

北海道 胆振地方, 白老地域と周辺 3 広域地域の「温泉水」の
地球化学・同位体化学的な特徴と起源
— 「深層熱水型資源」・「大深度（掘削）温泉」の事例研究—

茂野 博^{1,*}

Hiroshi Shigeno (2011) Characteristics and origins of the geothermal waters from the Shiraoi area, and three regional areas surrounding it in the Iburi district, Hokkaido, based on geochemistry and isotope geochemistry — A case study of the so-called “geothermal-water resources in deep sedimentary basins” and “hot-spring waters obtained by deep drilling” in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 62(3/4), p. 143-176, 11 figs, 6 tables.

Abstract: At the Shiraoi area located along Pacific Ocean between the west and central parts of Hokkaido, geothermal water of *ca.* 40-60 °C has been regionally produced in a large amount by 400 to 1,600 m deep drilling since 1960's. A study of geochemistry and isotope geochemistry for characterizing the hydrothermal systems distributed at *ca.* 1,500 m depth and down to *ca.* 3,000 m depth, and understanding their origins has been conducted not only at the Shiraoi area, but also in the three regional areas surrounding it (the Quaternary volcanic area to the west, Ishikari Lowland and the Paleogene area to the east) using surface, ground and geothermal waters. The results could be summarized, on the bases of the results of previously-reported various researches for these areas, as following (1) to (4):

(1) The Quaternary volcanic area, corresponding to the eastern-most mountain area of the west part of Hokkaido, where the Quaternary volcanic activity is prominent on the Neogene formations and pre-Neogene basement rocks, is characterized by the various kinds of hot springs naturally discharging. Especially at the Noboribetsu area, where high-temperature fumaroles and acidic alteration zones are observed, the contribution of the magmatic fluids has been estimated to the high-temperature high-salinity acidic to neutral Na-Ca-Cl type hot-spring waters based on the high δD and $\delta^{18}O$ values of the waters and others. Around the Karurusu hot-spring area, a hidden deep high-temperature (higher than 200 °C) hydrothermal system was discovered by the exploration-well drilling of the Geothermal Development Promotion Survey.

(2) The Shiraoi area is located in the west part of Hokkaido and corresponds to the coastal plain and hill area along the above (1) the Quaternary volcanic area, although also corresponds to the southwestern-most part of the following (3) Ishikari Lowland. In this area, the above geothermal waters of low-salinity neutral Na-Cl type (enriched in SO_4 at the west part and changing to Na- HCO_3 type at the east part), and the apparent geothermal gradient (the discharged-water temperature divided by the well depth) reaches as high as 90 °C/km at the west part. The above geothermal waters (especially at the west and central parts) have been estimated to be derived from the hidden deep essential high-temperature hydrothermal system which has been formed from the meteoric waters precipitated at the above (1) mountain area to the west by the conductive heating of the magma chamber and hot igneous body located deep underground, based on the close distribution of the Shiraoi area to the Quaternary volcanoes, the above chemical and thermal characteristics, the isotopic compositions of the geothermal waters (*ca.* +1,0 ‰ of the $\delta^{18}O$ value shift), the various high-temperature values (*ca.* 200 to 250 °C) estimated using the geochemical geothermometers (Na-K, Na-K-Ca, and water mixing model using SiO_2 concentrations), and others. It could be pointed out the similarity between the deep hydrothermal system and the one discovered around the above Karurusu hot-spring area, which is located fairly close to the Shiraoi area. The contributions of the magmatic fluids like the ones at the above Noboribetsu area seem to be small to the hydrothermal system at the Shiraoi area based on the water isotope data. Also, the contributions of the lake waters of Kuttara-ko and Shikotsu-ko, and the seawater and fossil seawater seem to be very limited to the system.

(3) Ishikari Lowland is a large-scale subsiding region where the thick marine sedimentary rocks of

¹ 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

* Corresponding author: H. SHIGENO, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan.

Neogene to Quaternary periods are distributed, and the geothermal gradient is low. The geothermal waters obtained by deep drilling in this region have been classified roughly into two types, namely, the high-salinity neutral Na-Cl type originated mainly from seawater (and fossil seawater) and regionally distributed at the depth, and the low-salinity neutral Na-HCO₃ type originated from meteoric water and distributed at the western part and others at the relatively shallow levels in Isikari Lowland. The low-salinity-type water from *ca.* 1,000 m depth at the Chitose-Rankoshi area, in the western part of Isiraki Lowland, shows specifically low δD and $\delta^{18}O$ values, suggesting that its water origin is meteoric water precipitated at *ca.* 1,000 m a.s.l. in the above (1) mountain area to the west (possibly at the colder period in the past). The low-salinity-type and high-salinity-type geothermal waters discharging from shallow wells at the Umaoi-Matsubara area, in the eastern part of Ishikari Lowland, have been estimated to be produced by the water up-flow from the depth along the active reverse faults and folds distributed at the area.

(4) The Paleogene area, located east to the above (3) Isikari Lowland and being the south and west marginal hill area of Yubari and Hidaka mountains, is characterized by the distributions of thick Cretaceous and Paleogene marine sedimentary rocks with numerous complex reverse faults and folds. The Hobetsu-Murakami mineral spring of low-temperature high-salinity neutral Ca-Na-Cl type water with high δD and $\delta^{18}O$ values is probably dominated by the fossil seawater of the late-stage diagenesis for the water origin. At the Yubari coal field located north to the area, the geothermal waters with the similar chemical characteristics have been developed by deep drilling (*ca.* 57 °C at *ca.* 1,500 m depth), and the fluid inclusions formed above 200 °C and distributed surrounding the large thrust faults have been observed in the core samples by the National Oil and Gas Exploration Drilling. These suggest that the geothermal waters with fairly high temperatures migrating from the depth are distributed, at least locally, at and around the Yubari and Hidaka mountains, which have been uniquely in an uplifting and fracture-developing environment due to the oblique subduction of the Pacific plate-slab, although the area is located at the forearc region of the Chishima (Kuril) arc.

Keywords: Hokkaido, Shiraoi area, Ishikari Lowland, hot spring, geothermal water, deep drilling, water chemistry, isotope geochemistry, electronic Earth-sciences information, synthetic analysis.

要 旨

北海道の西部と中央部の境界部に位置する太平洋岸の白老地域では、1960年代から深度400～1,600 mの坑井掘削によって、温度40～60°Cの温泉水が広域的に多量に湧出している。本地域を中心に周辺の3広域地域(西方の第四紀火山域、東方の石狩低地帯と古第三系域)を含めて、地下(特に深度～1,500 m深までおよび～3,000 m深まで)に賦存する熱水系の特徴と起源を明らかにする目的で、地表水・地下水・温泉水について地球化学・同位体化学的な調査・研究を行った。これらの地域についての従来の各種研究の成果を基礎として、その結果は以下の(1)～(4)のようにまとめられる。

(1) 第四紀火山域(北海道西部の東縁山地にあたり、先古第三系を基盤として新第三系が分布し、第四紀火山活動が活発)では、多様な温泉が自然湧出している。特に、登別地区(高温噴気地や酸性変質帯を伴う)では、高温・高塩濃度で酸性～中性・Na-Ca-Cl型の温泉が分布し、温泉水の高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値などからマグマ起源の流体の寄与が推定される。地熱開発促進調査の坑井調査によってカルルス地区周辺では、深部に隠された高温熱水系(～200°C以上)の存在が捕捉されている。

(2) 白老地域(下記(3)の石狩低地帯の南西端部にも

あたるが、北海道西部に位置して上記(1)の第四紀火山域に接する海岸平野～丘陵域)では、低塩濃度の中性・Na-Cl型(西部ではSO₄に富み、東部ではNa-HCO₃型となる傾向)の温泉水が上記のように湧出し、西部では最高90°C/kmに達する温泉水の湧出温度に基づく高い見掛けの「地温勾配」を持つ。本地域(特に西部・中部)の温泉水については、近接する第四紀火山群の分布、上記の化学的・温度的な特徴、温泉水の同位体組成(～+1.0‰の $\delta^{18}O$ 値シフト)、地球化学的温度計(Na-K温度計, Na-K-Ca温度計, 混合水モデルによるSiO₂温度計)による高い推定温度(200～250°C)などから、(1)の西方山地への降水を起源として地下深部のマグマ溜まり～高温火成岩体を伝導的な熱源とした潜頭性の本源的な深部高温熱水系(白老地域に近接する上記のカルルス地区周辺で捕捉されたものに類似)が起源となっている可能性が高いと推測される。 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の特徴などから、白老地域の熱水系については上記の登別地区のようなマグマ起源流体の寄与は小さく、また倶多楽湖・支笏湖の湖水、海水・化石海水の寄与は非常に小さいと言える。

(3) 石狩低地帯(新第三紀～第四紀の海成堆積岩類が厚く分布する大規模な沈降帯で、地温勾配が低い)では、「大深度温泉」は広域的に深部に分布し高塩濃度・中性・Na-Cl型の海水～化石海水を主要な起源とするものと、

西部などの相対的に浅部に分布し低塩濃度・中性・Na-HCO₃型の降水を起源とするものに概略的に2分される。石狩低地帯西部の千歳蘭越地区の深度～1,000 mからの低塩濃度のものは、特異的に低い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち、上記(1)の西方山地の標高～1,000 mの降水（過去の寒冷期の可能性あり）を起源としていると推定される。一方、石狩低地帯東部の馬追松原地区の浅い坑井からの低塩濃度と高塩濃度の温泉水は、分布する活逆断層・褶曲によって地下深部から温泉水が上昇していることを示す。

(4) 古第三系域（上記(3)の石狩低地帯の東方で、夕張山地の南縁部～日高山脈の西縁部の丘陵地にあたり、白亜紀～新第三紀の海成堆積岩類が厚く分布する複雑な逆断層・褶曲帯）に湧出する穂別村上地区の温泉水は、低温・高塩濃度の中性・Ca-Na-Cl型で高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち、起源水として続成作用が進んだ化石海水に富むと考えられる。北方の夕張炭田地域では、同様の化学的特徴を持つ「大深度温泉」（深度～1,500 mで～57℃）が開発されるとともに、石油・天然ガス基礎調査の「基礎試錐」のコア試料によって、衝上断層群の周辺に～200℃以上で生成した流体包有物の分布が報告されている。これらのことは、太平洋プレートスラブの斜め沈み込みによって、千島弧の前弧域に位置するが特異な隆起・断裂形成環境にある夕張山地～日高山脈とその周辺地域では、地下深部から上昇するかなり高温の温泉水が少なくとも局地的に賦存していることを示唆している。

1. はじめに

北海道の太平洋岸、苫小牧市の南西に位置する白老町（以下、白老地域と呼ぶ）では、1960年代から深度400～1,600 mの坑井掘削（ボーリング）によって、概略的に温度40～60℃の温泉水が広域的に多量に湧出している（例えば、福富ほか、1970；北海道立地下資源調査所、1977；浦上、2001）。白老地域は石狩低地帯とともに、西方の北海道西部（東北日本弧の北端部の火山性地域）と東方の石狩低地帯以東（千島弧前弧の南西端部の非火山性地域；夕張山地、日高山脈など）との接合部にあたる。北海道西部では高温～低温の化学的に多様な温泉が自然湧出しており、石狩低地帯では1970年代以降に「大深度（掘削）温泉」が多数開発され、その東方の夕張地域などでも「大深度（掘削）温泉」が一部開発されている。これらの多様な地域の様々な温泉水の特徴、起源、相互関係などについて、興味を持たれるところである。

さて、1970年代のエネルギー（石油）危機の時代に、地熱エネルギー利用の一環として、高温熱水・蒸気の発電利用のみならず、中温～低温の熱水の熱を直接多目的（例えば、地域暖房、給湯、融雪、施設園芸、養殖漁業、工業など）に使用することが世界的に進められた。日本でも、非火山性地域の堆積盆（人口が集中する平野部にあたる）などの地下深部に賦存する地下水・地層水を

「深層熱水」型地熱資源と命名し、大規模に多目的利用するための調査・研究が行われた（例えば、地質調査所、1980b, 安藤、1982；茂野、1982；小村、1981, 1985）。上記の白老地域も、石狩低地帯の一部として「深層熱水」の賦存地域に想定され、筆者ら（当時、工業技術院地質調査所）は1976～1977年に現地調査を行い、水地球化学的な分析・解析を進めた。しかし、その成果の公表は茂野・阿部（1977a, 1977b）の口頭発表に留まっていた。

近年、特に2000年以降、日本においても多様な電子地理・地球科学情報の公開が進むとともに、各種の情報処理が比較的容易に実行可能となってきた。この流れの中で、産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門における電子地理・地球科学情報を利用した継承・発展的な地熱資源評価（アセスメント）の研究の一環として、茂野（2004a）・地質調査総合センター（2007）は温泉水を中心に水地球化学データの簡易統合的な処理システムを開発・公開した。このシステムの開発途中段階のものを試用して、茂野（2004b）は上記の白老地域のデータを再解析・再検討し、成果の口頭発表を行った。

その後さらに、茂野（2011）は3次元地盤地質情報などの公開電子情報を利用して、より広域的に石狩低地帯とその周辺域の「大深度温泉」の化学組成と地下地質の3次元分布の検討を行った。本説は、これらの手法を利用して、懸案となっていた上記の白老地域とその周辺の3広域地域の水地球化学研究を、再解析・再検討して取りまとめるものである。

なお、語源的に「温泉（hot spring）」や「温泉水（hot-spring water）」は自然状態で湧出しているものを指すが、日本では坑井掘削を通じて動力揚湯で得られる地下の温水・熱水（geothermal water）なども「温泉」・「温泉水」と呼ばれて浴用や観光に利用されており、行政的・社会的にも受け入れられている。これは学術的に必ずしも妥当ではないが、本説でも湧出前のもを含めて多くの場合に用語として「温泉水」を使用した。また、本説の各種の図表では、便宜的な理由や過去の経緯があり、また小縮尺でもあるため、旧日本測地系を使用した。表題の「胆振地方」については、歴史的に明治維新のころの胆振国（現千歳市などを含む）から室蘭支庁（1897年以降；該当地域縮小化）、胆振支庁（1922年以降）、胆振総合振興局管内（2010年以降）への変化があるが、最後者については名称が長いために使用に難があり、また千歳地域を含める意味もあって、本説では表題の名称を用いた。

2. 調査地域の概要

本説の調査対象地域について、索引図を第1図(A)・(B)に示す。調査地域の東西幅は、約100 kmである。

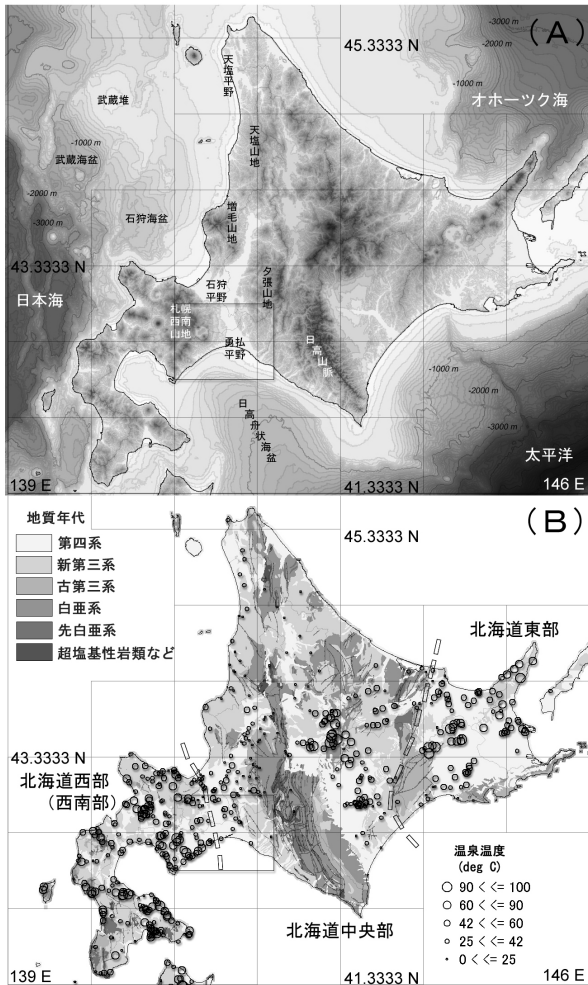
本説に先行して関連情報を取りまとめた茂野（2011）

は、各種の公開電子地理・地球科学情報を処理して、北海道のミニアトラスを試作・公開すると同時に、本説の対象地域（特に、石狩低地帯）について概要を整理した。以下の説明はこれに沿い、部分的により詳しく述べるが、必要に応じて茂野（2011）を参照されたい。第1表に、第1図、第2図などの作成に使用した電子地理・地球科学情報の一覧表を示す（これらは、本説末尾の文献から

は除外した）。

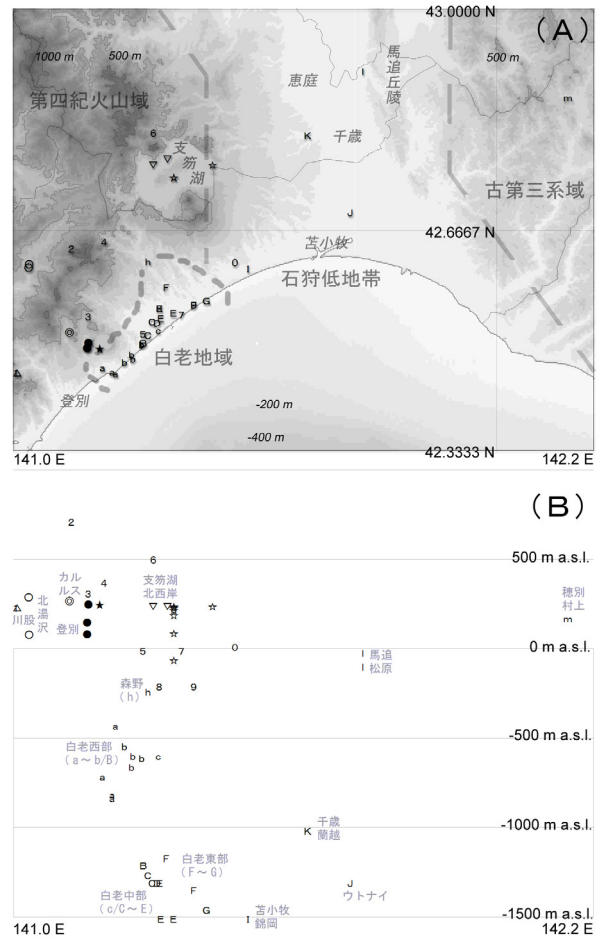
本説では、調査対象地域を西から東へ、(1) 第四紀火山域、(2) 白老地域、(3) 石狩低地帯、(4) 古第三系域の4地域に区分して述べる（第2図(A)参照）。以下に、4地域の地形、地質、火山・温泉分布などについて概要を述べる。また、第2表には4地域の地球科学的環境を比較表にして示す。これら4地域に分布する各温泉地の概要については、北海道立地下資源調査所（1977, 1979）などを参照されたい。

(1) 第四紀火山域：北海道西部の東縁部の山地（隆起）域で、先古第三系（堆積岩類・花崗岩類など）を基盤として新第三系（火山岩類・堆積岩類など；下部はグリーンタフ）が分布し、第四紀の島弧火山（大規模な火砕流堆積物を生じた支笏カルデラ、登別地区で高温火山性噴



第1図 調査地域の索引図。北海道の電子地球科学図として、(A)は地形を、(B)は温泉の湧出温度とともに地表地質の年代区分と北海道の地質構造大区分を示す。第2図の範囲を影付の黒枠線で、標準地域1次メッシュを格子で示す。作図に使用した各種のデータについては、第1表を参照。

Fig. 1 Index maps of the survey area. Electronic Earth-sciences maps of Hokkaido: (A) topography, and (B) discharge temperature of hot springs, and chronological classification of surface geology with regional divisions of geology of Hokkaido are shown. The area of Fig. 2 is shown by the rectangular with shadow, and the standard first-order meshes of Japan are shown with grid lines. Refer to Table 1 for the data sources.



第2図 試料水の採取地点の位置図。(A)は平面図、(B)は東西方向の断面投影図（縦／横の縮尺比は30）を示す。試料水の記号は第3表を参照。背景に使用した各種のデータについては、第1表を参照。

Fig. 2 Locations of the sample water collection. (A) Plane map. (B) Cross-section projected to E-W direction with the vertical/horizontal scale ratio of 30. Refer to Table 3 for the sample symbols. Refer to Table 1 for the data used in the background map.

第1表 本報告で使用した電子地球科学情報の一覧表.

Table 1 List of the electronic Earth-sciences information used in the present article.

| 項目 (略号) | 出典および備考 |
|--------------|---|
| 海岸線 (CL) \$1 | 国土地理院 (2000) 数値地図 25000 (行政界・海岸線) (CD-ROM 版). |
| 標高 (Elev) | 国土地理院 (1997) 数値地図 250 m メッシュ (標高) (CD-ROM 版). |
| 標高 (Elev50) | 国土地理院 (1999) 数値地図 50 m メッシュ (標高), 日本-I (CD-ROM 版). |
| 水深 (SBD) | 日本海洋データセンター (----) 500 m メッシュ水深データ (J-EGG500). (WWW ダウンロードによる) |
| 地質 (Geol) | 地質調査所 (1995) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版, CD-ROM 版. 数値地質図, G-1. |
| 温泉 (HS) | 地質調査総合センター (2005a) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第 2 版) (CD-ROM 版). 数値地質図, GT-2. |
| 第四紀火山 (QV) | 地質調査所 (2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver. 1.0. 数値地質図, G-4. |
| 活断層 (AF) \$2 | 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ (DVD 2 枚). 東大出版会. (製品シリアル番号: DAFM0345) |
| 活断層 (AF) \$2 | 地質調査総合センター (2005b) 全国主要活断層活動確率地図. 構造図, no. 14. (電子数値データは未公表) |

\$1・\$2 線ベクトルデータ (他は, メッシュあるいは点データ). \$1 旧支庁境界線を含む.
 なお, 3 次元地盤地質情報 (吉田ほか 編, 2009) については, 本文および引用文献を参照.

第2表 調査地域の4区分と地球科学的環境の比較.

Table 2 Four divisions of the survey area, and comparisons of the areas for their Earth-sciences environments.

| 地域番号と地域名 | 西 | | 東 | |
|------------------------|-----------------------------|-------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| | (1) 第四紀火山域 | (2) 白老地域 | (3) 石狩低地帯 | (4) 古第三系域 |
| テクニク的な環境 | 東北日本弧北端部の火山活動域 | 同左 (海岸平野-丘陵部) | 東北日本弧と千島弧の接合域の低地帯 | 千島弧南西部の前弧域の右横ずれ運動による衝上域 |
| 広域地理的な環境 | 北海道西部の東端域 | 北海道西部の東端域および石狩低地帯の西南端域 | 石狩低地帯の南部域 | 夕張山地の南縁域-日高山脈の西縁域 |
| 基本的な地形 | 山地-谷地 (NE-SWおよびNW-SE性配列) | 海岸平野-丘陵 (NE-SWおよびNW-SE性配列) | 平野 (N-S性配列) | 丘陵 (N-S~NW-SE性配列) |
| 主な地表地質 ~浅部地質 | 新第三紀~第四紀の火山岩類・堆積岩類 | 新第三紀~第四紀の火山岩類・堆積岩類 | 新第三紀~第四紀の堆積岩類 (一部第四紀火砕流堆積物) | 後期白亜紀~新第三紀の堆積岩類 |
| 主な基盤地質 | 中・古生代の堆積岩類・火成岩類 | 中・古生代の堆積岩類・火成岩類 | 古第三紀の堆積岩類, 中生代の堆積岩類・花崗岩類 | 中生代~古第三紀の堆積岩類 |
| 現在の広域応力場 断層 (活断層) | 主にE-W圧縮系 主にNE系, NW系断層 | 主にE-W圧縮系 (不明) | 主にE-W圧縮系 東部にN-S系の活逆断層 | 主にE-W圧縮系 多数のN-S系の逆断層 |
| 地温勾配 (簡易的手法による概算値) | 高い (~40°C/km以上) | 西部から東部へ低下 (~90 → 30°C/km) | 低い (20~30°C/km) | 低い (~30°C/km) ? (坑井データに乏しい) |
| 第四紀火山 | 支筋, 倶多楽ほか多数 | なし | なし | なし |
| 自然温泉地 | 多数の高温~低温, 酸性~中性の多様な温泉が分布 | ほとんどなし | ほとんどなし | 炭田地域に低温, 中性, 高塩濃度の鉱泉が分布 |
| 自然噴気地 | 活火山の周辺に高温の噴気地が分布 | なし | なし | (油・ガス徴候地が分布) (南東方に泥火山が分布) |
| 本説の温泉地 | 登別, 北湯沢, カルルス, 支筋湖北西岸など | 白老 (虎杖浜, 竹浦, 北吉原, 石山, 白老, 社台, 森野など) | 苫小牧錦岡, ウトナイ, 千歳蘭越, 馬追松原 | 穂別村上 (北方に夕張日吉) |
| 温泉特性からの 地域略号と地域名 \$ | XIa 胆振-後志陥没ブロック帯 | (XIa-Xの境界部) (白老境界域) | X 石狩-勇払堆積盆 | VIIc 南部日高衝上帯 |

\$, 松波ほか (1999, 2000) などの北海道の温泉地域区分による (ただし, 白老地域については本文参照).

気を伴う倶多楽カルデラ, 樽前山など多数) の活動が活発な地域である. 地質構造として, NW-SE と NE-SW の 2 方向の隆起-陥没構造などが顕著である. 本地域は, より広域的には東北日本弧 (火山フロント域) の北端部にあたる. 本地域には高温~低温の化学的に多様な温泉が多数自然湧出する (温泉地として登別, 北湯沢など; 間欠泉, 沸騰泉, 酸性泉などを含み, 広域的に酸性変質帯が広がる) ほか, 一部では掘削による新規温泉

開発も行われている (例えば, 北海道立地下資源調査所, 1977). 特に, 国の地熱開発促進調査「胆振」・「登別」では深度 1,000 ~ 1,800 m の 13 本の坑井調査が行われて, 北湯沢~カルルス温泉周辺について地下の地熱環境がかなり明らかにされた (新エネルギー総合開発機構, 1983a, 1983b; 安藤, 1986; 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991; 村中, 1991).

