能性を考慮しても数十ml程度で良く、試料の保存に関しても一般水質などと異なり、大気から遮断して蒸発を防げば、比較的長期間の保存が可能である。

3）大気過程における酸素・水素安定同位体比の分別

降水の源となる水蒸気の$\delta^{18}O$・δDは、その生成過程では海面からの蒸発時の、また水蒸気を含む気団としての移動過程では凝縮・分離時の、温度や湿度などの物理条件によって決まる。これらの同位体分別プロセスを簡略化すると、前者では軽い同位体（^{16}O、H）は重い同位体（^{18}O、D）よりも蒸気相に入りやすく、後者では重い同位体から降水として分離されやすいといえる。このため降水の$\delta^{18}O$・δDの空間的な分布には、様々なスケールで差異が生じる。大陸～地球規模では、低緯度地域から高緯度地域に向かって同位体比が低下する傾向がみられ（緯度効果・温度効果）、流域～大陸規模では海岸部から内陸部に向かって、同位体比が低下する（内陸効果）。また局地的な規模では、山地の低標高域から高標高域に向かって同位体比が低くなる（高度効果もしくは標高効果）。温度効果の存在は、同一地点であっても、同位体分別が気候変動の影響を受けることを意味する。たとえば、南極の氷床コアに記録された$\delta^{18}O$の変動から過去の気候変動が検討されているのは、この性質に基づいている。

山地が国土の約 70％を占める日本においては、高度効果の把握は$\delta^{18}O$・δDを利用する上で、重要な課題の 1 つである。これまで、広域な山地としては中部日本・東北日本の山地[3)]や関東平野の周縁山地[4)]での例があり、単独の山体では富士山[5)]

表－2　日本における高度効果の研究例

地域		δ ^{18}O ‰／100m	δ D ‰／100m	出典
山地	関東平野周縁山地　（河川水）		-2.4	稲村・安原（2003）[4]
	関東平野周縁山地（湧水・河川源流水）		-1.4～-1.5	安原ほか（2003）[25]
	東北日本（地表水）	-0.25		早稲田・中井（1983）[3]
	中部日本（地表水）	-0.25	-2.0	早稲田・中井（1983）[3]
山体	筑波山 北斜面（降水）	-0.13	-0.5	嶋田（1989）[26]
	南八ヶ岳 東斜面（降水）		-1.7	風早（1997）[6]
	南八ヶ岳 東斜面（湧水）		-2.0	風早（1997）[6]
	南八ヶ岳 西斜面（降水）		-1.0	風早（1997）[6]
	富士山 北斜面（降水）		-0.9	安原・風早（1995）[5]
	富士山 その他の斜面（降水）		-1.4	安原・風早（1995）[5]
	富士山（降水）	-0.4		早稲田・中井（1983）[3]
	御嶽山（降水）	-0.11～-0.15		浅井・佐竹（2005）[7]
	御嶽山（湧水）	-0.15～-0.19		浅井・佐竹（2005）[7]
	八方尾根（新雪）	-0.3		早稲田・中井（1983）[3]
島嶼	三宅島（降水）	-0.12～-0.17		町田（2005）[9]
	八丈島（降水）	-0.06～-0.12		町田（2005）[9]
	屋久島（河川水）	-0.18		山中・中野（2004）[8]

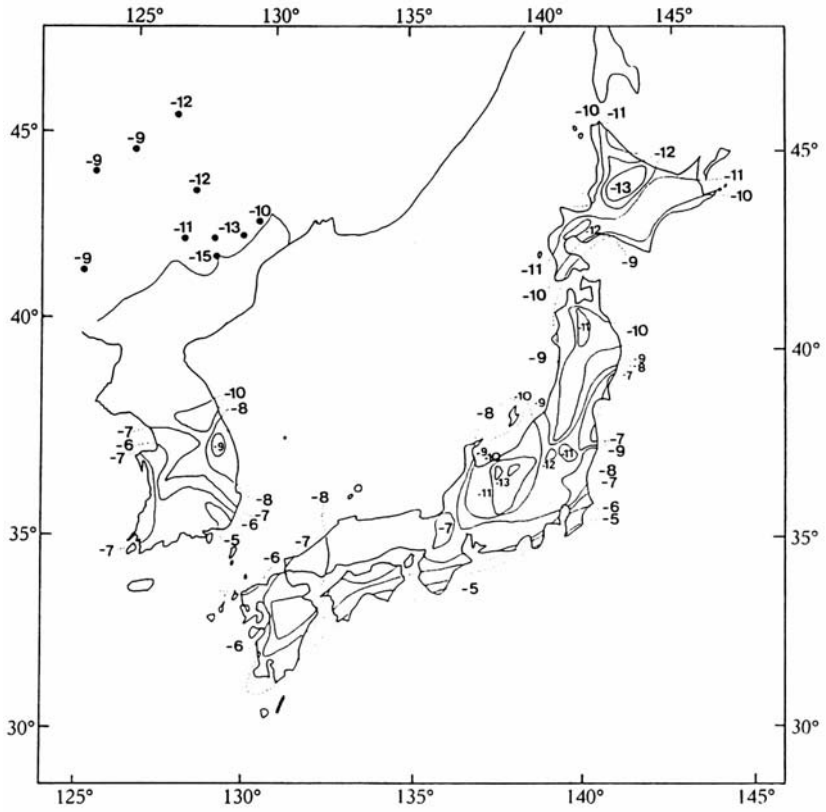
や八ヶ岳[6]、御嶽山[7]など、島嶼では屋久島[8]や三宅島[9]などでの研究がある。これらの結果を表－2 にまとめた。降水の浸透過程では蒸発の影響を受けるため、降水と地表水（湧水や流域の限られた河川水）では、高度効果の値が異なる点に留意する必要がある。表－2 より、降水の同位体比から見積られた高度効果は、地表水を用いた値よりも小さい傾向にあることがわかる。地表水を用いた場合の高度効果は、δ ^{18}Oで－0.15～－0.25‰／100mとなり、海外での研究例[10]と同程度である。また山体では、斜面によって値が異なる点も重要である。一方、表－2 から、島嶼では高度効果が小さくなることが示唆される。

