

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第11回シンポジウム

地下水のさらなる理解に向けて ～産総研のチャレンジ～

平成20年3月19日(水)
秋葉原ダイビル5F 5B会議室

主催

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

地下水のさらなる理解に向けて ～産総研のチャレンジ～

趣旨

地球上における水循環の一端を担う地下水は、従来の資源的側面に加えて、近年は環境因子として、特に物質を運ぶ媒体としてその役割の重要性が再認識されるようになってきた。また、地震発生、断層活動、火山活動などのさまざまな地質現象を解明するためにも、地下水の挙動のさらなる理解が不可欠であると考えられている。

産総研では、これらの重要かつ新しいテーマを解決すべく、さまざまな分野の研究者が異なる視点や手法に基づいて地下水システムの研究に取り組んでいる。本シンポジウムでは、地下水の性状、涵養・流動・流出、地下深部の地下水の起源・水循環への寄与、地下水と地質現象との関わり、地下水の実態把握技術など、産総研の最新の研究成果を紹介する。また、「持続可能な社会の構築」「安全・安心な社会の構築」のために担うべき産総研の役割を議論する。

開催日：平成20年3月19日（水） 13:00～17:30

会場：秋葉原ダイビル 5F 5B会議室
東京都千代田区外神田1-18-13秋葉原ダイビル (<http://www.akibahall.com/>)

主催：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

CPD（技術者継続教育）4単位が認定されます。

スケジュール

13:00～13:05 開会の挨拶 ～産総研の地下水研究のスコープ～ 加藤 碩一（産総研 理事）

13:05～13:15 本シンポジウムの趣旨と構成 安原正也（地質情報研究部門）

13:15～13:50

【基調講演】 わが国における地下水研究の流れと今後への期待・・・・・・・・・・・・・・・・ 1
黒田和男（前島根大学理学部教授；元地質調査所）

【産総研における地下水研究の成果と展望】

13:50～14:15 都市域の地下水システムの研究・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 7
安原正也（地質情報研究部門）ほか

14:15～14:40 広域地下水流動評価～深層や沿岸の地下水を考慮して～・・・・・・・・ 11
丸井敦尚（地圏資源環境研究部門）ほか

14:40～15:05 深部流体のフラックスと成因～有馬型熱水について～・・・・・・・・ 15
風早康平（地質情報研究部門）ほか

15:05～15:50 休息 & ポスター発表

15:50～16:15 地下水で地震を予測する・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 19
小泉尚嗣（地質情報研究部門）

16:15～16:40 地下水の超長期年代測定～ヘリウム同位体手法を中心に～・・・・・・・・ 23
森川徳敏（地質情報研究部門）ほか

16:40～17:05 水理特性と水文状態量を同時に把握する原位置調査・・・・・・・・ 27
伊藤一誠（地圏資源環境研究部門）

17:05～17:25 総合討論 （司会 鈴木裕一：立正大学地球環境科学部教授）

17:25～17:30 閉会の挨拶 佃 栄吉（地質調査総合センター代表）

【ポスター】

P1 稲村明彦（地質情報研究部門）ほか
地球化学的手法による都市域の浅層地下水涵養源の推定・・・・・・・・・・・・・・・・ 31

P2 林 武司（秋田大；産総研客員研究員）ほか
関東平野における断層系と広域地下水流動・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 33

P3 宮越昭暢（地圏資源環境研究部門）ほか
東京湾周辺地域における地下水の流動ならびに環境の変化・・・・・・・・・・・・ 35

P4	安原正也（地質情報研究部門）ほか 摩周火山と周辺の地下水システム～摩周湖からの漏水の及ぼす影響～	37
P5	町田 功（地圏資源環境研究部門）ほか 山形盆地の地下水水質	39
P6	関 陽児（地圏資源環境研究部門）ほか 孔井地質および降水，表流水，地下水の溶質組成と同位体組成に基づいて推定された金丸地区の水文地質構造	41
P7	伊藤成輝（地圏資源環境研究部門）ほか 日本列島の海底地下水湧出量分布	43
P8	吉澤拓也（地圏資源環境研究部門）ほか 広域地下水流動における帯水層群別特性評価	45
P9	内田洋平（地圏資源環境研究部門）ほか 地下水流動と地下温度分布	47
P10	安川香澄（地圏資源環境研究部門）ほか 浅層地中熱分布とその利用のための研究～青森県の例～	49
P11	高橋正明（地質情報研究部門）ほか 日本列島の温泉の特徴，分布ならびに成因	51
P12	高橋 浩（地質情報研究部門）ほか 化学・同位体組成から見た阿武隈花崗岩中の亀裂水の特徴	53
P13	大和田道子（地質情報研究部門）ほか 岩手山周辺地域における地下水流動系へのマグマ性揮発性物質フラックス	55
P14	森川徳敏（地質情報研究部門）ほか 雲仙火山周辺の地下水の地球化学・水文学的研究：地下水を介したマグマ性揮発性物質の散逸について	57
P15	松本則夫（地質情報研究部門） 想定東海地震の前兆すべりに対する産総研地下水観測網の検知能力	59
P16	北川有一（地質情報研究部門）ほか 断層の修復過程を透水性の時間変化によってモニターする	61
P17	鈴木庸平（地圏資源環境研究部門）ほか 地下水から紐解く地下生物圏の実態	63
P18	竹田幹郎（地圏資源環境研究部門）ほか 地質媒体の物質移行特性評価技術に関する研究	65

各講演の概要

わが国における地下水研究の流れと今後への期待 黒田和男（前島根大学理学部・元地質調査所）

水の多様性や人間との係わりは、1927年、納富重雄が著書「水」に記述した。その後の地下水研究の主流は、もっぱら「帯水層中から効率的に揚水すること」にあった。戦後、地下水流が電算により描き出されると、気・水・地圏にわたる水循環論をもとに、地下水が質、量ともに定量的に議論されるようになった。現在でも地下水の実態は井戸掘削で確認する以外に道が無く、その容器である地質の物性情報の細密化に併せて、議論が深く展開していくことを期待する。

都市域の地下水システムの研究 安原正也（地質情報研究部門）ほか

都市の地下水は、飲料・生活・産業用水としてばかりでなく、近年は防災・緊急用水あるいは景観・環境維持用水としても注目を集めている。このような都市の重要な自己水源としての地下水の保全と適切な利用を図るためには、その実態の詳細な把握と、生起する複雑な水文プロセスの解明・定量化が不可欠である。都市の地下水システム研究の現状と将来展望を議論する。

広域地下水流動評価～深層や沿岸の地下水を考慮して～ 丸井敦尚（地圏資源環境研究部門）ほか

広域の地下水流動を評価するために、これまでは流域単位の大スケールで流動を解析したり、より深部まで対象とした手法の開発が行われてきた。具体的には、メッシュリファインメント法やマルチトレーサー法である。本研究においては、地質の構造や水理地質の履歴を考慮してターゲットエリアを絞り込む方法で解析精度の向上を目指す、いわば、地層や地域を分割して地下水流動評価を実施する手法の開発を試みた。

深部流体のフラックスと成因～有馬型熱水について～ 風早康平（地質情報研究部門）ほか

有馬温泉に代表される非火山性の有馬型熱水の近畿地方における分布を水の水素・酸素同位体を用いて明らかにし、その分布、化学・同位体的な特徴および流量などの情報を用いて、深部から上昇してくると考えられる有馬型熱水の成因およびテクトニクスとの関連性について考察する。

地下水で地震を予測する 小泉尚嗣（地質情報研究部門）

現時点で、科学的に最も信頼されている前兆現象は、海溝型巨大地震の震源域周辺で本震の前に生じるゆっくりしたすべり（前兆すべり）とそれ伴う地殻変動である。産総研では、東海～四国に地下水等総合観測網を整備し、地下水観測によって、東海・東南海・南海地震の前兆すべりを検出しようとしている。その手法と戦略について述べる。

地下水の超長期年代測定～ヘリウム同位体手法を中心に～ 森川徳敏（地質情報研究部門）ほか

地下数100～1,000mに胚胎する深層地下水の起源・性状の解明に必要な情報の一つとして地下水年代があげられる。深層地下水は、流動速度が遅く、年代も古いことが予測されるため、浅層地下水に適用されている手法の適用では不十分である。本講演では、数万～数十万年超の年代測定手法とその適用例について、ヘリウム同位体を中心に概説する。

水理特性と水文状態量を同時に把握する原位置調査 伊藤一誠（地圏資源環境研究部門）

ボーリングによる地下水の化学、微生物環境の把握のためには、ボーリングによる原位置からのサンプル採取、分析が必要である。一方、シミュレーション等によって地下水流動を定量的にモデル化するには、帯水層の水理特性の把握が必要であり、そのための原位置試験は化学環境等を擾乱する。ここでは、原位置でのボーリング、水理試験の地下水環境への影響を評価し、調査、試験による擾乱を最小化する手法を適用した事例を紹介する。

わが国における地下水研究の流れと今後への期待

黒田和男（前島根大学理学部教授，元地質調査所）

1. はじめに

一般に「地下水」といえば、「地面の下にあり，穴を掘って汲み出せば利用できる水」と考えられている。いっぽう酒井軍治郎は 1965(昭和 40)年に著作「地下水学」で，地下水を「地下（岩石圏）に存在する水」とし，その中で，地下水学の対象とするものは「水文循環の系統中にある水で，これを循環水と呼ぶ」としている。あわせて，酒井軍治郎は，地下水学を“「地下水の性質，分布，移動，流動ならびにそれらを左右する自然的，人為的諸因子について研究する学問である」と定義したい”と記述した。

筆者は，1954(昭和 29)年に地質調査所に入所以来，永年にわたって応用地質部門の業務に従事したが，結局は地下水との係わり合いであり，中でも温泉地，地すべり地帯や金属鉱山採掘跡地など，岩盤地帯の地下水を観察する機会が多かった。とくに，岩盤の風化に係わる水の中には，地質学的時間経過にまでわたって循環する地下水があり，休廃止鉱山の坑内で観察する水の中には，地質時代の熱水の経路を逆流しているとするわかりやすいのもあると考えるに至った。この経験から日本における地下水研究の流れを自分なりに追い，新しい課題を探ることとしたので，その一端を紹介し，関係諸兄の参考に供したい。

2. 狭義の地下水と広義の地下水

水は，気圏，水圏，岩石圏の 3 圏にわたって自由に循環している。

酒井軍治郎は，著作「地下水学」の中で，岩石圏内にある水を次のように分類した。

初生水：岩漿水，火山水，宇宙水に細分，温泉水の一部はこれを含む。

吸着水：吸湿水ともいい，100～110 で分離できる水。

鉱化水：岩石内の組織に入った水，結合水と遊離水に細分。

化石水：古い地質時代に閉じ込められた水。この中で堆積物の生成と同時に閉じ込められた水は，同生水と称する。

復活水：循環水でもほとんど静止しており，その発生を地質時間の単位内で考えたもので，地殻運動によって解放される機会をもつ。下記 2 つに細分される。

難透水：堆積物の圧密によって搾り出されたもの。

封鎖水：火成岩の中に閉じ込められたもの。

永久凍土層の水

循環地下水：通気帯の水（毛管水，付着水に細分），飽和帯の水に細分。

通気帯の中を重力によって徐々に下降する水を浸透水（粒状物質の集合体の場合），沈降水（割れ目の場合）と称する。さらに，不圧水，有圧水，岩裂水，洞穴水，伏流水，潜流水，宙水などに定義を与えている。飽和帯は，重力により空隙中を自由に流動することから重力水と称し，これが一般に（狭義の）地下水と呼ばれる水である。

能富重雄は，1927(昭和 2)年の著作「水」の中で，鉱化水，化石水，復活水，初生水を「鉱物体を廻る水」として記述しており，温泉水，熱水については，執筆当時循環水と初生水（処女水）論争の只中にあるとして，結論は避けている。メイソン(1954)は「元素の地球化学的循環」で，岩石圏内の水も，その中の一部として表現している。なお，水-岩石反応が継続するには，微流速の水の効果を考慮しないと，反応はある限界で停止し，水

の大循環は継続しないと筆者は考える。

筆者は、水質（環境行政の立場ではなく地球化学の観点でいう）が、地球における水の大循環を解く鍵であると考え、したがって、地下水を広範囲に微流速の地下水や、現に地熱発電の対象となっている熱水も含めた立場をとるが、本稿の前半では狭義の地下水、後半で岩盤中の地下水や熱水を含めた広義の地下水に関して、現在の考えを述べる。

3. 日本における地下水調査の嚆矢と流れ

3.1 始まりは湧水と流水

日本列島は、国土のおよそ 2 / 3 は森林をなす山地・丘陵地であって、古くからの集落は、山地・丘陵地と平野との境界附近に位置し、そこで人々は米を主食とする自給自作の生活を営んでいた。それを支える気候、気象条件は、蒸発散量と地下浸透量を上回る降水量と一部の地域では冬の積雪に支えられて流水が絶えることなく、要するに水に恵まれていた。主な用水は農業用水であって、湧水や河川水が利用され、生活用水の中でも炊事や飲用水は、里山では山の湧水や渓流水、平地では浅井戸（釣瓶井戸）でまかなわれていた。したがって、地下水を開発・利用するといった概念には乏しかったと考えられる。

3.2 市街地の地下水汚染調査

1882(明治 15)年、農商務省に地質調査所が設置されるが、地下水に関連する調査報告は、堺市街地の井戸水の塩水化の原因を探るナウマン(1883)の報告と、東京市街地の既存の深井戸の水質を調べて水道計画の資料とするコルシェルト(1883)の報告で、現今の表現でいえば環境問題であった。鈴木敏(1888)による「東京地質図説明書」には「地質と水脈」の章で地下水の水質に言及しているが、これも既設井戸や湧水の調査であった。

3.3 都市計画に係る地下水調査

積極的に調査井戸を掘削して地下水の賦存状態を確かめたのは、1898(明治 31)年の比企忠による「京都市地質調査」である。目的は水道の敷設計画にかかわるものであるが、現在のオールコアボーリングと検層に比較できる内容の地下地質と水質の調査を行って、地下水の賦存状況を調査している。1925(大正 14)年には福富忠男が札幌市の井戸の悉皆調査から地下水面等高線図を公表し、試験井戸を掘削して地下地質を把握し、あわせて水質を分析している。

3.4 土木工事と地下水調査

明治期に海外諸国との交易をもって近代化を進めた日本では、港湾、水道、鉄道網の整備がはかられた。横浜築港工事には地質調査所が水面や平野下の地盤地質調査に貢献したが、上水を道志川から導く水路建設では、経路周辺の井戸水の枯渇を招くおそれがあるとして、現在でいう環境影響調査(河野密, 1912, 14)を実施している。

丹那トンネルの建設工事中的大出水と、それに関連する湧水、井戸水の枯渇(地下水面降下)について詳細な観測を行い、丹那盆地の地下水収支を解析した阿部謙夫は、後に日本の「水文学」(阿部, 1930, 33)を紹介することとなった。

3.5 水力発電と包蔵水力(山地の水文学)

明治後期になると、電力需要の急増に対応して水力発電計画は水路式からダム式へと発展し、流量観測調査が開始され、その結果は流量要覧として公表された。後に湧水比流量が大きくて流量が安定している流域がこれらのデータから考察されるが、第四紀火山体や花崗岩地帯など地下水の包蔵能力がある地質が摘出された(菊池英彦, 1932)。

道志川の発電計画に従事した神原信一郎は、豊富な水源地としての富士山を対象に詳細な観測調査を行い、そこで「富士山の水理と地質」(神原, 1929)をまとめた。

3.6 鉱山開発と地下水

山地における大規模な地下工事といえば、鉱山開発がある。坑内に湧出する地下水を排出するために多大な手数を要した記録は江戸時代からみられ、明治期になると、深部採掘による上部坑道の乾燥化の記録もあるが、地下水面降下とそれに伴う地表の現象の記録が無いのは、人跡稀な山岳地帯にあり、明治期に鉱業活動が近代化された後には、削岩用水と一体化して坑口から排出、処理、放流されるため、注目されなかったと考えられる。地下水面降下と地表の枯渇現象が詳細に観察された記録としては、戦後の北上川開発計画からむ松尾鉱山の事例(藤田勇雄, 1957a, b)がある。

3.7 都市の膨張と地下水調査

明治後期になり、平野の中心部に市街地や工場群が進出すると、用水源を地下水に求めるようになり、地質調査所を例にしても、地下水源調査の要請が目立ってきた。この背景には、平野は可能な限り水田として利用され、市街地や工場群が進出しても、流水には慣行水利権が存在していたからと解せられる。地下水は平野の都市や工業地帯だけでなく、大陸での用水源にもなった。なお、この時期に欧米から井戸理論が導入されている。

3.8 戦後開拓と地下水調査

地下水に乏しい台地や火山山麓の多くは軍用地として利用されて来たが、戦後は開拓地として利用され、新設された農林省開拓研究所では、地下水探査技術開発が主なテーマとなって現在に到ったといっても過言ではない。なお、戦前の旧満州や中国北部に日本が進出していた時代に、大陸の地下水開発に従事していた多くの人々が、帰還後この分野を支えていたことも、注目されねばならない。

3.9 国土総合開発計画と地下水

井戸理論の普及に併せて、井戸掘削機械の能力向上と水中モーターポンプの開発をうけて多くの深井戸が掘削され、地下水面の円錐状降下解析や水理定数の設定、影響圏の推定方法等が論文 報告に現れ、ストレーナー挿入に当って電気検層が用いられるようになる。また深井戸資料や調査報告書が蓄積され、各機関で「水理地質図」が刊行された。なお、一部の地域では、地下水位観測井や地盤沈下観測井が設置された。

3.10 地下水揚水規制の時代

日本経済の高度成長期に、都市域とくに臨海工業地帯の発達とともに大量の地下水が揚水された結果、各地で井戸障害が顕著になってきた。ことに地盤沈下は典型 7 公害のひとつに定められ、これを防止するには地下水の揚水規制しかないとのことで、多目的ダム建設や工業用水道敷設等の対策がはかられた。また、同一地点に深度を異にする複数の観測井が設置され、垂直方向の水頭水圧変動が測定されて、現在に到っている。

3.11 この章のまとめ

日本での地下水調査は、湧水や既存の浅井戸に係る環境問題に始まったといっても過言でない。鉄道建設や電源開発に関連して、山地の「地下水水文学」発達の兆しはあったが、これは工事の事前評価技術として継承され、西洋から導入された井戸の揚水理論が紹介された後は、平野地下の「地下水水文学」がほとんど「水文学」の同義語として学術分野で展開し、井戸掘削技術と揚水ポンプの発達を相伴って平野の地下水開発に適用されて現在に到ったと考える。ちなみに、地下水の揚水規制時代に入って技術適用の機会は少なく、現状は新規の温泉掘削に際して、探査技術や深井戸掘削技術が適用されている。

4. 特記してよい観測研究

地震、火山国としての日本列島で、地下水に係る観測研究として下記をとりあげる。

4.1 東大構内深井戸(地震学)

明治 24 年 10 月の濃尾地震を契機として発足した震災予防調査会は、事業の一環として

「地下の温度を測定すること」をとりあげ、東大構内で地下419.1mまで掘削し、井戸に仕上げた数回にわたって地温勾配を測定して、2.23 /100mの値を得た。

昭和8年、松澤武雄の指導により地下水位の観測が開始され、地震によるmm単位の変動を検知する目的で気圧、降雨、潮汐変動を除去してもなお残る継続的水位下降を、大規模の地下水揚水による「人為変動」と判断した。後に、終戦前後に一時的上昇が観測されて、東京の地盤沈下原因を地下水の大量揚水とする根拠の一部になった。

4.2 京都大学別府地球物理学研究所（温泉学）

大正15年10月、理学部附属地球物理学研究所が開所され、別府旧市街地温泉を対象に観測研究を開始した。温泉水頭分布図、冷水頭分布図等を作成し、層状（温）泉の性状や成因を調査したほか、降雨、潮汐に平行して水温、湧出量、電気伝導度が昇降することを確認した。また別府湾海底に湧出する湧泉の調査を行うなど、水文学の領域でも多くの長期通年観測による成果を得ている。

5. 日本と欧米との地質（帯水層）と水質の違い

5.1 帯水層の地質時代と拡がり

海外から来た見学者や研修生に対して筆者がまず教えたことに、気候、気象の違いのほか、変動帯の中にある日本列島の地質と、安定大陸の地質との違いがある。

ヨーロッパや北アメリカ大陸東部の地質は、先カンブリア時代の諸岩石からなる一連の岩体を基盤として、カンブリア紀から第三紀にわたる堆積物が順序良く重なっていることが特徴である。地層は多少の褶曲構造を呈しながらも、数百キロメートルにわたってよく連続し、各地質時代の堆積物の側方変化も少ない。帯水層は、カンブリア紀から第三紀にわたる砂岩層、石灰岩層であって、有名な旧赤砂岩、新赤砂岩もその中に含まれ、白亜紀の堆積層は重要な帯水層である。したがって、地下水の水質も基本的に硬質である。

これに対する日本列島は、南西諸島の琉球石灰岩を除けば、平野の幅は最大の関東平野で100キロメートル程度であり、幅数10キロメートル以内の狭長な堆積盆地が断続している。また第三紀層地帯は丘陵、中軸の山地は白亜紀から古生代にわたる固結ないしは弱変成の付加体とこれを源岩とする変成岩および深成岩であって、帯水層の地質時代は、第三紀後期から第四紀の堆積層並びに火山岩体に限定される。その堆積盆地は第四紀の沈降運動の産物で、活断層の伏在が想定されており、帯水層は寸断されているとみてよい。

5.2 範はミネラルウォーター

近年、外国産のミネラルウォーターが輸入され、また、国産のミネラルウォーターも多くの産地・銘柄で販売され、加えてラベルにミネラル分（Na, K, Ca, Mg）溶存量が表示されて、溶存成分濃度が居ながらに比較できることとなった。一言で言えば、日本の水は軟水であり、欧米産の水は硬水である。その理由は地質構成にある。

日本の岩盤山地を構成する堆積岩の特徴は、海洋底堆積物の付加体で泥質、珪質堆積岩に富み石灰岩に乏しいことであり、地下水もそのような山地から流送される砂礫を主体とする帯水層中であって、安定大陸に比較して電気伝導率では約1桁の開きがある。

6. 井戸理論に関する課題

6.1 井戸理論の導入

地下水の流動に関する「ダルシーの法則」が確立されたのは、古く1856年である。地下水は、水頭水圧の低い方に向かって流動する性質を持っているが、地中に孔（井戸）を掘り、井戸水を汲み上げてその中に現れる水頭水圧を下げると、その井戸に向かう新たな地下水流が生じる。影響圏（揚水による水位降下が及ぶ範囲）を理論的に解析した論文が現

れるのは、1900 年代の初めである。

この理論は後に日本では教科書としては君島八郎(1919, 34), 一般論としては鈴木昌吉(1931, 研究結果としては吉田弥七(1928, 31-33)らによる揚水試験結果の解析法として, もっぱら土木工事や揚水井戸設置事業に適用されることになる。しかし, 後述するように, 欧米で発達したこの理論が発展するのは, 昭和 20 年代に入ってからである。

6.2 井戸理論の適用条件

井戸理論の適用に当っては, 与えられた条件をよく理解し, 現実の地質や井戸条件に適合しているかどうかを考察する必要がある。

ここに被圧帯水層に限定して井戸理論をみると, 基本的な前提条件は, 上下を不透水層で遮断された帯水層中の井戸底は下の不透水層に達し, 揚水は定常流状態で長時間継続していること, 水の流れは層流であること, 帯水層は均質で無限に広がっていること, したがって井戸の口径は帯水層の広がりが無視できるほど小さいこと, 帯水層の貯留水は, 水頭の低下と同時に排出されること等の理想的な条件であるが, 時代背景が, ポンプの揚水能力が小さくて揚水量に対する水位低下量も小さかった場面であり, 安定大陸のような地質条件では, この理想に近い状況があった。

日本で井戸理論が導入された当時は, 深井戸が必要な工業地帯は臨海平野にあり, 被圧地下水は沖積粘土層の下にある基底礫層, あるいはその下位の「洪積層」に限られ, 水面降下量もせいぜい 8m 前後であったから, 井戸理論の適用は容易であった。しかし井戸掘削機械や揚水ポンプの性能が向上し, 複数のストレーナーを設けた深井戸が集中して設置されると, 井戸理論は事実上, 段階揚水試験から産出能力を調べて給水設備を設計する資料としての目的で利用された。

6.3 多層採水と単層採水

日本に於ける深井戸は多層採水が多い。すでに述べたように, 主要帯水層である第四紀層が砂礫に富んでいることにもよるが, 井戸の産水能力を高めるためでもあった。しかしストレーナーを設けた帯水層にはそれぞれ微妙に異なる水理定数があることから, ポンプを動かして井戸水を汲み上げても, 各帯水層から平等に(水理定数に応じて)地下水が採取されるわけではない。

大正末期に丸の内地区の地盤変動を調査した西尾銈次郎(1926)は, 井戸の産水状況を観察し, 深井戸といえども実際は浅層の地下水が大量に揚水されていることをみて, 規制の必要性を説いている。田中治雄(1938)は, 着色水を胚胎する帯水層を含む複数のストレーナーをもつ井戸で段階揚水試験を行い, 揚水量の多寡が水理定数の異なる帯水層の産水状況に影響することを確認した。

戦後になって, 村下敏夫(1975)は, 工業用深井戸の調査結果を詳細に解析し,

- 1) 上層が透水性のよい採水層の場合は, 下層からの産水はきわめて少ない。
- 2) 下層が透水性のよい採水層の場合は, 水位降下が小さいうちは, 上層からも産水するが, 水位降下が大きくなると下層からの産水となり, 上層は産水しないか, 逆に逸水層となることがある。
- 3) 透水性がほぼ一様な採水層の場合には, ポンプのフートバルブに近い採水層からの産水が多い。

とした。とくに逸水層になることは, ストレーナーを介して, 地下水が交流することを意味し, 本来は帯水層別に特徴のある水温, 溶存成分を混乱させる原因となっている。

6.4 地盤沈下履歴後の地下水調査の要点

最近, 消雪用水や旱魃対策, 防災対策に地下水を見直す動きがある。焦点は地盤沈下対策が主な目的になるが, 標準地下水位の設定が課題となるであろう。

見直し調査では、水位回復中を前提にした平野の地下水調査が必要である。既存資料の再検討のためには、基準となる調査井戸の掘削が必要であるが、そのためには地層係数の測定から地層別の産水能力を判定する検層技術と、層別の水頭水圧を判定する掘削技術を備えた調査を実施しなければならず、これの実施が望まれる。加えて、最近とくに進展した平野の地質構成に対応した漏水理論や包蔵係数の批判的検討が必須であろう。地層中から搾り出された水、水圧の低下によって膨張し揚出された水の判定、それにストレナーを通じて交流した水の解析には、元素同位体濃度比測定からくる判断に期待がかかる。

日本の大平野は、第四紀に継続して沈降し、これと海水面の昇降が重なって海成、陸成層が繰返し重なっている。とくに陸成の時期に、現在の地表で見られると同じに河道・自然堤防と後背湿地の組み合わせが考えられ、これがそのまま地中に埋没すると、側方変化が甚だしい陸成層が埋没する。そこで、陸成層準の層相解析がはかられるべきであるが、その傍証のための、地層の連続性を判断する高精度の物理探査法の開発が望まれる。

7. 山地地下水に関連して

山地の地下水は、往時は鉄道建設の障害であったが、現在は、大断面の道路トンネルでも全断面掘削直後に覆工が施されるため、研究対象としてはあまり注目されていない。地すべりでも、誘因としての地下水は排除の対象であって、“地すべり粘土”を生成する微流速の水は、粘土科学や水質地球化学の方面で生成機構が議論されている。

日本の山岳地帯は、第四紀を通じて隆起を続け、表層の岩盤は封圧から解放されて微流速の地下水と反応し、常に細粒化して風化殻を形成している。ちなみに鉱山の採掘跡空洞とくに深部坑道は、その実態を直接観察できる好適地であったと考えられるが、それは昔の話である。かつて筆者は稼行中の鉱山深部の探鉱坑道で、中新世の“緑色凝灰岩”の初期湧水が多いことに驚いたことがある。探鉱坑道の切羽でも削岩用水が注入され、火薬が使用されているから、すでに地下の封圧から解放された後の状態である。また、地熱発電の現場では、天然蒸気採取後の熱水は直ちに地中に還流され、発電が維持されている。還流できる理由は、生産井と還流井の水頭水圧の差が大きく影響していると考えられるが、深部の花崗岩や“緑色凝灰岩”など、地熱流体の胚胎層（帯水層）である岩体岩盤の水理定数の意味を深く考察する必要がある。

筆者は、金属鉱山跡地の調査を通じて、今後実見によって検討する課題が多いと考えている。詳細は省くが、その中でも山地地下水の重金属濃度等バックグラウンド値は、岩盤の細粒化過程のごく初期の現象に係るものであり、将来の「地下水の地球化学図」作成や「水質に係る環境基準の外国との比較」などを控えて、最も優先度が高いと考える。

岩盤の状態を肉眼で確かめるにはコアボーリングによるしかないが、ボーリング孔が到達した瞬間に封圧から解放され膨張することを想定すると、孔の周囲には弛み領域がすでに形成されている筈であり、この事実を確認する検層技術が今後は望まれる。

8. 結語

明治初期から地下水に関する調査報告、論文をたどって現在の課題を考えると、平野部では地下水の再開発に向けて考察する時代である。ただ、すべての井戸・湧水には所有者や管理者が居り、個人情報保護の現代では、試験井戸は研究機関の所有地内に設けて研究の拠点とするしか無く、研究を広域で推進するには、地元の多大な協力を必要とする。

岩盤地下水に関しては課題が多いが、全層コア採取を伴う試錐に各種の検層技術を繰返し試行して、水理定数の本質を実証することが不可欠である。

都市域の地下水システムの研究

安原正也・稲村明彦（地質情報研究部門）・林 武司（秋田大・産総研客員研究員）

1. はじめに

地下水は、飲料・生活・産業用水として都市の持続的発展に不可欠な自己水源である。さらに、近年は防災・緊急用水、親水環境維持・ヒートアイランド対策等のための環境用水としての役割も注目を集めている（蛸原ほか，2006）。将来にわたる都市の地下水の適切な利用と保全を図るためには、その地下水システムを質・量の両面からの確に把握しておくことが必要である。都市化の進行は、特に浅層部の地下水環境に直接的で著しい影響を及ぼす（図 1）。すなわち、浅層（自由）地下水収支に関与する既存の水文要素の相対的重要性に変化が生じる。同時に、新たな水文プロセスも出現する（Lerner, 1989）。たとえば、降水浸透による地下水涵養量が減少する反面、水道管からの漏水が新たな涵養源として重要性を増すとされている。このような都市の浅層地下水収支に果たす各水文要素（表 1）の役割を、統計資料に頼らず地球化学的手法等を用いて直接定量化しようとする試みが、現在世界中で進められている（Lerner, 2002；安原ほか，2007）。一方で、都市化に伴い、地下水質の悪化という質的な変化も発生する。人間活動、特に産業活動に起因した有害な汚染物質が浅層地下水にもたらされ、深刻な汚染が引き起こされるケースが多い。そして、この汚染物質を含む浅層地下水のより深層への透過プロセスと、域外から広域（水平）流動によってもたらされる深層（被圧）地下水の都市の地下における混合プロセスの解明は、都市地下水の保全を質的な面から考える上で避けて通れないテーマである（Foster et al., 1998）。さらに、特に我が国の場合、断層等の地質構造が都市深部の地下水流動系に与える影響についての理解も、地下水の利用可能性評価や揚水に伴う地下水障害の発生防止といった観点から不可欠である（鶴巻・長沢，1971）。産総研（旧地質調査所）では、これらのテーマの解明に向けて、山形市，神戸市，そして現在は東京区部ならびに周辺の都市化進行域において地下水システムの解明研究に取り組んでいる。今回はその活動の概要を紹介する。

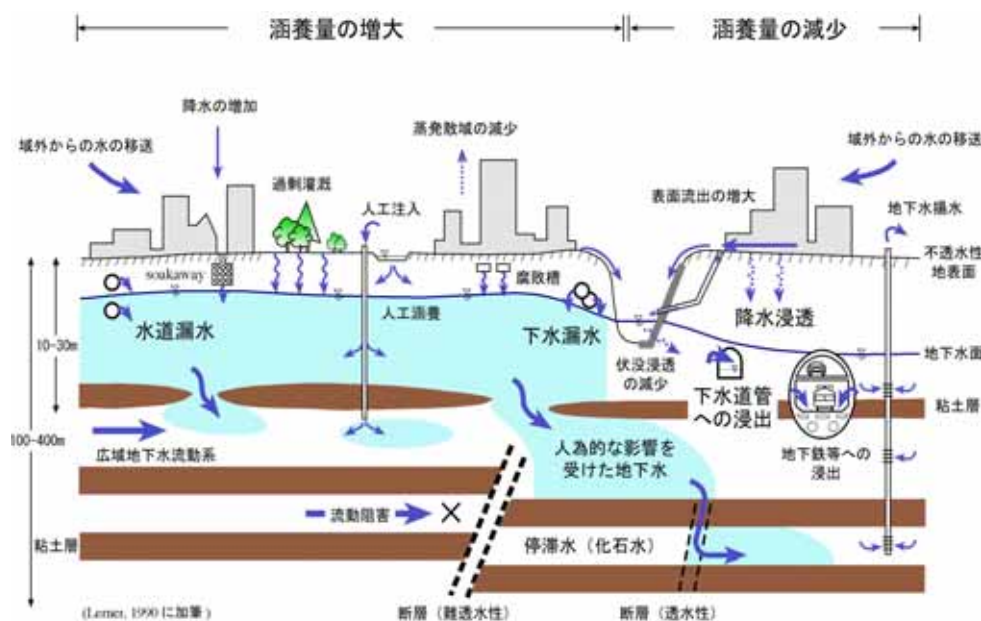


図 1 都市の地下水環境と地下水収支諸要素

2. 水文プロセスの定量化

2.1 降水浸透水・水道漏水

図 2 は、炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) をトレーサーに用い、浅層地下水涵養に果たす降水浸透水の役割を評価した例である。山形市街地は馬見ヶ崎川扇状地上に展開しており、不透水性地表面の割合は扇頂～扇中部で 60-70%程度、また地下水面の深さは地表面下 10m前後である。同市街地では、巨視的には、1) 扇状地面からの降水浸透水、2) 馬見ヶ崎川からの伏没河川水、という二つの端成分の混合によって浅層地下水が涵養されている(図 2 上図)。降水浸透水と伏没河川水では、その溶存全炭酸濃度と炭素同位体比に明瞭な違いが認められる。2 成分混合モデルにおいて、溶存全炭酸と ^{13}C についての 2 つの収支式を解くことによって降水浸透水の割合を求めた結果が図 2 下図である。地下水中に占める降水浸透水の割合は、河川水の伏没直後には 10%以下であったが、その割合は地下水の流動とともに急速に増加し、市街地地下流端では 60-80%に達する。この様に、不透水性地表面によって広く覆われている市街地においても、その地下水形成に果たす降水浸透水の役割は予想以上に大きい。さらに、稲村ほか(2007)は、不透水性地表面の割合が 90%に達する東京区部の石神井川下流域の湧水を対象に、湧水形成に果たす降水浸透水と水道漏水それぞれの役割を酸素・水素同位体比に基づいて定量化した。その結果、全 20 地点の湧水のうち、水道漏水成分が降水浸透水成分を上回るのは 1 地点のみ、また水道漏水成分が 30%を越えたのはわずか 3 地点であった。既存資料に基づく統計的手法によって得られた東京区部における従来の地下水収支結果(表 1)については、今後慎重に再検討する必要がある。一方で、降水浸透による涵養量を、これまでの様にいわゆる“不透水性地表面”の割合に基づいて単純に評価するやり方を否定する研究例もあり(Hollis and Ovensen, 1988), 降水浸透水が都市の地下水涵養に果たす役割についてはさらなる検証が待たれているところである。