(2) 白老地域: 上記 (1) の第四紀火山域に接して

NE-SW方向に約30 km伸びる海岸平野～丘陵域で、本説の主要調査対象地域である。本地域は、下記(3)の石狩低地帯に繋がっており、地形的にその南西端部と見られることできる(第2図(A))が、北海道の大きな南北構造(第1図(B))から基本的には北海道西部に属すると考えられる。白老地域の地下の地質分布・構造は、地表露頭が限られるとともに、信頼性の高い坑井地質データが限られるために必ずしも明らかではないが、隣接する上記(1)の第四紀火山域のものに類似しており、北東方向へかなり急激に下記(3)の石狩低地帯のものに移行していると考えられる。白老地域は、海岸沿いに西から虎杖浜、竹浦、北吉原、萩野、石山、白老、社台の7地区に概略的に分けられるが、白老地区から北西方向約10 kmの溪谷地に森野地区(本地域で唯一自然湧出泉の兆候地が存在)がある(例えば、北海道立地下資源調査所、1977)。

白老地域では、1962年の登別臨海地区(登別市の東端部に位置し、浜登別とも呼ばれる;虎杖浜地区に隣接しており、本報告では虎杖浜地区に含める)における深度～450 mの坑井掘削による～45℃(～54℃とする文献もある)の温泉湧出に始まり、1970年頃を最盛期として、温泉掘削が海岸平野沿いに北東方向に広域化・深化していった(最大深度～1,800 m;最高湧出温度～62℃;最高坑底温度～75℃)。藤本・鈴木(2007)によれば、1962～1976年の間に139本の坑井掘削が行われた。白老地域の温泉は、当初自噴し湧出量が多いことが特徴となっていた(福富ほか(1970)によれば、個別の坑井について地表面から～+30 mの水頭、～3,000 l/minの湧出量の記録がある)が、1975年頃までに顕著な水圧・湧出量の低下が現れて動力揚湯が行われるようになった。このため、北海道の温泉保護地域に指定されて新規掘削が規制されており(1977年以降の掘削は5本のみ)、近年の湧出量は北海道の他の温泉地と比較してそれ程顕著ではない(例えば、藤本・鈴木、2007;北海道立地質研究所ほか、2008)。白老地域の温泉については、福富ほか(1970)、浦上ほか(1978)、浦上(1987、1992、1996、2001)などによって研究・報告されている。

(3) 石狩低地帯:北海道中央部の西部に、日高舟状海盆と石狩湾-石狩海盆とを繋ぐように南北に伸びる大規模な平野域(石狩平野-勇払平野)で、上記(1)・(2)と下記(4)の地域を繋ぐ地域である。より広域的には、東北日本弧の北端域と千島弧前弧の南西端域との接合部の沈降域にあたる。本説の対象地域は石狩低地帯の南半部に限られる。本地域は、新第三紀～第四紀の堆積岩類が厚く分布する非火山性の地域で、広域的に地温勾配や地殻熱流量が低いことで特徴付けられる(茂野(2011)の第1図参照)。地域東部にはN-S～NW-SE方向に馬追丘陵などが分布し、太平洋プレートの斜め沈み込みに起因した千島弧前弧域の西方への横ずれ移動の効果によ

て、活逆断層・褶曲群が生成している。本地域では自然湧出泉は知られていないが、～1970年代以降の深部掘削によって多数の温泉(最高50℃程度)が湧出している(例えば、茂野(2011)の第5図参照)。本地域では国の石油・天然ガス国内基礎調査によって、各種の物理探査と多数の地下深部(3,300～5,500 m)への「基礎試錐」が行われ(例えば、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、1992;吉田ほか、2007)、1990年代からは苫小牧市において勇払油・ガス田(深度～5,000 m)が開発されている(例えば、石油技術協会、2004)。

(4) 古第三系域:北海道中央部で、西方の石狩低地帯(上記(3))と東方の夕張山地-日高山脈(上記の千島弧前弧域の西方移動によって生成した大規模な衝上隆起帯)との間の丘陵地帯にあたり、西から新第三系・古第三系・後期白亜系が厚く分布する地域である(茂野(2011、第1図)参照)。地質構造的には、N-S走向・東傾斜の逆断層・褶曲(衝上断層・過褶曲を含む)群が発達しており非常に複雑である。本地域は、上記(3)と同様に非火山性の地域(千島弧前弧の南西端域)で、実測データは少ないが広域的に地温勾配や地殻熱流量は低いと推定されている(後述)。今回の対象地域の北方に隣接する夕張炭田地域では、古第三系および白亜系から各所に多様な化学組成の湧水(自然湧出および過去の炭鉱の坑道採掘に付随)を生じており、1980年代末以降には日吉地区などで最大深度～1,500 mの掘削によって高塩濃度の温泉が湧出している(例えば、松波、1994;松波ほか、1994)。なお、北方の夕張、南方の振老、軽舞、平取などの炭田、油・ガス田地域では、上記の「基礎試錐」調査によって深度4,000～5,000 m級の深部掘削調査も行われている。

北海道の温泉分布の地域特性について、松波ほか(1999、2000)は18の地区区分を提案しており、地質分布、温泉放熱量、坑井掘削深度、流体化学組成、湧出特性(比湧出量階級、温泉開発リスク指数)などの違いをまとめている。第2表に示すように、本説の(1)第四紀火山域、(3)石狩低地帯、(4)古第三系域は、それぞれ松波ほか(1999、2000)のXIa 胆振-後志陥没ブロック帯、X 石狩-勇払堆積盆、VIIc 南部日高衝上帯に属する。なお、(2)白老地域については、松波ほか(1999、2000)はX 石狩-勇払堆積盆の一部としているが、上記の地域概要や下記の考察に基づいて、第2表ではXとXIaの境界地域として示した。

3. 分析試料, 分析方法, 分析結果および図化表示

3.1 分析試料

1976年7月9～15日および1977年6月2～7日の合計2回、白老地域において代表的と考えられる河川水、井戸水・湧水、温泉水の試料を採取した。また、この機会に広域的に周辺地域についても、湖水(一部深度

別)、河川水、温泉水の試料を採取した。1976年は主に「深層熱水」と想定された温泉水を対象としたが、1977年は比較のために自然湧出する火山性の高温温泉についても対象とした。試料採取は、地質調査所の阿部喜久男氏と筆者が共同で実施した。

試料採取地点を第2図(A)・(B)に、試料一覧を第3表(A)・(B)に示す。第3表の試料配列は上から、湖水、河川水、井戸水・湧水、温泉水(上記の経緯により、(2)白老地域、(3)石狩低地帯、(4)古第三系域、(1)第四紀火山域の順)の順序となっている(各々について基本的に西から東へ配列)。試料番号は採取時に与えた番号(1976年はno. 1~40、1977年はno. 101~129)で、採取時の問題などによって化学分析およびデータ解析に不適当な試料は欠番となっている。第3表では、個人情報保護の観点もあり、坑井からの温泉水については試料名(Name)を簡略化した。ただし、北海道立地下資源調査所(1977、1979)の付表に該当温泉から採取された試料の分析値が報告されているものについては、文献(References)欄にその番号を示した。第3表の温泉の位置は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図から読み取ったものである。

第3表の支笏湖(no. 32~37)は、1976年に小型モーターボートを半日雇船し、湖中央部で水中採水器を用いて試行的に深度別採水を行ったものである。採水器は、当時の地質調査所技術部で試作された金属製フロースルー型のもので、容量は3 l程度であった。ワイヤー先端に取り付けた採水器を手回しウインチと深度計付リール(ワイヤー繰り出し長を計測)を用いて重力降下し、予定深度でワイヤーを通して水中に送った金属円柱(メッセンジャー)の衝撃により採水器の両端を閉じた後、ワイヤーを巻き上げて回収した。現地採水時にボートは水流・風波によってある程度移動したが、正確な位置測定・調整方法がなかった。このため、採水器が垂直に予定深度に到着したという保証はないが、第3表には深度計の読み取り値を参考値として示した。なお、水温は船上における採取試料水の温度測定値であるが、これも参考値として示した。

1976~1977年の調査当時は、石狩低地帯~古第三系域については坑井掘削による温泉開発は非常に限られていた(北海道立地下資源調査所(1977、1979)参照)。第3表の村上(no. 31)は、現地調査の一環として油・ガス田の地表兆候地~過去の開発遺構を探索過程で、穂別町(現在むかわ町)の住人から鉱泉の存在と名称について情報を得て採取したものである。その位置は、~2000年以降利用されている入浴施設「樹海温泉はくあ」(例えば、北海道立地質研究所、2008)の西方約2 kmにあたり国道274号の近傍であったが、温泉水は山中からパイプで引湯されていた。石狩炭田の南端部にあたるこの地区では、1957~1968年に稲里炭鉱^{いなさと}で石炭の坑内

採掘が行われており(地質調査所、1973;北海道立地質研究所、2002)、地域住民も関連性を述べていたが、湧出現場の状況などは明らかではない。なお、北海道立地下資源調査所(1977、1979)、北海道立地質研究所(2002)などの文献には、本温泉についての記述はない。

現地調査では、気温、水温、pH、メチルオレンジ・アルカリ度、フェノールフタレイン・アルカリ度、フェノールフタレイン・酸度などを測定し、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成の各分析用の試料を別々にポリエチレン製試料瓶に採取した。Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Total Feなどの分析用試料については、現地で試料100 mlあたり塩酸(6 N)を1 ml加え、酸性にして実験室へ持ち帰った。

3.2 分析方法

試料水の温度、pHおよび溶存化学組成の分析法は次の通りである。これらは、阿部ほか(1979)の場合と同一である。

温度：棒状水銀温度計およびサーミスタ温度計。

pH：電極法および比色法。

T. S. M. (全溶存固形物)：重量法。

Cl⁻：モール法。

SO₄²⁻：塩化バリウムによる重量法。

free CO₂：フェノールフタレイン・酸度から計算。

HCO₃⁻：メチルオレンジ・アルカリ度から計算。

CO₃²⁻：フェノールフタレイン・アルカリ度から計算。

Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺：塩化ストロンチウムを加えて、原子吸光法。

SiO₂：重量法。

B：マンニットによる滴定法。

Br⁻、I⁻：チオ硫酸ナトリウム滴定法。

Total Fe：o-フェナントロリンによる吸光光度法。

溶存化学組成の分析は、地質調査所の阿部喜久男氏によって実施された。なお、この他にCu、Pb、Znなどの濃度も分析されたが、有意に高い濃度を示した試料は登別地区の温泉水などに限られたため、今回の報告では省略した。

試料水の水素・酸素同位体組成の分析方法は次の通りである。これらも、阿部ほか(1979)の場合と同一である。

D/H：高温金属還元法による前処理で得た水素ガスを、質量分析計で測定。

¹⁸O/¹⁶O：水-炭酸ガス平衡法による前処理で得た炭酸ガスを、質量分析計で測定。

水素同位体組成については、東京工業大学(大岡山)の松尾禎士氏の実験室の手作りの前処理装置および質量

第3表 白老地域および周辺3広域地域における採取試料・分析結果の一覧表(その1):採取地点, 温度・pH, 同位体組成など.
Table 3 List of the collected samples and the analytical results for the Shiraoi area and the three regional areas surrounding it
(1/2): Sampling points, temperature, pH, isotopic compositions and others.

| No. & | Name | Area | References * | Longitude (deg. E) | Latitude (deg. N) | Elev. (m) | Depth (m) | Date | Temp. (deg.C) | pH | T.S.M. (mg/l) | ☒ (per mil) | ☒ ¹⁸ O (per mil) | Sym- bol # |
|-------|-------------|---------|--------------|--------------------|-------------------|-----------|-----------|---------|---------------|-----|---------------|-------------|-----------------------------|------------|
| 21 | 倶多楽湖(湖畔) | 白老町 | ---- | 141.174 | 42.491 | 257 | 0 | 1976.07 | 17.5 | 7.1 | 71 | -48.7 | -6.97 | ★ |
| 125 | 倶多楽湖(湖畔) | 白老町 | ---- | 141.174 | 42.491 | 257 | 0 | 1977.06 | 12.9 | 7.0 | 73 | -48.9 | -7.11 | ★ |
| 37 | 支笏湖(0 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 0 | 1976.07 | 15.0 | 7.4 | 184 | -53.8 | -8.14 | ☆ |
| 32 | 支笏湖(2 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 2 | 1976.07 | 15.2 | 7.5 | 182 | -53.0 | -8.23 | ☆ |
| 33 | 支笏湖(10 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 10 | 1976.07 | 14.7 | 7.4 | 170 | -54.1 | -8.05 | ☆ |
| 38 | 支笏湖(20 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 20 | 1976.07 | 14.0 | 7.4 | 183 | -56.3 | -8.16 | ☆ |
| 34 | 支笏湖(50 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 50 | 1976.07 | 12.0 | 7.4 | 183 | -53.0 | -8.11 | ☆ |
| 35 | 支笏湖(150 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 150 | 1976.07 | 10.8 | 7.3 | 175 | -53.4 | -8.20 | ☆ |
| 36 | 支笏湖(300 m深) | 千歳市 | ---- | 141.328 | 42.749 | 248 | 300 | 1976.07 | 11.4 | 7.3 | 178 | -52.9 | -8.05 | ☆ |
| 104 | 支笏湖(湖畔) | 千歳市 | ---- | 141.407 | 42.769 | 248 | 0 | 1977.06 | 6.3 | 7.4 | 166 | -53.2 | -8.40 | ☆ |
| 127 | 幌別川(上流) | 登別市 | ---- | 141.003 | 42.454 | 240 | 0 | 1977.06 | 13.5 | 6.8 | 110 | n.d. | -10.27 | 1 |
| 117 | 長流川(支流) | 大滝村 \$1 | ---- | 141.118 | 42.642 | 720 | 0 | 1977.06 | 6.6 | 6.9 | 70 | -70.7 | -11.42 | 2 |
| 20 | 飛生川(上流) | 白老町 | ---- | 141.153 | 42.539 | 320 | 0 | 1976.07 | 10.8 | 6.9 | 75 | -62.1 | -10.18 | 3 |
| 16 | 白老川(上流) | 白老町 | ---- | 141.186 | 42.652 | 380 | 0 | 1976.07 | 10.5 | 7.1 | 86 | -62.6 | -10.14 | 4 |
| 19 | 飛生川(下流) | 白老町 | ---- | 141.266 | 42.513 | 0 | 0 | 1976.07 | 11.6 | 6.8 | 111 | -60.1 | -8.94 | 5 |
| 114 | 飛生川(下流) | 白老町 | ---- | 141.266 | 42.513 | 0 | 0 | 1977.06 | 14.9 | 6.8 | 101 | n.d. | -9.51 | 5 |
| 101 | 漁川 | 恵庭市 | ---- | 141.288 | 42.817 | 510 | 0 | 1977.06 | 6.7 | 6.6 | 74 | -73.4 | -12.37 | 6 |
| 22 | 白老川(下流) | 白老町 | ---- | 141.346 | 42.542 | 0 | 0 | 1976.07 | 15.6 | 6.8 | 133 | -59.9 | -8.87 | 7 |
| 111 | 白老川(下流) | 白老町 | ---- | 141.346 | 42.542 | 0 | 0 | 1977.06 | 17.3 | 6.5 | 111 | n.d. | -10.19 | 7 |
| 5 | 井戸水 -A | 白老町 | ---- | 141.300 | 42.552 | 0 | 200 | 1976.07 | 13.8 | 7.1 | 188 | -55.7 | -9.12 | 8 |
| 113 | 井戸水 -A | 白老町 | ---- | 141.300 | 42.552 | 0 | 200 | 1977.06 | 14.6 | 7.4 | 186 | n.d. | -8.84 | 8 |
| 3 | 井戸水 -B | 白老町 | ---- | 141.371 | 42.556 | 0 | 200 | 1976.07 | 12.3 | 7.4 | 142 | -55.3 | -9.30 | 9 |
| 110 | 井戸水 -B | 白老町 | ---- | 141.371 | 42.556 | 0 | 200 | 1977.06 | 13.6 | 7.4 | 140 | n.d. | -8.91 | 9 |
| 30 | 湧水(トキト沼) | 苫小牧市 | ---- | 141.457 | 42.621 | 20 | 0 | 1976.07 | 8.7 | 6.7 | 158 | -53.6 | -8.35 | 0 |
| 15 | 登別臨海 | 登別市 | 4. B. 1 | 141.184 | 42.462 | 40 | 745 | 1976.07 | 55.4 | 7.1 | 1801 | -58.3 | -9.23 | a |
| 122 | 登別臨海 | 登別市 | 4. B. 1 | 141.184 | 42.462 | 40 | 745 | 1977.06 | 54.4 | 7.1 | 1770 | n.d. | -9.27 | a |
| 14 | 虎杖浜 -1 | 白老町 | ---- | 141.203 | 42.456 | 20 | 825 | 1976.07 | 47.5 | 8.0 | 3511 | -65.2 | -9.08 | a |
| 121 | 虎杖浜 -1 | 白老町 | ---- | 141.203 | 42.456 | 0 | 825 | 1977.06 | 48.0 | 8.4 | 3530 | n.d. | -9.13 | a |
| 25 | 虎杖浜 -2 | 白老町 | 4. D. 3 | 141.211 | 42.453 | 0 | 419 | 1976.07 | 47.3 | 8.0 | 2298 | n.d. | -8.99 | a |
| 26 | 竹浦 -1 | 白老町 | ---- | 141.229 | 42.470 | 0 | 534 | 1976.07 | 48.8 | 8.4 | 1026 | -67.9 | -9.82 | b |
| 116 | 竹浦 -1 | 白老町 | ---- | 141.229 | 42.470 | 0 | 534 | 1977.06 | 49.1 | 8.4 | 1056 | n.d. | -9.87 | b |
| 12 | 竹浦 -2 | 白老町 | 4. E. 5 | 141.244 | 42.481 | 0 | 650 | 1976.07 | 45.6 | 8.6 | 640 | n.d. | n.d. | b |
| 13 | 竹浦 -3 | 白老町 | ---- | 141.246 | 42.476 | 0 | 589 | 1976.07 | 45.2 | 8.5 | 1132 | n.d. | n.d. | b |
| 11 | 竹浦 -4 | 白老町 | 4. E. 10 | 141.264 | 42.497 | 0 | 600 | 1976.07 | 29.0 | 8.7 | 253 | -67.7 | -10.19 | b |
| 115 | 竹浦 -4 | 白老町 | 4. E. 10 | 141.264 | 42.497 | 0 | 600 | 1977.06 | 29.2 | 8.9 | 265 | -69.0 | -10.54 | b |
| 10 | 竹浦 -5 | 白老町 | 4. E. 11 | 141.266 | 42.499 | 0 | 1200 | 1976.07 | 54.7 | 8.7 | 795 | -66.8 | -9.93 | B |
| 9 | 北吉原 -1 | 白老町 | 4. F. 1 | 141.276 | 42.511 | 0 | 1258 | 1976.07 | 55.7 | 8.3 | 1248 | -64.5 | -9.16 | C |
| 7 | 北吉原 -2 | 白老町 | ---- | 141.284 | 42.531 | 0 | 1300 | 1976.07 | 44.1 | 8.5 | 508 | n.d. | -10.28 | C |
| 24 | 北吉原 -3 | 白老町 | ---- | 141.299 | 42.518 | 0 | 590 | 1976.07 | 29.4 | 7.8 | 178 | -65.2 | -9.47 | c |
| 8 | 萩野 | 白老町 | ---- | 141.295 | 42.529 | 0 | 1300 | 1976.07 | 55.5 | 8.7 | 866 | -64.7 | -9.98 | D |
| 4 | 石山 -1 | 白老町 | 4. G. 7 | 141.300 | 42.552 | 0 | 1300 | 1976.07 | 58.4 | 8.2 | 1985 | -64.5 | -9.29 | E |
| 112 | 石山 -1 | 白老町 | 4. G. 7 | 141.300 | 42.552 | 0 | 1300 | 1977.06 | 62.0 | 8.6 | 2003 | -60.8 | -9.33 | E |
| 6 | 石山 -2 | 白老町 | 4. G. 2 | 141.303 | 42.536 | 0 | 1500 | 1976.07 | 58.0 | 8.4 | 2360 | n.d. | -9.46 | E |
| 27 | 石山 -3 | 白老町 | 4. G. 9 | 141.329 | 42.545 | 0 | 1500 | 1976.07 | 45.5 | 8.2 | 743 | n.d. | n.d. | E |
| 18 | 白老 -1 | 白老町 | 4. H. 1 | 141.315 | 42.583 | 40 | 1480 | 1976.07 | 53.7 | 8.9 | 596 | -64.3 | -10.03 | F |
| 2 | 白老 -2 | 白老町 | 4. H. 3 | 141.371 | 42.556 | 0 | 1340 | 1976.07 | 45.0 | 8.7 | 951 | -61.4 | -9.00 | F |
| 28 | 社台 | 白老町 | 4. H. 6 | 141.396 | 42.563 | 0 | 1450 | 1976.07 | 46.0 | 7.8 | 1613 | -60.2 | -9.52 | G |
| 109 | 社台 | 白老町 | 4. H. 6 | 141.396 | 42.563 | 0 | 1450 | 1977.06 | 49.0 | 7.9 | 1550 | n.d. | -9.81 | G |
| 17 | 森野 | 白老町 | 4. I. 1 | 141.278 | 42.622 | 166 | 350 | 1976.07 | 34.5 | 7.4 | 1457 | -56.9 | -8.78 | h |
| 23 | 苫小牧錦岡 | 苫小牧市 | 4. J. 1 | 141.482 | 42.611 | 20 | 1520 | 1976.07 | 36.0 | 7.4 | 14080 | -38.2 | -6.10 | I |
| 108 | 苫小牧錦岡 | 苫小牧市 | 4. J. 1 | 141.482 | 42.611 | 20 | 1520 | 1977.06 | 35.9 | 7.5 | 13985 | -38.4 | -6.07 | I |
| 40 | 千歳蘭越 | 千歳市 | 5. E. 1 | 141.607 | 42.813 | 20 | 1026 | 1976.07 | 30.2 | 8.7 | 348 | -77.7 | -11.34 | K |
| 105 | 千歳蘭越 | 千歳市 | 5. E. 1 | 141.607 | 42.813 | 20 | 1026 | 1977.06 | 30.7 | 8.9 | 326 | -76.7 | -11.76 | K |
| 39 | ウトナイ | 苫小牧市 | 4. K. 1 | 141.697 | 42.697 | 0 | 1300 | 1976.07 | 30.9 | 8.2 | 3888 | -59.1 | -9.11 | J |
| 107 | 松原 -1 | 千歳市 | 8. E. 1 | 141.726 | 42.910 | 20 | 33 | 1977.06 | 25.4 | 8.1 | 1131 | -67.7 | -10.79 | I |
| 106 | 松原 -2 | 千歳市 | ---- | 141.726 | 42.910 | 20 | 110 | 1977.06 | 27.3 | 8.0 | 11447 | -43.6 | -6.20 | I |
| 31 | 村上 | 穂別町 \$2 | ---- | 142.143 | 42.870 | 180 | 0 | 1976.07 | 11.0 | 8.0 | 18520 | -47.5 | -5.02 | m |
| 126 | 川股 | 登別市 | 4. A. 1 | 141.003 | 42.454 | 240 | 0 | 1977.06 | 33.0 | 9.0 | 1725 | -60.8 | -9.88 | △ |
| 119 | 北湯沢 -1 | 大滝村 \$1 | 2. A. 3 | 141.026 | 42.613 | 300 | 0 | 1977.06 | 86.0 | 8.6 | 824 | -66.8 | -10.49 | ○ |
| 118 | 北湯沢 -2 | 大滝村 \$1 | 2. A. 2 | 141.028 | 42.619 | 300 | 210 | 1977.06 | 92.0 | 8.6 | 837 | -67.4 | -10.50 | ○ |
| 123 | カルルス | 登別市 | ---- | 141.111 | 42.516 | 320 | 40 | 1977.06 | 47.6 | 7.1 | 708 | -62.5 | -9.85 | ◎ |
| 128 | 登別 -1 | 登別市 | 3. B. 17 | 141.148 | 42.492 | 160 | 66 | 1977.06 | 86.7 | 7.3 | 6140 | -53.7 | -5.92 | ● |
| 129 | 登別 -2 | 登別市 | ---- | 141.148 | 42.492 | 160 | 0 | 1977.06 | 73.6 | 6.6 | 11500 | -47.2 | -2.42 | ● |
| 124 | 登別(大正地獄) | 登別市 | ---- | 141.151 | 42.499 | 260 | 0 | 1977.06 | 94.5 | 4.2 | 11397 | -35.4 | 1.96 | ● |
| 102 | オコタン | 千歳市 | 5. B. 1 | 141.284 | 42.768 | 248 | 0 | 1977.06 | 43.4 | 6.5 | 1497 | -61.9 | -9.96 | ▽ |
| 103 | 丸駒 | 千歳市 | 5. C. 1 | 141.314 | 42.778 | 248 | 0 | 1977.06 | 46.1 | 6.6 | 1260 | -62.6 | -9.73 | ▽ |

&, No.は試料採取時のもの(2桁は1976年, 3桁は1977年)である。表示は, 水の種類や採取地域ごとに経度順である。

#, ☆・★は湖水, 1~7は河川水, 8~0は井戸水・湧水, a~mは温泉水(坑井深度を, 1000 m以下を小文字で,

同以上を大文字で示す), △~▽は第四紀火山域の温泉水である。2010年現在, \$1は伊達市, \$2はむかわ町である。

*. 北海道立地下資源調査所(1977, 1979)の各末尾付表2の分析値一覧表の各試料番号に対応する(本文参照)。

北海道、白老地域などの「温泉水」の化学・同位体的な特徴と起源（茂野）

第3表 白老地域および周辺3広域地域における採取試料・分析結果の一覧表（その2）：主要・微量溶存化学組成など。

Table 3 List of the collected samples and the analytical results for the Shiraoi area and the three regional areas surrounding it (2/2): Major and minor chemical compositions of waters and others.

