

3. 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

中深度処分では、水理地質構造、地球化学環境等をふまえて、廃棄物埋設地から生活圏に至る地下水の流動経路を考慮し、廃棄物埋設地の設置場所が選定されると考えられる。そこで、隆起・侵食等の地形変動や岩盤性状が地下水流動評価に与える影響を判断するための評価手法の整備として、以下の項目の検討を実施する。

- (1) 地下水流動に影響を与える地質学的要因に関する既存知見の整理と課題の抽出
- (2) 岩盤性状、地下水水質等が地下水流動へ与える影響に関する知見の整理と課題の抽出

3.1 地下水流動に影響を与える地質学的要因に関する既存知見の整理と課題の抽出

【実施内容】

隆起・侵食、河川や海岸の側方侵食等、地形の短期的及び長期的な変動を発生させる地質学的要因を抽出し、それぞれの事象が地下水流動に与える影響についての既存知見の整理と課題の抽出を行う。

【成果】

3.1.1 地形等の変動を発生させる地質学的要因の抽出と地下水流動に与える影響の整理

地下水流動に影響を与える各種地質事象は、現在まで主に地層処分を対象として FEP リストとしてリストアップされてきた。広く用いられている OECD/NEA の FEP リストから、山元孝広¹⁾は図 3.1.1-1 に示すように、日本列島を対象とした各種事象が処分システム領域に与える影響の連関図を作成している。

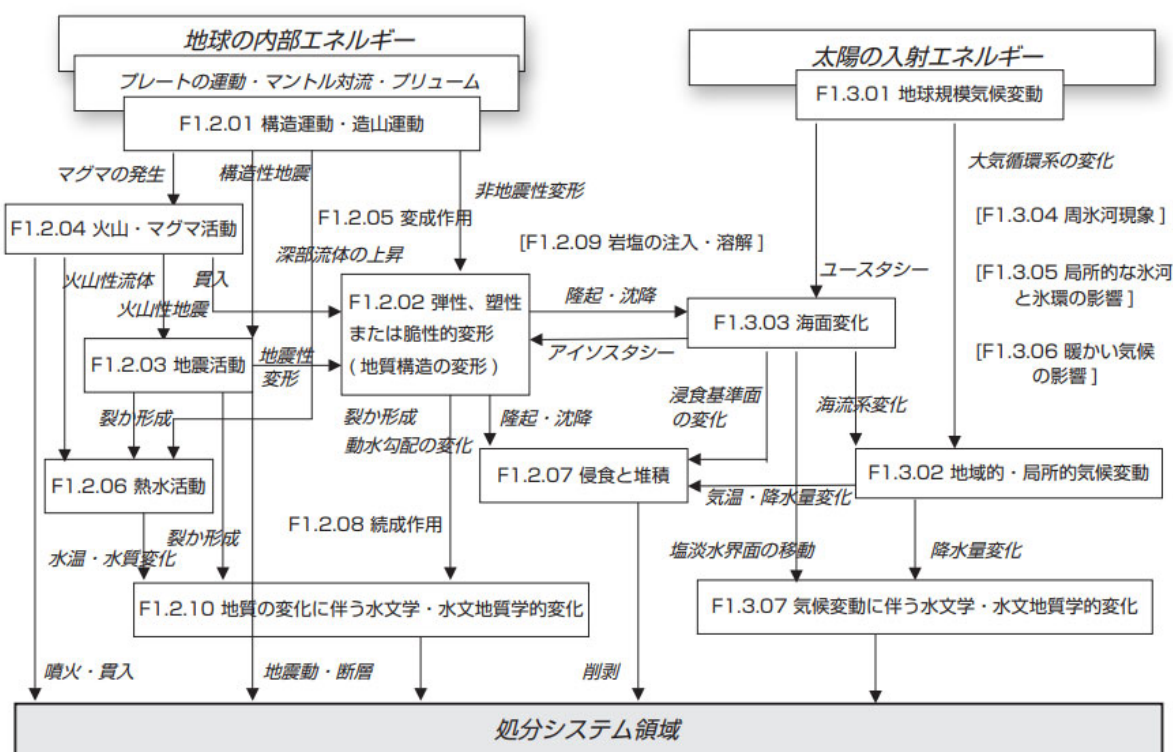


図 3.1.1-1 日本列島を対象とした FEP リストに基づく自然事象間の相関図と放射性廃棄物処分への影響, F で始まる項目は OECD/NEA の FEP リスト中の番号¹⁾

実際に発生する地質事象は、プロセスとして連関関係の直線に示されている。図 3.1.1-1 には、いわゆる“稀頻度事象シナリオ”である噴火・貫入等の事象も含まれているが、中深度処分の規制基準においては、廃棄物埋設地の位置に関する基準等において、噴火や火道の形成及び断層運動による直接的な廃棄物埋設地の変形及び破壊、侵食による廃棄物の地表への極端な接近は排除されている。従って、地下水流動に影響を及ぼす自然事象として考慮すべき項目は以

下の通りと考えられる。

- 1) 隆起及び侵食による地形変化
- 2) 海水準変動
- 3) 廃棄物埋設地近傍の断層活動

以下に、それぞれの事象に関する影響の様式、規模及び影響を及ぼす時間スケールに関してまとめる。

1) 隆起及び侵食

隆起及び侵食による地形変化は、平面的な地表面の隆起と風化・削剥による鉛直方向の変動、海岸線近傍で隆起と海水準変動によって発生する海岸の側方侵食、河道周辺において発生する下刻あるいは側方侵食に分類される。その他、北欧等の寒冷地においては氷河によるU字谷の形成も考慮する必要があるが、日本列島においては対象外と考えて良い。平面的な侵食は、主に隆起速度あるいはその空間的な分布によって規定されるものと考えられ、平面的に広範囲かつ隆起傾向が継続する期間継続するものと考えられるため、中深度処分の評価期間である10万年間は少なくとも連続的に発生する。ただし、廃棄物埋設地の深度に関する基準において、少なくとも10万年間は深度70mを確保することが求められていることから、廃棄物埋設地における隆起速度あるいは侵食速度は事前に事業者によって評価されること、日本列島における隆起量は、一部地域を除き10万年間で90m以下であること²⁾から、後述する海水準変動と比較して変動量は小さい。

海岸における側方侵食は、波力が海岸強度を上回ることによって間欠的に発生する。実際の侵食速度を評価した事例としては、小笠原諸島父島西方西之島における1973年噴火による新島形成後の地形連続観測による短期間の評価事例³⁾等の短期間(5年間)の直接観測等がある。この事例では、観測開始後3ヶ月間で海岸線が50m後退したが、噴火の3年後以降は海岸線がほぼ固定されたことが示されている。また、長期間の海岸侵食の評価事例として、北大西洋Azores諸島のFaial島において、年代幅のある火山噴出物縁辺の海食台地形と地下構造から、潮位と海水準変動を考慮した地形発達モデルとの比較によって侵食速度を明らかにした事例がある⁴⁾。この事例では、海食台の形成時期によって平均侵食速度が異なり、10ka程度の若い海食台では30-60mm/年であるのに対し、300-800ka程度の古い海食台では2-7mm/年を示すことが明らかになっている。

河川侵食に関しては、宇宙線核種を用いた下刻速度の推定例⁵⁾等がある。この事例では、小鹿川流域花崗岩地域の遷急区間における高河床勾配を示す溪谷部における下刻速度を評価している。結果として、平均的な下刻速度として0.24mm/年という値であるが、年代によって速度の増減があり、それは主に降水量の変化によるものと結論づけている。

2) 海水準変動

汎地球の海水準変動は、約10万年周期で海水準変動量百数十mの低下と上昇が周期的に発生している現象である⁶⁾。過去約45万年間の海水準変動を図3.1.1-2に示す。

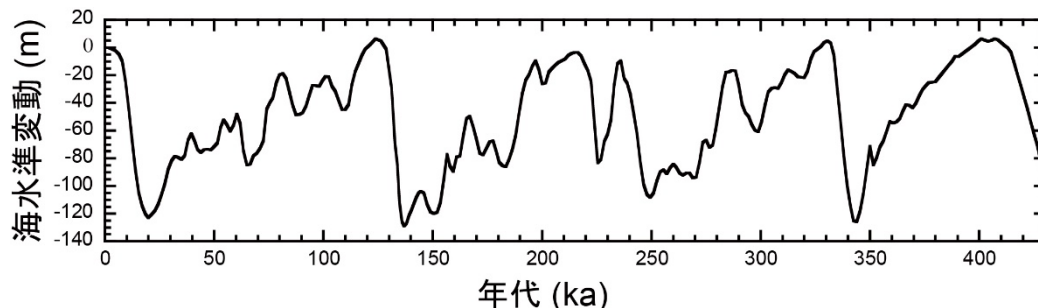


図 3.1.1-2 過去約45万年間の海水準変動。Waelbroeck, et al. ⁶⁾のデータを参考

これから、海水準の上昇は比較的短期間かつ連続的に発生しているのに対し、海水準低

下は長期間をかけ、かつ周期的な低下と上昇が間欠的に生じ、結果として百数十mの低下となっていることが分かる。このような約 10 万年サイクルでの海水準変動は 80 万年前から継続していることが良く知られている。

また、海水準変動は気候変動とほぼ等価であり、海水準が低下している時期は氷期にあたり、海水準が上昇している時期は間氷期にあたる。従って、海水準変動は汀線の移動のみならず降水量とも関連する事象と考えられる。松末・藤原⁷⁾は、花粉分析から古植生解析を行い、気温の変化と降水量の変動の評価を行っている。それによると、最終氷期（1 万数千年前）の年平均降水量は、現在の降水量の 5 割～7 割程度であることが試算されている。

3) 断層活動

地震・断層活動による地下水流動系への影響に関しては、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア⁸⁾にまとめられている。それによると、内陸地震に伴う地下水変動は、断層近傍における大規模な変動と断層から 20km 以上離れた地域で観測される水位、自噴量、水温などの小規模な変化に分けられる。地震の発生間隔は断層により様々であるが、数十万年の評価期間の場合では数千回以上繰り返される事象である。また、プレート境界地震による地下水変動については、内陸地震のうち断層から離れた地域における地下水変動と同様、地震による地殻歪変化や強震動によって生じると考えられる。発生間隔は百年から千年であり、評価期間が長い場合は数千回以上繰り返される事象である。ただし、プレート境界地震の規模（マグニチュード）が内陸地震よりも大きいため、震源域から大きく離れていても地震による地殻歪の変化量や強震動の振幅は大きくなる。

内陸地震の断層近傍における大規模な地下水変動は、地殻歪変化や強震動などによって断層近傍における岩盤や帯水層の透水性が変化することにより生じると考えられる。2011 年いわき内陸地震のように、その場所が深部流体の湧出域であった場合、地震によって透水性が増加することによって地域全体の水頭圧が数mの規模で上昇することが予測される。また 1995 年兵庫県南部地震のように、透水性の増加によって地下水流動が加速されることも考えられる。この場合、標高の高い地域で数十 m オーダーの水位低下が、標高の低い地域で異常湧水の発生が生じると予測される。このような大規模な地下水変動の継続時間は、流出域における水頭圧の上昇は少なくとも 4 年以上、後者の地下水流動の加速は 2 年程度と考えられる。さらに断層近傍においては、1995 年兵庫県南部地震の際に観測されたように、地震をきっかけに地下水中の Cl 濃度が上昇する可能性も考えられる。

断層より 20km 以上離れた地域における地下水変動については、地震に伴って発生する地殻歪変化や強震動によって生じると考えられる。地殻歪変化によってもたらされる地下水変動は、発生する地震の断層モデルを想定することにより、地下水の地殻歪感度を用いて変化量を計算することができる。一方、強震動によってもたらされる地下水変動については、帯水層近傍における地下水の擾乱が原因であるため、普段の地震時の地下水変動を観測することによって変化の傾向を予測することができる。

プレート境界地震の影響は様々な様相を示す。例えば、昭和南海地震の震源域から約 100km 離れている道後温泉では地震直後に 14m 程度の水位低下が引き起こされた。この水位低下は同地震の断層モデルから推定される 6×10^{-6} の伸張ひずみと道後温泉の地殻歪感度 (10^{-8} あたり 2cm の水位変化) で予測が可能である。このように、地殻歪による水位変動は、想定される地震の断層モデルおよび地下水の地殻歪感度を得ることができれば予測が可能である。また、地殻歪による水位変動は、数ヶ月から数年程度で地震前の水位に戻る。一方、強震動が原因となる地下水変動については、透水係数の変化など、帯水層・地下水の循環系における擾乱が原因である。この場合、より頻度が多い振幅の小さい地震動により地下水変動が観測される場合があるので、これを観測することによって地下水変動の傾向を予測できる場合がある。また強震動が原因となる地下水変動については、元の水位に戻らない場合も考慮する必要がある。

3.1.2 地質事象が地下水流動系に与える影響の評価手法

1) 隆起・侵食

隆起・侵食によって、地下水流動を始めとする地下の岩盤環境に与える影響は、平成 24 年度委託事業報告書に示されている。影響の連関図を図 3.1.2-1 に示す。

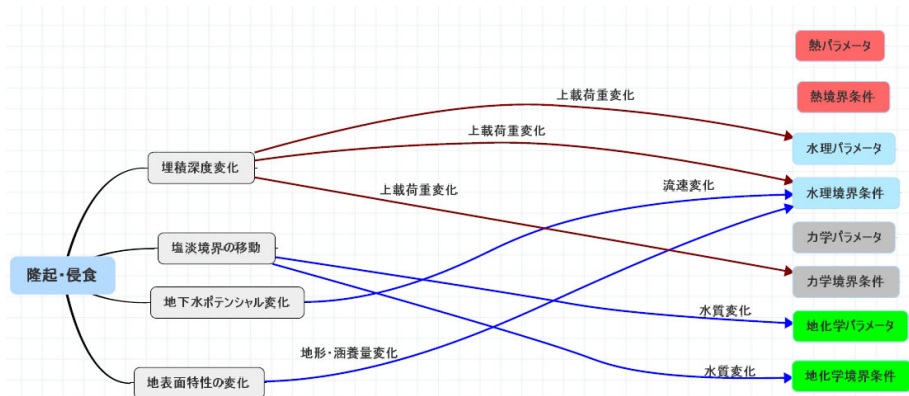


図 3.1.2-1 隆起・侵食が地下環境に与える影響⁹⁾

前節に示したように、放射性廃棄物処分の対象となる地域の隆起量あるいは侵食量は海水準変動に比較して小さい。そのため、水質や同位体という水文学的データで影響を評価することが困難である。

数値解析によって地下水流動系への影響を評価した事例としては、土岐川流域の過去 150 万 年の地形変化が地下水流動に与える影響を評価した事例があげられる¹⁰⁾。ここでは、解析領域内の主要な山地の隆起開始時期を考慮して、各時間断面での地形モデルを構築した上で、定常解析による地下水流動系の評価を行っている。各時間断面での上下流方向鉛直断面内の全水頭分布解析結果を図 3.1.2-2 に示す。

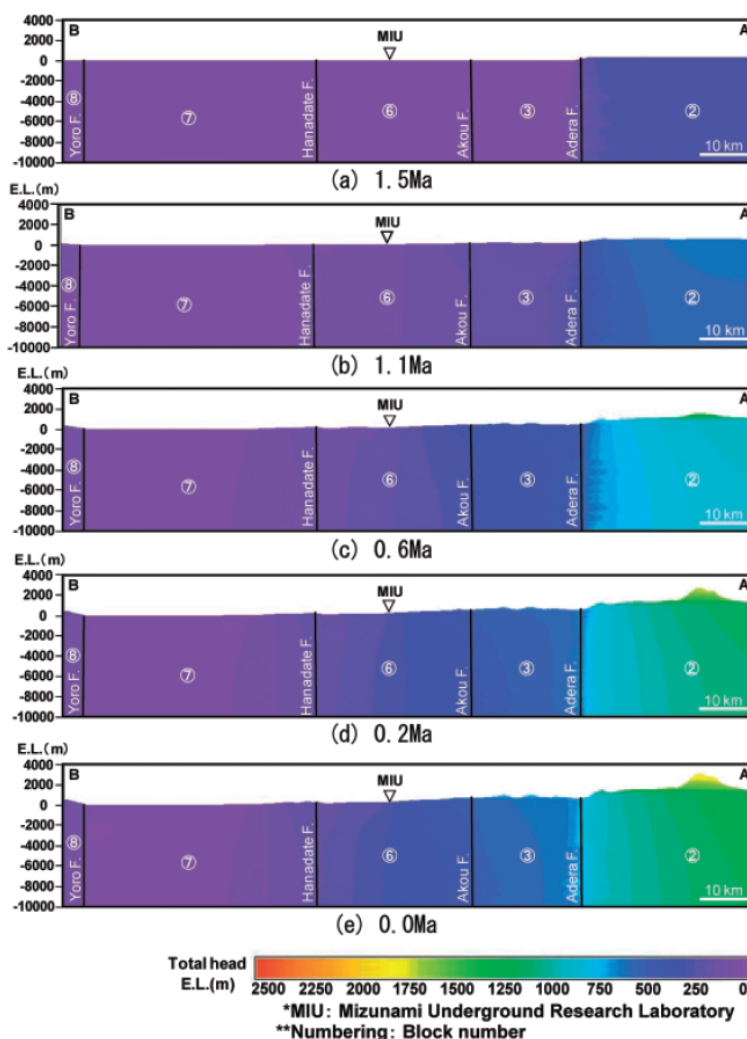


図 3.1.2-2 土岐川流域を対象とした過去の地形変化を考慮した地下水流動シミュレーションによる全水頭分布¹⁰⁾

解析の結果から、動水勾配が隆起量に比例して増加すること、下流域において深部からの上昇流が発生すること、地形変化の影響は断層によって規制され、断層を越えて別のブロックには波及しにくいこと、従って、地下水の主流動方向上流側の断層の水理特性を調査することが重要であることが示された。

2) 海水準変動

海水準変動は、10 万年間で最大百数十mの変動が記録されているため、特に沿岸域においては、淡水及び塩水の流動系に大きな影響を及ぼす。産業技術総合研究所¹¹⁾では、瀬戸内海沿岸の結晶質岩地域において、既存坑井等の地下水の水質及び同位体分析を行うことで、中深度処分深度に相当する浅層地下水(ここでは 150 m 以浅を指す)においては水素安定同位体比(δD)が -55‰ ~ -45‰ の範囲を示す Ca-HCO₃ 型の地下水が賦存している。この水素同位体比の範囲はこの地域の河川水の範囲内に入り、現在と同様の気象条件の下で涵養されたと思われること、深層においては福山平野よりも西側では若い塩水のみが分布し、縄文海進期以降に当時の海水が侵入したものと考えられること、Cl 濃度の低い深層地下水の大半は、 δD が -64‰ ~ -56‰ の範囲を示している。これらの低い δD は、現在よりも寒冷的な気候下(最終氷期)で涵養された地下水であることから、海水準低下時の淡水地下水流動系の発達による古い海水のフラッシングと考えられること、福山平野や岡山平野の内陸部において、³⁶Cl 年代として最大で約 12 万 5 千年前の下末吉海進期に相当するような古い塩水が分布していることから、備後灘周辺は、盆

地上の地形の形成によって、その場が地下水流動系の主要な流出域となった可能性があり、広島平野のような大規模な流動系は形成されにくく、淡水による塩水のフラッシングは限定的なものにとどまった可能性があることを指摘している。図 3.1.2-3 に最終氷期以前から現在までの地下水流動系の変動に関する概念モデルを示す。

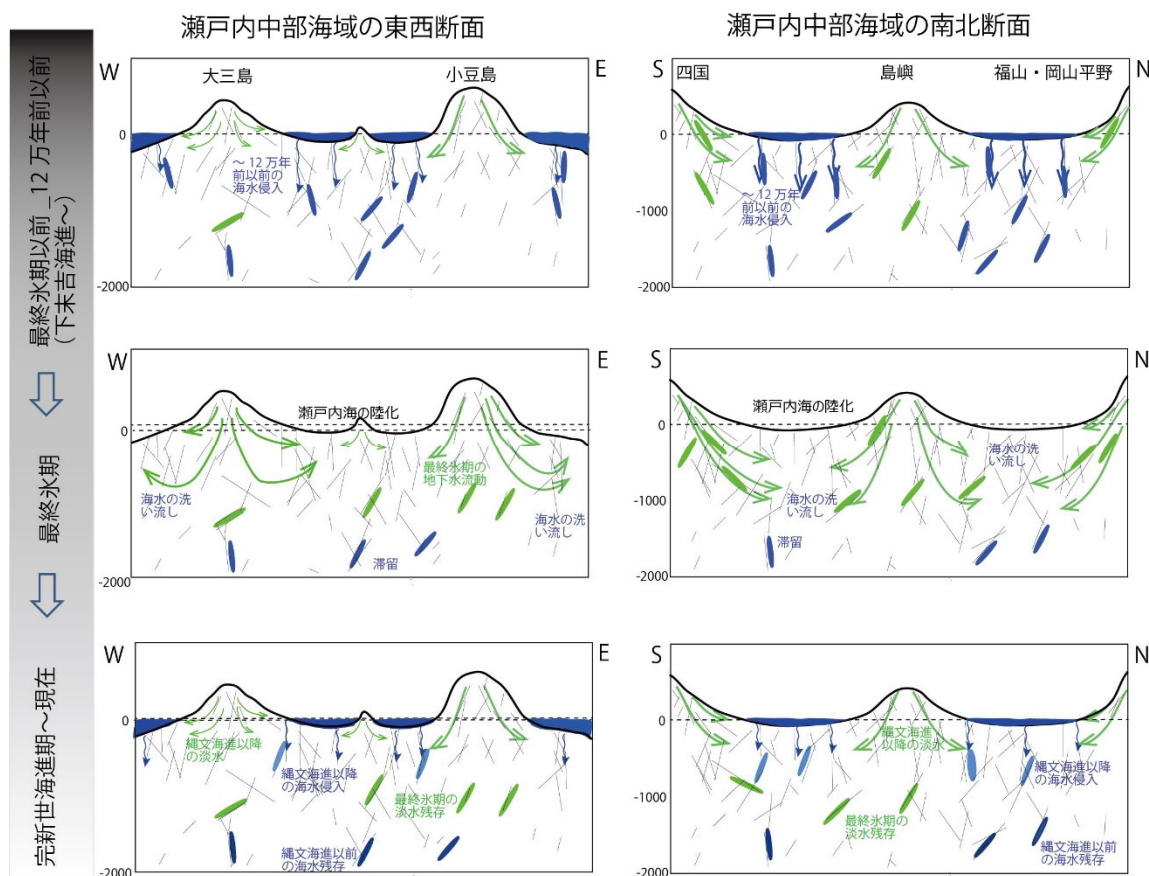


図 3.1.2-3 瀬戸内中部沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル図

3) 断層活動

地震活動に伴う地下水系の変動については、内陸地震、プレート境界地震共に比較的大きな水位変動あるいは湧出量変動を生じ、数ヶ月～数年程度の影響期間である¹²⁾。これまでの観測による報告等からの変動事例についても、その原因が地殻歪変化や強震動で説明可能であり、影響範囲についても理論的に取り扱うことができる。したがって、地殻歪変化や強震動が原因で生じる影響の予測に関しては一般化が可能である。

しかしながら、2011年3月の東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の誘発地震として生じたいわき内陸地震による温泉水噴出事象については、2015年時点で4年近く経過した後でも、湧出量に減衰傾向が見られない¹³⁾。この事例は、沈み込むプレートの間隙水が関与している可能性がある。

以上から、地震や断層活動による地下水流動への影響は、多くの場合一時的な変動を及ぼすものと考えられるが、長期的な変動を及ぼす可能性も考えられるため、断層活動による地下水流動系への影響評価の観点では、ベースライン状態における水理地質構造や水質から、断層の水理特性の回復が生じ得るか否かの判断を行うことが重要である。

3.1.3 まとめと今後の課題

地下水流動に影響を与える自然事象に関して、特に中深度処分の規制基準を考慮した上で隆起・侵食、海水準変動、断層活動の3つの事象の特徴と影響を整理した。

これから、それぞれの事象の影響に関して、以下の知見を得た。

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

- 1) 隆起・侵食に関しては、地形変動による影響が考えられる。しかしながら、日本列島において一部 10 万年で 90m を超える隆起量を示す地域があるが、多くの場合 10 万年間の隆起量は 30m 程度であり、150m の変動を示す海水準の変動と比較して影響は小さい。後背地における山地の形成に関しても、10 万年程度では大きな変動は考えにくい。より長い時間スケールにおいても、断層によって地下水流動への影響範囲は規定される。
- 2) 海水準変動は、その変動量の大きさから、特に沿岸域においては流出域の位置の変化や塩水の流入という観点で淡水流動系と塩水流動系に対して大きな影響を及ぼし得る。そのため、淡水と塩水の組成や同位体年代を詳細に評価することによって、海水準変動による地下水流動系の変化に関する地下水流動概念モデルを構築することが可能となる。
- 3) 地震及び断層活動の影響は、多くの場合数年程度で消散し、ベースライン状態に回復する場合が多い。しかしながら、東北地方太平洋沖地震の翌月のいわき内陸の断層活動の影響のように、短期間では回復しないケースも存在する。

- 1) 山元孝広 (2011). 地質学から見た高レベル放射性廃棄物処分の安全性評価—事象のシナリオに基づく長期予測の方法論—. シンセシオロジー.4(4):200-208.
- 2) 一般社団法人日本地質学会 (2011). 日本列島と地質環境の長期安定性.
- 3) 茂木昭夫, 土出晶一, 福島資介 (1980). 西之島新島の海岸侵食. 地理学評論.53(7):449-462.
- 4) Quartau R, Trenhaile AS, Mitchell NC, Tempera F (2010). Development of volcanic insular shelves: Insights from observations and modelling of Faial Island in the Azores Archipelago. 2010.275:66-83.
- 5) 渡壁卓磨, 松四雄騎, 小玉芳敬, 進木美穂, 松崎浩之 (2014). 宇宙線核種 ^{10}Be を用いた岩盤侵食河川の下刻速度の推定: 鳥取県小鹿溪谷の例. 地形.35(2):131-146.
- 6) Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, McManus JF, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Sci Rev.21(1-3):295-305.
- 7) 松末和之, 藤原治 (2000). 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候. サイクル機構技報.6:93-104.
- 8) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015). 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (水理関連情報の整備) 事業報告書. 産業技術総合研究所.
- 9) 深部地質環境研究コア (2013). 平成 24 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査 (放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備) 委託事業報告書.
- 10) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂寛 (2009). 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み. 日本原子力学会和文論文誌.8(1):40-53.
- 11) 産業技術総合研究所 (2018). 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査報告書.
- 12) 徳永朋祥 (1999). 地震時の地下水変動から推定される淡路島北部地域の水理特性. 応用地質, 40(2). 99-106
- 13) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015). 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (水理関連情報の整備) 事業報告書. 産業技術総合研究所

3.2 岩盤性状、地下水水質等が地下水流動へ与える影響に関する知見の整理と課題の抽出

3.2.1 亀裂性媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出

【実施内容】

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は異なる地下水水質が形成された結晶質岩沿岸域地下水について、地下水水質と地下水年代、地下水流動の関連性を検討する。具体的には、瀬戸内沿岸中部及び東部と瀬戸内沿岸西部（広島平野周辺）の浅層地下水および深層地下水の水質・同位体データを精密に解析し、瀬戸内結晶質岩地域における地域的差異の要因に関して検討し、課題を抽出する。

【成果】

3.2.1.1 はじめに

中深度処分においては、廃棄物埋設地から生活圏に至る地下水の流動経路を考慮し、廃棄物埋設地の設置場所が選定されると考えられる。将来 10 万年程度の期間を想定した地下水流動の推定を行うためには、廃棄物埋設地を通過する地下水流動系において、涵養域から流出域までの広域地下水流動系を把握するとともに、廃棄物埋設地周辺の水理特性の変動、将来 10 万年程度の自然事象（隆起・侵食・海水準）の変動を考慮に入れた評価が行われている必要がある。

産業技術総合研究所（2017¹⁾、2018²⁾）では、亀裂性媒体分布地域において海水準変動が地下水流動に影響を与える影響評価手法の検討として、瀬戸内沿岸部西部・中部における塩水・淡水の分布、塩水の起源に関する検討を行った。その結果、本地域の深層地下水においては、海水の組成と異なる塩水が残存している地域や、塩水の侵入が認められず淡水の流動が卓越している地点が確認され、水理地質条件や海水準変動に影響を受けた複雑な滞留状況が示された。

本事業においては、平成 29 年度に推定された深層地下水の滞留状況の検証のため、さらに塩水および淡水の年代に関する検討を行い、地下水流動系変化の概念モデルを改良するとともに、地下水流動の地域的差異の要因に関して検討する。そして、水圧、水質、地下水年代等から深層の地下水流動状況も踏まえた中深度処分相当深度における広域地下水流動解析を行う上で必要な要素を抽出する。

3.2.1.2 詳細な地下水調査に基づく知見の収集・整理

亀裂性媒体は地下水の挙動に着目した岩盤分類の一つである。花崗岩などの結晶質岩からなる岩盤が亀裂性媒体として区分され、亀裂が地下水の主要な移行経路となる水文地質学的特徴を有する。一方、気候変化や地殻変動による隆起と沈降は、海退と海進により海水準の変化を引き起こす。沿岸域の低地部は一般に地下水流動の流出域に相当するが、海水準変動に伴う海岸線の移動は、地下水の涵養域と流出域、水理水頭や塩淡境界の分布に影響を与える。したがって、沿岸域の過去 10 万年程度の長期の地下水流動変化の評価においては、水文地質条件と海水準変化に伴う広域的な地下水流動の変化を統合した浅層・深層地下水環境評価が必要である（産業技術総合研究所、2017¹⁾）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011³⁾、2012⁴⁾、2013⁵⁾、2014⁶⁾）および産業技術総合研究所（2016⁷⁾、2017¹⁾）は、結晶質岩沿岸域のモデル地域として瀬戸内沿岸域（以下、本地域）を選定し、地下水の水質・同位体比および塩水・淡水の年代区分などの地球化学的手法を適用することにより、海水準変動が地下水環境に与える影響の検討を行った。本州・四国・島嶼を含む本地域においては、白亜紀後期の広島花崗岩類が広く分布しており、我が国における代表的な結晶質岩沿岸域である。さらに第四紀における地

殻変動が小さな地域として知られており（第四紀地殻変動研究グループ，1968⁸⁾），海水準変動（特に汎世界的海水準変動）の影響を検討するのに適した地域と言える。

瀬戸内沿岸域の海水準変動に伴う海岸線の移動について，瀬戸内海の海域面積のうち，水深10～30 m域は全体のおよそ半分を占め，水深100 mを超えるのは海峡付近や海釜に限られる（浅田，2000⁹⁾）。このような海底地形の特徴から，氷期には最大120 m程度の海水準低下によって，瀬戸内海全域が陸化したと考えられている（桑代，1959¹⁰⁾；太田ほか，2004¹¹⁾）。図3.2.1.2-1に海底地形から推定される最終氷期最盛期（約2万年前）の海岸線の位置を示す。当時の海岸線は現在の四国沖まで後退していたと考えられ，氷期一問氷期の海岸線の移動が100～150 kmと大きいことが分かる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014⁶⁾）。さらに瀬戸内海の中央に位置する福山平野付近は，海水の侵入が最も遅れた地域であり，海進は約8,000年前と推定されている（八島，1994¹²⁾）。この地域は最終氷期の分水界に相当しており（桑代，1959¹⁰⁾；堀，1986¹³⁾），これを境界として東側と西側では氷期の地下水流動が異なっていたと考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014⁶⁾）。瀬戸内海西側の燧灘，安芸灘，広島湾，および伊予灘を含む海域では谷地形が認められ，現在の内陸沿岸域および島嶼域を含めて，氷期においては太平洋に向かう広域的な地下水流動が形成され，現在よりも流動は活発であったと推定されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014⁶⁾）。一方，瀬戸内海中部および東部の備後灘，備讃瀬戸，播磨灘を含む海域では盆地状の地形が認められ，現在の内陸沿岸域および島嶼域を含めて，氷期には盆地縁辺部で涵養され中央部で流出する比較的局地的な地下水流動が形成され，西側と比較して地下水の流動は相対的に緩慢であったと推定されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014⁶⁾）。このような瀬戸内海西部と東部の地下水流動変化の履歴は，現在の本地域の塩水・淡水の地下水年代と分布特性に影響を与えていると予想される。

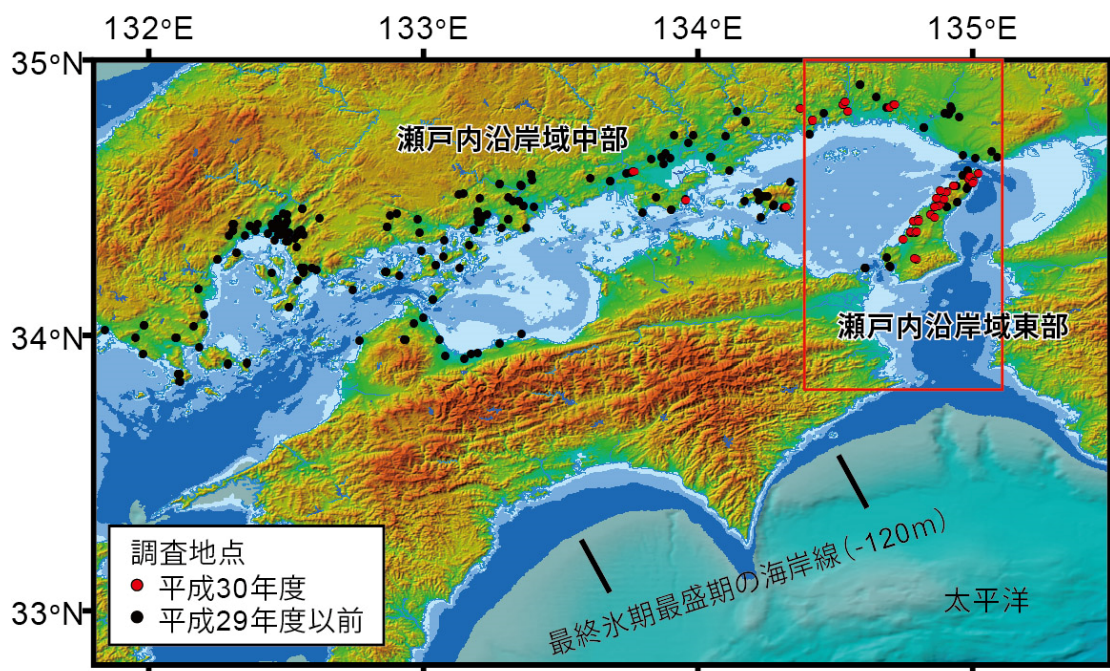


図 3.2.1.2-1 瀬戸内沿岸域東部の位置と最終氷期の海岸線

最終氷期の海岸線として，海水準が現在よりも120 m低下した場合の位置を海底地形より推定した。

実際の浅層・深層地下水の調査結果について、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014)⁶⁾では、瀬戸内海西部に位置する広島平野において、沿岸域から6 km程度の内陸の深度1,800 mに最終氷期最盛期(約2万年前)以降の海水を起源とする比較的若い塩水が分布することから、気候変化に伴う海進・海退の過去の海岸移動が塩水侵入に関係している可能性を指摘した。また、産業技術総合研究所(2016⁷⁾, 2017¹⁾)では、同様に広島平野を対象とした追補調査を実施し、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014)⁶⁾で確認された例と同様の比較的若い塩水の存在について、断続的ではあるが、海岸から6 km程度の内陸まで平野内の複数の地点で確認されることを示した。さらに広島平野内の塩水・淡水の分布と地下水年代は、これら深部の比較的若い塩水の起源は縄文海進期以降の海水と考えられることを示しており、平野内の深部に認められた塩水の分布域が縄文海進最盛期における海水による浸水域と概ね一致することを報告した。この傾向は広島平野東側の福山平野から岡山平野にかけての地域においても認められており(産業技術総合研究所, 2018²⁾)、結晶質岩沿岸域における現在の地下水は、花崗岩が有する亀裂性媒体という水文地質学的特徴と海水準変動の影響により、海進により深層まで侵入した塩水が、その後の海退と流出域の移動による広域的な地下水流動の変化により古い塩水成分がフラッシングされたと考えられた。ただし、瀬戸内中部の福山平野および岡山平野においては、氷期に形成された盆地構造によって古い塩水の一部がフラッシングされず残存していることが示された(産業技術総合研究所, 2018²⁾)。

平成30年度は、亀裂性媒体分布地域における地下水流動の地域的差異を引き起こす要因に関して検討し、水圧、水質、地下水年代等から地下水流動解析に必要な要素を抽出するため、地形・地質の異なる地域を調査対象地域に設定した。地形・地質の異なる地域として、赤穂平野以東から播磨平野にかけて海岸から概ね10 kmの範囲および瀬戸内海島嶼域(淡路島)の瀬戸内沿岸域東部(以下、本地域東部)を主な対象として浅層・深層地下水データを収集した。

浅層・深層地下水データ収集について、まず、先行研究の成果(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011³⁾, 2012⁴⁾, 2013⁵⁾, 2014⁶⁾; 産業技術総合研究所, 2016⁷⁾, 2017¹⁾, 2018²⁾)に基づいて、本地域における既存の地下水水質・同位体等のデータおよび水文地質データを収集・整理し、これらデータの空白域を把握した。次に、これら地域において既存井戸の分布を調査した。電話等により井戸施設所有者および管理者に現況をヒアリングした上で調査地点を選定し、水文調査を実施した(以下、本調査)。調査対象は地下水であり、既存の井戸および湧水において、水温・pH・導電率の現地測定と水試料の採取を行った。既存の井戸では、水質、揚水状況および井戸構造、揚水試験等により得られた透水係数などの地下水・水文地質データを把握するため、井戸所有・管理者へのヒアリングと温泉分析表や井戸掘削資料の収集を行った。本調査で採取した水試料(19試料)については、主成分陽イオン・陰イオン組成、水素・酸素同位体比(δD , $\delta^{18}O$)の分析を行った。水試料の一部については、トリチウム(3H)濃度、全炭酸の炭素安定同位体比($\delta^{13}C$)、放射性炭素同位体比($\delta^{14}C$)、放射性塩素同位体比($^{36}Cl/Cl$)、溶存ガスの希ガス組成とヘリウム同位体比($^3He/^4He$)の分析を行った。また、産総研の保有する既存地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、 δD , $\delta^{18}O$, 全炭酸の $\delta^{13}C$, 3H 濃度、 $^{36}Cl/Cl$, 溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ の分析を行った。 3H 濃度は、液体シンチレーションカウンター(PerkinElmer社製 Tri-Carb 3180TR/SL)およびHitachi-Aloka(model LB5)を用いて分析し(定量下限値: 0.3 TU)、低濃度が予想された試料については、ニュージーランド GNS Science における外注分析(PerkinElmer社製 Quantulusを使用、定量下限値: 0.03 TU)を実施した。 $^{36}Cl/Cl$ については、オーストラリア国立大学に

おける外注分析（14UD Pelletron タンデム加速器を用いた加速器質量分析）を行った。これらデータに基づいて、広島花崗岩類あるいは領家花崗岩類が広く分布する本地域の塩水・淡水の地下水年代と分布特性を再検討し、海水準変動に伴う長期の地下水流動系変化について検討を行った。

3.2.1.3 地下水水質・同位体等の分析・解析に基づく地下水混合・年代・流動系変化の検討

1) 地下水水質・同位体の特徴

本調査で対象とした瀬戸内東部（兵庫県西部～淡路島）沿岸域における地下水試料の採取地点を図 3.2.1.2-1 に示した。産業技術総合研究所（2018）²⁾と同じく、ここでは便宜的に、地下水を採取した井戸の孔底深度が 150 m よりも浅いものを浅層地下水、深度 150 m よりも深いものを深層地下水に区分して示した。この地域は、瀬戸内中西部と同じく花崗岩が露出している地域（淡路地域）に加え、堆積岩・凝灰岩が比較的厚く分布している地域（淡路南部地域、赤穂、播磨平野地域）が含まれるとともに東部には有馬・高槻構造線の延長線上にあり、深部流体の上昇が考え得る地域を含む点で瀬戸内西部・中部と異なる。

図 3.2.1.3-1 では瀬戸内東部地域の Cl 濃度の平面分布と深度分布を示した。図 3.2.1.3-1 より、沿岸部に広く Cl 濃度の高い深層地下水（以下、塩水と呼ぶ；Cl >200 mg/L）が分布しており、Cl 濃度が 10,000 mg/L を超える地点も少なくない。また、内陸部においても Cl 濃度が高い地点がいくつか見受けられる。ただし、播磨平野に見られる塩水地点は Li/Cl 比が高い（図 3.2.1.3-2; Li/Cl > 5 × 10⁻⁴）。深部流体である指標は、Li/Cl 比が 1 × 10⁻³ 以上（風早ほか, 2014¹⁴⁾）であることを考えると、これらの塩水には 50%程度 of 深部流体が混入していると考えられる。また、図 3.2.1.3-3 に示したように Br/Cl 比は海水の値よりも有意に低く、スラブ起源水（深部流体）の方向にシフトしており（風早ほか, 2014¹⁴⁾）、Li/Cl 比を指標として考えられる深部流体混入地点と整合的である。この地域は浅層においても塩水が内陸に見られ（図 3.2.1.3-1 中の播磨平野地域の地点 A）、深部流体が表層に湧出していることがわかる。以降の海水の侵入年代検討においては、これらの地域を除外する。なお、地点 A を除いて、浅層地下水の Cl 濃度は最大でも 33 mg/L である。

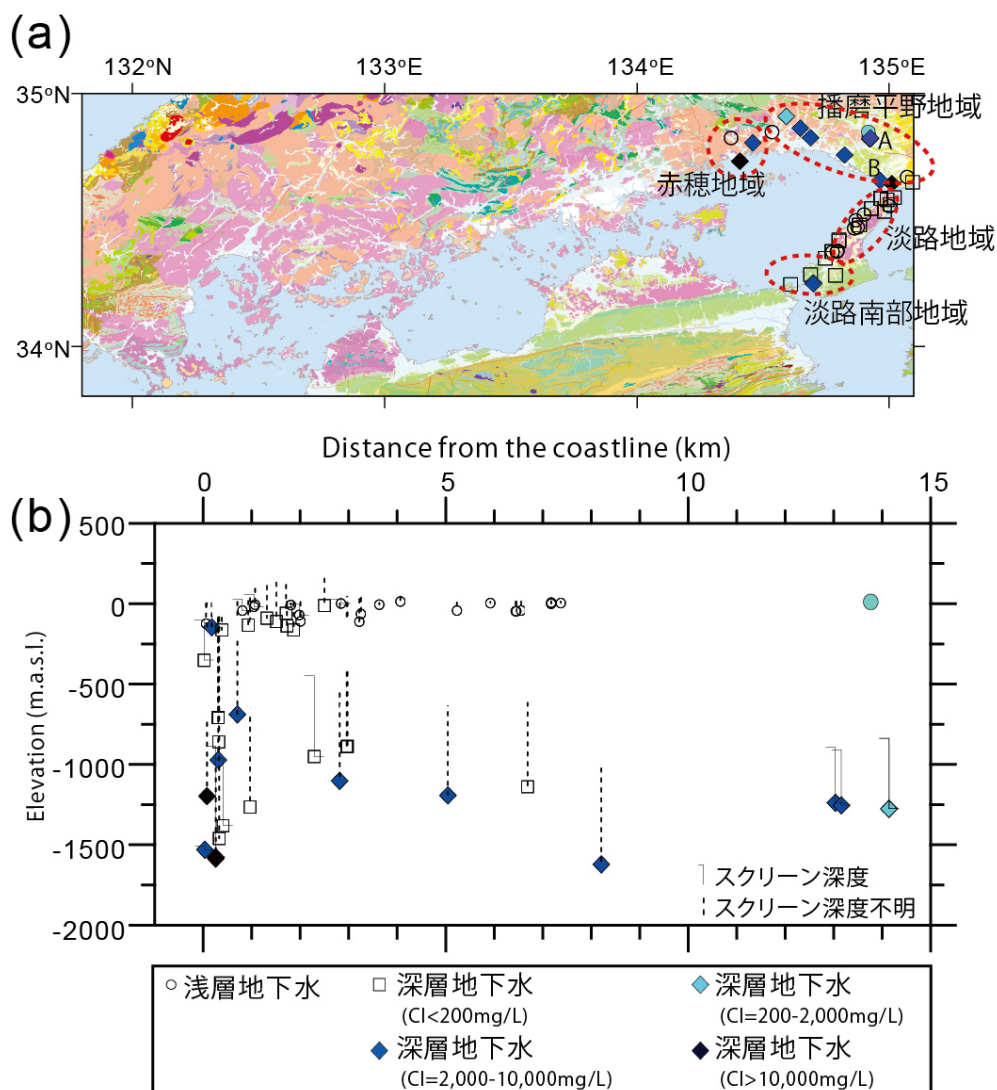


図 3.2.1.3-1 瀬戸内東部沿岸域における地下水の Cl 濃度の平面分布(a)および海岸からの距離に対する深度分布(b)

(a) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012¹⁵) を使用. (b) 縦軸は掘削井の孔底標高を示す. なお, 浅層地下水の Cl 濃度は 1 地点(A)を除いてすべて 33 mg/L 以下である.

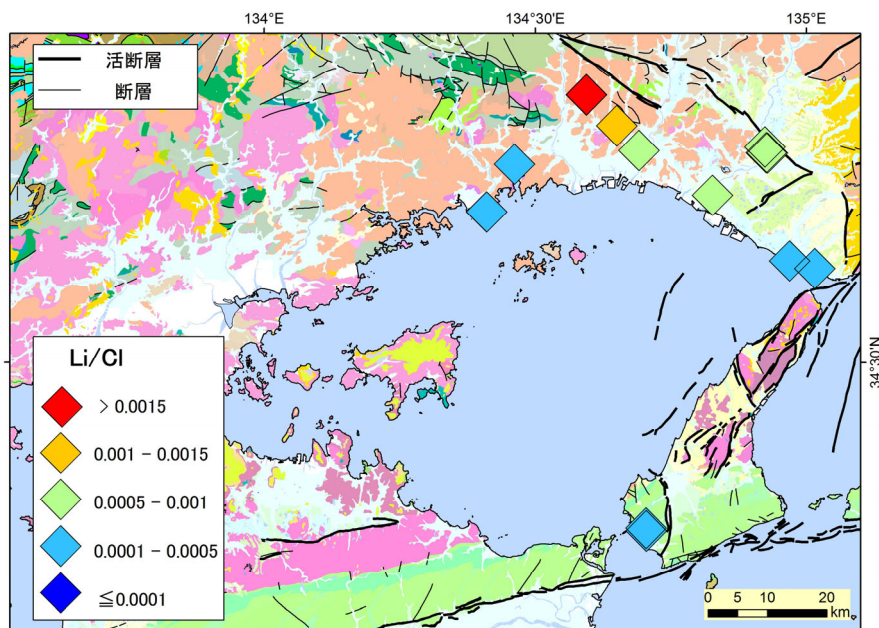


図 3.2.1.3-2 瀬戸内東部沿岸域における塩水 (Cl > 200 mg/L) の Li/Cl 比の平面分布
20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015¹⁶⁾) を使用.

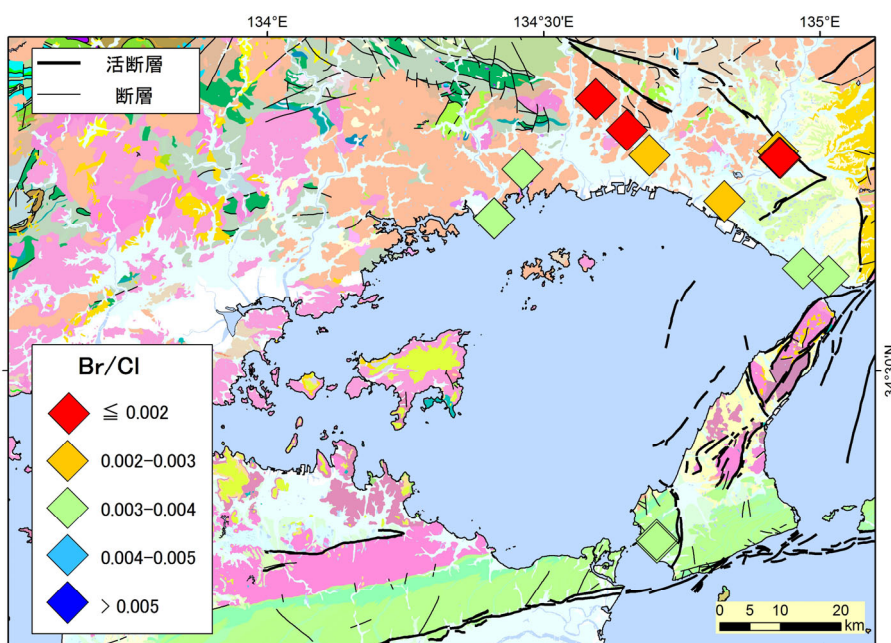


図 3.2.1.3-3 瀬戸内東部沿岸域における塩水 (Cl > 200 mg/L) の Br/Cl 比の平面分布
20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015¹⁶⁾) を使用.

これらの地下水試料について、パイパーダイアグラムによる水質組成を図 3.2.1.3-4 に示した。浅層地下水の大半は Ca-HCO₃ 型の水質を示しているが、播磨平野地域の 1 地点の浅層地下水は Na-HCO₃ 型を示している。深層の淡水については、その多くが浅層地下水と同様の Ca-HCO₃ 型を示すと同時に Na-HCO₃ 型に向かうようにプロットされている。淡路島より南西方向にある島嶼の 1 試料のみ Na-Cl 型を示しているが、この Cl 濃度は、194 mg/L であり、海水起源の

塩水の混合の影響を受けているものと推定される。深層の塩水に関しては、陰イオンの組成は海水に近い特徴を示しているが、陽イオンの組成に大きな幅があり、Ca-Cl型が多く見られる。Ca-Cl型は赤穂地域、播磨平野地域、淡路南部地域いずれにおいても見受けられる。

次に、地下水の水素・酸素同位体比を図 3.2.1.3-5 に示す。浅層地下水と深層の淡水は、天水線に沿うようにプロットされており、天水起源であることを示している。図 3.2.1.3-5(a)から、浅層地下水ー深層地下水間でこれら同位体比に明確な違いは認められないが、淡路島の浅層地下水の水素同位体比は-47‰~-41‰の範囲に入り、瀬戸内中西部・西部の本州側の浅層地下水の範囲(-55‰~-45‰; 産業技術総合研究所, 2018²)に比べると有意に高い値を示している(図 3.2.1.3-5(b))。瀬戸内東部地域においても淡路島を除く、本州側の浅層地下水は-51‰~-45‰の範囲に入り、瀬戸内中部・西部地域と類似した値を示している。また、塩水に分類される3地点の試料は、天水の範囲から海水の組成に向かうように分布し、これら塩水の起源は天水と海水の混合によって形成された判断できる。他地点の塩水に関しては水素・酸素同位体比からは海水の混入の有無について明確に判断されなかった。

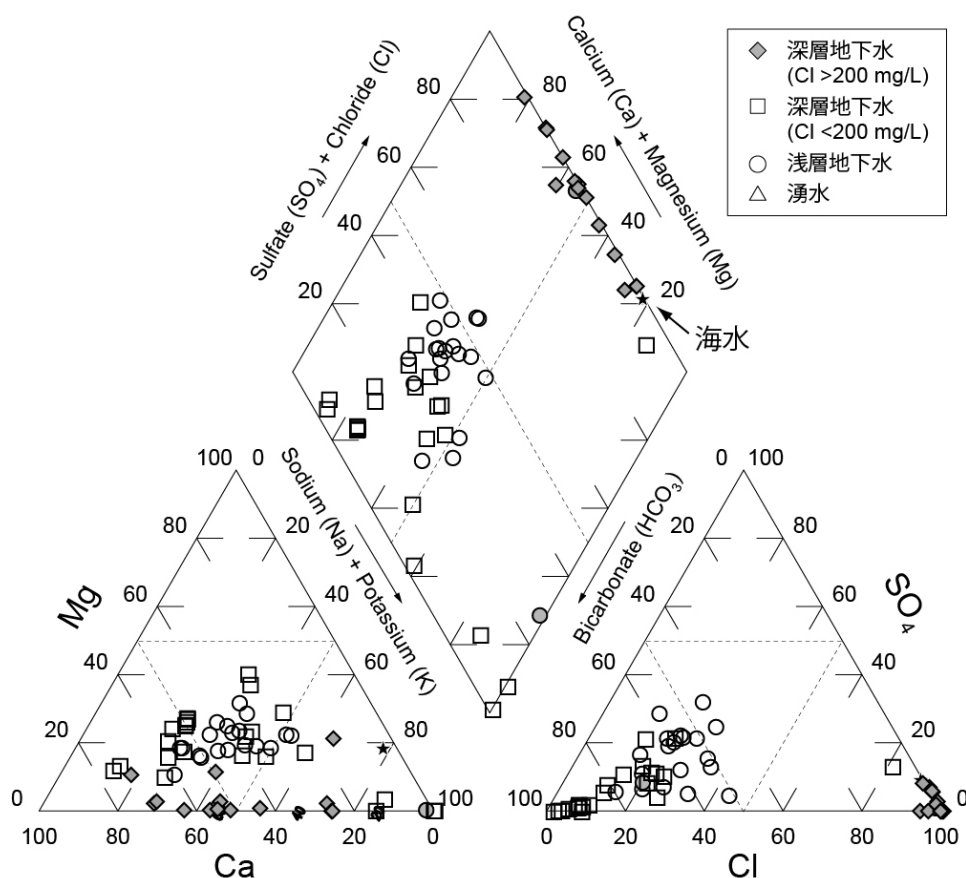


図 3.2.1.3-4 瀬戸内東部沿岸域における地下水の水質組成
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2011³, 2012⁴)のデータを含む。

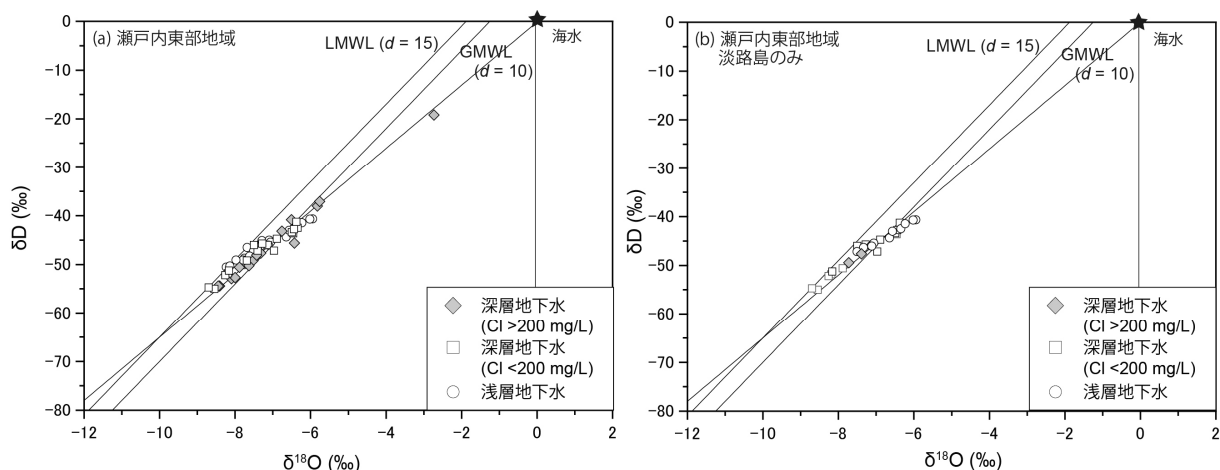


図 3.2.1.3-5 瀬戸内東部沿岸域における地下水の水素・酸素同位体比

(a) 瀬戸内東部地域の全ての試料. (b) 瀬戸内東部地域のうち淡路島のみを示した. 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011³⁾, 2012⁴⁾ のデータを含む. 地域天水線 (LMWL) の d-excess は, Mizota and Kusakabe (1994)¹⁷⁾ に基づく.

2) 地下水年代の特徴

(1) 淡水の年代

図 3.2.1.3-6(b) で塩水を除いた淡水系 (Cl < 200 mg/L) の地下水について詳しく見ると, 淡路島の深層地下水は浅層地下水よりも低い水素・酸素同位体比を示す傾向があると同時に, 一部は浅層地下水の水素・酸素同位体比の範囲内に入る試料もある. 水素同位体比の平面分布及び深度分布では, 本調査において赤穂, 播磨平野地域の淡水系の深層地下水データは確認されていないが, 淡路地域においては低い水素同位体比を示す地点の深度分布は 1,000 m 程度に限られる (図 3.2.1.3-6). ただし, 深度 1,000 m 程度においても浅層地下水と同程度の水素同位体比を示すものも確認される. なお, 深層地下水においては 1 地点を除いてトリチウムが検出されておらず, 最近の天水の混入は見られない (図 3.2.1.3-7).

淡水系地下水の年代を検討するために, 図 3.2.1.3-8 および図 3.2.1.3-9 に ¹⁴C 年代 (未補正) と深度および水素同位体比の関係を示した. 1 万年を超える ¹⁴C 年代を示す地下水は淡路地域および淡路南部地域においてそれぞれ 1 地点見られる. この 2 地点はいずれも水素同位体比が低く, 最終氷期に相当する年代値を示していることが確認できる. 浅層地下水においては, 播磨平野地域, 淡路地域, 淡路南部地域ともに 3,000 年よりも若い年代値を示す. 浅層と深層を比較すると概ね深層ほど ¹⁴C 年代は古くなっている. 深度 100~300 m 程度の地下水では現代から約 10,000 年までの幅広い年代値を示しており, 特に淡路地域において年代値の幅が広い. また, 淡路地域の野島断層直上に位置する地点においては, 深度 900 m の地点でも若い年代値 (約 2,300 年) が確認された. 一方, 近隣のより内陸部に位置する深層地下水では, 17,000 年という年代が得られている (図 3.2.1.3-10). 深度 1,000 m 前後の地下水では, 野島断層を挟んで上流側と, 下流側で年代の大きな違いが見られる. この理由として, 下流側では断層の影響により上流側の地下水流動が遮断され, 圧力水頭 (水圧) の降下がおこり, 断層を通じた浅層からの地下水涵養が促進されることが考えられる.

