

猪苗代平野の地下水水質と帯水層の分布

佐藤真一（福島大学・大学院共生システム理工学研究科）

・柴崎直明（福島大学・共生システム理工学類）

要 旨

猪苗代平野における帯水層および粘性土層の分布を把握するために既存の地質資料を収集・整理し、猪苗代平野内の帯水層分布や粘性土層の連続性について検討を行った。この結果から浅層部の粘性土層分布が不均一で平野内の層相変化が著しいことが示唆された。また、帯水層の分布と地下水流動について水質の観点から把握するために、猪苗代平野内の既存井戸および湧水の 44 箇所において現地調査、水質分析を実施した。現地調査結果や水質組成の特徴からこれまでに報告されている平面的な水質区分に加えて新たに猪苗代平野内の水質分布について浅層と深層での違いが確認された。猪苗代平野中央部の深層地下水に硫酸イオンを多く含む Na-(HCO₃+SO₄)型の地下水が分布することが明らかになった。

I. はじめに

猪苗代湖の北岸とその周辺の低地は、北側を磐梯山、西側を背あぶり高原、東側を川桁山地、南側を高森山に囲まれており、猪苗代盆地あるいは猪苗代湖盆と呼ばれる。本論ではこの猪苗代湖北岸の低地を猪苗代平野とする。猪苗代平野は三角形を成しており、長瀬川と酸川の合流点付近から長瀬川の河口まで南北約 10 km、磐梯山南西麓から川桁山地まで東西約 6 km に広がる。

佐藤・柴崎（2014）は猪苗代平野の地下水流動を検討するために予察的な地下水シミュレーション解析を行った。今後、詳細な解析を行うためには帯水層や粘性土層の分布を詳細に把握する必要がある。そこで、本研究では今後詳細な地下水シミュレーション解析を行うために重要な帯水層の分布を把握し、水質分布と地下水流動の特性を検討した。

II. 研究対象地域の概要

1. 猪苗代平野とその周辺地域の地形・地質

猪苗代平野の東部は川桁断層を境界として川桁山地と接しており、この山地から扇状地が広がっている。北端部は磐梯山の南麓と接し、標高は約 560 m であり、南部へと標高が低下し、猪苗代

湖岸で標高 514 m となる。

猪苗代平野とその周辺地域の地質は、基盤岩類と磐梯山の火山噴出物、猪苗代平野を埋積する猪苗代層からなる（鈴木・真鍋，1988；久保ほか，2003）。猪苗代平野の地下に分布する猪苗代層は、野口英世記念館敷地内で掘削されたコアを模式コアとして定義され（鈴木，1988；鈴木ほか，1990）、深度 120～72.9 m までが磐梯火山古期溶岩類、深度 72.9～60.5 m までが頭無岩屑流堆積物、深度 60.5～0 m までが猪苗代層とされている。猪苗代層は下部から順に、縞状泥層、砂泥互層、砂礫層からなる（鈴木，1988）。猪苗代平野の地下地質断面は平野のほぼ中央部で南北方向に描かれており（中馬・吉田，1982；中馬・千葉，1987）、層相の違いから 5 つに区分された。

2. 猪苗代平野とその周辺地域の地下水

猪苗代平野とその周辺地域の地下水、湧水、河川水の特徴についてはこれまで様々な研究が行われてきた（千葉，1981；1983；1988；藪崎ほか，2013）。千葉（1983）は猪苗代平野の地下水水質の特徴について平野の東部、西部、中部の 3 つに区分し、東部では溶存成分が少なく Ca-HCO₃ 型の地下水、西部では溶存成分が比較的多く Na、

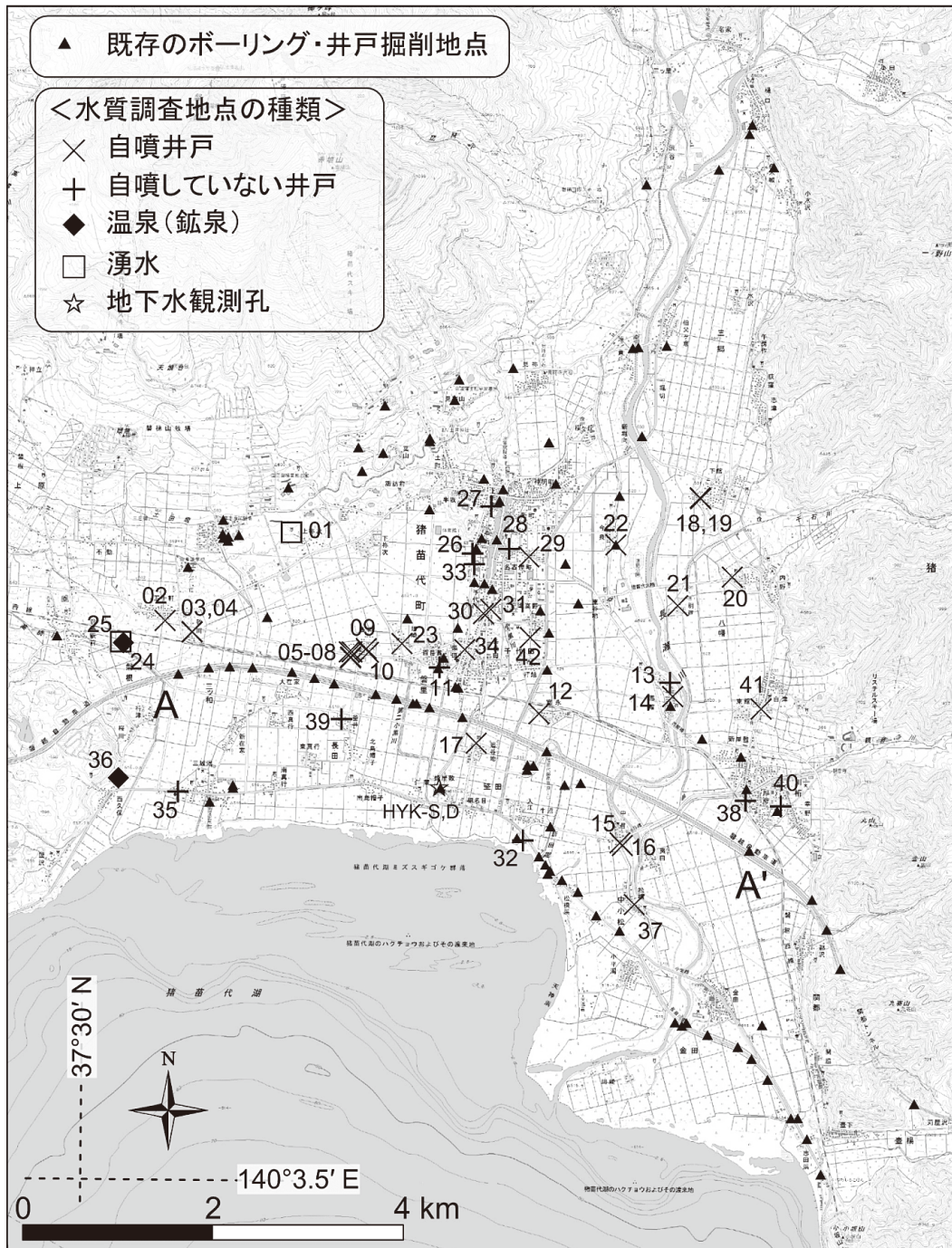


図1 水質調査地点および既存地質調査地点の位置図

Cl, HCO₃ を主体とする地下水，中部では溶存成分が多く Mg-HCO₃ 型の地下水が分布することを明らかにした。

III. 研究方法

1. 既存地質資料の収集・整理

本研究では猪苗代平野の帯水層の分布を検討するために、猪苗代平野内の約 120 箇所のボーリ

ングおよび井戸の掘削資料を収集した。これらの資料は主にアサヒ地水株式会社の「日本全国の地質地盤情報データベース G-Space II」を利用して収集し、そのほかにも関係機関から既存の地質資料を収集した。これらの地質資料から猪苗代平野内の帯水層や粘性土層の空間分布を把握し、地下水水質の分布と比較・検討した。以上の、収集した既存資料の位置を図1に示す。

2. 地下水位・湖水位の連続観測

2014年2～3月にかけて、猪苗代平野の地下地質と地下水流動の解明を目的として、猪苗代湖北岸に位置する猪苗代町蜂屋敷地区（図1の地点HYK）において、掘削深度約70mのオールコアボーリング調査を実施し、コア観察による地下地質の把握とともに、このボーリング孔を深層地下水観測孔（HYK-D）として仕上げ、地下水位の連続観測を開始した。また、2013年11月にはこの観測孔の近傍に深度10mの浅層地下水観測孔（HYK-S）を設置した。これら2つの観測孔の構造図とこの地点の帯水層区分図を図2に示す。ストレーナ深度はHYK-Sが2～10mで、HYK-Dが24.45～36.45mである。また、HYK-Dのオールコアボーリング調査にもとづく帯水層区分から、HYK-Sでは第1帯水層の地下水を、HYK-Dでは第3帯水層の地下水を観測している。

地下水位変動を観測する中で、後述の特徴的な変動が観測され、また、観測孔が猪苗代湖岸付近に位置しており、猪苗代湖の水位変動の影響を受けていることが示唆されたことから、2014年7月に猪苗代湖の水位の観測を開始した。湖水位は安積疎水取水口、湖南港、中田浜マリーナ、翁島港マリーナの4箇所を観測している。これらの観測に使用した水位計は応用地質株式会社製の絶対圧自記水位計 S&DLmini（10mレンジ）で、測定間隔は2分もしくは30分である。