| No. & | Cl (mg/l) | SO4 (mg/l) | H2CO3 (mg/l) | HCO3 (mg/l) | CO3 (mg/l) | Na (mg/l) | K (mg/l) | Ca (mg/l) | Mg (mg/l) | SiO2 (mg/l) | B (mg/l) | Br (mg/l) | I (mg/l) | Fe (mg/l) | RpH | Sym-bol # |
|-------|-----------|------------|--------------|-------------|------------|-----------|----------|-----------|-----------|-------------|----------|-----------|----------|-----------|-----|-----------|
| 21 | 3.6 | 6.0 | 3.1 | 22.9 | 0.0 | 5.2 | 0.5 | 3.4 | 2.1 | 5.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.1 | ★ |
| 125 | 3.6 | 5.6 | 3.1 | 22.9 | 0.0 | 5.0 | 0.5 | 3.4 | 2.0 | 7.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.2 | ★ |
| 37 | 16.7 | 32.7 | 3.1 | 51.9 | 0.0 | 19.0 | 2.1 | 15.6 | 4.7 | 12.5 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.4 | ☆ |
| 32 | 16.7 | 30.9 | 3.1 | 54.9 | 0.0 | 20.4 | 2.4 | 17.3 | 4.8 | 14.0 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.5 | ☆ |
| 33 | 16.7 | 34.2 | 3.8 | 53.4 | 0.0 | 19.8 | 2.6 | 17.3 | 4.7 | 13.5 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 1.90 | 7.4 | ☆ |
| 38 | 16.7 | 34.2 | 4.7 | 53.4 | 0.0 | 20.4 | 2.5 | 17.5 | 4.9 | 11.0 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.4 | ☆ |
| 34 | 17.0 | 34.2 | 3.8 | 53.4 | 0.0 | 19.8 | 2.1 | 17.0 | 4.7 | 14.3 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.4 | ☆ |
| 35 | 17.4 | 34.0 | 4.7 | 53.4 | 0.0 | 19.5 | 2.4 | 17.0 | 4.7 | 16.5 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.4 | ☆ |
| 36 | 17.4 | 32.3 | 6.3 | 54.9 | 0.0 | 20.4 | 2.4 | 17.3 | 4.7 | 15.0 | 0.3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.4 | ☆ |
| 104 | 17.7 | 34.2 | 3.1 | 38.1 | 0.0 | 14.0 | 2.3 | 15.8 | 4.7 | 18.5 | 0.5 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.7 | ☆ |
| 127 | 1.8 | 22.0 | 1.8 | 12.2 | 0.0 | 3.1 | 0.4 | 8.5 | 1.7 | 12.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 6.8 | 1 |
| 117 | 1.8 | 2.7 | 1.5 | 16.8 | 0.0 | 2.5 | 0.7 | 3.6 | 0.2 | 8.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.1 | 2 |
| 20 | 2.5 | 2.6 | 3.1 | 21.4 | 0.0 | 4.1 | 0.6 | 3.9 | 0.8 | 12.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.0 | 3 |
| 16 | 2.8 | 4.1 | 3.1 | 24.4 | 0.0 | 4.1 | 0.8 | 5.8 | 1.3 | 16.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.3 | 4 |
| 19 | 4.3 | 3.7 | 7.8 | 29.0 | 0.0 | 5.3 | 1.1 | 5.8 | 1.2 | 22.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.0 | 5 |
| 114 | 5.3 | 3.7 | 3.1 | 22.9 | 0.0 | 5.1 | 1.0 | 5.0 | 1.1 | 28.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.2 | 5 |
| 101 | 2.1 | 12.4 | 3.1 | 15.3 | 0.0 | 2.5 | 0.3 | 7.0 | 0.9 | 8.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 6.9 | 6 |
| 22 | 5.0 | 25.3 | 4.7 | 16.8 | 0.0 | 5.9 | 0.5 | 10.4 | 1.7 | 25.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 6.8 | 7 |
| 111 | 3.6 | 14.8 | 2.1 | 15.3 | 0.0 | 3.6 | 0.3 | 6.1 | 1.5 | 27.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.50 | 6.9 | 7 |
| 5 | 4.6 | 0.0 | 12.5 | 128.1 | 0.0 | 18.0 | 6.4 | 14.1 | 5.7 | 34.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.6 | 8 |
| 113 | 5.3 | 0.0 | 3.1 | 115.9 | 0.0 | 18.5 | 6.1 | 13.8 | 5.5 | 31.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 7.9 | 8 |
| 3 | 4.6 | 0.0 | 7.8 | 85.4 | 0.0 | 14.4 | 2.9 | 12.2 | 3.6 | 31.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.7 | 9 |
| 110 | 4.3 | 2.3 | 3.1 | 76.3 | 0.0 | 14.0 | 2.9 | 11.2 | 3.4 | 18.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.8 | 9 |
| 30 | 17.7 | 11.7 | 9.4 | 42.7 | 0.0 | 10.0 | 2.0 | 13.2 | 3.3 | 32.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.0 | 0 |
| 15 | 170.2 | 548.5 | 69.0 | 573.6 | 0.0 | 450.0 | 17.0 | 58.5 | 11.7 | 158.0 | 5.1 | 0.27 | 0.21 | 0.44 | 7.1 | a |
| 122 | 166.7 | 520.6 | 47.4 | 564.4 | 0.0 | 460.0 | 20.0 | 57.0 | 12.3 | 152.5 | 4.9 | 0.13 | 0.00 | 0.50 | 7.9 | a |
| 14 | 1258.8 | 735.6 | 9.4 | 259.3 | 0.0 | 1150.0 | 50.6 | 15.3 | 1.8 | 95.0 | 6.7 | 2.05 | 0.64 | 0.00 | 8.0 | a |
| 121 | 1258.8 | 732.3 | 0.0 | 225.8 | 9.0 | 1200.0 | 50.0 | 15.4 | 1.9 | 86.0 | 6.8 | 1.73 | 0.42 | 0.00 | 8.4 | a |
| 25 | 851.0 | 301.2 | 3.1 | 318.8 | 0.0 | 775.0 | 33.5 | 8.8 | 0.8 | 101.0 | 5.5 | 1.15 | 0.30 | 0.07 | 8.0 | a |
| 26 | 397.2 | 40.5 | 0.0 | 197.4 | 7.5 | 342.5 | 15.4 | 4.0 | 0.3 | 102.0 | 1.1 | 0.45 | 0.21 | 0.00 | 8.4 | b |
| 116 | 407.8 | 37.5 | 0.0 | 161.7 | 13.5 | 338.0 | 17.0 | 4.4 | 0.3 | 79.5 | 2.0 | 0.32 | 0.00 | 0.00 | 8.4 | b |
| 12 | 195.0 | 24.3 | 0.0 | 120.5 | 10.5 | 180.0 | 9.0 | 3.9 | 0.2 | 108.5 | 0.8 | 0.17 | 0.21 | 0.00 | 8.6 | b |
| 13 | 461.0 | 26.8 | 0.0 | 186.1 | 7.5 | 362.5 | 13.0 | 6.3 | 0.2 | 121.0 | 2.3 | 0.80 | 0.21 | 0.00 | 8.5 | b |
| 11 | 4.4 | 0.2 | 0.0 | 119.0 | 15.0 | 51.3 | 4.0 | 3.9 | 0.3 | 52.0 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 8.7 | b |
| 115 | 2.5 | 0.0 | 0.0 | 120.5 | 13.5 | 49.8 | 3.7 | 3.8 | 0.2 | 50.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 8.9 | b |
| 10 | 283.7 | 25.3 | 0.0 | 166.3 | 16.5 | 225.0 | 9.4 | 2.8 | 0.1 | 134.0 | 1.1 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 8.7 | B |
| 9 | 416.7 | 0.5 | 0.0 | 381.4 | 9.0 | 402.5 | 22.5 | 3.6 | 0.3 | 137.0 | 7.3 | 0.53 | 0.21 | 0.00 | 8.3 | C |
| 7 | 77.8 | 3.5 | 0.0 | 183.1 | 15.0 | 120.0 | 6.3 | 4.0 | 0.3 | 132.0 | 0.8 | 0.13 | 0.00 | 0.08 | 8.5 | C |
| 24 | 6.2 | 9.1 | 3.1 | 77.8 | 0.0 | 24.0 | 4.3 | 6.3 | 2.0 | 54.5 | 0.0 | 0.00 | * 0.21 | 0.00 | 7.8 | c |
| 8 | 230.5 | 3.9 | 0.0 | 250.2 | 19.5 | 232.5 | 16.8 | 6.3 | 0.1 | 132.0 | 2.6 | 0.53 | 0.00 | 0.00 | 8.7 | D |
| 4 | 950.3 | 2.9 | 3.1 | 225.8 | 0.0 | 625.0 | 50.0 | 27.8 | 0.4 | 132.0 | 10.7 | 2.66 | 0.42 | 0.00 | 8.2 | E |
| 112 | 939.6 | 2.3 | 0.0 | 189.2 | 15.0 | 625.0 | 55.0 | 26.0 | 0.4 | 137.5 | 10.7 | 2.80 | 0.43 | 0.00 | 8.6 | E |
| 6 | 1152.5 | 3.9 | 0.0 | 248.7 | 13.5 | 745.0 | 40.0 | 47.5 | 10.8 | 158.0 | 9.4 | 2.32 | 0.13 | 0.08 | 8.4 | E |
| 27 | 161.3 | 12.8 | 4.7 | 265.4 | 0.0 | 190.0 | 24.4 | 4.0 | 0.3 | 140.0 | 1.7 | 0.45 | 0.00 | 0.00 | 8.2 | E |
| 18 | 112.6 | 0.0 | 0.0 | 170.9 | 33.0 | 150.0 | 9.6 | 2.0 | 1.1 | 140.0 | 1.1 | 0.35 | 0.08 | 0.00 | 8.9 | F |
| 2 | 308.5 | 0.2 | 0.0 | 259.3 | 19.5 | 281.3 | 22.8 | 7.8 | 1.2 | 116.5 | 2.6 | 0.20 | 0.10 | 0.00 | 8.7 | F |
| 28 | 147.2 | 0.0 | 31.3 | 1373.0 | 0.0 | 540.0 | 45.5 | 9.3 | 3.4 | 102.0 | 1.6 | 1.07 | 0.00 | 0.22 | 7.8 | G |
| 109 | 287.2 | 0.0 | 29.1 | 945.8 | 0.0 | 504.0 | 41.5 | 8.0 | 2.2 | 110.0 | 1.6 | 1.07 | 0.00 | 0.20 | 8.0 | G |
| 17 | 700.3 | 10.5 | 18.8 | 205.9 | 0.0 | 447.5 | 21.0 | 34.5 | 8.8 | 84.0 | 5.8 | 0.93 | 0.21 | 0.00 | 7.8 | h |
| 23 | 7792.3 | 95.1 | 90.9 | 1009.9 | 0.0 | 4800.0 | 192.5 | 190.0 | 153.8 | 77.0 | 3.9 | 15.88 | 1.44 | 3.60 | 7.4 | I |
| 108 | 7676.4 | 94.2 | 61.2 | 915.3 | 0.0 | 4770.0 | 189.4 | 185.5 | 150.0 | 68.0 | 4.2 | 12.60 | 0.93 | 4.00 | 8.3 | I |
| 40 | 7.1 | 0.0 | 0.0 | 183.1 | 13.5 | 75.0 | 4.3 | 1.7 | 0.2 | 60.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 8.7 | K |
| 105 | 3.6 | 0.0 | 0.0 | 161.7 | 22.5 | 75.2 | 4.6 | 2.0 | 0.2 | 67.0 | 0.6 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 8.9 | K |
| 39 | 1914.7 | 0.0 | 6.3 | 701.7 | 0.0 | 1315.0 | 37.3 | 115.0 | 13.1 | 65.5 | 4.8 | 3.88 | 0.30 | 1.12 | 8.2 | J |
| 107 | 46.1 | 0.0 | 9.2 | 976.3 | 0.0 | 177.5 | 5.0 | 1.8 | 0.8 | 45.5 | 2.6 | 0.00 | 0.00 | 0.28 | 8.3 | I |
| 106 | 6311.4 | 0.0 | 27.5 | 431.7 | 0.0 | 3850.0 | 116.9 | 140.0 | 90.0 | 42.0 | 18.8 | 11.85 | 2.96 | 2.46 | 8.2 | I |
| 31 | 11130.9 | 0.0 | 18.8 | 38.1 | 0.0 | 3425.0 | 7.0 | 3375.0 | 5.5 | 13.0 | 16.2 | 8.66 | 18.81 | 0.23 | 8.0 | m |
| 126 | 7.1 | 1073.4 | 0.0 | 10.7 | 3.0 | 72.5 | 1.9 | 370.0 | 2.5 | 18.5 | 0.0 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 9.0 | △ |
| 119 | 173.0 | 233.9 | 0.0 | 45.8 | 3.0 | 212.5 | 6.0 | 23.0 | 0.1 | 83.0 | 3.3 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 8.6 | ○ |
| 118 | 177.3 | 235.4 | 0.0 | 32.7 | 5.1 | 212.5 | 6.0 | 23.0 | 0.1 | 87.5 | 3.3 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 8.6 | ○ |
| 123 | 52.1 | 202.7 | 15.3 | 157.1 | 0.0 | 140.0 | 11.1 | 29.5 | 4.0 | 70.0 | 1.1 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.3 | ◎ |
| 128 | 2942.9 | 48.6 | 41.3 | 132.4 | 0.0 | 1350.0 | 140.0 | 420.0 | 29.5 | 217.5 | 65.8 | 2.53 | 1.90 | 20.00 | 7.4 | ● |
| 129 | 6155.3 | 42.0 | 91.5 | 48.8 | 0.0 | 2925.0 | 262.5 | 810.0 | 8.0 | 179.0 | 140.3 | 4.13 | 2.33 | 0.30 | 7.0 | ● |
| 124 | 5850.4 | 144.0 | 152.9 | 4.6 | 0.0 | 2475.0 | 400.0 | 890.0 | 4.5 | 506.5 | 110.5 | 5.73 | 1.06 | 1.00 | 4.3 | ● |
| 102 | 356.3 | 260.1 | 143.7 | 349.3 | 0.0 | 275.0 | 48.5 | 74.0 | 31.0 | 137.5 | 7.0 | 0.40 | 0.00 | 2.24 | 7.4 | ▽ |
| 103 | 282.6 | 227.6 | 99.4 | 254.8 | 0.0 | 232.5 | 31.5 | 58.8 | 24.0 | 128.5 | 6.5 | 0.00 | 0.00 | 0.30 | 7.4 | ▽ |

& No.は試料採取時のもの(2桁は1976年, 3桁は1977年)である。表示は、水の種類や採取地域ごとに経度順である。
 #, ☆・★は湖水, 1~7は河川水, 8~0は井戸水・湧水, a~mは温泉水(坑井深度を, 1000 m以下を小文字で、
 同以上を大文字で示す), △~▽は第四紀火山域の温泉水である。*, 不確か性が高いデータを示す(本文・第9図(C)参照)。

第4表 本報告で使用した北海道の地盤地質情報(吉田ほか編, 2009)の地質単元一覧表(茂野(2011)参照)。

Table 4 List of the geologic units of Hokkaido based on the basement geology data (Yoshida *et al.* ed., 2009) used in this article (refer to Shigeno (2011)).

| 番号 | 地質単元 | 地層名 | | Vp km/s | Vs km/s | ρ g/cm ³ | 地図表示 略号 | 塗色パラメータ | | |
|----|---------------|-----------------|---|------------|------------|------------------------|------------|---------|-----|-----|
| | | 石狩平野北西部の場合 \$1 | 勇払平野・馬追丘陵の場合 | | | | | R値 | G値 | B値 |
| 1 | 完新統～中部更新統 | (略) | (略) | 1.76 | 0.40 | 1.98 | H-Q2 | 220 | 255 | 220 |
| 2 | 下部更新統 | (略) | (略) | 2.09 | 0.72 | 1.98 | Q1 | 220 | 255 | 188 |
| 3 | 鮮新統 | 当別層 | 荷葉層 | 2.62 | 1.20 | 2.06 | P | 255 | 255 | 190 |
| 4 | 上部中新統 | 望来層 | 平取層・軽舞層 | 3.21 | 1.73 | 2.27 | M3 | 255 | 255 | 130 |
| 5 | 中部中新統 | 盤の沢層・厚田層, 奔須部都層 | 川端層・振老層, 滝の上層(上部) | 4.07 | 2.35 | 2.41 | M2 | 255 | 250 | 0 |
| 6 | グリーンタフ(下部中新統) | 定山溪層(グリーンタフ) | 滝の上層(下部) | 5.42 | 3.13 | 2.57 | M1 | 224 | 254 | 61 |
| 7 | 古第三系 | 樺戸層 | 紅葉山層, 南長沼層, 幌内層, 石狩層群 | 3.41 | 2.00 | 2.36 | PG | 255 | 220 | 92 |
| 8 | 上部白亜系・衝上断層帯 | — | 函淵層群, 上部・中部蝦夷層群 | 4.67 | 2.70 | 2.58 | UC (+FZ) | 188 | 255 | 156 |
| 9 | 基盤岩類～コンラッド面 | 隈根尻層群 | 下部蝦夷層群, 隈根尻層群, 空知層群, 神居古譚変成岩類, 日高変成岩類 | 5.78 | 3.40 | 2.77 | Basement | 236 | 0 | 255 |
| 10 | コンラッド面～モホ面 | — | — | 6.70 | 3.75 | 2.90 | — | 220 | 0 | 156 |
| 11 | モホ面～深度100 km面 | — | — | 7.70 | 4.30 | 3.25 | — | 255 | 0 | 127 |
| 12 | 深度100 km面以深 | — | — | 8.10 | 4.50 | 3.37 | — | 255 | 0 | 0 |

備考: 本表の左の7列は吉田ほか(2007), 吉田ほか編(2009)に基づく。右の4列は茂野(2011)による。\$1は札幌西南山地を含む。9の基盤岩類は、後期白亜紀よりも古い岩石・地層とともに、それ以降の変成岩類・深成岩類などを含む(吉田ほか, 2007)。

分析計(Micromass社製602C型)を使用して著者が実施した。酸素同位体組成については、地質調査所(当時、川崎市高津区溝口)で著者が自作した前処理装置を使用し、安藤直行氏の実験室の質量分析計(日立製作所製RMU-6RS型)を使用して著者が実施した。測定にあたっては、松尾禎士氏の実験室で作成された内部標準水を一定頻度で処理・分析するとともに、岡山大学温泉研究所(三朝)の酒井均氏の実験室で作成された2種類の内部標準水などについても処理・分析を行って、分析精度の信頼性を確保した。

3.3 分析結果

試料水の分析結果として、溶存化学組成、水の水素・酸素同位体組成などを整理して第3表(A)・(B)に示す。

水素・酸素同位体組成は、標準平均海水(SMOW)の水素・酸素同位体組成を基準とした以下のδ値(千分率偏差, ‰(パーミル))で表示した。なお、分析の測定誤差(2σ)は、概略的に水素で±2‰, 酸素で±0.2‰である。

$$\delta X_{\text{試料水}} = (R_{\text{試料水}} / R_{\text{SMOW}} - 1) \times 1000 \quad (\text{‰})$$

(ただし、X = D または ¹⁸O, R = D/H または ¹⁸O/¹⁶O)

今回の分析結果は、溶存化学組成については基本的に従来の文献値(北海道立地下資源調査所(1977, 1979)など)とよい一致を示す。水素・酸素同位体組成についても、登別地区などについての松葉谷ほか(1978)などの分析値と、基本的に良い一致を示す。

3.4 分析結果の図化表示

第3表(A)・(B)の分析結果に基づいて、各種の図の作成を行った。第3図(A)～(C)に試料水の採取温度と坑井深度、pH、T.S.M.との関係を示す。第4図には、試

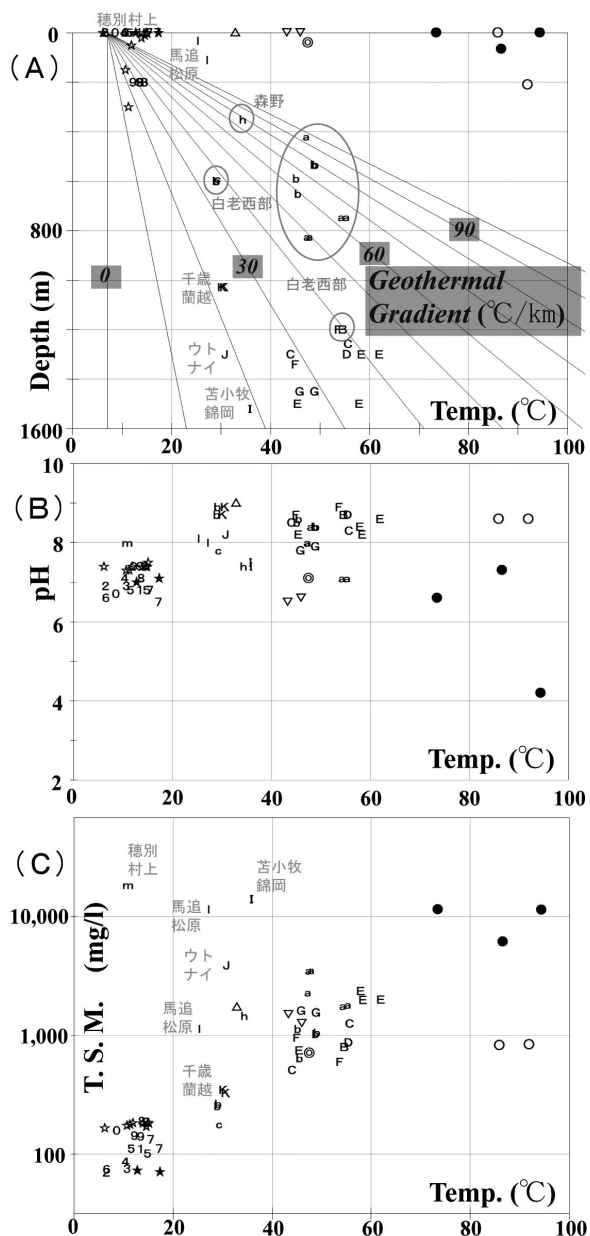
料水の主要溶存化学組成のパイパーダイアグラム(キー図)を示す。また、地図表示として第5図(A)～(D)には、試料水の溶存化学組成の分布をスティフダイアグラム(ヘキサ図)などを用いて平面図・断面図に示す。なお、図の煩雑化を避けるために、2年度に渡って採取・分析した同一温泉からの試料については、1977年分のみを表示したことがある。

第6図(A)・(B)には、試料水の水素-酸素同位体組成の相関性を示す。また、第7図(A)・(B)には、試料水の同位体組成と採取地点標高の相関性を、第8図(A)・(B)には、試料水の水素・酸素同位体組成とCl濃度の相関性を各々示す。

一方、第9図(A)～(C)には、試料水の可溶性成分濃度の相関性を示す。これらは、(A)がCl-B, (B)がCl-Br, (C)がCl-Iの関係となっている。

さらに、第10図(A)～(D)には、温泉水への地球化学的温度計手法の適用結果を示す。これらは、(A)がNa-K・K-Mgの2種類の温度計による温度の三角図を用いた統合表示、(B)がNa-K-Ca温度-SiO₂(QC)温度の相関表示、(C)・(D)が試料水の採取温度-SiO₂濃度に基づく混合水モデル温度表示となっている。

上記の各図では、第3表に示した記号・数字を用いて、各試料を系統的に表示した。すなわち、地表水・地下水は3種類に区分し、倶多楽湖・支笏湖の湖水を各々★・☆で、河川水を1～7で、井戸水・湧水を8～0で示した。温泉水は4地域の区分に沿って、(2)白老地域ではA～H, (3)石狩低地帯ではI～L, (4)古第三系域として村上鉱泉をM, (1)第四紀火山域では△, ○, ◎, ●, ▽で示した。(2)～(4)については、試料水を採取した坑井の深度が1,000 m以上の場合は大文字(A～M)で、1,000 m以下の場合は小文字(a～m)で示す。なお、第3図などでは、地域記号に添えて略式の地名・温泉名を示し



第3図 試料水の採取温度と坑井深度，pH，T.S.M.との相関性. (A)は採取温度－坑井深度，(B)は採取温度－pH，(C)は採取温度－T.S.M.（常用対数化）の各関係を示す. 試料水の記号は第3表を参照. (A)では参考に，地表温度を調査地域の平野部の代表的な年平均気温（7.0℃），地下の温度勾配を一定と仮定して，地温勾配の直線群を示す.

Fig. 3 Correlations of the collection temperature to the well depth, and the pH and the T.S.M. of the sample waters. (A) Relation of the collection temperature and the well depth. (B) Relation of the collection temperature and the pH. (C) Relation of the collection temperature and the T.S.M. (in logarithmic scale). Refer to Table 3 for the sample symbols. Reference geothermal gradient lines are drawn in (A) on the assumptions that the surface temperature is of the typical averaged annual temperature (7.0 °C) of the plains in the survey area, and the geothermal gradient is constant for each line.

は，第1表を参照されたい. 特に，地下の地質分布については，吉田ほか（2007）・吉田ほか 編（2009）による北海道の電子化3次元地盤地質データを使用した. その処理には，茂野（2011）に基づいて上記のQMM系を改良使用した. 第4表に，使用した地質単元の一覧表を示す.

4. 流体地球化学的手法に基づく考察

ここでは，地熱流体化学的な各種の調査・評価手法に基づいて，以下の順序で検討を加える. (1) 主要溶存化学組成・湧出温度に基づく基礎的な考察. (2) 水素・酸素同位体組成に基づく水の起源および降水を起源とした温泉水の涵養高度の考察. (3) 可溶性成分の濃度比に基づく水の起源・貯留岩石などについての考察. (4) 各種の地球化学的温度計手法の適用に基づく地下の熱水系の温度の考察.

これらの検討は，多くの場合に上記2.の4地域に分けて行ったが，調査の経緯により第3表に沿って(2)白老地域，(3)石狩低地帯，(4)古第三系域の後に，(1)第四紀火山域の順序となっている. 地表水・地下水（白老地域と第四紀火山域から採取）については，項目を改めて述べた. なお，本説の主要対象は温泉水であるため，地表水・地下水については議論を省略したことがある.

4.1 主要溶存化学組成・湧出温度に基づく考察

4.1.1 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水（a～h）は，概略的に湧出温度が30～60℃，pHが7～9，塩濃度が500～4,000 mg/lで，基本的に陰イオンではClとHCO₃，陽イオンではNaが卓越する（第3表・第3図・第4図・第5図）. なお，

た場合がある (I, 苦小牧錦岡; J, ウトナイ; K, 千歳蘭越; l, 馬追松原; m, 穂別村上など). また，第4図，第6図などでは，比較のために各種の文献からの引用データなどを合わせて表示した.

