

湖底断層研究会キックオフワークショップ

報告書

2018年10月

滋賀県立大学 環境科学部 環境生態学科

小泉尚嗣

はじめに

活断層は、数千年～数万年に1回程度の頻度で断層運動（大地震）を起こして環境を破壊する。他方、地震を起こさない期間においては、断層面周辺の破壊によって生じた面状の高透水性構造が、地下水流動を促進し、地下水による熱・物質供給を通して環境を形成・維持するという側面を持つ。日本最古かつ最大の湖であり、周囲の陸上の活断層の調査も進んでいる琵琶湖において、湖底断層とその周辺の水を研究することは、上記の後者の役割を明らかにする上で効率的である。また、琵琶湖が、滋賀・大阪・京都の貴重な水源でもある事を考えれば重要でもある。

このような観点にたつて、平成30年8月29日～30日に、滋賀県立大学において、「湖底断層研究会」のキックオフワークショップを開催した。初日（8月29日）は、本研究会参加メンバーによるミーティングや滋賀県立大学実習調査船：「はっさか（5t）」の見学を行った後、湖底断層研究における現状と課題についてのワークショップを開催した。2日目（8月30日）は、実験調査船「はっけん号（36トン）」（NPO法人「びわ湖トラスト」所有）に大津港から乗船し、深部湖底湧水がある高島市沖合の琵琶湖最深部付近に移動し、現地を見学すると共に、船の設備の確認を兼ねて予備調査を行いつつ、琵琶湖の湖底断層調査のための課題について議論した。2日間の日程ではあったが、非常に中身の濃い内容であった。

本報告書では、初日のワークショップの発表内容について紹介する。一般に環境破壊リスクとのみ考えられている活断層の別の側面について、読者にも考えていただければ幸いである。

2018年10月

滋賀県立大学環境科学部教授 小泉尚嗣

湖底断層研究会キックオフワークショップ

プログラム&講演要旨

	開始	終了	名前	所属	タイトル
	13:30	13:35	小泉尚嗣	滋賀県立大学環境科学部	このワークショップについて
1	13:35	14:05	笠谷貴史	海洋研究開発機構地震津波 海域観測研究開発センター	物理の目で見える湖底断層
2	キャンセル		山野 誠	東京大学地震研究所	湖底での熱流量測定による湧水の推定
3	14:05	14:35	濱元栄起	埼玉県環境科学国際センター	水域における熱流量測定 ー琵琶湖湖底への適用ー
	14:35	14:50	休憩		
4	14:50	15:20	丸尾雅啓	滋賀県立大学環境科学部	琵琶湖湖西に流入する河川水と温泉水の水質
5	15:20	15:50	小泉尚嗣	滋賀県立大学環境科学部	滋賀県高島市周辺の花折断層・琵琶湖西岸断層付 近の温泉水・河川水・湧水について
6	15:50	16:20	岸 和央	立正大学 地球環境科学部	高島市針江地区のかばた文化を支える水環境
	16:20	17:00	総合討論		

2018年8月29日

滋賀県立大学環境科学部 B0 会議室

物理の目で見る湖底断層

笠谷貴史（海洋研究開発機構地震津波海域観測研究開発センター）

1. はじめに

琵琶湖の西岸域には大規模な活断層が分布することが知られており、その一部は湖底にも存在するとされている。陸の活断層と異なり、海域や湖では直接サンプルを得ることや地下構造を得るのは地形を被覆する水があるために容易ではない。つまりは、最も基礎的な情報である地形の起伏、断層構造などを直接目で見ることは不可能である。そのため、物理現象を用いた調査をする必要がある。本発表では、音波や電気を用いた調査法について紹介し、琵琶湖での観測をどのように行っていくのかについて議論したい。

2. 音波を用いた調査

音波を用いることで湖底地形、湖底の底質、湖底下の堆積構造を得ることができる。湖底地形は一般的にマルチビーム測深器（以下、MBES）を用いて取得することが出来る。水深 200m 程度までであれば、200~400kHz の MBES を用いて調査を行う。底質はサイドスキャンソナー（以下、SSS）を用いて音波の反射強度でイメージングする。堆積構造はサブボトムプロファイラー（以下、SBP）や、より大きな音源を用いた音波探査を用いることが一般的である。和田ほか（2013）では、MBES を用いた測深と 3.5kHz の SBP による地層探査を行い、複数の断面の比較から堆積構造に現れた変形構造についての議論を行っている。また、内田ほか（2017）では、屈斜路湖において SSS と高精度なパラメトリック式 SBP によるデータから、詳細な底質分類と精密な堆積層の状況を解析し、湖底地すべりの存在や変位構造を明らかにした。岡村ほか（1982）では、琵琶湖湖底の活断層の分布を明らかにするために、SBP より周波数の低い音源とストリーマーを用いた反射法音波探査を行っている。

今後の我々の調査では、SBP で得られる堆積構造が重要になると思われる。JAMSTEC では曳航型の高出力 SBP を所有している（図 1）。この SBP は FM チャープ波を音源に用いており、出力が 2kW と大きく、発振周波数帯域が 0.5~24kHz と広い特

徴がある。特に低周波側が 0.5kHz から発振できるため、透過深度を大きくとることが可能である。ただ、低周波数での発振の場合は、解像度は下がってしまう。そのため、低周波数帯域による深部構造を主とした観測と、浅部の詳細な構造把握を目的とする観測を組み合わせ、断層構造のイメージングをする必要がある。また、内田ほか（2017）で用いられた SSS と同じ機材を所有しているため、同等の底質分類が可能になる。

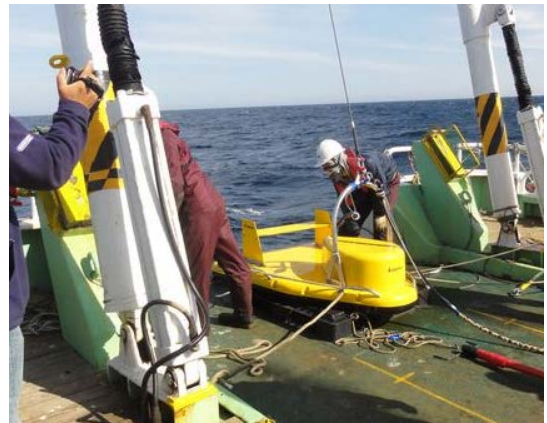


図 1 オフショアオペレーション第 18 海工丸での SBP のオペレーションの様子。

3. 電気探査

電気探査では、地下の比抵抗分布を得ることができる。基盤岩は堆積層より高い比抵抗としてイメージングされるため、堆積構造と合わせて解釈することで、湖底下での断層構造の有無や変位地形の解釈に重要なデータとなることが期待される。しかしながら、水深が深い場合は、可能な限り湖底近くを曳航することが必要になるため、観測にあたっては綿密に観測計画を立てる必要があると思われる。

引用文献

- 内田ほか, 北海道地質研究所報告, 89, 1-11, 2017.
- 岡村ほか, 活断層研究, 10, 53-64, 1992.
- 和田ほか, 応用地質学会予稿集, 2013.

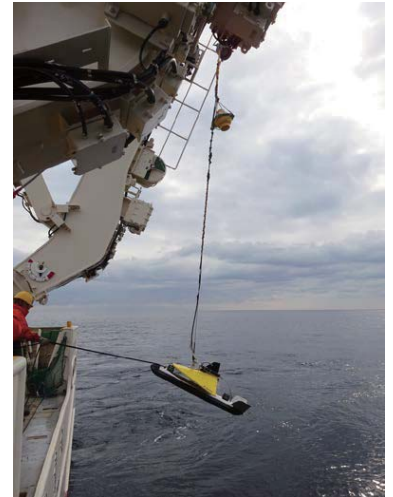
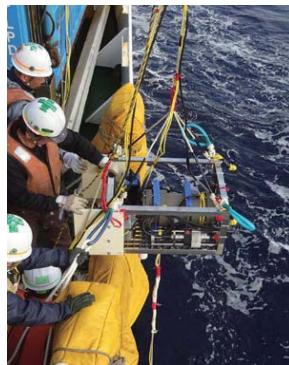
物理の目で見る湖底断層

笠谷貴史

海洋研究開発機構

地震津波海域観測研究開発センター

- 音波を用いた調査法
- 電気探査
- 実際の観測に向けて



音波での観測

- 測深
 - ✓ マルチビーム測深器
 - ✓ シングルビーム測深器
 - ✓ 魚探
 - ✓ サブボトムプロファイラーの走時
- 後方散乱強度
 - ✓ サイドスキャンソナー
 - ✓ 測深器のサイドスキャン機能
- 地層探査
 - ✓ サブボトムプロファイラー
 - ✓ 音波（地震波）探査
- プルーム探査
 - ✓ ソナーのウォーターカラムを利用

インターフェロメトリソナーや合成開口ソナーなど新しいソナー技術もあるがここでは割愛

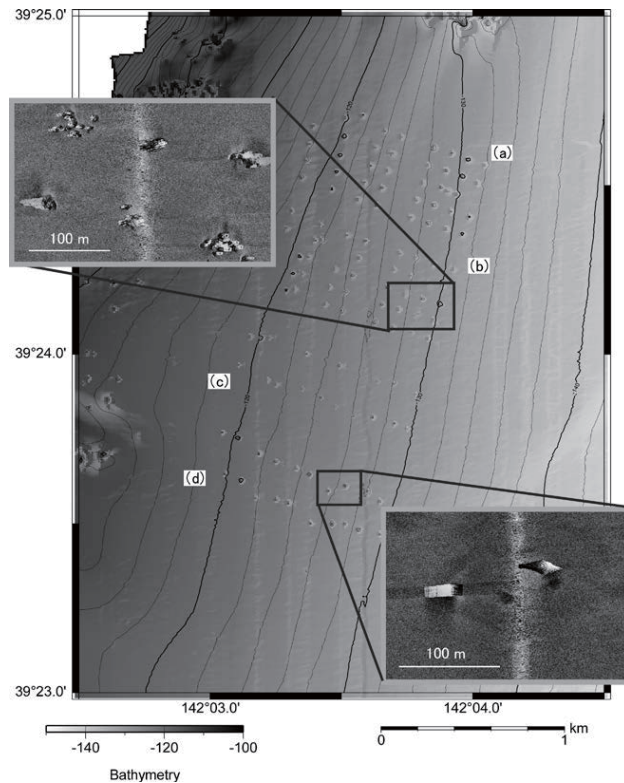
音波での測深

- マルチビーム測深器 (MBES)
 - ✓ 広範囲を一度に計測可能
 - ✓ 処理に手間 (工数) がかかる
- シングルビーム測深器
 - ✓ 処理は簡便
 - ✓ 測線間のデータはとれない
- 魚探
 - ✓ 処理は簡便
 - ✓ 測線間のデータはとれない
 - ✓ ビームが大きく精度に難
 - ✓ 音速補正は難しい

音波での底質把握

- サイドスキャンソナー (SSS)
 - ✓ 船舶から曳航して観測する必要
 - ✓ スワス幅が広い
 - ✓ 生データから斜距離補正などを施しモザイク図を作成
- MBESのサイドスキャンソナー機能
 - ✓ MBESと同時に出来るので手軽
 - ✓ 一般的にS/NはSSSに劣る
 - ✓ スワス幅がSSSに比べると狭い

測深とサイドスキャンソナーの観測事例



大槌沖で取得された魚礁周辺の海底地形(2mメッシュ)とサイドスキャンソナーで得られた後方散乱強度のモザイク図

笠谷ほか, 水産学会誌, 2018 (もうすぐ出版)

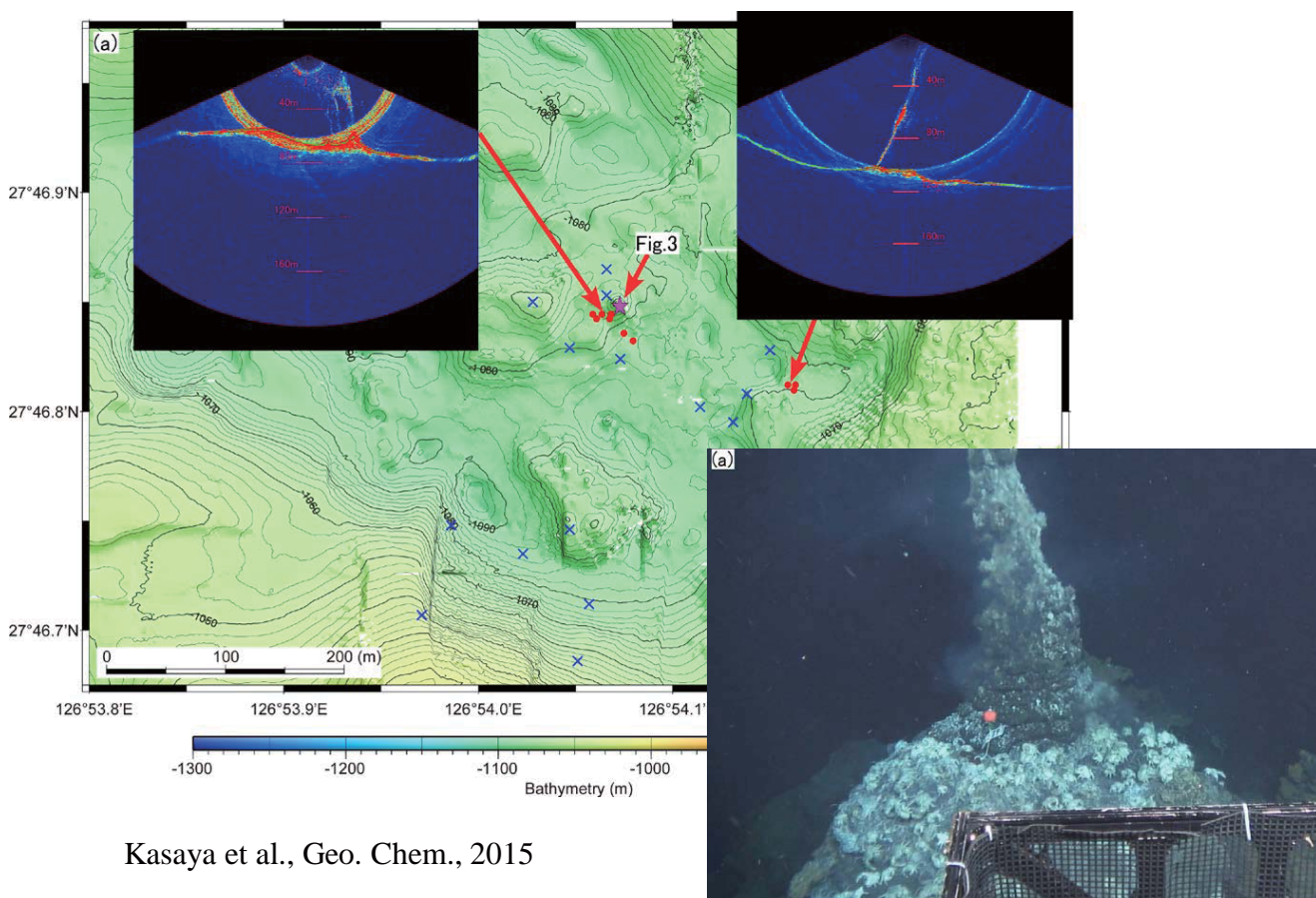
音波での地層把握

- サブボトムプロファイラー
 - ✓ 直下の1次元構造を連続して取得
 - ✓ 送波ビームは一定の面積を持つので、音源との距離が離れると水平分解能が落ちる
 - ✓ FMチャープ波式とパラメトリック式が主流
 - ✓ 観測は簡便だが、探査深度はそれなり
- 地震波（音波）探査
 - ✓ 圧縮空気などの音源で発振された信号をハイドロフォンで観測
 - ✓ 観測が大がかりだが、音源次第で探査深度を稼げる

音波でとらえるプルーム

- MBESのウォーターカラムを利用
 - ✓ 測線外でも取得可能
 - ✓ 位置もそれなりに正確に取得可能
- SSSのウォーターカラムを利用
 - ✓ 測線外でも取得可能（スワスは広いので効率的）
 - ✓ 位置はあまり正確ではない
- SBP、魚探のウォーターカラムを利用
 - ✓ 直下であればわかる（音波の周波数なり）

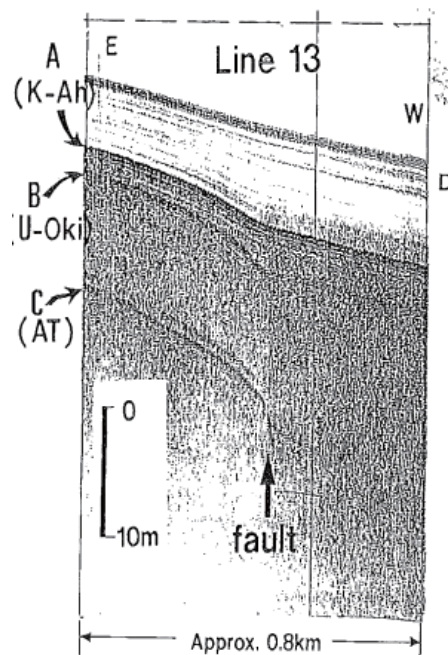
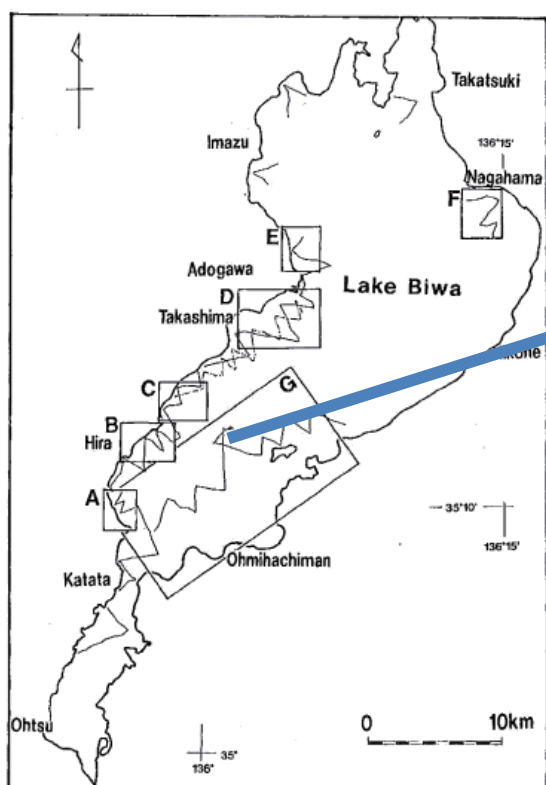
音波でとらえるプルーム（熱水域の場合）



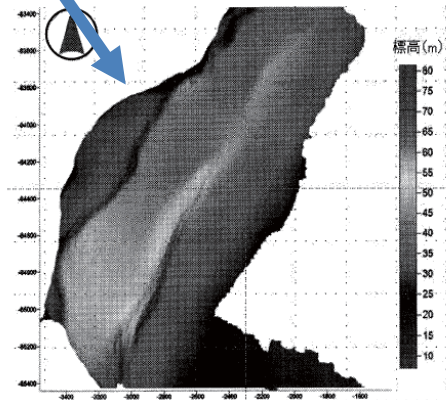
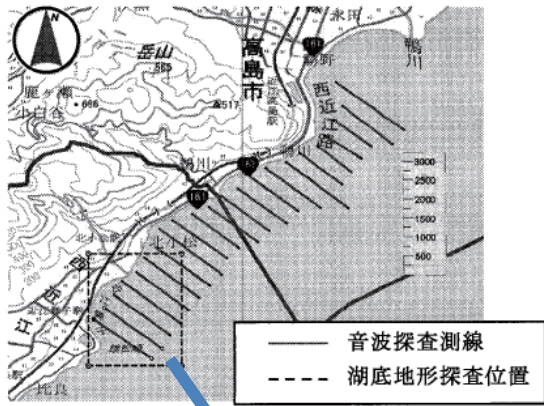
湖での観測事例

- 琵琶湖
 - ✓ 音波探査
 - ✓ MBES
 - ✓ SBP (3.5kHz FMチャープ)
- 屈斜路湖
 - ✓ SSS
 - ✓ SBP (パラメトリック)

琵琶湖での過去の事例 (音波探査)



琵琶湖での過去の事例 (MBES&SBP)



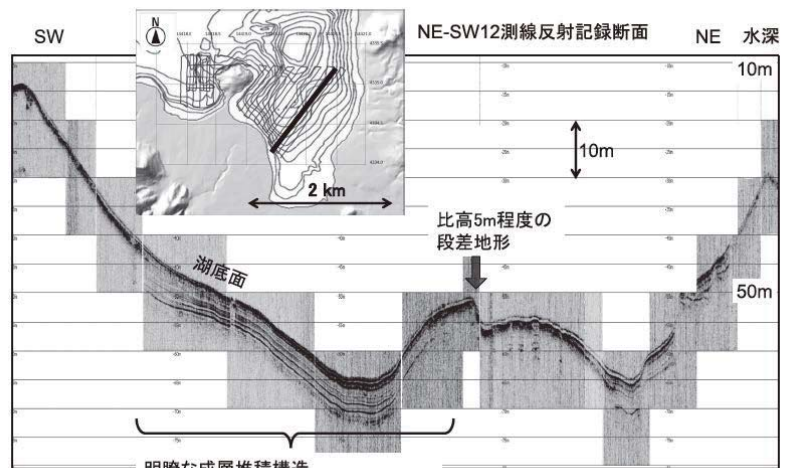
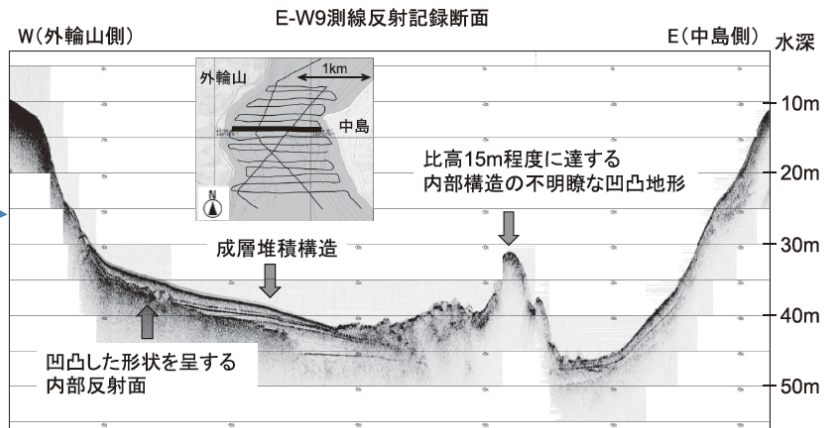
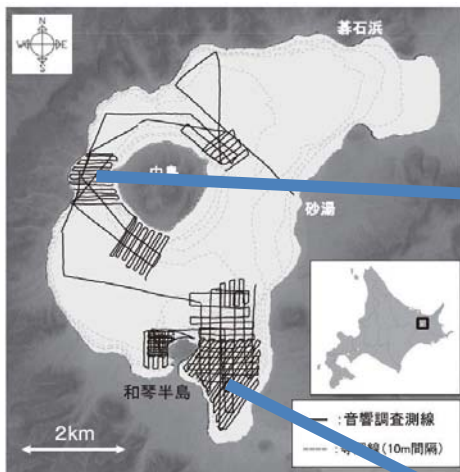
MBESから得られた湖底地形



SBPで得られた堆積構造

和田ほか, 2013

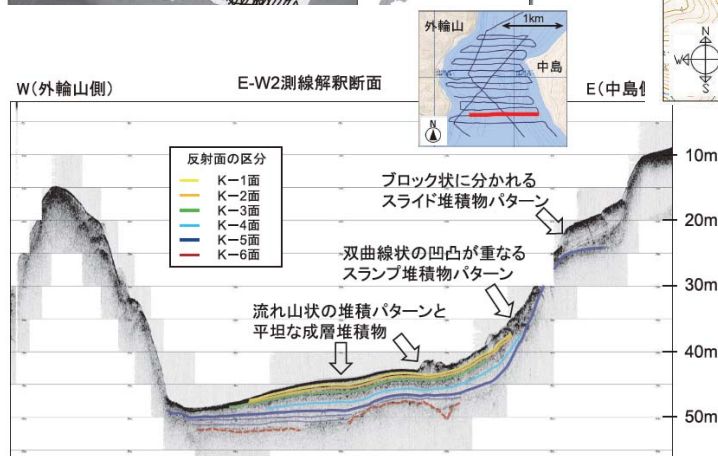
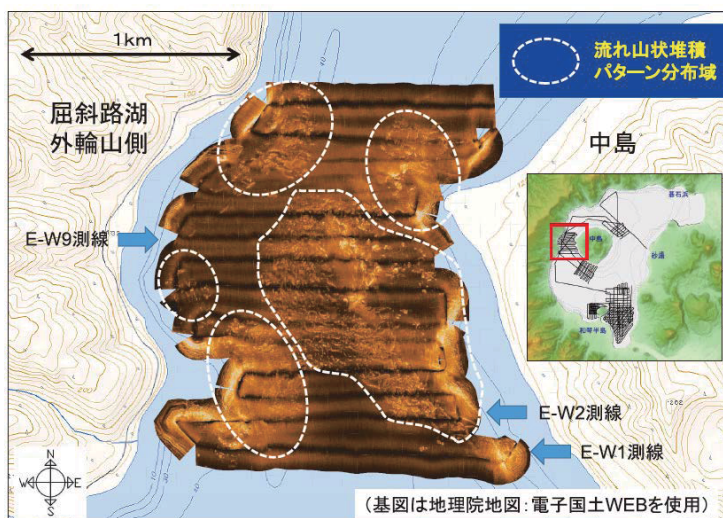
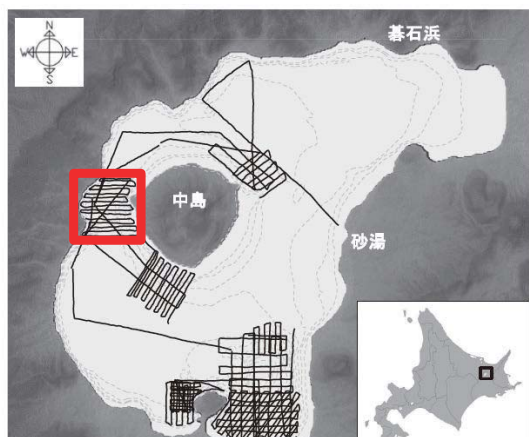
屈斜路湖での事例 (SSS&SBP)



堆積構造からの地質解釈

内田ほか, 2017

屈斜路湖での事例 (SSS&SBP)

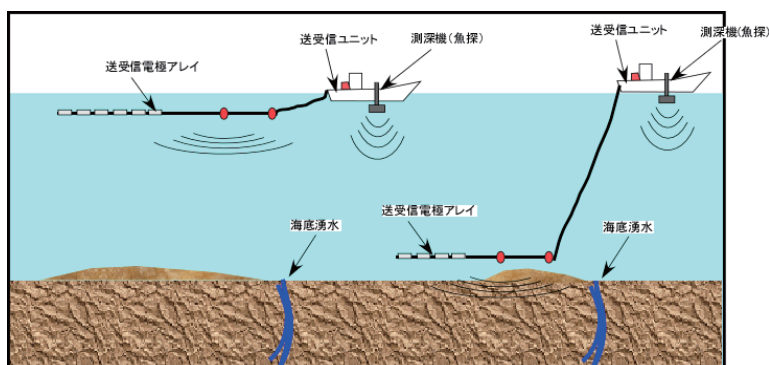


反射強度と堆積構造からの地質解釈

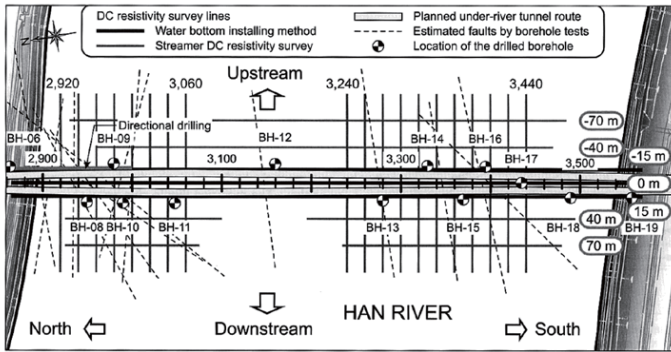
内田ほか、2017

電気で見える断層・湧水

- 電気探査法
 - ✓ 送受信ケーブルを湖底に設置させて観測
 - ✓ 送受信ケーブルを湖底近傍で曳航する
 - ✓ 送受信ケーブルを表層曳航する
- 自然電位法？
 - ✓ 流体流動に伴う流動電位はあるか？
 - ✓ 湖底近傍もしくは湖底面を受信電極のみで曳航
 - ✓ 小型のロボットに電極と電位計を取り付けて潜航？