4）降水の同位体比の季節変動

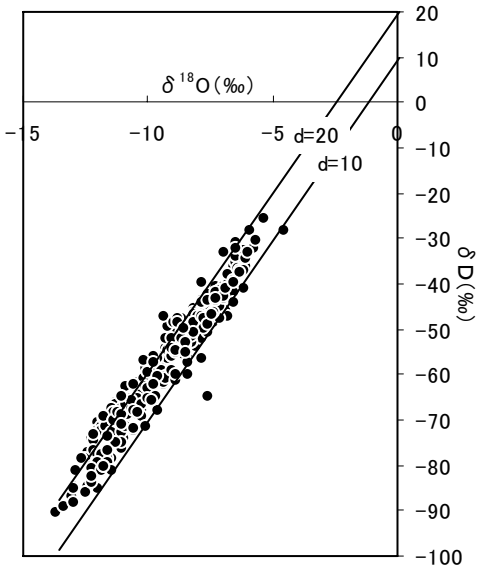
様々なスケールで生じる同位体分別のプロセスによって、降水のδ ^{18}O・δDは地域差を有する。また通常、降水の同位体比は同一地点であっても季節変動を示す。この要因として、水蒸気の発生時の気温が季節によって変動することや、気団の発生位置・移動経路が季節によって異なることなどが考えられている[3]。日本周辺では、夏季には南高北低型の気圧配置になることが多く、太平洋からの湿潤な季節風や気団が卓越する。これに対して冬季では西高東低型の気圧配置となり、大陸からの乾燥した季節風・気団が卓越する。このような気団の発生位置の違いにより、夏季の降水は相対的に同位体比が大きく、冬季の降水は相対的に同位体比が小さくなる傾向を示す[3]。

5）降水と地下水の同位体比の比較

一般に、降水のδ ^{18}O・δDが季節変動を有するのに対して、地下水では季節変動が見られないか、きわめて小さくなることが知られている。流域の限られた河川水や浅層地下水の同位体比は、その地域における降水の同位体比の年平均値（降水量



図－1　地表水，浅層地下水のδ^{18}O分布[13)]



図－2　地表水，浅層地下水のδ18Oとδ Dの関係[13)]

による加重平均値）に近い。その要因としては、降水の不飽和帯中での浸透過程において、蒸発などによる土壌水のミキシングが起こるためと考えられている[1)、3)、10)]。しかし国内各地での研究結果[11)、12)]によれば、不飽和帯における土壌水のδ^{18}O・δDの変動傾向（鉛直プロファイル）は調査地域によって大きく異なっており、不飽和帯でのミキシングの程度が、土壌層の土質や層厚、気象条件などの違いに大きく規制されることを示唆している。しかし国内での研究事例はまだ少なく、今後のデータの蓄積が待たれる。

6）酸素・水素安定同位体比の関係

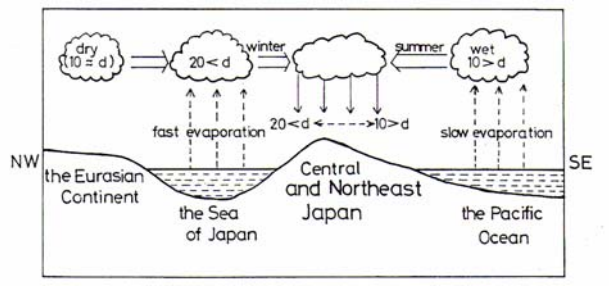
日本の地表水および浅層地下水のδ^{18}O分布[13)]を図－1に、δ^{18}Oとδ Dの関係（δダイアグラム）[13)]を図－2に示す。図－1では、データ数が300点程度で分布密度にも地域差があるため、精度や解像度に問題があるが、以下に示す傾向を見ることができる。同位体比は、九州地方や西南日本と比較して東北日本や北海道で低く、緯度効果・温

度効果が反映されている。また東北日本および北海道では脊梁山脈付近で、中部日本では内陸部の山地で同位体比が低くなっており、内陸効果および高度効果を見ることができる。一方、太平洋側と日本海側を比較してみると、太平洋側では日本海側と比較して同位体比が高い傾向にある。これは先に述べた水蒸気団の発生位置の違いに起因すると考えられている。