3. 既存井戸からの採水と現地水質測定

猪苗代平野の地下水水質の特徴とその分布を把握するために2014年12月～2015年1月にかけて、猪苗代平野内の既存井戸、湧水、温泉（鉱泉）、地下水観測孔（HYK-S、HYK-D）から採水した。採水した地点は合計で44箇所である。また、採水後、現地ではpH、EC、ORPを測定した。これらの採水地点の位置を図1に示す。

4. 水質サンプルの分析項目とその方法

前述のとおり採水を行った水質サンプルについて、詳細な水質分析を行った。分析にはイオンクロマトグラフィー（DIONEX社製）を用いて、陰イオンはICS-2000、陽イオンはICS-1000を使用した。測定項目は、陰イオンではF⁻、Cl⁻、NO₂⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Br⁻、PO₄²⁻の7成分を、陽イオンではLi⁺、Na⁺、NH₄⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺の6成分を分析した。また、pH4.8アルカリ度滴定法を用いてHCO₃⁻を測定した。このほかに、マンガンおよびヒ素をICP質量分析法（アジレント・テクノロジー株式会社製 Agilent 7700x ICP-MS）により分析した。この2項目については福島県保健衛生協会に分析を依頼した。

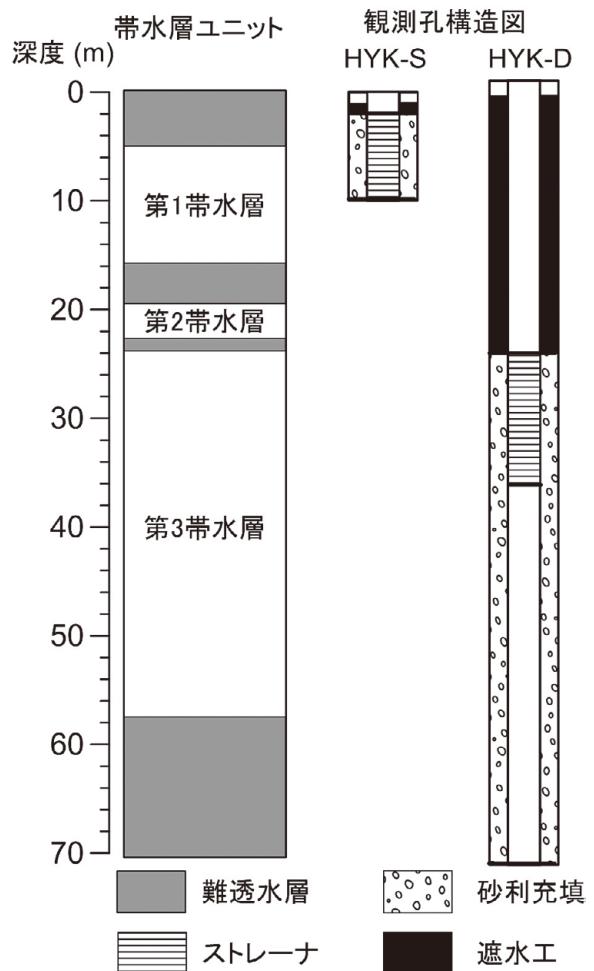


図2 地下水観測孔の構造と帯水層区分図

IV. 結果・考察

1. 鉛直方向の帯水層分布

図 3 に本研究で行った水質調査地点の井戸深度の頻度分布を示す。井戸深度が不明な地点については井戸構造等から深度を推定した。これを見ると、猪苗代平野で最も多くみられる井戸の深度は 20~40 m で、その次に多い井戸は深度 100~120 m である。このことから、猪苗代平野における鉛直方向の帯水層分布をおおまかに検討すると、鉛直方向に少なくとも 2 つ以上の帯水層の存在が示唆される。本論では、この境界深度を 70 m とし、深度 0~70 m と深度 70 m 以深の井戸に分けて水質の特徴を検討した。

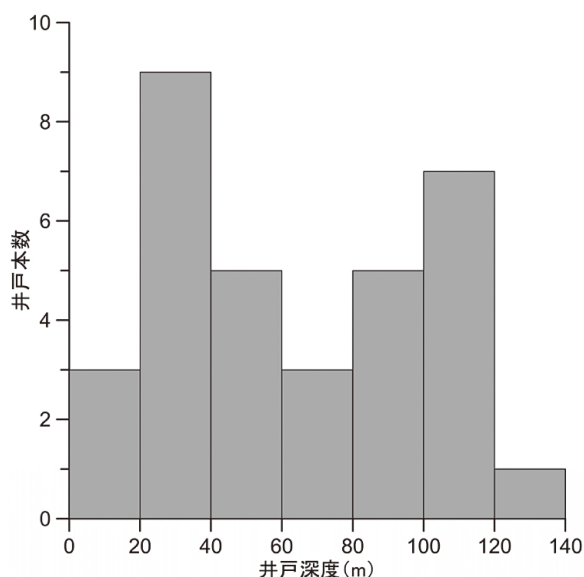


図 3 採水地点の井戸深度の頻度分布

2. 猪苗代平野の粘性土層の分布

収集・整理した既存地質資料に基づき、各地点の深度 30 m 以浅の粘性土層(粘土およびシルト)の層厚を算出した(図 4)。これを見ると、猪苗代平野における浅層(深度 30 m)の粘性土層は最大で約 16 m の厚さをもつことが分かった。また、その分布状況は不均一で、平野全域で層厚が厚い箇所と薄い箇所が局所的に分布している。このことから、帯水層の分布を検討すると、層相の側方変化が著しく、帯水層の連続性が悪いと示唆される。そして、この粘性土層厚分布図に、本研究で実施した地下水調査をもとに把握した自噴

井戸の分布を示す(図 4)。これを見ると、自噴井戸が分布する地点の多くは相対的に粘性土層が厚く分布していることが分かる。つまり、表層付近の粘性土が分布する地域では、それより下位の帯水層が被圧されていると考えられる。

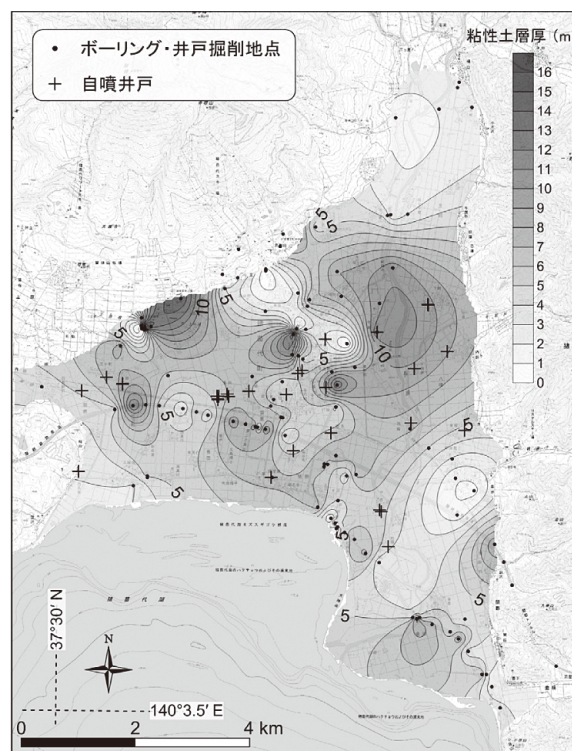


図 4 粘性土層厚と自噴井戸の分布

3. 湖水位変動と地下水位変動

図 5 に猪苗代湖の 4 箇所(安積疎水取水口、湖南港、中田浜マリーナ、翁島港マリーナ)において 2014 年 7 月~12 月にかけて観測した猪苗代湖の水位変動グラフを示す。これらの水位は測定地点ごとの基準点からの水位であり、観測地点ごとの相対的な水位差を示すものではない。また、これらの水位データは 2 分間隔で測定した原データの 30 分ごとの移動平均値である。また、4 箇所での水位観測は現在も継続中で欠測期間もほとんどないが、データ回収の都合上 2014 年 12 月までの水位を示していない地点がある。それから、このグラフ中の日降水量・日平均風速記録には気象庁 HP (2015) のアメダス猪苗代観測所の記録

