

# 陸水物理学会誌

Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology

第 4 卷 第 1 号

2022 年 12 月



陸水物理学会

The Japanese Society of Physical Hydrology



# 陸水物理学会誌

第4巻 第1号 2022年12月

## 目次

---

巻頭言	浦野 慎一 ...	1
論文		
ラドン曳航調査でみた別府湾沿岸の海底温泉湧出	大沢 信二, 岸田 立, 本田 尚美, 三島 壮智, 杉本 亮, 谷口 真人 ...	3
論文		
砂州上掘削に基づく潟湖の形成過程と砂州の水文的功能：北海道・十勝海岸潟湖群	知北 和久, 前田 紳吾, 阪田 義隆, 西村 裕一, 上原 弘之 ...	15
会務報告		27
投稿規程		29
執筆要領		31
査読規程		35
編集後記		38

---

表紙画の説明：

2022年度陸水物理学会釧路大会（第43回）における巡検「釧路湿原国立公園」の細岡展望台より（2022年11月6日）。編集委員である谷口智雅会員撮影。



## 巻頭言 (Foreword)

## 科学は何をわかろうとしているのか？

浦野慎一<sup>1</sup>

私は大学では理学部地球物理学科で陸水学を学んだ。卒業後に某企業に就職したが、仕事が自分に合わず一年で退職して大学に戻り、大学院農学研究科に進学した。そこで「農業施設学」を研究し、大学院修了後には幸いにも望んでいた研究職に就くことができた。その後私は所属（研究分野）が変わり、「農業施設学」から「環境科学」、「農業土木学」、「農業気象学」へと自然科学の分野を転々とした。所属は変わったが、研究職は一言でいうと「わからないことを研究によって明らかにする仕事」であり、それは所属に関係なく自分に合っていたように思う。

では研究職に就いた私は、何をわかろうとしたのだろうか？ 私は子供の頃初めて自分の死を意識し、いつかは死ぬ自分が怖かった。それ以来私の心の中には「自分とは何か？」という自己存在の謎が宿り、それが今でも続いている。しかしそれは、「人間はなぜこの世に生きているのか？」、「人間は死後何処へ行くのか？」など、人間を含む生物全体の「生命の存在意味」を問う問題であり、私個人ではわかりたくても手が出ない、とてつもなく大きな問題だった。

したがって私は、これらの問題を心の片隅に置いたまま、研究者の一人としてその時々で興味ある問題や解決すべき課題を研究してきた。私の研究を簡単に言うと、「フラックスと収支を手法とした環境問題（空気環境・水環境）の研究」である。具体的には、水分収支を用いた牛舎の換気量測定法の研究、氷の自然冷熱を利用した低温貯蔵庫の開発と熱収支、湖や湿原の水収支と環境保全に関する研究、蒸発散量の測定手法に関する研究、などである。これらの研究は、自分の心に宿る自己存在の謎とは程遠いものだったが、その時点で自分がわかりたいことを明らかにしたという意味で、それなりに面白かった。また研究を進めるにつれて興味が個別現象から現象の相互関係へと拡大していったため、それが物事の全体像を考えるうえで大いに役立ったと思っている。

それで私が最終的に得た結論の一つは、「地球環境は太陽エネルギーの流れと物質循環により平衡が保たれ

ており、生物はその環境に自ら関与し、かつ依存して生きている」という事実である。現在はその貴重な環境が人間により破壊されつつあるが、私はこれらの事実を研究で実感することにより、心に眠っていた自己存在の謎が呼び起こされたように思う。そしてその答えの片鱗として生物存在の「在り方」がわずかながらわかったように思うのだ。

ところで、生物自体については「生命の誕生」が大きな謎である。無機物から有機物の生成過程は何とか解明されたようだが、問題は有機物から最初の細胞ができた過程である。これは全くの偶然の仕業だったと考えられている。つまり、それまでバラバラに存在していたRNAなど細胞形成に必要な複数のアミノ酸が、数億年という長い時間の中で偶然（極めて小さな確率で）一か所に集まって生成された、という解釈である。にわかには信じ難く、それを促す何か物理的条件等があったのではないかと思うのだが、そこまではわかっていないらしい。生物自体についてはほかにも未解明の謎がいくつかある。しかし細胞の自己複製や環境との物質交換など生物が命をつなぐ重要事項については、そのメカニズムがほぼ解明されている。

一方、生物を取り巻く環境としての地球や宇宙についても、現在の生物生存の時空を超えて、その歴史や構造が驚くほど明らかになっている。例えば、ビッグバンによる宇宙の誕生、宇宙が膨張している事実、地球の構造、水の起源と海洋の誕生などである。さらに、宇宙の終焉についても研究が進んでいる。こうして自然科学は今、生物とその環境、およびその相互作用など、事実を次々と明らかにしているのである。

結局科学は、個別分野での研究成果を集積し、最終的に「生命の謎」、つまり「生物存在の意味」をわかろうとしているのではないかと私は思う。それは私が今まで抱えてきた自己存在の謎でもあり、多くの科学者が心の底に持っている問題意識だと思う。またそれは哲学や宗教のテーマでもあり、人間は科学だけでなく様々な分野で「自分自身の存在意味」をわかろうとしているのではないかと、思うのである。

<sup>1</sup> 陸水物理学会運営委員、NPO法人北海道自然エネルギー研究会、北海道大学名誉教授  
DOI: [https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1\\_1](https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1_1)



原著論文 (Research Article)

## ラドン曳航調査でみた別府湾沿岸の海底温泉湧出

大沢信二<sup>1</sup>・岸田立<sup>1,†</sup>・本田尚美<sup>2,&</sup>・三島壮智<sup>1</sup>・杉本亮<sup>3</sup>・谷口真人<sup>2</sup>Submarine hot spring discharges along the coast of Beppu Bay  
as observed by radon towing surveyShinji OHSAWA<sup>1</sup>, Tatsu KISHIDA<sup>1,†</sup>, Hisami HONDA<sup>2,&</sup>, Taketoshi MISHIMA<sup>1</sup>,  
Ryo SUGIMOTO<sup>3</sup> and Makoto TANIGUCHI<sup>2</sup>

**摘要** 別府湾（大分県）の沿岸海底に湧出している可能性のある温泉を検出するために、沿岸の海底地下水湧出（SGD）の探査に近年多用されている小型船舶を用いたラドン曳航調査法を利用し、日本最大規模の温泉地である別府温泉に接する南北約 10km の沿岸浅海域において表層海水中のラドン <sup>222</sup>Rn 濃度、塩分、水温を観測した。当該沿岸の陸域において観測された自噴温泉水、地下水ならびに河川水のデータを入力した「Rn 濃度と塩分のミキシング・ダイアグラム」を用いたデータ解析をしたことにより、河川水が混合した海水を峻別し、さらに海底地下水湧出（SGD）に海水が混入する程度により 3 段階に区分したところ、地下の水の混入割合の高い海域を 4 か所認めた。その 4 か所については、推定される陸域の温泉流動経路や地下構造との関連性、<sup>222</sup>Rn 濃度と水温との関係を調べた結果、2 か所が海底温泉の湧出地域である可能性が示された。

**キーワード** 海底温泉湧出、別府湾、曳航調査、ラドン、ミキシング・ダイアグラム

**Abstract** In order to verify the possibility of submarine hot spring discharges along the coast of Beppu Bay, we used a radon (Rn) towing survey method using a small vessel, which has been frequently used in recent years to survey coastal submarine groundwater discharge (SGD). Analysis of the data using the "Rn concentration and salinity mixing diagram," which includes data from hot springs, groundwater (springs and well water), and river water in the land area along the coast, showed that there were four areas with a high mixing ratio of groundwater. As a result of investigating the relationship between these four locations and estimated hot spring flow paths and subsurface structure of the terrestrial area, and the relation between radon concentration and water temperature in these four locations, it was shown that two of the locations may be submarine hot spring discharge areas.

**Keywords** Submarine Hot Spring, Beppu Bay, Towing Survey, Radon, Mixing Diagram

## 1. はじめに

沿岸域は海洋の中で限られた海域であるが単位面積当たりの一次生産量は最大規模であり、地球上で生物活動の活発な場所のひとつとされている。その背景には海底地下水湧出 (Submarine

Groundwater Discharge : SGD ; Fig. 1A) や二酸化炭素噴出箇所 (CO<sub>2</sub> シーブ) が存在すると考えられており、その探査や研究が世界各地で活発に行われている (例えば, Taniguchi et al. [1] ; Agostini et al.[2] ; 大沢・三島[3])。本研究の舞台である大分県の別府湾でも、近年、別府湾奥部北

\*<sup>1</sup> 京都大学地球熱学研究施設 〒874-0903 大分県別府市野口原 BGRL, Kyoto University, Beppu, 874-0903

\*<sup>2</sup> 総合地球環境学研究所 〒603-8047 京都市北区上賀茂本山 457-4 The Research Institute for Humanity and Nature, Kyoto, 603-8047

\*<sup>3</sup> 福井県立大学海洋生物資源臨海研究センター 〒917-0116 福井県小浜市堅海 49-8-2 RCMB, Fukui Prefectural University, Obama 917-0003

† 現在, (株)大気社 〒160-6129 東京都新宿区西新宿 8-17-1 Taikisha Ltd., Tokyo 160-6129

& 現在, 福井県農林水産部水産課 〒910-8580 福井県福井市大手 3-17-1 Fukui prefectural government, Fukui, 910-8580

DOI: [https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1\\_3](https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1_3)

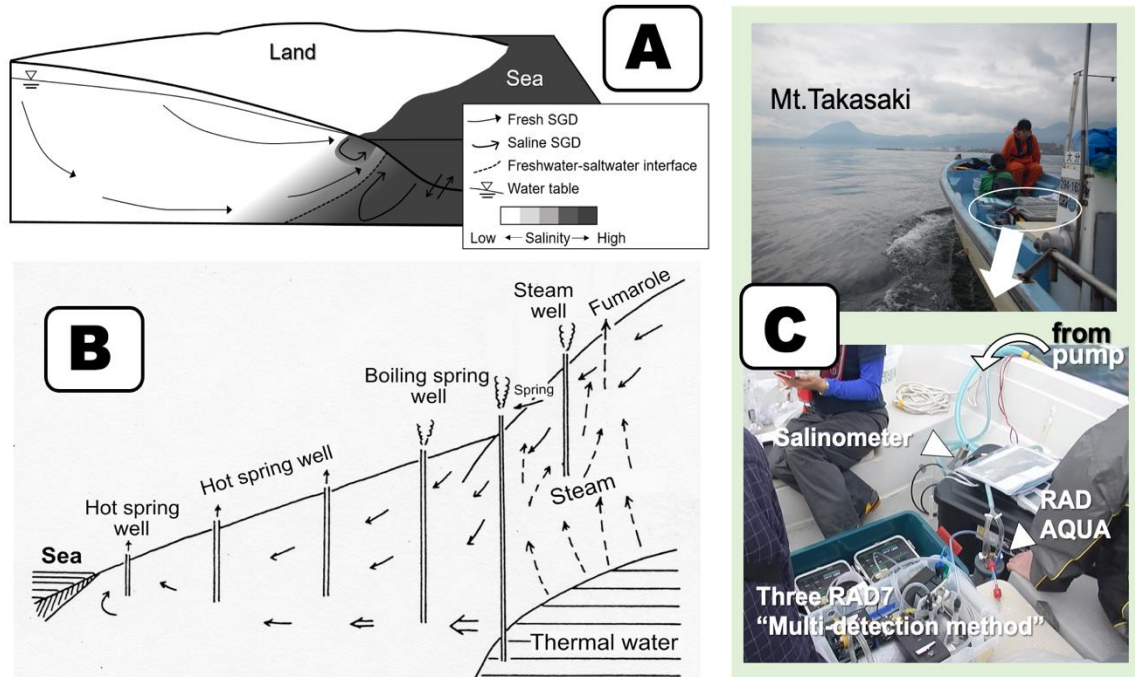


図 1. [A] 陸域の地下水流動と海底地下水湧出(SGD)の模式図 (齋藤ほか, 2017 による図 2.1 を英語表記化) [8], [B] 別府温泉の地下の熱水や蒸気の流れと温泉・噴気の成り立ちを表した模式図 [9], [C] 曳航観測の風景とラドン等の連続測定装置.

Fig. 1. [A] Schematic drawing of terrestrial groundwater flow and submarine groundwater discharges (SGD).[8] [B] Schematic illustration showing flows of underground thermal water and steam and the formation of hot spring, fumarole and other hot spring phenomena in Beppu Hot Spring.[9] [C] Towing observation scene and continuous measurement system for dissolved radon, salinity and water temperature of pumped-up surface seawater.

側の日出地区 (Hiji) (Fig. 2) の SGD が活発に研究されており (山田ほか[4]; Sugimoto et al.[5]), 淡水が湧出するとされてきたことが直接採取により確認されている (山田ほか, 未公表)。

日出地区での淡水の SGD が確認されたエリアから南方の別府湾奥部沿岸中央部には日本最大規模の湧出量を誇る温泉地「別府温泉」があり (Fig. 2), その西の背後には温泉の熱源である鶴見火山がひかえている。鶴見火山の地下には, 300℃にも達する熱水が潜在すると考えられており, それが別府に 3,000 箇所近く存在するとされる温泉 (泉源) の大元にあるとされている。本地域では, その本源的な熱水が地下水と合流して熱水性温泉を生成するとともに, 熱水の沸騰により発生した水蒸気で地下水が加熱されて蒸気性温泉が形成されている。これらの温泉は, 別府湾に面する鶴見火山の東麓に発達する火山麓扇状地の地下を浅層の地下水と混合しながら, 沿岸に向けて流動している (Fig. 1B)。熱水から生じた水蒸気が地表から直接噴出しているのが噴

気であり, そこには多量のラドン (Rn) が含まれている (大沢ほか[6])。

別府湾の海底に湧く温泉の最初の調査は 1937 年から 1939 年にかけて夏季の間に実施され, 海底温泉の存否とそれに関する海洋学的特性の究明がなされた (野満ほか[7])。野満ほか[7]では, 自然の「海浜砂湯」や別府湾奥部南岸の田ノ浦海岸沖の気泡の調査結果の記載がみられるが, 当時の海洋観測の装備や化学分析環境では海底温泉湧出の有力な証拠を見出せていない。以降, これといった成果が得られなかったためか, 観測の手法がなかったためか, 別府湾の海底温泉湧出に関心が寄せられることは少なかったようである。

SGD は, 周知のように流出水量的には河川より少量であるが地下水の溶存成分濃度が高いため, SGD を通しての海への化学成分流出フラックスが豊富であると指摘されており [1, 8], 沿岸浅海域の生態系の維持に関与していると考えられる。したがって, 温泉水は地下水に比べて一般



に溶存成分に富み、かつ栄養塩のひとつであるケイ酸（溶存ケイ酸： $\text{SiO}_2$ ）を豊富に含むので温泉水もまた沿岸生態系に関わっている可能性があり、沿岸海底温泉湧出の調査研究もまた意義があるものとする。

本研究では、温泉の化学的資料や情報が豊富に整理されている別府温泉に隣接する別府湾奥部沿岸浅海域において、従来から課題となっていた海底温泉湧出の検出において、新たな SGD 観測技術を活用し、そのメカニズムについて考察を行う。

## 2. 調査研究の方法

SGD を観測する方法には、シーページメータやピエゾメータによる直接計測、水収支・数値モデル計算が古くからあるが[1]、特に 21 世紀に入ってから、現場で水中の  $^{222}\text{Rn}$  濃度を連続して測定できる  $^{222}\text{Rn}$  の測定器が開発されたことにより、沿岸海洋研究者を中心に SGD 研究は世界中で広く展開されるようになった[10]。Rn は、希ガス元

素であると同時に放射性元素であり、主要な同位体である  $^{222}\text{Rn}$  は親核種である  $^{226}\text{Ra}$  の  $\alpha$  壊変で生成し、自身も  $\alpha$  壊変して（半減期 3.82 日）、順次、連鎖的に壊変を繰り返し最終的に安定な  $^{206}\text{Pb}$  になる。近年、海水にくらべて地下水中に 10 倍から 1000 倍も多く含まれる  $^{222}\text{Rn}$  の沿岸海域での存在量や分布を調べて、SGD の湧出量や空間分布を評価する研究が陸水研究者のみならず海洋学や水産学の研究者によっても行われるようになった。本研究では、この方法を温泉水と一緒に海面まで湧昇してくると予想される  $^{222}\text{Rn}$  を検出する目的に活用した。

$^{222}\text{Rn}$  について測定器を用いた浅海域の SGD の調査は、小型船舶を利用した海岸線に沿った曳航調査法がよく用いられている[10]（本研究における曳航調査の様子を Fig. 1C に示す）。本研究においても、船舶を微速（ $1.5\sim 2.1\text{ m S}^{-1}$ ）で航行させながら海面下 1 m 程度の深さから水中ポンプによって海水を連続的に汲み上げ、気液平衡装置（DurrIDGE 社製 RAD AQUA）を介して平衡状態となった気相中の  $^{222}\text{Rn}$  濃度を測定器