図－2 からはδ^{18}OとδDの関係が、ある傾きを持って分布していることがわかる。これまで蓄積されてきた地球規模でのデータから、この関係は傾きを 8 とする直線で近似されることが知られている[1)、14)]。すなわち、

$$\delta D = 8\delta^{18}O + d$$

の関係がある。この直線は天水線と呼ばれ、地球規模で見るとd＝10 の関係がある[1)、14)]。d値は水蒸気団の生成時の蒸発速度によって決まり、その後の凝縮過程では変化しないと考えられている[1)、14)]。したがってd値も、δ^{18}O・δDと同様に地域によって異なる。日本周辺では、太平洋で発生する水蒸気団は湿潤な大気中で蒸発するために蒸発速度が遅く、d値は 10 前後となる。これに対して日本海で発生する水蒸気団は、大陸からの乾燥した卓越風が日本海の海水を速やかに蒸発させて生成されるため、d値が 20 前後を示すとされる[3)]。この関係を模式的に表したものが図－3 である。したがって地表水や地下水のd値は、太平洋起源の水蒸気団による降水と日本海起源の水蒸気団による降水の、降水量による加重平均によって決定される。図－1、図－2 から、d値は特異な 1 試料を除いて 6.7～28.0 の範囲にあり、同位体比の低い水（高緯度地域・高標高域の水、日本海側の水）ほどd値が大きく、高い同位体比を持つ水（低緯度地域・低標高域の水、太平洋側の水）はd値が小さい傾向が見られる。



図－3 水の供給源とそのｄ値の模式図[3)]

7）地下での同位体比の変動要因

地下水の流動過程において、地下水中のδ^{18}O、δDを変化させる要因としては、異なる同位体比を持つ水とのミキシングおよび同位体分別の 2 つが考えられる。前者は河川水の浸透や海岸部での海水浸入、人間活動の影響（上下水道からの漏水、廃水の地下浸透など）、地層中に取り残された古海水、地盤沈下に伴ってしぼり出された間隙水などとのミキシングである。後者は、地層中の鉱物や有機物中の酸素・水素との同位体分別であり、火山地域・地熱地域の地下水やガス田付随水などの深層地下水においてよく見られる。

各プロセスでは、同位体比の変動の傾向や強度は個々の環境によって大きく異なり、δ^{18}OとδDで傾向が異なる場合も多い。多くの場合、これらのプロセスの影響を受けた地表水や地下水は、δダイアグラム上でその地域の天水線から離れる方向にプロットされる。たとえば海水の浸入プロセスでは、海水の影響を受けた地下水はδダイアグラム上で、その地域の天水線と原点（海水の同位体比）を結ぶ直線上にプロットされる。したがって、地表水や地下水がδダイアグラム上で天水線と異なるトレンドを示した場合には、上記のようなプロセスの可能性を検討する必要がある。

8）地下水調査への適用時の留意点

これまでに述べた特性から、地下水調査においてδ^{18}O・δDを利用する際の留意点として、以下の点が挙げられる。

第 1 に、降雨・降雪や地表水の同位体比を地下水と併せて把握する必要があり、これらの季節変動までを含めて把握することが望ましい。これはδ^{18}O・δDに限らず、多くのトレーサーに共通な点であるが、特にδ^{18}O・δDでは地下水の起源や主涵養期を検討する上で重要である。現状では、まだδ^{18}O・δDに関する既存データを得にくいのに対して、先の図－2 では解像度が粗く、実際の調査では実用的でない。このため降水や地表水の

実測調査が重要となる。また山地では、高度効果によって同位体比が大きく変動するため、流域の限定された小河川や湧水などを利用して、斜面毎に複数の標高地点で同位体比を把握する必要がある。

第 2 に、対象地域での降水や流入河川などの同位体比が、有意な差を持っている必要がある。すなわち流域規模が小さく平坦で後背山地の標高が低い調査地域では、降水過程における高度効果や内陸効果などの同位体分別が期待できない。このため地下水の同位体比の数値幅が小さくなり、トレーサーとしての有用性が低くなることが予想される。ただし小規模な調査地域であっても、河川水と地下水の関係や田面水の地下漏水、人為影響の評価などでは地下水の同位体比との差異が期待されることから、有用なトレーサーとなり得る。

3. 研究事例

空間的な規模の大きく異なる関東平野および濃尾平野において、地下水調査にδ^{18}O・δDを用いた事例を紹介する。両平野では産業技術総合研究所より「水文環境図」が発行されており[15)、16)]、本稿で用いたデータは基本的にこれらの図幅から引用している。両平野の地形・地質や地下水水質などに関しては、それぞれ多くの研究がなされているので、詳細は個々の研究を参照されたい。