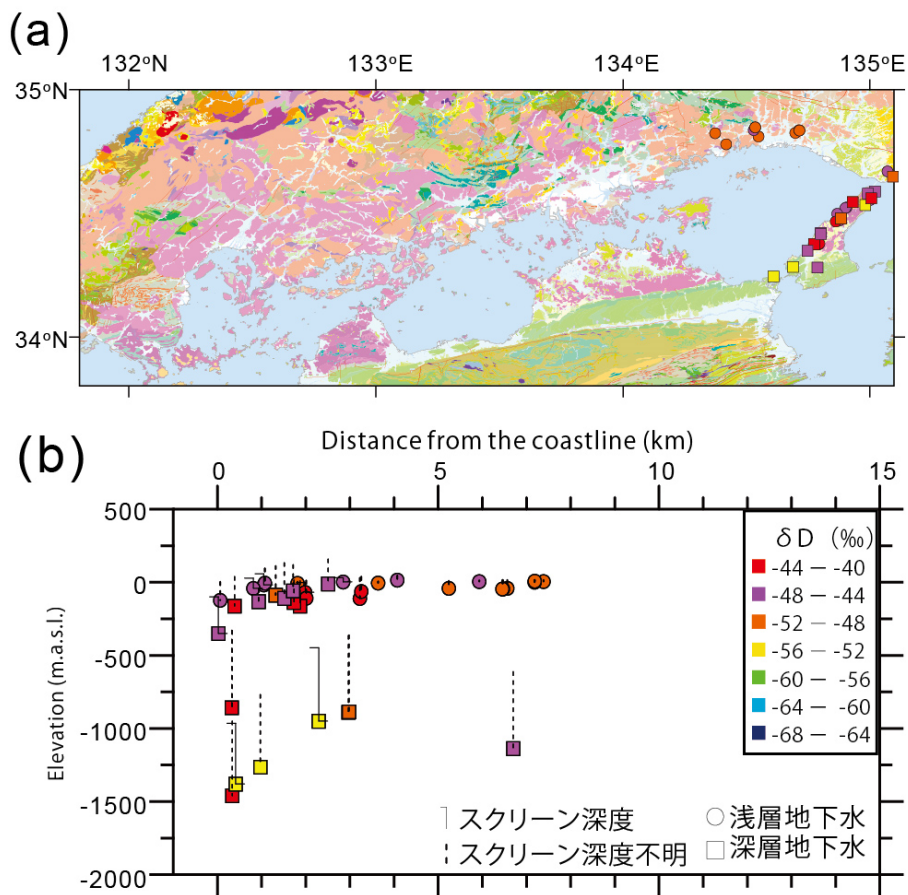


図 3.2.1.3-6 瀬戸内東部沿岸域における地下水の水素同位体比の分布

(a) 深層地下水（淡水）（■）の水素同位体比（ δD ）の平面分布，20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012¹⁵）を使用．(b) 浅層地下水（●）と深層の淡水（Cl < 200 mg/L）（■）の δD の海岸からの距離－深度分布を示す．

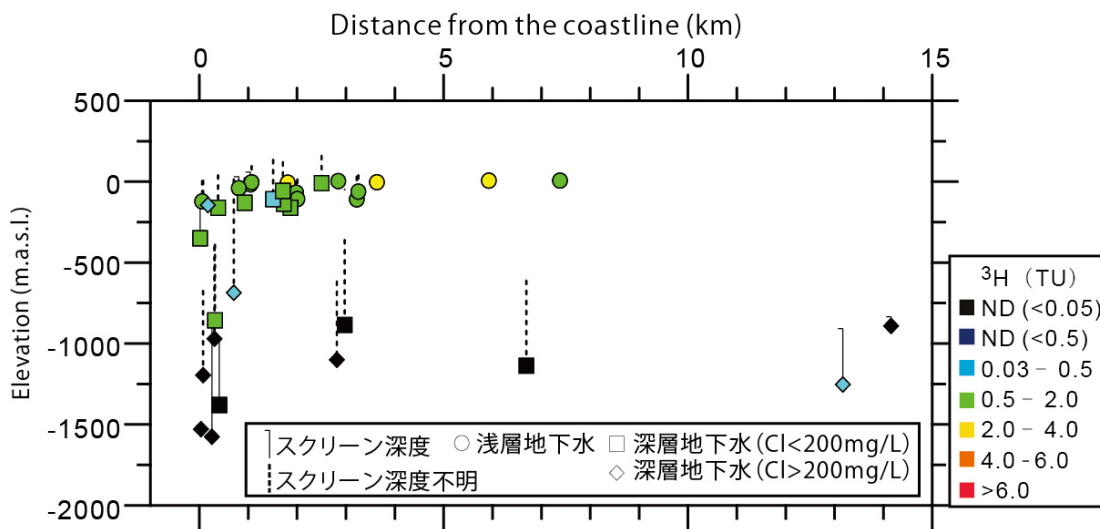


図 3.2.1.3-7 瀬戸内東部沿岸域における地下水のトリチウム濃度の分布

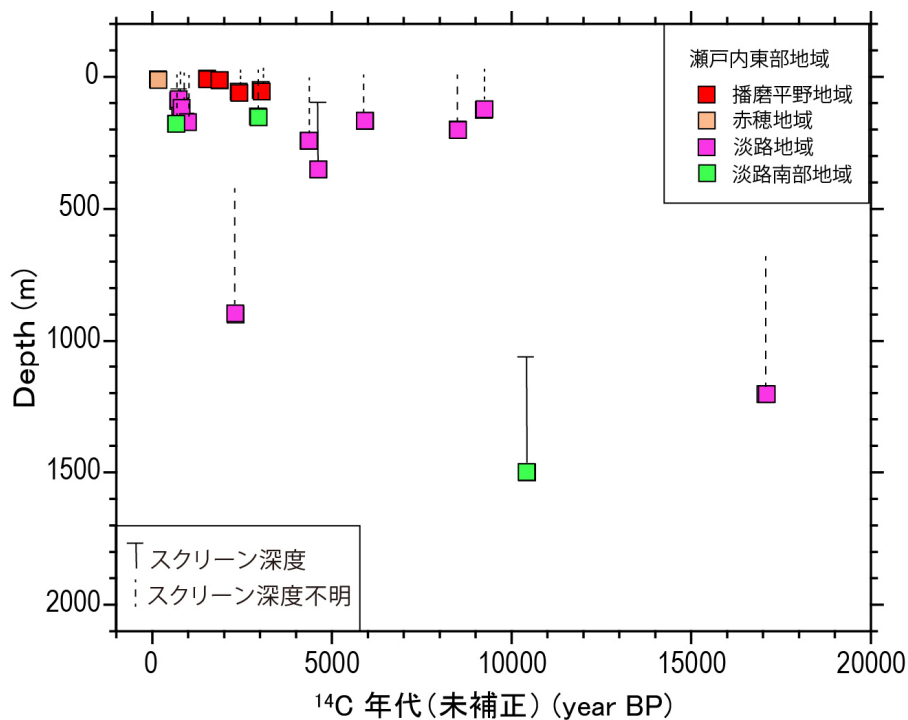


図 3.2.1.3-8 瀬戸内東部沿岸域における淡水系地下水 (Cl < 200 mg/L) の ¹⁴C 年代の深度分布

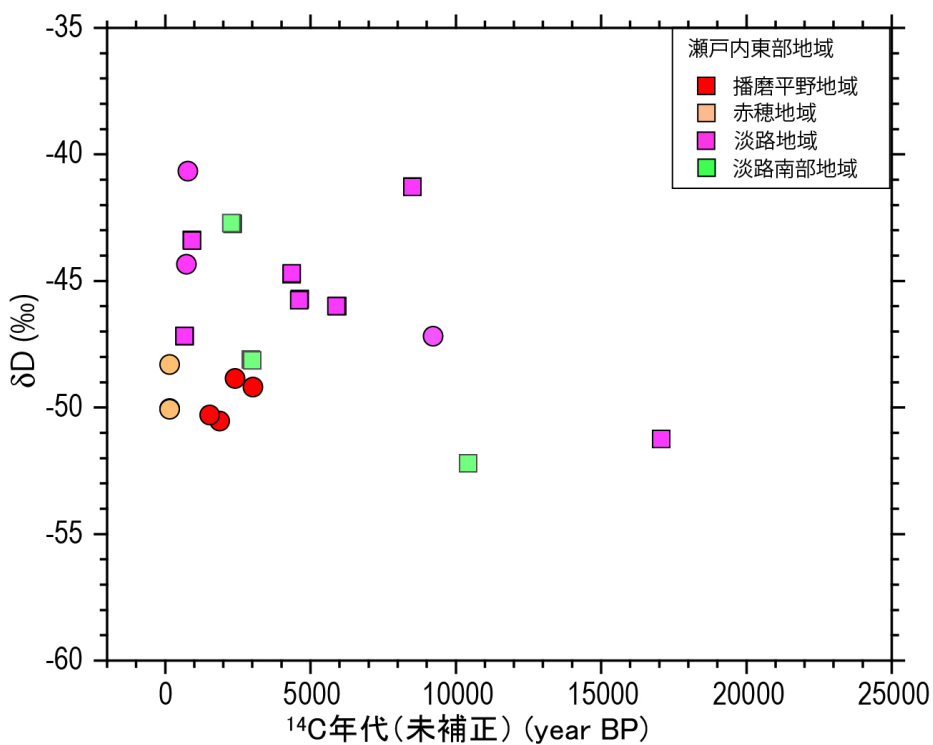


図 3.2.1.3-9 瀬戸内東部沿岸域における淡水系地下水 (Cl < 200 mg/L) の ¹⁴C 年代と水素同位体比の関係

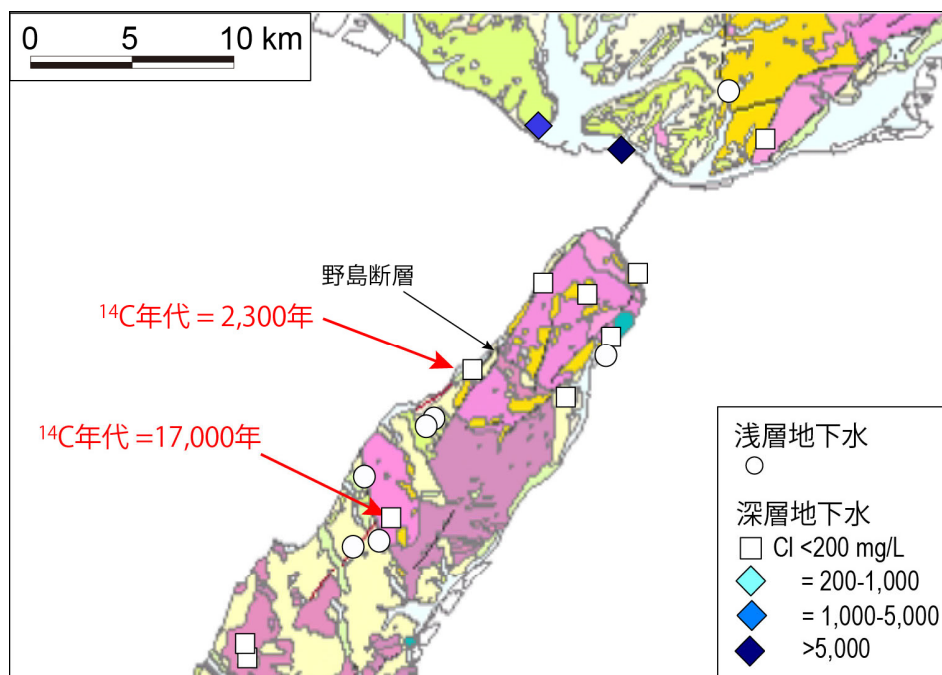


図 3.2.1.3-10 淡路地域深層地下水（900 m 以深）の ^{14}C 年代

20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012¹⁵⁾）を使用。

(2) 塩水の年代

瀬戸内東部沿岸域における地下水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係を図 3.2.1.3-11 に、塩水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分布を図 3.2.1.3-12 示した。天水成分は、瀬戸内西部及び中部の解析時と同じ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (150 \pm 50) \times 10^{-15}$ (Cl = 5 mg/L) を仮定した。播磨平野地域においては前述のように Li/Cl 比が高く、Br/Cl 比の低い深部流体の特徴を有する塩水地点もあるため、海水起源と深部流体起源の塩水とで凡例を分けている。深部流体の影響を受けている地点はいずれも $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は高く、海水起源の 2 地点については、一方は海水の値と良く一致し、もう一方は比較的高い値を示している。赤穂地域の 2 地点はいずれも海水中の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比よりも明らかに高く現代の海水の混入は考え難い。淡路南部地域の 3 地点はいずれも海水と天水の混合線上にプロットされている。一点のみ深度 150 m の比較的浅い深度の地下水であり、トリチウムが検出されている (0.37 TU)。この地点については現代の海水が混入していると思われるが、他の 2 地点はトリチウムが検出されておらず海水の混入は考え難い。なお、淡路地域においては Cl 濃度の高い試料が見受けられないため $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分析は行わなかった。

次にその年代と分布の特徴について検討する。海水の侵入年代(t)は以下に示す式で計算される。

$$t = \frac{-1}{\lambda} \ln \frac{R - R_e}{R_i - R_e}$$

ここで λ は ^{36}Cl の壊変定数、 R は地下水試料、 R_i は海水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比、 R_e は帯水層における $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の放射平衡値を示す。海水の侵入年代と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の変化の関係は、海水が侵入する間に通過する地層固有の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値により異なる（森川・戸崎，2013¹⁸⁾）。赤穂および播磨平野西部地域では、取水層が花崗岩である場合でも、表層は赤穂層（流紋岩質凝灰岩）が厚く堆積しているため（佐藤ほか，2016¹⁹⁾），ここでは広島花崗岩類の放射平衡値 ($26\text{--}38 \times 10^{-15}$) と、凝

灰岩地域の放射平衡値 ($13\text{-}20 \times 10^{-15}$) の2種類に分けて計算を行った。淡路地域南部も和泉層群が深く堆積しているため、和泉層群の放射平衡値 ($6.9\text{-}9.9 \times 10^{-15}$) を使用して計算を行った。

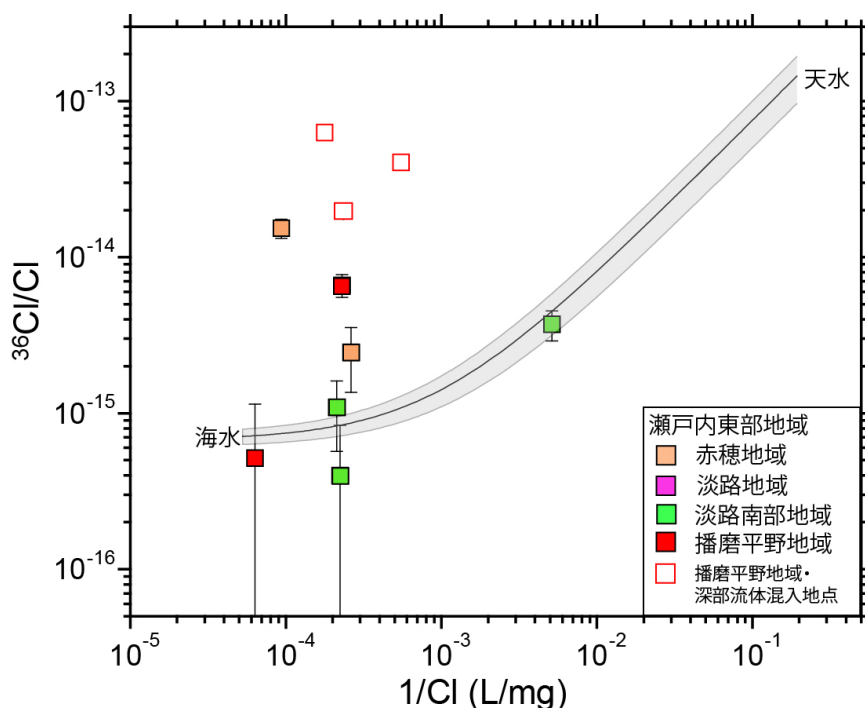


図 3.2.1.3-11 瀬戸内東部沿岸域における地下水・湧水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012⁴), 2013⁵), 2014⁶) のデータを含む。曲線は、海水 ($\text{Cl} = 19,000$ mg/L, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifield et al., 2013²⁰) と天水との混合線を示している。天水 (淡水成分) の値は、湧水の値である $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (194 \pm 9) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 4.6$ mg/L) を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (150 \pm 50) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 5$ mg/L) と仮定した。検出限界以下であった 1 試料は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。

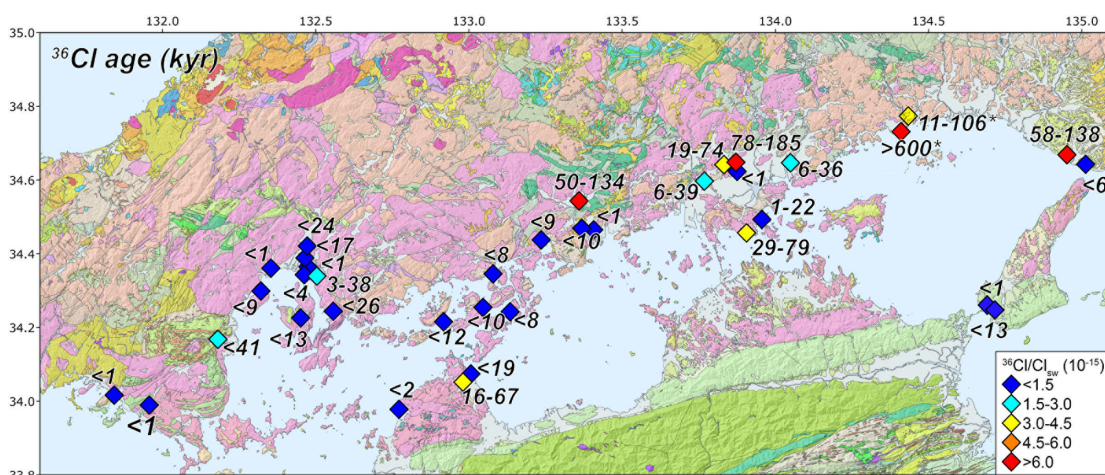


図 3.2.1.3-12 瀬戸内東部沿岸域における塩水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比および ^{36}Cl 年代の分布
20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012¹⁵) を使用。

図 3.2.1.3-13(a, b)では、塩水試料中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と、主な海進の時期に海水が侵入したと仮定した場合のそれぞれの海水が現在取り得る $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を比較した。赤穂地域の 2 つの塩水の侵入年代は流紋岩質凝灰岩の放射平衡値の場合、それぞれ 60 万年以上と 1.1~11 万年と計算される。また、花崗岩の放射平衡値を使った場合はそれぞれ 18~47 万年と 0.6~4.8 万年と計算される。赤穂地域は流紋岩質凝灰岩が厚く堆積しており、海水起源の地下水が浸透する間は、主にこの凝灰岩と接していると考えられるため、流紋岩質凝灰岩で計算した値を採用するのが望ましい。海水の侵入年代が 60 万年以上であることは、瀬戸内西部および中部には見られなかった特徴である。また、播磨平野地域において、 Li/Cl 比や Br/Cl 比より Cl の起源が海水と考えられる地点 B (図 3.2.1.3-1 中の播磨平野地域) の海水侵入年代も 7.3~11 万年と、瀬戸内西部および中部の多くの地点で確認された塩水が示す年代値 (4 万年以下) よりも古く、MIS 5e の海進時に近い年代値を示している。この地点は始新世前期から漸新世後期の神戸層群および更新世前期から鮮新世後期の大阪層群が堆積している。これらの堆積岩類の放射平衡値は一般に花崗岩の放射平衡値に比べて低い傾向にあるため、実際にはさらに古い年代を示している可能性もある。一方、淡路地域南部の 3 地点ではいずれも現海水あるいは縄文海進時程度の比較的最近の海水侵入の影響を示唆する結果が得られた。

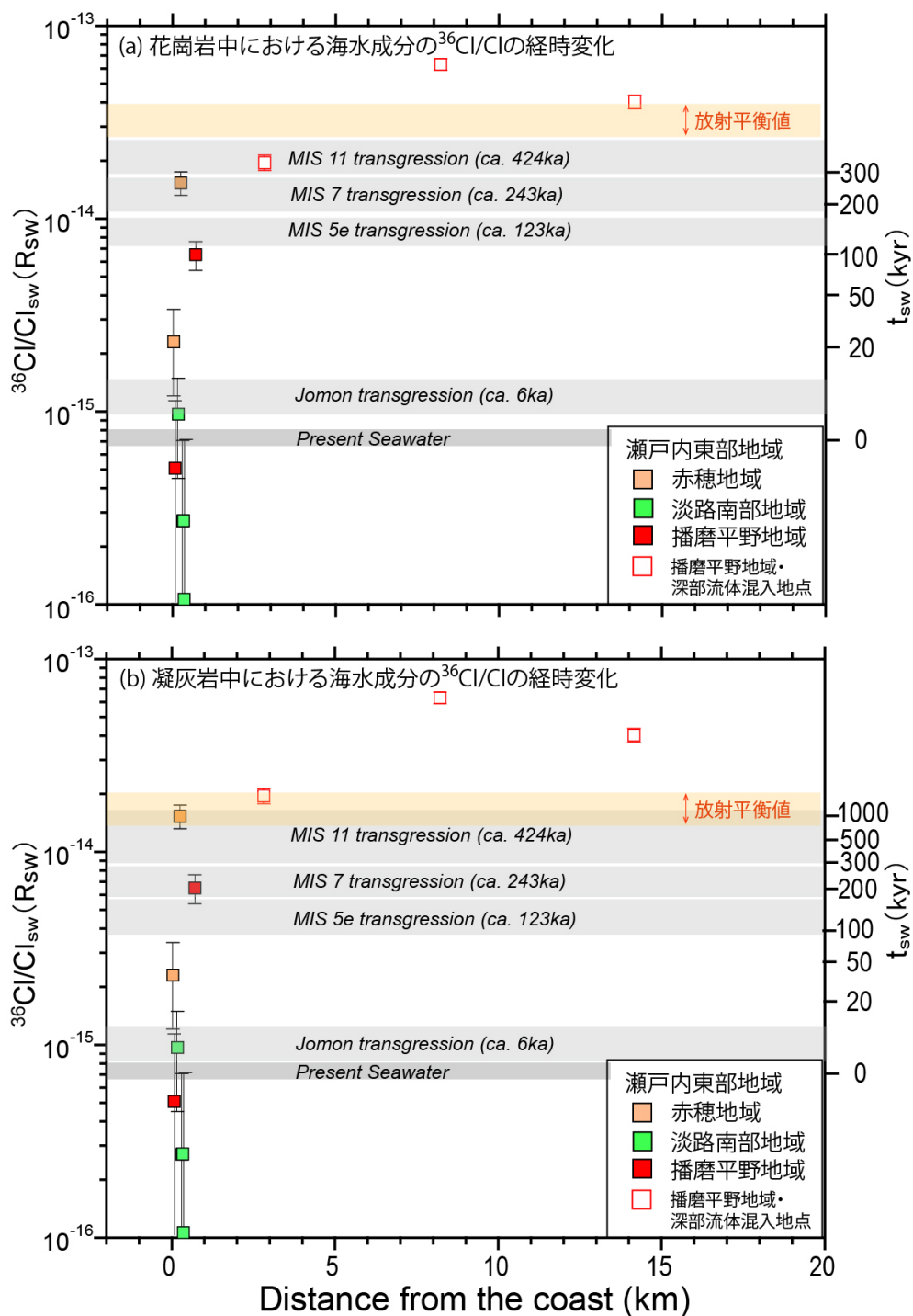


図 3.2.1.3-13 瀬戸内東部沿岸域における塩水の ^{36}Cl 年代と海進の時期との比較

データは、天水成分の混合の影響を補正した海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 (R_{sw}) として (Tosaki et al., 2017²¹), 海岸からの距離に対して示してある。検出限界以下であった1試料は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。右側の軸は、海水成分の年代 (t_{sw}) を示しており (Tosaki et al., 2017²¹), その計算に用いた放射平衡値 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 26\text{--}38 \times 10^{-15}$ (a), $13\text{--}20 \times 10^{-15}$ (b)) は、森川・戸崎 (2013)¹⁸の広島花崗岩類(a), および流紋岩質凝灰岩として有馬層群(b)の化学組成を用い、Andrews et al. (1989)²²の方法にしたがって算出した。

(3) He 蓄積年代

図 3.2.1.3-14 に淡水および塩水のヘリウム (^4He) 濃度深度プロファイルを示す。地下水中の ^4He は、淡水・塩水にかかわらず、地下に滞留している間に帯水層岩石および周辺の地殻岩石から発生した成分が溶解したものである。従って、地下水の年代に比例して ^4He 濃度は高くなる。ただし、深部流体の上昇地域では地殻深部やマントルからの ^4He フラックスによる ^4He 濃度の増大も考えられるため一概に年代値に換算できない場合もある。図 3.2.1.3-14 では、参考として花崗岩地域における ^4He の生成量を基に計算された地下水への ^4He 蓄積速度 ($1 \times 10^{-10} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O/year}$; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013⁵⁾) を用いた年代概算値を横軸に付した。瀬戸内中部沿岸域における地下水中の ^4He 濃度の深度分布では、 ^4He 濃度が高く、塩水の方が高濃度の傾向が見られた (産業技術総合研究所, 2018²⁾)。しかし、瀬戸内東部地域においては深度による違いは認められないが、明瞭な地域差が認められる。Li/Cl 比 (図 3.2.1.3-2) および Br/Cl 比 (図 3.2.1.3-3) から推定した深部流体の混入地点 (播磨平野地域の数点) において、最も高い ^4He 濃度が観測されている。赤穂地域・淡路南部地域においても ^4He 濃度は高いが、淡路地域は深層においても低濃度を示した。

播磨平野地域の塩水のような深部流体混入地点で ^4He 濃度が相対的に高いことは、深部からの ^4He フラックスが高いことが理由として考えられる。淡路南部地域では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比から推定した塩水の侵入年代は、縄文海進時あるいはそれ以降と比較的新しいことが示されたが、これらの地点では ^4He 濃度が高い。しかし、瀬戸内東部における深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比分布を見ると (図 3.2.1.3-15)、淡路南部地域は $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高く、マントル起源ヘリウムを多く含む地下水も存在していることが示唆される。淡路南部地域において ^4He 濃度の高い地点が多い理由は、マントル起源ヘリウムを含む深部からの ^4He フラックスが大きいためと考えられる。地下水年代値に換算するには、この深部からの ^4He フラックスを正確に見積もる必要がある。

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代より赤穂地域の塩水は瀬戸内沿岸部の中でも最も古いことが示されており、この結果と ^4He 濃度が高いことは整合的である。 ^4He 濃度の高い赤穂地域の地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を見ると、60 万年以上の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代を示した地点でやや $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高い (0.5 Ra)。マントル起源ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ を 8 Ra、地殻起源 $^3\text{He}/^4\text{He}$ を 0.01 Ra とすると、マントル起源ヘリウムの寄与は 6~7% と計算される。しかし、1.1~11 万年の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代を示した地点では $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は低く (0.1 Ra)、マントル起源 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の寄与は低い。従って、深部からの ^4He フラックスによる年代計算値の不確か性が大きいと考えられるものの、赤穂地域の ^4He 濃度の高さは $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代と同じく地下水年代が古いことを反映している可能性がある。

淡路地域の地下水は浅層・深層とも ^4He 濃度が低く、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比からマントル起源ヘリウムの寄与を見積もることは困難であるが、 ^4He 濃度の蓄積が進むほど地下水年代が古いとはいえない。

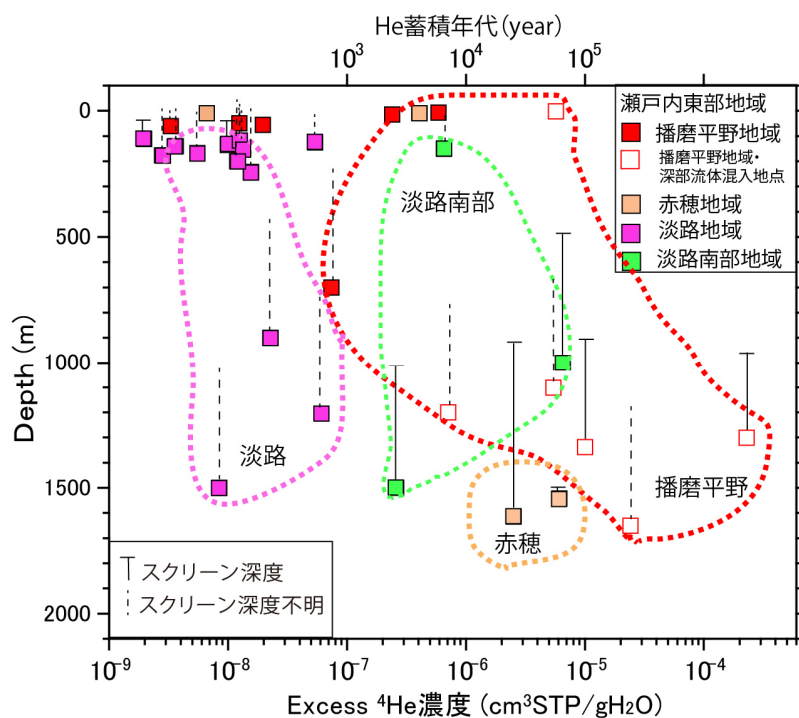


図 3.2.1.3-14 瀬戸内東部沿岸域における地下水の Excess ^4He 濃度の深度分布

上軸の He 蓄積年代は、広島花崗岩地域における蓄積速度 (^4He 蓄積速度 $1 \times 10^{-10} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O/year}$: 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013⁵⁾) を用いて計算し、深部流体による深層からの ^4He フラックスは考慮に入れていない。Excess ^4He 濃度は、地下水の ^4He 濃度実測値から溶存大気起源の ^4He 量 (約 $4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$) を差し引いた濃度で、地下水滞留中に付加された ^4He 量を示す。なお、試料によっては過剰空気 (Excess Air) を含むもの、脱ガスによる濃度の低下も考えられるため、その影響を補正した値を使用している。

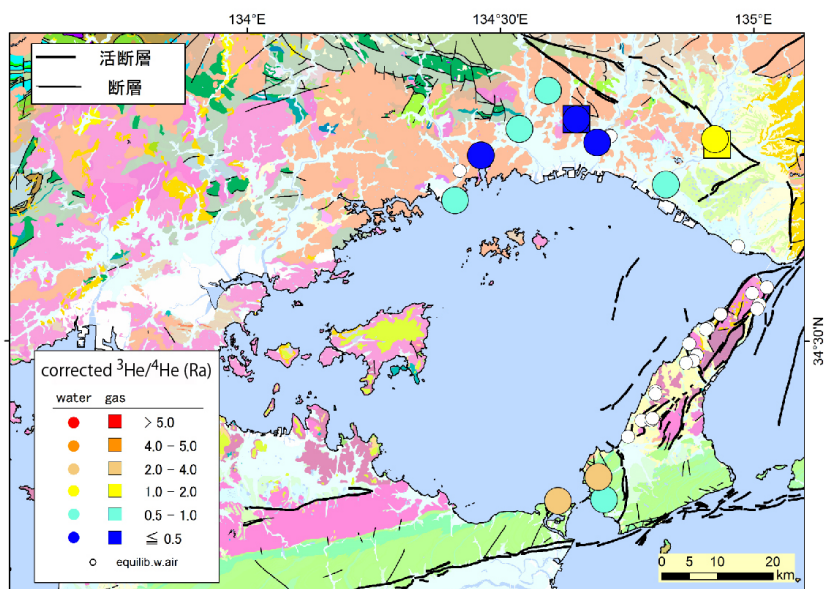


図 3.2.1.3-15 瀬戸内東部における深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 分布

地下水滞留中に付加されたヘリウムの同位体の特徴を見るため、大気成分を取り除いた後の corrected $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値をプロットしている。また、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は大気で規格化した値 ($1 \text{ Ra} = 1.4 \times 10^{-6}$) を記した。20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2015¹⁶⁾) を使用。

3.2.1.4 亀裂性媒体分布地域における地下水流動系評価に際した地域的差異の要因の検討

瀬戸内東部地域における地下水年代の地域的差異とその要因

3.2.1.3 章において議論した瀬戸内東部内の各地域における地下水年代の特徴は以下にまとめられる。

- ・赤穂地域： $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 年代より海水の侵入年代は、瀬戸内沿岸部としては例外的に極めて古い。深部からの ^4He フラックスの影響を排除することはできないが、 ^4He 濃度は高く、塩水の侵入年代の古さと整合的である。
- ・播磨地域：深部流体起源の Cl を含む塩水が多い。沿岸域では海水起源の塩水が存在し、その年代は、現海水の侵入を示す地点と縄文海進期以降から概ね下末吉海進時までの比較的古い塩水を示す地点が存在する。浅層地下水の年代は、 ^{14}C 年代からは3,000年以下となっている。 ^{14}C データの欠損、深部起源の ^4He の影響で深層の淡水年代の把握には至っていない。
- ・淡路地域：高 Cl 濃度地下水がないため、塩水の侵入年代の把握には至っていない。淡水系地下水については概ね深度とともに地下水年代は古くなる傾向が見られた。しかし、深層地下水においては、断層を挟んで上流側と沿岸部とでは最終氷期に涵養されたやや古い天水と、縄文海進期以降の若い天水の両方が ^{14}C 年代より観測された。 ^4He 濃度からは、全般的に地下水年代は他地域と比べて若いと思われる。
- ・淡路南地域： ^{36}Cl 年代からは塩水の侵入時期は縄文海進期以降の比較的新しい時代である。淡水系地下水については、 ^4He 濃度が高い傾向にあるが、深部起源の ^4He の影響が大きく、年代の把握には至っていないが、深度1,500 m付近に賦存する地下水は最終氷期に涵養された天水を起源とする可能性がある。

瀬戸内東部地域内の4地域において上記のような差異、特に塩水の侵入年代に違いが認められた要因として地質構造の違いが考えられる。赤穂地域の地下水は、約8,300～8,200万年前に生じた巨大噴火により形成された直径約21 kmのカルデラ（赤穂コールドロン）内に胚胎する地下水に相当する（図3.2.1.4-1）。コールドロン内を埋める火砕流堆積物（溶結凝灰岩）の厚さは700 mを超えるとされている（佐藤ほか, 2016¹⁹⁾）。図3.2.1.4-1中の地点Cの掘削深度は1,600 m以上であり、取水層の地質は花崗岩であるが、その上位には火砕流堆積物が厚く堆積している。地点Cにおいて海水起源の地下水の深層に至る侵入メカニズム（鉛直方向に溶結凝灰岩を通してさらに花崗岩内を浸透したか、より海域から斜め方向に花崗岩内を浸透し、現在の位置まで到達したか）は不明であるが、上位に堆積物および凝灰岩が比較的厚く堆積しているため、それらがキャップロックとして機能し、地下水流動が阻害され緩慢となり、深部で地下水が長期に滞留し、地下水年代が古くなった可能性がある。

播磨平野地域では、東部の深層地下水において、現海水の侵入を示す地点と比較的古い塩水の侵入を示す地点が存在する。この地域は、古第三紀の神戸層群が厚く堆積している。堆積岩が厚く堆積している地域での古い塩水年代は大阪平野においても見られている。これに対し、花崗岩が表層付近から分布している淡路地域では海水の侵入年代は得られていないものの ^4He 濃度は他地域に比べて低く、地下水年代は相対的に若いと推定される。播磨平野地域や大阪平野では堆積岩中の浸透速度が遅く、淡路地域では花崗岩に発達した亀裂中を通して地下水が速やかに浸透していることが要因の一つとして考えられる。

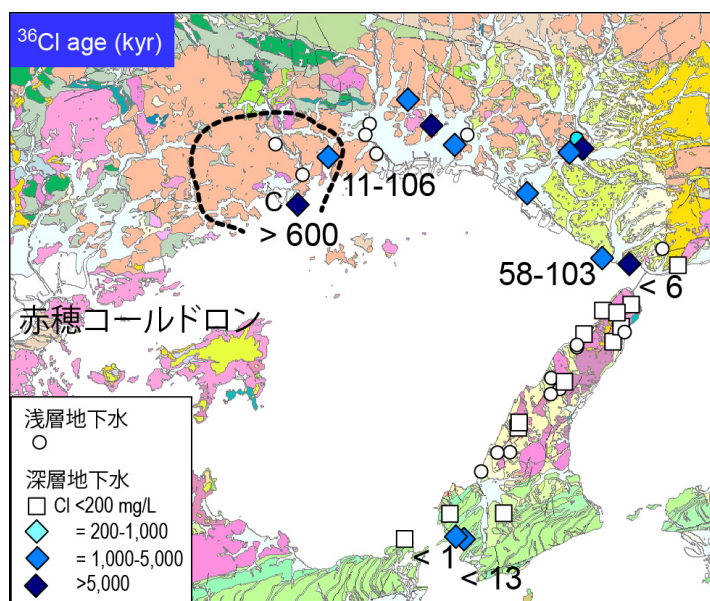


図 3.2.1.4-1 瀬戸内東部の試料採取地点と赤穂コールドロンの分布地域
破線は赤穂コールドロンの範囲を示す（佐藤ほか，2016¹⁹）。20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012¹⁵）を使用。

瀬戸内沿岸地域における地下水流動系評価に際した地域的差異を引き起こす要因

産業技術総合研究所 (2018)²⁾において、瀬戸内西部から中部沿岸域においては縄文海進期以降の若い塩水の広い分布、最終氷期の淡水地下水の深層への侵入が明らかとなった。さらに産業技術総合研究所 (2018)²⁾では、最終氷期に卓越した淡水地下水の流動によって、古い塩水がフラッシングされた可能性を示した。ただし、福山平野・岡山平野周辺域に局所的に賦存する古い塩水が確認されている。この「不均質な分布」は、海水準が低下した氷期に瀬戸内中部では盆地状の地形が形成されたことによりフラッシングの影響は限定的であったため、一部では標高-500 m~-1,500 m 程度の深部に地下水年代の古い塩水が残留したと考えた。本調査では、瀬戸内東部沿岸域においても、縄文海進や下末吉海進（12.5 万年）よりも古い年代値を示す海水が残留することが確認された。また、その分布には地域的な不均質性が認められ、隣接する地点においても年代が大きく異なることが明らかとなった。瀬戸内東部沿岸域においては、古い年代値を示す海水が残留する要因として、取水層の地質が花崗岩であっても、上位に堆積岩が厚く分布している場合は堆積岩中の地下水流動速度が律速段階となり、結果として非常に古い年代を示している可能性が考えられた。

ここでは、表層地質と塩水の侵入年代の関係について瀬戸内西部・中部の結果も合わせて考察する。図 3.2.1.4-2 には、塩水の ^{36}Cl 年代とそれぞれの地点周辺の柱状図を示した。瀬戸内西部および中部では花崗岩が露出している地点が多く、堆積層が認められる場合でも層厚は概ね 100 m 程度である。これらの地点の地下水の多くは若い ^{36}Cl 年代を示している。また、本調査により、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が高い地点は瀬戸内中部から瀬戸内東部に集中することが明らかとなった（図 3.2.1.4-2）。瀬戸内東部沿岸域における ^{36}Cl 年代の古い地下水の存在は、堆積岩が花崗岩の上位に厚く堆積していることで説明づけられる。瀬戸内中部においては、全ての地点で柱状図が存在するわけではないが、花崗岩が露出している地点でも地下水は縄文海進期以降のやや古い ^{36}Cl 年代を示している。産業技術総合研究所 (2018)²⁾で指摘したように氷期の盆地地形による塩水成分の残留も否定できない。図 3.2.1.4-2 では古い ^{36}Cl 年代を持つ地下水は岡山平野

から播磨平野にかけて集中し、盆地の縁辺部では若い傾向があるように見える。縁辺部においては、氷期には山麓に位置し、地下水流動が活発になり、古い時代に侵入した海水は洗い流される可能性がある。海水の侵入年代、言い換えれば沿岸部における海水の鉛直方向の流動速度を規制する要因として、上部に堆積する堆積物の厚さとともに、(特に氷期に海水準が下がった場合の) 地形の考慮に入れる必要があると考えられる。

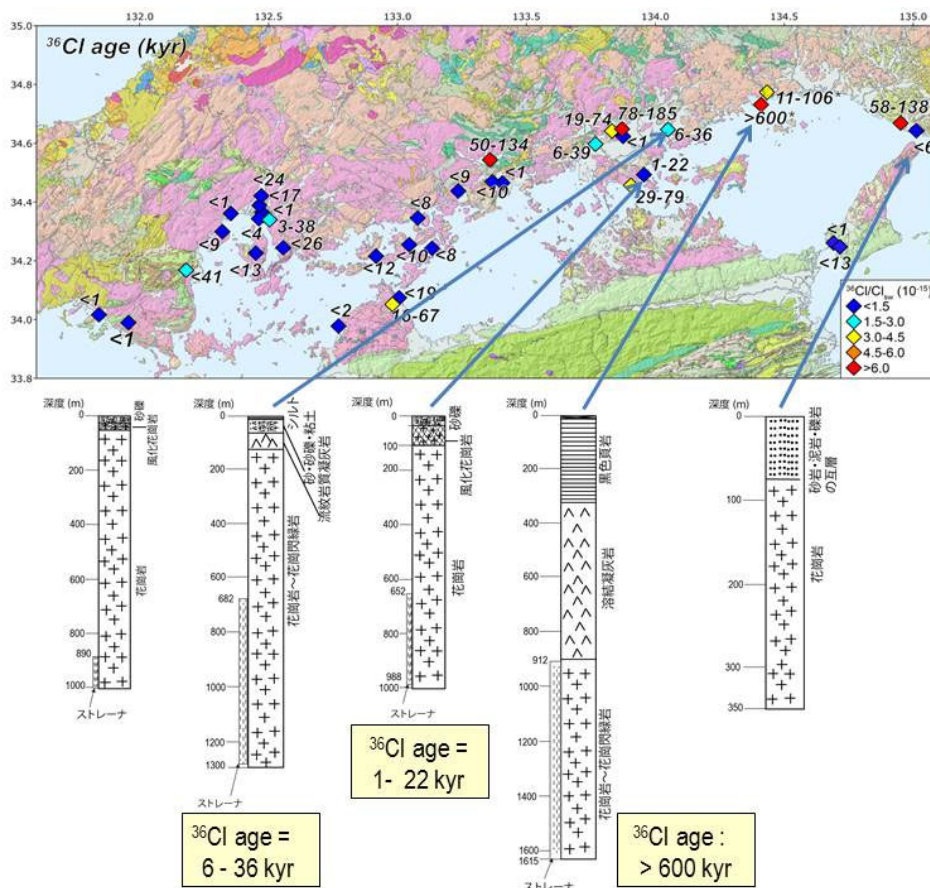


図 3.2.1.4-2 瀬戸内沿岸域における塩水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の分布と周辺の地質柱状図 ^{36}Cl から計算される塩水の年代範囲を併せて表示した。20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012⁴⁾) を使用。

【まとめと今後の課題・注意点】

まとめ

平成 28 年度および平成 29 年度では広島平野周辺部 (瀬戸内西部地域)、岡山・福山平野周辺部などの瀬戸内中部地域を対象に表層地形が異なる地域の塩水-淡水の侵入・流動状態を把握した。本事業においては、亀裂性媒体分布地域の中でも花崗岩が露出している地域と、上位に堆積岩・凝灰岩が比較的厚く分布している地域において、水質、地下水年代等から地下水流動解析に必要な要素の抽出を行った。対象地域は、瀬戸内東部地域とし、東部地域内を便宜上、花崗岩の露出している地域の卓越する「淡路地域」、赤穂コールドロン内に位置する「赤穂地域」、堆積物・凝灰岩が比較的厚く堆積している「播磨平野地域」、堆積岩 (和泉層群) が厚く堆積する「淡路南部地域」に分け、水圧、水質、地下水年代等それぞれの地域における地下水流動の

解析を試み、地下水流動解析に必要な要素を以下のように抽出した。

- ・花崗岩の露出している地域の卓越する「淡路地域」においては、浅層から深層までの淡水の放射性炭素同位体 (^{14}C) を用いた地下水年代の解析を行った結果、中深度処分相当深度の地下水流動解析範囲となる 100～300 m 程度の深度においては最終氷期～現在の涵養までの幅広い地下水年代値が観測されると同時に、深度 1,000 m 前後の地下水では、野島断層を挟んで上流側と、下流側で地下水年代の大きな違いが見られた。この理由として、断層より下流側では断層の影響により上流側の地下水流動が遮断され、圧力水頭(水圧)の低下が起り、断層を通じた浅層からの地下水涵養が促進されることが考えられた。淡水が相対的に速く深層まで浸透している可能性は、溶存ヘリウム濃度 (^4He) の特徴からも考えられた。これらのことから、上流側から下流側への地下水流動の遮断、相対的に速い深層への地下水流動など、断層が地下水流動において果たす機能を特定することが、地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- ・堆積物・凝灰岩が約 900 m ほど堆積するコールドロン地形を有する「赤穂地域」においては、深度 1,600 m の海水起源の地下水で 60 万年を超える非常に古い地下水年代値が得られた。これは瀬戸内西部・中部では全く見られなかった古い塩水の停滞を意味している。コールドロンのような陥没地形と、そこを埋める堆積岩・溶結凝灰岩の厚い分布とが Cap Rock となり深部の地下水年代が古い可能性が指摘された。上位に胚胎する堆積物の層厚、厚い堆積物の堆積を引き起こす地形分布などが、亀裂性花崗岩中に存在する地下水の地下水流動解析に当たっても必要な要素であることが抽出された。これは、平成 29 年度に指摘された、氷期の海水準の低下による沿岸域の地形の変化とともに、地殻変動等の事象により引き起こされた地形の変化も地下水流動解析に当たって重要であることを意味している。
- ・堆積物・凝灰岩が比較的厚く堆積している「播磨平野地域」では、Cl 濃度の高い水質を示す地下水が多く分布しているが、Li/Cl・Br/Cl 等の指標を用いることにより、これらは深部流体の上昇が原因であることがわかった。このような場合、放射性塩素同位体を用いた海水起源の地下水年代の解析には不適格である。また、 ^4He を用いた地下水年代の解析においてもヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) から深部流体起源 ^4He の影響がある場合は、年代の計算は困難である。ただし、深層からの深部流体等の上昇も含めた解析を行うことが、水質・地下水年代からの地下水流動解析に必要な要素として抽出された。

今後の課題・注意点

本課題において行った既存孔井による調査について、以下の課題・注意点があげられる。本調査の結果は、水源井・温泉掘削井など既存孔井を用いた結果であり、これらは常時利用・揚水することが可能な透水性の良い地点からの水をくみ上げている。亀裂性媒体分布地域における地下水の賦存は透水性割れ目に限定された非常に局所的なものである。若い塩水や大規模な流動系に隣接する場所で停滞性の塩水・淡水の存在もあり得る。3次元水文地質モデルを構築する上ではこの不均質性をどう扱うかが問題となる。

【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する調査) 事業：平成 29 年度事業報告書。
- 2) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の評価手法に関する予察的調査) 事業：平成 28 年度事業報告書。
- 3) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書。

- 4) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備 : 平成 23 年度事業報告書.
- 5) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備 : 平成 24 年度事業報告書.
- 6) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地質処分に係る地質情報データの整備 (水理関連情報の整備) : 平成 25 年度事業報告書.
- 7) 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業 : 平成 27 年度事業報告書.
- 8) 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- 9) 浅田 昭 (2000) 日本周辺の 500 m メッシュ海底地形データとビジュアル編集プログラム. 海洋調査技術, 12(1), 21-33.
- 10) 桑代 勲 (1959) 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, 32, 24-35.
- 11) 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (編) (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 402 p.
- 12) 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 水路部研究報告, 30, 237-327.
- 13) 堀 信行 (1986) 瀬戸内海の海底地形と最終氷期の古水系に関する考察. 藤原健蔵編 : 瀬戸内海地域における完新世海水準変動と地形変化, 昭和 58・59・60 年度科学研究費補助金 (一般研究 A) 研究成果報告書, pp. 88-97.
- 14) 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤努・高橋浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本齊・堀口桂香・戸崎裕貴・切田司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. 日本水文科学会誌, 44, no. 1, 3-16.
- 15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 16) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版 (<https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 17) Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial-distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem J.*, 28, 387-410.
- 18) 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. 地質調査総合センター研究資料集, 582, 21 p.
- 19) 佐藤大介・山元孝広・高木哲一 (2016) 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅 播州赤穂岡山 (12) 第 69 号
- 20) Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- 21) Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51, 263-275.
- 22) Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.

3.2.2 多孔質媒体分布地域における地下水流動解析に必要な要素の抽出

【実施内容】

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は地下水水質・地下水年代の分布が層状構造を有する堆積岩沿岸地域について、地下水水質と地下水年代、地下水流動の関連性を検討する。具体的には、青森県東部地域(上北平野)の河川水、浅層地下水および深層地下水の水質・同位体データを精密に解析し、上北平野の地下水水質の特徴、塩水・淡水分布、地下水年代分布の地域的差異の要因に関して検討し、課題を抽出する。

【成果】

3.2.2.1 はじめに

中深度処分においては、廃棄物埋設地から生活圏に至る地下水の流動経路を考慮し、廃棄物埋設地の設置場所が選定されると考えられる。将来 10 万年程度の期間を想定した地下水流動の推定を行うためには、廃棄物埋設地を通過する地下水流動系において、涵養域から流出域までの広域地下水流動系を把握するとともに、廃棄物埋設地周辺の水理特性の変動、将来 10 万年程度の自然事象（隆起・浸食・海水準）の変動を考慮に入れた評価が行われている必要がある。

産業技術総合研究所（2017¹⁾; 2018²⁾）では、多孔質媒体分布地域において海水準変動が地下水流動に影響を与える影響評価手法の検討として、青森県東部・上北平野における塩水・淡水の分布、塩水の起源に関する検討を行った。当該地域の深層（深度-1000~-1200 m）においては、上北平野南部（奥入瀬地域）では地層堆積時にも及ぶ古い時代の海水が停滞していること、沿岸域においてのみ若い海水の侵入があり、海水準の変動に伴う流動の活発化が示唆されることが示された。

本事業においては、平成 29 年度の検討で示唆された深層地下水の滞留状況の検証のため、さらに塩水の年代に関する検討を行い、地下水流動系変化の概念モデルを改良するとともに、深層の地下水流動状況も踏まえた、広域地下水流動を把握するために、地表水試料の分析・解析に基づく地下水涵養に関する検討、地下水水質・同位体等の分析・解析に基づく地下水混合・年代・流動系変化の検討を行い、地下水流動の地域的差異の要因に関して考察する。そして、水圧、水質、地下水年代等から深層の地下水流動状況も踏まえた中深度処分相当深度における広域地下水流動解析を行う上で必要な要素を抽出する。

3.2.2.2 詳細な地表水・地下水調査に基づく知見の収集・整理

青森県東部に位置する上北平野は、平野全体に広く発達した海成段丘によって特徴付けられ、その編年から過去の相対的海面変化の履歴が詳細に把握されている地域である（宮内，1985³⁾；小池・町田，2001⁴⁾）。図 3.2.2.2-1 に示した最終氷期最盛期を想定した地形と海岸線の位置（海水準-120 m）からわかるように、上北平野沖では南部ほど大陸棚が広く発達しており、我が国において氷期一問氷期の海岸線の移動距離が比較的大きな地域の 1 つである（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2013⁵⁾）。本地域の大部分では、海水準変動に伴う広域地下水流動系の流出域の移動距離は 20-40 km 程度に及ぶものと推定されることから、これまで、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010⁶⁾；2011⁷⁾；2012⁸⁾）、産業技術総合研究所（2017¹⁾；2018²⁾）において、氷期一問氷期の海水準変動が地下水系に与える影響および地下水流動系変化に関する検討を行ってきた。

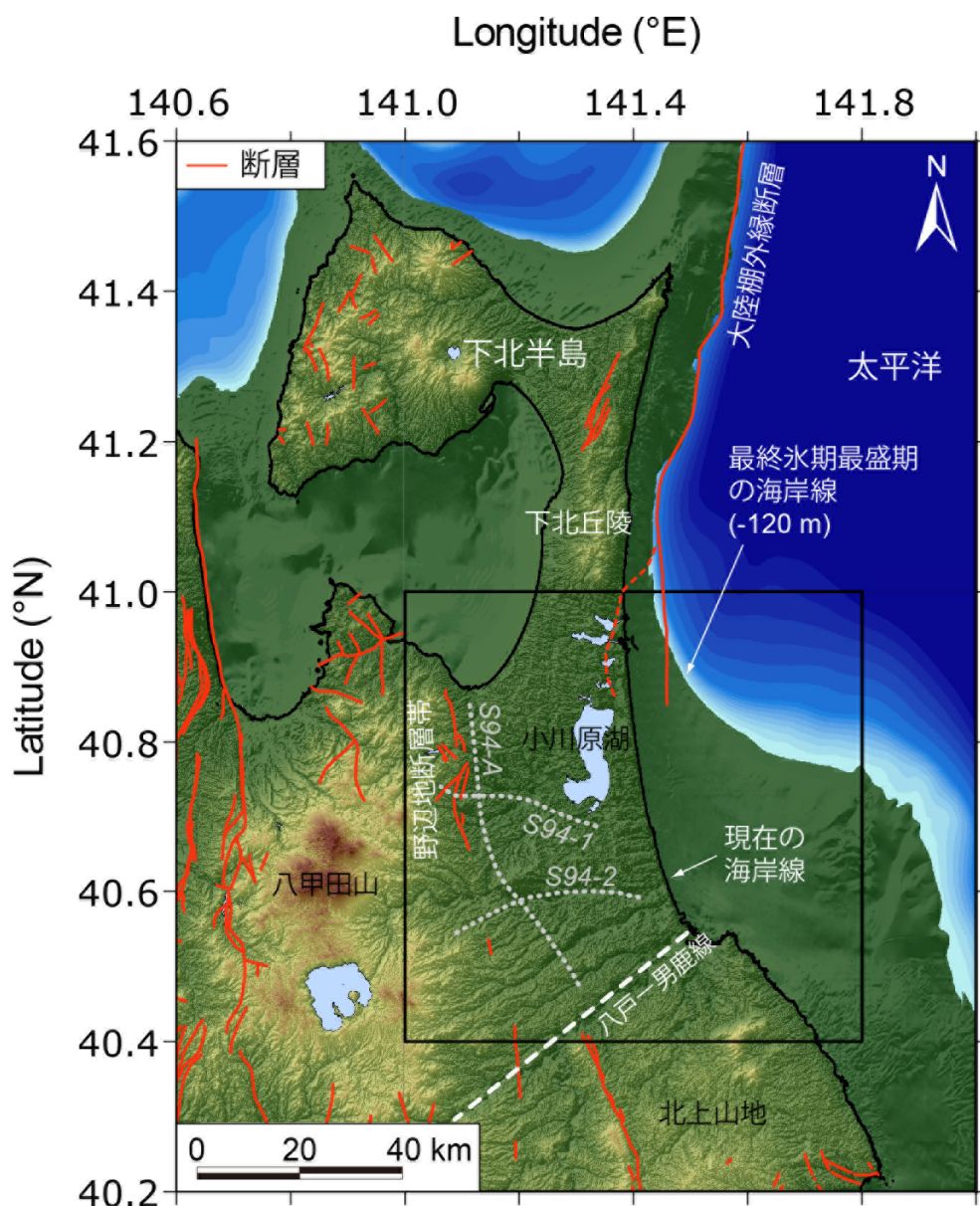


図 3.2.2.2-1 青森県東部の広域地形図

氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した。断層の位置は、産業技術総合研究所（2009¹⁴；2018²）、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012）¹⁵、渡辺ほか（2008）¹⁰に基づく。白色の破線は、生出（1984）¹¹による地質学的不連続構造（八戸—男鹿線）の位置を示している。黒枠は本調査で対象とした上北平野の範囲（図 3.2.2.4-1）を示しており、灰色の点線は、石油公団（1995）¹²の地震探査測線の位置である。

平野西側の山地との境界付近には野辺地断層帯（青森県，1996）⁹が北北西—南南東方向に分布しており，平野北東側の海域には大陸棚外縁断層（渡辺ほか，2008）¹⁰がほぼ南北方向に存在している（図 3.2.2.2-1）。また，八戸周辺地域では，南から北に向かって基盤岩類の深度に大きな落差があり，東北東—西南西方向の地質学的不連続構造の存在が指摘されている（生出，1984）¹¹。上北平野は，これらの構造によって概ね画されている地域と考えることができる。一方，石油公団（1995）¹²では，図 3.2.2.1-1 に示す 3 つの測線（南北方向 1 本，東西方向 2 本）において地震探査を行っている。その結果を基に解釈された深度断面図（標高-2,000 m まで）

を図 3.2.2.2-2 に示した．東西方向の S94-1, S94-2 測線の断面をみると，平野の主要部において標高-1,000 m 前後まで新第三系は比較的水平に堆積しており，東側に向かって深度が浅くなる傾向が読み取れる．また，S94-A 測線の断面では，北側と南側において第三系の深度が浅くなっており，平野全体として緩やかな盆状構造を呈していることがわかる．同様の構造は，掘削井の地質柱状図を取りまとめた結果からも指摘されている(岩井，1975)¹³⁾．

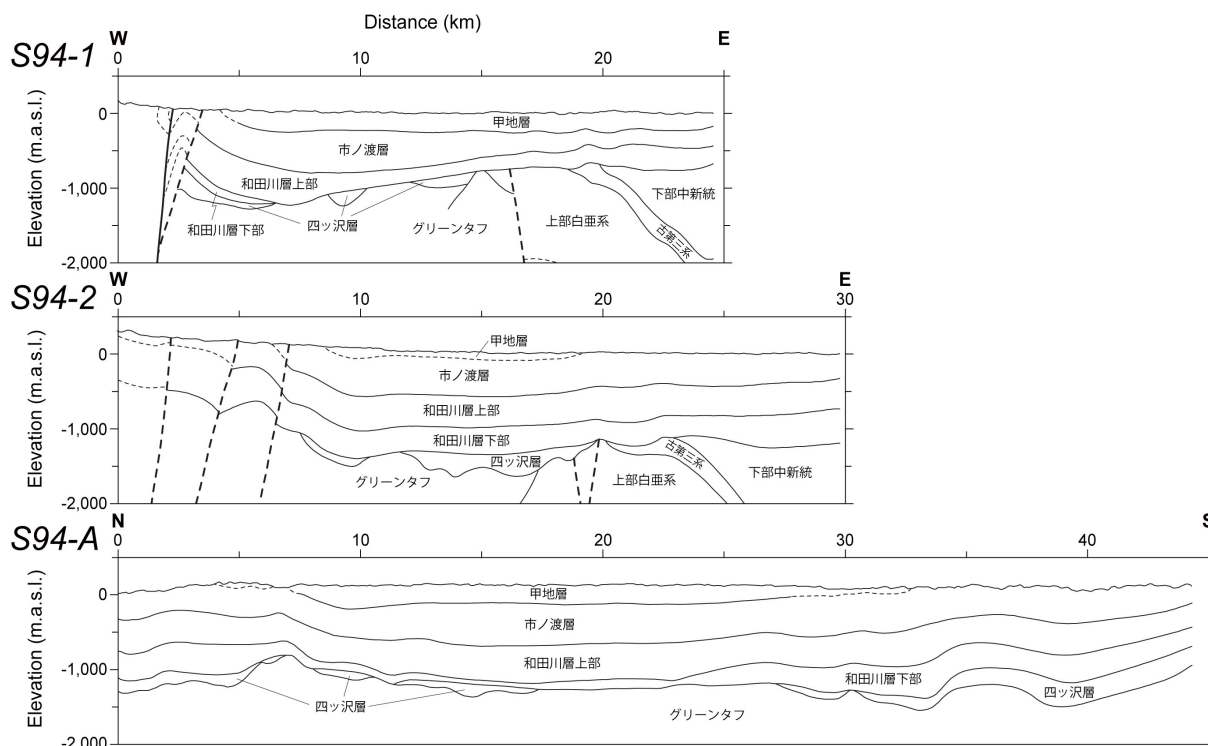


図 3.2.2.2-2 地震探査による上北平野の深度断面図

石油公団(1995)¹²⁾の地震探査解釈断面図のうち，標高-2,000 m までの範囲を示した．

本地域の比較的浅層の地下水に関しては，森・池田(1964)¹⁶⁾ や井岡ほか(2013)¹⁷⁾による調査結果がある．森・池田(1964)¹⁶⁾は，工業用水利用のための地下水調査として鮮新統以浅の水文地質や帯水層ごとの地下水の水質の特徴を明らかにするとともに，水比抵抗を基にした地下水の流動方向の推定などを行っている．井岡ほか(2013)¹⁷⁾では，地中熱利用のための水質評価として，青森県東部沿岸域の地下水の水質・同位体の全般的な特徴について報告している．また，仙台通商産業局(1989)¹⁸⁾では，深層から浅層に至るまで本地域の帯水層区分や水文地質などについて取りまとめを行っている．仙台通商産業局(1989)¹⁸⁾を参照すると，本地域における地質層序と帯水層の透水係数は表 3.2.2.2-1 のようにまとめられる．沖積層および段丘堆積物においては自由面地下水を含んでいるが，段丘堆積物中の帯水層一部においては被圧地下水となっている．更新統下部を構成する三沢層は本地域の丘陵・台地の大部分に広く分布しており，その岩層変化は著しく小川原湖南西部において軟質シルトからなる沼沢泥層が発達しているが，この泥層を除いては主として凝灰質砂および粗粒砂からなり被圧地下水を多く含んでいる．鮮新統の甲地層は主として凝灰質砂岩からなり礫岩，シルト岩を挟在する地層で，本地域内の最も優れた帯水層である(仙台通商産業局，1989)¹⁸⁾．本地域の水位分布は，図 3.2.2.2-3 のように求められている(仙台通商産業局，1989)¹⁸⁾．図 3.2.2.2-3 では，仙台通商産業局(1989)¹⁸⁾により調査した井戸・観測井の水位と既存井の掘削完了時の水位を追加して作成されている．被圧地下