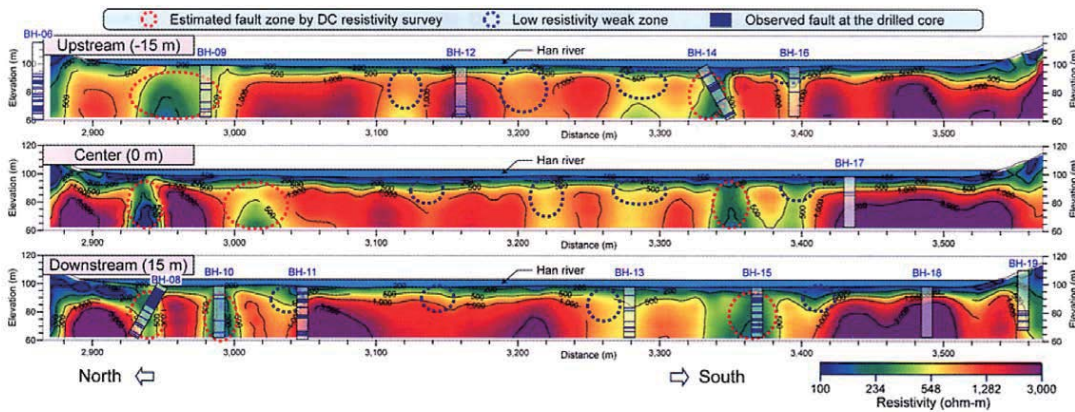


断層と比抵抗構造 (河川)

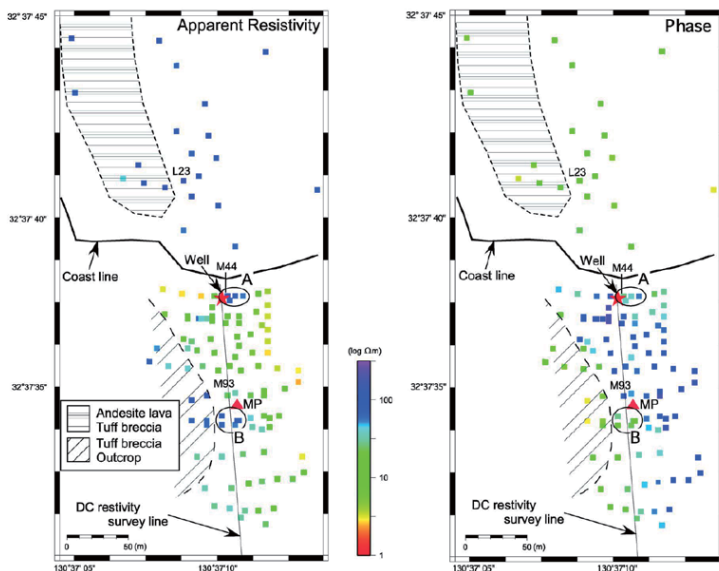


河川での電気探査
 水面に岸から岸へ電極を配置して探査
 断層は低比抵抗としてイメージされている

Kwon et al., 2005



湧水と比抵抗構造 (海岸での海底湧水)

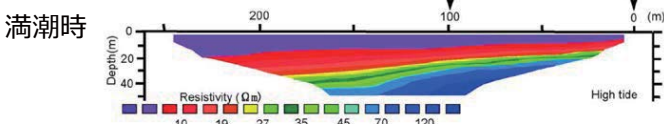
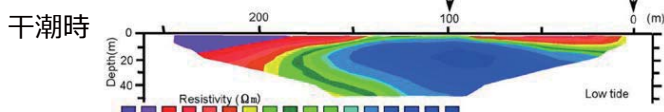


(左図)
 海岸海底での湧水域でのVLF-MT
 法での探査事例
 湧水域は高比抵抗、低位相として
 イメージされている

(左下図)
 電気探査結果から、干満により海水
 レンズ (図中青色) の伸張が明らか

笠谷ほか,物理探査, 2006

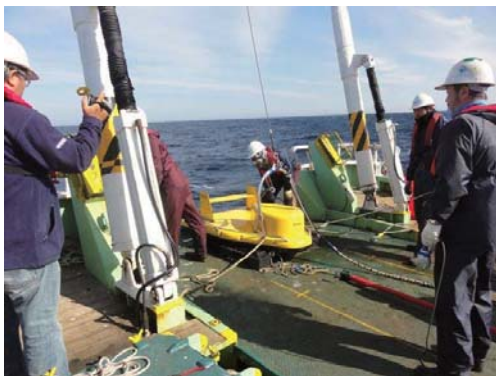
湖水に対する湧水の比抵抗値として
 コントラストがあるかが鍵



琵琶湖での観測に向けて

- 地層探査
 - ✓サブボトムプロファイラー
堆積構造の変形、断層構造の抽出
- 後方散乱強度
 - ✓サイドスキャンソナー
底質把握、リニアメントの抽出
- 測深
 - ✓魚探 or サブボトムプロファイラー
地形把握、オペレーション中の地形監視
- 電気探査、自然電位探査
 - 断層構造抽出、湧水抽出

サブボトムプロファイラー



Frequency Range	500 Hz–12 kHz
Vertical Resolution	8–20 cm
Penetration (typical)	
In coarse sand	20 meters
In clay	200 meters
Length	160 cm
Width	124 cm
Height	47 cm
Weight in Air	204 kg
Weight in Water	68 kg



利点

0.5kHzからの発振が可能なので、探査深度を稼ぐことが出来る
高周波帯で表層を高精度に観測した後、断層があるところで低周波帯の観測を行うことで深部延長を観測可能

欠点

曳航が必要
デカくて重いため着揚収作業は要検討

舷側装備可能なパラメトリック式SBPを借りて観測するか？

→解像度は高いが、可探深度は劣る

サイドスキャンソナー



Frequency	100/400 kHz
Operating range	100kHz:500m, 400kHz:150m
Resolution (along track)	100kHz:5m, 400kHz:0.5m
Resolution (across track)	100kHz:8cm, 400kHz:2cm
Length	125.6 cm
Diameter	11.4 cm
Weight in Air	48 kg
Weight in Water	32 kg



利点

0.5kHzからの発振が可能なので、探査深度を稼ぐことが出来る
高周波帯で表層を高精度に観測した後、断層があるところで低周波帯の観測を行うことで深部延長を観測可能

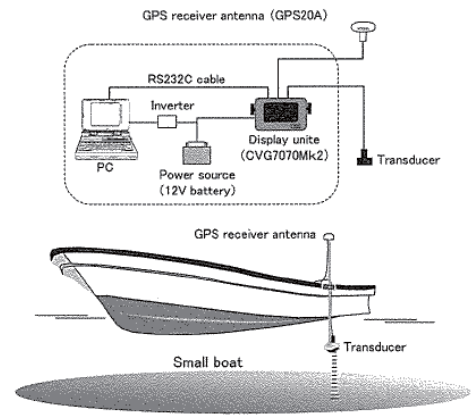
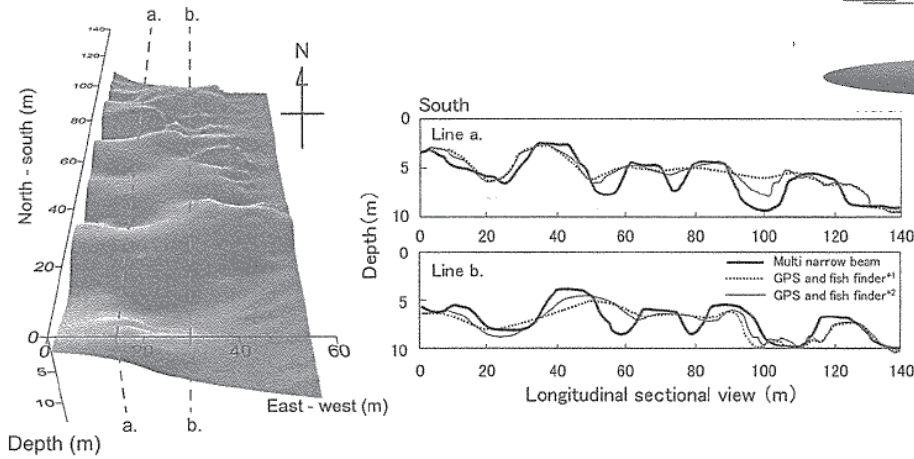
欠点

曳航が必要
デカくて重いため着揚収作業は要検討

測深

- マルチビーム測深器
 - ✓ 非常に高精度、舷側装備可能
 - ✓ 舷側総可能な機材がないため借りる必要有り
 - ✓ 処理ソフトが高額で、処理に手間がかかる
- シングルビーム測深機
- 魚探
 - ✓ 舷側装備可能で安い
 - ✓ ビーム幅が大きく、簡易測量としては良いが、精密にやるには工夫が必要
- サブボトムプロファイラー
 - ✓ ビーム幅が大きく、あくまでも簡易測量

魚探を用いた測深例



内田ほか, 2008

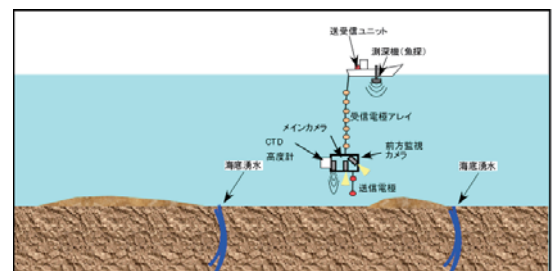
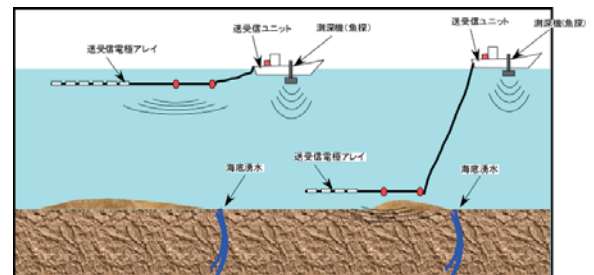
単純な魚探を使って測深・補正を行い、MBESの結果と比較。

音速などの補正重要。

予想される地形の走向をうまく考えて測深する必要がある。

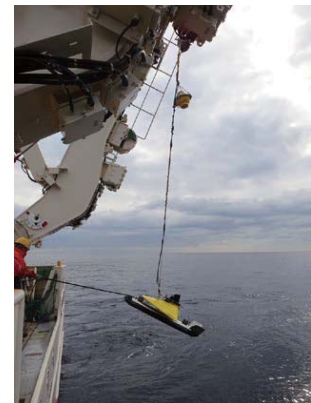
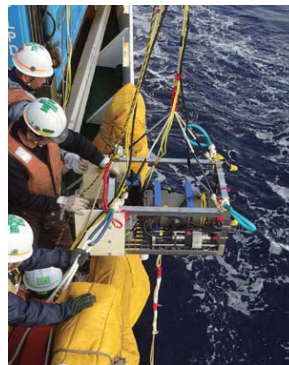
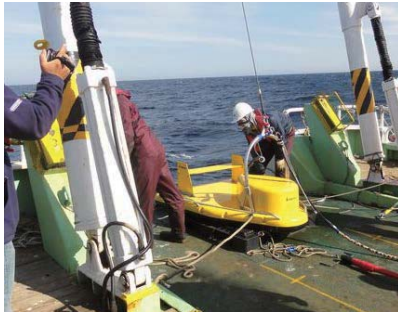
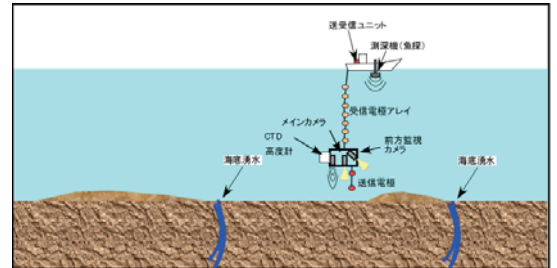
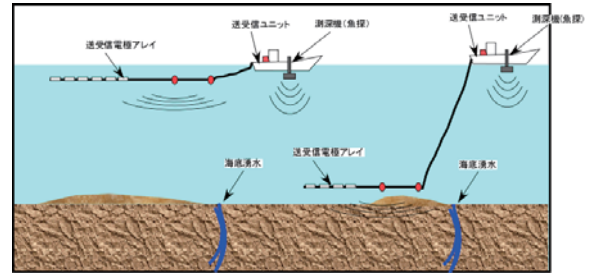
湧水と比抵抗構造（海岸での海底湧水）

- 表層曳航式
 - ✓ 観測は簡便
 - ✓ 深くなると地下構造を取得できない
- 湖底（近傍）曳航式
 - ✓ 湖底に近くで送受信を行うため、探査深度・精度的に有利
 - ✓ オペレーションが複雑
 - ✓ 測位が必要
- 鉛直式
 - ✓ カメラ、CTD、高度計も装備
 - ✓ カメラ画像、高度計データを見ながら操船必要
 - ✓ 探査深度は30m程度の固定された電極アレイなので10m程度



まとめ

- 音波による探査
 - ✓ 地層探査のためにSBPは必須
観測方式は要検討
 - ✓ 底質把握、湧水検出にもSSSは有効
 - ✓ 測深は簡易に魚探で代用
解析法は要検討
- 電磁気学的手法による探査
 - ✓ 電気探査は地下構造把握に有効
観測方式は要検討
鉛直型もありか？
 - ✓ 自然電位は電気探査データと同時に取得できる可能性があるが未知数



湖底での熱流量測定による湧水の推定

山野 誠（東京大学地震研究所）・濱元栄起（埼玉県環境科学国際センター）

後藤秀作（産業技術総合研究所）

断層等に沿って水（流体）の上昇があると、それによって熱が運ばれるため、地下温度や地表面（海底・湖底）で測定される熱流量が高くなることが期待される。実際に、世界各地の海底において、付加体を切る断層付近、泥火山付近等で、流体上昇による熱流量異常が報告されている。日本近海でも、南海トラフ付加体の断層沿いの湧水活動域、熊野沖の泥火山等で、高熱流量を観測した例がある（Goto *et al.*, 2007; Kawada *et al.*, 2014; Yamano *et al.*, 2014）。

本ワークショップでの研究対象となる琵琶湖は、水深が非常に浅く、湖底水温の時間変動が大きいため、通常の方法で熱流量を測定することは困難である。これまで琵琶湖で得られている熱流量データは、湖底及び湖岸における掘削孔内での測定による2点のみで、値は50及び44 mW/m²である。これらの値と湖周辺の陸域での測定値から、琵琶湖底で湧水等の影響がない場所での熱流量（バックグラウンド）は、50 mW/m²程度と推定される。

2010年5月に、滋賀県琵琶湖環境科学研究センターの調査船（当時）「はっけん号」により、琵琶湖における熱流量測定を行った。これは、琵琶湖最深部付近でROV「淡探」で観察された湧水と思われる現象の研究の一環として実施されたものである。測定には、長さ1.5～3 mのプロープに7個の温度センサーを取り付けた装置を使用した（図1）。5地点で測定を行い、水温変動の影響を受けた温度プロファイルが得られたが、このうち1地点（最深部付近）のデータは非常に高い温度勾配（～300 mK/m）を示すものであった（図2）。水温変動の影響を考慮しても、この点の温度勾配が桁違いに高いことは明らかであり、湧水（堆積物中の流体上昇）による高熱流量が捉えられたと考えられる。



図1 「はっけん号」船上の熱流量測定装置。プロープ長3 mのもの。

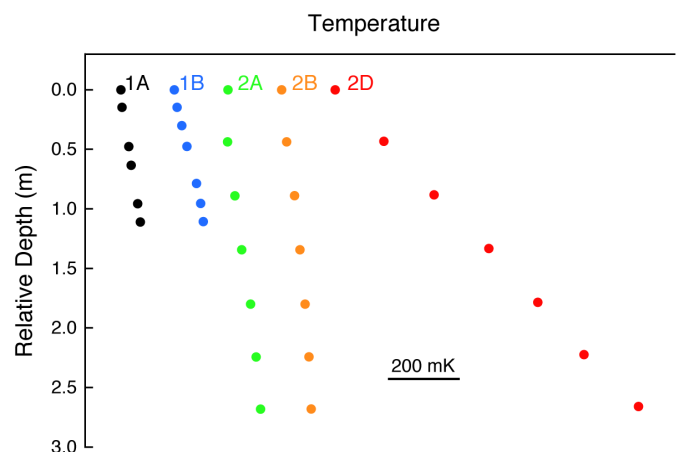


図2 2010年5月に測定された、堆積物中の温度プロファイル。2A、2B、2Dは最深部近傍の測定点。

上記の結果は、通常の熱流量測定を行うことで、顕著な湧水（流体上昇）の検出が可能であることを示しているが、流体上昇の速度（湧水量）を定量的に見積もるには、他の手法を用いる必要がある。その手法の一つとして、堆積物中の温度分布の長期計測が考えられる。これは、湖底水温の時間変動の影響が堆積物中を伝播する過程が、鉛直方向の流体の流れによって変化すること（図3）を利用するものである（Goto *et al.*, 2005）。この方法を実際に用いた例として、南海トラフ付加体の断層近傍における長期計測データの解析があり、湧水が存在すると思われる地点で、流体の上昇を示唆する結果が得られている（川田ほか, 2013）。琵琶湖においても、堆積物の表層1 m程度の温度分布を長期間計測すれば、流体上昇速度を見積もることができるものと期待される。

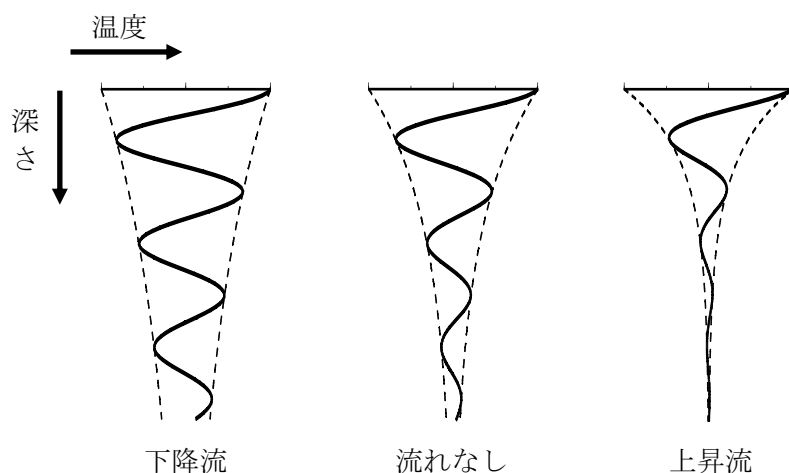


図3 海底（湖底）水温変動の堆積物中への伝播に対する、流体流動の影響（川田ほか, 2013）。

Goto, S. *et al.* (2005), *J. Geophys. Res.*, 110, B01106, doi:10.1029/2004JB003419.

Goto, S. *et al.* (2007), *AGU Fall Meeting 2007*, V13B-1342.

川田佳史ほか (2013), 日本地球惑星科学連合 2013 年大会, SSS31-P13.

Kawada, Y. *et al.* (2014), *Tectonophysics*, 618, 121-137, doi:10.1016/j.tecto.2014.01.035.

Yamano, M. *et al.* (2014), *Earth Planets Space*, 66, 126, doi:10.1186/1880-5981-66-126.

湖底での熱流量測定による湧水の推定

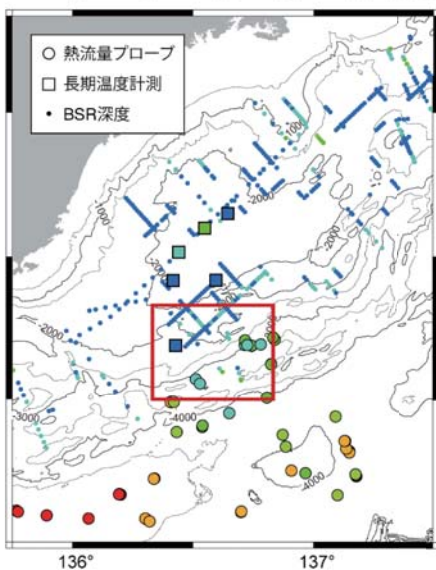
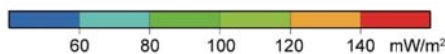
山野 誠（東京大学地震研究所）

濱元栄起（埼玉県環境科学国際センター）

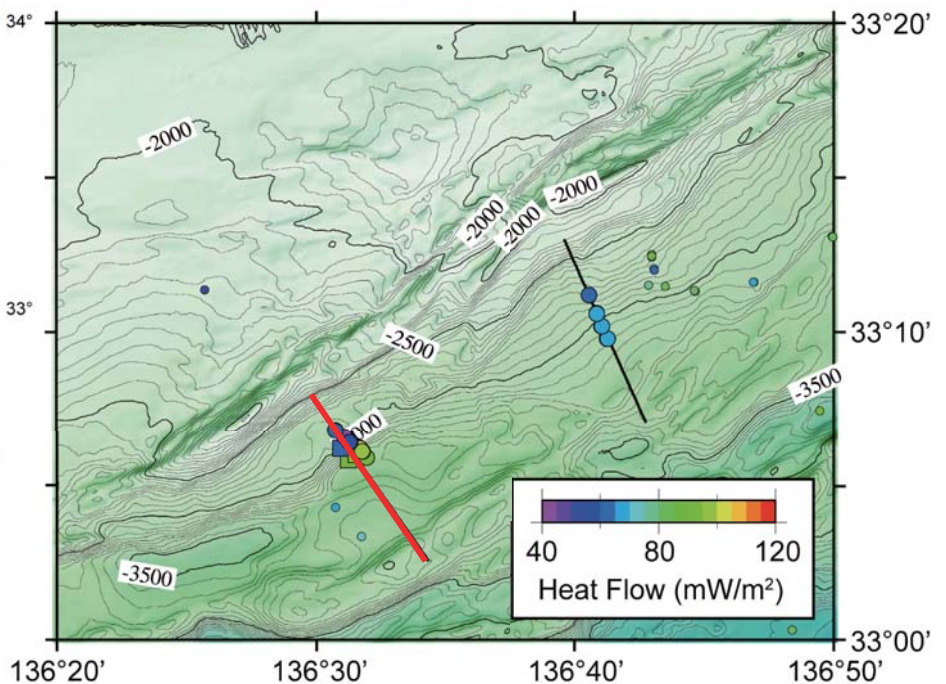
後藤秀作（産業技術総合研究所）



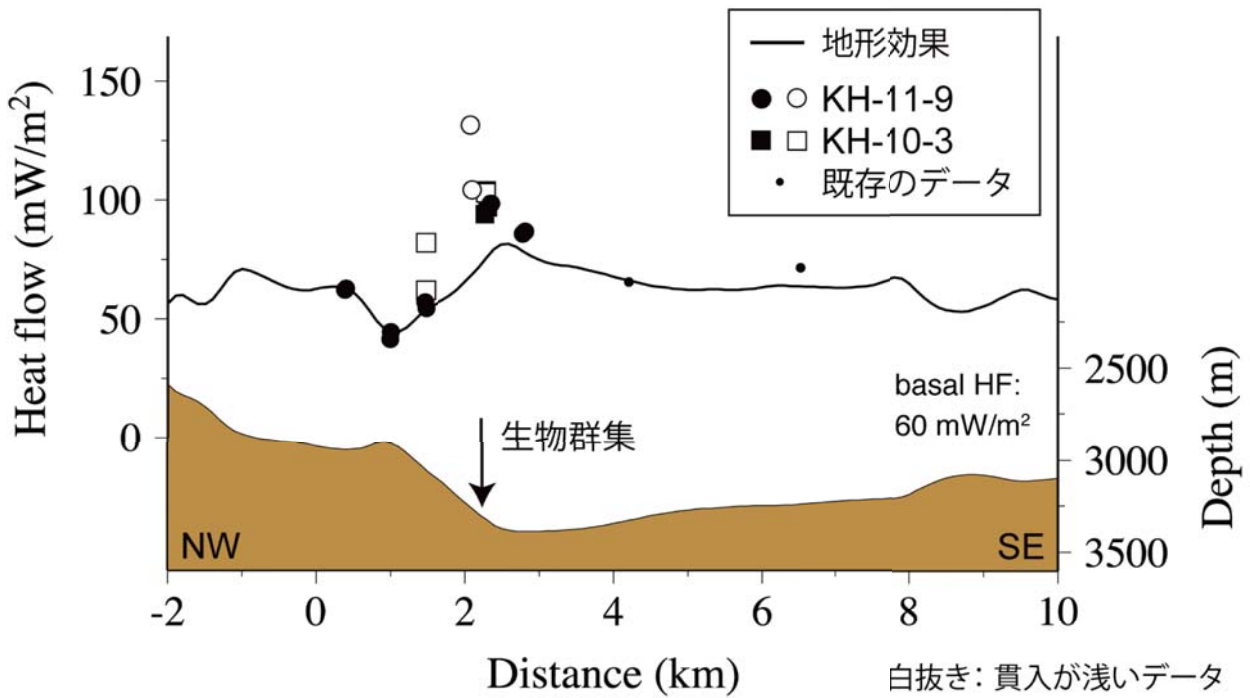
流体の上昇による熱輸送



南海トラフ付加体



断層崖を横切る断面

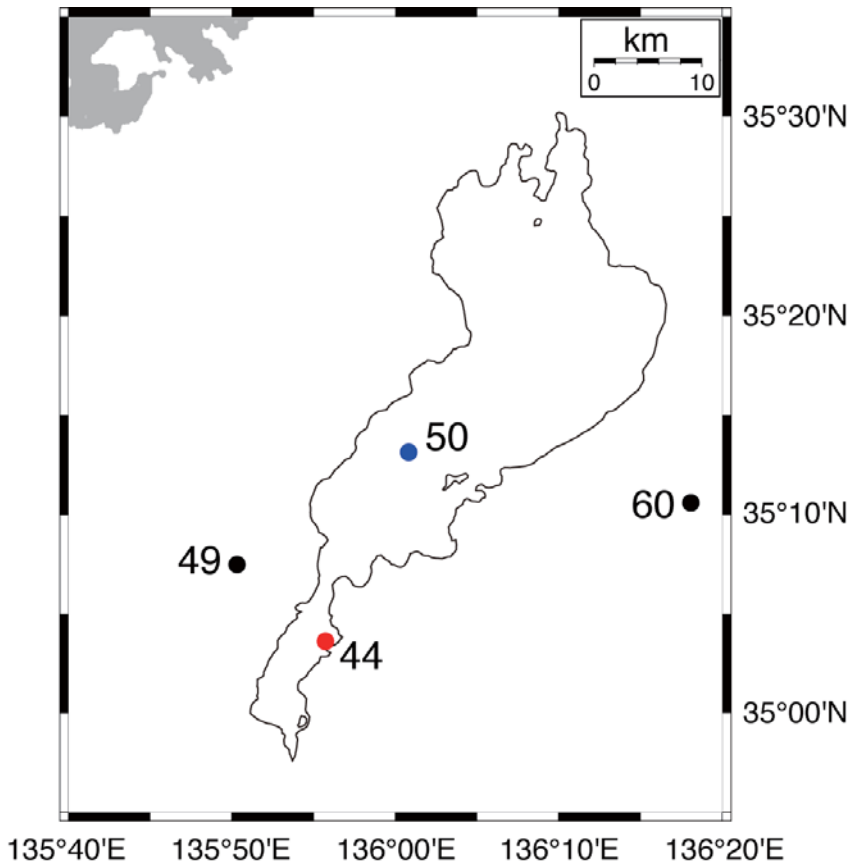
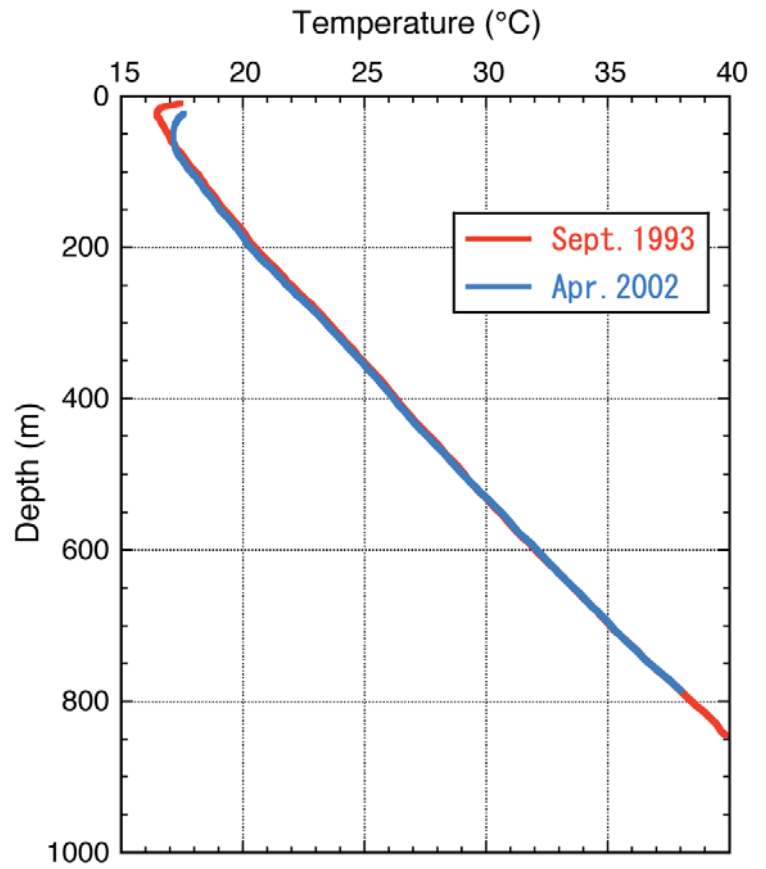