1）関東平野

・地域の概要

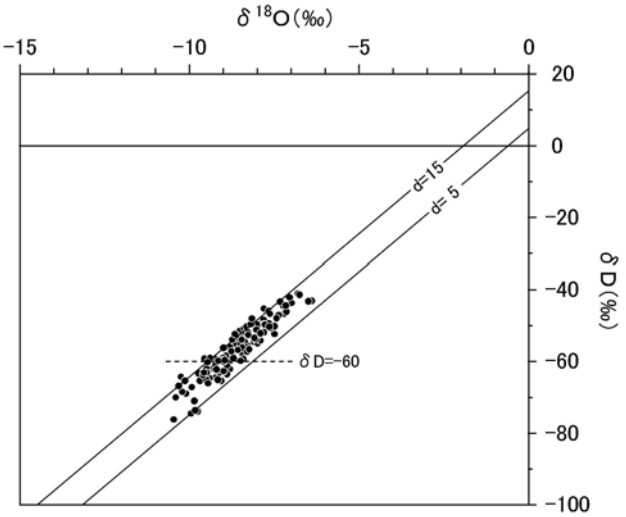
関東平野は国内最大の規模を有し、国内人口の約 30%を擁する首都圏が形成されている。高度経済成長期における、人口や産業の集中に伴う地下水利用の増大によって、東京湾岸域から平野中央部にかけて広範囲に地盤沈下が生じた。近年では、地盤沈下は揚水規制によってほぼ沈静化している。ただし現在でも、地下水は平野内陸部を中心に広範囲で利用されている。

平野下には中新世以降の地層群が厚く堆積しており、層厚は最大で 4、000mを超えるとされる[17)]。主要な地下水取水層である上総層群相当層の上部および下総層群相当層は、砂質層～シルト質層からなる複数の堆積サイクルを有するが、水平方向の堆積環境の変化が大きく、平野全体での地質構造はまだ整理されていない。このため、水理地質構造も確立されておらず、不明な点が多い。平野全体としてみると、地層群は構造運動によって平野の周縁部では地下浅部にあるか地表に露出し、中央部では地下深部に見られる傾向にある。これらの点から、上総層群相当層中の地下水は、主に平野周縁部および流入河川から涵養されていると考えられている。

・酸素・水素安定同位体比の特徴

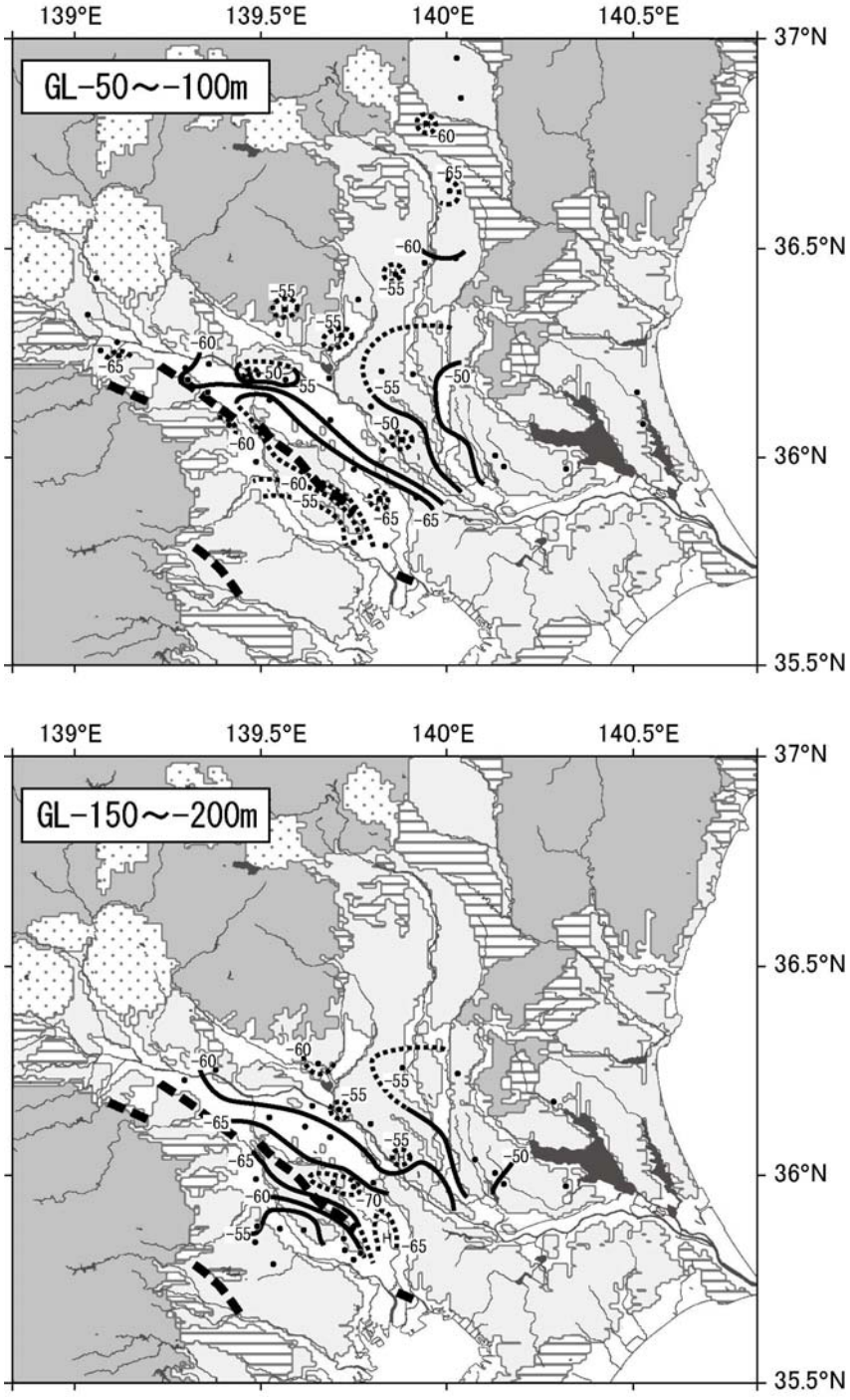
関東平野の周縁山地では、表－2 に示したように、河川水や湧水の同位体比に高度効果が見られる。また関東平野に流入する河川は、流域の位置（外洋からの距離）や規模が大きく異なるため、平野流入部での同位体比には差異が認められる[4)]。一方、関東平野は広範かつ平坦であり、平野内に分布する湧水や浅井戸水のδD分布には内陸効果が認められる。すなわち同位体比は、海岸部の千葉県内や茨城県東部で高く、内陸部の関東山地や足尾山地に向かって低下する。これに対してd値分布では、海岸部から内陸に向かって大きくなる傾向を示している。これらの分布傾向は、内陸部ほど、日本海側を起源とする水蒸気団の影響が大きいためと考えられている[18)、25)]。