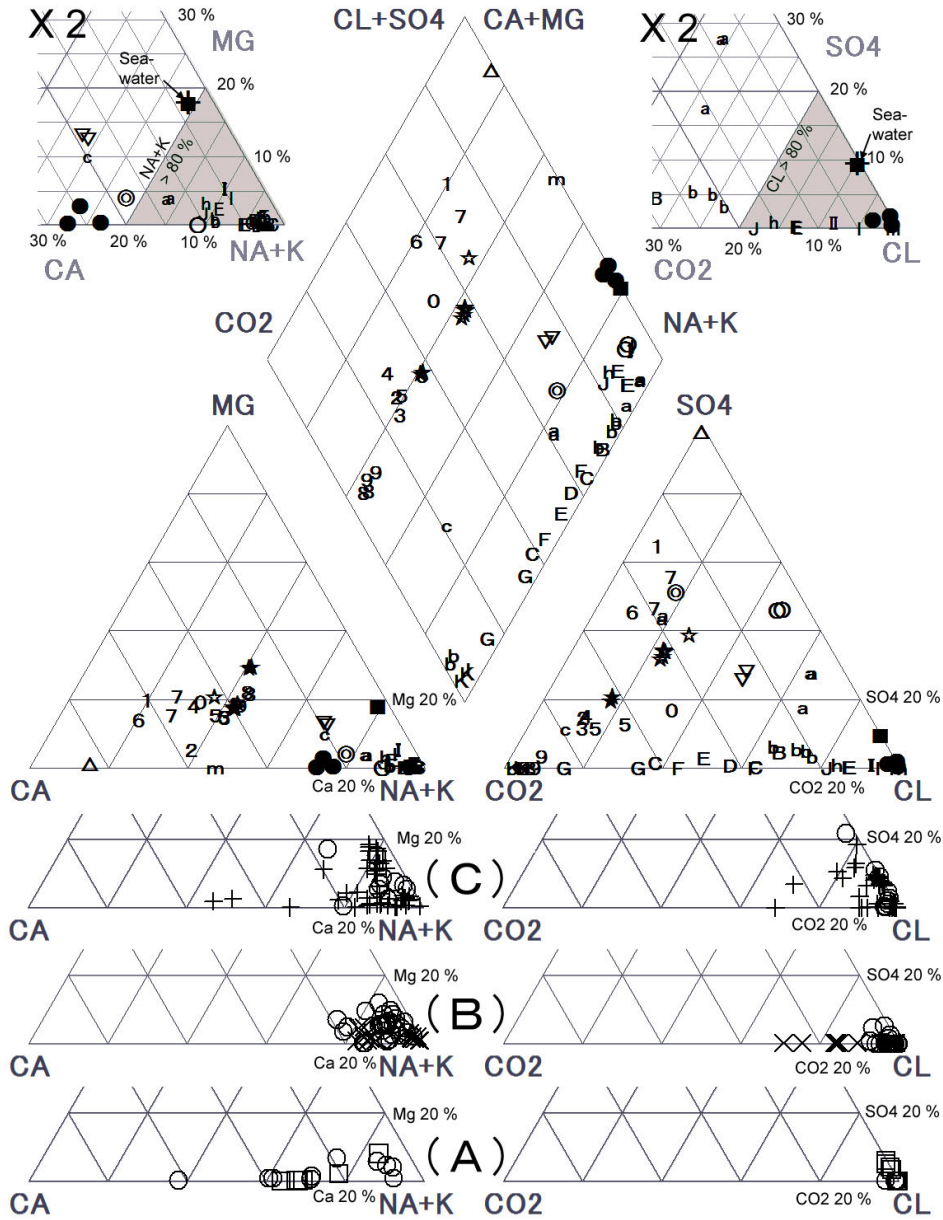
上記の各種の図の作成は，茂野（2004a），地質調査総合センター（2007），茂野（2008）などの方法によって行った. すなわち，データを半規格化フォーマットに沿って表計算ソフトウェアによって電子データベース化し，地熱流体化学データの簡易表示ソフトウェアGPGG系（Microsoft社のVisual Basic v.6のインタープリター環境で作動し，各種の改変が可能）を用いて図化した.

また第5図，第11図などでは，簡易表示ソフトウェアQMM系（同上）を用いて各種の公開電子地理・地球科学情報を平面・断面地図化し，市販の画像処理ソフトウェアを用いて重合化した. 使用した電子情報について

上記の塩濃度は本説の調査で採取・分析された試料についてのものであり、より網羅的な調査・データ編集（北海道立地下資源調査所，1977；松波，1995；地質調査総合センター，2002）では、ごく一部に特異的に高い値（～10,000 mg/l）などが報告されている。上記の化学的

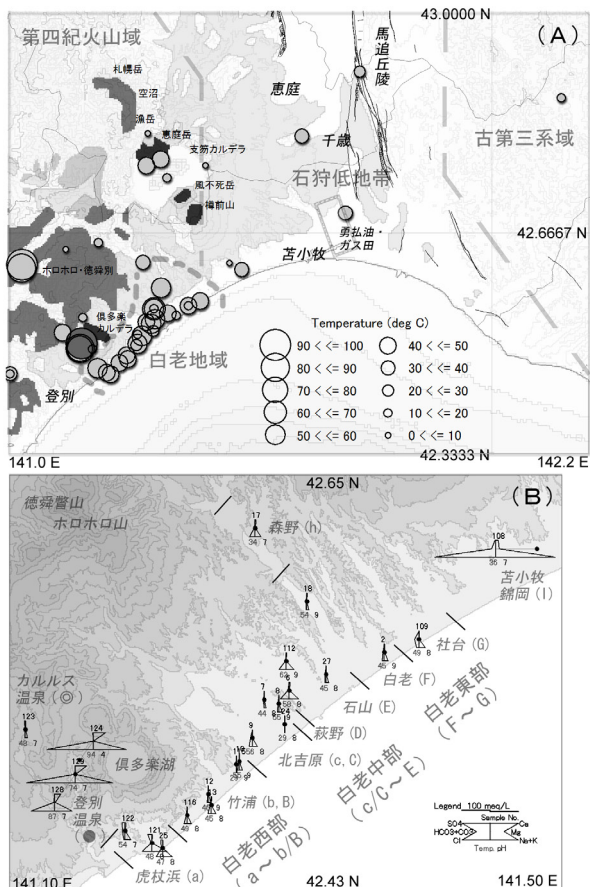
特性は、一般に火山地域とその周辺地域において、降水起源の地下水が主に熱伝導により加熱されて生成する高温～中温熱水が示すもの（例えば，White，1970）に一致する。

地区別の特徴として（第4図，第5図(B)・(D)など参



第4図 試料水の主要溶存化学組成のパイパーダイアグラム（キー図）。上部は今回の分析結果を示し、最上部に試料水が集中するNa+K端部とCl端部を拡大して示す。試料水の記号は第3表を参照。下部の(A)・(B)・(C)には、北海道の高塩濃度温泉水（松波，1993，1994，1995；鈴木・柴田，2007）の主要陰・陽イオンの三角図の主要部を比較のため示す。(A)は、炭田地域，(B)は北海道中軸部の低地帯，(C)は海岸沿いの温泉である（茂野（2011）参照）。

Fig. 4 Piper diagrams for the major chemical components of the sample waters. The upper part shows the analytical results of the present article. The corners of Na+K and Cl, where the samples are concentrated, are enlarged at the figure top. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), (B) and (C) at the lower part, main parts of tri-linear diagrams of the major anions and cations for the saline hot-spring waters from Hokkaido (Matsunami, 1993, 1994, 1995; Suzuki and Shibata, 2007) are shown for comparison. (A), (B) and (C) show hot-spring waters from the coal fields, the low lands at the central part of Hokkaido, and the seacoast areas, respectively. Refer to Shigeno (2011).



←
第5図 試料水の溶存化学組成の分布図（その1）。（A）は、試料水の温度と pH の地図平面分布を示す。温度は凡例を参照。pH は濃灰色が 3～6、薄灰色が 6～9 を示す。背景に、第四紀火山の分布と活断層の分布（使用データは第1表を参照）と勇払油・ガス田の分布（石油技術協会，2004）を示すとともに、調査地域の4区分を示す。第四紀火山の分布について、濃灰色は非アルカリ岩系の苦鉄質～珪長質の火山岩類を、薄灰色は火砕流堆積物を示す。（B）は、特に白老地域の温泉水について、スティフダイアグラム（ヘキサ図）の拡大地図平面分布を示す。試料水の番号は第3表を参照（同一地点からの試料は1977年採取のものを表示）。

Fig. 5 Distribution maps of the chemical compositions of the water samples (1/2). (A) Plane map distribution of the temperature and pH of the samples. Refer to the legend for the temperature. The pH is shown with dark gray and light gray for 3 to 6 and 6 to 9, respectively. The distributions of the Quaternary volcanoes, the active faults (refer to Table 1 for the data sources) and the Yufutsu oil and gas field (Japanese Association of Petroleum Technology, 2004), and the four divisions of the survey area are shown in the background map. For the distributions of the Quaternary volcanoes, non-alkaline mafic and felsic rocks are shown with dark grays, and pyroclastic rocks are shown with light grays. (B) Enlarged plane map distribution of Stiff diagrams for the geothermal-water samples at the Shiraoi area. Refer to Table 3 for the sample numbers (only 1977 data are shown where 1976 sample was collected from the same location).

照）, 西部の虎杖浜地区 (a) の温泉水は相対的に浅部でも高温・高塩濃度であり, やや酸性で SO_4 に富む傾向が強い ($\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ 型を含む). 中部の石山地区 (E) では, 深部の温泉水に相対的に高温・高塩濃度で典型的な Na-Cl 型が出現する. 一方, 東部の白老・社台地区 (F・G) では相対的に深部まで低温で, HCO_3 に富み有機物起源 (フミン酸) と推定される淡褐色～褐色を呈する傾向が強い.

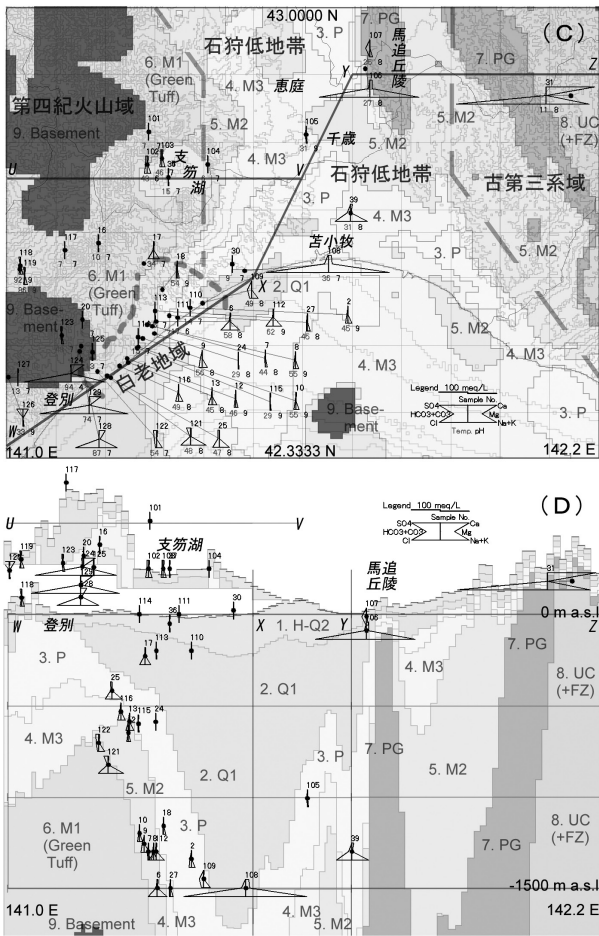
同時に, 白老地域では地区を通じてかなり不規則な温泉水の化学的性状の分布が認められ, HCO_3 に富み淡褐色を呈する温泉水は西部の竹浦～中部の石山地区 (b～E) にも分布している. この原因は, 浦上 (1992) などが指摘するように白老地域の地下には異なる性質の温泉水の胚胎層が不透水層を挟んで, 3 次元的に複雑に 2～4 層程度 (あるいはそれ以上) 存在していることであると推測される.

白老地域の主部から離れた森野地区の温泉水 (h) は, 相対的に pH が低い典型的な Na-Cl 型となっている. しかし, 北海道立地下資源調査所 (1977, p.93-95) によれば, 第四紀火山 (徳舜警山-ホロホロ山) の山麓部に位置するとともに, 地表に分布するグリーンタフ層への断裂系発達と鉍化作用が顕著な森野地区では, 自然湧出の温泉水と坑井掘削 (深度数 100 m) により湧出する温泉水の化学組成は多様であり, 解釈が難しい. したがって,

本説では森野地区についての議論は差し控える.

第3図 (A) では, 本地域の年平均気温 (平野部で概略 7°C (気象庁・気象業務支援センター, 2001, 2002)) を地表温度とし, 地下の温度勾配を一定として, 簡略的に地温勾配の直線群を計算して背景に示した. これらの直線群と, 白老地域の各温泉の坑底深度と湧出温度との関係を比較すると, 概略的に西部では $40\sim 90^\circ\text{C}/\text{km}$ 程度, 東部では $25\sim 40^\circ\text{C}/\text{km}$ 程度であり, 西部から東部への系統的な温泉水の湧出温度に基づく見掛けの「地温勾配」の低下傾向が認められる. この傾向は, 浦上 (1992) などが指摘するように, 第5図 (C)・(D) に示される第四紀の堆積物の層厚 (沈降による) と調和的である. 森野地区では, 西部と同様に温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」が大きい.

なお, 温泉水が地下深部から坑井を通じて地表にもたらされる場合には, 浅部低温地下水の漏入, 気液分離などの効果が無視できる条件下でも, 上昇途中でより低温の周囲への熱伝導損失によって温泉水の温度低下を生じ



←
第5図 試料水の溶存化学組成の分布図 (その2). (C)はスティフダイアグラム (ヘキサ図) の地図平面分布を示し、背景に吉田ほか 編 (2009) の電子地盤地質データに基づいて地表・海底下深度 1,500 m の地質分布を示す。(D)はスティフダイアグラム (ヘキサ図) の地図断面投影分布 (縦/横の縮尺比は 30) を示し、背景に吉田ほか 編 (2009) に基づいて地質断面図の東西方向の投影図を示す。断面線 (U-V および W-X-Y-Z) の位置は (C) を参照。試料水の番号は第 3 表を参照 (同一地点からの試料は 1977 採取のものを表示)。地質単元の略号は第 4 表を参照。

Fig. 5 Distribution maps of the chemical compositions of the water samples (2/2). (C) Plane map distribution of Stiff diagrams of the samples. Geology distribution at 1,500 m depth from the surface and sea bottom is shown, as the background map, based on the electronic geology data by Yoshida *et al.* ed. (2009). (D) Cross-section map distribution of Stiff diagrams of the samples with the vertical/horizontal scale ratio of 30. Cross-section of the geology distribution is projected to E-W direction in the background map based on Yoshida *et al.* ed. (2009). Refer to (C) for the cross-section lines (U-V and W-X-Y-Z). Refer to Table 3 for the sample numbers (only the data for 1977 are shown where the sample was collected in 1976 from the same location). Refer to Table 4 for the abbreviations of the geologic units.

る。この影響は、坑井の仕様・環境条件 (特に深度、口径、流量) によって大きく異なるが、本地域の坑内温度検層データは最高 70℃ 以上となっており (浦上, 1992; I-4 井・SD-4 井), 坑底温度と湧出温度との差は大きな場合約 20℃ に達していると推測される。したがって、上述した温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、実際の地温勾配 (ただし、文献の報告値は、仮定した坑口温度と坑井仕上げ時に測定された坑底温度の 2 点から簡易的に計算されている場合が少なくない) よりも小さな値になっていると考えられる。

4.1.2 石狩低地帯と古第三系域の温泉水

石狩低地帯と古第三系域の温泉水 (I ~ m) は、白老地域よりも湧出温度が低く 10 ~ 35℃, pH が 7 ~ 9, 塩濃度が 2 極化して ~ 1,000 mg/l 以下または ~ 10,000 mg/l 以上 (第 3 図) で、前者 (K・l (~ 30 m 深)) は Na-HCO₃ 型, 後者 (I・(J)・l (~ 110 m 深)・m) は Na-Cl 型である (第 4 図)。これらの温泉水は、白老地域東部の温泉水の場合と同様に、有機物起源 (フミン酸) と推定される淡褐色 ~ 褐色を呈する傾向が強い (ただし、穂別村上 (m) を除く)。なお、塩濃度が中間的な値のウトナイ (J) については、高塩濃度であったために坑井

が埋め戻されて深度 600 ~ 700 m から温泉水が採取されており (北海道立地下資源調査所, 1977), 本来的に後者に属すると考えられる。特に古第三系域の穂別村上 (m) は、高塩濃度で Ca に富む点で特異的であり、Ca-Na-Cl 型となっている。

茂野 (2011) は、電子地球科学情報 (特に、地質調査総合センター, 2002; 吉田ほか 編, 2009) の統合的な表示を行い、松波 (1992, 1993, 1994, 1995) などによる北海道の高塩濃度温泉水についての系統的な化学的研究を参考に、石狩低地帯 - 古第三系域の「大深度温泉」を分類・整理した。その結果、これらの低温温泉 (すべて 60℃ 以下, ~ 中性) の分布領域を、以下の (A) ~ (E) に 5 区分した (茂野 (2011) の第 2 図 ~ 第 9 図を参照; 西方の (F) 火山性熱水系の分布領域を除外)。下記の温泉群の化学的な差異と地域的な分布は、水の主要な起源である海水と貯留層の主要構成岩石である碎屑性堆積岩類の水 - 岩石反応の程度 (続成作用 ~ 変成作用の温度、経過時間など; 特に Mg と Ca の化学的分別)、降水起源地下水の混合の程度などによって規定されているとして、定性的に理解される。

(A) 石狩低地帯の東方 (古第三系域) には、高塩濃度で Ca に富み Mg・SO₄ に乏しい Na-Ca-Cl 型 ~ Ca-Na-

Cl型の温泉（古期化石海水起源系）が分布。

(B) 石狩低地帯内の比較的内陸部の深部には、高塩濃度で $Mg \cdot SO_4$ に乏しい Na-Cl 型の温泉（新期化石海水起源系）が分布。

(C) 石狩低地帯内の比較的海岸沿いの深部には、高塩濃度で比較的 $Mg \cdot SO_4$ に富む Na-Cl 型の温泉（近海水起源系）が分布。

(D) 石狩低地帯内の比較的浅部には、中塩濃度の Na-Cl 型や低塩濃度の Na- HCO_3 型の温泉（混合系や降水起源系）が分布。

(E) 石狩低地帯の西縁部や石狩低地帯内の深部の一部には（ともに恐らく断層・断裂帯に沿って）中塩濃度の Na- HCO_3 -Cl 型の温泉（火山ガス混入系や分解ガス混入系）が分布。

第4図・第5図(C)により、概略的に石狩低地帯の西縁部の海岸沿いのIは上記の(C)の近海水起源系、内陸部の馬追地区の高塩濃度のIは(B)の新期化石海水起源系に対応し、高塩濃度のJと低塩濃度のK、Iは(D)の混合系・降水起源系に対応すると考えられる。一方、古第三系域のmは、上記(A)の古期化石海水起源系に対応する。

石狩低地帯西部の温泉については、温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、 $20^{\circ}C/km$ 程度と小さい（第3図(A)）。ただし、4.1.1で述べたように、温泉水が坑井内を上昇する間に伝導的に温度の低下を生じるため、実際の地温勾配はこれよりも若干大きいであろう。一方、石狩低地帯東部の馬追丘陵（N-S走向の活逆断層・褶曲帯）のIでは、坑井深度～110mの温泉水の湧出温度が～ $27^{\circ}C$ となっており（第3図(A)）、地下深部からの顕著な流体上昇が生じていると推定される。また、古第三系域のm（～ $11^{\circ}C$ ）についても、該当地域の年平均気温～ $5^{\circ}C$ （気象庁・気象業務支援センター、2002）に比較して若干温度が高く、地下深部からの流体上昇を示唆する。

4.1.3 第四紀火山域の温泉水

一方、第四紀火山域の温泉水は多様であり、登別（●）は高温・高塩濃度で酸性傾向の Na-Ca-Cl 型、北湯沢（○）は高温・低塩濃度で弱アルカリ性の Na-Cl- SO_4 型、カルルス（◎）は中温・低塩濃度で中性の Na-Ca- SO_4 - HCO_3 -Cl 型、支笏湖北西岸（▽；本説ではオコタン・丸駒を合わせて呼ぶ；以下同）は中温・中塩濃度で中性の Na-Ca-Cl- SO_4 - HCO_3 型、川股（△）は低温・中塩濃度で弱アルカリ性の Ca- SO_4 型となっている（第3表・第3図・第4図・第5図）。

これらの化学特性の起源については、概略的に以下のように推測される。第四紀の若い倶多楽火山の西方に隣接し、日和山・大湯沼・地獄谷を中心^{ひより}に火山性の噴気地・酸性変質帯が発達する登別地区では、松葉谷

ほか（1978）、安孫子（1991）などが指摘しているように、熱的にも化学的にも温泉水に高温のマグマ起源流体（ H_2O のほかに、Cl, SO_2 , H_2S , CO_2 などのガス成分に富む）の寄与が推測される。また、比較的新しい第四紀火山の近傍に位置する北湯沢・カルルス・支笏湖北西岸の温泉水では、火山の地下深部に賦存するマグマ溜まり—高温固結火成岩体を起源とした熱および若干の火山性ガス成分の寄与が推測される。

これらに対して、川股の温泉水は第四紀火山活動の影響が低く、降水起源地下水と硫酸塩・硫化鉱物に富む新第三系との反応が起源となっている可能性が高いと推察される。すでに松波（1998）は、北海道西部の東半部の各地（川股を含む）に、鉱化帯を伴う新第三系火山岩類から中性・Ca-Na- SO_4 -Cl 型の温泉水が湧出していることを報告しており、上記の生成・湧出環境にあると推測している。

なお、本説の第四紀火山域の温泉水は、大部分が自然湧出あるいは浅い坑井から自噴するものである。したがって、第3図(A)の温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は、地下深部からの温泉水の早い上昇によって非常に大きな値となっている。

4.1.4 地表水・地下水

本調査地域の湖水・河川水・井戸水・湧水（白老地域と第四紀火山域から採取）は、基本的に低温・低塩濃度・中性である（第3表、第3図）。これらは地表水・地下水の分類としては、アルカリ土類非炭酸塩型およびアルカリ土類炭酸塩型に相当し（第4図）、日本の地表水および浅層～中層地下水に一般的に認められるものである。なお、支笏湖水については、倶多楽湖水および河川水・井戸水・湧水に比較して明瞭に塩濃度が高く（第3図(C)）、周辺温泉あるいは湖底からのある程度高塩濃度の流体の寄与の可能性が指摘される。

上記の井戸水は、本地域の年平均気温（平野部で概略 $7^{\circ}C$ ）よりもやや高い温度を示すが（低温の湧水（no. 0）については下記4.2.2を参照）、その原因は地温勾配による加温の可能性が高いと考えられる。石狩低地帯南西部の深度250mまでの地下水井では、 $30 \sim 40^{\circ}C/km$ 程度の地温勾配が報告されており（北海道立地下資源調査所、1996）、深度250mでの貯留・流動として年平均気温+ $7^{\circ}C$ 程度の増温が調和的に推定される（第3図(A)参照）。なお、湖水・河川水も上記の年平均気温よりもやや高い温度を示すものが多いが、その原因は試料を採取した6・7月の高い気温（気象庁・気象業務支援センター（2002）によれば平野部の同月の平均値は概略 $14^{\circ}C \cdot 18^{\circ}C$ ）の影響を受けている可能性が高いと考えられる。

4.2 水素・酸素同位体組成に基づく考察

温泉水の水素・酸素同位体組成については、温泉水の

起源の考察の目的で調査地域の地表水・地下水との比較検討が重要である。このため、地表水・地下水について先に考察を加えるが、まず湖水について述べる。

4.2.1 湖水

倶多楽・支笏の2つの大きなカルデラ湖からの湖水試料(★・☆)は、河川水・井戸水試料に比較して高い δD 値(各々 -50% 、 -55%)、 $\delta^{18}O$ 値(同 -7.0% 、 -8.2%)とCraig(1963)の全地球的な降水線($\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$)に近い相対的に低い d パラメータ値($d = \delta D - 8 \times \delta^{18}O$) (同 8% 、 12%)を持つ(第6図(A)・(B))。これは、それぞれ長期間の湖面からの蒸発によって重い同位体が若干濃縮しているためと考えられるが、倶多楽湖にはその傾向がより顕著である。

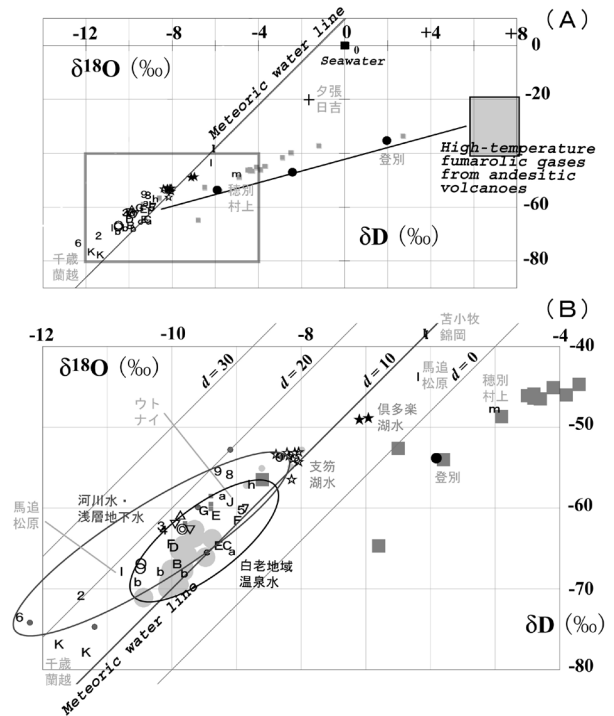
その原因は、基本的に倶多楽湖の方が支笏湖に比較して降水を起源とした地表水・地下水の供給域が狭く、また深度が浅くて表面積/体積比が高い(平均深度として前者が ~ 105 m、後者が ~ 265 m)のために、蒸発効果が大きいことによる可能性が高いと考えられる。しかし、倶多楽湖の方が低緯度にあり海岸に近いため、恐らく相対的に平均降水の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値がやや高いこと、平均気温が高く蒸発が活発であること、また降水量が少ないことも寄与している可能性がある。なお、両カルデラは ~ 4 万年前に生成したと推定されており、湖生成後の蒸発の継続期間の長さが大きな影響を与えている可能性は低いと推測される。

支笏湖では、1976年7月に不十分ではあるが深度別の採水(3.1参照)が行われて、船上試料での测温ではあるが、概略的に深部からの試料水ほど相対的に低温を示して(第3表)温度成層構造の存在が示唆された。しかし、他の溶存化学組成と同様に、 δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は均一性が高い。1977年6月の支笏湖水試料は、湖東端の千歳川への流出部のもの(第2図(A))で地域の年平均気温に近い $6.3^{\circ}C$ であるが、上記と同様の化学組成・同位体組成となっている。したがって、これらの試料の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は、支笏湖水の平均値に近い可能性が高いと推定される。また、倶多楽湖水についても、上記2年度の分析結果の一致がよい(温度を除く)ことから同様に考えられる。

4.2.2 河川水・浅層地下水

今回の河川水試料(no. 1~7)は、 δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が各々概略 $-75 \sim -60\%$ 、 $-12.3 \sim -8.9\%$ の範囲にあり、Craig(1963)の全地球的な降水線よりもやや高い d パラメータ値($11 \sim 24\%$)を示す(第6図(B))。井戸水・湧水(no. 8~0)は、低地の河川水よりも若干高い δD 値、同等の $\delta^{18}O$ 値を持ち、比較的近傍の丘陵~低地域の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。なお、特異的に低温の湧水(no. 0)には、支笏湖水を起源として短

期間で流動して来た可能性が、 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の類似性(第6図(B))、溶存化学組成のある程度の類似性(第4図)、地理的分布のある程度の近接度(第2図(A))、流路とな



第6図 試料水の水素-酸素同位体組成の相関性。(A)は全試料の表示、(B)は白老地域についての拡大表示である。試料水の記号は第3表を参照。(A)の灰色の■は松葉谷ほか(1978)による登別地区の温泉水のデータ、十は松波(1994)による夕張日吉地区の温泉水のデータである。(B)の薄灰色の○は浦上(1996)による白老地域のデータ(小は河川水、大は温泉水)、灰色の■は松葉谷ほか(1978)による登別地区のデータ(同上)、小さな濃灰色の●はMizota and Kusakabe(1994)による調査地域周辺の河川水・浅層地下水である。詳しくは本文参照。

Fig. 6 Relations of the hydrogen and oxygen isotopic compositions of the sampled waters. (A) All samples. (B) Enlarged part for the Shirai area. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), gray squares are of the hot-spring waters from the Noboribetsu area after Matsubaya *et al.* (1978), and cross is of the geothermal water from the Hiyoshi area in the Yubari region after Matsunami (1994). In (B), pale gray circles and gray squares are of the samples (small ones, river waters; large ones, geothermal waters) from the Shirai area after Urakami (1996), and from the Noboribetsu area after Matsubaya *et al.* (1978), respectively. Small dark-gray circles are of river and shallow ground waters from the survey area and the adjacent areas by Mizota and Kusakabe (1994). Refer to the text for details.