表 1 東京区部の地下水収支とその変化。
東京都(1998)による推定値。

(単位: 万 $\text{m}^3/\text{日}$)

		1985-1987	1994-1996	増減
プラス側	水道管からの漏水量	49	38	-11
	雨水(降水)浸透量	27	23	-4
マイナス側	下水管への浸出量	21	27	6
	地下水揚水量	12	11	-1
	地下鉄等への浸出量	2	3	1
計(プラス側 - マイナス側)		41	20	-21

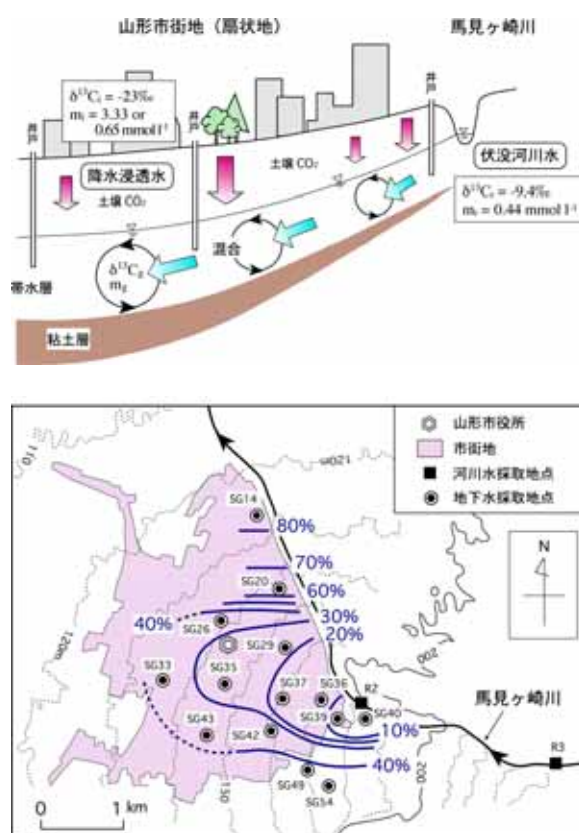


図 2 山形市街地の浅層地下水中に占める降水浸透水の割合 (Yasuhara et al., 1999)。

2.2 下水道管への地下水浸出

下水中に含まれる地下水成分の定量化に向け、東京区部の新河岸水再生センター蓮根幹線において無降雨時の下水ハイドログラフの成分分離を試みた(図 3)。処理区内の水道水と浅層地

下水の水素同位体比の違いに基づく 2 成分混合計算によれば、下水中に含まれる地下水成分は 30-40%に達する。下水道管は地下水の巨大なシンクとして作用している、とする東京区部における従来の推定結果（表 1）の一端が裏付けられたことになる。同位体を用いた同様の推定はフランス、リヨン市でも行なわれ（De Benedittis and Bertrand-Krajewski, 2005）、地下水成分は下水流量の約 15%を占めることが明らかになっている。地下水位の高低といった都市が置かれている自然条件（図 1）、さらには下水道管の密度や老朽化・破損の程度に依存して、下水道管への地下水浸出量には都市間での差はもちろん、都市内部でも地域差が著しいものと考えられる。多様な場の条件下でのさらなる事例の蓄積を通じて、都市の地下水収支に果たす下水道管への地下水浸出量の役割の全体像を把握してゆく必要がある。

2.3 下水道管からの下水漏水
 下水道管の埋設深度が地下水面より高い場合には、2.2 とは反対に下水漏水によって地下水が涵養（汚染）される（図 1）。下水道管からの漏水の発生と、漏出下水による地下水汚染は

ヨーロッパを中心としてすでに広く認識されている現象である。ドイツでは、年間 1 億トンもの下水が漏出し、地下水体にもたらされるとの推定結果がある（Eiswirth and Hotzl, 1997）。日本においてはこのような事例はこれまであまり報告されていない。地下水位が諸外国の都市に比べて高く、下水道管が地下水面下に位置する場合が多いことが主たる原因の一つかと思われる。ただ、最近、その存在を裏付けるデータも提示されている（図 4）。都市化が著しく進化した東京の石神井川流域では、以前から公共下水道が整備されている。しかし、流域の浅層地下水の塩化物イオン濃度ならびに脱窒反応が起こる前の硝酸イオン濃度は、農地面積が広く自然流域に近い状態にある黒目川流域と同等かあるいはそれ以上である。下水漏水が浅層地下水にコンスタントに付加されていることを示唆するデータと言える。下水漏水の発生と地下水に与える質的・量的な影響については、今後日本でも特に注意を払う必要がある。同位体あるいは水質成分に基づく下水と周辺地下水の混合解析によって、下水道管からの漏水の発生範囲と規模を定量化し得るものと考えられる。

3. 浅層地下水と深層地下水の交流

都市化の進行に伴い人為的な影響を受けた浅層地下水は、難透水層の不連続部、透水性の断層、井戸孔壁とケーシングの間の充填材等を通じて下方へと透過してゆき、広域地下水流動系にしたがって域外からもたらされる深層の被圧地下水と混合する（図 1）。特に、過去の過剰揚

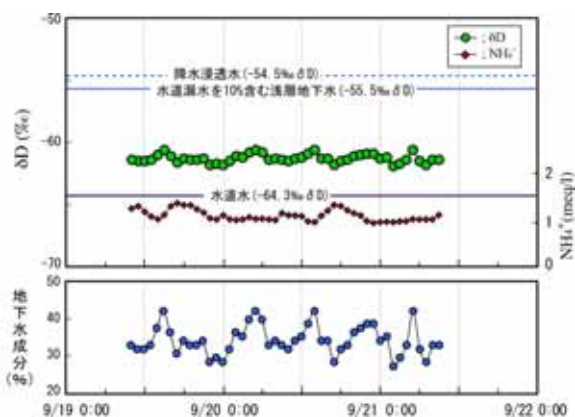


図 3 下水中に占める地下水成分の割合（新河岸水再生センター蓮根幹線）。産総研未公表データ（速報値）。

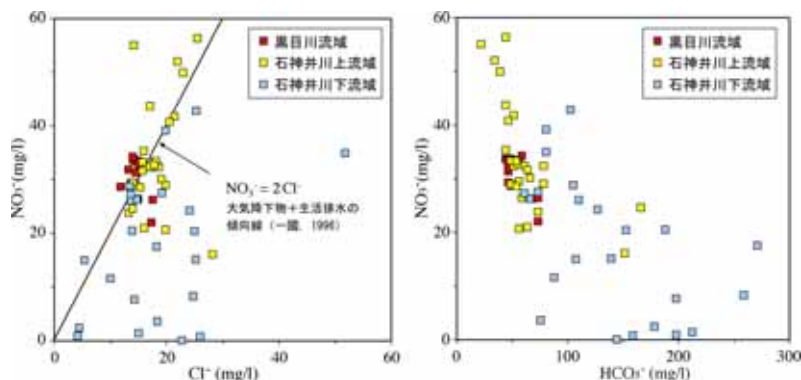


図 4 石神井川流域（都市化流域）と黒目川流域（非都市化流域）の浅層地下水の水質比較（稲村ほか，2007）

水時に被圧帯水層の一部が不圧化した時期のある東京区部などでは,その期間に浅層地下水の透過が一層進んだものと考えられる。武蔵野台地では,多摩川からの伏没河川水によって西部域で涵養された被圧地下水が,ローム層あるいは武蔵野礫層中に形成され台地部を鉛直透過してくる浅層地下水と,台地中～東部の都市域の地下において混合する(図5)。都市に特有な汚染物質を含む

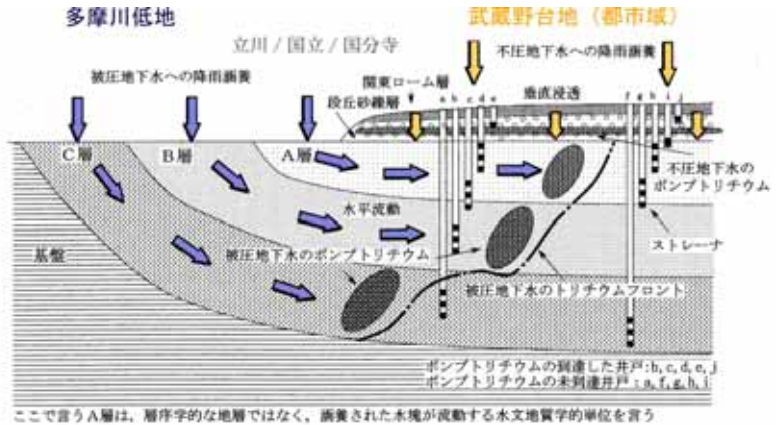


図5 武蔵野台地部(東西断面)における地下水涵養機構。今泉ほか(2000)に一部加筆。

浅層地下水の下方への移動経路と透過フロントの位置の解明は,深層地下水の長期にわたる保全を質的な面から考える上で極めて重要である。浅層地下水と深層地下水の間で濃度・組成が異なる成分(塩化物・硫酸イオン,酸素・水素同位体,医薬品,あるいはCFCs等)をパラメータとして解析を行なうことによって,透過フロントの位置とその進行状況を把握できるものと考えている。

4. 地下水流動系に及ぼす地質構造の影響

我が国の平野や盆地においては,断層や構造線と言った地質学的不連続線が認められる場合が多い。地質学的不連続線の両側あるいは構造帯の内外において,地下水の一般水質や酸素・水素同位体比が明瞭に異なる現象が,大阪平野,関東平野,山形盆地を始めとする平野・盆地部に展開する多くの都市域において報告されている。図6は,現在急速に都市化が進行している,さいたま新都心を含む関東平野中央部における地下水の塩化物イオン濃度分布である。元荒川構造帯を構成する2本の断層が不透水性境界として働き,構造帯内外の地下水の交流を超長期にわたって妨げる。その結果,地層堆積時の海水(あるいはその後の海進時に浸入した海水)が,淡水化する過程で地質構造に規制されて構造帯内部に取り残され,完全に淡水化するに至らない状態で停滞水あるいは化石水として残存するためと解釈される。上町台地と生駒山地に挟まれた東大阪地域では,不透水性の断層の存在によって地下水流動が阻害されている場所と,揚水に伴う著しい水頭低下と地盤沈下の発生域との一致が指摘されている(鶴巻・長沢,1971)。地質構造に支配されて生ずる停滞水域の同定は,都市における地下水の将来的な利用可能性の評価(質と量)や,その利用に伴う地下水障害の発生防止という観点から重要なテーマである。

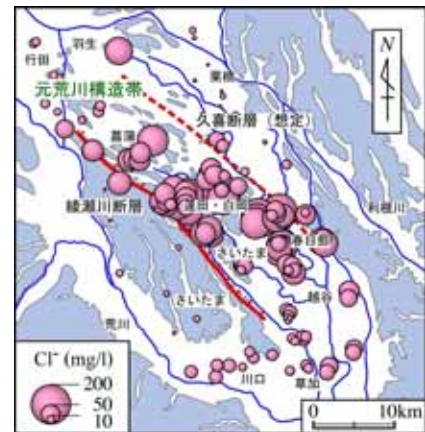


図6 関東平野中央部における被圧地下水の塩化物イオン濃度分布(安原ほか,2005)

5. おわりに

都市の地下水システムに関しては,被圧地下水の急激な水頭回復現象など,今回挙げたテーマ以外にも緊急に対処しなければならない問題が数多くある。産総研では今後,関係諸研究機関と密接に連携を図りながら,東京区部とその周辺域をモデル地域として,都市の地下水システムの総合的な解明に向けて研究を継続してゆく予定である。

広域地下水流動評価

～ 深層や沿岸の地下水を考慮して～

丸井敦尚・伊藤成輝・吉澤拓也・宮越昭暢（地圏資源環境研究部門）

1．広域地下水流動を理解すると何が得られるか（“はじめに”にかえて）

国土交通省（2007）によれば、わが国の地下水利用総量は 124 億トンであり、これは国土の総面積で除すると、平均 49mm に達する。仮に降水量 1,600mm の半分が蒸発散、1/3 が河川流出によって失われたとしても、 $1,600\text{mm} \times 1/6 = 267\text{mm}$ は地下に浸透し、地下水として流動するわけで、地下水障害が問われる現状であっても、なお地下水開発の余地は大きく残されていると考える。

地下水は流動するものであり、利用しなければその場を流れ去る。かと言って使いすぎれば障害が発生する。適地・適深を考慮し、保護するところ、利用できるところを見極める必要がある。現状の地下水利用区分は：

浅層地下水（30m まで）：農業・非常・雑用

中層地下水（300m まで）：工業・飲用

深層地下水：レジャー用（600～2,000m 主に温泉開発）

備蓄（100m～石油、2,000m 天然ガス）

二酸化炭素地中貯留（700m～超臨界、300m～マイクロバブル）

原子力廃棄物地層処分（300～1,000m）

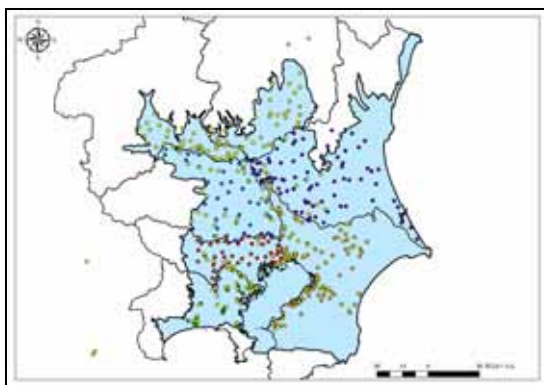
また、社会のコンプライアンスを得るためには、安全で安心して継続的に利用することができるものでなくてはならない。このためには、短絡的な対処療法（その場の動水勾配だけで計算する水量）でなく地下水流動系全体を考えた“説得力のある”水供給量（利用できる水量）を把握する必要がある。より具体的に述べるなら、その場の地下水を維持するための供給経路とその量を知り、さらに下流域の環境を損なわないための通過量を維持することが求められるのではなからうか。個々に課題は多いが、深層へと浸透する地下水のプロセスや量、海洋へ流出する地下水のプロセスや量を高精度に把握することは、広域での地下水の状態を詳細に知ることになり、ひいては守るべき地下水と利用すべき地下水の両方を正しく評価できることにならう。この意味で、深部地下水の状態や塩淡境界に伴う地下水流動を捉えることは、重要かつ喫緊の課題ではなからうか。

2．深部地下水を理解し利活用する（新しい解析方法（はぎ取り法）の開発）

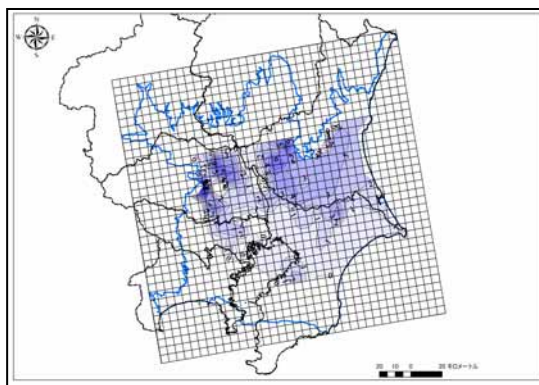
高村・丸井（2006）は、深層地下水の状態により地下水を区分（定義）している。通常はほとんど同義語のように利用している用語も、本論ではその成因に戻り分類している。化学的な定義である「かん水」、成因によって決まる「地層水」、物理的な定義である「化石水」は重複することも多いが、全てが同一ではない。だとすれば、その判定には、定義どおりの測定方法で観測・評価すべきであり、地表付近の地下水との判別は、同一指標で行えない場合が多いのもうなずける。

そこで、例えば同一流域にありながら深度によって透水係数や間隙率が明らかに異なり、明瞭な帯水層区分がなされる場合について、浅層の流動解析を地下水のポテンシャルと水温、中位層の流動解析を水温と一般水質、深層の流動解析を一般水質と同位体組成のようにそれぞれの流動を的確

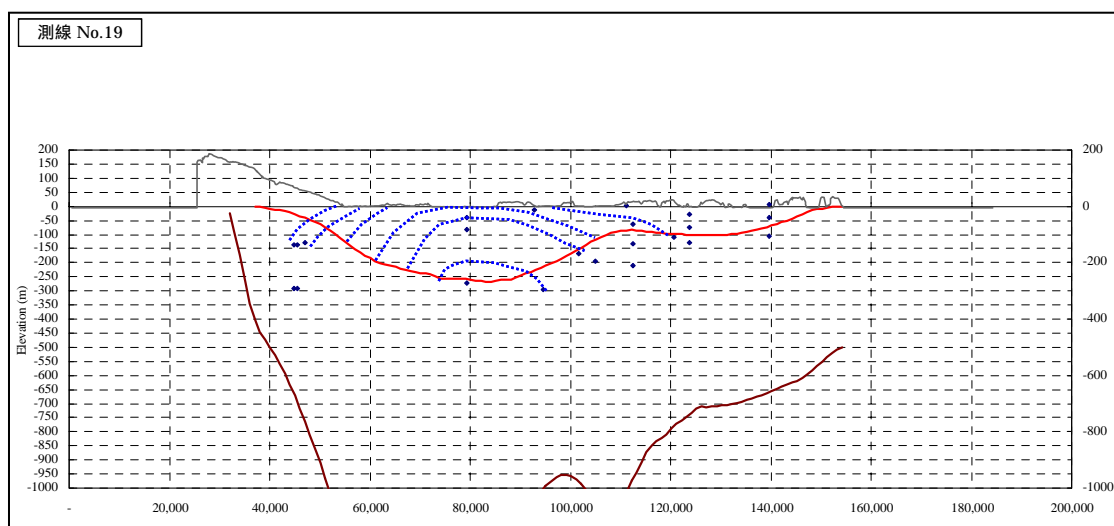
に反映する要素を用いて解析し、連成問題としないことで、それぞれの帯水層の解析精度を維持する方法を考案した。これにより、例えば関東平野においては下総層の解析を実施した後に下総層からの下位浸透量を決定し、これを入力要素とした上総層の“はぎ取り”解析を実施している。



第 1 図 下総層の堆積域、丸印は観測井配置

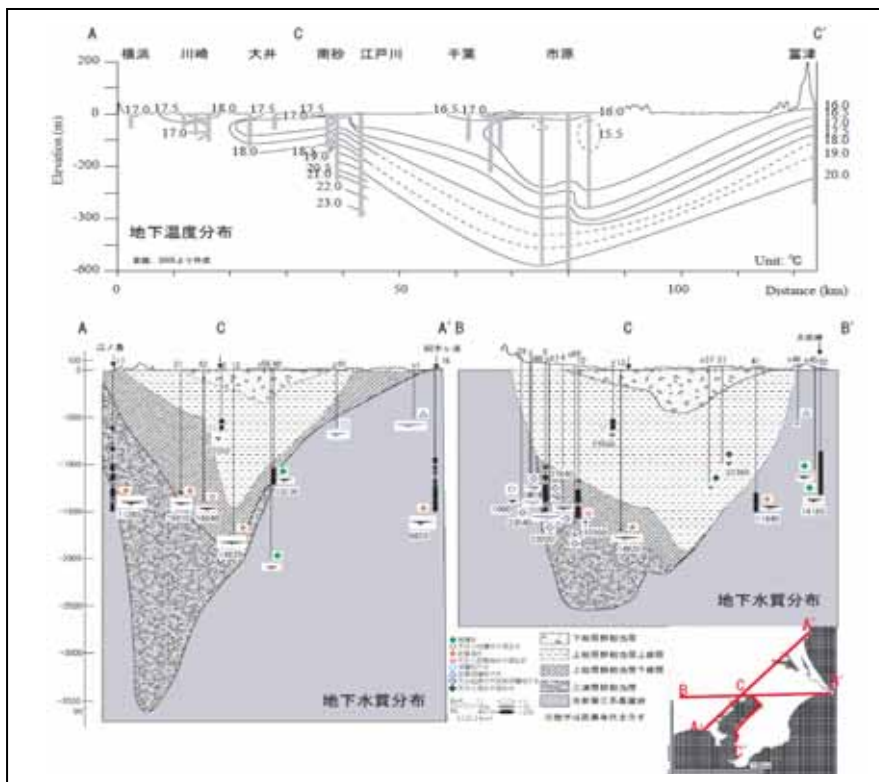


第 2 図 下総層下面での水理水頭分布



第 3 図 東西断面での下総層内のポテンシャル分布図

下総層より上総層（下位層）への深部浸透量をあたかも地表の降水量のように初期条件として与え、下位層内の流動解析を実施する。このとき、下位層では地下水温と地下水質によって流動解析を実施しているが、メッシュリファインメント法など数々の方法はあるが、これまでの手法であれば複数の要素に対して必ず両方の計算を実施していた。本手法の新たな点は、帯水層ごとに独立して解析を実施するところであり、連成モデルのように他方の結果に左右されないことにある。



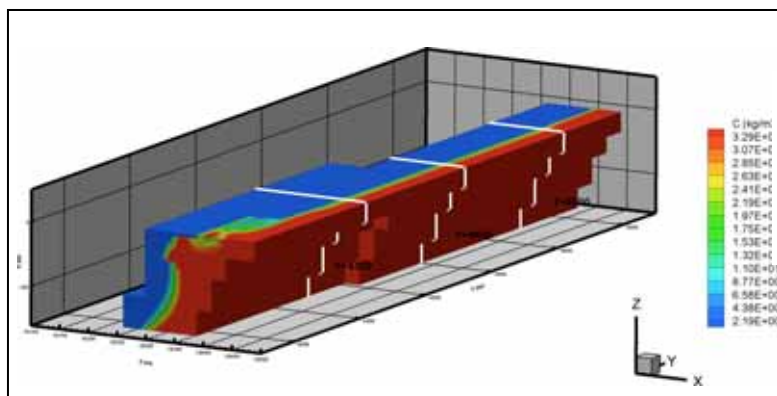
第 4 図 東京湾周辺の地下温度分布と関東平野の地質断面、深部地下水水質の比較
(宮越, 2005 ; ベル, 2006 より作成)

3 . 沿岸域地下水研究の先端性 (人間活動の盛んな沿岸域で地下水を利活用する)

茨城県東海村において塩淡水境界の形状と地下水流動の関係に関わる研究を実施した。旧原子力研究所南地区では 2002 年より大強度陽子加速器の建設が開始された。本研究所ではこの大規模建設工事に伴う周辺への地下水障害防止と建設後の加速器安定運転のため、地下水管理を実施している。この中で、塩淡水境界面の詳細な形状とそれに伴う微細な地下水流動変化の観測を実施した。

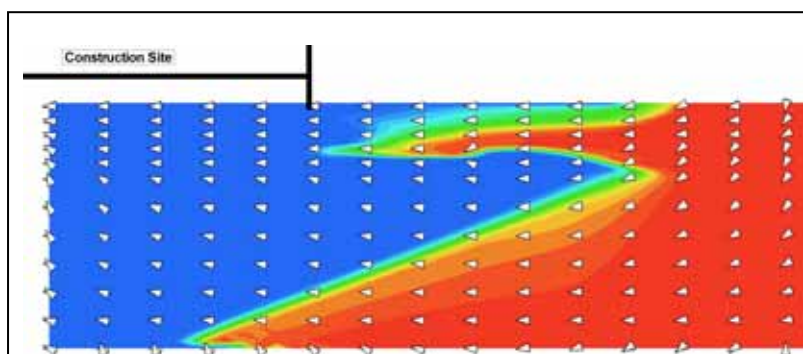


写真(上左)大強度陽子加速器建設建設前の様子(日本原子力研究所撮影)、(上右) 2002 年加速器建設中の様子、松林地区に直径約 800m のトンネルが建設されている、(右)トンネル建設に伴う掘削の様子、平均的に地表面から 15m 程度掘削された



第5図
解析用メッシュの例、海水の浸入によって変化の大きな部分を中心にメッシュ分割を細かくして解析する

第6図
上位の砂層(40m厚)に塩水が浸入しているが、下位層内で塩淡境界面に沿って塩水が上昇していることが解析の結果明らかにされた



東海村における塩淡境界面形状把握調査では、メッシュリファイン法と呼ばれる新しい地下水流動解析法に着手した。この方法は、変化しつつある部分、たとえば沿岸域の地下水流動に関しては塩水と淡水の接触する部分(上図赤色の計算メッシュが塩水、青色の計算メッシュが淡水であり、その接触部分だけを再度細かくメッシュ化したもの)だけの計算を詳細に行い、大きな変化のない部分は詳細メッシュの計算結果に応じて再計算の要否を決定する方法である。

これによって第6図に示したような塩淡境界面の形状とその変化に応じた計算を詳細に行い、同時に大きな変化が現れたときに周辺部まで再計算する方法で、広域の地下水流動から塩淡境界の細部までを同時に短時間で解析することに成功した。このような方法で、地形や水循環の変化に応じて変化する塩淡境界部分と安定している塩淡境界の部分(深部)とを明確に区分できた。

人間活動の中心は沿岸域であり、多くの場合堆積平野の最深部も沿岸付近に位置する。これまでに利用してきた地下水のさらなる利用・活用に関して、さらに理解を深め、守るべき地下水と利用すべき地下水の両方を正しく評価できるようにならなくてはならないと痛感している。さらに、解析技術の進歩ならびに経済性を追及することに対するコンプライアンスを考慮すると、解析結果はもはや観測データに匹敵する価値を有すると考えられる。解析精度を高レベルに保つことも技術者の倫理であり、重要な責務といえよう。

*発表レジメは、枚数制限もあるため、解析の事例を中心に作成した。当日は観測事例を紹介しながら深部地下水と塩淡境界について議論したい。

深部流体のフラックスと成因～有馬型熱水について～

風早康平・森川徳敏・安原正也・高橋正明・高橋 浩・大和田道子・稲村明彦・仲間純子
半田宙子・佐藤 努（地質情報研究部門）・B.E.Ritchie（U.S.Geol.Surv.）

1. はじめに

プレート沈み込み帯に位置する日本列島は世界で最も変動する場所のひとつである。地下深部には、地下水流動の実態が定かでない深層地下水・熱水などが存在している。地下水には、マグマから放出されたマグマ水、主に断層・構造線上を上昇してくると考えられるが起源が解明されていない高塩濃度深部流体、そして、油田塩水や古海水起源の停滞水などが存在している(図 1)。火山近傍の火山性温泉は徐々にその実態解明が進んでいるが、日本に多く存在している非火山性温泉水については、その起源、成因をはじめ熱源などについて、まだよくわかっていないことが多い。

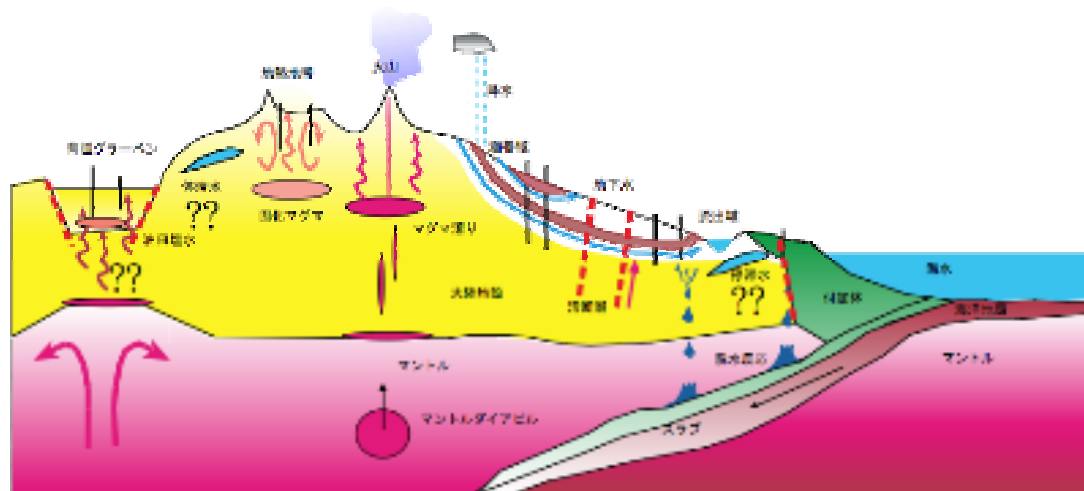


図 1 日本列島における様々な形態・メカニズムによる熱水活動

我々は、日本列島における深層地下水・温泉水の起源を解明するため、近畿地方をモデル地域として、有馬型温泉水（Matsubaya et al., 1973）の深部端成分となる有馬型深部熱水の関与を明らかにするための調査を行い、その解析手法を開発してきた。同地域における温泉水・深層地下水の分析結果を基に、起源について解析を行い、その深部起源流体の性状、産状、化学的特徴などもわかってきた。端成分解析から求めた有馬型熱水の化学的特徴は、塩分濃度が海水の 2 倍以上に達し、マントル起源ヘリウムを含有し、同位体的な特徴はマグマ起源水と非常に良く似ている。しかし、地下にマグマの存在しないところも含めて広範囲に存在している。我々は、有馬型熱水は、マグマ水と起源を同じにするスラブの脱水により生成された熱水であるという仮説をたて、この深々度から上昇してくる熱水流体を「深部上昇流体」と呼んでいる。今回は、近畿地方の深部上昇流体の詳細調査の結果について紹介し、さらに、その起源に関する考察およびフラックス測定の結果とその意義について発表したい。

2. 温泉水の成因・フラックス

図 2 に近畿地方の温泉水および地表水等の採取地点、図 3 にその水試料の安定同位体分

析結果を示す。有馬や石仏周辺のみならず、中央構造線においても、有馬型熱水の寄与の大きな温泉水が見つっている。一方、図には示していないが、紀伊半島においても、多くの高温の温泉水が存在する。熱源がまだはっきりしない南紀地域の高温(沸騰泉含む)の温泉水は、そのほとんどが水の安定同位体組成では天水起源であることが示され、有馬型熱水の寄与が検出できなかった。これは、これらの温泉水の塩素イオン(Cl^-)濃度が低いことから支持される。しかし、後に述べるように、それらの温泉水に含まれる二酸化炭素(CO_2)希ガスの成分はマントルあるいは沈み込み帯起源であることが



図2 近畿地方の温泉水・地表水等の採取地点。

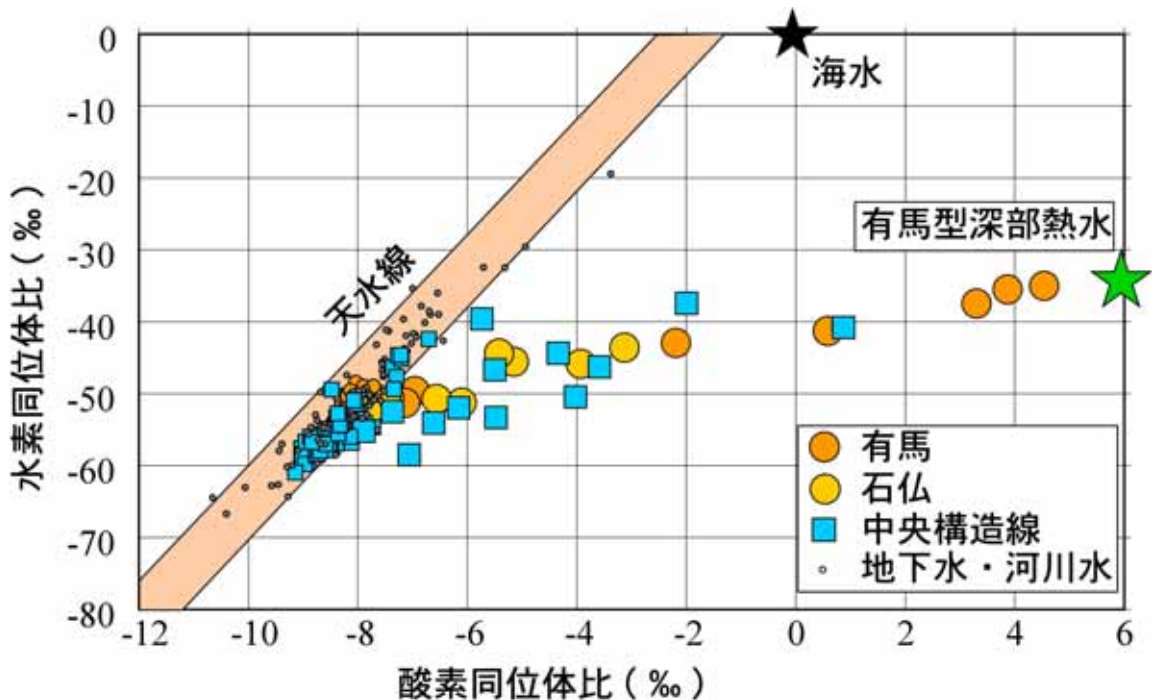


図3 近畿地方調査地域における温泉水および地表水・地下水の水素および酸素同位体比の関係。有馬型深部熱水の端成分、海水および天水線を同時に示す。

わかっており、こういった温泉水の成因について、水の安定同位体の分析結果だけで結論するのは早急であることを示している。

さて、有馬型熱水の混入を示す指標には、水の安定同位体比および塩素イオン(Cl^-)濃度が有効であることがわかっている。有馬型熱水が地表に湧出している場合は、河川の化学・同位体組成変化およびその流量測定により深部からの熱水フラックスをもとめることができる。有馬型熱水のフラックス算出の手始めとして、多量の湧出が明瞭である有馬、五社、石仏地域において、河川水の化学同位体組成および流量を調査して深部上昇水のフラックスを算出した。この手法で求めた有馬型深部熱水の河川水への混入割合は、石仏、有馬、