Yamano et al. (2014)

生物群集の付近に、地形効果を超える高熱流量
 → 断層に沿った上昇流を示唆

琵琶湖地域の熱流量データ





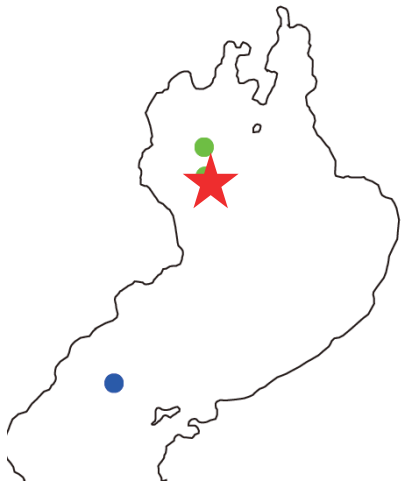
バックグラウンドの
熱流量:

~ 50 mW/m²

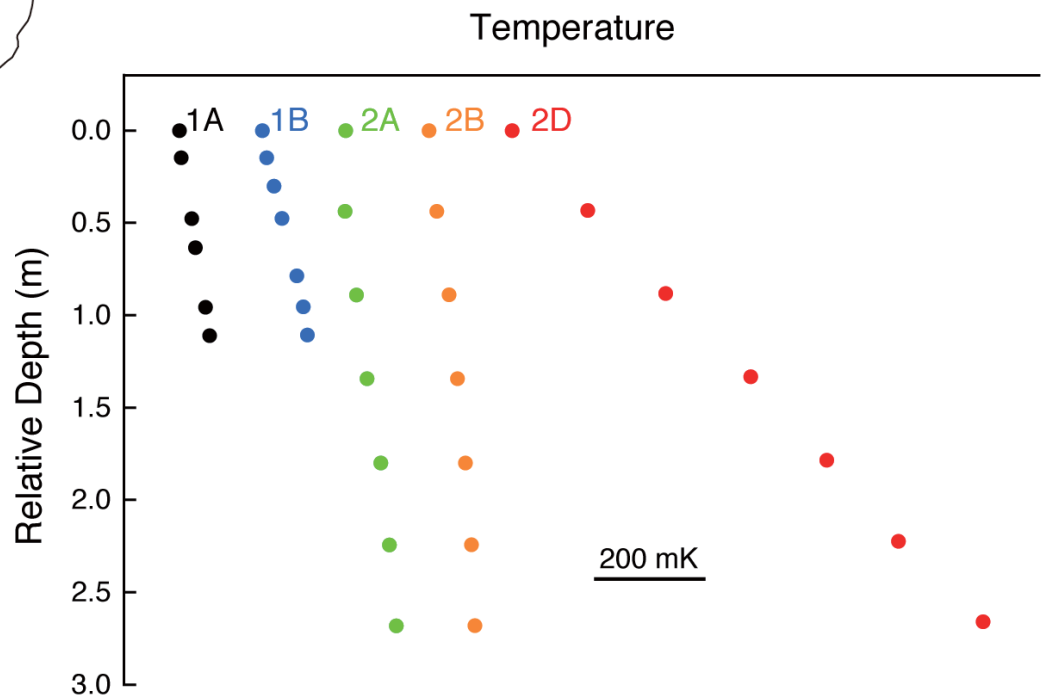
「はっけん号」による調査



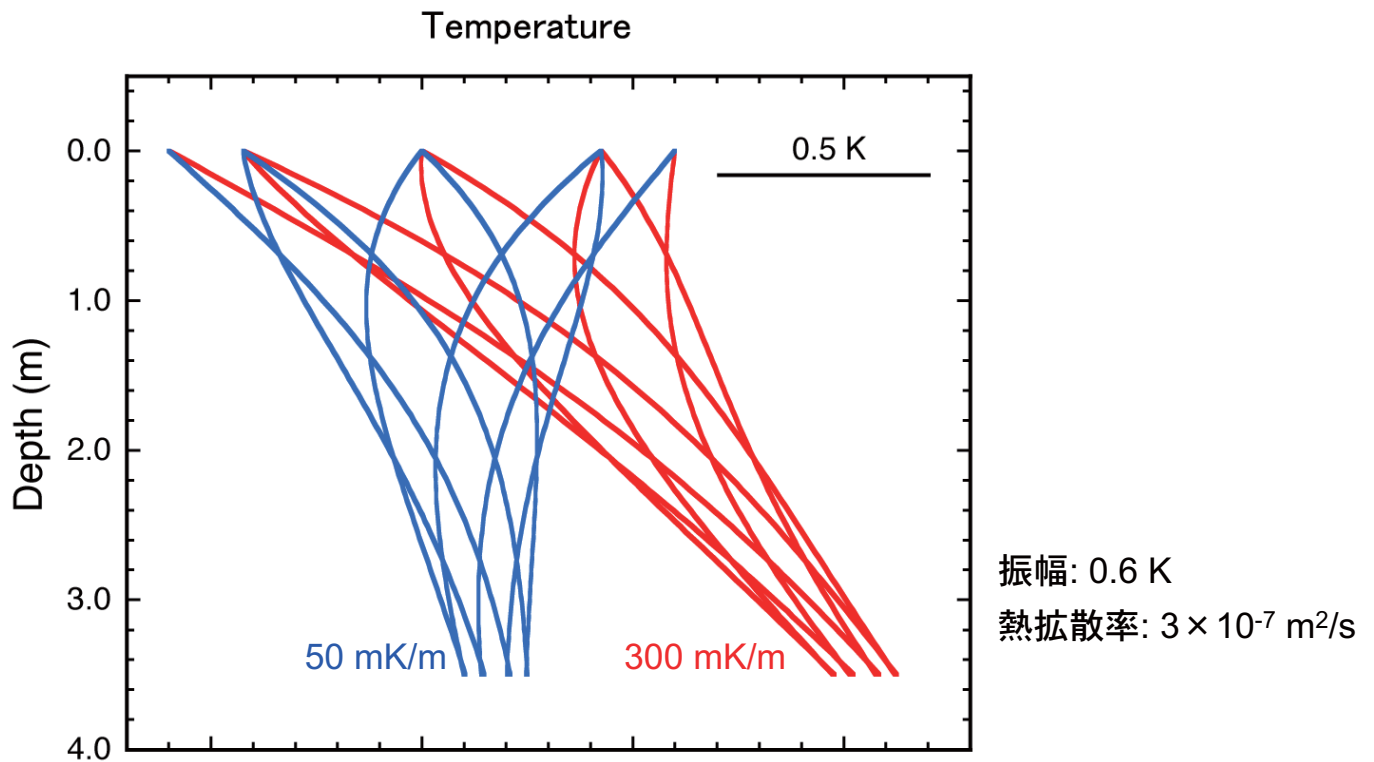
2010年5月



最深部付近(★)で高い温度勾配 !!



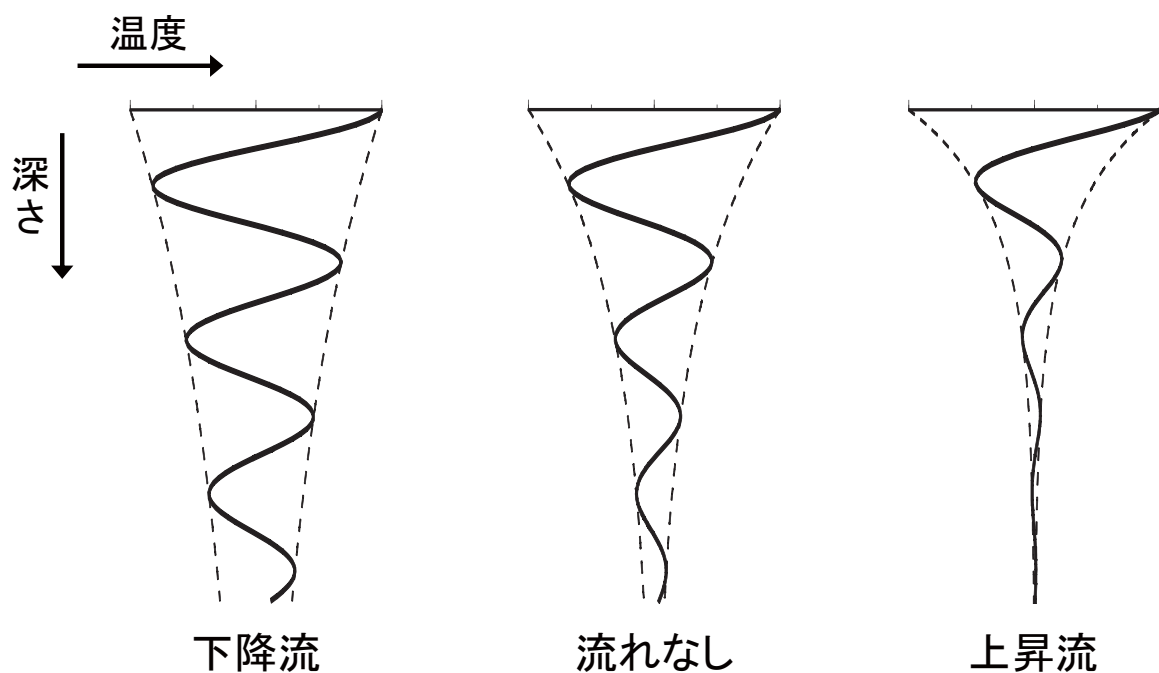
水温変動の影響（年周期・正弦波の場合）



桁違いの高熱流量は検出可能

海底(湖底)水温変動の堆積物中への伝播

鉛直方向の流れに影響される



これを利用して、流速の見積が可能 (Goto et al., 2005)

まとめ

断層等に沿った上昇流（湧水）

高熱流量を生じる

付加体を切る断層、泥火山、等

琵琶湖底での熱流量測定（2010年）

最深部付近で高熱流量を検出

→ 上昇流（湧水）のマッピングが可能？

流速の定量的見積もり

表層堆積物中の長期温度計測が有効か

水温変動の伝播過程を解析する

水域における熱流量測定 —琵琶湖湖底への適用—

濱元栄起¹・山野誠²・後藤秀作³

¹埼玉県環境科学国際センター・²東京大学地震研究所・³産業技術総合研究所

1 はじめに

地下温度や熱流量を調べることは、地下の温度構造や間隙流体の熱移流効果を知るうえで有効である。本ワークショップで対象としている琵琶湖においても湖底の断層に沿って流れる湧水の流出速度等を推定できる可能性がある。

これまで地殻熱流量測定は日本列島近辺において、陸上や水深の深い海域（およそ 2000m 以深）や陸上で行われてきた。熱流量は鉛直方向の熱伝導率と温度勾配の積によって表されるが、温度勾配の測定方法は陸上と海域で異なる。陸上では、太陽光の輻射熱や気温の変化によって地表面温度が変化していることから地表面付近の地下温度は地表面温度変動の擾乱をうけている。そのため熱流量は、地表面における温度変動の擾乱をさけるた

めに、温度変動の影響が及ばない深さで測定する。通常、深さ 100m 以上のボーリング孔を利用することが多い。ただしボーリング孔があることが測定の条件であるため測定可能な場所が限定されてしまう傾向にある。一方、海域では、深海域でのみ信頼できる熱流量値が測定されてきた。深海域では、海底水温が時間的に安定しているため表層下数メートルの温度分布から温度勾配を測定することが可能である。図 1 に測定装置（深海用熱流量プローブ）の模式図を示す。この装置を海上の観測船からワイヤーでつりおろし、海底堆積物に貫入させ堆積物中の温度を計測する。深海域での海底水温変動は安定しているため温度分布は時間的に変化することがなく直線的な分布となる。また熱伝導率を測定できるセンサーも取り付ければ温度勾配だけでなく現場の熱伝導率も測定することができる。

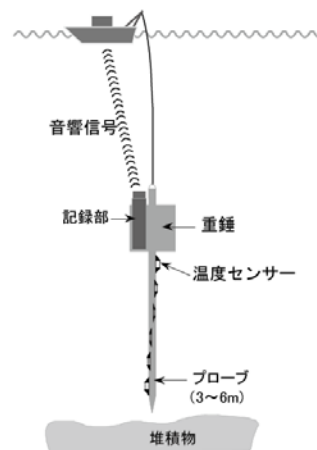


図 1 深海用熱流量プローブ

2 浅海域における熱流量測定

浅海域や湖底における熱流量を測定する場合、堆積物中の温度分布が、底面の水温変動の影響を受け擾乱されるため、上述した深海域で用いた方法で測定することが難しい。そこで我々はこのような場所で熱流量を測定するために以下の 2 つの方法を開発した。ひとつは、堆積物中の温度分布を 1~2 年間長期計測し、堆積物中の温度の時間変動を把握したうえで、温度勾配を推定する方法である。図 2 にこの測定に用いる自己浮上式海底熱流量計の模式図と図 3 に測定したデータの例を示す。

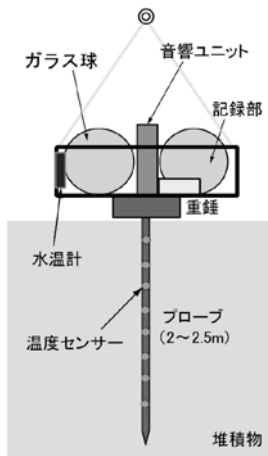


図2 自己浮上式海底熱流量計

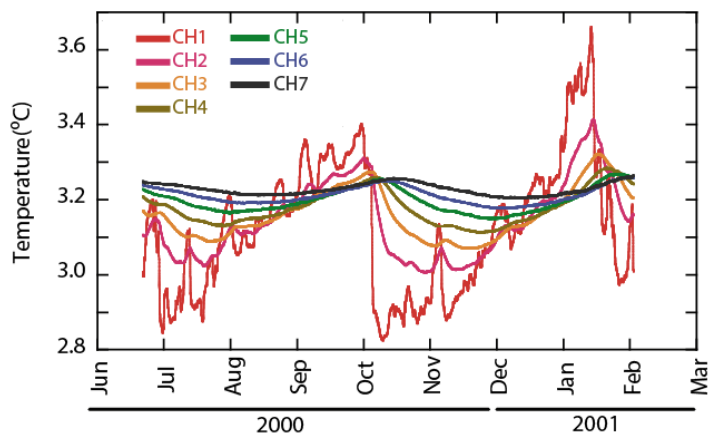


図3 海底熱流量計によるデータ例

この方法は、温度勾配に加えて熱拡散率も得ることができる。熱拡散率は熱伝導率とも関連する物性量であることから、本計測を行うことで熱流量を得ることが可能である。

もうひとつの方法は、底面の水温のみを1~2年長期温度計測したうえで、その測定終了時に深海用の熱流量プローブを用いて海底堆積物の温度分布を計測し、その両方のデータを用いて底面の温度変動による影響を除去する方法である。図4にこの測定に用いる自己浮上式海底水温計の模式図を示す。いずれの方法もこれまで日本近傍の浅海域（水深1000m~2500m）の複数地点で測定を行い、測定方法とその解析方法の有効性を確認している。ただしこの方法は熱物性値を得ることができないため、別に柱状採泥し室内で熱伝導率を測定するか、長期温度計測終了時に実施する深海用の熱流量プローブに熱伝導率を測定可能なセンサーを取り付けて測定することになる。一方で、長期計測に用いる装置の構造が海底熱流量計に比べるとシンプルであることから、より安価に測定できることや機器のトラブルが少ないという長所がある。さらに、底部の水温変動が同様の時間変動をしていると思われるエリアであれば、深海用熱流量プローブによる測定を複数地点で行うことで、複数の熱流量を得ることができる。

3 湖底における測定方法

いずれの方法も海域における測定を念頭においた装置であることから自己浮上式としているが、湖底は水深が浅いため、装置と接続したワイヤーを湖面の浮力体等で固定し、回収時にはそのワイヤーを引き上げることで装置を回収する方法も可能である。

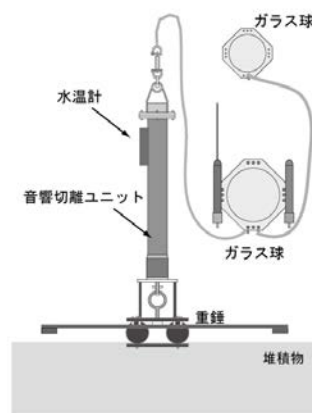


図4 自己浮上式海底水温計

水域における熱流量測定

—琵琶湖湖底への適用—

濱元栄起¹ ・ 山野誠² ・ 後藤秀作³

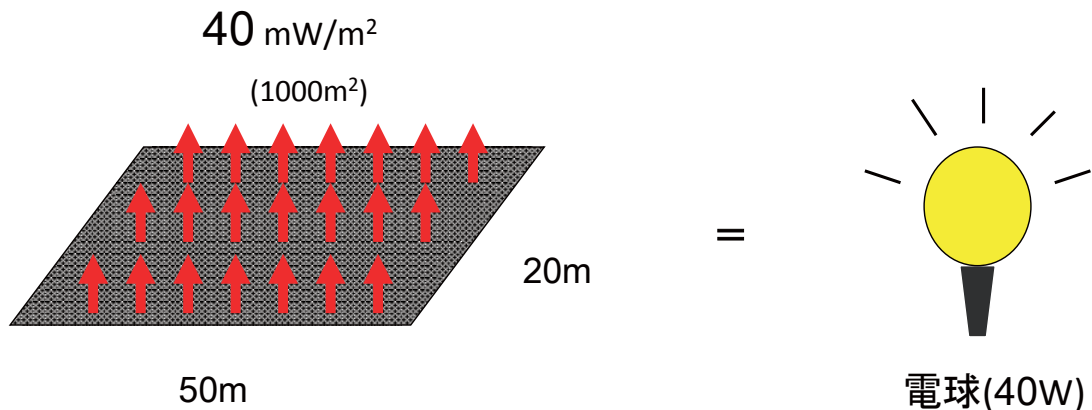
1 埼玉県環境科学国際センター

2 東京大学地震研究所

3 産業技術総合研究所

熱流量

単位時間, 単位面積あたりに地表面から出てくる熱の量

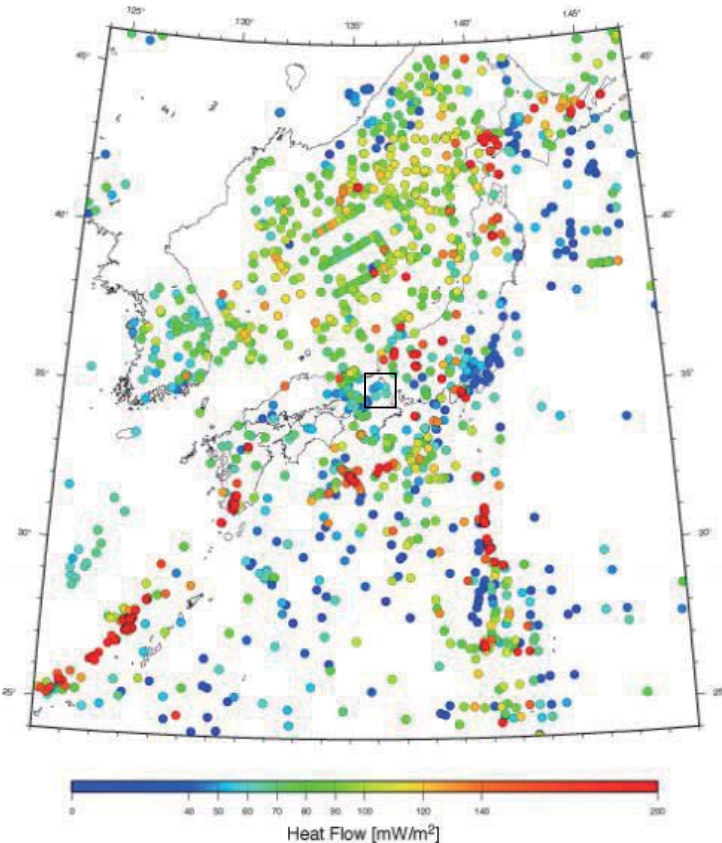


測定するうえでは,

$$\text{熱流量} = \text{熱伝導率} \times \text{温度勾配}$$

(熱の伝わりやすさ) × (地中の温度上昇の割合)

日本列島周辺の熱流量データ



日本列島及びその周辺域の地温勾配及び地殻熱流量データベース (2004)

