

科学研究費補助金「20H01974：琵琶湖深部湖底湧水の地下構造との 関係解明および湖底環境への影響評価」報告書

小泉尚嗣（滋賀県立大学，研究代表者）

1. はじめに

琵琶湖は日本最大の湖である。集水域も広大で、その水収支（年間流入量および年間流出量）は約 60 億 m^3 /年であり、年間流入量のうち十数%が、湖底からの地下水によるものと考えられている（滋賀県，2018）。湖底湧水については、湖岸付近の湧水のみ調べられていて、琵琶湖西岸の湧水量が多いことがわかっている（滋賀県琵琶湖研究所，1985）。しかし湖岸付近以外の湖底湧水は測定が難しく、その実態は未だ明らかになっていない。琵琶湖では、春～秋に湖水が成層構造を作るため、光が届かない湖底では、光合成は困難で、上層からの（酸素も含めた）物質供給も限られる。逆に言えば、深部の湖底湧水からの物質供給があれば、それが湖底の環境に強い影響を与えることになる。さらに暖冬であった 2018 年～2020 年には全総循環が観測されず（滋賀県，2021）、深部湖底湧水による環境への寄与は、より大きくなったと考えられる。地球温暖化を考慮すると、今後も、琵琶湖の全層循環が起きないという現象が頻発する可能性がある。したがって、琵琶湖の湖底環境を考える上で、深部湖底湧水を研究することが重要である。

Kumagai et al. (2021) は、水中音波探査，AUV「淡探」による探索，湖底堆積物の温度勾配測定などによって、北湖西部（高島市沖）の琵琶湖最深部付近で、ガス（メタン 99% 以上）を伴う深部湖底湧水を発見した。水中音波探査では、湧水とともに発生しているガスの泡を音響異常として観測していた。Kumagai et al. (2021) によれば、2009 年から 2012 年にかけて、湧出孔の数は増加傾向にあり、湖底環境への影響が危惧されているが、2013 年以降は深部湖底湧水の調査は十分には行われていない。したがって、この深部湖底湧水の実態と湖底環境への影響を明らかにすることを目的として本研究を 2020～2022 年度に行った。この期間は、新型コロナウイルス感染症の流行時期と重なり、観測機器作成のための部品調達や観測そのものに多大な困難が生じたが、研究分担者の協力と種々の工夫により何とか研究を実施することができた。研究分担者を含む関係者の皆様に深く感謝したい。

2. 本報告書の構成

本研究の構成は以下のとおりである。

2.1 全体の報告概要

- ・科学研究費補助金「20H01974：琵琶湖深部湖底湧水の地下構造との関係解明および湖底環境への影響評価」報告概要-科学研究費助成事業研究成果報告書の内容と同じ。

2.2 分野毎の個別の詳細な報告

- ・湧水活動域における熱流量測定と長期温度計測（山野誠・後藤秀作・濱元栄起）
- ・小型 ROV による湖底観察と鉛直電極アレイによる電気探査（笠谷貴史・後藤慎平・後藤忠徳）
- ・琵琶湖最深部における細菌群集構造解析（細井祥子（田辺祥子））
- ・琵琶湖西岸地域における地下水と温泉水と湖底湧水との関係（岸和央）
- ・琵琶湖深部湖底湧水の地下構造との関係および湖底環境への影響（小泉尚嗣・谷口和真・池藤泰斗・豊田はるか）

参考文献

- Kumagai, M., R.D.Robarts, and Y.Aota (2021), Increasing benthic vent formation: a threat to Japan' s ancient lake, Scientific Reports, doi.org/10.1038/s41598-021-83649-4.
- 滋賀県琵琶湖研究所(1985), 湖底の湧水を探る, 琵琶湖研究所ニュース, 14, <https://www.lberi.jp/app/webroot/files/03yomu/03-01kankoubutsu/03-01-02biwakomirai/files/files/14.pdf>, (参照 2023-07-10).
- 滋賀県(2018), 琵琶湖ハンドブック三訂版, <https://www.pref.shiga.lg.jp/ippan/kankyoshizen/biwako/11346.html>, (参照 2023-07-10).
- 滋賀県(2021), 琵琶湖なう 2021,14, <https://www.pref.shiga.lg.jp/file/attachment/5370916.pdf>, (参照 2023-07-10).

科学研究費補助金「20H01974：琵琶湖深部湖底湧水の地下構造との 関係解明および湖底環境への影響評価」報告概要

小泉尚嗣¹⁾・山野誠²⁾・笠谷貴史³⁾・後藤慎平⁴⁾・岸和央⁵⁾・田辺祥子¹⁾・

丸尾雅啓¹⁾・後藤忠徳⁶⁾

1)滋賀県立大学, 2)東京大学, 3)海洋研究開発機構, 4)東京海洋大学,

5)立正大学, 6)兵庫県立大学

1. 研究開始当初の背景

琵琶湖は日本最大の湖である。集水域も広大で、その水収支（年間流入量および年間流出量）は約 60 億 m³/年であり、年間流入量のうち十数%が、湖底からの地下水によるものと考えられている（滋賀県, 2018）。湖底湧水については、湖岸付近の湧水のみ調べられていて、琵琶湖西岸の湧水量が多いことがわかっている（滋賀県琵琶湖研究所, 1985）。しかし湖岸付近以外の湖底湧水は測定が難しく、その実態は未だ明らかになっていない。琵琶湖では、夏に湖水が成層構造を作るため、光が届かない湖底では、光合成は困難で、上層からの（酸素も含めた）物質供給も限られる。逆に言えば、深部の湖底湧水からの物質供給があれば、それが湖底の環境に強い影響を与えることになる。さらに暖冬であった 2018 年～2020 年には全層循環が観測されず（滋賀県, 2021）、深部湖底湧水による環境への寄与は、より大きくなったと考えられる。地球温暖化を考慮すると、今後も、琵琶湖の全層循環が起きないという現象が頻発する可能性がある。したがって、琵琶湖の湖底環境を考える上で、深部湖底湧水を研究することが重要である。

Kumagai et al. (2021) は、水中音波探査, AUV 「淡探」による探索、湖底堆積物の温度勾配測定などによって、北湖西部（高島市沖）の琵琶湖最深部付近で、ガス（メタン 99% 以上）を伴う深部湖底湧水を発見した。水中音波探査では、湧水とともに発生しているガスの泡を音響異常として観測していた。Kumagai et al. (2021) によれば、2009 年から 2012 年にかけて、湧出孔の数は増加傾向にあり、湖底環境への影響が危惧されているが、2013 年以降は深部湖底湧水の調査は十分には行われていなかった。

2. 研究の目的

琵琶湖深部湖底湧水の現状を把握して湖底地下構造との関係を明らかにする一方、同湧水の湖底環境への影響を評価すること。

3. 研究の方法

3.1 水中音波探査

深部湖底湧水はガス（泡）を伴うので、水中音波探査を行うと、ガスが鉛直方向の音響異常として検出できる。水中音波探査を用いることで湧出孔の分布を明らかにできる。得られた湧出孔分布と湖底地下構造とを比較検討する。

3.2 熱フラックス測定

琵琶湖北西部の活発な湧水活動が観察されている地域 Y1 (35°20'N, 135°06'E 付近, 水深 90~100m) の周辺で、多数の温度センサーを備えたプローブを湖底堆積物に突き刺して、堆積物中の温度分布を測定する。湖底水温の時間変動の影響を考慮した解析を行い熱流量を求める。また、複数の小型温度計をプローブに取り付けたものを堆積物に突き刺して設置し、長期間の連続測定を行う。得られた温度記録を解析することにより、湖底湧水の流量変化を推定する。

3.3 小型 ROV による湧水孔周辺の湖底観察

湧水孔周辺に小型 ROV を送り込み、取り付けたカメラで湧水孔周辺の湖底を観察する。

3.4 Y1 での鉛直方向における湖水の水温・水質測定

深部湖底湧水の影響で湖水にどのような変化があらわれているのかを明らかにするため、Y1 と滋賀県立大学の琵琶湖定期観測点 T1 (35°22'N, 135°06'E 付近, 水深 90m, 深部湖底湧水のない地点) において鉛直方向における水温・水質等の測定 (CTD 調査=船上からセンサーを水中に下ろすことによって行う調査) を行う。また、同じ場所で、深度 5m, 深度 50m, 湖底直上 (深度 90m 程度) の 3 深度で採水を行い、その水質および水素・酸素同位体比を調べる。Y1 と T1 で得られた結果について比較検討する。

3.5 ガスの採取と分析

Y1 周辺で、水面に上がってくるガスを水上置換で採集する。採集したガスサンプルのメタン濃度とメタンの水素・炭素同位体比を分析し、メタンの起源を推定することで深部湖底湧水の生成機構も推定する。

3.6 深部湖底湧水周辺の細菌調査

深部湖底湧水周辺で、湖面付近～湖底付近まで深さの異なる場所で採水し、フィルターで濾過して細菌を採取した後、DNA を抽出する等して解析を行う。

3.7 湖西地域の地下水・温泉水・河川水と湧水孔付近の湖水の酸素・水素同位体比の比較

湖西地域の地下水・温泉水と湧水孔付近の湖水を採水して、酸素・水素同位体比を測定し、湖西地域の地下水・温泉水と深部湖底湧水との関係を推定する。

4. 研究成果

4.1 水中音波探査

Kumagai et al. (2021) の報告では、湧出孔の分布は、琵琶湖の北西部に南北に 10km 程度の長さで線上に分布しているが、今回の調査で得た現時点のガス音響異常（36 カ所）の分布は、東西約 2 km、南北約 4 km 以上の領域に概ね帯状に並んでいることがわかった。他方、この付近の湖底に断層構造は認められない。また、このガス音響異常は、Kumagai et al. (2021) が指摘するように、湖底堆積物の厚みが 500m 未満の所に概ね分布している。これは、基盤と湖底堆積物との間の不整合面が湖底下 500m 以浅の所に、ガス音響異常が多く存在する事を意味する。他方、特に活発な湧水活動が観察されている地域 Y1 は、基盤が露出していると思われる湖底の高まりと湖底堆積物との境界（不整合面）付近に位置する。以上を考慮すると、深部湖底湧水は、断層ではなく、基盤と湖底堆積物との間の不整合面に沿って湧出している可能性がある。

4.2 熱フラックス測定

Y1 付近で通常の数倍異常の高熱流量が測定された。高熱流量が測定された点は半径 100 m 程度の範囲に集中しており、堆積物中の顕著な流体上昇（湧水）は狭い地域に局在していると考えられる。長さ 2 m のプローブに自記式の小型温度計 6 台を取り付けたものを、2022 年 10 月 5 日に堆積物に突き刺して設置し、2023 年 3 月 25 日に回収した。良質の温度データが得られており、今後解析を進める。

4.3 小型 ROV による湧水孔周辺の湖底観察

湧水孔周辺と考えられる湖底に多数の変色域があることを確認した。このような変色域は比較的狭い範囲に集中して存在していた。この変色域周辺で、ヨコエビ類を確認した。また、凹地状の変色域を確認し、その変色域からガスが放出され上昇していく様子を観察した。変色域の実態は不明だが、深部湖底湧水によって生じたと考えられるので、深部湖底湧水の水質は湖底付近の湖水のそれとは異なると考えられる。他方、ROV を用いた湖底湧水の直接採取はできなかった。

4.4 Y1 での鉛直方向における湖水の水温・水質測定

2021 年 9 月～2022 年 7 月に Y1 において鉛直方向の水温・水質測定を 7 回行った。7 回中の 5 回は、T1 と Y1 で水温・水質に差異は認められなかったが、2 回については湖底付近で水質に有意な差が認められた。また、その 2 回中の 1 回については、水素・酸素同位体比についても差が認められた。深部湖底湧水は、通常時は湖底環境に影響を与えていないが、時期によっては、影響を与えている可能性がある。

4.5 ガスの採取と分析

2022 年 9 月 12 日に、Y1 付近の湖面上で採集したガス中のメタン濃度は 30～60% であった。メタンの水素・酸素同位体比から、採集したガスは、有機起源（湖底堆積物内の有機

物にメタン生成菌が作用したもの) であると考えられた。

4.6 深部湖底湧水周辺の細菌調査

2022年7月26日に採取した水について、細菌群集構造解析を行なった。その結果、深底のみに生息する細菌群集が一部みられた。しかしながら、これらの細菌群集が湧水からの物質供給に関連するものであるかの判断は困難であった。また、深部湖底湧水周辺で、メタン生成菌が存在することを確認した。

4.7 湖西地域の地下水・温泉水・河川水と湧水孔付近の湖水の酸素・水素同位体比の比較

湖西地域の地下水・温泉水・河川水と湧水孔付近の湖水の酸素・水素同位体比は、降水の回帰直線付近に分布することから、主に降水起源であると考えられた。

5. 深部湖底湧水の湖底地下構造との関係と湖底環境への影響

深部湖底湧水は、基盤と湖底堆積物との間の不整合面を経路として湧出していると考えられる。その経路では、周囲より温度が高くなることが想定され、その結果、メタン生成菌が活性化され、周囲の有機物を使ってメタンを生成し、湧水と一緒に湖底に出ているのかもしれない。湖底環境への影響は通常は軽微だが、時期によってはある程度の影響を与えている可能性はある。

参考文献

Kumagai, M., R.D.Robarts, and Y.Aota (2021), Increasing benthic vent formation: a threat to Japan's ancient lake, Scientific Reports, doi.org/10.1038/s41598-021-83649-4.

滋賀県 (2018), 琵琶湖ハンドブック三訂版, <https://www.pref.shiga.lg.jp/ippan/kankyoshizen/biwako/11346.html>, (参照 2022-06-21) .

滋賀県立大学 (2021) 実習調査船「はっさかII」のお披露目会を開催しました, <http://www.usp.ac.jp/topics2/p567/>, (参照 2022-06-21) .

滋賀県琵琶湖研究所(1985), 湖底の湧水を探る, 琵琶湖研究所ニュース, 14, <https://www.lberi.jp/app/webroot/files/03yomu/03-01kankoubutsu/03-01-02biwakomirai/files/files/14.pdf>, (参照 2022-06-21) .

湖底湧水活動域における熱流量測定と長期温度計測

山野誠（東京大学），後藤秀作（産業技術総合研究所），

濱元栄起（埼玉県環境科学国際センター）

1. はじめに

琵琶湖湖底において観察されている湧水活動は，湖底の堆積物中を流体（水やガス）が上昇していることを示唆している．流体が移動することにより熱が運ばれるため，湧水活動域では，湖底における熱流量が周囲に比較して高いことが期待される．海域での例であるが，南海トラフ陸側の付加体に発達する逆断層の近傍において，断層崖の下部で周囲より高い熱流量が測定され，断層に沿った流体の上昇を示唆するものと考えられている（Yamano et al., 2014 等）．また，潜水船を用いた高密度の測定によっては，数十 m スケールの局所的な高熱流量異常も検出されている（Kawada et al., 2014）．琵琶湖湖底においても，熱流量の空間変動を詳しく調べることにより，湧水（流体上昇）がどのように分布しているかの情報が得られると期待される．

湧水活動による熱流量異常を捉えるには，その地域における標準的な熱流量（バックグラウンド）の値を知ることが必要である．琵琶湖周辺地域では 6 地点で熱流量が測定されており，その値は $44\sim 65\text{ mWm}^{-2}$ の範囲である（濱元・山野，2019）．このうち 1 点は，湖の中央部に位置する掘削調査の孔井であり，熱流量は 50 mWm^{-2} である．これらの値より，本研究の調査対象である琵琶湖北西部における標準的な熱流量は $50\sim 60\text{ mWm}^{-2}$ 程度と推定される．

琵琶湖湖底からの湧水活動に伴う熱流量異常を調べる初めての試みは，2010 年 5 月に行われたものである．次章に述べる本研究での測定と同様の方法により，表層堆積物中の温度分布の測定が 5 地点で行われ，うち 1 地点（湧水が報告されていた場所の近傍，図 2 の ☆）で非常に高い温度勾配（ $\sim 300\text{ mK/m}$ ）が得られている．また，2010 年 7 月～2012 年 1 月に行われた堆積物中での長期温度測定の結果も， 200 mK/m 程度の高い温度勾配を示している（Kumagai et al., 2021）．これらは，湖底水温変動の影響（後述）を考慮しても有意に高い値であり，堆積物を通して流体が上昇していることを示すものである．

2. 熱流量（温度勾配）の測定

本研究では，多数の温度センサーを備えたプローブを湖底堆積物に突き刺すという方法により，表層堆積物中の温度分布を測定した．湖底における熱流量を求めるには，得られた温度分布について湖底水温変動の影響を補正して温度勾配を求め，これに堆積物の熱伝導率をかける必要がある．本研究の目的は，湧水活動に伴う高熱流量を検出し，その分布を調べることであるから，熱流量ではなく温度勾配の値を用いて議論を進める．

測定には，深海底での熱流量測定用の装置を用いた．外径 $8\sim 10\text{ mm}$ ，長さ約 1 m の管に $5\sim 9$ 個の温度センサー（サーミスタ）を封じたもの 2 本を，長さ 3 m のプローブ（棒）に取り付けている（図 1，センサー数の合計は $12\sim 16$ 個）．これを船からワイヤーで吊り降

ろし、堆積物に突き刺して温度分布を測定する。装置の傾斜角も測定しており、プローブが傾いて刺さった場合に温度勾配の補正が可能である。

測定は、2020年11月、2021年5月、2021年11月、2022年10月に、実験調査船「はっけん号」(NPO法人びわ湖トラスト)を用いて実施した。測定日、測定点の位置・水深等を表1にまとめた(プローブが堆積物に貫入しなかった点を除く)。表1に示した位置は、プローブが堆積物に貫入した時点の船の位置(GPSによる測位)であり、湖底のプローブの位置と少し異なる可能性がある。このため、2021年11月及び2022年10月の調査では、浅海用の位置検知装置を測定装置の約20m上に取り付け、音響パルスを用いた位置決定を試みた。船の動揺等により、精度のよい位置決定はできなかったが、船の位置と測定装置の位置との差は約20m以下に収まることがわかった。

測定を行った場所は、1地点(2020年11月のHakken202011 HF02)を除いて、35°20'N, 135°06'E付近に集中している(図2)。これは、この付近において、湖底からのガス湧出によると思われる水中音響異常が継続的に観測され、2021年5月の調査によって高い温度勾配が測定されたことによる。狭い範囲で高密度の測定を行い、高熱流量の分布や時間変動を調べようとしたものである。

得られた表層堆積物中の温度分布(温度プロファイル)の例を、図3に示す。プローブがどこまで貫入したかは不明で、縦軸の深度は、プローブの上端が湖底面にあったと仮定した場合のものである。

3. 湖底水温変動の影響評価

琵琶湖の水深は最大でも100m程度と浅く、湖底の水温は大きく変動することが知られている。したがって、表層堆積物中の温度分布は湖底水温の時間変動の影響を強く受けていると考えられる。2020年11月に測定された温度プロファイルが、すべて負の温度勾配であることから、水温変動の影響が大きいことがわかる。

水温変動の影響を補正するには、長期にわたる水温変動の記録が必要であるが、今回の調査地域ではそのデータは得られていない。このため、約8km北に離れた、ほぼ同じ水深の地点における湖底水温の長期計測記録(熊谷道夫, 私信)を用いて、水温変動の影響を見積もった。その結果、標準的な熱流量(50~60 mWm⁻²)では温度分布が大きく乱されるのに対し、200 mWm⁻²を超えるような非常な高熱流量であれば、長さ3mのプローブで測定したデータからでも、熱流量が高いことが識別可能であることが判明した。

図4は、湖底水温の変動記録から計算した堆積物中の温度プロファイルと観測されたプロファイルと比較したものである。湖底水温と温度プロファイルの測定点が離れていること、プローブの貫入深度が不確定であること等に注意が必要であるが、このような比較により、擾乱を受けていない温度勾配(熱流量)をある程度推定することが可能と考えられる。

4. 熱流量分布の特徴

上記のように、湖底水温変動の影響により、個々の測定について熱流量(温度勾配)を求めることはできないが、200 mWm⁻²を超えるような高熱流量は判別可能である。このよう

な高熱流量は、堆積物中を上昇する流体による熱輸送で生じたもので、その地点では湧水活動が起きていると考えられる。

図 2 では、高熱流量が測定された点を赤、やや高い熱流量の点をオレンジ、それ以外の点を緑で示した。異常な高熱流量は、半径 100 m 程度の範囲に集中している。また、その範囲の中でも高熱流量を示さない点もあり、わずかな距離で熱流量が大きく変動することがわかる。活発な湧水活動は狭い地域に限定され、その中でも局在しているものと推定される。なお、調査船の操船機能の制約により、同じ点で繰り返し測定を行うことができないため、個々の点での熱流量に時間変動があるかは不明である。

5. 長期温度計測

湖底水温の変動は表層堆積物中の温度分布を乱し、熱流量測定の影響になるが、この擾乱を利用して堆積物中の流体流動の情報が得られる。水温変動の影響が堆積物中を伝播する過程は、鉛直方向の流体の流れによって変化するため、堆積物中の温度分布の長期計測記録を解析することにより、流体の上昇速度（流量）を見積もることが可能である（Goto et al., 2005）。本研究では、長さ 2 m のプローブに自記式の小型温度計 6 台及び圧力計 2 台を取り付けたもの（図 5）を湖底堆積物に突き刺して設置するという方法で、温度分布の長期計測を試みた。

装置の設置は、2022 年 10 月 5 日に行った。設置点の位置は 35°20.26'N, 135°06.13'E で、高熱流量が測定された点の近傍である。2023 年 3 月 25 日に回収し、約 170 日間の良質の温度データが得られた。温度分布は高熱流量を示すものであり、水温変動の影響が堆積物中を伝播していく様子が見て取れる。今後解析を進め、有意な流体流動があるかを調べるとともに、より長期の計測を行うことを計画している。

6. まとめ

活発な湖底湧水活動が観察されている地域において、高密度の熱流量測定を実施した。得られた堆積物中の温度分布は湖底水温変動によって乱されており、約 8 km 離れた点での水温記録を用いて擾乱の評価を行った。堆積物中の流体上昇を示唆する異常な高熱流量は、半径 100 m 程度の範囲に集中しており、顕著な湧水は狭い地域に局在していると推定される。

高熱流量域内の 1 地点に長さ 2 m のプローブを突き刺し、温度分布の長期計測を行った。約 170 日間の良質の温度データが得られており、今後解析を進める。

謝辞

「はっけん号」による熱流量測定、及び長期温度計測装置の設置・回収の実施では、以下の方々に大変お世話になりました（敬称略）。熊谷道夫、小泉尚嗣、藤田親亮、川田佳文、谷口和真、「はっけん号」船長・乗員・サポート要員、NPO 法人びわ湖トラスト事務局。熊谷道夫氏には、湖底水温の長期計測記録を提供いただきました。ここに記し、感謝申し上げます。

参考文献

- Goto, S., M. Yamano, and M. Kinoshita (2005), Thermal response of sediment with vertical fluid flow to temperature variation at the surface, *J. Geophys. Res.*, 110, B01106, doi:10.1029/2004JB003419.
- 濱元栄起・山野誠 (2019), 日本列島及びその周辺域の地殻熱流量データベース, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, <https://www.gsj.jp/Map/EN/geology.html>.
- Kawada, Y., T. Toki, M. Kinoshita, M. Joshima, R. Higa, T. Kasaya, U. Tsunogai, K. Nishimura, and K. Kisimoto (2014), Tracing geologically constrained fluid flow pathways using a combination of heat flow measurements, pore water chemistry, and acoustic imaging near the deformation front of the Nankai Trough off the Muroto Peninsula, Japan, *Tectonophysics*, 618, 121-137.
- Kumagai, M., R.D. Robarts, and Y. Aota (2021), Increasing benthic vent formation: a threat to Japan's ancient lake, *Sci. Rep.*, 11, 4175, doi:10.1038/s41598-021-83649-4.
- Yamano, M., Y. Kawada, and H. Hamamoto (2014), Heat flow survey in the vicinity of the branches of the megasplay fault in the Nankai accretionary prism, *Earth Planets Space*, 66:126, doi:10.1186/1880-5981-66-126.