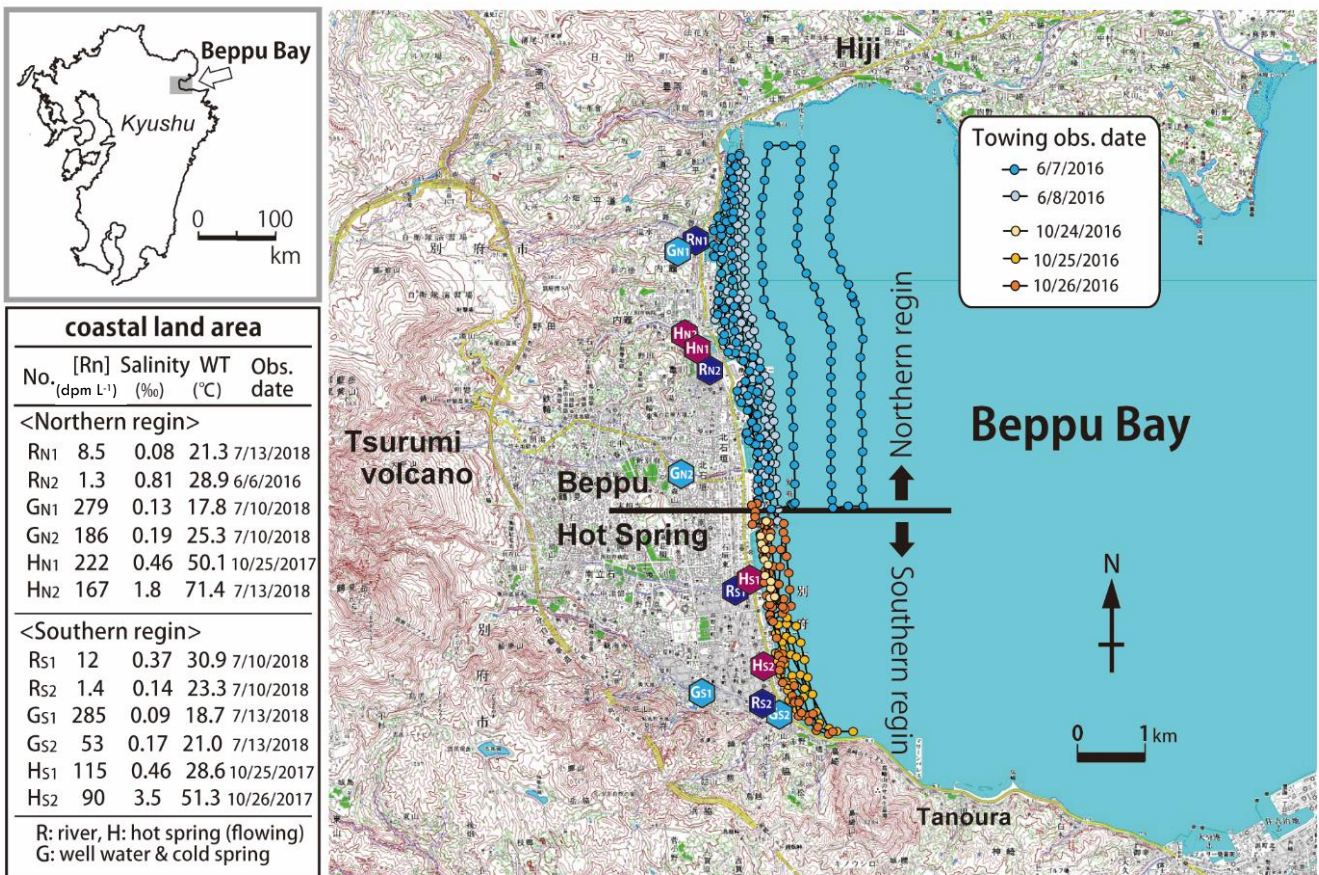


図 2. 別府湾の位置および曳航観測のルートと陸水の調査地点ならびに分析データ。  
Fig. 2. Location of Beppu Bay and routes of towing observation, and survey points and analytical data of river, hot spring, well and cold spring waters in coastal land area.

(Durrige 社製静電捕集型ラドンモニター RAD7; この測定器は Rn の同位体  $^{220}\text{Rn}$ (トロン) も検出可能であるが, この Rn は研究の対象としなかったため, 以後特に必要である場合の除き,  $^{222}\text{Rn}$  を Rn と表記する) で 5 分ないし 10 分間隔で測定・記録した (Fig. 1C)。RAD7 の分析精度は数 10CV% と高くはないので, 測定の精度を上げるために 3 台の RAD7 を並列につなぐマルチディテクター方式[11]を採用した。水中での Rn 濃度は, 気液平衡装置内の温度データから平衡計算を行って求めた。また, 汲み上げた海水の一部を使って水温と塩分をラドン濃度測定と同期させて 1 分間隔で記録し, GPS によって記録した船舶の位置情報と計測データを一致させた。現地観測は, 別府湾沿岸の中央部に位置する別府観光港を境にして別府湾最奥部沿岸の南北約 10km を北部と南部に 2 分割し, それぞれ 2016 年 6 月 7 日・8 日と同年 10 月 24 日~26 日にかけて行った。観測時間帯は, 6 月 7 日は 10:00~12:38; 14:38~17:06, 6 月 8 日は 9:40~11:50; 13:40~15:46, 10 月 24 日は 10:24~10:50, 10 月 25 日は 8:45~12:24; 13:57~15:19, 10 月 26 日は 8:35~11:00 であり, 降水もなく, 船舶が概ね微速前進できる天候であった (別府湾に近いアメダス大分市内観測点における観測当日の平均風速  $1.7\sim 3.1\text{ m s}^{-1}$ , 最多風向は南ないし北北西であった)。

ここで, Rn の曳航観測調査から SGD や海底温泉水の湧出の空間分布を評価する場合に考慮しなければならないことがある。Rn の供給源は, SGD や海底温泉水だけでなく河川からもあり無視できない場合が多く, 再循環性海水 (recirculated seawater) (Fig. 1A; 図中では Saline SGD と表記) も Rn の供給源のひとつとして考えられ, 曳航調査で得られる海水の Rn の情報のみではそれらを区別することができない。本研究では, 海水中の Rn に対するこれらの寄与を区別する方法として, Rn 濃度と塩分によるミキシング・ダイアグラム (例えば, 杉本ほか[10]) を利用することにし, 海底温泉水の湧出の解析の際に必要な沿岸陸域の河川水, 湧水や地下水, 温泉水 (エアリフト揚湯の温泉では溶存する Rn を飛散させている可能性が高いため自噴泉に限った) の Rn 濃度, 塩分 (塩分は主要化学成分の分析値の総和から計算で求めた) および水温について現地調査により収集した。調査は 2016 年から 2018 年にかけて実施し, 沿岸に近い地点で現地水質測定と分析用試料の採取を行った。実験室に持ち帰った試料水については, 主要化学成分は

イオンクロマトグラフ法で分析し,  $^{222}\text{Rn}$  濃度は前述の RAD7 (Durrige 社) の拡張ユニット RAD H<sub>2</sub>O を接続して採水後 48 時間以内に測定した。採水時の  $^{222}\text{Rn}$  濃度は, 採水時から測定時まで経過した時間と  $^{222}\text{Rn}$  の崩壊定数をもとに減衰した量を補正して求めた。

### 3. 結果と討論

#### 3.1. 曳航調査の結果について

曳航調査で得られた沿岸海水の Rn 濃度と塩分濃度について, それぞれの値を円の大きさとして, 別府湾海底の等深度線を記した地形図上にそれぞれ表した (Fig. 3)。曳航調査で得られた塩分濃度は図の凡例に示した 24~32 ‰ の範囲にあり, 外洋の海水の 35 ‰ を基準にすると, その変動率は 69~91 ‰ の範囲で直感的に認識できないほどの違いである。一方の Rn 濃度は, 観測最大値  $12.1\text{ dpm L}^{-1}$ , 最小値  $0.2\text{ dpm L}^{-1}$  となり, その値の差異は明瞭であった。これは, Rn 濃度の値は, そのものは大きくないが変動幅のオーダーが 3 桁に及んでおり Rn が海域への淡水流出の解析について優れたトレーサーであるといえる。

曳航観測にかかった海水中の Rn が海底からの地下水や温泉の湧出によるものであると仮定す

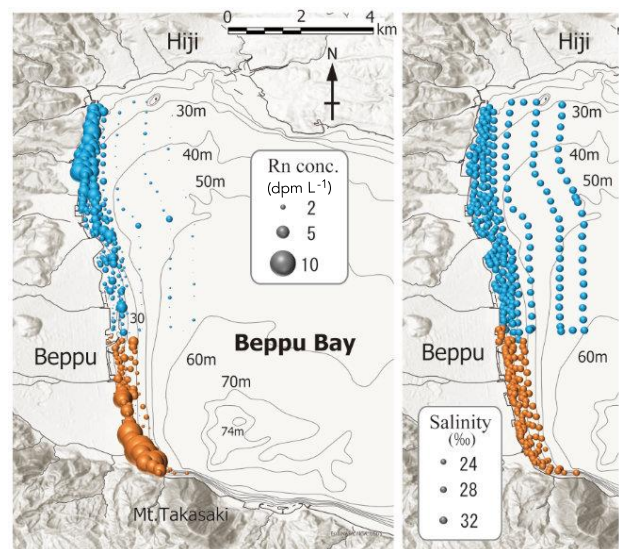


図 3. 海底地形図上の表層海水の溶存ラドン (Rn) 濃度 (左図) と塩分 (右図). ドットの色の違いは観測期間 (Fig.2 参照) の違いを表す.

Fig. 3. Dissolved Radon (Rn) concentration (left) and salinity (right) of surface seawater on submarine topographic map of Beppu Bay. The difference in the color of the dots indicates the difference in the observation period (see Fig. 2).

ると、海底湧水の湧出水量や噴出速度、湧出する地下水や温泉に含まれる Rn 濃度にもよるが、湧出深度が浅いほど検出されやすいことが容易に予測される。このような視点から Fig. 3 左図中の Rn 濃度が大幅に減少する境界域を探ってみると、概ね水深 20 ~ 30 m に集中しているといえる。さらに水深 40 m を超えた海域では 5 dpm L<sup>-1</sup> 以上の Rn は観測されておらず、水深 30m あたりが本地域における検出限界深度であろうと考えられ、Rn の曳航調査による地下水や温泉の海底湧出の検出限界深度を示唆しているといえる。

### 3.2. ミキシング・ダイアグラムによる解析

別府湾内の海水の Rn 濃度の高い地点は陸水の影響が強く現れた地点であることに間違いはないと考えるが、高い Rn 濃度が海底からの地下水や温泉水の湧出に一義的に対応するわけではなく、Rn 濃度だけでは河川水の流入や再循環性海水を含む SGD との区別が明確でないことは、前述の通りである。そのため、杉本ほか[10]は、それらの Rn 濃度と塩分濃度との関係性について「ミキシング・ダイアグラム」において検討している。Fig. 4 は、横軸に塩分濃度、縦軸に Rn 濃度としたミキシング・ダイアグラムを示した。杉本ほか[10]では、両軸とも線形目盛で示されているが、前述のように本地域の沿岸海水の Rn 濃度が桁違いに変動していることから、ここでは Rn 濃度軸については対数目盛で示している。Fig. 4A は、Rn の放射壊変や飛散を考慮に入らなかった場合の温泉水（別府温泉南部域の実際のデータ；Fig. 2 の Hs2 地点）と外洋海水との混合、河川水（同じく南部域；Fig. 2 の Rs1 地点）と海水との混合について、それぞれにより沿岸海水が取りうる塩分-Rn 濃度の値の範囲が混合線として示されている。実際には河川水が流入している沿岸海水に温泉水や地下水が混入するという形になっていると考えられるので、沿岸海水データは上記 2 つの混合線に挟まれた範囲にプロットされるはずである。

Fig. 4A には、前述の再循環性海水の推定結果についても示されている。再循環性海水は、潮汐や波浪などにともない海底へ侵入した海水が流出するタイプの SGD であり、SGD が海底に湧出する時に帯水層や岩盤から抽出される Rn が加わるために、海水の塩分濃度を保持したまま Rn 濃度だけが増加するといえる。そのことから、Fig. 4A には緑の矢印で、その変化の傾向を示した。これに加えて、帯水層や岩盤中で淡水性の地下

水や温泉水との混合も起こると考えられ、このような SGD や海底湧出の温水（海底温泉水）も独自の混合関係を形成することになるが（Fig. 4A の Mixing HsW and RcSW の範囲）、海底温泉水と海水との混合関係と大きく異なる観測値になっていない。このことは、沿岸海水に関与するのが外洋海水か再循環性海水であるかを判断することは難しいことを示唆するが、海底温泉水の混入があることを判定することはできる。

Fig. 4B は、Fig. 4A に示したように海底温泉水と海水とが混合後に Rn が放射壊変した場合に、塩分-Rn 濃度の値がどの程度変動するかを解析

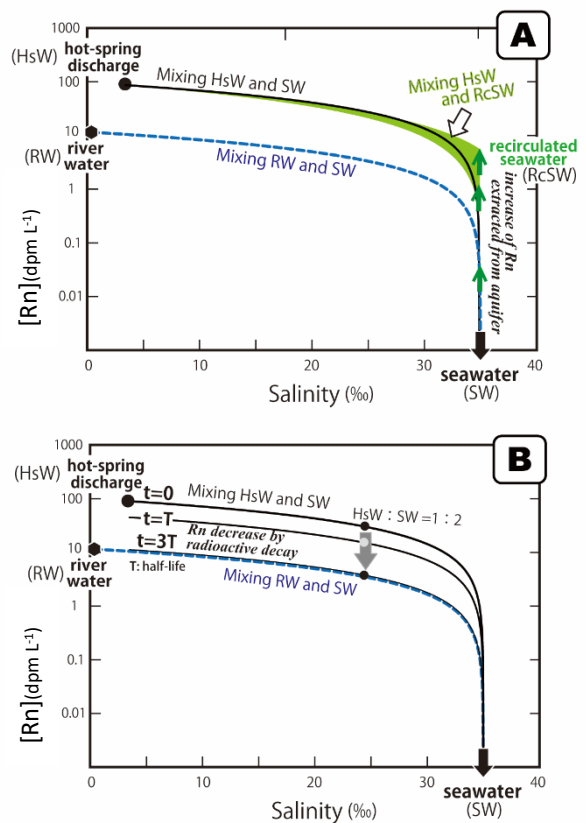


図4. ラドン濃度と塩分のミキシング・ダイアグラム。A: 河川水と海水ならびに温泉水と海水の混合関係および再循環性海水の特徴と温泉水との混合関係、B: 温泉水と海水が混合した後の Rn の放射壊変による影響。

Fig. 4. Mixing diagram of Radon (Rn) concentration and salinity. A: mixing relationships between river water and seawater, hot spring water and seawater, and characteristics of recirculated seawater and its mixing relationship with hot spring water, B: effect of radioactive decay of Rn after mixing of hot spring water and seawater.

し図示したものである。時間の経過とともに、海底温泉水-海水の混合線は河川水-海水の混合線に向かって変化し、この例の場合は Rn の半減期の 3 倍ほどでそれと一致することが示されている。ここでは、海水の比率 2 に対して海底温泉水の比率が 1 の割合で混合して生成した沿岸海水の解析値の経時変化を例として示している。その結果、12 日 (Rn 半減期の 3 倍) ほど経てば、温泉水の混合も河川水の混合も区別できなくなるということになるが、沿岸海水がそのような長時間一か所に留まることは起こりそうにないので、Fig. 4A のような温泉-海水混合線が河川水-海水混合線より Rn 濃度の高い側に位置するという関係が逆転することは起こることはなく、ミキシング・ダイアグラムに現れる Rn の放射壊変の効果は、特に Rn 濃度の軸を対数で表す解析図を用いる場合は考慮しなくて良いように思われる。

海水中の Rn の大気への飛散は、風による海洋表層の混合層の発達によるとされている。濱田 [12] は、Rn の静水から空気中への飛散に関する実験的研究を行い、Rn 濃度の減少と風速の関係を求めている。その実験結果から、初期濃度 (5

$\times 10^3 \text{ Bq m}^{-3}$ ) が半分になるのに、風速  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  以下、風速  $2 \sim 3 \text{ m s}^{-1}$  の場合で、それぞれ約 26 時間、13~15 時間ほどであり、概ね 1 日で半減することになり、Rn 濃度の低下に係る飛散の効果は放射壊変 (半減期 3.82 日) と比べて桁違い大きいというわけではないことが分かる。実際には、この飛散と前述の放射壊変の効果が相まって、Fig. 4B に模式的に示しているように Rn 濃度の減少が生じているはずであるが、それを正確に把握することは容易なことではない。しかし、放射壊変や飛散の効果を見逃してミキシング・ダイアグラム解析を行った場合、流入する温泉を含む地下水の混入を過小評価することになるので、地下水や温泉水の混入のある地点を控えめに求めることになり、「地下水や海底温泉水の混入のある海域を見つける」という本研究の目的は遂行されると期待できる。

そこでこれ以降は、放射壊変や大気への飛散による Rn 濃度の減少を考慮せず Rn も塩分と同様に保存性成分として取り扱い、Fig. 4A のようにダイアグラムに曳航調査で得た沿岸海水の Rn 濃度-塩分データを観測日が異なる北部域と南部域に分けてプロットした (Fig. 5)。ここでは混合

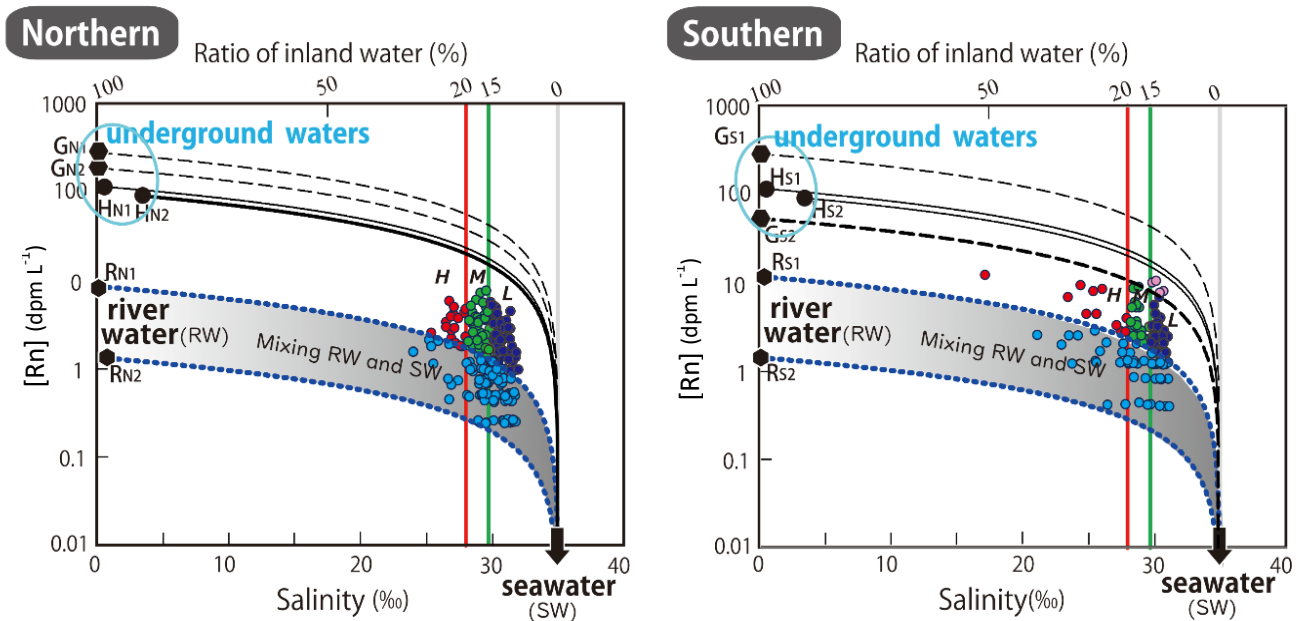


図 5. ラドン濃度と塩分のミキシング・ダイアグラムによる曳航観測データの解析。各混合線の陸水の端成分データは Fig.2 中の表を、また、データポイントの色分け (水色, 青, 緑, 赤の 4 色) については本文を参照のこと。

Fig. 5. Analysis of towing observation data by mixing diagram of Radon (Rn) concentration and salinity. See the table in Fig. 2 for endmember data of underground waters and river water for each mixing line, and the text for the color coding of the towing observation data (light blue, blue, green, and red).