五社地域において、それぞれ3.5、1.2、0.25%に達し、同様に有馬型熱水のフラックスは、それぞれ1.2L/secと求められた。同様に有馬、五社地域では、混入割合はそれぞれ1.2%、有馬型深部熱水のフラックスは1.2、1.6、0.5L/secと求められた。また、神戸地域においては、別の手法により有馬型熱水のフラックスが0.6L/secと求められている(Morikawa et al., 2005)。

火山から放出される水の量と沈み込むプレートにより地殻からマントルに注入される量は一致していない。その差は全地球で $1.3 \sim 11 \times 10^{14}$ g/yと見積もられている(Ito et al., 1983)。もし、火山から放出される水が、マントルから表層への水運搬のすべてであった場合は、この差に相当する水がマントル内で増え続けることになる。しかし、この量に相当する海水量の変動(20億年前に現在の約2倍の海水が海洋にあったことになる)は地質学的に確認されていない。この水収支の差を固体地球の水循環における「行方不明の水」と呼ぼう。島弧の総延長を36000kmとし、フィリピン海プレートの沈み込む速度を3cm/年として、今回の調査範囲に相当する島弧の延長幅50kmあたりにすると2~14L/secの「行方不明の水」が存在することになる。有馬、五社、石仏および神戸地域における有馬型熱水のフラックスの合計は4L/secである。大阪および和歌山において観測される有馬型熱水の流量は、まだ不明であるが、広域に有馬型熱水の寄与が認められることから、この地域に上昇する有馬型熱水は、さらに多いフラックスがあるものと考えられる。「行方不明の水」つまり、スラブから脱水すべき水のうち行方不明のものの一部は、有馬型熱水として地表に上昇しているという説を支持する。

3. 他の深部流体成分(ヘリウムおよび炭素)

温泉水等に溶存しているヘリウムについては、マントル起源のものが近畿地方において広範囲に確認されている(Matsumoto et al., 2003)。我々も同様の調査を行っており、総合的な結果を得ている。ヘリウム同位体比($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比)と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比の関係を図4に、また、図5に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分布について、溶存媒質である地下水の水質タイプとともに示した。この地域の温泉は、非火山性地域にもかかわらず $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が上部マントルに由来すると思われる高い値を示す。それらの温泉は有馬・石仏・中央構造線沿いのみならず、紀伊半島全域に分布していることが、明らかとなった。この傾向は、炭素同位体と溶存炭酸濃度を用いて、深部起源炭素の混入率から求めた地下水に溶存する深部起源炭素濃度の分布でも見られる。すなわち、近畿地方のほぼ全域にわたり、マントル起源のヘリウムや CO_2 を含む深部上昇流体が地下水系に流入していることを示している。特に、紀伊半島南部では、水の同位体組成では有馬型熱水が検出できなかったが、溶存ガス種は温泉水の化学組成とは無関係に深部起源のものを多く含むことがわかった。

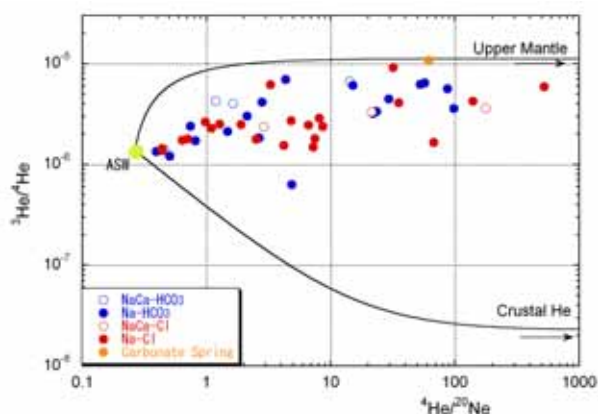


図4 近畿詳細調査地域温泉水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比の関係。

$^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と ^{20}Ne 濃度の関係を化学組成の特徴別にプロットしたものを図 6 に示した。地下水の化学組成の違いによる $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の違いは見られないが、 ^{20}Ne 濃度については、Cl型(赤色)温泉水が大気と平衡にある水よりも低く、 HCO_3 型(青色)は高いものが多い傾向が明瞭に見られる。Heとは異なり、地下で生成される ^{20}Ne 量はわずかであるので、地下水中の ^{20}Ne 濃度は涵養時の情報を保持しているはずである。ところが、そのCl型温泉水では ^{20}Ne 濃度が溶解度平衡値に比べてはるかに低い。この原因として、地下において水とガスの分離が起こり、 ^{20}Ne がガス相に移動したことが考えられる。逆に CO_2 - HCO_3 泉では、何らかの ^{20}Ne に富む成分が混入する必要がある。ヘリウム同位体比の高さから考えて、この成分は、Cl型温泉水から分離したガス成分であることが考えられる。つまり、紀伊半島南部の非火山性地域に湧出する温泉は、天水起源の地下水に、深部上昇流体のガス成分の除去(Cl型)と付加(HCO_3 型)といった共通のプロセスの存在を反映している可能性がある

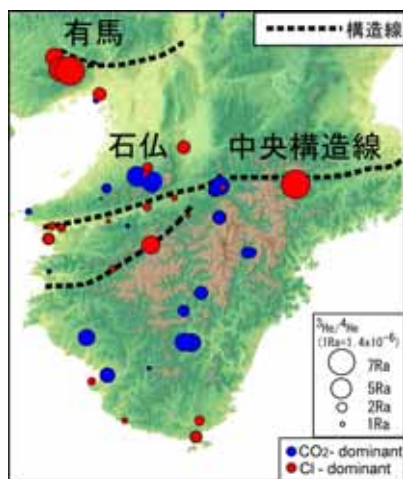


図 5 近畿詳細調査地域における温泉水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比分布。

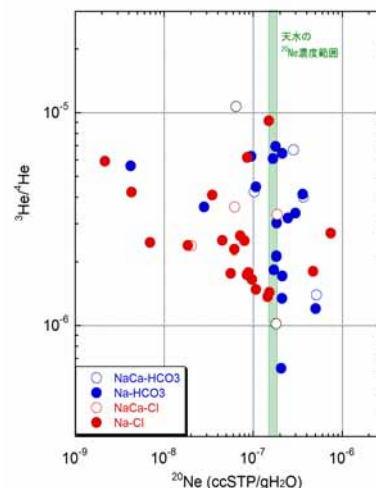


図 6 近畿詳細調査地域温泉水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と ^{20}Ne 濃度の関係。

参考文献

- Ito, E., Harris, D. M., and Anderson, A. T. (1983) Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 1613-1624
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochem. J.*, 7, 123-151.
- Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura K. (2003) $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan: surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 221-230.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02406, doi:10.29/2004GL021501.

地下水で地震を予測する

小泉尚嗣（地質情報研究部門）

1. はじめに

地震予知は、種々の手法を組み合わせ、関係機関が協力していかななくては達成できない課題である。1995 年兵庫県南部地震（阪神淡路大震災）以降における、1）観測網の整備、2）地震発生の物理を記述する摩擦・破壊構成則およびアスペリティモデルの発展、3）コンピュータシミュレーションの発達等により、最近 10 年間に地震予知研究は大きな成果を挙げてきた（日本地震学会地震予知検討委員会、2007）。内陸大地震（活断層で生じる大地震）については、地震調査研究推進本部（2008）等による長期予測（＝過去の地震発生履歴を用いた数百年～数十年間の統計的な予測）から、短期予知（地震直前に現れる現象＝前兆現象を検出することによる数日～数時間の予測）への道筋はまだ見えていない。しかし、海溝型巨大地震については、中期予測（観測データと物理モデルを用いたシミュレーションによる数十年～数ヶ月間の予測）が一部可能になりつつあり、東海地震の短期予知事業をサポートできるようになってきた。

上述のように、地震の短期予知は、前兆現象を検出することによって行われる。現時点で、科学的にもっとも期待されている前兆現象は、震源域周辺で本震の前に生じるゆっくりしたすべり（前兆すべり＝プレスリップ）とそれに伴う地殻変動であり、それを検出することが東海地震予知に代表される海溝型地震短期予知の戦略である。

地震予知研究の手法において地下水観測を用いた手法は、地震や地殻変動の観測を用いた手法に比べて研究の歴史が浅く、地震発生と結びつける理論面で弱点があったが、地下水と地殻変動との関係については理論的研究が進んでいる。従って、地下水データ（主に地下水位のデータ）を、地殻変動データ（地盤の伸縮や隆起・沈降等のデータ）に換算することで理論面の弱点を克服でき、プレスリップに伴う地殻変動を地下水観測によって検出できることになる。以上が、産業技術総合研究所（産総研）において行われている地下水観測による地震予知の戦略であり、これに基づいて、国の東海地震予知事業等における地下水観測分野を担当している。

2. 地下水位データの地殻変動データへの換算

水を多量に含む地層や岩盤の割れ目群を帯水層という。水を通しにくい粘土層や岩（不透水層とよぶ）で囲まれた帯水層を被圧帯水層、その中にある水を被圧地下水と呼ぶ（図 1）。被圧地下水は一般に深い地下水である。被圧地下水は、地盤が歪（ひず）むとそれにあわせて水圧を変化させるので、その水位変化は歪（ひずみ：地盤の伸縮）として扱える。地面は月や太陽の引力で伸縮し（地球潮汐という）、それによる地下水位変化を利用して、地下水位の歪に対する感度を求めることができる。地球潮汐による歪の変化は、1 億分の 1～1 千万分の 1 といった非常に小さな変化だが、ごく条件のよい観測井戸であれば、数 cm 程度の振幅の潮汐変化が観測できる。ただし、降雨が地下水位へ与える長期的な影響を取り除くのが難しいことや、地下水位は通常時でも数 mm 程度は変化するという理由により、条件のよい井戸の場合でも 1 時間階差・3 時間階差・24 時間階差（1 時間毎・3 時間毎・24 時間毎の変化）にして、一億分の 1～5 の歪変化に対応するような通常時の水位変化（ノイズレベル）がある（図 2）（松本・北川，2005）。逆に言えば、1 億分の 1～5 の歪変化を越えるような地盤の伸縮が生じるならば、地下水位変化として検出可能である。

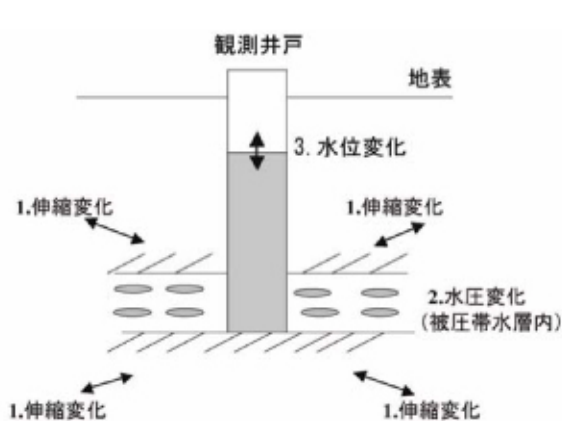


図 1 地盤の伸縮（歪変化）と被圧地下水位変化との関係を示すモデル。

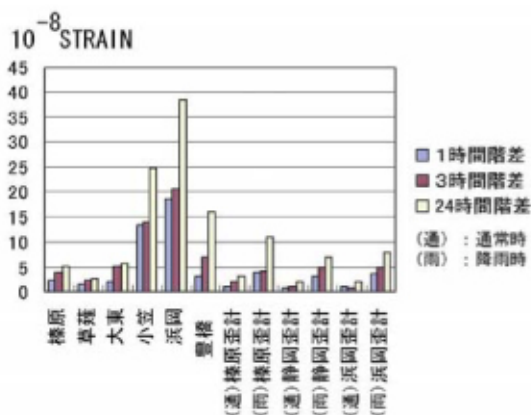


図 2 東海地域の地下水観測点における歪換算後の水位のノイズレベルと、気象庁歪計（地面の伸縮を直接測定する器械）のノイズレベル（小林・松森，1999）との比較． 10^{-8} STRAIN とは 1 億分の 1 の歪．

被圧地下水と違って、地盤の圧力を受けていない地下水を不圧地下水と呼ぶ。不圧地下水は一般に浅い地下水である。不圧地下水の場合は、地盤が伸縮しても水圧がほとんど変化しない。しかし、海岸付近の浅い不圧地下水の場合、海水面と圧力的につりあった状況にあることから、海水面に対する相対的な地面の隆起・沈降に応じて、地表からの地下水面の深さ（水位）が変化する。すなわち、地盤の隆起・沈降が、海岸付近の浅い地下水の水位変化になり得ることになる。

3. 地下水観測による地震に伴う地殻変動の推定

3.1 想定東海地震におけるプレスリップ検知能力

被圧地下水であって条件の良い井戸の水位データは、歪データと同様に扱えるので、気象庁が東海地震予知のために用いている歪データの解析手法と同じ手法で地下水位

データを解析することができる。上述のように、現時点で最も有望な地震の前兆現象は、プレスリップである。図 3 は、静岡県榛原の直下で M6.5 (マグニチュード 6.5)

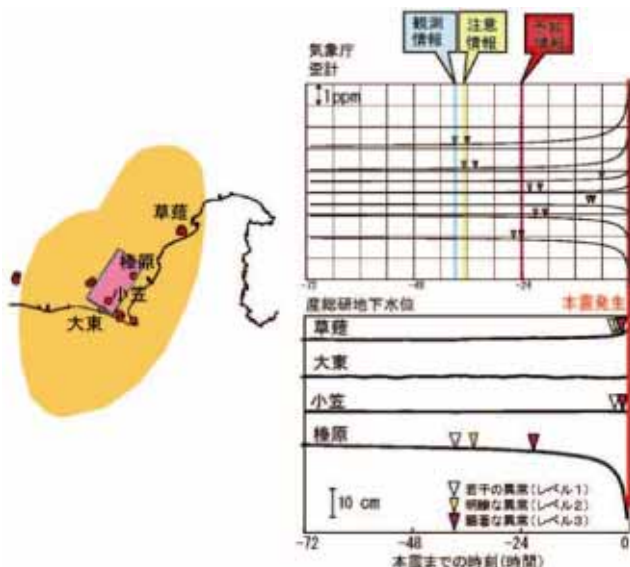


図 3 左図の橙色の部分の直下で起こると想定される東海地震の直前に、ピンク色の部分でマグニチュード 6.5 の大きさに相当するプレスリップが発生した場合に想定される歪（右上図）と地下水位の変化（右下図）のシミュレーション。左側の地図の中の赤い丸は産総研の地下水観測点。気象庁（2003）の図に加筆。

の大きさに相当するプレスリップが生じた時に想定される歪変化と地下水位変化を示したものである。気象庁の歪計 3 点で、ノイズレベルを越える変化があり、しかもそれがプレスリップによるものと判断される場合、東海地震予知情報（警戒宣言）が出され

る(気象庁,2003)。東海地方における産総研の地下水観測点の中で条件のよいものは、気象庁歪計に匹敵するプレスリップ検知能力をもつことがわかる。東海地震予知においては、気象庁の歪計・地震計データに加えて、産総研の地下水等データ、国土地理院の GPS 等測地測量データ、防災科学技術研究所の地震計・傾斜計データ等を総合的に評価して地震予知に関する情報を発信することになっている。

3.2 1946 年南海地震前後の地下水変化の評価

四国～紀伊半島の南の沖合いで、何度も発生している M8 クラスの巨大地震は南海地震と呼ばれる。過去 1300 年間に 8-9 回の発生が古文書等で確認されている南海地震では、四国や紀伊半島の温泉でくりかえし自噴量や水位の低下があったことが知られている。特に、1946 年南海地震(1946 年 12 月 21 日発生, M8.0)においては、地震時における温泉水の自噴量・水位の低下に加え、地震の数日前から、紀伊半島～四国の太平洋岸の浅い地下水の水位が、推定で数十 cm 以上低下したことが知られている(図 4, 水路局, 1948; 京大防災研, 2003b)。重富・他(2005)によれば、このような地震前の沿岸部の浅い地下水の水位低下は、1854 年安政南海地震の前にも、紀伊半島の和歌山県広川町周辺や四国の土佐清水市周辺であったとのことで、南海地震前の浅い地下水水位低下には再現性があることになる。

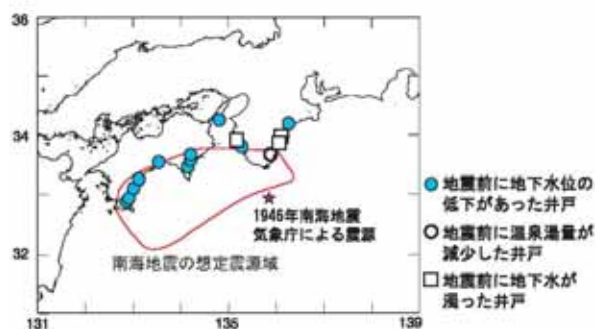


図 4 1946 年南海地震前の地下水の変化。
京大防災研(2003b)を元に作成。

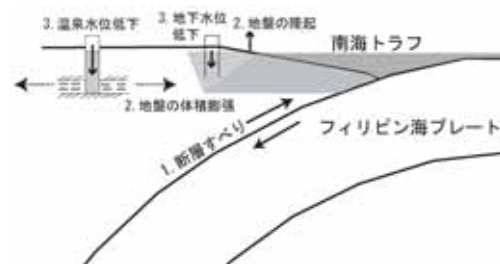


図 5 1946 年南海地震前後の地下水変化を説明する模式図。

1946 年南海地震の断層モデルから計算すると、紀伊半島から四国の陸域では基本的に地盤が地震時に膨張する。従って、地震時～地震後の温泉水の自噴量・水位の低下については、温泉水を被圧地下水と考えると歪変化で説明できる(図 5, 小泉, 2004)。また、地震前の浅い地下水(=不圧地下水)の水位低下も、1946 年南海地震の震源域周辺でプレスリップがあったとすれば、紀伊半島～四国の太平洋岸で陸地が隆起するので、2 で示した考えに基づき説明できる(図 5)。ただし、京大防災研(2003a)によれば、1946 年南海地震にプレスリップがあったとしても、沿岸部の陸の隆起量が最大 5 cm 程度となっていることから不圧地下水の水位低下は 5 cm 以下にとどまることになり、上述の数十 cm 以上といった振幅は説明できない。原因としては、浅い地下水と深い地下水の流動や局所的に大きな地殻変動等が考えられるが、それを検証してモデル化し、地震予測につなげるためには、新たな観測網の整備が必要である。

4. 東南海・南海地震予測のための新たな地下水等総合観測網の構築

東南海・南海地震については、30 年以内の発生確率は 50-70% に達する(地震調査研究推進本部, 2008)。さらに、30 年以内の発生確率が 87% (参考値) となっている東海地震と同時に発生する可能性も考慮しなくてはならない。このような観点から、産総研は、2006 年度から、東南海・南海地震予測のために、愛知県～紀伊半島～四国に地下水等総合観測点 12 点の整備を開始した(図 6)。南海地震前の地下水変化メカニズム

として、地震前の地殻変動と地下水流動が考えられることから、1つの観測施設に深さの異なる3本の観測井戸(原則として600m, 200m および 30m 程度)を掘削し、水位・水温の測定を行うとともに、GPS やボアホール歪計等で地殻変動の観測も行う。地震計も設置する(図7)。さらに、高度化した東海地域の観測網と統合して運用する。

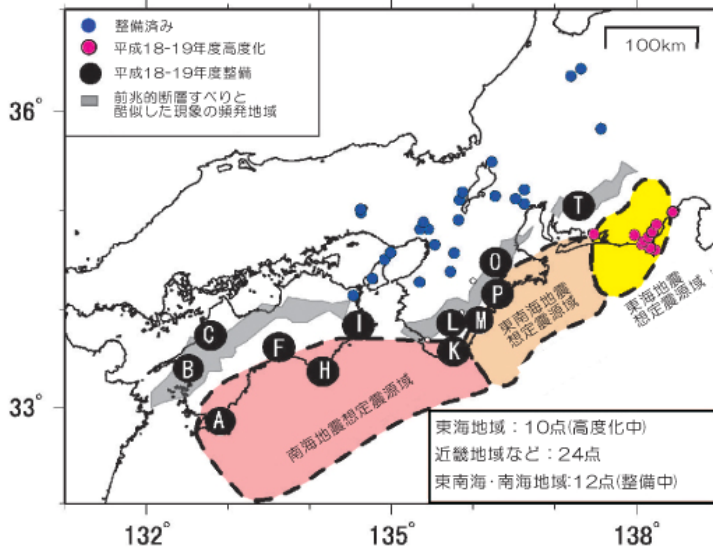


図 6 東海～四国地域に展開した産総研の地下水等総合観測網(伊豆と関東の観測点を省く)。A～T が東南海・南海地震予測のために新規に構築する観測点。

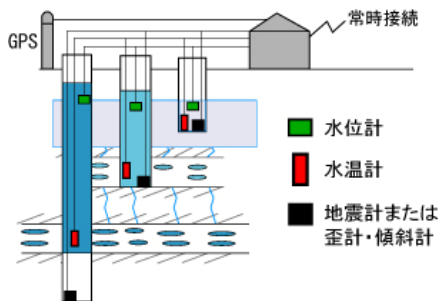


図 7 新規観測施設概念図。

5. まとめ

地下水変化を地殻変動に換算することで、地震に関連した地下水変化を、地震の理論やシミュレーションと結び付けて定量的評価ができる。過去の南海地震前後の地下水変化の解析から、次期南海地震の際には、前兆的な地下水変化や地殻変動が期待できる。産総研が、東海～四国に整備する地下水等総合観測網で、東海・東南海・南海地震の予測精度向上とそれに基づく震災軽減を目指す。

参考文献

気象庁(2003), 東海地震に関する新しい情報発表について。 http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/press/0307/28a/20030728tokai.pdf

小林昭夫・松森敏幸(1999)埋込式体歪計のノイズレベル調査及び異常監視処理。 験震時報, 62, 17-41.

小泉尚嗣(2004)昭和南海地震: 次の南海地震の予測をめざして, 産総研シリーズ「活断層と古地震・過去から学び, 将来を予測する」。 産業技術総合研究所編, 丸善, 209-220。

京大防災研(2003a)地下水変化に対する前駆的すべりの断層モデル。地震予知連絡会会報, 70, 402-403.

京大防災研(2003b)南海地震の前の井戸水の減少について-増幅のメカニズム-。地震予知連絡会会報, 70, 423-428.

松本則夫・北川有一(2005)想定東海地震震源域付近の観測井における地下水位の歪感度とノイズレベル。測地学会誌, 51, 131-145.

日本地震学会地震予知検討委員会(2007)地震予知の科学。東京大学出版会, 246pp.

重富國宏・梅田康弘・尾上謙介・浅田照行・細 善信・近藤和男・辰巳賢一(2005)資料・証言に見る南海地震前の井水涸れ及び異常潮位。京大防災研年報, 48B, 191-195.

水路局(1948)昭和 21 年南海大地震調査報告 - 地変及び被害編 - 。水路要報増刊号, 201, 117pp.

地震調査研究推進本部(2008)長期評価。 http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_chouki.htm

地下水の超長期年代測定～ヘリウム同位体手法を中心に～

森川徳敏・風早康平・大和田道子（地質情報研究部門）

1. はじめに

地下水の年代測定に関する研究は、中近東・アフリカ・オーストラリアなど水資源の確保が人間生活において死活問題である砂漠地帯において精力的に行われてきた。それに対し、日本は温暖湿潤な気候で、飲料用等の水資源が豊富にあることもあり、この種の研究は立ち後れている感があった。しかし、近年の深層地下水資源（温泉開発・工業用水利用）・大深度地下空間の利用などから早急な深層地下水の賦存状況の解明が待たれている。

化学・同位体データの増加に伴い、深層地下水の起源について多くの研究がなされてきたが、年代に関するものは定量化されていないのが現状である。本講演では、非常に古いと思われる深層（地下数 100m）の地下水の年代測定に関して、地下水年代特有の問題点を指摘するとともに、筆者らが進めているヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) を用いた手法について紹介する。

2. 非常に古い地下水の年代測定（超長期年代測定）に用いられる化学トレーサー

深層での地下水流動は非常に遅いことが予測されるため、その流速を実測することはほとんど不可能であると思われる。また、地層内に隔離された停滞水は流動さえしていないケースも考えられるため、ダルシー流速を適用することはできない。その代わりとして、地下水年代の測定法として溶存化学種の濃度・同位体比などが一般的に用いられている。

現在、地下水年代測定に比較的好く用いられている化学トレーサーとその濃度の時間変化概念図を図 1 に示した。非常に古い地下水の年代測定に利用されるトレーサーとしては、放射性核種の ^{81}Kr ・ ^{36}Cl ・ ^{129}I 等および、蓄積性成分の ^4He がある。図 2 に示したように、放射性核種の場合、その半減期に応じて適用可能な年

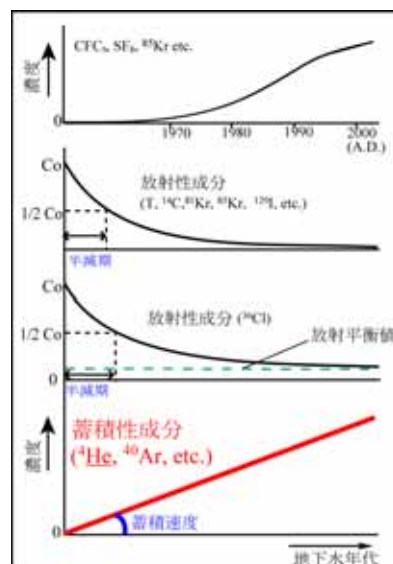


図 1 地下水年代測定に用いられる核種および、その年代に伴う濃度変化概念図。

代に限られる（数半減期を超えると、検出不可能なレベルまで濃度が下がる）。これらの核種は大気中で宇宙線との反応により生成され、帯水層に入り、宇宙線から隔離された時点でその半減期に応じた速度で減少し始める。しかし、帯水層内でも中性子捕獲反応によってこれらの核種は生成される。 ^{36}Cl の場合、この影響が大きく、宇宙線起源の ^{36}Cl が壊変し尽くされたあとでも、岩石の種類に応じた $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示し、一定の値となる（放射平衡）。馬原ほか(2006)では、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が

年代測定法	年代適用範囲 (yr)						
	10^1	10^2	10^3	10^4	10^5	10^6	10^7
蓄積性成分 (^4He , $\text{Th} \rightarrow ^4\text{He}$)			?	—	—	—	?
放射線生成性成分 (宇宙線生成)							
放射線生成性成分 (^{81}Kr ($2.29 \times 10^5 \text{ yr}$))					—	—	
放射線生成性成分 (^{36}Cl ($3.01 \times 10^5 \text{ yr}$))					—	—	
放射線生成性成分 (^{129}I ($1.57 \times 10^7 \text{ yr}$))						—	—
放射線生成性成分 (^{14}C (5730 yr))				—	—		
放射線生成性成分 (^{39}Ar (269 yr))		—	—				
放射線生成 + Event Marker (T (12.3 yr))	—	—					
放射線生成 + Event Marker (^{85}Kr (10.7 yr))	—	—					
Event Marker (CFCs, SF6)	—	—					

図 2 地下水年代測定に用いられている核種の年代適用範囲。

放射平衡に達する時間を 200 万年以降とし，放射平衡に達していることを停滞性の塩水である古海水・化石海水の判定法として提案している．

非常に古い地下水の年代測定に利用されるトレーサーの中で， ^4He は海外において比較的多くの地域でデータが取得されている．方法としては， ^4He が地下水流動・滞留中に蓄積される量を年代の指標として応用したものである．第一近似的には， ^4He 濃度と蓄積時間が比例関係にあるため，原理的にはいかなる年代を持つ地下水に対しても適用可能である．しかし，蓄積速度は帯水層ごとに異なり，個別に見積もる必要があるという難点もある．さらに，この見積もりにはヘリウム以外のデータも必要である． ^4He 濃度を用いた手法の概説はMazor (2004), Kazemi et al. (2006)に詳しい．

3．地下水“年代”・混合

岩石の放射年代(K-Ar, Rb-Sr 法など)は，例えば，岩石がマグマから固化した場合，それ以降に鉱物間において閉鎖系(元素の交換反応がない)が保たれていることが保証された上で，“固化”年代がはじき出される．熱変成を受け閉鎖系が一旦リセットされたときは，その時点スタート地点として“熱変成”年代として扱われる．また，見かけ上アイソクロンを形成しているが，混合によっても同様の直線関係は得られる．この場合，混合の有無も十分に吟味され，混合と認められた場合は年代値としては取り扱われない．不十分な熱変成によって系が乱された場合も，年代値はその岩石に対しては与えられない．

一方，地下水は流動するため，閉鎖系を保ちにくいと思われる上，深層での流動は連続的なものではなく，停滞しているか，ある時に何らかのイベントにより一気に動くことも予測される．その場合，異なる起源・年代を持つ地下水塊同士が混合することが起こり得る．年代の大きく異なる水塊同士が混合した場合，つまり，トリチウムがまだ存在するような若い水と ^4He の蓄積が進んでいる非常に古い水が混ざると，トリチウムからは若い年代が，ヘリウムからは古い年代が与えられる矛盾が生ずる．このような問題は，Bethke and Johnson (2002a,b) などでも指摘されている．次章では，我々が開発した地下水混合を考慮に入れた年代測定法について概説する．この手法は，混合された成分のフラックスも同時に求めることが出来る．

4．地下水混合を考慮に入れた超長期年代測定法

4.1 地下水中のヘリウム

^4He は地層中に含まれるウラン(^{235}U ・ ^{238}U)・トリウム(^{232}Th)などの放射性元素の壊変により発生する． ^4He は原子半径が極小なため，容易に結晶格子内を移動し，岩石・結晶から隣接する地下水帯水層へと移動する． ^{235}U ・ ^{238}U ・ ^{232}Th の半減期はそれぞれ 7・45・140 億年であり，岩石中に濃度の差はあるものの普遍的に存在するため， ^4He は生成され続け地下

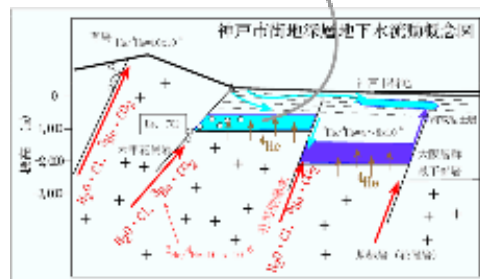
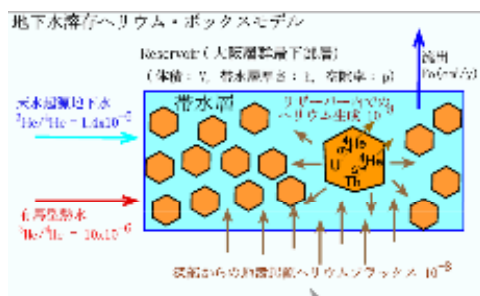


図 3 神戸市街地深層地下水の地下水流動概念図および，ヘリウムボックスモデル．

水に供給される．従って，地下水中の⁴He濃度は時間の関数としてとらえることができる．一方，全地球規模でヘリウムの分布を見ると，地球の体積の約 80%を占めるマントル中には，地球形成時に取り込まれたヘリウムが存在する．上部マントル中のヘリウムは地層から生成されるヘリウムよりも³Heが約 1000 倍程度濃縮しており，マグマ・熱水等を通して地表付近まで移動，地下水に溶解する．上部マントル起源のヘリウムが地下水に加わった場合，それは濃度とともに³He/⁴He比の上昇を引き起こす．

4.2 ヘリウムを用いた混合を起こした地下水の年代測定法 - 神戸深層地下水への適用 -

有馬温泉の³He/⁴He比は上部マントル値に近いことが知られている．神戸市街地の深層地下水においても，有馬温泉に似た化学組成（つまり高塩濃度であり水素 酸素同位体比がマグマ水に近い方向へずれている）を持つ温泉水が見つかっており，この地域の深層においては，地下水と熱水の混合が起こっている．³He/⁴He比は上部マントル起源のヘリウムの混入を示す高い値を示しており，有馬型熱水の混入の証拠となっている．しかし，有馬温泉に比べて，神戸市街地の深層の³He/⁴He比は低い．これは大阪層群が厚く堆積している（1000m前後）ため，そこで熱水が長期間滞留し，帯水層内の岩石・地殻から発生する⁴Heを溶解したためである（Morikawa et al., 2005; 2008）

この神戸深層地下水の特徴から，地下水中のヘリウム量は図 3 のようなボックスモデルで考えることができる．深層地下水帯水層をボックスとすると，系内へ流入する『天水起源ヘリウム』・『熱水起源ヘリウム』が地下水とともに系外へ流出（採取される深層地下水中のヘリウムに相当）する間に，地層（帯水層内及び帯水層周囲）より発生するヘリウムを加えるため，ヘリウム濃度は変動する．これを，³He・⁴Heについて解くと，年代(Tr)について以下の式が得られる：

$$Tr = C(^4He)_o \left(1 - \frac{R_o}{R_a}\right) \left(\frac{pp_w}{P(^4He)_+ \frac{F(^4He)}{h}} \right)$$

各記号は表 1 を参照．年代値は，深層地下水の⁴He濃度（ $C(^4He)_o$ ）と，³He/⁴He比（ R_o ）の実測値と各種パラメータを用いて算出できる．この式は，従来の海外での研究によって導き出された式に， $(1 - R_o/R_a)$ の変数，つまり地下水・熱水の³He/⁴He比が加わったものに等しい．計算の結果，神戸市街地深層地下水の“年代”は 2.5～23 万年と計算された（図 4）．また，⁴He濃度と滞留時間の関係を図 5 に示す．このモデルでは“年代”は正確に言うと大阪層群最下部をポッ

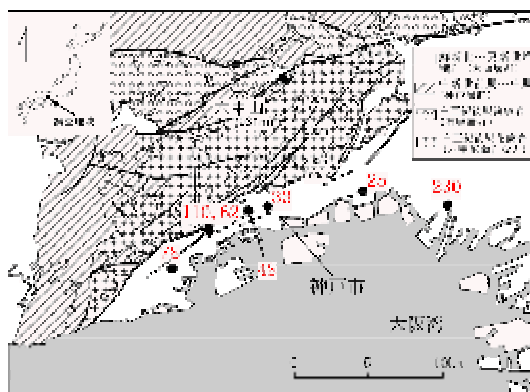


図 4 神戸市街地深層地下水年代($\times 10^3$ 年)．

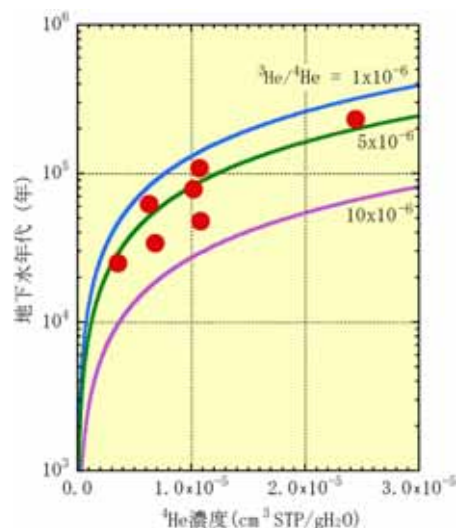


図 5 神戸市街地深層地下水の年代と⁴He濃度，³He/⁴He比の関係． $cm^3 STP/gH_2O$ は 1g中の水に溶解する標準状態（0 ， 1 気圧）での気体の体積（ cm^3 ）を示す．

クスと見立てているため、大阪層群最下部に滞留している期間すなわち“滞留時間”を示す。なお、今回の計算値は表 1 に示したパラメータを使用して計算したものであり、このパラメータの妥当性が計算値に大きく影響することを記しておく。

4.3 熱水の混合量について

上記滞留時間推定手法は、流入系として天水起源地下水と有馬型熱水に代表される深部熱水を考えたボックスモデルを利用している。ボックスモデルにおいては、滞留時間とフラックス(F)の間には $Tr = V/F$ 関係がある。滞留時間が求められた場合、[リザーバー] = [帯水層]の体積(V)を入力すれば、流入する熱水のフラックスを求めることができる。

表 1 地下水年代計算に必要なパラメータ

$F(^4\text{He})$	地殻起源 ^4He フラックス ($\text{cm}^3\text{STP}^{\text{s}}/\text{cm}^2/\text{y}$)	: 1×10^{-6}
$P(^4\text{He})^*$	帯水層内の ^4He 生成速度 ($\text{cm}^3\text{STP}/\text{cm}^3/\text{y}$)	: 1.8×10^{-13}
Ra	上部マントル中のヘリウム同位体比($^3\text{He}/^4\text{He}$)	: 1.1×10^{-5}
h	帯水層厚さ (m)	: 500
ρ	岩石の空隙率	: 0.3
w	水の密度 (g/cm^3)	: 1

^s cm^3STP は標準状態(0 °C, 1気圧)での気体の体積(cm^3)を示す。

* $P(^4\text{He})$ は帯水層中のU, Th濃度をそれぞれ0.45, 1.7ppmとして計算

5. おわりに

日本列島の深層地下水(地下数 100~1000m 程度)は、様々な履歴・起源を持つ地下水が寄せ集まった混合物であることが多い。混合を考慮に入れずに、比較的単純な帯水層に対して適用されている手法をそのまま適用してしまうと異なる結果が得られてしまう。本講演で紹介する地下水年代測定法では、地下水混合を考慮に入れたものであり、同時に超深層から上昇する熱水の供給量(フラックス)を同時に見積もれる原理となっている。その熱水そのものの化学的特性などを正確に把握できれば、地下水帯水層の長期的な水質の変動の予測にも発展する可能性があり、これは長期的な水資源の保全の調査に適用できる。また、超深層からの熱水の上昇は、全地球に至る大規模な水循環研究にも資する。

引用文献

- 馬原保典・中田英二・大山隆弘・宮川公雄・五十嵐敏文・市原義久・松本裕之(2006) 化石海水の同定法の提案 - 太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価 - . 地下水学会誌, **48**, 17-33
- Bethke, C.M. and Johnson, T. M. (2002) Paradox of groundwater age: Correction. *Geology*, **4**, 385-388.
- Bethke, C.M. and Johnson, T.M. (2002) Ground water age. *Ground Water*, **40**, 337-339.
- Kazemi, G. A., Lehr, J. H. and Perrochet, P. (2006) Groundwater Age. Wiley-Interscience, 346pp.
- Mazor (2004) Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology (third edition). Marcel Dekker, 453pp.
- Morikawa N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region, by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02406, doi:10.1029/2004GL021501.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Masuda, H., Ohwada, M., Nakama, A., Nagao, K. and Sumino, H. (2008) Relationship between Geological Structure and Helium Isotopes in Deep Groundwater from the Osaka Basin: Application to Deep Groundwater Hydrology. *Geochem. J.*, **42**, 61-74.