表 I 熱流量測定点

測定日	測点名	北緯	東経	水深 (m)	N
2020/11/12	Hakken202011 HF01B	35°20.21'	136°06.13'	95	14
	Hakken202011 HF01C	35°20.05'	136°06.14'	103	14
	Hakken202011 HF01D	35°20.03'	136°06.13'	102	14
2020/11/13	Hakken202011 HF02A	35°22.24'	136°06.16'	93	14
	Hakken202011 HF02C	35°22.25'	136°06.10'	93	14
2021/05/25	Hakken202105 HF01A	35°20.19'	136°06.17'	104	12
	Hakken202105 HF01B	35°20.24'	136°06.15'	107	12
	Hakken202105 HF01J	35°20.24'	136°06.12'	95	12
2021/05/26	Hakken202105 HF02A	35°20.10'	136°06.23'	101	7
	Hakken202105 HF02B	35°20.11'	136°06.24'	101	7
	Hakken202105 HF03A	35°20.14'	136°06.20'	102	7
2021/11/09	Hakken202111 HF01	35°20.15'	136°06.14'	99	12
	Hakken202111 HF02	35°20.15'	136°06.17'	105	12
2021/11/10	Hakken202111 HF03B	35°20.15'	136°06.20'	94	12
	Hakken202111 HF04	35°20.15'	136°06.16'	80	12
	Hakken202111 HF05	35°20.15'	136°06.30'	89	12
2022/10/4	Hakken202210 HF01A	35°20.24'	136°06.14'	97	16
	Hakken202210 HF02C	35°20.20'	136°06.20'	101	16

N：堆積物中の温度を計測したセンサー数



図1 湖底での熱流量測定に用いた装置のプローブ部分。

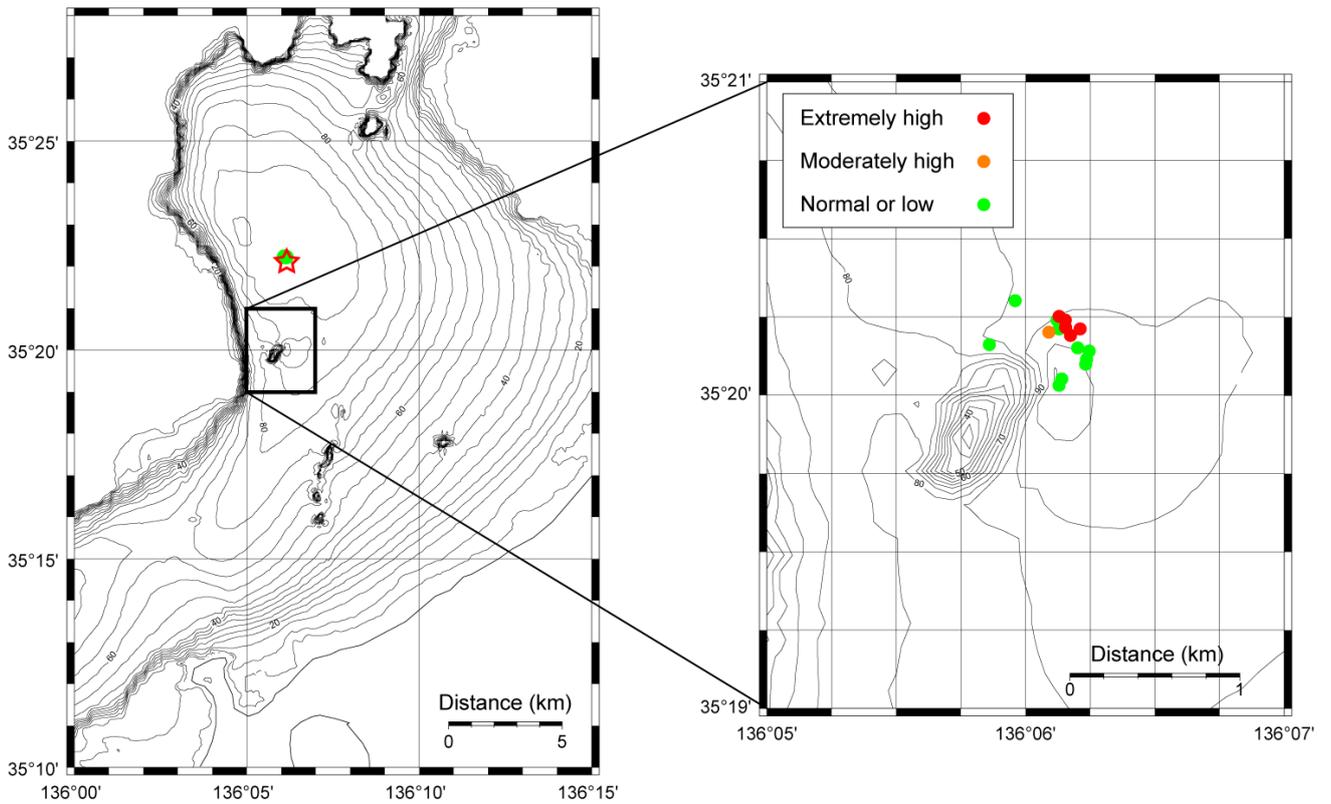


図2 熱流量測定点と異常な高熱流量が測定された点の分布. ☆は2010年に高熱流量が測定された点.

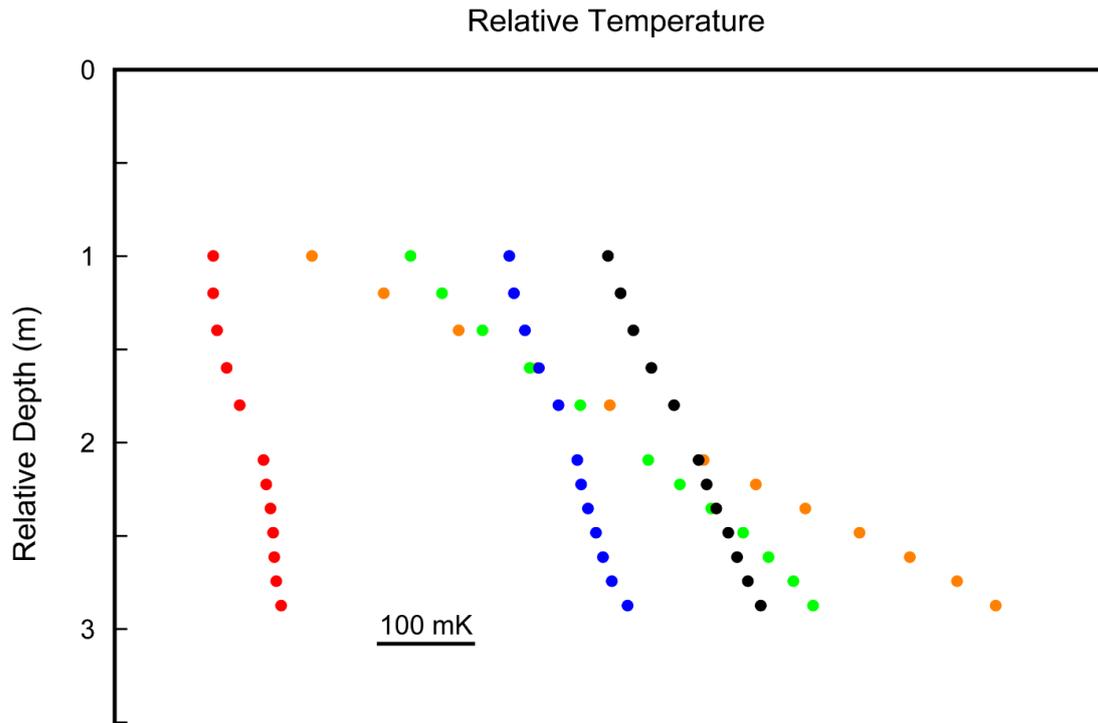


図3 堆積物中の温度プロファイルの例（2021年11月の測定結果）。プロファイルが重ならないよう、測定点ごとに温度をずらせてプロットした。

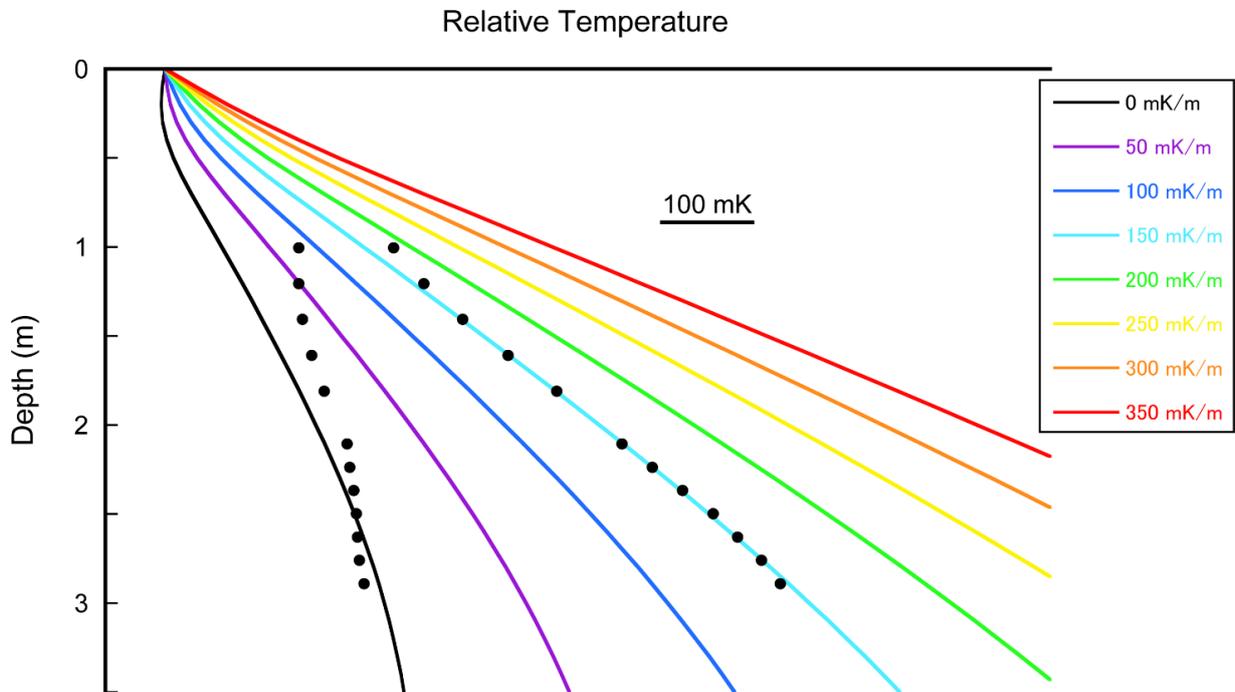


図4 湖底水温の変動記録から計算した堆積物中の温度プロファイルと測定されたプロファイルの比較。2021年11月の測定結果のうち2点を示した。



図5 堆積物中の温度分布の長期計測に用いた装置。

小型 ROV による湖底観察と鉛直電極アレイによる電気探査

笠谷貴史（海洋研究開発機構）、後藤慎平（東京海洋大）、

後藤忠徳（兵庫県立大学）

1. はじめに

高島市沖の琵琶湖北西部には、水深約 90-100m の直径 4km ほどの湖盆が存在し、その中央部を南北に横切るように湖底湧水が分布することが報告されている（Kumagai et al., 2021）。琵琶湖の水収支において、湖底からの地下水の寄与は 10~20% 程度になると推定されているが、地下水によってもたらされる熱や物質も含めて、その実態は明らかになっていない。そのため、湖底湧水の実態を把握するため、我々は小型 ROV による湖底観察を行った。また、湖底の電気伝導度構造を知るために、鉛直電極アレイによる電気探査も試行した。

1. 小型 ROV による湖底観察

湖底での湧水の有無、湖底環境の目視確認およびピンポイント採水を実施するために、2020 年度に水深約 100m である琵琶湖最深部に対応出来る小型の ROV を導入し（図 1）、海洋研究開発機構内での機能確認などを経て、2021 年度から琵琶湖での観測で使用した。潜航調査には、2021 年度より供用を開始した滋賀県立大の実習調査船「はっさかⅡ」を用いている。「はっさかⅡ」では、キャビン内にオペレーション用の PC を設置し、船尾もしくは右舷側より小型 ROV を投入して潜航作業を実施している（図 2）。潜航にあたっては、「はっさかⅡ」に新たに装備されたマルチビーム型の魚群探知機を用いて、湧水に伴う水中音響異常を探索し、明瞭な水中音響異常が検出されたところでアンカーを入れて船位を保持してから ROV の潜航作業を実施している（図 3）。

最初の調査は 2021 年の 4 月 25 日から 28 日にかけて行われ、水中音響異常の観測された水深 90m 前後の高島市沖の湖底（図 4）で湖底の変色域を多数確認することが出来た（図 5）。このような変色域は比較的狭い範囲に集中して存在し、ROV で航走をしていると急に変化の乏しい泥質の湖底になる。そのほか、魚種は確認できなかったが複数の魚影やヨコエビ類も確認できた。2021 年の 8 月 30 日から 9 月 3 日にかけて行われた 2 回目の潜航調査では、1 回目と同様の変色域が観察されたが、一部で凹地状の変色域を多数視認、潜航中にそれらの変色域からバブルが放出され上昇していく様子が観察された（図 6）。水中音響異常が船舶直下近傍で確認される場所では、多くの場合で湖面にバブルの上昇が確認されるため、この気泡が湖底から放出される場所を観察できたものと考えられる。これまでは ROV の主耐圧容器に実装されている FullHD のカメラで画像を取得していたが、カメラのコントラストが低いため、外部カメラとして 4k 画質まで撮影出来るオフラインの高解像度カメラを導入した（図 1）。図 7 は 2021 年の 11 月 29 日から 12 月 3 日にかけて行われた潜航で取得された 4k カメラの画像で、図 5 と比べると格段に高解像度かつコントラストの高い湖底画像を得ることができているのが分かる。特に変色域の中に小さいポ

ックマークが複数存在すること、変色域も白色から黄色掛かったところなど変化に富むことが分かった。また、水中での ROV の位置を検出するための USBL と DVL も導入し、小型 ROV の機能拡張を行った (図 1)。小型 ROV の最大適応深度である水深 100m に近い条件下で常に潜航を行っているためか、3 回目の調査期間からは水中ライトや主耐圧容器への浸水が度々発生し、原因と考えられるコネクタの交換や補修により調査が制限されてしまった。コネクタについては深海用に用いられているような金属製のものに変更するなどの対応を行って行く必要がある。このため、本科研費内において湧水の直接採取の実施には至ることが出来なかった。

2. 鉛直電極アレイを用いた電気探査

湧水に伴う地下構造の有無を検討するために、電気探査装置の製作も行った。湧水域は水深が深いため、探査深度を十分に取れる水平電極展開は困難と考え、海底熱水鉱床探査で成果を上げつつある鉛直電極配置 (笠谷ほか, 2022) を選択した。探査装置の電子回路は、深海用の回路を浅海での小型船舶を用いた曳航探査用に改良した回路をベースに、16ch の電位入力チャンネルを有する機器として製作した。琵琶湖は淡水なので陸上の探査に近い比抵抗を持つため定電流回路として運用した方が良いが、海水用の場合は定電圧回路で構成されているため、将来的にどちらでも対応できる様に定電流、定電圧双方の切替が出来る様に設計した。電子機器は防水のプラスチックケースに収納されている (図 8)。電極は海域で用いている銀・塩化銀電極は使用できないため、炭素棒電橋を採用した。

琵琶湖での初の計測は 2022 年 12 月に実施した。今回は観測ケーブルの都合で、半分の 8ch のみで電位計測を行った。送受信部は 24m で電位電極間隔は 3m としている (図 9)。電源は AC100V 給電を受け、定電圧電源を介して電気探査装置に供給している。電極アレイは、あらかじめテンションメンバ (ベクトランロープ) に沿わせて一定間隔で固定し、舷側から投入作業を行った (図 9)。おおよその投下深度が分かるように、5m 置きにマーカーを付けている。曳航して連続観測を行うことはできず、2 地点 (湧水域 YI, 定点観測点 T1) で定点保持しながら計測を行うに留まった。定点観測点 T1 では、中層でキャリブレーションデータを取得し、その後湖底近傍まで降下させて観測を行った。電気探査の信号は 1 秒毎の交番電流で送信している。計測された送受信データを用いて見掛比抵抗を計算したところ (図 10)、T1 中層でのキャリブレーションデータでは、62~65Ω 程度の比較的一定の値を得た。一方で、測深機で得られている水深まで電極アレイを繰り出し、湖底に電極アレイを近づいた (湖底下の地盤の情報を含む) 場合は、送受信間隔が離れた (深い構造の情報を持つ) 法がより高い見掛比抵抗値を持つことが分かった。一方で、湧水点近傍の YI のデータでは、逆にやや低い見掛比抵抗値を持つように見える。笠谷ほか (2022) によれば、鉛直電極配置の場合、見掛比抵抗は地下の比抵抗構造に対して逆感度となるため、T1 では深部ほど低比抵抗で、YI で深部ほど高比抵抗になると推定される。YI の地点は、比高約 50m の岩体のマウンド近傍にあたるため、この見掛比抵抗値の傾向は、YI 直下表層の堆積物とその下に存在するマウンドを構成する岩体 (堆積物よりは高比抵抗) を検出しているものと思われる。本科研費中では、多数の地点での観測を行う事ができなかったが、場所による有意な差を検出出来たことから、淡水の琵琶湖の条件下でも優位に電気探査を実

施できることが確かめられた。

参考文献

笠谷・川田・岩本 (2022): 鉛直電極アレイを用いた海底電気探査法で得られた海底熱水
鉱床域における比抵抗構造, *物理探査*, **75**, sp42-sp49.

Kumagai, M., R.D.Robarts, and Y.Aota (2021), Increasing benthic vent formation:
a threat to Japan's ancient lake, *Scientific Reports*, doi.org/10.1038/s41598-
021-83649-4.

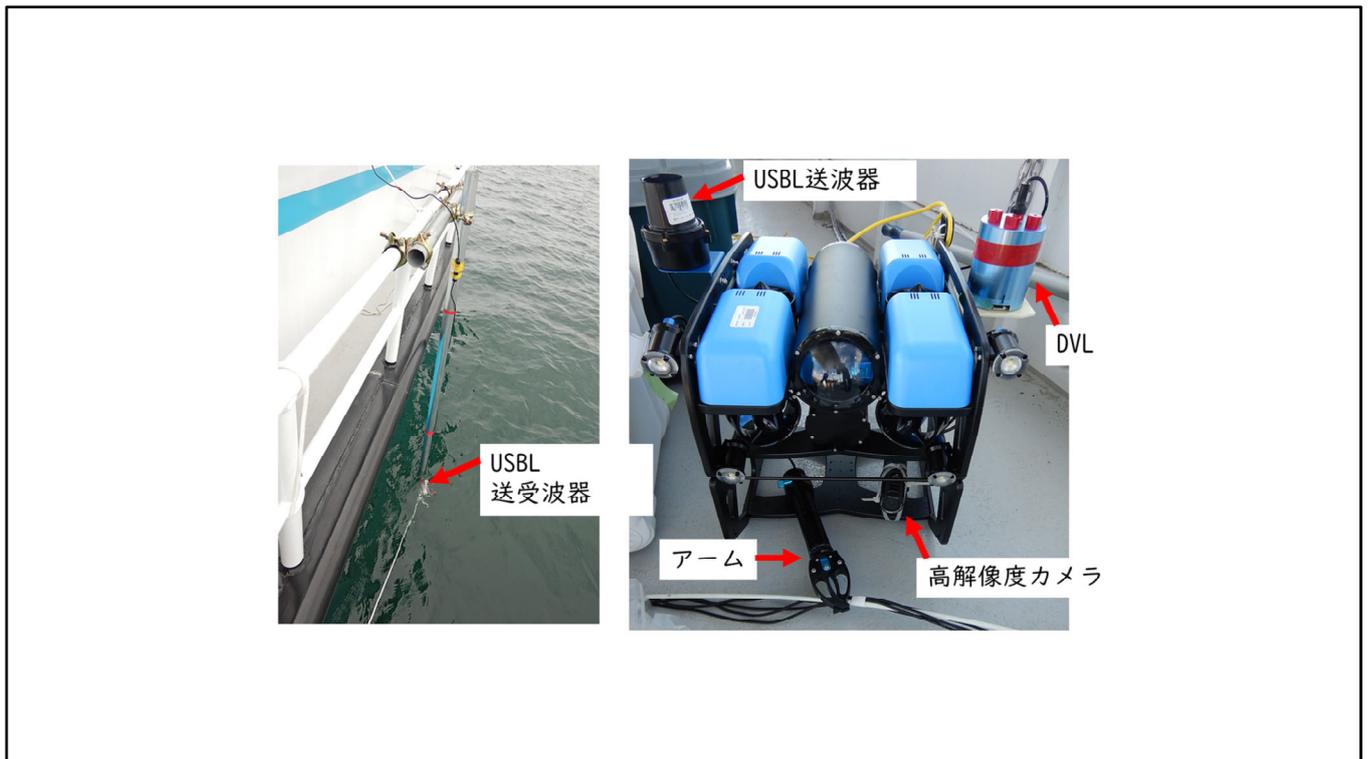


図1 導入した小型ROV.

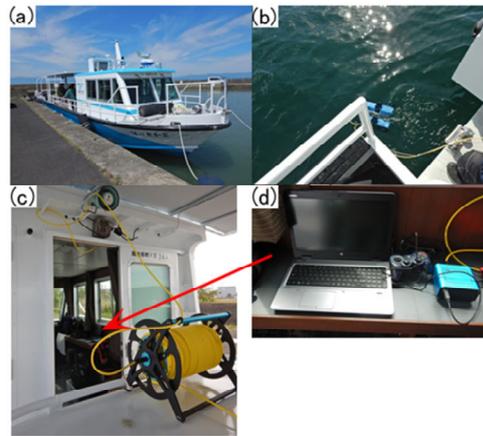
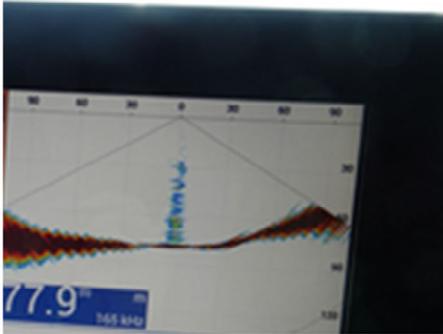


図2 滋賀県立大学の実習調査船「はっさかII（にせい）」（a）、小型ROVを船尾から下した所（b）、小型ROVにつながっている黄色のケーブル（c）とキャビン内に設置した小型ROVのオペレーションシステム（d）。

(a)



(b)



図3 (a)湧水に伴うガスによる鉛直方向の音響異常の検出, (b) オペレーションシステムであるノートパソコンの画面に映る小型ROVの水中カメラの映像, 真ん中下部に小型ROVのアーム(図1)が見える. 操作しているのは著者.

図4

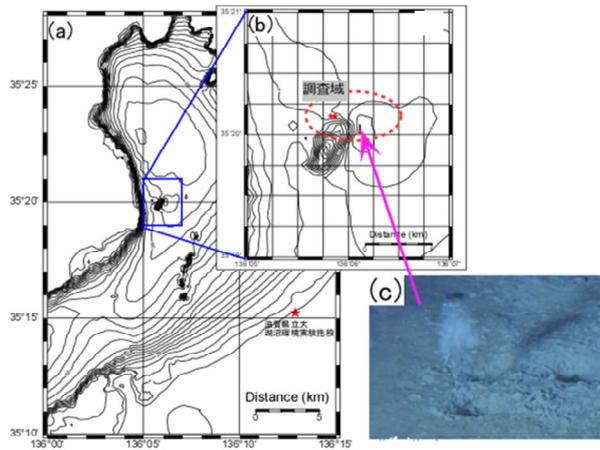


図4 (a)琵琶湖北西部の地図と琵琶湖の等深度線，(b)高島市沖の調査範囲の拡大図，(c)2014年に撮影された深部湖底湧水の湧水孔とそれから出ているガスの様子 (Kumagai et al.,2021) .