る地下浅部の火砕流堆積物の分布の連続性（第5図(A)）などから指摘される。

試料数が少なくまたデータ値の分散が大きいが、概略的に本地域の河川水・井戸水・湧水を合わせて、その δD 値(‰)と $\delta^{18}O$ 値(‰)には各々試料採取高度(Elv, m)の効果が認められる(第7図(A)・(B))。1次式による回帰分析の結果(ρ^2 は分散値)は次の通りである。なお、漁川からの河川水試料(最北のno. 6; 第2図(A))に関して、他の河川水・浅層地下水試料との地理的な隔離、後述する地理的な同位体効果などから2種類の処理を行った。両者の相違はそれ程大きくない。

$$\delta D = -0.0218 \times \text{Elv} - 56.8$$

(9 試料 (no. 6 を含める), $\rho^2 = 0.792$)

$$\delta D = -0.0182 \times \text{Elv} - 56.7$$

(8 試料 (no. 6 を除く), $\rho^2 = 0.810$)

$$\delta^{18}O = -0.00396 \times \text{Elv} - 9.12$$

(14 試料 (no. 6 を含める), $\rho^2 = 0.726$)

$$\delta^{18}O = -0.00319 \times \text{Elv} - 9.13$$

(13 試料 (no. 6 を除く), $\rho^2 = 0.717$)

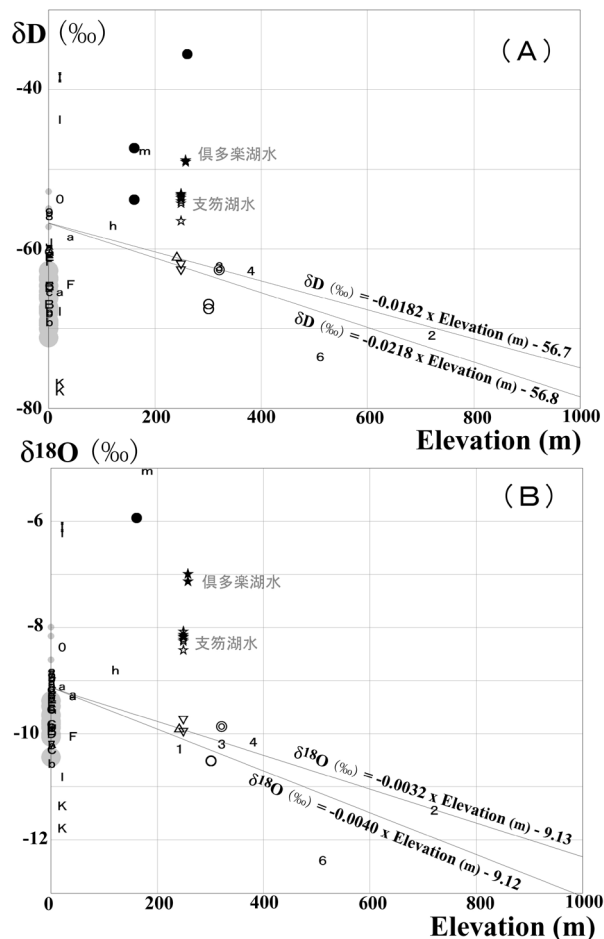
上記の4式の傾斜値(100 mの高度上昇あたり δD 値では-2‰程度、 $\delta^{18}O$ 値では-0.4~-0.3‰程度)に関しては、例えばGat (2010, p.58-63)による降水の $\delta^{18}O$ 値についての簡易的な理論計算値(-0.5~-0.1‰/100 m)に整合的である。また、例えば山田ほか(2003)による日本の火山地域の浅層地下水の δD 値についての編纂値(-2~-1‰/100 m)にも整合的である。なお、阿部ほか(1979)は、栗駒地域北部の火山性熱水系の研究で、河川水・湧水の $\delta^{18}O$ 値について概略的に-0.4‰/100 mを報告している。

本調査地域の河川水などについては、以下(1)~(3)の研究・調査結果が報告されている。

(1) Mizota and Kusakabe (1994)は、日本における広域的な河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値の分布について、緯度・内陸性・隣接海域の効果(高度効果などは除く)を半定量的に検討している。これによれば、本説の第四紀火山域-白老地域-石狩低地帯では北方に δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が低下する傾向が顕著であり、実測値(5試料)として δD 値では-75~-53‰、 $\delta^{18}O$ 値では-12.2~-8.3‰の範囲の値が報告されている(第6図(B)参照)。また、日本列島を島弧に平行的に3つの気候帯(日本海沿いのI帯~太平洋沿いのIII帯)に分けて*d*パラメータ値を計算しており、本地域が概ね該当する両者間のII帯の値は11~25‰と算出されている。今回の河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値、*d*パラメータ値は、これらに調和的である(第6図(B)参照)。

(2) 登別地区については、松葉谷ほか(1978)が小河川水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値を報告しており(各々-62~

-58‰、-9.8~-9.4‰)、今回の値に整合的である(第6図(B)参照)。なお、新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)は、登別~カルルス地区の河川水などについて δD 値、 $\delta^{18}O$ 値を報告しており、今回の結果と類



第7図 試料水の同位体組成と採取地点標高の相関表示。(A)は標高-水素同位体組成の関係を、(B)は標高-酸素同位体組成の関係を示す。試料水の記号は第3表を参照。各々2本の直線は、調査地域の降水起源河川水・浅層地下水の水素・酸素同位体組成に対する概略の標高効果を推定した回帰直線である(試料no. 6を含めた場合と含めない場合)。薄灰色の○は、第6図(B)を参照。詳しくは本文参照。

Fig. 7 Relations of the isotopic compositions of the sample waters and the sampling elevation. (A) Relation of the sampling elevation and the hydrogen isotopic compositions. (B) Relation of the sampling elevation and the oxygen isotopic compositions. Refer to Table 3 for the sample symbols. Two straight lines for (A) and (B) are based on the regression analysis for the elevation effect to the isotopic compositions of river and shallow ground waters of meteoric water origin (w/o the no. 6 sample). Refer to Fig. 6 (B) for pale gray circles. Refer to the text for details.

似性が高い(概略 δD 値が $-76 \sim -48\%$, $\delta^{18}O$ 値が $-10.1 \sim -6.9\%$ で, d パラメータ値が低く10%程度のものが多い)が, 報告書のデータ表示が図のみで数表の形になっていないため, 第6図などには表示しなかった。

(3) 白老地域については, 浦上(1996)が1995年に採取した4つの河川水試料の δD 値, $\delta^{18}O$ 値として, $-57 \sim -53\%$, $-9 \sim -8\%$ を報告しており, 上記の低地の河川水よりやや高く, 支笏湖水に近い値(d パラメータ値が比較的低い)となっている(第6図(B)). その原因は明らかではないが, これらの試料が海岸近傍の低地で採取されたものであることから, 停滞中の若干の蒸発や海水の混合などの影響の可能性が指摘される。

4.2.3 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水(a~h)は, δD 値, $\delta^{18}O$ 値が各々概略 $-70 \sim -56\%$, $-10.5 \sim -8.8\%$ の範囲にあり, Craig(1963)の全地球的な降水線に近い8~16%の d パラメータ値を示す(第6図(B)). これらの温泉水は, 相対的に低い d パラメータ値を示しており, 標高がある程度高い山地の降水起源の地下水を起源としていると想定して, 平均的に+1.0%程度(第6図(B)の2つの楕円の中心点の位置を比較)の酸素同位体シフトと見ることができ。したがって, Craig(1963)などに基づいて, これらの温泉水は地下の熱水系環境において, ある程度高温・長期間の水-岩石反応を経過した可能性(後述)が高いと推測される。これらの温泉水の中では, より本源的な温泉水と考えられるC1濃度が高いa, Eなどはやや高い $\delta^{18}O$ 値を, そうではないF, Gなどはやや低い $\delta^{18}O$ 値を示す傾向にあり(第8図(B)), この推測を支持している。

第7図(A)の河川水・浅層地下水の δD 値への高度効果に基づけば, δD 値が低い傾向にあるb・Bなど白老地域西部の倶多楽火山近傍の温泉水は, 標高の高い地域(概略400~600 m a.s.l.)の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。これに対して, E・F・Gなどのより東方の温泉水は δD 値が高い傾向にあり, より標高が低い地域(概略400 m a.s.l.以下)の降水を起源としている可能性が高いと考えられる。一部の δD 値が高い温泉(aとh)については, 各々分布位置や溶存化学組成から, 登別地区の熱水系に関係するマグマ起源の地熱流体の若干の寄与の可能性, 支笏湖水の一部混入の可能性が指摘される。なお, 温泉水の $\delta^{18}O$ 値については, 上述したように若干の酸素同位体シフトが発生しており(第6図(B)), 第7図(B)では起源降水の高度の効果は低減していると推測される。

上述した浦上(1996)も, 白老地域の温泉水について δD 値, $\delta^{18}O$ 値を報告しており, その値は今回の同温泉水の分析値に類似しているが, δD 値がやや低い傾向にある(第6図(B)・第7図(A)). それらは, 上記と類似のC1濃度と $\delta^{18}O$ 値の関係を示している(第8図(B)).

なお, 浦上(1996)は, 自身の報告による河川水(4.2.2参照)と温泉水の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の大きな相違から, 温泉水の起源として過去の寒冷期の降水の可能性を指摘している。しかし, 本説で示した降水起源河川水・浅層地下水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値への高度効果を考えればその可能性は低いと考えられる。

4.2.4 石狩低地帯と古第三系域の温泉水

一方, 石狩低地帯と古第三系域の温泉水(I~m)は, 塩濃度と同様に δD 値, $\delta^{18}O$ 値が2極化している。すなわち, 塩濃度が低いK・lでは各々 $-78 \sim -68\%$, $-11.8 \sim -10.8\%$ と調査地域内の温泉水では最も低い値を示すのに対して, 塩濃度が高いI・l・mは明瞭に高い各々 $-50 \sim -35\%$, $-6.2 \sim -5.0\%$ を示す(第6図(A)・(B)・第8図(A)・(B)).

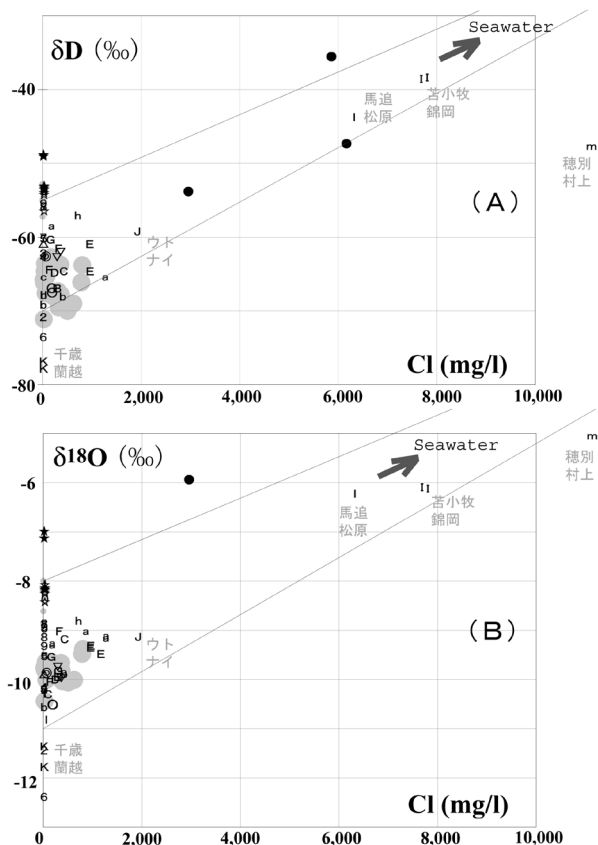
塩濃度が低いK・lについては, 降水を起源とした河川水・浅層地下水の δD 値の高度効果(第7図(A))から, 標高が高い地域(Kで~1,000 m a.s.l., lで~500 m a.s.l.)で涵養されたと考えられる。特に千歳地区の深度1,000 mの坑井からの低塩濃度・Na-HCO₃型(K)については, Mizota and Kusakabe(1994, Fig. 2)による広域的な δD 値の分布(平滑化した等値線で -70% 以下が遥か北方に位置する)から見て, 過去の寒冷期の降水を起源としている可能性が指摘される。

石狩低地帯で塩濃度が高いI・l(Jも含めて)は, $\delta D - \delta^{18}O$ 図(第6図(A)・(B))およびCl- δD 図とCl- $\delta^{18}O$ 図(第8図(A)・(B))で調査地域の降水起源地下水と現海水の混合線の近傍に位置しており, 海水起源地下水を最大40%程度含む降水起源地下水から生成したと考えられる。これに対して古第三系域(穂別村上)のmは, 上記の降水起源地下水-海水の混合線から外れた δD 値・ $\delta^{18}O$ 値・Cl濃度の関係を持つCa-Na-Cl型であることから, より古くより水-岩石反応が進んだ化石海水の寄与が大きな水(ただし, 降水起源の地下水でかなり希釈されている)であると推定される。

なお, 松波(1994)などは上述した夕張日吉地区の2号井の温泉水について, δD 値・ $\delta^{18}O$ 値・Cl濃度(各々 -20% , -1.5% , $\sim 15,600$ mg/l)を報告している(第6図(A)参照)。これらの値は, 上記の場合に比較して降水起源地下水の希釈の寄与が小さく, 化石海水の寄与が大きいことを示している。しかし, 降水起源の河川水・浅層地下水の値を各々起点とした(希釈の影響を取り除いた)夕張日吉の温泉水の δD 値/ $\delta^{18}O$ 値比, δD 値/Cl濃度比, $\delta^{18}O$ 値/Cl濃度比は, Iとmの各比の中間値となっており(第6図・第8図参照), Caが卓越する穂別村上(m)の方が水-岩石反応がより進んだ温泉水であることを示している。

4.2.5 第四紀火山域の温泉水

第四紀火山域の温泉水の中では、登別温泉水（●）の異常性が高く、松葉谷ほか（1978）と調和的に δD 値、 $\delta^{18}O$ 値が各々 $-55 \sim -35\%$ 、 $-6 \sim +2\%$ で、 $\delta^{18}O$ 値が非常に高いために Craig (1963) の全地球的な降水線の傾斜



第 8 図 試料水の同位体組成と Cl 濃度の相関表示. (A) は Cl 濃度－水素同位体組成の関係を、(B) は Cl 濃度－酸素同位体組成の関係を示す. 試料水の記号は第 3 表を参照. 2 本の直線の内側は、調査地域周辺の降水起源河川水・浅層地下水と海水との単純混合水の領域にあたる. 薄灰色の○は、第 6 図 (B) を参照 (ただし、河川水の小丸については、浦上 (1996) が非報告の Cl 濃度を 0 mg/l として表示). 詳しくは本文参照.

Fig. 8 Relations of the isotopic compositions and the Cl concentrations of the sample waters. (A) Relation of the Cl concentration and the hydrogen isotopic composition. (B) Relation of the Cl concentration and the oxygen isotopic composition. Refer to Table 3 for the sample symbols. The area between the two straight lines is the mixed water region of the river and shallow ground waters of meteoric water origin around the survey area, and seawater. Refer to Fig. 6 (B) for the pale gray circles (small circles for river waters are shown with 0 mg/l of Cl concentration for the values not reported by Urakami (1996)). Refer to the text for details.

よりも緩やかな傾斜 (~ 2.2) を持ち、前述した高い Cl 濃度とも合わせてマグマ起源水 (高温火山ガス) (例えば、Giggenbach, 1992) の寄与を大きく受けた水と考えられる (第 6 図 (A)・第 8 図 (A)・(B)). その寄与率は、今回の試料中では大正地獄 (no. 124) で最も高く 75% 程度、登別温泉 -1 (no. 128) で最も低く 25% 程度で、残りの水は本地区周辺の降水起源地下水と推測される. なお、隣接する倶多楽湖水の寄与の可能性は、 $\delta D - \delta^{18}O$ 図 (第 6 図) の関係から低いと考えられる.

その他の北湯沢 (○)・カルルス (◎)・支笏湖北西岸 (▽)・川股 (△) は、 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値および d パラメータ値については類似性が高く (第 6 図 (B)), 各々 $-68 \sim -60\%$ 、 $-10.5 \sim -9.8\%$ 、 $15 \sim 20\%$ で河川水に近い値となっている. これらの温泉水については第 7 図に基づいて、湧出地域周辺の降水起源の地下水を水の起源として、酸素同位体シフトを生じない比較的低温の環境で水循環が速い熱水系から、供給されていると推定される. これらの中では内陸部の北湯沢 (○) がやや特異で、他に比較してより標高の高い地域 (500 ~ 600 m a.s.l. 程度) の降水起源の地下水を起源とすると考えられる (第 7 図 (A)).

4.3 可溶性成分に基づく考察

温泉水・地熱水の中で、Cl, B, Br, I などは可溶性 (非反応性・水中保存性) が高く「可溶性成分」と呼ばれて、流体の起源や反応岩石 (貯留母岩) の種類などの推定に利用されている (例えば、Shigeno and Abe, 1983, Shigeno, 1992; 茂野, 1992a, 1992b, 1997). しかし、「可溶性成分」については多様な意味があり、また元素によって起源や特性が異なるため、その解釈には注意を要する. すなわち、地殻上部～地表 (水圏を含む; 気圏・生物圏を含める場合もある) の地球化学的サイクルの中で Cl と Br は蒸発岩が生成～関係するような特殊な環境を除いて海水～地層水中に残留する傾向が強い (H 型) が、B と I は低温の海中～堆積～続成の環境で堆積岩類 (特に泥質岩) に取り込まれ、高温環境で熱水中に溶出する傾向が強い (S 型) などの点で大きく異なる (茂野, 2001).

4.3.1 Cl - B に基づく考察

第 9 図 (A) に示すように、調査地域の温泉水は、0.001 ~ 1 の範囲の幅広い B/Cl モル比を示す. これらの値は、海水の値 (0.001) よりも明瞭に高い. 白老地域の温泉水 (a ~ h) は、0.01 ~ 0.08 程度の中間的な B/Cl モル比を示す. その中では、西部の a・b・B は相対的に低い B/Cl 比を、中部～東部の C・D・E・F は相対的に高い B/Cl 比を示す傾向にある. これに対して、石狩低地帯～古第三系域の温泉水は 2 極化し、塩濃度の低い l・K は 0.1 ~ 1 程度の高い B/Cl 比を、塩濃度の高い I・J・l・m は 0.001

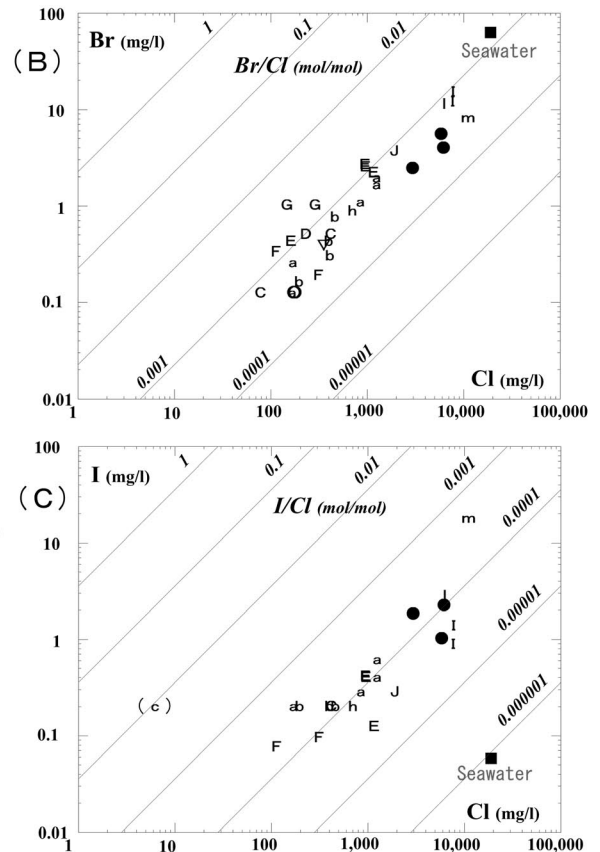
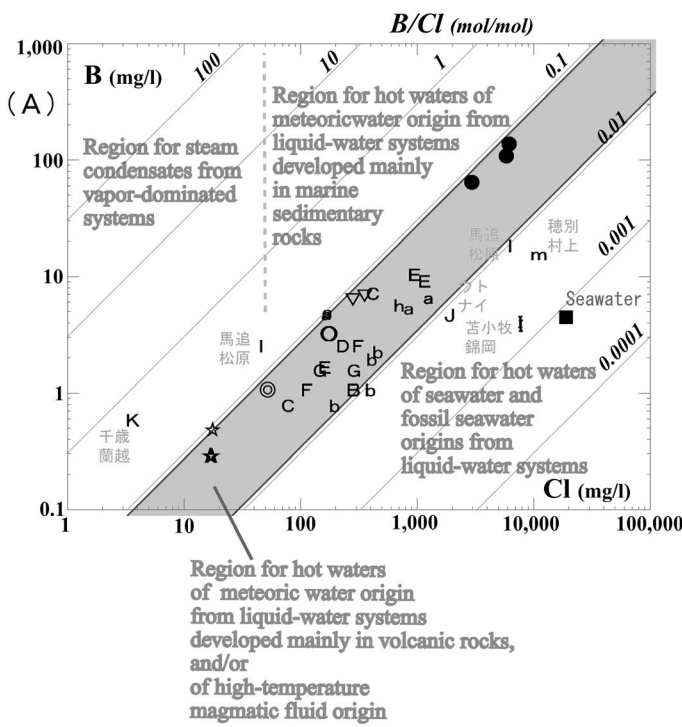
～0.01 程度の明瞭に低く海水に近い B/Cl 比を示す。一方、第四紀火山域の温泉水（低塩濃度の川股を除き、支笏湖水を含める）は、ほぼ同一の 0.08 程度のやや高い B/Cl 比を持つ。

Shigeno and Abe (1983), 茂野 (1992b) などに基づいて、上記のデータは次のように解釈される。まず、石狩低地帯—古第三系域の高い Cl 濃度と低い B/Cl 比を示す温泉水は、海水～化石海水の寄与を大きく受けている。これに対して、石狩低地帯の低い Cl 濃度と高い B/Cl 比を示す温泉水は、降水起源地下水と続成作用が進んだ海成堆積岩類（恐らく先古第三系）との反応（後者の溶出）により生成したと考えられる。やや高い B/Cl 比を持つ第四紀火山域の温泉水も、降水を起源とした熱水系中に続成作用が進んだ海成堆積岩類（先古第三系（大曲層））の存在が推定される。一方、白老地域の温泉水については、基本的に新第三系の火山岩類・火山砕屑岩類が貯留

層となっていることを示すと考えられる。しかし、西部と中部—東部の相対的な差異の原因については、様々な可能性があるが明らかではない。

4.3.2 Cl—I に基づく考察

今回の分析結果では I の分析精度が低いため、有意なデータ数は限られている。しかし、第 9 図 (C) に示すように調査地域の温泉水は、平均的に 0.0001 程度の I/Cl モル比を持ち、海水の値 (0.000001) に比較して約 2 桁高い。温泉水の I/Cl 比は、相対的に白老地域のものが中間的で、登別地区のもの（第四紀火山域で唯一有意）も中間的な傾向にあり、石狩低地帯—古第三系域のもの (I・J・l・m) が低～高のやや幅広い範囲にある。なお、異常に高い I/Cl モル比を示す一試料 (c) については、データの信頼性に疑問があるため、第 9 図 (C) には括弧付で表示した。



第 9 図 試料水の可溶性成分濃度の相関性。(A) は Cl—B, (B) は Cl—Br, (C) は Cl—I の各々対数濃度相関表示である。試料水の記号は第 3 表を参照。(A) について、各種の推定領域は Shigeno and Abe (1983), 茂野 (1992b) などに基づく。詳しくは本文参照。なお、(C) 中の (c) は、信頼性に疑問があるデータであることを示す (第 3 表参照)。

Fig. 9 Correlations of the concentrations of the 'soluble components' for the sample waters. (A) Relation of the Cl and B concentrations in logarithmic scales. (B) Relation of the Cl and Br concentrations in logarithmic scales. (C) Relation of the Cl and I concentrations in logarithmic scales. Refer to Table 3 for the sample symbols. In (A), the estimated various regions are based on Shigeno and Abe (1983), Shigeno (1992b) and others. Refer to the text for details. In (C), (c) is data with less reliability (refer to Table 3).