水理特性と水文状態量を同時に把握する原位置調査

伊藤一誠（地圏資源環境研究部門）

1. はじめに

地下水流動系の定量的な把握は、地下水の資源としての評価、地下空間利用の際の地下水影響評価等、地下水が関連する様々な分野において重要な要素である。地下水流動系の把握には、コンピュータシミュレーションである三次元地下水流動解析が一般的に用いられている。地下水流動解析を行うためには、地下水流動状況を知りたい地域、領域に対して、第一に地質構造モデルの構築、次に、地質構造ごと、あるいは三次元的なばらつきを持つ物性値の割り当て、鉱物学的な分布、地化学的な状態量という段階的なモデル構築を行った上で、実際に解析に用いる空間的な離散化を行う。

地下水流動解析に必要な岩盤物性は、透水係数、間隙率等の水理特性であり、大きく分けてボーリング孔を利用した原位置透水試験、ボーリングによって採取される岩芯試料を用いた室内透水試験で求められる。原位置試験は、単一ボーリング孔を利用した揚水試験、注水試験、複数のボーリング孔を利用したクロスホール試験等多くの試験、解析手法が提案されている。原位置透水試験は、一般的にボーリング孔内の特定区間をパッカーで遮断し、その区間に対して地上からの注水、あるいは孔内での揚水を行うことによる圧力（あるいは孔内水位）の変化、一定の離隔の他のボーリング孔における圧力変化等のデータを用いて解析を行う。原位置透水試験は、健岩部分とき裂等の高透水性構造の両者を含んだ、有限の区間に対して実施される。

一方、地下水の地化学特性、生物化学特性は、岩芯試料の鉱物組成等の評価と同時に、原位置あるいは岩芯試料中から採取された地下水に対して、水質、安定同位体による年代測定、水質形成過程を評価するための微生物同定、微生物活性の評価を行う。この結果は、直接地下水 - 鉱物相互作用を考慮した解析に用いられる場合もあるが、多くは地下水流動解析の結果との比較に用いられる。

以上示したように、水理特性、地化学、生化学的な状態を把握するためには、実際に必要深度のボーリング孔を掘削して試験を実施、あるいは試料を採取する必要がある。ただし、ボーリング孔の掘削にはドリリングビットの冷却、掘削された掘屑の除去のために地上から掘削水を循環させる必要があり、地表あるいは地表近傍の水である掘削水が岩芯試料あるいは周辺地盤へ浸入し、地下水試料が“汚染”される可能性がある。また、水理特性を原位置で把握するための原位置試験に関しても同様の可能性がある。岩芯試料への掘削水浸入の評価のために、国際海洋掘削プログラムにおいては難水溶性物質（メチルシクロヘキサン）および直径 $0.518\ \mu\text{m}$ の微粒子蛍光ビーズをトレーサーとして掘削時に供給し、岩芯試料の表面部、中心部から採取した部分に対して、トレーサー濃度の分析を実施している（Smith et al., 2000）。また、Ebashi et al. (2005)では、地下の還元環境を擾乱しない掘削手法として、アルゴンによる脱酸素水を掘削水として用いている。

産総研では、掘削による地下環境の擾乱をより低減する手法として、あらかじめ限外ろ過を行った水に対して脱酸素処理を加えた無菌無酸素掘削水を用いた、掘削深度 350m のボーリングを、新第三紀堆積岩地域を対象として試みた。また、掘削後にボーリング孔沿いの水理特性を、試験による環境の擾乱を最小化して把握する手法として、少量採水時の圧力変化を用いた解析、揚水しながらの地下水電気伝導度検層データを用いた解析を実施した。

2. 無菌無酸素掘削

2.1 掘削サイトおよび掘削手法

ボーリング掘削は、既往の地質調査、研究事例が多い箇所として鬼怒川地溝帯の新第三紀堆積盆（栃木県那須烏山市内調査地）を対象として実施した。図 - 1 に調査地の位置を示す。



図 - 1 掘削サイトの位置と周辺の地質

当該箇所では、地表から深度 GL-120m までは第四紀川崎層群の未固結堆積物のため、孔壁保持のため孔径 142mm の泥水掘削、深度 GL-120m ~ GL-300m の区間に対しては、限外ろ過による無菌処理のみを行った清水掘削による孔径 98mm の HQ ワイヤライン工法による掘削、GL-300m ~ GL-350m 区間に関しては、無菌処理に加え窒素による脱酸素処理を行った清水掘削による孔径 86mm の NQ ワイヤライン工法による掘削を実施した。掘削水の原水は、同一敷地内で約 20m の離隔に掘削した深度 90m の井戸から揚水した地下水を用い、掘削全区間において、掘削影響評価を行うトレーサーとして、ヨウ化カリウムを濃度 30ppm となるように添加した。

無菌処理を行う限外ろ過装置は、前処理を行った原水に対し、三段階の限外ろ過を行う装置であり、処理量は 60 /分である。本装置のろ過能力に関しては、事前に微生物とほぼ同サイズの直径 1 μm の蛍光微粒子ビーズを用いたチェックを実施した。図 - 2 に処理前の原水と処理後の顕微鏡写真を示す。

無菌処理を行う限外ろ過装置は、前処理を行った原水に対し、三段階の限外ろ過を行う装置であり、処理量は 60 /分である。本装置のろ過能力に関しては、事前に微生物とほぼ同サイズの直径 1 μm の蛍光微粒子ビーズを用いたチェックを実施した。図 - 2 に処理前の原水と処理後の顕微鏡写真を示す。

ビーズのカウントを行った結果、本装置では原水中 1ml あたり 2.3×10^6 のビーズ数を 1ml あたり 20 以下に低減できることが示された。

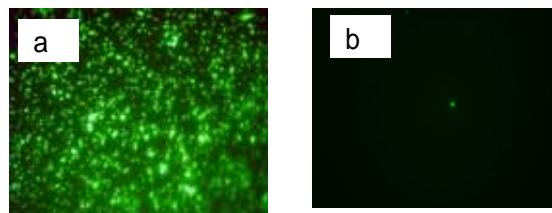


図 - 2 限外ろ過前後の水中の蛍光微粒子ビーズ (a:ろ過前、b:ろ過後)

脱酸素処理は、原水を一旦窒素で飽和させた後に真空ポンプで溶存する気体を除去し、再度窒素で飽和させるシステムを用いて行った。脱酸素処理後の溶存酸素濃度は、単位時間当たりの処理水量に依存する。図 - 3 に実際の掘削水調整時における処理水量と脱酸素処理後の溶存酸素濃度の実測結果を示す。

処理前の近傍井戸から揚水した原水の溶存酸素濃度は 8.55mg/l であった。処理水量 10 /分では、溶存酸素量 0.1mg/l 以下、20 /分で 0.15 ~ 0.2mg/l 程度に低下した。荒木他 (2005) によると、溶存酸素濃度 0.1mg/l 程度までは酸化還元電位は 120mV まで低下するが、0.1mg/l を下回っても酸化還元電位の低下は見られないため、0.1mg/l を濃度基準値とした。

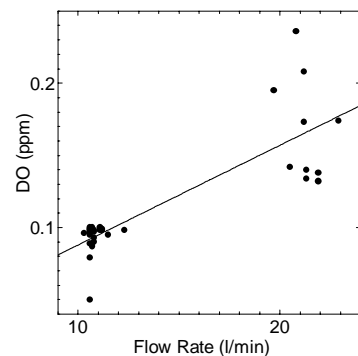


図 - 3 脱酸素処理の流量と処理後の溶存酸素濃度

2.2 地質状況

ボーリング箇所の地質状況は、大きく分けて GL-120m までが川崎層群の未固結砂層、GL-120m 以深が荒川層群の泥岩層で構成されている。荒川層群においては、深度

GL-190m ~ GL-310m の区間において、層厚 0.1m ~ 8m の凝灰岩層が 15 層程度存在した。

掘進中の孔内水位は、掘進深度が GL-300m ~ GL-310m の凝灰岩が卓越する深度に到達するまでは GL-60m 付近にあったが、工法、孔径切替えのために GL-300m 以浅にケーシングを設置し、凝灰岩層掘削以降は、GL-90m まで低下した。ただし、最終的にケーシングを抜管し、裸孔状態に戻した場合は、GL-62m まで回復した。

2.3 サンプル処理

岩石コア試料は、無菌掘削区間ではほぼ 50m 間隔および回収可能な凝灰岩部に対して、無菌無酸素掘削区間ではほぼ 25m 間隔で、掘削水と同等の水をためた水槽中で空気不接触で回収を行った。回収された岩石試料は、冷凍保存後、嫌気環境下で外縁部の除去、70Mpa の荷重を加えた間隙水の抽出を実施した。本掘削孔では、GL-120m までの第四紀堆積岩層までのケーシング下部での逸水のため、掘削循環水の採取ができなかったため、毎日の掘削終了後に孔内からベラーで孔内水を採取した。

2.4 孔井仕上げ

掘削孔において、多深度で定期的に圧力計測および地下水採取を行うために、多段のパッカー、サンプリング用ポートが装着されたケーシングシステムを設置した。パッカー設置深度は、事前の物理検層、後述する水理検層によって決定した。

3. 掘削の影響評価

掘削の影響評価は、掘削水中と岩石コアから抽出された間隙水中のトレーサー（ヨウ素イオン）濃度から評価された。図 - 4 に掘削水と間隙水中のトレーサー濃度の変化を示す。これから、GL-300m の凝灰岩では掘削水濃度の 50% 程度のヨウ素濃度が観測されているが、泥岩部ではほぼヨウ素濃度が 0、凝灰岩部においても掘削水の 10% 以下のヨウ素濃度であった。この結果から、間隙水の希釈率を計算すると、GL-300m 付近以外では希釈率も 10% 以下となった。

抽出された間隙水は、水素イオン濃度、酸化還元電位等の計測、溶存物質、溶存ガスの分析等に用いた。また、岩石コア試料の一部は掘削水原水を添加した上で粉碎され、スラリー状とした上で試料中の微生物を抽出し、硝酸還元活性の計測に用いた。

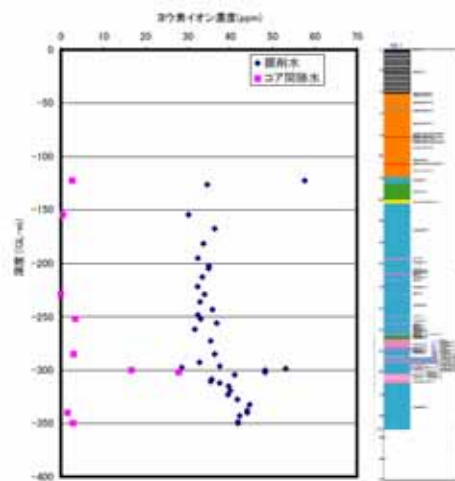


図 - 4 掘削水と間隙水中のヨウ素イオン濃度分布

4. 水理特性の把握

本掘削孔のように、孔内水位が低い場合には、水中ポンプを用いた揚水試験を実施することは困難である。また、パッカーを用いた注水に関しても、試験の実施による試験区間周辺の水理特性、地化学的状態に与える影響が無視できない。

ここでは、Tsang and Doughty(2003)による地下水電気伝導度検層による相対的な水理特性分布把握を試みた。

電気伝導度検層は、試験前に孔内水を無菌イオン交換水に置換し、一定量での揚水を行いながら、時間間隔は 1 時間、空間的には 10cm で計測した。試験は揚水量を変化させて 2 回実施した。孔内の電気伝導度分布は、初期は孔内水置換によって低電導度であるが、周辺地盤からの高電導度地下水の流入・流出によって局所的に上昇およびピークの移動という変化を示す。解析はデータから流入・流出点を決定し、流入・流出量を想定して孔内の一次元移流拡散解析を行う。そこで求められた孔内の塩分濃度分布（電気伝導度分布）が計測された電気伝導度分布を再現するように流入・流出量を試行錯誤によって求めた。次に 2 段階の揚水量での流入・流出量から、各点の相対的な透水量係数、水位を決定する。

図 - 5 に実測の電気伝導度分布の再現状況を、図 - 6 に流入・流出量から求めた透水量係数分布と水位分布を示す。

ここでは、別途多段パッカーによる初期採水時の圧力変化から透水量係数を算出した。また、初期段階での間隙水圧（水位）を測定した。電気伝導度検層の解析結果は、深度 GL-300m 付近の凝灰岩層が比較的透水性が低く、水位が周囲と比較して 20m 程度低いという状況等、整合性が取れた結果となっている。

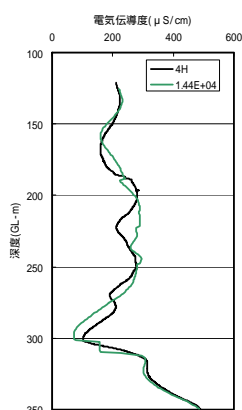


図 - 5 電気伝導度検層の実測と解析の例

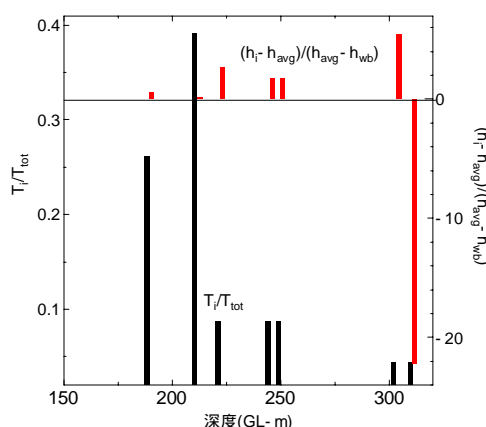


図 - 6 電気伝導度検層解析から求められた透水量係数と水位分布

5 . まとめ

地下の化学的、生物化学的状態と水理特性分布を把握することを目的として、無菌無酸素掘削水を用いた掘削と、電気伝導度検層を用いた水理特性試験を実施した。多くのボーリングが可能な場合を別として、限られた状況で最大のデータを得るという点では、ここで適用した手法が有効である。

参考文献

- Black, J.H., Barker, J.A. and Noy, D.J.,(1986) Crosshole Investigations - the method, theory and analysis of crosshole sinusoidal tests in fissured rock. Report of the Stripa Project (managed by S.K.B. Stockholm), No. 86- 03, pp. 53.
- Smith, D.C., Spivack, A.J., Fisk, M.R., Haveman, S.H., and Staudigel, H.,(2000) Tracer-Based Estimation of Drilling-Induced Microbial Contamination of Deep Sea Crust, *Geomicrobiology J.*, **17**, pp.217-219.
- Ebashi, K., Yamaguchi, T., Tanaka, T., Araki, K., and Saitou, M. (2005) Sampling and Treatment of Rock Cores and Groundwater under Reducing Environments of Deep Underground. *Proc. Int. Symp. NUSEF*.
- Tsang, C-F., and Doughty C.(2003) Multirate flowing fluid electric conductivity logging method. *Wat. Resour. Res.*, **39**, pp.SBH 12-1-10.

P1 地球化学的手法による都市域の浅層地下水涵養源の推定

稲村明彦・安原正也（地質情報研究部門）・林 武司（秋田大・産総研客員研究員）

1. はじめに

都市域の地下水環境は非都市域に比べて複雑である。一般に都市域では不透水性構造物により地表面が被覆されるため、降水浸透による地下水涵養量は都市化以前に比べて相対的に減少する。一方、都市域では水道漏水などによる人為的な地下水涵養源が新たに出現する。また、地下構造物への地下水浸出現象が生じるなど、都市域では人工構造物を介した多様な地下水循環系が存在する (Lerner, 1990, 2002)。大都市においては、地下水収支に占める人為的諸要素の比率が自然的諸要素を上回る事例も報告されている (例えば、東京都, 1998)。これらの地下水収支諸要素の算定について、従来の研究では主として統計資料に基づく解析が試みられてきた。しかし近年、各要素を地球化学的手法により定量化する試みが提示され、地下水収支に占める人為的諸要素の重要性が解析手法の適用性ととも議論されている (例えば、Butler and Verhagen, 1997; Yang et al., 1999)。本発表では、都市域に位置する二つの河川流域をモデル地域として、流域の浅層地下水の涵養源を地球化学的手法に基づき考察した事例を報告する。

2. 調査の概要

対象地域は東京都黒目川流域および石神井川流域である。黒目川流域は埼玉県境より上流の東久留米市内、石神井川流域は本川の水が渇水期においても恒常的に見られる西東京市・練馬区境界付近より下流において、流域の段丘崖もしくは河道沿いに分布する“湧水”を調査した。石神井川流域は便宜上、練馬・板橋区境で上・下流域に区分した。板橋区 (1990) などによると、対象地域の浅層地下水面は地表面の地形に対応した形状を呈している。すなわち、これらの流域の湧水は局地的な地下水流動系に従い、近傍の分水界から試料採取地点までの間の比較的狭い範囲で涵養された浅層地下水が湧出したものと考えられる。現地調査は 2006 年 3 月 (黒目川流域, 石神井川上流域)、2006 年 7 月 (黒目川流域, 石神井川上・下流域)、2007 年 3 月 (石神井川上・下流域) に実施したが、一部の湧水を除いてその安定同位体比には顕著な変動は認められなかった。渇水期には涸渇する湧水も存在するため、本発表では豊水期 (2006 年 7 月) の結果に基づき議論を進める。

3. 結果および考察

試料水の水素・酸素安定同位体比を図 1 に示す。黒目川流域における湧水 (15 地点) の水素安定同位体比 (δD) は $-55\sim-54\text{‰}$ で、分析誤差程度の非常に小さい範囲に集中していた。これらの湧水の中には、涵養域と推定される地域に林地・農地が広く分布するものも含まれることから、観測された $-55\sim-54\text{‰}$ という δD 値は同地域の降水浸透成分の値を示しているものと考えられる。都市化の進んだ市街地の湧水も同様の δD 値を示すことから、黒目川流域においては、すべての湧水について涵養源はほぼ 100% 降水浸透成分によるものとみなしてよいであろう。一方、石神井川上流域 (30 地点) については $-57\sim-54\text{‰}$ δD で、黒目川流域よりも低同位体比の地点が一部に見られた。また、石神井川下流域 (20 地点) では同上流域よりもさらに低同位体比の地点が存在し、一部の湧水で -60‰ δD 以下の値を示した。ここで、降水浸透成分以外の涵養源として想定される水道漏水成分 (水道水) の δD 値は $-72\sim-66\text{‰}$ で、降水浸透成分と考えられる値よりも $10\sim15\text{‰}$ δD 程度低い値を示した。水道給水区域別に端成分を設定して、2 成分混合解析により各湧水の涵養源を定量的に評価したところ、石神井川上流域における降水浸透成分の寄与率は $85\sim100\%$ 、同下流域は $27\sim100\%$ と算出された (図 2)。石神井川下流域では降水浸透成分の寄与が相対的に小さい地点が存在するものの、水道漏水成分が主涵養源と推定されたのは 1 湧水の

みであった。また、降水浸透成分の寄与率が70%を下回ったのは3湧水にとどまった。従来の報告では、東京都区部における浅層地下水の涵養源として水道漏水成分の重要性が指摘されていた(表1)。しかし本研究の結果、都市化が進み降水浸透域が著しく減少した都区部においても、降水浸透成分を浅層地下水の主涵養源とする地域が広く存在することが明らかとなった。

参考文献

板橋区建築環境部(1990)板橋区地下水位面図。板橋区。
 東京都環境保全局水質保全部編(1998)東京都水環境保全計画-人と水環境とのかかわりの再構築を目指して-。東京都, 220p。
 Butler, M. J. and Verhagen, B.Th. (1997) Environmental isotopic tracing of water in the urban environment of Pretoria, South Africa. In: Chilton, P. J. et al. (eds.) Groundwater in the Urban Environment, Vol.1: Problems, Processes and Management, Balkema, 101-106.
 Lerner, D.N. (1990) Groundwater recharge in urban areas. *Atmos. Environ.*, **24B**, 29-33.
 Lerner, D.N. (2002) Identifying and quantifying urban recharge: a review. *Hydrogeol. J.*, **10**, 143-152.
 Yang, Y., Lerner, D.N., Barrett, M.H. and Tellam, J.H. (1999) Quantification of groundwater recharge in the city of Nottingham, UK. *Environ. Geol.*, **38**, 183-198.

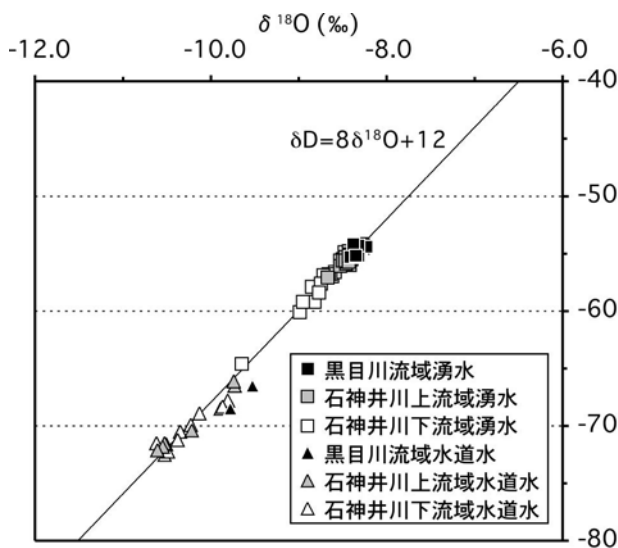


図1 δD - δ¹⁸Oプロット

表1 東京都区部における地下水収支 (1994 - 1996年調査)

プラス側	降水浸透量	23
	水道管からの漏水	38
	小計	61
マイナス側	下水管への浸出量	27
	地下鉄等への湧水量	3
	地下水揚水量	11
	小計	41
計(プラス側-マイナス側)		20

単位: 10⁴m³/日

(東京都(1998)のデータより抜粋)



図2 降水浸透成分寄与率の分布

P2 関東平野における断層系と広域地下水流動

林 武司 (秋田大・産総研客員研究員)・安原正也 (地質情報研究部門)
 宮越昭暢 (地圏資源環境研究部門)・稲村明彦・水野清秀・中澤 努・山口和雄
 木村克己 (地質情報研究部門)

1. はじめに

国内外を問わず、多くの平野や盆地には都市が形成されており、その水源として地下水が利用されている。地下水は、水温や水質が年間を通じて比較的安定しており、有用性の高い水資源であるが、一般に地下水の移動速度は小さいために地下水の利用量が“過剰”になりやすく、多くの都市において地盤沈下などの障害が生じてきた。地下水資源を適正に利用するためには、地下水の量的・質的な性状、すなわち地下水の流れや水質の特徴を、都市域を含めた平野・盆地規模で把握することが不可欠である。

一方、平野・盆地下に形成される断層は山地などの岩盤中に形成される断層と異なり、地層を破断するだけでなく、変位・変形させる。また平野・盆地の形成過程で断層運動が繰り返し起こると、地層の傾動や層厚変化が生じる。断層運動に伴うこれらの地質構造の変化は地下水の流れに対して影響すると考えられることから、両者の関係を理解することは、都市が形成されている平野・盆地における地下水の流れを把握する上で重要である。

本研究では、国内最大の平野であり、最大の都市域である東京首都圏を擁する関東平野の中央部を対象に、地下水の流れと、断層運動によって変形した地質構造の關係に着目して、“水文学の観点 = 地下水の流れの把握”と“地質学の観点 = 地質構造の把握”の双方から研究を進めている。

2. 研究の概要

2.1 研究地域の概要

現在、関東平野には国内の総人口の約 30% が集中しており、世界でも有数の大都市圏である東京首都圏が形成されている。関東平野を構成している堆積層は最大で 5,000m 以上の厚さを有するとされ、下位から三浦層群、上総層群、下総層群、沖積層（低地部）および関東ローム層（台地・丘陵部）に大別される（鈴木，2002 など）が、用水の水源としての地下水開発は、地質構造的な要因や地下水の水質にかかわる要因などにより、地下 400m より浅部（上部上総層群、下総層群および沖積層）が対象となっている。このため本研究では、地下 400m より浅部の地下水開発層を研究対象としている。一方、関東平野には、大規模な断層としては深谷断層系や綾瀬川断層、立川断層などが存在しており、これら以外にも、小規模な断層の存在が東京都東部などで指摘されている。

2.2 研究の概要

<地質学的アプローチ> 関東平野の中央部において掘削された既存のボーリングコアを入手するとともに、新たにオールコアボーリングを実施し、これらのコア試料を用いて地質層序ならびに堆積環境の解析を進めている。また地下浅部をターゲットとした反射法地震探査を行うことにより、地層の水平方向の連続性についても検討している。

<水文学的アプローチ> 平野中央部に分布する水源井および地下水位観測井より地下水を採取するとともに、上記のボーリングコアより間隙水を抽出し、各試料中の主要溶存成分および環境同位体（酸素、水素、炭素の安定同位体比および炭素の放射性同位体）の測定

を行っている。また観測井を用いて地下温度の鉛直プロファイルを計測している。これらの情報を三次元的に把握することにより、地下水の流れを検討している。さらに、地下水位の観測記録や市町村単位での地下水揚水量を収集し、長期間にわたる地下水位変動の地域性を把握するとともに、既存の文献から水質データを抽出し、地下水の水質の長期的な変化についても整理を進めている。

3. これまでの成果

関東平野の中央部には、埼玉県の加須市付近から越谷市付近にかけて、周辺地域よりも高い塩化物イオン (Cl^-) 濃度を有する地下水が存在することが知られていた(木野, 1970 など)が、その起源や分布の成因については明らかでなかった。我々のこれまでの調査により、この地域の地下水が、周辺地域よりも相対的に低い酸素・水素同位体比を有しており、周辺地域の地下水と起源が異なること、炭素の放射性同位体から相対的に古い地下水であること、この地下水帯の西縁が綾瀬川断層の推定位置と整合的であること、綾瀬川断層付近を境として地下温度分布にも差異が認められること、などが明らかになっている。これらの結果は、綾瀬川断層の運動に伴う地層の変形が、平野中央部の地下水の流れに影響していることを強く示唆している。また東京都東部においても、断層と地下水の関連が示唆される調査結果が得られている。

4. 今後の展開

地質学的アプローチに関しては、オールコアボーリングを新規に行うとともに反射法地震探査の測線を延長し、地質構造の解明を進めていく。水文学的アプローチに関しては、平野中央部に見られた高 Cl^- ・低同位体比地下水帯の周辺地域での地下水試料の採取を進め、地下水帯と周辺地域との水質・同位体組成の連続性についての把握を進める。また、今後作成される地下地質モデルを基に水理地質モデルを構築し、断層運動による地層の変形と地下水の流れに関するシミュレーションも実施していく。

参考文献

- 木野義人(1970)関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究,地質調査所報告,238, 39p.
- 国土交通省(2007)日本の水資源,288p.
- 鈴木宏芳(2002)関東平野の地下地質構造.防災科学技術研究所研究報告,63,1-19.
- 地質調査所(1997)活構造図「東京(第2版)」説明書,34p.
- 安原正也ほか(2005)関東平野中央部における高 Cl^- 濃度地下水について,2005年度日本水文科学会学術大会発表要旨集,20,47-50.