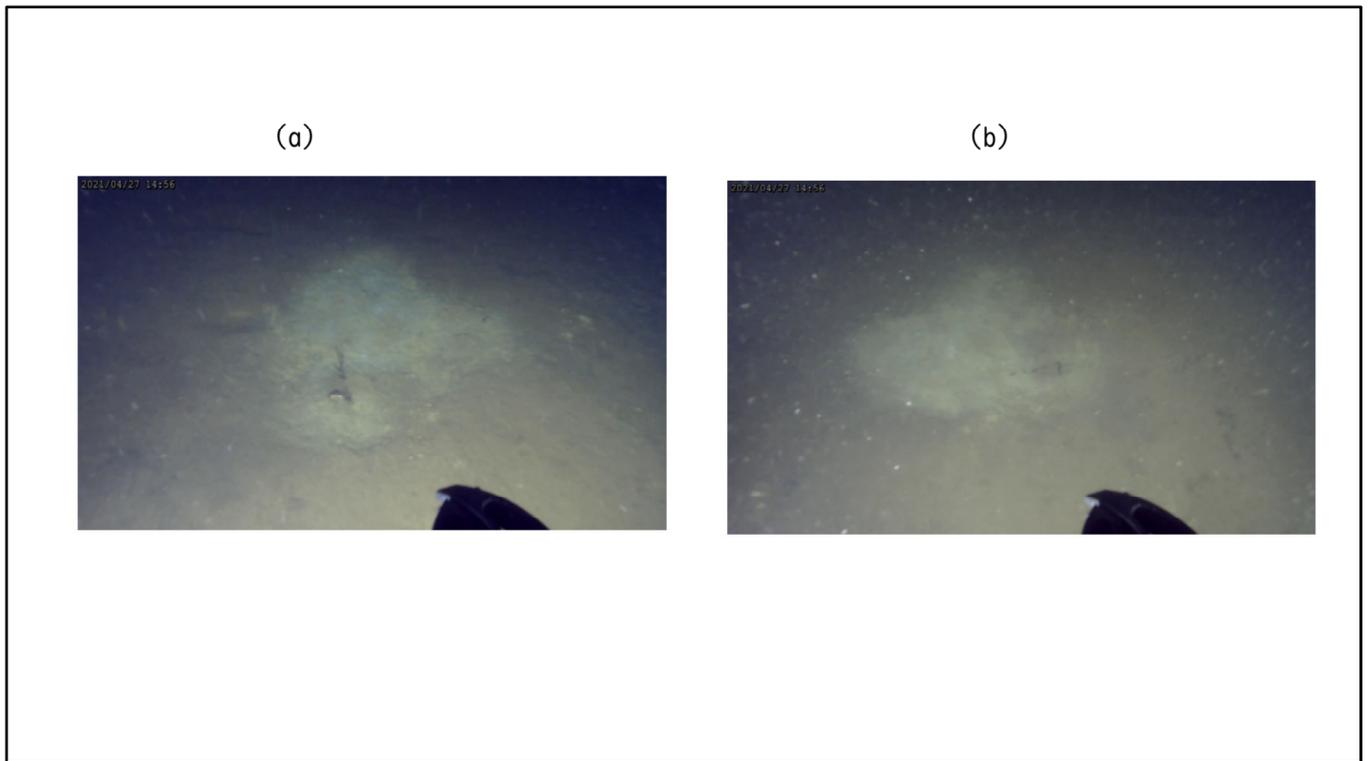


図5 (a),(b)高島市沖の湖底の変色域の例. 写真の下部に見えるのはROVのアーム.

図6



図6 湖底の変色域とバブル.

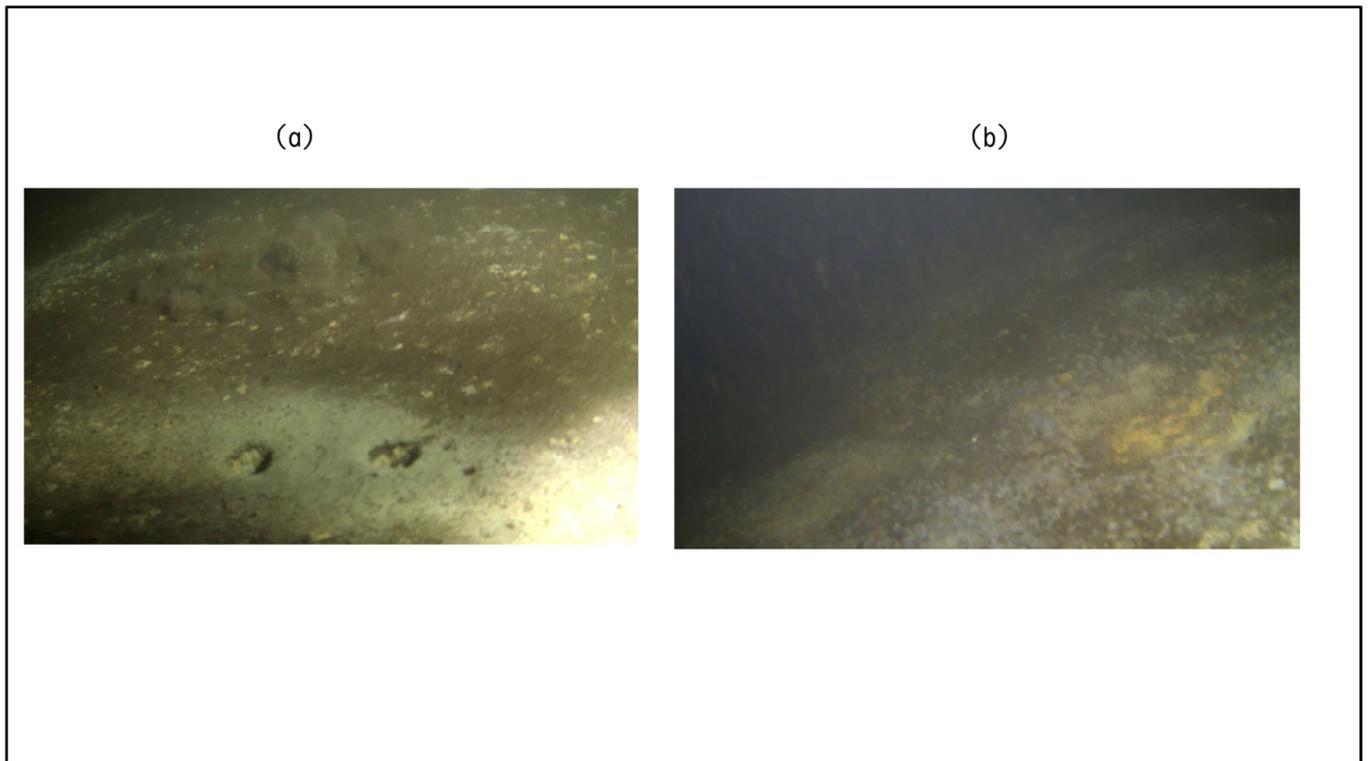


図7 (a),(b) 図1の高解像度カメラによる湖底の変色域の例.



図8 電気探査用の機器.

図9

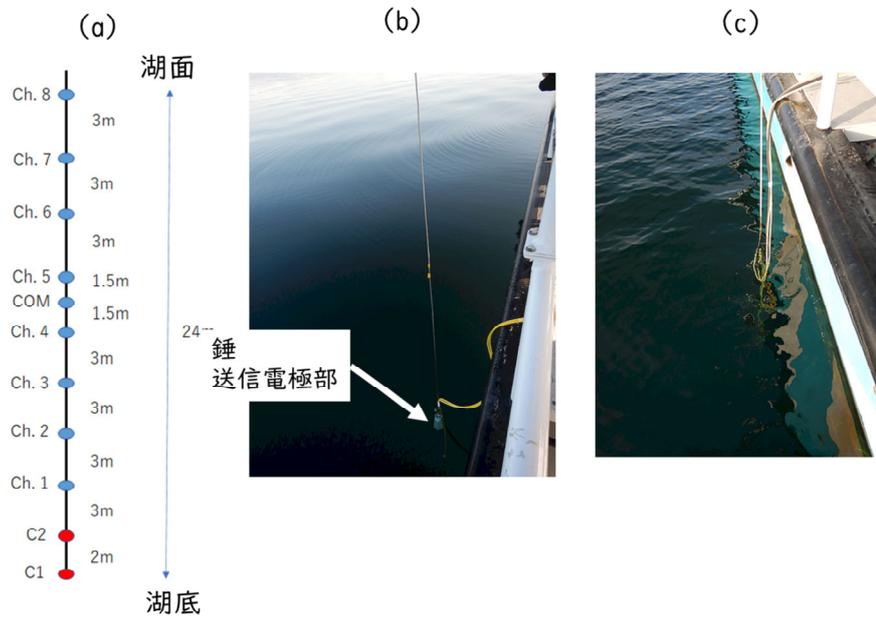


図9 (a)電極アレイの構成図, (b), (c)測定中の様子.

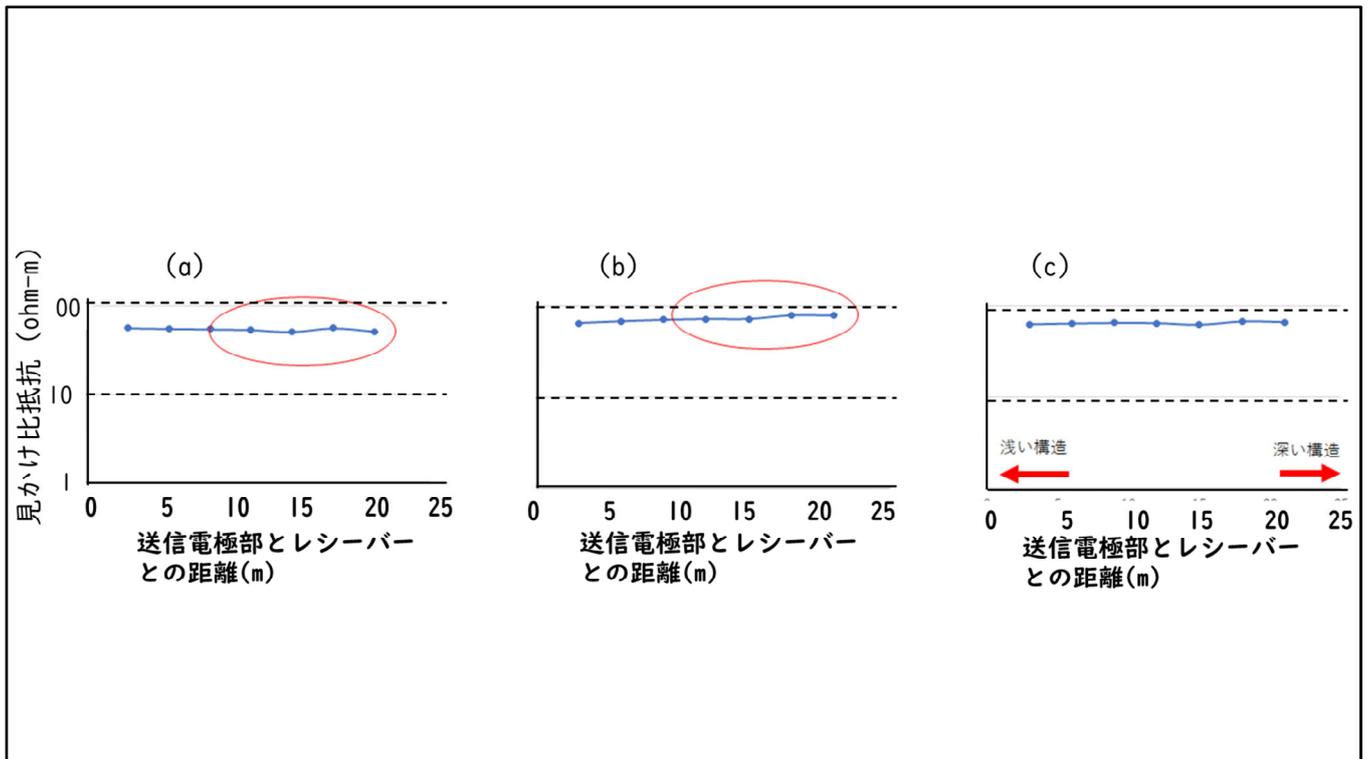


図10 電気探査の測定結果。(a)深部湖底湧水のある場所 (Y1), (b)湖底湧水がない滋賀県立大学の定期観測点 (T1), (c)T1でのキャリブレーションデータ。

琵琶湖最深部における細菌群集構造解析

田辺祥子（滋賀県立大学）

1. 背景

琵琶湖最深部には複数の湧水地点が発見されている。湖底からの湧水による物質供給は、付近の生態系に大きな影響を及ぼしていると考えられる。そこで本研究では、次世代シーケンサーを用いた網羅的解析を行い、琵琶湖最深地点における鉛直的な細菌群集構造の比較を行った。

2. 方法

2.1 サンプルングおよび DNA 抽出

サンプルは 2022 年 7 月 26 日琵琶湖の定期観測地点 T1（北緯 35 度 22.19 分， 136 度 05.83 分，水深 90m）にて，0m、10m、35m、68m、97m からバンドン採水器を用い採取した。試料水 1 L に塩化ベンザルコニウム 1 mL を添加し，クーラーボックスにて低温で実験室に持ち帰り，GF/F フィルター(Whatman/0.7 μm)を用いて濾過した。フィルターから DNeasy PowerWater Kit(Qiagen)を，用いて直接 DNA を抽出した。

2.2 MiSeq によるアンプリコン解析

MiSeq によるアンプリコン解析のライブラリーの作成には，2-step tailed PCR 法を用いた。1 回目の PCR で用いたプライマーは，1st-515f_MIX（5′-ACACTCTTTCCCTACACGACGCTCTTCCGATCT - NNNNN-GTGCCAGCMGCCGCGGTAA）および 1st-806r_MIX（5′-ACACTCTTTCCCTACACGACGCTCTTCCGATCT - NNNNN - GTGCCAGCMGCCGCGGTAA）を用いた。

反応液は，2×PCR Buffer for KOD FX Neo：5.0 ul，dNTPs (each 2 mM)：2.0 ul，10 uM Forward primer：0.2 ul，10 uM Reverse primer：0.2 ul，Template DNA：1.0 ul，KOD FX Neo (1.0 U/μL)：0.2 ul，滅菌超純水：1.4 ul を用い，94℃で 2 分加熱後，98℃・10 秒，50℃・30 秒，68℃・30 秒を 30 サイクル行った後，68℃で 7 秒加熱した。2 回目の PCR では 2ndF および 2ndR プライマーを用いた。反応液は 10x Ex Buffer：1.0ul，dNTPs(each 2.5mM)：0.8ul，10uM Forward primer：0.5ul，10uM Reverse primer：0.5ul，PCR Product：2.0ul，ExTaq HS[TaKaRa](5U/ul)：0.1ul，滅菌超純水：5.1ul の計 10.0ul を用い，94℃で 2 分加熱した後，94℃・30 秒，60℃・30 秒，72℃・30 秒を 12 サイクル後，72℃で 5 分間加熱した。

作製されたライブラリーの濃度測定は Synergy HI (Bio Tek)と QuantiFluor dsDNA System を用いた。ライブラリーの品質確認は Fragment Analyzer と dsDNA 915 Reagent Kit (Advanced Analytical Technologies)を用いた。MiSeq システムと MiSeq Reagent Kit v3 (Illumina)を用いて，2x300 bp の条件でシーケンシングを行った。Qiime2にてキメラ配を除去後，出力した代表配列を BLASTN (ver. 2.12.0)により系統推定を行った。

2.3 多様性解析および機能予測解析

Qiime2 の diversity プラグインを用いてアルファ多様性とベータ多様性の解析を行った。

3. 結果および考察

0m、10m、35m、68m、97m から 7 月に採取した水について、細菌群集構造解析を行なった。その結果、深底のみに生息する細菌群集が一部みられた(図 1 および 2)。しかしながら、これらの細菌群集が湧水からの物質供給に関連するものであるかの判断は困難であった。また、アーキアは深度がますにつれて相対量が増加した(図 2)。アーキアのうち、相対量 >0.01% ではあったが 35m、68m、97m においては、メタン生成菌の存在が明らかとなり、これらの深度においてはメタンの生成が行われている可能性が示唆された。細菌の多様性は深度が深い程高い傾向があり、68m > 90m > 35m > 10m > 0m の順であった。表層からの細菌の沈降があることが影響していると考えられた。Weighted Unifrac での主座標分析(PCoA)によってサンプル間の細菌群集の類似度を評価した結果、10m 以浅と 35m 以深でそれぞれ群集の構造が異なることが明らかとなった。これは夏場に 10-20 付近で形成される水温躍層の影響であると考えられた。

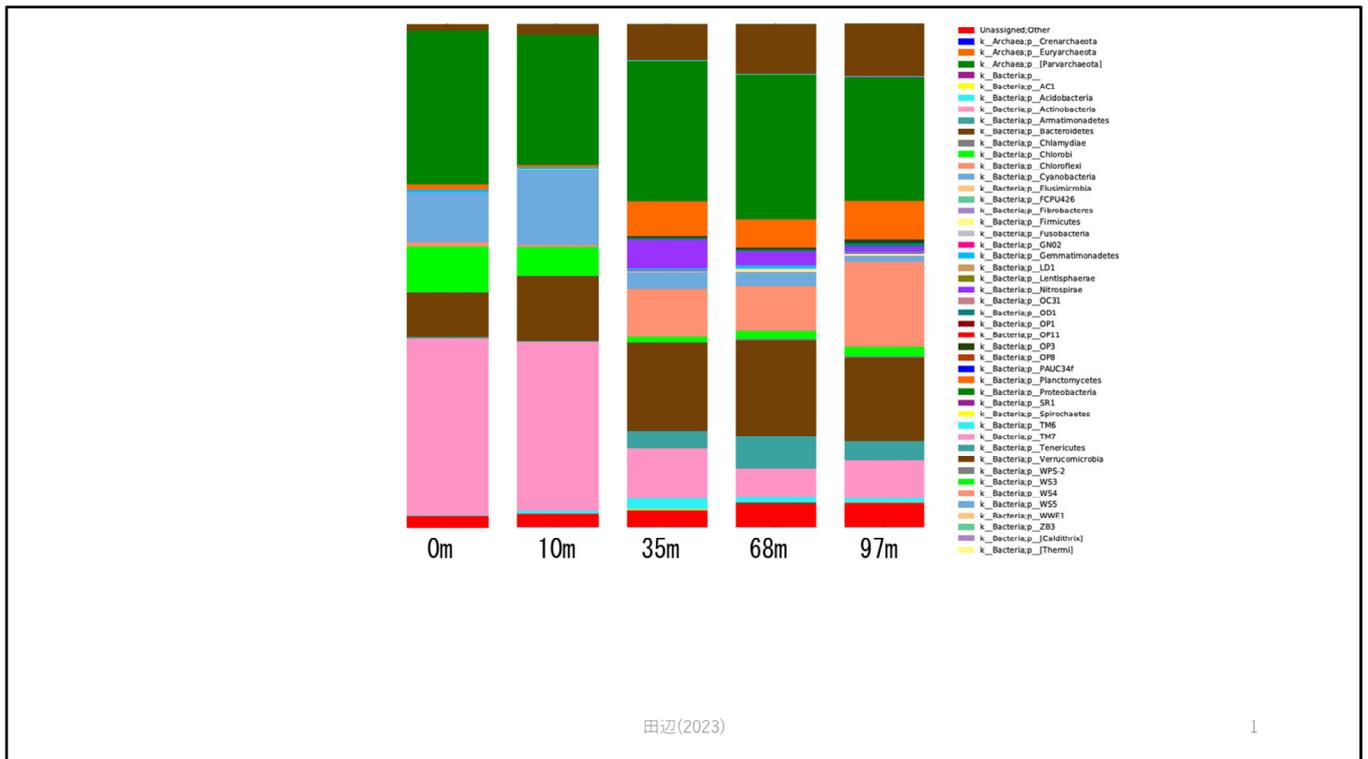


図1 各深度における細菌群集構造解析

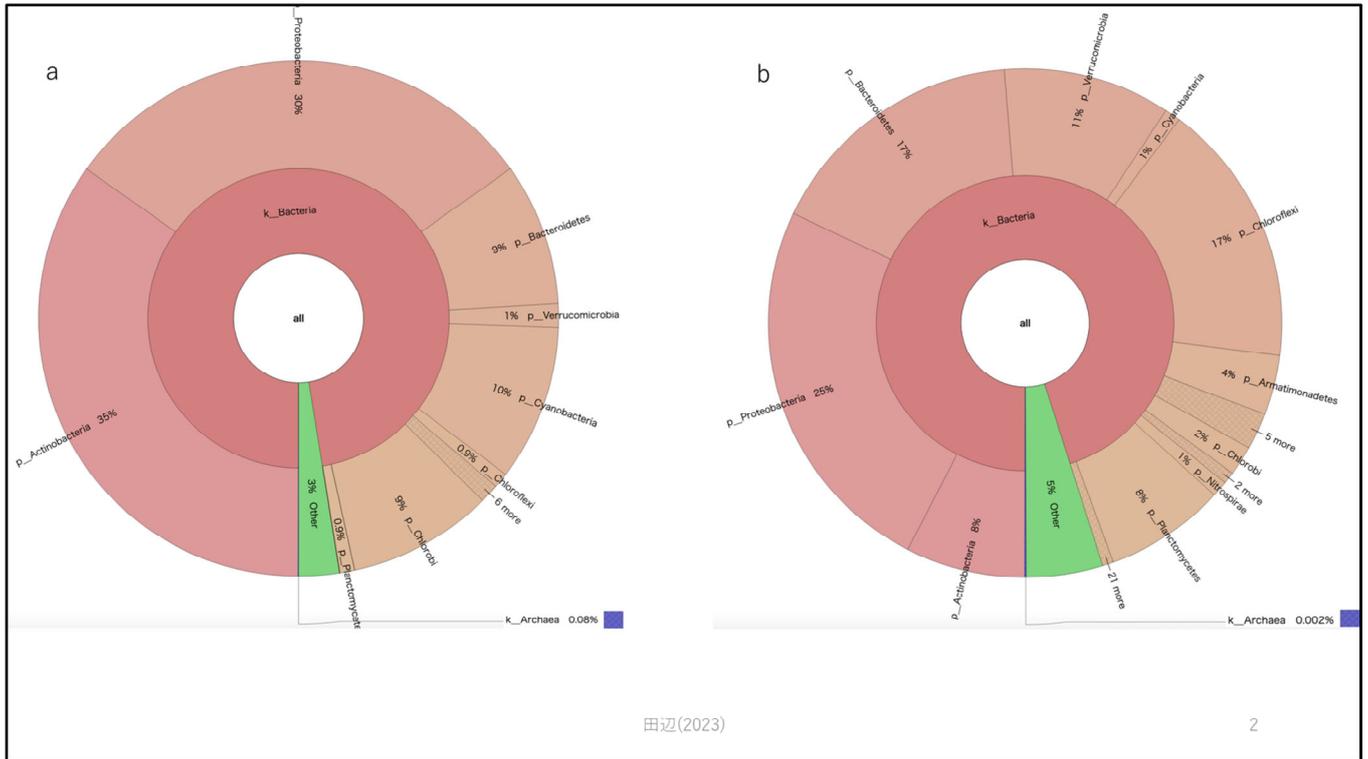


図2 表層 (a, 0m) および最深部 (b, 97m) における細菌群集

琵琶湖西岸地域における地下水と温泉水と湖底湧水との関係

岸 和央（立正大学）

1 はじめに

滋賀県は、県域が琵琶湖の集水域とほぼ同じという県であり、琵琶湖環境に対する住民の関心は非常に高い県である。琵琶湖は構造湖であり、断層活動（大地震）のくり返しによって形成されている湖である。琵琶湖は日本最大の湖でもあり集水域も広大なため、その水収支（年間流入量および年間流出量等）は約 60 億 m^3 /年であり、年間流入量のうち十数%が、湖底からの地下水によるものと考えられている（滋賀県，2018）。琵琶湖では、全層循環と呼ばれる湖水が鉛直方向に循環する全循環が真冬に行われる。春から秋にかけ作り出される成層構造を冬に混合する全循環である。暖冬であった 2018 年～2019 年の冬と 2019 年～2020 年の冬には全層循環が 2 年連続して観測されていない（滋賀県，2021）。