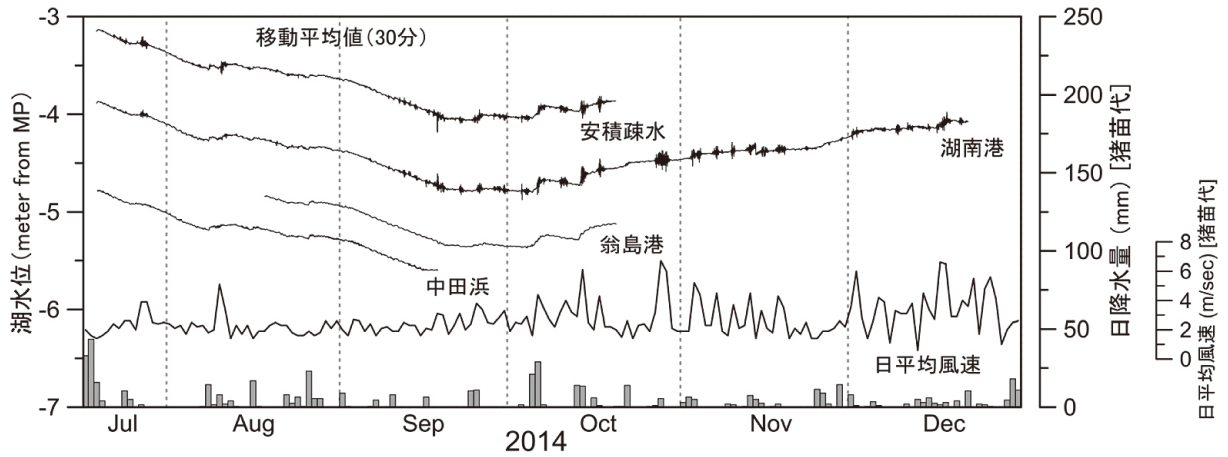


図5 猪苗代湖の4箇所における湖水位変動

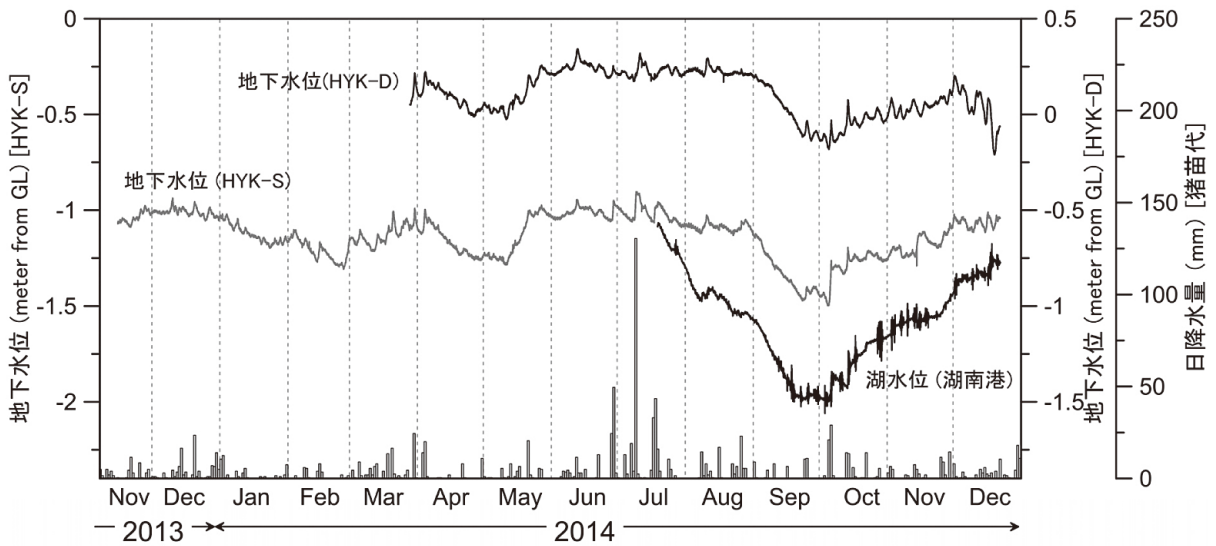


図6 蜂屋敷地下水観測孔の地下水水位変動と湖南港の湖水位変動

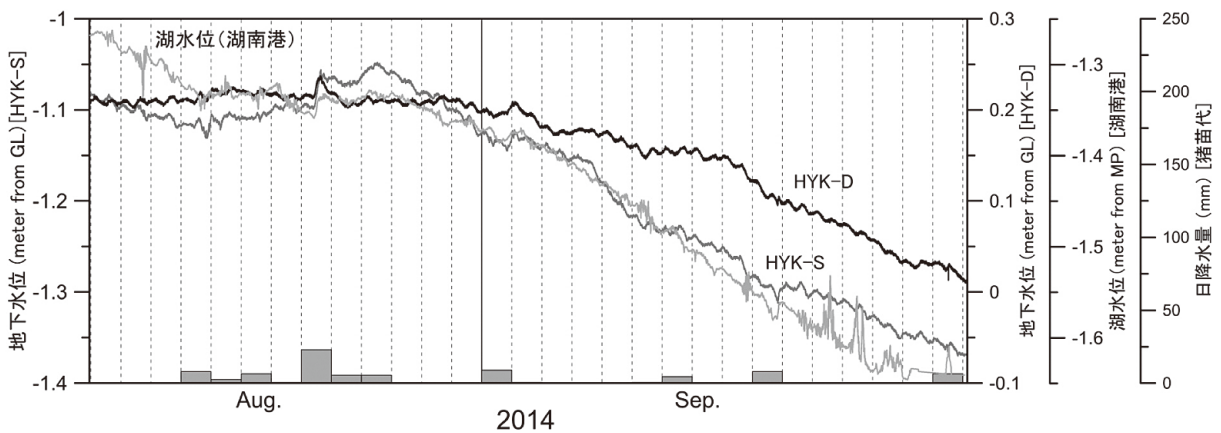


図7 地下水水位変動と湖水位変動にみられる周期的変動

を使用した。このグラフを見ると、観測期間全体での最高水位を記録した時期は、安積疎水で2014年7月27日、湖南港で7月19日、中田浜マリナーで7月19日、翁島港マリナーで8月18日である。また最低水位を記録した時期は安積疎水で9月18日、湖南港で9月18日、中田浜マリナーで9月15日、翁島港マリナーで10月5日である。4箇所湖水位変動はともに同じような変動の傾向を示しているが、安積疎水と湖南港については時期によって小刻みな変動がみられる。この変動と日平均風速を比較すると、日平均風速が約3mを超えたときにこのような小刻みな変動がみられた。つまり、このような小刻みな変動は風の影響によって波が生じたためと考えられる。観測地点によって風の影響の有無が分かれるのは、観測地点ごとの地形的な要因と考えられる。

図6に蜂屋敷観測孔(HYK-S, HYK-D)における2013年11月～2014年12月までの地下水位変動グラフを示す。また、両者を湖水位変動と比較するために湖南港における湖水位変動を合わせて示す。ここでの地下水位は地表面を基準としている。このグラフを見ると、HYK-SとHYK-Dの水位差は約1.25mであり、HYK-Dの水位の方がHYK-Sの水位に比べて高い。また、HYK-Dの水位は観測期間のほとんどで地表面よりも高く、自噴しており被圧地下水である。それから、両者の水位変動には降雨に対する応答性がみられ、降雨の発生によって浅層のHYK-Sの水位がわずかに早く上昇し、そのあとに深層のHYK-Dの水位が上昇している。HYK-Sの水位を見ると、観測期間全体での最高水位は2014年7月9日の-0.91m、最低水位は2014年10月4日の-1.50mであり、変動幅は0.59mである。HYK-Dの水位を見ると、観測期間全体での最高水位は2014年6月13日の0.34m、最低水位は2014年12月19日の-0.21mであり、変動幅は0.55mである。両者の地下水位は水位差や降雨に対する応答の時間差がみられるが、概ね同じような変動を示して

いる。また、湖水位の変動と比較すると、季節的な水位変動は基本的に湖水位の影響を受けていると考えられる。しかし、2014年12月のHYK-Dの水位はHYK-Sや湖水位の変動と異なり、水位の低下がみられる。これは冬季の消雪用井戸稼働による揚水量増加の影響だと示唆される。蜂屋敷観測孔の周辺には民家や水田が位置し、道路の消雪用井戸はみられない。道路の消雪用井戸は市街地周辺に多く分布しており、市街地から観測孔までの距離(約5km)を考慮すると、消雪用井戸からの揚水による影響は広範囲にわたっていると考えられる。

蜂屋敷観測孔(HYK-S, HYK-D)および湖南港における2014年8月～9月の水位変動を拡大して見ると(図7)、小刻みな変動がみられる。それぞれの小刻みな変動には1日約2回のピークがみられ、変動幅は約3cmである。Bredhoeft(1967)は、被圧帯水層の水位には、1～2cmの振幅で地球潮汐の影響が現れるとしている。現段階では図7にみられる小刻みな水位変動が潮汐による影響とする確証は得られていないが、今後、詳細な解析が必要だと考えられる。

4. 現地水質測定結果(pH, EC, ORP)

ここでは、既存井戸および湧水、温泉水の水質調査として現地で測定した項目について述べる。また、図3の井戸深度分布から猪苗代平野の帯水層は浅層(深度0～70m)と深層(深度70m以深)の井戸におおまかに分けられることから、この2つの深度ごとに結果を述べる。表1に現地水質測定結果の一覧を示す。

まず、pHの分布図(図8, 9)を見ると、調査地点全体での最大値は7.59(地点37)で最小値は6.53(地点02)であった。浅層と深層での分布を比較すると、平野の東側の地域では浅層、深層ともに高い傾向がみられた。これに対して平野の中央部では浅層部が深層部よりも低い。全体的に浅層は深層と比較して酸性の傾向がみられた。