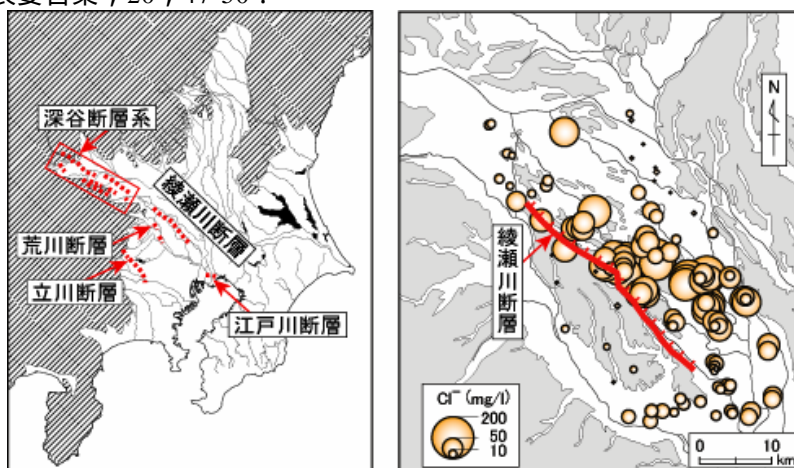


図1 主要な断層の分布(地質調査所,1997を基に作成)および平野中央部における地下水の Cl^- 濃度分布(安原ほか,2005を基に作成)

P3 東京湾周辺地域における地下水の流動ならびに環境の変化

宮越昭暢（地圏資源環境研究部門）・林 武司（秋田大・産総研客員研究員）

川合将文・川島眞一（東京都土木技術センター）

1. はじめに

都市域の地下水環境は、人間活動によって量的・質的に様々な影響を受け、変化している。例えば、大量の地下水揚水は地下水位の低下や地盤沈下を誘発し、家庭・工場排水は地下を汚染する。また、地下水や汚染物質の移動速度は小さいため、これらの環境変化は揚水規制や汚染対策がなされた後も長期にわたって継続する。さらに、揚水規制に伴う地下水位の回復が新たな障害を発生させる場合もある。東京や大阪では、地下水位の回復によって地下構造物への浮力が過剰に高まり、構造物が破損する危険性が生じている。このように、都市域の地下水環境は変化し続けるため、地下水環境の監視は地盤沈下の沈静化によって終了するのではなく、より長期にわたって継続されることが極めて重要である。しかし、地下水位・地盤沈下観測井の設置数や分布密度には限界がある。また、現在は多くの都市域において地下水揚水が厳しく規制されており、河川水や工業用水への水源の切り替えや工場移転に伴って廃棄された井戸が多く、採水深度の明確な地下水を高密度に採取することは困難である。このため、地下水環境の現状を理解して将来予測を高精度に行うための情報の整備は、必ずしも十分でない。一方、地下温度は、地下深部からの熱の伝導だけでなく、地下水の流動に伴う熱移流の影響も反映しており、解析的に地下水の流動方向や速度を推定することが可能である。とくに、都市部においては観測井が設置されており、これらを活用して地下温度を鉛直プロファイルとして連続的に測定することで、地下温度を三次元に把握することが可能である。地下温度の三次元分布と、観測井から得られる地下水位や地下水水質の情報を併せることで、地下環境の変化を、より詳細に把握できると期待される。

本研究では、都市化に伴う地下水環境への影響評価ならびに環境変動の将来予測を高精度・高解像度に行うための手法を開発することを目的として、国内最大の都市域である首都圏を対象に、地下温度観測を継続的に実施している。特に、帯水層単位での地下水の挙動を詳細に把握するために 1/100 以下の微小な温度変化を把握可能な観測手法を開発し、水理地質構造に対応した解析を進めている。また微小な温度変化を長期に観測することで、既存の観測井網を活用した、三次元的な地下水環境のリアルタイム観測体制を構築することを目指している。これに加え、近年増加している大深度ポーリングによる温泉水(深層地下水)の開発の影響評価も考慮し、大深度地下も含めた地下水流動機構を把握するため、地下 500~1,000m までの深部地下温度情報の整備も進めている。

2. 都市域の地下水環境に与える水理地質構造と揚水の影響評価

東京都内および周辺地域に分布する観測井を用いて数年ごとに地下温度プロファイルを観測し、三次元地下温度分布の変化をモニタリングしている(宮越ほか, 2006)。東京都東部に位置する東京低地では、低地の中央部に、周辺地域よりも高温な地域が認められた。東京低地の水理地質構造をみると、浅部地下水流動の下部境界である固結シルト層の上面深度は、低地の中央部から南部(東京湾岸)に向かって浅くなっており、深部の地下水ほど水平方向に流動しにくいといえる。また地下数十 m までの浅部では、沖積層内に粘性土層である下部有楽町層が広く分布しており、地表からの地下水涵養が強く抑制される。一方、この地域の地下水利用に関しては、低地中央部の高温域付近において、戦後から高度経済成長期にかけての地下水利用により、地下水位の低下が著しく地盤沈下も顕著であ

ったことが報告されており（川島ほか，1996），地下水揚水の影響を強く受けたことが考えられる．これらの点を考慮すると，高温域付近では地下水揚水によって上向き地下水流動が形成され，地下深部からの熱が輸送されたことが推察される．

3．深度 1000m 超の大深度を対象とした深層地下水評価

大深度地下資源の開発地域である房総半島において，天然ガス試掘井（S 井：深度 1340m，K 井：深度 1750m）を用いて地下温度プロファイルを測定した．地温勾配の変化傾向から，温度プロファイルは 4 区間（S 井）および 5 区間（K 井）に分けられた．各境界は地層境界と概ね一致しており，例えば SA 区間は下総層群～上総層群金剛地層に，KA 区間は上総層群国本層に対応する（図 1）．数値解析から，両区間では下向きの地下水流動の存在が推定された．これに対して，両区間より深部（スクリーン区間である SC，KC を除く）では，各区内で地温勾配が安定している．また地温勾配は地下深部の区間ほど大きいことから，

深部に向かって地下水の停滞性が高くなっていると考えられる．一方，同一標高で比較すると，地下温度は K 井でより高い．K 井では，地質時代の古い地層が S 井よりも地下浅部に分布しており，地層の固結度の違いによる熱伝達係数や透水係数の差異が，地下温度差をもたらしていることが推察される．

4．今後の展開

東京低地では，地下温度の高精度モニタリングを実施した結果，地下温度分布が数年単位でも変化していることが明らかとなってきた．今後，水理地質構造や各帯水層の熱伝達係数などの情報を整理するとともに観測井から得られる地下水位記録と地下温度の変化量を用いて，地下水の流れの変化を解析していく．また房総半島においては，各地層の熱伝達係数および透水係数を各層の賦存深度と併せて評価し，地下深部の地下水の挙動を評価していく．これらの結果と，地下水の水質や環境同位体から得られる情報に基づき，地下浅部から深部までを統合した，堆積平野における地下水流動モデルの構築に取り組む．またこのモデルを用いて，都市域における地下水環境変動の監視・予測システムの構築を進めたい．

参考文献

- ・川島眞一・川合将文・寶田淳（1996）東京都区部における被圧地下水の特徴．東京都土木技術研究所年報，pp.217-232．
- ・宮越昭暢・林武司・丸井敦尚・佐倉保夫・川島眞一・川合将文（2006）地下温度から見た東京低地における地下水環境変化の評価．応用地質，47-5，pp.269-279．

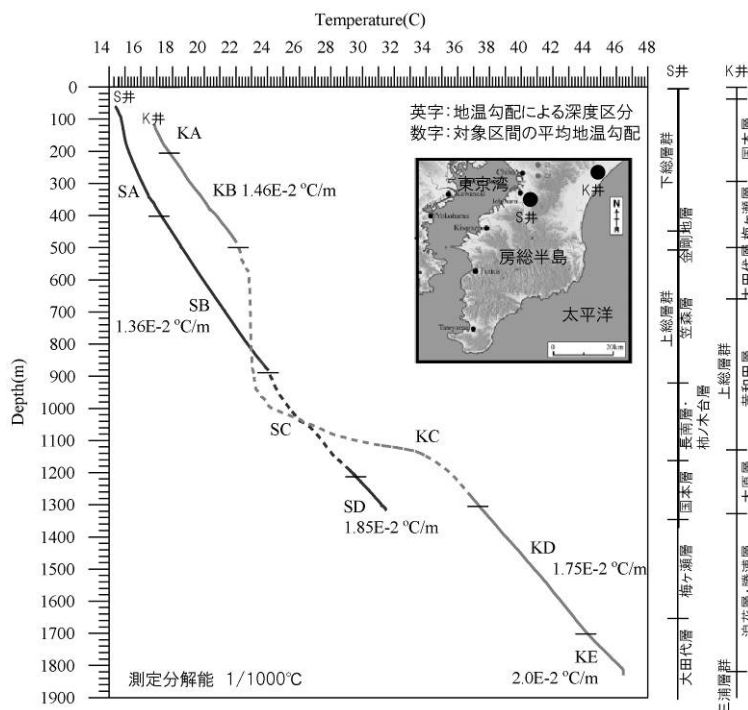


図 1．房総半島における大深度地下温度プロファイル

P4 摩周火山と周辺の地下水システム～摩周湖からの漏水の及ぼす影響～

安原正也・稲村明彦・高橋 浩（地質情報研究部門）
濱田浩美（千葉大）・田中 敦（国立環境研）

1. はじめに

火山体における地下水の涵養・流動・貯留・流出プロセスを始めとするその地下水システムの正確な理解は、水資源や自然環境の保全に不可欠なものである（安原ほか, 2007）. さらに、マグマと地下水の接触によって引き起こされるマグマ水蒸気爆発等の発生予知に向けて、火山体の地下水システムの解明は防災面からも重要なテーマである（鍵山・清水, 2000）. 日本水文学会では、現在、WG「日本の火山の地下水」の活動を通じ、全国 20 以上の火山で地下水システムの解明研究を進めている. その一環として実施した、北海道東部の摩周火山と周辺域での研究例を紹介する.

2. 地域・研究の概要

摩周湖は最大水深 212m の閉塞湖である（図 1）. 湖底湧水を通じて火山活動由来の CO_2 等が湖水中に供給されるため、摩周湖は特異な水質を有している. 湖水位レベルに位置する屈斜路軽石流堆積物（難透水性）と摩周外輪山溶岩の境界部からは大量の漏水が生じており、従来からこの漏水によって神の子池（流量 $15,000\text{m}^3/\text{日}$ ）や西別川源流湧水（同 $170,000\text{m}^3/\text{日}$ ）が涵養されているものと考えられてきた（図 2, 図 3）. 本研究では、湖水の水質・同位体組成と周辺湧水のそれを比較することによって、摩周湖からの漏水が地域の地下水システムに及ぼす影響について議論を行う. 調査は 2002 年 7 月に実施し、約 80 地点から天水試料を採取した（図 1）. また、2004 年 8 月には国立環境研究所 GEMS/Water プロジェクトの一環として、摩周湖中央部において水質・同位体組成の鉛直分布の測定を行った.

3. 湖水漏水と地下水システム

2004 年 8 月の摩周湖では、 $\delta^{18}\text{O}$ と δD は全層を通じてほぼ均一な値を示す（図 4; $-7.22 \sim -7.14\% \delta^{18}\text{O}$, $-55.1 \sim -52.7\% \delta\text{D}$ ）. 2002 年 7 月と比べると、湖水表面での $\delta^{18}\text{O}$ と δD はそれぞれ 2‰, 0.3‰ 重くなっている. $\delta^{13}\text{C}$ は全層で +4～5‰ の値を示すが、これは島弧の火山性 CO_2 に特有な値（-4‰ 前後）よりかなり重い. 湖底から供給された CO_2 が水中を上昇する間に、低温下で湖水と同位体交換反応を行った結果と解釈される. 図 5 から、摩周湖の湖水には蒸発による同位体濃縮が認められ、 δD と $\delta^{18}\text{O}$ は傾き 5 の関係を有する. 西別川源流湧水は、南東麓の同標高の天水試料に比べて同位体的に明らかに重く、湖水とこの天水試料を結ぶ傾き 5 の直線上にプロットされる. このことは、同湧水には摩周湖からの漏水が大量に含まれていることを意味している. 同位体に基づく混合解析の結果、その流量形成への湖水漏水の寄与率は約 30% と求められた. 一方、北麓の神の子池の同位体組成は周辺の天水と似通っていることから（図 5）、同湧水への湖水漏水の寄与は仮にあったとしてもわずかであると判断される. $\delta^{13}\text{C}$ のデータも整合的である（図 6）. 神の子池では溶存全炭酸濃度は 0.45mmol/l と低く、またその $\delta^{13}\text{C}$ （-20.1‰）は通常の降雨浸透水すなわち土壌 CO_2 起源の溶存炭酸が有する値に等しい. 対照的に、西別川源流湧水の $\delta^{13}\text{C}$ は -9‰ 前後と重く、同位体的に重い湖水漏水の寄与があることを示している. 湖水と西別川源流湧水を結ぶ直線の延長線上に降雨浸透水端成分が位置するが、ここで湖水漏水の寄与率を前述の 30% とすると、降雨浸透水端成分の $\delta^{13}\text{C}$ は -14‰ 前後と求められる（図 6 中の A）. 摩周湖南東岸には中央火口丘のカムイヌプリが存在する（図 1）. 南東麓と北麓の降雨浸透水の $\delta^{13}\text{C}$ の相違は、南東麓での活発な火山活動（火山性 CO_2 の浅部への吹き込み等）に起因するのかもしれない. 今後は、地下水システムに及ぼす湖水漏水の影響を、地下水収支や物質収

支を通じてさらに詳細に検討・定量化してゆく予定である。

参考文献

鍵山恒臣・清水 洋 (2000) 雲仙火山の物理構造. 月刊地球, 22-4, 252-257.
 安原正也・風早康平・丸井敦尚 (2007) 富士山の地下水とその涵養プロセスについて. 富士火山, 山梨県環境科学研究所, 山梨, 389-405.

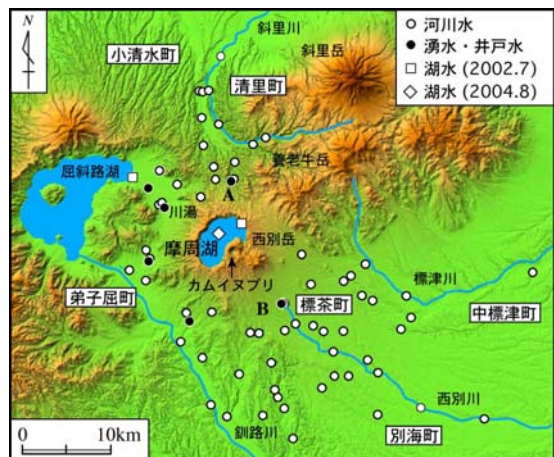


図1 (上段左) 地域の概要.
 A: 神の子池, B: 西別川源流湧水
 図2 (上段右) 湧水 A, B.
 図3 (中段左) 摩周カルデラの地質 (勝井, 1984).
 図4 (中段右) 摩周湖の水質と同位体組成鉛直分布 (2004年8月17日).
 水温/ EC は国立環境研予報値.

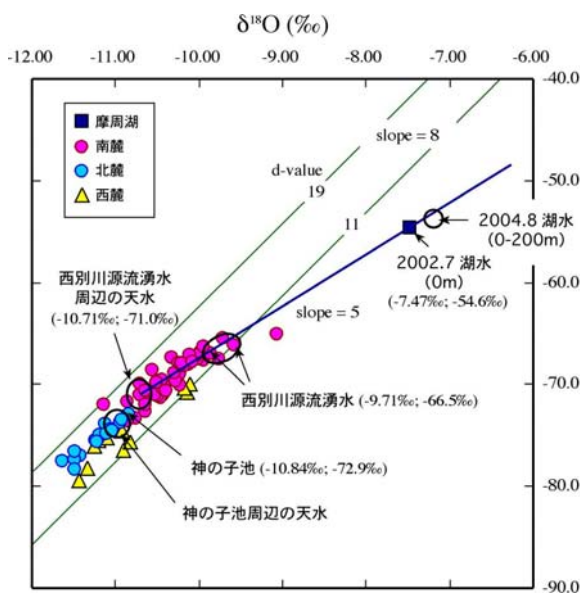
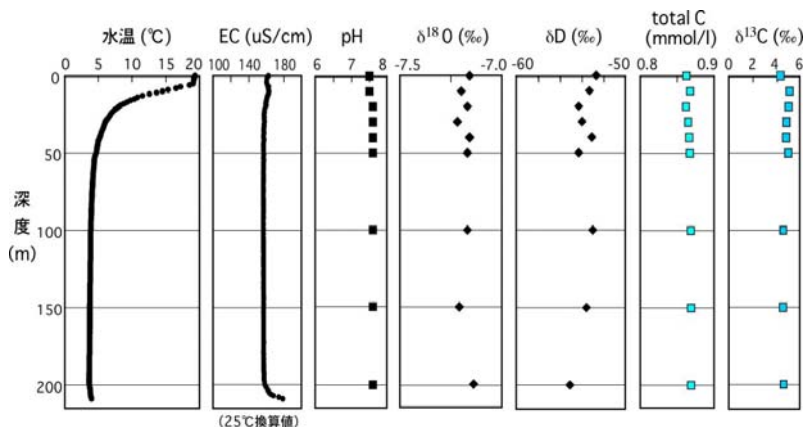
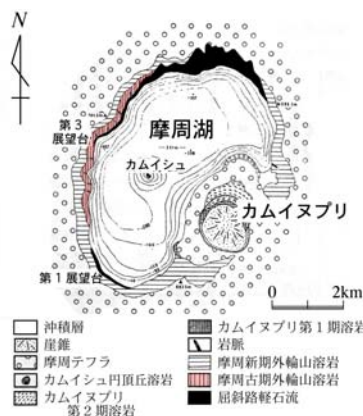


図5 δ¹⁸O-δDプロット.

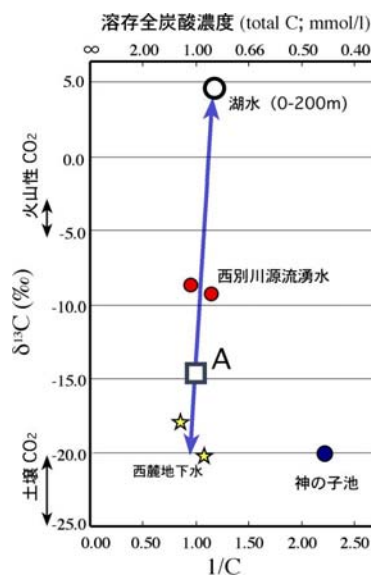


図6 溶存全炭酸濃度とδ¹³Cの関係.
 ポイントAについては本文参照.

P5 山形盆地の地下水水質

町田 功・内田洋平・石井武政（地圏資源環境研究部門）

1. 地下水環境の保全のために

限られた地下水資源を持続的かつ有効的に活用するためには、流域の地下水を質量両面から正しく把握することが第一の課題となる。行政等による地下水管理はもちろんのこと、何にもまして地域住民の地下水環境に対する意識が重要である。この認識の下、地圏資源環境グループでは日本の人口集中地帯および都市化が進んでいる流域・平野部の地下水水質を収録した、『水文環境図』を作成・発行している。水文環境図に収録した分析項目には、水道法水質基準項目に含まれるものもあるが、多くはそれに含まれない、いわゆる“ミネラル”（無機溶存化学成分）である。地下水中の溶存化学成分は、主として水と岩石が反応することによって形成されたものであり、これは“地下水の顔”とも呼べるものである。私たちが生活している地面の下に存在する“地下水の顔”を知ることは、地下水を利用する上で必要であるとともに、地下水水質に関する親しみを高めることにつながるであろう。また、今現在の地下水の水質情報を克明に記載しておくことは、今後生じうる様々な人間活動による地下水水質へのインパクトを正しく評価することにも寄与する。

2. 研究目的

本研究は、上記の水文環境図作成に付随して行われるものである。現在、調査地域となっているのは地盤沈下等の問題に直面している山形盆地である。山形盆地は水の豊富な地域であると共に、比較的浅層の地下には優良な天然ガス層を胚胎することで知られている（山形県, 1958）。本地域における地学的研究は古くから数多く行われている。一例を挙げれば、地下水水質については地質調査所(1951)、河川水については加藤(1970)、温泉水質については入江(1987)、地質および形成史については東北農政局計画部(1982)、地下水流動については内田・佐倉(2000)などがある。さらに地質調査所(2001)による地質環境アトラス「山形市周辺地域」では学際的な視点から山形市周辺の地球科学を扱っている。そのため、山形盆地の地下水および盆地をとりまく状況はかなり明らかになりつつある。これらの状況を鑑み、現在、以下のテーマに関する解析が進行中である。

(1) 地下水流動と地下水水質分布との関連：地下水だけでなく温泉水質も

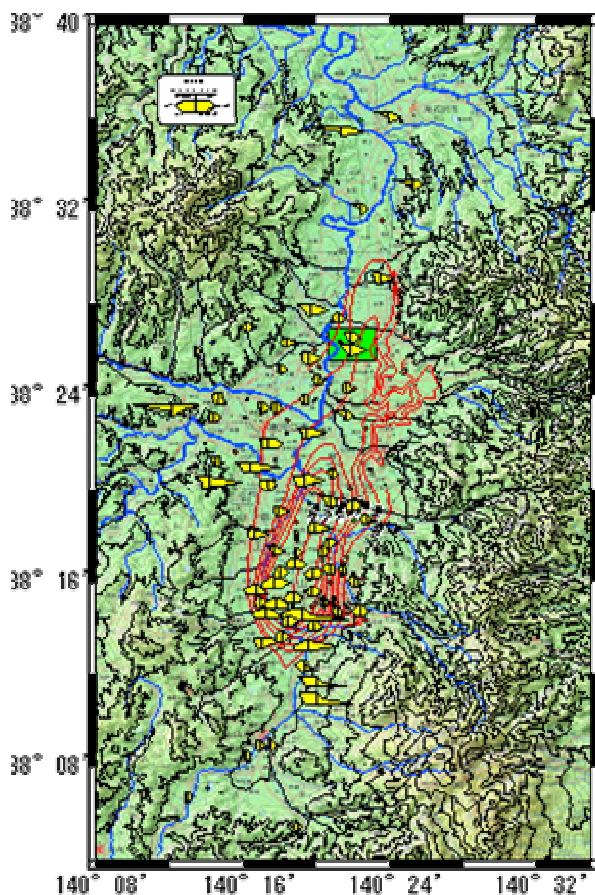


図 1 調査地点および水質分析結果。赤線は基盤標高図(東北農政局計画部,1982)

考慮にいたした、地下水流動系と水質・同位体の関係を明らかにする。

(2) 重金属イオンの空間分布と起源：山形盆地では、金気（かなげ：金属臭もしくは金属味を意味する）を有する井戸水が多く地域で得られており、質的な面にて地下水利用が制限されている。金気水の分布に関する詳細は不明であるため、それを解明すると共に、分布が示唆する現象を地球科学的に考察する。

3. 成果

図 1 は現在までに調査が行われた採水地点および分析した地下水水質をシュティフダイアグラムで示したものである。これによると盆地内では地域によって、特徴的な高 SO_4 型や $NaHCO_3$ 型の地下水などが分布しており、水質の多様性がうかがえる。また、盆地北部（海老鶴温泉：図 1 の緑色の四角内）においては異なる深度を有する井戸水を採取することができた（図 2）。地下水の水質は、浅層から深層へ向かって、 $CaHCO_3$ 型（70m 深）、 $NaHCO_3$ 型（150m 深）、 $NaCl$ 型（700m 深）へと変化する様子が認められる。このような差異は、同位体的側面からも認められ、第四系内の地下水（図 3 の青色の丸）よりも第三系の浅い領域（図 3 の緑色の四角）では同位体比が軽くなる。さらに深層になると d 値がやや大きくなる方向にシフトする（図 3 の黄色の四角）。黄色の四角は傾き 5 の直線に沿って傾き 8 の直線から離れていく傾向が認められる。図中には示されていないが Cl 濃度が高くなればなるほど、傾き 8 の直線から離れる傾向がある。このことは第三系の深層では異なる起源をもつ地下水が混合していることを示唆する。これらの水質・同位体形成メカニズムについては現在、幾つかの仮説を検証している段階である。

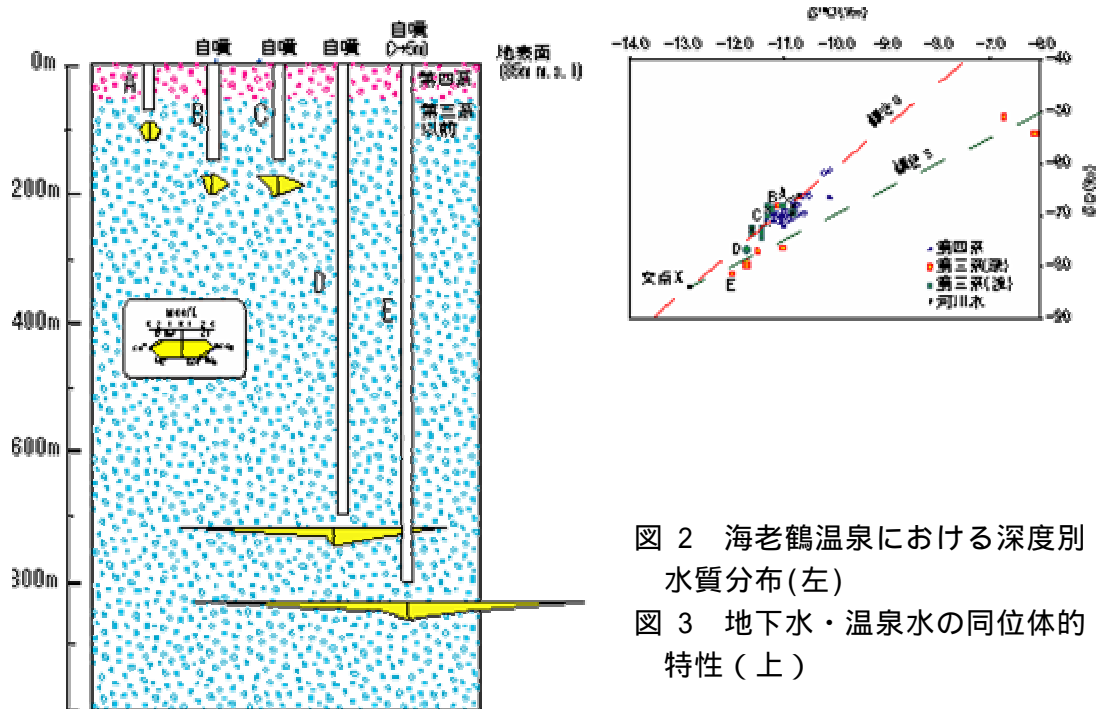


図 2 海老鶴温泉における深度別水質分布(左)

図 3 地下水・温泉水の同位体的特性(上)

今後の課題

地下水流動系と水質形成について論じる。また、来年度初頭に盆地中東部から北部にかけて集中的な調査をおこない、地下水水質の 3 次元的な分布を把握する。得られたデータを元に上記の研究テーマを探求すると共に、地質調査所（1951）、山形市（1957 年）などを用いて、この 50 年間の山形市街地における地下水水質の長期的変化についても比較・検討する予定である（参考文献は省略させていただきました）。

P6 孔井地質および降水、表流水、地下水の溶質組成と同位体組成に基づいて推定された金丸地区の水文地質構造

関 陽児・奥澤康一・内藤一樹（地圏資源環境研究部門）・亀井淳志（島根大学）
渡部芳夫（地質調査情報センター）

1. 背景と目的

河川の源流域である森林山岳地域において、インプットである降水が溪流に供給されるまでの間の物理的挙動と水質の変換過程についての知見は、河川管理や斜面災害の防止など多年にわたって課題とされてきた分野に貢献するだけでなく、近年その必要性の認識が高まりつつある環境ベースライン評価における基盤情報として、あるいはより深部の地下空間利用等に際しての地下水の水質や水理を理解するうえでも、重要な役割を果たすことが期待される。

河川は、降水や融雪時にその流量を増すが、例えば数 10 日に及ぶ無降雨期間中にも一定の流量を維持している。河川のこのような安定的な流れは、源流の森林山岳地域に蓄えられた降水を起源とする水が、無降雨期間においても継続的に供給され続けることによって成り立っている。継続的に供給される水は、森林土壌の下位に存在する地層や風化岩盤（以下「浅部地質」と呼ぶ）中に蓄えられている。多くの場合その水は空隙を満たす状態、すなわち飽和状態で存在する地下水である。森林土壌やその直下の地盤表層に一時的に蓄えられる水の挙動や化学的性質については研究例が多く理解も進んでいるが（例えば平田・村岡，1988）、浅部地質中の地下水については、それが無降雨期の渓流水を涵養する主役であることは理解されているものの、水文地質学的な実証研究の例は乏しい（関，1998）。

本研究は、これまで直接的な情報が乏しかった浅部地質中の地下水を含め、河川源流域での水文地質現象に関与する地質と水の全てをモデルフィールドにおいて詳細に観察することにより、インプットである降水が浅部地質とどのような相互作用を経てから河川へ供給されるか、またより深部の地質中の地下水へ進化していくかを明らかにすることを目的として実施された。この目的のためには、地下の地質や水理特性および地下水の水質を知ることが不可欠であるため、モデルフィールドに深度 30-50m の複数の観測井戸を掘削し、浅部地質中の地下水の水質データおよび透水係数や水理水頭などの水理地質データを取得した。

モデルフィールドとした新潟・山形県境の山岳地域に位置する金丸地区の地質は、白亜紀花崗岩を基盤とし、その上に花崗岩の碎屑粒子を主とする砂岩や泥質岩が載る（浜地・五十嵐，1969）。こうしたわが国に普通に見られる地質から構成される金丸地区は、一方でウラン鉱徴を伴う泥質岩が分布することで知られている（門田，1962）。水文地質学的研究を行なう上で、この特殊な成分を地下水の追跡子（トレーサー）として利用する試みも行なわれた。

2. 研究の概要と結果

本研究では、河川の源流域の水文循環に関与する全ての水、すなわち降水、渓流水、湧水、地下水を対象に水質測定、溶質組成分析、水素酸素同位体組成を測定した（内藤ほか，2006）。また、地中に浸透した水が相互作用する深度の地層に複数の観測孔を掘削し、岩石コア試料の採取、検層によるみずみちの探索、水理試験による透水性の測定を実施した（関ほか，2006）。さらに、

ひとつの観測井には、多深度の間隙水圧を独立して測定しかつ採水もできる装置 (MP システム) を設置し、水頭の深度方向の分布の原位置測定と地下水試料の原位置採取を継続的に実施した。

これらの観測や分析で得られた結果は、以下にまとめられる。

- 1) 地下水は、水質と水頭が同調して深度変化する多層構造をもつ。
- 2) 多層構造を構成する各層は、細粒堆積岩や花崗岩頂部の風化帯などの難透水帯を境界とする。
- 3) 地下水の水質は、深部に向かい段階的に溶存成分濃度が増加し pH が上昇するとともに、主要イオン組成は降水の水質を反映した Na-Cl タイプから、岩石との反応が進んだ Ca-HCO₃ タイプへと変化する。
- 4) 地下水の水頭は、深部に向かい段階的に低下する。
- 5) 上記 3) と 4) は、深部の地下水ほど多段階の「濾過」過程を経てより大きな滞留時間をもつことを示唆する。
- 6) 水文学的基底状態 (渇水期) における渓流水は、その溶質組成と同位体組成に基づいて、多層構造中の浅部の堆積岩中に賦存する地下水と積雪 (残雪) との混合水として説明できる。

3. 結果の意義と今後の課題

本研究により、河川の源流域の渓流において、インプットである降水がどの程度の深さまでの地層と相互作用して、その化学性状をどのように変化させるか、またそれらが起こる場所の水理条件がどうであるかが実証的に示された。すなわち、「河川源流域における水文現象の概要を明らかにする」目的は概ね達成できたと考える。一方、地下の情報を得るために不可欠な観測孔井の掘削が、当初は予想していなかった深度方向への段階的な水頭低下とあいまって、現場の水理地質構造に対して一定の人為的擾乱を与えたことは否めない (関ほか, 2007)。金丸地区の地層の特定層準に胚胎されるウランは、当初は地下水流動の実態解明のための自然トレーサーとして用いることを期待した。しかし結果的には、ウラン胚胎層準近傍で行なわれた掘削作業により生じられた人為的擾乱の度合いや影響範囲を推定するためのトレーサーとして活用されることになった。異なる水頭をもつ地下水ユニットを連絡させてしまった孔井に対する埋め戻しやウィンドウ化等の必要な措置は、現在ほぼ完了した。今後は、掘削水に関しては投入済みの KI を、浅部地下水の混入に関してはトリチウムを、それぞれトレーサーとして利用するなどして、正確な地下水年代やウランを含む微量成分の挙動の解明を目指して研究を継続したい。

参考文献

- 浜地忠男・五十嵐俊雄 (1969) 新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床, 調報告, 22, 581-593.
- 平田健正・村岡浩爾 (1988) 森林域における物質循環特性の渓流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集, 399, 131-140.
- 門田長夫 (1962) 新潟・山形県境小国・金丸地域の地質とウラン鉱床. 鉱山地質, 12, 199-210.
- 内藤一樹・関 陽児・亀井淳志・塚本 斉・奥澤康一・渡部芳夫 (2006) 全深度ストレーナー孔井の通年水質観測による原位置地下水質の推定. 資源地質, 56, 155-168.
- 関 陽児 (1998) 土壌・風化帯の形成と水質変化. 地調月報, 49, 639-667.
- 関 陽児・菱田省一・小西千里・内藤一樹・渡部芳夫 (2006) 高感度ヒートパルス式孔内流速計の現場適用例-みずみちの捕捉と低透水性岩盤への浸透流の検出-. 応用地質, 46, 190-197.
- 関 陽児・内藤一樹・奥澤康一 (2007) 掘削された孔井により引き起こされる地下水流動-水理水頭の鉛直不均一分布への配慮は十分か?-. 地下水技術, 49, 1-8.