以上の結果は、基本的に温泉水の方が海水に比較して I/Cl モル比が明瞭に高い点で、上述した Cl - B 系の場合に類似している。しかし、よく知られているように I は、地球化学的サイクルにおいて海水中に溶存のものが特に海藻類に濃集し、その遺骸を通じて堆積物中に取り込まれる。このため B とは異なり、I は最初期・低温の続成作用の場で地層水・地下水中に放出されてしまい、一部のもの（粘土鉱物への吸着などによる）が堆積物中に残存してより後期の続成作用で溶出すると考えられる。したがって、石狩低地帯—古第三系域について、I/Cl 比がやや低い温泉水 (I・J) は、相対的に続成作用が進んでいない（ただし、海藻類の分解が急速に進行するような初期時階ではない）の海水—化石海水を起源水に、やや高い温泉水 (m) は相対的に続成作用の進んだ化石海水を起源水に含んでいるという解釈が可能であろう。

4.3.3 Cl - Br に基づく考察

今回の分析結果では Br の分析精度が低いため、有意なデータ数は限られている。しかし、第 9 図 (B) に示すように調査地域の温泉水は 0.001 程度のかかなり均一的な Br/Cl モル比を持つ。これらの値は、海水の値 (0.001) とほぼ同様である。温泉水の Br/Cl 比は白老地域のもものが若干高く、石狩低地帯—古第三系域のもものが中間的で、第四紀火山域のもものが若干低い傾向にある。

この結果については概略的に、海水—化石海水を起源に含む温泉水は海水に近い値を示し、海水—化石海水が起源に関係しない温泉水についてはその熱水系の起源物質（マグマ起源流体や貯留層の岩質）によって規定されているために、若干の差異を生じている可能性が指摘される。しかし、前述したように地球化学的な過程の中で Cl と Br との分別は、極端な環境以外では起こり難いものであり（茂野, 2001 ; H 型）、熱水系モデル化などへの Br/Cl 比の応用は一般的に難しく、本地域の場合もその一例と考えられる。

4.4 化学温度計手法に基づく考察

熱水系型地熱資源の探査・評価では、高温の貯留層に長期間滞在の間に流体—岩石反応に化学平衡（温度に依存する平衡値）が生じることを仮定して、様々な流体地球化学的温度計手法が考案されている（例えば、D'Amore ed., 1992）。これらの手法を本調査の温泉水に適用して、第 10 図 (A) には、アルカリ元素・アルカリ土類元素の濃度比に基づく Na-K と K-Mg の 2 つの温度計温度の 2 次元表示 (Giggenbach, 1988)、第 10 図 (B) には、経験的な Na-K-Ca 温度計温度と石英の溶解度に基づく SiO₂ 温度計温度（貯留層—地表間の温泉水の上昇には伝導冷却を仮定）との相関性を示した。さらに、第 10 図 (C)・(D) には、本源的な温泉水（より深部の高温地熱水）と低温地下水とが混合することによって現開

発深度 (500 ~ 1,500 m) の温泉水が生成し、そこでは比較的低温 (~ 60°C 以下) で短期間の滞在のために新たな化学変化は進行しないと仮定する混合水モデルによる SiO₂ 温度計手法（熱エネルギーと溶存 SiO₂ 量の保存則に基づく）（例えば、Fournier, 1992）の適用結果を示した。

4.4.1 白老地域の温泉水

白老地域の温泉水 (a ~ h) の多くは、概略的に第 10 図 (A) で 160 ~ 250°C の Na-K 温度を示し、図中央の化学平衡曲線と Mg 端との間の混合領域に並んで分布している。特に、E・D・a・b などは化学平衡線に比較的近く位置し、E・D は 200°C 以上の高い Na-K 温度を示す。これは、第 10 図 (B) にも同様の傾向として認められ、E・C・B・b の一部は 160°C 程度の一致した Na-K-Ca 温度と SiO₂ 温度を示し、E などの一部が 200°C 程度の高い Na-K-Ca 温度となっている。しかし、その SiO₂ 温度は最高で 160°C 程度に留まっている。

手法的に Na-K 温度計と Na-K-Ca 温度計が温泉水中の溶存成分の濃度比に基づくのに対して、SiO₂ 温度計は濃度に基づいているために、温泉水が深部の高温貯留層での化学平衡後に低温・低塩濃度の地下水と混合する場合には、温度計算値はより大きく低下する。この影響を補正する目的で作図した第 10 図 (C)・(D) では、湧出温度と SiO₂ 濃度に関して、白老地域の温泉水 (a ~ h) は降水起源の低温の河川水・浅層地下水を 1 つの端成分 (X0) とした単純な混合直線（破線）上に分布する傾向にある。もう 1 つの端成分は、石英の溶解度曲線に基づけば概略 300°C の本源的な高温熱水 (X1) となる。

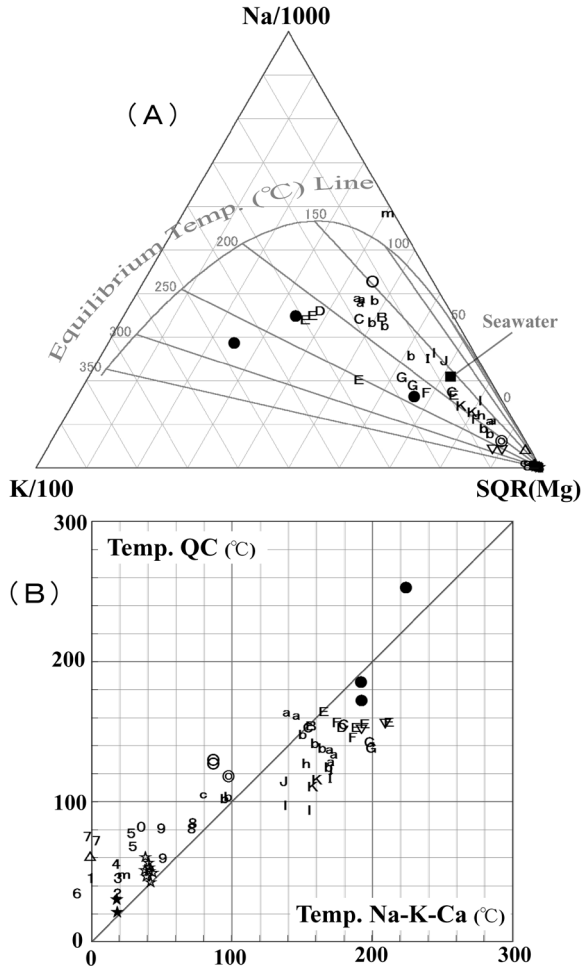
しかしながら、4.1.1 で述べたように白老地域の温泉水は深度 500 ~ 1,500m 程度の坑井から湧出しており、開発深度から地表までの上昇の間に熱伝導的に冷却されて、温度が最大 20°C 程度低下していると考えられる。したがって、この効果を考慮して坑底深度の温泉水の温度を増加（深度・流量などに依存するが最大 ~ 25%）させ、SiO₂ 濃度は保存されると仮定すれば、上記の混合線はより低温の 245°C 程度の石英に飽和した本源的な熱水 (X2) を端成分とすることになる（第 10 図 (C)・(D) の実線）。あるいは、より低温の 165°C 程度の α -クリストバル石に飽和した本源的な熱水 (X3) を端成分とするという解釈、さらには複雑な地下環境のために両者が並存しているという解釈も可能である。これらの場合、深部の本源的な高温熱水と降水起源低温地下水との混合比が ~ 1:2 あるいは ~ 1:1 で、現在の開発深度の温泉水を生成していると計算される。この解釈は、水素・酸素同位体組成や Cl 濃度の関係（第 6 図・第 8 図参照）などとも矛盾しない。

したがって、白老地域の地下深部（特に、西部・中部で西—北西方向の第四紀火山域寄りに、恐らく深度 1,500

～3,000 m 程度) には, より高温の本源的な熱水系が賦存している可能性が指摘される. この点については, 5.1 で総合的に議論する.

4.4.2 石狩低地帯—古第三系域の温泉水

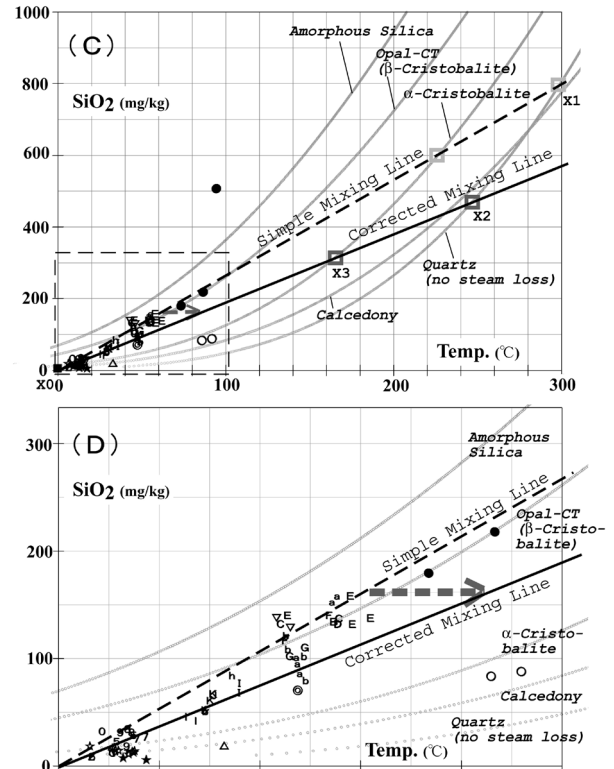
石狩低地帯の温泉水 (I～l) については, 第10図(A) では概略150～200℃のNa-K温度となっているが, 白老地域と比較して化学平衡曲線から離れて右下の海水



第10図 試料水への地球化学的温度計手法の適用(その1). (A) は Giggenbach (1988) などに基づく Na-K・K-Mg 両温度計温度の三角図による統合表示, (B) は Fournier (1992) などに基づく Na-K-Ca 温度—SiO₂ (QC) 温度の相関表示である. 試料水の記号は第3表を参照. 詳しくは本文参照.

Fig. 10 Applications of the geochemical geothermometers to the sample waters (1/2). (A) Combined presentation of the Na-K and K-Mg geothermometer temperatures using a tri-linear diagram based on Giggenbach (1988) and others. (B) Relation of the Na-K-Ca and SiO₂ (QC) geothermometer temperatures based on Fournier (1992) and others. Refer to Table 3 for the sample symbols. Refer to text for details.

～Mg 端の周辺に分布している. また, 第10図(B) では概略的に Na-K-Ca 温度が130～170℃, SiO₂ 温度が90～120℃と両者の一致が悪く, 白老地域と比較して温度



第10図 試料水への地球化学的温度計手法の適用(その2). (C) は混合モデル (湧出温度—SiO₂ 濃度) の表示で, (D) は (C) の左下部の拡大表示である. 試料水の記号は第3表を参照. 5本の曲線は, 5種類のSiO₂ 鉱物の溶解度の温度依存性を, Fournier (1992) に基づいて示す. 横軸は, 300℃以下では熱水の比エンタルピーと温度とはほぼ線形関係にあるため, 簡易的に温度を使用した. 2直線 (破線・実線) は, 本源的な深部貯留層からの熱水と降水起源地下水との単純な混合線とより可能性が高い修正された混合線とを示す. 詳しくは本文参照.

Fig. 10 Applications of the geochemical geothermometers to the sample waters (2/2). (C) Mixing model based on the discharge temperature and the SiO₂ concentrations. (D) Enlarged bottom left part of (C). Refer to Table 3 for the sample symbols. Five curves are of the temperature dependence of the solubility for the SiO₂ minerals based on Fournier (1992). Temperature of hot water is used, in convenience, for the horizontal axis based on the fairly linear relation of specific enthalpy and temperature below 300 °C. Two straight lines (broken and solid) show the simple mixing line and the more probable corrected mixing line of the geothermal water from possible essential deep reservoir with the ground water of meteoric water origin. Refer to the text for details.

計算値が低い。これらのことは、石狩低地帯の温泉水が、低温の化学反応速度が遅い環境に滞在しており、長期間の貯留によっても流体-岩石反応が平衡に達していないために、上述した各種の地球化学的手法による温度推定値は現実の地下浅部-深部の貯留層温度に対応していない可能性を示唆している。なお、第10図(C)・(D)では石狩低地帯の温泉水も混合水モデルの実線にのっており、共通の本源的な熱水の存在を示唆する。しかし、高塩濃度と低塩濃度の温泉水が混在しており、混合モデルの適用には明らかな矛盾を生じる。

一方、古第三系域の温泉水(m)については、第10図(A)では特異的に平衡温度曲線よりも上方に表示される(～50℃以下のNa-K温度よりも～120℃のK-Mg温度の方が高い)。すでに松波(1994)は、夕張日吉地区のNa-Ca-Cl型の温泉水について同様の結果を報告している。一方、第10図(B)ではNa-K-Ca温度が～20℃、SiO₂温度が～50℃と温度計算値が低く、第10図(A)のNa-K温度の～50℃以下を含めて、地下深度～1,500 m程度の貯留層の温度としてかなり妥当な推定値となっている。

基本的に第10図(A)・(B)の地球化学的温度計手法は、火山地域の高温～中温の熱水系における化学平衡を仮定したものあり(例えば、D'Amore ed., 1992)、化学反応が遅い低温の熱水系(特に～50℃以下で、海水～化石海水を主要な起源水とし、鉱物構成が複雑な堆積岩類を貯留層とする場合)への適用には限界がある。したがって、ここで述べた石狩低地帯-古第三系域の温泉水への適用については、試行的な検討に留めることとする。

4.4.3 第四紀火山域の温泉水

第四紀火山域の温泉水の中では、登別(●)の特異性が顕著で、170～280℃程度の高いNa-K温度、Na-K-Ca温度、SiO₂温度を示す(第10図(A)・(B))。これらは、登別地区の地下にマグマ起源流体(高温火山ガス)の寄与を大きく受けた高温熱水系が分布しているという従来の解釈(例えば、松葉谷ほか, 1978; 安孫子, 1991)と調和的である。

その他の北湯沢(○)・カルルス(◎)・支笏湖北西岸(▽)・川股(△)の温泉水は、地区ごとに第10図(A)・(B)で100～250℃程度のNa-K温度、0～210℃程度のNa-K-Ca温度、60～160℃程度のSiO₂温度の範囲内で異なる傾向を持つ。湧出温度が高い北湯沢(○)の場合は、比較的一致のよい平衡的な温度計算値を示し、120～150℃程度の熱水系からもたらされた可能性が高いと考えられる。カルルス(◎)の場合は非平衡的(第10図(A))であり、本源的な高温熱水系の周辺の低温の浅部熱水系を起源としている可能性が高いと推定される(新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991)の坑井掘削調査結果を参照)。支笏湖北西岸(▽)は、非平衡的(第10図

(A))であるがより高い温度計算値を示し、高温(200℃程度)の深部の熱水系を起源として、地下比較的浅部で希釈-化学変化を受けている可能性が指摘される。最後に川股(△)は、非常に低い計算温度を示しており、低温での水-岩石反応で生成していると考えられる。

5. 熱水系の概念的モデル化

ここでは、上記4.の流体地球化学的な考察をさらに進め、公表されている各種の情報を含めてより総合的に、地下深度～1,500 m以浅に賦存する熱水系(温泉として現在開発・利用)とより深部に賦存する(あるいはその可能性のある)熱水系の分布・特性・生成機構の概念的なモデル化を行う。第11図(A)・(B)に、調査地域の概念的な熱水系分布モデルを、平面図・断面図として示す。また、熱水系分布モデルの総括表を第5表に示す。

以下の考察では、第11図(A)・(B)、第5表に合わせて、西から東へ順に4地域について述べる。5.3の石狩低地帯の熱水系では特に千歳蘭越・馬追松原の両地区について、また5.4の古第三系域の熱水系では穂別村上地区からより広域的に、やや脇道に入る部分もあるが若干詳しく議論する。

5.1 第四紀火山域の熱水系

石狩低地帯の西方の山地(北海道西部の東縁部; 札幌西南山地とも呼ばれる)については、先古第三系を基盤岩類として新第三紀の火山岩類・堆積岩類が分布する上に、第四紀の複成火山(大規模カルデラなどを含む)が多数分布している。このため、本地域では熱水系の活動は活発であると同時に、多様である(第11図(A))。しかし、本説ではその主題との関係から、第四紀火山域の熱水系については比較参照の目的で概要のみを述べる。

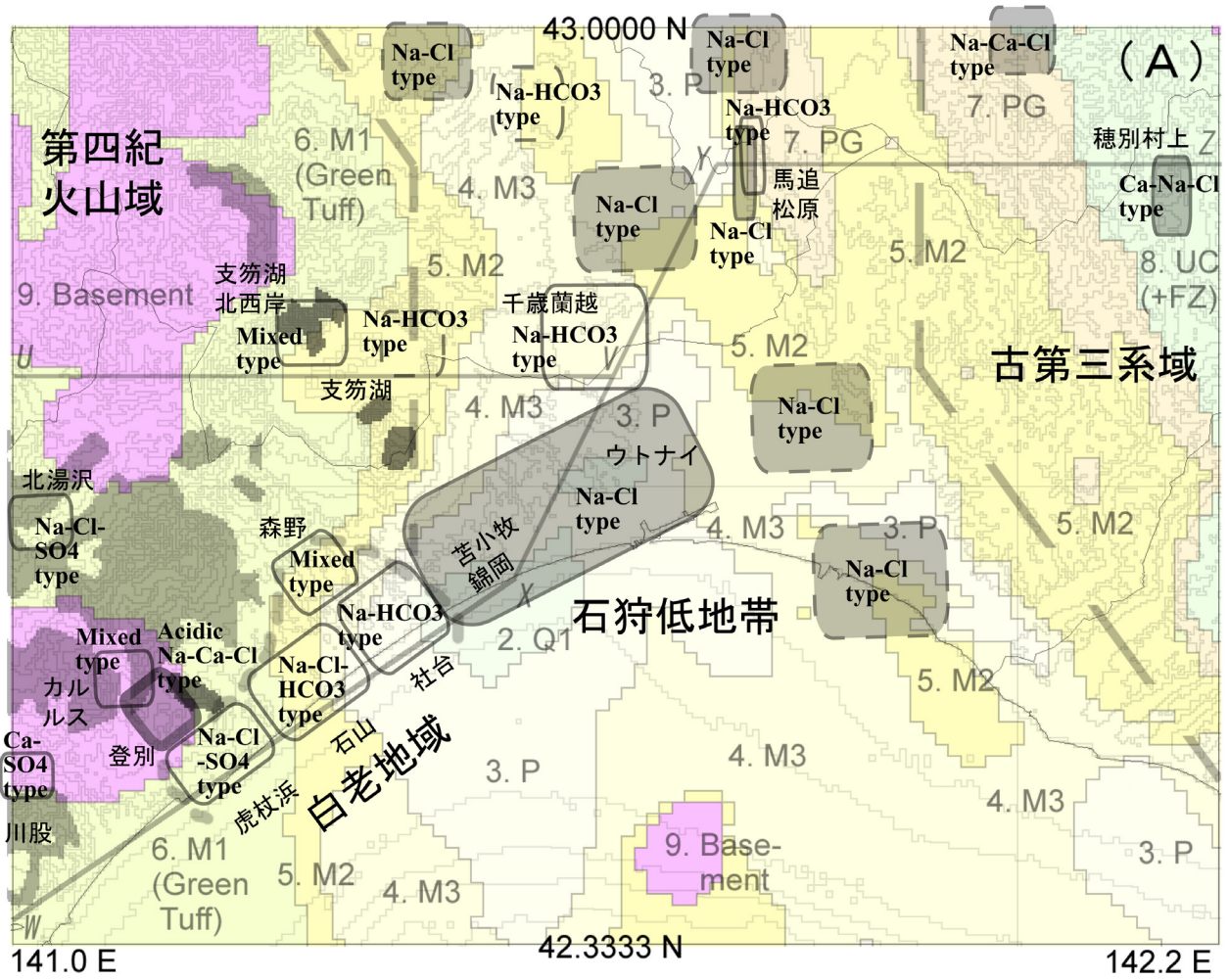
第11図(B)の断面図と第5表では、最も地表地熱活動が活発な登別地区のみを取り上げた。登別地区では、高温の火山性噴気、大規模な酸性変質帯などとともに、高塩濃度・酸性～中性・Na-Ca-Cl型、低塩濃度・酸性・SO₄型などの多様な高温温泉が存在しており、第四紀の倶多楽火山(登別火山とも呼ばれる)の地下深部のマグマ溜まりからの熱とともに、高温の発散物(各種のガス成分に富む流体; 溶存陰イオンの起源となる)が供給されて多様な熱水系が発達している(例えば、松葉谷ほか, 1978; 安孫子, 1991)。登別地区の温泉水が示すマグマ起源水に特有の高いδD値・δ¹⁸O値(例えば、Giggenbach, 1992)は、このモデルを支持している。

本地域の北湯沢、カルルス、支笏湖北西岸などのより低温・中性の温泉(Na-Cl-SO₄型、Na-Ca-SO₄-HCO₃-Cl型など; δ¹⁸O値のシフトを伴わない)は、登別温泉に比較して高温の発散物の寄与が小規模であり、地下深部のマグマ溜り～その高温固結火成岩体から伝導によってもたらされる熱の寄与が大きいと想定される(第11

図(B)では省略). 一方, 低温の川股温泉については, 降水起源地下水と硫酸塩・硫化物鉱物に富む新第三系との反応が起源となっており(4.1.3を参照), 地下深部からの広域的な地殻熱伝導に加えてこの反応熱が熱源の一部になっている可能性が指摘される(同様に, 第11図(B)では省略).

本地域は, 地熱発電開発の有望地域と考えられており, 前述したように国の地熱開発促進調査「胆振」・「登別」によって深度1,000~1,800 mの合計13本の坑井調査が行われた.

カルルス温泉の周辺で掘削されたIB-5・NB-3の2坑井では深度700~1,000 m以深は200℃以上(最高~270℃)となっており, 新第三系と基盤岩類(先古第三系の大曲沢層)の中に高温熱水系が発達している可能性が高いという結果が得られている(新エネルギー総合開発機構, 1983a, 1983b; 安藤, 1986; 新エネルギー産業技術総合開発機構, 1991; 村中, 1991). 本説では省略したが, 地熱開発促進調査は本地域北方の「豊羽」・「阿女鱒岳」地区でも実施されており, 特に「豊羽」地



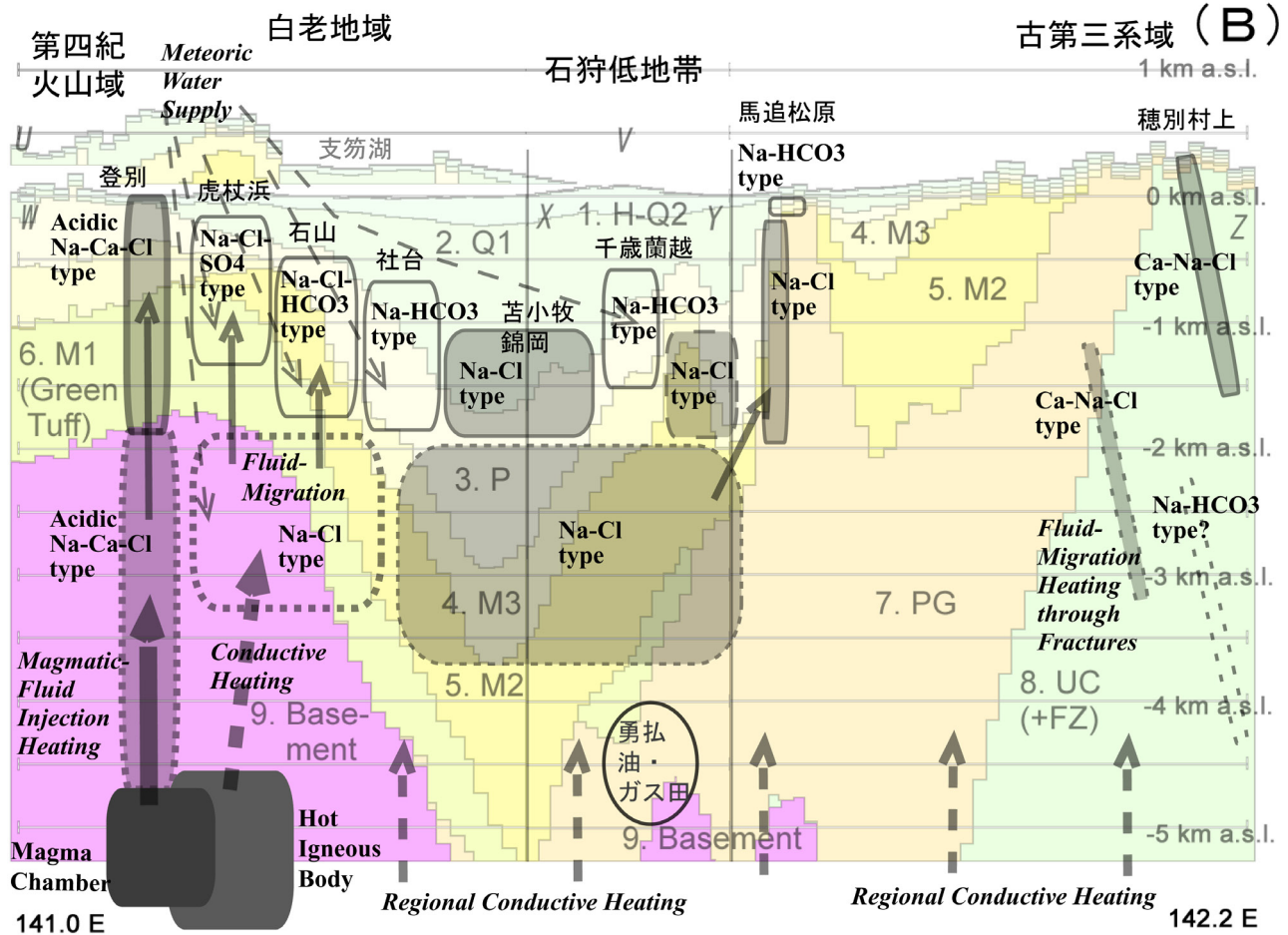
第11図 調査地域の熱水系分布の概念モデル図(その1). (A)は平面図として, 概略的に四角形で深度~1,500 mまでに分布が想定される主要な熱水系を示し, その温泉水の塩濃度が~5 g/l以下の場合には透明とし, 以上の場合は灰色で塗色するとともに, 主要な温泉水の化学型を添書した. 破線の四角は, 主に本説の調査後に開発された温泉(地質調査総合センター(2002), 茂野(2011)参照)に関する推定分布を示す. 背景に, 第5図(C)の地表・海底下深度1,500 mの地質分布と第5図(A)の第四紀火山岩類の分布を重ねて示す. 詳しくは第5表(総括表)および本文を参照.