関係の端成分となる温泉水, 地下水, 河川水 (Fig. 2) について, 混合関係を Fig. 4 に示した線としてではなく範囲として示した。端成分とした温泉水, 地下水, 河川水のデータも沿岸海域に対応する内陸の北部域と南部域でそれぞれ入手した資料であるが, Rn 濃度の軸が対数表示であると, 河川水-海水, 地下水-海水, 温泉水-海水の各混合関係の示す範囲に北部と南部で大きな違いは見られない。そのような共通性のみられるミキシング・ダイアグラム上に表された北部と南部の沿岸海水のデータを見比べると (Fig. 5), 南部の方が北部よりも塩分濃度が低い沿岸海水が存在するというわずかな違いを見て取ることができるが, それよりも, 海水に河川水が混ざったとして説明できる範囲に相対的に低 Rn 濃度を示す沿岸海水データ (水色に塗色したデータポイント) がちょうど収まっていることに注目したい。これには, 本研究の目的に対する解析方法の妥当性が示されていて, 沿岸海水は, 海水と河川水の混合タイプ (“ノーマルな沿岸海水”) とそれ以外のタイプに明瞭に分けられており, それ以外のタイプについては, 後述の少数の例外を除き, ノーマルな沿岸海水と最も低い Rn 濃度レベルの地下水-海水混合関係に挟まれた範囲に位置している。これらを北部と南部どちらも同じ基準で議論できるように, 陸水 (簡単のために塩分 0‰とする) と外洋海水 (塩分濃度 35‰) が保存的に混合していると仮定し, 若干任意性があるが, 陸水の影響度合いに応じて高ミキシング (20%以上), 中ミキシング (15%以上 20%未満), 低ミキシング (15%未満) に区分し, さらに解析を進める。なお, ここでは, 南部のミキシング・ダイアグラム上で最も低い Rn 濃度レベルの地下水-海水混合タイプより高い Rn 濃度を示す高塩分の沿岸海水の一群を例外的なものとして区分した (Fig. 5 右図のピンク色で表したデータポイント)。

上記のようにして区分した沿岸海水を地図上に示したのが, Fig. 6 である。海水に河川水が混ざったノーマルな沿岸海水は水色の点で示され, 沿岸に近い距離およそ 1 km の範囲で部分的に確認されるが, 多くは沖合に多く分布し, 本結果からは, 流入する河川の河口の位置関係との強い関連性は認められないが, 別府湾内の表層には海水に河川水が混ざる基本的な混合様式が存在すること表していると考えられる。一方, Fig. 6 のように曳航観測測定を密に行った海岸からおおよそ 1 km の距離の範囲では, 高ミキシング (H) ポ

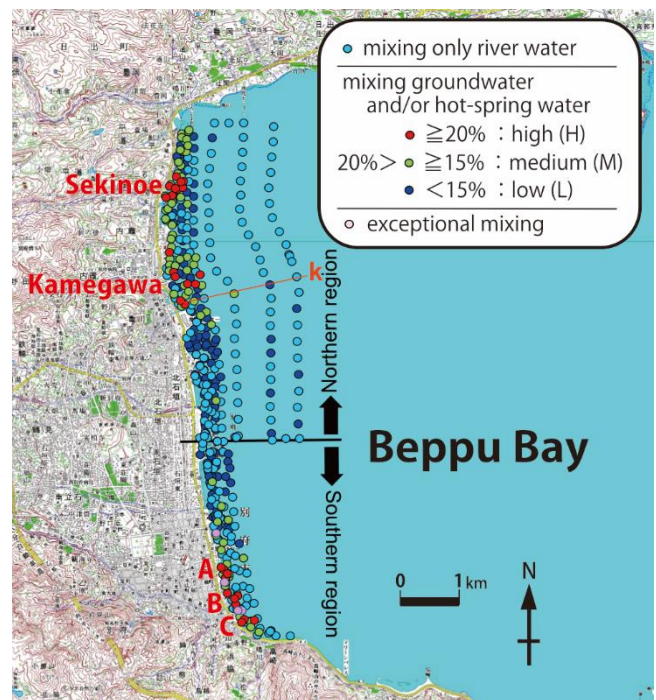


図 6. ミキシング・ダイアグラム解析によって 5 つの混合関係に分類された曳航観測データポイントのマッピング。線 k については本文参照。

Fig. 6. Mapping of towing observation data points classified into five mixing relationships by mixing diagram analysis. See text for line k.

イント (赤色で示す) が密集域の点在が認められる。これらの範囲は, 北部の関の江地区 (Sekinoe) と亀川地区 (Kamegawa), 南部の北浜から浜脇に至るエリアの A 地点, B 地点, C 地点 (Fig. 6) である。南部の高ミキシング密集域の中には, 前段落で述べた, ミキシング・ダイアグラム上で最も低い Rn 濃度レベルの地下水-海水混合タイプより高い Rn 濃度を示す高塩分沿岸海水がピンクの色で示されており, 後の議論の中で例外のものとして扱っている。中ミキシング (M) の混合関係にある沿岸海水 (緑色) は, 北部の北半分によく分布する。これらの分布状況からは, 地下からの水との混入シグナルをもつ海水が亀川地区から沖合に向かって, 高ミキシングから中ミキシング, 低ミキシングを経てノーマルな海水へと漸移する並びがあることも確認される (Fig. 6 の橙色の破線 k)。

次節では, 本地域で相対的に地下からの水の混入率が高い沿岸海水の分布域に対して, 陸域の温泉や地下構造との関連性について考察する。

### 3.3. 陸域の温泉や地下構造との比較

別府温泉の地下には, 表層地下水とは異なる

温泉水の流動経路が推定されており（大沢ほか[13]；大沢・由佐[14]），その温泉流動経路図と Fig. 6 を合わせたのが Fig. 7 である。

南部の北浜から浜脇に至る沿岸部に確認された高ミキシングの密集域である A 地点および B 地点は，温泉流動経路の末端部が一致しているといえる。さらに，その水質は，Na-Cl 型水質の温泉（dilute Na-Cl type）であり，その他の泉質の温泉流動経路（Ca,Mg-HCO<sub>3</sub> type や dilute Na-HCO<sub>3</sub> type）の末端の先には中ミキシングの地点が密集しているよう考えられる。また，高ミキシングである，密集域 A 地点と B 地点は平野ほか[15] に記載のある自然状態の「海浜砂湯」の位置に当たり，砂湯という形態では現在はみられないが，海浜付近には海底温泉水の湧出があることを容易に示唆できる。同様なことは，北部の亀川地区（Fig. 7 の Kamegawa）の高ミキシング密集域にも当てはまり，かつての「海浜砂湯」の存在とも重なり合う。亀川地区は，別府温泉では珍しくなった自噴する温泉が現在も確認される地域でもあり，この高ミキシングの密集域も海底温泉水の湧出を強く示唆できる。なお，亀川地区の背後の山側地下には温泉流動経路（Fig. 7 には矢印付の破線として推定されている）が存在することは，最近の研究（齋藤ほか，投稿中）で実証されている。しかしながら，これらとは対照的に，北部では，Na-Cl 型水質の温泉流動経路末端の沿岸海域には高ミキシングのみならず中ミ

キシングですら密集域がみられない。その理由の究明は今後の重要な課題であるが，北部温泉流動経路を形成する温泉帯水層の存在深度が深く，温泉水はさらに沖合の海底に流出し，本研究で実施した，曳航観測では検出できないだけである可能性もある。

次に，断層による地下水流動についても議論を加える。Fig. 8 中に見られるように，別府湾の海底には多数の活断層がある。断層は別府湾の北部に集中して分布しており，大きくは日出沖断層群，別府湾中央断層，杵築沖断層群に分けられ，これらの断層は長さ 1 km 程度から 5 km 程度までの正断層が平行あるいは雁行状になって断層群を形成している（島崎ほか[17]）。また，別府湾奥の陸域にも多数の活断層が存在し，別府湾の形成そのものにも関与するテクトニクスに支配され，それらも基本的に正断層である。日出沖断層群につながる亀川断層や別府温泉南部域の地下の温泉流動にも関わる朝見川断層とその延長とされる別府湾南岸断層群などがそれである。正断層が形成される引張場で形成される断層内の割れ目は開口していて透水帯になると考えられており（今泉ほか[18]），吉川・北岡[19]は別府温泉の地下温泉水の流動や泉質形成に関わる断層活動による破碎帯（断層）の役割について論じ，「断層面に平行の方向に透水性が大きく，断層面は（粘土化して）それを横切る水の流動を妨げる」としている（吉川[20]）。Fig. 7 の南部の高ミ

図 7. 地下温泉流動経路推定図に重ねた Fig. 6（5つの混合関係に分類された曳航観測データポイントのマップ）。凡例は Fig. 6 と同じ。海浜砂湯（自然）の跡地は平野ほか[15]の掲載図から割り出してプロットした。  
Fig. 7. Fig. 6 (map of towing observation data points classified into five mixing relations) overlaid on flow path map of underground hot spring waters. The legend is the same as Fig. 6. Sites of the former hot spring discharge on sandy coast were inferred from a map marked outflow points by Hirano et al [15].

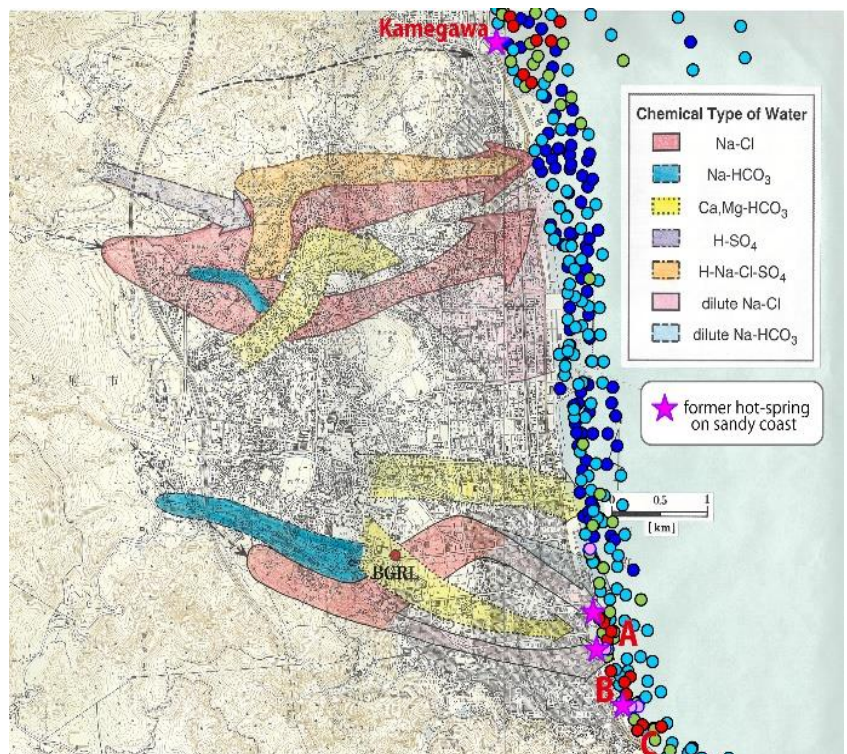
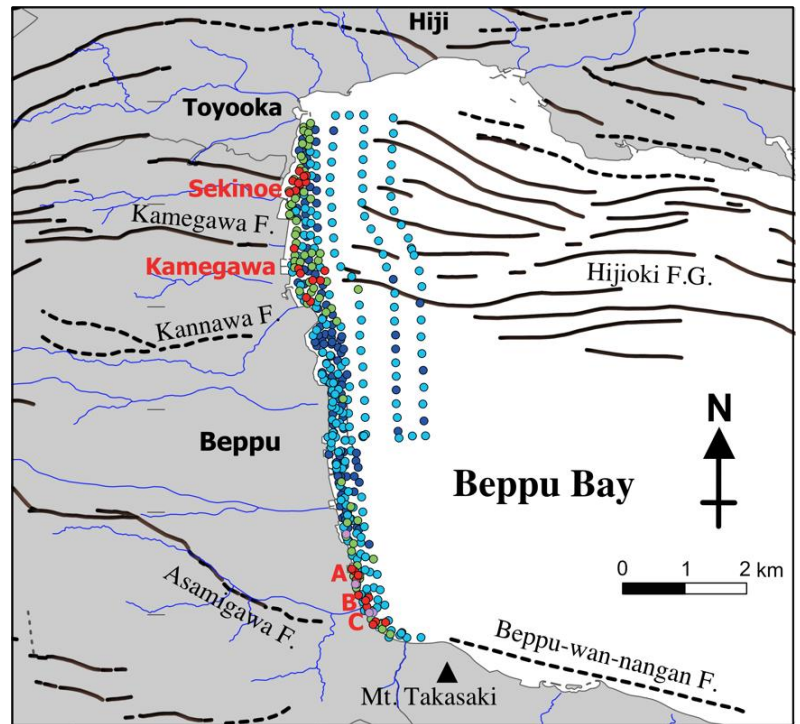


図 8. 別府湾と周辺地域の活断層分布図[16]に重ねた Fig. 6 (5つの混合関係に分類された曳航観測データポイントのマップ). 凡例は Fig. 6 と同じ.

Fig. 8. Fig. 6 (map of towing observation data points classified into five mixing relations) overlaid on distribution map of active faults [16]. The legend is the same as Fig. 6.



キシング密集域の C は温泉流動と関連付けて説明することができなかつたが、朝見川断層や別府湾南岸断層群と関連付けることが可能であろう。同様な観点から、前述の北部沿岸域の関の江地区 (Sekinoe) の高ミキシングの密集域や中ミキシングの混合関係にある海水が別府湾北部の広範囲に多数分布することも説明できるように考えられる。岩盤中に発達する亀裂にともなう SGD は集中的で流出量が多い Spring 型になりやすいと考えられており (例えば、齋藤ほか[8]), 北部沿岸域関の江地区の高ミキシング密集域と南部の高ミキシングの密集域 C は、正断層運動により発生した岩盤中の亀裂を通した規模の大きな SGD によるものである可能性がある。

### 3. 4. 海底温泉や再循環性海水の検出について

ここまでの議論において、北部の亀川地区沿岸と南部の北浜から浜脇に至る沿岸域の高ミキシングの密集域が海底温泉湧出である可能性があることが示唆された。また、南部の高ミキシングの密集域には、ミキシング・ダイアグラム解析において例外的な混合関係を示す海水が存在することに気づいた。最後にその検証を少し違った観点や先行研究の知見を通して行うことにする。

Fig. 9 は、高ミキシングの密集域の海水だけに着目し、Rn 濃度と水温の関係を見てみた結果である。北部の関係 (Fig. 9 左) は、相対的に水温が低温で Rn 濃度が高い関の江地区 (Sekinoe) と

高温で Rn 濃度が低い亀川地区 (Kamegawa) に分けられる。この水温と Rn 濃度の相対関係は、その地域の陸域の地下水と温泉水の関係に相関性があり、亀川地区沖の高ミキシングな海水が集中する地域は海底温泉水の湧出域であることを強く示唆しており、他方の関の江地区沖の高ミキシング密集域は通常海底地下水湧出 (Fig. 1A に示したような Fresh SGD) によるものと考えられる。同様な相対関係は、北部のように明瞭ではないが、南部での関係 (Fig. 9 右) にも表れており、密集域 A が海底温泉湧出に、密集域 C が通常海底地下水湧出に対応し、地理的に両

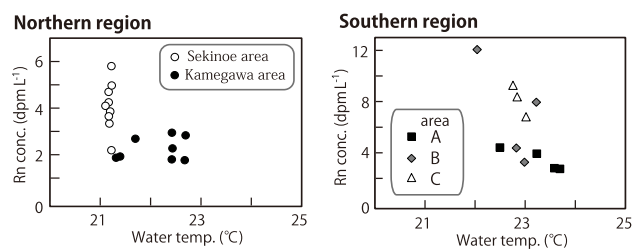


図 9. 高い割合で地下水が混合している海水に分類された曳航観測データ (Fig. 6 の high(H)グループ) に限定した沿岸海水の水温と Rn 濃度の関係.

Fig. 9. Relationship between water temperature and Rn concentration in seawater limited to towing observation data (Group H in Fig. 6) classified as seawater with a high percentage of groundwater mixed in.