琵琶湖に流入する一級河川は 117 河川あり、その一つに琵琶湖西岸の安曇川がある。安曇川の下流域には扇状地が形成され自噴地下水が多く存在している。この地域には自噴地下水を利用する文化が残り、現代でも積極的に利用している家庭がある。ある集落では水場とよばれる“かばた”を持ち、先代からの水文化を継承し住民の水環境への意識が非常に高い。筆者はこれまで、この地域の水環境や水循環、水利用に焦点を当てた研究を進めており、そうした現状を多く確認している。

この集落の近くには琵琶湖西岸断層や花折断層が南北にある。安曇川は上流域で花折断層とほぼ並行し、下流域では琵琶湖西岸断層を横切るかたちで流下し琵琶湖に流れる。そのため、断層付近では温泉もみられる。安曇川からの伏流水や田面水からの地下への浸透により扇状地末端部による自噴帯が形成されている。さらに、琵琶湖北西部（高島市沖）による深部湖底からの湧水も確認されている（熊谷ほか，2015）。しかし、扇状地の地下水と深部湖底湧水の関連性は明らかになっていない。琵琶湖ハンドブック三訂版（滋賀県，2018）で述べられているように、年間流入量のうち十数%が、湖底からの地下水によるものと考えた場合、湖底湧水エリアから地下水が湧出しているといえる。そこで、琵琶湖安曇川沖の湖底湧水エリアを対象に、湖底湧水および湖底水を採取し、これらの地域の降水や地下水等との関係を調査することとした。

小宮ほか（2003）では、水質・同位体比データを用いた地下水流動評価法は、物理的手法による問題点を補完することができると述べられている。さらに 池田ほか（2017）では、十勝平野において広域地下水流動系を解明するうえで、地下水位だけでなく、一般水質、地下水温、同位体比などの環境トレーサーの利用が有効であると報告された。環境トレーサーのなかでも、酸素・水素安定同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ・ $\delta^2\text{H}$ ）は、環境中で他の物質と反応して変化することがほとんどなく、起源となる水の情報を保持するため、水循環研究における代表的なトレーサーとして利用されている（中山ほか，2000）。

そこで、本研究は琵琶湖西岸地域における地下水と温泉水、湖底湧水の関係について現地調査と酸素・水素安定同位体比のデータを用い明らかにすることを目的とする。

2 研究方法

2.1 研究対象地域概要

琵琶湖に流入する安曇川は滋賀県の西部に位置し、武奈ヶ岳(1214.4m)や比良岳(1051m)、打見山(1103m)、蓬萊山(1174.3m)などから連なる比良山系に発し、南部から北部に向かって流れた後、流路を東に変え琵琶湖に流れる。本研究における陸域調査では琵琶湖西岸地域の安曇川扇状地を中心とした東西約17km、南北約30kmのエリアを対象とした。安曇川扇状地における自噴地下水の実態について筆者は、これまで明らかにしてきた。こうした地域を含めた琵琶湖西岸地域には冷鉱泉とよばれる低温源泉が点在している。

滋賀県の気候については、全域で内陸性気候であるが、南部は太平洋側気候および瀬戸内海式気候、北部は日本海側気候にわけることができる。ここの北部とは一般的に、県の中央部を占める近江盆地を境に気候が異なることが所以である。湖西地域および北部地域の大部分は豪雪地帯として指定されている。本研究対象地域である湖西地域(比良山麓)では、「比良おろし」とよばれる北西からの局地風をうけることがある。

本研究の主な対象地域である、安曇川流域の北部に位置する滋賀県高島市の今津観測所におけるアメダスデータによれば、1991-2020年の約30年間の年平均気温は14.9°C、年平均降水量は1946.9mmである。図1に高島市における雨温図を示す。1991-2020年における最暖月(8月)と最寒月(2月)の月平均気温は、それぞれ26.4°Cおよび-1.4°Cであり、冬季の降雪シーズンと夏季の台風シーズンに比較的多い傾向がみられる。

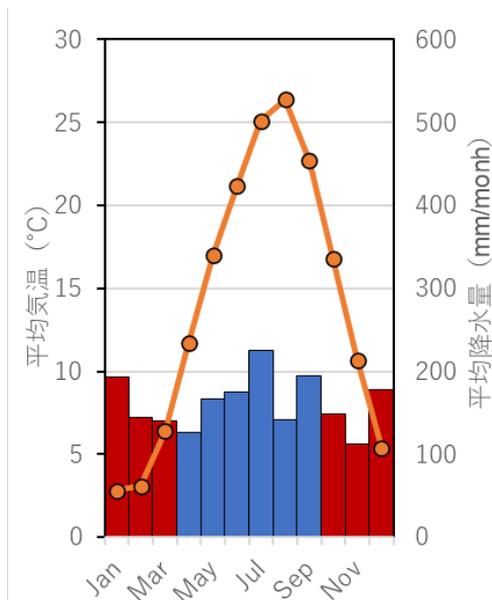
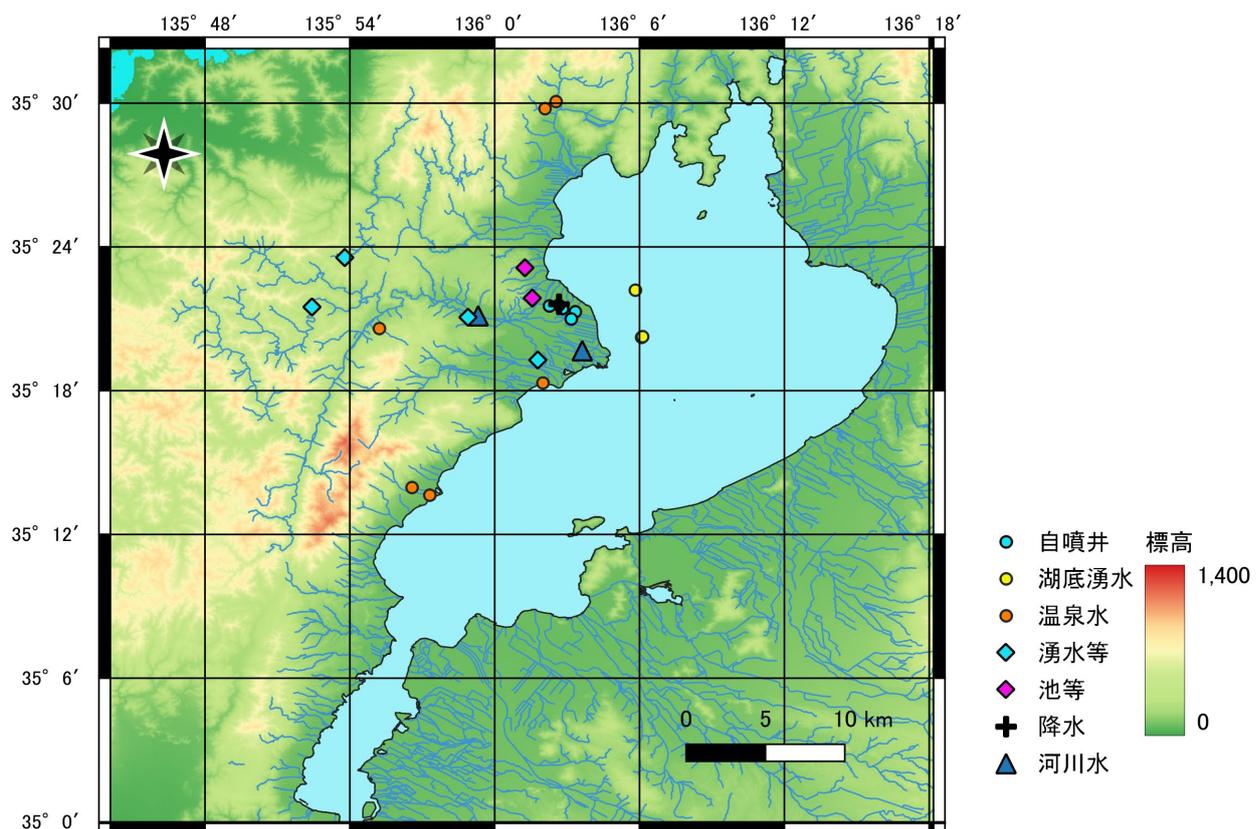


図 1. 高島市における雨温図 (1991-2020 年の今津観測所データを用い作成)

2.2 調査概要

図 2 に琵琶湖流域図に加え、本研究における採水地点を示した。採水地点の座標は GPS (eTrex 30x, GARMIN) で計測した。調査および試料採取は、2020 年 4 月から 2022 年 12 月にかけて実施した。採水時には、現地にてポータブル電気伝導率・pH 計 (Orion Star A329, Thermo scientific) を用いて、水温、電気伝導率 (Electrical Conductivity: EC) および pH を測定し、現地ではバイアル瓶を試料で共洗いし採水した。降水試料は、安曇川扇状地内の個人宅で、夏季は蒸発防止策を施した採水器を、冬季は凍結防止策を施したヒーター付き採水器を用いて、約 1 ヶ月間隔で回収した。降水試料は地域住民の協力のもと月ごとの降水を集めた (諸事情等により一部欠測月がある)。また、地下水は安曇川扇状地の自噴地点をもとに選定し、地域住民の協力のもと約 1 ヶ月間隔で採水を行った。現地にて測定を行う前に、pH 計の校正を行った。

なお、2020 年 7 月、12 月、2021 年 7 月、12 月、2022 年 9 月、12 月に現地調査を行った。その際、定期的に地下水を採水している地点のほか、温泉水や湧水等の調査も実施した。



2.3 酸素水素安定同位体比

水の酸素・水素安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ ・ $\delta^2\text{H}$) は、波長スキャンキャビティリングダウン分光分析法 (L2130-i, PICARRO) により分析を行った。酸素・水素安定同位体比の測定は全ての試料および標準試料を 10 回連続して測定し、後半 6-10 回目の測定値の平均値を測定値とした。測定された酸素・水素安定同位体比は、国際標準試料 (Vienna Standard Mean Ocean Water: VSMOW) からの千分率偏差として δ 値で表した。 $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の分析精度は、それぞれ 0.05‰, 0.2‰ である (三洋貿易株式会社, 2019)。

3. 結果

3.1 水文データの時空間変化 (安曇川・琵琶湖・降水量)

2020 年 1 月から 2022 年 12 月までの月降水量と月平均気温の経時変化を図 3 に示した。降水量は滋賀県の今津観測所におけるアメダスデータである。直近 3 年間の降水量は夏季と冬季にやや多い傾向がみられる。2020 年 7 月は 460.5mm と非常に多くの降水量を記録した一方で、2020 年 8 月は 18.5mm と非常に少ない降水量を記録している。直近 3 年間の月降水量や月平均気温は、年により変動があることが確認された。

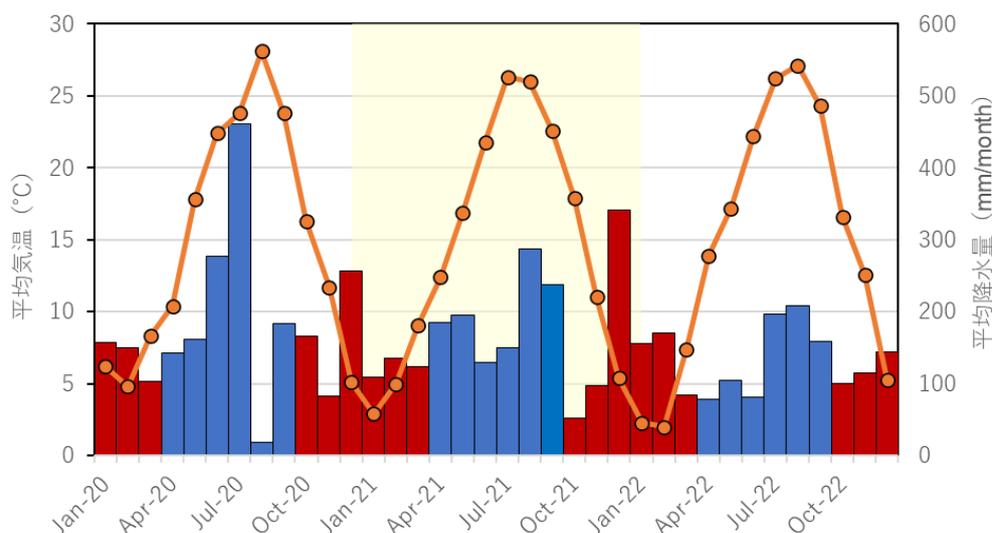


図 3. 2020 年から 2022 年における雨温図 (今津観測所データ)

3.2 水の酸素水素安定同位体比の特徴

調査期間中の月ごとの降水や定期調査した地下水や河川水、温泉水、湖水、湖岸水、湧水等の水の酸素・水素安定同位体比の関係を図 4 のデルタダイアグラムに示した。図 4 の黄色破線は降水の回帰直線である。今回の調査ではコロナ禍と重なり地元住民に協力していただいた降水試料の観測において欠測月が生じてしまったため、筆者が 2019 年に実施した、この地域の降水の酸素・安定同位体比の結果を合わせて示し、地域天水線とした。この回帰直線 ($R^2=0.87$) を研究対象地域の地域天水線とする式は、傾き 10.14, 切片 34.54

を持つ一次関数で示すことができる。また、2019年の月ごとの降水の酸素・水素安定同位体比から降水量加重平均値を求め、図4に示した。分析結果より、降水は $\delta^{18}\text{O}$ が -10.9‰ から -5.4‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -77.6‰ から -20.2‰ の範囲を示した。一方、地下水は $\delta^{18}\text{O}$ が -8.7‰ から -8.0‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -51.5‰ から -46.6‰ 、河川水は $\delta^{18}\text{O}$ が -8.9‰ から -7.7‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -55.2‰ から -44.3‰ 、温泉水は $\delta^{18}\text{O}$ が -9.9‰ から -8.2‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -62.0‰ から -45.3‰ 、湖水（湖底湧水）は $\delta^{18}\text{O}$ が -6.5‰ から -6.2‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -41.3‰ から -39.0‰ の範囲を示した。調査期間において降水の同位体比は大きく変化したのに対し、地下水・河川水・湖水の同位体比の変化幅は小さかった。

図5に降水中のd-excessの時間変化を示した。一般的に、酸素・水素安定同位体比から定義される動的分別の指標であるd-excessは水の起源の特定や混合過程を論じる研究など、多くの水循環研究に用いられている（檜山ほか、2008；田上・一柳、2016等）。d-excessは相対的に1月から3月、11月から12月に高い値を示し、特に1月、2月、11月、12月にはd-excessが20を上回り、高い年には30以上の値を示した。一方で、3月から10月は相対的に低く、特に低い年はd-excessが10を下回る値を示した。

図6に2021年9月の琵琶湖における湖水 δ 値および水温、D0の深度分布を示した。湖底湧水の深度ごとの $\delta^{18}\text{O}$ は大きな差はみられない。同じく、 $\delta^2\text{H}$ についても 1.5‰ 程度の違いは見られるが明瞭な差はみられない。溶存酸素量（D0）は深度ごとに変動はあるものの、深部にいくにつれ溶存酸素量は少なくなっている。また、湖水の水温は水深10-20m付近で低下が進み、水面付近では 25°C 程度の水温も30m以深では 10°C 程度にまで低下し、そのまま、湖底付近に達した。

図7に2022年7月から12月の琵琶湖における湖水の δ 値を示した。T1およびY1ともに $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^2\text{H}$ の水面付近（5m程度）の値は7月や8月に低く、秋から冬にかけての11月や12月に高くなる傾向が示された。深度が進むにつれ、 δ 値は収束に向かう傾向が示された。一方で、T1の $\delta^{18}\text{O}$ は深度50m付近に比べ深度90m付近ではばらつきがみられた。