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

水は三沢層，甲地層，上部中新統の市ノ渡層（上部鷹架層）に存在するが，主体は甲地層に含まれている．なお，三沢層のみから取水している井戸のデータは省いてあるため，図 3.2.2.2-3 は主に甲地層の水位を反映しているものと思われる．

一方，深層地下水に関しては，主として温泉開発・保全のための調査として，岩井(1975)¹³⁾ や青森県環境保健部（1988¹⁹⁾; 1992²⁰⁾）による報告がある．これらの報告では，温泉井の掘削資料を基にして温泉水の包蔵状態を推定するとともに，温泉水が主に存在する中新統の水文地質や温泉水（深層地下水）の水質の特徴についてまとめられている．深層では和田川層が温泉水利用のための深層地下水の主要な帯水層となっている（岩井，1975）¹³⁾．仙台通商産業局（1989）¹⁸⁾の取りまとめでは，和田川層の透水係数として 10^{-4} cm/s 台の値が挙げられているが（表 3.2.2.2-1），岩井(1975)¹³⁾や青森県環境保健部(1988)¹⁹⁾では 10^{-3} cm/s 以上を示す掘削井があることも報告されており，その透水性は高いものと推測される．

表 3.2.2.2-1 上北平野における地質層序と帯水層区分

時代		地層名	主要岩相	平均的厚さ (m)	透水係数 (cm/s)
第四紀	完新世	沖積低地堆積物等	砂・礫・粘土		2.8×10^{-2}
	更新世	段丘・扇状地堆積物	砂・礫・泥	30-100	9.5×10^{-3}
		三沢層	砂岩・シルト岩・礫岩	70-130	3.8×10^{-3}
新第三紀	鮮新世	甲地層	砂岩・シルト岩・礫岩	250-400	3.0×10^{-3}
	中新世	市ノ渡層(上部鷹架層)	砂岩・凝灰岩・シルト岩	200-350	1.6×10^{-3}
		和田川層(下部鷹架層)	凝灰質砂岩・シルト岩・凝灰岩	300-400	2.2×10^{-4}

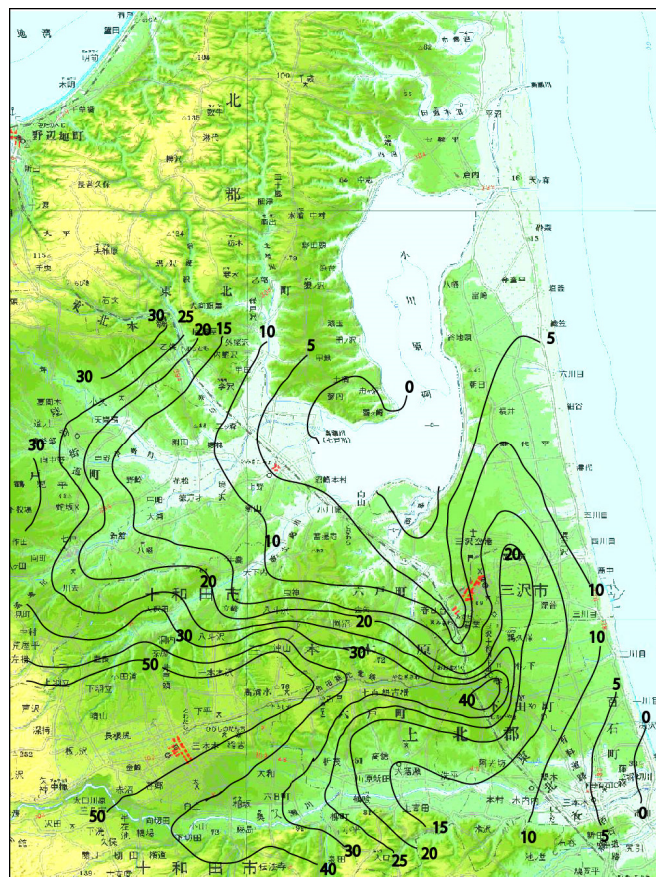


図 3.2.2.2-3 上北平野の水位分布図

仙台通商産業局 (1989)¹⁸⁾を改変。

八戸市市街地や小川原湖西岸地域には、水温上昇率の高い浅井戸が分布する。図 3.2.2.2-4 は青森県企画部(1981)²¹⁾のデータに基づいて水温上昇率の高い水深 300 m 以浅の浅井戸の分布を示したもののだが、水温上昇率が $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ m}$ を超える井戸が八戸市市街地や小川原湖西岸地域に多く分布していることがわかる。水温上昇率の高い浅井戸はその他に、野辺地断層帯に沿った地域や奥入瀬川，五戸川，浅水川下流域にも点在している。

井戸の水温上昇率が高い理由の一つとして、地下水の上昇流の存在が考えられる。より深部に存在する水温の高い地下水が局所的に上昇することによって、井戸の水温上昇率が周囲よりも高くなる可能性が考えられる。このような深部から上昇する地下水は、その地域を流れる河川の河床においても湧出していると考えられ、河川の水温や水質にも影響を与えている可能性が考えられる。図 3.2.2.2-4 を見ると、野辺地断層帯に沿った地域にも水温上昇率の高い浅井戸が見られており、場所によっては断層帯が深部からの地下水の上昇の場になっている可能性が考えられる。

産業技術総合研究所(2017)¹⁾では、上北平野の深層に存在する塩水について、海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比が帯水層における放射平衡値に達しているものがほとんどであることから、これらの塩水は非常に古い塩水であることを明らかにした。また、水素同位体比や ^{14}C 年代から、同等の深度 (1,000 m 程度) に最終氷期の淡水が広く存在していることを示し、氷期に拡大する淡水流動系によって希釈を受けつつ古い塩水が残留しているものと解釈した。産業技術総合研究所(2018)²⁾では、小川原地域と奥入瀬地域において追加調査を実施し、これら深層に賦存する古い塩水の分布域を明らかにするとともに、帯水層の構造等の水理地質条件との比較を実施し、本地域における深層を含めた広域的な地下水流動を検討した。さらに、地下水涵養機構と深部

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

からの地下水上昇の可能性について検討を行うため、河川水などの地表水の調査を併せて実施し、これら検討を行った。その結果、上北平野における地下水流動は、地形条件の影響を受けた広域的な地下水流動だけでなく、断層等の地質条件の影響を強く受けた局所的な地下水流動が地表水・地下水の水質・同位体特性に影響を与えていることが示唆された。また、過去数十万年における海水準変動に伴う淡水・海水侵入状態が異なり、同一平野内においてもその影響が異なることも示唆された。

平成 30 年度は、データ密度が十分でなかった地域を中心に既存掘削井からの地下水試料採取および湧水試料採取を実施した。本調査で採取した試料について、水試料（16 試料）の主成分陽イオン・陰イオン組成、水素・酸素同位体比（ δD , $\delta^{18}O$ ）、およびガス試料（1 試料）の主要ガス組成、ヘリウム同位体比（ $^3He/^4He$ ）の分析を行った。水試料の一部については、トリチウム（ 3H ）濃度、全炭酸の炭素安定同位体比（ $\delta^{13}C$ ）、放射性炭素同位体比（ $\delta^{14}C$ ）、放射性塩素同位体比（ $^{36}Cl/Cl$ ）、溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ 比の分析を行った。また、産総研の保有する既存地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、 δD , $\delta^{18}O$, 全炭酸の $\delta^{13}C$, $\delta^{14}C$, 3H 濃度, $^{36}Cl/Cl$ 比, 溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ 比の分析を行った。水試料の水素・酸素同位体比の分析には、Picarro 社製水同位体比アナライザー、モデル L-2130-i を用いた。 3H 濃度は、液体シンチレーションカウンター（PerkinElmer 社製 Tri-Carb 3180TR/SL）を用いて分析し（定量下限値：0.3 TU）、低濃度が予想された試料については、ニュージーランド GNS Science における外注分析（PerkinElmer 社製 Quantulus を使用、定量下限値：0.03 TU）を実施した。 $^{36}Cl/Cl$ 比については、オーストラリア国立大学における外注分析（14UD Pelletron タンデム加速器を用いた加速器質量分析）を行った。地下水調査に併せて実施した河川調査については、次項に詳細を記載する。

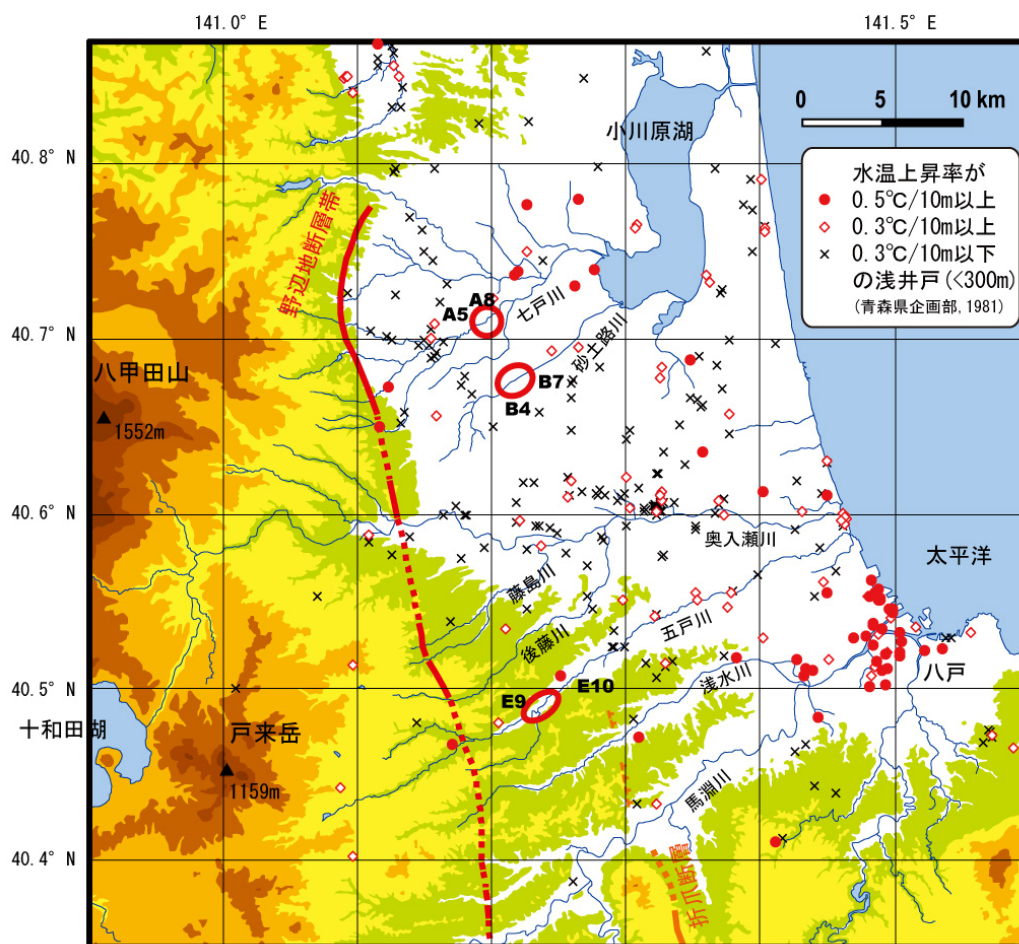


図 3.2.2.2-4 水温上昇率の高い浅井戸の分布

青森県企画部 (1981)²¹⁾より深度 300 m 以下の井戸を抽出した。水温上昇率の計算は、深度 0 m の水温を 10°C (上北地域の平均気温)と仮定し、記載されている井戸の水温を下部ストレーナ深度の水温として行った。図中の記号 (A5, A8, B4, B7, E9, E10) と赤円印は産業技術総合研究所 (2018)²⁾において変化が見られた調査地点を示す。地形情報は、国土地理院の電子地形図から等高線をトレースした (国土地理院, 2018²²⁾)

3.2.2.3 地表水試料の分析・解析に基づく地下水涵養に関する検討

1) 河川調査の概要

ここでは、平成 30 年度に実施した上北平野における河川調査について報告する。

上北平野の浅部地下水における地下水涵養および深部からの地下水上昇の影響について検討を行うため、平成 29 年度に引き続き上北平野における河川調査を実施した。対象河川は、北から七戸川、砂土路川、藤島川 (奥入瀬川の支流)、後藤川 (奥入瀬川の支流)、五戸川の 5 河川である (図 3.2.2.3-1)。この 5 河川のうち、七戸川、砂土路川、後藤川、五戸川の 4 河川は平成 29 年度においても調査を行っている (産業技術総合研究所, 2018)²⁾。これらの河川を選定した理由は、河川流量が比較的少なく、流域長が 15km から 25km 程度の規模の河川であることから、河床に湧出する地下水の特徴が捉えやすいと考えられるためである。調査地域内には一級河川の奥入瀬川や馬淵川が存在するが、それらの河川は流域長が 30km を超えるため流量が多く、河川水の分析によって河床から湧き出す地下水の違いを捉えることは難しいと判断した。

平成 29 年度の調査結果によると、3 か所において、河川水の化学組成に Cl 濃度異常が捉えられている（図 3.2.2.2-4 および図 3.2.2.3-1 の赤円印，産業技術総合研究所，2018²⁾）。具体的には七戸川の A5-A8 間，砂土路川の B4-B7 間，五戸川の A9 付近で，これらの区間における流下に伴う Cl 濃度上昇は，その他の陰イオン成分濃度上昇と比べて著しく高い結果が得られた。この Cl 濃度異常の原因を突き止めるため，平成 30 年度はこれらの区間の周囲の調査を重点的に行った。

上北平野の深度 500 m 以深には Cl 濃度が 200 mg/L を超える高 Cl 地下水が存在する（産業技術総合研究所，2018²⁾）。このような地下水が河床において湧出することがあれば，平成 29 年度に観測された河川水の Cl 濃度異常を説明することができると考えられる。さらに図 3.2.2.3-1 を見ると，Cl 濃度異常が見られた地点は南北に分布しており，野辺地断層帯に平行しているようにも見える。野辺地断層帯と平行する未知の断層帯が存在し，高 Cl 地下水がその断層帯に沿って上昇している可能性も考えられる。その場合，七戸川，砂土路川，五戸川に挟まれる河川においても同様の Cl 濃度異常が見られる可能性が考えられる。このことを検証するため，平成 30 年度の調査は七戸川，砂土路川，五戸川に挟まれる河川においても行った。具体的には川去川（七戸川の支流），藤島川（奥入瀬川の支流），後藤川（奥入瀬川の支流），前田内沢（五戸川の支流）である（図 3.2.2.3-1）。なお，五戸川の南側を流れる浅水川については，平成 29 年度の調査において Cl 濃度異常が見られなかったため平成 30 年度の調査対象から外した。また後藤川については平成 29 年度にも調査を行っているが，その際の調査対象は東経 141.2 度よりも西側（五戸川の E9 よりも上流側）のみだったため，平成 30 年度は東経 141.2 度より東側についても調査を行った。

七戸川の支流には，野辺地断層帯を横切るものが複数存在する。平成 29 年度は七戸川本流と支流の作田川の調査を行ったが，野辺地断層帯の上下で顕著な変化を捉えることはできなかった。このことを検証するため，平成 30 年度は七戸川の支流の大林川と道地川について調査を行った（図 3.2.2.3-1）。

調査は，平成 30 年 11 月 4 日から 8 日にかけて実施した。調査地点数は七戸川が 29 地点（本流 10 地点，支流 19 地点），砂土路川が 17 地点（本流 9 地点，支流 6 地点，河床湧水 2 地点），藤島川が 8 地点（本流 6 地点，支流 2 地点），後藤川が 10 地点（本流 8 地点，支流 2 地点）五戸川が 30 地点（本流 16 地点，支流 14 地点）で，合計 94 地点である。調査期間の選定は，降雪前の渇水期であることを理由に行った。特に砂土路川では，流域内において奥入瀬川からの導水（稲生用水）を用いた稲作が行われている。この導水は雪解け直後の河川の増水期から夏期まで行われることから，砂土路川の調査に適した期間は，降雪前で導水の影響が最も小さくなる 11 月と判断した。

各地点において，河川水の水温，pH，電気伝導度を測定し，ポリ容器に河川水を採取した。河川流量は，調査地点の河川断面形状を測定し，流速計もしくは浮子法によって流速を求めて計算した。浮子法では表面流速を測定し，係数 0.8 を用いて平均流速を求めた。なお，得られた水温については，調査後の検討によって気温の影響を大きく受けていることが判明したため，以後の解析には用いていない。気温の影響を受けた理由としては，水温と気温との温度差が大きかったこと，支流など流量の小さな河川が多かったこと，溪流地など橋上からしか調査ができない場所において直接水温が測定できなかったことなどが挙げられる。

採取した河川水は，実験室にて主要化学組成および水素・酸素同位体比の分析を行った。分析に用いた機器は，前章に記した通りである。

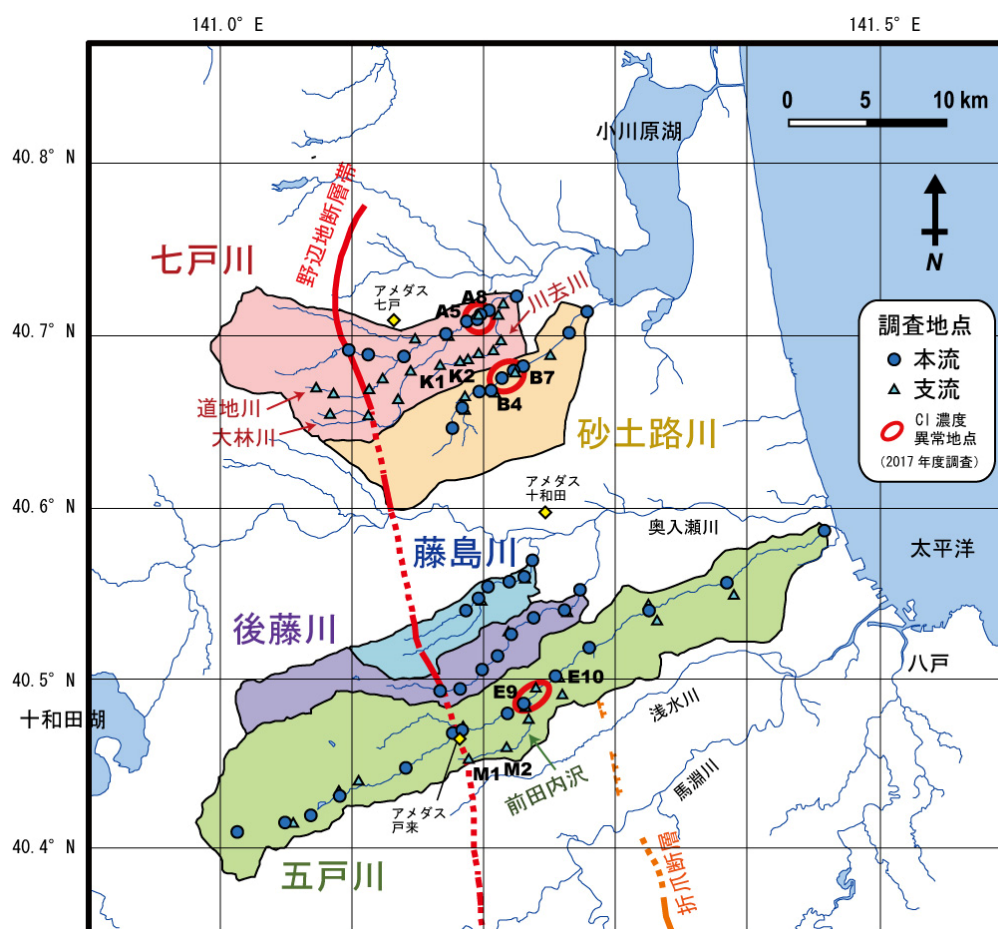


図 3.2.2.3-1 調査対象河川と調査地点分布

2) CI 濃度異常地域周辺における現地調査結果

平成 29 年度の調査結果において河川水の CI 濃度の異常上昇が観測された地点について、調査地点数の追加や現地観察の充実など、より詳細な調査を行った。具体的な場所は、1) 七戸川の A5-A8 間、2) 砂土路川の B4-B7 間、3) 五戸川の E9 地点周辺である（図 3.2.2.3-1）。

現地調査の結果、七戸川の A6-A7 間と砂土路川の B6-B7 間において、EC（電気伝導度）値の高い支流が合流していることを把握した（図 3.2.2.3-2 の(a)と(b)）。これらの支流は、平成 29 年度の調査時には流量が小さいことを理由に調査を行わなかった支流である。詳細な場所（経度）や流量、EC などの現地調査結果については、表 3.2.2.3-1 に示している。

砂土路川の B4-B7 間では、河床を赤く染めるような湧水が多数存在していることが観察された。その中でも河川水面より上側においても湧出していた 2 か所（B5-B6 間と B7 付近、図 3.2.2.3-2 の(c)と(d)）において、湧水の採取調査を行った。これらの湧水は河床においても湧出しているため正確な湧出量は不明だが、採取を行った場所における湧出量は毎分 100mL 程度であった。

五戸川の E9 地点付近については、現地調査の結果、EC 値の高い支流や湧水の存在を把握することができなかった。五戸川の河川流量は比較的多く（400,000 t/day 程度、表 3.2.2.3-3）、河川内に入って調査を行うことが困難であったことも把握に至らなかった理由の一つである。

ちなみに七戸川や砂土路川では、河川流量が少なかったため（150,000 t/day 以下）、河川内を歩いて詳細調査を行った。

表 3.2.2.3-1 には現地測定結果に加えて、主要陰イオン成分や水素・酸素同位体比の分析結果を示している。河川流量と河川水の Cl 濃度から計算した Cl 流量を見ると、詳細調査を行った七戸川、砂土路川、五戸川のすべての河川において、500 kg/day 以上の Cl 流量の増加が観測されている。そのうち七戸川と砂土路川については、平成 30 年度の調査で把握した支流によって 500 kg/day 以上の Cl が河川にもたらされており、このことが河川の Cl 流量の増加の原因であると考えられる。一方、砂土路川の河床に湧く湧水については、Cl 濃度が河川と同程度もしくは河川以下であり、河川の Cl 流量の増加の原因ではないことが判明した。



図 3.2.2.3-2 七戸川と砂土路川の Cl 濃度異常地域における支流と湧水

(a) 七戸川 A6-A7 間に流入する支流. (b) 砂土路川 B6-B7 間に流入する支流. (c) 砂土路川 B5-B6 間における河床からの地下水湧出. (d) 砂土路川 B7 地点付近における河床からの地下水湧出.

表 3.2.2.3-1 七戸川，砂土路川，五戸川の Cl 濃度異常地域周辺における調査結果

地点	経度 ° E	水温 °C	pH	EC μ S/cm	流量 t/day	Cl mg/L	HCO ₃ mg/L	SO ₄ mg/L	NO ₃ mg/L	δ D ‰	δ ¹⁸ O ‰	Cl流量 kg/day	写真	
七戸川	A6地点河川	141.195	10.4	6.9	107	135,000*	8.6	35.1	7.1	2.9	-62.1	-9.8	1,170	
	A6-A7間支流	141.196	30.4	7.4	2,580	1,470	734	95.6	75.2	1.4	-61.6	-9.7	1,080	(a)
	A7地点河川	141.200	10.4	7.1	141	148,000**	14.6	35.7	7.6	2.8	-65.0	-9.9	2,150	
砂土路川	B5地点河川	141.215	10.3	7.1	193	84,800	12.7	51.8	13.2	11.4	-61.5	-9.3	1,080	
	B5-B6間湧水	141.222	15.7	6.6	234	-	9.6	116	0.7	0.0	-57.6	-8.6	-	(c)
	B6地点河川	141.227	11.7	7.5	193	95,400	13.0	51.6	13.6	11.9	-60.7	-9.3	1,240	
	B6-B7間支流	141.227	11.3	8.2	967	2,630	210	50.7	47.7	35.7	-62.7	-9.4	552	(b)
	B7地点湧水	141.233	12.6	7.3	268	-	15.7	120	0.2	0.0	-63.2	-9.5	-	(d)
五戸川	B7地点河川	141.233	9.4	7.7	220	82,800	19.3	52.2	14.4	12.6	-61.6	-9.3	1,590	
	E8地点河川	141.219	10.9	7.4	121	384,000	5.7	34.7	6.7	5.6	-66.4	-10.3	2,170	
川去川	E9地点河川	141.231	11.0	7.5	164	412,000	6.7	34.7	6.8	5.9	-66.7	-10.3	2,770	
	K1地点河川	141.168	9.0	7.3	166	2,760	11.8	47.2	12.2	6.2	-59.2	-9.0	33	
	K1-K2間支流	141.170	42.8	8.2	1,300	345	328	72.9	15.2	1.0	-74.2	-10.8	113	
川	K2地点河川	141.180	11.9	7.1	323	2,650***	49.2	59.3	15.9	7.1	-61.2	-9.2	131	

* A5地点（700m上流側）にて測定 ** A8地点（500m下流側）にて測定 *** K3地点（500m下流側）にて測定

3) 河川水の地球化学的特徴

平成30年度の調査で得られた河川水の主要化学組成を、パイパーダイアグラム(図3.2.2.3-3)に、水素・酸素同位体比を図3.2.2.3-4に示した。どちらの図においても、浅層地下水、深層地下水(塩水と淡水)の値(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2010⁶⁾; 2012⁸⁾; 産業技術総合研究所, 2017¹⁾)を、色付きのハッチの範囲として示している。また、平成29年度の河川調査の結果(産業技術総合研究所, 2018²⁾)についても、グレーのハッチの範囲として表示した。

河川水の主要化学組成は、平成29年度と同様、陽イオンおよび陰イオン共にこの地域の浅層地下水と同じ組成であった(図3.2.2.3-3)。したがって得られた河川水は、主に河床において浅層地下水が湧出して形成したものと考えられる。陽イオンと陰イオンを比較すると、陽イオンはほぼ同じ場所にすべての河川がプロットされており、平成29年度の結果と比較しても、プロットの変化する場所はない。一方陰イオンでは、河川ごとにプロットの変化する場所が表れており、七戸川と砂土路川においてClに富む組成を示していることがわかる。七戸川と砂土路川については、平成30年度の調査によって、支流からCl濃度の高い河川水が流入していることが把握されており、これらの支流の値は、Clに富む組成としてプロットされている(図3.2.2.3-3の星印)。図3.2.2.3-3の七戸川と砂土路川のプロットにおいて、河川水がよりClに富むエリアにプロットされるのは、これらの支流の合流後の部分である。したがって、陰イオン組成における河川ごとのプロットの変化する場所は、Clに富む支流の存在の有無を反映していると言える。また、陰イオンについて平成29年度の結果と比較すると、SO₄に富むエリアが後退していることがわかる。このことについての詳細は後述するが、砂土路川のSO₄濃度が平成29年度と比較して低くなっていることが原因である。

河川水の水素・酸素同位体についても、この地域の浅層地下水とほぼ同じ場所にプロットされており、d値は12から20の範囲となっている(図3.2.2.3-4)。平成29年度と同様、どの河川においても流下するにつれて値が上昇する傾向が表れており、その上昇の傾きは天水線の傾きよりも小さい(水素同位体比の変化幅が、酸素同位体比の変化幅の8倍よりも小さい)こと

がわかる。これは、河川と浅層地下水との間で水の移動が繰り返される際に起きる蒸発や凝縮の影響が表れているためと予想される。

図 3.2.2.3-4 において見られる河川ごとの値の違いについて、平成 29 年度には降水の水素・酸素同位体比の違いによる可能性を述べた(産業技術総合研究所, 2018)²⁾。具体的には、雨陰効果の有無による降水の水素・酸素同位体比の地域差によるもので、標高 1,500 m を超える八甲田山の東側に位置する本調査地域の南部では、標高 1,000 m を超える山が西側に存在しない北部よりも、偏西風によってもたらされる降雨の水素・酸素同位体比の値が低くなると考えられることに基づく。一方、平成 29 年度の調査結果と比較すると、後藤川はほぼ同じ場所にプロットされているが、七戸川は水素同位体比の値が全体的に 2‰ほど低くなっており、七戸川と砂土路川については水素同位体比が 2‰ほど、酸素同位体比が 3-5‰ほど低くなっている。流量や比流量については次章で詳しく述べるが、気象庁アメダスの観測結果を参照すると平成 29 年度は調査前の 10 月の降水量が多く、平年の倍近い量の雨が降っていた(図 3.2.2.3-5)。平成 30 年度の 10 月の降水量は、平年並みかやや少なく、得られた比流量値は平成 29 年よりも渇水比流量に近い値となっている(次章を参照)。つまり、平成 30 年度の調査で得られた河川水は、平成 29 年度の調査時よりも直前の降雨の影響の小さい試料を採取することができたと考えられる。平成 29 年度の考察結果、つまり河川水の水素・酸素同位体比の地域差は降水の同位体比の地域差によって生じているという可能性を参考にすると、図 3.2.2.3-4 における河川水全体のプロットの範囲が狭くなったのは、平成 29 年度よりも降水の影響が小さかったためと予想される。

図 3.2.2.3-4 において、七戸川と砂土路川の高 CI 支流および砂土路川の河床湧水は、いずれもこの地域の深層地下水の範囲内にプロットされている。七戸川の下流側で水素同位体比の値が下がるのは、この高 CI 支流の合流の影響によるものと考えられる。

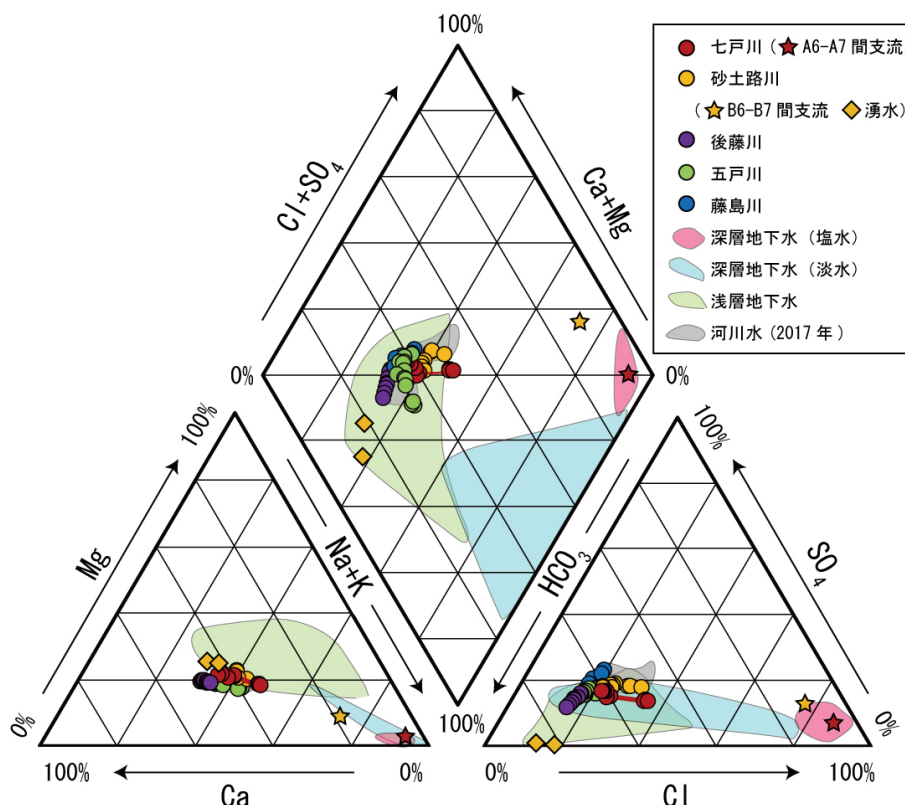


図 3.2.2.3-3 上北平野における河川水の水質組成

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶); 2012⁸), 産業技術総合研究所 (2017¹); 2018²) のデータを含む。

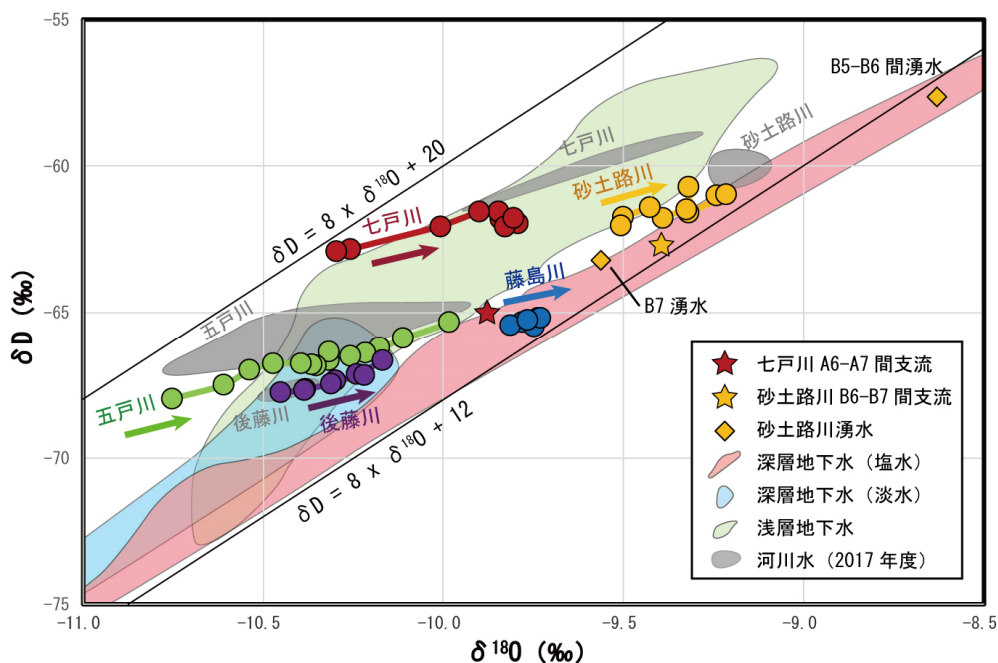


図 3.2.2.3-4 上北平野における河川水の水素・酸素同位体比

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶); 2012⁸), 産業技術総合研究所 (2017¹); 2018²) のデータを含む。

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

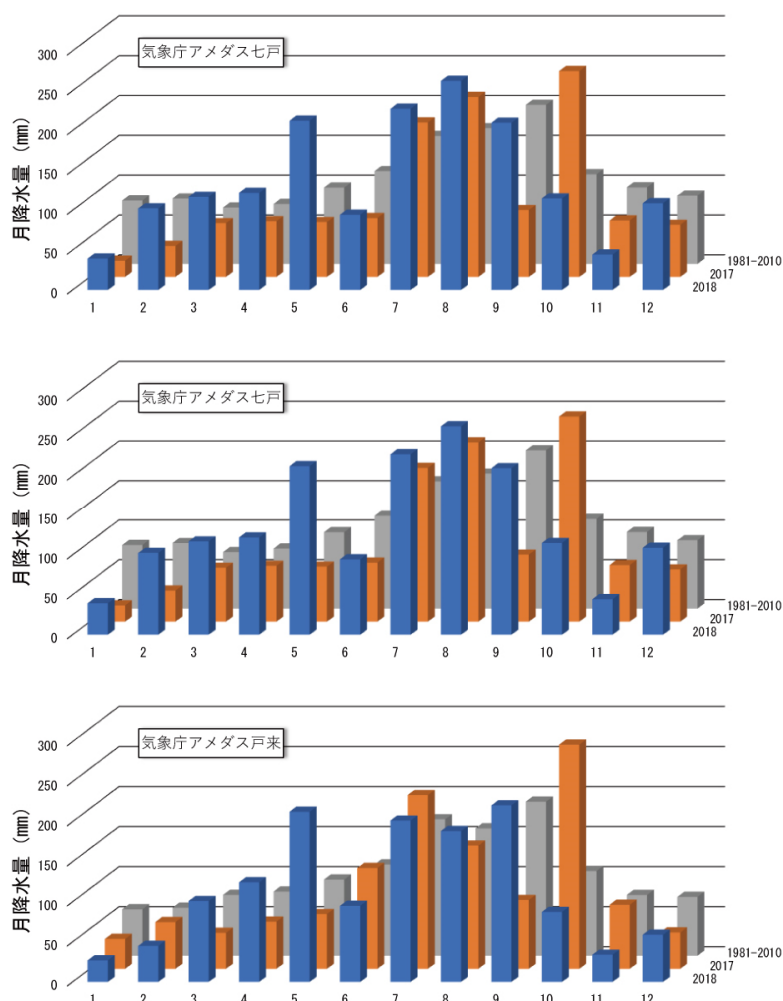


図 3.2.2.3-5 気象庁アメダス七戸，十和田，戸来における月降水量

2018年と2017年の月別降水量，1981年から2010年まで月別平均降水量を表示．気象庁アメダス観測点の位置は図3.2.2.3-1を参照．

4) 流下に伴って生じる河川水の組成の変化

流下に伴う河川水の流量と比流量の変化を，図3.2.2.3-6に示した．調査対象の河川はすべて西から東へほぼ東西方向に流れているため，図の横軸は経度を用いており，流下方向は経度の値が増す方向（図の左から右）となっている．また，平成29年度の調査結果をグレーのハッチの範囲として示している．

まず流量の変化について，どの河川においても下流ほど流量が多くなる傾向が見られる．五戸川と砂土路川の下流部では部分的に流量の減少が見られるが，これは伏流等の影響によるものと考えられ，五戸川については平成29年度の調査時にも同様の変化が見られている（産業技術総合研究所，2018）²⁾．最下流部の調査地点における流量を見てみると，七戸川，砂土路川，後藤川が日量20万t程度，藤島川が日量10万t程度である一方，五戸川は日量60万t程度と多い．これらの値を平成29年度の調査結果と比較すると，七戸川は47%，砂土路川は76%，後藤川は108%，五戸川は67%となっており，後藤川以外は大幅に減少している．調査時期は平成30年度と平成29年度で共に11月前半とほぼ同じであったものの，前述のように10月の降水量は平成29年度に比べて平成30年度は半減していることから，調査前の降水量を反映して多くの河川で流量が大幅に減少したのと考えられる．

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

次に比流量について、各河川の下流域における値を見てみると 0.010 から 0.030 t/sec/km² の範囲であった(図 3.2.2.3-6)。平成 29 年度の結果は 0.020 から 0.045 t/sec/km² であり(産業技術総合研究所, 2018)²⁾, 流量の減少を反映して比流量も減少している。図中の点線は、八戸地域の年間降水量(1981 年から 2010 年までの 30 年間の平均値: 年 1,025 mm, 気象庁, 2018²³⁾) から同地域における蒸発散量(年 630mm: 近藤ほか, 1992²⁴⁾) を差し引いて求めた比流量値(0.013 t/sec/km²) を示している。国土交通省(2019)²⁵⁾には七戸川と砂土路川の湧水流量が掲載されており、それらの値から計算される湧水比流量は七戸川が 0.018 t/sec/km² (上野観測所(141.244° E)における 2010 年から 2014 年までの平均値), 砂土路川が 0.016 t/sec/km² (砂土路川観測所(141.279° E)における 2008 年から 2012 年までの平均値)であった。平成 30 年度の調査において、七戸川と砂土路川の中流域から下流域にかけて観測された比流量値はそれぞれ 0.015-0.018 t/sec/km², 0.015-0.019 t/sec/km² となっており、ほぼ湧水比流量であったと考えられる。

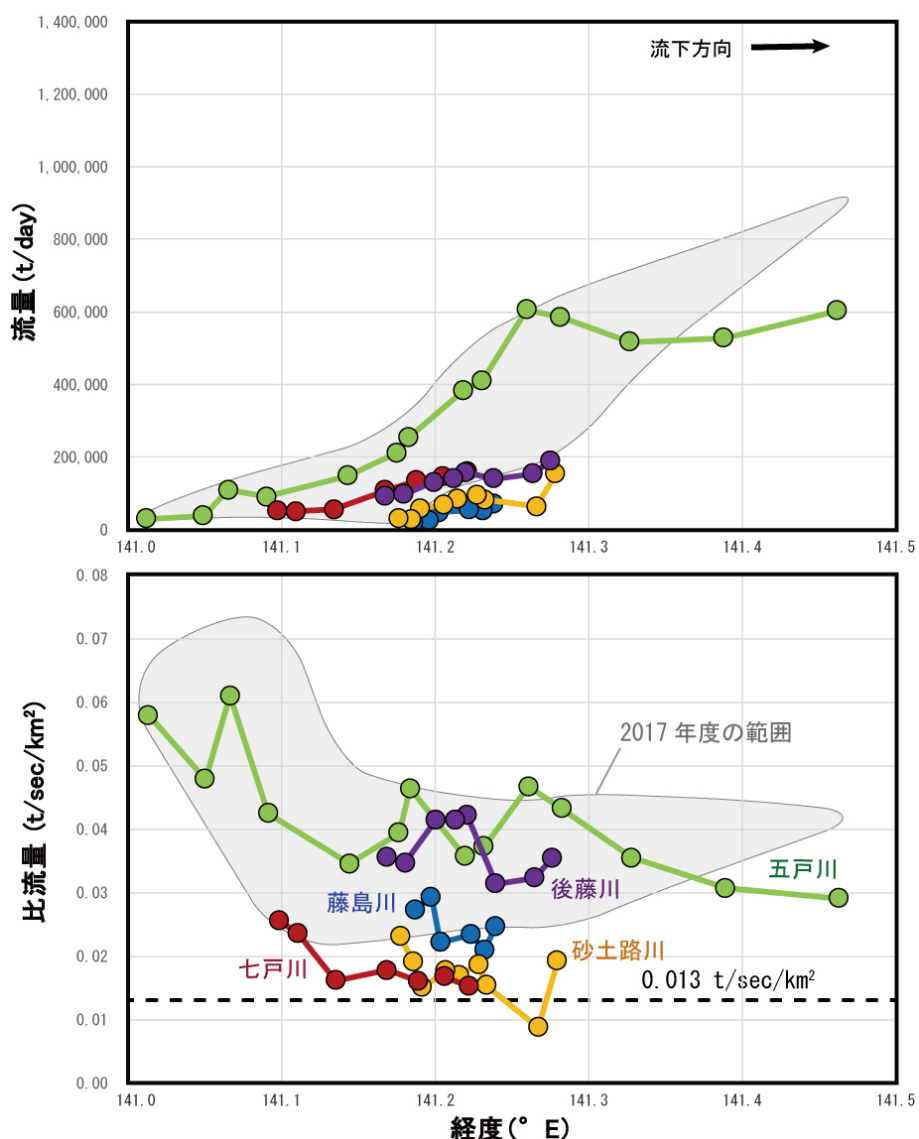


図 3.2.2.3-6 流下に伴う河川水の流量と比流量の変化

図 3.2.2.3-7 は、流下に伴う河川水の水素・酸素同位体比の変化を示している。平成 29 年度の調査結果については、グレーのマークとして表示した。

まず河川ごとの同位体比の違いを見ると、平成 29 年度と同様、七戸川や砂土路川の値は後藤川や五戸川の値よりも高くなっている。これは前述した通り、八甲田山などの雨陰効果によって、調査地域の南北で流域に降る降水の水素・酸素同位体比が異なっているためと推測される。

酸素同位体比において河川ごとに平成 29 年度の結果と比較すると、一番変化が大きかったのは七戸川で、全体的に 0.3-0.5‰ほど同位体比が低下している。続いて砂土路川が 0.1-0.3‰の低下、五戸川が 0.0-0.1‰の低下、後藤川が 0.0-0.1‰の上昇となっている。前に取り上げた河川流量の変化では、平成 29 年度の結果と比較すると七戸川の減少率が一番大きかったため、酸素同位体比の変化について河川流量が大きく関係している可能性が考えられる。今年度の調査の七戸川の比流量値は、前述のように濁水比流量値に近い値であった。一方、平成 29 年度の調査時の七戸川の流量は、平成 30 年度の調査時の流量の 2 倍ほどの値であり（値の詳細は次章を参照）、このような河川水の増加分は 10 月にもたらされた大量の降水の影響によるものと考えられる。田上ほか(2013)²⁶⁾によると、北日本の太平洋側の降水の酸素同位体比には 3‰程度の年周変動があり、8 月から 10 月にかけてもたらされる降水の酸素同位体比は平均値よりも最大で 1‰程度高い値となる傾向にあることが報告されている。したがって、平成 29 年度の 10 月に降った降水の酸素同位体比は、河床から湧出する浅層地下水の同位体比よりも高い値を持つ可能性が考えられ、そのような降水の影響が低下したことによって、平成 30 年度の七戸川の酸素同位体比が低くなった可能性が考えられる。

図 3.2.2.2-7 には、七戸川および砂土路川に合流する高 CI 支流（図中星印）、そして砂土路川の河床湧水（図中四角印）の値もプロットした。高 CI 支流について見てみると、酸素同位体比については河川水と値がほぼ一致しているが、水素同位体比については支流の方が 1-3‰ほど低くなっている。これらの高 CI 支流の合流は、河川の主要化学組成に強く影響を与えており（図 3.2.2.3-3）、図 3.2.2.3-4 や図 3.2.2.3-7 においても、高 CI 支流の合流が水素同位体比に影響を与えているように見える。このような支流の合流の影響によって、七戸川や砂土路川の中・下流域の水素同位体比が一時的に低下し、全体的な変化幅がその他の河川に比べて小さくなっていると考えられる。

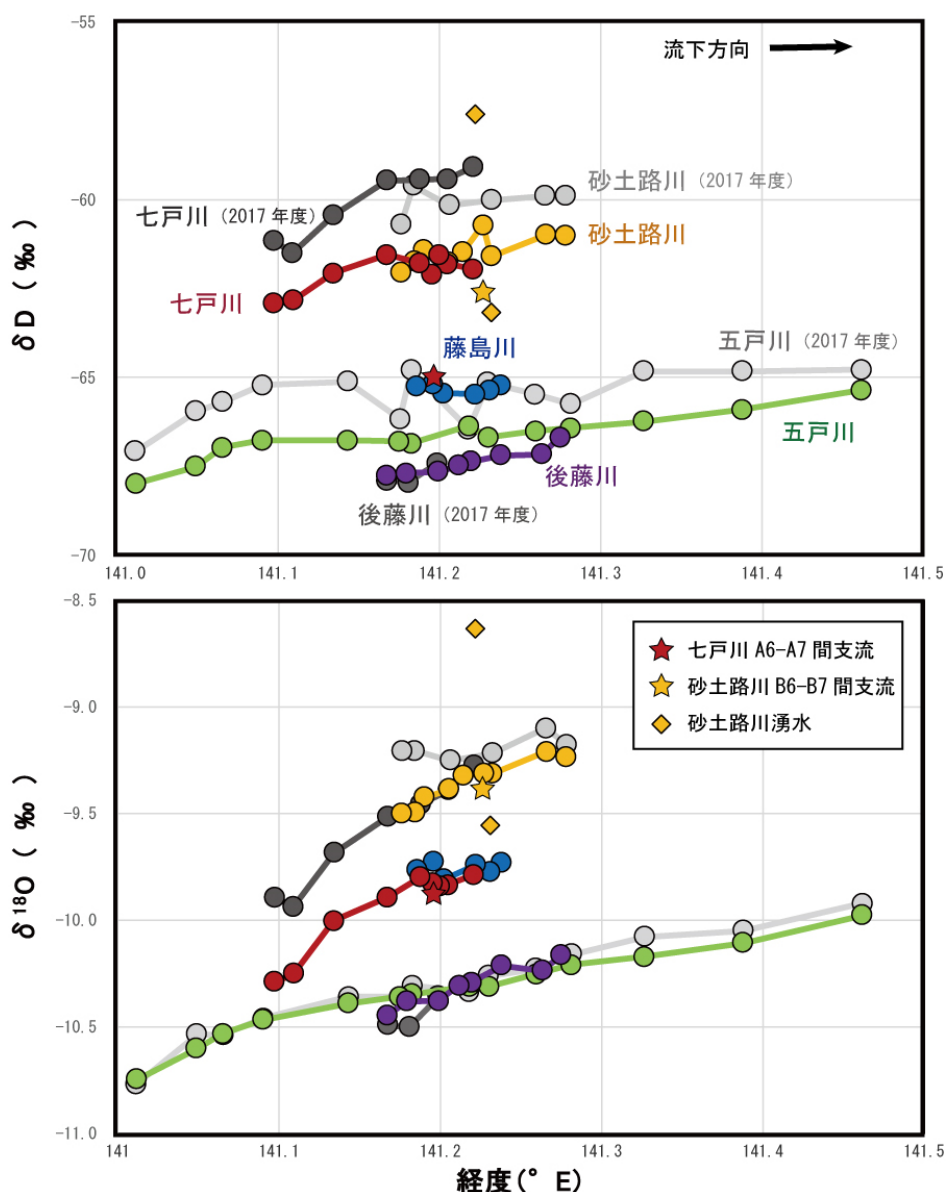


図 3.2.2.3-7 流下に伴う河川水の水素・酸素同位体比の変化

図 3.2.2.3-8 と図 3.2.2.3-9 は、流下に伴う河川水の主要陰イオン濃度の変化を示している。

すべての河川およびすべての成分に共通して、流下に伴って濃度が上昇する傾向が見られている。河川ごとに見てみると、砂土路川において他の河川よりもすべての成分濃度が高くなっており、これは平成 29 年度と同じ結果である(産業技術総合研究所, 2018)²⁾。また、今年度初めて調査を行った藤島川においても多くの成分で濃度が高くなっており、NO₃については砂土路川よりも高い値が、HCO₃と Cl については砂土路川と同程度の値が得られている。

七戸川と砂土路川の Cl 濃度には、それぞれ中流域にて濃度が急上昇する場所が見られる(図 3.2.2.3-8 の A6-A7 間と B6-B7 間)。これは前述の通り、高 Cl 支流の合流の影響によって河川の Cl 濃度が上昇したことを示している。また藤島川の Cl, NO₃, SO₄ の 3 成分には、中流部と下流部の 2 か所において濃度の急上昇が見られているが、これも支流の合流による影響である。

4 つの主要陰イオンのうち、NO₃ は深層地下水にはほとんど含まれていない。上北地域の深層地下水のデータを見ても、NO₃ 濃度は 3mg/L 以下である(産業技術総合研究所深部地質環境

研究コア, 2010⁶⁾; 2012⁸⁾; 産業技術総合研究所, 2017¹⁾; 2018²⁾). 一方, 河川水の NO_3 濃度は, どの河川水においても中流域よりも下流側で 3mg/L 以上となっており, その起源は農薬で用いられた肥料・農薬や酪農で排出された糞尿など, 地表から混入した窒素成分と考えられる. 砂土路川では NO_3 に加えて, HCO_3 , Cl , SO_4 においても濃度が高く, 流域の地理的分布を見ると最上流部がすでに耕作地域に位置していることから, 農業等の影響によってこれらの成分濃度が高くなっていると考えられる.

主要陰イオン濃度の平成 29 年度の結果との比較については, 次章にて河川ごとに詳しく述べる.

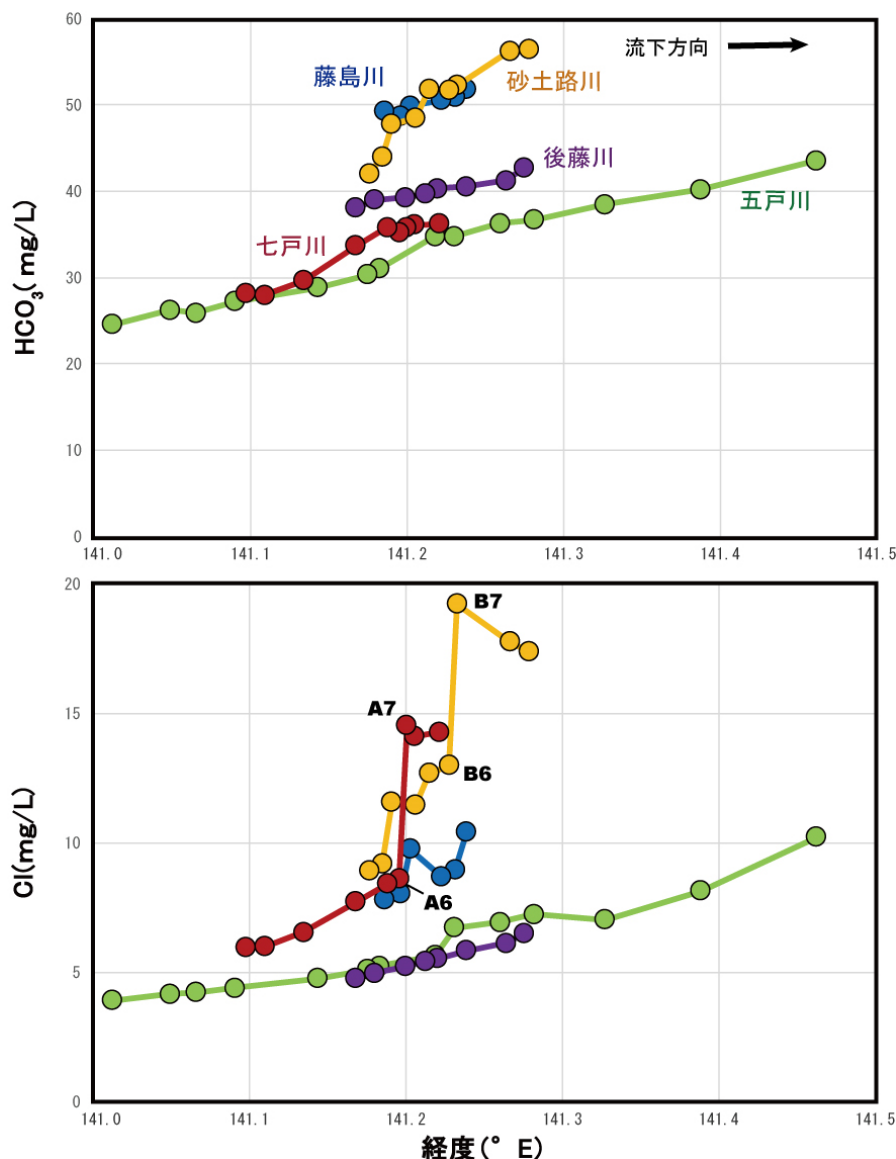


図 3.2.2.3-8 流下に伴う河川水の HCO_3 および Cl 濃度の変化

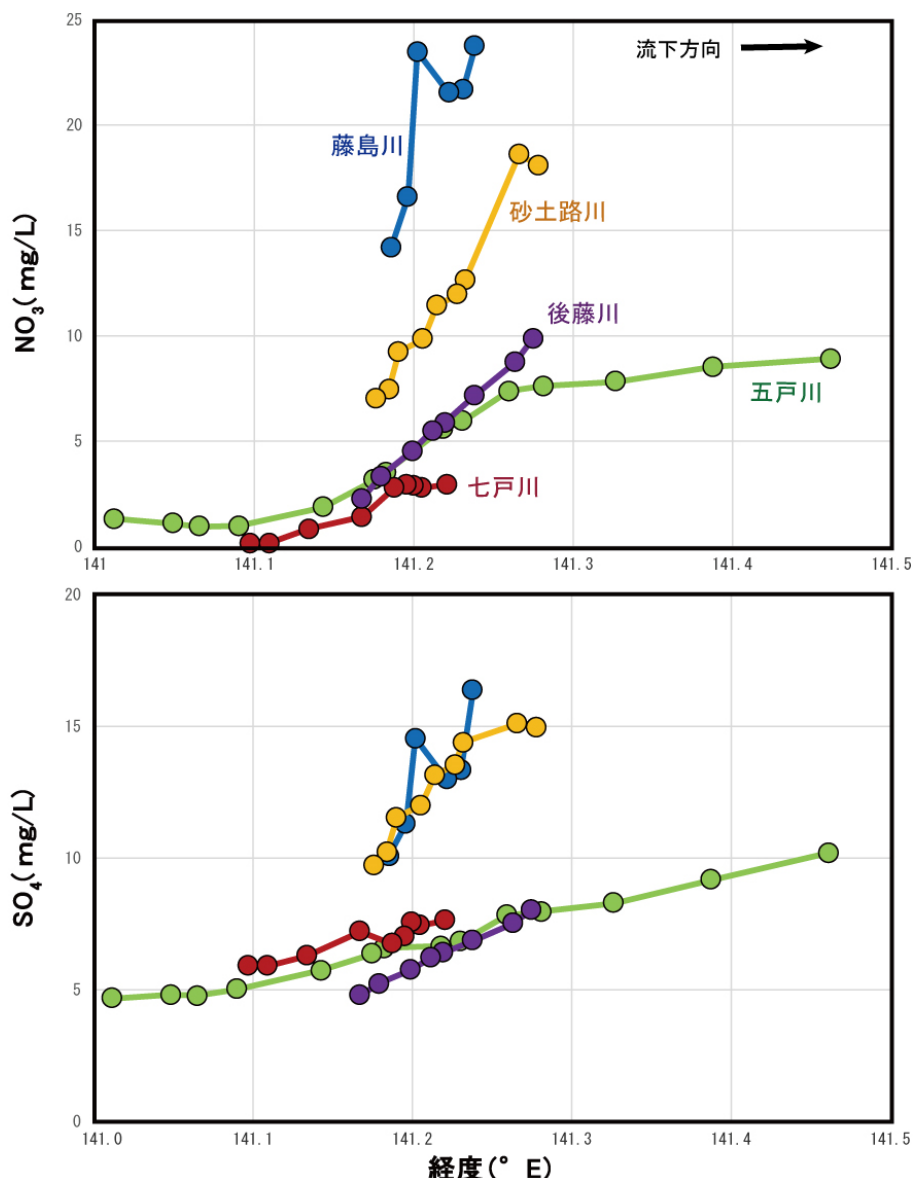


図 3.2.2.3-9 流下に伴う河川水の NO₃ および SO₄ 濃度の変化

図 3.2.2.3-10 は、河川水の Cl 濃度と HCO₃⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻ 濃度との関係を示したものである。図 3.2.2.3-4 と同様に、上北地域の浅層地下水および深層地下水（淡水）の値（産業技術総合研究所深部地質環境コア，2010⁶⁾；2012⁸⁾；産業技術総合研究所，2017¹⁾）を、色付きのハッチの範囲として示している。

七戸川の A6-A7 区間と砂土路川の B6-B7 区間では、横軸方向にプロットが急伸する変化、つまり Cl 濃度がその他の陰イオン成分に比べて急増する変化が見られる。これらの区間には高い Cl 濃度を持つ支流が合流し、本流（Cl の流量は 1,200 kg/day 程度）に 500-1,000 kg/day の Cl が付加されている（表 3.2.2.3-1）ことから、これらの Cl 濃度の急増は高 Cl 支流の合流の影響と考えられる。五戸川の E8-E9 区間においても同様の変化が見られており、この区間における Cl の付加量は 600 kg/day 程度と推測される（表 3.2.2.3-1）。

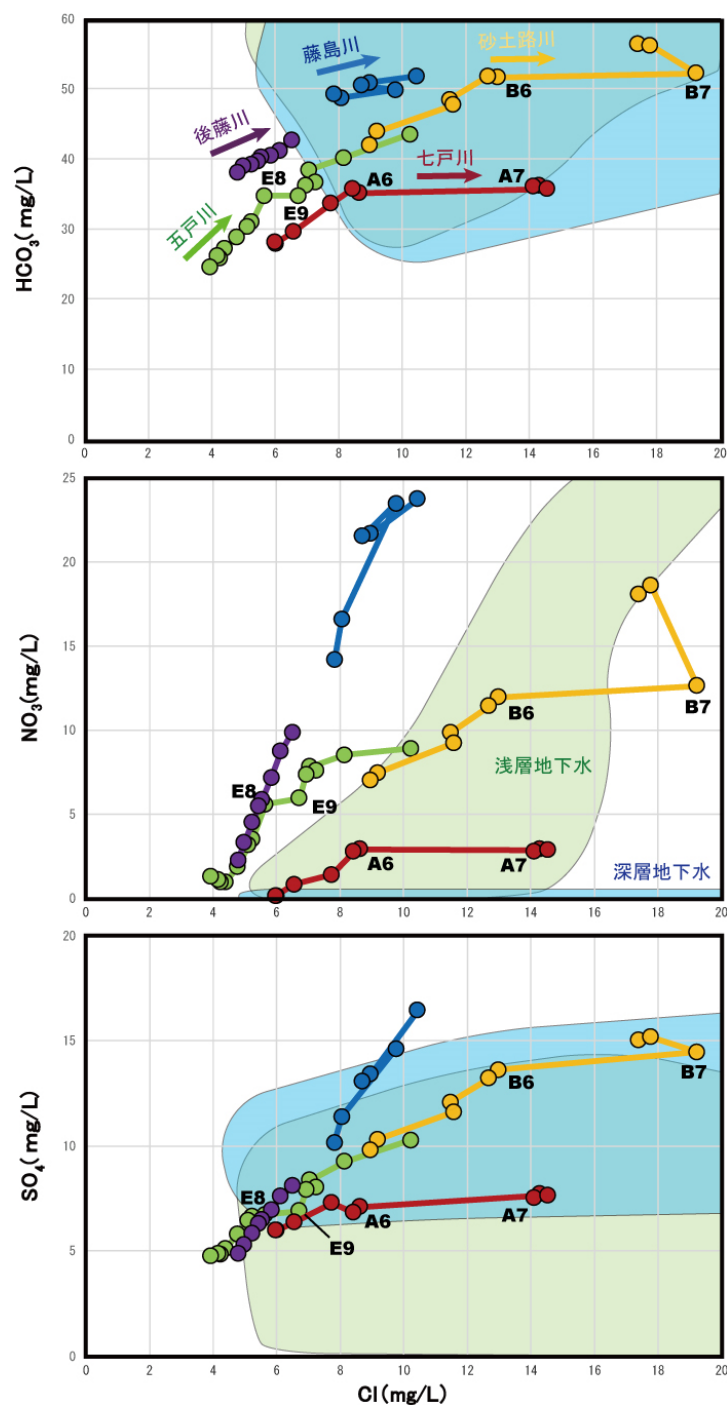


図 3.2.2.3-10 河川水の Cl 濃度と HCO_3^- , NO_3^- , SO_4^{2-} 濃度との関係。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010⁶⁾; 2012⁸⁾、産業技術総合研究所（2017¹⁾; 2018²⁾）のデータを含む。

河川の流下に伴って、 HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} 濃度の上昇が見られることは前述した通りであるが、 Cl^- 濃度を横軸にとり、七戸川と砂土路川についてはそれぞれ A6 および B6 地点よりも上流側のみに着目すると、どの河川も似たような傾向で主要陰イオン濃度が上昇していることがわかる。特に、 HCO_3^- と Cl^- との関係においてその傾向は顕著で、ほとんどの河川がほぼ同じ傾きで HCO_3^- と Cl^- 濃度が上昇している。これは、この地域の河床湧水や人間活動（農業や生活排水など）による陰イオンの付加が一樣であることを反映していると考えられる。 NO_3^- , SO_4^{2-} と Cl^- の関係については、地域ごとに二種類の傾きが見られる（図 3.2.2.3-10）。一つは Cl^- 濃度の

変化に比べて NO_3 や SO_4 濃度の変化が相対的に高い地域で、後藤川や藤島川、そして五戸川の上流域から中流域がこれにあたる。もう一つは、 Cl 濃度の変化に比べて NO_3 や SO_4 濃度の変化が相対的に低い河川で、七戸川・砂土路川の上流域から中流域と五戸川の中流域から下流域がこれにあたる。後者については、前者に比べてより多くの Cl および HCO_3 が流下に伴って付加されていると考えられる。この地域の深層地下水（塩水）は Cl 濃度に富み、浅層地下水は HCO_3 に富むものが存在することから（表 3.2.2.3-1 や図 3.2.2.3-3）、後者の流域において Cl や HCO_3 の付加量が多くなっているのは、深層地下水（塩水）や浅層地下水の影響である可能性が考えられる。

5) 平成 29 年度との比較における河川水の変化

平成 29 年度も調査を行っている 4 つの河川（七戸川、砂土路川、後藤川、五戸川）について、図 3.2.2.3-7 から図 3.2.2.3-9 までのデータを河川ごとに拡大プロットし、平成 29 年度の値をグレーのマークで表示した。具体的には、七戸川が図 3.2.2.3-11、砂土路川が図 3.2.2.3-12、後藤川が図 3.2.2.3-13、五戸川が図 3.2.2.3-14 である。

七戸川については、平成 30 年度に調査を行った七戸川本流に加えて支流の川去川、大林川、道地川の結果もプロットした（図 3.2.2.3-11）。平成 29 年度に調査を行った結果（七戸川本流と支流の作田川）については、グレーのマークで表示している。また、野辺地断層帯の位置も表示した。

七戸川本流について項目別に平成 29 年度の結果との比較を行うと、流量はほぼ半分減っており、比流量値も全域にわたって半分程度の値となっている。前章における考察を参考にすると、これは 10 月の降水量の減少を反映していると考えられる。水素同位体比については、全域にわたって 2-3‰ほど低い値となっており、酸素同位体についても全域にわたって 0.2-0.5‰ほど低い値となっている。これらの同位体比の低下についても流量や比流量と同様に、10 月の降雨量の減少によってもたらされた可能性がある。主要陰イオン成分については、変化の傾向はどの成分も平成 29 年度とほぼ同じであるが、 HCO_3 のみ全域にわたって 3-5 mg/L ほど濃度が高くなっている。このような陰イオン成分の変化も、10 月の降水量の減少によってもたらされたものであるならば、河床湧水による陰イオンの付加量と降雨時の表流水による付加量との量比によって説明ができると考えられる。具体的には、河床湧水と表流水による付加量が同程度である成分の場合、その成分は降水量の増減の影響をあまり受けないと思われる。一方、両者によって付加量が極端に異なる成分では、降水量の増減の影響を大きく受けると考えられる。このように考えると、七戸川の HCO_3 は主に河床湧水から付加されており、平成 30 年度は 10 月の降水量が少なかったため HCO_3 濃度が上昇した可能性が推察される。

支流の川去川については、主要陰イオン濃度が全体的に高めの結果となっており、特に K1-K2 区間における Cl 濃度の上昇が著しい（図 3.2.2.3-11）。これは、この区間において Cl 濃度の高い支流が合流しているためで（表 3.2.2.3-1）、水素・酸素同位体比においても支流の合流の影響による値の変化が表れている。K2 よりも下流域については、 HCO_3 、 Cl 濃度の低下と NO_3 濃度の上昇が見られており、これは河床湧水や支流の合流による影響が表れていると考えられる。なお、川去川は A8-A9 間にて七戸川に合流するが、七戸川の流量、比流量、水素・酸素同位体比や主要陰イオン濃度にはほとんど影響を与えていないことがわかる（図 3.2.2.3-11）。

平成 29 年度の調査結果において、七戸川の A7 にて Cl 濃度が急増し、川去川も Cl 濃度が高かったため、平成 30 年度の調査に際しては、「 Cl 濃度の高い塩水が深部よりこの地域に上昇している可能性と、東経 141.2 度付近の未知の南北方向の断層系の関与の可能性」を想定してい

た. しかし, 平成 30 年度の調査により, 両河川の CI 濃度を上昇させた原因は断裂系の影響ではなく, 高 CI 支流の合流であると判明した. この高 CI 支流の水温は 30.4°C と 42.8°C と高く (表 3.2.2.3-1), 周辺に温泉施設が存在することは把握している. しかし, 温泉施設からこれらの支流に温泉水がもたらされているかどうかについては確認していない.