Fig. 11 Conceptual model for the distributions of hydrothermal systems in the survey area (1/2). (A) Plane map showing the estimated distributions of the hydrothermal systems down to ca. 1,500 m depth with rectangles. For the distributed geothermal waters, T.S.M. is show by the inner color (transparent and gray for lower and higher than ca. 5 g/l, respectively) of the rectangles, and the major water-chemistry type is also shown. The rectangles with the broken rim lines correspond to the system related to the geothermal waters developed after the presently-reported survey (refer to Geological Survey of Japan (2002) and Shigeno (2011)). Distributions of the geology at 1,500 m depth (refer to Fig. 5 (C)), and the Quaternary volcanoes (refer to Fig. 5 (A)) are shown as the background map. Refer to Table 5 (summary table) and text for details.

区では噴出試験によって優勢な高温熱水系の存在が確認されている。

5.2 白老地域の熱水系（特に高温熱水系の賦存の可能性について）

上記4.で述べたように、白老地域（特に西部・中部）の温泉水、その中でも低塩濃度・中性・Na-Cl型の温泉



第11 図 調査地域の熱水系分布の概念モデル図（その2）。(B)は断面投影図（縦／横の縮尺比は10）として、概略的に四角形で分布が想定される主要な熱水系を示し、その温泉水の塩濃度が～5 g/l 以下の場合には透明とし、以上の場合は灰色で塗色するとともに、主要な温泉水の化学型を添書した。破線の四角は推定される深部の熱水系を、特にまばらな破線の四角は分布位置について不確実性が高い熱水系を示す。背景に、第5 図(D)の地質断面図の東西方向の投影図を深部に拡張して示す（ただし、吉田ほか 編（2009）に基づいて、古第三系域の大規模な衝上断層群や地層の逆転は表現されていないことに注意）。また、勇払油・ガス田（石油技術協会，2004）の地下分布を示す。断面線（U-VおよびW-X-Y-Z）の位置は第11 図(A)を参照。なお、断面線から隔たった熱水系については省略されており、登別の熱水系の位置が調整されていることなどに注意。詳しくは第5 表（総括表）および本文を参照。

Fig. 11 Conceptual model for the distributions of hydrothermal systems in the survey area (2/2). (B) Cross-section projection view, with the vertical/horizontal scale ratio of 10, showing the estimated distributions of the hydrothermal systems with rectangles. For the distributed geothermal waters, T.S.M. is show by the inner color (transparent and gray for lower and higher than ca. 5 g/l, respectively) of the rectangles, and the major water-chemistry type is also shown. The rectangles with the broken rim lines show the hydrothermal systems estimated at the depth, and especially those with scattered lines show the ones whose concrete distributions are less certain. Cross-section of the geology distribution projected to the E-W direction (refer to Fig. 5 (D)) is extended to the depth as the background map, but the huge thrust faults and reversed formations distributed at the Paleogene area are not shown based on Yoshida *et al.* ed. (2009). Also, the distribution of the Yufutsu oil and gas field (Japanese Association of Petroleum Technology, 2004) is shown. Refer to Fig. 11 (A) for the cross-section lines (U-V and W-X-Y-Z). The hydrothermal systems far from the cross-section lines are not shown, and the position of the system of the Noboribetsu hot springs is slightly modified. Refer to Table 5 (summary table) and text for details.

第5表 温泉水化学などに基づく白老地域および周辺3広域地域の概念的な熱水系分布モデルの総括表。
Table 5 Summary table for the conceptual model of the hydrothermal-system distributions at the Shiraori area and the three regional areas surrounding it, mainly based on geothermal-water geochemistry.

| 調査地域の名称と概要 | 西 (140.0 E) | | 東 (141.2 E) | |
|--|----------------------|--|------------------|--|
| | (1) 第四紀火山域 | | (4) 古第三系域 | |
| 地域番号と地域名 | 登別 | | 種別村上 | |
| 代表的な地区名 *** | ● 倶多楽火山の西方、溪谷 | | 馬追松原 (110 m井) | |
| 地区記号 *** | a | | I | |
| 地形環境 | 倶多楽火山の南方、海岸平野 | | 支笏湖東方、山麓-平野境界 | |
| 新第三系の上限界高 (m) \$ | ~ -50 | | ~ -200 | |
| 古第三系の上限界高 (m) \$ | ~ -1000 | | ~ -2100 | |
| 基盤岩類の上限界高 (m) \$ | ~ -1000 | | ~ -5900 | |
| 今回の調査・分析結果の整理 | ~自然湧出 | | ~自然湧出 | |
| 坑井深度 (m) | ~100 | | ~30 | |
| 湧出温度 (°C) | 4~8 | | ~8 | |
| pH | 6.000~12.000 | | ~11.000 | |
| 塩濃度 (mg/l) | Cl-SO ₄ | | Cl | |
| 卓越陰イオン (第4図・第5図参照) | Na-Ca | | Na | |
| 卓越陽イオン (第4図・第5図参照) | ~ -55 ~ -35 | | ~ -45 | |
| δD値 (‰) (第6図参照) | ~ -6 ~ +2 | | ~ -6 | |
| B/Clモル比 (第9図参照) | ~ 0.08 | | ~ 0.01 | |
| T Na-K (°C) (第10図参照) | 210 ~ 280 | | ~ 200 | |
| T Na-K-Ca (°C) (第10図参照) | 190 ~ 230 | | ~ 160 | |
| T QC (°C) (第10図参照) | 170 ~ 260 | | ~ 100 | |
| T S ₁₀ 混合モデル (°C) & | 無色 | | 無色 | |
| 温泉水の色 | 無色 | | 薄茶褐色 | |
| 浅部 (~1500 m以浅: 現在開発・利用中) の熱水系の概念モデル | 高温火成岩体 降水起源地下水 | | 広域熱伝導 降水起源地下水 | |
| 主要な熱の起源 | マグマ溜まり | | 広域熱伝導 変質海水 | |
| 主要な水の起源 (降水標高 (m)) | 降水起源地下水 | | 新第三系 堆積岩類 | |
| 主要な貯留層 | 第四紀の火山岩類 | | 新第三系 堆積岩類 | |
| 深部 (~1500 m以深: 深度~3000 mまで) の熱水系の概念モデル | 高温火成岩体 降水起源地下水 | | 広域熱伝導 降水起源地下水 | |
| 主要な熱の起源 | マグマ溜まり | | 広域熱伝導 変質海水 | |
| 主要な水の起源 | 降水起源地下水 | | 新第三系 堆積岩類 | |
| 推定温度 (°C) | 高温 ~280 | | 低温 (~中温) ~80~150 | |
| 推定流体化学特性 | 酸性~中性・高塩濃度 Na-Ca-Cl型 | | 中性・高塩濃度 Na-Cl型 | |
| 推定主要貯留層 | 先新第三紀の堆積岩類 | | 新第三系 堆積岩類 | |

***, 第11図の断面線W-X-Y-Zから離れて分布する地域や重要性が相対的に低い地域は省略した。
\$, 吉田ほか編 (2009) の3次元地盤地質データ (1 kmメッシュ) に基づく。ただし, (4) 古第三系域の基盤岩類は上部白亜系を含む。
&, 第10図(C)・(D)参照。 #, 逆断層系を通じた流体的上昇の奇与を含む可能性が高い。

水について、以下の点が指摘される。(1) 温泉水の湧出温度に基づく大きな「地温勾配」(最高 90°C /km 程度) (第 3 図 (A))。 (2) 若干の $\delta^{18}\text{O}$ 値のシフト (+1.0‰程度) (第 6 図 (B))。 (3) 若干低い δD 値が示す高地降水起源地下水の長距離流動 (第 7 図 (A))。 (4) 中間的な B/Cl モル比が示す、海水起源水の非関与と主に火山岩類質の貯留岩 (第 9 図 (A))、 (5) 高い Na-K および Na-K-Ca 温度計温度 (200 ~ 220°C 程度) (第 10 図 (A)・(B))。 (6) 混合水モデルにより推定される本源的熱水の高い SiO_2 温度計温度 (250°C 程度) (第 10 図 (C)・(D))。 これらの中で特に (1)、(2)、(5)、(6) は、本源的な高温熱水系の潜在を示唆しており興味深い。

第 11 図 (A) に示すように、白老地域は海岸沿いの低地～丘陵地であるが、西～北西方向の近距離には複数の比較的大きな第四紀火山 (倶多楽、ホロホロー徳舜別など) が分布している。これらの地域の地下深部 (恐らく深度 5,000 m 程度) には、現在も ~ 300 °C 以上のマグマ溜まり～高温火成岩体が分布している可能性が高い。これらを伝導的な熱源とし、火山体東側斜面への降水を水の起源として、上記の本源的な高温熱水系 (深度 1,500 ~ 3,000 m 程度) が恐らく白老地域の西～北西方向の山麓部に、特に海岸線に平行な NE-SW 方向や直交する NW-SE 方向の断層・断層帯に沿って発達している可能性が高いと考えられる。なお、白老地域の最西部の弱酸性で SO_4 に富む温泉水については、溶存化学成分として倶多楽火山 (若く、登別温泉の熱源・高温発散物源と想定されている) からの若干のマグマ起源流体～火山ガスの寄与が存在する可能性が高い。しかし、 δD 値・ $\delta^{18}\text{O}$ 値の特徴から、白老地域の温泉水についてはマグマ起源流体の寄与は小さく、また倶多楽湖・支笏湖の湖水、海水・化石海水の混入は非常に小さいと言える。

前述したように、第四紀火山域に属するが白老地域の近傍に位置しているカルルス温泉では、地熱開発促進調査の坑井調査によって既開発の浅部熱水系の深部 (~ 700 m 以深; 先古第三系を含む) に、高温 (200°C 以上) の潜頭性熱水系の存在が捕捉されている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991)。上述した白老地域 (特に西部・中部) に推定される深部熱水系は、このカルルス地区の高温熱水系および登別地区の高温熱水系から東方向へ尾根を越えた地域 (第 5 図 (B) の倶多楽湖の東縁～北縁域とその周辺域) の地下に分布しており、基本的に第四紀のマグマ系火山系に伴われる高温熱水系である可能性が高いと推測される (第 11 図 (A)・(B) を参照)。

一方、白老地域の東部は、Na-HCO₃ 型の温泉水が分布する傾向にあり、また温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」が 40°C /km 程度とそれ程大きくはなく、高温熱水系の発達環境には恵まれない可能性が高い。この地域の北方には、支笏カルデラおよび風不死岳・樽前山が分布する。しかし、地下のマグマ溜まり～高温火成岩体

が距離的に離れており、また若すぎるために本地域の熱水系への熱源 (特に熱伝導型の加熱機構) としての有効性に乏しい可能性が指摘される。恐らく白老地域の東部の熱水系は、主に北～北西方向の火山体の山麓の降水を起源とした地下水によって涵養されており、主に地下深部からの広域的な地殻熱伝導を熱源としていていると考えられる。

さて、1. はじめに述べたように、白老地域は石狩低地帯の一部として「深層熱水」の賦存地域と想定されてきた (例えば、地質調査所, 1980b; 地質調査総合センター, 2001, 2002)。しかし、上記したように白老地域 (特に西部・中部) は、石狩低地帯内というよりも北海道西部の第四紀火山域に接する狭い丘陵～海岸平野域であり、地下の熱水系についても降水を起源水として、隣接する第四紀火山の熱の寄与を大きく受けていると考えられる。「深層熱水」については、上述したように 1970 年代に政策的に新エネルギー資源の利用普及の目的で命名された経緯があり、その定義が学術的に必ずしも明瞭ではない (例えば、安藤, 1982; 茂野, 1982) が、白老地域 (特に西部・中部) の地下の熱水系については、少なくとも典型的な「深層熱水」の事例とは言えないであろう。

5.3 石狩低地帯の熱水系 (特に千歳蘭越・馬追松原の温泉水について)

5.3.1 石狩低地帯の熱水系

上記 4. で述べたように、本説で対象とした石狩低地帯南部の温泉については以下の特徴がある。(1) 高塩濃度の Na-Cl 型と低塩濃度の Na-HCO₃ 型に大別される。(2) 両者ともに、温泉水の湧出温度に基づく「地温勾配」は基本的に 20 ~ 30 °C /km 程度と小さい。(3) 同位体的に高塩濃度の Na-Cl 型は海水～化石海水を主要な起源とし、低塩濃度の Na-HCO₃ 型は降水を起源とする。(4) B/Cl 比などから高塩濃度の Na-Cl 型には海水～化石海水の寄与が明瞭である。(5) 地球化学温度計による推定温度は、非平衡的な低温環境を示唆する。

先に 4.1.2 で述べたように、茂野 (2011) は札幌市周辺を含めた石狩低地帯の全域的な温泉水の分布について化学的に整理している。その結果はかなり複雑であるため、本説の石狩低地帯南部の結果に沿って単純化し、熱水系の概念的な分布モデルを第 11 図 (A)・(B) に示した。すなわち、石狩低地帯の深部・中心域では上記の高塩濃度の Na-Cl 型が分布し、浅部・縁辺域では低塩濃度の Na-HCO₃ 型が分布する。なお、茂野 (2011) の温泉水の分布領域の整理では、概略的に前者は、(B)・(C) 領域に、後者は (D) 領域に該当する。

前述したように、石狩低地帯は東北日本弧の北端部と千島弧南西部の前弧域との接合部で、大規模な沈降域 (日高舟状海盆と石狩湾～石狩海盆の間に位置する) となっており、第 11 図 (A)・(B) が示すように第四系～新第三

系（その深部には古第三系・白亜系）の主に海成堆積岩類が非常に厚く分布している。このため、地下深部は海水～化石海水起源の地層水が卓越する環境になっている。同時に、石狩低地帯は非火山性の地域となっており、その地下には第四紀の火山～マグマ活動は不在で、広域的な地殻熱伝導が卓越すると考えられている。石狩低地帯の地温勾配は、日本の堆積盆地の中では非常に小さく概略 20～30℃/km である。この原因は必ずしも明らかではないが、地表部に新しく冷たい堆積岩類が地質学的に早い速度で堆積すると同時に、周辺山地からの降水起源地下水の地下浅部～深部への浸透・流入を受けて、深部からの広域的な伝導による地殻熱流が希釈されることが、少なくとも原因の一部になっていると推測される。

石狩低地帯については第四紀～新第三紀の堆積岩類が厚く分布しており、当初想定された典型的な「深層熱水」型の地熱資源の賦存地域と呼ぶことができる。特に、石狩低地帯は寒冷気候の北海道の人口最大集中域にあたり、将来的な「深層熱水」の開発に期待が寄せられる。しかし、上述したように地温勾配が小さいために、50℃以上の温水～熱水を得るには概略的に深度～2,000 m 以上の坑井掘削が必要となり、「深層熱水」の多目的利用には経済性の制約が大きい（例えば、安藤（1982）参照）。現在本地域で「深層熱水」の利用が商業的な「大深度温泉」にほぼ限られる理由は、この点にあると考えられる。

5.3.2 千歳蘭越・馬追松原の温泉水について

千歳蘭越地区は、広域的に北海道西部の山地が東方の石狩低地帯へと弓状に張り出す部分にあたり（第1図(A)・第2図(A)参照）、石狩低地帯の南部と北部の間の若干の高標高域に位置する。千歳蘭越では、1970年代に深度約1,000 mの坑井掘削によって非常に低塩濃度のNa-HCO₃型の温泉水が湧出した（未利用）が、その性状は苫小牧錦岡などでの坑井掘削による高塩濃度Na-Cl型の温泉水とは非常に異なっており注目された（北海道立地下資源調査所、1977）。その後、北西方向の北海道西部の東縁山地と石狩低地帯との境界部近傍においても、深度～1,000 mの坑井掘削によって千歳蘭越地区と類似の低塩濃度・Na-HCO₃型の温泉水が開発されている。茂野（2011）は、4.1.2で述べたように石狩低地帯～古第三系域の「大深度温泉」について広域的な検討を行い、千歳蘭越の温泉水などを領域的に(D)地域、成因的に降水起源系としてまとめた。

千歳蘭越の温泉水について今回報告した δD 値、 $\delta^{18}O$ 値（-77‰、-11.5‰）は、今回の試料の中では特異的に低く、降水起源の河川水・浅層地下水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値への高度効果から、標高が高い地域（～1,000 m a.s.l.）で涵養されたと考えられる。また、過去の寒冷期の降水を起源としている可能性が指摘される。オロフレ山～支笏湖南縁の山地は、本説の調査地域およびその周辺では

年平均降水量が最も多く（気象庁・気象業務支援センター（2002）によれば～2,000 mm/y以上）、一般的に浸透性が高い傾向にある火山岩類が地表に分布することもあり、これらの降水起源地下水が地下に多量に流動・賦存している可能性が高いであろう。

石狩低地帯における上記5.3.1の低塩濃度の降水起源温泉水と高塩濃度の海水～化石海水起源温泉水の分布は、地下の岩石の空隙率・透水性の分布、巨視的な水理構造の分布とともに、水の密度（塩濃度や温度に依存）の分布によって規定されており、地下でかなり明瞭な境界をなしている可能性がある。第5図(C)・(D)などが示すように千歳蘭越の温泉井の坑底深度では鮮新統(3. P)が分布していると推測されるが、恐らく西方の火山地域からの降水起源の地下水の浸透・流量が多く、高塩濃度の海水～化石海水起源の地下水を排除するとともに広域的な地殻熱伝導によって加熱されて、低塩濃度の温泉水が分布するようになったものと考えられる（なお、坑井の～700 m以深には厚いシルト岩が分布しており（地質調査所、1980a）、海成層の可能性が高いと思われるが、寒冷な淡水環境で堆積した可能性も否定できない）。上記の北西方向の低塩濃度の温泉も、同様の母岩から同様の温度で湧出している（地質調査総合センター、2002；茂野、2011）。

一方、前述したように、馬追丘陵の松原温泉では、特異的に地下深度～30 mから低塩濃度Na-HCO₃型（～25℃；千歳蘭越よりも高塩濃度）、～110 mから高塩濃度Na-Cl型の温泉水（～27℃）が隣接して湧出している。馬追松原地区は、大規模なN-S走向・東傾斜の活逆断層帯（石狩低地東縁断層帯）の直上に位置しており（例えば、北海道立地質研究所、2001）、これに規制されて地下深部からこれらの温泉水が上昇していると考えられる。馬追松原の湧出温度に基づけば、第3図(A)から簡略的に地下深度500～1,000 m程度からの温泉水の上昇が推定される。なお、馬追松原の低塩濃度温泉水の δD 値、 $\delta^{18}O$ 値は、その起源が千歳蘭越に比べてより低所の降水であることを示しており、東方の夕張山地～日高山脈側からもたらされた可能性も考えられるが、地下地質～水理構造的には西方の第四紀火山域からもたらされた可能性が高いと考えられる（第11図(A)・(B)参照）。

5.4 古第三系域の熱水系（穂別村上からより広域的に）

本説の調査の主対象は前述したように白老地域（～石狩低地帯）であり、周辺の2広域地域については比較参照の目的で試料採取・分析を行ったものである。しかしその後、古第三系域についても国の石油・天然ガス国内基礎調査の「基礎試錐」や「大深度温泉」の開発などが行われ、各種のデータの利用が可能となった。特に温泉に関しては、北海道立地下資源調査所～北海道立地質研

究所（前者から2001年に改組）によって様々な調査・研究が行われ、各種の情報が整理・公開されてきた。

そこで本説では、穂別村上 (m) が位置する古第三系域の「大深度温泉」についても、総合的な視点から若干の予察的な議論を行うこととした。ここでは、温度構造、貯留構造、流体化学の3項目に分けて、北方の夕張地域～東方の日高山脈周辺域にも広げて以下に述べる。

5.4.1 温度構造

北海道の地温勾配や地殻熱流量については、北海道立地下資源調査所 (1995a)、地質調査所 (1999)、北海道立地質研究所ほか (2008, p.116) などによってデータが編集・公開され、地質調査総合センター (2004) によって電子数値化公開されているが、夕張山地-日高山脈の中心域では深い坑井の掘削による検層温度データが欠落している。このため、西方の石狩低地帯東部および東方の十勝平野西部の地温勾配値に基づいて、広域的に低地温勾配値 (20～30°C/km) の分布が推定されている。しかし、これは必ずしも正しくない可能性がある。

概略13 Ma以降の太平洋プレートスラブの斜め沈み込みに起因して、千島弧南西部の前弧域 (スリバー) は西方へ右横ずれ運動を行っており、その先端域の日高山脈-夕張山地とその周辺域は地殻の急激な衝突・上昇域となっている。したがって、同地域では地下深部までの上昇・削剥、大規模な逆断層・断層系の発達、圧縮応力環境、変成作用による高压流体の放出などを原因とした深部からの流体上昇によって、地下の地温勾配は広域的あるいは局地的に上記よりもかなり大きい (30°C/km) 可能性が指摘される。これに対して、沈降域の石狩低地帯東部および十勝平野西部の地温勾配は、新しい堆積物の継続的な堆積や上記山地域からの冷たい地下水流動の影響を受けているために小さいと考えられる。地温勾配が、石狩低地帯南部の中央部～東部に比較して、その東方の丘陵域でやや大きい傾向 (例えば、茂野 (2011, 第1図(C)) を参照) は、上記の可能性を支持していると思われる。

松波ほか (1994)、北海道立地下資源調査所 (1995b) などによれば、夕張炭田地域の日吉地区では1986～1989年に深度700～1,500 mの坑井掘削によって、最高値として坑底温度で～57°C、温泉湧出温度で～46°C、地温勾配で～49°C/kmが観測されている。特に、同地区の2号井は白亜紀の堆積岩類に到達しており、その上位の古第三系の一部に恐らく断層系を中心として温泉水が賦存していると推定されている。したがって、断層系・断層系が発達する夕張山地-日高山脈の中心域～周辺域において、上記程度の高い温度・大きな地温勾配がかなりの範囲に広がっている、あるいは散点的に分布している可能性が考えられる。

本説の調査で採取・分析を行った穂別村上の温泉水

は、白亜系 (上部蝦夷層群と^{はこぶち}函淵層) が複雑に過褶曲する中に、N-S走向の大規模な断層 (豊進断層) に伴われて細長く帯状に古第三系 (石狩層群最下部で石炭層を含む登川層と幌加別層および不整合で接する幌内層; 同じく複雑に褶曲し急傾斜化) が分布する地域 (地質調査所, 1973; 北海道立地質研究所, 2002) に湧出しており同様の環境にあると考えられる。なお、前述したように石狩低地帯内に位置するが、浅い坑井からの温泉水が顕著な温度異常を示す馬追松原は、活逆断層・褶曲群が形成する馬追丘陵 (古第三系が地下浅部に出現) に位置しており、類似の環境にあると推定される。

さらに興味深いことに、「基礎試錐」の「夕張」 (深度～4,500 m; 現在の地温勾配は～22°C/km) では上記の白亜系と古第三系が3回繰り返して衝上断層に伴われて出現しており、断層に沿って出現する自生鉱物の石英・方解石の流体包有物の充填温度は、最高で200°C以上 (深度～1,000 m, ～3,000 m および～4,000 m) を示している (大久保ほか, 1999)。このことは、過去に逆断層や付随する断層系が生成し、それを通じて深部から高温の流体が上昇する時期が恐らく複数回あり、その時期には一時的に断層帯周辺が高温化したことを示唆している。上記の夕張日吉、穂別村上、馬追松原では、現在がその時期、あるいはその前後の期間に該当しているという可能性が指摘される。

5.4.2 貯留構造

坑井掘削による北海道の新規開発温泉地については、一般的には情報が得難い透水性や水位低下などについても調査されてデータがまとめられており、開発リスクとして坑井の比湧出量 (生産速度/水位低下長の比; l/min/m) などの指標が地区毎に整理されている (松波ほか, 1997, 1999, 2000)。本説との関連では、今回の古第三系域、石狩低地帯 (白老地域)、第四紀火山域に各々対応するVIIc 南部日高衝上帯、X 石狩一勇拵堆積盆、Xa 胆振-後志陥没ブロック帯について、比湧出量階級が第6表のようにまとめられている。X 石狩一勇拵堆積盆は、根釧堆積盆、十勝堆積盆と並んで高い比湧出量階級 (III～IV) の坑井が80%以上を占める地域であり、温泉掘削・開発・保守の成功率が高い地域といえる。

一方、古第三系域に該当するVIIc 南部日高衝上帯についても、ある程度の高い比湧出量の統計が得られており、北海道内の地域間の比較では中位～むしろ若干良好な値 (第6表右から2番目の項目 (温泉開発リスク指数) が、18地区単位の平均値50に対して29と低く、低比湧出量階級の存在率が低い) となっている。なお、本帯では坑井掘削数が少なく、夕張日吉における上記の温泉開発の結果の寄与が大きいことに注意する必要がある。古第三系域では、古第三系 (その深部には白亜系) の堆積岩類が浅部～深部に厚く分布しており温泉水の貯留層

第6表 北海道の関連3地区の温泉井の比湧出量階級などの比較 (松波ほか (1999) に基づく)。

Table 6 Comparisons of the specific capacity class of geothermal-water wells in the three districts (related to this article) in Hokkaido (after Matsunami et al. (1999)).