域に挟まれる密集域 B は両者の混在域であると見ることができよう。この考察は、前述の「密集域 C を朝見川断層や別府湾南岸断層群と関連付けることが可能であろう」とする推論と大きく矛盾しないといえる。

志賀・川野[21]は、かつて、別府湾の水質汚濁に関する調査(1972年7月31日)を実施し、湾内海水の塩素(Cl)濃度とケイ素(Si)濃度の関係には Si に富んだ陸水が海水へ流出していることが表れていることが述べられている。それは Cl 濃度の低下にともなう Si 濃度の増加で表される関係であるが、別府湾奥部低層水の関係はこの系列から外れ、Cl 濃度が一定であるのに対して、Si 濃度だけが直線的に変動する関係が現れている。この特異な関係は、Fig. 4A に表した再循環性海水の湧出があった場合に確認される塩分-Rn の関係に酷似しており、このことから、再循環性海水湧出の存在をうかがわせて興味深い結果となっている。

#### 4. まとめ

別府湾の沿岸海底に湧出している可能性のある温泉を検出するために、沿岸の海底地下水湧出(SGD)の探査に近年活用されている小型船舶を用いたラドン曳航調査法を利用し、日本最大規模の温泉地である別府温泉に接する南北約10kmの沿岸浅海域において表層海水中の溶存ラドン(Rn)濃度、塩分、水温の観測資料を取得した。また、これらを比較するために、当該沿岸の陸域において自噴温泉水、地下水(湧水や井戸水)ならびに河川水の調査を行って曳航調査と同様に Rn 濃度、塩分(溶存化学成分濃度から算出)、水温のデータを得た。これらを用いた「Rn 濃度と塩分のミキシング・ダイアグラム」の解析により、河川水が混合した海水を峻別し、さらに地下水(温泉水や地下水)が混入した海水を混入の程度により3段階に区分したところ、地下水の混入割合の高い海域を4か所ほど認めた。さらに、陸域の温泉水の流動や地下の構造(断層)との関連性の検討や地下水の混入割合の高い海域の Rn 濃度と水温の関係の検討から、そのうちの北部の亀川地区と南部の北浜から浜脇に至る地域の2地点が海底温泉水の湧出域である可能性が高いことを示した。また、北浜から浜脇の地域には再循環性海水タイプの SGD の湧出も存在する可能性が示唆された(Fig. 6のB地点)。

沿岸における海底温泉水の湧出の研究の数は

SGD(海底地下水湧出)の研究に比べて明らかに少ないが、その存在の意義や付加価値が認められれば、SGDの場合と同様に研究は加速的に進むであろう。しかし、地下の温泉流動は一般に地下水流動より深く、沿岸海底湧出はSGDより沖合の深みに生じている場合が少なくないと推測され、本研究でもその可能性が示された。杉本ら[10]では、小型のソリを利用して底層水を汲み上げる曳航観測によって検出の確度を上げているが、海底地形の制約を強く受けるため、少なくとも本地域では、技術的なハードルが高い。しかし、温泉水に対する選択的・高感度なトレーサーを用いる調査方法を構築できれば、この問題を解決でき、また、そのトレーサーが塩分と同じように保存性成分であれば、保存性に乏しい Rn によるミキシング・ダイアグラム解析にあった曖昧さも払拭でき、効率よく効果的にかつ確からしく海底温泉水湧出を検知できるようになるものと考えられる。曳航観測に関心を持つ研究者・技術者の当該研究への今後の参入に期待したい。

#### 謝辞

本研究は、総合地球環境学研究所の基幹研究プロジェクト「アジア太平洋地域の人間環境安全保障—水・エネルギー・食料連環<2013-2017>」の中で行われ、研究の一部は JSPS 科研費 JSPS17K05655 の助成を受けて行った。関係各位にお礼申し上げます。文献から引用・転載した Fig. 1B については出版元から本論文への転載の許諾をいただき、Fig. 1A は元図の英語版を引用文献の著者(齋藤光代氏)より譲り受けたものである。京都大学地球熱学研究施設の竹村恵二教授(現名誉教授)と柴田智郎准教授との討議は有益であった。この紙面を借り謝意を表します。2名の査読者と担当編集委員の大八木英夫氏からは、本稿を改善するにあたり多くの貴重なご意見をいただいた。ここにお礼申し上げます。

#### 参考文献

1. Taniguchi M, Dulai H, Burnett KM, Santos IR, Sugimoto R, Stieglitz T, Kim G, Moosdorf N, Burnett W (2019): Submarine groundwater discharge: updates on its measurement techniques, geophysical drivers, magnitudes and effects. *Frontiers in Environmental Science*, <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00141>



2. Agostini S, Wada S, Kona K, Omori A, Kohtsuka H, Fujimura H, Tsuchiya Y, Satoa T, Shinagawa H, Yamada Y, Inaba K (2015): Geochemistry of two shallow CO<sub>2</sub> seeps in Shikine Island (Japan) and their potential for ocean acidification research. *Regional Studies in Marine Science* **2**: 45-53, <https://doi.org/10.1016/j.rsma.2015.07.004>
3. 大沢信二・三島壯智 (2017): 姫島火山の沿岸海底から放出される遊離ガスの化学・同位体組成. 火山, **62**: 31-36.
4. 山田 誠・小路 淳・寺本 瞬・大沢信二・三島壯智・杉本 亮・本田尚美・谷口真人 (2016): 夏季の大分県日出町沿岸部におけるドローンを用いた海底湧水の探索. 水文科学会誌 **46**: 29-38, <https://doi.org/10.4145/jahs.46.29>
5. Sugimoto R, Kitagawa K, Nishi S, Honda H, Yamada M, Kobayashi S, Shoji J, Ohsawa S, Taniguchi M, Tominaga O (2017): Phytoplankton primary productivity around submarine groundwater discharge in nearshore coasts. *Marine Ecology Progress Series* **563**: 25-33, <https://doi.org/10.3354/meps11980>
6. 大沢信二・豊嶋美優・三島壯智・網田和宏 (2020): 別府温泉の熱水系におけるラドンの挙動. 大分県温泉調査研究会報告 **71**: 29-37.
7. 野満隆治・瀬野錦藏・福本 實・石井正己 (1941): 別府温泉の海底湧出と海洋學的要素に就いて. 地球物理 **4**: 307-360.
8. 齋藤光代・小野寺真一・清水裕太 (2017): 陸域の地形と地下水流動に基づく海底湧水の評価. 水産学シリーズ 185 地下水・湧水を介した陸一海のつながりと人間社会 (小路 淳・杉本 亮・富永 修編), 第2章, pp.27-37, 恒星社厚生閣, 東京.
9. 吉川恭三・北岡豪一 (1983): 別府南部温泉地域における熱水の流動経路と温泉水の形成. 大分県温泉調査研究会報告 **33**: 1-10.
10. 杉本 亮・大河内允基・山崎大輔 (2017): 沿岸海域に湧き出す地下水を可視化する方法. 水産学シリーズ 185 地下水・湧水を介した陸一海のつながりと人間社会 (小路 淳・杉本 亮・富永 修編), 第3章, pp.38-53, 恒星社厚生閣, 東京.
11. Dulaiova H, Peterson R, Burnett WC, Lane-Smith D (2005): A multi-detector continuous monitor for assessment of <sup>222</sup>Rn in the coastal ocean. *J. Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **263**: 361-363, <https://doi.org/10.1007/s10967-005-0063-8>
12. 濱田浩正(2003): 静水から空気中へのラドンの飛散率と風速の関係に関する実験的研究. 水文・水資源学会誌 **16**: 420-422, <https://doi.org/10.3178/jjshwr.16.325>
13. 大沢信二・由佐悠紀・北岡豪一 (1994): 別府南部における温泉水の流動経路. 温泉科学 **44**: 199-208.
14. 大沢信二・由佐悠紀 (1996): 温泉水の化学組成から推定される別府北部地域の地下温泉水の流動経路. 平成7年度科学研究費補助金(一般研究B) 研究成果報告書「地熱流体流動過程と地下構造に関する研究」(研究代表者: 由佐悠紀), pp.103-114.
15. 平野芳弘・清野聡子・宇田高明 (2001): 古い映像資料に基づく海岸利用形態の復元 - 海洋性温泉都市別府の写真資料を読み解く -. 海洋開発論文集17: 475-480.
16. 国土地理院 1/25,000『都市圏活断層図』「大分」(2000), 「別府」(2000), 「豊岡」(2017)
17. 島崎邦彦・松岡裕美・岡村 眞・千田 昇・中田 高 (2000): 別府湾の海底活断層分布. 月刊地球号外 **28**: 79-84.
18. 今泉眞之・石田 聡・土原建雄 (2003): 割れ目計岩盤地下水の流動特性. 農業工学研究報告 **42**: 63-90.
19. 吉川恭三・北岡豪一 (1983): 熱水流動経路におけるセパレータモデル導入. 大分県温泉調査研究会報告 **34**: 10-17.
20. 吉川恭三 (1983): 地熱水から温泉水へ 別府温泉の場合. 地熱 **20**: 303-315.
21. 志賀史光・川野田実夫 (1973): 別府湾の水質汚濁. 環境管理 **1**: 11-21.

受付: 2021年9月17日

受理: 2022年2月22日



## 論文(Research Article)

## 砂州上掘削に基づく潟湖の形成過程と砂州の水文的功能： 北海道・十勝海岸潟湖群

知北和久<sup>1</sup>・前田紳吾<sup>2</sup>・阪田義隆<sup>3</sup>・西村裕一<sup>4</sup>・上原弘之<sup>5</sup>

### Formation processes of coastal lagoons and hydrological function of sandbar introduced from sandbar drillings: Tokachi coastal lagoons, Hokkaido

Kazuhisa A. CHIKITA<sup>1</sup>, Shingo MAYEDA<sup>2</sup>, Yoshitaka SAKATA<sup>3</sup>, Yuichi NISHIMURA<sup>4</sup> and Hiroyuki UYEHARA<sup>5</sup>

**摘要** 北海道の十勝沿岸には五つの潟湖が存在し、平時は砂州によって外海と隔てられた閉塞湖である。これらは、流入河川の高水時での湖水位上昇から砂州の低部が越流により破壊され、湖水の 2/3 以上が外海に流出するという間欠開口型の潟湖である。本研究では、潟湖群の形成過程をさぐるため、生花苗沼と湧洞沼の砂州上 4 点でそれぞれ約 10 m 長の堆積コアを採取して C<sup>14</sup> 年代を求め、さらにコア中の礫の起源をさぐるため、礫の薄片を作成し岩石種を特定した。また、このとき、先行研究で指摘された砂州の水文的功能を確かめるため、透水試験と粒度分析によってコアの透水係数分布を求めた。解析の結果、次のことが明らかになった。1) コア中の礫は、ほとんどが日高変成帯の岩石であり、一旦河川により外海に流出したものが津波・高潮によって堆積した。2) 生花苗沼は約 6,000 年前に誕生し、5,200~4,800 年前の高い海水準時に礫層を形成し現在の砂州に近い状態にまで発達した。3) 掘削コアの透水係数分布から、閉塞時に起こる湖水の外海への被圧地下水流出は砂州中の巨礫層を経路とすることが考えられる。

**キーワード** 潟湖群, 砂州, 掘削コア, C<sup>14</sup> 年代, 岩石種, 透水係数

**Abstract** The five lagoons along the coastline of the Tokachi region, Hokkaido, sporadically open by breaking each sandbar from the overflow of lagoon water at the lowest part of the sandbar. In order to explore formation processes of the lagoons, sediment cores ca. 10 m long were sampled on the sandbars of Oikamanai Lagoon and Yudo Lagoon, and the C<sup>14</sup> dating for the cores was performed. The origin of gravels in the cores was then identified by specifying the rock species. Meanwhile, the hydrological function of the sandbars was investigated by obtaining the hydraulic conductivity of the cores by permeability tests and grain size analyses. All the analyses for the cores gave the following findings: 1) The gravels in the cores were transported into the sea by fluvial erosion of the Hidaka metamorphic zone, deposited by flood tides or tsunamis, 2) the prototype of Oikamanai Lagoon was produced ca. 6,000 yrs ago followed by the gravel layer formation ca. 5,400 – 4,800 yrs ago and the buildup of the nearly present sandbar by ca. 4,800 yr ago, and 3) under closed condition, the lagoon water is likely to outflow into the sea as confined groundwater through the pebble layer in sandbar.

**Keywords** Coastal Lagoons, Sandbar, Drilling Cores, C<sup>14</sup> Dating, Rock Species, Hydraulic Conductivity

\*1 北海道大学北極域研究センター 〒001-0021 札幌市北区北 21 条西 11 丁目 Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, 001-0021

\*2 株式会社ダイセキ環境ソリューション 〒551-0021 大阪市大正区南恩加島 7-1-82 Daiseki Eco. Solution Co. Ltd., Osaka, 551-0021

\*3 金沢大学理工研究域 〒920-1192 石川県金沢市角間町 Institute of Science and Engineering, Kanazawa University, Kanazawa, 920-1192

\*4 北海道大学大学院理学研究院 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 8 丁目 Faculty of Science, Hokkaido University, Sapporo, 060-0810

\*5 清水建設 株式会社 〒104-8370 東京都中央区京橋二丁目 16 番 1 号 Shimizu Corporation, Tokyo, 104-8370

[https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1\\_15](https://doi.org/10.34502/physhydro.4.1_15)

## 1. はじめに

北海道の十勝沿岸にある5つの潟湖では、流入河川の融雪・降雨出水で湖水位が上昇し、ついには湖水が砂州の低部を越流して砂州を破壊し、湖水の大部分が流出する(Fig. 1)。流出後は、外海から砂礫が供給されて砂州が成長し、10日程度以内で潟湖は閉塞状態に戻る[1,2]。結果として、砂州の破壊による開口頻度は、潟湖の容積に対する流入河川の流出規模に応じて、数年に1度(ホロカヤント一沼 [1])から年に2~4回(生花苗沼; おいかまないぬま [2])である。このように、砂州の決壊と成長に応じて潟湖の開口・閉塞が生じる自然現象は、十勝海岸潟湖群や米国のロデオ・ラグーン[3]に見られる程度で、世界的には極めてまれな事象といえる。

ある海水準の下で、砂州の発達により形成された潟湖を存続させる因子として、1) 外海に対する湖口(砂州の開口部)の大きさ、2) 砂州を成長させる沿岸流の存在と漂砂供給の度合い、3) 土砂生産をコントロールする後背流域の地質と規模、が上げられる[4]。これらの因子に照らし合わせると、十勝海岸潟湖群が存続する理由として、生花苗沼のように、一旦開口した流出口が大きい(100 m 長オーダー)にも関わらず、十勝川などからの土砂供給が大きく、卓越した南西方向沿岸流によって運搬される漂砂礫で閉塞が速やかに起こること、これに対し潟湖流域では土砂生産とこれに伴う水域の堆積が、ある程度一定に抑えられていること、が上げられる (Fig. 2, Table 1, Fig. 3)。

潟湖の研究としては、砂州を重機で破壊して強制開口させ、海水侵入後の流動状態を数値的に議論した例[5]や強制開口前後の生態環境変化を調べた例[6]がある。また、十分に発達成長した砂州を Barrier Island [7, 8]といい、地下探査によるその地層構造から、砂州の陸側にある潟湖と後背湿地を含めた形成過程が議論されている[9]。また、潟湖の規模が大きく、かつ砂州の成長が十分でないため、人為的な開削で常時開口されている場合(例: 北海道のサロマ湖、イタリアのベニス・ラグーン)は、潟湖は海水侵入の頻度の高い感潮汽水湖として比較的安定した塩分をとるようになる[10,11]。こういった潟湖では、砂州が高潮など外海の擾乱を抑える役割を持ち、水産業や都市化による観光開発を進展させる水環境を提供する。また、わが国では、秋田県・八郎潟のように、Barrier Island と言っている大規模な砂州によってほぼ閉鎖されている潟湖では、干拓事業の進行と共に海水の侵入を遮断して淡水化させることが行われている[12-14]。

本研究の目的は、十勝海岸潟湖群の生花苗沼と湧洞

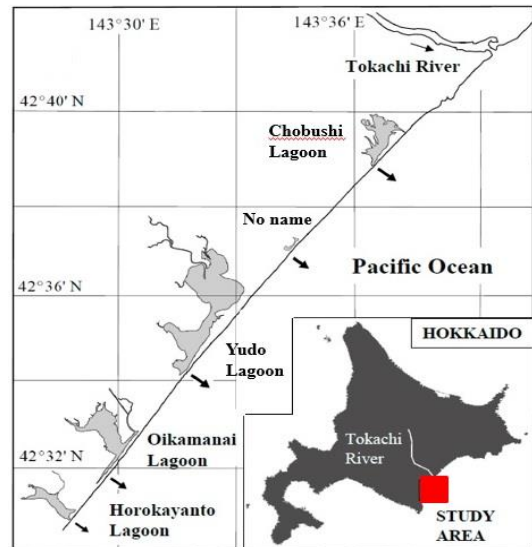


図1. 北海道・十勝海岸潟湖群の位置図。

Fig. 1. Location of five coastal lagoons in the Tokachi Region, Hokkaido.