七戸川の上流側の支流である大林川および道地川は, 野辺地断層帯を横切るように河川が流下している. 図 3.2.2.3-11 を見ると, 断層帯の上下において流量, 比流量, 水素・酸素同位体比に顕著な変化は見られていない. 主要陰イオン成分濃度についても同様の結果であるが, 大林川の NO₃ のみ断層帯の下流側で値の上昇が見られている. この原因については不明である.

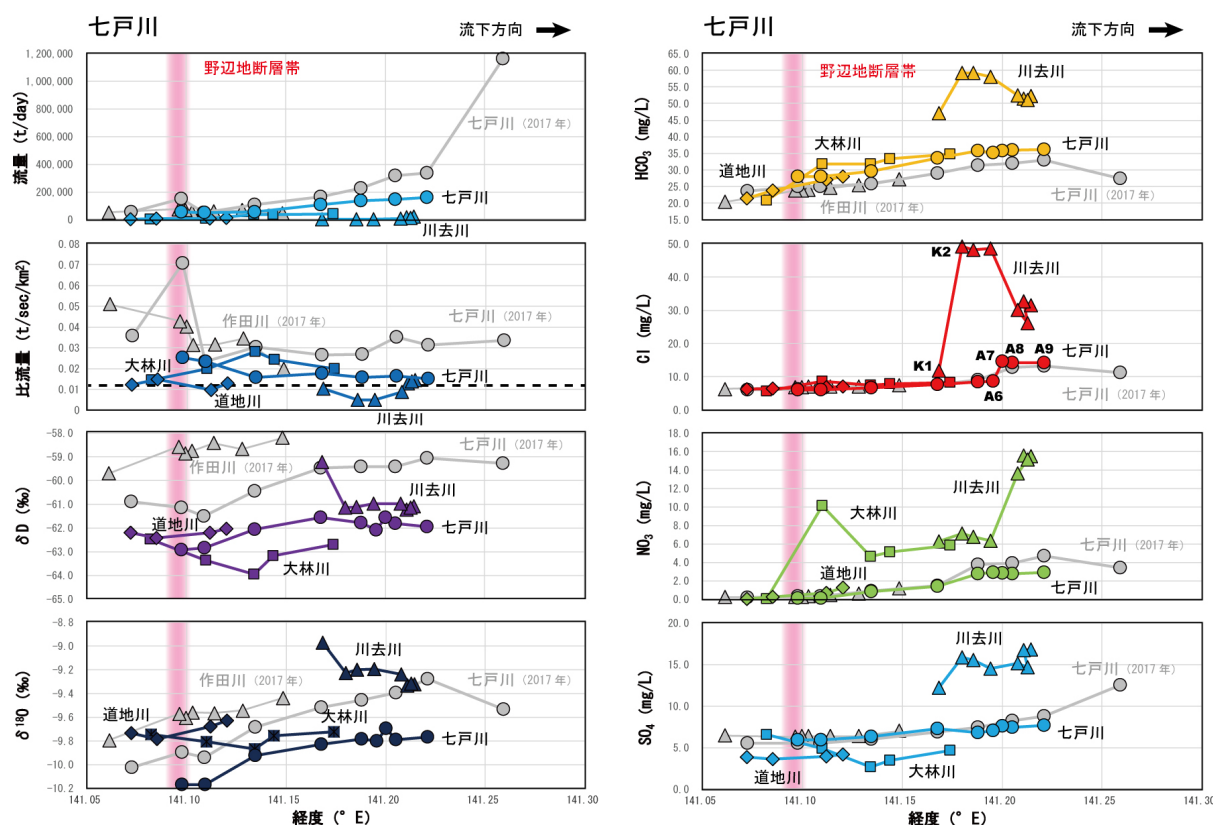


図 3.2.2.3-11 七戸川における流下に伴う河川水の変化.

砂土路川の調査結果を平成 29 年度の結果と比較すると, 流量, 比流量共に平成 29 年度の半分程度の値となっている (図 3.2.2.3-12). これは七戸川と同様の結果で, 原因についても七戸川に関連して述べたように, 平成 29 年度の流量, 比流量が 10 月の多雨の影響で高くなっていると考えられる. 言い換えれば, 平成 30 年度は平年並みのデータが得られたと考えられ, 比流量値はこの地域の渇水比流量に近い値となっている. 水素・酸素同位体比は平成 29 年度よりも低い値 (δD が 1.0-1.5‰程度, $\delta^{18}O$ が 0.1-0.3‰程度) が得られており, この傾向も七戸川とよく似ている. 値が低くなった原因も七戸川と同様に, 平成 29 年度の 10 月の多雨の影響の可能性が考えられる.

砂土路川の主要陰イオンの変化を見ると, CI 濃度が B6-B7 区間で急上昇していることがわかる. これは前述のように, この区間において高 CI 支流が合流していることによるものである. このような B6-B7 区間における変化は, その他の陰イオン成分には見られていないが, 水素・酸素同位体比において値の一時的な低下として表れている. 平成 30 年度の調査では, この支

流の上流側に温泉施設が存在することを把握したが、温泉施設から支流に温泉水がもたらされているかどうかについては確認していない。

その他の陰イオン成分について見てみると、 HCO_3 は中流域から下流域にかけてやや高くなっており、 NO_3 と SO_4 についてはそれぞれ上流域から中流域にかけて、また上流域から下流域にかけて低い値となっている。 HCO_3 の変化については七戸川と同様の傾向であるため、七戸川における考察を参考にすると、今年度は河床からの湧水の寄与が増したために HCO_3 濃度が上昇したと考えられる。 NO_3 と SO_4 の濃度低下についての詳細な原因は不明であるが、砂土路川は他の河川と比較して全体的に陰イオン濃度が高く（図 3.2.2.3-8 と 3-9）、それは前述のように、砂土路川の最上流部が耕作地域に位置していることが関係していると考えられる。平成 29 年度の 10 月の多雨によって農業起源の NO_3 と SO_4 が大量に河川に供給されたと仮定すると、平成 29 年度の調査時の NO_3 、 SO_4 濃度は高くなると考えられ、一方、平成 30 年度は 10 月の降水量が平年並みだったため NO_3 、 SO_4 濃度は下がると考えられる。

平成 29 年度の調査結果において、砂土路川では B7 にて Cl 濃度の急増が観測されていた。そのため平成 30 年度の調査に際して、七戸川と同様に東経 141.2 度付近の南北方向の断裂系の存在を想定していた。調査の結果、 Cl は支流によってもたらされたものであることが判明し、南北方向の断裂系の存在を示すような結果は得られなかった。

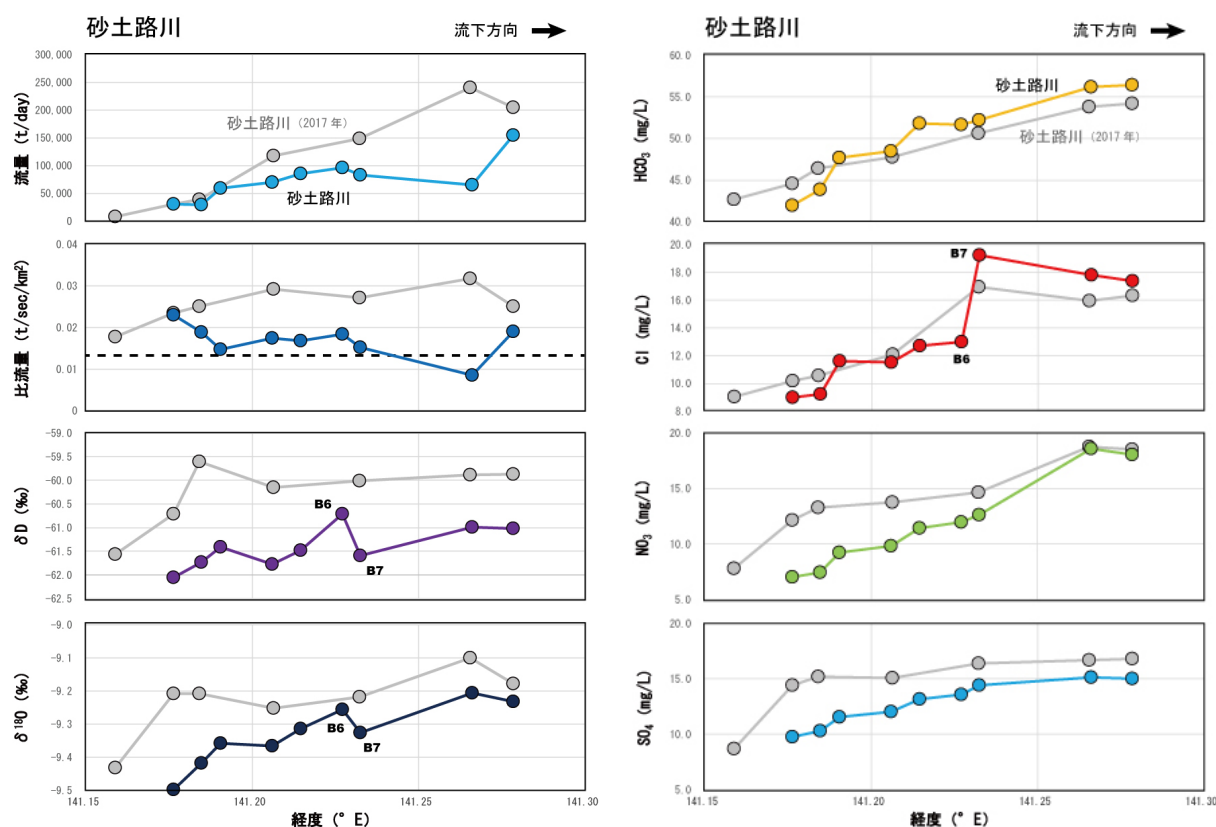


図 3.2.2.3-12 砂土路川における流下に伴う河川水の変化。

後藤川について、平成 29 年度の調査は上流域のみであった（図 3.2.2.3-13）。上流域における流量、比流量を平成 29 年度の結果と比較すると、大きな変化は観測されていない。水素・酸素同位体比についても、流量、比流量と同様の結果である。主要陰イオン成分について、 Cl 、

NO₃、SO₄は平成30年度と平成29年度の結果がほぼ一致している一方、HCO₃については上流部が全体的に2 mg/Lほど上昇している。この傾向は七戸川や砂土路川でも観測されているが、同じ原因によってもたらされたものかどうかは不明である。

五戸川については、平成30年度に調査を行った五戸川本流に加えて、支流の前田内沢の結果もプロットした(図3.2.2.3-14)。平成29年度に調査を行った結果(五戸川本流と支流の三川目川)については、グレーのマークで表示している。また、野辺地断層帯の位置も表示した。

五戸川の本流について平成29年度の結果と比較すると、流量と比流量は上流域から中流域にかけてほぼ同じ結果が得られており、下流域については30%ほどの減少が見られた。水素同位体比は全域にかけて0.5-1.5‰ほど低下し、酸素同位体比はわずかな低下(0.1‰以下)に留まっている。主要陰イオンについては、すべての成分において上流域から中流域にかけてほぼ同じ結果が得られており、下流域ではわずかな濃度の低下が見られている。この傾向は、流量の観測結果とよく似ている。河川流下に伴う主要陰イオン成分濃度の上昇は、主に農業活動や生活排水などによる汚染物質の付加によるものと考えられ、下流域では平成29年度に比べて排水等の付加量が少なかった可能性が考えられる。平成29年度および平成30年度の調査は主に平日に行っているが、平成30年度の五戸川のみ日曜日に実施しており、曜日による工場等からの排水量の変動を反映している可能性も考えられる。

五戸川本流のCIに着目すると、E8-E9区間において濃度がステップ状に上昇していることがわかる(図3.2.2.3-14)。この現象は平成29年度にも観測されており、E8-E9区間において継続的にCIが付加されている可能性を示している。平成30年度の調査ではE8地点周辺の観察を重点的に行ったが、本流の河川流量が400,000 t/dayと多く河床を歩いて調査することが困難で、河岸からの目視では大規模な湧水や支流の合流の存在を把握することはできなかった。もう少し流量の少ない時期に調査を行えば、CIの付加の原因を突き止めることができる可能性がある。CI以外の項目について見てみると、流量、比流量や酸素同位体比、主要陰イオン成分にはほとんど変化が見られないものの、水素同位体比に0.3‰程度の低下が見られる(図3.2.2.3-14)。しかし平成29年度の調査結果には、この区間において水素同位体比の低下は観測されていないため、五戸川のCI濃度の上昇の原因の解明については、詳細な現地調査が重要になると考えられる。

五戸川のE8-E9区間における河川水と地下水との混合について、陰イオン三角ダイアグラムを用いて検討を行った(図3.2.2.3-15)。図中の緑色の丸印は五戸川のE8およびE9地点における主要陰イオン組成を示しており、この2点を結ぶ点線は混合線である。この混合線の先に位置する赤色の丸印は仮想地下水を示しており、その組成は「E8の河川水と仮想地下水との混合によってE9の河川水が形成した」という仮定に基づいて計算した。この仮想地下水は図3.2.2.3-15において、上北地域の深層地下水(淡水)の範囲内に位置している。一方、五戸川E8-E9区間の南およそ1.5 kmの距離を平行に流れる五戸川支流の前田内沢(図3.2.2.3-1)では、M1-M2区間においてCI濃度の上昇が観測されている(図3.2.2.3-14)。このM1-M2区間に関して五戸川E8-E9区間と同様の検討を行うと、前田内沢でCI濃度上昇をもたらしたと予想される仮想地下水(図中の赤色三角印)は、上北地域の浅層地下水の範囲内にプロットされた。図中において両仮想地下水は大きく離れてプロットされていることから、少なくとも両者の主要陰イオン組成は全く異なっていると考えられる。したがって、五戸川のE8-E9区間および前田内沢のM1-M2区間におけるCI濃度の上昇は、広域的に同一の地下水が上昇してもたらされたものではないと予想される。

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

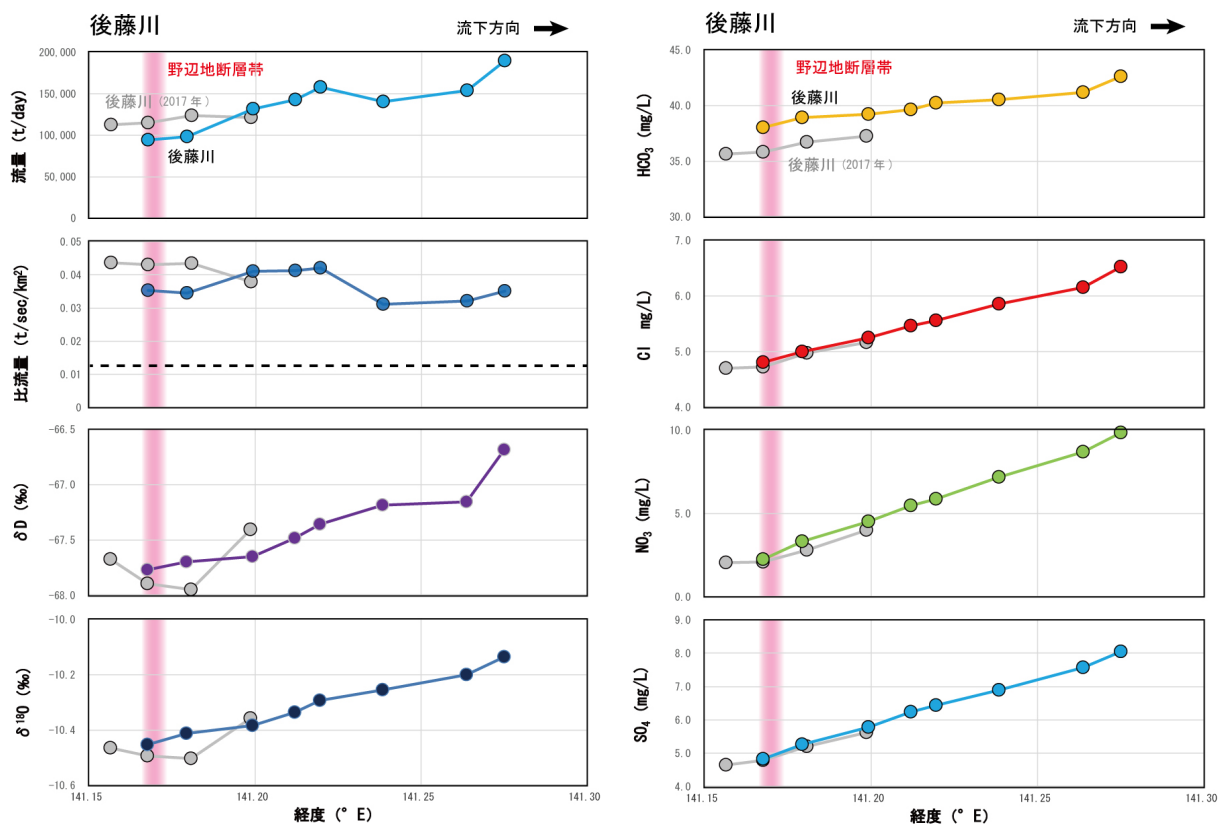


図 3.2.2.3-13 後藤川における流下に伴う河川水の変化.

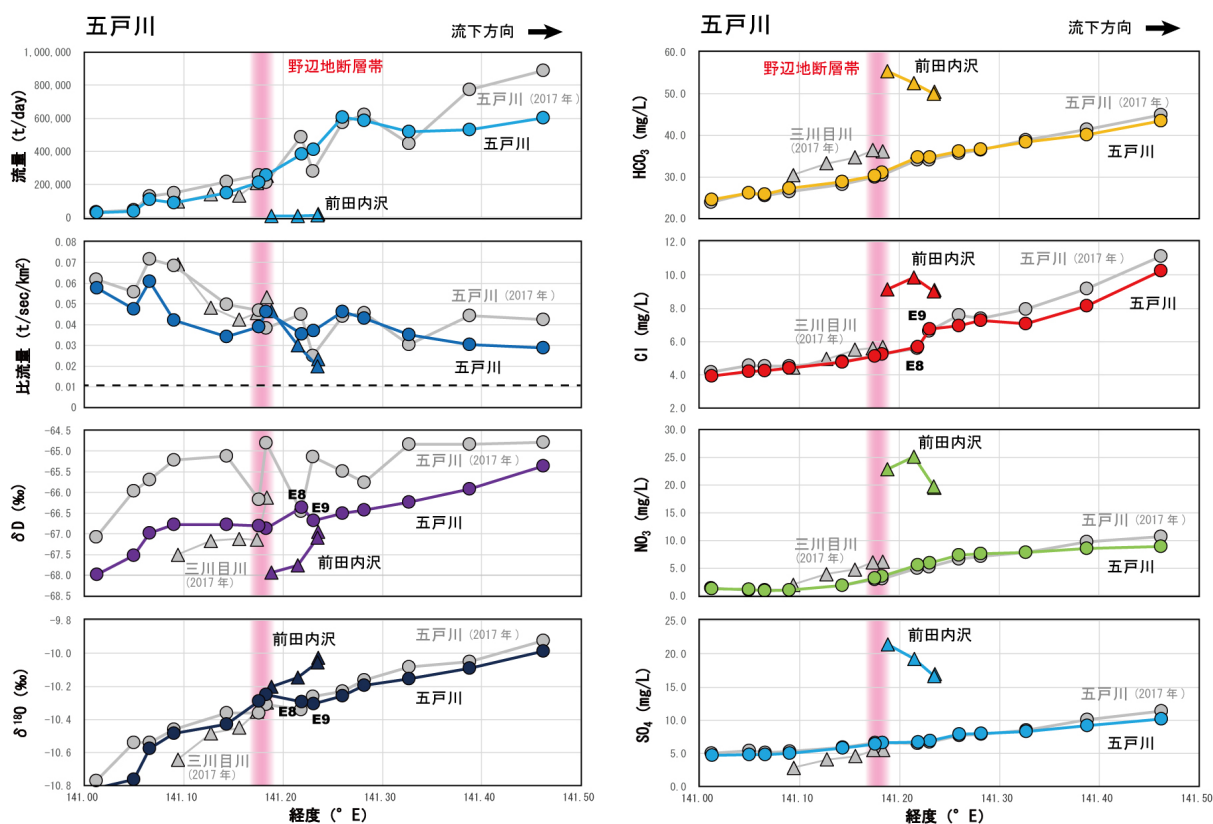


図 3.2.2.3-14 五戸川における流下に伴う河川水の変化.

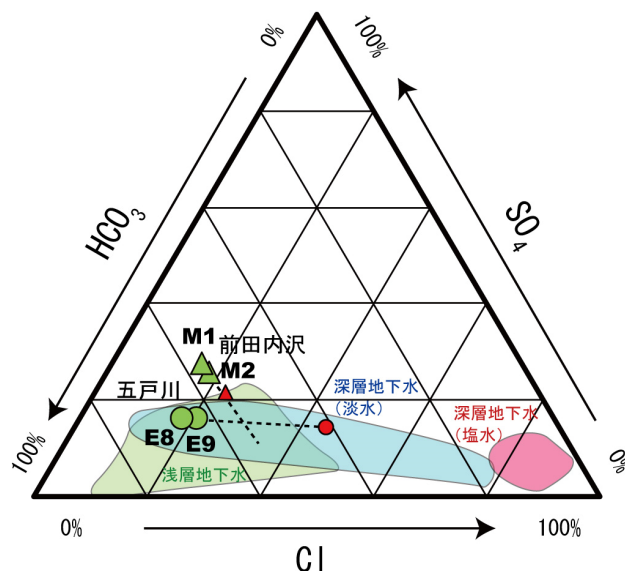


図 3.2.2.3-15 五戸川と前田内沢における河川水と地下水との混合の検討.

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶⁾; 2012⁸⁾), 産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) のデータを含む.

3.2.2.4 地下水水質・同位体等の分析・解析に基づく地下水混合・年代・流動系変化の検討

1) 地下水の水質の特徴

ここでは、産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) に平成 30 年度に採取した水試料の分析データを加え、本地域の地下水の水質および同位体比の特徴をまとめる。図 3.2.2.4-1 に本調査で対象としたすべての水試料 (深層地下水, 浅層地下水, 湧水) の位置を示した。また、平成 29 年度と同様に、本地域を 2 つの地域にわけた (以降、北側を小川原地域, 南側を奥入瀬地域と呼ぶ)。本地域の浅層地下水は、水温 9.6~36.5℃の範囲にあり、pH は 1 試料を除き 7.2~9.0 であり、中性~弱アルカリ性である (深度 10 m の井戸のみ pH が 6.7)。水温が 36.5℃を示した地下水は小川原湖北西部の 405 m 掘削された孔井から得られた地下水である。また、深層地下水は、水温 14.4~48.4℃の範囲にあり、pH はすべて 8.1~9.3 の範囲に入る。なお、深層地下水の中でも小川原地域では水温は全て 35.5℃以上に入り、水温の低いいくつかの奥入瀬地域の浅層地下水は電気伝導度が低い傾向にある。深層地下水と浅層地下水の区分については、産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) と同様に採水深度と水質組成を考慮したものであり、結果的に標高-400 m 程度が境界となっている。

まず、本調査で対象としたすべての水試料 (深層地下水, 浅層地下水, 湧水) について、Cl 濃度の分布を図 3.2.2.4-1 に示した。産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) で報告した通り、上北平野では、奥入瀬川周辺地域を中心として、Cl 濃度の高い深層地下水 (以降、Cl >200 mg/L の地下水を塩水と呼ぶ) が内陸まで広く分布している。一方で、同等の深度 (概ね 700-1,000 m 程度) であっても、比較的 Cl 濃度の低い深層地下水 (以降、Cl <200 mg/L の地下水を淡水と呼ぶ) が塩水に近接して存在している地点も少なくない (産業技術総合研究所, 2017¹⁾; 2018²⁾)。図 3.2.2.4-1 をみると、塩水の分布は、奥入瀬川周辺地域を中心に、海岸から 20 km 以上の内陸まで広く存在している。これに対して、北側の小川原地域では、小川原湖の西側に塩水が分布する一方で、淡水が主体となって広く存在している。

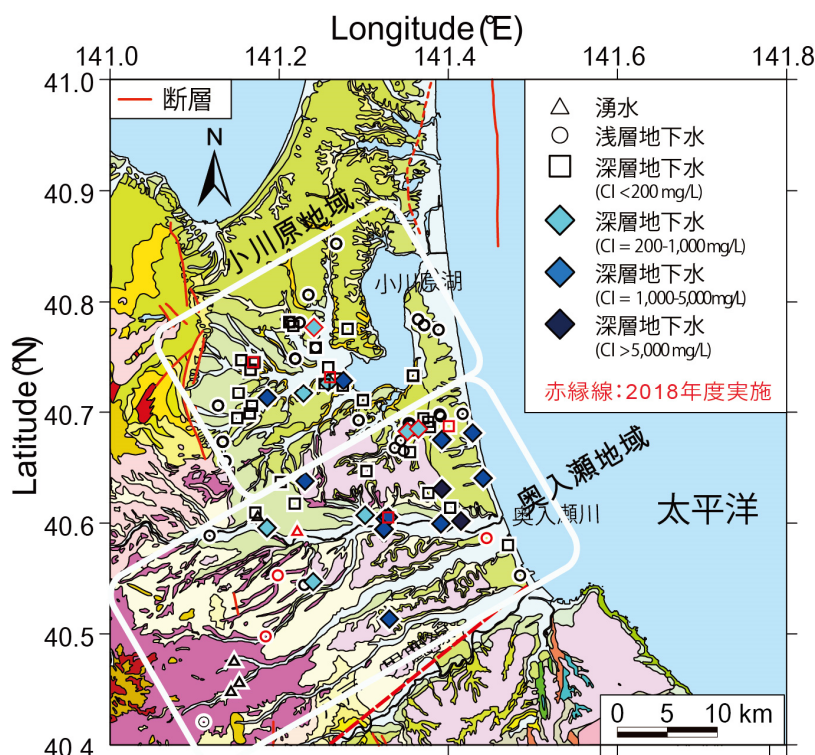


図 3.2.2.4-1 上北平野における地下水・湧水の Cl 濃度の分布

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁹⁾; 2012⁹⁾), 産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) のデータを含む。新規試料採取地点については、赤枠のシンボルで示している。20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012¹⁵⁾) を使用し、断層の位置は産業技術総合研究所(2009)¹⁴⁾, 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2012)¹⁵⁾, 渡辺ほか(2008)¹⁰⁾に基づく。

これら 2 つの地域のそれぞれについて、海岸からの距離を横軸にとった Cl 濃度の深度分布を図 3.2.2.4-2 に示した。北側の小川原地域においては、小川原湖西方の 10 km 程度の範囲 (海岸から 10 km から 20 km の範囲) の標高-700 m から-1,100 m 程度の深度に塩水が存在しており、その周囲には広く淡水が分布していることがわかる (図 3.2.2.4-2a)。一方、南側の奥入瀬地域においては、海岸から 25 km 程度の内陸まで、標高-700 m から-1,300 m 程度の深度に広く塩水が分布している (図 3.2.2.4-2b)。また、図 3.2.2.4-2b では深層ほど Cl 濃度が高い傾向がみられ、図 3.2.2.4-1 と併せると、奥入瀬川周辺の河口から 5 km 程度内陸の標高-1,000 m 以深に Cl 濃度が高い領域が存在している可能性が指摘できる。

次に、パイパーダイアグラムを用いた上北平野における地下水・湧水の水質組成を図 3.2.2.4-3 に示した。浅層地下水・湧水の大部分は Ca-HCO₃ 型の組成を示しているが、4 試料ほど Na-HCO₃ 型に近い領域にプロットされている。深層の塩水は Na-Cl 型を示し、淡水は塩水の組成から連続的にプロットされ、Na-Cl 型から Na-HCO₃ 型の水質を示している。淡水の組成で特徴的な点は、ほとんどの試料で Ca と Mg 濃度がほぼ 0 となっており、極端に Na に富んでいることである。図 3.2.2.4-3 からは、淡水の多くは塩水の混合の影響を受けているものと考えられ、また、浅層地下水の一部 (4 試料) は深層の淡水の混合の影響を受けているものと推察される。

図 3.2.2.4-4 に地下水・湧水の水素・酸素同位体比を示す。ほとんどの水試料は天水線に沿うように分布しており、全体的にはほぼ天水起源であると解釈できる。一方、深層の塩水のうち

Cl濃度が高いものについては、海水の組成に向かうようにプロットされており、塩水は海水起源と考えられる。また、塩水のもう1つの端成分は淡水の領域に一致しており、水質組成に基づく解釈と同様に、淡水と塩水は相互に混合の影響を受けて存在していることがわかる。

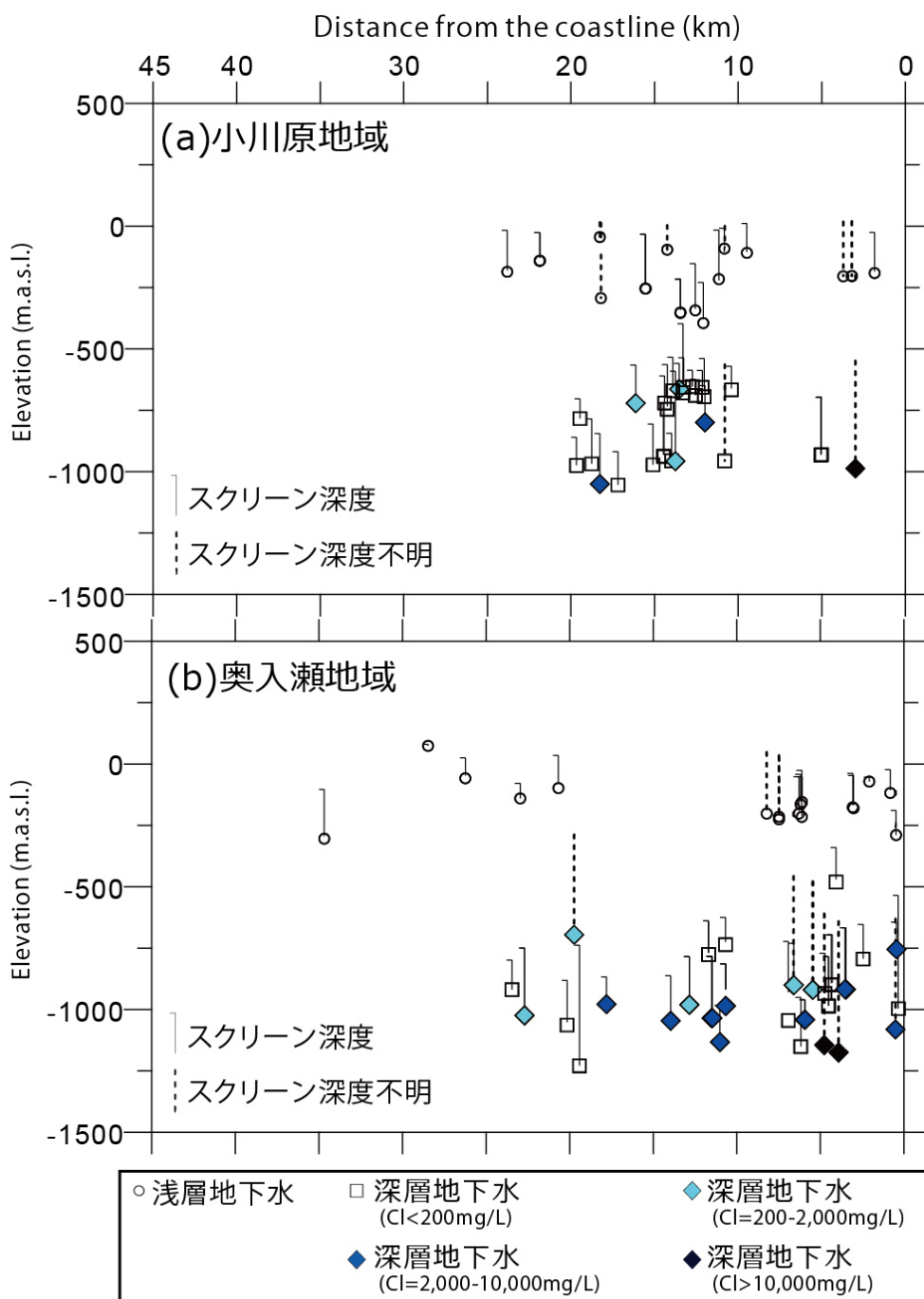


図 3.2.2.4-2 上北平野(小川原地域(a), 奥入瀬地域(b))における浅層地下水・深層地下水の Cl 濃度の深度分布

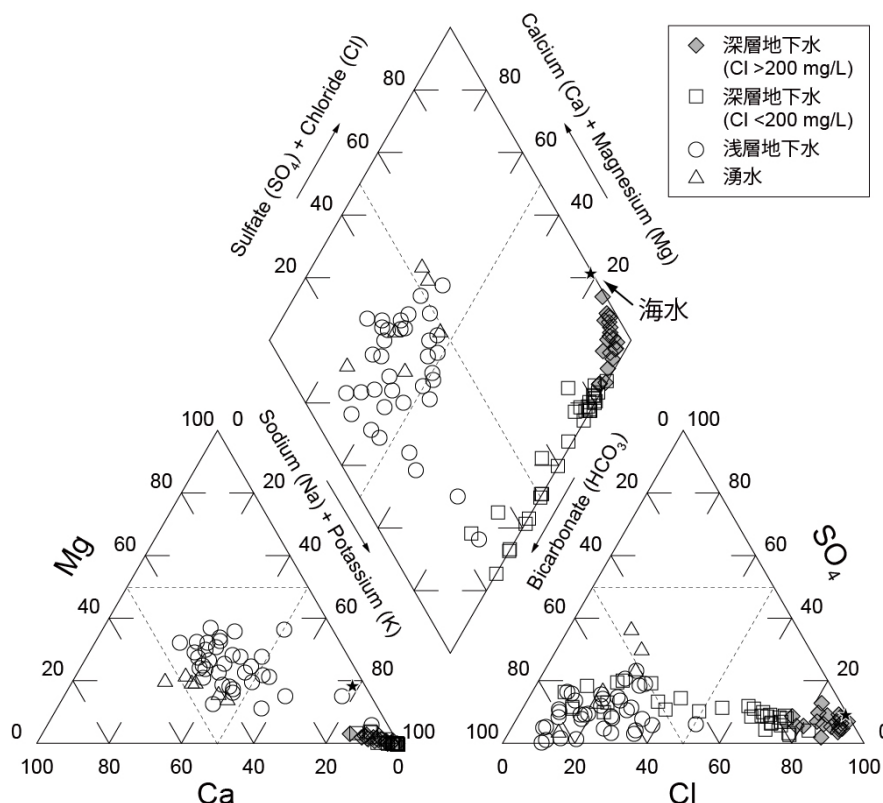


図 3.2.2.4-3 上北平野における地下水・湧水の水質組成

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶⁾; 2012⁸⁾, 産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) のデータを含む。

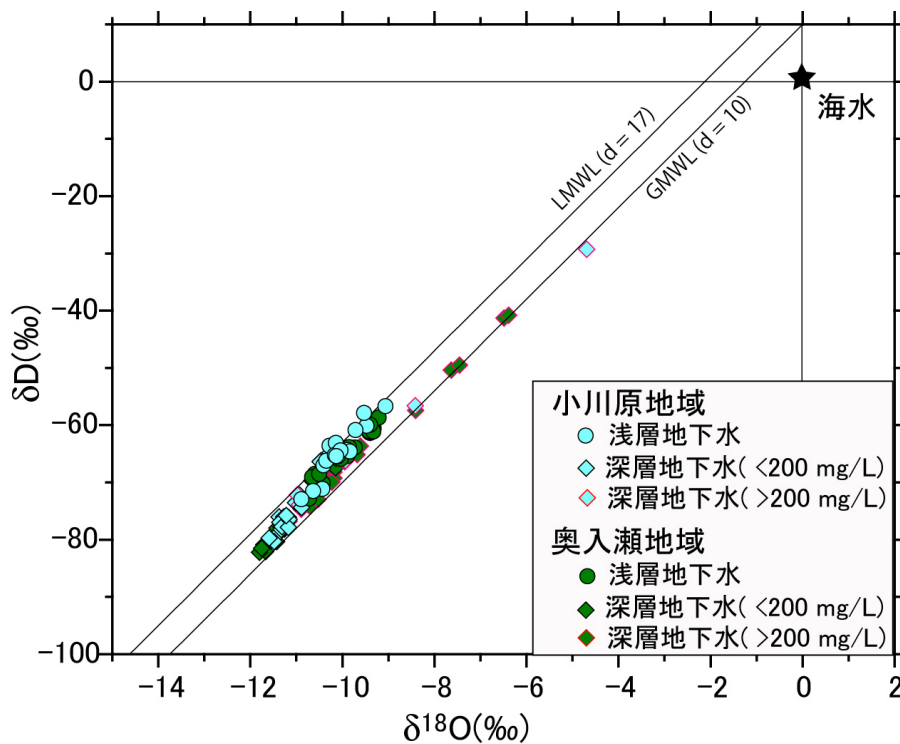


図 3.2.2.4-4 上北平野における地下水・湧水の水素・酸素同位体比

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2010⁶⁾, 産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) のデータを含む。
地域天水線 (LMWL) の d-excess は, Mizota and Kusakabe (1994)²⁷⁾に基づく。

2) 地下水の同位体・年代と地域的な差異

本項では、深層地下水の Cl 濃度の分布特性に差異がみられた北側の小川原地域と南側の奥入瀬地域とに分け、地下水年代の特徴について検討していく。

2-1) 浅層地下水の年代に関する検討

水素同位体比の深度分布に関する検討

産業技術総合研究所(2018)²⁾で指摘した通り、淡水系の深層地下水は浅層地下水よりも 10‰ 程度低い水素同位体比 (δD 値) を示している。この差は同位体高度効果や内陸効果では生じるものではなく、産業技術総合研究所(2018)²⁾により、当該地域の深層地下水は現在よりも寒冷的な時期に涵養された地下水であると判断された。一方、浅層地下水においては、小川原地域及び奥入瀬地域において、系統的に **d-excess** が異なり、両地域における浅層地下水の涵養域が異なることを示している可能性と、森・池田(1964)¹⁶⁾において推定された被圧地下水の流動方向(大局的には西から東)と矛盾しないことが指摘された(産業技術総合研究所, 2018)²⁾。

ここでは、3.2.2.3 章で行った河川水試料と浅層地下水試料について詳細に比較を行う。まず小川原湖に注ぎ込む七戸川と、その支流である作田川、道地川、大林川、川去川を見る。七戸川は平成 29 年度の調査では最上流において、-61.5‰、下流において-59.3‰、平成 30 年度の調査では最上流において-62.9‰、下流において-61.1‰である。また、作田川、道地川、大林川、川去川も、-62.4～-58.2‰の範囲内に入る。一方、七戸川流域及びその北部に位置する浅層地下水(小川原湖西部)は、-71～-63‰であり、深層の淡水系地下水ほどではないが河川水に比べて系統的に低いことが読み取れる。したがって、小川原湖西部の浅層地下水は現在よりもより低い δD 値の降水を起源に持つと思われる。また、小川原湖東部の浅層地下水は小川原湖西側とは対照的に δD 値は高く、河川の値に近い(図 3.2.2.4-5)。また図 3.2.2.4-6 に示した深度分布を見ると、スクリーン深度の幅が広いものの全体的に孔底標高が低い地点ほど δD 値が低い傾向にある。小川原湖東部の地下水は標高-200～-100m の地点に集中するが、同程度の深度の小川原湖西部の地下水の δD 値は-65‰前後を示し、東部地下水とは明らかに異なる。

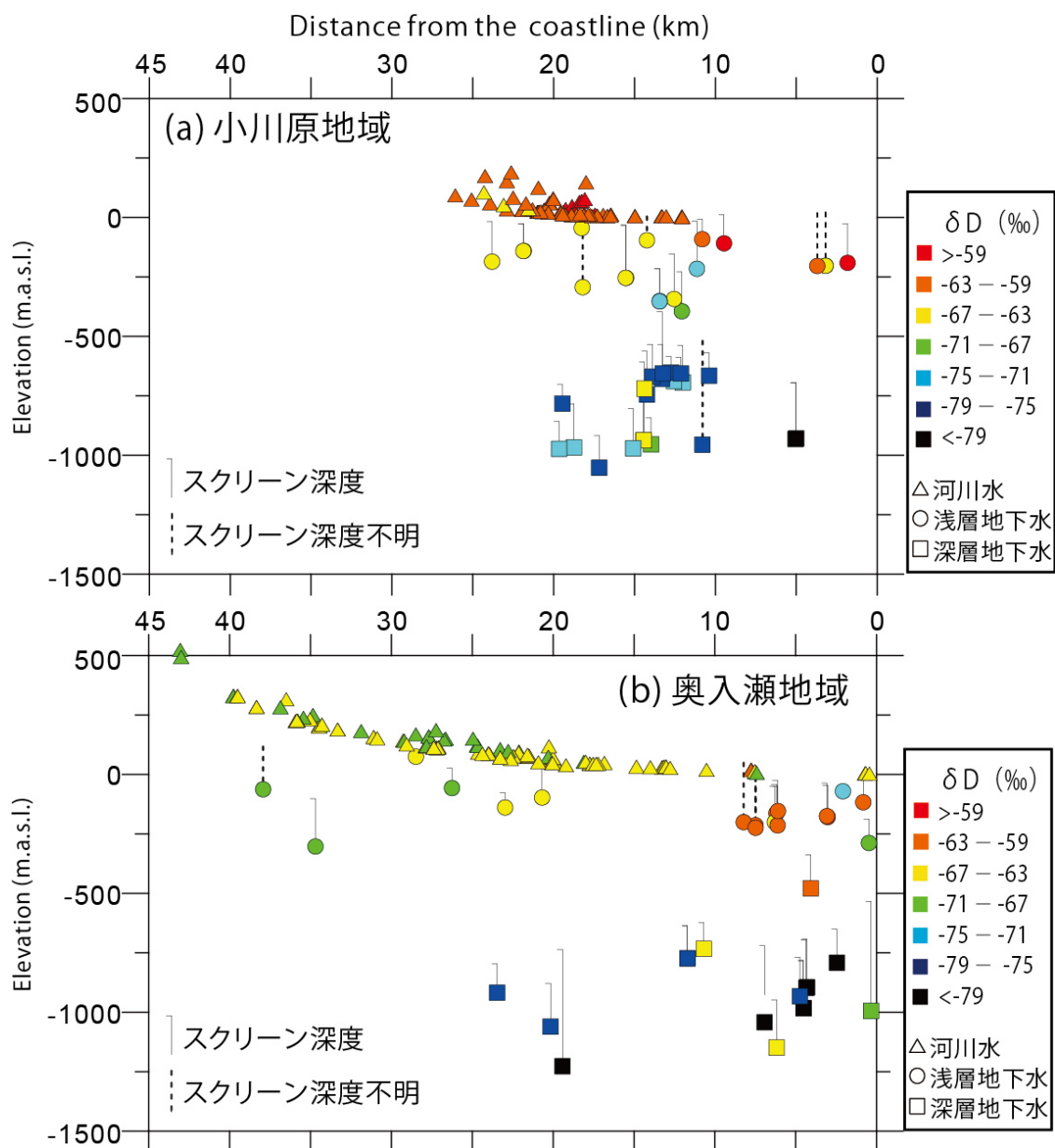


図 3.2.2.4-5 上北平野における地下水・河川水の水素同位体比の深度分布

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2010)⁶⁾、産業技術総合研究所(2017¹⁾; 2018²⁾)のデータを含む。小川原地域 (a)、奥入瀬地域 (b)。

一方、本研究において奥入瀬地域に区分した太平洋側に注ぎ込む奥入瀬川支流である藤島川、後藤川および、五戸川・浅水川の δD 値は-68~-65‰と小川原湖に注ぎ込む七戸川とその支流に比べると明らかに低い。この奥入瀬地域の浅層地下水は、 δD 値に大きな変動幅を示す。河川水よりも高い値を示す地点は海岸線から 10km 以内の距離に集中するが(図 3.2.2.4-5b)、内陸部においても比較的高い δD 値を示す地点も多い。

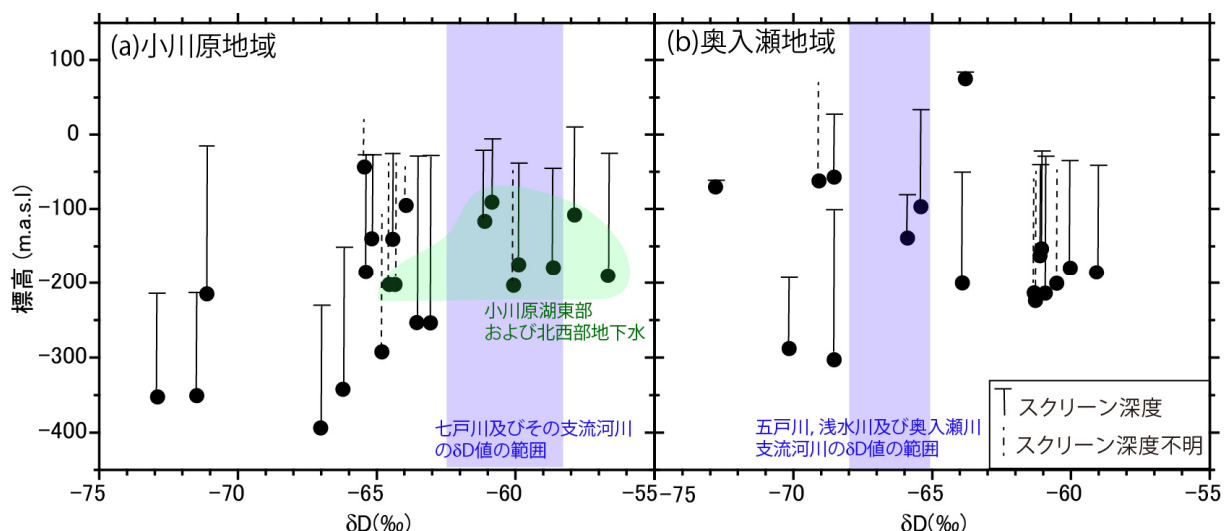


図 3.2.2.4-6 上北平野における浅層地下水の水素同位体比の深度分布
小川原地域 (a), 奥入瀬地域 (b) .