| 地区 記号 | 地区名 | 坑井数 N | 比湧出量階級 00~0の坑井 数 (1) | | 比湧出量階級 I~II の坑井 数 (2) | | 比湧出量階級 III~IV の坑井 数 (3) | | 比湧出量階級 00~0の存在度 (1)/((2)+(3)) x 100 (%) | 地温勾配 (°C/km) |
|----------|--------------------|----------|----------------------------|-----|-----------------------------|-----|-------------------------------|-----|--|-----------------|
| | | | N | (%) | N | (%) | N | (%) | | |
| VIIc | 南部日高衝上帯 | 9 | 2 | 22 | 7 | 78 | 0 | 0 | 29 | 30 以下 |
| X | 石狩一勇弘堆積盆 | 88 | 3 | 3 | 12 | 14 | 73 | 83 | 4 | 20~50 |
| XIa | 胆振-後志陥没ブロック帯 | 91 | 19 | 21 | 43 | 47 | 29 | 32 | 26 | 50 以上 |
| --- | 北海道全域 (18地区) | 495 | 68 | 14 | 130 | 26 | 297 | 60 | 16 | --- |
| --- | 地区を単位とした平均値 (18地区) | --- | --- | 26 | --- | 30 | --- | 43 | 50 | --- |

本表は、松波ほか (1999) の第2表「各地区 (第3図) ”温泉井の比湧出量階級”の構成割合」から抜粋・編集した。比湧出量 (l/min/m) 階級は、00, 0.10以下; 0, 0.10~0.32; I, 0.32~1.0; II, 1.0~3.2; III, 3.2~10; IV, 10以上。松波ほか (1999) によれば、本説の4地域区分の(1)第四紀火山域は XIa に、(2)白老地域と(3)石狩低地帯は X に、(4)古第三系域は VIIc にあたる。

として重要となるが、古第三系・白亜系は新第三系に比較して平均的に空隙率・透水性が低く、上述したように温泉の湧出量については地下の断裂系の分布によって強く規制されている(「断裂貯留型」である)可能性が高い(松波, 1994)。したがって、古第三系域における熱水系の発達については偏在している可能性が高く、開発にあたっては対象地域毎の調査・検討が不可欠であろう。

なお、夕張日吉地区の坑井では、古第三系と白亜系の境界部付近から温泉が湧出している。また、前述したように穂別村上の温泉も、古第三系と白亜系の地層分布境界部に位置している。この一致から、断裂系の分布とともに、大きな地層境界部の物質・物性の不均一性や複雑な履歴が、貯留層の形成に寄与していると推測される。

5.4.3 流体化学

石狩炭田の古第三系分布地域の温泉の化学組成については、松波 (1994)、北海道立地下資源調査所 (1995b) などによって整理されている。この地域では湧水・旧炭鉱坑内水などは多様な化学組成を示す(松波ほか, 1994)が、夕張日吉地区の深い坑井からの温泉は、高塩濃度・中性・Na-Ca-Cl型となっている(松波, 1994) (第3図参照)。Na-Ca-Cl型~Ca-Na-Cl型は、続成作用が進んだ段階の化石海水起源の地層水に、世界的に認められるものである(例えば、Collins, 1975, Davisson and Criss, 1996)。

夕張日吉地区の温泉の δD 値・ $\delta^{18}O$ 値 (第6図 (A)) は、ともに大きなシフトを示す傾向にあり(松波, 1994)、(白亜紀~)古第三紀以降の長期間の地下滞在によって水-流体反応が進行したことを示している。茂野 (2011) は、前述したようにCaに富むこの型の温泉が、(A)古第三系分布地域に出現し、長期間の海水から化石海水への変化過程(続成作用)が進んだ段階で、 CO_2 の供給が少なく SO_4 が固定化される還元的な環境において、Mg濃度の低下(粘土鉱物の形成)と岩石からのCaの溶出(斜長石のアルバイト化)によって生成した可能性を指摘している。

今回採取・分析を行った穂別村上の温泉は、温度~11°Cの高塩濃度・中性・Ca-Na-Cl型で δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の大きなシフトも認められ、上述した夕張日吉の温泉と類似性が高い。夕張山地の周辺地域のみならず日高山脈の周辺地域でも、未利用(北海道立地下資源調査所 (1997)、鈴木・藤本 (2000)などを参照)あるいは未発見のまま、このような型の鉱泉がある程度数存在しているのではないかと推測され、その周辺の地下深部には夕張日吉と類似のより温度が高い温泉が賦存している可能性が低いと考えられる。

一方、White et al. (1973)、Collins (1975)などによれば、堆積岩類の続成作用が進みさらに変成作用となる段階では、逆に低塩濃度のNa-HCO₃型の続成水-変成水(可溶性成分であるBに富み、 $\delta^{18}O$ 値のシフトを伴う)が生成することが報告されている。このような続成水-変成水を起源とすると考えられる地層水の分布は、日本でも秋田県の八橋油田(異常高圧を伴う)などで報告されており(例えば、須藤, 1967; Shigeno and Abe, 1982)、北海道中央部の北部の天塩平野域の堆積盆に分布するNa-HCO₃型の地層水・温泉(異常高圧を伴う)も、同様の起源を持つ可能性が高い(北海道立地下資源調査所, 1979; 松波, 1993; 鈴木・柴田, 2007; 茂野, 2011)。古第三系域の地下深部、またその東方の基盤岩類の分布地域(日高山脈-夕張山地)の地下では、このような低塩濃度のNa-HCO₃型の温泉が断裂系に沿って局所的に、あるいは広域的に分布している可能性が指摘される。さらに基盤岩類分布地域には超塩基性岩類や珪長質深成岩類なども広く分布しており、動的な幅広い環境下における様々な岩石-流体反応によって、化学的・温度的に非常に多様な流体が生成・賦存・移動している可能性がある。

6. まとめ

北海道の西部と中央部の境界部に位置する太平洋岸の白老地域では、1960年代から深度400~1,600mの坑井掘削によって、温度40~60°Cの温泉が広域的に

多量に湧出している（例えば、福富ほか，1970；北海道立地下資源調査所，1977；浦上，2001；藤本・鈴木，2007）。本地域を中心に周辺の3広域地域（西方の第四紀火山域，東方の石狩低地帯と古第三系域）を含めて，地下（特に深度～1,500 m深までおよび～3,000 m深まで）に賦存する熱水系の特徴と起源を明らかにする目的で，地表水・地下水・温泉水について地球化学・同位体化学的な調査・研究を行った。これらの地域についての従来の各種研究の成果を基礎として，その結果は以下の(1)～(4)のようにまとめられる（第11図(A)・(B)，第5表参照）。

(1) 第四紀火山域（北海道西部の東縁山地にあたり，先古第三系を基盤として新第三系が分布し，支笏・倶多楽の2カルデラなど多数の第四紀火山の活動が活発）では，多様な温泉が自然湧出している。特に，登別地区（高温噴気地や酸性変質帯を伴う）では，高温・高塩濃度で酸性～中性・Na-Ca-Cl型の温泉が分布し，温泉水の高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値などからマグマ起源の流体の寄与が推定される（例えば，松葉谷ほか（1977），安孫子（1991）参照）。一方，北湯沢地区の高温・低塩濃度で中性・Na-Cl-SO₄型，カルルス地区，支笏湖北西岸地区のより低温・低塩濃度で中性・Na-Ca-SO₄-HCO₃-Cl型などの温泉では，地下のマグマ溜まり～高温火成岩体が熱・ガス（溶存陰イオン）の起源として想定されるが，水の起源としての寄与は小さいと推測される。地熱開発促進調査「胆振」・「登別」の坑井調査（新エネルギー・産業技術開発機構（1991）など）によって，カルルス地区周辺では深部に隠された高温熱水系（～700 m以深で～200℃以上）の存在が捕捉されている。

(2) 白老地域（下記(3)の石狩低地帯の南西端部にもあたるが，北海道西部に位置して上記(1)の第四紀火山域に接する海岸平野～丘陵域）では，低塩濃度の中性・Na-Cl型（西部ではSO₄に富み，東部ではNa-HCO₃型になる傾向）の温泉水が上記のように湧出し，西部では最高90℃/kmに達する温泉水の湧出温度に基づく大きな見掛けの「地温勾配」を持つ。本地域（特に西部・中部）の温泉水については，近接する第四紀火山群の分布，上記の化学的・温度的な特徴，温泉水の同位体組成（～+1.0‰の $\delta^{18}O$ 値シフト），地球化学的温度計（Na-K温度計，Na-K-Ca温度計，混合水モデルによるSiO₂温度計）による高い推定温度（200～250℃）などから，西方の第四紀火山域の山地への降水を起源として，地下深部のマグマ溜まり～高温火成岩体を伝導的な熱源とした潜頭性の本源的な深部高温熱水系が，その起源となっている可能性が高いと推測される。これには，白老地域に近接する上記カルルス地区周辺で捕捉された高温熱水系との類似性が指摘される。 δD 値・ $\delta^{18}O$ 値の特徴などから，白老地域の熱水系については登別地区のようなマグマ起源流体の寄与は小さく，また倶多楽湖・支笏湖の湖水，海

水・化石海水の混入は非常に小さいと言える。

(3) 石狩低地帯（新第三紀～第四紀の海成堆積岩類が厚く分布する大規模な沈降帯で，地温勾配が小さい）では，「大深度温泉」は広域的に深部に分布し高塩濃度・中性・Na-Cl型の海水～化石海水を主要な起源とするものと，西部などの相対的に浅部に分布し低塩濃度・中性・Na-HCO₃型の降水を起源とするものに概略的に2分される。石狩低地帯西部の千歳蘭越地区の深度～1,000 mからの低塩濃度のものは，特異的に低い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち，西方の第四紀火山域の標高～1,000 mの山地の降水（過去の寒冷期の可能性あり）を起源としていると推定される。一方，石狩低地帯東部の馬追松原地区の深度～30 mの坑井からの～25℃で低塩濃度と深度～110 mの坑井からの～27℃で高塩濃度の温泉水は，分布する活逆断層・褶曲によって地下深部から温泉水が上昇していることを示す。

(4) 古第三系域（上記(3)の石狩低地帯の東方で，夕張山地の南縁部～日高山脈の西縁部の丘陵地にあたり，白亜紀～新第三紀の海成堆積岩類が厚く分布する複雑な逆断層・褶曲帯）において，断層沿いに白亜系と古第三系との境界部の穂別村上地区で湧出する温泉水は，低温・高塩濃度の中性・Ca-Na-Cl型で高い δD 値・ $\delta^{18}O$ 値を持ち，起源水として続成作用が進んだ化石海水に富むと考えられる。北方の夕張炭田地域の日吉地区では，同様の化学的特徴を持つ「大深度温泉」（深度～1,500 mで～57℃）が開発される（松波，1994）とともに，夕張地域の石油・天然ガス基礎調査の「基礎試錐」のコア試料では，衝上断層群の周辺に～200℃以上で生成した流体包有物の分布が報告されている（大久保ほか，1999）。これらのことは，太平洋プレートスラブの斜め沈み込みによって，千島弧の前弧域に位置するが特異な隆起・断裂形成環境にある夕張山地～日高山脈とその周辺地域では，地下深部から上昇するかなり高温の温泉水が少なくとも局地的に賦存していることを示唆している。

なお，本説の調査・研究は，1970年代のエネルギー危機の時代に「深層熱水」型の地熱資源として，堆積盆（人口が集中する平野域にあたる）の深部に賦存する温水～熱水（geothermal water）の大規模な多目的利用の検討が行われた機会（例えば，茂野，1982；安藤，1982）に，代表的な事例地域として進められたものである。近年，日本各地で多数の坑井掘削により「大深度温泉」として，これらの温水～熱水の開発が行われている。しかし，将来的には大規模な純国産資源である「深層熱水」型の地熱資源について，長期的・総合的な観点からの多目的利用が望まれる。今回の誌上発表にあたっては，近年公開化が進んでいる各種の電子地理・地球科学情報の利用によって，石狩低地帯域の「大深度温泉」について統合的な検討を先行的に進めた（茂野，2011）ので，必要に応じて参照願いたい。

謝辞：本報告の調査・研究は、地質調査所 技術部（当時）の阿部喜久男氏と共同で行われたものである。特に、試料水の溶存化学組成の分析については、すべてを阿部氏に負っている。水試料の同位体比分析は著者本人が行ったものであるが、水素同位体については松尾禎士（当時、東京工業大学；故人）、日下部実（当時、東京工業大学）、酸素同位体については酒井 均（当時、岡山大学 温泉研究所；故人）、松葉谷治（当時、岡山大学 温泉研究所）、安藤直行（当時、地質調査所 技術部；故人）の各氏に、様々な便宜を図って頂くとともに多くのご教示を頂いた。現地調査では、当時地熱関連事業を検討中であった北海道地熱開発研究所の河野順一氏、岩倉組の小笠原庄吾氏などの方々に非常に多くの便宜を図って頂いた。また、室住正世（当時、室蘭工業大学；故人）、安孫子勤（当時、室蘭工業大学）、横田節也（当時、地質調査所 北海道支所）の各氏に現地情報などを頂いた。さらに、北海道、苫小牧市、白老町、登別市などからは、調査について関連資料の送付などの便宜を図って頂いた。調査地域の地元の方々からは各種試料の採取、現地情報の提供などについて様々なご協力を頂いた。

本説の調査・研究は、国の新エネルギー技術研究開発（通称、サンシャイン計画）の一環として実施された「深層熱水供給システムの開発（1979～1985年）」の予察的調査である「深層熱水調査（広域熱構造調査法の研究の中で分科会活動として；1977～1979年）」に関係して行われたものである。地質調査所 地殻熱部の陶山淳治（当時、部長）と角 清愛（当時、地殻熱資源課長）の両氏からは様々なご指導を頂くとともに、多くの便宜を図って頂いた。川村政和（当時、地質調査所 地殻熱部）と五十嵐昭明（当時、地質調査所 北海道支所；故人）の両氏には、調査地域の研究文献・資料（非公表のものを含む）について紹介・提供を頂いた。また、上記の調査の目的で地熱技術開発株式会社（GERD）を中心に活動した「深層熱水利用研究会（1975～1979年）」の皆様、特に金子美道（当時、地熱技術開発株式会社；故人）、小村精一（当時、石油資源開発株式会社）、安藤 武（当時、地質調査所 環境地質部；故人）の各氏には様々なご教示を頂いた。

本説の取りまとめにあたり、北海道の温泉について長らく様々な調査・研究を進めてこられた松波武雄氏（旧、北海道立地下資源調査所；現、株式会社ドリリング計測）から原稿について貴重なコメントを頂いた。また、産業技術総合研究所 北海道研究センターの中川 充氏から原稿について有意義なコメントを頂いた。記して、以上の方々には深く感謝します。

文 献

阿部喜久男・茂野 博・池田喜代治・安藤直行・後藤隼次（1979）秋田県小安・泥湯・秋の宮地熱地域の熱水・

- 蒸気凝縮水の溶存化学組成、水素・酸素同位体組成およびトリチウム濃度。地調月報, **30**, 177-197.
- 安孫子勤（1991）温泉今昔物語（その8）—登別温泉における熱水活動の変遷—。地熱エネルギー, **16**, 238-251.
- 安藤重幸（1986）地熱開発促進調査の地域レポート [3] 胆振地域。地熱エネルギー, **11**, 202-240.
- 安藤 武（1982）深層地下水地熱資源。湯原浩三 編、地熱開発総合ハンドブック、フジテクノシステム、748-766.
- 地質調査所（1973）日本炭田図 XI, 石狩炭田地質図。
- 地質調査所（1980a）5 万分の 1 地質図幅及び説明書「千歳」。1 葉+ 92p.
- 地質調査所（1980b）日本地熱資源賦存地域分布図。200 万分の 1 地質編集図, no. 20.
- 地質調査所（1999）日本列島地温勾配図（300 万分の 1）。
- 地質調査総合センター（2001）札幌地熱資源図。特殊地質図, no. 31-4.
- 地質調査総合センター（2002）東北・九州地熱資源図（CD-ROM 版）。数値地質図, GT-1.
- 地質調査総合センター（2004）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。数値地質図, P-5.
- 地質調査総合センター（2007）九州—大分—豊肥地域の地熱データ処理集「地理情報システム（GIS）を利用した地熱資源の評価の研究（2001-2005 年度）」のまとめと簡易統合的処理データ・プログラム集（CD-ROM）。数値地質図, GT-3.
- Collins, A. G. (1975) *Geochemistry of Oilfield Waters*. Elsevier, 496p.
- Craig, H. (1963) The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Proc. Conf. on Nuclear Geology on Geothermal Areas. Spoleto, Pisa 1963*, 17-53.
- D'Amore, F. ed. (1992) *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research, 408p.
- Davissou, M. L. and Criss, R. E. (1996) Na-Ca-Cl relations in basinal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 2743-2752.
- 福富孝治・中尾欣四郎・浦上晃一・大槻 栄・田上龍一・三好日出夫・大友和雄・三宅秀男・西 和男・佐倉保夫・前田俊一・滝沢隆俊・瀬川良明（1970）北海道白老町虎杖浜・竹浦地域の温泉調査報告。北海道大学地球物理学研究報告, no. 24, 27-55.
- Fournier, R. O. (1992) Water geothermometers applied to geothermal energy. *D'Amore, F. ed. Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research,

- 37-69.
- 藤本和徳・鈴木隆広（2007）北海道白老町における温泉利用の現状（2005）. 北海道自然エネルギー研究, no. 3, 43-50.
- Gat, J. R. (2010) *Isotope Hydrology: A Study of the Water Cycle*. Imperial College Press, 189p.
- Giggenbach, W. F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca-geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2749-2765.
- Giggenbach, W. F. (1992) Isotope shifts in waters from geothermal and volcanic systems along conversion plate boundaries and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 495-510.
- 北海道立地下資源調査所（1977）北海道の地熱・温泉（B）西南北海道北部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 4, 198p.
- 北海道立地下資源調査所（1979）北海道の地熱・温泉（C）北海道中央部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 7, 192p.
- 北海道立地下資源調査所（1995a）北海道地温勾配図（60万分の1）及び同説明書. 1葉+44p.
- 北海道立地下資源調査所（1995b）北海道市町村の地熱・温泉ボーリング地域エネルギー開発利用施設整備事業－（昭和55年度～平成5年度）. 257p.
- 北海道立地下資源調査所（1996）北海道の地下水資源 石狩低地帯主部. 地下資源調査所調査研究報告, no. 27, 91p. + 1葉.
- 北海道立地質研究所（2001）石狩低地帯東縁断層帯. 北海道活断層図, no. 3, 1葉+157p.
- 北海道立地質研究所（2002）5万分の1地質図幅及び説明書「紅葉山」. 1葉+117p.
- 北海道立地質研究所（2008）北海道における地熱・温泉利用の現状－2007年版－. DVD版.
- 北海道立地質研究所・北海道立衛生研究所・札幌大学（2008）温泉資源の多目的利活用に向けた複合解析研究. 北海道立地質研究所調査研究報告, no. 37, 122p.
- 気象庁・気象業務支援センター（2001）平年値（統計期間1971～2000年）. CD-ROM.
- 気象庁・気象業務支援センター（2002）メッシュ気候値2000（統計期間1971～2000年）. CD-ROM.
- 小村精一（1981）深層熱水供給システムの開発. 地熱技術, **6**, no. 3&4, 40-45.
- 小村精一（1985）深層熱水供給システムの開発. 地熱技術, **10**, no. 3, 68-78.
- 松葉谷治・酒井 均・上田 晃・堤 真・日下部実・佐々木昭（1978）北海道の温泉ならびに火山についての同位体化学的調査報告. 岡山大学温泉研究所報告, no. 47, 55-67.
- 松波武雄（1992）北海道の高濃度塩化物泉について. 地下資源調査所報告, no. 64, 17-30.
- 松波武雄（1993）北海道中央部新第三系堆積盆の塩水について. 地下資源調査所報告, no. 65, 55-72.
- 松波武雄（1994）北海道中央部および東部炭田地帯の塩水について. 地下資源調査所報告, no. 66, 27-39.
- 松波武雄（1995）北海道の海岸地域に分布する高濃度塩水について. 地下資源調査所報告, no. 67, 41-58.
- 松波武雄（1998）北海道の中性～アルカリ性硫酸塩泉について. 地下資源調査所報告, no. 69, 1-13.
- 松波武雄・横山英二・岡崎紀俊・若浜 洋（1994）石狩炭田地帯の湧水および旧坑水について. 地下資源調査所報告, no. 66, 51-68.
- 松波武雄・藤本和徳・鈴木豊重（1997）揚湯利用から見た温泉井評価－”温泉井の揚湯指標階級”の提案－. 地下資源調査所報告, no. 68, 17-23.
- 松波武雄・鈴木豊重・藤本和徳・川森博史（1999）北海道の温泉開発リスクの地域性について. 地下資源調査所報告, no. 70, 1-26.
- 松波武雄・藤本和徳・鈴木隆広（2000）北海道の温泉井と”新規温泉地”について. 北海道立地質研究所報告, no. 71, 13-25.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. *Geochem. Jour.*, **28**, 387-410.
- 村中英寿（1991）地熱開発促進調査の地域レポート [22] 登別地域. 地熱エネルギー, **16**, 129-141.
- 大久保進・武田信従・並川貴俊（1999）基礎試錐「夕張」における流体包有物の検討. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 140.
- 石油技術協会（2004）石油・天然ガス資源の未来を拓く－最前線からのメッセージ－. 492p.
- 茂野 博（1982）非火山性地域の地熱資源－深層熱水－. 地質ニュース, no. 337, 202-203.
- Shigeno, H. (1992) Applications of geochemistry in geothermal development in Japan. *D'Amore, F. ed., Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. U. N. Institute for Training and Research, 365-382.
- 茂野 博（1992a）熱水系の深部環境を地球化学データから予測する. 地質ニュース, no. 457, 16-33.
- 茂野 博（1992b）地球化学的に見た北海道の地熱資源の開発有望性. 平成4年度資源・素材関係学協会合同秋季大会分科研究会資料, U. 北海道における地熱の現況と展望, 札幌 1992, 30-33.
- 茂野 博（1997）起源指標としての地熱流体化学. 日本地熱調査会セミナー「地熱発電所の維持管理における地化学の活用について」, 1-23.

- 茂野 博 (2001) 地球化学的サイクルにおける元素の挙動と分類 - 堆積岩類に濃集する「可溶性成分」を中心に. 2001年度日本地球化学会 第48回年会講演要旨集, 146.
- 茂野 博 (2004a) 地熱流体化学データの簡易データベース化と統合解析 - GISを利用した地熱資源評価研究の一環として「豊肥」地域を例に. 地質ニュース, no. 594, 58-69.
- 茂野 博 (2004b) 石狩低地帯南部周辺(島弧プレート衝突域)における多様な熱水の帯状分布. 日本地熱学会平成16年学術講演会講演要旨集. P14.
- 茂野 博 (2008) プレートテクトニクスに基づく湯の峰・有馬温泉の生成環境のモデル化 - 電子地球科学情報の統合解析による近畿地方の高温温泉の検討(2) - . 地質ニュース, no. 647, 25-38.
- 茂野 博 (2011) 石狩低地帯とその周辺域の「大深度(掘削)温泉」の化学組成と地下地質の3次元分布 - 公開電子地球科学情報の簡易統合処理による表示・解析の試み - . 地質ニュース, no. 678, 21-35.
- 茂野 博・阿部喜久男 (1977a) 北海道白老町周辺の深層地熱水の地球化学的特性. 日本地球化学会年会講演要旨集, 1977, 140.
- 茂野 博・阿部喜久男 (1977b) 北海道石狩低地帯南部の深層地熱水の起源. 第4回地熱研究発表会予稿集, 5-6.
- Shigeno, H. and Abe, K. (1982) Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of "connate" formation waters in Yabase oil field, Japan. *Abstracts of 5th Internat. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geochemistry, Nikko National Park 1982*, 344-345.
- Shigeno, H. and Abe, K. (1983) B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. *Extended Abstracts of 4th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Misasa 1983*, 437-440.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983a) 地熱開発促進調査報告書, no. 4 胆振地域. 506p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983b) 地熱開発促進調査報告書, no. 4 胆振地域 (要約). 138p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) 地熱開発促進調査報告書, no. 22 登別地域. 845p.
- 須藤能光 (1967) 日本における油田・ガス田塩水の地球化学的研究. 石油技術協会誌, **32**, 286-296.
- 鈴木隆広・藤本和徳 (2000) 北海道における冷鉱泉資源とその利用. 北海道立地質研究所報告, no. 71, 113-117.
- 鈴木隆広・柴田智郎 (2007) 北海道, 日本海側北部の温泉資源. 北海道立地質研究所報告. no. 78, 15-20.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源. 520p.
- 浦上晃一 (1987) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造と熱水系. 北海道大学地球物理学研究報告, **49**, 169-190.
- 浦上晃一 (1992) 北海道白老地域温泉の地下構造. 北海道大学地球物理学研究報告, **56**, 1-19.
- 浦上晃一 (1996) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域における温泉水位の経年変化. 北海道大学地球物理学研究報告, **59**, 65-83.
- 浦上晃一 (2001) 温泉今昔物語 (その29) 北海道白老町の温泉. 地熱エネルギー, **26**, 288-303.
- 浦上晃一・大谷守正・長岡徠三 (1978) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域温泉の地下構造. 温泉工学会誌, **13**, no. 2, 79-88.
- White, D. E. (1970) Geochemistry applied to discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources, Rapporteur's report. *Proc. U. N. Symp. on Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970 (Geothermics, Spec. Iss., 2)*, **1**, 58-80.
- White, D. E., Barnes, I. and O'Neil, J. R. (1973) Thermal and mineral waters of non-meteoritic origin, California Coast Ranges. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, **84**, 547-560.
- 山田 誠・大沢信二・由佐悠起 (2003) 湧水の水素と酸素の安定同位体比からみた九重火山地域の地下水の涵養と流動. 九大地熱・火山研究報告, no. 13, 66-74.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) 長周期地震動計算のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル. 活断層・古地震研究報告, no. 7, 1-29.
- 吉田邦一・吉見雅行・関口春子・堀川晴央 編 (2009) 石狩平野・勇払平野3次元地盤構造モデル (CD-ROM), 地質調査総合センター速報, no. 48.

(受付: 2010年9月1日; 受理: 2010年12月27日)