地下 30mより深部の地下水のδ^{18}O・δDも、湧水・浅井戸水と同様に広範な値を示し、平野の中部～北部だけでもδ^{18}O：－6.5‰～－10.7‰、δ



図－4 関東平野の中～北部における地下水のδダイアグラム

D：－41.1‰～－76.2‰を示す[15]。δダイアグラム（図－4）を見ると、地下水は全体として天水線に沿って分布するが、d値は 4.1～17.7 と幅広い値を示しており、太平洋起源の降水と日本海起源の降水の、地域による寄与率の違いを示していると考えられる。また先の湧水・浅井戸水のδD分布では、平野の北東部や北西部の最奥部を除いて、δD＞－60‰の関係にある[18]。したがってδD＜－60‰の地下水に関しては、平野内では涵養域が限られることから、地下水流動を検討する上での



図－5　δDの深度別平面分布（上図：地下 50～100m付近，下図：地下 150～200m付近）

指標となる。

・同位体比分布から示唆される地下水流動

δD の深度別平面分布（地下 50～100m 付近、地下 150～200m 付近）を図－5 に示す。先に述べたように水理地質構造が確立されていないため、地表面からの深度で区分している。

地下 50～100m付近（図－5 上図）を見ると、同位体比は全体として内陸部である平野北東部および北西部で低い傾向を示し、両地域ではδD＜－60‰の地下水が見られる。一方、平野中央部においてもδD＜－60‰の地下水（以下、低同位体比地下水）が賦存していることがわかる。低同位体比地下水は、加須低地～大宮台地～中川低地にかけて、地形ユニットを縦断して分布している点に特徴がある。また平野中央部では、低同位体比地下水は地下 150～200m付近（図－5 下図）においても見られ、少なくとも地下 300m付近まで賦存することが確認されている[19)、20)]。先に述べたように平野内では、低同位体比地下水を涵養できる地域は、平野の北西部および北東部の最奥部に限られる。また低同位体比地下水は、周辺部の地下水と比較してCl^-濃度やHCO_3^-濃度が高く、SO_4^{2-}濃度が低い特徴を有しており、より滞留時間が長いことを示している。これらの点から低同位体比地下水帯は、広域な地下水流動によって形成されたと考えられる。

δD分布に見られた低同位体比地下水帯の西側の境界は、綾瀬川断層の推定位置（図－5 中の太い点線）と類似している。また水理水頭分布においても、この付近では水頭線が密になることが確認されている[20)]。綾瀬川断層は逆断層で、地下水利用深度では地層群を数十m程度撓曲させていると考えられている。このような伏在断層系が、平野中央部の地下水流動および低同位体比地下水帯の形成に影響していることが示唆される。