トリチウム濃度に関する検討

小川原地域および奥入瀬地域浅層地下水のトリチウム濃度と現在の海岸線からの距離・取水深度との関係を図 3.2.2.4-7 に示した。小川原地域では浅層地下水のほとんどでトリチウムが検出されないのに対し、奥入瀬地域ではほとんどの浅層地下水が比較的高いトリチウム濃度を示している。また、小川原地域においても沿岸部および小川原湖北西部においてトリチウム濃度が高い地点が見うけられる (図 3.2.2.4-7a, 3.2.2.4-8)。

小川原地域浅層地下水のトリチウム濃度と水素同位体の関係を図 3.2.2.4-9a に示した。本地域ではトリチウム濃度が検出限界以下を示す地下水がほとんどであり、トリチウムが検出されている地点は 16 試料中 2 地点のみである。また、この 2 地点の δD 値は -56.7% 、 -57.9% と高く、この地域において最も高い地点と一致する。これらの試料については、トリチウムが検出されることから核実験が行われた 1950 年代以降の降水を起源に持つといえる。高い δD 値は、現代のような温暖期の涵養を示唆し、さらに小川原湖に注ぎ込む河川水の δD 値よりも高いことから涵養源が異なることも考えられる。これら 2 地点は小川原湖の東側 1 試料と小川原湖北西部の 1 試料であり、比較的規模の小さな流動系が卓越しているものと考えられる。河川水よりも δD 値が低い小川原湖西部地域の地下水はいずれもトリチウムが検出限界以下であり、1950 年代以降の降水の混入は見られない。 δD 値の低さは高標高地点での涵養、あるいは寒冷期の涵養が考えられるが、本地域の河川の最上流地点の δD 値と比べても明らかに低いため、後者である可能性が高い。

一方、奥入瀬地域はトリチウムが検出される浅層地下水が多い。トリチウムが検出限界に近い地下水は 17 試料中 4 試料のみであり、それらは 1 試料を除き δD 値は -68% 以下と、当該地域の河川水よりも低い値となっている (図 3.2.2.4-9b)。一方、トリチウムが検出される地下水は $-66\sim-58\%$ に集中し、中でも河川水の δD 値よりも明らかに高い -60% 以上の δD 値を示す地下水が多く、奥入瀬地域の広範囲に及んでいる。また、特に水素同位体が高く、トリチウムが検出される地点は三沢市周辺に集中する。これらの地下水の涵養域は内陸部ではなく、より海岸線に近い平野部と考えられ、比較的規模の小さな流動系が卓越しているものと考えられる。

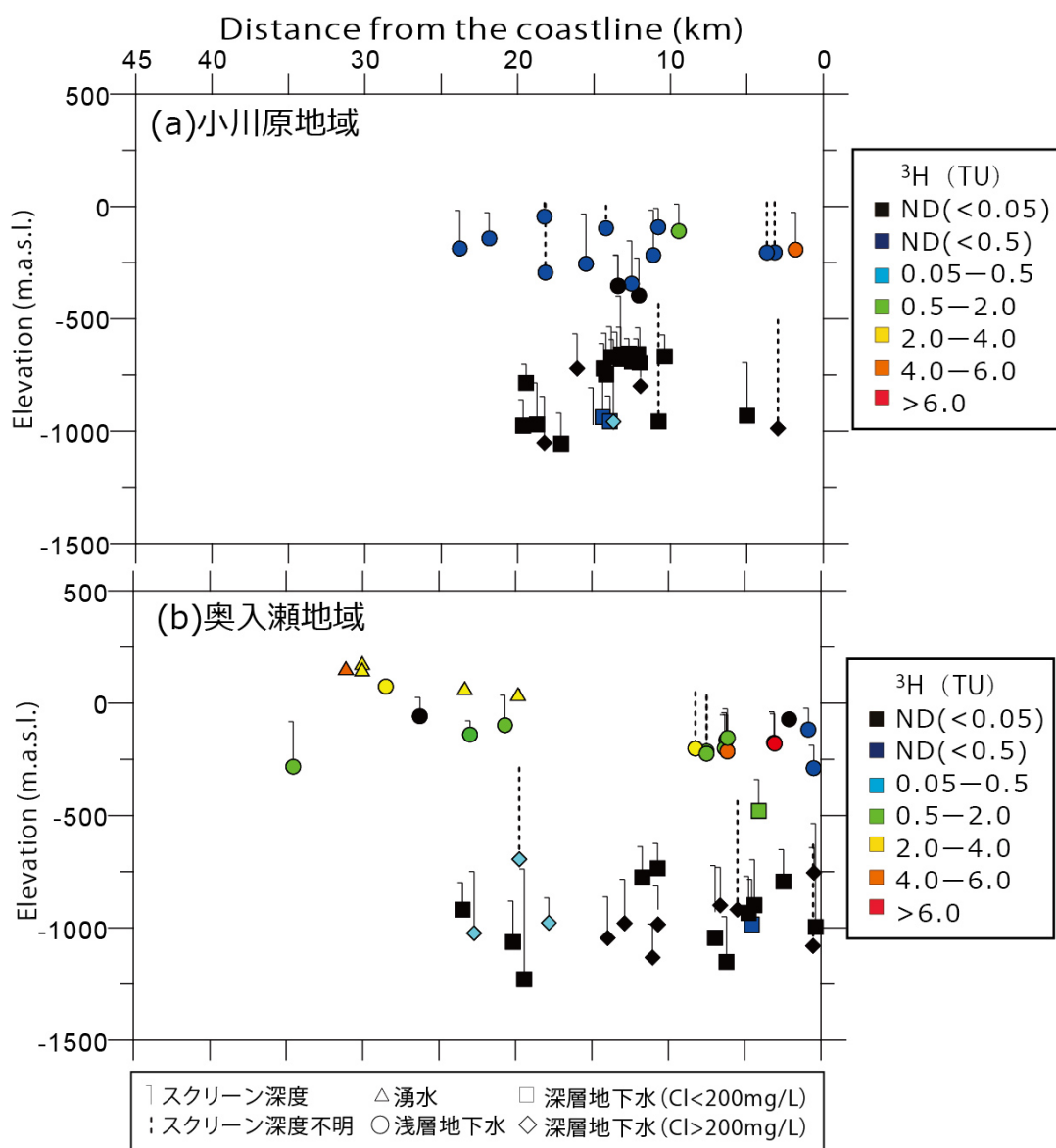


図 3.2.2.4-7 上北平野における地下水・湧水のトリチウム濃度の深度分布
 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶⁾; 2011⁷⁾; 2012⁸⁾), 産業技術総合研究所(2018)²⁾のデータを含む。小川原地域 (a), 奥入瀬地域 (b)。

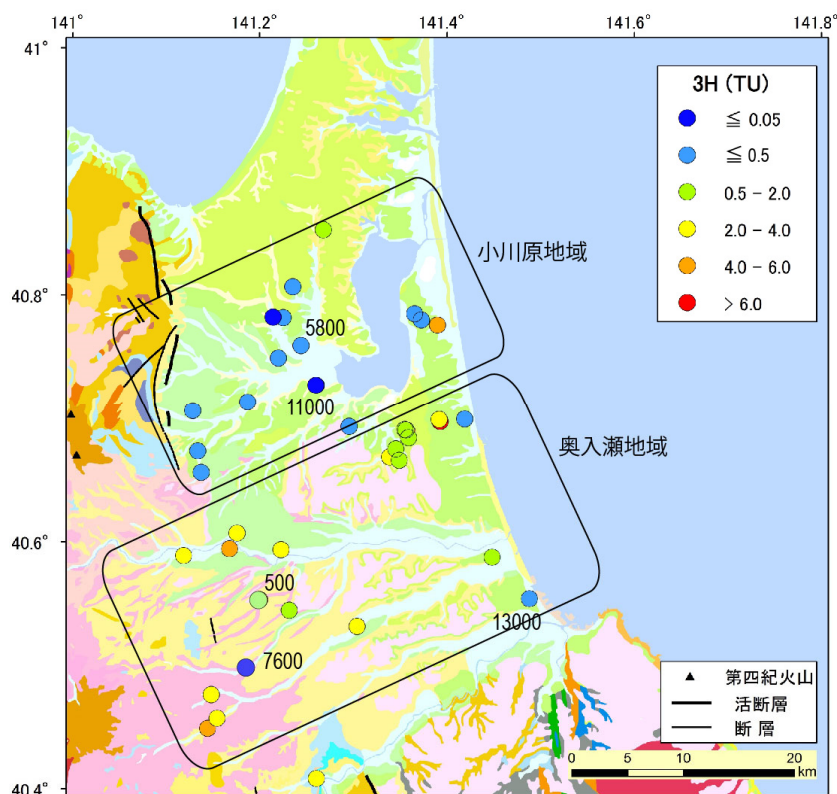


図 3.2.2.4-8 上北平野における浅層地下水・湧水のトリチウム濃度の地域分布

図中の数字は ^{14}C 年代。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶⁾; 2011⁷⁾; 2012⁸⁾), 産業技術総合研究所(2018)²⁾のデータを含む。地質情報は、20万分の1日本シームレス地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸⁾)を使用した。

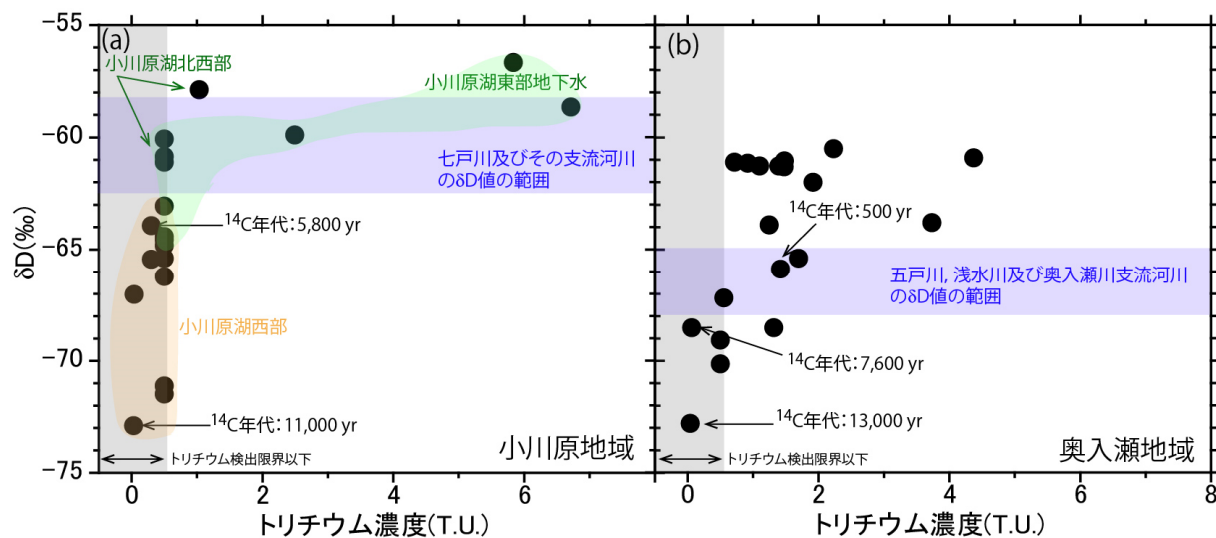


図 3.2.2.4-9 上北平野における浅層地下水・湧水の水素同位体比とトリチウム濃度の関係
小川原湖地域においては(a), トリチウム濃度と δD 値に明瞭な地域依存性があるのに対し, 奥入瀬地域(b)においては明瞭な地域依存性が認められない。ただ, トリチウムが検出限界以下である地下水の δD 値は(<0.5 T.U.)である傾向が認められる。比較のため, 河川水試料の範囲を示した。

放射性炭素 (^{14}C) 年代に関する検討

上記のように小川原湖東部・北西部においてはトリチウムが検出されるとともに、水素同位体が現在の降水と同じく高い値を示す一方で、小川原湖西部では水素同位体が低く、トリチウムが検出限界以下であることから、ある程度の古い年代を持つ地下水であることが示唆された。小川原湖西部の地下水の ^{14}C 年代(未補正)の結果は限られるものの、水素同位体比の最も低い試料では11,000年、水素同位体比が現在の値に近い試料では5,800年という年代が得られた(図 3.2.2.4-8, 図 3.2.2.4-9a)。5,800年という年代はちょうど縄文海進のような温暖期と一致する。七戸川及びその支流河川の δD 値に比べると若干低い数値であるが、 ^{14}C の年代の誤差(これは補正法により大きく異なる)を考えると矛盾する値ではない。11,000年を示した地点は採水標高が約-350m、小川原湖畔西方2 kmの地点、5,800年を示した地点は採水標高が-100m、小川原湖畔西方3.7kmの地点である。いずれも図 3.2.2.2-3の水位分布から示唆されるように流出域に近い地点であると思われる。

奥入瀬地域においてはトリチウムが検出され、水素同位体が高い地点が多く見られたが、水素同位体比が最も低い地下水において ^{14}C 年代が13,000年、水素同位体比が現在の値に近い試料で、7,600年という値が得られた(図 3.2.2.4-8, 図 3.2.2.4-9b)。また、トリチウムが検出された地下水では500年という値が得られた。 ^{14}C 年代が未補正であることを考えると、この数値はほぼ現世の地下水であると考えて良いと思われる。500年と7,600年という年代が得られた地点はいずれも海岸線から20数 km 地点である。また、13,000年が得られた地点は八戸市街より北北東約10 km、海岸線より約2 kmの地点であり、こちらは図 3.2.2.1-3の水位分布から示唆されるように流出域に近い地点であると思われる。

現時点では、 ^{14}C データが少ないものの、中深度処分相当の深度における地下水流出のタイムスケールを考える上で参考となるデータと思われる。

 ^4He 濃度による浅層地下水の年代に関する検討

図 3.2.2.4-10 に上北平野の浅層地下水中の Excess ^4He 濃度分布を示した。Excess ^4He 濃度とは、地下水の ^4He 濃度実測値から溶存大気起源の ^4He 量(約 $4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$)を差し引いた濃度で、地下水滞留中に付加された ^4He 量を示す。第一次近似的には、この Excess ^4He 濃度が高いほど地下水の年代が古いことが示唆される。浅層地下水の Excess ^4He 濃度が1地点を除いてすべてが実質上0から $1 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ 以下である。当該地域の浅層地下水取水層である鮮新統甲地層に対比される砂子又層の岩石化学組成(U: 1.1 ppm, Th 濃度: 2.9 ppm; 産業技術総合研究所(2018)²⁾) および、間隙率0.3~0.4を使うと、Andrews and Lee (1979)²⁹⁾の式を用いた ^4He の蓄積速度は $0.7 \sim 1.1 \times 10^{-12} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ と計算される。つまり excess ^4He が $1 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ を越えるには9,000~14,000年の期間が必要である。 ^{14}C 年代の結果からは、数万年を超えるような古い地下水は浅層地下水には見受けられていないことと矛盾しない。唯一、Excess ^4He が $1 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ を越える地点が小川原湖北西部に見受けられる。この地点は孔底深度401 mであり、今回浅層地下水と区分した地下水の中では最も深い深度の地下水である。上北平野の深層地下水の Excess ^4He 濃度分布(図 3.2.2.4-11)では、平野全体で Excess ^4He が $10^{-7} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$ を越える地点(図中の黄色と赤色のプロット)が存在する。浅層地下水のうち ^4He 濃度が高い地点が存在することに対する要因の一つと

して、深層からの地下水の上昇流が考えられるが、このことを議論するためには現時点では試料数が少なく、今後 ^{14}C 年代等と共にデータを補充する必要がある。

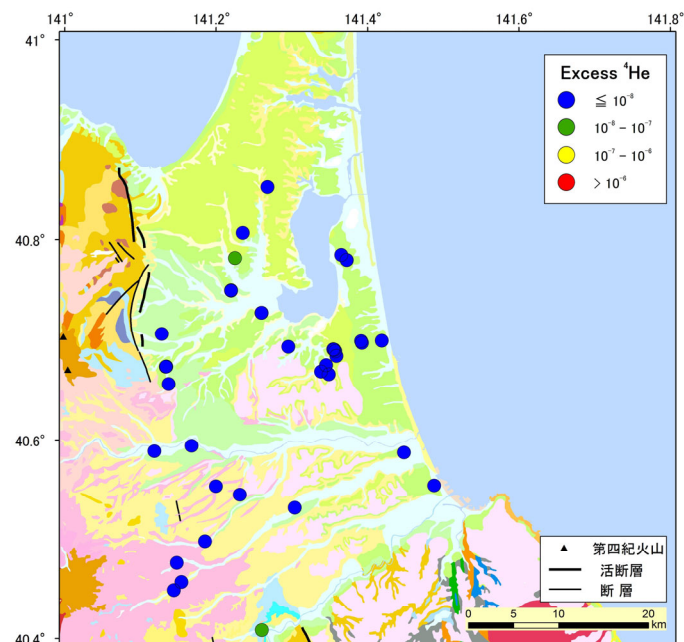


図 3.2.2.4-10 上北平野における浅層地下水の Excess ^4He 濃度($\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$)分布

Excess ^4He 濃度は、地下水の ^4He 濃度実測値から溶存大気起源の ^4He 量 (約 $4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$) を差し引いた濃度で、地下水滞留中に付加された ^4He 量を示す。なお、試料によっては過剰空気 (Excess Air) を含むもの、脱ガスによる濃度の低下も考えられるため、その影響を補正した値を使用している。地質情報は、20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸) を使用した。

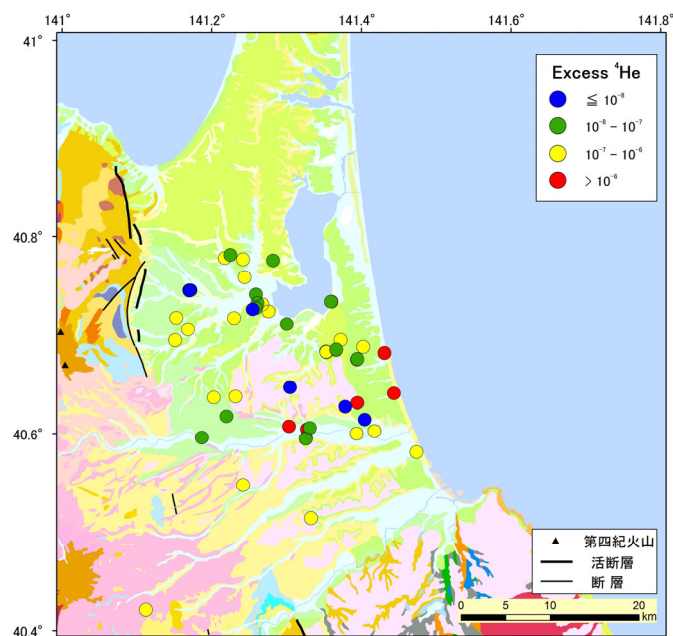


図 3.2.2.4-11 上北平野における深層地下水の Excess ^4He 濃度分布

Excess ^4He 濃度は、地下水の ^4He 濃度実測値から溶存大気起源の ^4He 量 (約 $4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$) を差し引いた濃度で、地下水滞留中に付加された ^4He 量を示す。なお、試料によっては過剰空気 (Excess Air) を含むもの、脱ガスによる濃度の低下も考えられるため、その影響を補正した値を使用している。地質情報は、20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸) を使用した。

2-2) 深層地下水の年代の特徴

1) 塩水の年代

塩水の年代を検討するため、図 3.2.2.4-12 に Cl 濃度と放射性塩素同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) との関係を示した。平成 30 年度は新たに浅層地下水・湧水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を測定し、天水成分の値を検討した。その結果、奥入瀬地域の湧水では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 1.2 \times 10^{-13}$ であったが (図 3.2.2.4-12)、比較的高い ^3H 濃度 (3.0 TU) を示しているため、核実験起源 ^{36}Cl の影響が疑われる。その他、小川原地域の浅層地下水 2 試料 (^3H 非検出) では $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.8\text{--}1.5 \times 10^{-14}$ であり (図 3.2.2.4-12)、ここから天水成分を $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (15 \pm 5) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$) と設定した。また、 ^{36}Cl の放射平衡値は、産業技術総合研究所(2018)²⁾と同じく下北半島中部において掘削されたコア試料より中新統蒲野沢層 (厚さ 204 m, 凝灰岩・砂岩) の化学組成を用いて見積もった放射平衡値 ($2.4\text{--}5.0 \times 10^{-15}$) を使用した。

図 3.2.2.4-12 から読み取れるように、平成 30 年度に調査した地点においても、塩水は放射平衡に達する程度の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示し、年代としては奥入瀬川周辺の沿岸部を除いて、地層堆積時であっても矛盾しない程度の非常に古い塩水であると考えられる。奥入瀬川周辺の沿岸部については、帯水層の放射平衡値が $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 2.4\text{--}5.0 \times 10^{-15}$ と低いため明確な判断はできないが、現海水ともエラーバーが重なる程度の比較的若い塩水である可能性がある (図 3.2.2.4-13)。

2) 淡水の年代

図 3.2.2.4-14 に浅層地下水および淡水系の深層地下水の ^{14}C 年代 (未補正值) と δD との関係を示した。これをみると、現在の天水に相当する δD ($>\sim\text{--}70\text{‰}$) を示す試料が 1 万年程度より若い年代を示しているのに対し、図 3.2.2.4-9 で寒冷期に涵養された地下水と判断された深層地下水試料 ($\delta\text{D} <\sim\text{--}70\text{‰}$) は、その多くが見かけの ^{14}C 年代として 1 万年前後から 2 万数千年程度を示していることがわかる。したがって、低い δD を示す淡水は、最終氷期の最寒冷期に涵養された地下水であると考えられることができる。

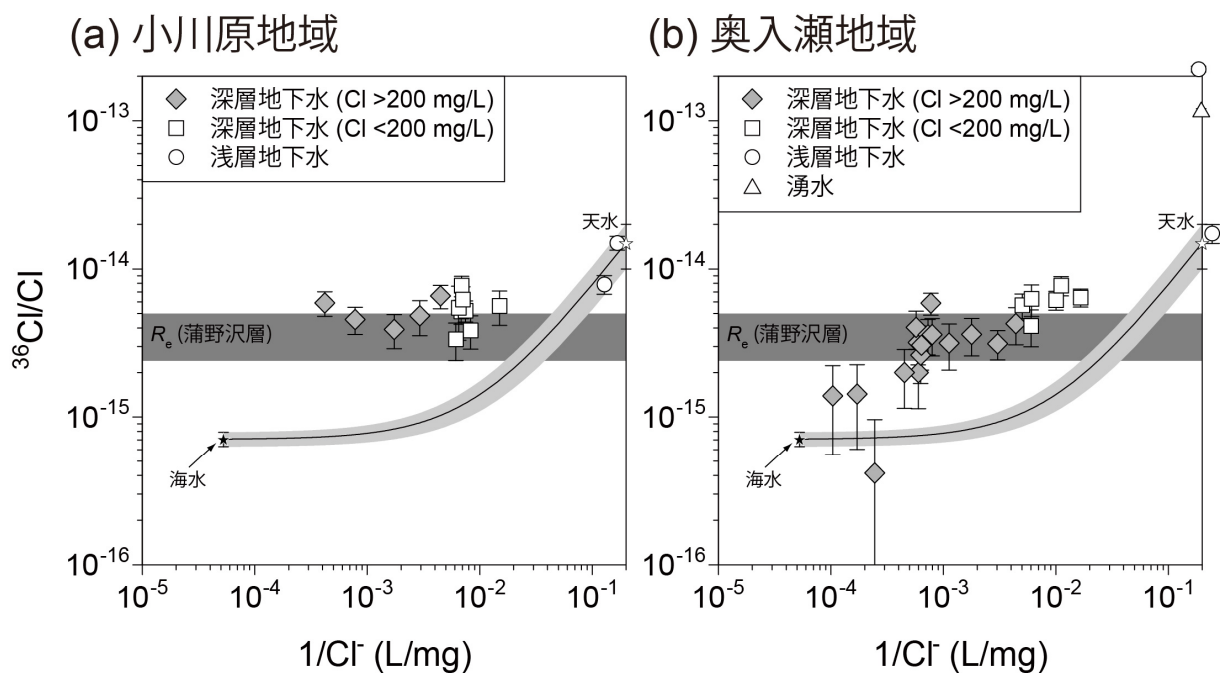


図 3.2.2.4-12 上北平野における地下水・湧水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010⁶⁾; 2011⁷⁾; 2012⁸⁾), 産業技術総合研究所 (2017¹⁾; 2018²⁾) のデータを含む。曲線は、海水 ($\text{Cl} = 19,000 \text{ mg/L}$, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifield *et al.*, 2013³⁰⁾) と天水との混合線を示している。天水成分の値は、(a)に示した浅層地下水 2 試料の測定値を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (15 \pm 5) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$) と仮定した。放射平衡値 ($R_e = 2.4\text{--}5.0 \times 10^{-15}$) は、下北地域の中新統蒲野沢層 (凝灰岩・砂岩) の化学組成 ($n = 4$) を用い、Andrews *et al.* (1989)³¹⁾の方法にしたがって算出した。ここでは、間隙率を 20–30%、岩石の密度を 2.3–2.5 と仮定し、 $\text{Cl} = 5,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した。

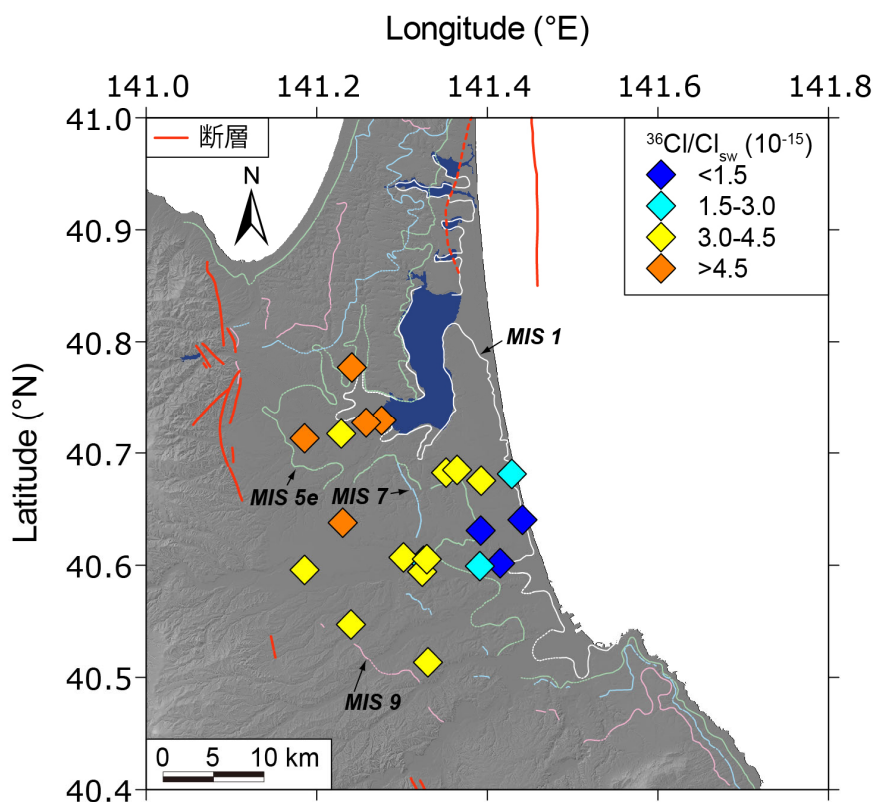


図 3.2.2.4-13 上北平野における深層地下水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の平面分布

海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (R_{sw}) は、図 3.2.2.4-12 で仮定した天水成分を用いた混合解析(Tosaki et al., 2017)³²⁾によって求めた。比較のため、小池・町田(2001)⁴⁾による旧汀線分布を示した。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2011⁷⁾; 2012⁸⁾、産業技術総合研究所(2018)²⁾のデータを含む。

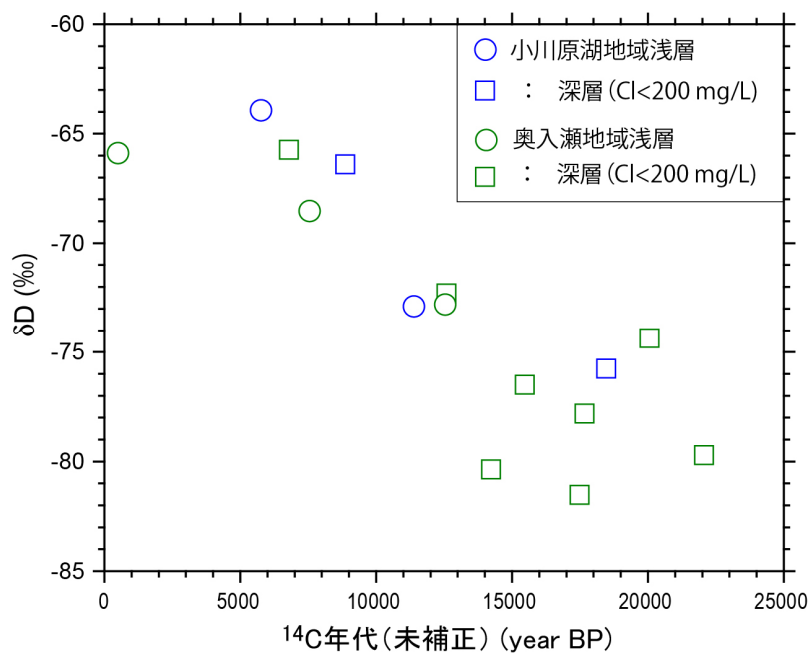


図 3.2.2.4-14 上北平野における淡水系地下水の ^{14}C 年代と水素同位体比との関係

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011⁷⁾; 2012⁸⁾、産業技術総合研究所(2018)²⁾のデータを含む。

3.2.2.5 多孔質媒体分布地域における地下水流動系評価に際した地域的差異の要因の検討

以下に小川原湖地域及び奥入瀬地域の浅層地下水における涵養域・流出域・地下水流動方向についての検討結果を示す。

1) 浅層地下水の涵養域

小川原地域西部の浅層地下水の水素・酸素同位体比は、周辺河川の最上流よりも低い値を示し、寒冷な時期に涵養されたことを示している。図 3.2.2.2-3 の水位図や森・池田(1964)¹⁶⁾が指摘しているように、この地域の地下水の大局的な流れは西から東に向かうものであるが、その涵養域を平野東部の野辺地断層帯に求めるか、より東部の小規模な局地流動系に求めるかについては鉛直方向及び水平方向のより詳細な地下水年代分布の取得が求められる。小川原湖東部および北西部においては、水素同位体比は比較的高く、深度 100～200 m においてもトリチウムが検出されることから、小川原湖西部とは涵養域が異なる地下水流動系が発達している可能性がある。

一方、奥入瀬地域においては、水素同位体が河川水よりも高く、トリチウムが含まれる地点と、水素同位体が低くトリチウムが含まれない地点が混在する。十和田湖や乗鞍岳・八甲田山麓など高標高地域を源流に持つため、この地域を流下する河川水の水素同位体比は低い。河川水と比べた浅層地下水の水素同位体比の高さは、より低標高の地点を涵養域に持つことを示している可能性がある。トリチウムが含まれず水素同位体比が高い地下水については ¹⁴C 年代から推定されるように涵養期の涵養で説明できる。奥入瀬地域においても小川原湖南方の三沢市周辺地下水においてトリチウムが高く、水素同位体比が高い地下水が、深度 200m 前後に多数存在する。これについても奥入瀬地域の内陸部とは涵養域が異なる可能性がある。

2) 浅層地下水の流動方向および流出域

浅層地下水において 1 万年以上の古い ¹⁴C 年代が示された地点は、小川原湖沿岸西方 2 km の地点および八戸市北部の沿岸から約 2 km の地点である。図 3.2.2.2-3 の水位図から考えられる地下水の流動方向は小川原湖西部の地下水の流動は小川原湖に向かっていているように見える。この流動方向が正しいか、流出域が小川原湖よりもより東方にあるかについては、小川原湖西部や東部の地下水について ¹⁴C など数千から数万年の年代範囲を推定できる手法を用いた地下水年代のデータをさらに取得する必要がある。奥入瀬地域については、野辺地断層帯よりも西方の山岳部を涵養域とは考えがたく、野辺地断層帯よりも東方を涵養域とすると思われる。奥入瀬地域の浅層地下水は、 δD が低い地点とトリチウムを含む δD 値が高い地点が混在するため、特定の地域が涵養域であるか平野の広い範囲から鉛直方向に涵養されているのか区別が付きがたい。また、このトリチウムを含む δD 値が高い地点は、掘削などによる影響によりごく浅層の地下水が浸透している可能性もある。この地域での流動方向を見るにはそれらの影響が無いと思われる地点での地下水年代分布などを見て、流動の方向性・鉛直方向の流動の有無を見る必要がある。

3) 深部流体に関する検討

図 3.2.2.5-1 に上北平野における深層地下水の水温を示した。上北平野は東北日本前弧域に位置し、平野北部の丘陵地においても第四紀火山である十和田、八甲田山から 20 km 以上離れている。しかし、平野全域に 40～50℃の水温を示す深層地下水が胚胎し、小川原湖西畔約 2km の深層地下水は深度 600 m 程度で 48℃の水温を示している。上北平野の年平均気温が 10℃程度であることを考えると、地温勾配が 6℃/100 m を越えるか、あるいは、より深層からの熱水の上昇が考えられる。

図 3.2.2.5-2 に上北平野における深層地下水のヘリウム同位体比 (³He/⁴He 比) 分布を示した。

島弧の前弧側で $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比はマグマ・マントル起源のヘリウムの寄与率が低く、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は大気成分の 1 Ra よりもかなり低いことが知られており、東北日本においても例外ではない (Sano and Wakita, 1985³³); Sano et al., 1985³⁴)。通常は、地殻起源成分の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比 ($\ll 0.1$ Ra) に近いことが知られているが、上北平野においては図 3.2.2.5-2 に示すように、やや $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高く、最大で 0.77 Ra である。これは、地下で加わったヘリウムのうち約 10% がマントル起源であり、明らかに深層からの流体の付加があることを示している。

当該地域の HCO_3^- などの炭素種の濃度は比較的低いこと (図 3.2.2.5-3)、pH は弱アルカリ性であることを考えると、3.2.4 章で示したような深部流体による周辺岩盤の影響は現時点では考えにくい、その分布範囲に関しては更に検討すべきである。

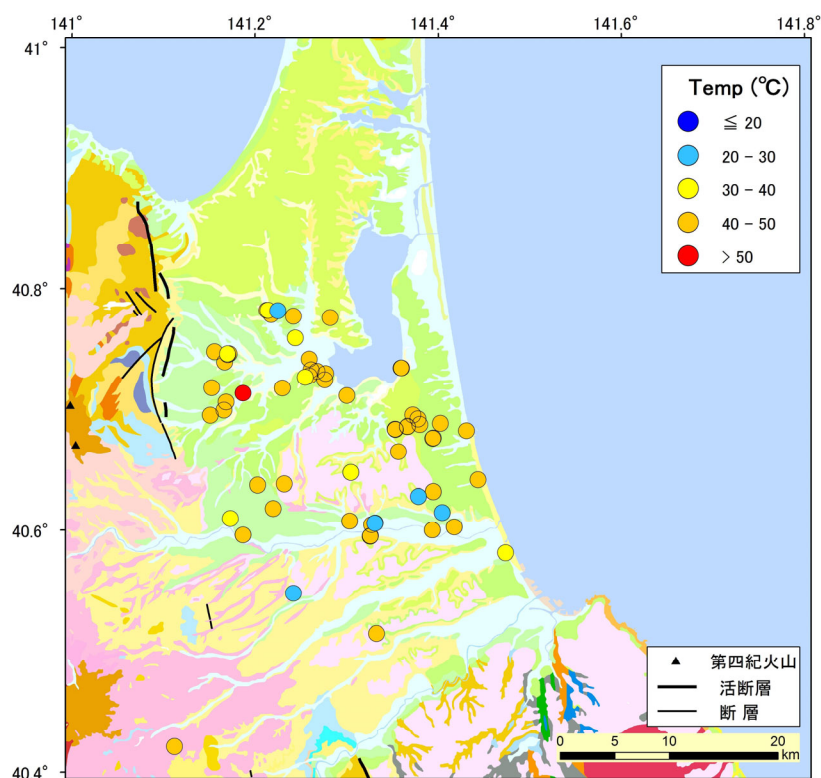


図 3.2.2.5-1 上北平野における深層地下水の水温分布

地質情報は、20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸) を使用した。

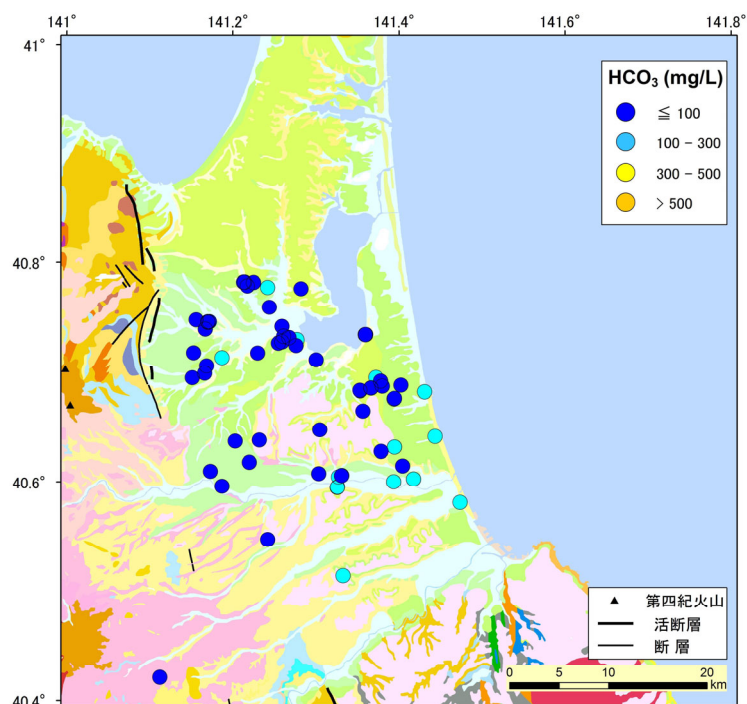


図 3.2.2.5-2 上北平野における深層地下水の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比分布

地下水滞留中に付加されたヘリウムの同位体の特徴を見るため、大気成分を取り除いた後の corrected $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値をプロットしている。なお、地下での付加量が少ない場合 ($^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ が低い試料) は、corrected $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値の誤差が大きくなるためにプロットしていない ($^4\text{He}/^{20}\text{Ne}=1$ を閾値とした)。地質情報は、20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸⁾) を使用した。

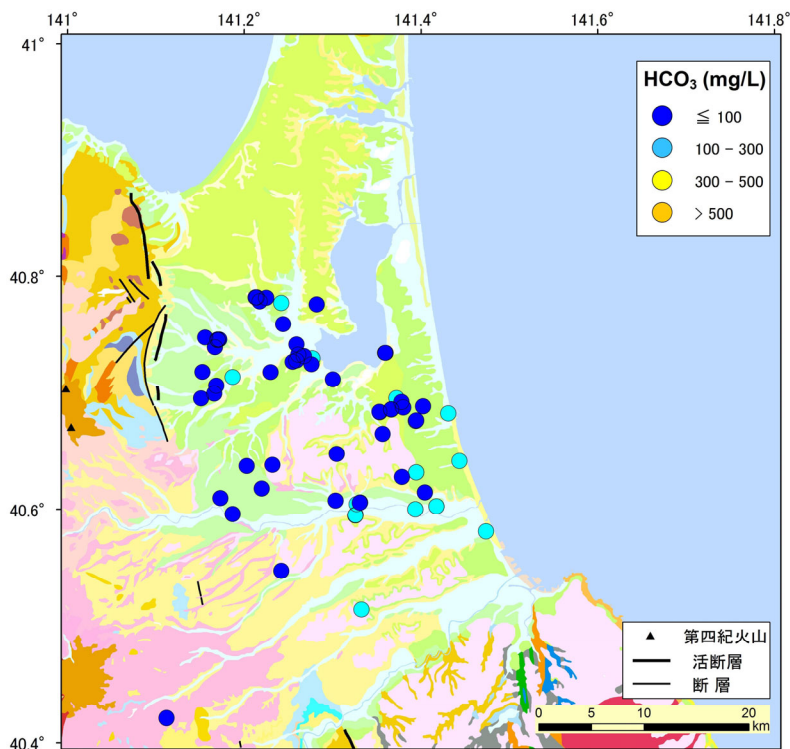


図 3.2.2.5-3 上北平野における深層地下水の HCO_3^- 濃度分布

地質情報は、20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2018²⁸⁾) を使用した。

4) 地下水流動概念モデルの再構築

産業技術総合研究所(2018)²⁾においてまとめられた、上北平野深層における氷期一問氷期の地下水流動系変化についての概念モデルは次のとおりである。

- ・最終氷期には、海水準が現在よりも最大で 120 m 程度低下することにより、広域地下水流動系の流出域が海側へ 30 km 前後移動した。これに伴って地下水流動系の規模が拡大し、少なくとも標高-1,000 m 程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。ただし、奥入瀬地域深層においては古い塩水が十分フラッシングされずに残存している。
- ・最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模は次第に縮小し、氷期に深層まで至っていた地下水流動は徐々に停滞的になった。
- ・完新世の海進期には、奥入瀬川周辺の沿岸部において、氷期の淡水が存在している領域に密度差によって海水が-1,200 m 程度の深度まで侵入した。

この概念モデルの現在における地下水流動状態を平成 30 年度の調査結果から考えると、以下の項目が追加される。

- (1) 深層地下水においては、平野の広範囲に深層からの深部流体の影響が見受けられる。深部流体の特徴は高温であるが、低 CO₂ 濃度である。
- (2) 小川原湖西部では顕著な水温以上が見られ、浅層地下水にもその影響は及ぶ。深層から浅層への地下水の上昇流が考えられる。
- (3) 小川原地域における上部中新統の地下水（本項において浅層地下水に区分した地下水）は最終氷期に涵養された。涵養場所については、本結果からは不明であるが、おそらく野辺地断層帯の東側周辺であると思われる。
- (4) 奥入瀬地域においては平野の広い範囲で、完新世以降の降水の涵養が考えられ、深層まで認められる。

ただし、ストレーナ深度が浅層から深層まで含まれる場合は、地下水の水質・同位体比は平均値となる。特に(4)については、浅層地下水の影響を反映している可能性もある。

上記 4 点を踏まえた現在の 2 地域の地下水流動概念モデルを図 3.2.2.5-4 に示した。

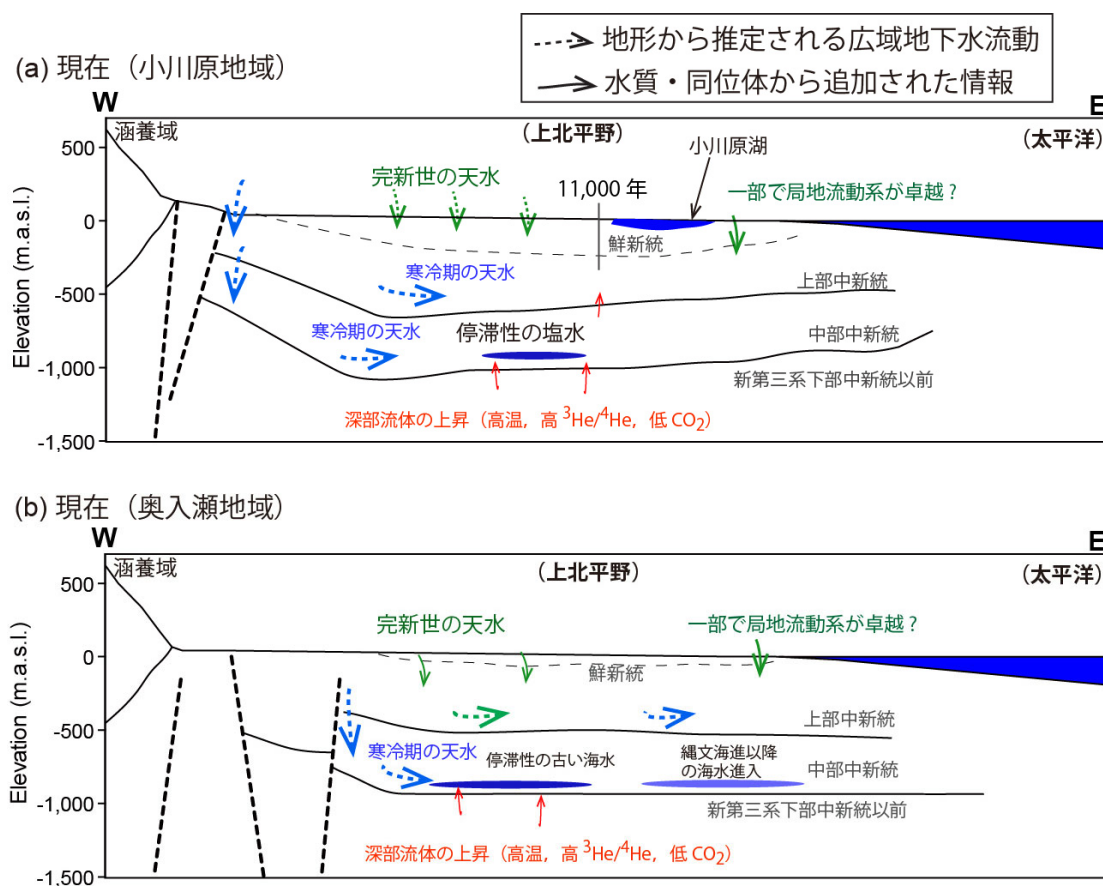


図 3.2.2.5-4 上北平野における地下水流動系変化の概念モデル図

小川原地域(a)および奥入瀬地域(b)の上部中新統および中部中新統帯水層中の地下水流動概念モデル図。断面図はそれぞれ図 3.2.2.2-1 の S94-1, S94-2 測線を参考にした。

【まとめと今後の課題・注意点】

まとめ

以上の結果をまとめ、次のように地下水流動解析に必要な要素を抽出した。

(1) 地表水試料の分析・解析に基づく地下水涵養に関する検討

断層などを介した地下水の地表水系への上昇など河川－浅層地下水間の相互作用に関する検討を行うため、平成 29 年度に引き続き七戸川、砂土路川、後藤川、五戸川および新規に藤島川の河川流量調査及び水質・水の同位体分析の特徴を把握した。

その結果、以下の成果が得られた。

- 河川の流下に伴う流量変化は、主に支流の合流による流量増加と一致しており、流量減少などによる地下水涵養に関する情報は得られなかった。ただし、3.2.2.4 項に示したように、河川および本調査地域における中深度処分相当深度における地下水の水素・酸素同位体比の特徴より、当該地下水の涵養時期は、現代のような温暖期の降水による涵養でなく、寒冷期の涵養であることがわかった。
- 平成 29 年度に Cl 濃度異常が見られた区間では、平成 30 年度においても Cl 濃度異常が観測された。しかし、七戸川と砂土路川の Cl 濃度異常の原因は、Cl 濃度の高い支流が合流、かつ、これらの Cl の起源は人為的な排水によるものと考えられ、地下水の上昇流ではないことが判明した。ただし、高 Cl 濃度の地下水が上昇している場合、河川流量が 100,000 t/day 程度の河川において、500 kg/day を超える Cl 付加があると、Cl に富む地下水の混入を捉える

ことができる。河川の流下に伴う Cl 濃度の上昇も深層からの地下水上昇流、浅部の地下水との混合等を考慮に入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。

(2) 地下水水質・同位体等の分析・解析に基づく地下水混合・年代・流動系変化の検討

多孔質媒体分布地域においては、地形的分水界が広域地下水流動系の範囲設定の基礎となり、地下水圧（地下水位）が地下水流動方向を規制する。上北平野全体としては、地下水位より西側の脊梁山地から東側の太平洋に流れる地下水流動が卓越すると考えられる。これに加え、水質・同位体・地下水年代等の情報により地下水流動に関して年代軸を入れることが可能となる。既存の孔井による幅広い地域における地下水水質・地下水年代の把握により、地下水流動解析に必要な要素を抽出した。

- ・小川原地域の中深度処分相当の地下水における地下水について、河川および地下水の水素・酸素同位体比の特徴より、地下水の涵養時期の判別、例えば現代もしくは氷期のような寒冷期といった区別が可能である。また、 ^{14}C による地下水年代などにより、地下水流動に関して時間軸を入れることが可能である。これにより、 ^{14}C や水の水素・酸素同位体比が、時間軸を入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- ・上記とは異なり、上北平野沿岸部において、水素同位体が高く、トリチウムが検出されるなど現代の地下水が混入している可能性が指摘された。この地域は、地質構造・地下水位等から流出域と考えられるため、広域地下水流動系のみでは説明できず、広域地下水流動系とは異なる局地的な地下水流動の存在が考えられる。このことから、トリチウム等の地下水年代や水の水素・酸素同位体比が、広域地下水流動系・局地流動系の存在も含めた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。
- ・上北平野全域において $40\sim 50^{\circ}\text{C}$ の水温を示す深層地下水が胚胎し、小川原湖西畔約 2 km の深層地下水は深度 600 m 程度で 48°C の水温を示している。この水温の高さは当該地域の地温勾配が高いか深層からの流体の上昇が考えられる。深層地下水に溶存する $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は他の東北日本前弧域と比較してやや高く、マントル起源ヘリウムを含む深層からの流体の付加があることを示している。以上のことから、地下水温・ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が、深層からの地下水上昇流、浅部の地下水との混合等を考慮に入れた地下水流動解析に必要な要素として抽出された。

今後の課題・注意点

本調査のように、水源井、温泉掘削井など既存の孔井を用いた解析の場合、次のような問題点、それに付随する地下水流動解析に関する限界点が挙げられる。

- ・水源井、温泉掘削井とともに、効率的な揚水の観点から、透水性の良い複数の深度にストレーナを設けて揚水が行われている。採取した試料の水質・同位体比はこの複数の深度から得られた地下水の平均値となる。得られた結果が複数の深度に存在する地下水の平均値である以上、廃棄物埋設地を通過する特定の深度の地下水流動を評価するには不確実性が大きく伴う。
- ・得られた結果の検証と、廃棄物埋設地を通過する特定の深度の正確な地下水流動把握のために、掘削等による特定の深度からの地下水の揚水を行う必要がある。
- ・地下水流動モデルの精緻化を図るには、2 次元的なモデルで想定される中間流動域、流出域における地下水の高深度分解能・詳細な深度プロファイルデータとともに、3 次元的に調査範囲を拡大する必要がある。

【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 28 年度事業報告書.
- 2) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の評価手法に関する調査.) 事業: 平成 29 年度事業報告書
- 3) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- 4) 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM.
- 5) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 24 年度事業報告書.
- 6) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 21 年度事業報告書.
- 7) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 22 年度事業報告書.
- 8) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 23 年度事業報告書.
- 9) 青森県 (1996) 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査. 平成 7 年度地震調査研究交付金成果報告書 (概要版), 青森県, 54 p.
- 10) 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘 (2008) 下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動. 活断層研究, 29, 15-23.
- 11) 生出慶司 (1984) 第四紀火山活動の地域性と島弧一海溝系の会合問題. 地質学論集, 24, 221-232.
- 12) 石油公団 (1995) 平成 6 年度国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「七戸地域」調査報告書. 35 p.
- 13) 岩井武彦 (1975) 青森県小川原湖畔地域における温泉群の研究. 青森県・三沢市・上北町・東北町, 26 p.
- 14) 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 16) 森 和雄・池田喜代治 (1964) 青森県八戸および上北・下北一円の地下水について. 地質調査所月報, 15, 267-296.
- 17) 井岡聖一郎・村岡洋文・丸井敦尚・井川怜欧 (2013) 青森県太平洋岸地域におけるオープン方式地中熱ヒートポンプシステムのための地下水水質評価. 日本地熱学会誌, 35, 111-117.
- 18) 仙台通商産業局 (1989) 上北地域 地下水利用適正化調査報告書 140p.
- 19) 青森県環境保健部 (1988) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (野辺地町・東北町・天間林村・七戸町). 青森県環境保健部, 49 p.
- 20) 青森県環境保健部 (1992) 温泉ゆう出地基礎調査報告書 (三沢市・下田町・百石町・八戸市). 青森県環境保健部, 65 p.

- 21) 青森県企画部 (1981) 青森県地下水調査報告書. 青森県企画部, 339 p.
- 22) 国土地理院(2018) 電子地形図. <https://maps.gsi.go.jp/>
- 23) 気象庁 (2018) 過去の気象データ検索, <http://www.jma.go.jp/>
- 24) 近藤純正・中園 信・渡辺 力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象(3)-森林における蒸発散量-. 水文・水資源学会誌, 5(4), 8-18.
- 25) 国土交通省 (2019) 水文地質データベース, <http://www1.river.go.jp/>
- 26) 田上雅浩・一柳錦平・嶋田純 (2013) 日本における降水の安定同位体比の季節変動と空間分布, 日本水文科学会誌, 43(3), 73-91.
- 27) Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. J.*, 28(5), 387-410.
- 28) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2018) 20万分の1日本シームレス地質図 2018年1月10日版. <https://gbank.gsj.jp/seamless/>
- 29) Andrews, J. N. and Lee, D. J. (1979) Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *J. Hydrol.*, 41, 233.
- 30) Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- 31) Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- 32) Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y.S., Sato, T., Takahashi, H.A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochem. J.*, 51(3), 263-275.
- 33) Sano, Y. and Wakita, H. (1985) Geophysical distribution of $^3He/^4He$ ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism, *J. Geophys. Res.* 90, 8729-8741.
- 34) Sano, Y., Nakamura, Y., and Wakita, H. (1985) Areal distribution of $^3He/^4He$ ratios in the Tohoku district, northeastern Japan. *Chemical Geology*, 52, 1-8

3.2.3 化学浸透圧による異常間隙水圧が地下水流動に与える影響についての検討

【実施内容】

平成 29 年度までの成果を踏まえ、平成 30 年度は地下水流動への影響として重要な異常間隙水圧の一因として考えられている化学的浸透圧の検討を行う。具体的には、応力状態と間隙サイズの関係を明確化するために、原位置の応力と原位置地下水と同様な水質条件による泥質岩の半透膜性の変化を実験的に明らかにする。実験では、既往の水圧、水質の測定に加え、応力変化にともなう泥質岩の変形も計測するとともに、泥質岩中で半透膜性が発揮される粘土粒子間の間隙の変形性を高分解能の間隙観察等に基づき検討する。

【成果】

3.2.3.1 地層浸透圧の評価手法の開発

泥質岩の半透膜性と間隙水圧の塩分濃度差によって発生する化学的浸透は地層浸透圧を発生する。この地層浸透圧は異常間隙水圧の成因として古くから認識されてきているが（例えば、Young and Low, 1965¹⁾）、地層浸透圧を水理地質調査の早い段階において評価できる手法はいまだに開発されていない。現状では、泥質岩中の物質移行を完全に記述する数値解析に基づいて地層浸透圧の検討が行われているが（例えば、Gonçalvès et al., 2004²⁾ ; Tremosa et al., 2012³⁾）、この手法では、地層の半透膜性に加え、拡散性及び透過性に関するパラメータが必要であり、正確に特定することが難しい初期条件及び境界条件等も必要となる。そこで、本研究では、地層浸透圧の発生メカニズムに着目することで、上記のパラメータ及び条件の設定が不要な地層浸透圧の評価方法を開発した。この手法では、原位置データとして得られる地下水溶存物質濃度と室内実験における半透膜性の評価結果を直接利用することが可能である。開発した手法の適用例として、北海道幌延地域を対象に、過年度に測定した幌延珪質泥岩の半透膜性と既存の地下水溶存物質濃度データを用いて同地域における地層浸透圧を評価した。また、過圧密状態にある泥質岩層の地層浸透圧の評価において室内実験による半透膜性測定での応力状態を再現することの重要性についても検討した。

(1) 化学的浸透及び移流の動的平衡状態における地層浸透圧のモデル化

ここでは側方への流れが無視できるほど小さい水平方向に均質な泥質岩層を仮定する。この仮定によって、泥質岩層中の間隙水の流れは次元鉛直流となり、それは一般化したダルシーの式によって次のように記述できる（例えば、Neuzil and Provost 2009⁴⁾ ; Tremosa et al., 2012³⁾）。

$$q = -\frac{k}{\mu} \left\{ \frac{d}{dz} (p + \rho g z) - \sigma \frac{d\pi}{dz} \right\} \quad \text{式 3.2.3.1-1}$$

ここで、 q は間隙水のフラックス、 k は固有浸透率、 μ は動粘性係数、 p は流体圧、 ρ は間隙水密度、 g は重力加速度、 z は地表面からの高さ、 σ は反射係数、 π は浸透圧の理論値である。反射係数は半透膜性を表すパラメータであり、粘土鉱物間の空隙サイズと粘土鉱物及び間隙水の電気化学的特性に依存し、0~1 の値をとる（例えば、Bresler, 1973⁵⁾）。 π は圧力と同じ次元を持つが、溶質が存在することによって減少する水の化学ポテンシャルを表す（例えば、Neuzil and Provost, 2009⁴⁾）。式 3.2.3.1-1 の右辺第 1 項と第 2 項はそれぞれ、圧力及び重力による移流と化学ポテンシャルによる化学的浸透を表す。

泥質岩層中の化学的浸透は化学ポテンシャルが消失しない限り、つまり、間隙水の塩分が地層中で均一となるまで継続する。塩分濃度が均一でない間は、化学ポテンシャルの不均衡によって塩分濃度が低い所から高い所への化学的浸透が生じ、それによって地層浸透圧が発生する。地層浸透圧の発生によって生じる圧力勾配は化学的浸透と逆向する移流を発生させるが、地層

浸透圧は化学的浸透と移流の動的平衡状態によって静的に保たれる。動的平衡状態においては、泥質岩層中の水の純フラックスはほぼゼロとなり、地層浸透圧は静水圧分布から乖離する過剰間隙水圧として現れる。この状態は式 3.2.3.1-1 に $q = 0$ 及び $p = p_{st} + p_{os}$ という拘束条件与える。ここで、 p_{st} は静水圧であり p_{os} は地層浸透圧である。これによって、

$$0 = -\frac{k}{\mu} \left\{ \frac{d}{dz} (p_{st} + \rho g z) + \left(\frac{dp_{os}}{dz} - \sigma \frac{d\pi}{dz} \right) \right\} \quad \text{式 3.2.3.1-2}$$

静水圧平衡によって、式 3.2.3.1-2 の右辺第 1 項で表される水理的フラックスが無視できるほど小さいとすると、式 3.2.3.1-2 は以下のように書き換えられる（例えば、Neuzil and Provost 2009⁴⁾）。

$$\frac{dp_{os}}{dz} = \sigma \frac{d\pi}{dz} \quad \text{式 3.2.3.1-3}$$

式 3.2.3.1-3 は、化学的浸透は地層浸透圧の勾配によって発生する移流と等しいと記述するものである。式 3.2.3.1-3 の右辺における σ は泥質岩層中で場所によって変わるものであり、 p_{os} を式 3.2.3.1-3 から解析的に評価することはできない。そこで、本研究では式 3.2.3.1-3 を離散化したものを p_{os} の算出に用いる。

$$\Delta p_{os}(z_i) = \sigma_i \Delta \pi(z_i) \quad \text{式 3.2.3.1-4}$$

ここで、 i は離散化された要素のインデックス ($i = 1$ は最上部の要素)、 z_i は i 番目の要素の中心座標、 Δp_{os} と $\Delta \pi$ はそれぞれ、 i 番目の要素に沿った地層浸透圧と浸透圧の理論値の変化、 σ_i は i 番目の要素の反射係数。式 3.2.3.1-4 を最上部要素から n 番目の要素まで足合わせると、 n 番目の要素における地層浸透圧が次のように求められる。

$$p_{os}(z_n) = \sum_{i=1}^n \Delta p_{os}(z_i) \quad \text{式 3.2.3.1-5}$$

式 3.2.3.1-5 の計算には、 σ と $\Delta \pi$ の鉛直方向の分布が必要となる。次節の適用例において σ と $\Delta \pi$ の評価方法を例示する。

(2) 稚内層における地層浸透圧の評価

(ア) 地質環境及び評価に用いるデータ

稚内層は北海道幌延地域に位置しており（図 3.2.3.1-1a）、西方には北米—ユーラシアプレート境界が存在しているが、Neuzil (2015)⁶⁾ によると、同地域の透水性は高く、地殻運動にともない発生する間隙水のダルシー流は間隙水圧に影響を及ぼさないとされている。稚内層においてはこれまでの調査によって、400 kPa にも及ぶ過剰間隙水圧と海水の塩分濃度の半分にも及ぶ塩分濃度差が観測されている (Iwatsuki et al., 2009⁷⁾; Kurikami, 2007⁸⁾)。Iwatsuki ら (2009)⁷⁾ によれば、稚内層とその上部層は新第三紀から第四紀に海洋環境において形成され、その後 1 Ma までの沈降によって圧密された。稚内層の上部境界の最大埋没深度はおよそ 1000 m と見積もられている (Ishii et al., 2011⁹⁾)。この地域の地層は褶曲と thrusting によって隆起してきており、上部層は削剥されてきている (Iwatsuki et al. 2009⁷⁾)。

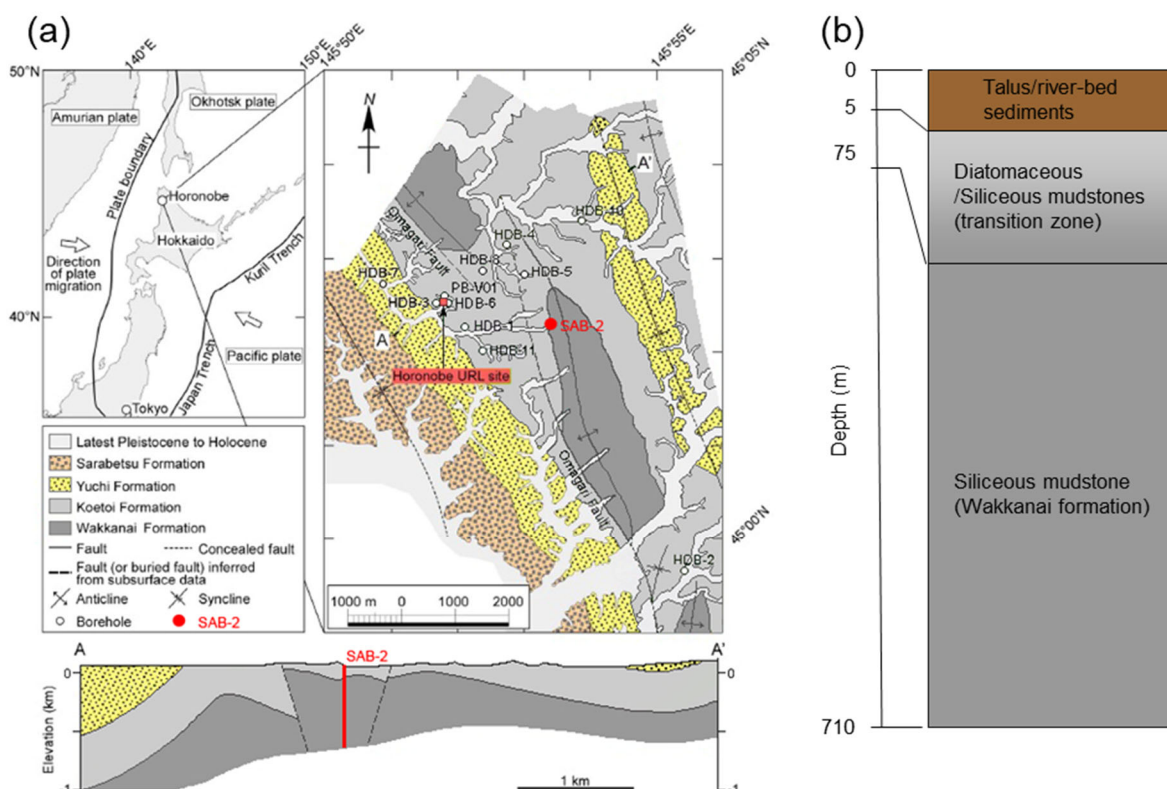


図 3.2.3.1-1 (a)幌延地域の位置図，地質図，地層断面 (Ishii et al., 2011¹⁰) に基づく)。図中赤線は断層に沿った SAB-2 孔の投影である。(b)SAB-2 孔に沿った岩相 (Suko et al., 2014¹¹)。

幌延地域ではこれまでに多くのボーリング孔を用いた調査が行われてきているが (Matsui et al., 2007¹²)，半透膜性が詳細に測定されているのは SAB-2 孔から採取された稚内泥岩に限られている (図 3.2.3.1-1a) (Takeda and Manaka, 2018¹³)。従って，ここでは式 3.2.3.1-5 の計算には SAB-2 孔の調査データ及びコアを対象に測定された半透膜性のデータを用いる。SAB-2 孔は2つの断層の間に位置しているが (図 3.2.3.1-1a)，SAB-2 孔が位置する稚内層は比較的的水平であり側方へ均質である。図 3.2.3.1-1b は SAB-2 孔における岩相を示している。稚内層は主に珪質泥岩から構成されており，深度 5–75 m の上部は珪質泥岩と珪藻質泥岩の遷移領域となっている。Kurikami ら (2008)⁹) によれば，珪質泥岩と珪藻質泥岩の固有浸透率は深度とともに低下し，それぞれ $10^{-18} \sim 10^{-20} \text{ m}^2$ と $10^{-17} \sim 10^{-18} \text{ m}^2$ の値をとる。

図 3.2.3.1-2 に SAB-2 孔から得られているデータを示す (Amano et al., 2012¹⁴) ; Takeda and Manaka, 2018¹³) ; Suko et al., 2014¹¹)。図 3.2.3.1-2a は地下水成分で主要な陽イオン及び陰イオンはそれぞれナトリウムと塩素であり，それらの濃度は深度とともに増加することを示している。図 3.2.3.1-2b は流体圧は深度が深くなるにつれ静水圧から離れていくことを示している。図 3.2.3.1-2c は反射係数は深度が深いほど大きい傾向を示している。稚内層は過去に上部層が削剥されたことによって現在過圧密状態にあるため，これらの反射係数は拘束圧を考慮して測定されている (Takeda and Manaka, 2018¹³)。過去の最大埋没深度における有効応力 P_{em} を載荷した後に現在の有効応力 P_{ep} で測定された反射係数は P_{em} を載荷せずに P_{ep} の拘束圧下で測定された反射係数よりも大きい (図 3.2.3.1-2c)。Takeda と Manaka (2018)¹³) によると， P_{em} を載荷後では，反射係数は応力の変化に追従して可逆的に変化し，これは過圧密状態にある泥質岩の弾性によっておこる間隙の可逆的な変形を反映するものとされている。従って， P_{em} を載荷した後に P_{ep} の拘束圧下で測定された反射係数は，岩石コア採取後の完全な応力開放の影響を受けていない原位置の反射係数を代表するものとみなすことができる。以下では， P_{em} の

載荷前後に拘束圧 P_{ep} で測定された両方の反射係数を用いて地層浸透圧の評価を行い、同評価における半透膜性測定時の応力状態の重要性を検討する。

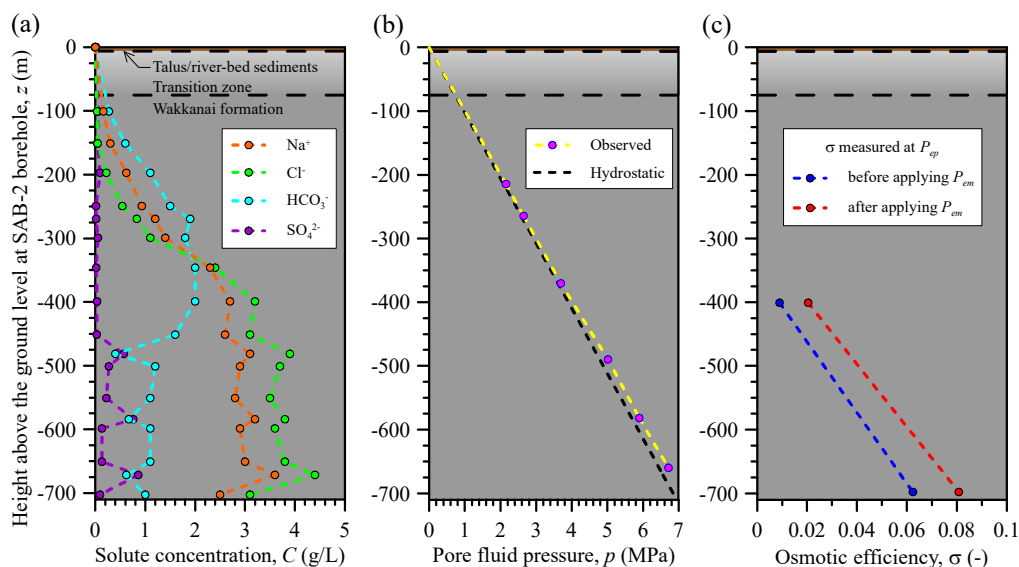


図 3.2.3.1-2 (a)SAB-2 孔に沿った地下水溶存成分の濃度分布 (Amano et al., 2012¹⁴). (b)SAB-2 孔掘削時に測定された間隙水圧 (Suko et al., 2014¹¹) と地下水溶存成分濃度を考慮して算出した静水圧分布. (c)SAB-2 孔深度 401 m 及び 698 m から採取された岩石試料から塩分濃度差 0.6-0.1 M NaCl で測定した反射係数.