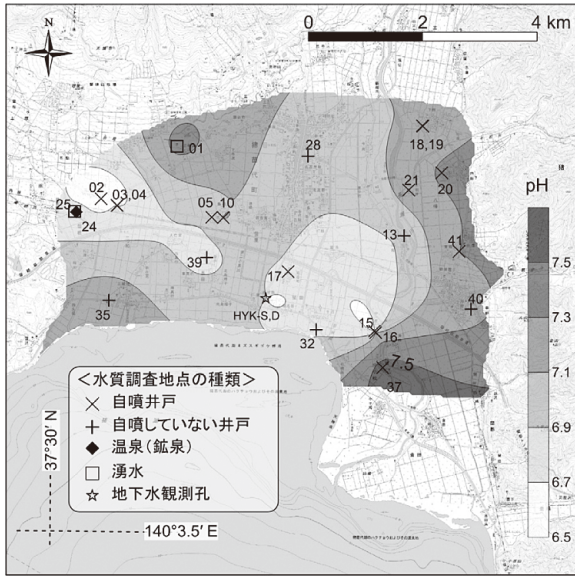


図 8 採水地点の pH 分布図（浅層）

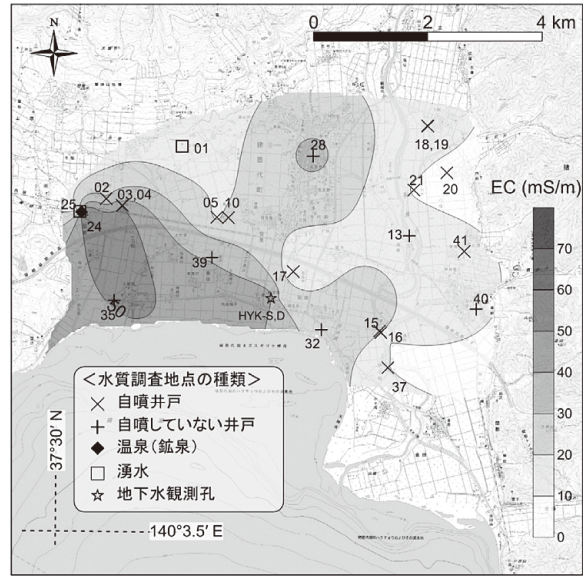


図 10 採水地点の EC 分布図（浅層）

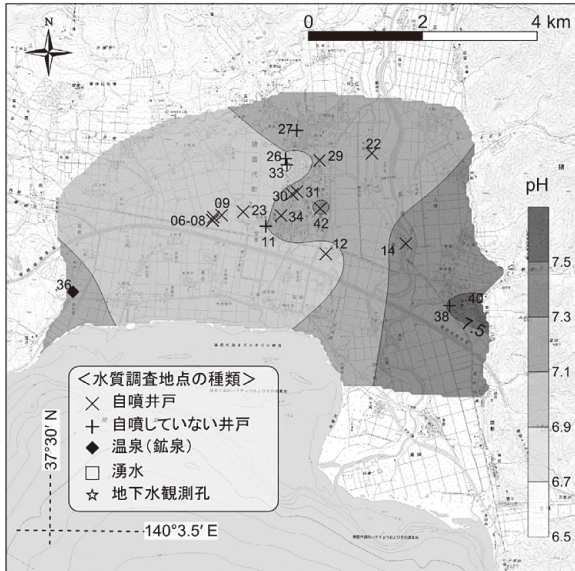


図 9 採水地点の pH 分布図（深層）

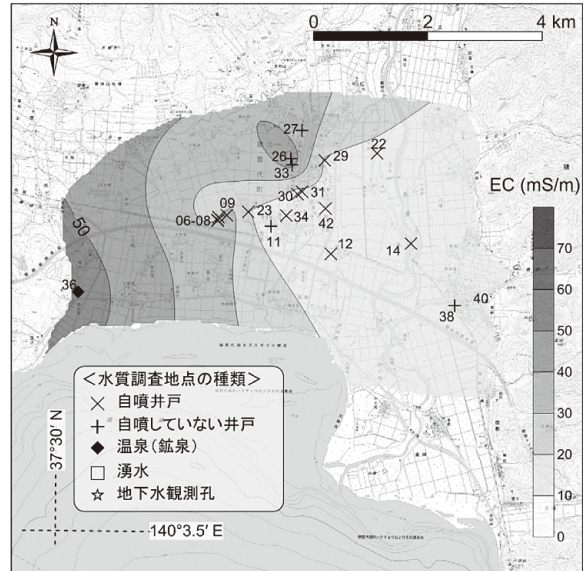


図 11 採水地点の EC 分布図（深層）

つぎに、EC の分布図（図 10, 11）を見ると、調査地点全体での最大値は 64.10 mS/m（地点 24）で最小値は 7.77 mS/m（地点 20）であった。平野内での分布を比較すると東側では低く、西側では高い傾向がみられた。深層では平野の中央部でも比較的低い分布を示している。西部では高い値を示しているが、とくに地点 24, 36 は鉱泉水であるため、ほかの地下水とは異なる値を示した。浅層と深層を比較しても東部では全体的に低い傾向が顕著である。

つぎに、ORP の分布図（図 12, 13）を見ると、調査地点全体で、湧水を除いて最大値は +222 mV（地点 11）で最小値は -130 mV（地点 26）であった。浅層部では平野の中央部で広範囲にわたり還元環境が卓越している。深層部では地点 26 付近を中心に平野の中央部でも特に北側の地域で低い値を示した。それよりも南側の地域では深層部の地下水にも関わらず、酸化環境の地下水が分布している。このように浅層部と深層部で酸化還元環境が異なる地下水の分布を示しているこ

とから溶存成分の違いが示唆された。

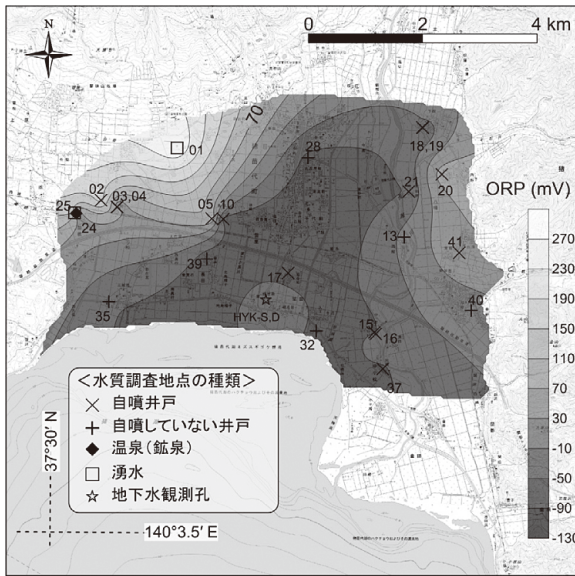


図 12 採水地点の ORP 分布図（浅層）

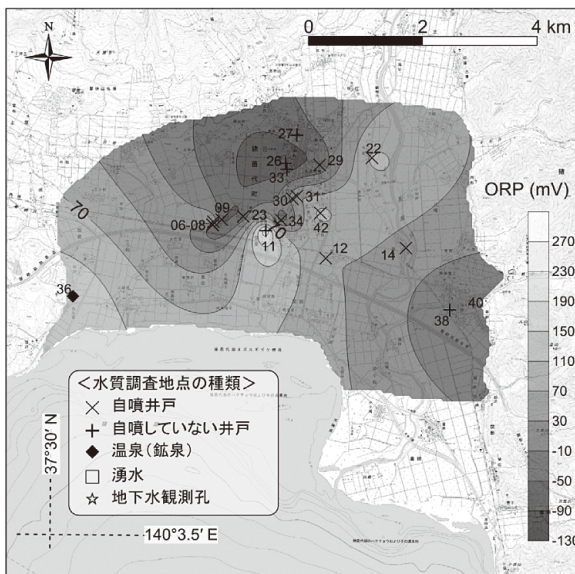


図 13 採水地点の ORP 分布図（深層）

5. 主要イオンからみた水質組成の特徴

現地で採水したサンプルの詳細な水質分析結果として、主要イオンからそれぞれの地点の水質組成について述べる。表 2 に水質分析結果の一覧を示す。図 14 に主要イオンの分析結果に基づくトリリニアダイアグラムを示す。また、図 15、16 に浅層部、深層部のパターンダイアグラムの分布を示す。なお、この図中で近接する同じ水質

組成を示す地点については代表して 1 箇所の結果を示した。図 17 に全地点のパターンダイアグラムを示す。

まず、図 14 のトリリニアダイアグラムを見ると、採水地点全体で最も多いのは河川水・浅層地下水型であった。そのほかには浅層地下水と深層地下水の混合型、浅層地下水と温泉水の混合型、温泉水・油田塩水型がみられた。この中で、単一の帯水層の地下水と確証が得られる蜂屋敷観測孔（HYK-S、HYK-D）について見ると、HYK-S に比べて HYK-D の地下水は深層地下水型に近い水質を示した。このことから、猪苗代平野において断面方向に複数の水質が存在し、異なる帯水層が分布していると考えられる。そのほかの地点で特徴的な水質を示しているのは地点 22、42 である。この 2 地点の井戸深度はそれぞれ 120 m、100 m と深く、陰イオンで硫酸イオンの割合が大きい。猪苗代平野における既往研究では深層部の硫酸イオンの割合が大きい地下水は報告されていない。

つぎに、図 17 のパターンダイアグラムを見ると、採水地点全体では Ca-HCO₃ 型、Mg-HCO₃ 型、Na-(Cl+HCO₃) 型、Na-(HCO₃+SO₄) 型の 4 つが確認された。図 15 から浅層部の水質組成の平面分布を見ると、とくに平野の東部（長瀬川よりも東側の地域）では Ca-HCO₃ 型の水質を示し、ほかの地域と比較して溶存分量が少ない。これは既往研究による報告とも一致し、川桁山地周辺の扇状地の地質状況を反映した水質と考えられる。つぎに、Mg-HCO₃ 型の地下水が分布する地域は平野中央部のとくに南側の地域（磐越自動車道より南側）である。これよりも北側の地域は Na-(Cl+HCO₃) 型の水質が分布している。また、この Na-(Cl+HCO₃) 型の地下水は平野中央部の北側から平野西部の方へ南西方向に分布している。同じような Na-(Cl+HCO₃) 型でも平野中央部では HCO₃ の割合が Cl に比べて大きく、平野西部では Cl の割合の方が大きくなる。