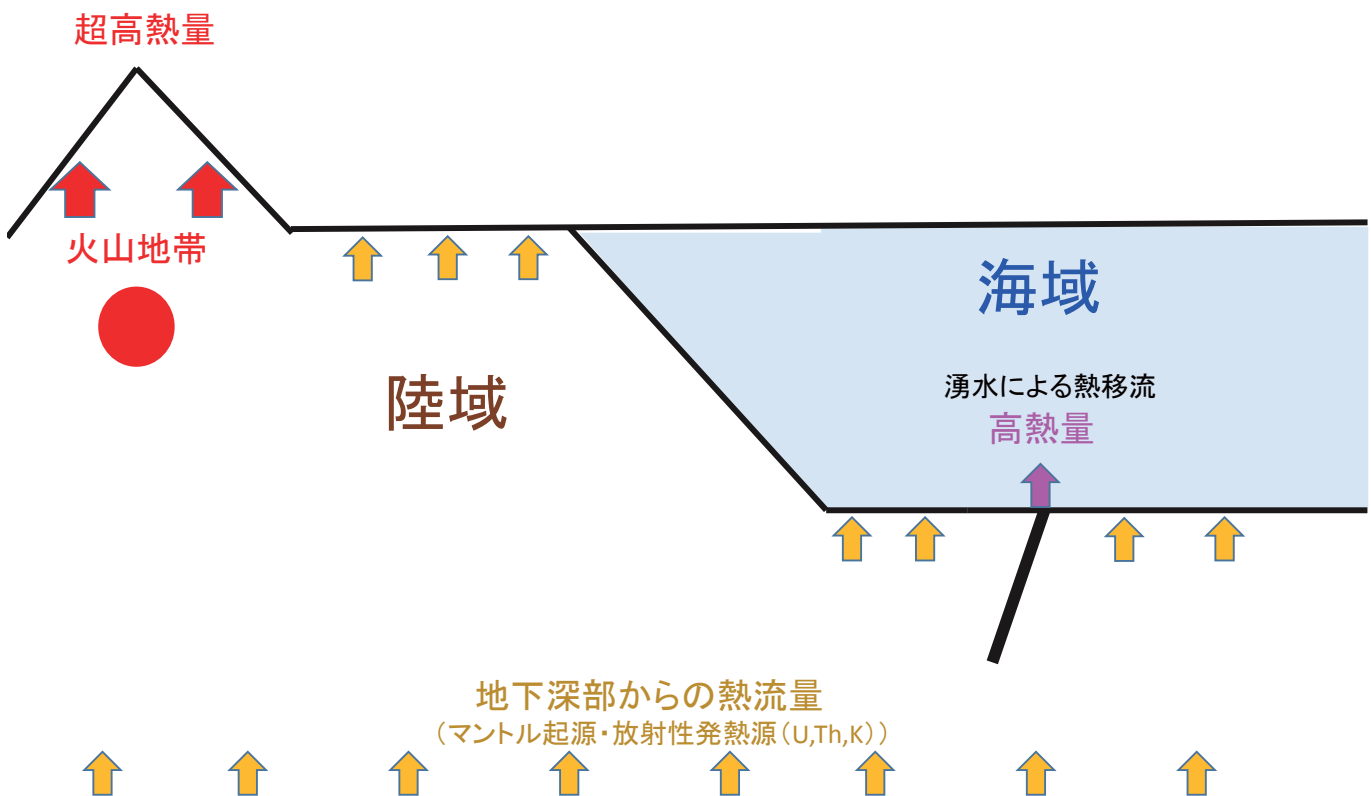
琵琶湖周辺
40~60 mW/m²

本年度改訂予定

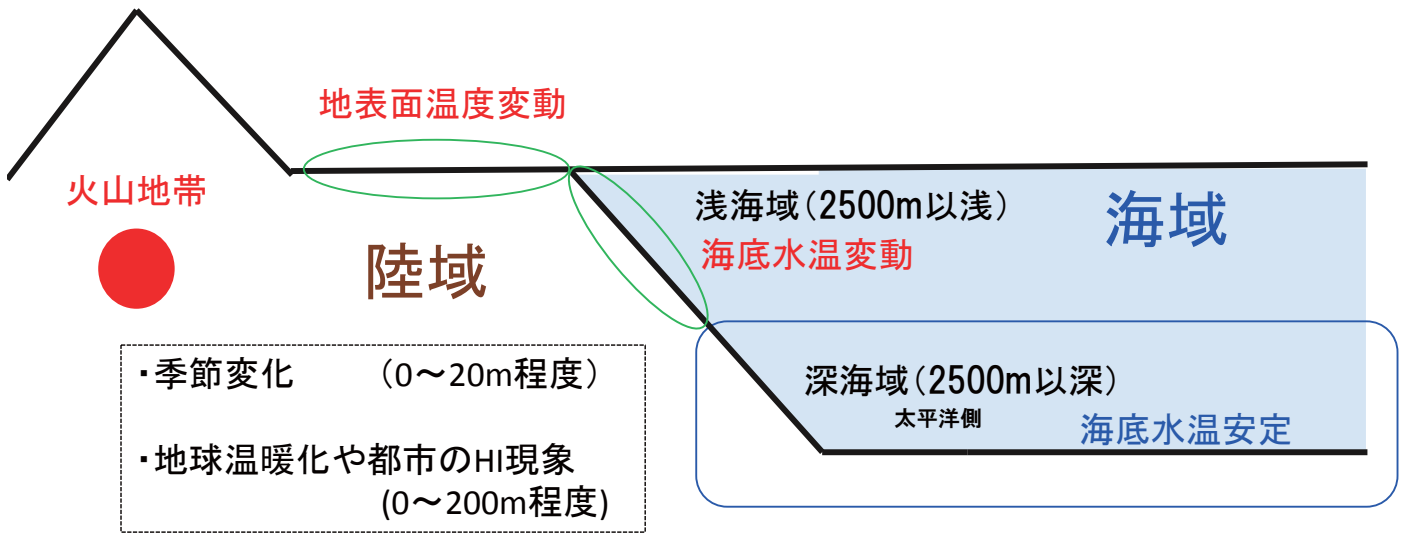


産総研CD-ROM

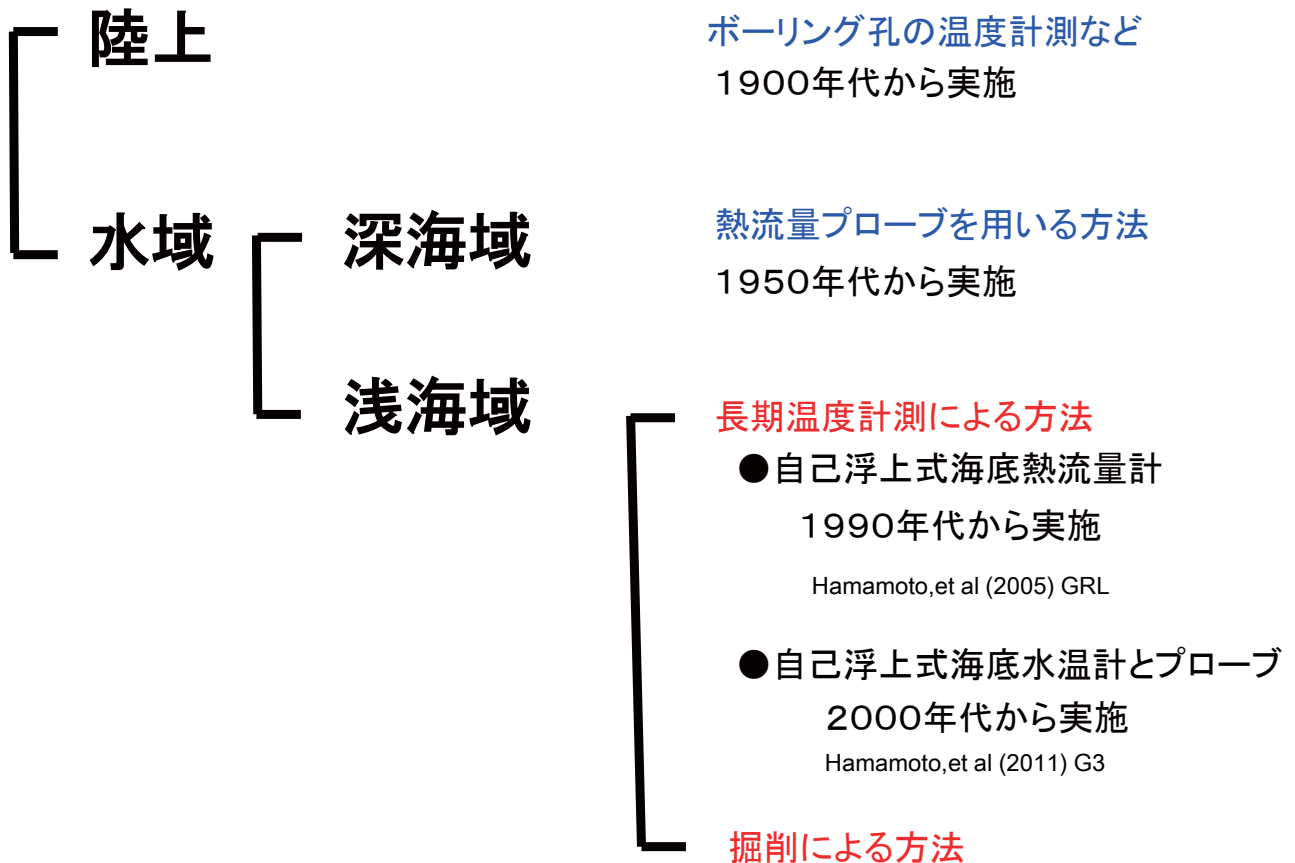
熱流量



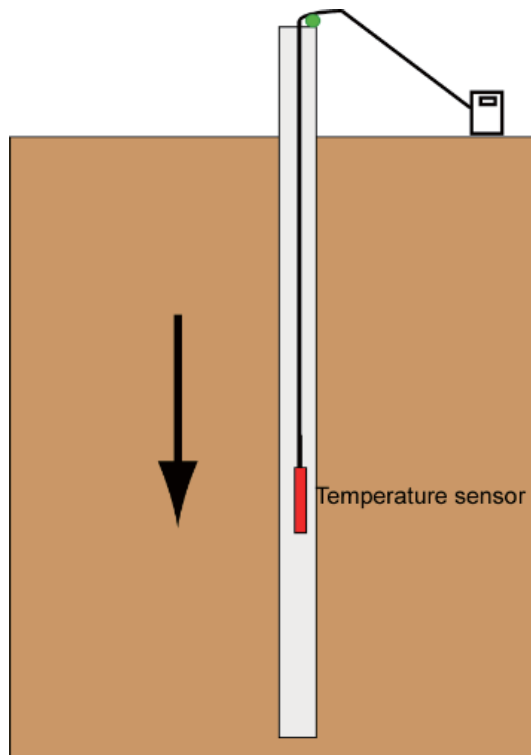
熱流量の測定方法の違い



熱流量測定方法



陸域における温度測定

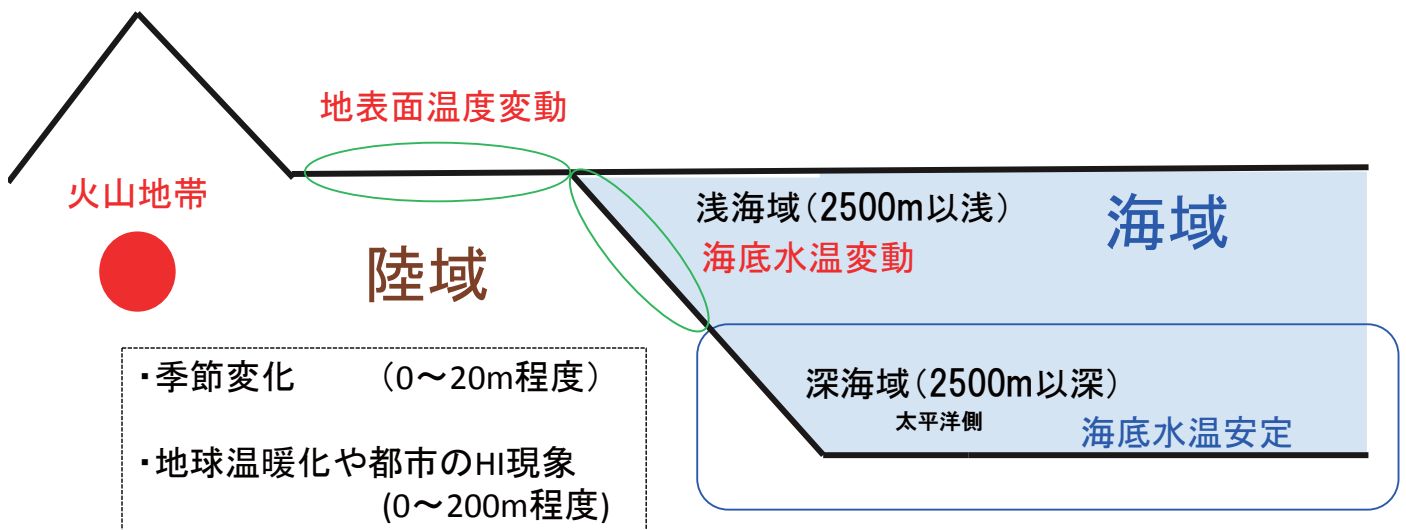


琵琶湖博物館の事例

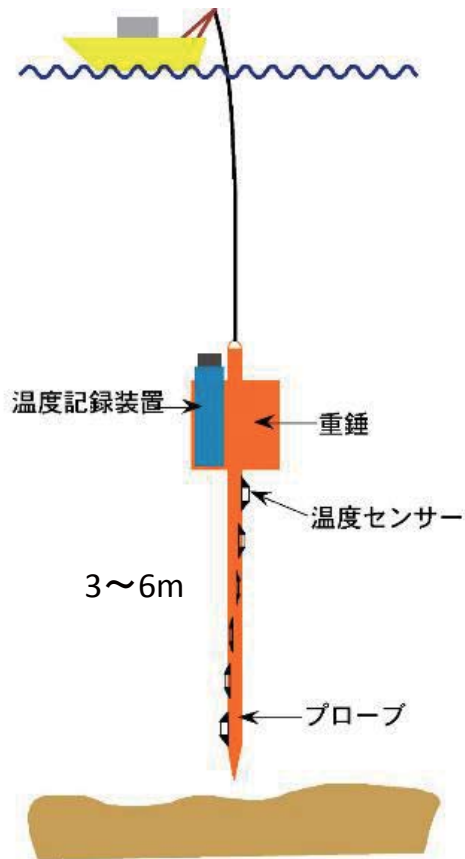


水域(海域)における方法

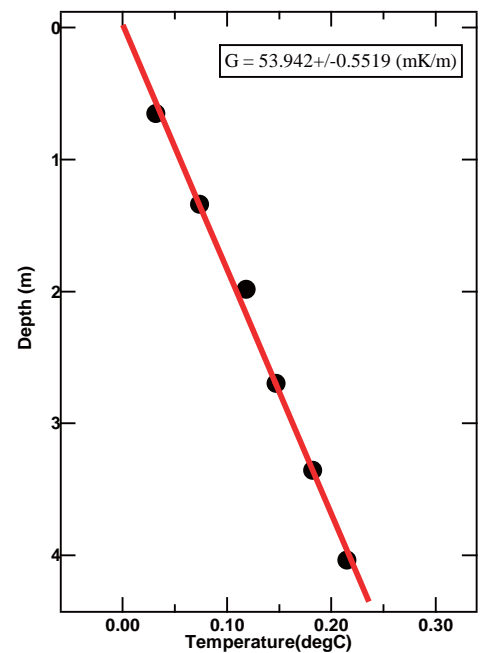
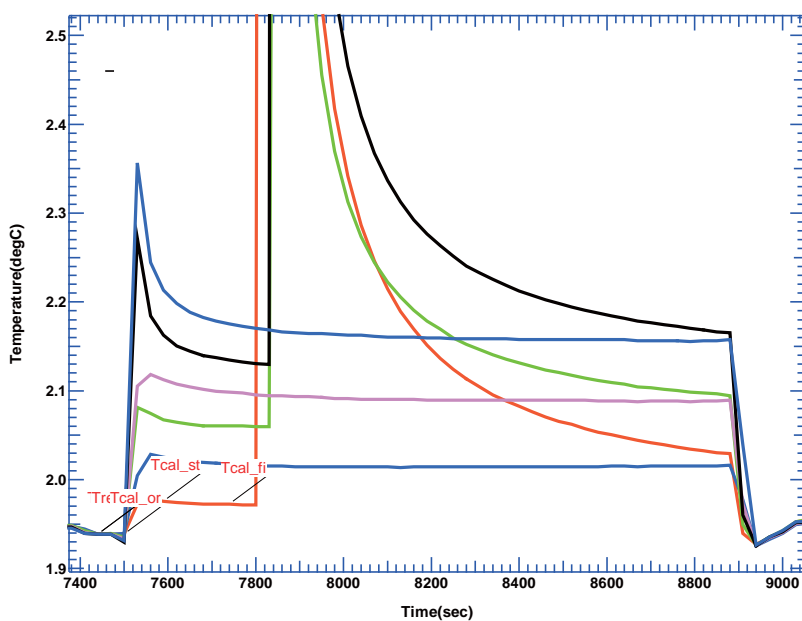
熱流量の測定方法の違い



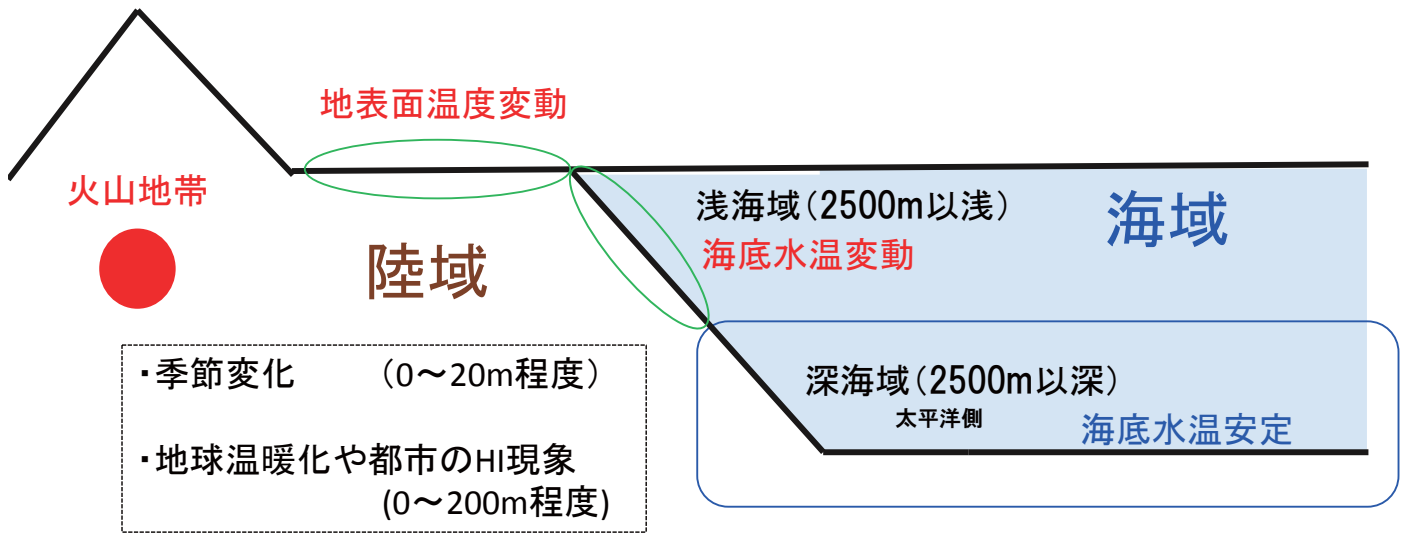
深海における熱流量測定方法



浅海域における熱流量測定方法



熱流量の測定方法の違い



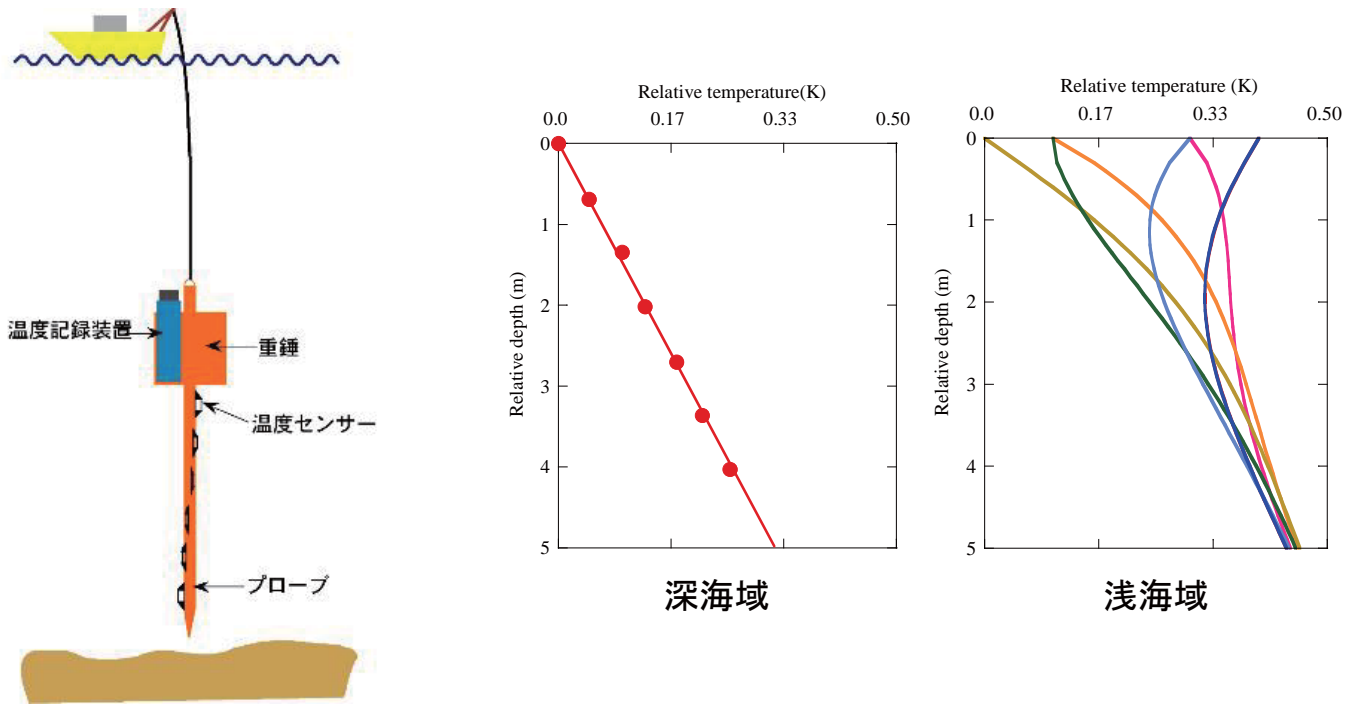
浅海域における測定方法

• 海底水温変動が大きい場所

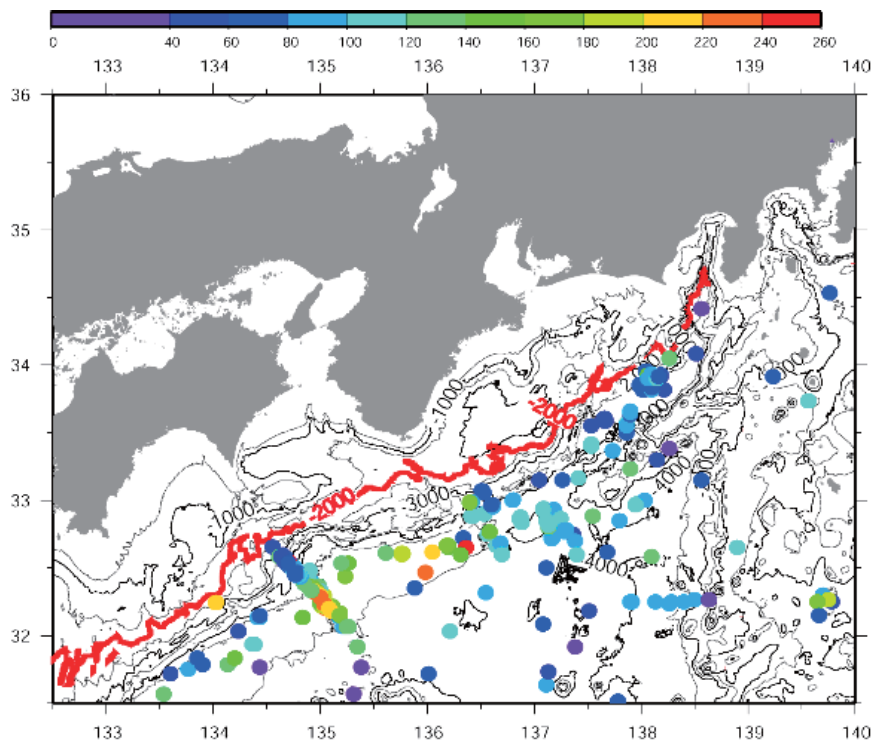
日本列島の太平洋側 概ね2500m以浅

日本列島の日本海側 概ね1000m以浅

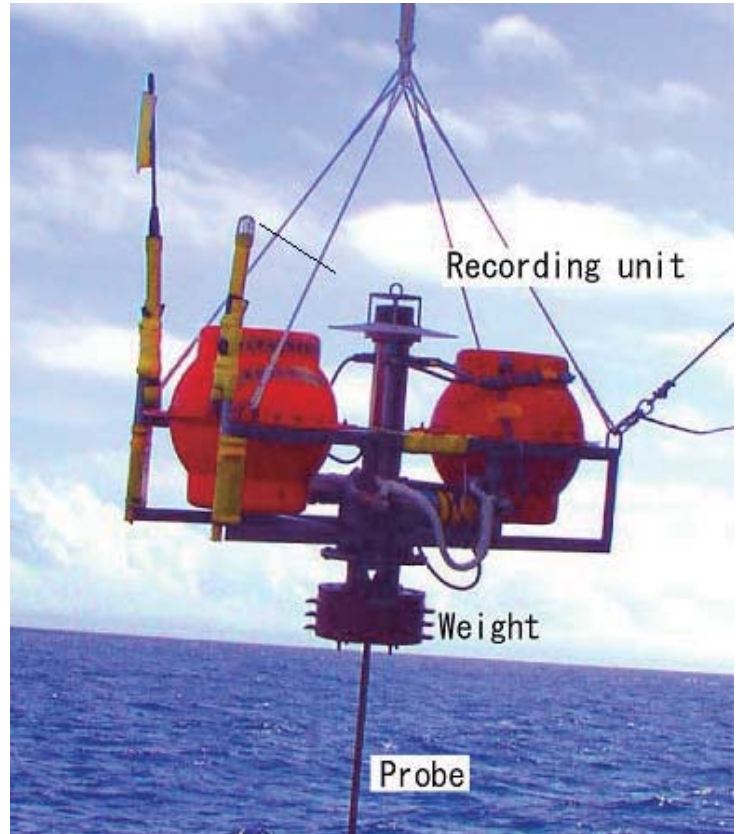
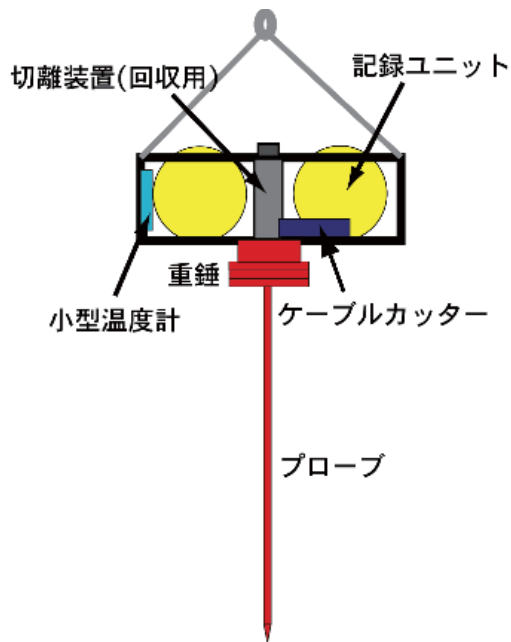
浅海域における問題点



南海トラフの熱流量測定

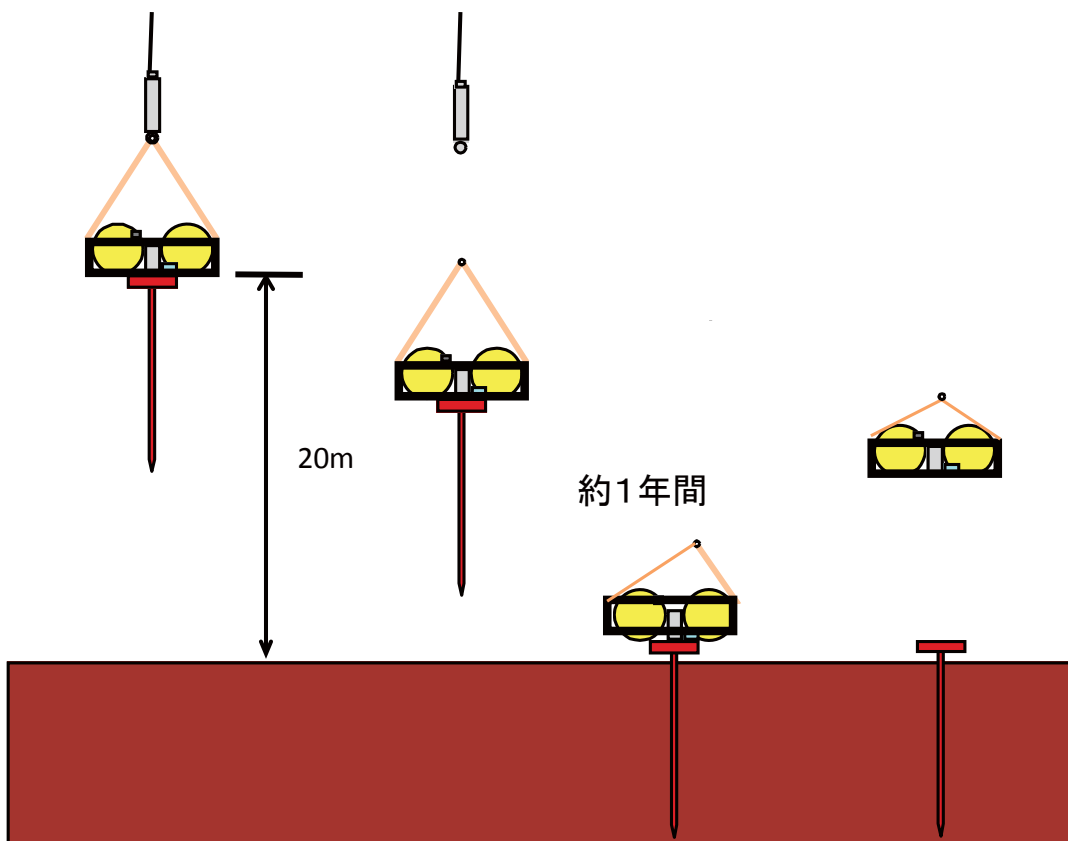


自己浮上式海底熱流量計

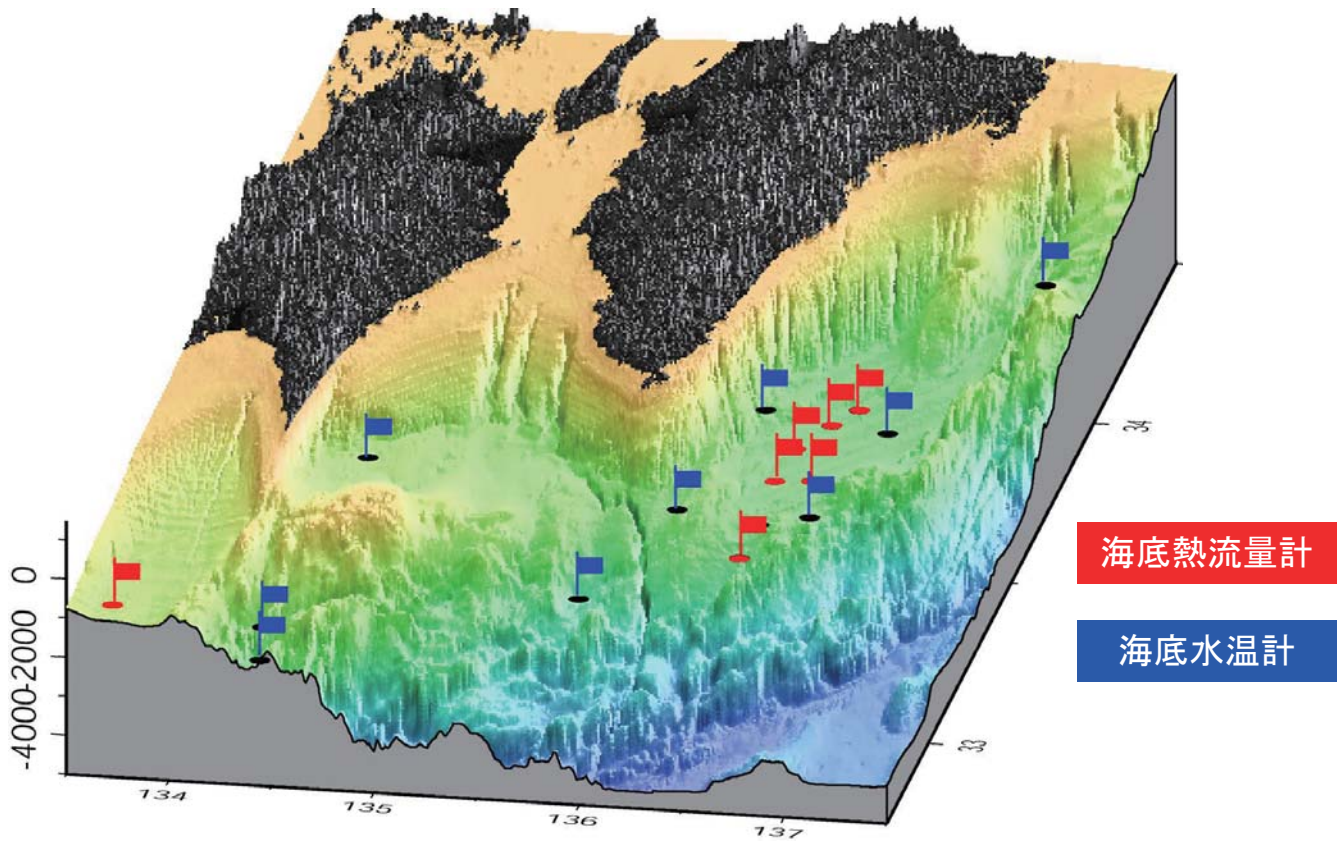


•H. Hamamoto, M. Yamano, S. Goto (2005) Heat flow measurement in shallow seas through long-term temperature monitoring, Geophysical Research Letters, Vol.32, No.21, L21311, doi10.1029/2005GL024138