2）濃尾平野

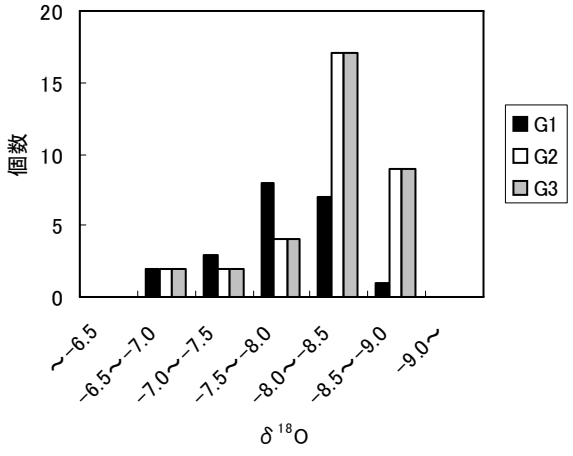
・地域の概要

濃尾平野は木曽三川（木曽川、長良川、揖斐川）の下流域に発達しており、平野下には中新統から沖積層までの地層群が堆積している。各層は地形面に沿って北から南に向かって傾斜しているだけでなく、中新世末期ごろから始まった傾動運動によって、平野東部で浅く西部に向かって深く厚くなる傾向を示す。これらの地層群のうち、平野に広く分布する河成の第 1 礫層～第 3 礫層が主要な帯水層となっている。第 1 帯水層は、平野の北部では扇状地性の礫層に、東部では段丘礫層につながる。各帯水層間には粘土層があり、帯水層を被圧して広範囲に自噴帯を形成していた。これらの粘土層は、平野の北部および東部で薄化もしくは無くなり、各帯水層が接している。上記の水理地質構造から、濃尾平野の地下水は平野北部・東部の縁辺部および流入河川から涵養されていると考えられている[21)]。

・酸素・水素安定同位体比の特徴

木曽三川を始めとする流入河川は、濃尾平野の規模と比較して流域の規模や位置が大きく異なるため、河川によってδ^{18}O、δDおよびd値が異なる。δ^{18}Oについてみると、中井ほか（1987）[22)]では－6.6～－8.5‰が、内田・林（2004）[16)]では－7.4～－9.7‰が報告されている。一方、平野部で採取された降水のδ^{18}Oの年平均値（降水量による加重平均値）は－6.5‰である[22)]。

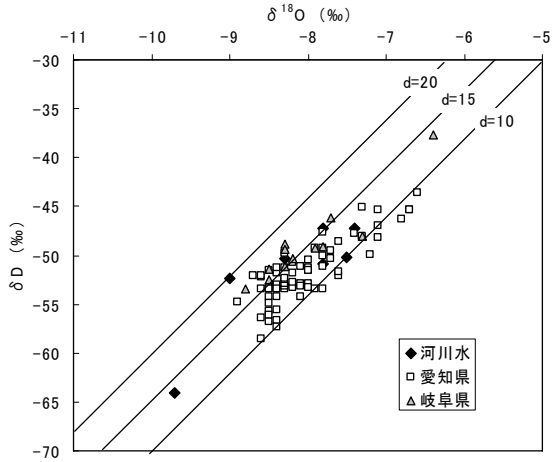
このような河川水や降水の同位体比の空間的な差異が、地下水の同位体比にも反映され、地下水



図－6　濃尾平野における帯水層別のδ^{18}O ヒストグラム

のδ^{18}Oも－6.4～－8.9‰と広範な値を示している

[16]。δ^{18}Oの帯水層別ヒストグラム（図－6）を見ると、第 1 帯水層の地下水は第 2、第 3 帯水層の地下水と比較して、同位体比が高い傾向を示している。この差異は、第 1 帯水層中の地下水が平野周縁部で涵養されるだけでなく、平野内部での降水浸透や人為影響などがあることを示している。また濃尾平野においても、木曽川の河口付近を中心に海水浸入が確認されており[21]、これに伴う同位体比の変化も含まれていると考えられる。河川水および地下水のδダイアグラムを図－7 に示す。地下水は木曽川を境とする採水地域の違い（愛知県内、岐阜県内）によって区分している。両地域では試料数に差があるが、同位体比の高い地下水は愛知県内に多く、岐阜県内の地下水はd値が高い傾向が見られる。このような同位体比・d値の違いを用いて，地下水流動を区分できる。