沼の砂州上で堆積コアを採取し、砂州と潟湖の形成過程を明らかにすること、また、中尾[1]や Chikita et al. [2]が指摘した湖水の外海への地下水流出に対する砂州の水文的作用を明らかにすることである。この2つの目的は、互いに独立した内容に見えるが、それぞれが当潟湖群の代表的な特徴に繋がる知見を得るものと考え、両者を同時に取り上げることとした。なお、わが国では、掘削コアの層序と年代から、現在の潟湖の形成過程を明らかにしようとした研究は数多くある(例えば、松原[15]、安井ほか[16])。しかし、本研究のように、砂州上掘削に基づき砂州堆積物の給源と潟湖形成との関連を議論した例は多くない。

## 2. 研究対象

Fig. 1 に、十勝海岸潟湖群における生花苗沼と湧洞沼の位置を示す。図中の矢印は、各湖が砂州を決壊させて流出する位置(開口部)を示す。潟湖群は、十勝川の河口から南西方向に、長節湖、湧洞沼、生花苗沼、ホロカヤント一沼の順に分布するが、長節湖と湧洞沼の間に無名(No name)の小さな潟湖が存在する。この中で、長節湖と湧洞沼の砂州が相対的に発達し、その成長は北東から南西の方向に伸びている (Fig. 2)。潟湖群の沖合には南西方向に十勝沖沿岸流が流れており[17]、上流側には十勝川などが流入している。このことから、十勝川などの土砂流出により供給された砂礫が、漂砂礫として潟湖群の砂州の形成発達に寄与していることがわかる。Fig. 2 に流域地質図を示す。特徴的なこととして、生花苗沼流域上流部に中生代~第三紀中新世の凝灰岩・溶岩・泥岩が広く分布し、断層が多く

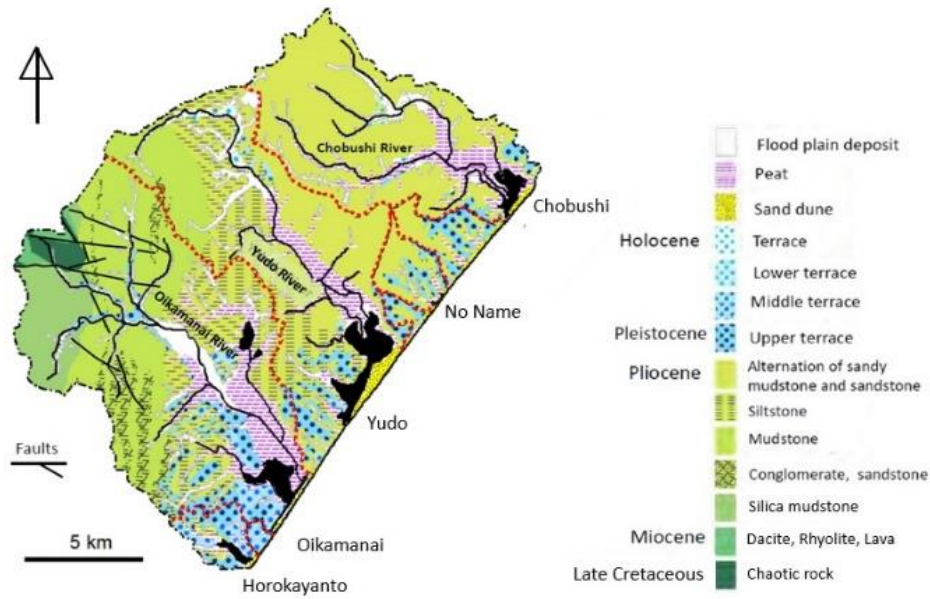


図 2. 潟湖群の流域地質図。赤い点線は各湖の内部分水界を示す。

Fig. 2. Geologic map for drainage basins of the five coastal lagoons. Red dotted lines show inner water divide of each lagoon.

みられることである。この断層域から北東方向に地層は次第に新しくなり、湧洞沼の上流部は中新世の堆積岩、長節湖の上流部は鮮新世の堆積岩が広く分布している。他方、沿岸域には第四紀更新世の海岸段丘が分布し、生花苗沼流域の場合は、中流部にもこの段丘面が存在する。このことは、鮮新世～更新世の海退（または土地の隆起）の時に下刻作用により谷地形が作られたが、特に生花苗沼では内陸深く湾入するような谷地形が作られたことが推測される。その後、更新世の海進に伴い海岸段丘が形成され完新世にはこの谷に流域での土砂生産と流出による堆積で湿原(peat)と氾濫原とが形成され、外海に対しては砂州が発達形成された。結局、鮮新世～更新世の海退が湖と後背湿原の空間規模を決定していることがうかがえる (Table 1)。

ここで、Table 1 の流域面積から湿地面積、湖水面積および砂州面積を引いた面積（原流域の陸域面積に相当）と湿地面積との関係を示すと Fig. 3 のようになる。5つの潟湖はほぼ直線上に分布し、このことは、潟湖に広域に分布する流域地質（新第三紀堆積岩； Fig. 2）

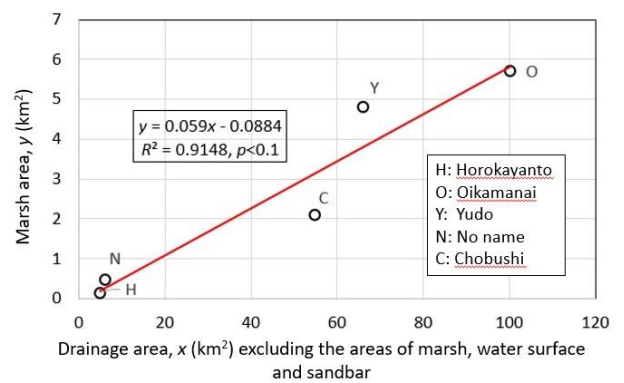


図 3. 原流域の陸域面積（横軸）と後背湿地面積（縦軸）との関係。

Fig. 3. Relation between the land area of the original drainage basin and the marsh area for the five lagoons.

では、土砂生産が同程度に行われ谷に堆積してきたことを示唆する。中尾[1]によると、潟湖の誕生は生花苗沼が半閉鎖された約 6,000 年前、ホロカヤントー沼は完全閉鎖された約 9,000 年前とされている。Fig. 3 から No name の潟湖の誕生はホロカヤントー沼と同程度、

表 1. 各潟湖の流域面積、湖水面積および後背湿地の面積。流域面積は湖水面積を含む。

Table 1. Drainage area, surface area and marsh area for the five lagoons. Drainage area includes lagoon surface area.

	Horokayanto	Oikamanai	Yudo	No Name	Chobushi
Drainage area (km <sup>2</sup> )	5.77	107.3	75.2	6.70	58.1
Lagoon surface area (km <sup>2</sup> )	0.65	1.55	4.43	0.029	1.18
Marsh (km <sup>2</sup> )	0.15	5.71	4.81	0.47	2.1

湧洞沼と長節湖の誕生は、生花苗沼とホロカヤントー沼の中間 (約 6,000~9,000 年前) に形成され、今日まで埋積が進行していることが考えられる。

本研究では、以上のことを踏まえ、1) 現在の潟湖群がどのような過程で形成されたのか、また、2) 中尾[1]と Chikita et al. [2]が指摘した湖水の外海への被圧地下水流出の実態はどのようなものなのか、を掘削現場と掘削コアから探ることとした。

### 3. 方法

#### 3.1. 掘削の地点と方法

砂州上の掘削は1日1孔とし、生花苗沼と湧洞沼の閉塞時に、2015年6月28日にSB-1地点、同29日にSB-3地点、2016年7月3日にSB-2地点、同4日にY-1地点の計4点で実施した(Fig. 4)。

生花苗沼の場合は、砂州の尾根付近で、湧洞沼の場合は尾根地点よりやや海側の平坦部で掘削した。掘削作業は(株)安住ボーリングに委託し、東亜利根ボーリング社の無水式土壌・地下水調査機エコプローブ (EP-26型)を用いた(Fig. 5)。エコプローブの利点は、無水で高速サンプリングが行えるため、試料に砂礫が含まれていても層序への攪乱が最小限に抑えることができることである。掘削径は内径86mm、サンプリング径は内径70mmである。

掘削で得られたコアは、後日、層相の観察と後述の分析用のサンプルを採取した。層相の観察では、各深度について、粒径とその質量分率 (wt.%) によりシルト混じり層、礫混じり砂層、砂混じり礫層、粗礫層の4種類に区分した。ここでは、細粒のシルトと粘土 (粒径

$d \leq 0.063 \text{ mm}$ ) を5wt.%以上含む層をシルト混じり層、20wt.%以上の粗礫 ( $20 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$ ) を含む層を粗礫層、砂 ( $0.063 \text{ mm} < d \leq 2.0 \text{ mm}$ ) または礫 ( $2.0 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$ ) の構成比が多い層をそれぞれ礫混じり砂層と砂混じり礫層として区分した。

なお、掘削地点の標高を正確に把握するため、湖水位 (標高表示; Chikita et al. [2]) を基準とした水準測量を行った。



図5. 無水式土壌・地下水調査機エコプローブ(EP-26型)による掘削の様子 (生花苗沼)。

Fig. 5. Drilling machine, “Ecoprobe” (Type EP-26), TOA-TONE Drilling, Co., Ltd., Japan, on the sandbar of Oikamanai Lagoon.

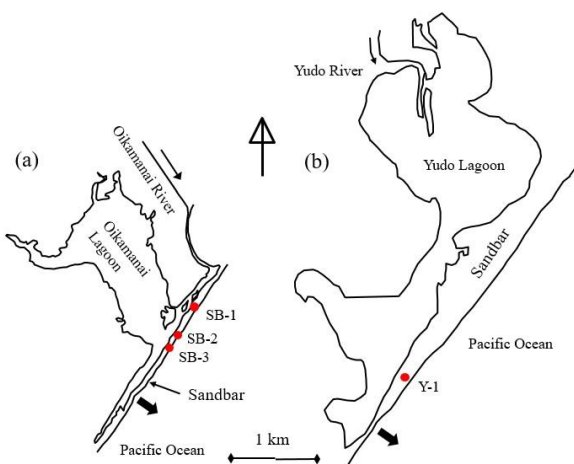


図4. (a)生花苗沼と(b)湧洞沼の砂州上掘削地点。黒矢印は砂州が決壊する地点。

Fig. 4. Location of drilling points on sandbars of (a) Oikamanai Lagoon and (b) Yudo Lagoon. Black arrows show breaking points of sandbars.

#### 3.2. 薄片観察による岩種の同定

砂州の発達過程を考える際、それを構成する砂礫の起源を特定することが重要である。このため、Fig. 6で示すように堆積コアの礫に加え、生花苗川、湧洞川および周辺の歴舟川、そして十勝川の支流である札内川で河床堆積物の礫を採取し、その岩種同定のため薄片試料を作成して偏光顕微鏡で観察した。なお、薄片試料の作成は、北海道大学大学院理学研究院技術部の薄片技術室に依頼した。

Fig. 2に示したように、生花苗沼に流入する生花苗川と湧洞沼に流入する湧洞川の流域地質は、主に中新世の珪質泥岩・泥岩・シルト岩・砂岩である。砂州で採取した堆積物が陸起源なら、これらの岩石片を含むことが考えられる。しかし、札内川や歴舟川などによって一旦外海に運ばれた土砂が起源であれば、コア中の堆積物の岩種は、源頭部に分布する始新世~中新世

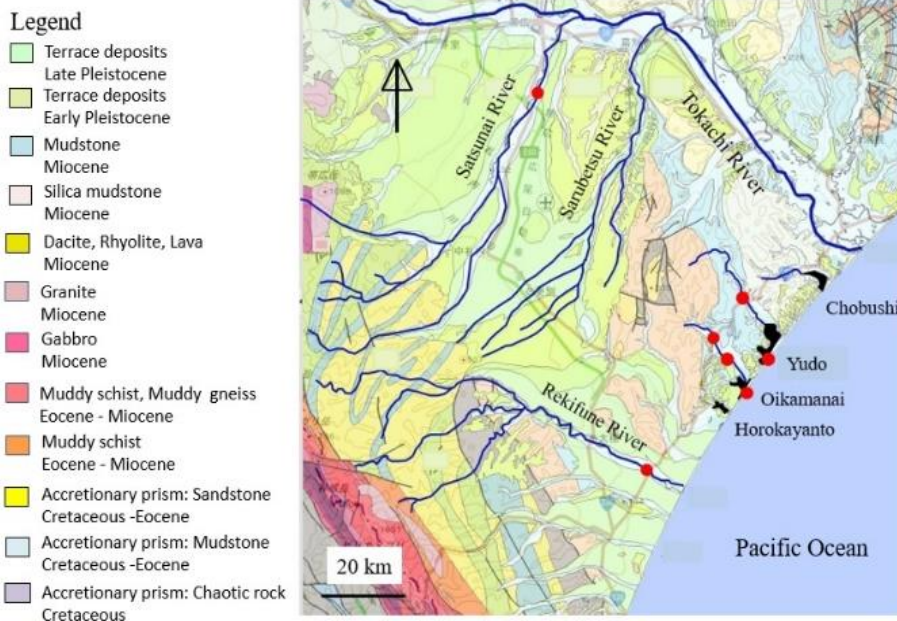


図 6. 潟湖群周辺の代表的な河川の流域地質。赤丸は掘削地点を含む礫の採取地点。

Fig. 6. Geology for the drainage basins of the Tokachi coastal lagoons and their surrounding rivers. Red circles show sampling points of gravels on the riverbeds and in the cores for the identification of rock species. large illustration.

の深成岩や変成岩を含むはずである。今回は、この点に着目して礫に対する岩種の同定を行った。

### 3.3. 放射性炭素年代測定

砂州の形成過程を探るため、SB-3 地点と SB-1 地点のコアについて、木片・茎・葉・種子を含む層に対し放射性炭素年代測定をおこなった。測定対象となる有機物が含まれていた箇所は、SB-3 地点コアでは 0.30~0.35 m 深 (標高 3.95~4.0 m), 2.0~2.05 m 深 (同 2.25~2.3 m), 3.0~3.05 m 深 (同, 1.25~1.30 m), 9.0~9.05 m 深 (同, -4.75 m~-4.70 m), 10.3~10.35 m 深 (同, -6.05 m~-6.0 m) の計 5 点, SB-1 地点コアでは 1.3~1.35 m 深 (標高 3.35~3.4 m), 4.90~4.95 m 深 (同, -0.25~-0.2 m) の計 2 点であった。これにより、各層の堆積年代からコアの層相と当時の海水準とを比較し、当時の環境を推測した。なお、C<sup>14</sup>年代測定は名古屋大学・宇宙地球環境研究所に依頼した。この測定には、韓国地質資源院の 1 MV の加速器質量分析計を用いている [18]。

### 3.4. 透水係数の決定

今回は、中尾[1]や Chikita et al. [2]が指摘している、砂州を通しての湖水の外海への被圧地下水流出について、砂州中の礫層の役割を調べるため、掘削中に現場透水試験、室内で掘削試料の透水試験と粒度分析を行い、各透水係数を求めた。

#### 3.4.1. 現場透水試験

現場透水試験は、掘削中に礫が顕著に見え始めた深度で行い、SB-1 地点の 5.5~6.5 m 深 (標高 0.8~1.8 m), SB-2 地点の 8.5~9.0 m 深 (同, -5.5~-6.0 m), SB-3 地点の 5.0~6.0 m 深 (同, -0.7~-1.7 m), Y-1 地点の 7.0~7.5 m 深 (同, -1.9~-2.4 m) の区間で行った。

ここでは、各掘削孔で透水試験用パイプを用いて透水試験を行い、掘削終了後に採取したコアサンプルに対し室内透水試験を行って、両者の透水係数を比較検討した。なお、2015 年の SB-1 地点と SB-3 地点ではスラグ棒を用いた回復法を採用した [19,20]。試験方法は、次の手順で実施した：

- 1) 掘削孔内に気圧ロガーと水圧ロガーを設置し、試験井戸の水位を 1 秒間隔で記録した。
- 2) 設置後にスラグ棒を孔内に投入する。このとき水位が上昇するので、水位の上昇が安定するまで待った。
- 3) 水位の安定後、スラグ棒を引き抜き水位低下から水位が上昇する状況を記録した。

試験結果の解析は、非定常の場合、横軸に時間、縦軸に平衡水位と測定水位の水位差の対数を取り、片対数グラフ上での直線勾配  $a$  を求めた。この後、透水係数  $k$  (m s<sup>-1</sup>) を次式により算定した：

$$k = \{(2.3r)^2/8L\} \cdot \log_{10}\{(2L/D)a\} \quad (1)$$

ここで,  $r$ ; ケーシングの半径(m),  $L$ ; 試験区間の長さ(m),  $D$ ; 試験区間の削孔径(m)である。(1)式は, 後述の定常状態での式を非定常状態の式に変形したものである。

2016年のSB-2地点とY-1地点では, 揚水ポンプを用いて試験井戸の水位を定常状態に保つ定常法を採用した。透水性が高い場合, 非定常法では直線勾配を取るためのプロット数が十分得られず, より正確な透水係数が得られないからである。定常法では, 非定常法と同様, 2台の圧力ロガーを設置して気圧および試験井戸の水位を1秒間隔で記録した。その間, ポンプでの揚水開始後, 揚水量と水位を開始後20分間は1分おき, その後は5分おきに測定し, 水位変化がなくなった時点で終了した。結果として, 透水係数  $k(\text{m s}^{-1})$  を, 次の Hvorslev (ボシュレフ) 式を用いて計算した[21]:

$$k = (Q_0 / 2\pi s_0 L) \cdot \ln(2L/D) \quad (2)$$

ここで,  $Q_0$ ; 揚水量( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ),  $s_0$ ; 揚水による水位低下量(m), である。

### 3.4.2. 室内透水試験

室内透水試験によるコアサンプルの透水係数は, 変水頭法により求めた。実験手順は以下のものである:

- 1) 長さ  $L(\text{cm})$ , 断面積  $A_2(\text{cm}^2)$  の透水円筒にサンプルを詰め, 真空ポンプで脱気する。
- 2) 上蓋を取り付けて越流水槽に入れ, 断面積  $A_1(\text{cm}^2)$  の目盛りの付いたスタンドパイプを取り付ける。
- 3) スタンドパイプに水を入れて, その水面と越流水槽の水面までの高さ  $h_1(\text{cm})$  をはかる。 $h_1$  から任意の高さの位置にある  $h_2(\text{cm})$  まで, スタンドパイプの水面が下がる時間を数回測定する。このとき, 越流水槽の水温  $T(^{\circ}\text{C})$  を測る。