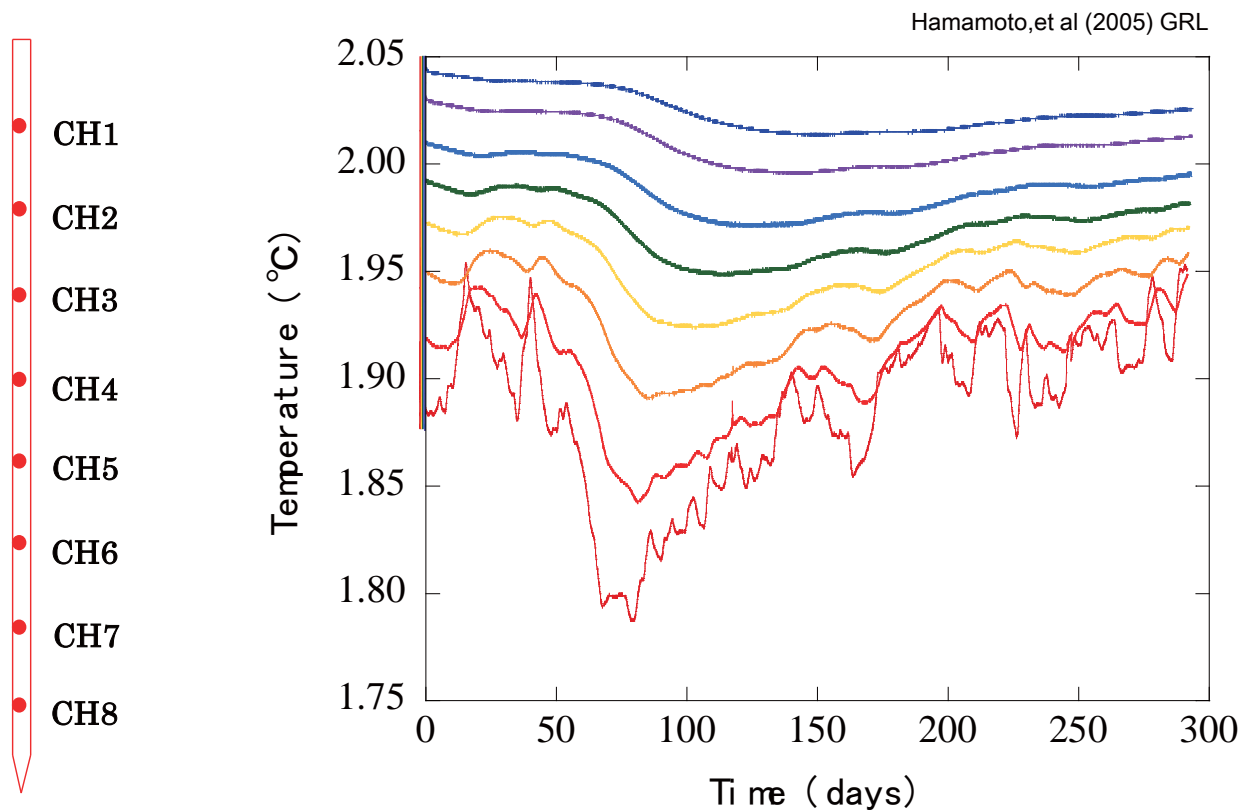
自己浮上式海底熱流量計の測定方法



紀伊半島沖の測定地点

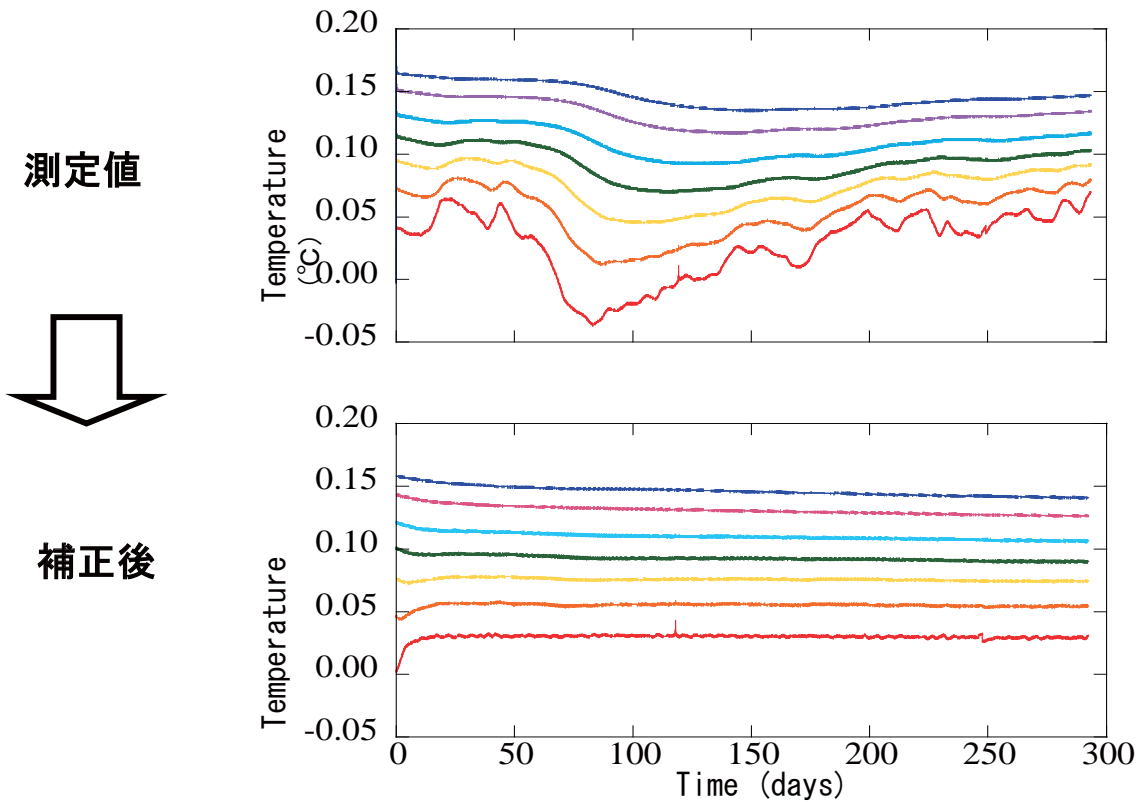


堆積物中の温度データ

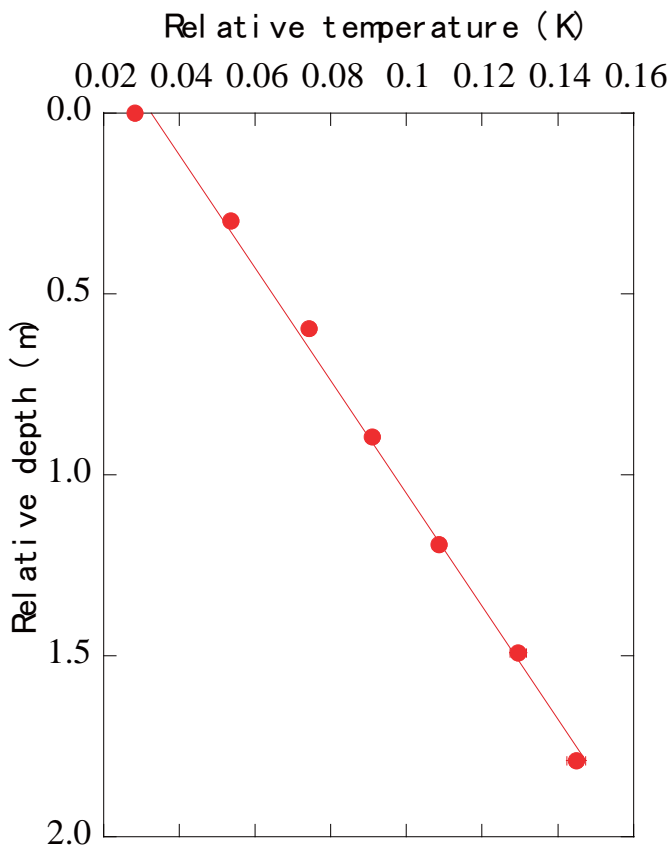


海底水温変動の除去

測定値 - 計算値 = 海底水温変動を取り除いたもの



温度勾配



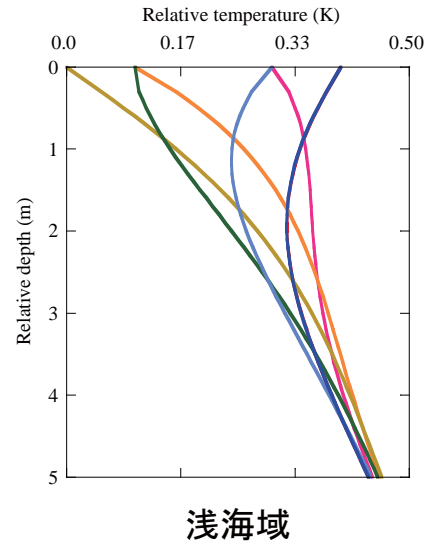
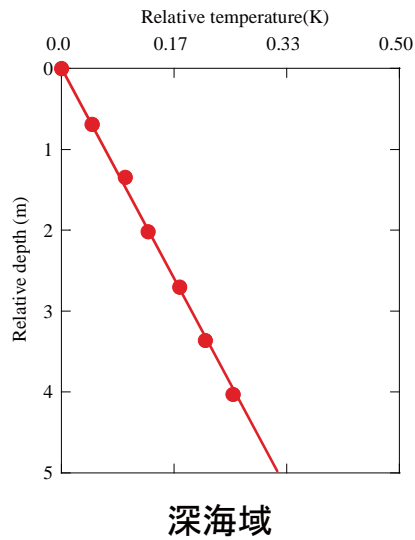
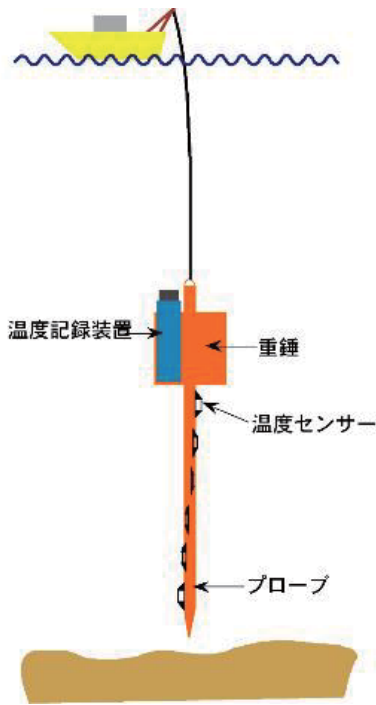
傾き = 温度勾配
= 66 mK/m



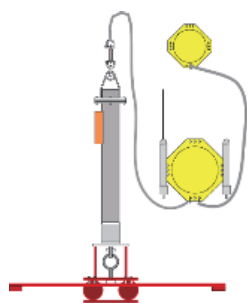
地殻熱流量 = 熱伝導率 × 温度勾配
熱伝導率 = 0.94 W/m/K

地殻熱流量 = 約 60 mW/m²

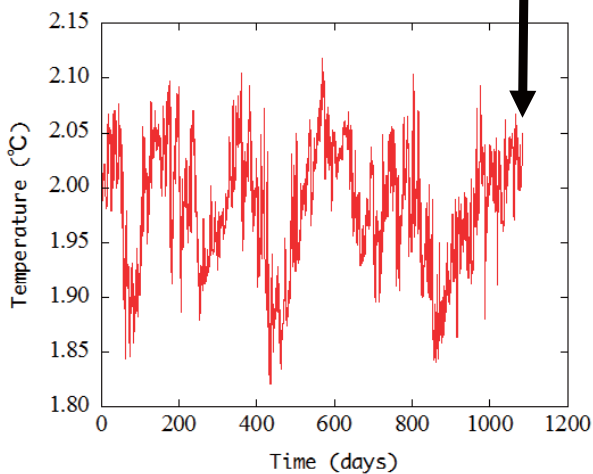
浅海域における問題点



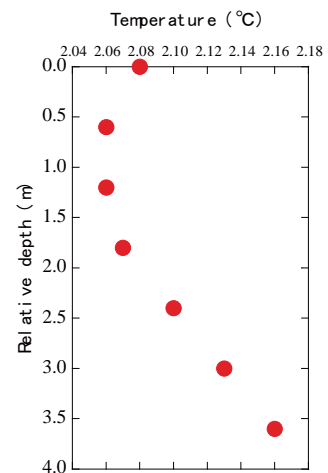
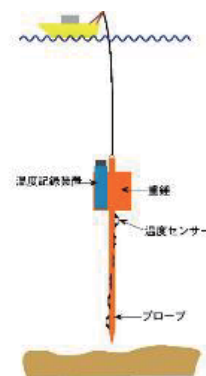
海底水温モニタリングと熱流量プローブの組み合わせ



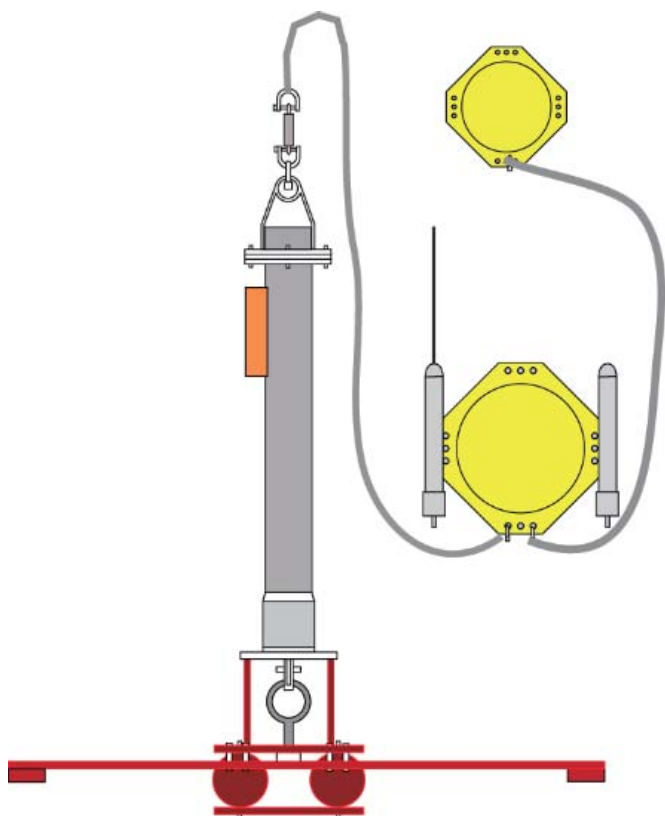
熱流量プローブ測定



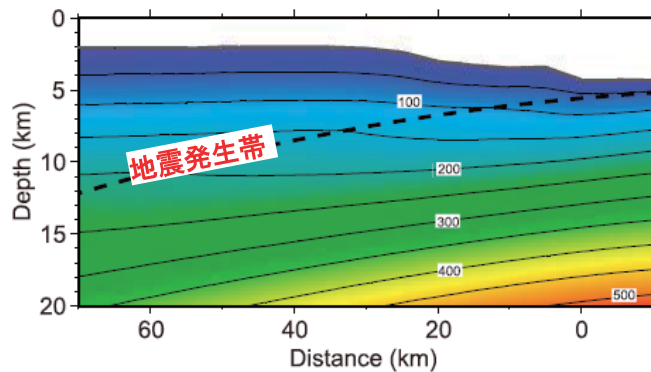
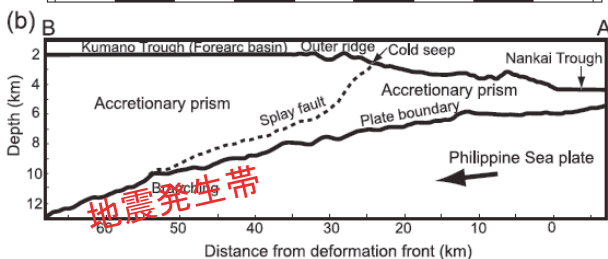
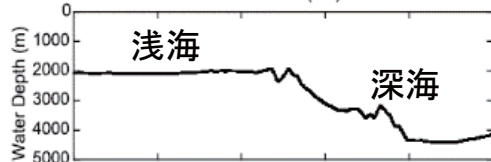
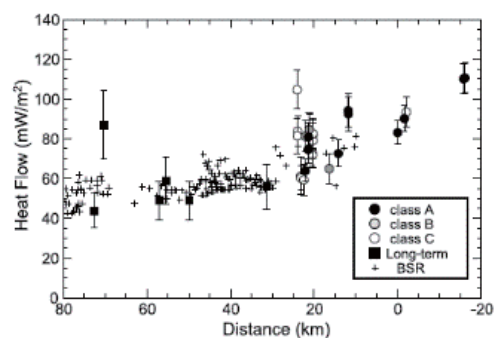
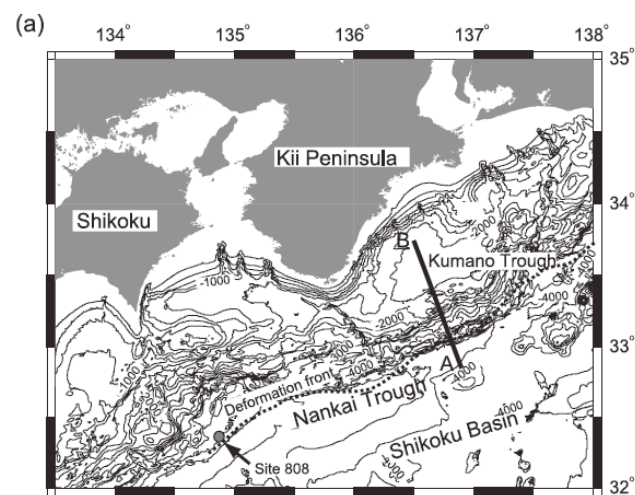
+



自己浮上式海底水温計

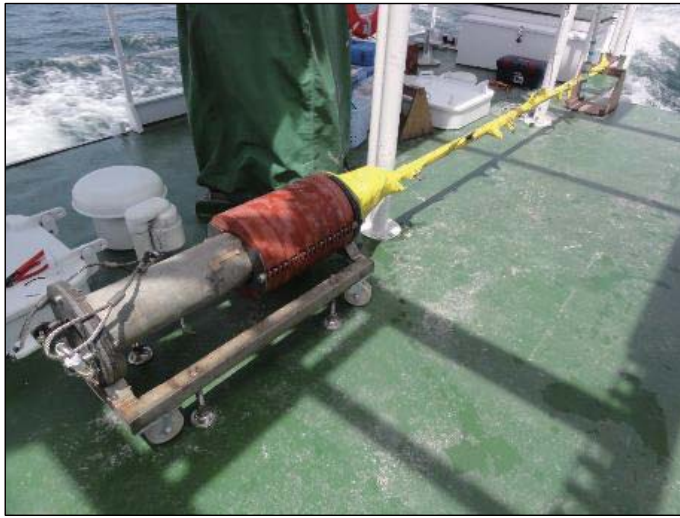


地下温度構造の推定(紀伊半島沖)



H. Hamamoto, M. Yamano, S. Goto, M. Kinoshita, K. Fujino and K. Wang (2011) Heat flow distribution and thermal structure of the Nankai subduction zone off the Ki-i Peninsula, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10.1029/2011GC003623, Vol 12 Issue 10