図－7　濃尾平野における地下水の地域別δダイアグラム

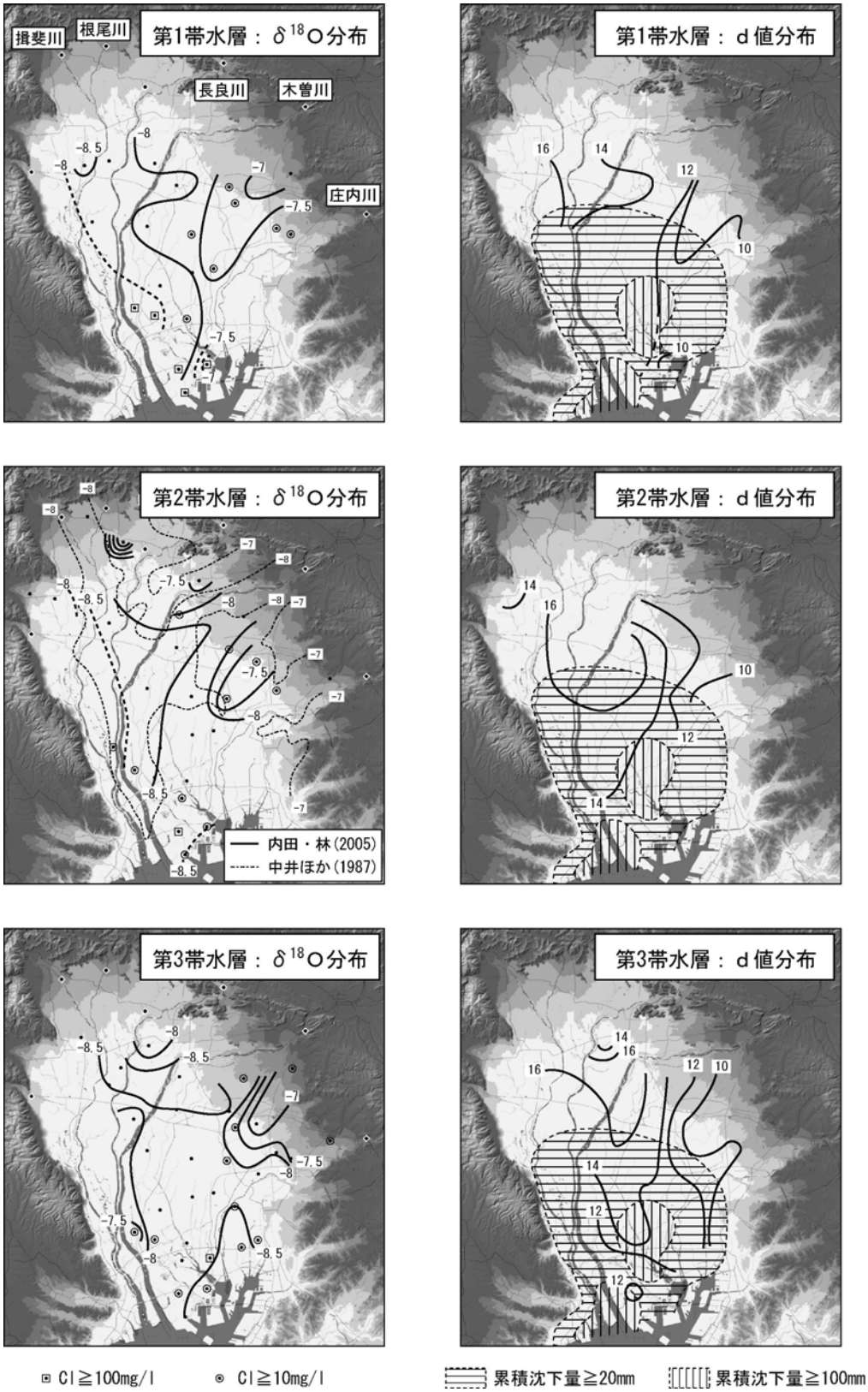
・同位体比分布から示唆される地下水流動

第 1 帯水層～第 3 帯水層におけるδ^{18}O（左段）およびd値（右段）の平面分布を図－8 に示す。第 2 帯水層のδ^{18}O分布には、中井ほか（1987）[22]のデータも示してある。また左段の図中で、○で囲まれた地点はCl濃度≧10mg/lであることを、□で囲まれた地点はCl濃度≧100mg/lであることを表す。一方、右段の図中で、横線でハッチングされた部分は累積沈下量（1961 年以降）≧20mmの地域を、縦線でハッチングされた部分は累積沈下量（同）≧100mmの地域[23]を表している。

濃尾平野に流入する河川水のCl濃度は、平野最東部の庄内川を除いて 3～8mg/l程度[24]である。したがって庄内川流域以外の地域で地下水中のCl濃度が 10mg/l以上を示すことは、人間活動や地盤沈下に伴う間隙水のしぼり出し、海水浸入などの影響を受けていることを示している。平野全体でのCl濃度の分布傾向を見ると、Cl濃度は平野の東部および南部で高く、100mg/l以上の地下水は第 1 帯水層南部の木曽川河口付近に多いことがわかる。これらの分布傾向および水質組成から、平野東部では人為影響が、南部の木曽川近傍では海水浸入が考えられる。

δ^{18}O分布（左段）を見ると、同位体比は全体として平野中央部の木曽川沿いで低く、東部や西部で高い傾向を有する。とくに東部では、いずれの帯水層においても、－8‰より高い地下水が平野中央部に向かって舌状に入り込んでいる。一方、平野中央部には－8‰よりも低い地下水が賦存しているが、分布傾向は帯水層によってやや異なっており、帯水層ごとに地下水流動が異なることを示している。また第 2 帯水層では、中井ほか（1987）[22]に見られなかった－8.5‰よりも低い地下水が木曽川沿いに帯状に分布しており、現在では揖斐川・根尾川水系の地下水の寄与が大きいことが推察される。

一方d値の分布は、各帯水層で平野の東部から西部に向かって値が大きくなる傾向を示し、地下水の起源が異なることを支持している。平野東部では、δ^{18}O分布と同様に第 1、第 3 帯水層においてd値＜10 を示す地下水の舌状の分布が認められ、δ^{18}O分布と整合する。また平野中央部を見ると、第 2、第 3 帯水層ではd値＞14 の地下水が木曽川よりも東部に大きく張り出しており、両帯水層では揖斐川・根尾川水系から平野中央部への地下水流動があることが支持される。これらの地下水流動は、関東平野と同様に人為影響を受けたものと考えられ、検証には揚水量の経年変化を含めた水収支的な評価が必要である。