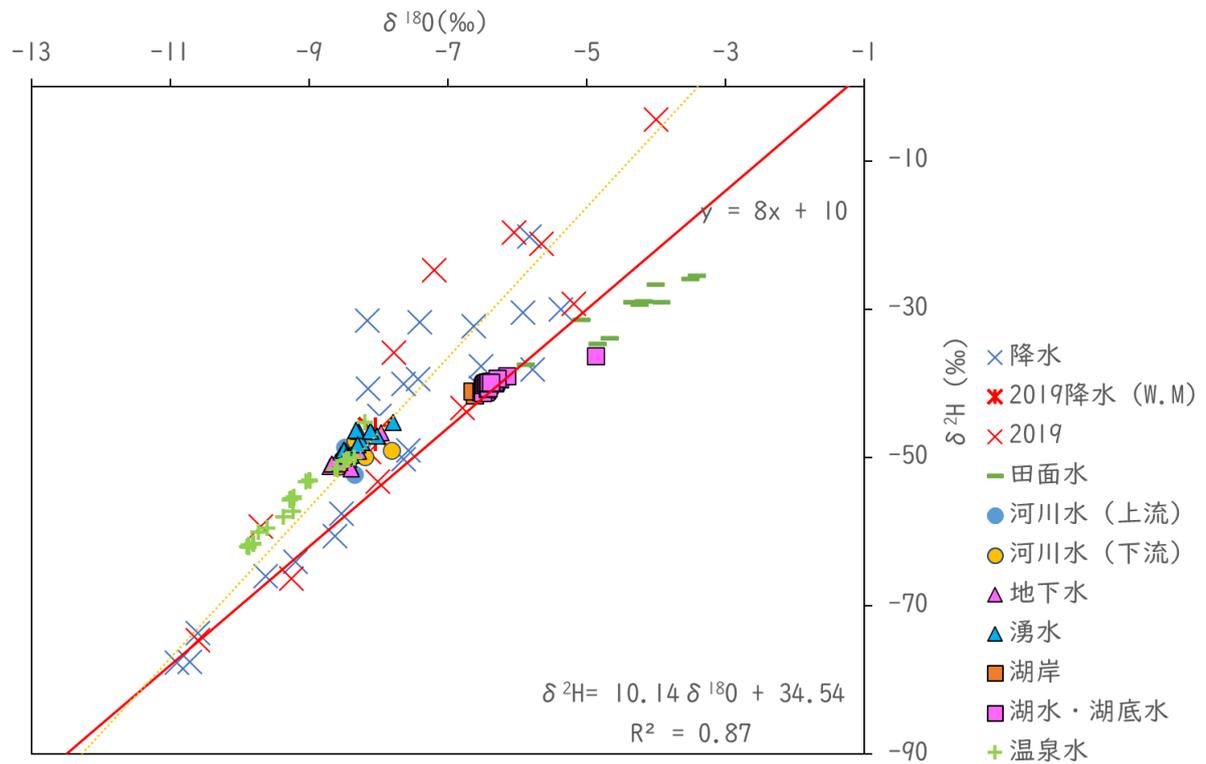


図 4. デルタダイアグラム

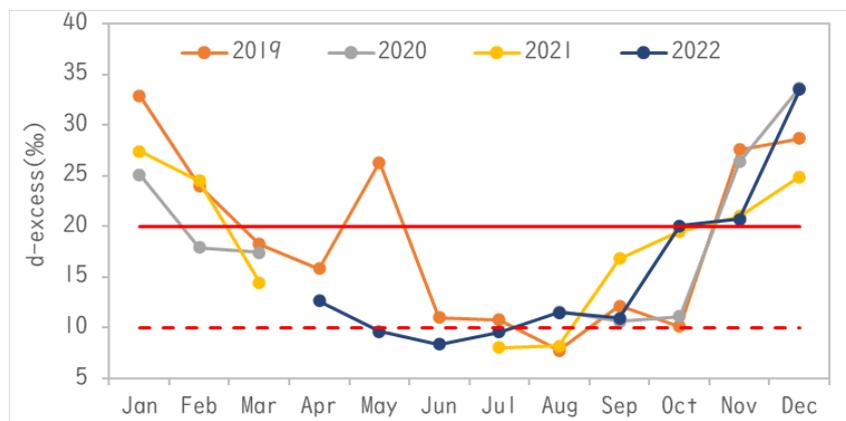


図 5. 降水中の d-excess の時間変化

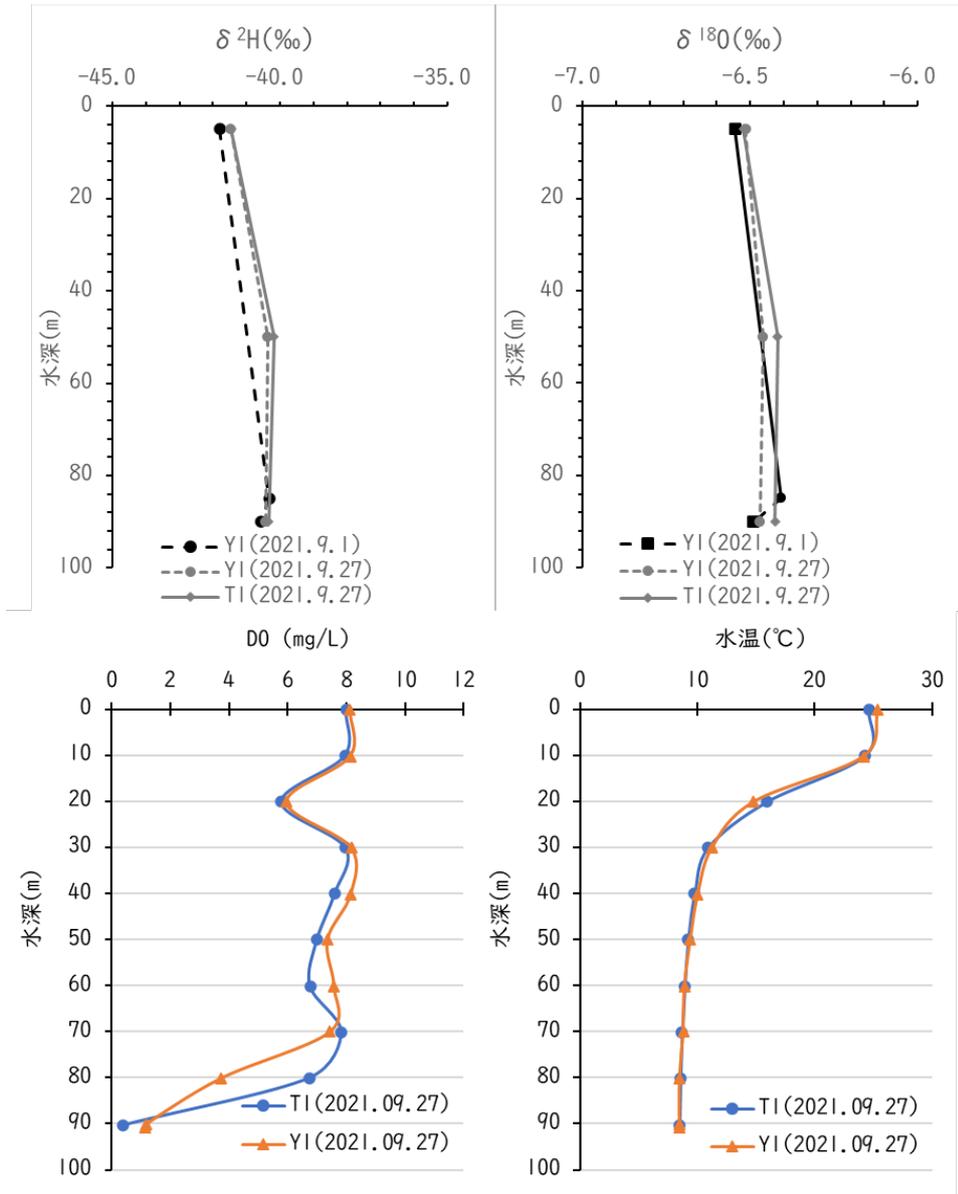


図 6. 2021 年 9 月の琵琶湖における湖水 δ 値および水温, DO の深度分布

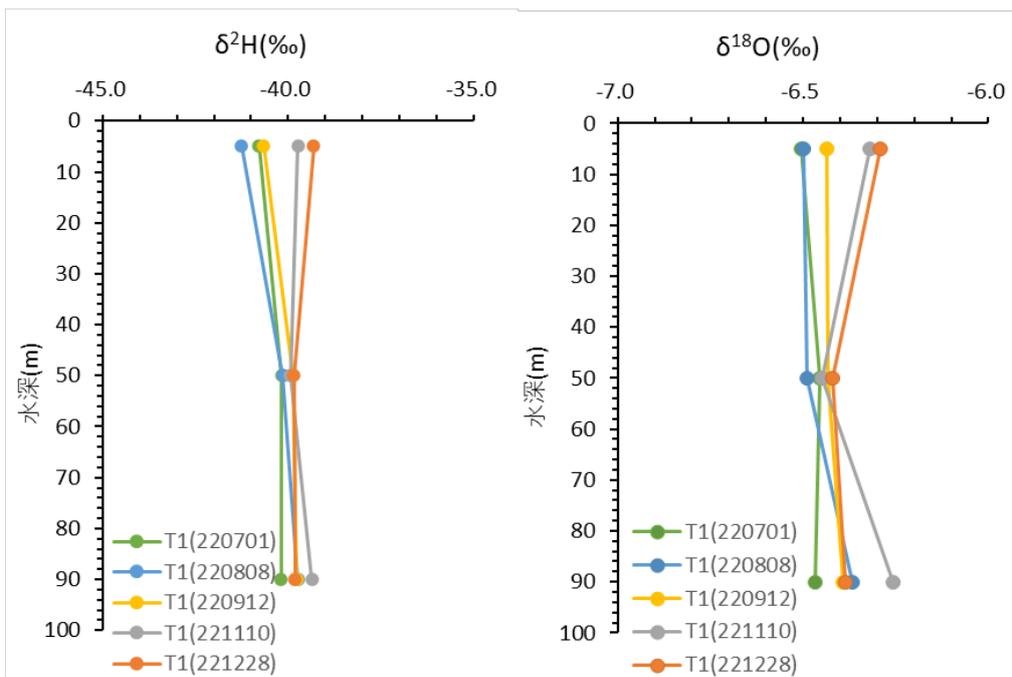
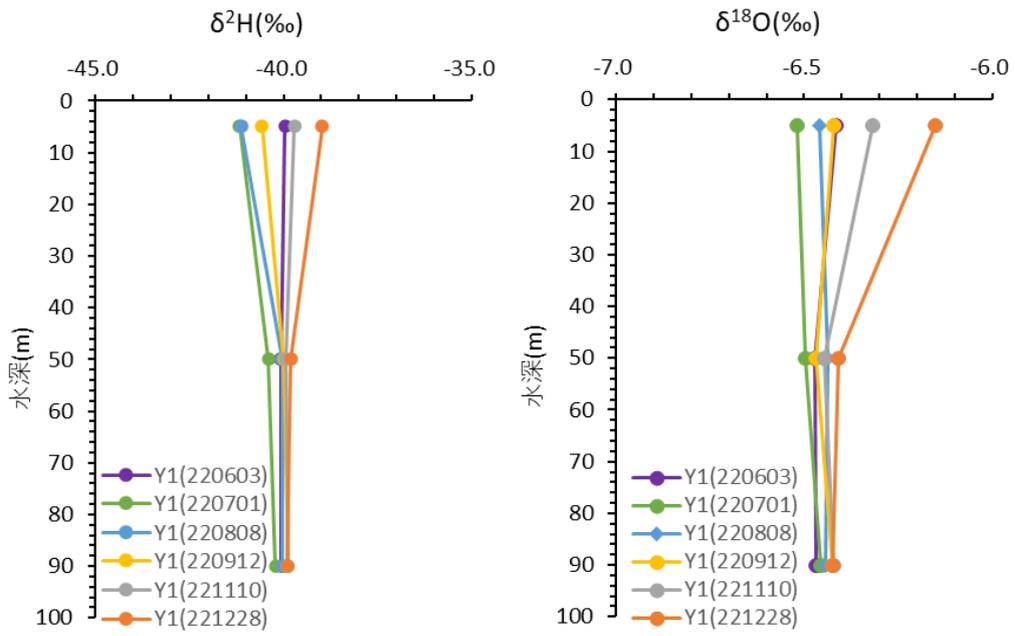


図 7. 2022 年 7 月から 12 月の琵琶湖における湖水の δ 値

4. 考察

調査期間中の湖水や田面水以外の全ての試料は、図 4 のデルタダイアグラム上で地域天水線に沿うようにして分布した。したがって、本研究で採取した湖水や田面水以外の全ての水試料は主に降水からの起源であると考えられる。しかし、地下水については河川水とも同程度であり、降水が河川となり地下へ浸透していることが考えられた。温泉水は地域天水線に沿う一方で、降水を除くすべての水試料の中で非常に軽い δ 値を示した。これは温泉箇所が高標高域に位置するものもあるため、高度効果による影響が考えられる。今後より検証を行う必要があると考えられる。

水面からの蒸発を受けている湖岸の水試料と琵琶湖沖の深度ごとの水試料の酸素・水素安定同位体比に明瞭な差はみられない。図 4 のデルタダイアグラムから降水の同位体比は、地下水、河川水、湖水と比較して値のばらつきが大きい傾向がみられた。d-excess は水蒸気団の生成時に決まり、海面上の気団の相対湿度が低いほど、海面から海水が急速に蒸発し、同位体的に非平衡が生じて値が大きくなる。つまり図 5 の降水中の d-excess の時間変化より、相対的に 1 月から 3 月、11 月から 12 月に高い値を示し、特に 1 月、2 月、11 月、12 月には d-excess が 20 を上回り、高い年には 30 以上の値を示したことで、一方、3 月から 10 月は相対的に低く、特に低い年は d-excess が 10 を下回る値を示したことは、日本における降水の d-excess は冬季に高く、夏季に低いという季節変化が数多くの研究（小宮ほか、2003；田上・一柳、2016 等）で報告されていることと一致している。つまり、本研究対象地域においても先行研究である他の地域と同様に、d-excess は冬季に高く、夏季に低い変化を示すことが明らかとなった。降水の d-excess は、一般的に日本海側起源の水蒸気では高く、太平洋側起源の水蒸気では低くなることが知られている（藪崎 2010）。より詳しく水蒸気の起源を示すには、広範囲における複数地点で欠測月を減らすシステムを構築し、数年規模の長期間の観測を行い、得られる同位体データや標高、気象条件等を含めた解析が必要であると言える。

図 7 で示した、T1 および Y1 の深度ごとの δ 値より、2022 年 11 月や 2022 年 12 月の $\delta^{18}\text{O}$ が深度 50m にくらべ深度 90m 付近でばらつきがみられた。これは 2022 年から 2023 年にかけて全層循環が影響していると考えられる。後に、滋賀県(2023)によって全層循環の確認が報告された。

$\delta^{18}\text{O}$ は 2022 年 11 月や 2022 年 12 月以外の月では深部ではおおよそまとまっているが、全層循環が生じる際、表水層や変水層、深水層の成層構造において鉛直混合が始まったため、最深部でばらつきのある結果となったと言える。一方で、2022 年 11 月や 2022 年 12 月以外の深度ごとの δ 値より、深部湧水の影響について結果から明確な判断が難しい。

地下水の $\delta^{18}\text{O}$ が -8.7‰ から -8.0‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -51.5‰ から -46.6‰ 、河川水は $\delta^{18}\text{O}$ が -8.9‰ から -7.7‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -55.2‰ から -44.3‰ であるのに対し、湖水（湖底湧水）は $\delta^{18}\text{O}$ が -6.5‰ から -6.2‰ 、 $\delta^2\text{H}$ が -41.3‰ から -39.0‰ の範囲を示した。風波がたつ湖岸から採取した水試料と水中の湖水および湖底水では蒸発の状況が異なっている。さらに蒸発の影響を受ける田面水の $\delta^{18}\text{O}$ や $\delta^2\text{H}$ にくらべ湖水はやや軽い結果を示している。採取した湖水は蒸発過程の影響を受けていると推察できる。特に夏季の琵琶湖調査 2021 年 9 月や 2022

年7月から9月にかけては湖水が強い日射によって加熱されている。通常、夏季は表水層、変水層、深水層という成層構造が形成されるのが一般的である。表水層は相対的に暖かく、風波による攪拌のため水温の鉛直勾配が小さい。変水層では深部に向かって水温が低下し、特に鉛直勾配が大きな層、つまり水温躍層が生じる。2021年9月においても水温躍層が確認できており、全層循環は起こり得ない条件下である。よって、琵琶湖湖底の水試料と湖水の δ 値が同程度であった原因として、湖底における湧水域は広いが、湧水量が少量であるため十分な湧水に限定した採取が困難であったと考えられる。また、採取時の深度が90m程度と非常に深く、湖底堆積物が舞い上げることにより、湖水が攪拌され深部の湖水と湖底湧水とが混ざりあったため明瞭な結果が生じなかったのであると推察できる。湧水エリアは広いが、湖底には堆積物があること、さらには一か所ずつの湧水ポイントの湧水量が少量あること、気象条件等により船が流され採水器が動くことで対象の試料が攪拌されてしまったと推察できる。そのことを考慮し、今後、風波が極端に少ない日かつ長期的な観測（1地点でのより長時間の観測）や採水装置や観測機器を湖底に固定する方法を検討する必要があるのかもしれない。調査時期として全層循環の生じない夏の初めから秋の始め頃が表水層と深水層の混合による影響が少ないのかもしれない。

5. 結論

本研究は、滋賀県安曇川流域における地下水流動系をもとに、地下水と湖底水の関係性を明らかにするという目的で、水文観測・水試料の採取を行った。水文データ解析と同位体データから以下のことが明らかとなった。

1. 地下水、河川水の酸素・水素安定同位体比は降水の回帰直線付近に分布することから、主に降水起源であると考えられた。湖水（湖底および湖底湧水）は湖岸で採取した水試料と同程度であり、他の水試料にくらべ軽い傾向が示された。
2. 琵琶湖の湖水および湖底湧水は2022年11月から12月にかけては全層循環が始まる影響により最深部で δ 値にばらつきが生じた。一方、2021年9月や2022年7月から9月においては全層循環が生じる条件下ではないため、湖水の鉛直方向による混合はない。しかし、湖底堆積物や夏季の波風に船や採水器および観測機器が流され湖底部分で攪拌された可能性が高い。そのため、湖底湧水や湖底水が混合することで、湖水の深度分布において δ 値が明瞭な差が生じ得なかったと推察される。
3. 今後の調査も全層循環が生じる環境下ではない、夏の始めから秋にかけて行うことが望ましく、その際は湖底の湧水エリアは広いが、湧水ポイントにおける湧水が少量であること、また、風波、湖底堆積物の巻き上がり対策等を施した上で、より長期的（長時間）な観測により、対象試料の採取が可能になるのかもしれない。

謝辞

本研究を行うにあたり、滋賀県高島市安曇川流域および周辺の住民の方には、大変お世話になりました。特に、定期観測地点の家庭用井戸所有者には調査にご協力をいただきました。ここに記して御礼申し上げます。

参考文献

- 池田光良・秋田藤夫・阪田義隆・知北和久（2017）広域地下水 12 流動系を解明するための環境トレーサーと地下水位変動の有効性—十勝平野を例として—。日本水文科学会誌，47，145-161。
- 熊谷道夫・浜端悦治・奥田昇（2015）琵琶湖は呼吸する，海鳴社，180pp。
- 小宮洋行・中屋眞司・益田晴恵・日下部実（2003）酸素および水素の安定同位体比と水質から見た長野県松本盆地中・南部地域の広域地下水流動系。地下水学会誌，45，145-168。
- 三洋貿易株式会社ウェブサイト（2019）酸素水素安定同位体比分析装置 製品情報。
https://www.sanyo-si.com/wp-content/uploads/Picarro_L2130-i_2015.pdf（2023年6月16日閲覧）。
- 滋賀県(2018)琵琶湖ハンドブック三訂版。<https://www.pref.shiga.lg.jp/ippan/kankyo-shizen/biwako/11346.html>，（2023年6月16日閲覧）。
- 滋賀県(2021)全層循環の未確認について。<https://www.pref.shiga.lg.jp/file/attachment/5298118.pdf>，（2023年6月16日閲覧）。
- 滋賀県(2023)全層循環の確認について。<https://www.pref.shiga.lg.jp/file/attachment/5378129.pdf>，（2023年6月16日閲覧）
- 田上雅浩・一柳錦平（2016）日本における降水の d-excess と水蒸気の起源。日本水文科学会誌，46，101-115。
- 中山友栄・谷口真人・嶋田純（2000）琵琶湖流域における降水と地下水の安定同位体比特性。陸水学雑誌，61，119-128。
- 檜山哲哉・阿部理・栗田直幸・藤田耕史・池田健一・橋本重将・辻村真貴・山中勤（2008）水の酸素・水素安定同位体を用いた地球水循環研究と今後の展望。水文・水資源学会誌，21，158-176
- 藪崎志穂（2010）埼玉県熊谷市の降水の酸素・水素安定同位体比の特徴。地球環境研究，12，121-125。

琵琶湖深部湖底湧水の地下構造との関係および湖底環境への影響

小泉尚嗣・谷口和真・池藤泰斗・豊田はるか（滋賀県立大学）

1. はじめに

Kumagai et al. (2021) は、水中音波探査、AUV「淡探」による探索、湖底堆積物の温度勾配測定などによって、北湖西部（高島市沖）の琵琶湖最深部付近で、ガス（メタン 99% 以上）を伴う深部湖底湧水を 2009 年に発見した。Kumagai et al. (2021) は、2009 年～2012 年の AUV「淡探」による調査に基づき、深部湖底湧水の湧出孔（以降、湧出孔）が南北 10 km の線状に並ぶとした（図 1 の X 印）。また、Kumagai et al. (2021) では、深部湖底湧水は通常の地下水ではないとし、湖底環境への影響を危惧している。しかし、2013 年以降は、水中音波探査以外の調査は行っておらず、深部湖底湧水の生成機構や湖底環境への影響の度合いはよくわかっていない。

また、2009 年～2012 年における AUV「淡探」の調査測線そのものが、南北の線状に近いので、上述の南北 10 km の湧出孔の分布には疑念が残る。実際、Kumagai et al. (2021) が、2012 年～2019 年の水中音波探査で求めたガス音響異常（後述）の分布（湧水孔の分布を反映）は、上述の 2009 年～2012 年の湧出孔の分布に比べるとかなりばらついている。また、この調査期間の水中音波探査の測線は、Kumagai et al. (2021) に記載されていない。以上のように、深部湖底湧水の生成機構を考える上で重要な湧出孔の分布について、過去の研究では空間的に網羅的な調査をされてきたとは言い難く、報告されている分布の信頼性は十分ではない。さらに、湖底環境への影響を把握するため、深部湖底湧水の付近の湖水の水温・水質を調査する必要もある。

以上の考察に基づき、琵琶湖最深部付近で網羅的な水中音波探査を行い、ガス音響異常の現時点での分布を確認することとした。また、琵琶湖北西部の最深部付近で、深部湖底湧水がある場所（図 1 の Y1）とない場所（図 1 の T1）において、定期的な水温・水質調査を行った。さらに、湖底湧水に伴うガスを採取し、メタン濃度とメタンの炭素・水素同位体比の分析も行った。

2. 研究手法

下記の琵琶湖での現地調査は、滋賀県立大学の実習調査船「はっさかⅡ（にせい）」（滋賀県立大学、2021）を用いて行った。

2.1 水中音波探査

滋賀県立大学の実習調査船はっさかⅡを用いた網羅的な水中音波探査を、2022 年の 8 月～11 月に 6 回行った（表 1, 図 1）。当初の調査範囲は、Kumagai et al. (2021) の調査で確認された湧出孔やガス音響異常を含む範囲（北緯 35 度 18 分～35 度 27 分，東経 136 度 4.9 分～136 度 07.3 分）を予定していた。しかし天候不順等により、実際に調査できたのはその南半分程度の上述の範囲となった（図 1）。この範囲には、滋賀県立大学の琵琶湖深部湖底定期観測点 T1（北緯 35 度 22.19 分，東経 136 度 5.83 分，水深 90m）と、ガス音響

異常が常時確認されている地点 YI（北緯 35 度 20.22～20.25 分，東経 136 度 6.09～6.13 分，水深 90～100m）が含まれている（図 1）。なお，TI ではガス音響異常は確認されていない。

水中音波探査は，送受波器から音波を発振し，水中の物体・ガスや湖底および湖底下の地層等の境界面で反射した音波を受信する事で，それらの反射面の位置を同定するものである。湧出孔では湧水に伴ってガスが発生しており，ガス（泡）と水との境界面で音波が反射するので，反射面が連なる水中音響異常として検出することができる（図 2）。したがって，水中音波探査を行うことで，湖底からのガス上昇が原因と考えられる鉛直方向のガスによる音響異常（以降，ガス音響異常）の位置が特定できる。

水中音波探査には，現地調査に使用した実習調査船「はっさかⅡ」に装備されている，マルチビームソナー DFF-3D（古野電気株式会社製）を用いた。この装置の探知距離は，左右 120° 幅の範囲において最大 200m，自船直下であれば最大 300m である。琵琶湖の最深部が約 100m であることを考慮すれば，左右 120° 幅ならば左右約 350m まで音波が届くことになるが，マニュアルに従えば其の内の 200m（左右各 100m）が最大探査範囲であり，これはおおよそ緯度 0.1 分（約 185m）に相当する。この点を考慮して，南北の測線間隔は，0.1 分とした。

水中音波探査をする際の船の速度は約 3 ノット（5.6km/h）にて行った。この速度に設定したのは，すでにガス音響異常が確認されている YI 地点にて確認した所，ガス音響異常を目視で確認できる移動中の最大速度が約 3 ノットであったためである。

水中音響異常の強度は青～赤の色で示され，暖色ほどガス音響異常としての強度が増す。ガス音響異常であると判断する場所は，水中音響異常の強度が黄色以上の暖色を含み，かつ，湖底直上 0-10m 程度の位置から鉛直上向きに 40m 以上連なってみられる所とした（図 2）。ガス音響異常はそれぞれ 1 秒～10 秒（3 ノットなら，1.5～15m に相当）程度の間連続して観測される。そのためガス音響異常が数秒以上続くときは，水中音響異常の強度が最も大きくなった瞬間の座標を記録した。

2.2 深部湖底湧水地点(YI)と定期観測点(TI)の鉛直方向における水温・水質等測定 (CTD 調査)

深部湖底湧水の影響で湖水にどのような変化があらわれているのかを明らかにするため，深部湖底湧水地点 YI（北緯 35 度 20.22～20.25 分，東経 136 度 6.09～6.13 分，水深 90～100m）と滋賀県立大学の琵琶湖定期観測点 TI（深部湖底湧水のない地点，北緯 35 度 22.19 分，東経 136 度 5.83 分，水深 90m）の付近において鉛直方向における水温・水質等の測定（CTD 調査=船上からセンサーを水中に下ろすことによって行う調査）を行った（図 1，表 2）。観測地点でアンカーを落とし，船を固定したのち，センサーを水面から湖底まで落として測定した。なお，実際には，アンカーを落としても船が風や湖流に流されるため，測定日時によっては，緯度・経度それぞれ上述の YI と TI の位置より ±0.2 分程度のずれが生じる（表 2）。測定項目は，深度・水温・溶存酸素量・クロロフィル蛍光強度・電気伝導度・濁度・塩分・密度・水中光量である。この中で，水温・溶存酸素量・クロロフィル蛍光強度・電気伝導度に注目し，湖水中の鉛直変化を調べた。深部湖底湧水地点 YI で

は、マルチビームソナーを用いて、ガスの湖底からの噴出を示す音響異常があることを確認した上で測定を行った。また、2018～2021年にTIで定期的に行われたCTD調査の結果も利用した。

2.3 深部湖底湧水地点(YI)と定期観測点(TI)での採水と水質分析

CTD調査による水温・水質等測定に並行して、深部湖底湧水地点YIと定期観測点TIにおいて、バンドーン採水器を用いて採水を行った。採水は、深度5m、深度50m、湖底直上(深度90m程度)の3深度で行いその水質を分析した(表3)。2021年12月2日の採水サンプルはYIの湖底のみであり、これは採泥器を用いて採集された湖底泥の上澄み部分(図3)を採水している。採水サンプルは実験室に持ち帰り、 HCO_3^- 濃度をpH4.8アルカリ度測定手法による滴定で、 $\text{Cl}^- \cdot \text{NO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-}$ 濃度をイオンクロマトグラフ法で、 $\text{Na}^+ \cdot \text{K}^+ \cdot \text{Mg}^{2+}$ 濃度を原子吸光光度法で測定した。 Ca^{2+} 濃度については、サンプル内の陽イオンと陰イオンのイオン当量濃度が等しくなるとし、上記で測定した陰イオン($\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl}^- \cdot \text{NO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-}$)の当量濃度の総和から、陽イオン($\text{Na}^+ \cdot \text{K}^+ \cdot \text{Mg}^{2+}$)の当量濃度の総和を引いて算出した。さらに、水の酸素・水素同位体比の測定も行った。

なお、CTD調査と採水は別々に行っているため、CTD調査で測定された湖水と、採水された湖水とは同深度であっても同じものとは限らない。

2.4 深部湖底湧水に伴うガスの採集と分析

YI付近において、ゴムボートを下ろし、水面に上がってくるガスを水上置換で採集した。採集日時は2022年9月12日14時～15時である。採集したガスサンプルのメタン濃度とメタンの水素・炭素同位体比の分析を行った。

3. 結果

3.1. ガス音響異常の分布

Kumagai et al. (2021)に記載されている湧出孔の分布と今回の調査で得た現時点のガス音響異常(36か所)の分布を重ねた(図4)。今回得られたガス音響異常は、東西約2km、南北約4km程度の領域に概ね帯状に南北に並んでいる(ただし、測線そのものが、東西幅3km程度で南北に伸びているので(図1, 4)、この分布も見かけ上の可能性は残る)。ガス音響異常は、湖底堆積物の厚みが500m未満の場所、または、その周辺部で検出されている(図5)。ガス音響異常は、南北に基盤深度が浅い場所に沿っており、したがって、南北に分布しているように見える。これはKumagai et al. (2021)が、湧出孔やガス音響異常は、湖底堆積物の厚みが500m未満の地点で発生すると示していたことと矛盾しない。今回得られたガス音響異常の分布は、Kumagai et al. (2021)が2012～2019年に検出したガス音響異常地点付近で多く観測されたが、2012～2019年の検出地点とは異なる場所にもガス音響異常が認められた。

3.2 深部湖底湧水地点と定期観測点での鉛直方向における水温・水質等測定（CTD調査）

2021年9月～2022年11月に、定期観測点 T1（緑線）と深部湖底湧水地点 Y1（赤線）にて測定した電気伝導度（25℃換算）を図6に示す。比較のため、2018年～2021年の T1 の測定結果（青線）も併せて示している。その際、2022年の Y1 の測定月およびその前後の月（例えば、2022年7月1日が Y1 の測定日なら、2018年～2021年の6月～8月）に T1 で測定されたデータを青線で示した。

水温は、どの時期、どの深度でも T1 と Y1 とで差はみられなかった（図6）。クロロフィル蛍光強度も同様だった。電気伝導度をみると、2021年9月27日と2022年11月10日の Y1 では、深度70m以深で徐々に高くなっており、T1 とは異なる動きがあったが、ほかの時期と深度では T1 と Y1 で差はなかった（図7）。溶存酸素量は、2021年12月2日の60-80mの深度で T1 より Y1 が低くなっており、ほかの時期や深度では T1 と Y1 とで差はなかった（図8）。