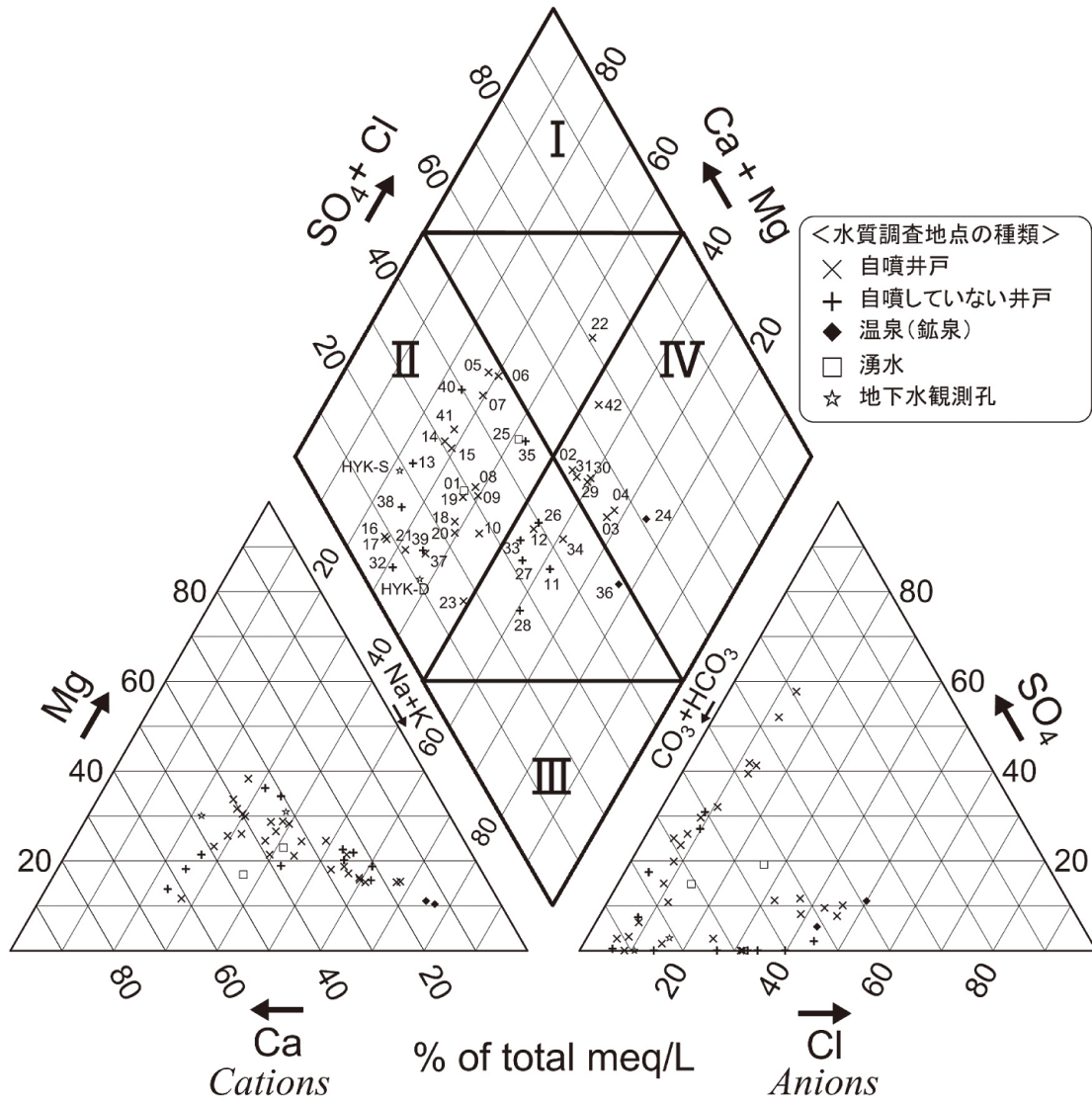


図 14 採水地点のトリリニアダイアグラム

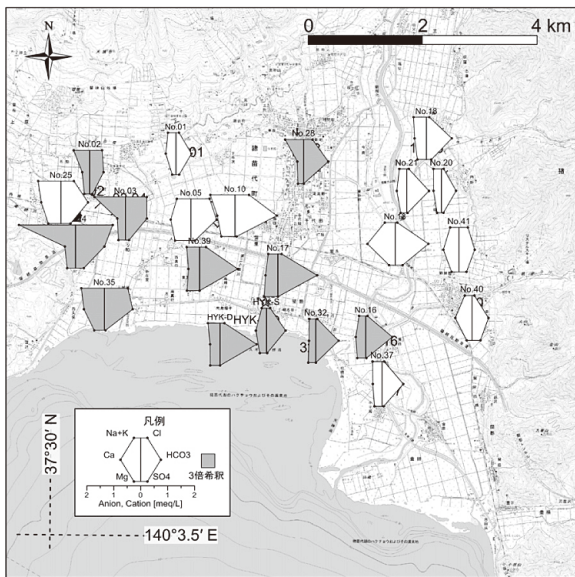


図 15 パターンダイアグラム (浅層)

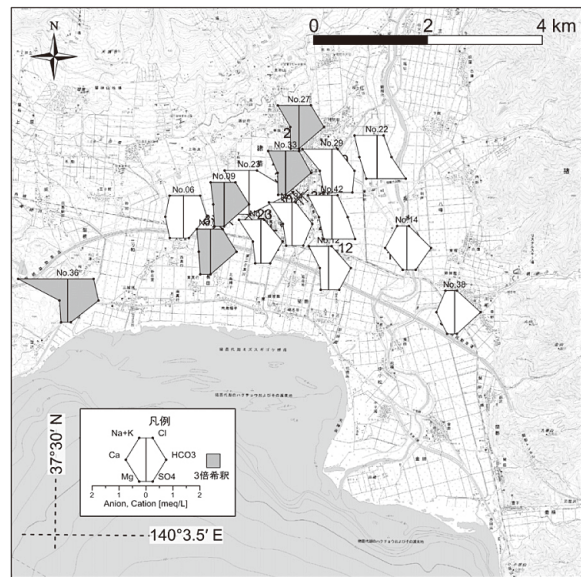


図 16 パターンダイアグラム (深層)

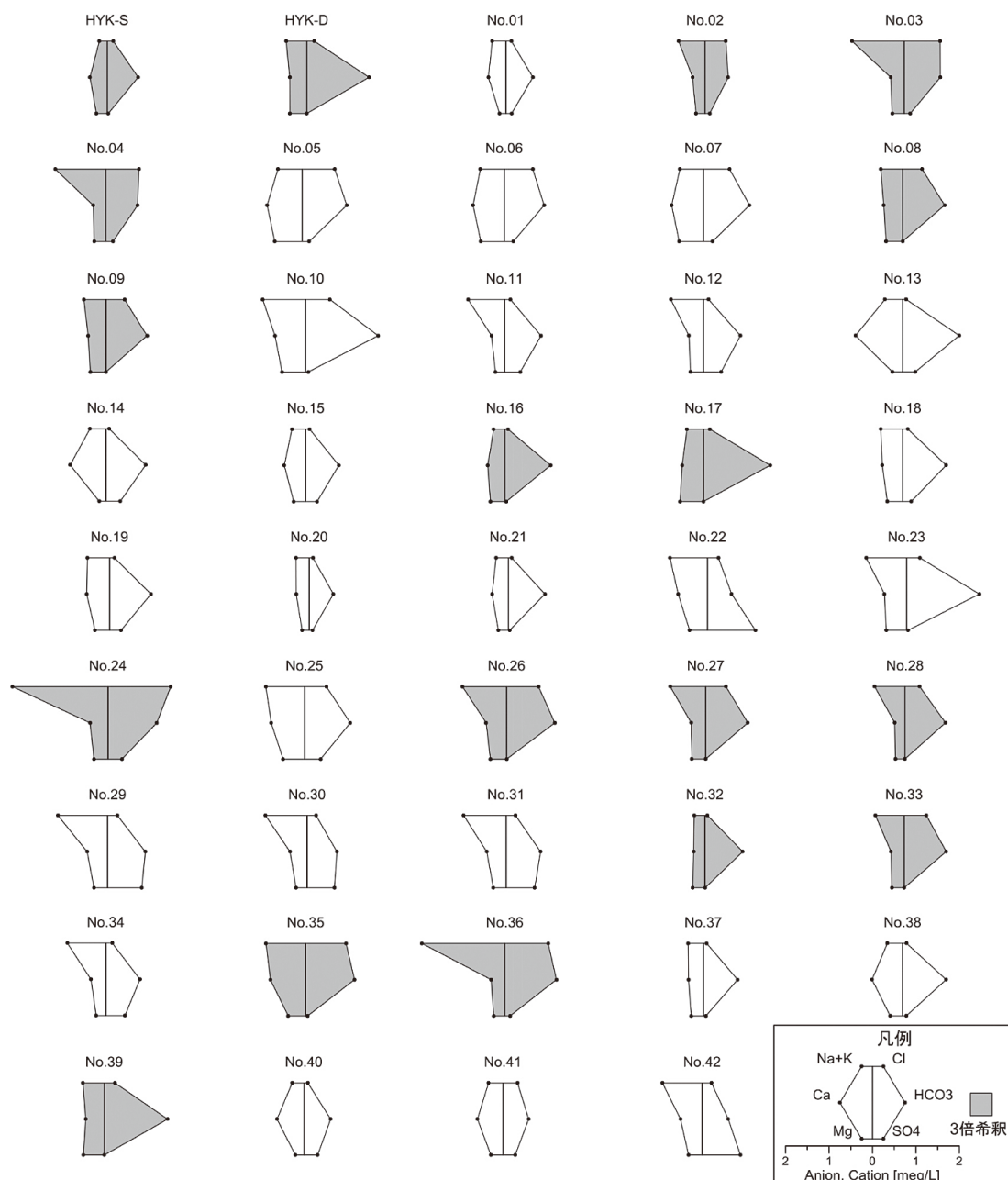


図 17 採水地点全箇所のパターンダイアグラム

図 16 から深層部の水質組成の平面分布を見ると、平野東部は浅層部と同様の Ca-HCO₃ 型を示す。平野中央部では Na-(HCO₃+SO₄)型の地下水が分布している（地点 22, 29, 30, 31, 34, 42, 12）。これは同じ地点の浅層部の水質と異なり SO₄ を多く含む地下水である。猪苗代平野における SO₄ を多く含む地下水についてはこれまでに長瀬川近傍の浅井戸・湧水や平野西部で報告されているが（千葉, 1983）、平野中央部の深層地下