琵琶湖への適用



2010年5月（はっけん号にて）

データについては、
山野先生の講演で

熱流量測定方法

陸上

ボーリング孔の温度計測など
1900年代から実施

水域

深海域

熱流量プローブを用いる方法
1950年代から実施

浅海域

長期温度計測による方法

- 自己浮上式海底熱流量計
1990年代から実施

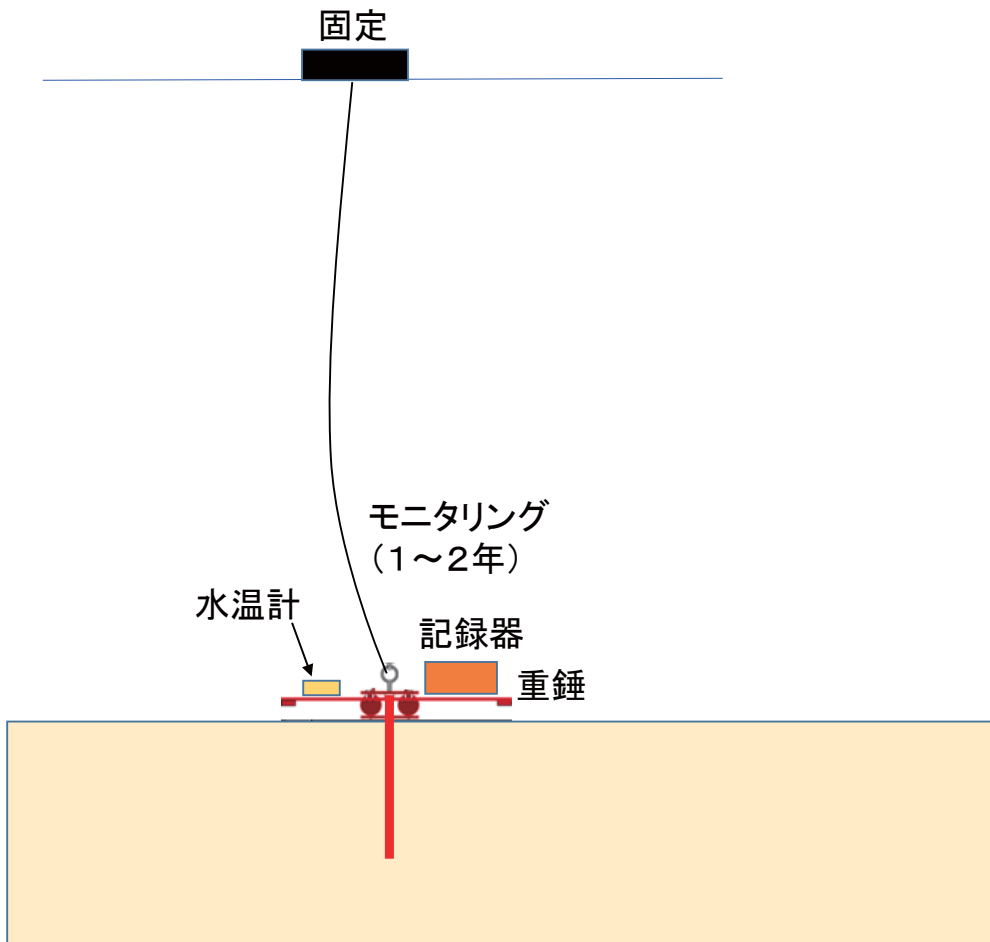
Hamamoto, et al (2005) GRL

- 自己浮上式海底水温計とプローブ
2000年代から実施

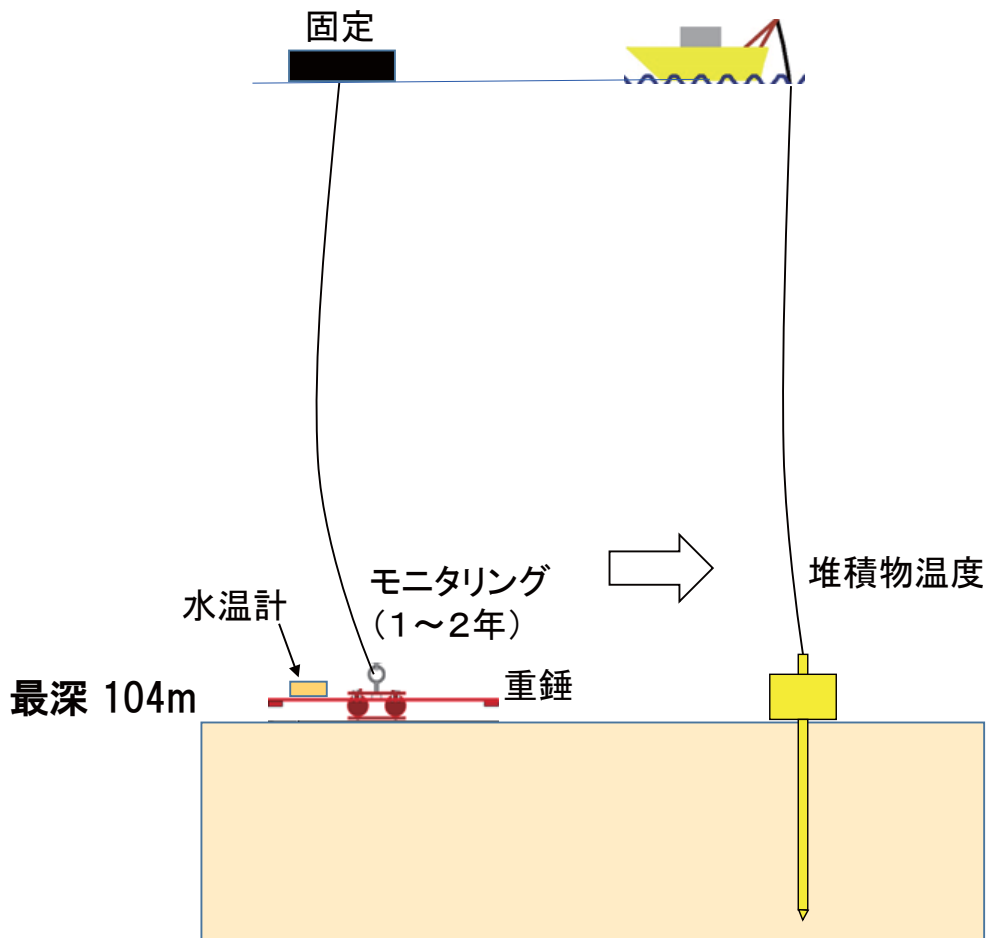
Hamamoto, et al (2011) G3

掘削による方法

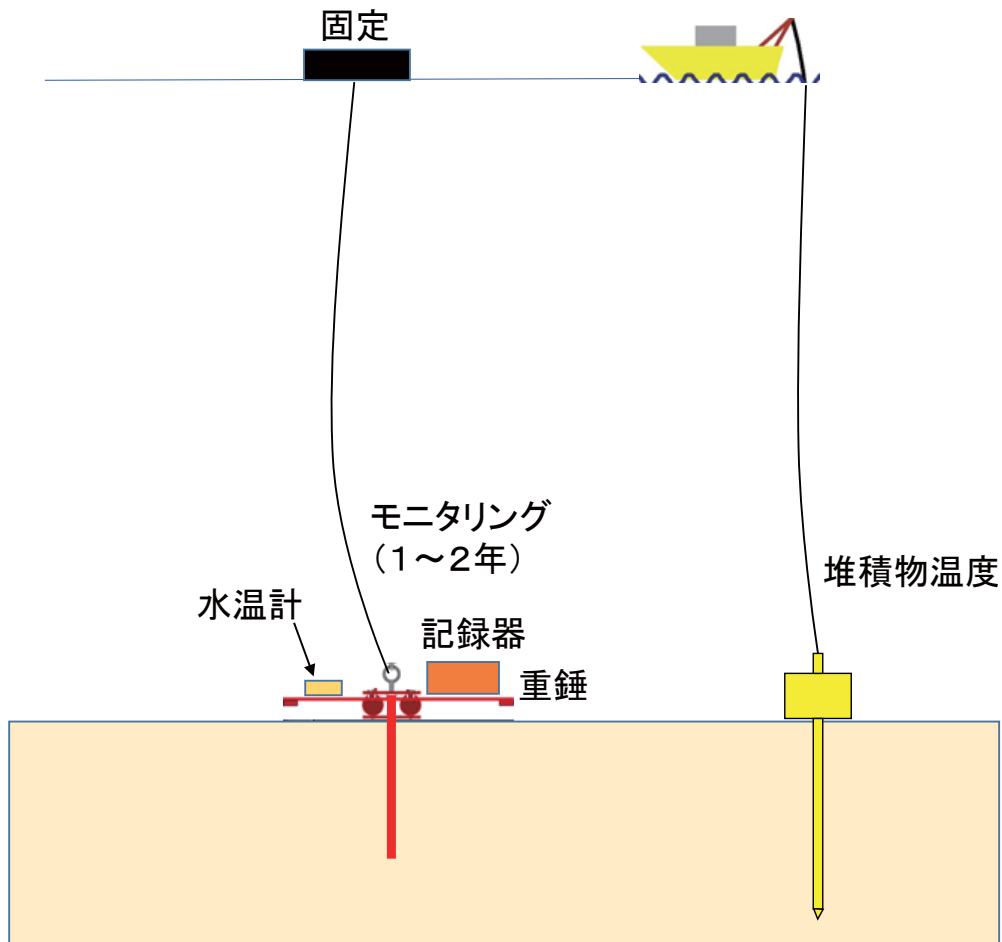
琵琶湖への適用 I



琵琶湖への適用 II



琵琶湖への適用Ⅲ



まとめ

- 熱流量は断層に沿う水の流れを把握するうえで役立つ可能性があります。
- 陸域及び海域(深海域、浅海域)に熱流量測定方法とデータの例をお示しました。
- 琵琶湖湖底で熱流量測定をするためには、海底水温計と熱流量プローブを組み合わせた測定または海底熱流量計を用いる方法が適切と考えます。

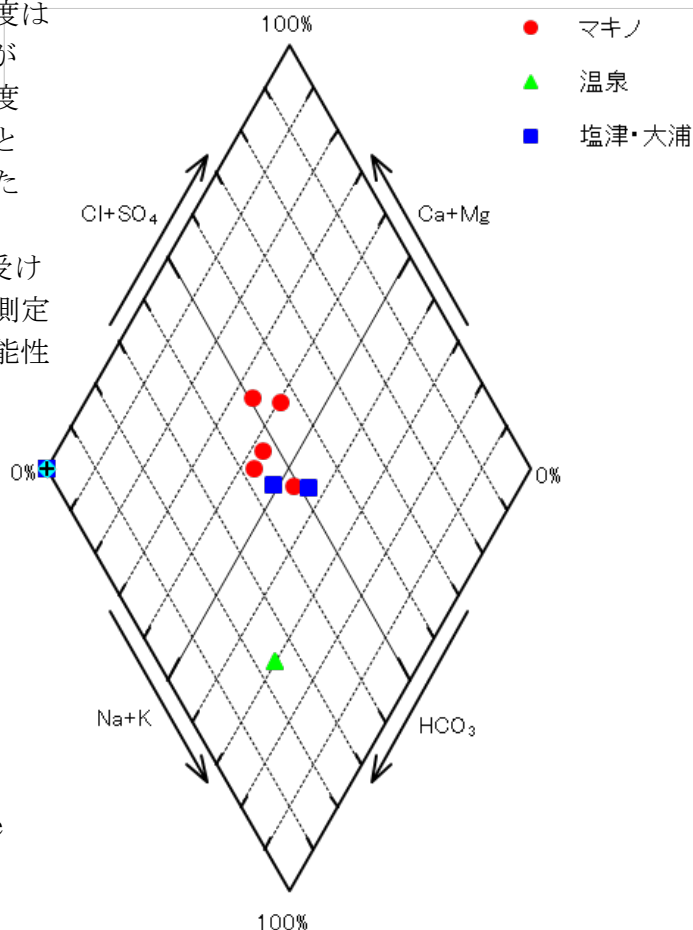
琵琶湖湖西に流入する河川水と温泉水の水質

丸尾雅啓 (滋賀県立大学 環境科学部)

琵琶湖の水質を形成する基になる流入河川水に関しては、これまでも種々の計画で連続的、間欠的な試料採取を行ってきており、その中には温泉水＝地下水も含まれている。今回の対象である湖西地域では、流入河川水とともに温泉水を採取して測定したことがある。琵琶湖へ地下を通じて流れる水の中にはこのような温泉水も含まれていると考えられる。地下水が琵琶湖に流入していることを示すトレーサーとして、酸素同位体、ラドン、水温などが考えられる。水温を除くと専用の装置が必要となるので、比較的容易な化学計測で結果が得られる方法を考えてみたが、琵琶湖と濃度差が大きい成分があれば、場所によっては地下水をとらえることが可能かもしれないと思っている。これまで測定した中で、最も濃度の違いが大きかったのはフッ化物イオンである。

現在のところ琵琶湖内で湧出する水を測定したわけではないが、1995年11月に湖西の琵琶湖流入河川について採水、イオンクロマトグラフィーで主要イオン測定を行ったところ、温泉水（マキノ白谷温泉・不動明王霊水）では顕著にフッ化物イオン濃度が高い値（11.59 および 11.52 mg/L）を示した。周辺の河川水も、他の地域の河川水と比較すると、数倍高い数値を示した。また、これら河川水中のその他の主要イオン種の濃度をくらべたところ、温泉水と類似した比率を示しており、同様の母岩：黒雲母花崗岩から溶出してきた成分が河川水の水質を形成している様子がうかがえた。これについては鶴巻ら(1985)が近畿地方でフッ素濃度が高い地域として同じ場所をあげており、測定法の違いはあるが、14.7～28.9 (mg/L) と非常に高い数値が記録されている。古生層と貫入した花崗岩が接触する地域と説明している。これ以外にも雄琴温泉の旧泉源のフッ素濃度が 13 - 23.3mg/L との結果が示されており、古琵琶湖層群の中に花崗岩があり、この中を浸透してきた地下水の中にこのような濃度を示すものがあるのではと推定している。一方で琵琶湖水中のフッ化物イオン濃度はおおむね 0.1 mg/L 程度であり、100 倍以上の違いがあることから、湧出源のいくつかではかなり高濃度のフッ化物イオンなどが計測できるのではないかと考えている。これ以外に、還元的环境を通ってきた地下水であれば、土壌から溶出してきた Fe(II)、As(III)もトレーサーとなりうるが、前者は酸化を受けやすいこと、後者はそもそも低濃度であるため、測定が容易ではない。これ以外の成分についても、可能性を今後検討して行く予定である。

右図：高島市マキノの琵琶湖流入河川 (●)
長浜市の塩津大川・大浦川 (■)、および
マキノの温泉水 (▲) 分析から得られたトリ
リニアダイアグラム



参考文献

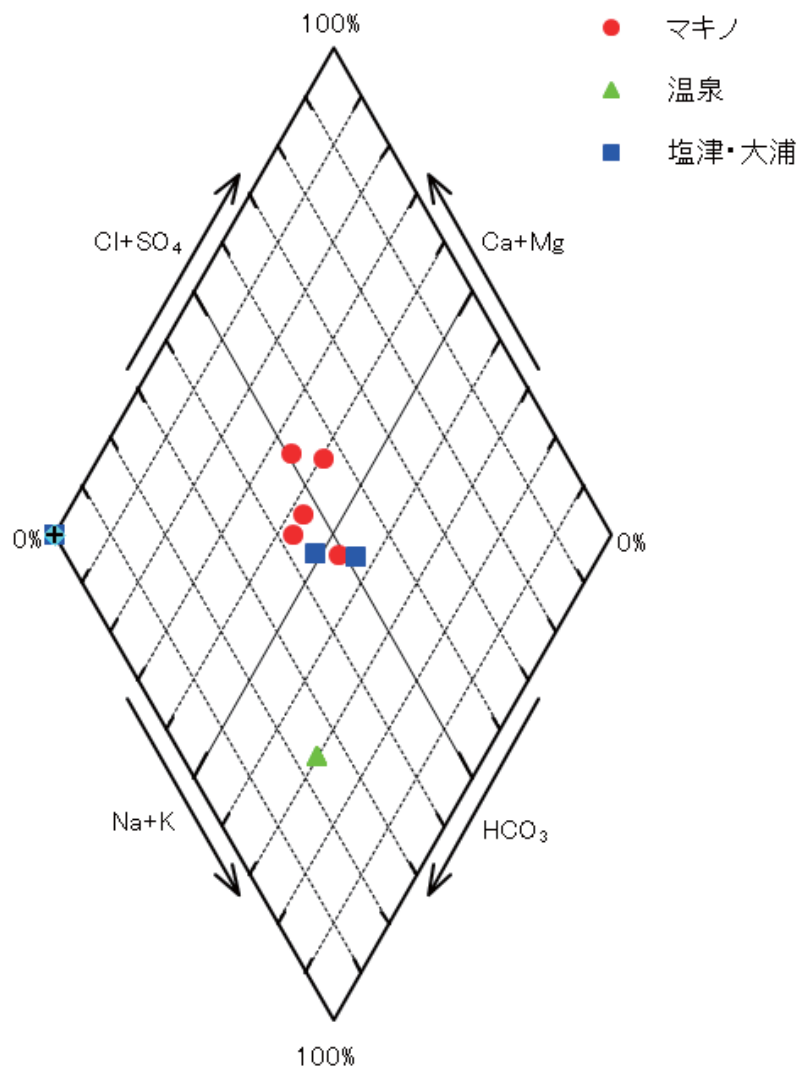
- 鶴巻道二・桜本勇治 (1985) 近畿地方における高フッ素地下水の起源について, 日本地下水学会誌 : 27, 1-16.
Hirayama N, Maruo M, Obata H, Shiota A, Enya T, Kuwamoto T (1996) Measurement of fluoride ion in the river-water flowing into Lake Biwa. Water Research : 30, 865-868.

琵琶湖湖西に流入する 河川水と温泉水の水質

丸尾雅啓（滋賀県立大学・環境科学部）

河川水中溶存成分の濃度（mM）

試料名	Na	Ca	g	C	SO4	HCO3	F
知内川	0.26	0.13	0.04	0.18	0.04	0.34	0.008
斧研川	0.23	0.13	0.02	0.15	0.05	0.27	0.027
八王子川	0.25	0.08	0.03	0.17	0.03	0.24	0.009
八王子川支流	0.25	0.04	0.01	0.14	0.02	0.15	0.019
髭白川	0.23	0.09	0.03	0.15	0.03	0.24	0.015
不動明王霊水	1.30	0.22	0.06	0.20	0.05	0.95	0.610
白谷温泉	1.28	0.21	0.06	0.19	0.05	0.92	0.612
大浦川	0.33	0.10	0.03	0.22	0.04	0.28	0.015
塩津大川	0.35	0.14	0.04	0.23	0.04	0.39	0.011
石田川	0.25	0.13	0.06	0.20	0.07	0.27	0.003
生来川	0.25	0.19	0.05	0.19	0.09	0.35	0.004
笹尾川	0.20	0.02	0.02	0.15	0.02	0.10	0.007
大宮川	0.29	0.19	0.05	0.11	0.05	0.54	0.007
和邇川	0.50	0.48	0.14	0.32	0.27	0.86	0.011
大谷川	0.23	0.12	0.01	0.07	0.02	0.36	0.033
比良川	0.24	0.14	0.01	0.08	0.02	0.39	0.041
鵜川	0.30	0.08	0.01	0.11	0.01	0.30	0.051



試料名	Na		Ca	g	C	SO4	HCO3	F
知内川 (Gr)	0.25	0.01	0.13	0.04	0.18	0.04	0.34	0.008
大宮川 (Gr)	0.26	0.03	0.19	0.05	0.11	0.05	0.54	0.007
和邇川	0.43	0.07	0.48	0.14	0.32	0.27	0.86	0.011
大谷川 (Gr)	0.21	0.02	0.12	0.01	0.07	0.02	0.36	0.033
比良川 (Gr)	0.22	0.02	0.14	0.01	0.08	0.02	0.39	0.041
安曇川	0.20	0.01	0.11	0.06	0.13	0.04	0.36	0.001
余呉川放水路	0.40	0.04	0.34	0.18	0.37	0.09	0.94	0.001
余呉川	0.29	0.02	0.39	0.21	0.20	0.08	1.14	0.000
田川	0.44	0.03	0.42	0.14	0.28	0.13	1.04	0.001
姉川	0.22	0.02	0.43	0.09	0.14	0.10	0.92	0.002
天野川	0.37	0.04	0.81	0.16	0.32	0.12	1.79	0.004
芹川	0.31	0.03	0.86	0.13	0.32	0.09	1.83	0.006
宇曾川	1.17	0.06	0.58	0.18	0.52	0.46	1.30	0.002
愛知川	0.39	0.04	0.42	0.10	0.24	0.20	0.81	0.001
日野川	0.98	0.12	0.39	0.16	0.63	0.27	1.02	0.005
野洲川	1.00	0.10	0.44	0.14	0.73	0.28	0.96	0.008
瀬田川	0.46	0.06	0.34	0.10	0.34	0.18	0.69	0.004

小泉尚嗣・三谷寛人・植田雅大・箕手慎介・田中達也（滋賀県立大学・環境科学部）

1. はじめに

断層面周辺では、繰り返しの破壊によって生じた高密度の割れ目が高透水性構造をもたらし、その部分が地下水の通路となる(例えば, Faulkner et al., 2010). 結果として, 断層と地表が交差する帯状の部分に, 周辺の地質・地形・降水状況に応じて, 水・熱・物質が地下水によって安定的に供給される. 例えば, 活断層周辺で湧水や温泉が多数認められるというのはよく知られた事実である(小泉・他, 1985, 見野・他, 1985). 活断層は, 数千年～数万年に 1 回という超低頻度で大地震を発生させて環境を破壊する一方, それ以外の時期(通常時)は環境を形成・維持していることになる.

日本最大の湖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. 琵琶湖への年間の水の流入量(50-60 億トン)の内, 10-20%が, 地下水(湖底からの湧水)であり(滋賀県, 2012), その地下水が運ぶ水・熱・物質による琵琶湖環境への寄与は大きいと考えられるが, その詳細はよくわかっていない. 熊谷(2012)は, 琵琶湖西部の最深部付近(高島市の沖合)でガスを伴う湖底湧水があり, それが南北に帯状に分布することを見いだした(図 1). この事実は, 琵琶湖底最深部付近に, 帯状の高透水性構造があることを意味し, 断層との関係を示唆する.

琵琶湖西岸(湖西)地域には, 花折断層(右横ずれ断層)と琵琶湖西岸断層(西上がりの逆断層)という 2 つの活断層系がある(図 1). また, 琵琶湖は西側の方が深く, 琵琶湖西岸もすぐに急峻な山地になっていることも考慮すると, 琵琶湖西岸断層が琵琶湖の形成に大きく寄与していると考えられる. 花折断層の寄与もあり得る. 湖西地域の最大の河川である安曇川は, 上中流部のほとんどで花折断層の作る溪谷を北上し, 下流部で東に折れて琵琶湖西岸断層を横切って琵琶湖に流入する(図 1). 琵琶湖西岸断層を横切る部分が, 山地と平地との境になるので, 安曇川は扇状地を形成し伏流もするようになる. この扇状地に高島市の主要市街地が発達する. また, 扇端部は湧水が豊富で, その湧水を利用した「かばた」とよばれる独特な水文化も存在する.

本研究では, 高島市周辺の湧水・河川水(主に安曇川)・温泉水を調べ, それらの水温・水質および花折断層・琵琶湖西岸断層との関係について考察した.

2. 方法

2017 年 7 月～12 月の間に 6 回, 2018 年 4 月～8 月の間に 5 回, 高島市周辺で地下水・河川水の水温・水質等調査を行った. また, 2018 年 8 月に, 安曇川の最上流部から河口付近までの約 20 点における水温・水質等調査も行った. また, 丸尾(私信)から, 1996 年～1998 年の安曇川下流の 1 点(安曇川大橋)における水質・水温データを入手した. 現地では, 気温・水温・電気伝導率・pH の測定を行った. 測定可能な場所では, 流量の測定も行った. また, 水のサンプリングを行い, 持ち帰って水質分析も行った.

3. 結果と考察

2017 年 12 月までにサンプリングした水の水質と水温の結果をまとめると以下の通りである. 1) 花折断層または琵琶湖西岸断層沿いにある温泉 4 点の水質はいずれも Na-HCO_3 型で, イオン濃度は他の水(断層直上湧水・扇状地内湧水・河川水)の概ね 10 倍, 水温については $21^\circ\text{C}\sim 30^\circ\text{C}$ である, 2) 琵琶湖西岸断層の直上で見つけた 2 点の湧水は Na-Cl 型だがイオン濃度は低く水温も低い, 3) 安曇川扇状地の扇端付近の湧水は Ca-HCO_3 型か Na-HCO_3 型で水温は低い, 4) 安曇川は, 時期によって Ca-HCO_3 型か Na-HCO_3

型でまれに Na-Cl 型になる。水温は気温に対応して変化する。

自然な状態での浅層地下水は、Ca-HCO₃ 型となることが多い（日本地下水学会，2018）。河川水は，地下水（基底流出）と，直近の降水と地表水との混合によって形成される。したがって，渇水期で人的汚染のない河川水も，一般に Ca-HCO₃ 型となると考えられる。

そのような，Ca-HCO₃ 型の水に，1) の高濃度の Na-HCO₃ 型の水が混じると，その混合比によって 4) の安曇川の水質のような Ca-HCO₃ 型や Na-HCO₃ 型になると考えられる（図 2）。安曇川の伏流水とされる 3) の扇状地湧水の水質も同様である。2) の断層直上の湧水については，水温が低くイオン濃度も低いことから，断層沿いの水ではあるが，1) の温泉水のように地下深部から来た水とは考えにくく，比較的表層付近の水ではないかと考えられる。活断層は，周辺部分は破碎によって一般に透水性が増すが，断層の中心部分は粘土化してむしろ透水性が低くなることも多い(Faulkner et al.,2010)。したがって，山地から流れてきた浅層地下水が断層でせき止められて湧出している可能性がある。なお，安曇川扇状地内の湧水は水温が年間を通じて 13-16℃と低い。2) の断層直上湧水（低温）の寄与が，従来考えられているより大きい可能性もある。

温泉水は，断層の深部から供給されている水であると考えると，琵琶湖の深部湖底湧水が，琵琶湖西岸断層やその延長部を通路として利用しているのなら，1) と同様な水質や水温になることが期待される。



図 1：調査地域の地図

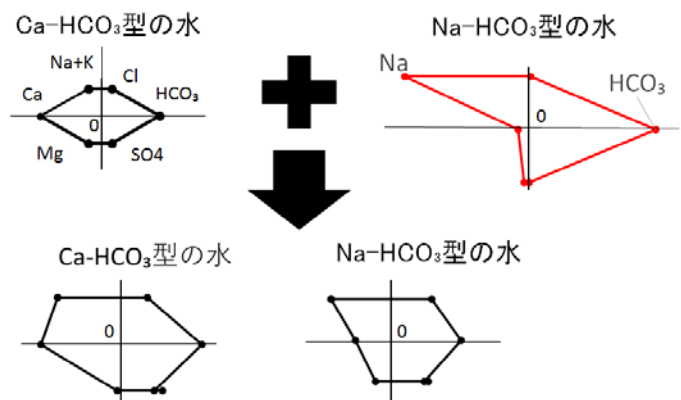
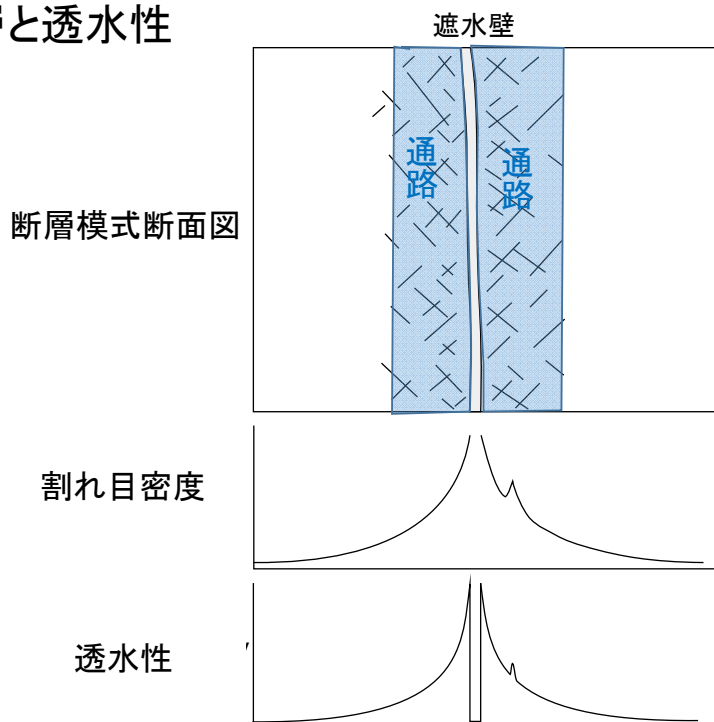


図 2 ヘキサダイアグラムを用いた安曇川や扇状地湧水の水質形成モデル

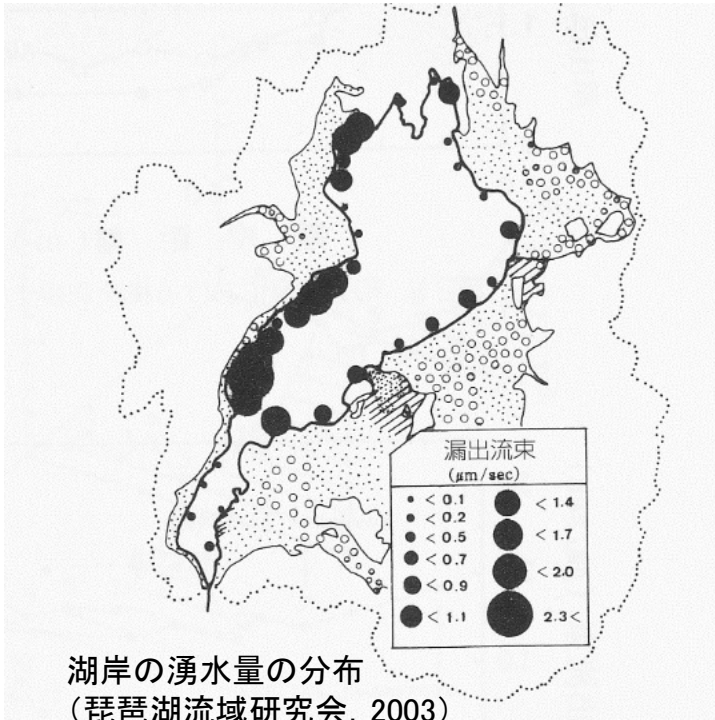
滋賀県高島市周辺の花折断層・琵琶湖西岸断層付近の温泉水・河川水・湧水について

小泉尚嗣・三谷寛人・植田雅大・箕手慎介・田中達也(滋賀県立大学・環境科学部)

断層と透水性



(Faulkner et al., 2010)



湖底湧水浅部

- ・琵琶湖西部湖岸で、湧水量が多い。

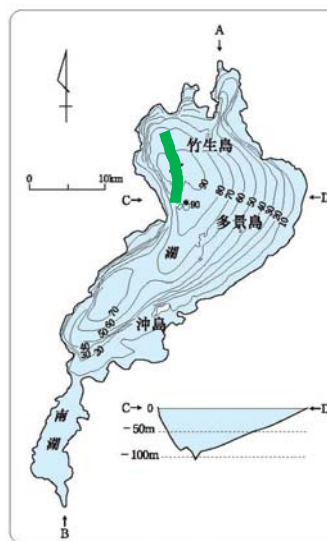
湖底湧水深部

- ・不明

琵琶湖深部湖底湧水の発見(2008年).