3.3 深部湖底湧水地点と定期観測点の湖水の水質分析

2021年9月～2022年11月に採水した湖水サンプルの主要イオンの当量濃度をみると、どの時期、どの深度のサンプルも陰イオンは HCO_3^- 濃度が卓越し、その傾向が変化することはなかった。他方、陽イオンについては、 Na^+ 濃度または Ca^{2+} 濃度が卓越した（図9,10）。

深部湖底湧水地点 Y1 と定期観測点 T1 の水質の違いを比較するため、両地点で採水できた2021年9月27日、2022年7月1日、2022年8月8日、2022年9月12日、2022年11月10日の水質をヘキサダイアグラムで表したものを重ねて図9～図10に示した。Y1 では、このすべてのデータにおいて、深度5m、50m、湖底（深度90～100m）で（深度によって）水質に差はなかったが、T1 では、2022年8月8日、2022年9月12日、2022年11月10日において、深度5m、50mに比べて湖底のサンプルにのみ水質に変化が認められた。結果として、2021年9月27日、2022年7月1日では、T1 と Y1 の両方で、どの深度にも水質に差はみられなかった（図9）。他方、2022年8月8日、2022年9月12日のサンプルは、深度5m、深度50mにおいて差はないが、湖底では、T1 の SO_4^{2-} 濃度、 Ca^{2+} 濃度が高かった。2022年11月10日では、深度5m、深度50mで差はなく、湖底では T1 の Ca^{2+} 濃度と HCO_3^- 濃度が低くなった（図10）。

2021年9月～2022年11月に T1、Y1 の3深度で採水した湖水サンプルの酸素・水素同位体比分析の結果を図11に示す。測定された結果のほとんどは、通常の降水から想定される分布（ $\delta^{18}\text{O}=8\delta^2\text{H}+10$ と $\delta^{18}\text{O}=8\delta^2\text{H}+20$ の間、林(2005)）と一致しているが、2021年12月2日のサンプル（Y1・湖底泥の上澄みの水）のみ、ほかと比べ酸素・水素同位体比がともに大きくなり、上記の分布とは外れていた。

また、T1 と Y1 の両方で採水できた2021年9月27日、2022年7月1日、8月8日、9月12日、11月10日の酸素・水素同位体比分析の結果を図12と図13に示した。酸素同位体比が、2022年11月10日に湖底において Y1 が T1 より小さくなった。同じ日に、水素同位体比も湖底において、Y1 が T1 より小さくなったように見える。ほかの時期では、酸素・水素同位体比は T1 と Y1 で有意な差はなかった。

3.4 メタン濃度とその同位体比の分析結果

2022年9月12日に、湧水地点付近の湖面上で採集したガス中のメタン濃度は30~60%で、大気中の一般的なメタン濃度(1900ppb程度, 気象庁, 2023)に比べてはるかに大きい。他方, Kumagai et al.(2021)によれば, 湧水孔直上の湖底付近で採取されたガスのメタン濃度は99%以上となっている。この値に比べて, 我々のサンプルのメタン濃度が低いのは, 湖底から湖面までガスが上がってくる経路で, 他のガスが混入する為と考えられる。

得られたメタンの炭素・水素同位体比分析の結果を, Tsunogai et al.(2020)による琵琶湖水中の溶存メタンの測定結果の図に重ねて図14に示す。我々のサンプルは, Tsunogai et al.(2020)で, 湖水が成層構造する時期における深度60m以上の湖水中の溶存メタンにおける炭素・水素同位体比の延長上に来ている。

4. 考察

4.1. ガス音響異常の分布と湖底地下構造との関係

上述の, Kumagai et al.(2021)による琵琶湖湖底堆積物の厚さとは, 植村・太井子(1990)の湖底堆積物下の基盤等深度のことである。例えば, Kumagai et al.(2021)が黄色で示している湖底堆積物厚さが500m以下の場所は, 植村・太井子(1990)による琵琶湖湖底の基盤深度が500m以浅の所である(図5)。これらの場所は琵琶湖の古地理において, 山の峰にあたる場所である。これらの場所で堆積物が薄くなるのは, 現在の湖盆地形を形成する過程と関わりがある。古地理において, 現在の湖底基盤となった山の峰に当たる場所が水域となったのは, (高度が高い分) 周囲と比べ遅かった(植村・太井子, 1990)。そのため堆積物がたまり始めるのも遅かったと考えられ, 現在の湖底面からの堆積物の厚さが周囲より薄くなったと考えられる。

このような場所では, 基盤の上面(図15の反射面BB)と湖底堆積物との間が不整合面となる(図15)。陸上では, 不整合面に沿って湧水が認められる場合が知られている(例えば, 日本応用地質学会, 2023)。反射面BBに沿って, 地下水が上昇し, 反射面が最も浅くなったところでその湧水が湖底堆積物の中に入って上昇しているとすれば, 反射面BBが浅くなった場所(湖底堆積物の厚みが薄くなった場所)の周辺で湧水(=ガス音響異常)が認められることになる。実際, ガス音響異常が常時観測されるYIを東西に横切る測線での湖底地下構造を見ると, 基盤と思われる湖底地形の高まり部分(図4)と湖底堆積物との境界面(不整合面)の直上にYIがある(図16)。

4.2 深部湖底湧水による湖底環境への影響

2021年9月~2022年11月のCTD調査の結果(図6-8)を見ると, 参照点であるTIとYIとで温度分布に差は無い。水質については, 一部の時期について, 深さ60m以深で, TIとYIとで差がある場合が認められた。酸素・水素同位体比についても, 水質と同様である。以上の結果から考えると, 深部湖底湧水による湖底環境への影響は通常時は無視出来るが, 時期によっては影響を与えている可能性がある。

4.3 湧水地点付近にて採集したメタンの起源

Tsunogai et al. (2020)は、夏季に琵琶湖などの中栄養・貧栄養の湖沼の垂表層に出現するメタン濃集水塊(高濃度の溶存メタンを含む水塊)の形成メカニズムの解明を行った。メタンは、生成後にバクテリアによる酸化を受けると、 $\delta^{13}\text{C} \cdot \delta^2\text{H}$ が変化してしまうが、Tsunogai et al. (2020) が考案した $\delta^{13}\text{C} \cdot \delta^2\text{H}$ から計算される指標： $\Delta(2,13)$ は、生成時の値が変化しない。Tsunogai et al. (2020) は、この指標を用いて、琵琶湖の種々の場所・深度・時期で採取された溶存メタンの起源の推定に成功している。今回、YI 直上で我々が採取したメタンの我々が得た $\delta^{13}\text{C} \cdot \delta^2\text{H}$ から計算される $\Delta(2,13) = 498 \pm 12\%$ を、Tsunogai et al. (2020) の結果と重ねて図 17 に示す。我々が採集したメタンの $\Delta(2,13)$ をみると、水深 60m や湖底堆積物の中における溶存メタンの $\Delta(2,13)$ の値に近いことがわかる。Tsunogai et al. (2020) は、沖合深層の溶存メタンの起源は、湖底堆積層内のメタンが起源であるとしているので、我々が YI で採集したガス中のメタンは、湖底堆積物起源であるものと考えられる。

5. まとめ

深部湖底湧水は、琵琶湖湖底の基盤と湖底堆積物との間の不整合面を経路として湧出していると考えられる。同湧水に伴うメタンは、湖底堆積物中で形成されたものと推定される。同湧水の湖底環境への影響は通常は軽微だが、時期によってはある程度の影響を与えている可能性はある。

6. 謝辞

立命館大学の熊谷道夫教授(元・滋賀県琵琶湖研究所上席総括研究員)には、湖底地形データや深部湖底湧水のベントの位置データを提供していただいた。立正大学環境科学研究所の岸和央博士には、酸素・水素同位体分析をやっていただいた。名古屋大学大学院環境学研究科の角皆潤教授には、ガスサンプルのメタン濃度とメタンの水素・炭素同位体比の分析をやっていただいた。滋賀県立大学環境科学部の尾坂兼一准教授にも、ガスサンプルのメタン濃度の分析をやっていただいた。滋賀県立大学の後藤直成教授には、T1 地点での 2019 年~2021 年の CTD データを頂いた。滋賀県立大学の海外文一郎船舶運転技術員や田代秋華さんには、はっさか II での観測に協力いただいた。以上の方々に感謝の意を表します。

参考文献

- 林武司 (2005), 酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査, 地下水技術, 47, 27-38.
- 気象庁(2023), 大気中メタン濃度の経年変化, https://ds.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/ch4_trend.html, (参照 2023-07-05).
- 小泉尚嗣・笠谷貴史・後藤直成・丸尾雅啓・山野誠 (2020), 琵琶湖湖底深部湧水と湖底地下構造との関係解明および同湧水が環境に与える影響の把握, <http://usprepo.office.usp.ac.jp/dspace/handle/11355/705>, (参照 2023-07-11).
- Kumagai, M., R.D.Robarts, and Y.Aota (2021), Increasing benthic vent formation: a threat to Japan's ancient lake, Scientific Reports, doi.org/10.1038/s41598-021-83649-4.
- 日本応用地質学会(2023)水みちの実際, 応用地質 Q & A 中国四国版環-01, <https://www.jseg.or.jp/chushikoku/assets/file/faq/3-01.pdf>, (参照 2023-07-07).
- 滋賀県立大学 (2021) 実習調査船「はっさかII」のお披露目会を開催しました, <http://www.usp.ac.jp/topics2/p567/>, (参照 2023-06-18) .
- Tsunogai, U., T., Y. Miyoshi, T. Matsushita, D. D. Komatsu, M. to, C. Sukigara, F. Nakagawa, M. Maruo(2020), Dual stable isotope characterization of excess methane in oxic waters of a mesotrophic lake, Limnol.Oceanogr., 65, 2937-2952.
- 植村善博・太井子宏和 (1990), 琵琶湖湖底の活構造と湖盆の変遷, 地理学評論 Ser.A, 63, 722-740.

調査日	調査時間	北緯	東経
2022年8月31日	11：01－15：45	35度19.6－20.2分	136度5.0－7.2分
2022年9月2日	9：56－15：37	35度19.2－19.5分 35度20.3－20.7分	136度5.3－7.2分
2022年9月13日	9：55－15：16	35度20.8－21.5分	136度5.3－7.6分
2022年10月7日	9：57－13：04	35度21.6－22.0分	136度5.4－7.7分
2022年11月2日	11：56－13：03	35度22.1－22.2分	136度5.4－7.5分
2022年11月4日	9：35－12：03	35度22.3－22.6分	136度5.4－7.8分

表1 はっさかIIを用いて行った水中音波探査の調査日時と調査範囲.

CTD測定日	地点	開始時刻	終了時刻	緯度	経度
2021/9/27	T1	10:46	11:04	北緯35度22.18分	東経136度5.79分
	Y1	14:34	14:42	北緯35度20.22分	東経136度6.09分
2021/12/2	Y1	16:06	16:13	北緯35度20.20分	東経136度6.06分
2022/6/3	Y1	11:30	11:36	北緯35度22.16分	東経136度6.11分
2022/7/1	T1	10:23	10:29	北緯35度22.22分	東経136度5.85分
	Y1	12:20	12:28	北緯35度20.21分	東経136度6.15分
2022/8/8	T1	10:43	10:49	北緯35度22.16分	東経136度5.80分
	Y1	12:22	12:30	北緯35度20.21分	東経136度6.15分
2022/9/12	T1	10:25	10:32	北緯35度22.12分	東経136度5.84分
	Y1	12:15	12:23	北緯35度20.20分	東経136度6.14分
2022/11/10	T1	10:02	10:08	北緯35度22.19分	東経136度5.68分
	Y1	12:00	12:05	北緯35度20.24分	東経136度6.13分

表2 CTD調査の実施日時と測定場所の緯度経度.

採水日	地点	時刻	緯度	経度	採水方法
2021/9/27	T1	11:25~12:06	北緯35度22.17~22.19分	東経136度5.77~5.80分	バンドーン採水器
	Y1	14:54~15:32	北緯35度20.21分	東経136度6.09~6.10分	
2021/11/30	Y1	10:29~11:17	北緯35度20.23~20.24分	東経136度6.05~6.06分	
2021/12/2	Y1(湖底のみ)	15:13	北緯35度20.18分	東経136度6.06分	採泥器
2022/7/1	T1	10:38~11:01	北緯35度22.22~22.23分	東経136度5.84分	バンドーン採水器
	Y1	11:43~12:06	北緯35度20.24~20.25分	東経136度6.13~6.14分	
2022/8/8	T1	11:03~11:21	北緯35度22.15~22.16分	東経136度5.80~5.81分	
	Y1	11:56~12:11	北緯35度20.27分	東経136度6.15分	
2022/9/12	T1	10:41~10:57	北緯35度22.13分	東経136度5.84分	
	Y1	11:43~12:02	北緯35度20.20~20.22分	東経136度6.12~6.14分	
2022/11/10	T1	10:25~10:50	北緯35度22.18分	東経136度5.70~5.71分	
	Y1	11:37~11:51	北緯35度20.24分	東経136度6.13~6.14分	

表3 湖水の採水日，採水地点，採水時刻，採水時の場所の緯度経度，採水方法を示す。

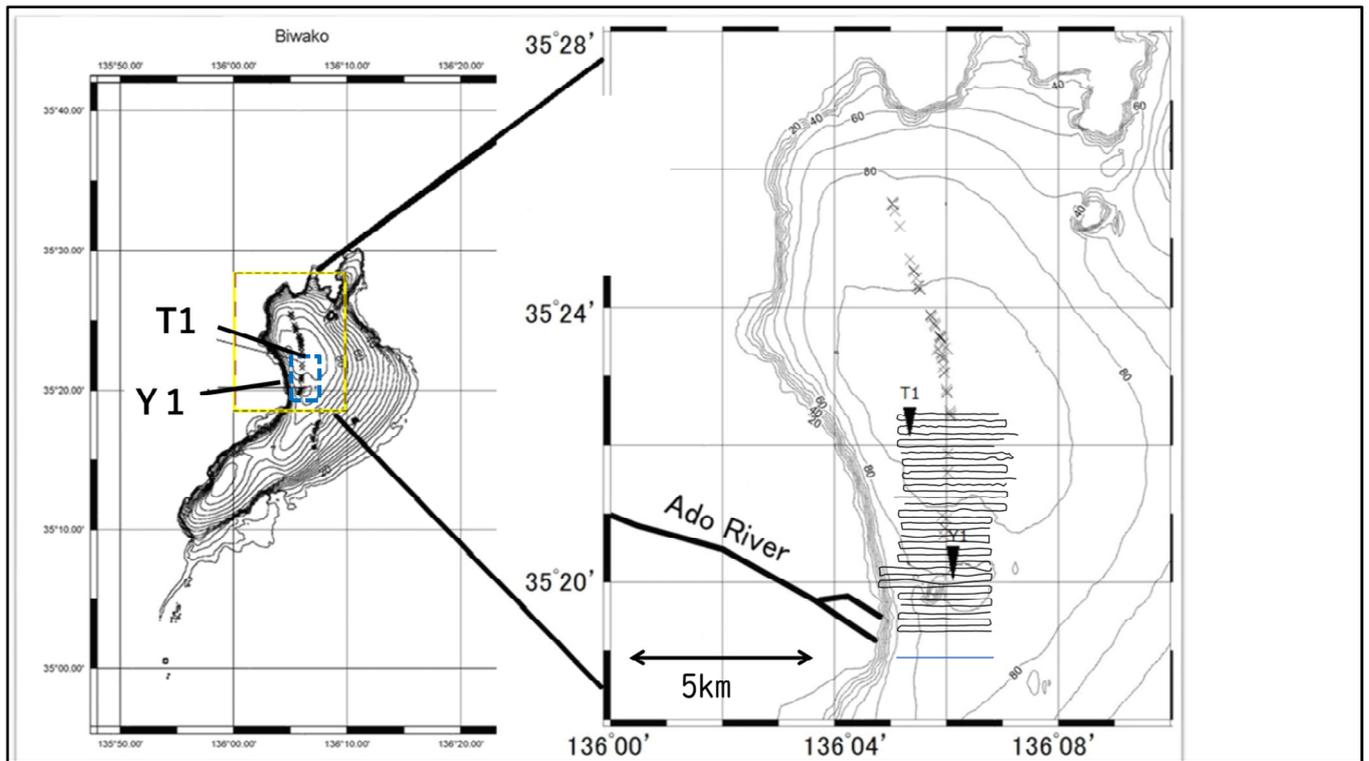


図1 滋賀県立大学の定期観測地点T1と深部湧水観測点Y1の位置と琵琶湖。細く閉じた線は琵琶湖の等深度線。Xは、Kumagai et al(2021)で示された湧水孔の位置である。右図のつづら折りの細線は、2022年8~11月に6回実施した水中音波探査の調査測線。

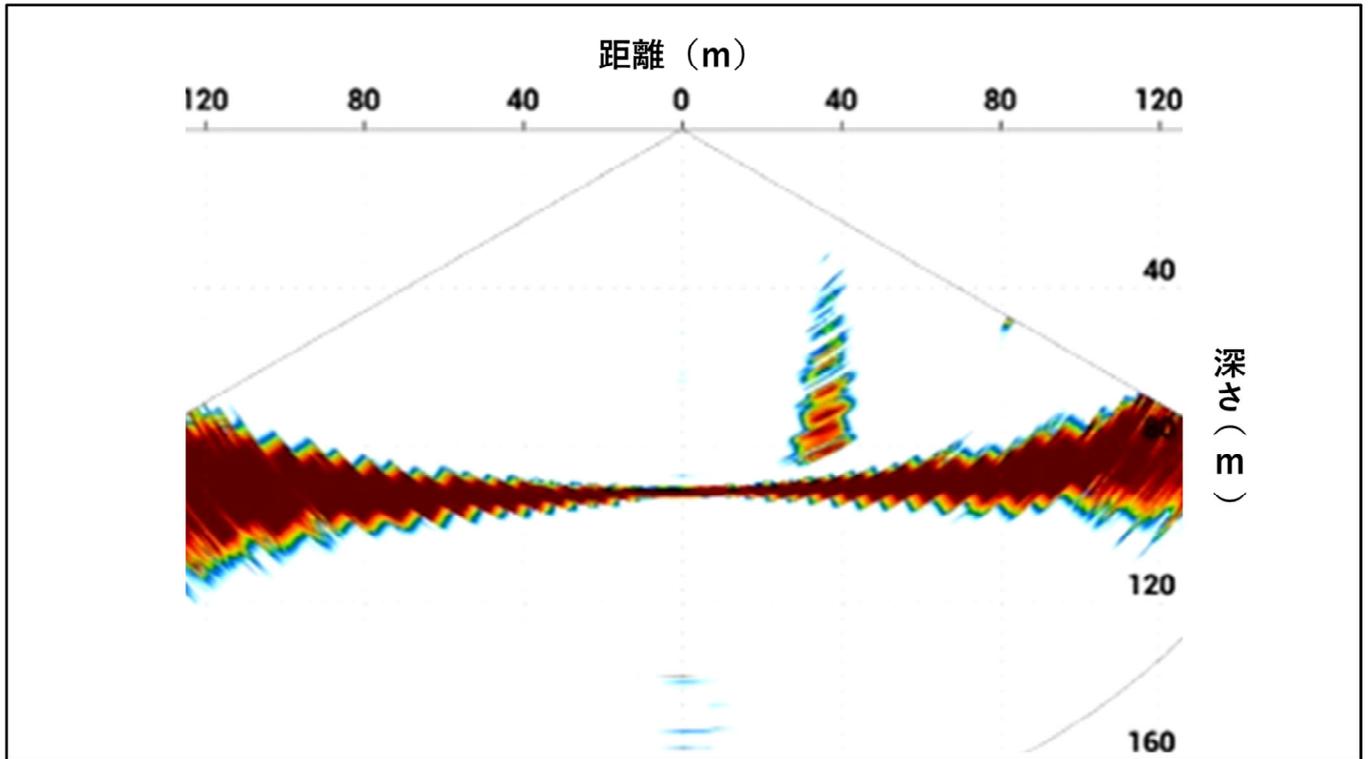


図2 はっさかIIのマルチビームソナーによる、湖底からのガス音響異常測定例（北緯35度22分，東経136度7分付近）。横軸が水平方向の距離（m），縦軸が鉛直方向の深さ（m）を示す。深さ80m付近で見られる，水平方向の反射強度が強い部分は湖底を示す。横軸右側40mの地点で見られる鉛直方向の反射面の連なりが，ガス音響異常である。音響異常の強度は，青，緑，黄，赤の順に大きくなる。



図3 2021年12月2日の深部湧水地点Y1での湖底泥の採泥の様子と上澄みの水。採泥直後の写真が左図で上澄みの水の部分を拡大した写真が右図。

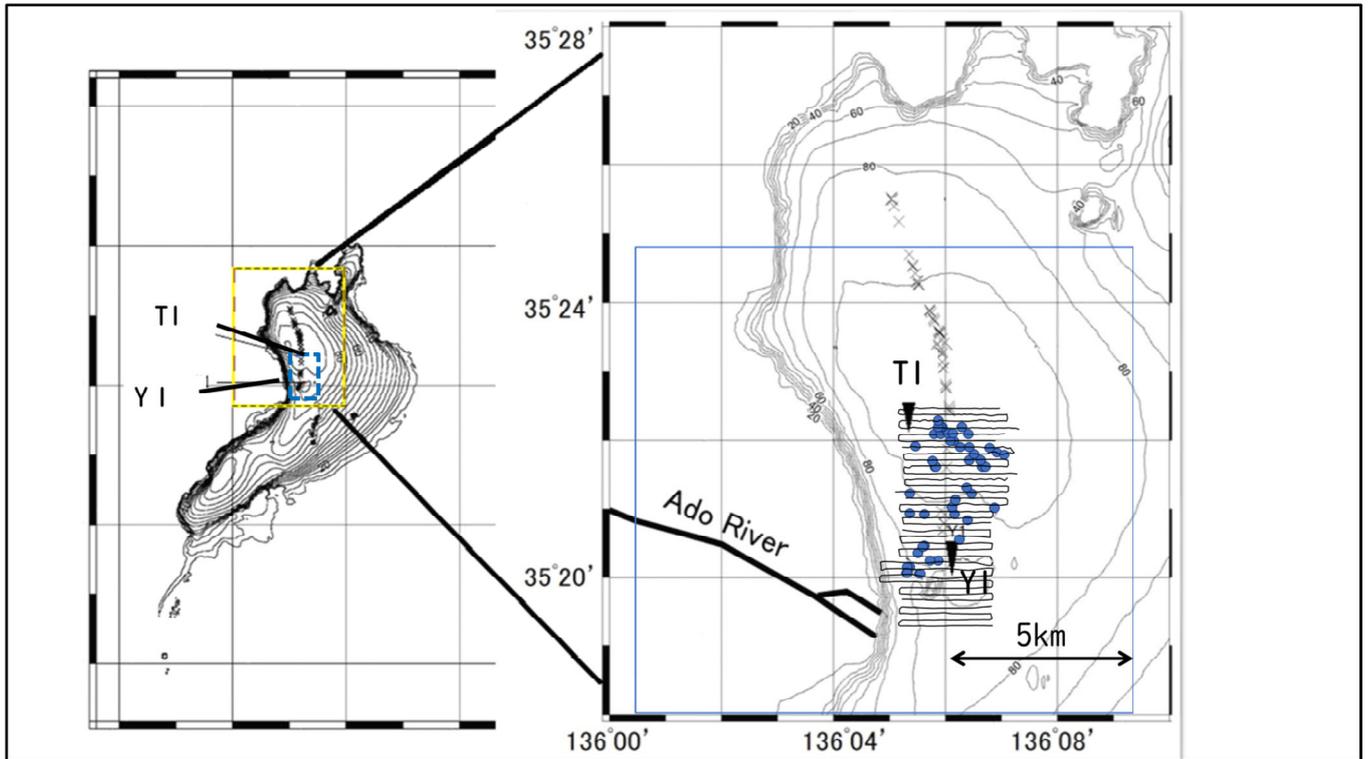


図4 Kumagai et al(2021)で示された湧水孔の位置 (x) と今回検出された36か所のガス音響異常の位置 (青丸) .