水については報告されていない。平野中央部のこれよりも北の地域から平野西部へかけては浅層部と同様に Na-(Cl+HCO₃)型の地下水が分布している。

6. 重碳酸イオン・硫酸イオンの分布

重碳酸イオンの分布図（図 18, 19）を見ると、調査地点全体で最大値は 281.0 mg/L（地点 17）で最小値は 33.9 mg/L（地点 22）であった。浅層

部では平野の中央部で広範囲にわたって高い濃度で分布している。長瀬川左岸より東側の地域では数 10 mg/L 以下と低濃度である。これに対して深層部では平野の中央部付近でも低濃度であり、浅層部とは異なる分布を示している。千葉(1983)は重炭酸イオン濃度が 50 mg/L を境界として猪苗代平野の水質分布を東部, 中央部, 西部に区分している。今回の結果からは浅層部に関しては中央部と東部の境界は調和的なものであった。しかし, 西部でも 50 mg/L 以上の地下水が分布してお

り, この境界は確認できなかった。また, 深層部に関してはこれまでに報告はないが, 浅層部とは異なる分布の特徴がみられた。

硫酸イオンの分布図(図 20, 21)を見ると, 調査地点全体で最大値は 53.0 mg/L (地点 22)であった。浅層部では平野の西部で高く, 中央部が最も低い。西部では地点 24 で 46.4 mg/L と高い値を示した。この地点は鉱泉水である。深層部では地点 22 から南西方向に高い濃度で分布している。

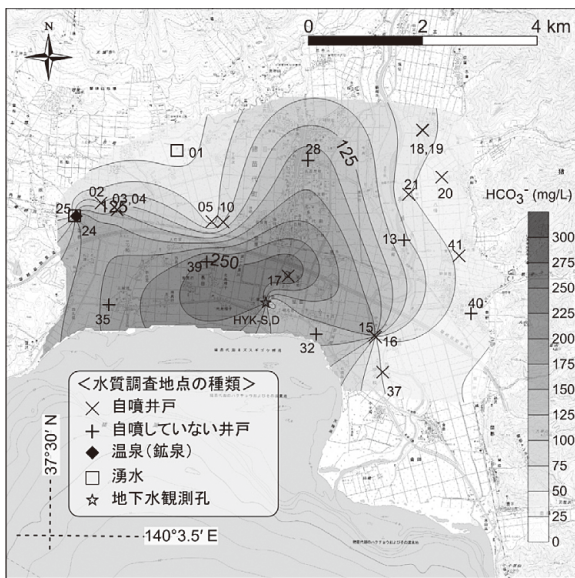


図 18 重炭酸イオンの分布 (浅層)

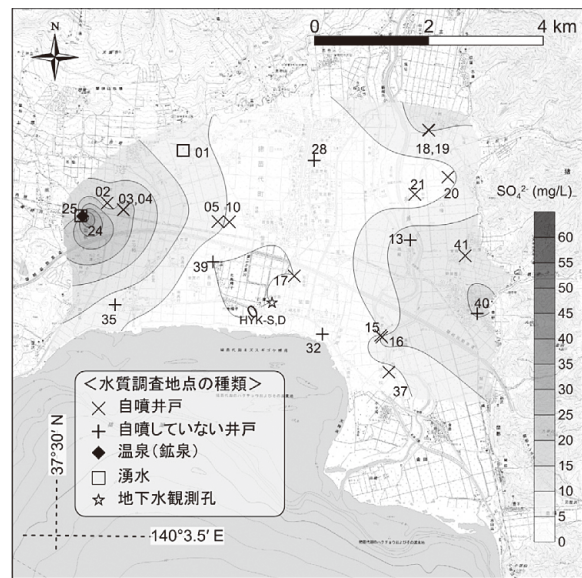


図 20 硫酸イオンの分布 (浅層)

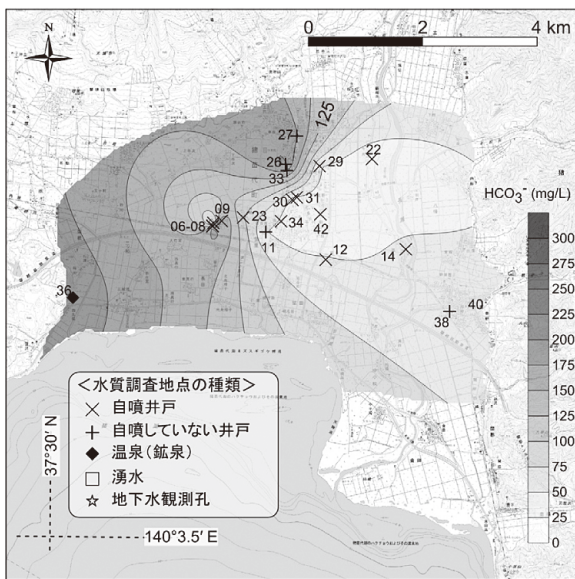


図 19 重炭酸イオンの分布 (深層)

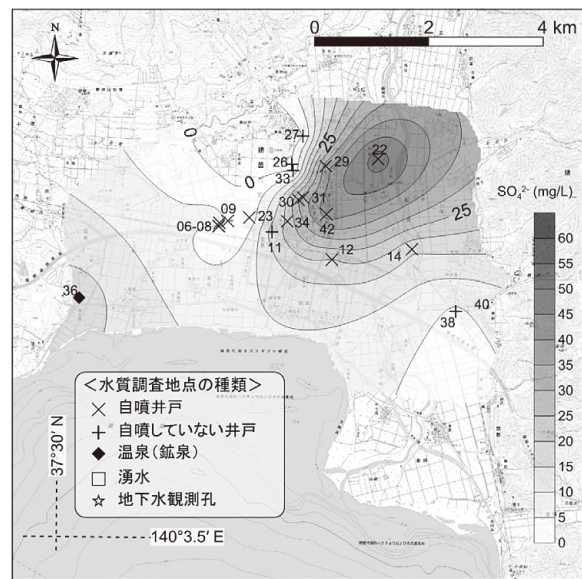


図 21 硫酸イオンの分布 (深層)

8. ヒ素・マンガンの分布

ヒ素の濃度分布図（図 22, 23）を見ると、調査地点全体で最大値は 0.130 mg/L（地点 17, 33）であった。ヒ素濃度を分析した 36 地点のうち、ヒ素が検出されなかった地点が 10 箇所、0.01 mg/L（飲料水水質基準値）を超える地点は 12 箇所である。なお、今回ヒ素が検出された井戸は主に冬季の消雪用井戸に使用されているもので、飲料水として使用されている井戸はない。浅層部と深層部のヒ素濃度分布を比較すると分布の特徴に大きな違いがみられた。

浅層部ではヒ素濃度が高い地域は地点 17 付近を中心にして平野の中央部に広範囲に分布している。これに対して深層部では、地点 33 付近を中心に平野中央部でも局所的に分布しており、それ以外の地域ではほとんど検出されなかった。この地下水中のヒ素の起源については明らかになっていないが、おそらく火山起源の堆積物中に含有しているヒ素が地下水へ溶出していると考えられる。

また、ヒ素濃度と ORP を比較すると（図 24）、ほとんどの地点で還元環境が卓越する場合にヒ素が検出された。このことから、猪苗代平野におけるヒ素の溶出原因としては一つに還元環境が卓越する地下水が挙げられる。しかし、還元環境が卓越する地下水でも検出されない地点が存在することから、もともと周辺の地質にヒ素が含まれない地点ではヒ素が地下水中へ溶出することはないと考えられる。

つぎに、マンガンの濃度分布図（図 25, 26）を見ると、調査地点全体で最大値は 1.90 mg/L（地点 26）であった。マンガン濃度を分析した 36 地点のうち、検出されなかった地点が 4 箇所、0.05 mg/L（水道水質基準値）を超える地点は 21 箇所である。今回の分析結果からは地点 26 がほかの地点よりもはるかに高い濃度で検出された。分布の傾向としては地点 26 付近を中心に平野中央部の北側の地域と、平野中央部および西部の南側の