P7 日本列島の海底地下水湧出量分布

伊藤成輝・丸井敦尚（地圏資源環境研究部門）

1. はじめに

海底地下水湧出(Submarine Groundwater Discharge: SGD)は、陸海の境界を横切って海域に直接流出する地下水と定義される(Church, 1996)。海底地下水湧出と人間生活との関係は古く、紀元前に、現在のシリア沿岸で船上から採水された記録が残っている(Kohout, 1966)。近年になって、地球温暖化が長期的な渇水の原因になるとされており(Watson et al., 1998)、淡水資源の乏しい地域以外でも、有望な水資源として注目されるようになってきた。一方、海底地下水湧出は、陸域の物質を海域に輸送する主要経路の一つであり、海域汚染の原因にもなる。沿岸域の環境保護の観点からも、海底地下水湧出の量や性質の把握が期待されていると言えよう。

海底地下水湧出量の評価法には、数値解析と現地調査がある。現地調査は、わが国でも数例あるが、未だに陸上の流域規模に匹敵する広域での高精度な測定は行えない。一方、数値解析は、日本列島全体を対象とするような広域研究に適しているが、入力データには流域毎に異なる誤差が含まれるため、流域間の比較が困難であったことから、これも実際には行われていなかった。水文現象には空間的スケールと時間的スケールとの間に密接な関係があり、マクロな現象の解明にはマクロな時間スケールが適している。したがって、日本列島全体を対象とするような広域研究では、年間の水収支式等を用いた数値解析による評価が適している。そこで本研究は、評価法として年間水収支法を採用し、日本列島における海底地下水湧出量の分布を初めて地図化した。従来の年間水収支法は、流量観測所が河口部に少ないという根本的問題から、流出の評価精度が低いとされてきたが、本研究は既存の流量データと地質分布を関連付けた重回帰分析を実施することで評価精度を改善し、地下水流動シミュレーションと同等程度まで精度が向上したことを確認している(伊藤, 2008)。

2. 方法および結果

日本列島を一級河川 109 流域を含む全国 204 区域に区分し、182 区域の海底地下水湧出量を一律条件下で計算した(図 1a)。さらに、大分水界と地方区分を参考に、日本列島の海岸線を 20 区分し、海岸線単位長当たりの海底地下水湧出量を、図 1b のように計算した。その結果、海底地下水湧出量は、近畿の日本海側と太平洋側、四国の瀬戸内海側、九州の日本海側と東シナ海側で大きく、北海道の日本海側と太平洋側東岸、東北の日本海側で小さくなることが示された。なお、日本列島の海底地下水湧出量は、面積加重平均が 40mm/yr と計算され、全流出(全有効雨量)の 3.5% と評価された。谷口(2001)によると、地球全体の海底地下水湧出量は全流出の数% ~ 10% とされており、概ね妥当な評価値であったと言える。

3. 考察

海底地下水湧出は、栄養塩を海洋に供給するため、湧出域付近が良い漁場になるとされる(丸井, 1997)。駿河湾は、サクラエビ漁が盛んな地域であり、春は湾奥部、秋は湾西部に漁場を形成する。湾奥部の富士川、湾西部に位置する安倍川と大井川の海底地下水湧出量とサクラエビの漁獲量(静岡県水産技術研究所のホームページより)を比較すると、図 2 の

とおりであり、海底地下水湧出量の増加に伴って、漁獲量が回復する傾向が見受けられた。Hu et al.(2006)は、メキシコ湾の赤潮の発生頻度が、ハリケーンと海底地下水湧出量との重相関を示すとしており、海底地下水湧出量による水産資源量の増減予測が可能であると示唆された。今後は、海底地下水湧出の水質、海流や水温等の自然要因、地下水汚染等の人為的要因を考慮に加えることが期待される。

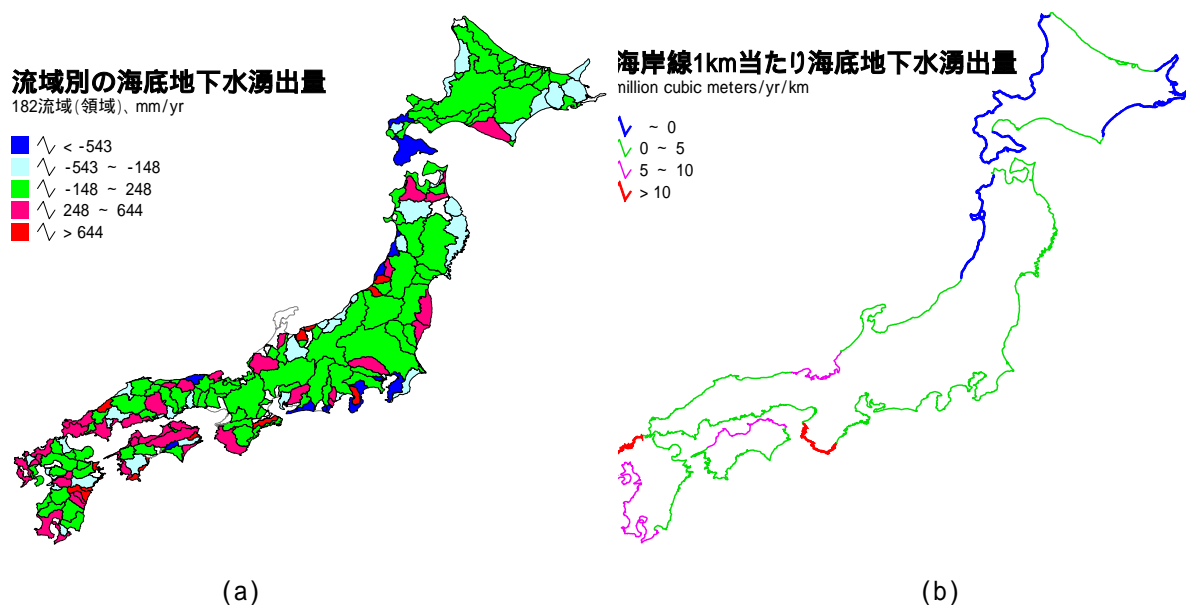


図 1 日本列島の海底地下水湧出量分布

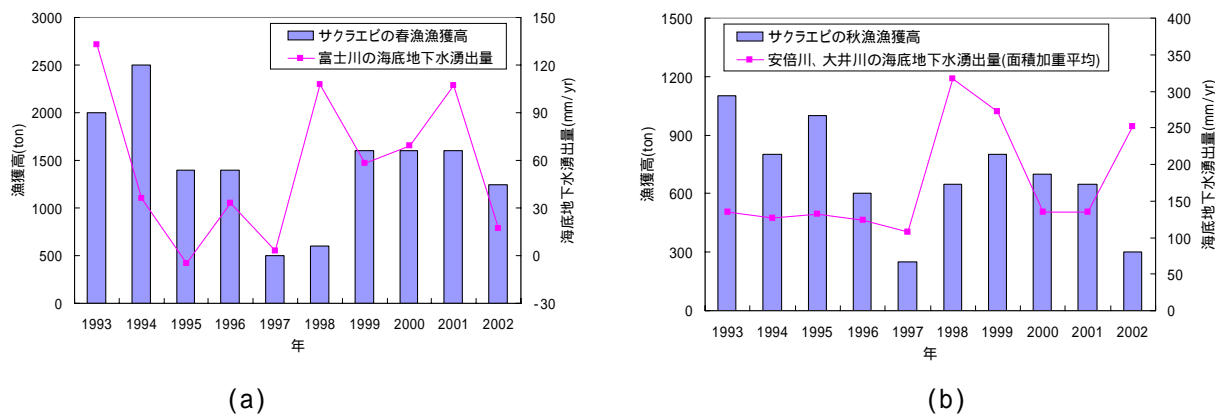


図 2 駿河湾の海底地下水湧出量とサクラエビ漁獲高との関係

参考文献

伊藤成輝 2008. 『日本列島の海底地下水湧出量の分布とその評価』平成 20 年論文博士学位請求論文. 立正大学地球環境科学部.
 谷口真人 2001. 地下水と地表水・海水との相互作用 - 4. 海水と地下水との相互作用. 地下水学会誌. 43(3): 189-199.
 丸井敦尚 1997. 海底湧出地下水--新たな資源としての可能性--. 日本水文科学会誌. 27(2): 85-94.
 Church, T. M. 1996. An underground route for the water cycle. *Nature* 380 579-580.
 Hu, C. M., Muller-Karger, F. E., and Swarzenski, P. W. 2006. Hurricanes, submarine groundwater discharge, and Florida's red tides. *Geophysical Research Letters* 33 11.
 Kohout, F. A. 1966. Submarine springs. In *The Encyclopedia of Oceanography*, ed. R. W. Fairbridge.
 Watson, R. T., Zinyowera, M. C., and Moss, R. H. 1998. *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*. Cambridge University Press.

P8 広域地下水流動における帯水層群別特性評価

吉澤拓也・丸井敦尚・伊藤成輝（地圏資源環境研究部門）

1. はじめに

昭和 40 年代の地盤沈下問題の拡大に伴い地下水盆管理という概念に基づく広域地下水流動に係る研究が進展してきている。ここでの研究対象は主に沖積層および洪積層といった比較的浅部（500m 程度まで）の帯水層を対象としており、広域地下水流動の把握にかかる計測データ（地下水位・水頭データおよび水質データ）も主に浅部の帯水層を対象としているものが多い。一方で、近年新たな地下水資源としての海底地下水湧出量に関する研究や、地球温暖化問題に関連した CO₂ 地中貯留研究の対象として深部帯水層（500m～数 1,000m）の挙動が注目されている。

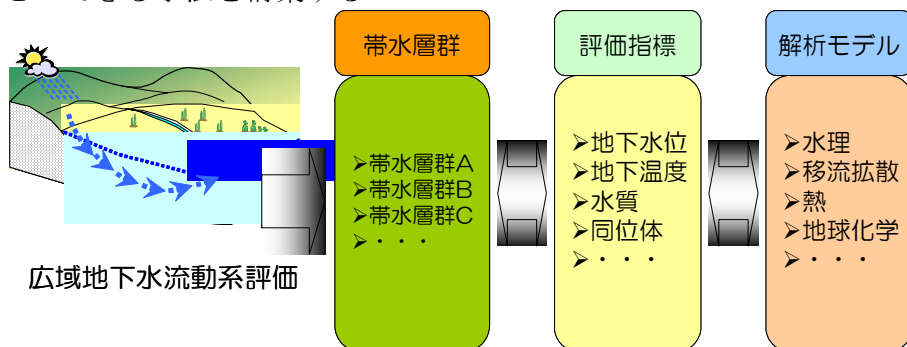
深部帯水層の挙動把握には、これまでも地球化学的手法などからさまざまな研究が行われてきているが、深部帯水層までを含めた地下水流動系全体の把握には至っていない。

地圏資源環境研究部門・地下水研究グループでは、関東地下水盆を対象として、広域の地下水流動系を浅層から深層へと細分化していくことで、深部帯水層における地下水流動状況をより詳細に把握することを目的とした研究を進めている。本報告では、研究コンセプトの紹介と、これまでに得られた知見の紹介を行う。

2. 研究の目的

本研究の目的を以下に示す。

- 深部地下水流動系の把握を行うに際して、浅層から深層へと帯水層群別に評価を段階的に行っていくことで、既往の手法に比してより体系的かつ深部地下水流動系をより精度良く評価することのできる手法を構築する
- 層群別の評価を行う際には帯水層毎にその特性を精度良く評価できる指標（パラメーター）を明らかにする
- また、選定された評価指標を活用することができる最適な解析モデルを明らかにする



3. 予察的検討

3.1 概要

本検討は、上総層群を対象とした地下水流動解析を行うのに際して、上部境界条件となる下総層群下面の地下水ポテンシャルおよび下総層群から上総層群への地下水浸透量の把握を目的として行った。

3.2 検討範囲

検討範囲は関東平野の帯水層分布域を対象としている。

3.3 検討方法

(1) 収集データ

検討範囲における地下水位・水頭データを収集整理した。収集対象は、関東平野内の東

京都、神奈川県、千葉県、埼玉県、茨城県および栃木県の各自治体による地下水観測データとし、各県の観測データに加え国土交通省による地下水位年表掲載データも対象とした。

(2) 解析グリッドの設定

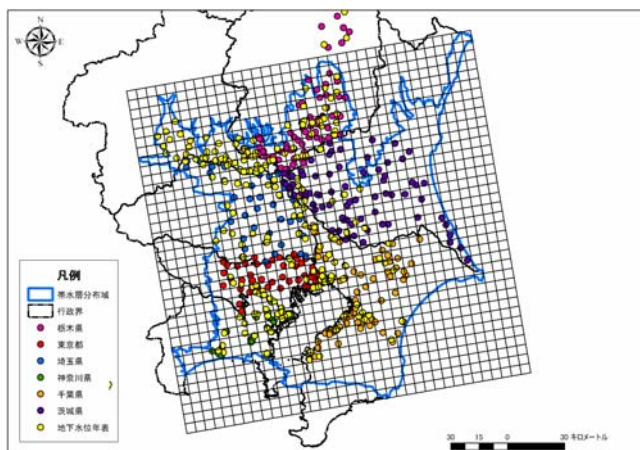
検討範囲に対して約 5,000m 四方のグリッドを設定した。

(3) 地下水ポテンシャル断面図の作成

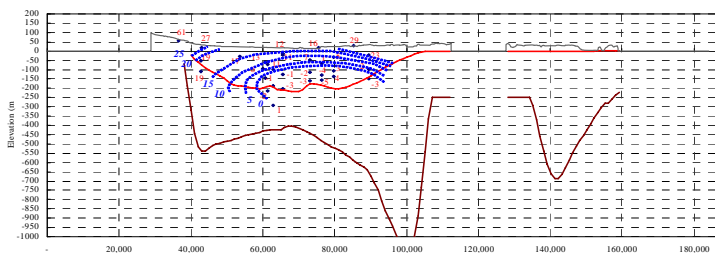
各グリッドの 1 行を解析断面として設定し、各断面に収集データをプロットしたうえで、地下水ポテンシャル断面図を作成した。

(4) 下総層群下面の地下水ポテンシャル勾配図の作成

作成した地下水ポテンシャル断面図より下総層群下面における地下水ポテンシャル勾配図を作成した。



解析範囲と解析グリッド



ポテンシャル断面図

3.4 深部地下水浸透量の推定

作成したポテンシャル勾配図より、下総層群から上総層群への深部地下水浸透量の推定を行った。算定は飽和透水係数を 1.0×10^{-6} (cm/秒)、 1.0×10^{-5} (cm/秒)、 1.0×10^{-4} (cm/秒)、に設定した場合を想定した。一般に降雨による涵養量は 1 日 1mm 程度 (年間 365mm) であるといわれており、この場合は今回の検討ケースの帯水層分布域面積 16,867 km² においてはおよそ 6,156 百万 m³/年の涵養量となり、飽和透水係数 1.0×10^{-6} (cm/秒)~ 1.0×10^{-5} (cm/秒) のオーダーでの推定値が、現実的な値であると考えられる。

深部地下水浸透量

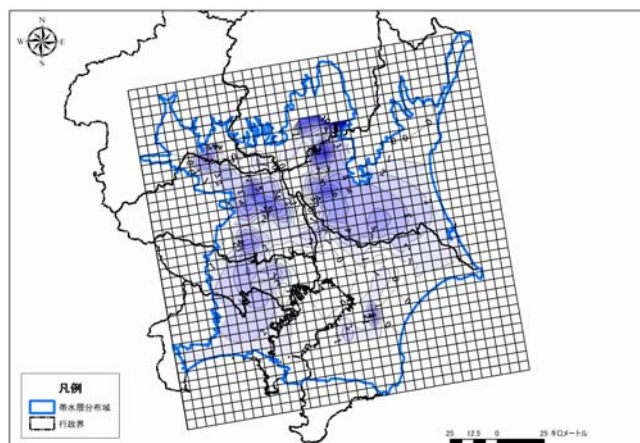
飽和透水係数	単位	地下水浸透量	単位
1.0×10^{-4}	cm/秒	15,755,625,195	m ³ /年
1.0×10^{-5}	cm/秒	1,575,562,519	m ³ /年
1.0×10^{-6}	cm/秒	157,556,252	m ³ /年

4. まとめと課題

今後上総層群を対象とした検討を進めていく場合に先に求めた下総層群からの浸透量データが、重要な境界条件となる。一方で浸透した地下水について深部帯水層から海域への流出メカニズムの把握が今後の重要な課題と思われる。

参考文献

沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発報告書、平成 20 年 3 月



ポテンシャル勾配図

P9 地下水流動と地下温度分布

内田洋平・安川香澄（地圏資源環境研究部門）

1. 地下温度分布と地下水流動の研究

地下の温度は、地表面温度と地殻熱流量だけではなく、様々な要因によって変化する。従来の地熱分野では、地表面温度と孔底温度のデータから温度勾配を求め、熱伝導率との積から地殻熱流量を求めてきた。しかし、実際の地下の温度分布は地下水の流れによる熱移流の影響を強く受けており、その分布には大きな偏りがある。Anderson (2005) は、地下温度の基礎的理論をはじめ、主に海外における地下水と地下温度に関する数多くの研究例を紹介している。その中で、地下温度データは地下水の涵養過程や破砕帯における地下水流動、流域における地下水流動系などを解明するためのトレーサーとして非常に有効であるが、今のところ、温度データとそれに関する解析手法が十分に活用されていないことを指摘した。

最近では、地下水流動を解析するために地下温度をトレーサーとして利用するだけでなく、地下の温度分布から地表面温度上昇の解明や気候変動の復元、さらには地下数十メートルの地中熱をヒートポンプを用いて冷暖房に利用する研究も行われている。

2. 地下温度分布の偏在性

盆地や平野の地下温度分布は、その流域における地下水流動によって、地下水の涵養域と流出域とに温度差が生じることが多い。例えば、山形盆地では地下水の涵養域である盆地の周辺部では温度が低く、流出域である盆地の中央部では、地下水の熱移流効果によって温度が高くなっており、盆地周辺部と中心部での同標高の地下温度に 3℃の違いが現れていると報告されている。また、濃尾平野の標高-100m では、平野北部の涵養域で 14℃と低いのに対して、平野の中心部から伊勢湾方面にかけては 20℃以上と高くなる。同様に、筑紫平野の地下温度分布も、北部及び東部の山間部から平野部へ向かうに従い温度が 18℃から 20℃へ上昇している（図 1）。この分布特性は、後背山地周辺で涵養され沿岸部へ流動する地下水流動系を反映していると考えられている（内田ほか, 2006）。

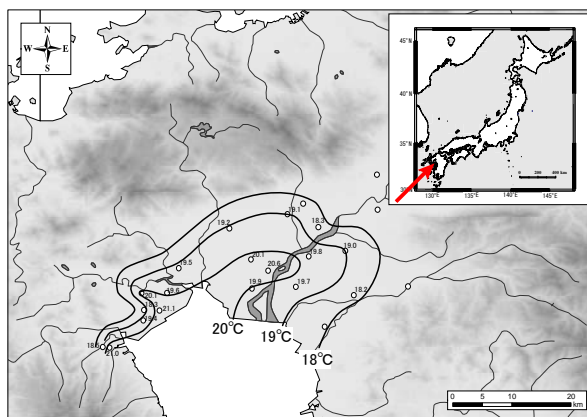


図 1 筑紫平野における標高-50m の地下温度分布

3. 地下温度の応用研究

地下温度に関する研究の応用として、地中熱利用が挙げられる。地熱発電には向かない低温の地中熱は、莫大な量が世界中の地下に存在している。この地下の熱は日本各地の盆地や平野部においても利用可能なエネルギー資源であり、これを地域暖房や農業・工業用などに有効利用することは、環境に調和し、石油の消費を大幅に押さえる事につながる。欧米ではすでに普及している地中熱利用システムであるが、日本における普及率はまだ非常に低い。地中熱利用に伴う地下への影響評価はシミュレーションに負うところが多いが、

流域全体のモデルを構築した後に地域モデルを切り出すことにより、設定の難しかった街区単位モデルの境界条件の確立や、地下水流動系の影響を考慮したシミュレーションが可能となってきた。

内田ほか (2005) は、周辺の山地・丘陵地を含む仙台平野において水文調査を実施し、仙台平野の第四系内を流動している地下水は平野内の河川や地表から涵養され仙台湾方面へ流出していること、地下の温度分布に関しては、第四系内では温度勾配が非常に小さく地下温度が 14°C でほぼ一定であるのに対し、第三系内では温度勾配 3.0°C/100m で深度と

共に温度が上昇することを明らかにした。地下水の流れと地下温度構造の関係を把握するために、3次元地下水流動・熱輸送モデル (図 2) による、東西断面における水理水頭分布と鉛直方向の温度勾配分布の計算結果を示す (図 3)。第四系内の等ポテンシャル線は、ほぼ垂直に分布しており、地下水の水平方向の流動が卓越していることを示しているのに対し、第三系内の等ポテンシャル線は、海側に傾斜しており、平野山地方向の下部から海岸方向へ向かって上昇する地下水流動の存在を示している。そして、温度勾配分布に於いては、第四系内では勾配が小さいのに対し、第三系内では勾配が大きくなっている。この温度勾配の違いは、第四系内と第三系内の地下水流動の形態が大きく異なるために生じているものと考えられている (内田ほか, 2005)。その後、前述した 3次元地下水流動・熱輸送モデルは、天満ほか (2006) によって、同地域における地中熱利用に伴う影響評価シミュレーションを実施するために利用されている。

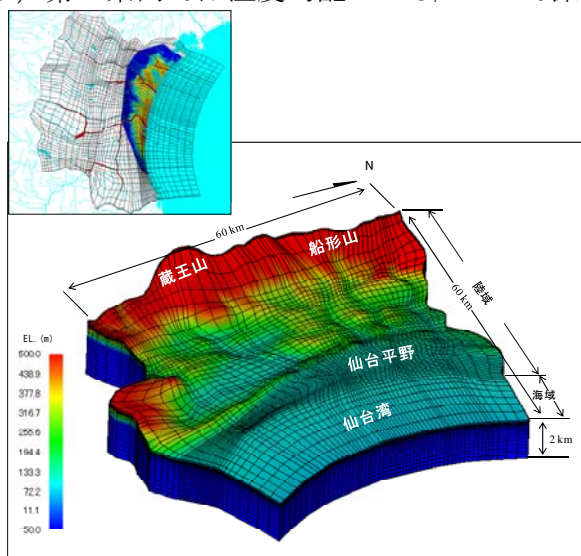


図 2 仙台平野におけるモデル化の範囲

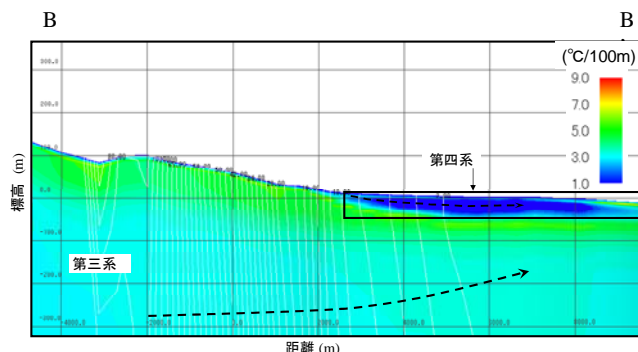


図 3 東西断面における水理水頭分布と温度勾配分布の計算結果

参考文献

内田洋平・稲富 忠将・藤井光 (2006) 筑

紫平野における水質、酸素・水素安定同位体比および地下温度勾配の分布特性. 日本水文科学会誌, **36**, 197-204.

内田洋平・安川香澄・天満則夫・大谷具幸・森康二 (2005) 仙台平野における地下温度構造に関する研究その 1-3 次元地下水動・熱輸送広域モデルの構築-. 日本地熱学会誌, **27**, 115-130.

天満則夫・安川香澄・内田洋平・大谷具幸・森 康二 (2006) 仙台平野における地下温度構造に関する研究 その 2-地中熱を主要な熱源とした場合の地下への採廃熱によって起こる温度変化に関するシミュレーション-. 日本地熱学会誌, **29**, 13-23.

Anderson, M. P. (2005) Heat as a ground water tracer. *Ground Water*, **43**, 951-968.

P10 浅層地中熱分布とその利用のための研究～青森県の例～

安川香澄・町田 功・内田洋平（地圏資源環境研究部門）

1. 地中熱利用と地下水研究

地下数メートル以深の温度は、季節変動がなく安定している。そのため、外気に比べて地下は、夏は涼しく、冬は暖かい。この温度差を利用し、地下と熱交換することで効率よく冷暖房等を行う方法を、地中熱利用という。これにヒートポンプ(HP)を組合せ、利用側の温度を自由に設定可能にしたのが、地中熱 HP である。地中熱 HP は、通常のエアコンに比べ 30～50%の節電ができるほか、冷房の際、外気に廃熱しないためヒートアイランド現象を抑制できるという利点がある。地下との熱交換法を大別すると、1) 地下水利用型、2) 地中熱交換型、の2種類がある(図1)。1)はより高効率だが、地下水の揚水規制がある地域では利用できないこと等から、日本では2)を中心に導入が進められている。

欧米では、1970年代後半から地中熱 HP に関する研究が始まった。現在は低価格で普及しており、技術的には確立したシステムである。一方、日本での導入開始は、数例を除き2000年以降で、普及していないため量産できず価格が高いのが現状である。しかし、環境意識の高まりと共に補助金制度も導入され、近年は導入数が毎年倍増している。少しでもコストを削減することが、普及促進の課題となっている。

地中熱利用システムの設計およびコスト試算上、重要な地下情報は、上記1)では帯水層の深度と温度、2)では地下の有効熱伝導率と温度である。

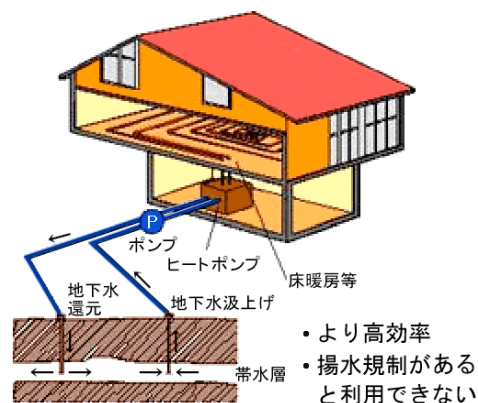
有効熱伝導率は岩石の種類にも依存するが、それ以上に水飽和度で大きく異なるので、地下水位の把握が重要である。また、地下水のダルシー流速が 10^{-6} m/s 以上では移流効果で有効熱伝導率が更に高まり、 10^{-5} m/s 以上では熱交換井の総長を短縮できる(新堀, 2003)と試算されている。地圏資源環境研究部門では、有用な地下情報を提供して事前調査を軽減させるなど、少しでも導入コスト削減に資するべく調査研究を行っている。

2. 青森県での地中熱利用のための地下水調査研究

2.1 現地調査

平成19年度青森県地中熱エネルギービジョン策定の一環として、青森平野、津軽平野、八戸周辺地域において、地下水調査を行った。観測井等での鉛直温度分布および水位測定のほか、一般水質および同位体分析用採水を行った。分析結果は、地下水の流速分布を調べるための広域地下水流動シミュレーションのフィッティングデータに用いた。

1) 地下水利用型ヒートポンプシステム



2) 地中熱利用型ヒートポンプシステム

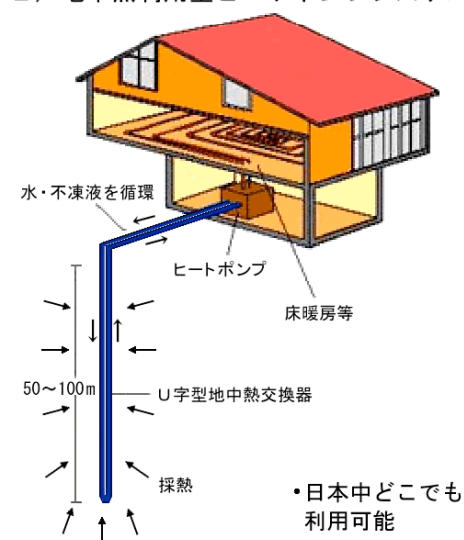


図1 地下との熱交換のタイプ

2.2 測定およびシミュレーション結果

測定の結果、青森、弘前、八戸の3市では弘前が最も地下温度が高く、津軽平野は全体に温度が高い(図2)。地下水流動シミュレーションの結果、弘前、黒石付近では上昇流が見られたことから、深部からの熱移流により、浅部の温度が上昇していると考えられる。

地下水流速の計算結果は、青森平野のほうが津軽平野よりも平均的流速がやや高いが、ダルシー流速にして 10^{-7} m/s未満である(図3)。但し、青森市、弘前市は共に、測定値、計算値ともに地下水位が数m深と高い。

2.3 青森県での地中熱利用上の考察

青森県での地中熱利用は、暖房、融雪、給湯等の温熱利用が中心となるため、地下温度が高く、熱伝導率が高い場所が有利である。

局所的には流速が高い場所があるにせよ、殆どの場所では採熱率を上げるほど優位な地下水流速は得られない。一方、地下水位が浅いことによる採熱率の向上は期待できる。

従って、弘前付近は、浅層地下温度が高く、地下水位が高いことから、地中熱温熱利用に有利と考えられる。また青森市内は、温度は低い、地下水位が高いので有効熱伝導率が比較的高いと考えられる。

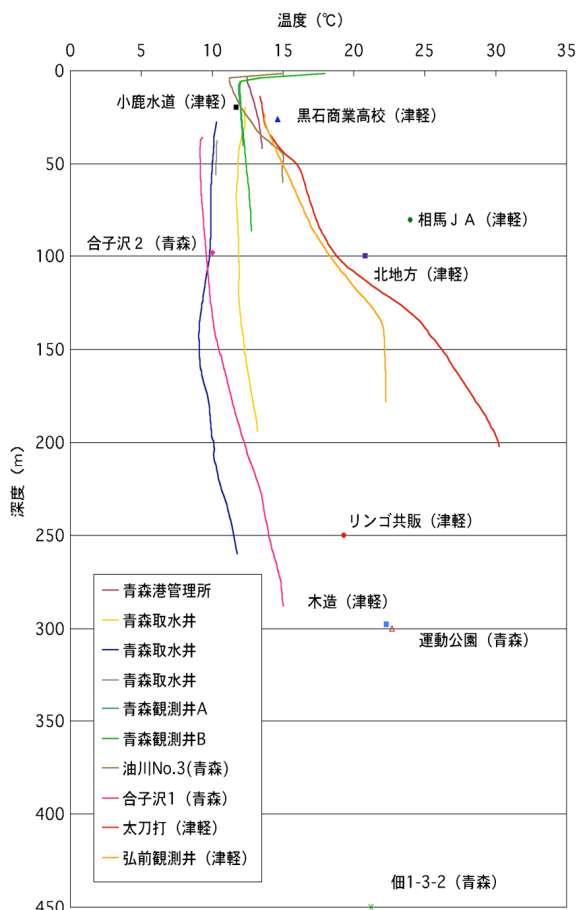


図2 青森平野および津軽平野の井戸の鉛直温度プロファイル

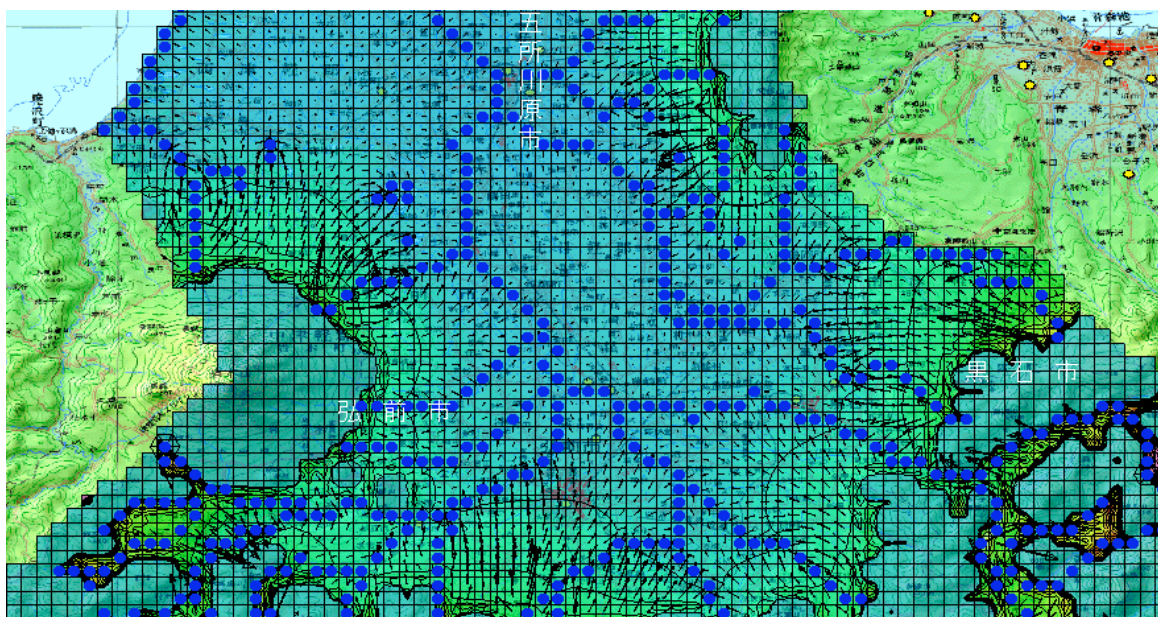


図3 津軽平野の広域地下水流動シミュレーション結果(一部)

ベクトル長は流速に比例。流速が最も大きい弘前市南東部でダルシー流速 $q=0.6 \times 10^{-7}$ m/s と算出された。狭域的な流速は、場所によってはより高い可能性がある。

P11 日本列島の温泉の特徴、分布ならびに成因

高橋正明・風早康平・安原正也・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・稲村明彦
(産総研地質情報研究部門)

1. 塩化物塩泉の分類の重要性

金原 (1992) に示されている日本全国の温泉・鉱泉の泉質頻度分布 3659 のうち、塩化物塩泉、硫酸塩泉及び炭酸塩泉に一義的に結びつけることができない泉質を除くと総数 1838 になる。このうち塩化物塩泉は 985 であり、全体の 53.6% である。一方、高橋ほか (1993, 1996, 2001=新潟・秋田・青森地熱資源図) に示した東北地方 (関東北部、新潟東部、長野北東部、北海道渡島南部を含む) の温泉のうち、塩化物イオン濃度の分析値のある温泉源泉データの総数は 1448 である。このうち塩化物塩泉は 693 であり、全体の 49.7% である。この結果は金原 (1992) と概略一致している。

ところが、上述の東北地方の温泉のうち、塩化物イオン濃度が 2000ppm を超える 276 源泉に限ると、その 98.6% (272 源泉) は塩化物塩泉である (のこり 4 源泉も、硫酸塩-塩化物塩泉と炭酸塩-塩化物塩泉)。また、塩化物イオン濃度が 1000-2000ppm の 109 源泉についても、その 93.8% (102 源泉) は塩化物塩泉であり、のこり 7 源泉もやはり硫酸塩-塩化物塩泉、あるいは炭酸塩-塩化物泉である。塩化物イオン濃度が 1000ppm を超えるほとんどすべての温泉が塩化物塩泉であるといっても過言ではない。このように、日本の温泉の約半数を占め、かつ塩化物イオン濃度が高い温泉の大多数を占める塩化物塩泉であるが、その総合的分類は未確定であり、成因 (相互関係) は必ずしも明らかではない (詳細は高橋, 2002 を参照)。

Matsubaya et al. (1973) は、主に温泉水の水素・酸素同位体組成を用い、日本の温泉を海岸、有馬型、グリーンタフ型、及び火山性の 4 つのタイプに分類した。水素・酸素同位体組成図上では、グリーンタフ型の温泉水は天水線の近傍に分布し、また、有馬型と火山性両温泉は、水素同位体組成で -20‰~-35‰、酸素同位体組成で +5‰~+8‰ の範囲の成分を端成分とし分布している。一方、海岸温泉に分類されるものは、他の 3 タイプと異なり、水素・酸素同位体組成図上で、分布域あるいは端成分が相当広い範囲に分布する。このため、明らかに有馬型、グリーンタフ型、あるいは火山性に分類出来ない多くの塩濃度が高い温泉が「海岸」温泉の分類に入れられることになる。起源となる水としては、様々な地質条件 (時代) があることを反映するためか、「化石海水」という名称が用いられることが多い。ただしこの名称では、ある程度地層内に滞留していた塩濃度が高い水 (あるいは、古い時代の海水を起源とする) の意味しか持っていない。ここでは、「海岸」温泉の分類に必要ないくつかの端成分について述べてみたい。

2. 「海岸」温泉分類のための端成分候補

「海岸」温泉分類のための端成分の候補として、以下の 6 つを挙げたい。

- (1) 海水…水素同位体組成、酸素同位体組成とも 0 近傍のもの。
- (2) 水溶性ガス田付随水…例えば、房総半島中央部、千葉〜茂原周辺で採取される鹹水。多量のメタンガス、ヨウ素を含んでいる。端成分の鹹水は、水素同位体組成は 0 付近であるが、酸素同位体組成が「海水」より小さな値を示す。
- (3) 酸素同位体組成が小さな水…例えば、只見温泉水 (高橋, 2002)。酸素同位体組成が -5.4‰~-5.7‰ (水素同位体組成は -8‰~-21‰ の値が出ている) と小さく、水素・酸素同位体組成図

上で、天水線の左側にプロットされる。DSDP でもこのタイプの水が見つっている。また油井から原油と共に生産されることがある「油田鹹水」にも、これほどではないが、酸素同位体組成の小さなタイプのものがある（例えば、加藤ほか, 2000）。

- (4) 塩化物イオン濃度が大きな水…例えば、月山元笹小屋温泉水（高橋, 2003）。同位体的には、例えば「油田鹹水」と同様であるが、塩化物イオン濃度が 30,000ppm にも達し「海水」に比べ著しく高い。通常の「鹹水」に、塩自体あるいは非常に高塩濃度の流体が注入されたかの様に見える。
- (5) 酸素同位体組成が大きくなる時、同時に塩化物イオン濃度が小さくなる水…例えば、新潟県松之山周辺の温泉水（例えば、渡部ほか, 1996）。塩化物イオン濃度と酸素同位体組成を軸とする図上にプロットすると、塩化物イオン濃度が 15,000–20,000ppm、酸素同位体組成が $-2\sim+2\%$ 程度（小さい酸素同位体組成のものは(3)でも紹介）の「鹹水」と、塩化物イオン濃度が 0、酸素同位体組成が $+4\sim+10\%$ 程度の水（安田, 1996）との間に分布する（高橋ほか, 2007）。このタイプの温泉では、天水の寄与が見られないという特徴もある。
- (6) 酸素同位体組成が大きな水…例えば、北海道稚内・遠別温泉水（松波・鈴木, 1997）。酸素同位体組成が $+6\%$ にもなる。上述した塩化物イオン濃度と酸素同位体組成を軸とする図上にプロットすると、塩化物イオン濃度は(5)の温泉と同等ながら、酸素同位体組成が著しく大きな位置にプロットされる（高橋ほか, 2007）。端成分の一端は上述した安田（1996）が示した水であるが、他端は(5)よりも酸素同位体的に高まった水か、塩化物イオン濃度が高まった水となる可能性が考えられる。前者の塩化物イオン濃度が変化せず酸素同位体組成のみが上昇する可能性も存在するが、後者はすでに見た(3)である。

今後、各端成分候補について、さらに研究を深化させたいと考えている。

参考文献

- 金原啓司（1992）日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 加藤 進・安田善雄・西田英毅（2000）秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学. 石油技術協会誌, **65**, 229–237.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. *Geochemical Journal*, **7**, 135–165.
- 松波武雄・鈴木隆広（1997）道内温泉水等の水素・酸素同位体比. 北海道立地下資源調査所報告, No. 68, 149–152.
- 高橋正明（2002）塩化物塩泉をたずねて. *地熱エネルギー*, **27**, 513–520.
- 高橋正明（2003）山形県月山周辺の温泉の地球化学的性質について. 日本地球惑星科学連合 2003 年大会予稿集.
- 高橋正明・森川徳敏・高橋 浩・大和田道子・風早康平（2007）新潟・芝峠温泉の地球化学的特徴について. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集.
- 渡部直喜・大木靖衛・佐藤 修・日下部 実（1996）新潟県松之山地すべり地の Na-Cl 型地下水の起源. 新潟大学積雪地域災害センター年報, No. 18, 81–92.
- 安田善雄（1996）新潟地域油田水の深度に伴う塩化物イオン減少の原因について. 1996 年度日本地球化学会年会講演要旨集, 160.