図－8　濃尾平野における帯水層別δ18O，d値分布

4. まとめ

本稿では、酸素・水素の安定同位体の特性や地下水調査に用いる上での留意点を整理し、事例として大規模～中規模の堆積平野での地下水の酸素･水素安定同位体比の性状と解析例を紹介した。

酸素・水素の安定同位体は、優れた水循環のトレーサーである。今後も様々な環境下での地表水・地下水の同位体データが蓄積されていくことは論を待たず、これからの地下水調査における主要なトレーサーとして、一段と活用されていくであろう。しかし酸素・水素の安定同位体はあくまでもトレーサーの１つに過ぎず、地下水水質や地下水温など他のトレーサーと併用することで、はじめて精度の高い調査が可能となることは言うまでもない。また本稿の後半で紹介したように、人間活動の盛んな都市域では、各トレーサーから推定される水循環・地下水流動プロセスを検証するため、揚水を考慮した水収支的な評価や地盤沈下の影響評価など、人為影響の定量的な評価が必要である。

本稿では触れなかったが、近年では放射性同位体を用いた地下水年代評価に関する研究も増えており、放射性同位体と溶存希ガスを組み合わせた年代評価手法も開発されている。今後、環境同位体の分野では複数の安定同位体や放射性同位体を併用するマルチアイソトープ手法が主流になると考えられる。これらの成果を水文分野に応用していくことで、水循環・地下水流動プロセスの空間的・時間的な解明が一段と高精度に進んでいくであろう。

参考文献

1）*IAEA : Stable Isotope Hydrology, Technical Report Series, 210, 337p, 1981*

2）酒井　均・松久幸敬：安定同位体地球化学，東京大学出版会，1996

3）早稲田　周・中井信之：中部日本・東北日本における天然水の同位体組成，地球化学，17，pp.83-91，1983

4）稲村明彦・安原正也：関東平野と周辺山地の河川水の水素･酸素同位体比，日本水文科学会誌，33，3，pp.115-124，2003

5）安原正也・風早康平：富士山における天水の安定同位体組成と地下水の涵養高度，文部省科学研究費報告書「富士山の地下水流動系の研究」，pp.42-55，1995

6）風早康平：地下水の涵養源と流動：同位体水文学的手法，地質ニュース，513，pp.20-25，1997

7）浅井和由・佐竹　洋：安定同位体比からみた御嶽山の地下水流動系，地球惑星関連学会合同大会2005年予稿，H060-006，2005

8）山中　勝・中野孝教：屋久島河川水の水質および安定同位体的特徴，地球惑星関連学会合同大会2004年予稿，H060-P001，2004

9）町田　功：小規模な海洋島における降水の酸素・水素安定同位体的特性，水文・水資源学会誌，18，4，pp.349-361，2005

10）*Clark. I., Fritz. P. : Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis, 1997*

11）薮崎志穂・田瀬則雄・辻村真貴：筑波大学陸域環境研究センター構内における地下水と土壌水の酸素・水素安定同位体比の特徴について，筑波大学陸域環境研究センター報告, 3, pp.89-95, 2002

12）米坂　崇・嶋田　純・寺本雅子・竹丸裕一郎：土壌水中の安定同位体プロファイルを基にした異なる気候下での土壌水浸透機構の比較，地球惑星関連学会合同大会 2002 年予稿，H002-003, 2002

13）*Mizota. C., Kusakabe. M. : Spatial distribution of δD- δ^{18}O values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China, Geochemical Journal, 28, pp.387-410, 1994*

14）*Craig, H. :Isotopic variations in meteoric waters, Science, 133, pp.1702-03, 1961*

15）林　武司・内田洋平：水文環境図No.3　関東平野，地質調査総合センター，2005

16）内田洋平・林　武司：水文環境図No.4　濃尾平野，地質調査総合センター，2005

17）鈴木宏芳：関東平野の地下地質構造，防災科学技術研究所研究報告，63，pp.1-19，2002

18）安原正也：関東平野と周辺山地の天水にみられる同位体効果，日本水文科学会学術大会　発表要旨集，16，pp.120-121，2002

19）林　武司：関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高Cl濃度地下水帯の三次元的分布と成因，日本水文科学会誌，33，2，pp.53-70，2003
20）林　武司・内田洋平・安原正也・丸井敦尚・佐倉保夫・宮越昭暢：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，33，3，pp.125-136，2003
21）東海三県地盤沈下調査会：濃尾平野の地盤沈下と地下水，名古屋大学出版会，1985
22）中井信之・清棲保弘・水谷義彦：安定同位体による流域の比較研究－降水・河川水・地下水の同位体比－，文部省科学研究費特定研究（1）研究成果　比較河川学の研究，pp.203-234，1987
23）東海三県地盤沈下調査会：平成 14 年における濃尾平野の地盤沈下の状況，2003
24）国土交通省　水文水質データベース，http://www1.river.go.jp/
25）安原正也・稲村明彦・牧野雅彦：関東・甲信越地域の天水の酸素・水素安定同位体比について，地球惑星関連学会合同大会 2002 年予稿，H002-006，2002
26）嶋田　純：地下水の 3 次元的流動把握指標としての水の安定同位体の有効性，筑波大学水理実験センター報告，13，pp.63-70，1989