地域で比較的高い濃度が検出された。

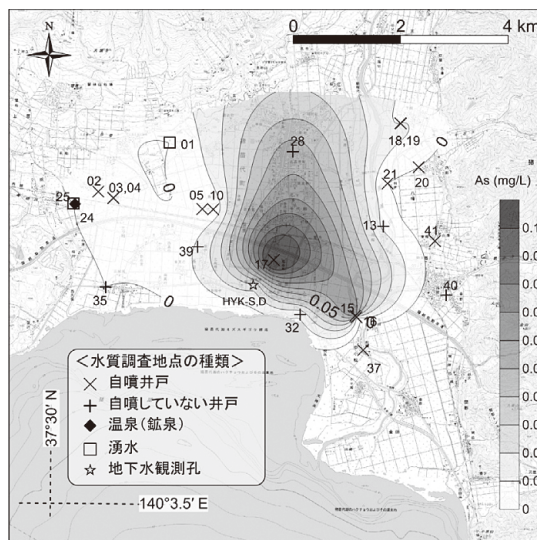


図 22 ヒ素濃度の分布（浅層）

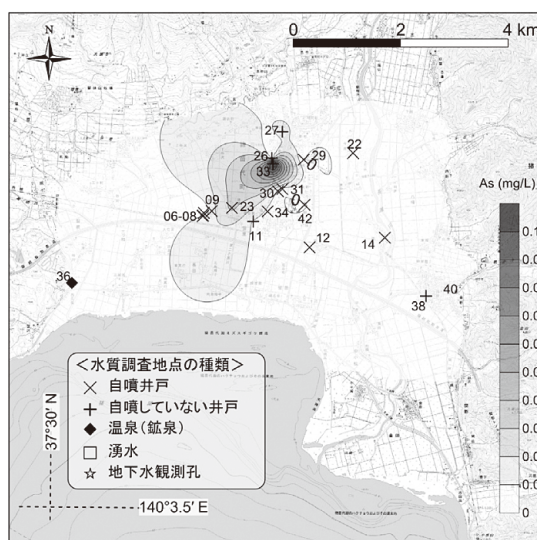


図 23 ヒ素濃度の分布（深層）

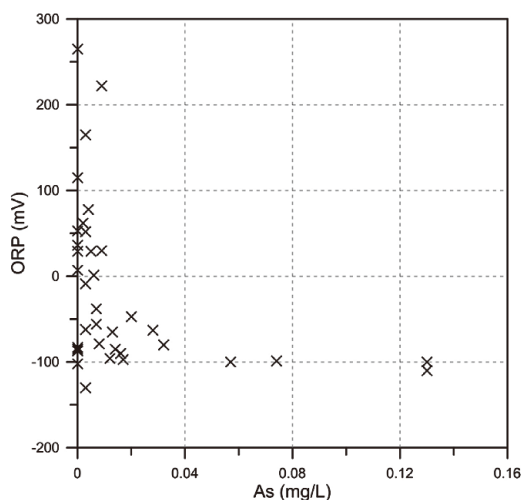


図 24 ORP とヒ素濃度の関係

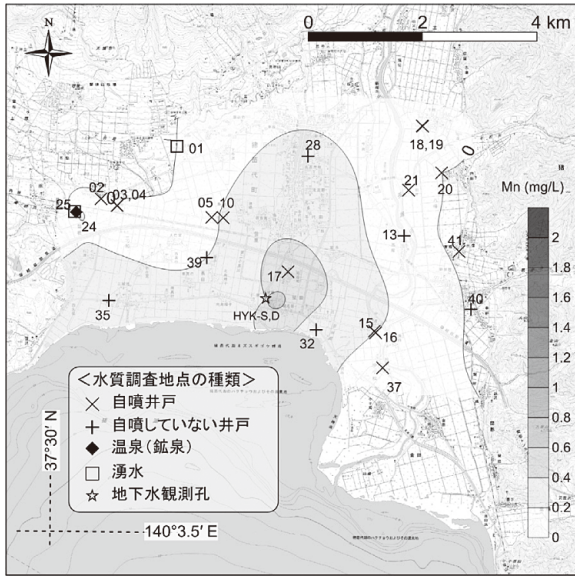


図 25 マンガン濃度の分布（浅層）

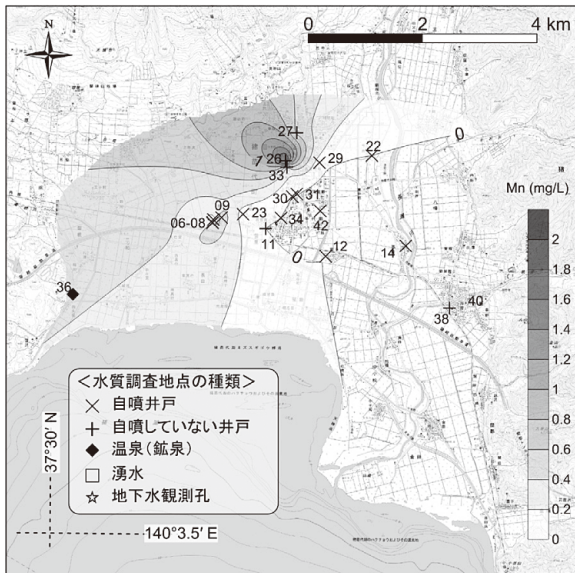


図 26 マンガン濃度の分布（深層）

9. 猪苗代平野の水質の特徴

本研究で実施した水質調査結果から、鈴木（1983）による猪苗代平野の水質区分に加えて、平野中央部の深層地下水から硫酸イオンを多く含む $\text{Na}(\text{HCO}_3+\text{SO}_4)$ 型の地下水が分布することが明らかになった。この水質分布の要因を検討すると、火山性の地下水が考えられる。温泉水中の主要イオン (SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^-) 濃度から算出されるアニオンインデックスは地熱活動の中心部への近接度を表す指標として有効であり（野田、

1987），硫酸イオンは地熱（火山）活動に最も近接した地点で卓越する。このことから、今回硫酸イオンが検出された井戸は深度 100～120 m と深く、表層付近に比べて基盤岩類もしくは火山噴出物に近い。そのため、火山由来の硫酸イオンが卓越する地下水の可能性が考えられる。

表 1 現地水質測定結果

No.	Type	Well depth (m)	W-temp. (°C)	pH	EC (mS/m)	ORP (mV)
HYK-S	AG	10	9.8	6.62	33.3	-47
HYK-D	G	70	10.0	7.00	46.9	-63
01	Sp		9.9	7.37	12.9	265
02	AG	23	13.5	6.53	30.9	165
03	AG	30	15.9	6.75	50.3	52
04	AG	30	15.4	6.61	44.0	-9
05	AG	60	11.5	6.93	18.7	62
06	AG	90	12.1	6.98	17.3	36
07	AG	80	13.1	7.11	19.7	29
08	AG	120	-	6.91	35.6	-90
09	AG	120	18.5	6.94	35.0	-97
10	AG	68	16.4	7.11	22.4	-102
11	G	Unknown	15.2	7.10	14.3	222
12	AG	120	14.2	7.00	15.0	30
13	G	Unknown	10.7	6.94	15.6	-38
14	AG	80	12.0	7.36	12.0	13
15	AG	0-3	-	7.16	11.0	-62
16	AG	Unknown	12.2	6.66	31.0	-99
17	AG	Unknown	12.2	6.86	13.2	-110
18	AG	30-40	11.7	7.17	15.3	-85
19	AG	30	11.5	7.13	12.8	-56
20	AG	60	10.5	7.33	7.8	53
21	AG	30	10.1	7.19	9.1	-87
22	AG	120	13.7	7.10	18.3	78
23	AG	Unknown	13.8	6.98	20.1	-80
24	HSp	4-5	16.1	6.80	64.1	7
25	Sp		13.0	6.73	19.7	115
26	G	Unknown	18.2	7.07	44.9	-130
27	G	100-	14.0	7.21	35.5	-65
28	G	32	14.0	6.94	33.8	-100
29	AG	Unknown	15.0	7.12	18.7	-85
30	AG	115	14.5	7.21	15.6	1
31	AG	132	14.6	7.22	18.4	29
32	G	Unknown	12.8	6.86	26.6	-96
33	G	Unknown	14.5	6.82	42.0	-100
34	AG	120	14.8	7.14	14.7	-79
35	G	Unknown	15.6	7.25	50.5	-83
36	HSp	80-90	24.8	7.13	55.4	145
37	AG	40	11.5	7.59	10.2	-94
38	G	100	12.1	7.51	11.2	-40
39	G	45	14.7	6.83	38.7	-118
40	G	Unknown	9.9	7.23	10.9	-29
41	AG	30-	11.3	7.30	12.0	18
42	AG	100	13.7	7.34	16.0	82