P12 化学・同位体組成から見た阿武隈花崗岩中の亀裂水の特徴

高橋浩・塚本齊・風早康平・森川徳敏・高橋正明・安原正也・大和田道子
 稲村明彦・半田宙子・仲間純子（地質情報研究部門）・中村俊夫（名古屋大学）

1. はじめに

花こう岩地域のような固い岩体での地下水の流れは、断裂の有無や岩質のわずかな違いにより生じた“水みち”と呼ばれる連続した間隙を通ると予想される。このような“水みち”の連続性、地下水の混合の実態、あるいは滞留時間などについて、定量的な知見が得られていない。本研究では、それらを明らかにするためのステップとして、東北南部の阿武隈花こう岩地域におけるボーリング調査によって得た亀裂水による検討を行った。

地下水の化学組成および水素・酸素・炭素・希ガスなどの各種同位体の分析により、同一の岩体中の2つのボーリング孔で異なる性状の地下水が存在することを明らかとした。

2. 手法

掘削地点は、福島県本宮市白沢村（以下、白沢）および田村郡三春町（以下、三春）で、阿武隈花こう岩体の古期花こう岩類に属する長屋岩体に位置する（図1）。

本研究では地下水中のガス成分の分析を行うため、地下の圧力を維持したまま採水する必要があり、亀裂がある原位置においてシングルおよびダブルパッカー法により採水を行った。掘削に使用した掘削水の混入率評価のために掘削水にヨウ化アンモニウムを投入し、採水試料のヨウ素濃度を指標に用いた。ここで評価した掘削水の混入率が高い試料については、本発表での議論に用いないこととした。

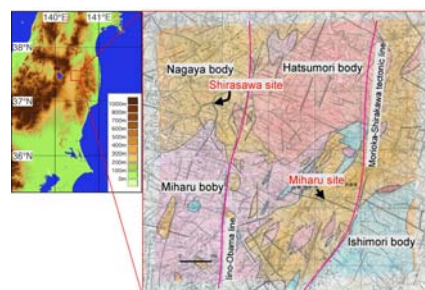


図1. 阿武隈花こう岩地域における掘削孔と地質構造

3. 結果（化学組成・同位体データ）

両地点とも深度40m程度を境にして大きく水質が異なる（図2）。浅層では、河川水とよく似たCa-HCO₃型であり、NO₃の人為汚染が見られる。40m以深では、深度を増すとHCO₃濃度が高くなっている。白沢では、60m以深では典型的なNa-HCO₃型となり、俗に言う進化した（あるいは古い）水質を示す。三春では、(Na, Ca)-HCO₃型の間中型だが、深度を増すとNa/Ca比が高くなる傾向を示す。以上より、本地域では深度40m以浅では地表の影響を強く受ける浅層地下水流動系を構成し、60m以深ではより滞留時間の長い広域地下水流動系あるいは孤立水系を構成しているものと考えられる。

水の安定同位体組成は、両地点ともに深度を増すと同位体比が低くなる傾向がある。深度方向の水素同位体比の違いは三春では5‰程度と小さいが、白沢では10‰以上の違いがあった（図3b）。古い水質を示す地下水ほど同位体比が低くなる傾向はよく見られるが、これは現在

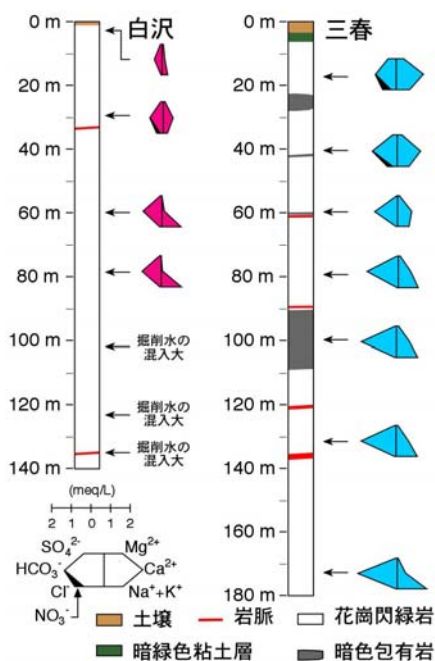


図2. 亀裂水の水質変化

よりも寒冷気候下（たとえば最終氷期）で涵養された地下水を起源としていると考えられている。今回の結果においても、より古い水質を示す白沢の地下水がより低い同位体組成を持っているため、滞留時間がかなり長いことが伺える。

炭素同位体の結果からは、2地点で大きく異なる性状が明らかとなった（図3a）。三春では深層ほど $\delta^{13}\text{C}$ 値が高く、白沢では浅層からほぼ一定の値を示す。このことは三春で深部流体のような非常に深い深度からの炭素や炭酸塩が溶解した炭素成分の寄与を示唆しており、白沢ではそのような深部起源の炭素の影響がほとんどないものと考えられる。

4. 深部起源炭素の供給とCa濃度

白沢と三春の水質の違いのひとつにCa濃度があげられる。地下水中のCaはNaとの交換反応により鉱物中に取り込まれるために、時間経過とともに濃度が減少するのが一般的である。しかし、三春は60m以深であっても10~15mg/L程度と白沢よりも高い。この濃度の違いの原因となっているのが、三春のみで確認されている深部起源 CO_2 の供給と考えられる。

掘削で得たコアには炭酸塩鉱物が確認されている。このような炭酸塩が深部起源 CO_2 の供給により溶解することが十分に考えられる。これにより亀裂水中のCa濃度が増加し、三春ではCa濃度が一定レベル含まれると考えられる。白沢ではそのような深部起源の炭素の影響がほとんどないものと考えられ、炭酸塩の溶解が起こらないためCa濃度の増加が見られず、Naとの交換反応により濃度が減少するのみであると考えられる。

5. 亀裂水の安定性

深部起源炭素の影響がないと考えられる白沢では、 ^{14}C 濃度から算出した年代が地下水の滞留時間の指標となり、深度75mで約1万年の ^{14}C 年代値を示す（図3a）。この年代は、 δD と $\delta^{18}\text{O}$ から示唆された氷期に涵養した地下水の存在を否定するものではなく、概数あるいはおおよその目安として捉えるべきである。地下水の滞留中に蓄積する成分である ^4He 濃度は、三春で白沢よりも深層で同じ濃度となる（図3c）。三春は、より深層で古い地下水が存在することを示しており、 δD や $\delta^{18}\text{O}$ の結果と整合する。また、三春ではここで報告した深度よりもさらに深層で氷期に相当する亀裂水が存在する可能性が十分に考えられる。

原位置採水時の水圧変化から、白沢で三春に比べて亀裂系が閉じているか透水性の悪い系を形成していると推定される。この結果も上述した地下水の水質および同位体比の結果と整合的である。白沢では深度80m程度であっても、非常に古いと考えられる地下水が安定にトラップされうる場があると考えられる。

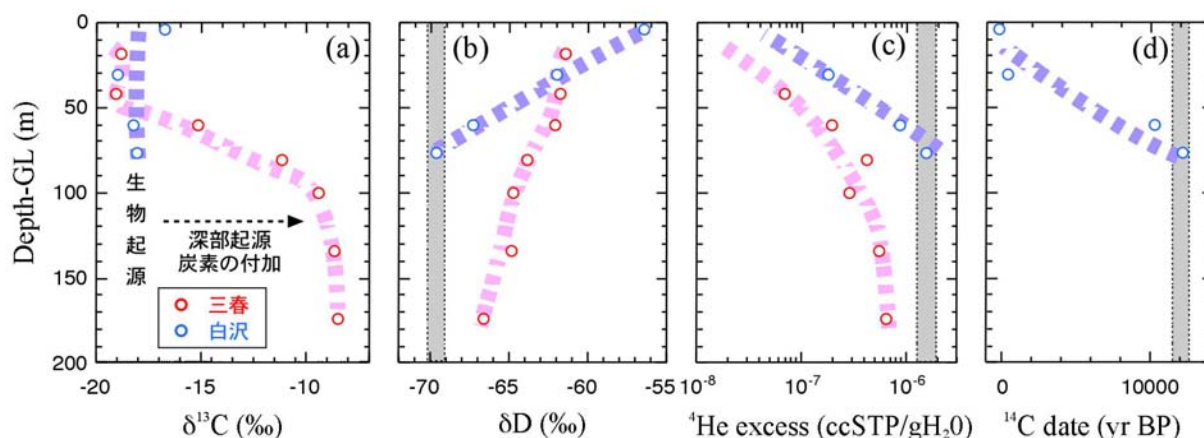


図3. 同位体の深度分布。(a)炭素安定同位体、(b)水素同位体、(c)過剰 ^4He 濃度、(d) ^{14}C 年代

P13 岩手山周辺地域における地下水流動系への マグマ性揮発性物質フラックス

大和田道子・風早康平・伊藤順一・高橋正明・森川徳敏・高橋浩・稲村明彦・仲間純子・
半田宙子・安原正也・塚本斉(地質情報研究部門)

1. はじめに

火山体は一般的に空隙を多く含み透水性が高く、地下水のリザーバとして機能する。火山周辺地域の地下水流動系は、火山体から放出されるマグマ性揮発性物質の散逸経路および運搬媒体として重要な役割を果たす。また、火山噴火が爆発的になるか非爆発的になるかを定める因子として、マグマ性揮発性物質が地下水系へ散逸できるか否かが関与している可能性がある(Woods and Koyaguchi, 1994)。火山周辺地域における地下水流動系へのマグマ性揮発性物質の散逸過程・範囲を明らかにし、火山体から放出されるマグマ性揮発性物質のフラックスを見積もることは、火山活動のモニタリングという観点からも重要となる。本発表では、これまでの研究から浅層地下水流動系が明らかになっている岩手火山において、地下水流動系へのマグマ性揮発性物質の散逸およびそのフラックスについて、地質構造との関連と併せて議論した結果を紹介する。

2. マグマ性揮発性物質の分布

現在の岩手火山は南側に最も古い山体を残し、北-東部には新しい火山体が存在する。地下水流動系は、数回にわたる山体崩壊によって形成された複雑な構造によって規制され、北-東斜面で排出される巨大な湧水(流量 50000ton/day)をはじめとする地下水は現在の山体の下に形成された火山体の崩壊面の方向に流下している(Kazahaya et al., 2000)。また、南西斜面には活断層である雫石盆地西縁断層帯が存在する。

地下水の化学組成・同位体組成の顕著な違いが、北-東斜面の巨大浅層地下水系を持つ地域と南西斜面の雫石盆地西縁断層帯周辺地域との間でみられた。北-東斜面の地下水の主要化学成分濃度は高く、ヘリウム同位体比もマグマ起源物質の寄与を受けていると考えられる高い比(1.1~4.1Ra ; $1Ra=1.4 \times 10^{-6}$ (大気組成))が存在する(図1)。これらの地域は、噴気活動がある山頂域を涵養源としており、涵養時にマグマ性揮発性物質が地下水系へ供給されていることを示唆する。一方、基盤である中生層に達する深度数百m程度の深層地下水のヘリウム同位体比は0.1-0.6Raと低く、浅層地下水とは孤立した水系を形成していると考えられる。北-東斜面とは対照的に、岩手山南西斜面の雫石盆地西縁断層近傍では、浅層地下水のみならず、第三紀層に達する深度約1000mの深層地下水についても、ヘリウム同位体比が高く1.7~5.3Raであった。このことから、同地域では、

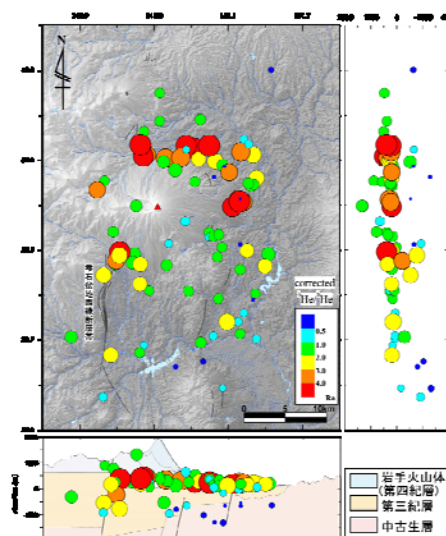


図1 ヘリウム同位体比分布
(大気補正後, $1Ra=1.4 \times 10^{-6}$; 大気組成)

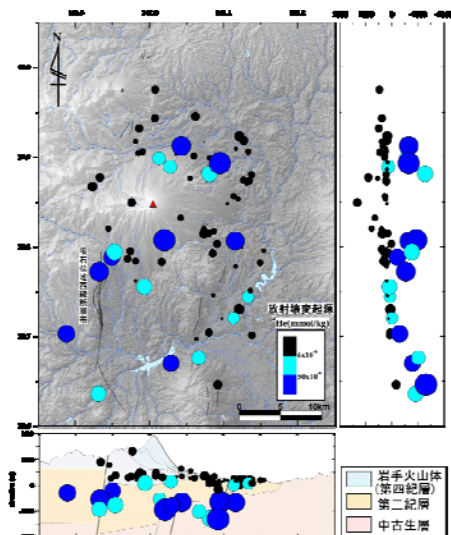


図2 放射壊変起源⁴He濃度分布

断層を経由したマグマ性揮発性物質の供給があると考えられる。

地下水の滞留時間と密接な関係がある放射壊変起源⁴He濃度は、火山体を含む第四紀層の浅層地下水で低く、第三紀層や中生層に存在する深層地下水で高い傾向があった。さらに、中生層の方が第三紀層よりさらに高かった(図2)。マグマ性³He濃度についても、放射壊変起源⁴He濃度と同様の傾向がみられた。放射壊変起源⁴He濃度が高いことは、深層地下水の滞留時間が長く、長期にわたる放射壊変起源⁴Heの付加があったことを示し、マグマ性揮発性物質についても同様に、基盤に達する深層地下水に長期にわたり蓄積しているといえる。

3. マグマ性揮発性物質のフラックス

地下水の化学組成・同位体組成の結果から、岩手山周辺地域の浅層・深層地下水へのマグマ性揮発性物質の散逸および蓄積が明らかとなった。火山体から放出されるマグマ性揮発性物質について定量的に地質構造と併せて議論するため、マグマ性³He濃度とヘリウム同位体組成を用いた地下水年代推定手法(Morikawa et al., 2005)を利用してマグマ性³Heのフラックスを見積もった。その結果、北-東斜面の巨大湧水、次いで浅層の山体を含む第四紀層および断層近傍の浅層・深層でフラックスが大きく、深層の第三紀層および中生層では小さかった(表1)。浅層地下水は、マグマ性³He濃度が低いフラックスが大きく、逆に深層地下水は濃度が高いがフラックスが小さかった。これは、滞留時間の違いが影響しているためである。以上をまとめると、岩手山から放出されるマグマ性揮発性物質の散逸の主要な経路は、浅層地下水系であり、さらに断層もその役割を果たす。また、地質構造の違いによって、地下水流動系の滞留時間・マグマ性揮発性物質のフラックスが異なることも明らかとなった。

表1 各地域におけるヘリウム同位体比、マグマ性³He濃度、滞留時間、フラックスの特徴

	北-東斜面 巨大地下水流動系			南西斜面 断層帯近傍	
	湧水	浅層	深層	浅層	深層
ヘリウム同位体比	高	高	低	高	高
マグマ性 ³ He濃度	高	低	高	高	高
滞留時間	-	短	長	短	長
フラックス	大	大	小	大	大

参考文献

Kazahaya, K., Yasuhara, M. and Sato, T. (2000) Groundwater flow system of Iwate volcano, Japan -An isotopic hydrological approach-, *Eos. Transactions, AGU*, 81, No.22

Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ⁴He concentration with helium isotopic ratios, 32, L02406, doi:10.29/2004GL021501

Woods, A. W. and Koyaguchi, T. (1994) Transitions between explosive and effusive eruptions of silicic magmas, *Nature*, 370, 641-644

P14 雲仙火山周辺の地下水の地球化学・水文学的研究： 地下水を介したマグマ性揮発性物質の散逸について

森川徳敏・風早康平・安原正也・高橋浩・稲村明彦・大和田道子（地質情報研究部門）・
河野忠（日本文理大）・大沢信二・由佐悠紀（京都大）・北岡豪一（岡山理大）

1. はじめに

雲仙火山は、琉球弧の火山フロントから約 100km 背弧側に位置する活火山であり、島原半島の中央部に位置する。活火山は、山体が若いこともあり、一般に空隙を多く含み透水性も高い。そのため、地下水の主涵養源であるとともに、大きなみずがめとなっている。東麓に広がる島原市においては多くの湧泉が発達しており、自噴井も含めると日量にして約 15 万トンの地下水が湧出している（太田，1973）。また、活火山周辺の地下水は噴火火道との相互作用、山体内での地下水流動中に遭遇するマグマ性揮発性物質の溶解などにより、マグマ性物質散逸の担い手となる。本講演では、ここ数年の雲仙地溝外を含む島原半島全域における地下水・湧水・河川水・降水の水質・同位体組成、流量観測などの調査データを基に、雲仙火山の地下水流動系について地下水を介したマグマ性揮発性物質の散逸量の見積もりを行った。また、半島内に多数胚胎する温泉水について溶存ヘリウム分析を行い、マグマ性ヘリウムの分布と深層での火山性ガスフラックスとの関連性についての結果を報告する。

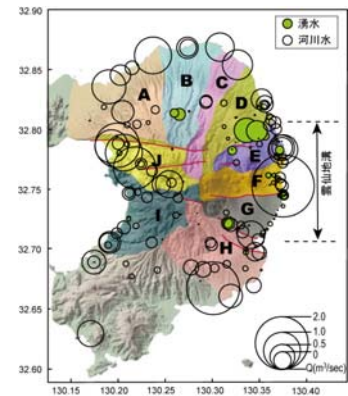


図 1 雲仙火山周辺の地下水系区分。図中の○の大きさは河川及び湧水の流量を示す。

2. 雲仙火山周辺の地下水系区分および、地下水の化学・同位体組成

雲仙地溝内においては、地下水は地質構造に規制されて流動している。普賢岳・平成新山を主涵養源とする地下水

は、地溝内を東に流下し、島原市内において湧水として集中排水されている。一方、古い山体の多い西側では、小規模な河川系が発達している。雲仙地溝外の水系区分を図 1 に示した。

水素同位体比は、地域間で違いが見られた。しかし、各地域とも 10‰ 前後の狭い範囲に集中している。地溝内部と外部では地下水流動系は独立、かつ、各地下水流動系内では地下水は流動中によく混合していることを反映していると思われる。地溝内東側における天水の同位体比の深度分布からは、鉛直方向についても同様の結論が得られている（安原ほか，2002）。

陰イオン溶存成分の地域的バリエーションは顕著である。地溝内では HCO_3^- 濃度が高い傾向があり、かつ濃度分布は変化に富んでいる（図 2）。一方、地溝内の Cl^- および SO_4^{2-} 濃度は低く、むしろ地溝外側において高い傾向がある。地溝外側では比較的畑地が多

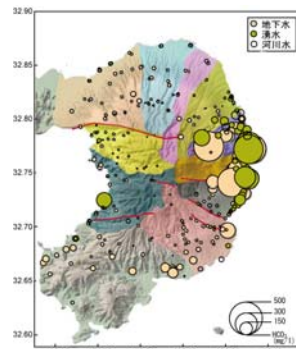


図 2 地下水・湧水・河川水の HCO_3^- 濃度。

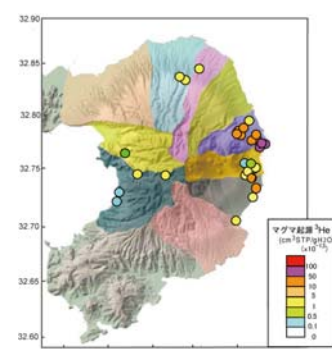


図 3 地下水・湧水のマグマ起源 ^3He 濃度。

く、人為汚染の影響などが考えられる。ヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) は、地域間で大きな違いが見られた。地溝東部の地下水においては、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高く、マグマ起源である ^3He の濃度が高い(図 3)。地下水が流動中によく混合していることを考えると、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と HCO_3^- 濃度のバリエーションは、断層などの断層系に沿って深部より上昇してきたマグマ起源を含むガスが地下水に付加されていることを示唆する。

3. 地下水を介したマグマ性揮発性物質散逸量

各地域の降水量・蒸発散量・表面流出量から見積もった地下水の河川・海域への流出量と化学組成を基に、C・S・Cl・ ^3He などマグマ起源ガスに由来すると思われる成分の、地下水を介した地表への散逸量を地下水系ごとに見積もった(図 4)。SとClの散逸量は雲仙火山噴火時のガス組成に比べると非常に少ない。それに比べてややCや ^3He が高いのは、揮発性の高いこれらの成分が深部で脱ガス・上昇したためと思われる。これらの元素が島原半島東部の地溝内において顕著である(Kazahaya et al., 2005)。

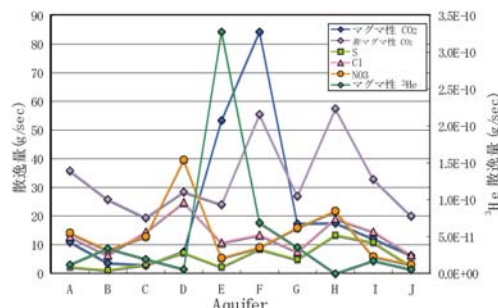


図 4 地下水を介したマグマ性揮発性物質散逸量。

4. 温泉水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比分布及び、深層でのマグマ起源ガスフラックス

雲仙火山周辺の温泉水のヘリウムを分析したところ、成層火山に見られる特徴とは異なる特異な分布を示した。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、地溝内で西から東に向かって高くなる傾向が見られた(図 5)。通常、火口から遠ざかるにつれマグマ起源の ^3He の影響が薄まり、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は低くなる。全体として雲仙火山においてもその傾向が見られるが、地溝内東側に胚胎する島原温泉のみこの傾向から外れ、最も高い比を示している(図 6)。島原温泉周辺では、浅層地下水も $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高い。これは、温泉の滞留時間の違いによる地殻起源 ^4He の付加量の違いあるいはマグマ起源ガスのフラックスの違いを反映しているものと思われる。温泉水の滞留時間および $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の関係から推定したところ、島原温泉では他の温泉よりも数倍高い ^3He フラックスが計算された。この傾向は、前項に示した浅層地下水の結果と一致する。

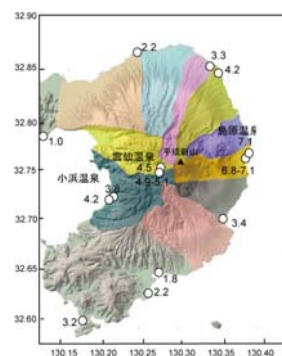


図 5 島原半島に胚胎する温泉の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比。単位はRa。大気補正後の値を記載。

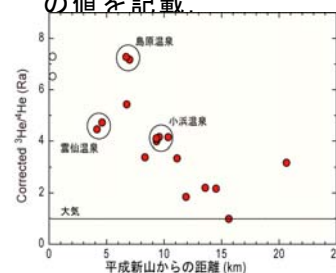


図 6 温泉の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比と平成新山からの距離の関係。

参考文献

太田一也 (1973) 島原半島における温泉に地質学的研究. 九大島原火山観測所研報, 8, 1-33.
 安原正也ほか(2002)雲仙火山の水理構造, 月刊地球, 282, 849-857.
 Kazahaya et al. (2005) Groundwater flow system around Unzen volcano, SW Japan: Application to magmatic volatile dispersion. *Unzen International workshop 2005*, 75-76.

P15 想定東海地震の前兆すべりに対する産総研地下水観測網の検知能力

松本則夫（地質情報研究部門）

1. 想定されている「東海地震」とは

日本列島の南側にある駿河・南海トラフ沿いに、図1のように巨大地震が100～150年ごとに発生している。このうち、図1のE領域が1944年東南海地震の時に破壊されなかった。このE領域を震源域として発生すると考えられているのが「東海地震」である。地震の規模（マグニチュード）は8程度と考えられている。東海地震の想定震源域は図2の黄色の領域である。東海地震の前兆現象を捉えるために、気象庁などにより、地震や地殻変動の観測が整備されており、観測データの24時間体制による監視も行われている。現状では、東海地震は日本で予知できる可能性がある唯一の地震である（気象庁，2003）。

2. 東海地震と地下水観測

産総研・地質調査総合センターでは、東海地震の想定震源域近くに10地点15本の地下水観測井を展開しており（図2上側）、国の東海地震予知計画の一端を担ってきた。

地下水観測には、主に150～340mの深井戸を用いている。地下水位のほか、気圧・雨量なども計測し、観測したデータは直ちに茨城県つくば市の産業技術総合研究所に送信される。その後、主な観測データは気象庁に送られ、24時間監視が行われている。

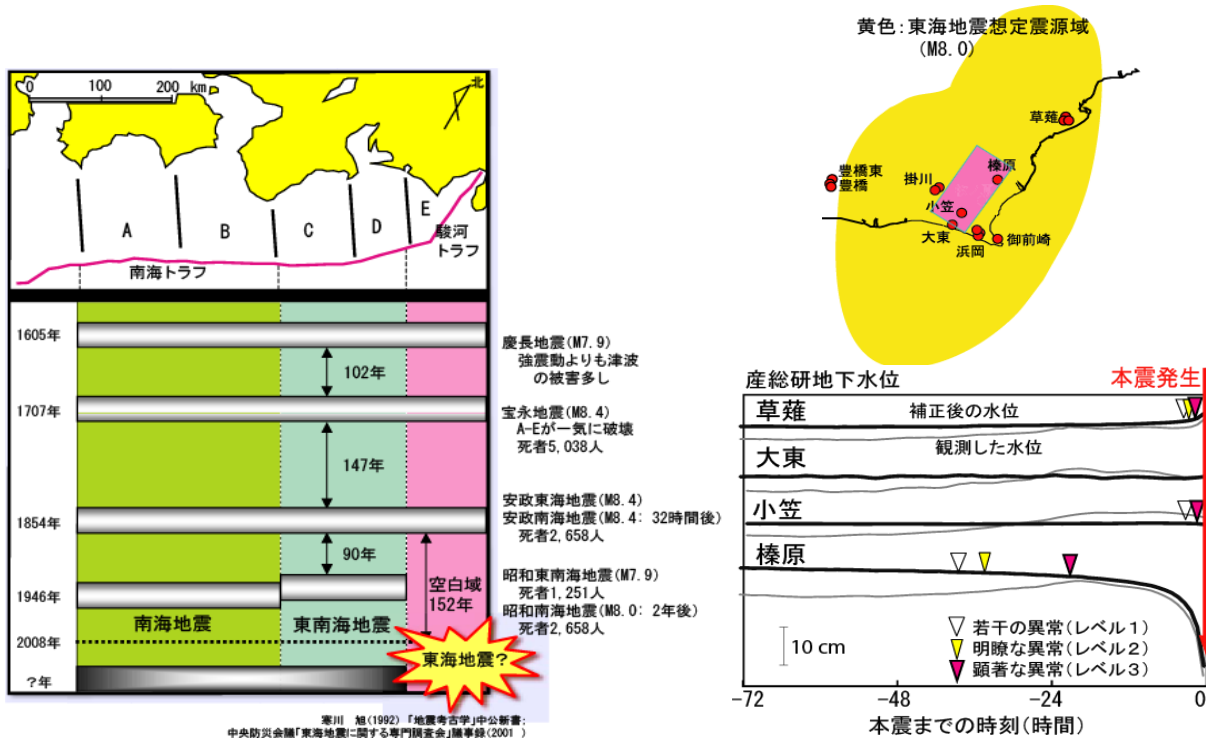


図1 南海・駿河トラフで発生した地震。E領域で発生する地震を「東海地震」と呼ぶ

図2 (上) 産総研の地下水観測点および東海地震の想定震源域(黄色)。(下) M6.5相当の前兆すべりがピンク色の場所で発生した場合の4か所の井戸における地下水位変化の推定値

なお、地下水位は気圧・地球潮汐・降雨によっても変化するため、最新の統計学的手法をもちいて、観測した地下水位から気圧・潮汐・降雨などの変化を取り除く方法を開発し

た(Matsumoto et al., 2003). 観測したデータが異常かどうかを判定する際には, 上記のデータ解析後の地下水位を用いている(図 2 下側の観測した水位/補正後の水位を参照).

3. 東海地震前に想定される地下水位の動き

最新の研究(Kato and Hirasawa, 1999)から, 東海地震の前に, 地下深くにある上側と下側のプレートの間で「はがれ」が起こり, 地震を発生させないゆっくりとしたすべり(前兆すべり=プレスリップ)が起こる可能性があることが示された. このような地下の動きがある場合に, 井戸の地下水位をコンピュータで計算した一例が図 2 (下側)である. 榛原観測井の真下のプレート境界で M6.5 の地震に相当する前兆すべりが起こった場合, 榛原観測井の地下水位が減少し, 草薙観測井の地下水位が上昇する。「顕著な異常」が観測されるのは, 榛原観測井で本震発生前の 20 時間前, 草薙観測井で 2 時間前であった.

4. 東海地震前の前兆すべりに対する地下水位観測網の検知能力

M6.5・M6 または M5.5 に相当する大きさの前兆すべりが東海地震の想定震源域の任意の場所で発生した場合, 産総研の地下水位観測網を用いて, 前兆すべりに起因する地下水位の「若干の異常」(図 2 下側参照)を捉えることができるかを検討した.

図 3 に M6.5 に相当する前兆すべりが東海地震の想定震源域の任意の四角で示した場所で発生した場合, それぞれの場所の前兆すべりによって, 産総研の地下水位観測網のどれか 2 本の井戸で地下水位の「若干の異常」を本震の何時間前に観測できるかを示す. 図 3 の薄い灰色~灰色で示した 92 の場所のうちの一つで M6.5 相当の前兆すべりが発生した場合には, 本震より 1~15 時間程度前に地下水位異常を検出できることがわかった. また, M6 や M5.5 に相当する前兆すべりが発生した場合には, 観測井の近傍で地下水位の「若干の変動」を観測できることが明らかとなった.

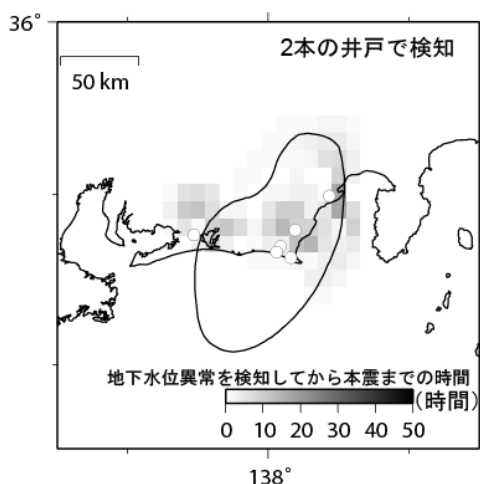


図 3 東海地震の想定震源域の任意の場所で, M6.5 に相当する前兆すべりを仮定する. それぞれの場所の前兆すべりによって, 産総研の井戸のいずれか 2 本で, 地下水位の「若干の変動」を本震の何時間前に観測できるかを白~灰~黒色で示す. この図では, いちばん濃い灰色の場所で前兆すべりが発生すれば, 本震より 17 時間前に地下水位異常を検出できることを示している

参考文献

中央防災会議(2001) 中央防災会議「東南海・南海地震等に関する専門調査会」第 1 回資料 2, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/1/siryou2.pdf>

Kato, N. and Hirasawa, T. (1999) A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 1401-1417.

気象庁(2003) 東海地震に関する基礎知識, http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/press/hantekai/index.html

Matsumoto, N., Kitagawa G. and Roeloffs, E. A. (2003) Hydrologic response to earthquakes in the Haibara well, central Japan: I. Groundwater-level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall, and tidal responses, *Geophys. J. Int.*, 155, 885-898.