以上から, 水温  $T(^{\circ}\text{C})$  における透水係数  $k_T(\text{cm s}^{-1})$  を次式で求めた:

$$k_T = \{(2.303 A_1 L) / (A_2 \Delta t)\} \log_{10}(h_1/h_2) \quad (3)$$

ここで,  $A_1, A_2$ ; それぞれスタンドパイプと透水円筒の断面積( $\text{cm}^2$ ),  $L$ ; 透水円筒の長さ(cm),  $h_1, h_2$ ; それぞれ,  $t_1, t_2$  におけるスタンドパイプ内の水位(cm),  $\Delta t = t_2 - t_1$ , である。(3)式は, ダルシーの法則に基づき導出された式である。このとき, 標準水温  $15^{\circ}\text{C}$  での透水係数  $k_{15}$  は, 次式によって求めた:

$$k_{15} = (\mu_T / \mu_{15}) \cdot k_T \quad (4)$$

$\mu_T, \mu_{15}$ ; それぞれ水温  $T^{\circ}\text{C}$  と  $15^{\circ}\text{C}$  での粘性係数 ( $\text{Pa}\cdot\text{s}$ ), である。

### 3.4.3. 粒度分析

掘削試料の粒度分析は篩い分け法により, 目開き  $0.037 \sim 64 \text{ mm}$  の範囲で22種類のふるいを用いた。ふるいで各粒径ごとに分別した後にサンプルの重量を量り, 各ふるいの残留率と平均粒径を求めた。粒度分析後に, 粒径の小さいものから重量積分率で量り, 各ふるいの残留率と平均粒径を求めた。粒度分析後に, 粒径の小さいものから重量積分率で20%値と透水係数の関係表(クレーガーの表)[22-24]から, Fig. 7の近似式により, 各層の透水係数を推定した。

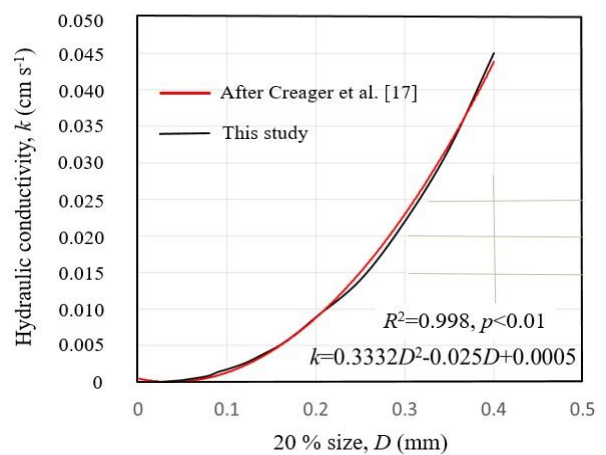


図7. 20%粒径  $D$  と飽和透水係数  $k$  との関係。黒い実線はクレーガーほか[22]が得た値, 赤い実線は, それに対する近似曲線を示す。

Fig. 7. Relation between 20% grain size,  $D(\text{mm})$  and saturated hydraulic conductivity,  $k(\text{cm s}^{-1})$ . Black line; after Creager et al. [22], Red line; regression curve proposed in this study.

## 4. 結果と考察

### 4.1. 堆積コアから見た砂州の構造

砂州上掘削で得た4本の堆積コアの層相を Fig. 8 に示す。各コアの長さは10m前後で, 最短でSB-2地点の9.5m, 最長でSB-3地点の14.0mであった。粒度による層相を見ると, コアの大部分は中砂 ( $0.25 \text{ mm} < d \leq 1.0 \text{ mm}$ ;  $d$ ; 粒径) から中礫 ( $5.0 \text{ mm} < d \leq 20 \text{ mm}$ ) までの粒子で構成されていたが, Y-1地点の9.86~10.0m深(標高-4.76~-4.90m), SB-2地点の8.90~8.98m深(同, -5.90~-5.98m), およびSB-3地点の7.25~7.40m深(同, -2.95~-3.10m)に粗礫(Pebble;  $20 \text{ mm} < d \leq 75 \text{ mm}$ )で構成された層が見られた。また, Y-1地点の8.83~9.00m深(標高-3.73~-3.90m)とSB-3地点の10.30~10.70m深(同, -6.00~-6.40m)では, 砂のほか



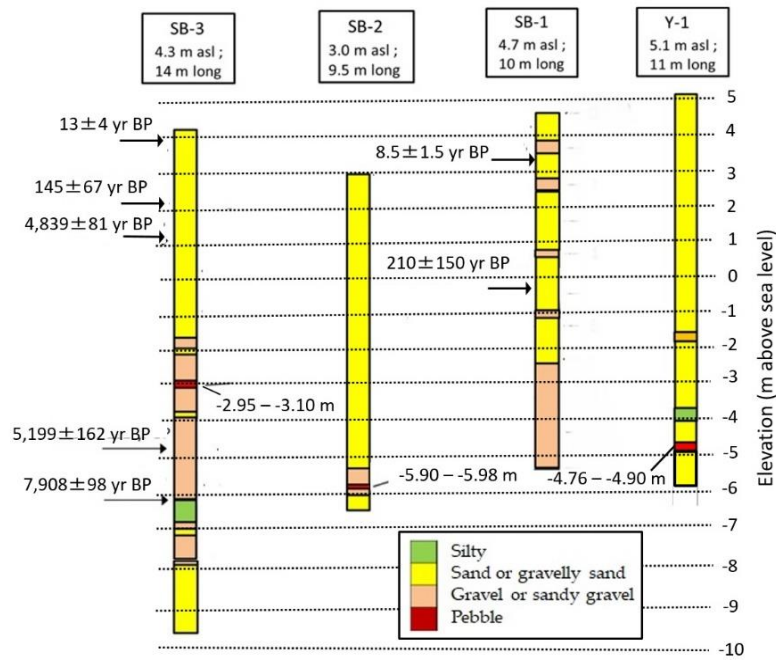


図 8. 掘削地点の標高(m)と採取されたコア長, およびコアの層相 (粒径別) と C<sup>14</sup>年代.

Fig. 8. Elevations (m above sea level) of the drilling points on sandbars, drilled-core length (m), and their sedimentary facies and C<sup>14</sup> dates.

シルトが混じっていた (Y-1 地点で約 5 wt%, SB-3 地点で約 14 wt%)。

粗礫層に着目すると, SB-3 地点の層厚 15.0 cm は SB-2 地点の層厚 8.0 cm に比べ大きく, 7.24~7.30 m 深では深度方向に礫の大きさが急に大きくなり, 7.30~7.41 m 深では徐々に小さくなった (Fig. 9a)。このように, 後者はコアの下方向に粒径が小さくなる逆級化層であった。このことから, SB-3 地点の粗礫層は津波によるイベント層の可能性はある[25]。しかし, SB-2 地点の粗礫層との間に約 3 m の標高差があるため, 現段階では断定できない (Fig. 8)。

礫単体では, 長軸 4 cm 以上のものが含まれていた。また, SB-3 地点と比較すると層厚と礫サイズは共に小さかった。ただし, 礫単体では長軸 4 cm 以上のものは同様に存在した。他方, Y-1 地点の粗礫層では層の上端から下端まで礫の大きさにバラツキがあった (Fig. 9b)。礫単体では, こちらも長軸で 4 cm を超えるものが含まれていた。

以上, 生花苗沼の 3 点の掘削結果から, 同じ沼の砂州でも地点によって標高と内部構造が大きく異なることが分った。また, 生花苗沼の砂州上で掘削した 2 地点の位置関係から, 砂州の南西方向に粗礫層がやや厚くなる傾向が見られた。

#### 4. 2. 礫の起源

Fig. 8 で示したコア中の粗礫層または礫層の礫と生花苗川, 札内川, 歴舟川の河床で採取した礫 (Fig. 6) について, その薄片に対する岩種の判定の結果を

Table 2 に示す。SB-3 地点と Y-1 地点から採取した礫は, 全て日高変成帯を起源とした深成岩・変成岩であった。また, SB-2 地点コアの礫は, 粗礫層以外のものだが, 日高変成帯と新第三紀の火山岩の両方の起源に加え, 起源を推定するのが難しい変成岩も見られた。なお, 札内川と歴舟川の粗礫は, 日高変成帯のものばかりであった。他方, 生花苗川・湧洞川で採取したサンプルは全て新第三紀の堆積岩・火山岩であった。

以上から, SB-3 地点の粗礫と Y-1 地点の礫は海起源の漂礫で, 高波や津波によって堆積したものと考えられる。ただし, SB-2 地点の礫は新第三紀の火山岩であるため, 生花苗川の河口に近い場合は, 流域起源の礫



図 9. (a)SB-3 地点と(b) Y-1 地点のコア中の粗礫層 (ほぼ中央) とその上下層.

Fig. 9. Pebble layers and their upper and lower parts in the (a) SB-3 and (b) Y-1 cores.

表 2. 各河川の河床粗礫と各コア中の粗礫に対して特定された岩石種。

Table 2. Rock species identified for pebbles sampled on the riverbeds and in the three cores.

Sampling point	Rock species	Class	Origin
Rekifune River	1) Mylonitized tonalite 2) Alternation of sandstone and mudstone	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
Satsunai River	1) Granodiorite 2) Meta sandstone/mudstone 3) Biotite hornfels	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock 3) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
Yudo River	1) Felsic tuff	1) Sedimentary rock	
Oikamanai River	1) Tuff 2) Olivine basalt	1) Sedimentary rock 2) Volcanic rock	Neogene formation
SB-3 (7.28–7.33 m)	1) Biotite tonalite 2) Meta sandstone 3) Meta sandstone 4) Meta chart	1) Plutonic rock 2) Metamorphic rock 3) Metamorphic rock 4) Metamorphic rock	Hidaka metamorphic zone
SB-2 (9.19–9.22 m)	1) Glassy rhyolite	1) Volcanic rock	Neogene formation
Y-1 (6.95–7 m)	1) Red radiolarian chart	1) Meta sedimentary rock	Hidaka metamorphic zone

も含むことが考えられる。

#### 4.3. 生花苗沼の砂州形成

SB-3 地点と SB-1 地点のコアに対し行われた  $C^{14}$  年代測定の結果を Fig. 8 に示す。なお、ここでは 95.4 % 信頼区間の範囲を  $\pm$  で示している。これを見ると、同じ深さでも SB-1 地点と SB-3 地点で形成年代が全く異なることが分る。SB-1 地点の 4.90~4.95 m 深 (標高 0.25~0.20 m) が 210 $\pm$ 150 年前に形成されたのに対し、SB-3 地点の 3.00~3.05 m 深 (標高 1.25~1.30 m) が 4,839 $\pm$ 81 年前に形成されている。この違いは、砂州の形成過程に原因があると思われる。

一般的に、砂州は沿岸流により漂砂礫が海岸線に沿ってジグザグに運搬・堆積することで成長すると考えられている[26]。十勝地方では、漂砂礫の輸送方向は親潮の影響を受けた十勝沖沿岸流による南西方向と考えられている[17]。つまり、十勝海岸の砂州は北東から南西に成長するため、ここでは SB-1 地点から SB-3 地点方向へ成長することになる。結果として、上流側にある SB-1 地点では沿岸流による土砂供給が盛んで堆積速度が速いことが推測される。さらに、生花苗沼の東岸には生花苗川の堆積による湿地帯が広がっており (Fig. 2)、砂州の北東に向かうほど流入河川による土砂の影響を受けることがわかる。このように、SB-1 地点では沿岸流と流入河川による土砂供給が共に盛んで、堆積速度が速いことが SB-3 地点との間に大きな差を

生じさせたと考える。

SB-3 地点コアの測定年代を詳細に見ると、10.30~10.35 m 深のシルト混じり層が 7,908 $\pm$ 98 年前に堆積し、粗礫層を含む 3.0~9.0 m 深が約 4,840~5,200 年前の 360 年間という比較的短期間で堆積している。その後、堆積速度が低下して 2.0~3.0 m 深の堆積には約 4,700 年かかっている。さらに最上部の 0~2.0 m 深は 145 年で堆積している。

以上の堆積状況と重野[27]によって復元された北海道・厚岸海岸における海水準変動とを比較した (Fig. 10)。

まず、シルト混じり層が堆積した約 8,000 年以上前は温暖多湿の時期で、現在より海水準がかなり低く、生花苗沼の誕生前と考えられる。つまり、シルト混じり層が堆積した時期の SB-3 地点は、湿地化していたと考える。次に、中尾[1]による半閉鎖性状態での生花苗沼の誕生が約 6000 年前にあった。その後、粗礫層を含む 3.0~9.0 m 深が堆積した時期は海水準が最も高かった時期で、高位な海水準の間に砂州が急速に発達したことが窺える。海水準が高いため、粗礫に限らず礫質が堆積しやすい状況だったと推測できる。この砂州の急速な発達により、粗礫層は全て侵食されることなく保存されたと思われる。

次に、2.0~3.0 m 深は約 4,500 年間で堆積しており、これは砂州が既に上方向に発達していたことと海水準の徐々の低下によって成長が遅くなったためと考える。

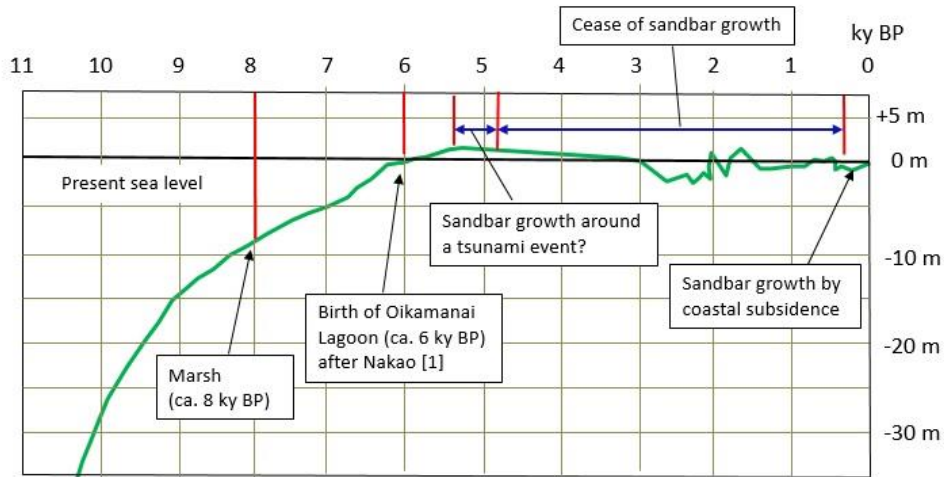


図 10. 後氷期における生花苗沼の砂州の発達史と北海道・厚岸海岸での海水準変動（緑線：重野ほか[27]による）との関係。

Fig. 10. Relation between the growth history of Oikamanai sandbar and the sea level change (green line) in the postglacial period (after Shigeno et al. [27]).

そして、最後の0~2.0m 深の成長は、海岸沈降が起こったことが原因と推測される。実際に、この100年間に十勝海岸は0.3~0.4 m の沈降があったことが報告されている[27]。なお、Fig. 10 における海水準変動を見ると、約1,700年前に海水準が上昇した時期があり、この時は一時的に砂州が成長したことが想像される。

#### 4. 4. 礫層の地下水流出寄与

中尾[1]および Chikita et al. [2]によって指摘された、砂州中の礫層を流出経路とする湖水の外海への被圧地下水流出について、今回得られた透水係数の空間分布から、その実相を検証した (Fig. 11)。

現場透水試験 (Fig. 11 の縦矢印) では、4 地点の異なる深さの礫混じり砂層で  $10^{-1} \sim 10^2 \text{ cm s}^{-1}$  オーダーの

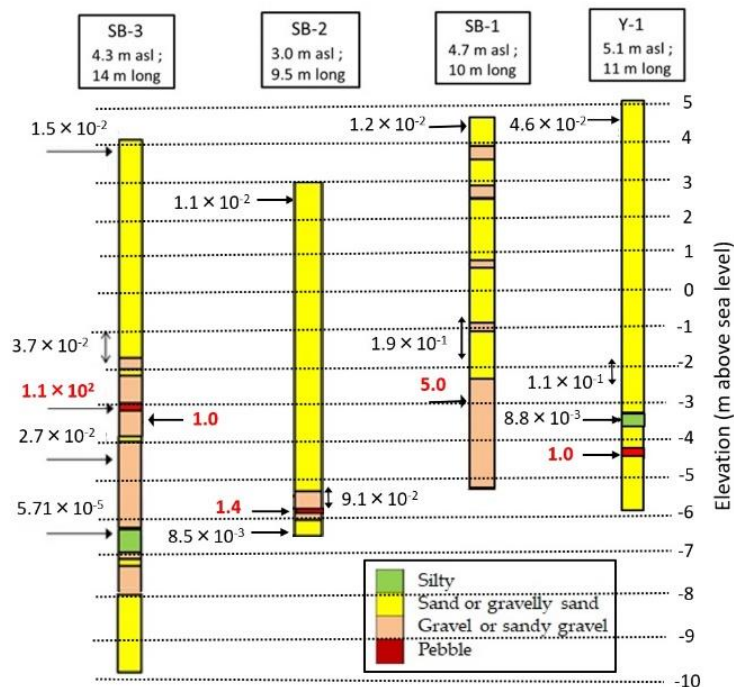


図 11. 4 本のコアにおける透水係数の分布( $\text{cm s}^{-1}$ )。赤い数値は  $1 \text{ cm s}^{-1}$  以上の場合を示す。

Fig. 11. Distributions of hydraulic conductivity ( $\text{cm s}^{-1}$ ) obtained for the four cores. Red values show the hydraulic conductivity at  $100 \text{ cm s}^{-1}$  or more in each core.