(イ) 反射係数の計算

式 3.2.3.1-4 における反射係数 σ は粘土鉱物間の空隙における陰イオン排除効果の指標である一方で、空隙サイズと地質媒体の粘土鉱物に依存するとともに陽イオン種とその価数にも依存する (例えば, Bresler, 1970¹⁵; Tremosa et al., 2012³). これまでに陰イオン排除効果を記述する数多くのモデルが主に粘土を対象に開発されてきているが (例えば, Bresler, 1973⁵; Fritz, 1986¹⁶; Gonçalvès et al., 2007¹⁷; Kemper and Rollins, 1966¹⁸; Marine and Fritz, 1981¹⁹; Revil and Leroy, 2004²⁰; Revil, 2017²¹; Tremosa et al., 2012³), ここでは、一価の溶質に対する Kemper-Bresler モデル (Bresler, 1973⁵) を用いる。このモデルは乱されていない泥質岩の反射係数の記述にも用いられてきている (Cey et al., 2001²²; Neuzil and Provost, 2009⁴; Oduor et al., 2009²³; Rousseau-Gueutin et al., 2008²⁴)。この Kemper-Bresler モデルは、反射係数 σ と $b\sqrt{C}$ の関係を単一の曲線で関係づけられるという点において優位性がある (図 3.2.3.1-3a)。ここで、 b は見かけ上の粘土鉱物間の半分の距離であり、 Å の単位で表される。加えて、SAB-2 孔から採取された地下水の主要な陽イオン及び陰イオンはナトリウム及び塩素である (図 3.2.3.1-2a)。SAB-2 孔深度 401 m 及び 698 m から採取された岩石試料の反射係数 (図 3.2.3.1-2a) を用いて稚内泥岩の b 値を Kemper-Bresler モデルを用いて評価した。深度 401 m 及び 698 m から採取された岩石試料について、 P_{em} を載荷する前に P_{ep} で測定された反射係数から得られた b 値はそれぞれ 42 及び 23 Å であり、 P_{em} を載荷した後の P_{ep} については、それぞれ 31 及び 21 Å であった (図 3.2.3.1-3b)。 b 値は深度とともに低下しているため、深度について線形的に変化するものとして取り扱う。なお、同様の仮定は Tremosa ら (2012)³ による一次元定常解析において空隙率に対して行われている。稚内層内の σ の鉛直プロファイルは、Kemper-Bresler モデル (図 3.2.3.1-3a) を用いて、 z に対する b の線形関数 (図 3.2.3.1-3c) と地下水中の溶質の総量 (図 3.2.3.1-2a) から算出される C の鉛直分布から評価した。

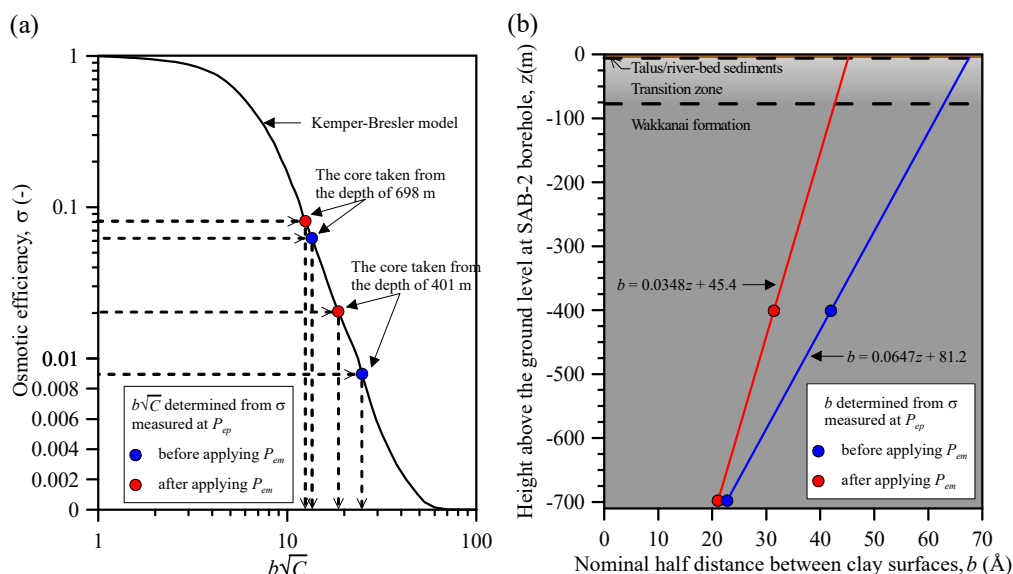


図 3.2.3.1-3 (a)一価の溶質に対する $b\sqrt{C}$ についての反射係数 σ の関数。ここで、 b は見かけの粘土鉱物間半分の距離 (Å) であり、 C は間隙流体の溶質濃度。曲線は Kemper-Bresler モデル (Bresler, 1973⁵) を表す。(b)稚内泥質岩に対して求められた b 値。直線は b 値の深度に関する線形近似関数。

(ウ) 浸透圧の理論値の近似

式 3.2.3.1-4 における浸透圧の理論値 π は溶質が存在することによる溶液中の水の化学ポテンシャルの低下量であり、そのため地下水中に存在する各溶質の濃度に影響を受ける。稚内層中の地下水には様々な溶質が含まれているが、その支配的な陰イオンと陽イオンは塩素とナトリウムである (図 3.2.3.1-2a)。従って、ここでは稚内層の地下水は NaCl 溶液と仮定する。図 3.2.3.1-4a に SAB-2 孔から採取された地下水に溶存している溶質の総量と等価な NaCl 濃度を示す。概算された NaCl 濃度は 0.01~0.16 M の範囲にある。1 M 以下の濃度の溶質については、その浸透圧の理論値は van't Hoff の近似式 (Fritz, 1986¹⁶) $\pi = vRTC$ によって近似できる。ここで、 R はガス定数、 T は絶対温度である。この近似式を代入することで、式 3.2.3.1-4 は以下のように書き換えられる。

$$\Delta p_{os}(z_i) = \sigma_i v R T \Delta C(z_i), \tag{式 3.2.3.1-6}$$

ここで、 ΔC は i 番目の要素に沿った NaCl 濃度の変化である。稚内層中の温度は深度 $z = -80 \sim -700$ m の間で 285 K ~ 305 K まで増加することが分かっている (Suko et al., 2014¹¹)。従って、ここでは、温度は z についての線形関数として取り扱う。

(エ) 地層浸透圧の評価結果

図 3.2.3.1-4b に Kemper-Bresler モデルを用いて b (図 3.2.3.1-3b) と C (図 3.2.3.1-4a) から算出した反射係数の深度分布を示す。式 3.2.3.1-5 及び式 3.2.3.1-6 並びに C (図 3.2.3.1-4a) 及び σ (図 3.2.3.1-4b) の深度分布を使い、地層浸透圧を算出した。図 3.2.3.1-4c に算出した地層浸透圧の鉛直方向の分布と実際に SAB-2 孔において観測されている過剰間隙水圧を示す。なお、観測されている過剰間隙水圧は観測された間隙水圧から静水圧を引いたものである (図 3.2.3.1-2b)。評価した地層浸透圧のプロファイルは SAB-2 孔で観測されている過剰間隙水圧の下方への上昇を再現している。しかし、 P_{em} を載荷する前に P_{ep} で測定された σ から評価した地層浸透圧は、 P_{em} を載荷した後に P_{ep} で測定された σ から評価した地層浸透圧と比較してか

なり小さい。この地層浸透圧の評価結果の差は 100 kPa にも及ぶが、これは、 σ を測定した際の実験における応力状態に起因している。稚内層は現在過圧密状態にあり、 P_{em} を載荷した後に P_{ep} で測定された σ がより現実的な値である。そのため、 P_{em} を載荷した後に P_{ep} で測定された σ から評価した地層浸透圧はより現実的であるとみなせる。これ以降、 P_{em} を載荷した後に P_{ep} で測定された σ から評価した地層浸透圧を本研究の地層浸透圧の推定結果とする。

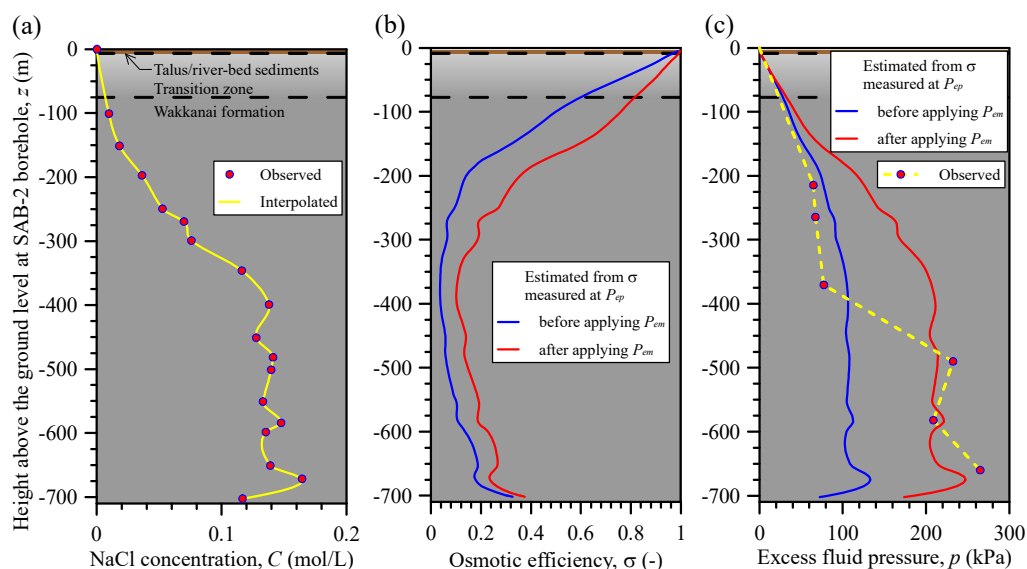


図 3.2.3.1-4 (a)間隙水中の溶存物質の総量から算出した NaCl 濃度の鉛直分布。(b)Kemper-Bresler モデルを用いて、NaCl 濃度プロファイル (図 3.2.3.1-4a) と z についての b の線形近似 (図 3.2.3.1-3b) から算出した反射係数。(c)式 3.2.3.1-5 及び式 3.2.3.1-6 並びに NaCl 濃度と反射係数の深度プロファイルから算出した地層浸透圧。

評価した地層浸透圧のプロファイルは 490 m 以深で観測されている過剰間隙水圧を比較的良く表しているが、370 m より浅いところで観測されている過剰間隙水圧は再現できていない。この評価結果と観測結果の差の原因は以下のように考えられる。稚内層上部の過剰間隙水圧は観測孔の掘削によって低下した可能性がある。稚内層上部の透過性は比較的高く (Kurikami et al., 2008⁹⁾ ; Takeda et al., 2014²⁵⁾ ; Takeda and Manaka, 2018¹³⁾), 観測孔中で間隙水圧計測のためにパッカーで区切られた区間の水圧はパッカー上部で大気開放されている静水圧と平衡状態となりうる。その結果、観測された過剰間隙水圧は、掘削前の値よりも低く計測されてしまったと考えられる。このような場合、深度 490 m 以上で観測されている 200 kPa 以上の過剰間隙水圧は地層浸透圧として説明できる。

(オ) まとめ

以上で示したように、単一の調査孔から得られた観測データと岩石コアを使った実験結果から地層浸透圧の発生を検討する手法を開発した。この手法では、従来の泥質岩の半透膜性を考慮した輸送方程式を数値的に解く方法と比べ、水理・拡散パラメータや初期・境界条件が不要であり、それらのデータが十分に取得できていない水理地質調査の早い段階で地層浸透圧の発生を検討できる点において優位性がある。また、幌延地域の既存データを用いた適用例で示したように、開発した手法は、観測・計測データを直接利用するものであり、地層浸透圧を非常に簡易に算出できる。幌延地域に対する適用例では、稚内層の塩分分布と半透膜性は観測されている異常間隙水圧と同等の地層浸透圧を発生し得ることが示された。しかしながら、この結

果については、実験データをさらに追加することで検証を進めていくことが必要と考えられる。特に、稚内層の半透膜性の鉛直プロファイル（図 3.2.3.1-4b）の算出には、過去に実績のある Kemper-Bresler モデルを用いたが、このモデルも含めて、岩石の半透膜性の塩分濃度への依存性がモデル化できているかについて十分な検証がなされていない。つまり、地層浸透圧の発生に関する研究では、概念的モデルと数理モデルはほぼ確立され、上記のように実際のデータを使った地層浸透圧の算出方法も開発されたが、地層浸透圧の算出において要となる半透膜性のモデル化がほとんど進んでいない状態にある。従って、今後も泥質岩の半透膜性の塩分濃度依存性については実験に基づいた検証が必要である。

3.2.3.2 応力及び間隙水組成による化学浸透圧への影響評価

中深度処分深度を含む地下の応力状態や間隙水の長期的な変動による化学浸透圧の変化を評価するために、採取深度の異なる泥質岩コアを用いた室内実験によって、半透膜性の応力・塩分濃度への依存性を検討する。平成 29 年度までの研究によって、泥質岩の半透膜性は、過去最大の埋没深度における拘束圧を載荷した後は、過圧密状態が復元され、応力に対して可逆的に変化することが明らかとなった。これは、過圧密状態にある泥質岩層の半透膜性を実験的に評価しようとする際には、過去最大の最大埋没深度における拘束圧を載荷し、現在の埋没深度に応じた拘束圧下での半透膜性の測定が必要なことを意味している。本年度は、泥質岩コアの採取深度に応じて、拘束圧を過去最大埋没深度及び現在の埋没深度における拘束圧を含む範囲で変化させ、海水から天水に相当する複数の塩分濃度条件で測定する。

1) 実験試料及び物理化学的特性

実験には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内で掘削された稚内層の珪質泥岩を用いた。岩石試料は、SAB-2 孔の 705 m、678 m 及び 344 m において採取された岩石コアから高さ 10 mm 直径 50 mm に整形した。各岩石試料の整形後の残試料を用いて測定した物理化学的特性を表 3.2.3.2-1 に示す。岩石の半透膜性を支配する主な物理化学的特性である表面電荷密度 Q_0 及び空隙率 n は、それぞれ採取深度が深くなるにつれて増加及び低下する傾向にあり、岩石試料の半透膜性は採取深度が深くなるにつれて増加することを示唆している。

表 3.2.3.2-1 化学的浸透実験に用いた岩石試料の主な物理化学的特性

岩石試料	陽イオン交換容量 CEC (cmol/kg)	比表面積 A_s (m ² /g)	表面電荷密度 Q_0 (C/m ²)	空隙率 n (-)
SAB-2-705 m	28.4	44.2	0.62	0.26
SAB-2-678 m	26.5	44.1	0.58	0.26
SAB-2-344 m	23.4	64.3	0.35	0.32

深度 344 m 及び 678 m から採取された岩石試料については、残試料を用いて SEM 観察及び元素マッピングによる粘土鉱物種の推定を行い、粘土鉱物と推定された箇所に対して TEM 観察による粘土鉱物の層間距離を測定した。各試料の SEM 観察及び元素マッピングの結果を図 3.2.3.2-1 及び図 3.2.3.2-2 に示し、TEM 観察の結果を図 3.2.3.2-3 及び図 3.2.3.2-4 に示す。なお、深度 705 m から採取した岩石の同様の SEM 観察、TEM 観察等は過年度に実施しており、スメクタイトと考えられる層間幅が観察されている。図 3.2.3.2-1 及び図 3.2.3.2-2 に示す元素マッピングの結果から構成元素として Al, Ca, 及び Na を含みスメクタイトと考えられる鉱物の位置を特定し、集束イオンビーム (FIB) によって TEM 観察用薄片を作成し、TEM 観察によって鉱物の層間幅を測定した。測定された層間幅はいずれも 14 Å であり、スメクタイトと考

えられる。

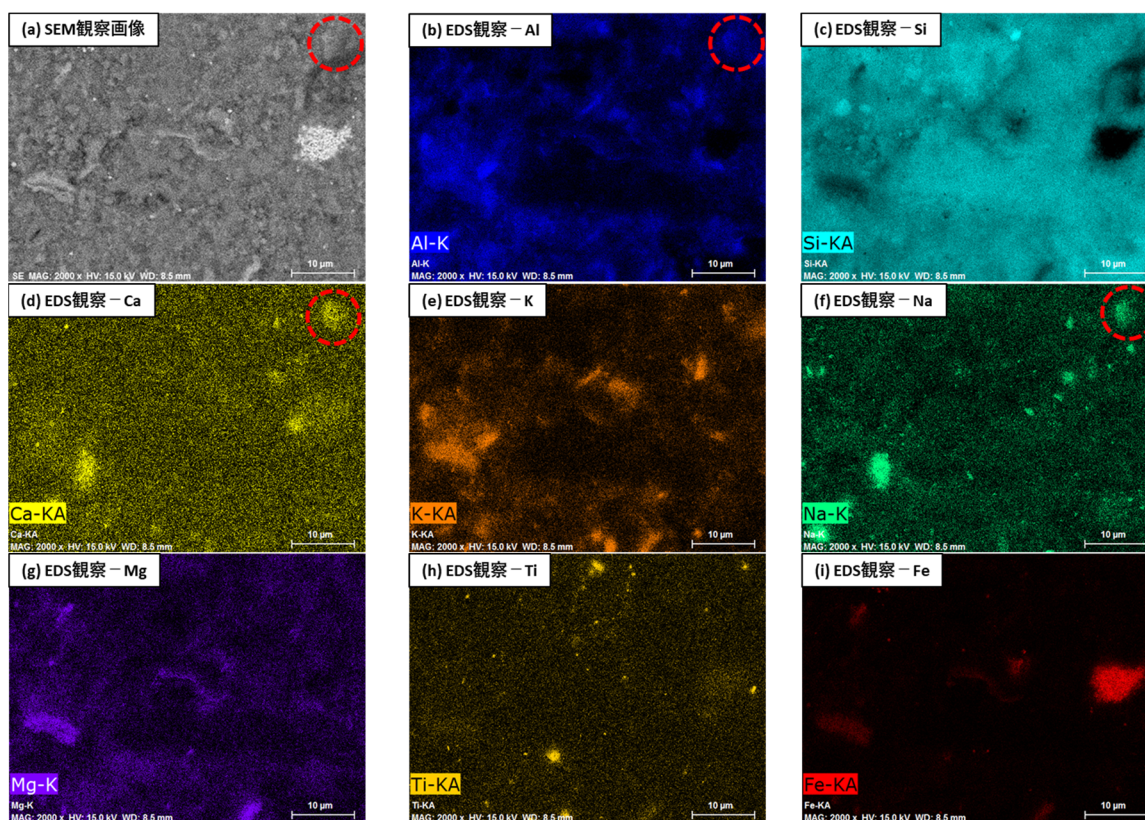


図 3.2.3.2-1 SAB-2 孔深度 344 m から採取された岩石試料の(a)SEM 観察及び(b~i)元素マッピングの結果。 図中、赤色枠で囲った箇所は Al, Ca 及び K が存在しており、それらを構成元素として含むスメクタイトであると推定されたため、赤枠で囲った箇所から、集束イオンビーム (FIB) によって TEM 観察用薄片を作成した。

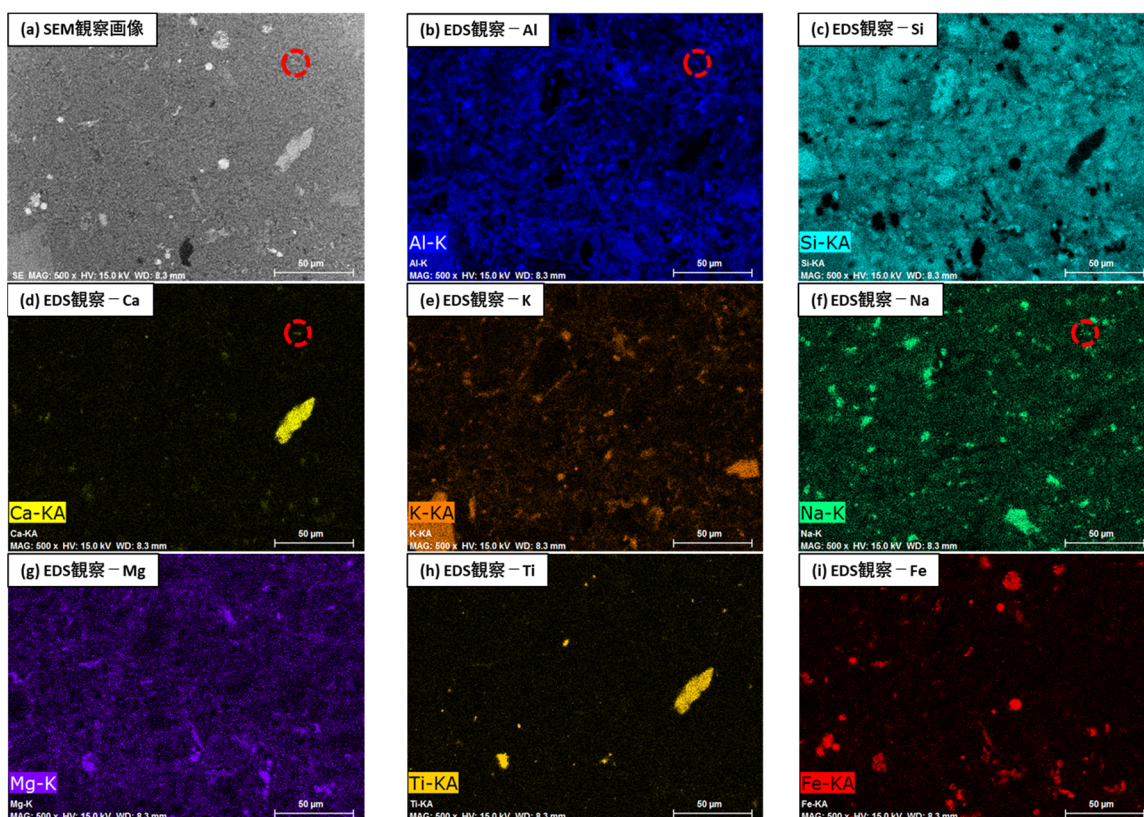


図 3.2.3.2-2 SAB-2 孔深度 678 m から採取された岩石試料の(a)SEM 観察及び(b~i)元素マッピングの結果。 図中、赤色枠で囲った箇所は Al, Ca 及び K が存在しており、それらを構成元素として含むスメクタイトであると推定されたため、赤枠で囲った箇所から、集束イオンビーム (FIB) によって TEM 観察用薄片を作成した。

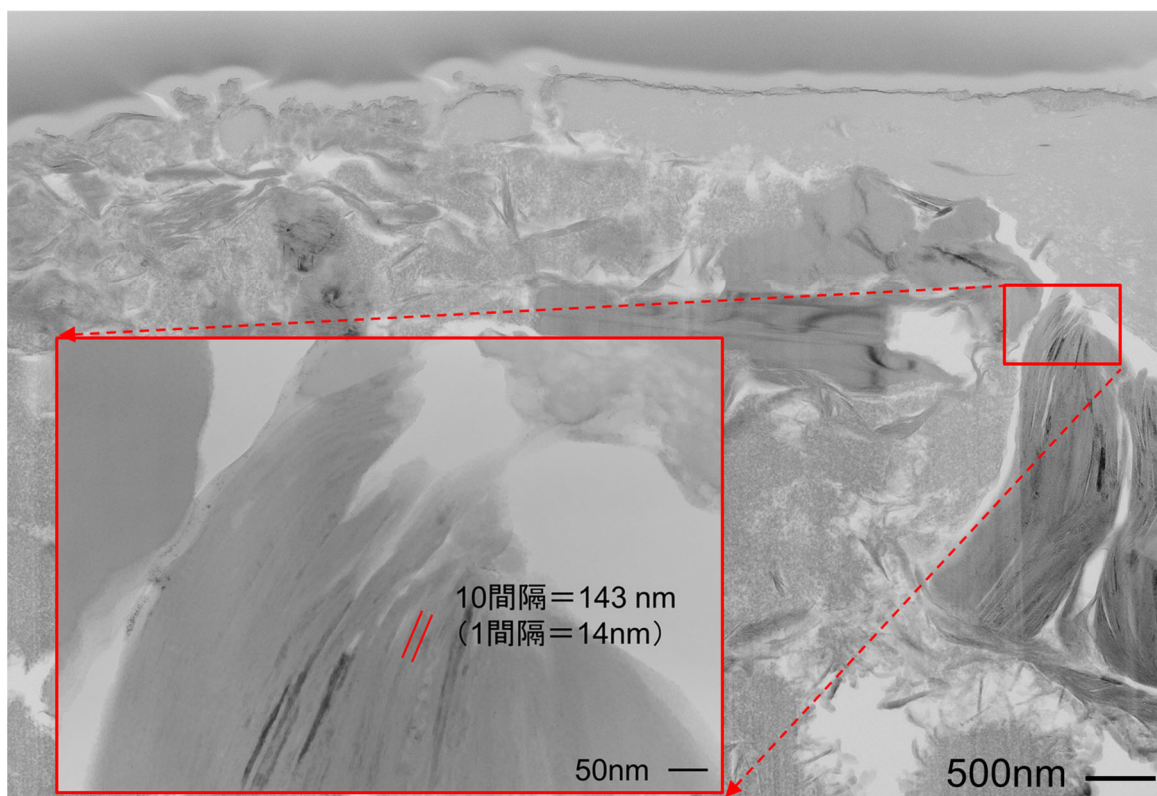


図 3.2.3.2-3 SAB-2 孔深度 344 m から採取された岩石試料の TEM 観察画像。 図中右に存在する鉱物の拡大画像では縞状構造の底面間隔はおよそ 14 Å であり、スメクタイトと考えられる。

なお、図中において白色は空隙を表す。

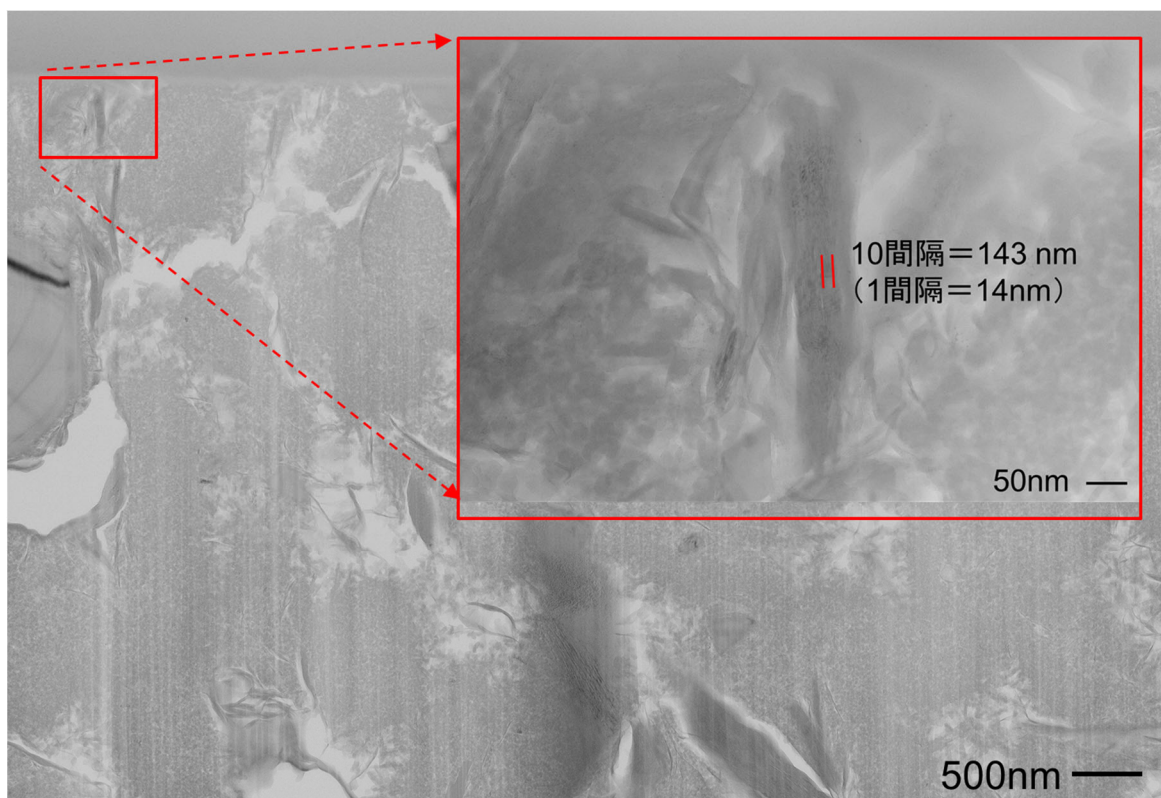


図 3.2.3.2-4 SAB-2 孔深度 344 m から採取された岩石試料の TEM 観察画像。

図中左上に存在する鉱物の拡大画像では縞状構造の底面間隔はおよそ 14 Å であり、スメクタイトと考えられる。なお、図中において白色は空隙を表す。

各岩石試料の残試料を用いて評価した空隙分布を図 3.2.3.2-5 に示す。測定された空隙幅は各岩石試料で $10^0 \sim 10^2$ nm の範囲にあり、図 3.2.3.2-3 及び図 3.2.3.2-4 における空隙サイズ（図中、白色部分）と同程度の大きさで評価されている。図 3.2.3.2-3 及び図 3.2.3.2-4 における粘土粒子間の幅と図 3.2.3.2-5 における空隙分布からは、粘土粒子間の幅は 10^0 nm \sim 10^2 nm 程度の値をとると考えられる。

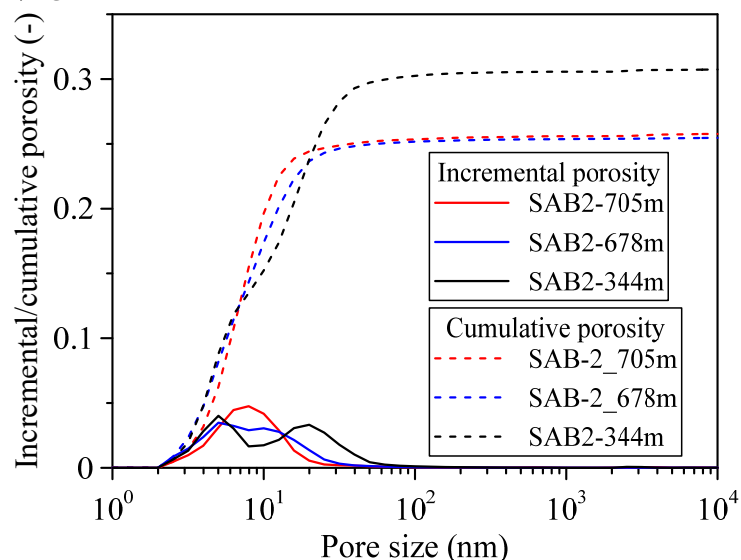


図 3.2.3.2-5 SAB-2 孔深度 705, 678, 344 m から採取された岩石片の水銀圧入法によって得られた空隙サイズ分布

2) 実験方法及び実験条件

図 3.2.3.2-6 に、化学的浸透実験装置と化学的浸透の影響下で発生する岩石中での水及び溶存物質の移動現象の概念図を示す。化学的浸透実験では円盤型岩石試料を静水圧型圧力容器に封入し、拘束圧を载荷した状態で、岩石の両端面に異なる塩分濃度の溶液を接しさせ、高塩分濃度溶液槽で発生する浸透圧を測定した。また、拘束圧の変化に伴う岩石の厚さの変化を変位計によって測定した。各岩石試料に対して実施した実験の条件を表 3.2.3.2-2 に示す。各岩石試料に载荷する拘束圧 P_c は 1 MPa、現在の埋没深度における有効拘束圧 P_{ep} 、過去最大埋没深度における有効拘束圧 P_{em} を含むように変化させた。塩水には NaCl 溶液を用い、高塩分濃度 C_h と低塩分濃度 C_l はそれぞれ 1 オーダー以上変化させた。各実験では、高塩分濃度溶液槽の浸透圧発生による圧力増加量と塩分濃度差から次式を用いて半透膜性の指標である反射係数を評価した (Takeda et al., 2014²⁵)。

$$\sigma = \frac{\Delta P}{\nu \cdot R \cdot T \cdot \Delta C} \tag{式 3.2.3.2-1}$$

ここで、 σ は反射係数、 ΔP 及び ΔC は岩石試料端面間の圧力及び濃度の差、 ν は塩の乖離定数 (NaCl の場合、 $\nu=2$)、 R はガス定数、 T は絶対温度である。なお、全ての実験は温度が 40°C に保たれたインキュベーター内で実施した。

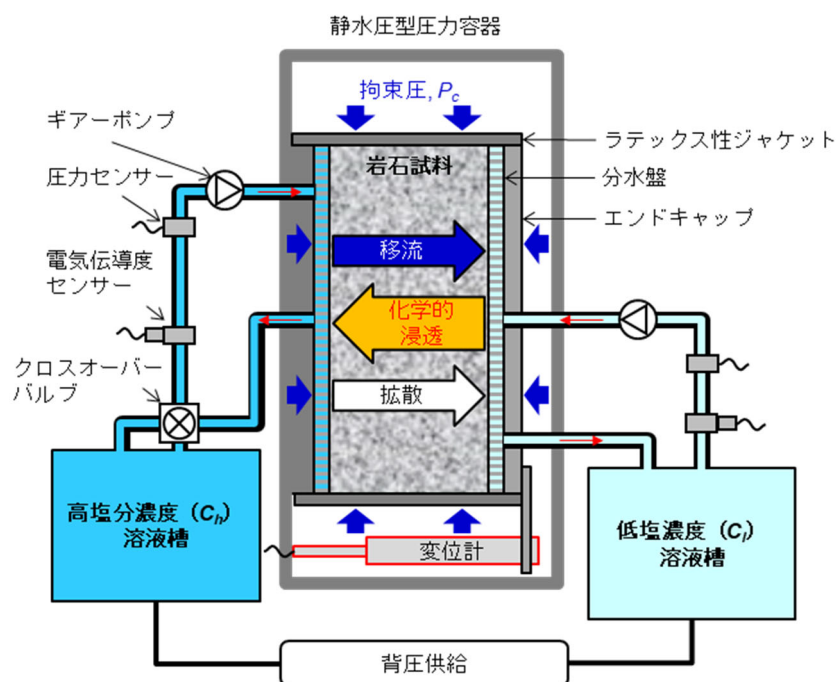


図 3.2.3.2-6 化学的浸透実験装置と実験中の岩石試料空隙内部で発生する化学的浸透とそれに誘発される移流現象の概念図

表 3.2.3.2-2 化学的浸透実験における実験条件

実験名 岩石試料	拘束圧 P_c (MPa)	NaCl 濃度 C_h 及び C_l (mol/L)	備考
実験 1 SAB-2-705 m	1, 8.5(P_{ep}), 19.7(P_{em})	① $C_h=0.02$, $C_l=0.005$ ② $C_h=0.05$, $C_l=0.02$ ③ $C_h=0.2$, $C_l=0.05$ ④ $C_h=0.5$, $C_l=0.2$	塩分濃度差①～④において拘束圧を増減させ、実験を実施
実験 2 SAB-2-678 m	1, 8.3(P_{ep}), 19.5(P_{em})	① $C_h=0.5$, $C_l=0.2$ ② $C_h=0.2$, $C_l=0.05$ ③ $C_h=0.05$, $C_l=0.02$	拘束圧を 1, P_{ep} , P_{em} , P_{ep} と増減した後、塩分濃度差①～③で実験を実施
実験 3 SAB-2-344 m	1, 4.3(P_{ep}), 12.1, 15.5(P_{em}), 18.9	(ア) $C_h=0.3$, $C_l=0.1$ (イ) $C_h=0.1$, $C_l=0.05$ (ウ) $C_h=0.05$, $C_l=0.02$	塩分濃度差①～③において拘束圧を増減させ、実験を実施

3) 実験結果

実験 1 (岩石試料 : SAB-2-705 m) : 本実験では、塩水として 0.005 M から 0.5 M までの NaCl 溶液を用い、4 つの異なる塩分濃度差において実施した。各塩分濃度差において、拘束圧は 1 MPa, 8.5(P_{ep}), 19.7(P_{em}) の順で増加させた後、逆順に低下させ、各拘束圧で反射係数を評価した。図 3.2.3.2-7 及び図 3.2.3.2-8 に本実験で測定した岩石試料のひずみ及び反射係数を示す。

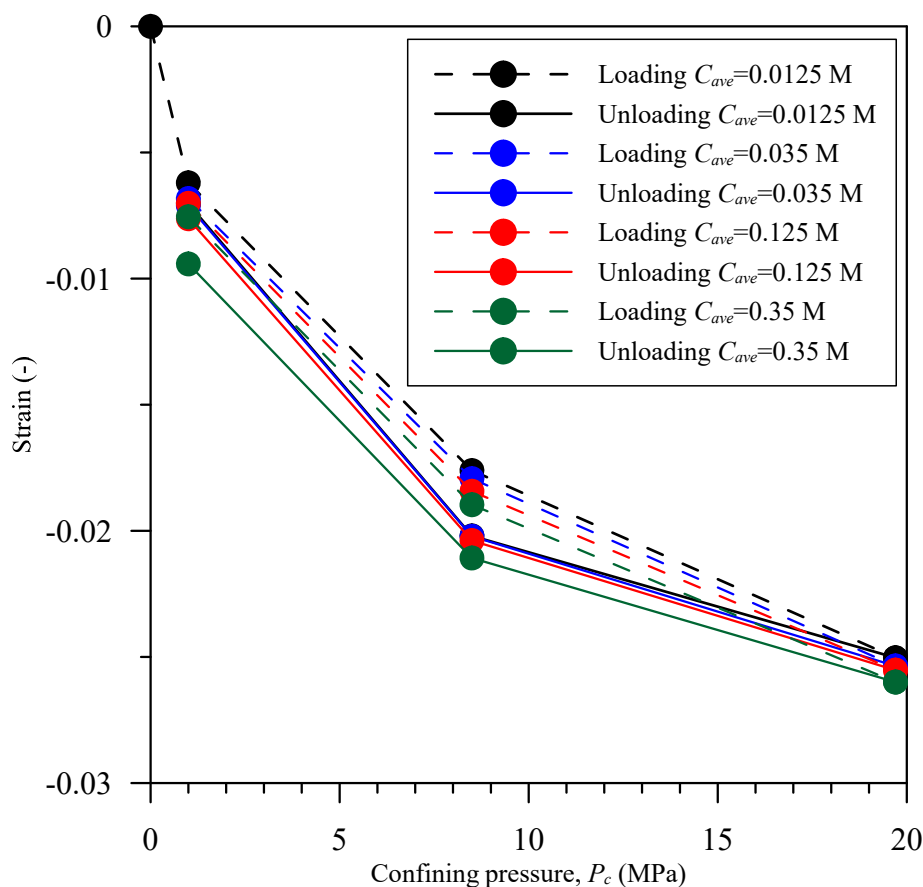


図 3.2.3.2-7 化学的浸透実験 1 (岩石試料 : SAB-2-705 m) において測定された拘束圧変化に伴う岩石試料のひずみ

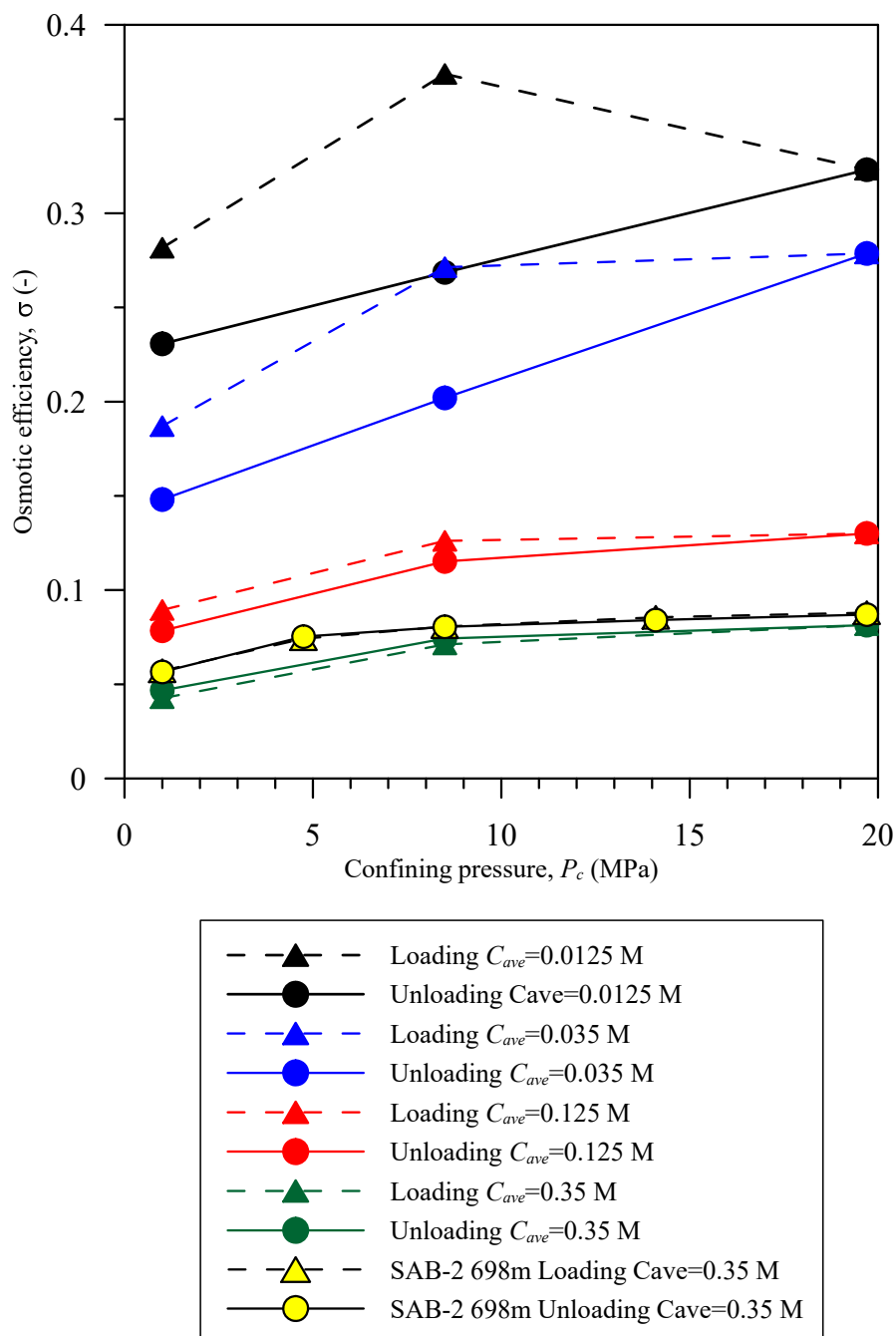


図 3.2.3.2-7 化学的浸透実験 1 (岩石試料 : SAB-2-705 m) において測定された拘束圧変化に伴う岩石試料の反射係数 σ

図中、 C_{ave} は高塩分濃度 C_h と低塩分濃度 C_l の平均値を意味する。参考として、平成 29 年度に取得した SAB-2 698m の実験結果も示している。

本実験では、図 3.2.3.2-6 に示すように、岩石試料のひずみ量は拘束圧が 1 MPa から 19.7 MPa まで増減する間に可逆的に増減したが、拘束圧 8.5 MPa (P_{ep}) では載荷過程におけるひずみ量は除荷過程より小さく、ヒステリシスを示した。測定された反射係数は、図 3.2.3.2-7 に示すように拘束圧の増減に応じて増減したが、塩分濃度 (図中では C_{ave}) が低くなるにつれ、拘束圧の載荷・除荷の過程で異なる値となった。これは、載荷過程では、粘土粒子間の幅が小さくなることによって塩分濃度が一時的に濃くなり、逆に、除荷過程では塩分濃度が薄くなることで、塩分の排除効果としての半透膜性 (反射係数) が増減した可能性が考えられる。この傾向は高

塩分濃度の溶液を用いた実験（図中 $C_{ave} = 0.35 \text{ M}$ ）では小さくなっている。これは、高塩分濃度下では、粘土鉱物表面に形成される電気二重層がオーバーラップする空隙が少なく、拘束圧の変化に対してより鈍感に圧縮・拡張するためと考えられる。逆に、低塩分濃度下での反射係数と拘束圧の傾きを見ると、塩分濃度（ C_{ave} ）が小さくなるにつれて大きくなる傾向にあり、そのような塩分濃度条件下で半透膜性が発揮される空隙多く、拘束圧の変化に敏感に応答・変化することを示している。以上の結果から、異なる塩分濃度では、半透膜性を発揮する空隙サイズは異なり、応力への依存性も異なることが示唆される。

実験 2（岩石試料：SAB-2-678 m）：本実験では、化学的浸透実験を開始する前に、拘束圧 P_c を 1 MPa から 19.5 MPa (P_{em}) まで段階的に増加させた後、現在の埋没深度における有効拘束圧 8.25 MPa (P_{ep}) まで除荷し、各塩分濃度差において実験を実施した。図 3.2.3.2-8 及び図 3.2.3.2-9 に本実験で測定した岩石試料のひずみ及び反射係数を示す。

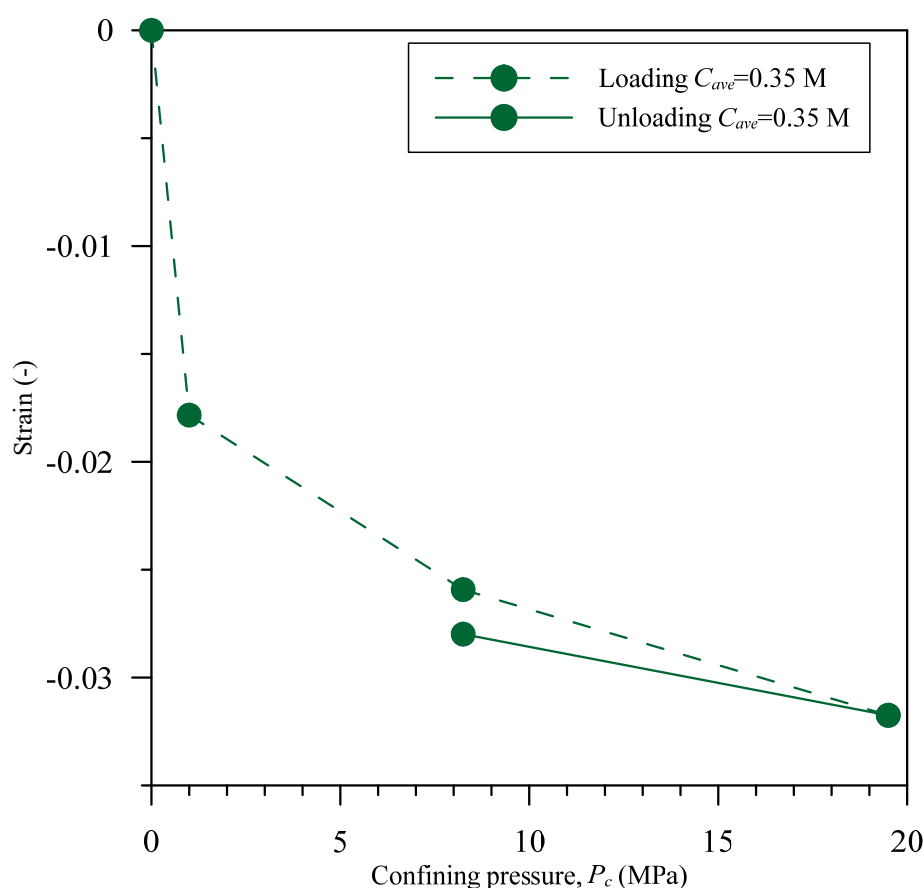


図 3.2.3.2-8 化学的浸透実験 2（岩石試料：SAB-2-678 m）前に載荷された拘束圧の変化に伴う岩石試料のひずみ

化学的浸透実験は拘束圧 P_c を 0 MPa から 19.5 MPa まで段階的に増加させた後、現在の埋没深度における有効拘束圧 8.25 MPa まで除荷し、各塩分濃度差において実施した。

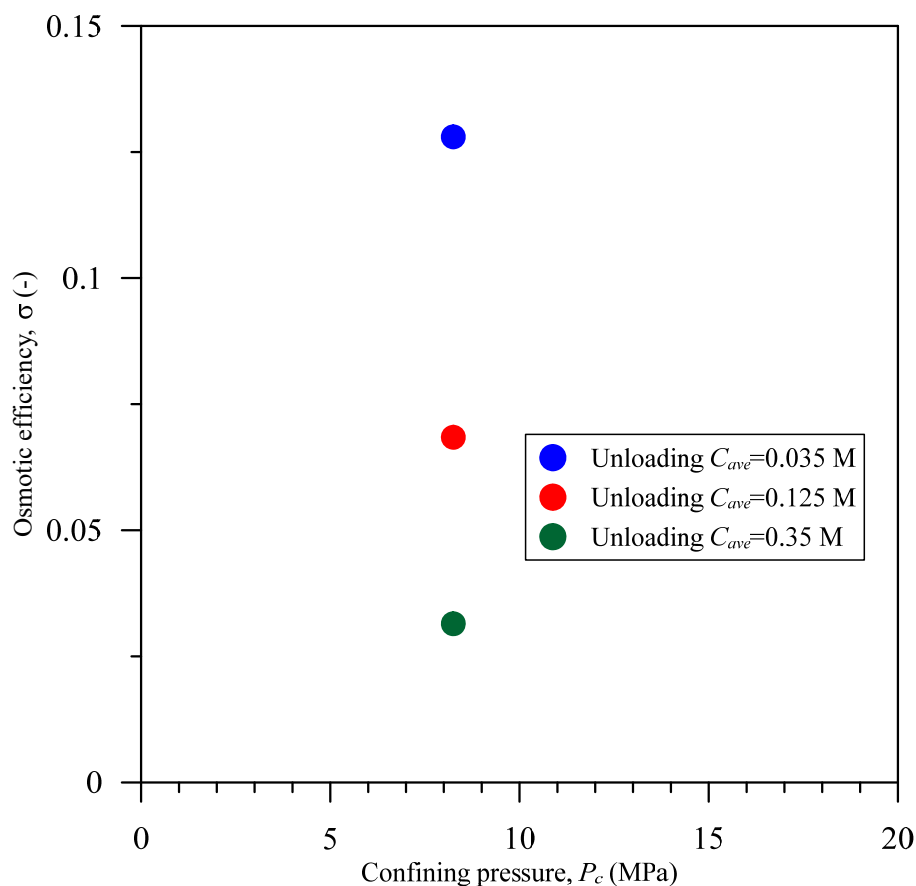


図 3.2.3.2-9 化学的浸透実験 2 (岩石試料 : SAB-2-678 m) において拘束圧 8.3 (P_{ep}) MPa で測定された反射係数 σ

図中, C_{ave} は高塩分濃度 C_h と低塩分濃度 C_l の平均値を意味する.

本実験においても, 図 3.2.3.2-8 に示すように, 岩石試料のひずみ量は拘束圧の増減に伴って増減したが, 実験 1 と同様にひずみ量-拘束圧の関係はヒステリシスを示している. 拘束圧を増減させた後, 現在の埋没深度における有効拘束圧 P_{ep} (8.25 MPa) 下で測定された反射係数は, 図 3.2.3.2-7 に示すように塩分濃度 (図中では C_{ave}) の低下に伴って増加し, 実験 1 と同様の傾向を示した.

実験 3 (岩石試料 : SAB-2-344 m) : 本実験では, 塩水として 0.05 M から 0.3 M までの NaCl 溶液を用い, 3つの異なる塩分濃度差において実施した. 各塩分濃度差において, 拘束圧は 1, 4.3(P_{ep}), 12.1, 15.5(P_{em}), 18.9 MPa の順で増加させた後, 逆順に低下させ, 各拘束圧で反射係数を評価した. 図 3.2.3.2-10 に本実験で測定した岩石試料の反射係数を示す. 実験中, 塩分濃度 $C_{ave}=0.035$ M NaCl における拘束圧の除荷過程で拘束圧 4.3 MPa において封圧溶液のリークが発生し, 実験は中断した. なお, 本実験は変位計のついていない装置を用いており, 拘束圧変化に伴う岩石のひずみ量の計測は行っていない.

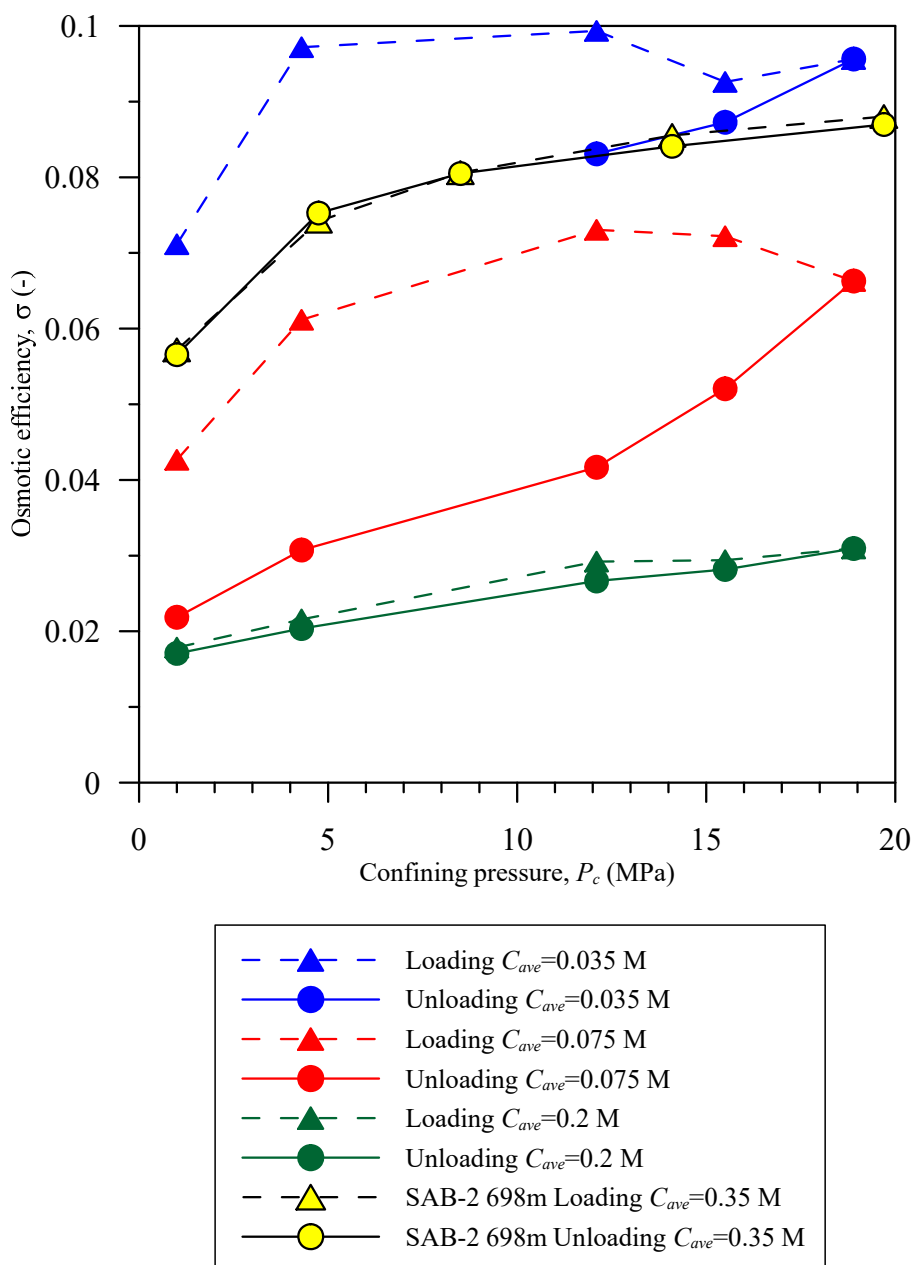


図 3.2.3.2-10 化学的浸透実験 3 (岩石試料: SAB-2-344 m) において測定された拘束圧変化に伴う岩石試料の反射係数 σ

図中, C_{ave} は高塩分濃度 C_h と低塩分濃度 C_l の平均値を意味する. なお, 実験中, 塩分濃度 $C_{ave}=0.035$ M NaCl における拘束圧の除荷過程で拘束圧 4.3 MPa において封圧溶液のリークが発生し, 実験は中断した.

本実験で測定された反射係数は, 図 3.2.3.2-10 に示すように拘束圧の増減に応じて増減したが, 実験 1 と同様に, 塩分濃度 (図中では C_{ave}) が低くなるにつれ, 拘束圧の載荷・除荷の過程で異なる値となった. ただし, この傾向は高塩分濃度の溶液を用いた実験 (図中 $C_{ave} = 0.35$ M) ではほとんど見られない.