P16 断層の修復過程を透水性の時間変化によってモニターする

北川有一（地質情報研究部門）・藤森邦夫（京都大学）・向井厚志（奈良産業大学）
加納靖之（京都大学）・小泉尚嗣（地質情報研究部門）

1. はじめに

大地震が起きた時、すべった断層面とその周辺の岩盤は破碎・変形を受けます。その後、岩盤の破碎状態が回復し、地震前の状態に戻っていくと考えられます。これは断層帯が強度を回復していく過程の一部として起きていると思われます。この回復過程を検出する方法はいくつか考えられます。一つは断層帯の地震波速度の時間変化を測定する方法です。それは破碎されているほど地震波は遅くなるからです。地震発生後、段々とその地震断層帯の地震波速度が上昇することが確認されています (Vidale and Li, 2003)。他には断層帯の透水性(水の流れ易さ)の時間変化を測定する方法があります。地震発生時の破碎・変形によって岩盤には空隙が生じると考えられるからです。空隙が多いほど岩盤の透水性は大きいと考えられますので、透水性が岩盤の破碎状態の目安になると思われます。地震発生時に岩盤の透水性が大きくなることは知られています (Rojstaczer and Wolf, 1992 など)。そして地震後は段々と透水性が小さくなることが予想されます。本報告では、地震後に断層帯の透水性が悪くなることを検出する試みである繰り返し注水実験について紹介します。1995 年兵庫県南部地震後の断層の回復過程の検出を目指し、この地震断層の一部である野島断層の近くで注水実験が実施されました。これは直接的な手法による地震後の断層帯の時間変化を測定する世界で初めての試みです。

2. 注水実験の概要と結果

兵庫県淡路島にある野島断層および分岐断層の近くに 3 本のボーリング孔の掘削が行われました (第 1 図, 第 2 図)。注水実験は 1997 年、2000 年、2003 年、2004 年、2006 年の 5 回行われました。実験では、1800m 孔の深さ 540m 付近から岩盤に水が注入されました。800m 孔の地下水を測定することで、注入された水が岩盤の中をどう広がっていくかを検出し、岩盤の透水性の推定を試みました。800m 孔は深さ 785 ~ 791m の範囲が裸孔で、この深さの地下水を測定しています。この孔では管頭を開放すると自噴するほど地下水位 (間隙水圧) が高い状態です。2000 年 8 月までは管頭を解放しての湧水量の測定を、それ以降は密閉しての地下水位 (地下水位を地下水位に換算して示しています) の測定を行っています。注水実験前後の 800m 孔での湧水量・地下水位の測定結果を第 3 図に示します。湧水量・地下水位は、注水実験中に増加し、注水実験終了後に減少しました。これらの変化は注水実験ごとに異なり、岩盤の透水性を反映します。岩盤の透水性を推定するために、水の拡散を数値計算し、観測結果との比較を行いました。水が拡散できる範囲は分岐断層東側の破碎領域と考えられるので、二次元構造モデルによる拡散方程式を用いて数値計算しました。その結果、1997 年から 2003 年までは岩盤の透水性が小さくなり、2003 年以降は岩盤の透水性に明確な変化が見られないことが分かりました (第 4 図)。2003 年頃までに断層破碎帯の強度回復の進行が一段落したと推測されます。

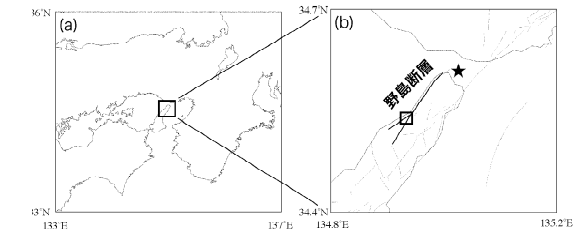
3. おわりに

淡路島内で 1995 年兵庫県南部地震後に見られた低地での湧水の増加や高地での地下水位の低下から、1995 年兵庫県南部地震時には淡路島北部全域の岩盤の透水性が大きくなったと推定されます (Sato et al., 2000)。Tokunaga (1999) は、モデル解析により、淡路島北部地域の透水性が地震後は地震前の 5 倍以上の大きさになったと推定しています。彼らの研究成果は、本報告の断層近傍だけの透水性を表した結果ではありませんが、断層近傍の透水性も地震時に大きくなったと考えられます。本報告の注水実験では、地震後 6 年間で透水係数が半分以下に減ったことが分かりました。これは地震時に大きくなった岩盤の透水性が地震前

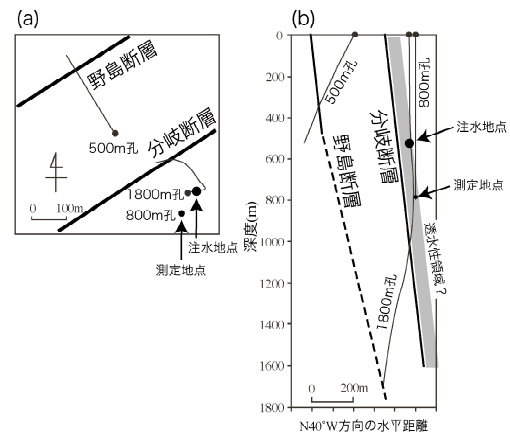
の状態に戻っていく過程を表していると思われます。地震後の透水性の変化を把握することは、岩盤の破碎状態や岩盤にかかる力(応力)の状態を知る手掛かりになります。今回得られた結果を基に、地震後に断層がどう変化したのか考察していきます。

参考文献

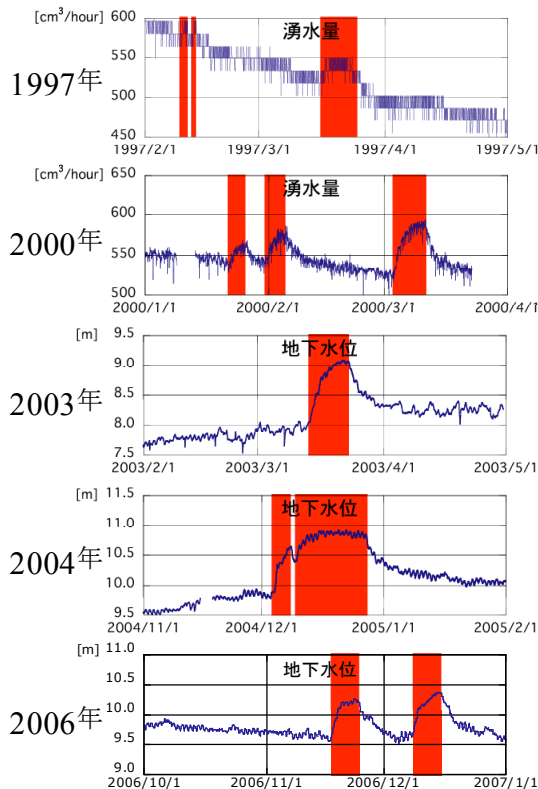
Rojstaczer S. and S. Wolf (1992) Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California. *Geology*, **20**, 211-214.
 Sato T., R. Sakai, K. Furuya, and T. Kodama (2000) Coseismic spring flow changes associated with the 1995 Kobe Earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1219-1222.
 Tokunaga T. (1999) Modeling of earthquake-induced hydrological changes and possible permeability enhancement due to the 17 January 1995 Kobe earthquake, Japan. *Jour. Hydrol.*, **223**, 221-229.
 Vidale J.E. and Y.-G. Li (2003) Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake. *Nature*, **421**, 524-526.



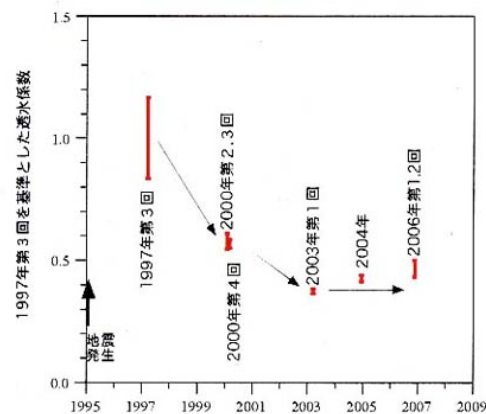
第1図 観測サイトの位置. 四角は観測サイトが含まれる領域を示す.



第2図 ボーリング孔の概要
(a) 水平面図 (b) 鉛直断面図



第3図 800m 孔での測定結果
赤色は注水実験が行われた時期を示す



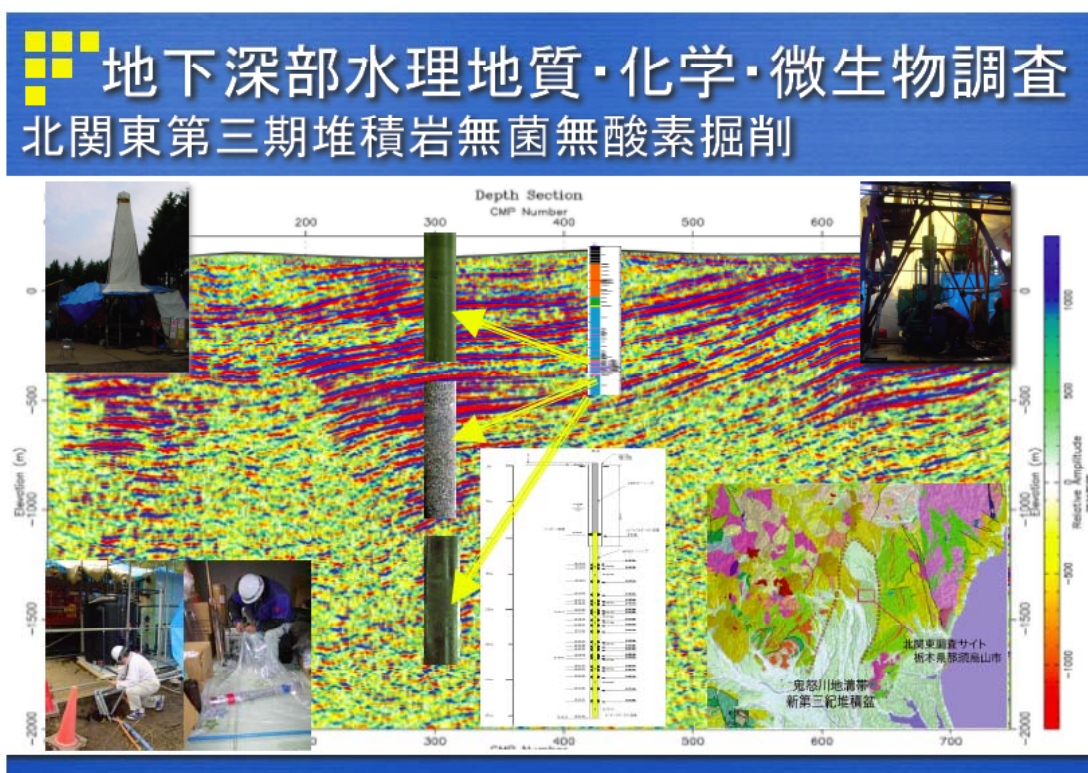
第4図 注水実験により推定された透水性係数の時間変化

P17 地下水から紐解く地下生物圏の実態

鈴木庸平・須甲武志・竹野直人・伊藤一誠（地圏資源環境研究部門）
高橋正明（地質情報研究部門）

1. はじめに

地下環境はその広がりから植物から主に成る表層生物圏に匹敵するバイオマスが存在すると推定される。地下生物圏は表層とは異なる原核生物(微生物)ワールドであり生態自体に未知な部分が多い。また、微生物は地下の物質循環においても重要な役割を果たしている事が知られる。地下微生物の生態と物質循環への影響解明は、地下環境の表層生物圏からの隔離機能を評価するに留まらず、微生物作用を利用した新たなエネルギー資源の獲得や新規鉱床生成理論の解明に繋がる事も期待される。しかし、地下微生物研究のために表層からの微生物汚染を評価した深部掘削は国内において指で数えられる程度しか実施されていない。一方、国内には数多くの深井戸が存在し地下水(温泉水)中の微生物を採集する事が可能である。地下水が持つ地下微生物の情報を評価するためにGL350m級の無菌無酸素掘削を行い、掘削により取得したコアや掘削流体による地下微生物評価手法と掘削後ボアホールに設置した多区間間隙水圧モニタリング装置(マルチパッカ)から採集した地下水による地下微生物評価法の比較検討を行った。

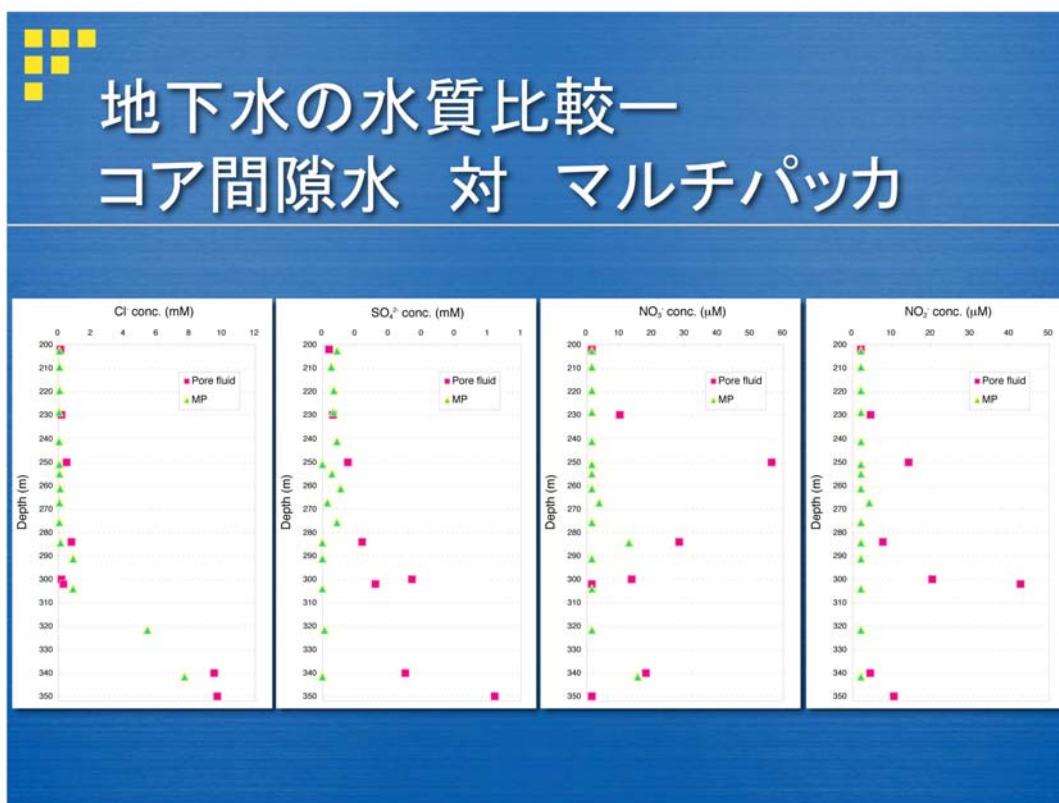


2. 結果・考察

微生物の代謝活動に利用されない塩化物イオン等は、間隙水とマルチパッカから採水された地下水でプロファイルはほぼ同じであった。一方、微生物代謝に用いられる硫酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩イオンはコア間隙水中に含まれていたが、マルチパッカから採水した地下水中にはほとんど検出されなかった。

岩層内の地下微生物を評価するために、掘削直後に採水した掘削流体から DNA を抽出し分子生物学的手法により微生物群集を解析した。また、マルチパッカから採水した地下水からも同様に微生物群集を解析した。結果として、それぞれの水質の違いを反映した異なる微生物群集が形成している事が明らかになった。すなわち、硝酸塩や硫酸塩イオンが共存するコア中にはエネルギー獲得する上で有利な硝酸塩還元微生物が優占し、硝酸塩や硫酸塩イオンが含まれないマルチパッカの地下水では発酵細菌が優占し硫酸還元細菌も検出された。以上の結果から、掘削孔内に滞留する地下水では岩層内とは異なる地下微生物が棲息する可能性が示された。この違いは岩層中の棲息空間の制約から解放された結果、ホアホール内で微生物活動が活発化した事に起因していると考えている。

今後、揚水により滞留地下水を湧出地層水で希釈し、岩層内に棲息する地下微生物の情報を評価できるかについて検討を行う予定である。



P18 地質媒体の物質移行特性評価技術に関する研究

竹田幹郎・張 銘（地圏資源環境研究部門）

1. はじめに

水や物質の地下での移動を調査することは、地下流体資源の採取や地下汚染対策などで行われてきており、近年の資源循環による持続的利用や地下環境の保全・修復への関心の高まりとともにその重要性は増してきている。一方、温暖化対策としての二酸化炭素の地中貯留や原子力発電により生じる放射性廃棄物の地層処分では、それら物質の長期に亘る安全・安定な隔離が期待されており、ここにおいても深地層を含む広域的な地下水循環とそれにとまなう物質移行の理解（以下、地下水も物質に含め物質移行）が必要とされている。

地下での物質移行には循環系や着目する物質にもよるが多くの要因・現象が関係するためそれらの調査データを有機的に解釈し評価しなくてはならない。本研究では物質移行の主現象である移流、分散、拡散に関連する地層(地質媒体)の特性を測定する試験技術の開発にあたって、地質媒体に応じた試験方法・解析方法の選択を可能とするよう進めるとともに、既存試験法も含めた物質移行特性の評価技術の体系化を進めてきている。

物質移行特性の測定は主にボーリング孔での調査、掘削コアを用いる室内試験などにより行われ、直接的な評価技術としては透水試験、トレーサー試験、拡散試験があり、各試験にも複数の試験法がある。通常、試験法は類似地質媒体への実績などにより選択され、実験データは試験条件・手順などを簡易にモデル化した数値解あるいは解析解で解析される。本研究では試験法の選択基準に対する理論的な裏づけや簡易モデル適用時の有効条件、潜在的誤差などの定量化も上記の試験に対して行ってきた。本稿では代表的な室内拡散試験について行った理論解析を紹介する。

2. 室内拡散試験に対する理論解析

2.1 検証項目及び方法

拡散試験では試験体内にトレーサーを拡散させ、これに伴う試験体内部あるいは溶液槽内の濃度変化を計測・解析し試験体の拡散性、吸着性を測定する(図-1)。試験体両端の条件により試験体内の拡散現象は制御される。境界条件を基準に各試験法を表-1に示す。拡散試験では試験法や試験条件によってデータ取得に数十日以上を要する場合もあるため、試験体とトレーサーに応じた試験設計が必要である。実験データの解析には試験体を半無限長と仮定するなど、簡易なモデル

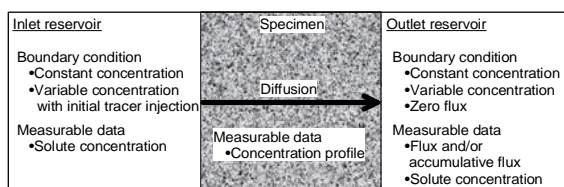


図-1 代表的な拡散試験法の概念図

表-1 拡散試験の境界条件と計測データ

		Boundary condition in the inlet reservoir	
		Constant concentration	Variable concentration with initial tracer injection
Boundary condition at the outlet end of specimen	Constant concentration	Constant inlet concentration-constant outlet concentration method (CC-CC) 	Variable inlet concentration-constant outlet concentration method (VC-CC)
	Variable concentration	Constant inlet concentration-variable outlet concentration method (CC-VC) 	Variable inlet concentration-variable outlet concentration method (VC-VC)
Zero flux	Variable concentration	Constant inlet concentration-zero outlet flux method (CC-NF) not available	Variable inlet concentration-zero outlet flux method (VC-NF)

C_0 : constant and initial concentrations in inlet reservoirs for the cases of constant and variable inlet concentration, respectively; C_{eq} : concentration at equilibrium state; D_e and α : effective diffusion coefficient and capacity factor of specimen; A and L : cross-sectional area and length of specimen.

が用いられることが多い。

各試験法の解析モデルを統一した無次元パラメータにより再定式化した結果，試験体のトレーサー吸着能と溶液槽体積の比で表される無次元パラメータ（以下， β ）を基準に試験時間の比較，簡易モデルの有効条件，潜在誤差の定量的な評価が可能となった（例えば，Takeda et al., 2006）。

2.2 検証結果

無次元スケールにおいて各試験法における実験条件は β に代表される。 β の値はトレーサーの吸着性に反比例し，通常の室内実験では概ね $10^{-3} \sim 10^3$ の値をとる。以下詳細は割愛するが，図-2 に示すように β を基準に各試験法の所要時間が比較可能である。表-1 中の CC-VC 試験法については準定常モデルで試験評価した場合の実効拡散係数 D_e の潜在誤差が図-3 に示すように各 β の値に対して評価できる。表-1 中の VC-VC 試験法に対しても図-4 に示すように簡易モデルの適用範囲が β を基準に判定可能である。

3. おわりに

各試験法の試験時間の比較及び簡易モデルの有効条件の検証は，境界条件による試験の制御と対応する計測データを関係付ける条件の数を統一した無次元パラメータで最小化することにより効率的に行える。上で示した結果は実際の試験設計及び試験評価の際に β の値を概算することにより適用でき，既に行った実験に対しても取得データの考察，信頼性の検討等役立つ。

本稿で紹介した無次元解析モデルを用いた試験法相互の比較，評価モデルの検証は室内拡散試験だけではなく，トレーサー試験，透水試験等に広く適用可能である。

4. 参考文献

Takeda, M., Zhang, M. and Nakajima, H. (2006) Strategies for solving potential problems associated with laboratory diffusion and batch experiments-part 2: Future improvements: Proc. Waste Management Symposium 2007.

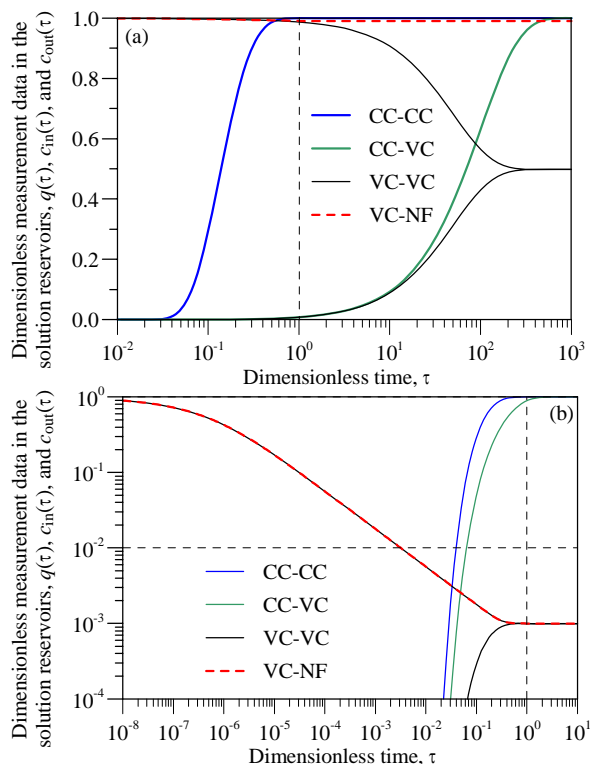


図-2 無次元スケールにおける試験時間
(a) = 10^3 (b) = 10^{-3}

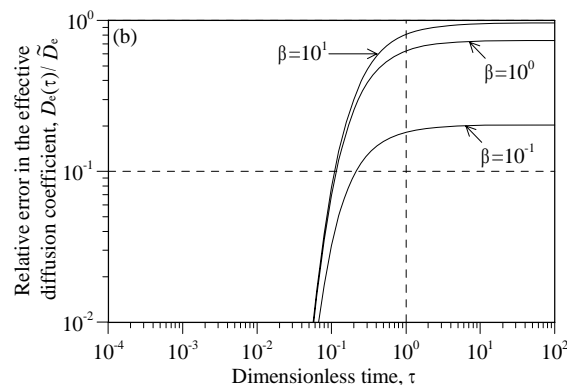


図-3 準定常モデルによる評価誤差

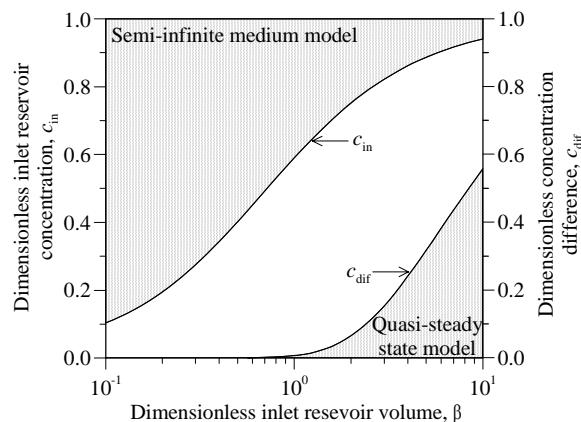


図-4 簡易モデルの有効条件

(追加資料)

黒田和男「わが国における地下水研究の流れと今後への期待」

引用文献

1. 地下水調査の始め

開港・築港工事：港湾工事の影響評価

ナウマン（1883）：堺市街井水改良考按．地質調査所明治16年報第1号．

水道工事影響：導水路工事の影響調査

河野 密（1912）：神奈川県中野村及び太井村地質，井水調査．地質調査所報告36号

河野 密（1914）：相模津久見郡又野，三ツ木，串川三箇村飲用水調査報文．地質調査所報告47号．

都市環境：地下水汚染の調査と評価

コルシェルト（1883）：東京府下用水分析．地質調査所明治16年報第1号．

都市環境：広域地表路査

鈴木 敏（1888）：二万分の一東京地質図及び同説明書「地質と水脈の関係」．

2. 新規の井戸掘削による地下地質調査を実施した調査(水質分析付)

地震予知研究：東京大学構内深井戸

吉田彦六郎（1884）：深井穿掘に関する報告．震災予防調査会報告，2，144-147．

都市環境及び水道工事影響：試錐調査と評価

比企 忠（1901）：京都市地質調査．地質学雑誌，8，453-464，506-542．

中尾清蔵（1925）：札幌平野の地下水並びに其の構成鉱物概報．地学雑誌，37，681-694．

3. 地下水面等高線図を公表した調査

福富忠男（1924）：札幌市地下水に就いて（予報）．地質学雑誌，35，382-387．

4. 温泉・地下水理等に関する観測研究

京都大学理学部附属地球物理研究所（別府） 1926（大正15）年10月28日 会所式

5. 単行本

君島八郎（1919）：地表水及び地下水．河海工学第2篇．丸善．

納富重雄（1927）：水．三省堂．

神原信一郎（1929）：富士山の地質と水理．博進堂．

鈴木昌吉（1931）：地下水概論．岩波講座〔地理学〕，岩波書店．

阿部謙夫（1933）：水文学．岩波講座〔地質学・古生物学，鉱物学・岩石学〕，岩波書店．

福富忠男（1933）：地下水（専ら飲料用地下水に就て）．岩波講座〔地質学・古生物学，鉱物学・岩石学〕，岩波書店．

君島八郎（1934）：地下水（改著）．河海工学第2篇．丸善．

酒井軍治郎（1941）：地下水調査法．古今書院．

吉村信吉 (1942) : 地下水. 河出書房.

6. 紹介

阿部謙夫 (1930) : 水文学 (Hydrology) に就て. 地質学雑誌, 37, 388-391.

鈴木昌吉 (1931) : 地下水に就いて. 地学雑誌, 33, 204-211, 267-277.

上野益三 (1933) : 陸水学の意義とその内容. 科学, 3, 121-124.

7. 主な論文・報文

西尾銈次郎 (1926) : 都市鑿泉に就ての地質学的考察. 日本鉱業会誌, 41, 126-135

吉田弥七 (1928) : 影響円の半径に関する新研究. 土木学会誌, 14, 143-149.

吉田弥七 (1931-33) : 水源としての地下水利用に就て. 土木学会誌, 17, 143-149, 1205-1217,
18, 33-104, 19, 803-853.

菊池英彦 (1932) : 我国河川の流量に就て. 土木学会誌, 18, 919-938.

田中治雄 (1938) : 深井戸の産水量及び削泉井の色度に関する二三の考察. 地学雑誌, 52,
422-429.

藤田勇雄 (1957a) : 松雄鉦山附近の陸水 (1) 特に地表水, 地下水, 坑内水の相互関係に
就いて. 地学研究, 8, 169-172.

藤田勇雄 (1957b) : 松尾鉦山附近の陸水 (2) 特に坑内水について. 地学研究, 9, 165-176.

8. 海外文献

Darcy, H. (1856): Les fontaines publiques de la vill de Di jonnn.

Thiem, G. (1906): Hydrologische Netode, Leipzig.

Smreker, O. (1914): Das Grundwasser, seine Erscheinungsformen, Bewegungsgetetze
und Mengenestimmung, Leiqzig und Berlin.

Brinkhaus, P. (1920): Anlagen zur Gewinnung von natürlichen und künstlichen
Grundwasser, Munchen und Berlin.

Terzaghi, K. (1925): Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage, Leipzig.

Theis, C. V. (1935): The relation between the lowering of the piezometricsurface and
the rate and duration of a well using groundwater storage, Trans.
Amer. Geophys. Union.

Jacob, C. E. (1940): On the fiow of water in an elastic artesian aquifer, Trans. Amer.
Geophys. Union. 21(4).

Wenzel, L. K. (1942): Method for determinating permeability of waterbearinng
materials with special reference to discharging-well methods, USGS,
Water Supply Paper, 887.

Jacob, C. E. (1946): Radial flow in a leaky artesian aquifer, Trans. Amer. Geophys.
Union. 27(2).

Hantush, M. S. (1955): Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers, Trans.
Amer. Geophys. Union, 37, 702-714.

Téth, J. (1962): A theory of groundwater motion in small drainage basin in Central Alberta, Jour. Geophys. Res., 67, 4375-4387.

Téth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin, Jour. Geophys. Res., 68, 4795-4812.

9. 戦後の参考書

酒井軍治郎 (1950) : 地下水調査法 (3訂). 古今書院.

山本荘毅 (1953) : 地下水調査法. 形成選書. 古今書院.

蔵田廷男 (1953) : 水理地質学. 朝倉書店.

村下敏夫 (1962) : 地下水学要論. 昭晃堂.

山本荘毅 (1962) : 地下水探査法. 地球出版.

酒井軍治郎 (1950) : 地下水学. 朝倉書店.

酒井軍治郎 (1950) : 応用地下水学. 朝倉書店.

メースン, B, 半谷高久訳 (1954) : 地球化学概説. みすず書房.

参考文献

石井武政 (1982) : 地質調査所における応用地質調査業務の歴史—地下水・表流水の調査研究. 地質ニュース, 339, 41-50.

山本荘毅 (1978) : 日本における水文学の発達. 地理学評論, 51, 517-527.

株式会社日さく社史編纂委員会編集 (1981) : 七十年史 (社史). 株式会社日さく.

村下敏夫 (1958) : 水井戸のはなし. 地下の科学シリーズ 15, ラティス.

日本地下水学会編集 (1981) : 地下水—地下水をめぐる今日の諸問題— (日本地下水学会創立 25 周年記念出版物). 日本地下水学会.

黒田和男 (1986) : 採掘跡空洞から流出する地下水の水源調査. 地下水技術, 28 (8), 1-12.

黒田和男 (2004) : 東大構内深井戸の水位—計画から昭和 20 年代までの変遷—. 地下水技術, 46 (8), 9-17.

黒田和男 (2004) : 地下水の水質とその起源. 地下水技術, 46 (12), 3-20.

黒田和男 (2005) : 湛水した金属鉱山採掘跡の「洞穴水」に係る模型実験. 地下水技術, 47 (3), 1-14.

黒田和男 (2005) : 京大別府地球物理学研究所設立当初の研究—観測研究の成果としての層状泉の認識と処女水比率—. 地下水技術, 47 (6), 16-26.

黒田和男 (2005) : 京大別府地球物理学研究所設立当初の研究続編—地温のみによる温泉の可能性について—. 地下水技術, 7 (9), 17-22.

黒田和男 (2006) : コルシエルトの東京府下用水分析報告—明治 15 年頃の飲料用地下水に関する調査と提案—. 地下水技術, 48 (2), 11-23.

黒田和男 (2006) : 日本列島における地下水中の砒素のバックグラウンド値に関する若干の覚書. 地下水技術, 48 (5), 9-16.

黒田和男 (2006) : 金属鉱床地帯の地下水流出からみた流水中の重金属溶存量について.

地下水技術, 48 (9), 11-21.

黒田和男 (2007) : 地下水水質年表からみる関東平野北部の地下水水質変動 (地盤沈下に関連して). 地下水技術, 49 (9), 21-31.

黒田和男 (2007) : 地下水位年表からみる関東平野北部の地下水現況 (地盤沈下に関連して). 地下水技術, 49 (10), 9-24.

黒田和男 (2007) : 生活用水としての地下水考. 地下水技術, 49 (2), 13-22.

国土交通省・水資源局水資源局水資源政策課 (2007) : 「今後の地下水利用のあり方に関する懇談会」報告の紹介. 地下水技術, 49 (6), 3-10.

- 1 天空の水滴 (雲)
- 2 水滴下界へ (雨)
- 3 雲と雨の同族 (霧、霞、露、霜、虹、光環と暈)
- 4 雨水固化せば (雪、万年雪と氷河、冰山と流氷、天然氷と人造氷)
- 5 地表水の流動時代 (河)
- 6 地表水の休養時代 (湖沼)
- 7 雨水の潜行時代
 - (1) 潜行の難易を支配するもの
 - (2) 活動期
 - 二様の破壊作用
 - 建設期
 - (3) 潜行水再び地表へ
 - 自然水
 - 井水
 - (4) 水質浄化剤の色々
- 8 雨水と処女水の成せる児
 - (1) 人の湯に親しむは昔から
 - (2) 処女水とは
 - (3) 鋼泉の戸籍調べ
 - (4) 変形児間歇泉
 - (5) 温泉も報恩す
- 9 都市を廻る時代
 - (1) 浄き水
 - 上水道の沿革
 - 水源に二重あり
 - 水路の悩み
 - 我らの口に入るまで
 - 塩素の発見と消毒法
 - 使われる水
 - (2) 汚き水
 - (3) 運河
- 10 生物と無生物を廻る時代
 - (1) 人体を廻る水
 - (2) 植物体を廻る水
 - (3) 鉱物体を廻る水
 - 鉱物も水と離れ得ぬ
 - 石炭石油が水と共出する理由

冷水に依る鉱床
熱水に依る鉱床
鉱物と文化

- 11 地表地下雨水の休養時代 <海>
12 結び