透水係数が求められた。また、室内試験と粒度分析結果から、SB-3 地点の粗礫層は  $10^2 \text{ cm s}^{-1}$  オーダー、SB-2 地点と Y-1 地点の粗礫層、SB-1 地点の礫層では  $1 \text{ cm s}^{-1}$  オーダーの透水係数が算定された。

砂州の大部分を構成する砂層の透水係数は  $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$  オーダーであった。また、SB-3 地点のシルト混じり層では  $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$  オーダーで、上部の礫層とは大きな差があった。

以上から、各堆積コアの透水係数の最小と最大で 2～4 桁の差があった。つまり、通る水量として 100 倍～10000 倍の差があることになる。一般的に、 $10^2 \text{ cm s}^{-1}$  の透水係数では被圧地下水をつくる難透水層とは成りえない。しかし、十勝海岸潟湖群では透水係数の差によって、砂層が相対的に難透水層となり、被圧地下水流出に寄与することが考えられる。十勝海岸潟湖の砂州を通しての被圧地下水流出は、中尾[1]や Chikita et al. [2]による潟湖の水収支評価から指摘されている。実際、湖水位が海面より高い閉塞時に、生花苗沼の開口部付近で砂州の頂上付近の海側を湖面下まで掘り下げても湖水の滲出は一切認められなかった。これは、砂層が礫層にくらべ難透水層になりうることを示唆する。

ここで、Chikita et al. [2]が議論した砂州を通しての被圧地下水流出について考える。被圧地下水流出量  $Q(\text{m}^3 \text{ s}^{-1})$  は、被圧帯水層の厚さ  $D(\text{m})$  とすると次式で表される：

$$Q = BDk(H_1\rho_w - H_2\rho_s)/(\rho_w L) \quad (5)$$

ここで、 $k$ ；透水係数 ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $B$ ；砂州の長さ(m)、 $H_1, H_2$ ；それぞれ上部難透水層下端から沼水位および海水位までの高さ(m)、 $L$ ；砂州の横断方向の流出経路長(m)、 $\rho_w, \rho_s$ ；それぞれ湖水および海水の密度( $\text{kg m}^{-3}$ )である。

ここで、Chikita et al. [2]を参考に、 $Q = 1.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}, L = 60 \text{ m}, H_2 - H_1 = 2.0 \text{ m}$  とし、 $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}, \rho_s = 1030 \text{ kg m}^{-3}$  として、 $k, D, H_1, H_2$  に Fig. 11 での各掘削点の礫層の値を入れると、SB-1 地点では  $k = 0.05 \text{ m s}^{-1}, D = 2.70 \text{ m}, H_1 = 4.3 \text{ m}, H_2 = 2.3 \text{ m}$  から  $B = 230 \text{ m}$ 、SB-2 地点で  $k = 0.0025 \text{ m s}^{-1}, D = 0.68 \text{ m}, H_1 = 7.3 \text{ m}, H_2 = 5.3 \text{ m}$  から  $B = 19,600 \text{ m}$ 、SB-3 地点では  $k = 0.10 \text{ m s}^{-1}, D = 1.9 \text{ m}, H_1 = 3.7 \text{ m}, H_2 = 1.7 \text{ m}$  から  $B = 160 \text{ m}$  と求まる。これより、砂州は全長  $B = 2,500 \text{ m}$  のため SB-2 地点の条件は不相当である。また、SB-1 地点はその湖側の湖底には生花苗川からの土砂で細粒な湖底堆積物が堆積している可能性があり、礫層が帯水層として機能しないと考える。Chikita et al. [2]では、 $k = 0.011 \text{ m s}^{-1}$  とすると被圧帯水層の平均層厚  $1.35 \pm 0.16 \text{ m}$  で  $B = 2,000 \text{ m}$  と求められている。これを参考にすると、先に与えた SB-3 地点の  $k, D$  値からは

$B = 156 \pm 19 \text{ m}$  と求められる。これは Fig. 11 からの  $B = 160 \text{ m}$  とほぼ符合する値である。

以上から、SB-3 地点から南西方向に類似した透水係数を持つ被圧帯水層が存在することが推測される。SB-3 地点より開口部までは約 800 m の距離があるが、Chikita et al. [2]による生花苗沼湖盆図と沼側の砂州底部の底質をみると、この区間の湖底は砂州に沿ってかなり急峻で礫質に富む。これは、開口時での湖流が強く細粒な湖底堆積物が侵食され外海へ流出されやすいことを意味する。このため、SB-3 地点より南西に分布する砂州内礫層は、被圧地下水流出を引き起こす帯水層として機能していると考えられる。いずれにしても、この礫層の空間分布については、さらなる掘削による検証が必要である。

#### 4. まとめ

十勝海岸潟湖群の中から生花苗沼と湧洞沼の砂州上で掘削を試み、計 4 点でそれぞれ約 10 m 長のコアを採取した。掘削コアに対する堆積年代と礫層・粗礫層の起源特定から砂州の発達・成長を考慮した潟湖の形成過程を考えた。この中で、掘削地点 3 点で粗礫層が見つかり、津波や高波による堆積物の可能性が示唆された。

粗礫層や他の礫層の起源を岩種の特定によって推定した結果、礫～粗礫はほとんど全て日高変成帯から供給された礫であることが分かった。つまり、日高変成帯の深成岩・変成岩を多く含む礫が歴舟川・十勝川を通して太平洋へ流出し、高潮や津波によって堆積したと考える。

コアの堆積状況、放射性炭素年代測定および海水準変動を照合し、砂州の形成史を推測した。沿岸流の流向を考慮すると、砂州は北東から南西へと成長したことが考えられる。生花苗沼の SB-3 地点コアを見ると、シルト混じり層が堆積した約 8,000 年より以前では SB-3 地点は湿地化しており、約 6000 年前に生花苗沼が誕生し、さらに海水準が高位な 5300～4800 年前の間に砂州が急速に発達したと考えられた。この砂州の急速な発達により、粗礫層が全て侵食されずに保存され、その後約 4500 年かけて約 1 m の堆積があり、この 100 年の海岸沈降により約 2 m 堆積した、と推測された。

先行研究で指摘された、礫層が被圧帯水層としての役割を持つことについて、掘削中の現場透水試験とコアサンプルの室内透水試験・粒度分析の結果から砂州中の透水係数を求めた。その結果、粗礫層を含む礫層と砂州の大部分を構成する砂層の間で透水係数に 2～4 桁の差があった。この透水係数の差によって、砂層が相対的に難透水層となり、被圧地下水流出を引き起

こしていると考えられた。この被圧帯水層の存在は局所的に変化する可能性が高いが、砂州に沿ってSB-3地点から160 m程度の長さをもつことが計算から求められた。

本研究では、砂州上掘削に基づく砂州の年代決定と層構造から、潟湖の形成史と砂州の水文学的機能の2点について検討した。両者は、互いに関連性の低い内容に思えるが、礫層・粗礫層をキーワードとして十勝海岸潟湖群を形成する砂州の大きな特徴を示す知見が得られたと考える。課題として、掘削本数がわずか4本であり、さらにC<sup>14</sup>年代の決定が2本に限られたため、潟湖の形成過程や地下水流出系をより詳細に探るには、今後、さらなる掘削を試み議論する必要がある。

### 謝辞

砂州上掘削にあたり、(株)安住ボーリングには多大の協力を得た。ここに感謝申し上げます。また、岩石種の特定について北海道大学大学院理学研究院の川村信人特任准教授には多くのご指導を賜った。さらに、放射性炭素年代測定については名古屋大学宇宙地球環境研究所の北川浩之教授にご協力頂いた。薄片の作成・観察にあたり、北海道大学大学院理学研究院技術部薄片技術室の皆様には多くのご協力とご助言を頂いた。ここに厚く御礼申し上げます。

なお、本研究は、2015～2016年度東京大学地震研究所共同利用(課題番号2015-Y-海溝型1および2016-Y-海溝型1)による援助を受けた。

### 参考文献

1. 中尾欣四郎 (1990): 海岸湖沼の海への開口頻度の水収支評価と沼環境の変遷. 地質学論集, 第36号, p. 89-102.
2. Chikita, KA, Iwasaka, W, Mamun, AA, Ohmori, K, Itoh, Y (2012): The role of groundwater outflow in the water cycle of a coastal lagoon sporadically opening to the ocean. *Journal of Hydrology* **464-465**: 423-430. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.07.035>
3. Young, M, Feyrer, F, Fong, D, Johnson, R, Kraus, T, Larwood, V, Stumpner, E, Young, M (2022): Ocean connectivity drives trophic support for consumers in an intermittently closed coastal lagoon. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **264**: 107665. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107665>
4. Mahapatro, D, Panigrahy, RC, Panda, S (2013): Coastal lagoon: Present status and future challenges. *International Journal of Marine Science* **3**: 178-186. <http://doi.org/10.5376/ijms.2013.03.0023>
5. Gunaratne, GL, Tanaka, N, Amarasekara, GP, Priyadarshana, T, Manatunge, J (2011): Impact of rubble mound groyne structural interventions in restoration of Koggala lagoon, Sri Lanka; numerical modelling approach. *Journal of Coastal Conservation* **15**:113-121. <http://doi.org/10.1007/s11852-010-0125-0>
6. Suzuki, MS, Ovalle, ARC, Pereir, EA (1998): Effects of sand bar openings on some limnological variables in a hypertrophic tropical coastal lagoon of Brazil. *Hydrobiologia* **368**: 111-122. <http://doi.org/10.1023/A:1003277512032>
7. Oertel, G (1985): The barrier island system. *Marine Geology* **63**: 1-18. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90077-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90077-5)
8. Gharagozlou, A, Dietrich, JC, Massey, TC, Anderson, DI, Gorski, JF, Overton, MF (2021): Formation of a barrier island breach and its contributions to lagoonal circulation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **262**: 107593. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2021.107593>
9. Evans, MW, Hine, AC, DANIEL F. Belknap, DF, Davis Jr, RA (1985): Bedrock controls on barrier island development: West-central Florida coast. *Marine Geology* **63**: 263-283. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90086-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90086-6)
10. サロマ湖養殖漁業協同組合(2017): サロマ湖塩分状況. 養殖センターだより, 第42号, p.1.
11. Zirino, A, Elwany, H, Neira, C, Maicu, F, Mendoza, G, Levin, L (2014): Salinity and its variability in the Lagoon of Venice, 2000-2009. *Advances in Oceanography and Limnology* **5**: 41-59. <https://doi.org/10.1080/19475721.2014.900113>
12. 田内 堯・浜口秀隆(1976): 八郎潟淡水湖の実績. 農業土木学会誌 **44**: 826-830. [https://doi.org/10.11408/jjsidre1965.44.9\\_826](https://doi.org/10.11408/jjsidre1965.44.9_826)
13. 白石建男(1990): 秋田県八郎潟の完新世地史. 地質学論集第36号: 47-69.
14. 小林智仁・藤田龍之・知野泰明(2000): 八郎潟干拓事業の成立過程の変遷について. 土木史研究 **20**: 193-196. <https://doi.org/10.2208/journalhs1990.20.193>
15. 松原彰子(2001): 浜名湖および浜松低地の砂州地形. 慶應義塾大学日吉紀要, 社会科学第11号 20-32.
16. 安井賢・鴨井幸彦・小林巖雄・卜部厚志・渡辺秀男・見方功 (2002): 越後平野北部の沖積低地における汽水湖沼の成立過程とその変遷. 第四紀研究 **41**: 185-197. <https://doi.org/10.4116/jaqua.41.185>
17. 杉浦次郎(1956): 日本近海における親汐について. 日本海洋学会誌 **12**: 117-119. <https://doi.org/10.5928/kaiyou1942.12.117>
18. 洪 完(2021): AMSの計測システムの概略. 日本質量分析学会誌 **69**: 182-189.

- <https://doi.org/10.5702/massspec.S21-4>
19. 進士喜英・松岡永憲(2020): 原位置地下水調査法の留意点と建設現場での活用. 4. 単孔式透水係数. 地下水学会誌 **62**: 89-111. <https://doi.org/10.5917/jagh.62.89>
  20. 地盤工学会(2017): 単孔による現場透水試験. 地下水調査に用いる井戸理論式の整理及び解説, 第2章, 2p.
  21. 土質工学会土質工学ハンドブック改訂編集委員会編(1990): 土質工学ハンドブック. 土質工学会 1505p.
  22. Creager, WP, Justin, JD, Hinds, J (1945): *Engineering for Dams, Vol. III, Earth, Rock-fill, Steel and Timber Dams*. John Wiley & Sons, Inc., N.Y., p.645-649.
  23. Urumović, K, Borović, S, Urumović Sr, K, Navratil, D (2019): Validity range and reliability of the United States Bureau of Reclamation (USBR) method in hydrogeological investigations. *Hydrogeology Journal* **28**: 1-12. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02080-2>
  24. 地盤工学会地盤調査規格・基準委員会編(2013): 地盤調査の方法と解説. 地盤工学会, 丸善出版, 1300p.
  25. 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003): 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例-. 第四紀研究 **42** : 67-81. <https://doi.org/10.4116/jagua.42.67>
  26. 武田一郎 (2007): 砂州地形に関する用語と湾口砂州の形成プロセス. 京都教育大学紀要, No. 111, p. 79-89.
  27. 重野聖之・七山 太・須藤雄介・嵯峨山積・長谷川健・安藤寿男(2013): 北海道東部厚岸沿岸低地の完新世バリアーシステムと海水準変動の復元. 地質学雑誌 **119**: 171-189. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2012.0081>
  28. 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015): 我が国の地質環境について: 隆起・侵食. URL <http://www.nsr.go.jp/data/000103988.pdf> (2022年3月7日時点)

受付: 2022年3月15日

受理: 2022年6月29日

## 2022 年度会務報告

運営委員長・知北和久

### I. 全国大会の開催

2022 年度陸水物理学会第 43 回大会は、2022 年 11 月 5 日(土)～6 日(日)に北海道河川財団の後援により、初めて北海道・釧路市で開催された(実行委員長: 室工大・中津川誠氏)。今回も新型コロナウイルスの感染状況を見極めながら、11 月 5 日は釧路市観光国際交流センターでハイブリッド形式による 19 件の研究発表、特別講演(釧路国際ウェットランドセンター・新庄久志氏)および総会、11 月 6 日に野外巡検(釧路湿原国立公園; 案内人・中津川誠氏)が行われた。また、研究発表会後には研究交流会も実施された。研究交流会と野外巡検の実施は、実に 3 年ぶりであった。研究発表会の参加人数は、オンライン参加者を含め計 31 名、野外巡検参加者は計 21 名であった。開催中は、連日快晴に恵まれ、研究発表・特別講演での充実した討論、巡検における中津川誠氏による丁寧な解説が印象的であった。

### II. 運営委員会報告

全国大会の開催に先立つ 2022 年 11 月 4 日(金)に、観光国際交流センター近くの会場で運営委員会が開催された。出席者は 10 名であった。

#### 議題:

- 1) 次期運営委員長について  
審議の結果、現運営委員長の知北和久氏の再任が了承された。任期は、2023 年 4 月 1 日～2026 年 3 月 31 日の 3 年間。
- 2) 2023 年度の全国大会開催地について  
研究発表会の候補地として、「新潟大学駅南キャンパスときめいと」(新潟市中央区笹口 1 丁目 1 番地)(世話人、新潟大学・河島克久氏)  
日程(案): 2023 年 11 月 11 日(土)～12 日(日)  
巡検先(案): 奥只見湖と紅葉(魚沼市)または日本三大峡谷・清津峡(十日町市)
- 3) 地惑連合大会の学協会委員  
福岡大・柴田智郎氏、金沢大・阪田義隆氏の 2 名の会員が学協会委員として選出され了承された。
- 4) 陸水物理学会奨励賞の設置  
当会に、優れた若手研究者を表彰する奨励賞を設けることが審議され了承された。今後、この賞を含め学会賞の規程の改定を事務局で行うこととなった。

#### 報告:

- 1) 2022 年度学会賞の選考結果  
功績賞: 由佐悠紀氏、池田隆司氏、浦野慎一氏  
学術賞: 知北和久氏  
論文賞: 知北和久氏
- 2) 編集委員会からの報告  
大八木編集委員から以下の報告があった。  
(1) 投稿受付状況と原稿の査読、受理、却下の通知について  
(2) 編集委員の増員(2 名増員)について  
(3) 第 4 巻の掲載状況について  
(4) 2023 年 第 5 巻発行に向けた巻頭言について  
(5) その他  
・J-Stage への予稿集(陸水物理学会報)のアップロードについて
- 3) 2023 年度地惑連合大会 AGU との共同セッション「流域圏生態系における物質輸送と循環: 源流から沿岸海域まで」の共催  
(代表コンビーナー: 熊本大・細野氏)
- 4) 会計報告  
2021 年度、および 2022 年 11 月までの収支決算について、事務局・知北より報告があり、これが了承された。
- 5) 新会員  
(敬称略)  
一般、2021 年度: 宇佐見亜希子、松本嘉孝、田代 喬、山本敏哉、野崎健太郎  
2022 年度: 亀田貴雄、Shaidyldaeva Nargiza、  
学生、2021 年度: 小田理人、山形えり奈、乙幡正喜、牛津貴博  
2022 年度: 上羽京太郎、花田心吾  
会員総数 147 名
- 6) 大会実行委員長角印の作成  
大会運営を円滑にするため、大会実行委員長角印が作成された。

### III. 総会報告

2022年11月5日(土)に、釧路国際交流センターにてハイブリッド形式で総会が開催された。

#### 議題：

- 1) 次期運営委員長について
- 2) 2023年度全国大会の開催地について
- 3) 地感連合大会の学協会委員の選出
- 4) 陸水物理学会奨励賞の設置

以上の議題, 1) ~4) について, 事務局・知北より運営委員会での審議内容が説明され, これが承認された。

#### 報告：

- 1) 学会賞の選考結果
- 2) 編集委員会からの報告  
大八木編集委員より会誌の編集状況等について報告があり, 了承された。
- 3) 2023年度地感連合大会AGUとの共同セッションへの共催
- 4) 会計報告
- 5) 新会員紹介
- 6) 大会実行委員長角印の作成陸水物理学会の参加

以上の報告事項, 1) , 3) ~6) について, 事務局・知北より報告があり, 承認された。



## 「陸水物理学会誌」投稿規程

陸水物理学会誌（英文名：Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology）は陸水物理学会の機関誌で年1回から数回発行される。本誌には、広く陸水学に関する報文、その他を掲載する。本誌の発行は、学会のホームページ上に pdf ファイルの形で公開される。