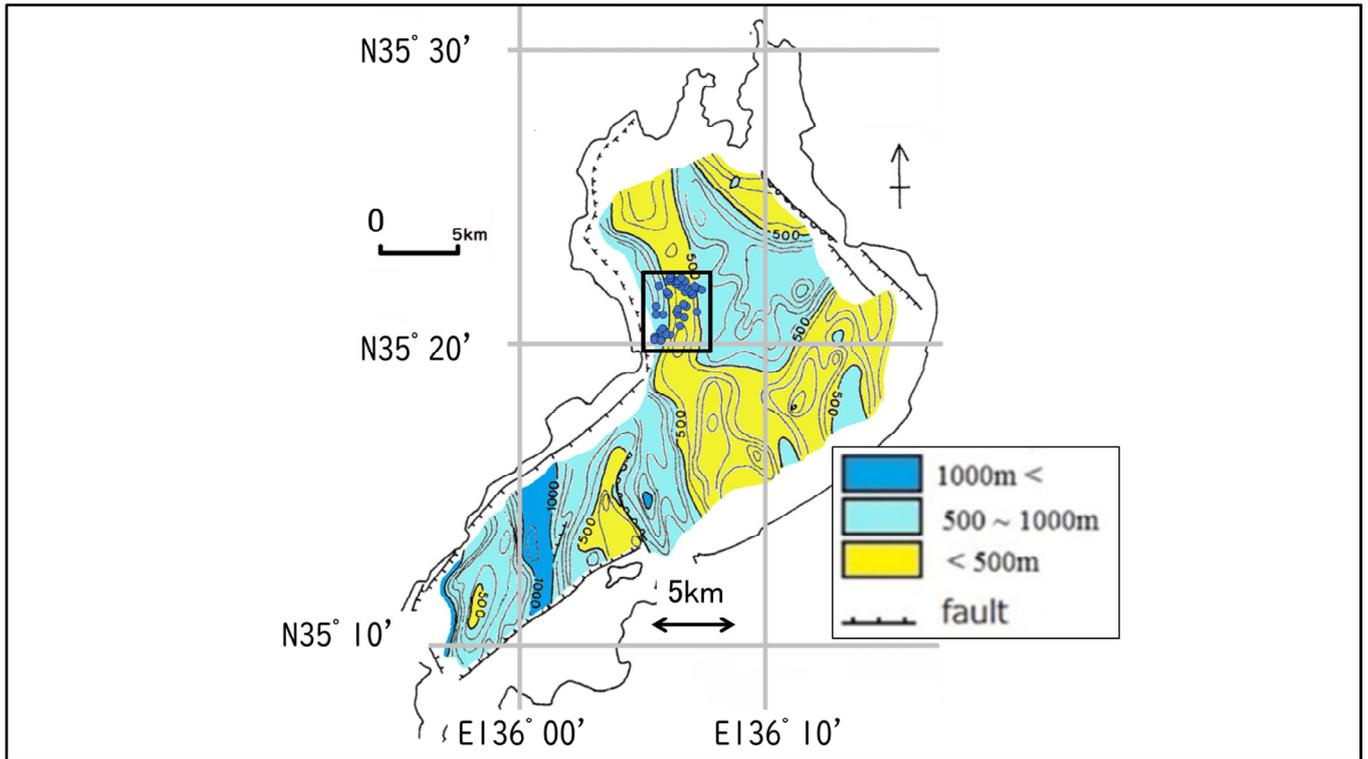


図5 今回検出された36か所のガス音響異常の位置（矩形内の青丸）を Kumagai et al.(2021)の湖底堆積物の厚みの図に重ねたもの。湖底堆積物の厚みが500m未満が黄色、500～1000mが水色、1000mより上が青色で塗り分けられている。湖底堆積物の厚みの図は、植村・太井子(1990)の琵琶湖の基盤深度の図に基づく。

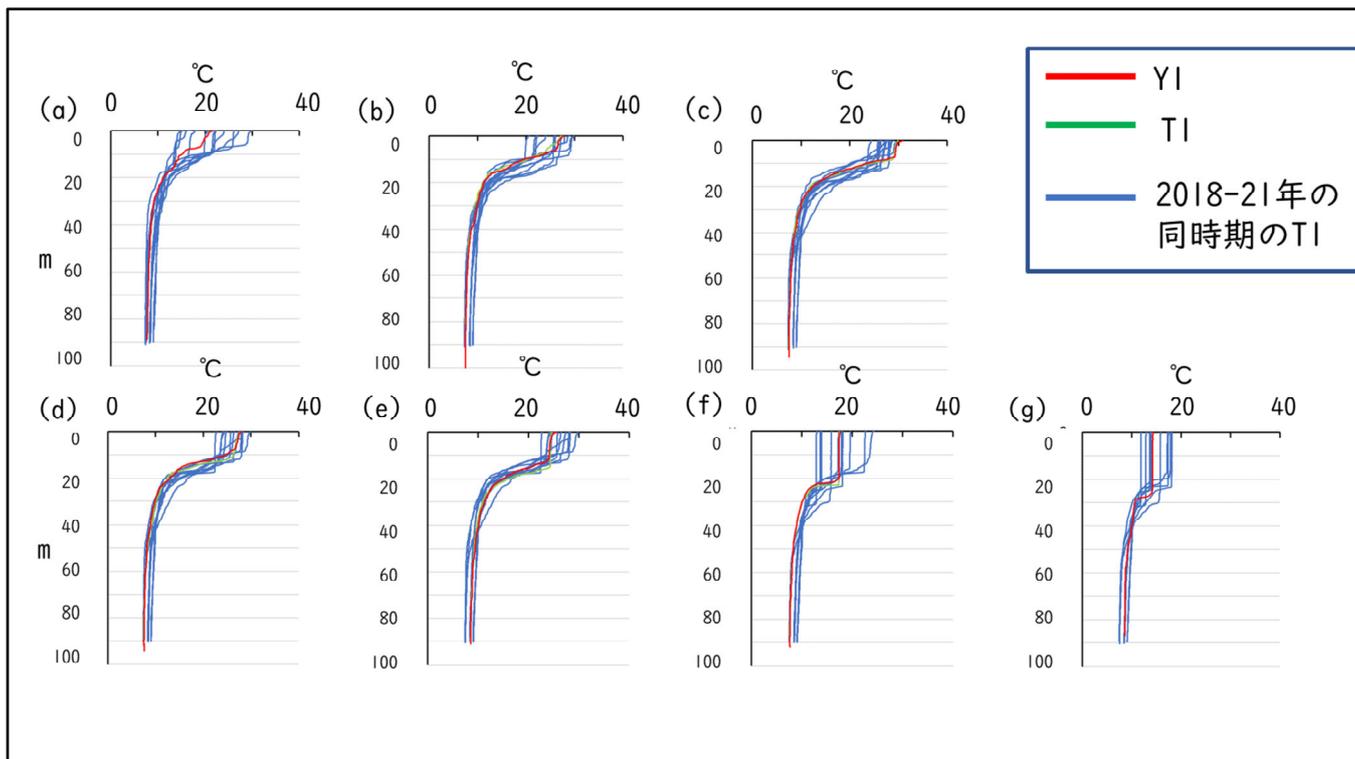


図6 2021年9月～2022年11月の深さ方向の水溫の分布を測定月順に並べた。a)2022年6月3日, b)2022年7月1日, c)2022年8月8日, d)2022年9月12日, e)2021年9月27日, f)2022年11月10日, g)2021年12月2日。赤線が湧水地点Y1でのデータで, 緑線が参照点である定期観測点T1のデータ。青線は, 2018年～2021年の測定月日プラスマイナス1か月のT1のデータ。

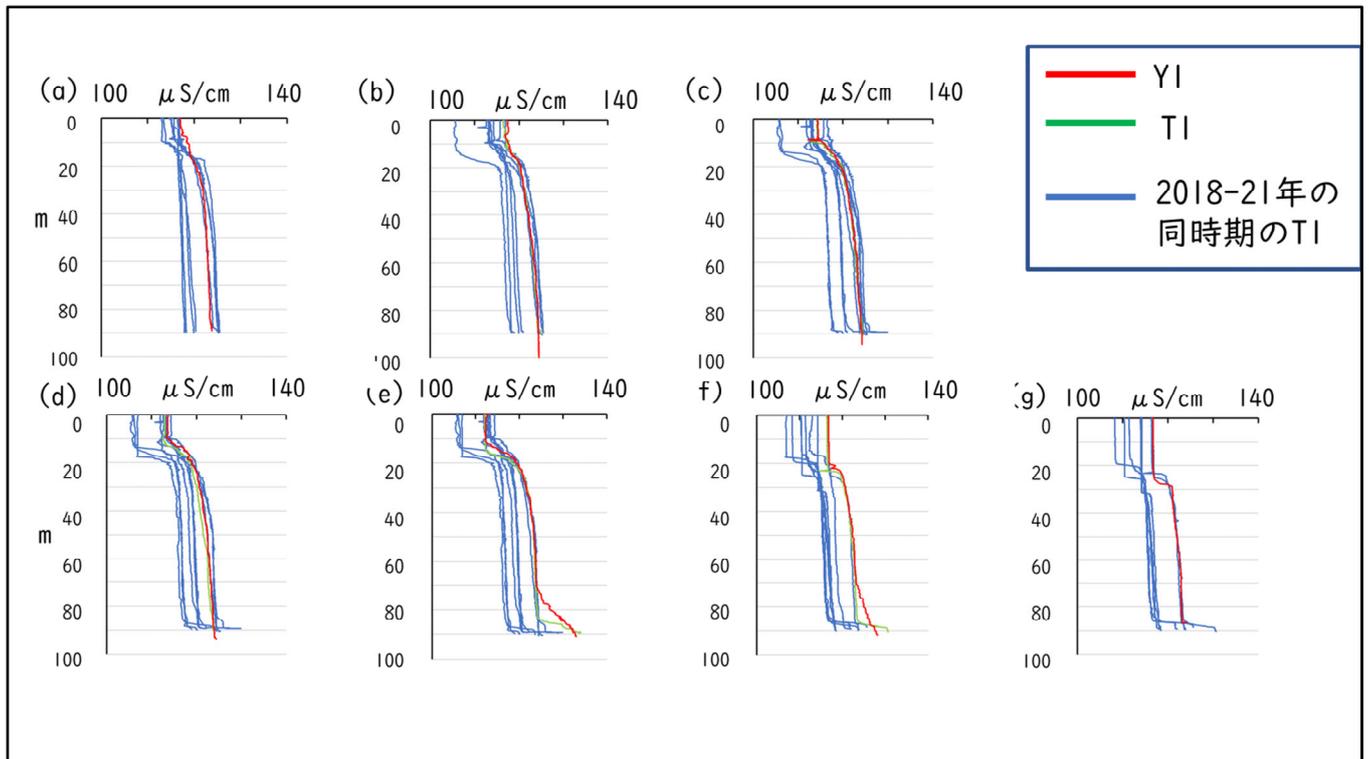


図7 2021年9月～2022年11月の深さ方向の電気伝導度の分布を測定月順に並べた。a)2022年6月3日, b)2022年7月1日, c)2022年8月8日, d)2022年9月12日, e)2021年9月27日, f)2022年11月10日, g)2021年12月2日。赤線・緑線・青線は図6と同様。最深部で電気伝導度が急増する事があるのは, CTDセンサーが湖底に着いた時, 泥水がセンサー内に入ったためと考えられる。

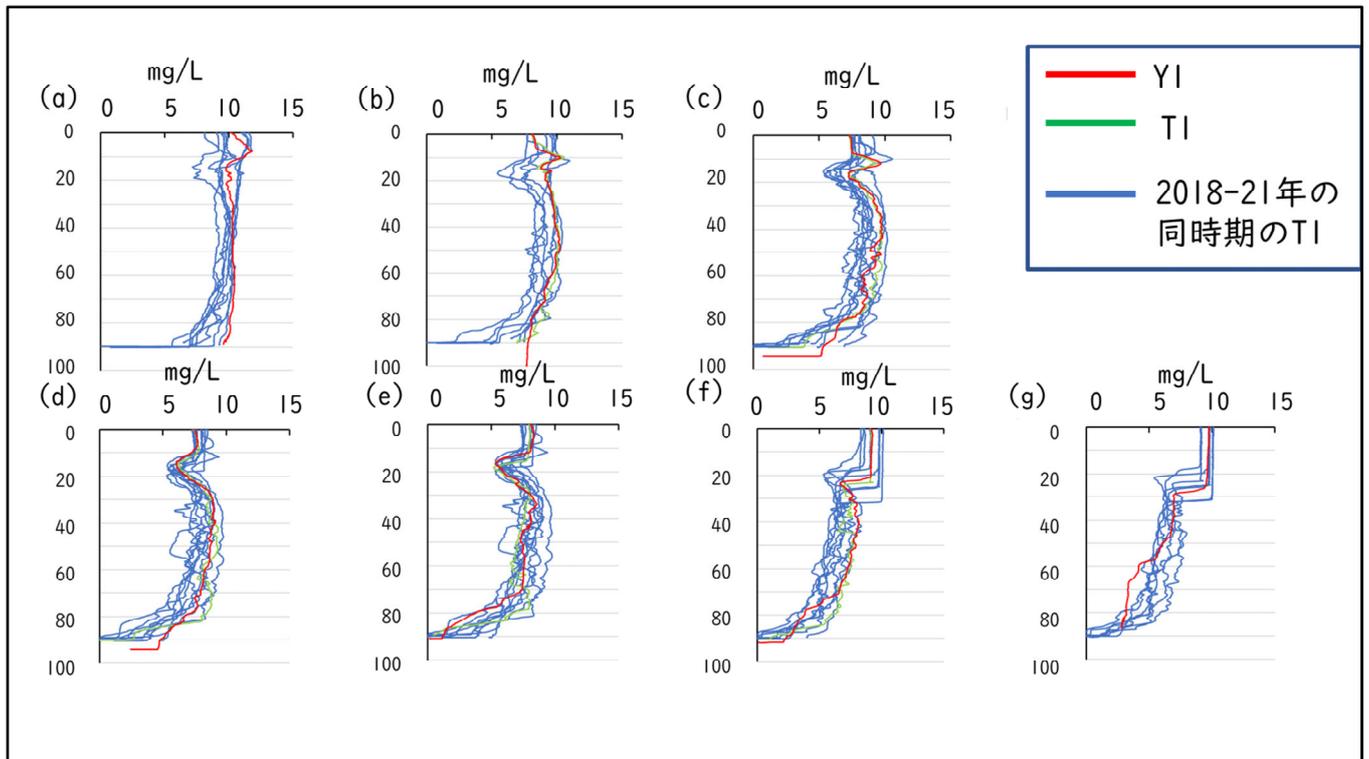


図8 2021年9月～2022年11月の深さ方向の溶存酸素量の分布を測定月順に並べた。a)2022年6月3日, b)2022年7月1日, c)2022年8月8日, d)2022年9月12日, e)2021年9月27日, f)2022年11月10日, g)2021年12月2日。赤線・緑線・青線は図6と同様。最深部で溶存酸素量が急減することがあるのは, CTDセンサーが湖底に着いた時, 泥水がセンサー内に入ったためと考えられる。

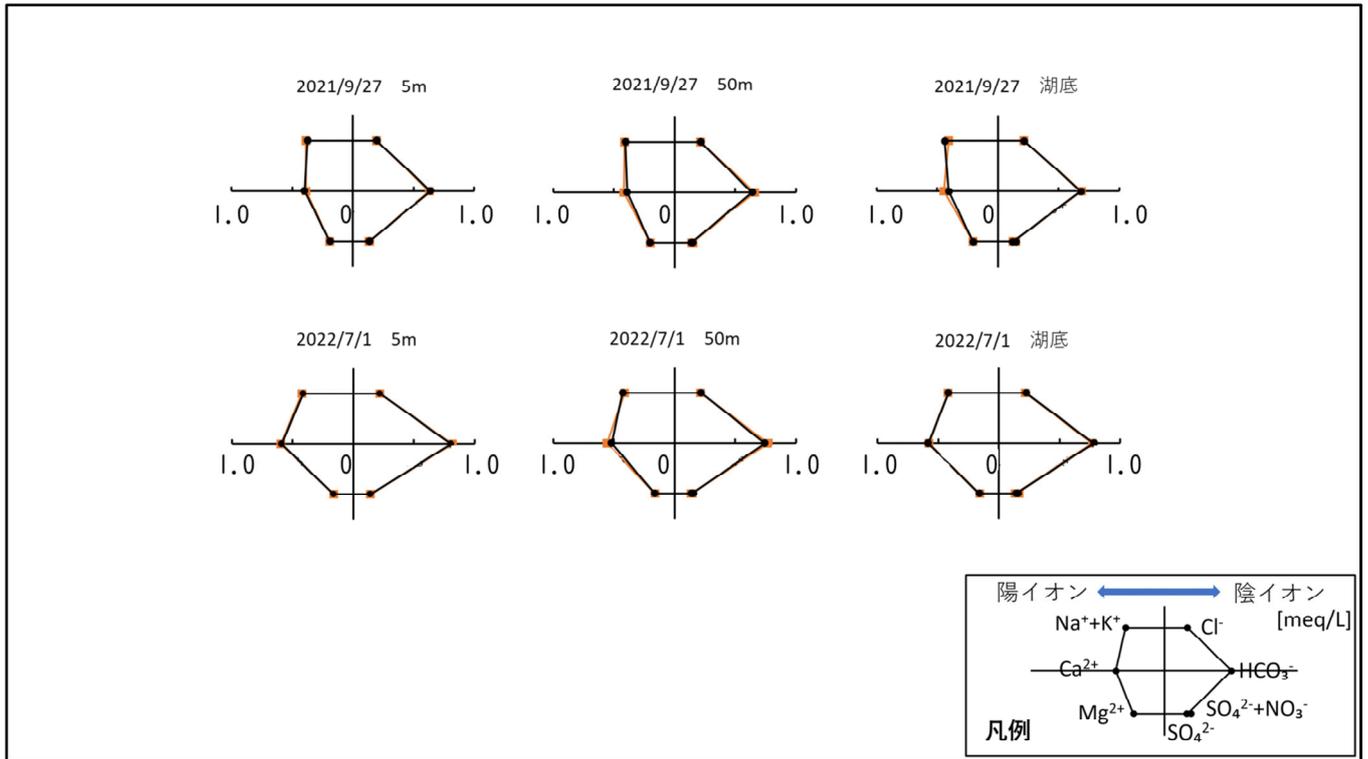


図9 2021年9月12日，2022年7月1日の，深度5m，深度50m，湖底におけるT1（黒色）とY1（橙色）の水質を比較したもの。

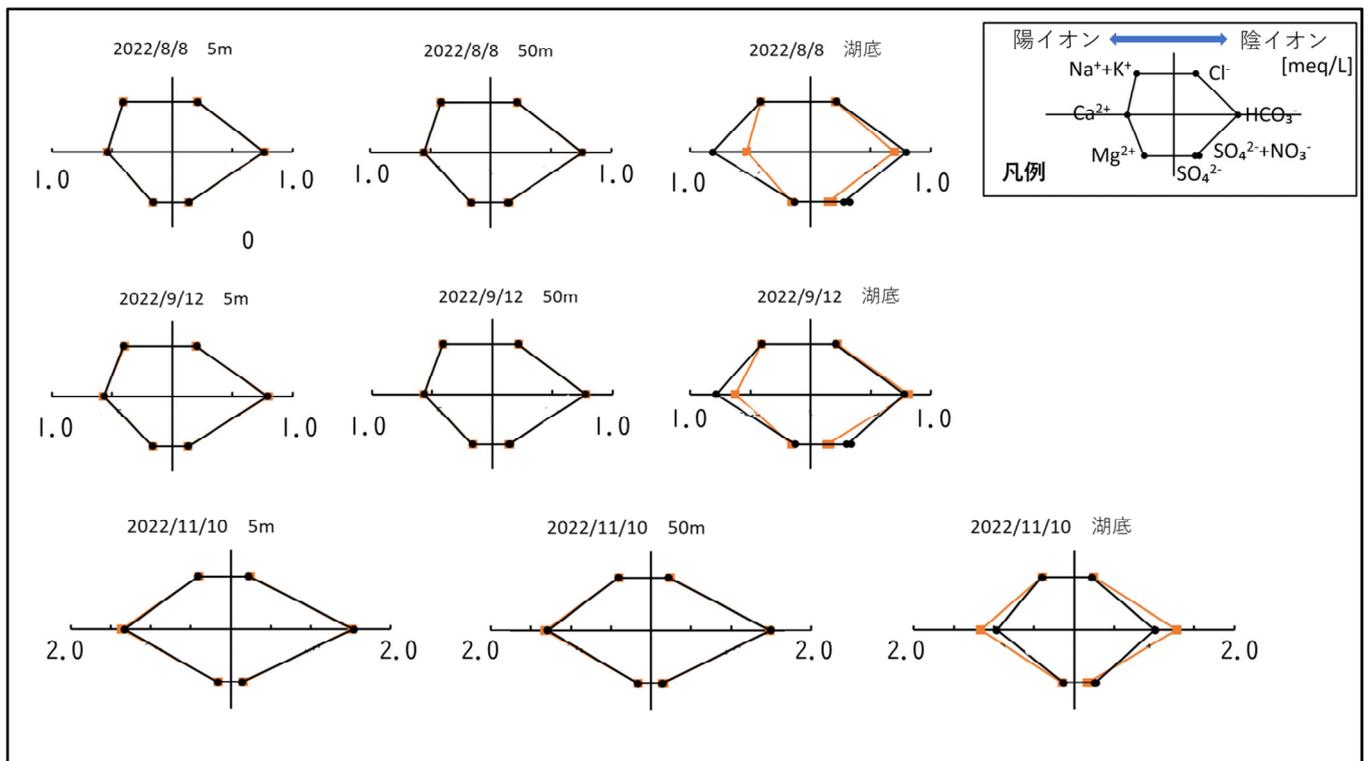


図10 2022年8月8日，2022年9月12日，2022年11月10日の，深度5m，深度50m，湖底におけるT1（黒色）とY1（橙色）の水質を比較したもの。

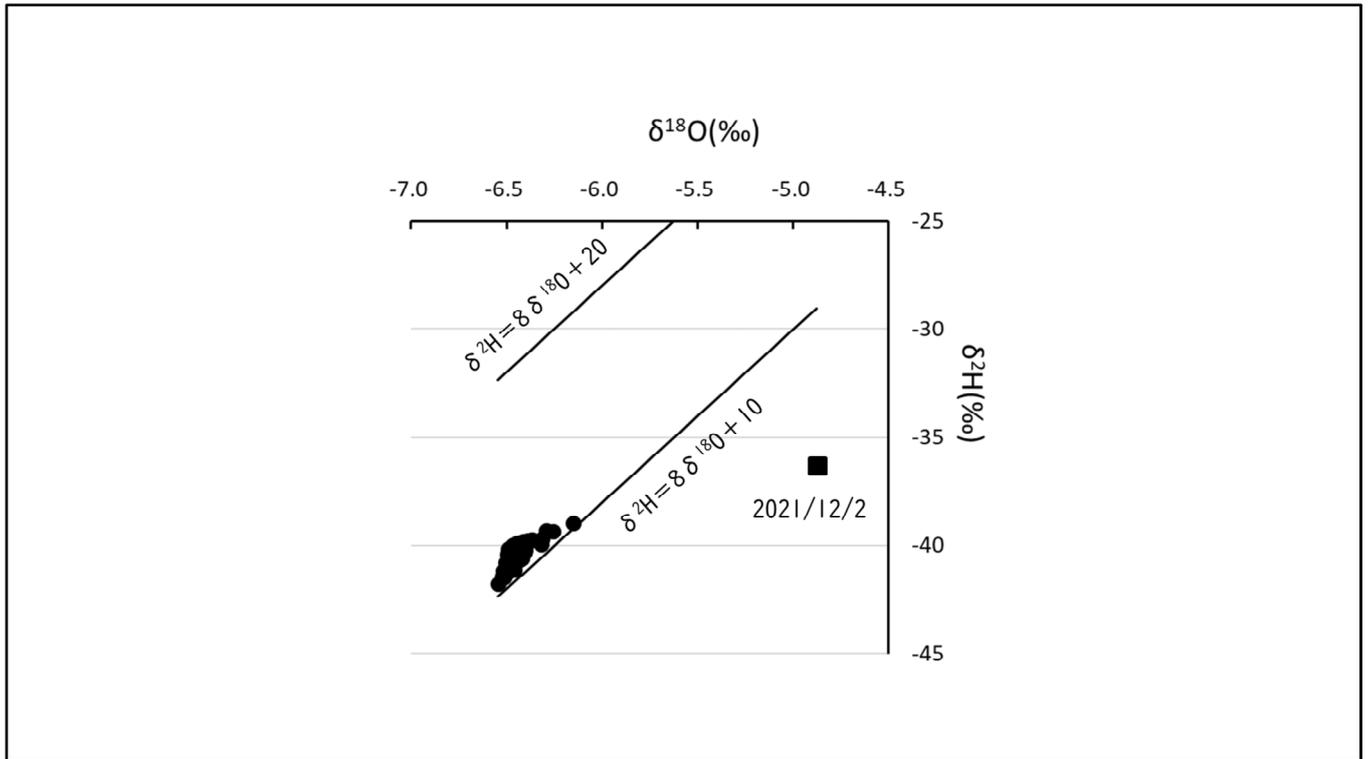


図11 湖水の水素・酸素同位体比の分布(●) で、 ■が2021年12月2日のサンプルの測定結果.