4) 半透膜性の応力・塩分濃度への依存性

泥質岩の半透膜性は, 岩石にかかる応力に依存することが明らかとなっており (Takeda and Manaka, 2018¹³⁾), 泥質岩層の半透膜性を評価するためには, 原位置の応力を再現した状態において, 半透膜性を測定する必要がある. 本研究では, 堆積時の上部層が削剥されることによ

って上載圧が減少し、過圧密状態にある北海道幌延地域の珪質泥岩の半透膜性を評価した。実験では、原位置地層が過圧密状態にあることを考慮し、過去最大埋没深度における有効拘束圧 P_{em} を載荷した後に現在の埋没深度における有効拘束圧 P_{ep} 下での反射係数を測定した。図 3.2.3.2-11 に、拘束圧 P_{em} 載荷後に P_{ep} を載荷した状態を原位置の応力状態を再現するものと仮定し、その拘束圧下での反射係数と塩分濃度の関係を示す。図 3.2.3.2-11 に示されるように、各岩石試料の反射係数は塩分濃度（図中、 C_{ave} ）が低くなるに従って増加する。これは、バルク水の塩分濃度（図中、 C_{ave} ）が低下することによって、粘土鉱物表面に形成される拡散層が拡大し、間隙幅の大きな粘土鉱物間においてもイオン排除効果、すなわち、半透膜性が発揮されることを示唆している。

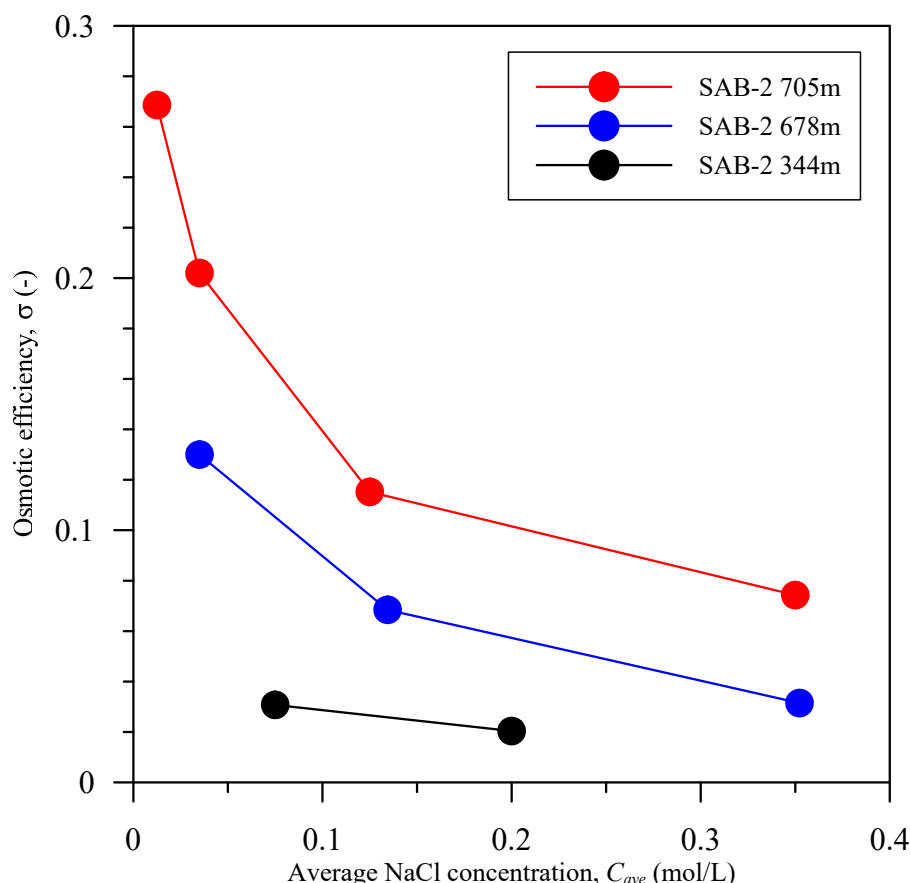


図 3.2.3-11 化学的浸透実験によって過去最大埋没深度における有効拘束圧 P_{em} を載荷した後に現在の埋没深度における有効拘束圧 P_{ep} で測定された各岩石試料の反射係数 σ

5) 幌延珪質泥岩の半透膜性のモデル化

泥質岩の半透膜性は、負に帯電した粘土鉱物間に形成される電位場が、そこを通過しようとする陰イオンへ電氣的斥力を発揮することに起因する。この電氣的斥力による塩分排除効果は、粘土粒子間に形成されるによる電位場の大きさに依存するため、粘土鉱物の電荷量が多く、粘土粒子間の距離が小さいほど、また、塩分濃度が小さいほど塩分排除効果が高くなる。これまでに、電荷量、粘土粒子間距離と塩分濃度を考慮した半透膜性のモデル化が、粘土を対象に開発されてきているが、それらの泥質岩への適用性については十分明らかとなっていない。代表的なモデルとしては、粘土表面に形成される電位場を電気二重層 (DLM) として表す DLM モデル (Bresler, 1973⁵⁾) とこのモデルに Stern 層を追加した電気三重層 (TLM) として表す TLM モデル (Gonçalvès et al., 2007¹⁷⁾) がある。これらのモデルにおいて、未知のパラメータは見

かけ上の粘土粒子間の半分の距離 b であり、このパラメータを同定することが、泥質岩層中の塩分濃度に応じた半透膜性を評価する上で不可欠である（例えば、Tremosa et al., 2012³⁾）。従って、ここでは、これら2つのモデルを用いて、図 3.2.3.2-11 に示した反射係数に対応する見かけ上の粘土粒子間の半分の距離 b の同定を行った。図 3.2.3.2-12 に同定結果を示す。DLM モデルと TML モデルによって評価された粘土粒子間の半分の距離 b は異なっており、TML モデルでは DLM モデルと比較して最大 2.4 倍ほど粘土粒子間の半分の距離 b を大きく評価している。ただし、両モデルで得られた粘土粒子間の半分の距離 b の塩分濃度（図中、 C_{ave} ）に対する変化は同様の傾向を示しており、塩分濃度（図中、 C_{ave} ）が低くなるに従って増加する傾向にある。これは、前述のように、バルク水の塩分濃度（図中、 C_{ave} ）が低下することによって、粘土鉱物表面に形成される拡散層が拡大し、間隙幅の大きな粘土鉱物間においてもイオン排除効果、すなわち、半透膜性が発揮されることを反映しているものと考えられる。

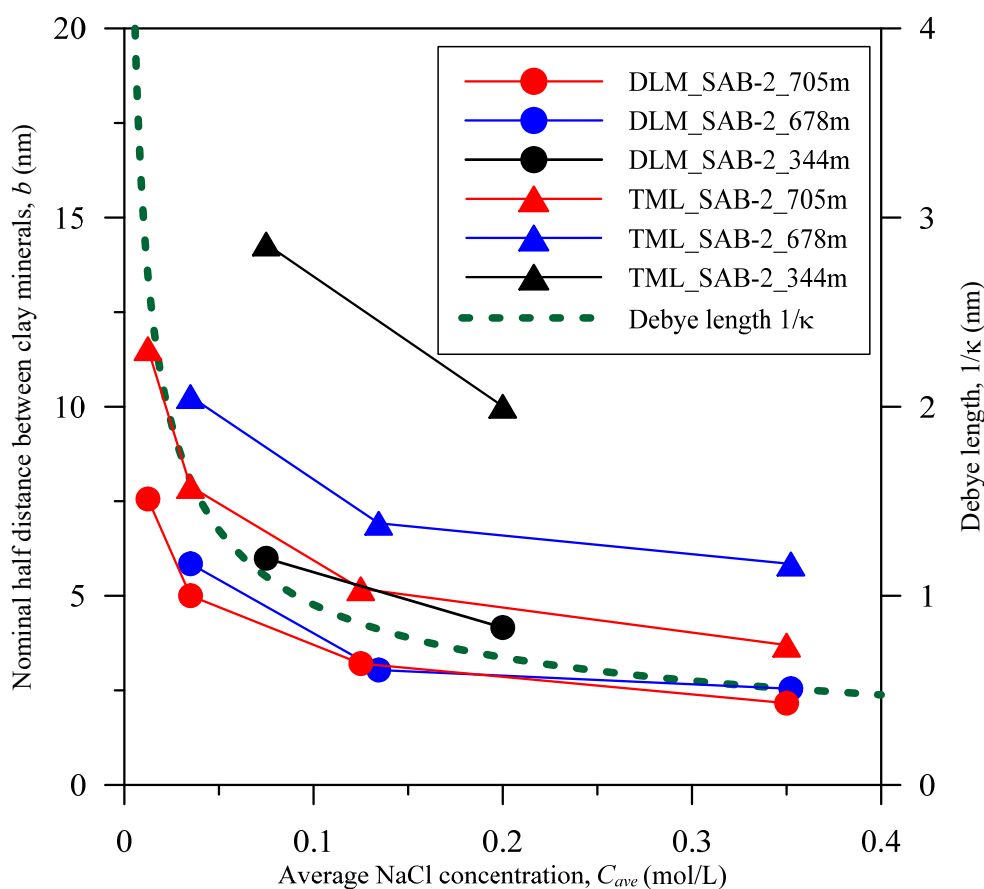


図 3.2.3.2-12 塩分濃度の変化に対する岩石試料の粘土粒子間平均距離（半分）の変化。図中、DLM 及び TML は電気二重層及び電気三重層を仮定する半透膜性評価モデルを意味する。

既往の研究（例えば、Gonçalvès et al., 2007¹⁷⁾）においては、バルク水中の塩分濃度が変化しても見かけ上の粘土粒子間の半分の距離 b は変化しないものと考えられてきており、精練された粘土材料では比較的均一な空隙サイズをとることから DLM モデル及び TML モデルでの反射係数の濃度依存性をモデル化が行われてきている。しかし、本研究で明らかとなったように、幌延珪質泥岩については、図 3.2.3.2-3~3.2.3.2-5 に示したように粘土粒子に近接する空隙、また、粘土粒子に挟まれた空隙は $10^0 \sim 10^2$ nm の範囲にあるため、半透膜性が発揮される主要な空隙サイズはバルク水の塩分濃度に依存して変化し、塩分濃度が低下すると大きな空隙でも半透膜性が発揮されると考えられる。また、このことが、DLM モデル及び TML モデルの見かけ上の粘土粒子間の半分の距離 b が塩分濃度によって変化する主要因と考えられる。実際、図

3.2.3.2-12 に示されるように平均濃度 C_{ave} が 0.35 から 0.035 M まで低下すると粘土粒子間の半分の距離 b はおよそ 3 倍となっている。また、各塩分濃度におけるデバイ長 $1/k$ を計算すると、図 3.2.3.2-12 に示すように、塩分濃度が低下することによってその長さは大きくなり、0.35 から 0.035 M まで低下するとデバイ長 $1/k$ はおよそ 3 倍となっており、粘土粒子表面からの拡散層の厚さも大きくなるのが分かる。さらに、濃度低下にともなう粘土粒子間の半分の距離 b とデバイ長 $1/k$ はともにほぼ同じ割合で変化しており、両者には強い相関があると考えられる。

6) まとめ

以上の実験と過年度の研究によって、幌延珪質泥岩の半透膜性は応力及び塩分濃度に依存することが明らかとなった。半透膜性の応力依存性は、過圧密状態にある泥岩の弾性的な変形に依存することが明らかとなっており、過圧密状態にある泥質岩層の半透膜性は、室内実験において地層が過去に受けた上載圧を拘束圧の変化として再現し、現在の埋没深度における拘束圧を載荷することで、原位置の空隙性状を復元することで測定が可能と考えられる (Takeda and Manaka, 2018¹³⁾)。一方、塩分濃度の依存性については、既往のモデルでは粘土粒子間距離が塩分濃度に寄らず一定とされているが、図 3.2.3.2-12 に示されたように、半透膜性が発揮される粘土粒子間の距離は塩分濃度に依存することが明らかとなった。地層スケールでの浸透圧(地層浸透圧)を評価する従来の手法では、地層の半透膜性を深度で異なる塩分濃度と粘土粒子間距離の関数として表しているが(例えば、Tremosa et al., 2012³⁾)、本研究の実験では、深度が変わらずとも塩分濃度が変わればモデル上の粘土粒子間距離が変わるという結果が得られており、既往の半透膜性モデルを用いると、地層浸透圧が適切に評価されない可能性を示している。本研究の実験結果に基づいて泥質岩の半透膜性をモデル化するとすれば、今後は、空隙径分布を考慮した半透膜性モデルの開発が必要である。

【まとめと今後の課題】

本研究では、地下水流動への影響として重要な異常間隙水圧の一因として考えられている化学的浸透圧の検討するために、原位置データとして得られる地下水溶存物質濃度と室内実験における半透膜性の評価結果を直接利用して地層浸透圧を評価する手法を開発するとともに、同手法において評価結果の信頼性の要となる泥質岩の半透膜性の塩分濃度への依存性を実験的に検討した。

開発した地層浸透圧の評価手法は、泥質岩層が半透膜として機能する際に、地層浸透圧が化学的浸透とそれによる圧力勾配に従った移流の動的平衡状態で保たれることに着目したものであり、解析手法は従来から用いられてきている半透膜性を考慮した非定常水理解析と比較し、各段に簡易で、必要なデータも非常に少ない。これは、多くのデータが得られていない水理地質調査の初期の段階で異常間隙水圧が観測された際に、それが地層浸透圧によるものであるかを予備的に検討する際に非常に有効な手段となり得る。開発した手法の適用例として、北海道幌延地域で掘削された SAB-2 孔より得られた稚内層中の塩分濃度の深度分布と採取された岩石の半透膜性の評価結果から地層浸透圧の算出を行った結果、観測された塩分濃度と実測された半透膜性は観測されている異常間隙水圧と同等の地層浸透圧を発生させ得るものであることが示唆された。また、同地域が過去の削剥によって過圧密状態にあることを考慮して半透膜性の測定及び地層浸透圧の算出を行った結果、稚内層が圧密を受けた過去最大埋没深度における有効応力を考慮せずに半透膜性の測定及びそれに基づく地層浸透圧の算出を行うと、地層浸透圧は過小評価されることが明らかとなった。

以上のように、地層浸透圧の発生に関する研究では、概念的モデルと数理モデルは確立され、実際のデータを使った地層浸透圧の算出方法も開発されたが、地層浸透圧の算出において

要となる半透膜性のモデル化は既存手法では不可能な状態にある。残された課題として、泥質岩の半透膜性の塩分濃度依存性について空隙性状を踏まえたモデル化、すなわち、塩分濃度の変化によって半透膜性を発揮する主要な空隙のサイズが変化することを考慮した理論の構築は、地層浸透圧が実際に地層中で発生しているかを特定するために取り組むべき重要なテーマである。

【引用文献】

- 1) Young, A., and Low, P. F. (1965). Osmosis in argillaceous rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 49(7), 1004–1008.
- 2) Gonçalves, J., Violette, S., and Wendling, J. (2004). Analytical and numerical solutions for alternative overpressuring processes: Application to the Callovo-Oxfordian sedimentary in the Paris basin, France. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02110. <https://doi.org/10.1029/2002JB002278>
- 3) Tremosa, J., Gonçalves, J., and Matray, J. M. (2012). Natural conditions for more limited osmotic abnormal fluid pressures in sedimentary basins. *Water Resources Research*, 48, W04530. <https://doi.org/10.1029/2011WR010914>
- 4) Neuzil, C. E., and Provost, A. M. (2009). Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface. *Water Resources Research*, 45, W03410. <https://doi.org/10.1029/2007WR006450>
- 5) Bresler, E. (1973). Anion exclusion and coupling effects in nonsteady transport through unsaturated soils: I. Theory. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37(5), 663–669. <https://doi.org/10.2136/sssaj1973.03615995003700050013x>
- 6) Neuzil, C. E. (2015). Interpreting fluid pressure anomalies in shallow intraplate argillaceous formations, *Geophysical Research Letters*, 42, 4801–4808, doi:10.1002/2015GL064140.
- 7) Iwatsuki, T., Ishii, E., and Niizato, T. (2009). Scenario development of long - tern evolution for deep hydrochemical conditions in Horonobe area, Hokkaido, Japan. *Journal of Geography*, 118, 700–716. <https://doi.org/10.5026/jgeography.118.700>
- 8) Kurikami, H. (2007). Groundwater flow analysis in the Horonobe Underground Research Laboratory project -Recalculation based on the investigation until fiscal year 2005- (JAEA-Research-2007-036). Ibaraki, Japan: Japan Atomic Energy Agency (JAEA).
- 9) Kurikami, H., Takeuchi, R., and Yabuuchi, S. (2008). Scale effect and heterogeneity of hydraulic conductivity of sedimentary rocks at Horonobe URL site. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, S37–S44. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.10.016>
- 10) Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y., and Kurikami, H. (2011). The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 116, B09206. <https://doi.org/10.1029/2011JB008279>
- 11) Suko, T., Takano, H., Uchida, M., Seki, Y., Ito, K., Watanabe, Y., et al. (2014). Research on validation of the groundwater flow evaluation methods based on the information of geological environment in and around Horonobe underground research area (JNES-RE-2013-9032). Tokyo, Japan: Japan Nuclear Energy Safety Organization (JNES).
- 12) Matsui, H., Kurikami, H., Kunimaru, T., Morioka, H., and Hatanaka, K. (2007). Horonobe URL project: Present status and future plans, in *Rock Mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands*, edited by E. Eberhardt, D. Stead, and T. Morrison, pp. 1193–1201, Taylor and Francis Group, London, U. K.
- 13) Takeda, M., and Manaka, M. (2018). Effects of confining stress on the semipermeability of siliceous mudstones: Implications for identifying geologic membrane behaviors of argillaceous formations. *Geophysical Research Letters*, 45, 5427–5435.

- <https://doi.org/10.1029/2018GL078591>
- 14) Amano, Y., Yamamoto, Y., Nanjyo, I., Murakami, H., Yokota, H., Yamazaki, M., et al. (2012). Data of Groundwater from Boreholes, River Water and Precipitation for the Horonobe Underground Research Laboratory Project (2001-2010). (JAEA-Data/Code 2011-023). Ibaraki, Japan: Japan Atomic Energy Agency (JAEA).
 - 15) Bresler, E. (1970). Numerical solution of the equation for interacting diffuse layers in mixed ionic systems with nonsymmetrical electrolytes. *Journal of Colloid and Interface Science*, 33, 278–283. [https://doi.org/10.1016/0021-9797\(70\)90030-5](https://doi.org/10.1016/0021-9797(70)90030-5)
 - 16) Fritz, S. J. (1986). Ideality of clay membranes in osmotic processes: A review. *Clays and Clay Minerals*, 34(2), 214–223. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1986.0340212>
 - 17) Gonçalves, J., Rousseau-Gueutin, P., and Revil, A. (2007). Introducing interacting diffuse layers in TLM calculations: A reappraisal of the influence of the pore size on the swelling pressure and the osmotic efficiency of compacted bentonites. *Journal of Colloid and Interface Science*, 316, 92–99. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2007.07.023>
 - 18) Kemper, W. D., and Rollins, J. B. (1966), Osmotic efficiency coefficients across compacted clays. *Soil Science Society of America Journal*, 30(5), 529–534. doi:10.2136/sssaj1966.03615995003000050005x
 - 19) Marine, I. W., and Fritz, S. J. (1981). Osmotic model to explain anomalous hydraulic heads. *Water Resources Research*, 17, 73–82. <https://doi.org/10.1029/WR017i001p00073>
 - 20) Revil, A., and Leroy, P. (2004). Constitutive equations for ionic transport in porous shales. *Journal of Geophysical Research*, 109, B03208. <https://doi.org/10.1029/2003JB002755>
 - 21) Revil, A. (2017). Transport of water and ions in partially water-saturated porous media. Part 2. Filtration effects. *Advances in Water Resources*, 103, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.07.016>.
 - 22) Cey, B. D., Barbour, S. L., and Hendry, M. J. (2001). Osmotic flow through a cretaceous clay in southern Saskatchewan, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 38(5), 1025–1033. <https://doi.org/10.1139/t01-033>
 - 23) Oduor, P. G., Santos, X. T., and Casey, F. X. (2009). Solute exclusionary properties of porous shale wafers. *Journal of Porous Media*, 12(6), 501–518. doi:10.1615/JPorMedia.v12.i6.20
 - 24) Rousseau-Gueutin, P., Gonçalves, J., and Violette, S. (2008). Osmotic efficiency in Callovo-Oxfordian argillites: Experimental vs. theoretical models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, S106–S113. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2008.10.064>
 - 25) Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S., and Ito, K. (2014). Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. *Journal of Geophysical Research*, 119, 4178–4201. <https://doi.org/10.1002/2013JB010421>

3.2.4 深部流体が天然バリアの変質及び地下水流動系に与える影響についての検討

【実施内容】

既往研究成果および理論的研究により深部流体が天然バリアへ与える影響についての可能性および、影響を与えうる重要因子について検討する。具体的には、中深度処分相当深度以深の深度において、地下水への二酸化炭素（CO₂）等の溶解により、深部流体が天然バリアの変質等に与える影響について検討する。

【成果】

3.2.4.1 深部流体による地下水の水質変化に関する既存知見の整理

本章では、現在得られている地下水のCO₂濃度の分布について既存知見の整理を行うとともに、中深度処分相当深度及び中深度処分相当深度より深層の地下水系について、深部流体の混入が引き起こすCO₂の高濃度化に対して、考え得る濃度範囲について物理化学条件等をふまえた理論的検討を行う。

3.2.4.1.1 深部流体が地下水水質および周辺地層に及ぼす影響について重要な因子の抽出

これまでの研究・報告により、湧水や地下水の混合端成分で天水、海水を起源としない深部流体が日本列島の広範囲において見つかっている（風早ほか，2014¹⁾；風早ほか，2015²⁾）。深部流体はマグマ起源熱水、もしくは、スラブ起源熱水であると考えられる（風早，2014³⁾）。マグマ起源熱水は、深部マグマ溜りから放出されるNaCl-CO₂型のもので浅部マグマから放出されるHCl-H₂SO₄型の2つに大別される。スラブ起源熱水は有馬型に代表されるNaCl-CO₂型の熱水（Kusuda et al., 2014⁴⁾）と福島県浜通りにおいて上昇するNaCl(-CH₄)型（Togo et al., 2014⁵⁾）の2種類がある。前者は、ウェッジマントル内でマグマを発生させるスラブから脱水した熱水と同じ成因であるが、ウェッジマントルの温度が低いところを上昇し、マグマを生成せずそのまま上昇してきた熱水と考えられ、西南日本弧に特有の熱水である（Kusuda et al., 2014⁴⁾；産業技術総合研究所，2017⁶⁾）。また、後者は、東北日本弧においてスラブ上面にある堆積物の間隙から絞り出された塩水で、間隙水と続成水および有機物の分解成分等の混合により生成され、前弧側を上昇すると考えられている（Togo et al., 2014⁵⁾）。

これらの深部流体のうち浅部マグマ起源の強酸性熱水は、周辺地層を著しく熱水変質させるが、活動的火山近傍にのみ存在するため、本節では扱わない。NaCl-CO₂型のマグマ起源熱水は火山フロントおよび背弧側に数多く存在し、化学的には有馬型熱水と区別が難しい。有馬型に代表されるNaCl-CO₂型の熱水は、多量のCO₂を溶解しており、地層を大きく変質させる可能性がある。また、深部からNaCl-CO₂型の熱水が上昇した場合は、浅部でCO₂を遊離するため、浅層地下水系を炭酸泉化させ、地層の変質（風化反応等）を加速させると考えられる。一方、NaCl-CH₄型の熱水は、地下水を高温化させ塩水化させる作用があり、浜通り以外にも上昇している可能性があるが、その範囲は前弧側の限られた領域と考えられる（産業技術総合研究所，2017⁶⁾）。しかしながら、周辺地層への化学的作用は、前述した有馬型熱水と比較した場合、大きくないと考えられる。以上より、深部流体が地下水水質および周辺地層に及ぼす影響は、背弧側のマグマ起源熱水および西南日本弧の前弧側にみつかると考えられる有馬型熱水によりもたらされるCO₂による地層の変質が最も重要である。以下、有馬型熱水等からのCO₂の供給による地下水変化について検討を行う。

3.2.4.1.2 高CO₂深部流体の供給

図3.2.4.1.2-1に有馬型熱水の上昇に伴う水質変化について概要を示した。CO₂を多く含む深部流体から遊離したCO₂は気泡となり、水とは独立に上昇するため、浅部で地下水を炭酸泉化し、高CO₂濃度地下水を形成すると考えられる。実際、有馬型深部流体の上昇が見られる神戸

～尼崎・宝塚地域では、NaCl型温泉水は800m以深に存在し、1000mより浅部ではNaHCO₃・Cl型になっている（図3.2.4.1.2-2）。したがって、CO₂を多量に含む深部流体は、地下1km以上の深度で多量のCO₂を分離すると考えられる。以下、このプロセスを検討し、深部流体の供給に伴う地下水のCO₂濃度の変化について検討を行う。

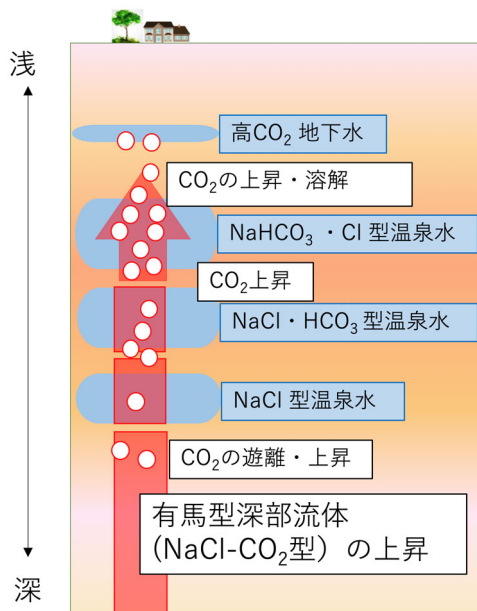


図 3.2.4.1.2-1 有馬型深部流体の上昇に伴うCO₂の分離・再溶解による水質変化

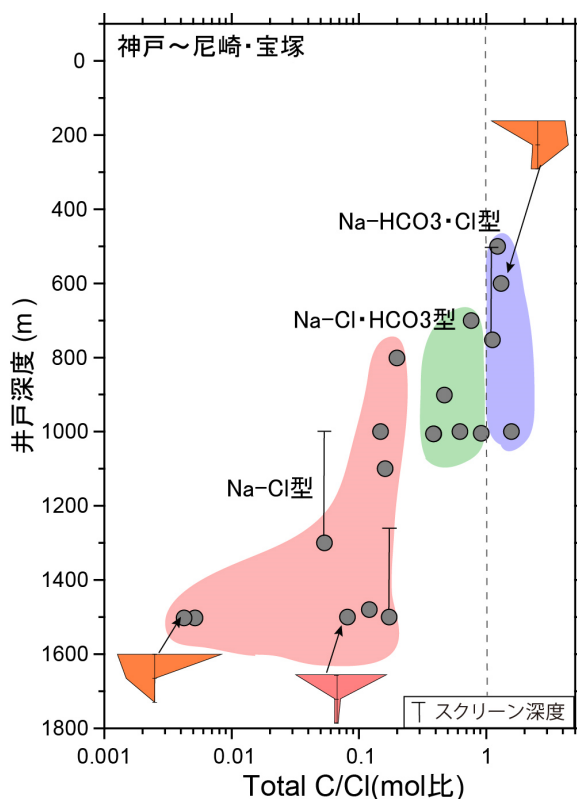


図 3.2.4.1.2-2 神戸～尼崎・宝塚地域における温泉水の水質タイプと深度の関係（産業技術総合研究所，未公表資料）

スクリーンの深度幅が不明な試料は孔底深度のみをプロットした。

産業技術総合研究所 (2017) ⁶⁾は、スラブ起源深部流体の上昇についてまとめ、高 CO₂ 濃度の有馬型深部流体およびマグマ起源深部流体の上昇域を区分した (図 3.2.4.1.2-3)。それによると、有馬型深部流体は西南日本弧の前弧側に上昇し、マグマ起源深部流体は、火山フロントおよびその背弧側に上昇する。どちらも高 CO₂ 濃度深部流体であるという点では同じ特徴を持っており、東北日本弧前弧側を除く日本列島の大部分に上昇する可能性がある。有馬型深部流体の CO₂ 濃度に関する実測値はないが、先に述べたように深度 1km で CO₂ を分離するとすれば、NaCl 水溶液への CO₂ の溶解度から濃度を推定できる。有馬型深部流体の NaCl 濃度を 1mol/kg (海水の 2.1 倍) とし、温度 150°Cとした場合では、CO₂ は 0.5mol/kg の濃度になる (3.2.4.1.3 節参照)。一方、マグマ起源深部流体の CO₂ 濃度は、マグマ起源熱水鉱床の流体包有物の組成情報から推定できる。図 3.2.4.1.2-4 に国内のマグマ起源熱水鉱床の鉱脈に含まれる流体包有物の NaCl 濃度 (相当濃度) と CO₂ 濃度についてまとめた。有馬型深部流体についても赤破線で示している。図中右側の 7 個のデータは深さ 5-6km で生成した深熱水性鉱床のもので、CO₂ 濃度が非常に高いことがわかる。NaCl 濃度も海水以上に高い。一方、図の左側の 12 個のデータは浅熱水性鉱床の事例で 0.5-1km の深度で生成したと考えられている。CO₂ はその深度で飽和しているため、CO₂ 気泡として失われた後の濃度になっているのであろう。流体包有物のデータからマグマ起源深部流体は 1mol/kg 以上の非常に高い CO₂ 濃度を持つと考えられる。

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

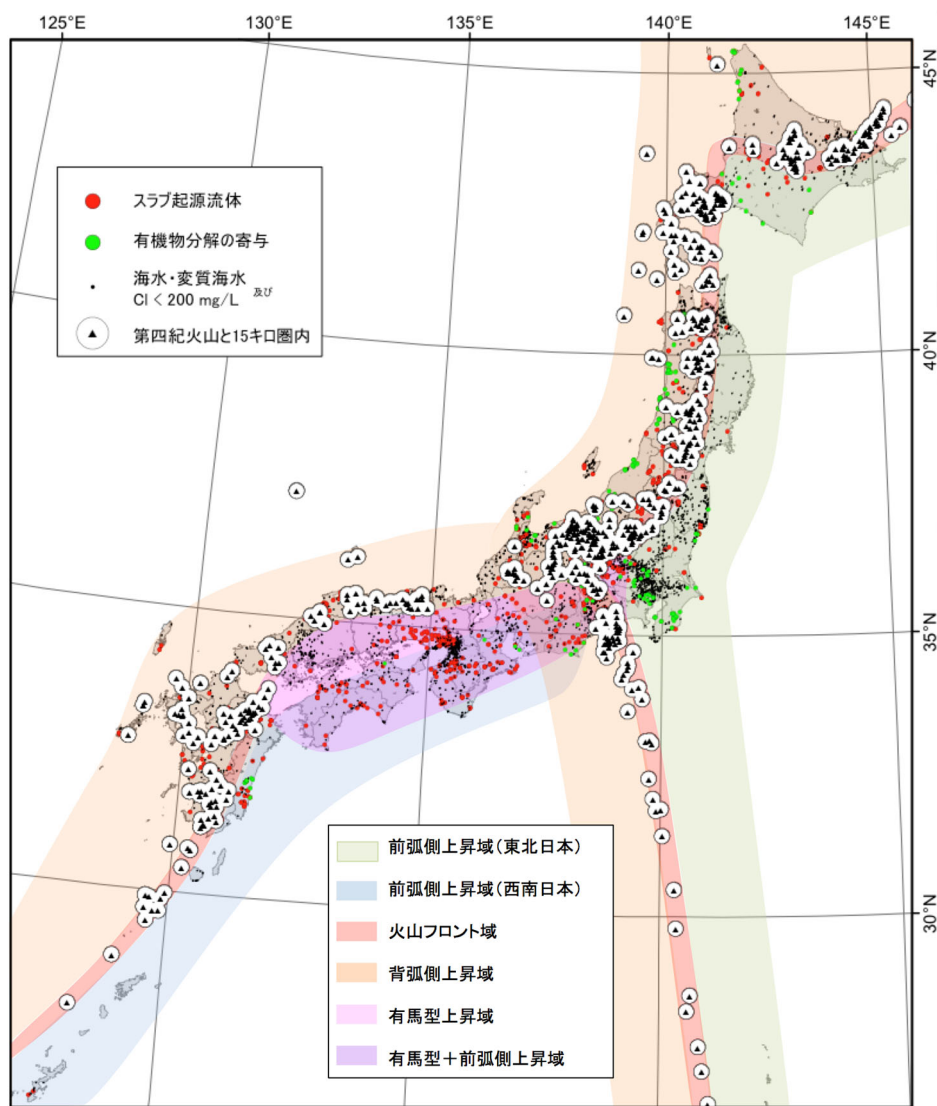


図 3.2.4.1.2-3 深部流体の広域分布 (産業技術総合研究所, 2017⁶⁾)

有馬型上昇域, 火山フロント域および背弧側上昇域において高 CO₂ 濃度の深部流体が上昇する可能性がある

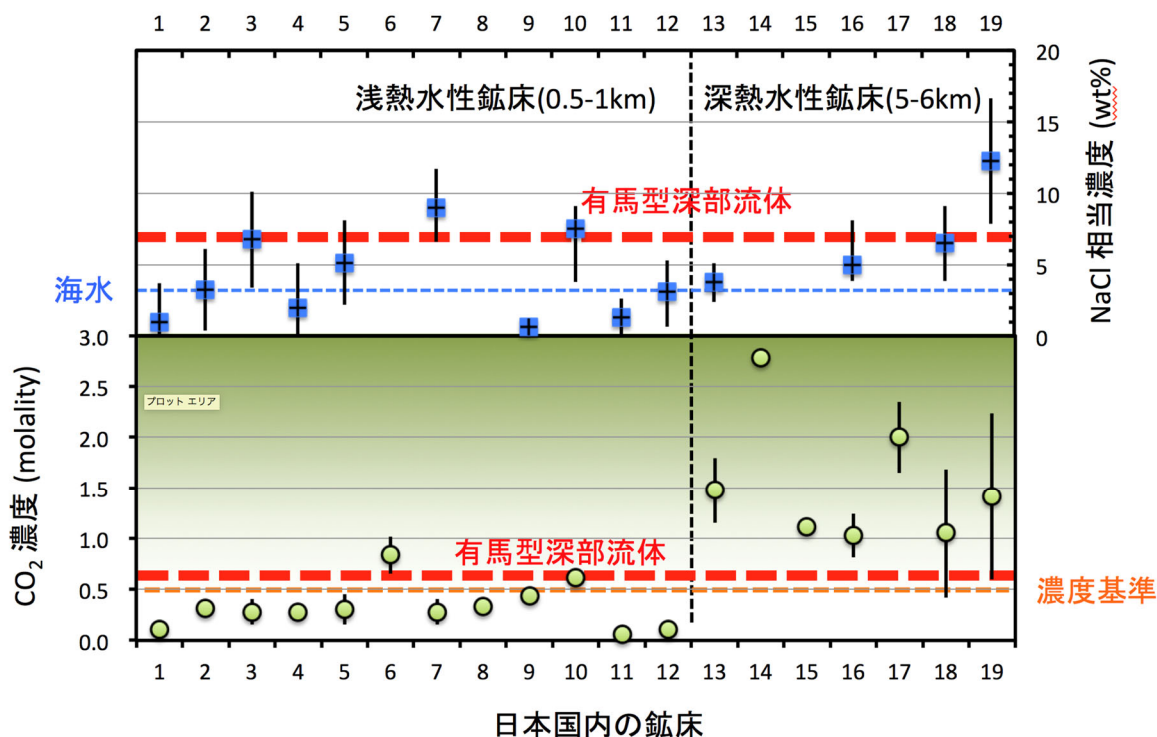


図 3.2.4.1.2-4 マグマ起源熱水鉱床と有馬型深部流体の NaCl 及び CO₂ 濃度

鉱床で算出する石英の流体包有物に含まれる NaCl と CO₂ の濃度は、Hattori (1975)⁷⁾; Hattori, pers. comm. (1982); Hattori and Sakai (1979)⁸⁾; Imai (1978)⁹⁾; Kazahaya and Matsuo (1985)¹⁰⁾; Shimizu et al. (1998)¹¹⁾; 竹内 (1971)¹²⁾; Takenouchi pers. comm. (1981); Yajima (1979)¹³⁾; 吉田 (1979)¹⁴⁾; Yoshida et al. (1981)¹⁵⁾; Morishita (1991)¹⁶⁾による。

3.2.4.1.3 高 CO₂ 地下水の形成

高 CO₂ 濃度の深部流体が上昇すると、その上位にある浅層地下水に CO₂ が供給され高 CO₂ 濃度の地下水が形成される。その地下水を地表で採水した場合は、ほとんどの CO₂ が失われるため地下の CO₂ 濃度を反映しない。したがって、地下水の化学分析結果は、地下における CO₂ 濃度を全く示していないことに留意しなければならない。以下、CO₂ が供給された地下水がどのような CO₂ 濃度を持ちうるのかについて検討を行う。図 3.2.4.1.3-1 に様々な温度と NaCl 濃度の場合について、Mao et al. (2013)¹⁷⁾による CO₂ の溶解度を示す。CO₂ の水への溶解度は、高压で高い、低温度で高い、そして淡水で高いという特徴がある。有馬型深部流体の CO₂ 濃度を 0.5mol/kg とした場合、上昇時に溶存している CO₂ 濃度 (150°C) は茶色の太い破線で表される (図 3.2.4.1.3-1)。CO₂ 気泡を効果的に分離できれば、地下 700m で CO₂ 濃度が 0.5mol/kg 以下になる。しかし、上位の地下水は CO₂ の供給を受けるため、図中緑色の破線で示される CO₂ 濃度になり、150m 以深では大きく 0.5mol/kg を超える濃度になる。したがって、CO₂ の気泡が含まれる湧水や地下水が存在する場所では、地下に高 CO₂ 濃度の地下水が存在していることを示している。

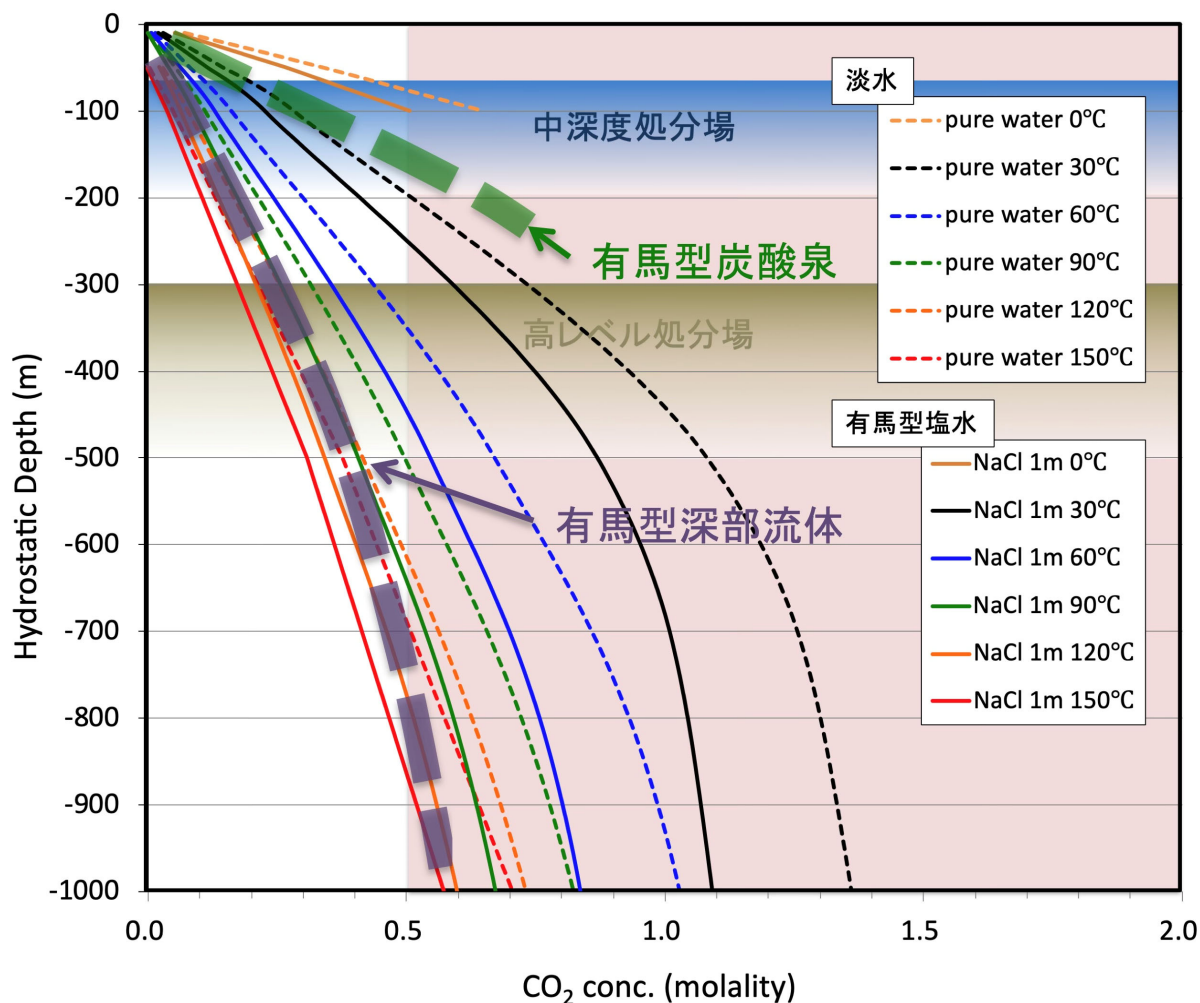


図 3.2.4.1.3-1 純水および NaCl 水溶液の CO₂ 溶解度
 溶解度データは Mao et al. (2013)¹⁷⁾による

図 3.2.4.1.3-1 に示した濃度は、溶解度すなわち飽和濃度であるため、地下水の CO₂ 濃度の最大値を表す。ある浅層地下水系の地下水の CO₂ 濃度(C_{CO₂}; mol/kg)は、深部流体により供給される CO₂ 量 (F_{CO₂}; mol/sec) と地下水の流動量(F_{gw}; kg/sec)により決まる。

$$C_{CO_2} = F_{CO_2} / F_{gw}$$

地下水の流動量が大きいの、あるいは、深部流体の供給量が小さいと地下水の CO₂ 濃度は溶解度より小さくなることは明らかである。しかし、地下水流動が遅い、あるいは停滞している場合は、深部流体の供給量が小さくても、高い CO₂ 濃度の地下水が形成される可能性があることに留意しておく必要がある。特に地下水が停滞している場合については、地下水は CO₂ に飽和するため、150m 以深では 0.5mol/kg 以上の高濃度になる。このような高 CO₂ 濃度の地下水は、著しい風化反応を引き起こすため、その存在の有無、広がりなどの調査手法を検討しておくべきである。

3.2.4.2 深部流体の上昇による地層との化学的反応についての検討

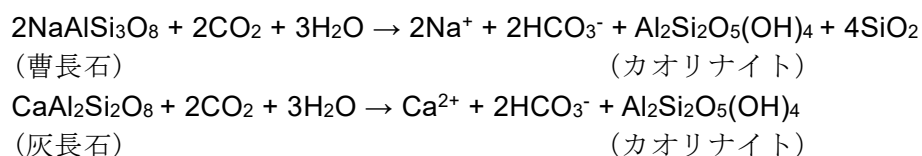
本節では、深部流体の上昇により地下水の高 CO₂ 化を起こす可能性のある地域、及び高 CO₂ 化による地層との化学的反応について既存知見の整理を行う。また、必要に応じ典型的な高 CO₂ 濃度地下水の湧出地域を対象に調査を行う。

3.2.4.2.1 深部流体の上昇による地下水の高 CO₂ 化、高 CO₂ 化による地層との化学的反応についての既存知見の整理

1) CO₂ による変質反応

岩石・鉱物の変質は、火山ガスや熱水等による熱水変質作用を除けば、化学的風化作用が最も一般的に生じている。化学的風化作用は主に水と CO₂ との反応で進行し、鉱物等に含まれていた陽イオン種が地下水に移行する。通常土壌ガス中の生物由来の CO₂ が化学的風化を引き起こすが、土壌中の CO₂ 濃度はたかだか数%であって、分圧 (P_{CO₂}) としては 0.1 気圧以下である。

風化しやすい代表的鉱物は斜長石、正長石などがあり、花崗岩、火山岩に普遍的に含まれる。斜長石は曹長石と灰長石の固溶体で、風化反応は次に示す反応で表される。



このようにして、浅層地下水で一般的な Na,Ca-HCO₃ 型の地下水が形成される。

さて、深部流体が地下水系に CO₂ を十分に供給した場合は、図 3.2.4.1.3-1 に示したように地下水で CO₂ が飽和するため、静水圧と等しい P_{CO₂} を持ちうる。例えば、深度 100m の地下水では 10 気圧の CO₂ が溶解することになる。これは通常の生物由来の CO₂ の 100 倍以上になり、地層の化学的変質が通常と比較して著しく進むと考えられる。また、有馬型熱水のように 0.5mol/kg の CO₂ を含む場合は、深度 800m で生物由来の 800 倍の CO₂ 濃度になる。このような環境下では、化学反応の進行により、著しい変質が深層で生じることになる。

深層において生じる地層の変質は、火山地域や地熱地域においてよくみられるが、非火山地域においてはあまりみられないようである。しかし、非火山地域では、一部の花崗岩地域でみられる“深層風化”現象が、深部流体起源の CO₂ による変質により生じた可能性がある。この現象は、花崗岩の風化と似た現象が表層部だけでなく深層まで生じていることから名付けられたが、通常の風化では説明できない。中国地方の花崗岩地域において広範囲に認められることから、地域によっては稀な事象ではない可能性がある。今後、“深層風化”現象の原因について、深部流体による CO₂ に起因するかどうかについて検討すべきである。

2) 地下水中の希土類元素を指標とした、深部流体と地層との化学的反応に関する検討

深層において、深部流体の上昇による地盤の変質作用を示す指標として、地下水に溶存する希土類元素が挙げられる。CO₂ に富む流体・HCO₃⁻ 濃度の高い地下水は、地盤を構成する岩石と水との間の反応を促進させる可能性がある。ここでは、CO₂ を多く含む典型的な深部流体である有馬型熱水が上昇する、有馬地域の浅層地下水・深層地下水の希土類元素の特徴と、地盤の変質作用の関連性について既存の知見を整理する。本節で用いる「金泉」・「銀泉」は Nakamura et al. (2015)¹⁸⁾ に則ったものであり、有馬温泉の温泉水の通称である金泉や銀泉とは異なる。

図 3.2.4.2.1-1 は、有馬温泉の 8 つの異なる泉源で採取した温泉水中の希土類元素濃度を、日本列島下のマンツルの岩石が示す希土類元素組成で規格化したものである。日本列島下のマン

トルの岩石は、コンドライトから見積もられる始源的マントルより枯渇しており、熔融を経た後の岩石と考えられている。このマントルの組成で規格化することにより、マントルの他に、生成に加わった物質や反応過程を探ることができる。

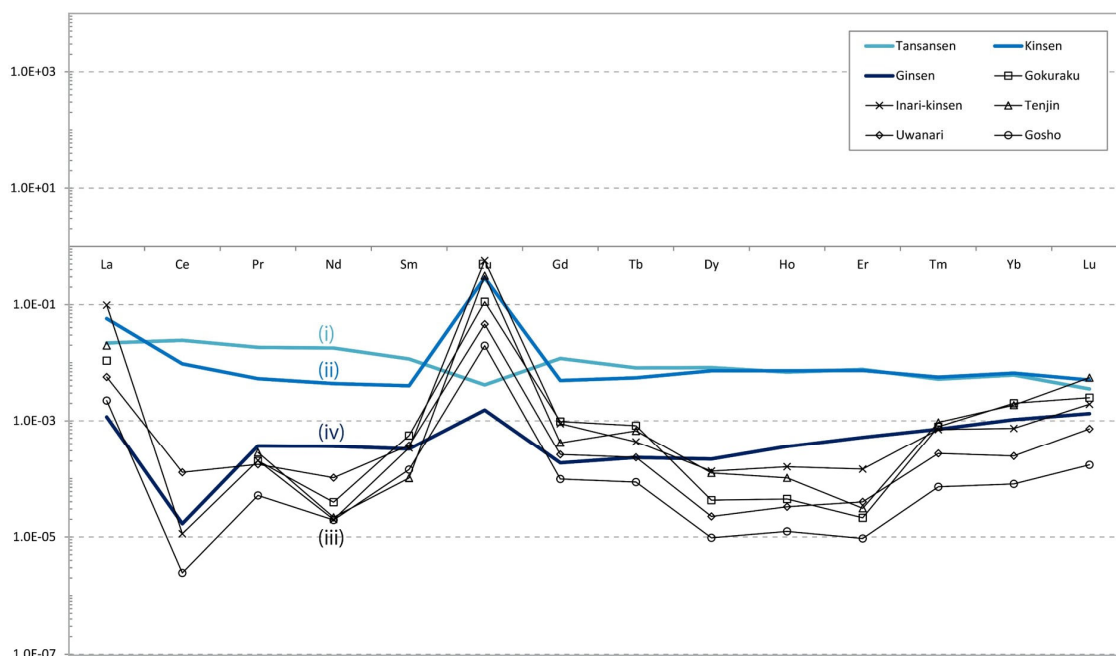


図 3.2.4.2.1-1 有馬温泉 8 泉源の流体中の希土類元素組成 (Nakamura et al., 2015¹⁸⁾). マントル組成で規格化しており、元素を付記した軸がマントルの組成に相当する。天水は、黄砂や大気汚染等の影響による地域性もあるが、分析装置の測定限界に近く、図の最下部 (10^{-7}) に相当する。

図 3.2.4.2.1-1 から、有馬温泉水は、いずれも、マントル岩石より 100 倍～10 万倍ほど低濃度であることがわかる。しかし、希土類元素間でも元素によって濃度が異なり、パターンの違いが顕著に見られる。例えば、金泉と炭酸泉はいずれの元素も同程度に濃度が高いが、前者は鍋底のような形状を示すのに対し、後者はフラットなパターンを示す。また、ユーロピウム (Eu) について、前者は凸、後者は凹、という逆の特徴を示す。その他の泉源の温泉水中の濃度は低く、鍋底かつ Eu の強い凸のために全体として W 字のようなパターンを示す。

水素・酸素同位体比から、有馬温泉の全ての泉源の温泉水は、天水と高い同位体比を示す端成分との間の単純な混合と考えられる (Kusuda et al., 2014⁴⁾)。高い同位体比の端成分は、約 50km 深度のフィリピン海プレートからの脱水した場合の水素・酸素同位体比と一致しており、スラブ起源流体と考えられる (Kusuda et al., 2014⁴⁾)。金泉は、天水の影響が少なく、スラブ起源流体に最も近い水素・酸素同位体比を示す。一方、炭酸泉は、天水とほとんど同じ水素・酸素同位体比を示す (Kusuda et al., 2014⁴⁾)。しかし、金泉と炭酸泉の He 同位体組成は、いずれも同程度ほど高く、深部起源を示す (Kusuda et al., 2014⁴⁾)。金泉と炭酸泉が、天水と深部流体の混合であれば、水素・酸素同位体比、He 同位体組成、希土類元素濃度のいずれについても、単純な高低関係を示すはずである。しかし、実際は、水素-酸素同位体組成については高低関係であるが、He 同位体比については同等であり、希土類元素については同等濃度でパターンが異なる。これは、単純な天水と深部流体の混合の他に、独立したプロセスが関わっていることを示す。

スラブ起源流体の希土類元素組成は、スラブ構成物質である海洋地殻の化学組成と元素分配から算出することができる。元素の振る舞いは、高温高压実験学から推定されており、特に海洋地殻中の脱水源である含水鉱物は温度の影響が強いため、温度によるスラブ起源流体の組成の変化を再現することができる(図 3.2.4.2.1-2)。スラブ起源流体の希土類元素組成は、滑らかでやや下に凸のパターンを示す。金泉は、約 500°Cで脱水した時のスラブ起源流体と同じ組成を示す(図 3.2.4.2.1-2 中の太線)。但し、スラブ起源流体は温度を変えても希土類元素間で凹凸を作ることはなく、金泉に見られる顕著な Eu の正の異常は、更に他の酸化的状況で生じるプロセスが関わっていることを示す(Nakamura et al., 2016¹⁹⁾)。

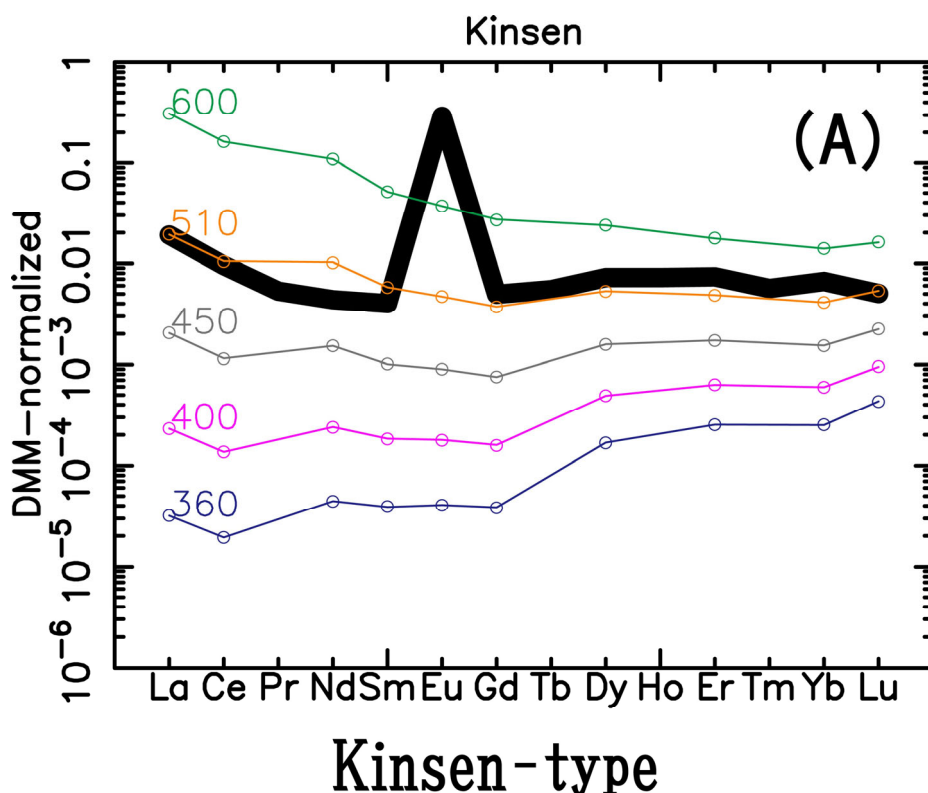


図 3.2.4.2.1-2 元素分配に基づいて推定されたスラブ起源流体の組成と、金泉の希土類元素組成の比較 (Nakamura et al., 2016¹⁹⁾)

約 500°Cで脱水し、上昇してきたスラブ起源流体が温度の低い浅層地下水層と混合すると、溶解度が下がるため沈殿を生じる。希土類元素は鉄水酸化物として沈殿すると考えられる。このことは、浅層地下水層は、より酸化的な条件となっていると考えられることや、温泉の浴槽でも見られる茶色～褐色の物質が鉄水酸化物であることから支持される。この沈殿物生成時に、通常 3 価の陽イオンとして存在する希土類元素と異なり、Eu は 2 価と 3 価の双方の形を取り得るため、より沈殿しにくい状況になる。故に、温泉水中に Eu が選択的に残ることにより正の異常が生じると説明できる。加えて、Eu の正異常をもつ斜長石が、浅層地下水の帯水層を形成する地層にあれば、更に正の異常が強くと考えられる。つまり、希土類元素濃度が低く、しかし、Eu 正異常が強い泉源の温泉水は(図 3.2.4.2.1-1)、酸化的環境にある浅層地下水層での沈殿と周辺岩石からの Eu 溶脱という二重効果で形成されたと考えられる。これらのうち、金泉とそれ以外の 5 泉源の温泉水の差は、同じ起源でありながら、浅層地下水層における滞留時間による反応速度の違いと考えられる。

一方、炭酸泉は明瞭に異なる負の Eu 異常を示し (図 3.2.4.2.1-1), 明らかに金泉や 5 泉源の温泉水と起源もプロセスも異なると考えられる. 長石が存在する相対的に還元的環境が推定され, 例えば, 六甲花崗岩のような Eu 負異常をもつ岩石との反応や堆積物中の有機炭素との反応が挙げられる. 炭酸泉の特殊性は, Eu 負異常, REE 濃度は高くフラット, Cl 濃度が低い, He 同位体比が高い, 水素-酸素同位体組成は天水, という矛盾した化学的特徴を持つことにある. 特に, REE のフラットなパターンは, ほかの温泉水と比較しても奇異で, 火成岩や河川水にも見られない特徴である. これは, 炭酸ガスと炭酸種の存在下に特化して見られる特徴で, CO₂ ガスに飽和した流体であれば, 希土類元素の溶解度を約 4 倍高くすることが分かっている (Spandler et al., 2003²⁰; Kessel et al., 2005²¹; Kimura et al., 2009²²). これは常圧下で行われた実験の結果であるため, より高圧にある地下深部では更に高くなると考えられる. 加えて, 希土類元素は HCO₃ 濃度が高くなると鉄水酸化物よりも流体に分配されやすくなるため, 大多数の 3 価の希土類元素は, REE³⁺(aq) から REECO³⁺(aq) を経て REE(CO₃)²⁻(aq) へと遷移する. この遷移は, REE の 4f 電子反発に対する Racah (E1 および E3) パラメータを減少させ, 炭酸塩の存在量に応じて, REE の特徴であるテトラド (四つ組み) 効果パターンを有する比較的低い濃度レベルから, 滑らかなパターンを有するより高濃度への急速な変化を生じさせる. つまり, 炭酸泉のような高炭酸流体は, 固体との密な反応によって, 高濃度でフラットな特異な希土類元素パターンを獲得したと考えられる. 銀泉は, 炭酸の影響がやや弱い炭酸泉と言えるだろう.

以上の観察により推定される有馬温泉の 8 泉源の関係と温泉水の生成過程を図 3.2.4.2.1-3 に示す. 少なくとも, 2 つの天水起源の地下水層が, 約 160m 以深と 40m 以浅に存在すると考えられている (Kusuda et al., 2014⁴; 上月, 1962²³). 約 500°C の温度, 約 50km 深度でフィリピン海スラブから脱水したスラブ起源流体は, 岩石粒間を伝って浸透流として上昇し, 160m 以深の地下水層に入る. 地下水との混合により約 130°C まで急冷されると, 沈殿物を形成し, 同時に CO₂ や He の脱ガスを引き起こす. 遊離したガスは, 水とは独立に上昇し, 40m 以浅の地下水層へ入ると, 地下水を, 深部由来の He 同位体比をもつ炭酸水に変える. これが炭酸泉である. 一方, 沈殿物を落とした残りの流体は, Eu 正異常をもつような長石の影響を受けて強い W 型のパターンを示す泉源の温泉水となる. 金泉とそれ以外の 5 泉源の温泉水の差異は, 160m 以深の地下水層における滞留時間の違いで説明できるだろう (Nakamura et al., 2015¹⁸).

40m 以浅の地下水層の母岩は, この地域に露出している六甲花崗岩や流紋岩のような, 高い希土類元素濃度と Eu の負異常を持つ珪長質な火成岩と考えられる. 160m 以深の地下水層で放出された CO₂ に富むガス成分は, 40m 以浅の地下水層へ入ると流体中に溶解込み, 周辺の母岩を溶かす. このため, 母岩由来の希土類元素が流体中に増加し, Eu の負の異常がより強くなる. このような 40m 以浅の地下水層で起こるプロセスにより, 炭酸泉や銀泉の希土類元素の特徴が形成された. 金泉の Eu の正異常が他の 5 泉源の温泉水と比較して弱い原因としては, スラブからほぼそのまま上昇しており, 160m 以深の帯水層で Eu の正異常を生じさせる希土類元素の沈殿による影響が少ないことの他に, 40m 以浅の地下水層でやや滞留したことによる Eu の負の異常の促進の可能性も考えられる (Nakamura et al., 2015¹⁸).