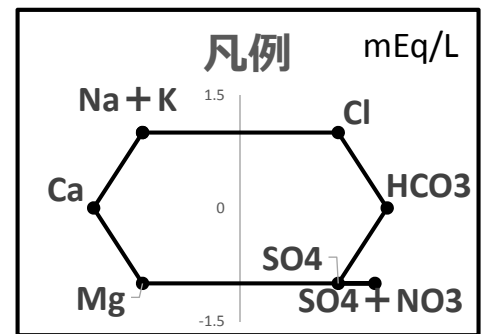
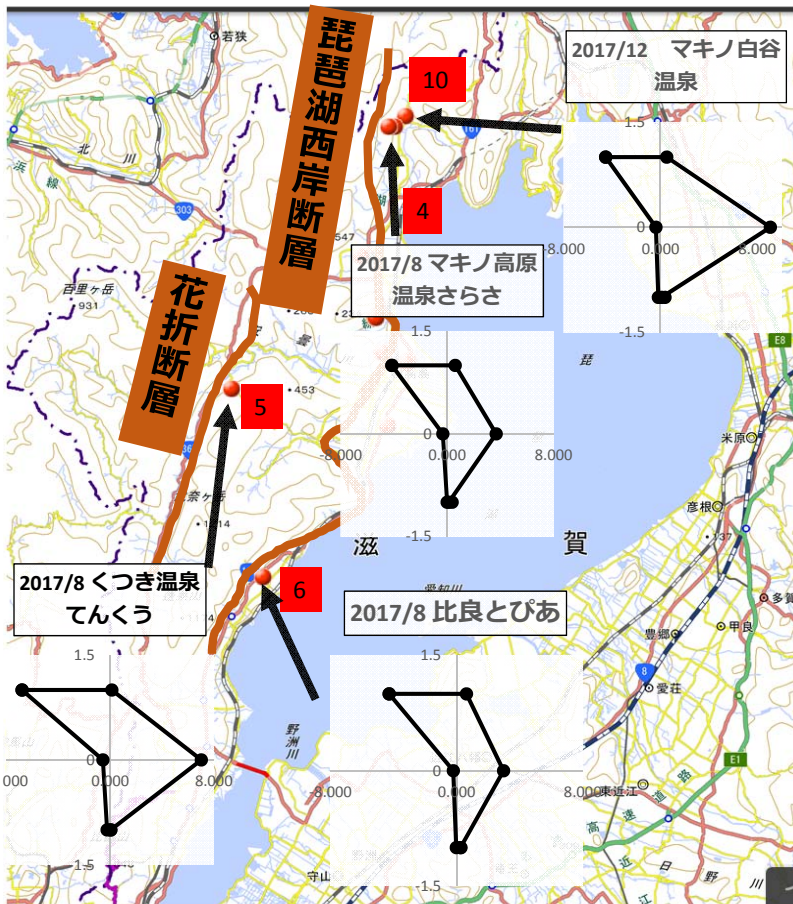
深部湖底湧水の分布



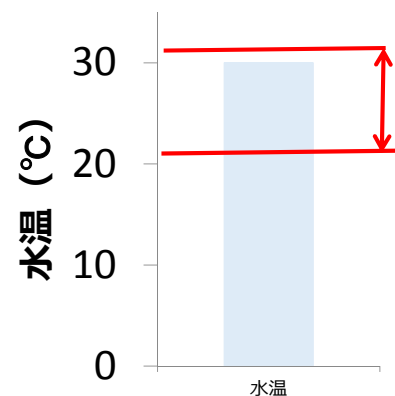
深部湖底湧水の分布と活断層



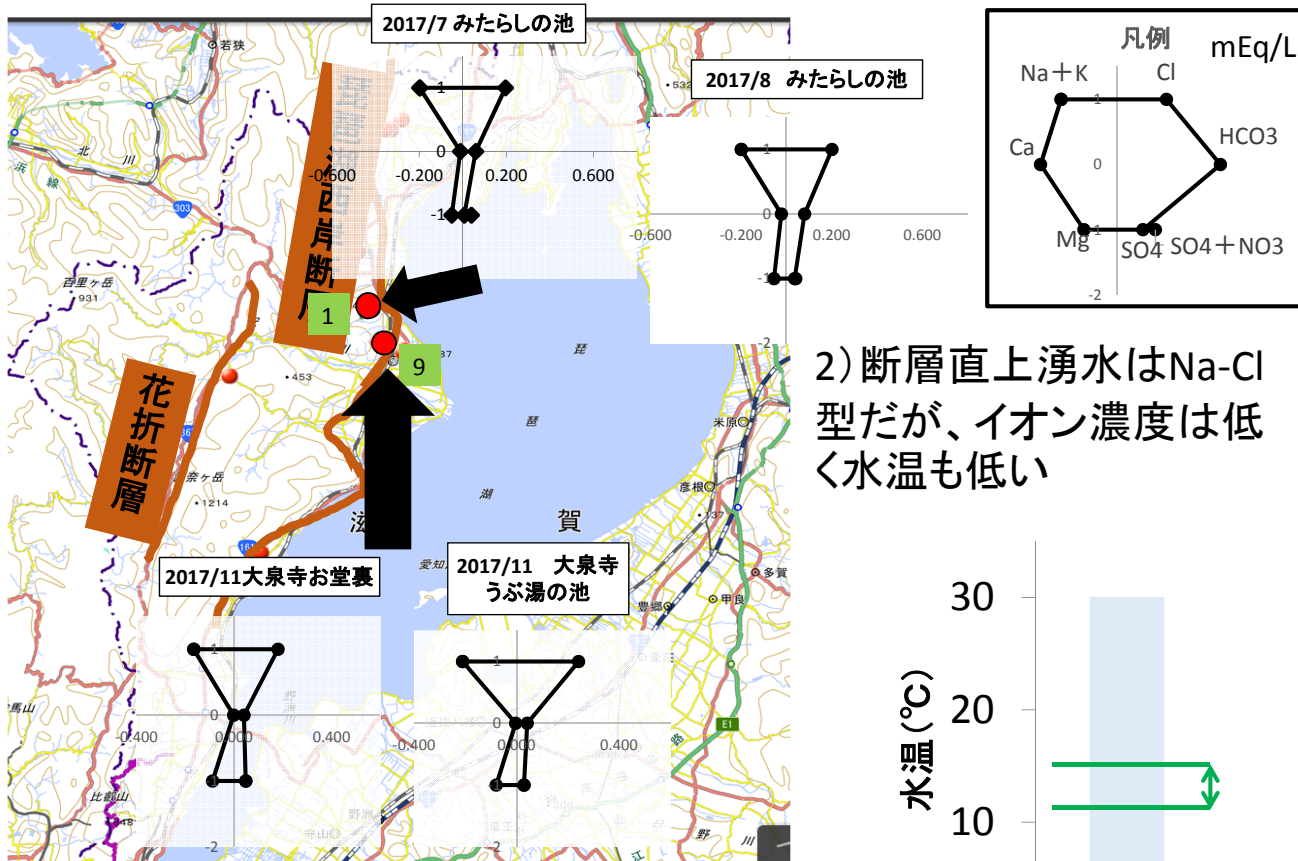
琵琶湖西岸断層帯(S)
花折断層帯(A)



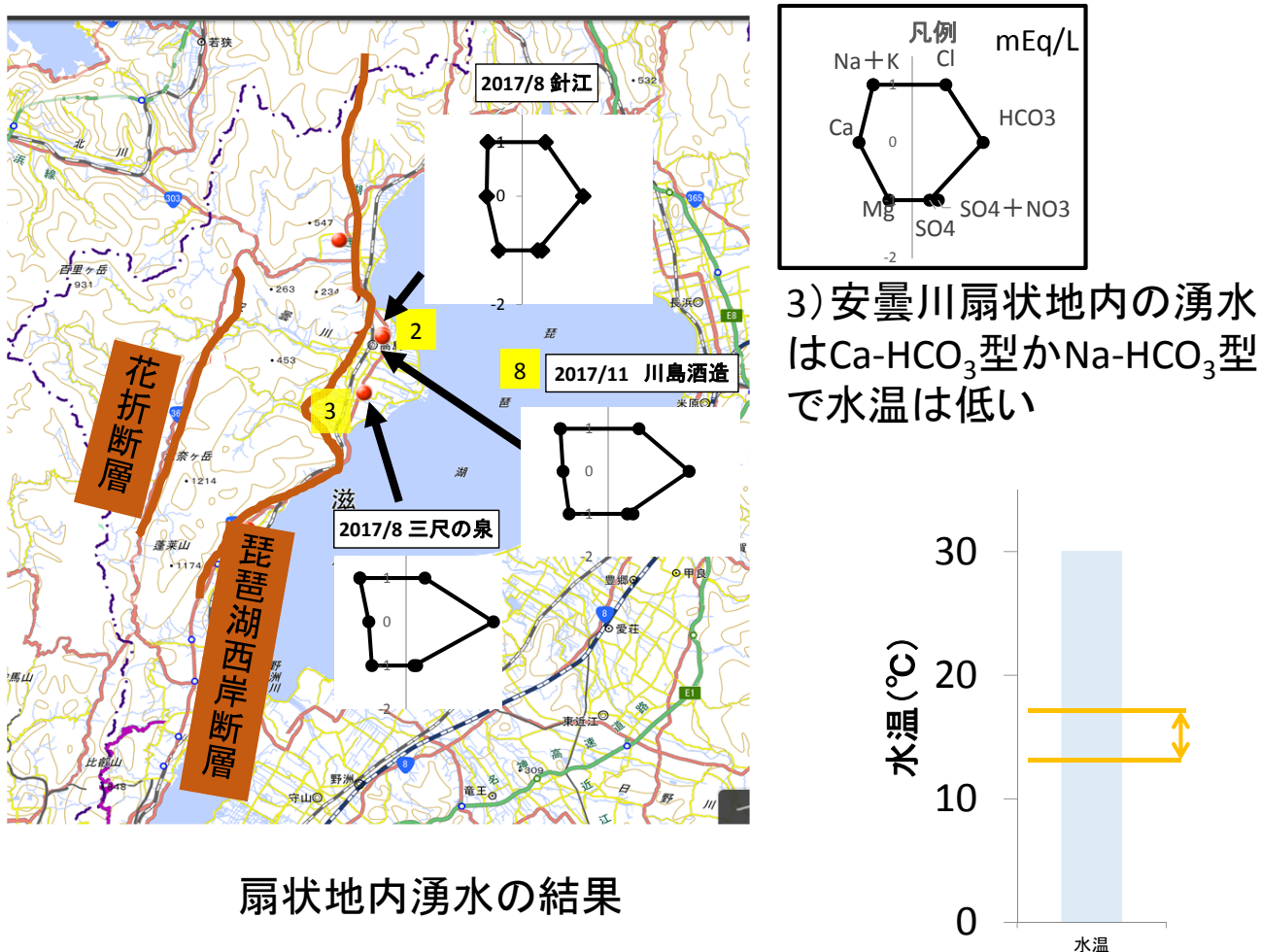
1) 花折断層または琵琶湖西岸断層沿いにある温泉4点の水質→Na-HCO₃型



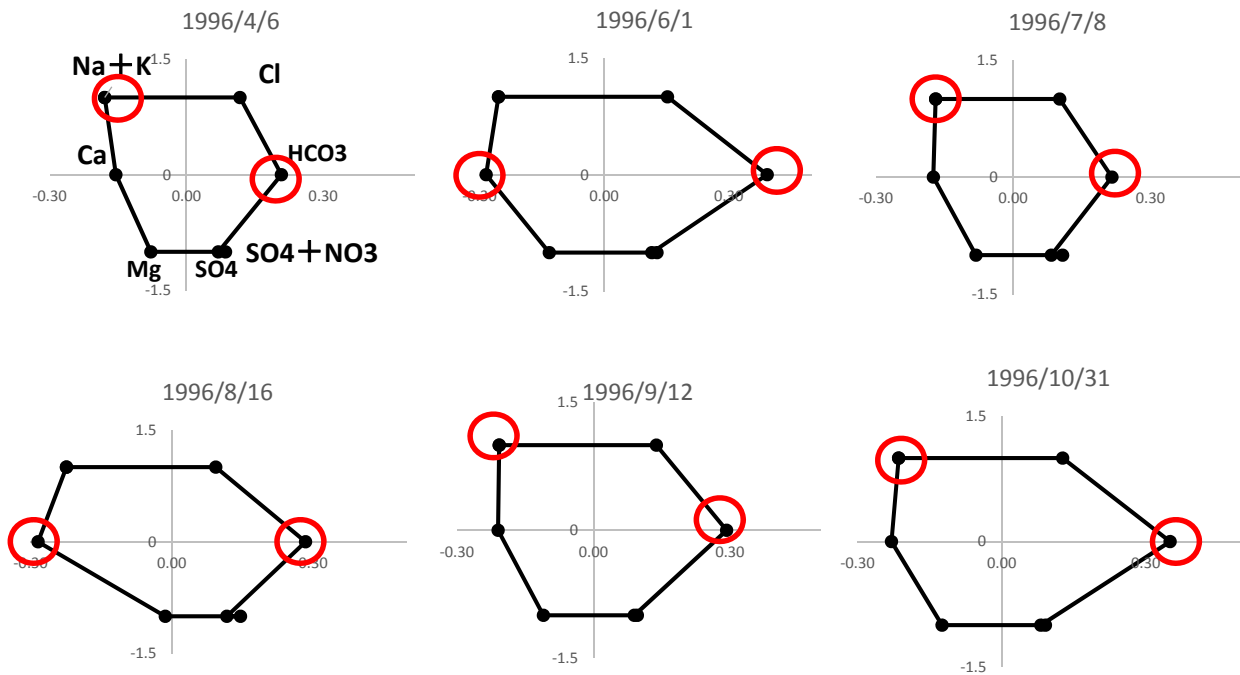
温泉の分析結果



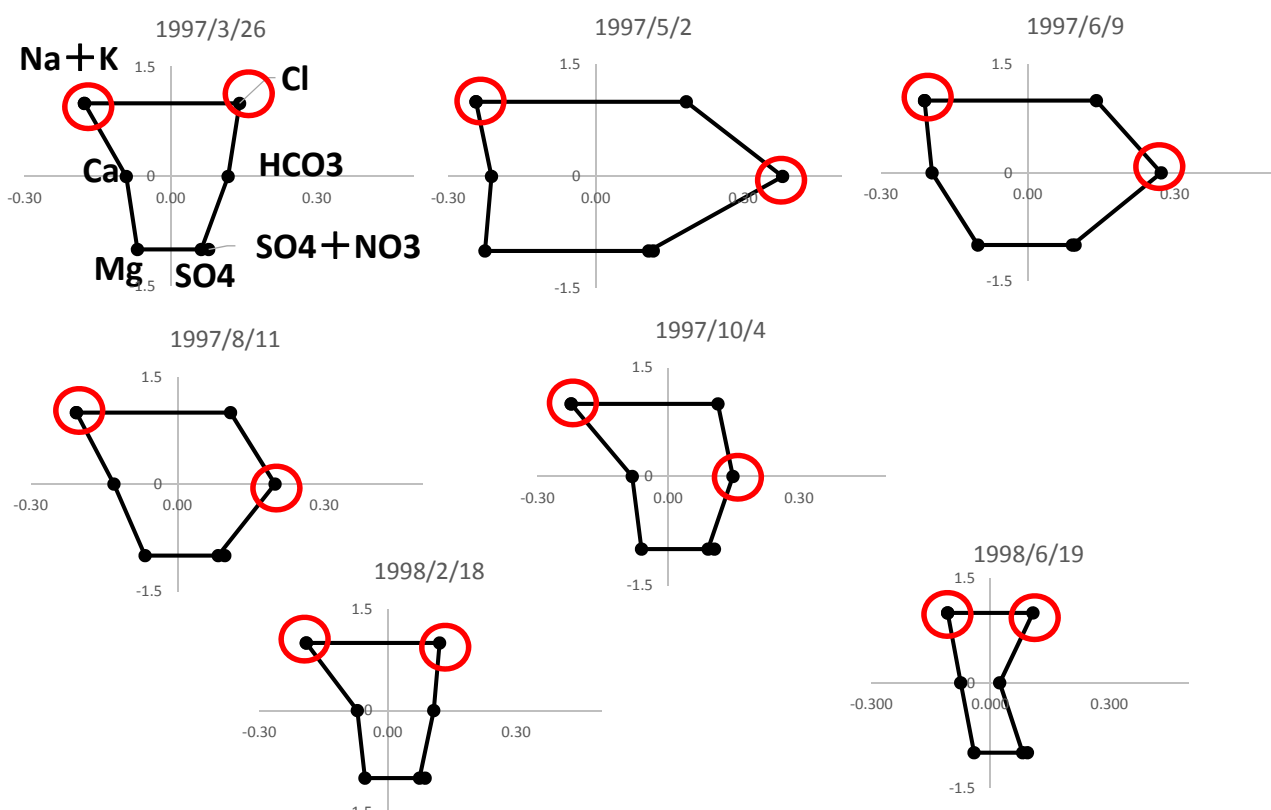
断層直上湧水の結果



扇状地内湧水の結果

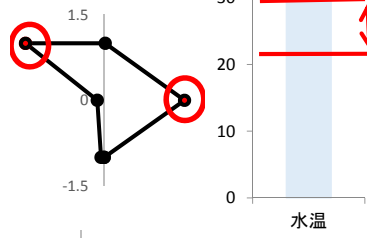


安曇川の1996年4月～10月の水質のヘキサダイアグラム
(丸尾、私信)

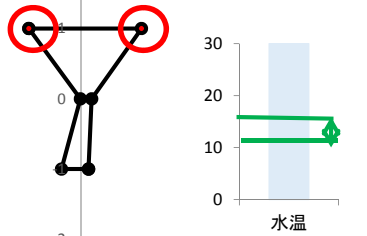


安曇川の1997年3月～1998年6月の水質のヘキサダイアグラム
(丸尾、私信)

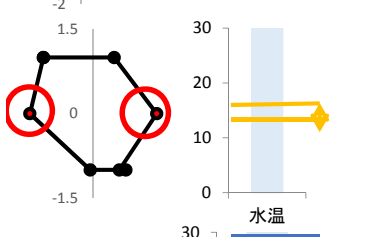
結果



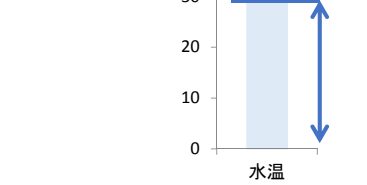
- 1) 花折断層または琵琶湖西岸断層沿いにある温泉4点の水質はNa-HCO₃型
イオン濃度は他の水(断層直上湧水・扇状地内湧水・河川水)の概ね10倍 水温21~30°C



- 2) 断層直上湧水はNa-Cl型 イオン濃度は低い 水温10~15°C

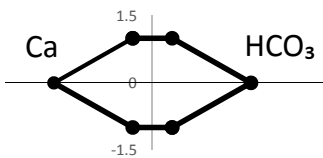


- 3) 安曇川扇状地内の湧水はCa-HCO₃型かNa-HCO₃型 水温13~16°C

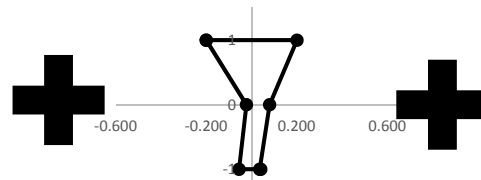


- 4) 安曇川は、時期によってCa-HCO₃型かNa-HCO₃型でまれにNa-Cl型になっていた。
(ただし, 1996-98年)
水温0~30°C(齊藤・他, 2011)

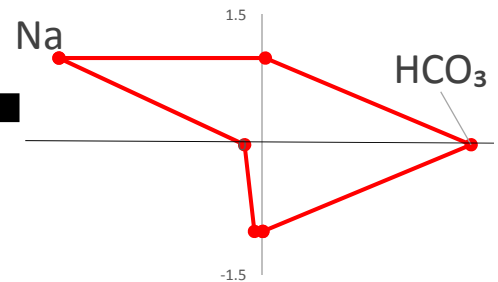
天水起源の地下水
Ca-HCO₃型の水



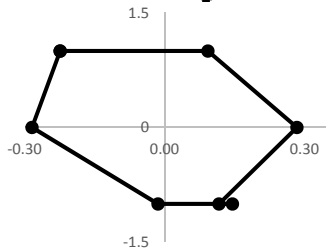
断層直上湧水
Na-Cl型の水



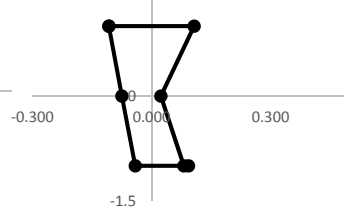
断層経由温泉水
Na-HCO₃型の水



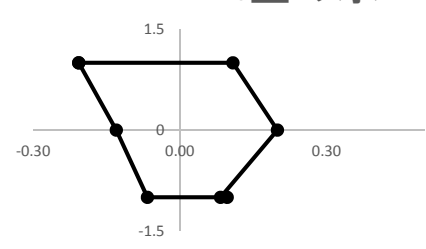
Ca-HCO₃型の水



Na-Cl型の水



Na-HCO₃型の水



安曇川の水質形成モデル

雨水も含めた4つの水の混合比によって、
種々のタイプの水質になると考えられる。

まとめ

- ・高島市周辺で断層沿いに上がって来る温泉水の水質はNa-HCO₃型である。→サンプル数が少ない
- ・安曇川の河口付近の水質は、1996年～1998年の観測では、Na-HCO₃型、Ca-HCO₃型、(低濃度の)Na-Cl型となっていた。水温は気温に応じて変動する。
- ・安曇川河口付近の湧水の水質はNa-HCO₃型またはCa-HCO₃型であった。水温は低い。
- ・琵琶湖西岸断層直上で認められる湧水は、(低濃度の)Na-Cl型であった。水温は低い。
- ・降水とこれらの水の混合によって安曇川の水質は形成されることが考えられる。
- ・以上の結果については、サンプル数が少なかったり、観測時期がずれている等の課題があるので、さらなる調査が必要である。

1. 針江地区の水環境について

針江地区の中心部を流れる針江大川や自噴地下水、さらには扇状地を形成している安曇川の水質を調査した結果 CaHCO_3 型を呈していた。また、筆者は安曇川北部扇状地においても家庭用井戸で地下水質や自噴標高・水面標高を測定した結果、 CaHCO_3 型を呈し、水面標高はおよそ 87.5–88.5m であった。この結果は岸・菅野（1966）で観測された自噴標高と同程度であり、50 年以上経過した現在でも自噴境界の明瞭な衰退は生じていないことが明らかとなっている。

自噴地下水を水場であるカバタで利用した方法は現代でも用いられており、先代からの水文化の継承がされていることが顕著な地域である。その要因とし、安曇川扇状地による豊富な水量と良質な水質がもたらしている。

2. カバタに対する住民の意識

針江地区には自噴地下水を利用するために水場を設置している家庭が多い。しかし、その水場の名称や水利用の用途は家庭により異なる。針江地区では「かばた」と呼ぶ家庭が 8 割近くを占めているが、固有の名称を用いない家庭もみられた。また、地下水の主な用途は飲み水を含む生活全般に利用される家庭が多く 7 割を超える。一方、水の安全性を考え、飲み水以外の用途に限定し利用している家庭が 2 割弱あったが、カバタの水は生活用水として位置づけ日常的に利用していることが明らかとなった。

3. 維持管理運営を行う NPO 組織について

針江地区では自然環境保全とカバタ文化を保全し地域発展に寄与することを目的とした NPO 針江生水の郷委員会がある。委員会の主な事業内容は①自然保護の意義と人の自然の関わる環境づくりを目的とした事業と②針江地区を訪問する人の接客事業が中心である。地域住民で構成される団体であり、カバタと密接な関係であるため、様々なことについて説明を受けることができる。針江地区のカバタを有償で案内を受けるサービスを提供していることが特徴的である。

2004 年の発足から 15 年目を迎え認知率も増加し組織としても成熟してきている。

4. 針江地区のかばたの今後について

現在のカバタを今後も継承し続ける意思がある家庭は多く、水量が低下もしくは停止した場合、新たに井戸を掘りなおすと考えている家庭は 6 割を超え、そのような状況になることが考えられないと考える家庭も 1 割以上であった。このように水場の利用に対して肯定的な考え方を持つ家庭は 8 割弱存在していた。

今後も NPO を中心としたカバタ文化を保全しつつ、地域のオリジナリティーの一つとして発展していくことが望まれる。

高島市針江地区のかばた文化を支える水環境



立正大学 地球環境科学部
環境システム学科
岸 和央

<針江地区>

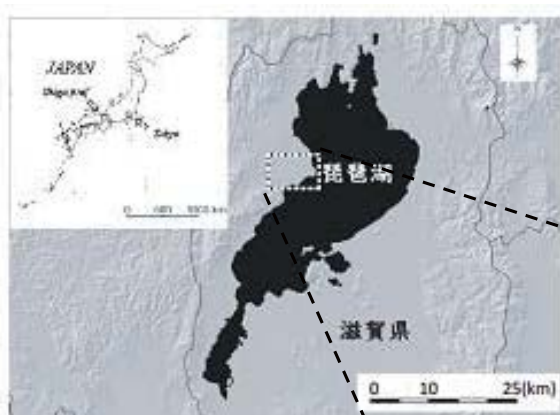


Fig. 滋賀県



Fig.安曇川扇状地



<かばた>



深度: およそ10-24m
井戸設置100以上(掘抜井戸)
管理: 基本的に各家庭
カバタにおける洗剤使用の禁止等

NPOが中心に活動
平成の名水百選(2008)
重要文化的景観(2010)

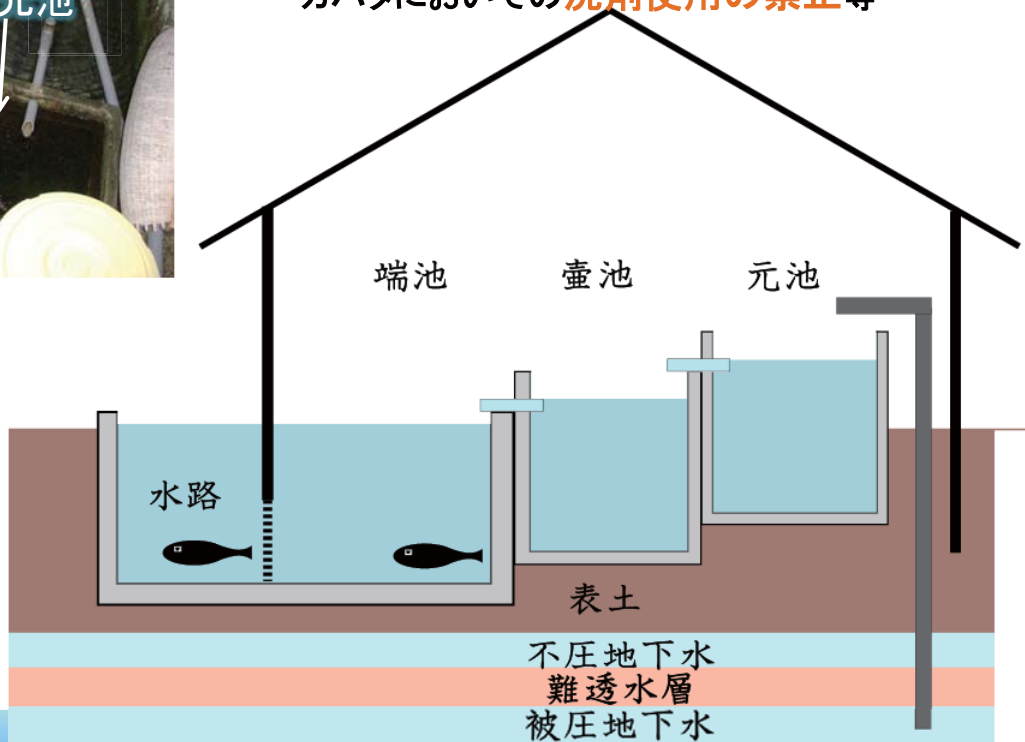


Fig. かばたシステム



<NPO>



針江生水の郷委員会について

目的: 針江の自然環境保全とカバタ文化を保全し地域発展に寄与することを目的とする.