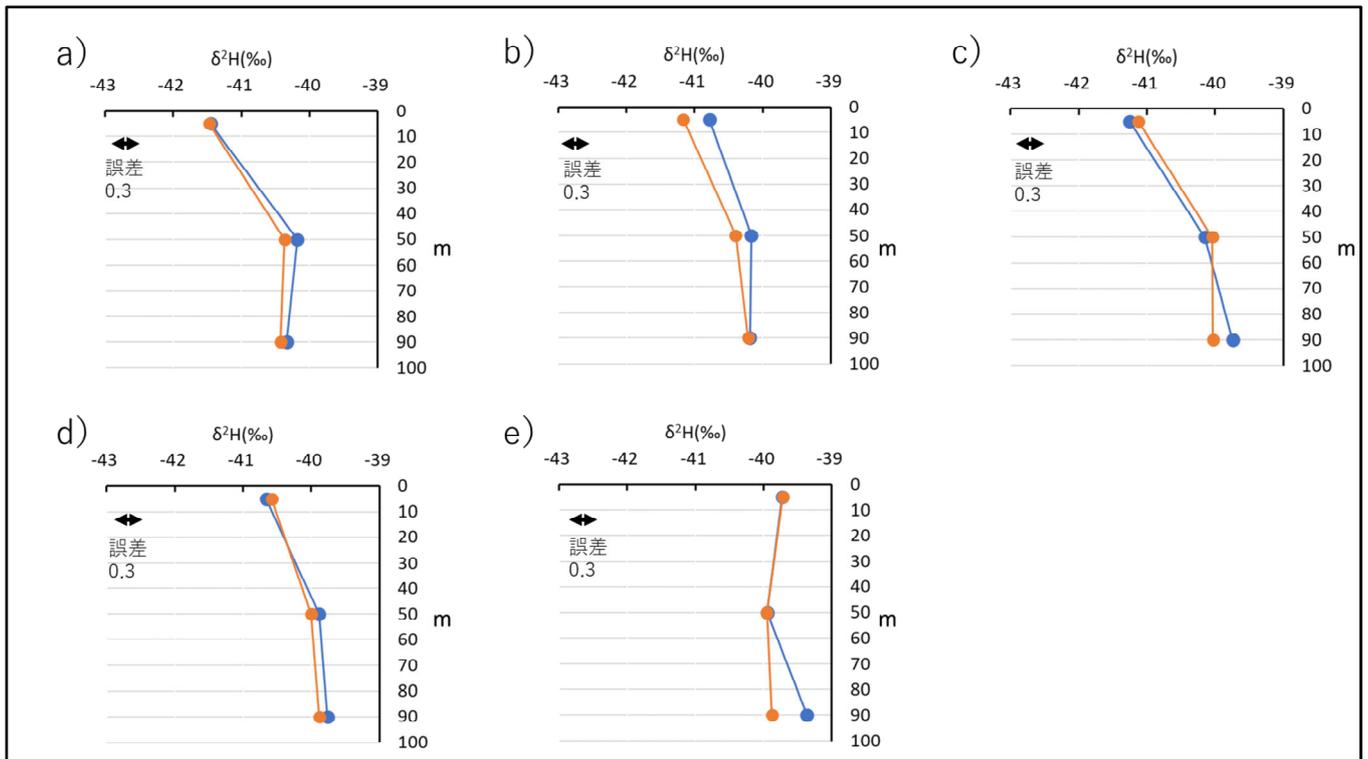


図12 a)2021年9月27日,b)2022年7月1日,c)2022年8月8日,d)2022年9月12日,e)2022年11月10日のT1（青色）とY1（橙色）における湖水の水素同位体比の深さ毎の分布。

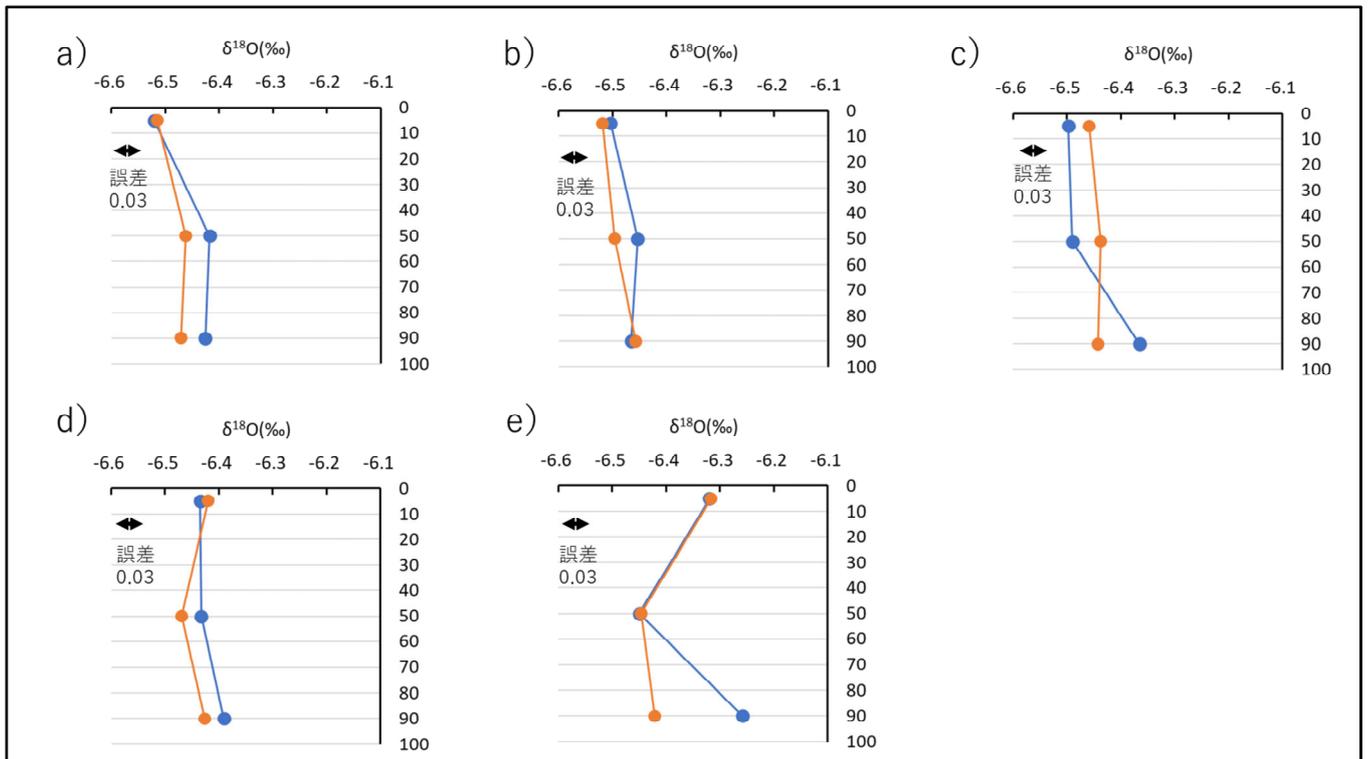


図13 a)2021年9月27日,b)2022年7月1日,c)2022年8月8日,d)2022年9月12日,e)2022年11月10日のT1（青色）とY1（橙色）における湖水の酸素同位体比の深さ毎の分布。

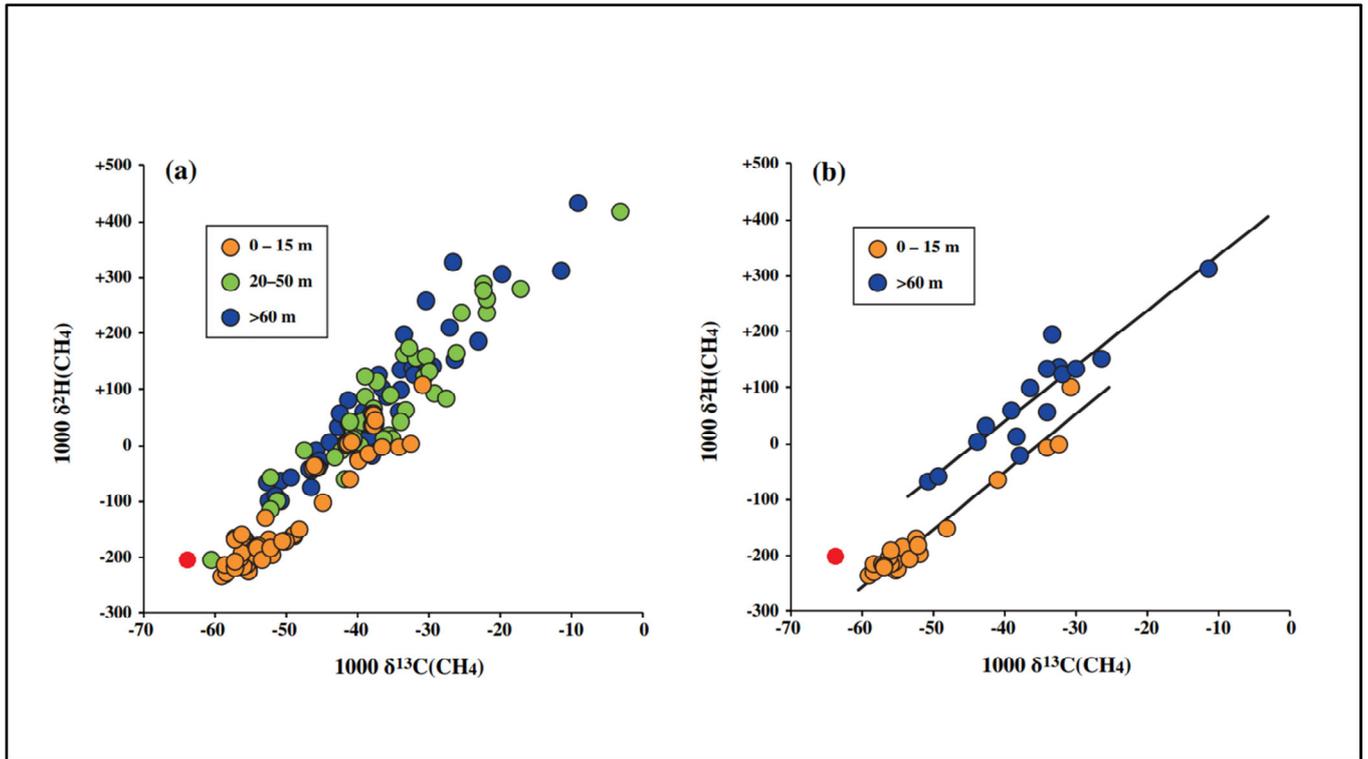


図14 Tsunogai et al.(2020)による琵琶湖水の溶存メタンの炭素・水素同位体比の図に、我々の調査で採集したガスの分析結果（赤丸：1点）を加えたもの。
 (a) 水深0～15m（橙丸）、20～50m（緑丸）、60～90m（青丸）の結果。
 (b) 湖水が成層構造する時期の水深0～15m（オレンジ）、60～90m（青）の結果と、0～15m、60～90mそれぞれについて回帰直線。1000 $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ ・1000 $\delta^2\text{H}(\text{CH}_4)$ は、メタンの $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^2\text{H}$ を‰で示したもの。

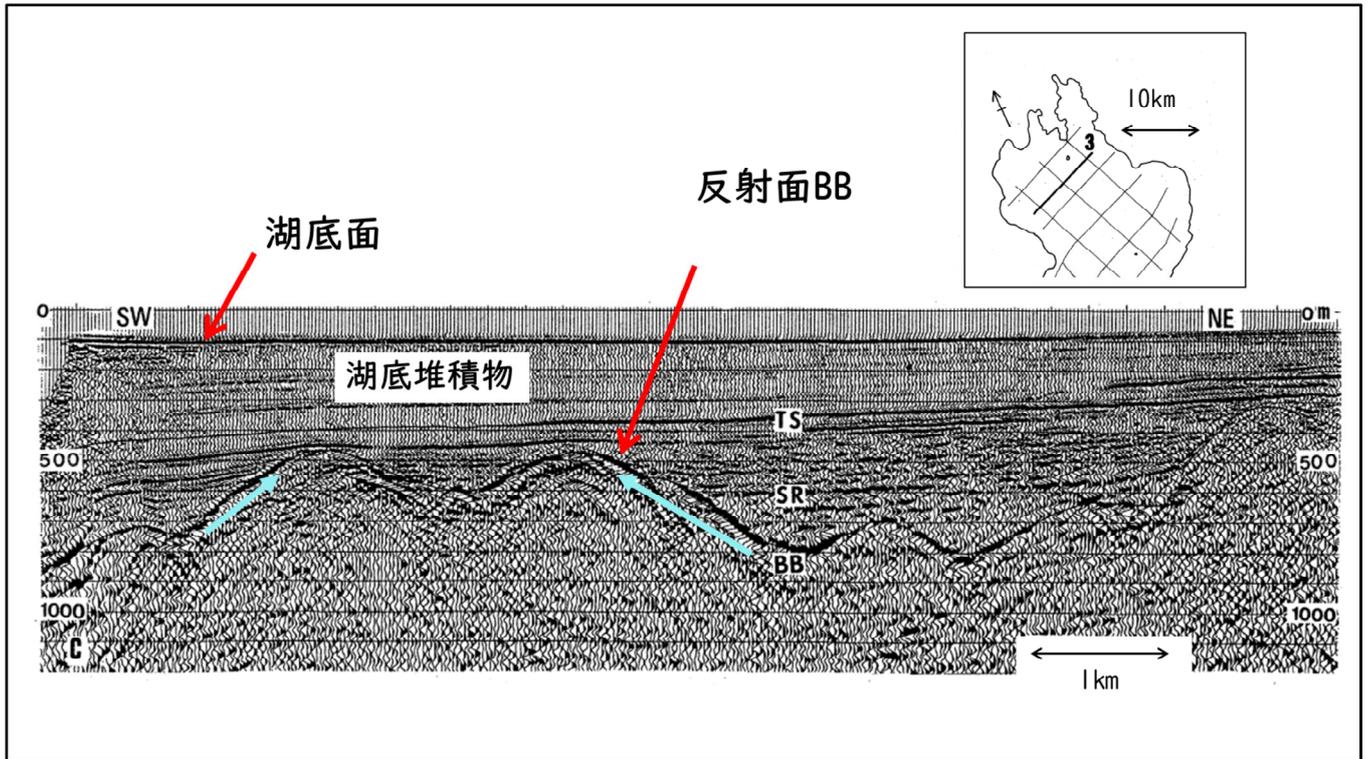


図15 植村・太井子（1990）による北湖北西部におけるエアーガンによる湖底構造の図を一部変更したもの。左右の数字は、湖面からの深さをmで表している。右上の3で示される北東-南西方向の測線に沿う断面図が示されている。図中のBBで示される反射面が基盤で、この基盤の湖底面からの深さが、図4で示された湖底堆積物の厚みに相当する。水色の矢印が想定される地下水の流れ。

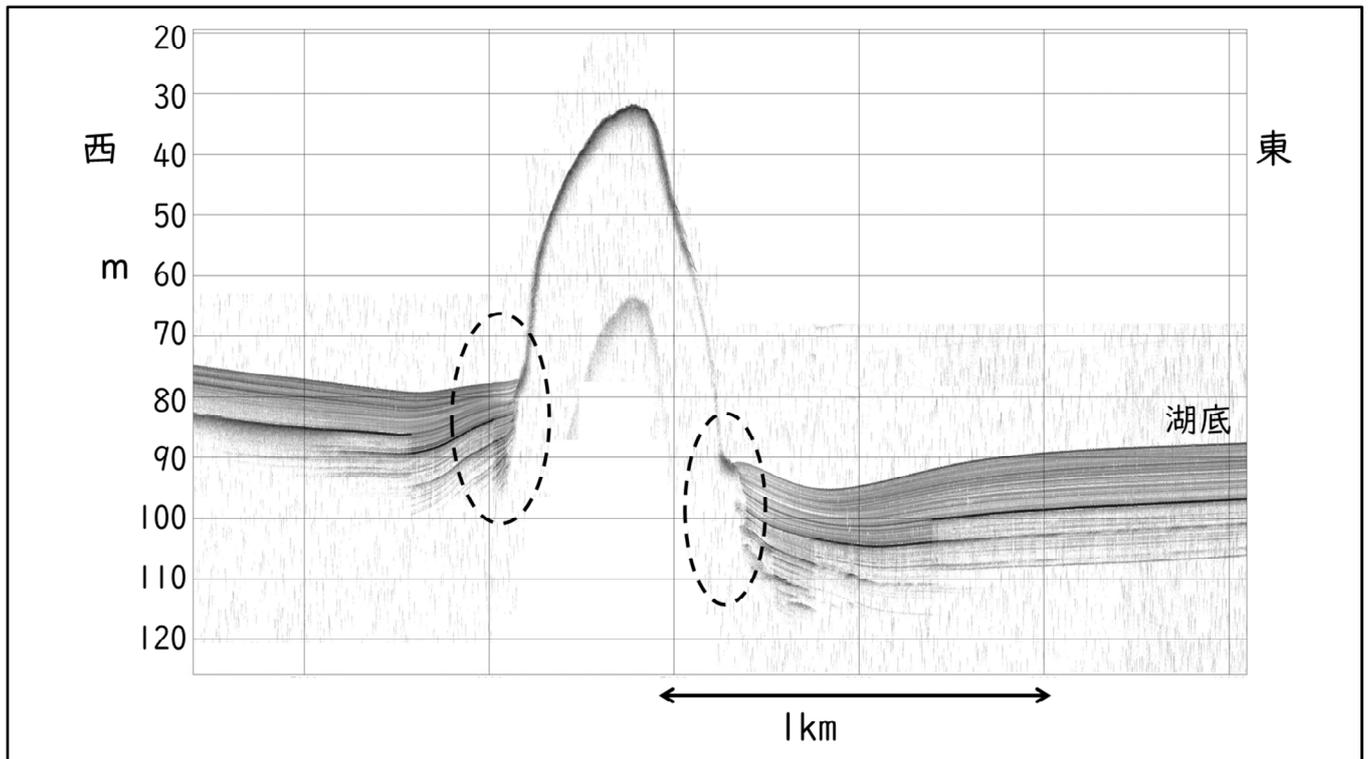


図16 図4のY1を横切る東西測線における湖底の断面図(笠谷, 私信)。鉛直方向が水平方向に比べ約15倍に拡大されている。基盤と思われるものが盛り上がって露出し、比高40~60mのマウンド(湖底山)となっている(図4)。破線の丸で囲んだ2か所部分が、基盤と湖底堆積物との不整合面と考えられる。東側の不整合面の直上付近がY1となる。この調査は、2019年9月20日に行われた(小泉・他, 2020)。

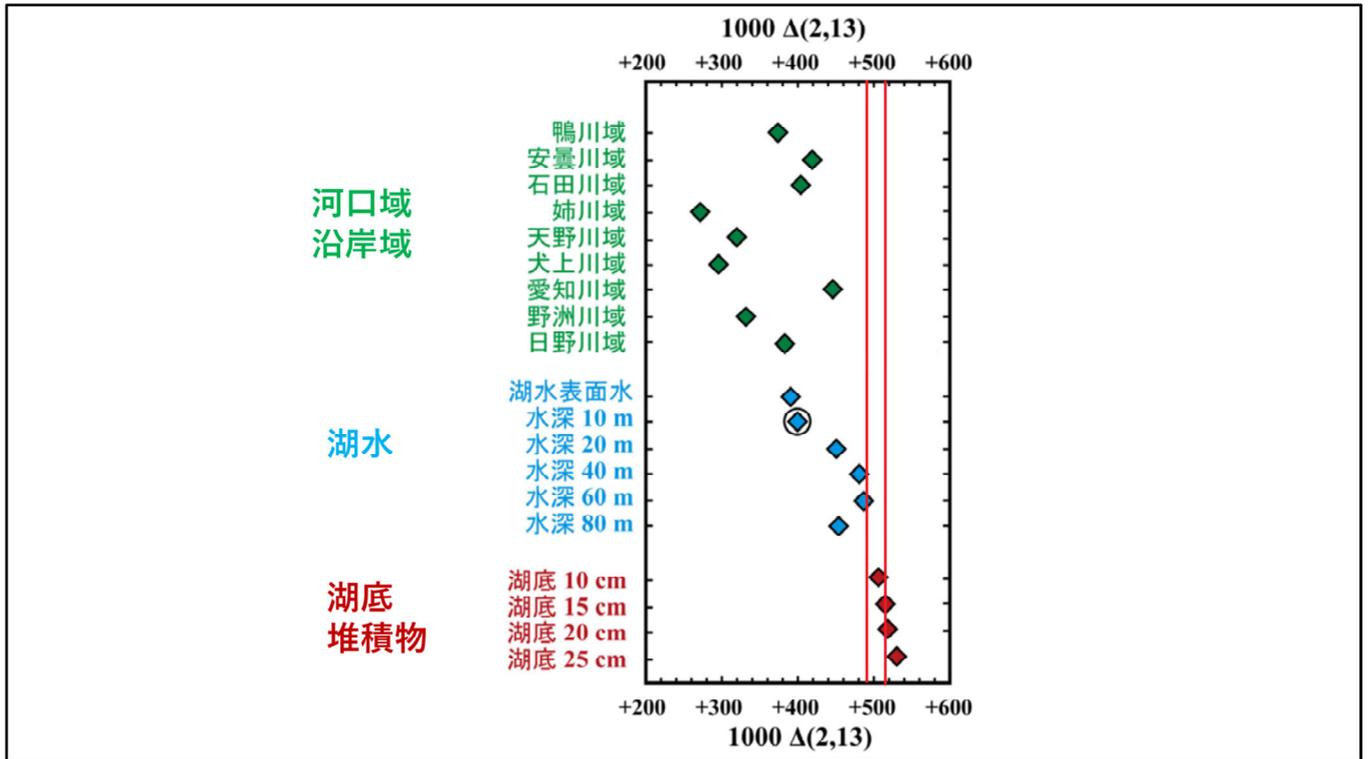


図17 Tsunogai et al.(2020)によるガスのメタン分析結果の図を一部修正したものに、我々が採集したメタンの $\Delta(2,13)$ の値 ($498 \pm 12\text{‰}$) を赤線で示す。湖水のデータで、丸印をつけたものは、夏季にメタンが濃縮する水塊での $\Delta(2,13)$ (Tsunogai et al.,2020). $1000 \Delta(2,13)$ は、 $\Delta(2,13)$ を%で示したもの。