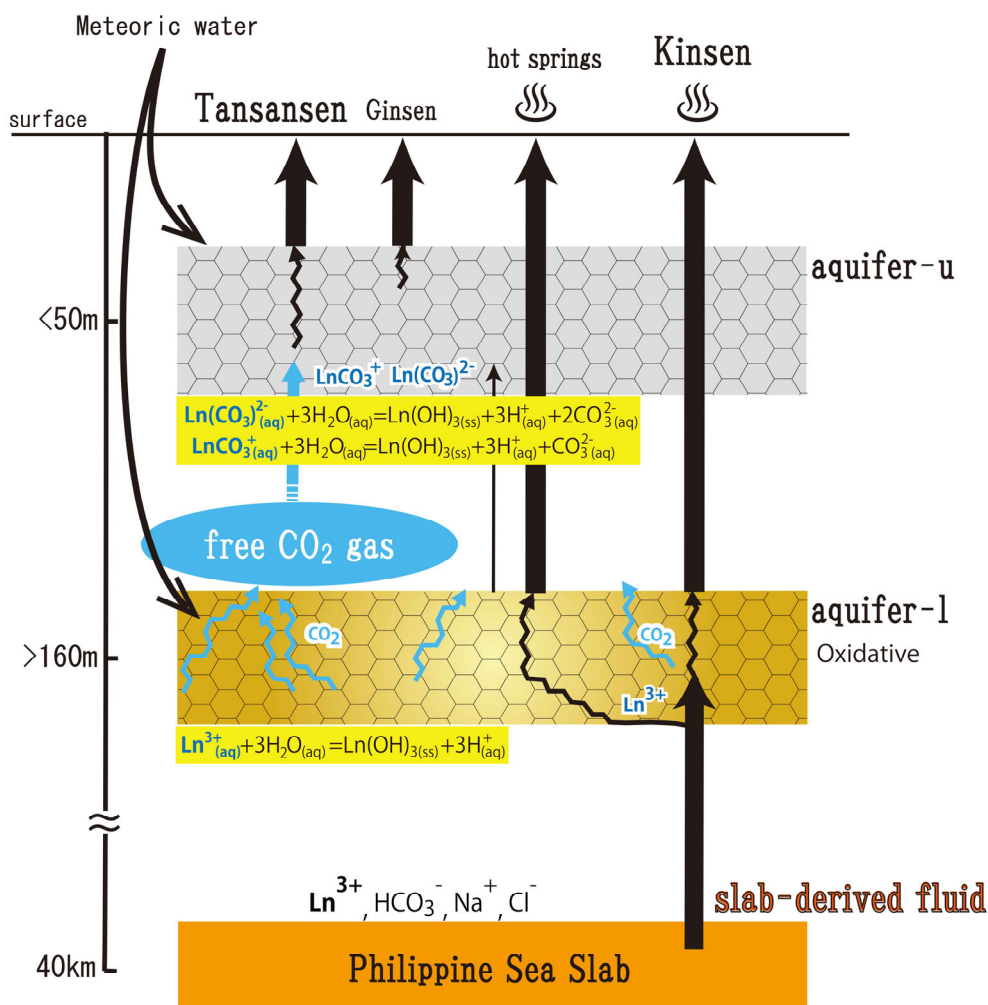


図 3.2.4.2.1-3 有馬温泉水の多様性を作る地下水層における反応とプロセスの概念図 (Nakamura et al., 2015¹⁸⁾).

図 3.2.4.2.1-3 の有馬温泉の場合は、泉源の深さ、温度、主要溶存元素、pH、物理探査情報、地質、断層の分布やテクトニクスを加味して総合的に解析することで、これらの泉源の温泉水の上昇過程を解いている (Nakamura et al., 2014²⁴⁾; 2015¹⁸⁾; 2016¹⁹⁾). 紀伊半島でも同様の温泉水が見られ、中央構造線の存在が大きく関わっていると考えられる (Nakamura et al., 2016¹⁹⁾). 深部流体は、岩石粒子の間を伝う浸透流として上昇し、表層近くになると既存の断層や構造線に沿って上昇することが多く、水は熱容量が大きいので地下深部の熱も伴って表層に影響を与える。日本列島のような海洋プレートの沈み込む場にある温泉水は、海洋プレートから放出された水を含んでいる可能性があり、温度変化に敏感な希土類元素を用いることによって、流体の移動に伴う減圧によるガス成分の遊離と、遊離した CO_2 に富むガスが独立に移動して地下水と反応するという流路が見えつつある。しかし、構造線を伝って上昇する深部流体が連続的に上昇しているのか、またその特性が一様であるか、更に、地域地質との反応の程度に違いはあるか等、継続的な研究が必要である。

3.2.4.2.2 典型的な高 CO₂ 濃度地下水の湧出地域の調査

1) 調査手法

前節において、CO₂により生じる風化反応の事例を示した。ここでは、高 CO₂ 濃度の地下水の存在指標として、水酸化第二鉄の赤色沈殿をもたらす湧水について述べる。Fe²⁺を含む岩石が、化学的風化作用を受けたときには、Fe²⁺が地下水に溶解する。Fe²⁺を含む鉱物は雲母、角閃石、かんらん石等で火山岩、深成岩や変成岩に一般的に見られる。Fe²⁺は還元環境下では、そのまま溶解し安定であるが、酸素雰囲気下では急速に酸化され Fe³⁺となる。Fe³⁺は水中では水と反応し褐色の沈殿（水酸化第二鉄）を形成する。この赤褐色の沈殿物は一般には褐鉄鉱（リモナイト）と呼ばれており、化学式は FeOOH と書かれることが多い。高 CO₂ 濃度の地下水は、風化速度をはやめるため、効率よく帯水層の岩石から Fe²⁺を溶解するはずである。このような視点で、リモナイトの沈殿を形成する湧水、いわゆる“赤水”を高 CO₂ 濃度の地下水の湧出を示す指標と考え、その妥当性について調査、検討を行った。

2) 調査地域と結果

高 CO₂ 濃度地下水（“赤水”）の湧出に関する調査手法を検証し実際の湧出状況を確認するために、断層に沿って CO₂ を多量に含む有馬型熱水が上昇していると考えられる兵庫県の武庫川の両岸と猪名川の右岸側の地域（伊丹市・川西市・尼崎市・西宮市・宝塚市）における現地調査を実施した。この地域には泉質が有馬型を示す温泉掘削井がいくつかあり、高 CO₂ 濃度地下水が存在することが知られている（高橋ほか，2018²⁵）。また、宝塚市の武庫川河床において CO₂ を含む“赤水”の湧出が確認されているが（図 3.2.4.2.2-1）、他の河川や地域全体における“赤水”の湧出の実態についての調査は未実施である。そこで、調査地域内の小河川、水路や溝渠等において稠密な調査を実施した。

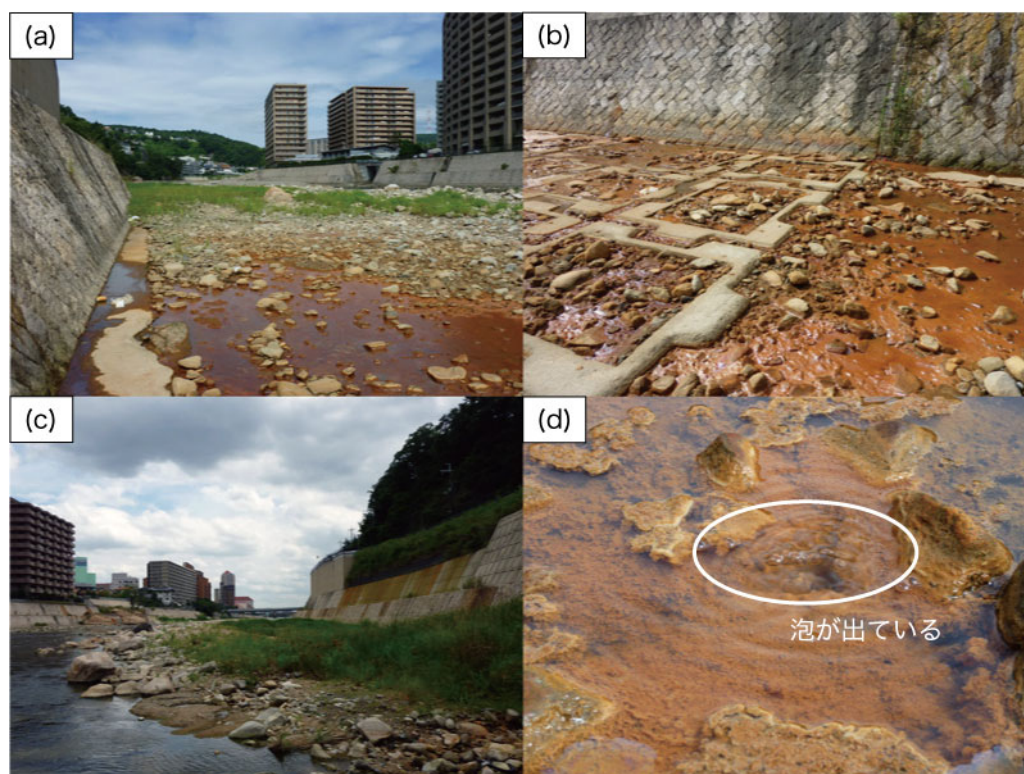


図 3.2.4.2.2-1 武庫川の河床・河岸に見られる“赤水”（産業技術総合研究所，未公表資料）
 (a, b) 河床から湧出する“赤水”。(c) 堤防にある“赤水”の流下跡。(d) 河床から湧出する CO₂ ガス。

前項で述べたように、高CO₂地下水が存在するとそれが地表に湧出するときに赤褐色を呈するようになる(図3.2.4.2.2-1a, 1b)。調査においてはこの“赤水”を指標としたが、調査地のほとんどが市街地であるため、河岸からの目視による観察により、“赤水”の湧出地点の記載を行った。さらに、必要に応じて、河床に降りてpHや電気伝導度の測定や試料採取を行った。具体的な“赤水”の湧出状況について図3.2.4.2.2-2に示した。“赤水”は、河川護床がされていない区域では河床の多くの地点から湧出しており、その近辺が全体的に着色する(図3.2.4.2.2-2a)。“赤水”の湧出が多い場合には、上流で湧出した“赤水”による河床への着色が下流にまで及ぶ(図3.2.4.2.2-2c)。このような場合、上流からの影響によって着色が見られるのか、実際に湧出しているのかについて留意が必要である。護岸・護床がされている区域では湧出地点が限定され、コンクリートの亀裂や水抜き孔において見られることが多い(図3.2.4.2.2-2d, 2e)。また、住宅地や公園等の造成を行った地域では、埋設された地下水の排出管から“赤水”が流れ出ていることや(図3.2.4.2.2-2f)、油膜に似た光沢のある成分を伴うことも多くある(図3.2.4.2.2-2b)。この油膜のように見えるものは酸化鉄の皮膜で微生物が関与して形成される(石橋ほか, 2012²⁶)。造成地や農地に見られる“赤水”は、水環境の変化によって、土壌の鉄分が溶解、湧出する可能性があるため、高CO₂濃度地下水が関与しているかどうかについて留意する必要がある。高CO₂濃度地下水が関与していた場合は、CO₂の脱ガスにより大きなpH上昇を伴うため、CaCO₃(トウファ)が沈殿することがある。



図 3.2.4.2.2-2 調査地域における“赤水”の湧出状況

(a) 護床のない区域での広範囲の着色。(b) “赤水”の湧出に伴う油膜状の成分。(c) “赤水”の湧出の多い河川での下流まで影響する着色。(d, e) 水抜き孔やコンクリートの亀裂からの“赤水”の湧出。(f) 公園造成による水抜き管からの“赤水”の湧出

得られた“赤水”の湧出地点の調査結果を図3.2.4.2.2-3に示す。河床において“赤水”が湧出している場合、湧出量と河川流量の関係で着色の程度が変わる。湧出量が少なかったり、河川流量が多かったりする場合では、河床への着色が認識できない。そのため、武庫川や猪名川の本流においては、“赤水”の湧出があっても視認できないことがほとんどであると考えられる。“赤水”の湧出は、有馬—高槻断層帯周辺、小野原断層、昆陽池陥没帯、伊丹断層の東西方向に延び

る断層に沿った地点で主に確認されたが、断層が確認できていない地域においても多くの湧出が確認された。また、調査地域において、天井川となっている河川においても、河床に“赤水”の湧出が確認された。近接する河川であっても、“赤水”の湧出状況に違いが見られ、例えば天王寺川では多くの“赤水”が確認されたが、東側を平行して流れる天神川では“赤水”が確認された地点が非常に少ない。しかし、天神川沿いにある農業用の灌漑井戸から汲み上げられる地下水（4箇所；図 3.2.4.2.2-3 の◇）は“赤水”であり、地層の変質が進行していることを示唆する。この地域は、東に存在する小野原断層の延長上にあり、断層が伏在し CO₂ が供給されている可能性が高く、地表に“赤水”が湧出していない場合でも、地下に“赤水”が存在する可能性がある。

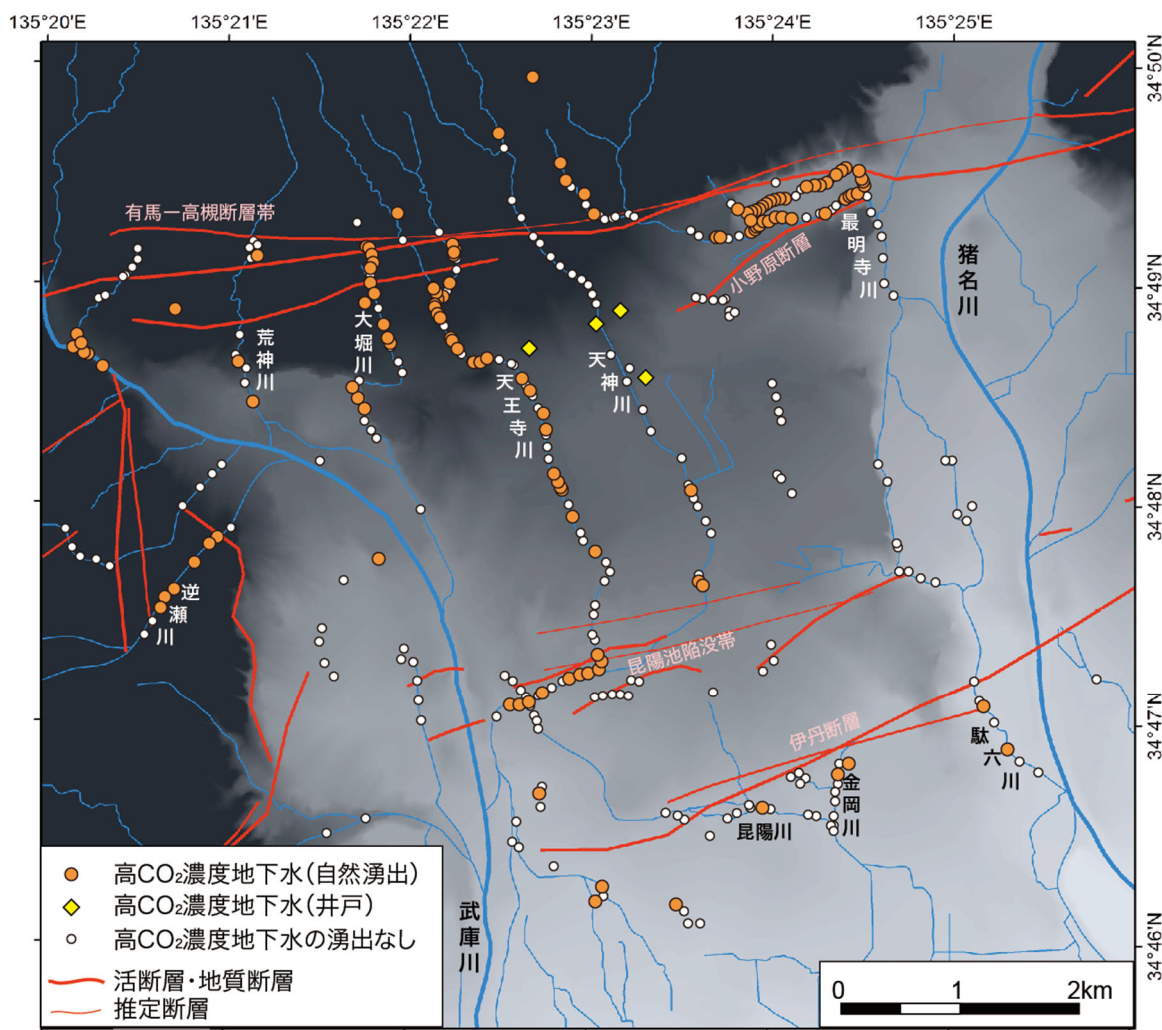


図 3.2.4.2.2-3 高 CO₂ 濃度の“赤水”湧出地点についての調査結果

断層および推定断層の位置は、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2018）²⁷⁾による

いくつかの“赤水”の湧水については、現地計測を行った。pH は 6.6～8.5（1 地点を除外）、電気伝導度は 161～711 μS/cm であった。除外した地点は、護岸コンクリート由来と思われる炭酸塩沈殿（トウファ）が沈着しており（図 3.2.4.2.2-4）、その pH は 11.3 であった。一方、調査地域内の有馬型温泉水である宝塚の温泉水の pH が 6.5、電気伝導度が 60,000 μS/cm 程度であり、前述した農業用灌漑井戸で汲み上げられた地下水の pH は 7.0～7.1、電気伝導度が 230～270 μS/cm であった。このことは、地表に湧出する“赤水”は、浅層地下水による希釈を受けて濃度が薄くなっていることを示し、温泉水、地下水（灌漑井戸），“赤水”と徐々に pH が高くなっていくことは、含有する CO₂ が除去されていった結果であると考えられる。

以上より、本地域においては高 CO_2 濃度地下水の湧出の指標として“赤水”の湧出によって生ずる赤褐色の着色が指標として利用可能であることが示された。しかし、対象地域に高 CO_2 濃度地下水が存在する場合であっても、地表に湧出していないことや、湧出量や河川流量によっては、赤褐色の着色が確認できないこともあるため、留意が必要であることも明らかとなった。また、“赤水”が高 CO_2 地下水によらない場合もありうるので、炭酸カルシウムの沈殿の有無や水質の調査なども合わせて行うべきであることを付記しておく。

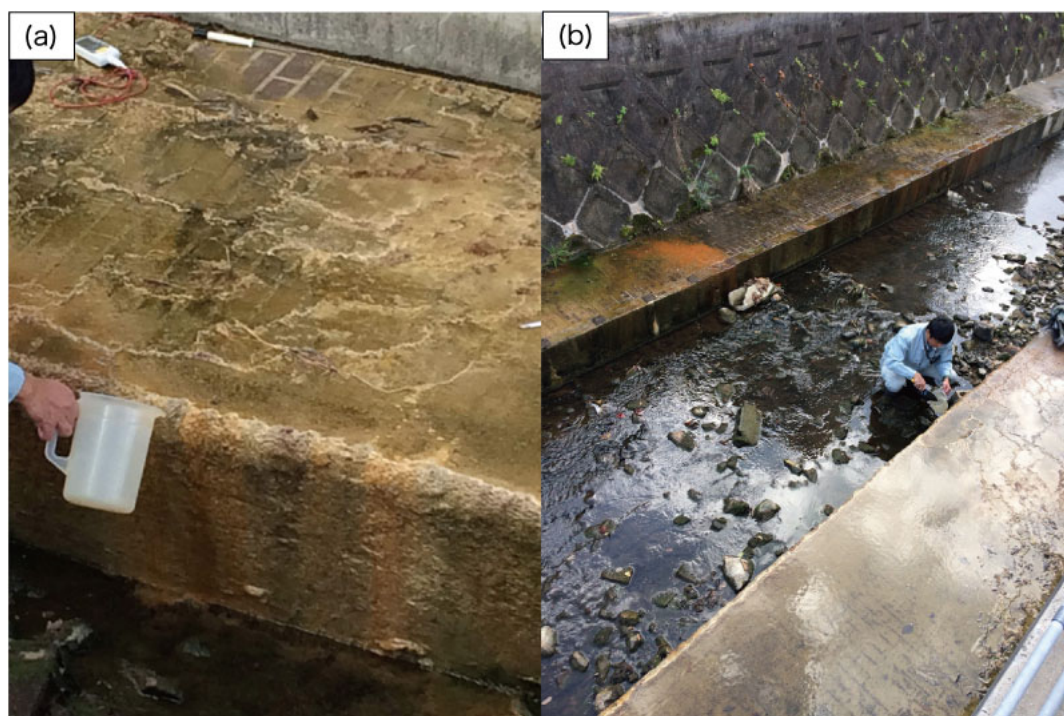


図 3.2.4.2.2-4 トウファを伴う“赤水”の湧出事例

- (a) 護岸コンクリートとの反応でアルカリ性になったと思われる“赤水”により形成されたトウファ。
 (b) トウファの形成があった対岸には、トウファを伴わない“赤水”が湧出している。

【まとめと今後の課題】

まとめ

本章においては、深部流体が天然バリアへ与える影響についての可能性および、影響を与える重要因子について検討するため、高 CO_2 濃度の深部流体の地下水系への供給により浅層地下水が高 CO_2 濃度化する点に着目して、検討に必要なデータを取得し、安全上の重要性を判断するために整理した知見を以下に示す。

- 1) 深部流体に含まれる CO_2 の濃度を検討した結果、神戸—尼崎・宝塚地域の温泉水の水質の深度分布から 800m で CO_2 に飽和していると推定された。有馬型深部流体の CO_2 濃度は 0.5mol/kg 以上と推定された。また、マグマ起源の熱水鉱床の流体包有物の CO_2 データから、マグマ起源深部流体の CO_2 濃度は 1mol/kg 以上と推定された。
- 2) 将来にわたり深部流体が上昇する可能性のある地域は、前弧側をのぞき日本列島の大部分を占める。この深部流体上昇場においては、高濃度の CO_2 が地下水に供給されうる。
- 3) CO_2 の水への溶解度は、高圧で高い、低温度で高い、そして淡水で高いという特徴がある。地下水に供給された CO_2 は、地下 150m で最大 0.5mol/kg の CO_2 濃度に達する。 CO_2 の気泡が含まれる湧水や地下水が存在する場所では、地下に高 CO_2 濃度の地下水が存在していることを示す。地下水流動が遅い、あるいは停滞している場合は、深部流体の供給量が小さ

くても、高い CO₂ 濃度の地下水が形成される可能性がある CO₂ による地層の化学的変質は、通常の風化反応に作用する CO₂ の数百倍の濃度に達しうる。このような環境下では、著しい変質が深層で生じる可能性がある。

- 4) 深部流体による岩石—水反応は、希土類元素を使った研究によって明らかになりつつある。有馬温泉の高塩濃度の金泉は、約 500°C で脱水した時のスラブ起源流体と同じ希土類元素組成を示す。浅層地下水に有馬型深部流体の CO₂ が付加してできた炭酸泉・銀泉は、他の源泉と比較して、数倍～数十倍ほど希土類元素濃度が高く、周辺の岩石（花崗岩、流紋岩）から希土類元素が溶出した結果であると考えられる。
- 5) 高 CO₂ 地下水の存在について検討するため、有馬型深部流体の上昇が認められる宝塚～伊丹周辺地域において、湧水調査を行った。CO₂ の存在指標の一つとして、“赤水”を用いた。“赤水”は、CO₂ により地層から溶出した Fe²⁺ が、酸化され FeOOH（褐鉄鉱）として湧出口にて沈殿しているものを指す。“赤水”は、有馬—高槻断層帯周辺、小野原断層、昆陽池陥没帯、伊丹断層の東西方向に延びる断層に沿った地点で主に確認されたが、断層のない場所にも頻繁に出現する。小野原断層の延長にある 4 箇所の灌漑用水井戸はいずれも赤水であり、地層の変質が地下において進行していることを示唆する。

今後の課題

- ・ CO₂ による地層の著しい変質は、地下水流動が遅い、もしくは停滞そして、高 CO₂ 深部流体の上昇の 2 つの条件が満たされた場合に生じうる。このような現象が実際に生じている場合、変質の程度や規模等を把握するための解析法の整理が課題としてあげられる。たとえば、中国地方の花崗岩地域に広く認められる“深層風化”現象は、まだ原因がわかっておらず、CO₂ が関与した可能性がある。
- ・ 遊離 CO₂ の気泡等が認められる湧水がある場合は、高 CO₂ 濃度地下水の存在が推定される。しかし、実際の地下水の最高濃度がどの程度であるのかについては、調査が難しいのが現状である。調査手法等の検討が課題としてあげられる。
- ・ 地下水、温泉水等の希土類元素組成、濃度は、地下における様々な岩石—水反応や深部流体の水みちに関する情報を含んでいるため、地下における風化や変質現象についてより詳細な情報を得られる可能性がある。深部流体の供給や深層風化等の変質の程度等を判断するための解析法の整理が課題として挙げられる。このためにはさらなる事例の蓄積が必要と思われる。

【引用文献】

- 1) 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. 日本水文科学会誌, 44, no. 1, 3-16.
- 2) 風早康平・高橋正明・切田 司・内藤一樹・渡部芳夫 (2015) 日本列島におけるスラブ起源水の上昇地域の分布図, 地質調査総合センター研究資料集, no. 616, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 3) 風早康平 (2014) 西南日本における温泉水の成因について:スラブ起源深部流体の特徴と分布. 温泉科学, 64, 282-288.
- 4) Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. Earth Planets Space, 66, no. 119. doi:10.1186/1880-5981-66-119
- 5) Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and

- Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- 6) 産業技術総合研究所 (2017) 平成28年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業:平成28年度事業報告書.
 - 7) Hattori, K. (1975) Geochemistry of ore deposition at the Yatani lead-zinc and gold-silver deposit in Japan. *Economic Geology*, 70, 677-693.
 - 8) Hattori, K. and Sakai, H. (1979) D/H ratios, origins, and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan. *Economic Geology*, 74, 535-555.
 - 9) Imai, H. (1978) Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia. Tokyo, University of Tokyo Press, 392 p.
 - 10) Kazahaya, K. and Matsuo, S. (1985) A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals. *Geochem Jour.*, 19, 45-54.
 - 11) Shimizu, T., Matsueda, H., Ishiyama, D., and Matsubaya, O. (1998) Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu mine, Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, 93, 303-325.
 - 12) 竹内寿久 氏 (1971) 冷却顕微鏡による含 CO₂ 流体包有物の研究. 鉱山地質, 21, 286-300.
 - 13) Yajima, J. (1979) Neogene mineralization of the Teine-Chitose district, west Hokkaido, Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 30, 645-674.
 - 14) 吉田哲雄 (1979) 流体包有物から見た島根県石見鉱床の形成過程について. 鉱山地質, 29, 21-31.
 - 15) Yoshida, T., Makaiyama, H., and Izawa, E. (1981) Alteration in the Iwami mining district, Shimane Prefecture, Japan. 鉱山地質, 31, 367-381.
 - 16) Morishita, Y. (1991) Fluid evolution and geobarometry on the Ohtani and Kaneuchi tungsten-quartz vein deposits, Japan: Oxygen and carbon isotopic evidence. *Mineralium Deposita*, 26, 40-50.
 - 17) Mao, S., Zhang, D., Li, Y. and Liu, N. (2013) An improved model for calculating CO₂ solubility in aqueous NaCl solutions and the application to CO₂-H₂O-NaCl fluid inclusions. *Chemical Geology*, 347, 43-58.
 - 18) Nakamura, H., Chiba, K., Chang, Q., Nakai, S., Kazahaya, K. and Iwamori, H. (2015) Rare Earth Elements of the Arima Spring Waters, Southwest Japan: Implications for Fluid-Crust Interaction during Ascent of Deep Brine. *J. Geol. Geophys.*, 4:5, doi:10.4172/jgg.1000217.
 - 19) Nakamura, H., Chiba, K., Chang, Q., Morikawa, N., Kazahaya, K. and Iwamori, H. (2016) Origin of the Arima-type and associated spring waters in the Kinki district, southwest Japan. *J. Geol. Geophys.*, 5:240, doi:10.4172/2381-8719.1000240.
 - 20) Spandler, C., Hermann, A., Arculus, R., and Mavrogenes, J. (2003) Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contrib Mineral Petrol* 146:205-222.
 - 21) Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P. and Pettke, T. (2005) Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature* 437:724-727. doi:10.1038/nature03971.
 - 22) Kimura, J.I., Hacker, B.R., van Keken, P.E., Kawabata, H., and Yoshida, T. and Stern, R. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochem Geophys Geosyst* 10: Q09004. doi:10.1029/2008GC002217.
 - 23) 上月順治 (1962) 有馬温泉の研究, 118 頁, 日本書院, 東京
 - 24) Nakamura, H., Fujita, Y., Nakai, S., Yokoyama, T. and Iwamori, H. (2014) Rare earth elements and Sr-Nd-Pb isotopic analyses of the Arima hot spring waters, Southwest Japan: implications for origin of the Arima-type brine. *J Geol Geosci* 3(161):2.

第3章 地下水流動に関する評価手法に関する知見の整理と課題の抽出

- 25) 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・清水 徹・宮越昭暢・戸崎裕貴・東郷洋子・稲村明彦・半田宙子・仲間純子・中村有理・竹内久子・大丸 純・清水日奈子・尾山洋一・大和田道子・切田 司 (2018) 深層地下水データベース(第2版), 地質調査総合センター研究資料集, no.653.
- 26) 石橋融子・馬場義輝・大石興弘 (2012) 農業用水路に浮遊する油膜様物質の調査事例について. 福岡県保健環境研究所年報, 第39号, 107-109.
- 27) 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2018) 20万分の1日本シームレス地質図 V2 (データ更新日:2018年1月26日, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>)

3.3 深層地下水データベースの拡充・整備

【実施内容】

平成30年度は、平成29年度に沿岸域データベースとして整備を開始した沿岸域の地下水流動を解析・評価する上で重要な地理学的・地質学的情報を、深層地下水データベースのデータ項目として組み込み、両データベースを統合する。その際、さらに必要なデータ項目について検討するとともに、最新の地下水データの収集・整理・入力を行い、深層地下水データベースを拡充・整備する。

【成果】

3.3.1 深層地下水データベースと沿岸域データベースの統合

産業技術総合研究所(2018)¹⁾において、沿岸域の地下水流動解析のために必要な地理学・地質学的情報を沿岸域データベースとして整備した。本年度は、3.3.2に示すように内陸部も含めた全ての地域に適用できるように、沿岸域データベースに格納した情報を深層地下水データベースのデータ項目に組み込んだ。

3.3.2 既存の深層地下水データベースの地理学的・地質学的情報の整備

広域地下水流動解析のためには、地下水涵養域から流出域に至るまでの、地理学的・地質学的、気象学的情報が必要となる。そのため、たとえ沿岸域の地下水流動解析であっても、沿岸域から内陸部に至るまでの情報が必要となる。本年度は3.3.1章で統合した表層地質情報、標高、年平均気温、年間降水量、表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値、内陸度の情報を、沿岸域のみならず全ての地域の地下水について収集した。また、その結果を図3.3.2-1から図3.3.2-4にそれぞれ、年平均気温、年平均降水量、表層水の水素同位体比分布、表層水の酸素同位体比分布予測値を示した。これらは広域地下水流動の解析に当たって、地下水涵養量、地下水の涵養時期の解析をするに当たって有用な情報となる。

追加した各情報と、そのデータソースは以下の通りである。

- ①表層地質情報（地質調査総合センターのシームレス地質図のデジタル情報）
- ②標高（国土地理院，国土数値情報）
- ③年平均気温（国土交通省国土政策局国土情報課，国土数値情報，気温の過去30年間の観測値から3次メッシュ（1kmメッシュ）ごとの平年値を推定，算出したもの）
- ④年間降水量（国土交通省国土政策局国土情報課，降水量の過去30年間の観測値から3次メッシュ（1kmメッシュ）ごとの平年値を推定，算出したもの）
- ⑤表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値（Katsuyama et al., 2015²⁾）. 浅層地下水，すなわち Local meteoric water を考察するために必要であり，Katsuyama et al.(2015)²⁾の下記の式を用いて，1キロメッシュごとに計算した値を採用した。
 - ¹⁸O=-0.19LAT-0.0018ELV+0.22MAT-3.75
 - D=-1.39LAT-0.018ELV+1.22MAT-10.89
 - * ELV：標高・傾斜度3次メッシュデータ（国土交通省国土政策局国土情報課，国土数値情報）の平均標高を利用
 - LAT：ArcGISで上記3次メッシュの重心緯度を計算
 - MAT：③の年平均気温。
- ⑥内陸度（各試料採取地点の最寄りの海岸までの距離）。海岸線データとして国土数値情報を用い，海岸線と試料採取地点の最短距離をEsri社のArcGISの解析ツールを用いて求めた。

3.3.3 最新の深層地下水データの収集・整理によるデータベースの拡充・整備

産総研保有試料の分析により深層地下水データベースにデータを登録した。2018年度に追加したデータ数は341件である。3.2.1章，3.2.2章および3.2.4章の調査により採取した地下水

試料および、深層地下水データ密度の低い関東地方南部（神奈川県）、東北地方太平洋側沿岸部（福島県）等の産総研の保有する既存地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、水の水素・酸素同位体組成、全炭酸の炭素同位体比の分析を実施した。一部試料については、溶存ガスの希ガス組成、ヘリウム同位体比（ $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比）の分析を実施し、遊離ガスが存在する場合は、ガス試料の主要ガス組成、希ガス組成、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の分析を行った。そして、分析結果を深層地下水データベースに格納した。

深層地下水データベースに登録されているデータについても以下により加除を行なった。

- ①文献名が異なっても地化学データが全く同じ場合は、重複データとして1つを残しそれ以外はすべて削除した。
- ②高橋ほか（2011）³⁾として公表した深層地下水に関するデータの位置情報を再度確認した。また位置情報の原データを世界測地系に統一した。
- ③酸性（ $\text{pH}<4.8$ ）あるいはアルカリ性（ $\text{pH}>8.3$ ）の試料については、イオンバランスが合わなくても深層地下水データベースに採録するという方針に変更した。
- ④デジタル化になじまない表現がある場合は、以下の基準で置き換えた。
 - (1) $<\infty$, TR, trace, 痕跡, n.d., NDの表記は「0」とする。
 - (2) ●±▲と誤差の表示がある場合は、誤差でない数字（●）のみ採録する。
 - (3) 空欄あるいは上記以外の文字の表記がある場合は「-999」とする。
 - (4) 水温データの表記に幅がある場合（ $<25^{\circ}\text{C}$, $25-42^{\circ}\text{C}$, $46-52^{\circ}\text{C}$, $>42^{\circ}\text{C}$, $<90^{\circ}\text{C}$ のような例）、 24°C , 41°C , 51°C , 59°C , 89°C とデータファイルに入力されていることがあることがわかった。このような場合、各深層地下水の原データを再度調査し、実際に 24°C 等でないことを確認した後、水温データを削除する。

また、深層地下水データベースに登録されているデータを図化し公表する方法を、各試料採取地点をプロットする方法から、緯度経度各方向 1° を16分割（ 0.0625° 、概略1辺7 km）して、その区画内にある1つの地点をその区画の代表地点として表記する方法に変更した。また代表地点の選び方では、産総研保有試料の分析データを優先し、ない場合には文献データを用いることとした。緯度経度各方向 1° を16分割した区画で表現するのは、高橋ほか（1993）⁴⁾等の地熱資源図において、 42°C 以上の温泉が孤立して存在する場合、温泉から半径5 km以内を地熱資源賦存有有望地域と規定していることを参考としている。緯度経度各方向 1° を16分割する表現法を用いるものに風早ほか（2015）⁵⁾がある。

データベース作成のために用意したデータ項目は以下の通り。

<水試料>

試料名, サンプル ID, 試料採取場所の名称, 試料採取日, 試料採取者, 地質, 緯度・経度（測地系情報含む）, 標高, pH, 水温, 電気伝導度, 試料採取詳細情報, flow rate, スクリーン深度, 孔底深度

化学組成 (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Li^+ , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , OH^- , F^- , NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} , Br^- , I^- , Si^- , B^{3+} , Al^{3+} , As , Cu^+ , Fe , Fe^{2+} , Fe^{3+} , SiO_2 , Pb^{2+} , Hg^{2+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Rb^+ , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Cs^+ , V , Ga)

同位体組成 ($\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, $\delta^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$, ^4He , ^{20}Ne , $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, ^3H , $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{N}_2}$, $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

<ガス試料>

試料名, サンプル ID, 試料採取場所の名称, 試料採取日

化学組成 (He , Ne , H_2 , O_2 , Ar , CO_2 , CO , CH_4 (C1), エタン(C2), プロパン(C3), イソブタン(iso-C4), n-ブタン(n-C4), ネオペンタン(neo-C5), イソペンタン(iso-C5), n-ペンタン(n-C5), 2,2ジメチルブタン(2.2DMB), 2,3ジメチルブタン(2.3DMB), 2メチルペンタン(2MP), 3メチルペンタン(3MP), n-ヘキサン(n-C6))

同位体組成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, ^4He , ^{20}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{40}Ar , ^{84}Kr , ^{132}Xe , $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$).

以下に各登録項目について解説する.

<水試料>

- 試料 ID : 都道府県ごとに整理して、番号を付す. 都道府県は市町村コードのうち上 2 桁で表記する.
- 都道府県 : 試料を採取した都道府県名を示す.
- Gas : # : 同一地点でガス試料を採取し、本データベースにガス組成が登録されている.
\$: ガス組成が不明であるが、遊離ガスが付随することが確認されている.
- pH : pH 値
- 温度 : 地下水の湧出、汲み上げ時の温度 (°C)
- balance : 下記に示す(2)の電荷バランスのチェックによって、化学組成データの登録を行わなかった試料に&を付す.
- 化学組成 : 化学組成の分析値を登録. Fe については、2 価・3 価のデータがあるものはそれぞれ、 Fe^{2+} 、 Fe^{3+} に登録し、全量のみしかわからないものを Fe へ登録する. 同一イオンで 2 つの項目があるものについては、分析の精度が異なる.
- $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$: 水の水素同位体比 (‰-SMOW) と酸素同位体比 (‰-SMOW). 水の水素・酸素同位体比の分析は従来質量分析法のみにて行われてきたが、近年レーザー分光 (CRD) 法による分析も急速に普及し始めている. 両者の分析精度は若干異なるため、深層地下水データベースには両者を分けて登録する.
- $\delta^{13}\text{C} \cdot \delta^{14}\text{C}$: 全炭酸の炭素安定同位体比 (‰-PDB) と放射性炭素同位体比 (‰)
- $^4\text{He} \cdot ^{20}\text{Ne}$: 地下水 1g に含まれる ^4He と ^{20}Ne の標準状態での体積 ($\text{cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$)
- $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$: 上記 2 成分の比
- $^3\text{He}/^4\text{He}$: 地下水中のヘリウム同位体比
- ^3H : 地下水のトリチウム濃度 (TU)
- $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$: 地下水中の放射性塩素同位体比
- $\delta^{15}\text{N}$: 遊離窒素ガスの窒素同位体比 (‰-AIR)
- $\delta^{34}\text{S}$: 地下水中の硫酸イオンの硫黄同位体比 (‰-CDT)
- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 地下水中の ^{87}Sr と ^{86}Sr の比
- データ元 : 出版物については文献情報を示す. 産業技術総合研究所の分析データには「産業技術総合研究所」を示す.

<ガス試料 (遊離ガス) >

- 試料 ID : 水試料と同時期に同一地点で採取したものに、水試料と同一番号を付す.
- 都道府県 : 試料を採取した都道府県名を示す.
- 組成値 : 化学・同位体組成の分析値を登録する.

データの公開と品質管理

データベースに登録された情報のうち、試料採取場所の名称、採取場所 (緯度、経度)、深度情報などが、個人情報に該当する項目となるため、原則非公開とする.

データベースの信頼性を担保するために、以下の基準を満たしたもののみをデータベースに登録した.

- (1) 水温について、試料採取時の記録により、タンクなどに貯留された水の温度を測定したことが確認できたもので、温泉分析書が入手できているものについては、分析書の水温を登録し、温泉分析書が入手できていないものについては、水温の登録を行わない.

- (2) 化学組成の測定値の妥当性は、電気伝導度と全溶存イオン量との関係、陽イオンと陰イオンの電荷バランスの2項目により検証している。電気伝導度と全溶存イオン量にはおおよそ比例の関係が成立すると考えられることから、この関係から逸脱する地下水試料のE.C.と化学組成の再測定を実施することで検証を行う。電荷バランスについては、pHから算出した H^+ と OH^- を考慮に入れ、 CO_3 が未測定の場合は、水温、pH、 HCO_3^- 濃度と純水における炭酸の解離定数から炭酸種の濃度を算出して検証する。Feの価数が不明なものは2価として計算した。本データベースでは、電荷バランスが10%以上異なる試料の再測定を実施することで検証を行う。再測定により電荷バランスが10%未満であることが確認できない地下水は、データベースに化学組成の登録を行わない。ただし本検証は、産業技術総合研究所地質調査総合センターが保有する分析値を対象とし、文献値については行わない。また、分析値についても、pHが4.8未満あるいは8.3を越えるものについては、陽イオンと陰イオンの電荷バランスがずれている場合でも登録を行った。これは強酸性あるいは強アルカリ性を示す試料は通常の測定項目のみから計算する陽イオンと陰イオンの電荷バランスでは電荷バランスを取ることが容易ではなく、逆にそのために多量の強酸性あるいは強アルカリ性を示すデータが失われることを避けるために行う措置である。
- (3) 水の安定同位体組成 (δD_{H_2O} , $\delta^{18}O_{H_2O}$) は、相互の関係から地下水の起源を知ることができ、この関係から推定される地下水の起源とCl濃度との関係を用いて検証を行う。天水起源であって、高いCl濃度を示す地下水を抽出して、採取地点の地質などを考慮した検討や再測定を実施することで検証を行う。また近年急速に普及し始めたレーザー分光(CRD)法による分析値と、従来の質量分析法による分析値の比較により検証を行う。
- (4) 地下水のトリチウム濃度の精度は、測定のための前処理作業の1つである試料水の濃縮の程度に密接に関連する。深層地下水データベース登録時には、試料水の濃縮に関する記述、あるいはデータを検討することで、その検証を行う。
- (5) 文献データから収集する深層地下水データは、深層地下水の化学組成の時間的な変遷(例えば、高橋ほか, 1998)⁶⁾を知る上でも、あるいは深層地下水の流出域の存否を知る上でも非常に重要であることは論をまたない。ただ化学組成のうち特に微量成分については分析精度に関して問題がある場合も存在するものと考えられる(例えば、高橋ほか, 2000⁷⁾)。そのため今後は、文献データが存在する地点での試料採取、文献データと自前データとの比較、検討を進めることから、文献データの検証、特に化学組成のうち微量成分について検証を行うことが可能になるものと考えられる。

【まとめ】

今年度まで行ってきた深層地下水データベースは、データ拡張に伴う更新及び品質管理による文献データの仕分け抽出等により、データ密度に問題のある地域が存在するものの、ほぼ全国をカバーすることができた。また、沿岸域の地下水流動を解析・評価する上で重要な地理学的・地質学的情報として年平均気温、年平均降水量、表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値を格納していた沿岸域データベースを、より広域な地下水流動解析にも適用できるように、深層地下水データベースのデータ項目に組み込み、両データベースを統合した。統合に当たって、内陸部の地下水採取地および周辺地域についても年平均気温、年平均降水量、表層水の水素・酸素同位体比分布の予測値情報を格納した。

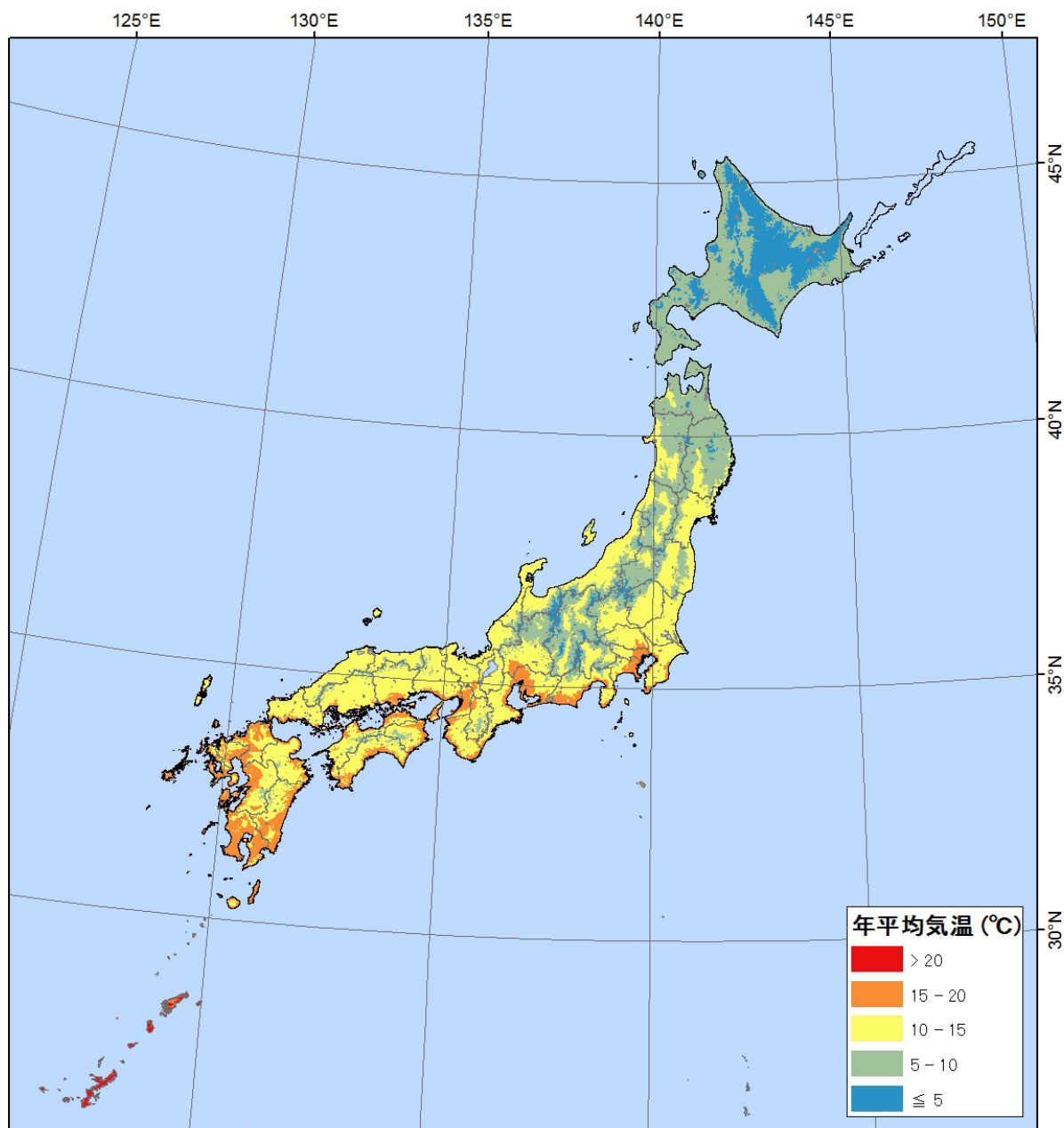


図 3.3.2-1 日本列島における年平均気温分布図

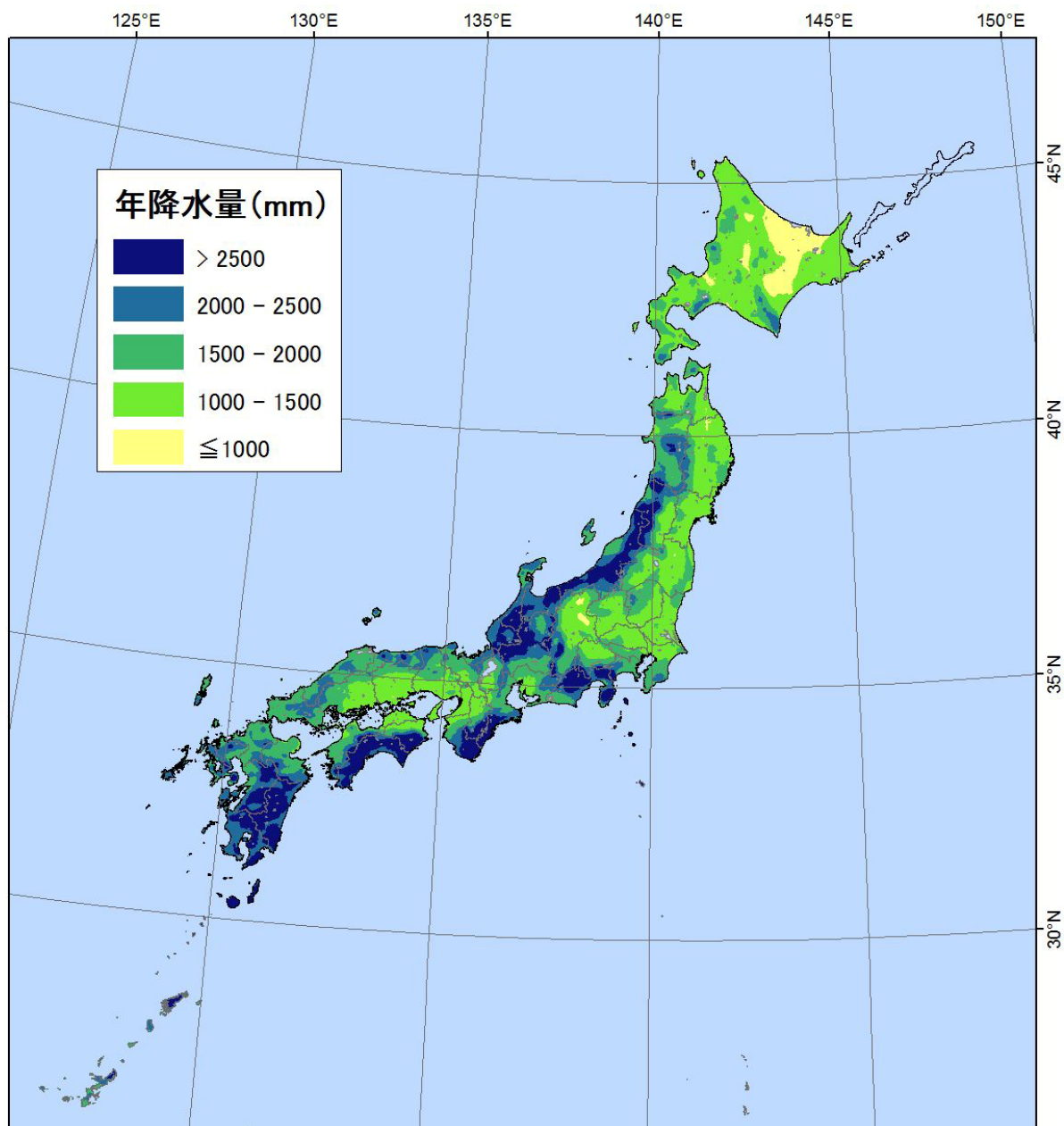


図 3.3.2-2 日本列島における年降水量分布図

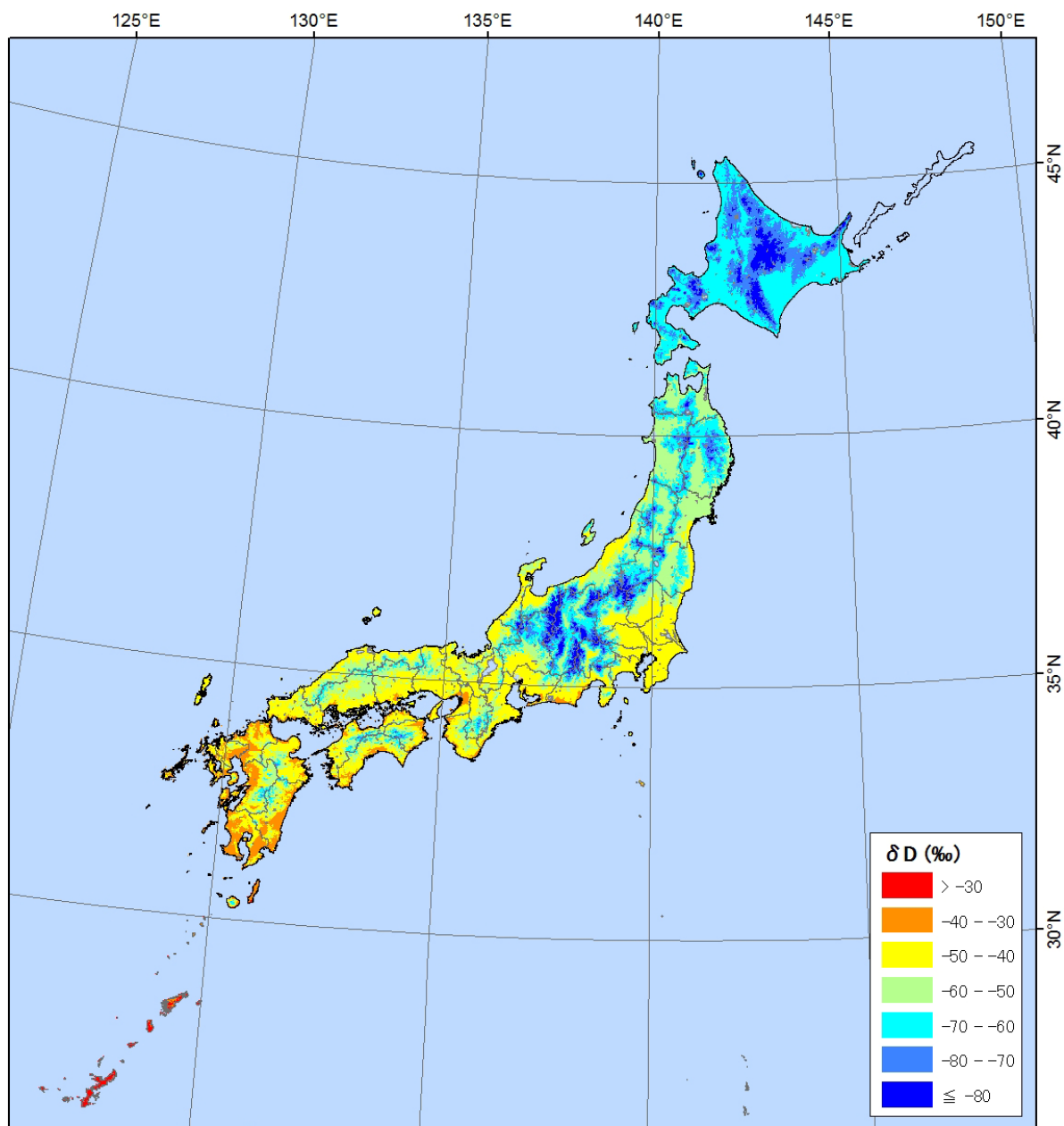


図 3.3.2-3 日本列島における表層水の水素同位体比分布の予測値分布図 (Katsuyama et al., 2015²⁾の渓流水データを元にした.)

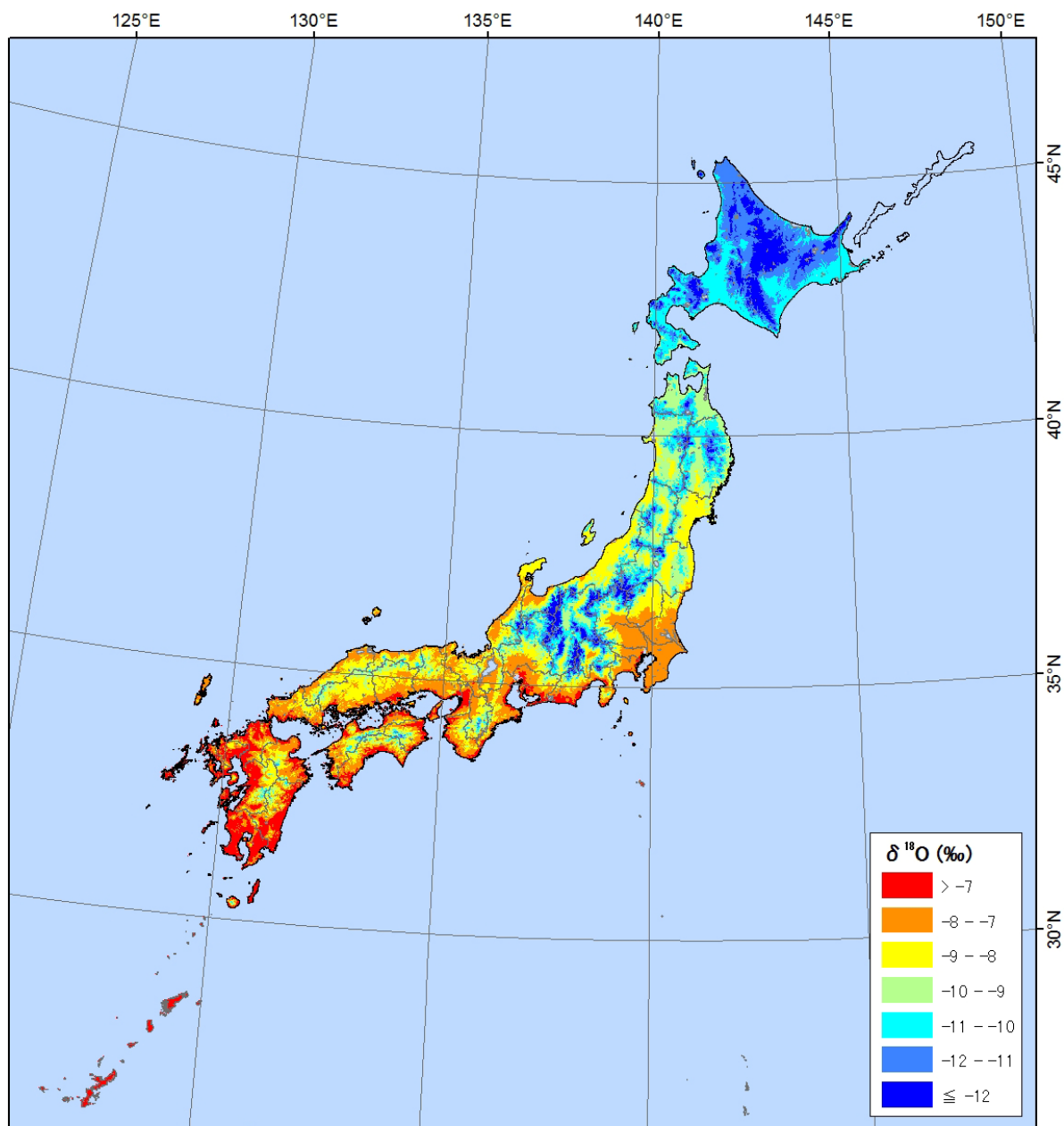


図 3.3.2-4 日本列島における表層水の酸素同位体比分布の予測値分布図 (Katsuyama et al., 2015²⁾の渓流水データを元にした.)

【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の評価手法に関する予察的調査) 事業：平成 28 年度事業報告書.
- 2) Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.19, p.1577-1588.
- 3) 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本 斉・佐藤 努・高橋 浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田 司・大丸 純 (2011) 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, no.532, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 4) 高橋正明・山口 靖・野田徹郎・駒澤正夫・村田泰章・玉生志郎 (1993) 50 万分の 1 新潟地熱資源図および同説明書. 特殊地質図 (31-1), 地質調査所, 116p.
- 5) 風早康平・高橋正明・切田 司・内藤一樹・渡部芳夫 (2015) 日本列島におけるスラブ起源水の上昇地域の分布図, 地質調査総合センター研究資料集, no. 616, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 6) 高橋正明・塚本斉・伊藤順一・安原正也・川邊禎久・遠藤秀典 (1998) 秋田県澄川地すべり後に見られた澄川・赤川温泉の水質. 地すべり, 35, 62-68.
- 7) 高橋正明・佐藤努・前川竜男・佐々木宗建・藤本光一郎・伊藤順一・原山智・及川輝樹・高橋康・吉澤杉洋 (2000) 硫黄沢, 地獄谷および餓鬼谷の温泉水の Br/Cl 比について-花崗岩地帯から放出される水-. 地質調査所報告, 284, 127-132.