主な事業内容

- 自然保護の意義と人と自然の関わる環境づくりを目的とした事業
- 針江地区を訪問する人の現地案内解説者システム

構成員

2004年5月に発足……26人程度

2011年現在……80人程度(針江地区の住民数; 650人程度)

訪問者数

2004年5月に発足……700~800人程度(2004年5月~12月)

近年では……1万人程度(年間)



<水利用に対する意識>



利用者の声(主に住民)

上流で利用された水を下流に住む者が利用する(再利用)

- ◆ 川上の人を信頼し川下の人を思いやりながら、「きれいな水を琵琶湖に戻す」との思いで、今もカバタを使い、守っている
- ◆ 針江の人々にとって、水をきれいに使い、琵琶湖に戻すことは特別なことではなく、毎日の生活の中に組み込まれているごく自然の行為

カバタを含む水利用では排水も汚さない暗黙のルールが互いの信頼の下で有効に働いている

定期的な川の清掃やヨシ刈りなど住民らによって積極的に管理や整備湧水に育つ梅花藻(バイカモ)を残す

上流の家庭と下流の家庭できめ細かなコミュニケーション



<水利用に対する意識>

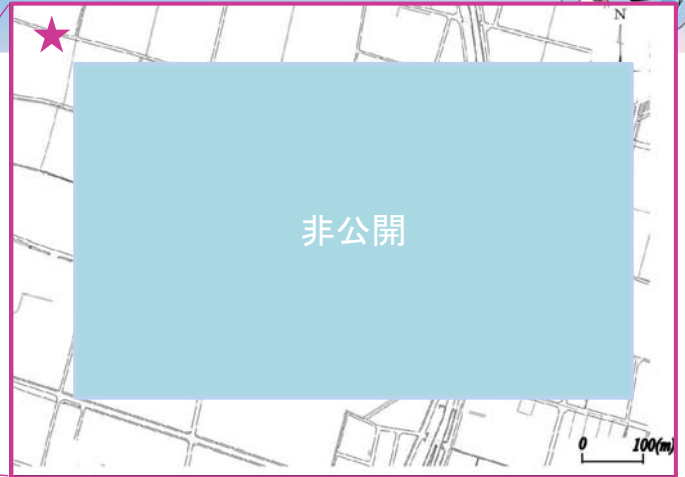
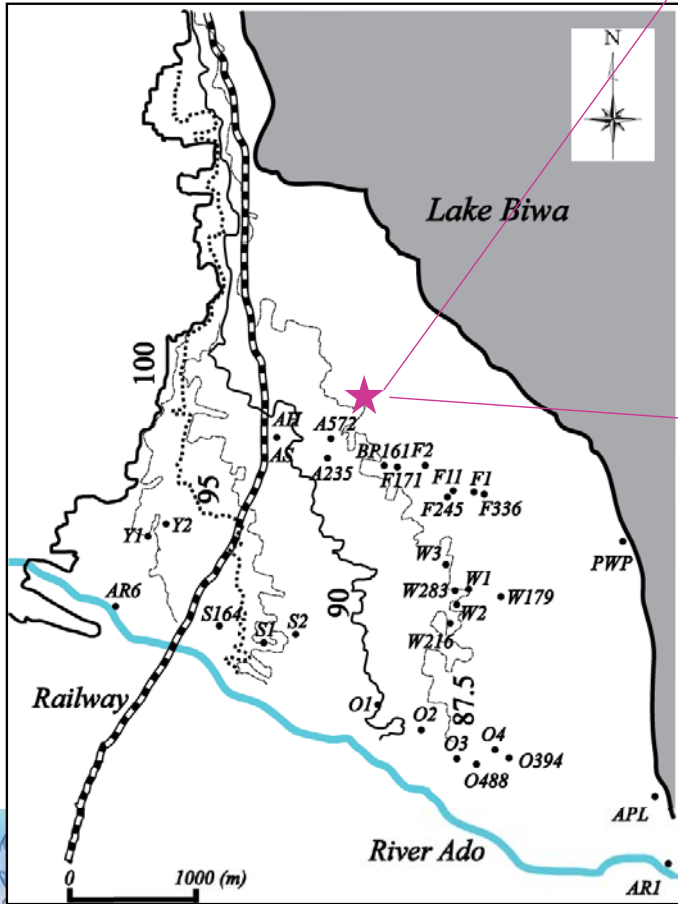


NPOの一人は「針江の人間にとっては当たり前すぎることであったので、外部から指摘されるまでまったく気付くこともなかった」と話す

毎日がカバタと一緒にあり、カバタのない生活は考えられないというほど、カバタは人々の精神にも深く寄り添っているという特徴



<調査地点と方法>

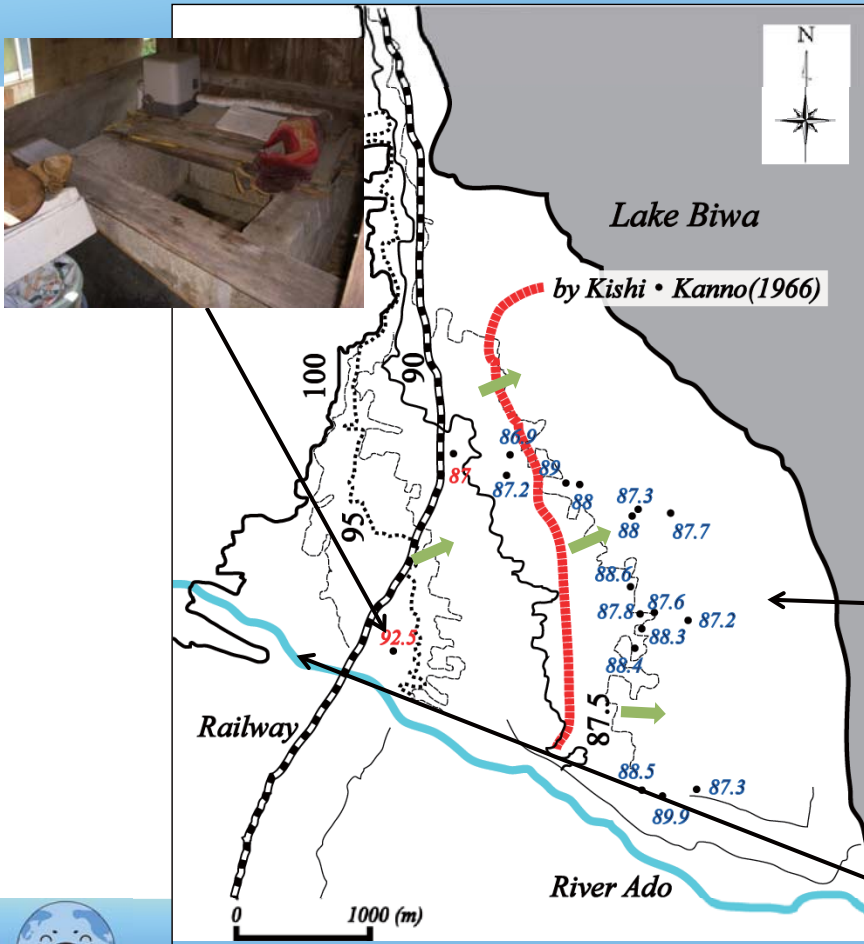


調査期間: 2009年7月, 12月
2010年7月, 12月
2011年7月

調査対象: 地下水, 河川水, 琵琶湖水

調査項目: pH, 水温, EC,
地下水位(水頭標高に換算),
自噴高(自噴標高に換算)

<地下水面標高>



先端部に形成される自噴帯
→ 87.5-88.5m前後
岸・菅野(1966)の自噴境界はおよそ
88.0m
50年前の自噴帯を維持



Fig. 地下水位分布



<結果> 水質 2010.07

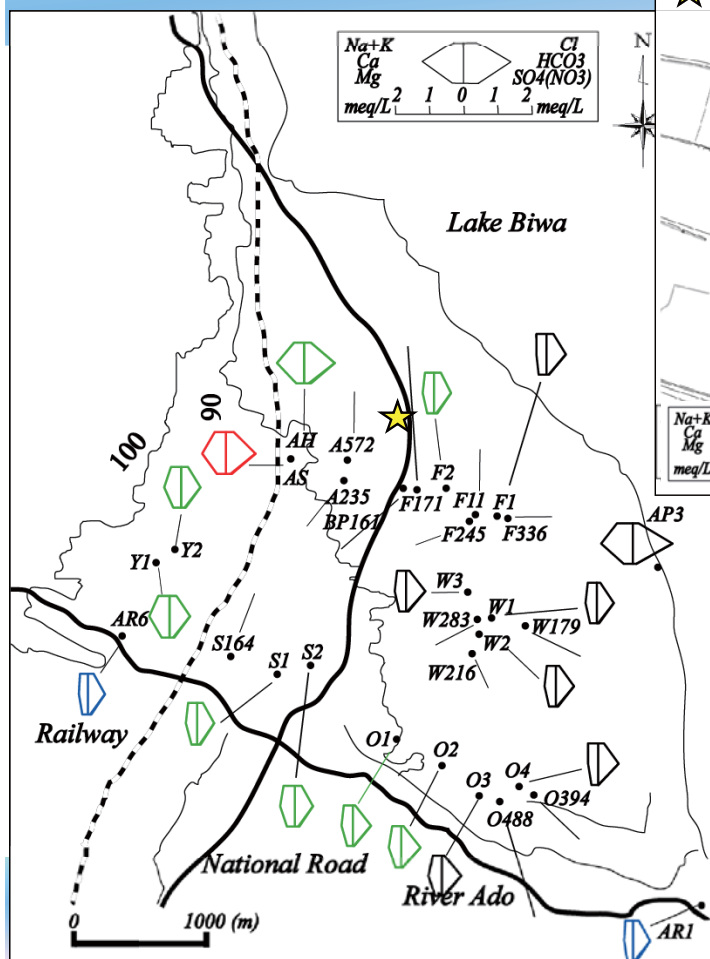
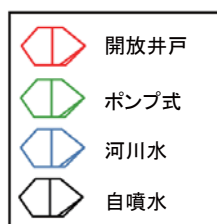


Fig. 2010年7月のヘキサダイアグラム



CaHCO₃ type

	自噴井		ポンプ	堀抜井戸
	針江	その他		
井戸深 (m)	10.0 ~ 26.0	1.5 ~ 28.0	6.0 ~ 18.0	3.6 ~ 7.0
井戸底 (m)	77.0 ~ 60.9	87.0 ~ 59.0	82.0 ~ 74.5	87.4 ~ 89.0

Fig. 2010年7月の安曇川北部扇状地のキサダイアグラム

<酸素水素安定同位体比>

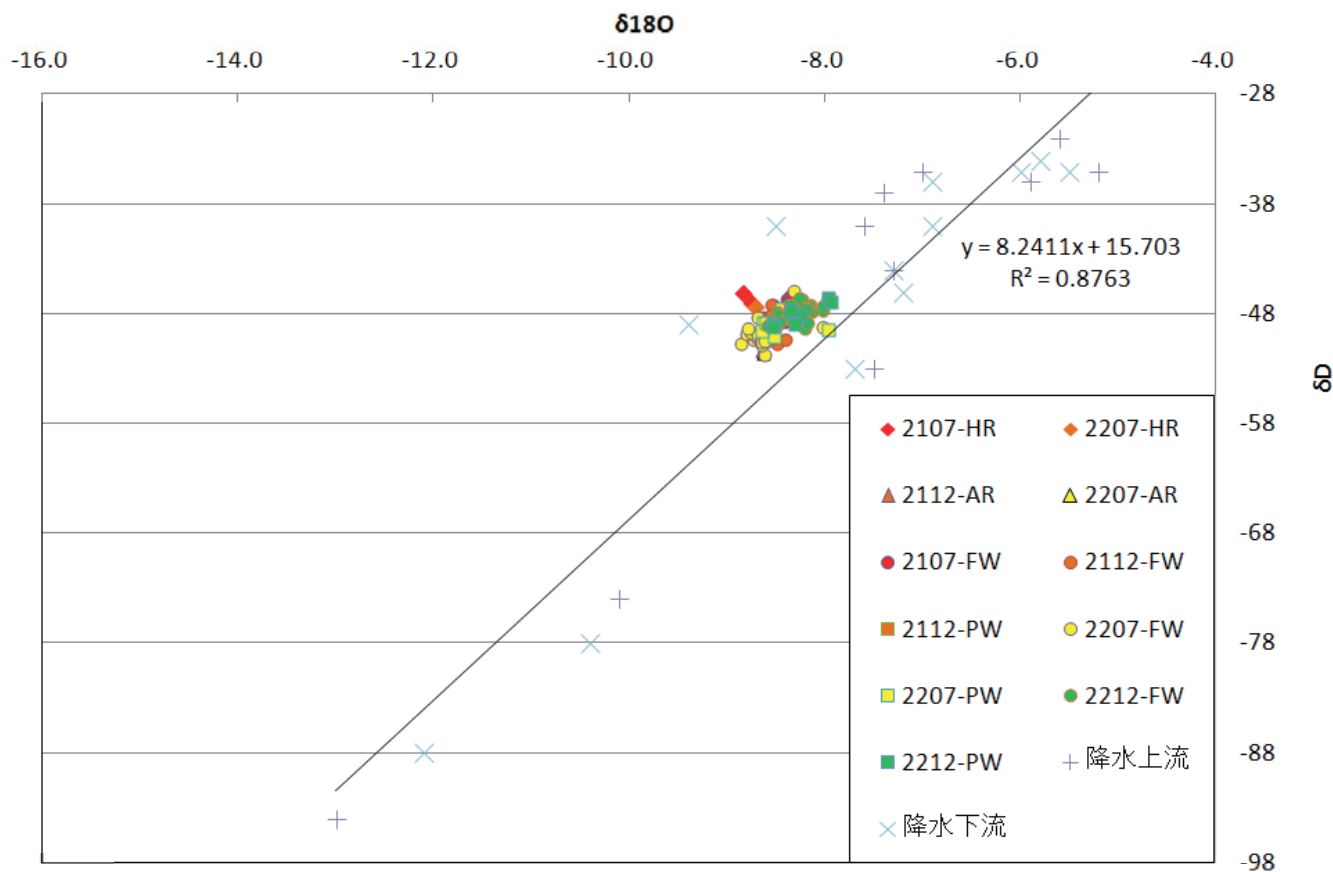


Fig. 2009.07~2010.12における酸素水素安定同位体比 (中山 2000に加筆)

<灌漑用水路> ～安曇川幹線水路位置図～



河川水を利用しているエリアは水門の開閉で管理しているため用水量データはない
面積については河川法により10年おきに更新される

湖水を利用している扇端エリアはポンプを使用している



非公開



<水田面積>

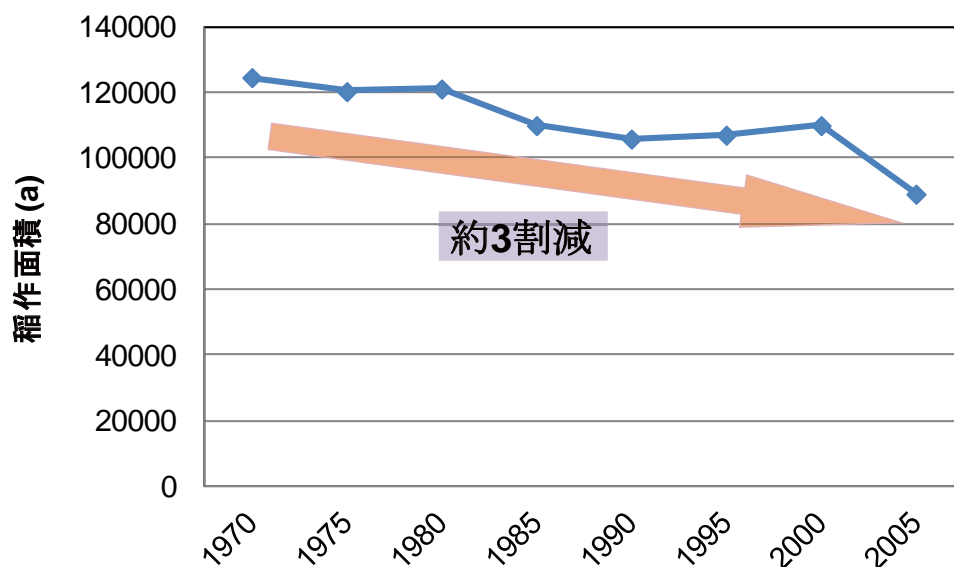


Fig. 北部扇状地における水田面積推移

1970年から2005年までの35年間で耕作面積は約3割減少



<琵琶湖からの取水変化>

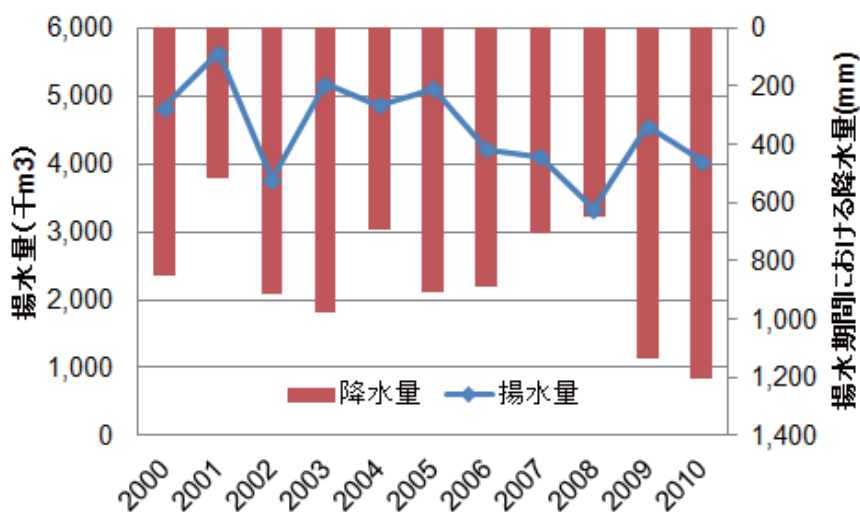


Fig. 琵琶湖からの灌漑用揚水と降水量

降水量は年ごとに変動するが、琵琶湖からの取水量も年により大きく異なるが300t以上が琵琶湖から取水されている



<考察> 琵琶湖水位と降水量

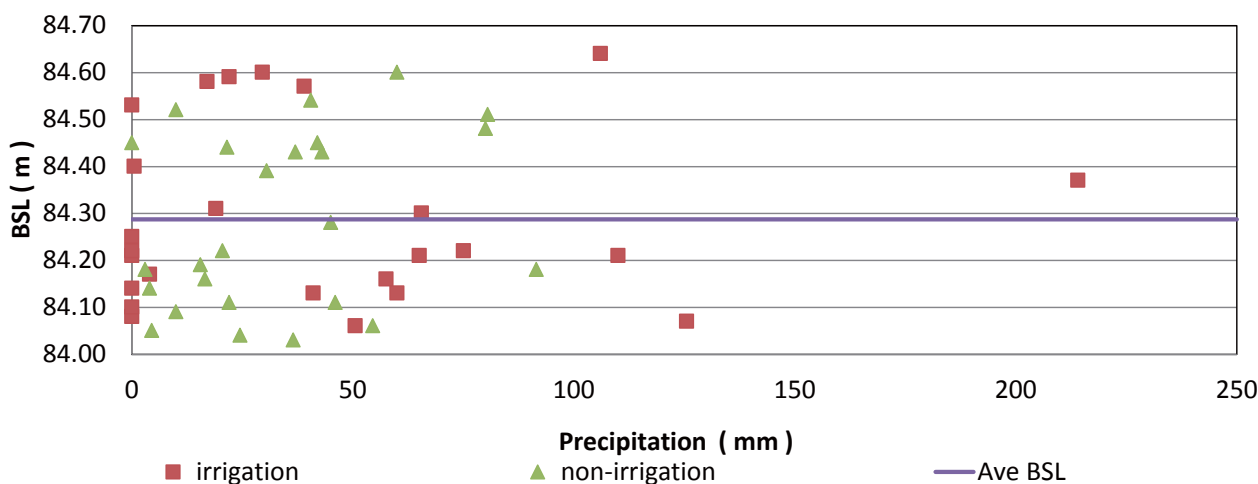


Fig. 7日間における琵琶湖水位と降水量の関係

琵琶湖水位は灌漑期と非灌漑期では明瞭な差はみられない



<考察> 地下水位と降水量

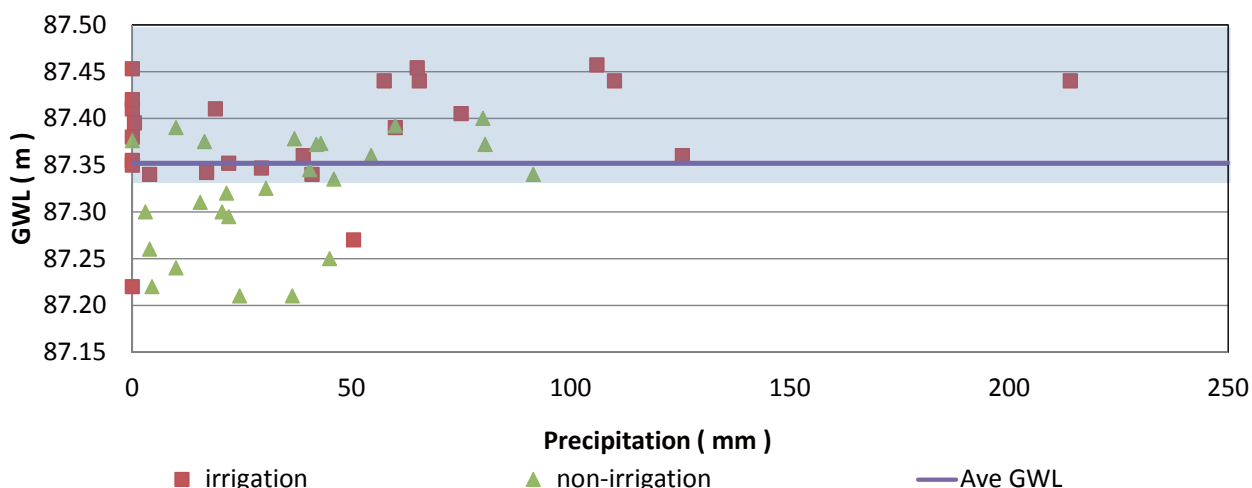


Fig. 7日間にける地下水位と降水量の関係

針江地区のモニタリングされた自噴高(標高換算)は灌漑期に高く非灌漑期に低下する関係が示された

地下水位

- 灌漑期: 高水位
 - 非灌漑期: 低水位
- 地下水は田面水による影響が大きい → 地下水は地表水による影響を受けやすい(短期的)



<意識調査>

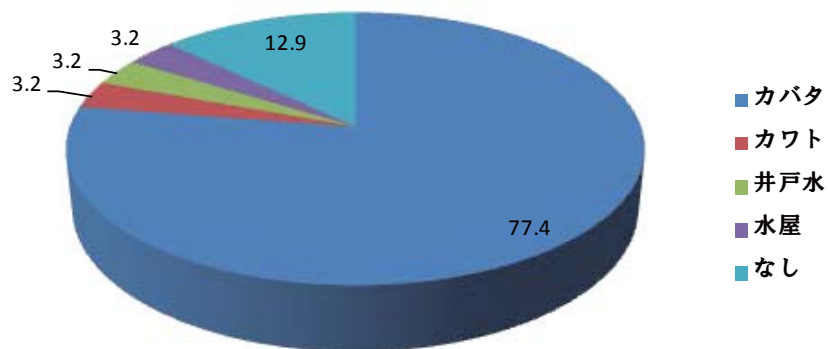


Fig. 水場の名称

• 名称を「かばた」とする家庭が多い

- 飲み水等の生活用水全般で利用する家庭が多い
- 一部で経口摂取以外に限定し利用

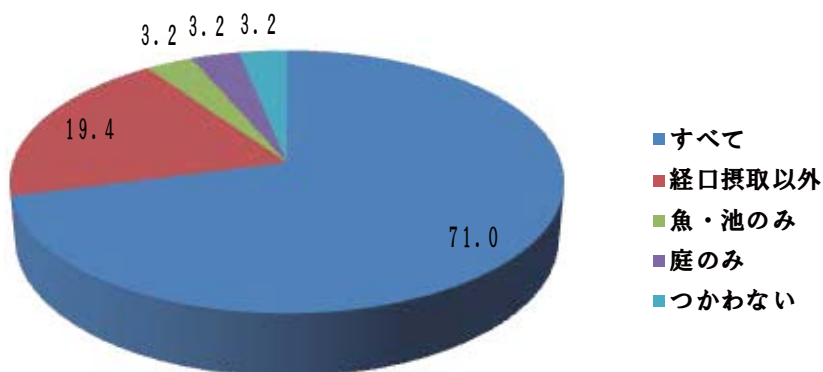


Fig. 主な水利用(大分別)



<意識調査>

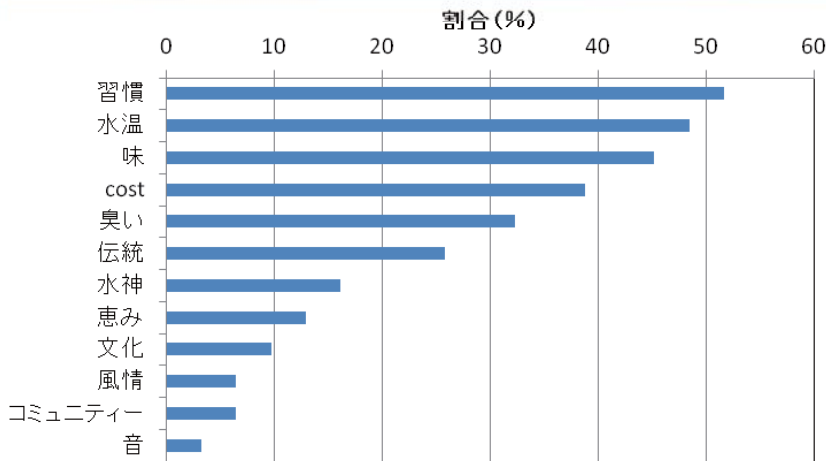


Fig. 水利用の理由

- 今後の「かばた」の存続を考える家庭が8割弱

水文化と一体化した生活が残る
伝統や文化の継承

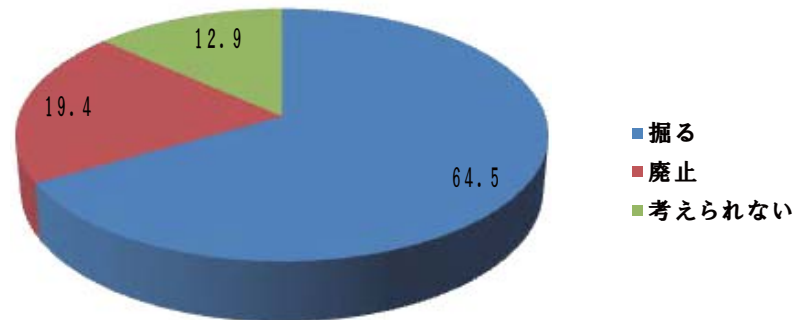


Fig. 今後の水場への需要



<まとめ>



- 水質や酸素水素同位体比より扇状地の地下水の多くは通年、河川からの涵養であると考えられる。灌漑期における地下水位が非灌漑期にくらべ高水位を示すことから、地下水は地表水による影響を受けやすいことが示された。そのため、降水量に恵まれた時は直ちに地下水位に影響を与えることが示唆された。
- 自噴境界は約50年間で変化はみられない一方で、大規模な河川改修が行われていないことや水田面積は3割弱減少していること、さらに琵琶湖総合開発以降、琵琶湖水位は利水・治水を目的に水位が管理されているため、比較的变化は少ない。そのため、琵琶湖水位(流出側)が地下水流出をコントロール(抑制)していると考えられる。
- 水場(カバタ)を利用する住民の多くは昔からのシステムを継承している。近年では水の安全面が考えられる一方で、依然として地下水への依存が顕著であり、今後もシステムを利用していこうという考えが強くみられ、水への関心・意識が強い傾向にあった。

地下水の流出側がコントロール(抑制)されやすく、十分な涵養が継続的に可能な環境(自然)であれば、自噴帯を利用した持続的な伝統的水利用を形成させることが可能である。