### 1. 投稿者

第一著者あるいは責任著者は正会員に限る。ただし、編集委員会が依頼する原稿についてはその限りではない。

### 2. 投稿の種類

陸水およびその関連分野の報文（原著，総説，短報，報告）および書評とする。

(a)原著：独創性あるいは新規性のある研究論文で、価値ある結論あるいは事実を含む未発表のものとする。

(b)総説：その分野の研究の進捗状況，現状，展望などを総括した論文で、全体として一つのまとまった主張が展開されている未発表のものとする。

(c)短報：新しい事実や価値ある内容を含む論文，あるいは速報的価値のある内容やデータを含む論文で、未発表の比較的短いものとする。

(d)報告：陸水学に関する野外調査報告，講演記録，シンポジウム報告などの学術的な報告とする。

(e)書評：書籍などの書評。対象書籍等の著者が会員，または書評執筆者が会員とする。

### 3. 用語と制限ページ

投稿原稿で使用する言語は日本語と英語の両方とし，日本語の場合は英語のタイトルとアブストラクトをつける。図表中の言語は英語とし，本文で日本語を使用の時は図表の説明は英語と日本語の併記とする。

原著および総説の刷上りは 20 ページ程度以内，短報および報告は 10 ページ以内，報告は 5 ページ以内とする。カラーの図・写真は掲載可能で，これによる著者へ負担は生じない。書評の刷上りは 2 ページ以内とする。

### 4. 原稿の作成

学会ホームページから Microsoft Word ファイル形式の投稿用テンプレートと投稿票をダウンロードし，別に定める執筆要領に従い本文，図表，引用文献など作成する。また，必要事項を投稿票に記入する。

## 5. 原稿の投稿と受付

### (a) 投稿方法

原稿および投稿票を電子メールに添付して編集委員長に送信する。

### (b) 受付通知

受付の可否は、原稿が投稿用テンプレートの様式に従って作成されているかどうかの審査後、原則として1週間以内に、編集委員長から投稿者に通知される。期間を過ぎても受付通知が到着しない場合は、編集委員長に連絡すること。

## 6. 原稿の査読と受理または却下の通知

受け付けられた原著、総説、短報、報告の原稿は、複数の専門家による査読を受け、掲載の可否が判断される。査読の過程では原稿ごとに担当編集委員が置かれ、著者との連絡を行う。査読に要する期間は3週間程度以内である。査読の結果、修正を要すると判断された場合、担当編集委員はその内容を著者に伝え、修正を求める。修正原稿または査読結果への反論は、原則として3週間以内に再投稿しなければならない。修正原稿提出の際、著者は査読者からの修正意見毎に修正内容、修正箇所、反論などを明示した修正リストを提出すること。特別の理由なく1ヶ月を経過した場合は、その原稿は著者が取り下げたものと判断される。陸水物理学会誌への報文の掲載可否は、査読の最終結果を踏まえ、編集委員長が最終的に判断する。著者への受理または却下の通知は、編集委員長が行う。

## 7. 清書原稿の作成と校正

原稿が受理された場合、著者は編集委員会による英文校閲結果を含めて速やかに校正を行い、清書原稿を編集幹事に送付する。清書原稿における文章や図表の変更は、編集委員の指示によるもの以外は認められない。印刷原稿の著者校正は、原則として初校のみとし、再校以後は編集委員会が行う。

## 8. 掲載原稿の著作権

(a) 本誌に掲載された原稿の著作権は、陸水物理学会に帰属する。

(b) 陸水物理学会による著作権の行使は、電子化および電子ネットワーク上での公開を含む。

(c) 本誌に原稿を投稿する者は、著作権に関する条項を事前に承諾したものとみなされる。

## 9. 附則

本規程は、2020年4月1日より施行する。

## 「陸水物理学会誌」執筆要領

### 1. 文章の作成

陸水物理学会ホームページにある投稿用テンプレート（Microsoft Word ファイル）をダウンロードし、その様式に従って原稿を作成する。テンプレートにおいては、日本語摘要は1行48字でMS明朝10pt、英語摘要はTimes New Romanの10ptで作成のこと。本文は2段落1行21字で、日本語はMS明朝10.5pt、英語はTimes New Roman 10.5ptで作成のこと。原稿における式の使用はテンプレートでのWordファイルで「挿入」「数式エディタ」から行うこと。

### 2. 原稿の構成

#### (a) 投稿の種別

最初のページの1行目左に投稿の種別（原著論文・短報・報告・総説）を明記する。

#### (b) 原著論文・短報・報告・総説の種別に続けて、次の順序で記述する。①和文表題，②和文著者名，③英文表題，④英文著者名，⑤和文摘要，⑥英文摘要，⑦和文の所属と住所，⑧英文の所属と住所

ただし，⑦和文の所属と住所，および⑧英文の所属と住所はテンプレート1ページ目下の脚注に記載のこと

#### (c) 摘要とキーワード

和文摘要は300字以内，英文摘要は200語以内で，いずれも10ptを使用のこと。

キーワードは和文・英文とも5語以内で，いずれも10ptを使用のこと。

#### (d) 本文は「はじめに」と記して書き始める。原著論文と短報は，「方法（材料と方法，観測，調査など）」、「結果」「考察」（または，「結果と考察」「結果と討論）」「まとめ」（または「結論）」「謝辞」「参考文献」の順で記載し，各項目に番号付けを行う。各項目の中には必要に応じて小項目を置くことができる。小項目にも番号を付ける。総説の構成は「はじめに」以外の邪分は特に指定しないが，内容が理解されやすいように適宜項目や小項目を設定する。

### 3. 活字指定と表示法

テンプレートではMicrosoft Wordを使用しており，本文の日本語はMS明朝体の10.5pt，図表は全て英語表現とし，図表中の英数字はTimes New Roman体とする。図は鮮明な画像ファイル（拡張子jpg, gif, pngなどのファイル）を使用し，表は字体のサイズが変更できるオリジナルを挿入のこと。句読点は（。）および（,）とし，和文中は全角，英文中は半角とする。

図表の番号は、“**図 1.**”や“**Fig. 1.**”のように MS 明朝体と Times New Roman の**ボールド表示**で 10 pt とし、この後に続く図表の説明文は、普通字体で和文・英文共に 10 pt で書くこと。

図表を本文中で引用する場合、**Fig. 1, Figs. 2-4, Table 1** などと Times New Roman の**ボールド表示** 10.5 pt で記すこと。なお、**Fig.** , **Figs.** , **Table** と番号の間には半角空白を挿入のこと。写真は図として扱う。

#### 4. 単位や日付などの表記

本文、図表ともに SI 単位を用いる。m s<sup>-1</sup>, J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> のような半角空白を挿入した指数表示とし、m/s, J/kg/K のような表現は使わない。数字や欧文表記は半角文字を使用する。日付の表示は西暦を用い、図表中やその英語説明文では mm/dd/yyyy や mm/dd の形式とする。

#### 5. 引用文献の記載

##### (a) 本文中の引用

本文中の文献の引用は、引用順に[1] , [1-3]のように記して、最後の「参考文献」にこの順番で記載する。本文中で引用する場合は“奥田[4]によれば...”のような表記とする。著者が多い文献は、“中尾ほか[5]によれば....”のような表記とし、「参考文献」には著者全員の名を記載すること。

##### (b) 文献リストの作成

「文献」の項目には本文中に引用されたものすべてを記載する。記載順序は引用順とする。雑誌名は省略しないで表記し、英語の雑誌名はイタリック体にする。なお、DOI (Digital Object Identifier)が付与されている論文については、下記の「記入方法」に従い必ず記載すること。

#### 記入方法

##### ア. 論文

##### 和文の場合

「著者名 (年号) : 題目. 雑誌名, 巻 : ページ. DOI」の順に記載する。著者と著者の間は「・」でつなぐ。雑誌名と巻の間は半角空白にし、巻数は半角のボールド表示とする。数字と( )は、Times New Roman を使用のこと。

例) 福富孝治・中尾欣四郎・三好日出夫・田上龍一 (1968): 登別温泉大湯沼の水収支および熱収支. 北海道大学地球物理学研究報告 **19**: 1-19. <https://doi.org/10.14943/gbhu.19.1>

藤井 智康・奥田 節夫 (1995): 中海・宍道湖における連系振動. 陸水学雑誌 **56** : 291-296. <https://doi.org/10.3739/rikusui.56.291>

#### 英文の場合

「著者名(年号): タイトル. 雑誌名 (イタリック体), 巻 (ボールド表示): ページ.DOI」の順に記載する。著者が 2 名以上の場合は「,」でつなぐ。first name と middle name はイニシャルのみで「.」は省略する。

例) McMahon A, Moore RD (2017): Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams. *Hydrological Processes* **31**: 4477–4491. <https://doi.org/10.1002/hyp.11370>

Striegl, RG, Dornblaser, MM, Aiken, GR, Wickland, KP, Raymond, PA (2007): Carbon export and cycling by the Yukon, Tanana, and Porcupine Rivers, Alaska, 2001–2005. *Water Resources Research* **43**: W02411. <https://doi.org/10.1029/2006WR005201>

Fujii, T. (1997): Relationship of internal waves with tidal and wind drift effects and propagation of internal Kelvin waves in a brackish lake - Lake Nakaumi. *Japanese Journal of Limnology* **58**: 241-260. <https://doi.org/10.3739/rikusui.58.241>

#### イ. 単行本の場合

##### 和文の場合

「著者名 (年号): 書名. 出版社, 発行地, 総ページ」の順に記載する。

例) 吉村信吉 (1937): 湖沼学. 三省堂, 東京, 520p.

##### 英文の場合

「著者名 (年号): 書名. 出版社, 発行地, 国名, 総ページ」の順に記載する。

例) Dingman SL (2002): *Physical Hydrology*, 2<sup>nd</sup> ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, USA, 646p.

#### ウ. 単行本の章または分冊

##### 和文の場合

「著者名 (年号): 表題. 書名 (編著者), 引用ページ. 出版社, 発行地。」の順に記載する。

例) 奥田節夫 (1985): 土砂災害の危険範囲予測. 扇状地の土砂災害 (芦田和男編), 第 5 章, 155-191, 古今書院, 東京.

##### 英文の場合

例) Mosley MP, McKercher AI (1993): Stremflow. In *Handbook of Hydrology*, Chapter 8, Maidment DR, ed., McGraw-Hill, New York, USA, pp. 8.1-8.39.

#### エ. WEB ページ

##### 和文の場合

例) 気象庁 (2018): 日本活火山総覧 (第 4 版). URL: [https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu\\_jma\\_hp.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu_jma_hp.html) (2019 年 1 月 8 日時点)

英文の場合

例) National Weather Service (2019): Snow depth. URL: [https://www.weather.gov/nerfc/snow\\_depth\\_im](https://www.weather.gov/nerfc/snow_depth_im) (2019年1月7日時点)

## 「陸水物理学会誌」査読規程

### 1. 目的

この規程は、陸水物理学会誌の質を高め、陸水物理学および関連分野の一層の発展をはかるために定めるものである。

### 2. 論文の受付

論文の投稿があった場合、編集委員長は投稿論文の内容や原稿形式等を確認し、受付の可否を判断する。受付可と判断された場合には、担当編集委員を定めて論文の査読を依頼するとともに、投稿者に論文の受付日を連絡する。担当編集委員は査読者 2～3 名に論文の査読を依頼する。

### 3. 査読内容

査読者は、以下の基準 1) ～6) に基づいて査読し、客観的に掲載適否の判定を行うこととする。査読結果は別紙 1 の査読報告書にまとめて担当編集委員に送付する。査読に要する期間は概ね 3 週間とする。

- 1) 査読者は専門的見地から「論点及び事実の新規性」、「論拠の明示性」、「方法の再現性」、「考察の妥当性」、「全体を通した論理性」について意見及び判定案をまとめる。
- 2) 査読は内容の批判や討議を行うものではない。したがって見解の相違は掲載不適の理由とはならない。
- 3) 査読者は、著者に対して研究指導する立場にない。よって、投稿された原稿に対して、新たな調査や実験等の追加要求は極力避けなければならない。
- 4) 投稿された成果ができるだけ早く公表されるよう、査読者は査読期間を遵守しなければならない。
- 5) 査読者は査読により知り得た掲載前の原稿の内容を、いかなる形でも利用・剽窃・漏洩してはならない。
- 6) 個々の投稿原稿についての査読者名は原則として公表しない。また、著者との折衝はすべて編集委員会が行うこととし、査読者が著者と直接に折衝してはならない。

### 4. 査読結果の報告

担当編集委員は、査読者の査読報告書を参考として投稿論文の審査を行う。この審査で修正等が必要と判断された場合には、担当編集委員は投稿者に修正内容を連絡するとともに査読報告書を送付し修正原稿の提出を依頼する。修正原稿の提出のないまま特別の理由なく 1 ヶ月を経過した場合は、その原稿は著者が取り下げたものと判断される。

## 5. 再審査

担当編集委員は、投稿者から提出された修正原稿の再審査を行い修正が十分に行われて受理可能と判断された場合には、編集委員長にその審査結果を報告する。再審査の結果、査読者による再査読が必要と判断された場合には、査読者による再査読を行い、その結果を投稿者に連絡する。

## 6. 論文の受理

編集委員長は、担当編集委員から提出された審査報告書を基に担当編集委員と協議して論文の受理を決定する。論文が受理された場合には、編集委員長は投稿者に受理通知を送付する。論文が受理できない場合には、その理由を投稿者に連絡する。

## 7. 最終原稿の提出

投稿者は論文が受理された後、編集委員長に受理論文の最終原稿を電子ファイルで提出する。なお、編集委員長は最終原稿について、原稿の訂正を投稿者に求めることがある。

## 8. 印刷原稿の校正

オンライン版原稿の訂正を行う場合、印刷上の誤り以外の字句の訂正、挿入、削除は原則として認めない。

## 9. 査読規程の制定及び変更

この規程の制定及び変更は運営委員会の決議を経て行うものとする。

2019年3月1日制定



別紙1 (査読報告書様式)

年 月 日

査読報告書 (査読者 A 第1 審)

受付番号 : XXXX (原稿番号)

投稿分類 :  原著

総説

短報

報告

書評

表 題 :

著 者 :

査読者 :

判定結果 :  このまま掲載してもよい

指摘箇所を編集委員会で修正し掲載してよい

著者に戻して修正させ、編集委員会で確認し掲載してよい

著者に戻して修正させ、再度査読する必要がある

掲載は不適當である

編集委員会への意見 (著者に対しては開示されません)

著者へのコメント :

1) 全体的意見

2) 個別的意见 (ページ・行, 指摘事項)

## 編集後記

陸水物理学会誌第4巻をお届けします(表紙は2022年度陸水物理学会鉚路大会(第43回)巡検「鉚路湿原国立公園細岡展望台(谷口智雅会員より提供頂いた)」。2019年度より陸水物理学会としてスタートして以来、陸水物理学会誌も第4巻を無事に発刊できました。

会員の皆様の熱心な論文のご投稿、編集作業へのご協力により、今巻も2編の論文を掲載することが出来ました。ここに、会員の皆さまに感謝申し上げます。

コロナ禍の影響はまだまだ続いており、フィールドワークの実施、学会運営など、不都合なことばかりです。その一方で、オンラインあるいはハイブリッドでの学会開催に見られるように、オンラインシステムを駆使しての学会運営や会議のあり方などが急速に変わ

り、遠方にいながらも学会へ参加出来るなど良い点もありました。しかしながら、研究に関する議論をはじめ、世間話も含め、対面で何かを行うことの重要性をあらためて感ずるところです。

この様な状況ではありますが、本学会の発展と世間にインパクト与え、また個性ある学会誌をつくって行くために会員の皆様のご協力を今後ともどうぞよろしくお願い致します。

(編集委員長 藤井智康)

### 陸水物理学会

事務局	会長	鈴木 啓助 (信州大学)
	運営委員長	知北 和久 (北海道大学)
編集委員会	委員長	藤井 智康 (奈良教育大学)
	委員	大八木 英夫 (南山大学)
	委員	柴田 智郎 (福岡大学)
	委員	谷口 智雅 (三重大学)
	委員	山田 誠 (龍谷大学)

陸水物理学会誌 第4巻 第1号

2022年12月1日発行

発行 陸水物理学会

〒001-0021 札幌市北区北21条西11丁目

北海道大学北極域研究センター知北和久気付

電話・FAX TEL: 011-706-9074(代) FAX: 011-706-9623

E-mail [chikita@sci.hokudai.ac.jp](mailto:chikita@sci.hokudai.ac.jp)

URL <http://jsph.sub.jp>

※本冊子内容の無断の複製・転載を禁ず

# Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology

Vol. 4, No. 1

December, 2022

## Contents

<b>Foreword</b> .....	Shinichi URANO	...	1
<b>Original Paper</b>			
Submarine hot spring discharges along the coast of Beppu Bay as observed by radon towing survey .....	Shinji OHSAWA, Tatsu KISHIDA, Hisami HONDA, Taketoshi MISHIMA Ryo SUGIMOTO and Makoto TANIGUCHI	...	3
<b>Original Paper</b>			
Formation processes of coastal lagoons and hydrological function of sandbar introduced from sandbar drillings: Tokachi coastal lagoons, Hokkaido .....	Kazuhisa A. CHIKITA, Shingo MAYEDA, Yoshitaka SAKATA, Yuichi NISHIMURA and Hiroyuki UYEHARA	...	15
<b>Announcements</b> .....			27
<b>Instructions for Authors</b> .....			29
<b>Submission Guidelines</b> .....			31
<b>Peer Review Regulations</b> .....			35
<b>Editor's Postscript</b> .....			38

Published by

**The Japanese Society of Physical Hydrology**

Hokkaido University Arctic Research Center

Kita-21 Nishi-11 Kita-ku, Sapporo 001-0021, Japan

<http://jsph.sub.jp/>