（採水地点の種類の省略記号は次のとおりの意味。AG：自噴井戸の地下水，G：自噴井戸以外の地下水，HSp：温泉（鉱泉），Sp：湧水）

表2 水質分析結果一覧

No.	Li ⁺ mg/L	Na ⁺ mg/L	NH ₄ ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	F ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	NO ₂ ⁻ mg/L	Br ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	PO ₄ ²⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	As mg/L	Mn mg/L
HYK-S	0.0	9.5	5.3	5.1	9.1	23.9	0.3	14.9	0.3	0.0	3.6	1.2	0.0	130.3	0.020	0.73
HYK-D	0.0	27.2	26.0	9.6	14.2	23.7	1.4	18.2	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	262.3	0.028	0.33
01	0.0	6.2	0.0	1.9	1.8	8.1	0.0	4.4	0.0	0.0	6.2	0.4	0.1	37.8	<0.001	<0.001
02	0.0	38.7	0.1	5.8	7.6	17.3	0.1	50.7	0.0	0.0	15.3	2.4	0.3	97.6	0.003	<0.001
03	0.1	77.3	0.0	9.4	10.0	18.9	0.1	87.8	0.0	0.0	20.1	0.6	0.2	152.2	0.003	0.00
04	0.1	74.4	0.0	9.4	9.6	17.3	0.1	81.6	0.0	0.0	24.3	0.2	0.1	134.8	0.003	0.02
05	0.0	10.9	0.0	3.4	7.7	16.2	0.1	26.5	0.0	0.0	7.6	1.1	0.2	62.5	0.002	0.01
06	0.0	11.0	0.2	2.9	6.6	14.4	0.1	23.2	0.0	0.0	9.9	0.9	0.2	55.8	<0.001	0.10
07	0.0	10.7	0.2	3.0	6.8	14.6	0.0	21.3	0.0	0.0	10.1	0.1	0.3	64.7	<0.001	0.07
08	0.0	30.5	6.0	7.5	13.9	26.2	0.9	47.4	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	176.6	0.016	0.48
09	0.0	30.5	5.8	8.0	13.2	24.7	0.9	45.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	172.7	0.017	0.50
10	0.0	19.9	2.6	4.7	6.6	14.1	0.5	19.9	0.0	0.0	3.0	0.0	1.4	101.9	<0.001	0.31
11	0.0	17.5	0.0	3.2	2.6	6.1	0.4	4.6	0.0	0.0	17.2	0.0	1.5	50.9	0.009	0.00
12	0.0	15.1	0.0	3.6	3.6	6.7	0.3	4.2	0.0	0.0	19.6	0.0	1.1	51.9	0.009	0.00
13	0.0	7.9	0.0	2.5	2.9	21.7	0.2	2.8	0.0	0.0	14.0	0.0	0.3	79.3	0.007	0.03
14	0.0	7.1	0.0	2.3	1.9	16.5	0.1	2.7	0.0	0.0	15.9	0.1	0.4	55.8	-	-
15	0.0	5.5	0.2	3.2	3.4	9.9	0.1	3.1	0.0	0.0	12.5	0.0	0.1	46.4	0.003	0.08
16	0.0	13.6	15.1	7.4	12.2	23.8	0.6	7.3	0.0	0.0	4.4	0.0	0.5	192.5	0.074	0.34
17	0.0	20.8	24.9	9.2	19.7	29.5	0.6	15.5	0.1	0.0	0.0	0.0	1.1	281.0	0.130	0.49
18	0.0	9.3	0.3	4.0	4.3	9.4	0.2	4.1	0.0	0.0	9.4	0.0	0.4	61.0	0.014	0.14
19	0.0	9.5	0.0	3.8	4.1	10.6	0.2	3.9	0.0	0.0	12.6	0.1	0.3	58.0	0.007	0.00
20	0.0	6.3	0.0	1.1	2.0	6.0	0.1	3.0	0.0	0.0	3.7	1.9	0.1	33.9	<0.001	0.00
21	0.0	5.1	0.8	2.3	2.8	7.5	0.1	2.7	0.0	0.0	1.4	0.0	0.9	51.3	<0.001	0.08
22	0.0	18.0	0.0	3.1	5.0	13.5	0.2	8.9	0.0	0.0	53.0	1.4	0.6	33.9	0.004	<0.001
23	0.0	18.0	6.1	5.8	5.7	10.2	1.6	10.8	0.0	0.0	1.5	0.0	5.4	102.2	0.032	0.10
24	0.1	141.4	0.1	17.3	11.8	24.8	0.1	153.6	0.0	0.0	46.4	0.0	0.0	205.6	<0.001	0.25
25	0.0	18.3	0.0	3.7	6.0	15.4	0.0	17.8	0.0	0.0	17.7	6.9	0.1	64.1	<0.001	<0.001
26	0.0	65.3	2.1	8.2	13.7	28.4	0.4	78.1	0.0	0.0	0.1	0.0	1.0	202.9	0.003	1.90
27	0.0	51.1	2.0	9.0	11.7	20.1	0.3	49.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	177.2	0.013	0.55
28	0.0	44.4	12.2	6.7	7.9	14.3	1.5	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1	170.5	0.057	0.27
29	0.0	23.6	0.1	4.5	3.8	9.4	0.3	8.0	0.0	0.0	37.9	0.0	1.0	53.1	<0.001	0.08
30	0.0	19.8	0.0	3.8	3.1	7.9	0.3	7.3	0.0	0.0	30.1	0.9	1.4	41.8	0.006	0.00
31	0.0	20.3	0.0	3.8	3.6	9.0	0.3	7.6	0.1	0.0	31.4	0.8	1.7	48.2	0.005	0.01
32	0.0	13.2	13.2	6.4	10.4	15.4	0.7	6.1	0.0	0.0	0.7	0.0	1.6	159.2	0.012	0.28
33	0.0	40.7	20.5	8.7	10.3	18.4	2.2	54.1	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	176.9	0.130	0.36
34	0.0	18.5	0.0	3.2	2.7	6.9	0.3	5.2	0.0	0.0	21.1	0.6	1.7	47.9	0.008	0.00
35	0.0	58.3	5.8	8.1	14.7	48.9	0.7	98.6	0.0	0.0	6.6	0.0	2.0	205.6	<0.001	0.35
36	0.0	127.7	0.0	7.1	9.4	19.0	0.2	106.2	0.0	0.0	17.6	0.0	0.6	217.2	-	-
37	0.0	6.1	0.4	3.4	3.4	6.9	0.2	2.7	0.0	0.0	2.8	0.0	1.3	47.9	-	-
38	0.0	7.1	0.1	1.7	3.5	14.1	0.2	3.2	0.0	0.0	4.2	0.5	2.8	61.0	-	-
39	0.0	28.2	23.5	10.0	17.6	25.7	1.6	26.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	266.3	-	-
40	0.0	5.4	0.0	1.4	2.4	12.4	0.1	3.2	0.0	0.0	15.2	2.1	0.3	37.5	-	-
41	0.0	6.8	0.0	1.5	3.4	11.8	0.1	3.2	0.0	0.0	14.3	1.2	0.2	46.1	-	-
42	0.0	19.0	0.0	3.5	3.8	10.0	0.3	7.6	0.0	0.0	42.3	0.0	0.8	36.6	-	-

V. まとめ・今後の課題

本研究で猪苗代平野内の既存地質資料を収集・整理し、また、猪苗代平野の地下水、湧水の調査・採水、水サンプルの分析を実施した結果、以下のことが明らかとなった。

- 1) 粘性土層は平野全域で不均一に分布しており、層相変化が著しいと推定され、帯水層分布の連続性も悪いと推定された。
- 2) 浅層部の粘性土層が比較的厚く分布している地点と自噴井戸の分布が概ね調和的であることから浅層部の粘性土層が被圧地下水の一因とな

っていると推定された。

- 3) 既存の地質資料や現地調査結果から猪苗代平野の地下には鉛直方向に複数の帯水層が分布していると考えられる。
- 4) 地下水位と湖水位の観測結果から湖岸付近の水位変動は湖水位の影響を受けていることが分かった。
- 5) 被圧帯水層の水位には広範囲にわたって地下水揚水による影響が確認された。
- 6) 水質調査結果から浅層部と深層部で水質が異なる地下水が分布していた。

7) 既往研究による3つの水質区分のほかに平野中央部の深層地下水には硫酸イオンを多く含むNa-(HCO₃+SO₄)型の地下水が分布していることが明らかになった。

8) 猪苗代平野の地下水からとくに平野の中央部付近でヒ素が検出された。

謝辞

本研究を実施するにあたり、地下水の水質分析については福島大学特任助教の藪崎志穂先生にご指導いただいた。蜂屋敷地下水観測孔の設置および地下水観測については猪苗代町上下水道課に大変お世話になった。猪苗代湖水位観測を開始するにあたり、関係機関への許可申請手続きで、福島大学実践教育推進センター特任教授の佐藤一男先生に大変お世話になった。湖水位の観測では関係機関に大変お世話になった。NEXCO 東日本会津若松管理事務所には磐越自動車道建設の際の調査ボーリング資料をご提供いただいた。猪苗代町のレイクサイド磐光総支配人の神田昭一様には温泉の掘削資料および調査ボーリング資料をご提供いただいた。猪苗代町の皆様には既存井戸の採水調査でお世話になった。現地調査および資料収集・整理作業では福島大学柴崎研究室の金子翔平さんと庄司美由さんにご協力いただいた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

引用文献

- Bredhoeft, J. D. (1967) Response of Well-Aquifer Systems to Earth Tides. *J. Geophys. Res.*, 72, 3075-3088.
- 千葉 茂 (1981) 猪苗代湖北岸地域の陸水の水質, 福島大学特定研究「猪苗代湖の自然」研究報告, 2, 99-108.
- 千葉 茂 (1983) 猪苗代平野の地下水の水質, 福島大学理科報告, 33, 25-34.
- 千葉 茂 (1988) 猪苗代湖・裏磐梯湖沼群の水質, 地学雑誌, 97, 376-381.

中馬教允・千葉 茂 (1987) 猪苗代平野の地下水とその水質, *アーバンクボタ*, 26, 46-48.

中馬教允・吉田 義 (1982) 磐梯山南麓の地質について, 福島大学特定研究「猪苗代湖の自然」研究報告, 3, 21-32.

気象庁 HP (2015): 気象観測データ, URL : <http://www.jma.go.jp/jma/menu/obsmenu.html>.

久保和也・柳沢幸夫・山元孝広・駒沢正夫・広島敏男・須藤定久 (2003) 20 万分の 1 地質図副「福島」, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

野田徹郎 (1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス, *日本地熱学会誌*, 9, 133p.

佐藤真一・柴崎直明 (2014) 猪苗代平野における地下水流動の予察的シミュレーション解析, 共生のシステム, 14, 88-95.

鈴木敬治 (1988) 猪苗代湖盆の形成史, *地学雑誌*, 97, 271-278.

鈴木敬治・真鍋健一 (1988) 磐梯・猫魔火山群と猪苗代湖盆の基盤岩相について, *地学雑誌*, 97, 21-28.

鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允 (1990) 猪苗代湖盆の起源と地史的変遷, *地質学論集*, 36, 151-166.

藪崎志穂・安原正也・浅井和由・鈴木裕一・高橋浩・稲村明彦 (2013) 磐梯山とその周辺の水質, 同位体特性について, 共生のシステム, 13, 58-75.