

堆積平野の水理地質環境

Hydrogeological environment in the sedimentary basin

内田洋平^{1*}・井川怜欧¹・町田 功¹・吉岡真弓¹・越谷 賢¹・丸井敦尚¹・野本卓也²・丸谷 薫³・
徳永貴大⁴・利部 慎⁴・嶋田 純⁴
Youhei Uchida^{1*}, Reo Ikawa¹, Isao Machida¹, Mayumi Yoshioka¹, Masaru Koshigai¹,
Atsunao Marui¹, Takuya Nomoto², Kaoru Marutani³, Takahiro Tokunaga⁴, Makoto Kagabu⁴
and Jun Shimada⁴

Abstract: Three-dimensional hydrogeological database of Ishikari Plain and Kumamoto Plain were constructed to understand hydrogeological environment and correlation with active faults in the plain. Total of 28 groundwater samples were collected from monitoring wells for land subsidence and analyzed for some ions, oxygen and hydrogen stable isotopes in Sapporo Area, Ishikari Plain. In the southern and western part of Sapporo area, the groundwater chemistries reflect the geomorphological conditions. The CaHCO₃ types with low EC, indicating fast groundwater flow, can be found in the Toyohiragawa and Hassamu Fans. On the other hands, the NaHCO₃ types are obtained in the lowland area. Groundwater at a depth of 116 m in western part of coastal area shows very low isotopes with high Na⁺, low Ca²⁺ and Mg²⁺. This water obtained from middle Pleistocene, lower part of Nopporo Formation, is likely to be recharged at Teine Mountains. As for the Kumamoto Plain, groundwater samplings for chemical analysis and subsurface temperature measurements for thermal analysis had been carried out in situ.

Keywords: sedimentary basin, hydrogeological environment, subsurface temperature, groundwater quality, stable isotopes

要旨

熊本平野と石狩平野における水理地質環境を高精度に把握し、活断層や潜在する断層との関連について確認するため、地下水の調査・研究を実施した。熊本平野については、現地において水文調査を実施し、一般水質と酸素・水素安定同位体比分析のための地下水サンプリング、および地下温度構造解析のための地下温度測定を実施し、水文環境データの収集・解析を行った。今年度は、特に地下温度構造の解析を重点的に実施し、得られた地下温度データを用いて地中熱ポテンシャル評価を行った。また、水文環境図「熊本平野」の出版を目指して、各種の水文コンターマップを作成した。石狩平野については、千歳市～苫小牧市の 14

地点で地下水試料 23 サンプルを採取した。全ての試料は水位観測井から採取したものであり、それらについて幾つかのイオンおよび酸素・水素安定同位体比を分析した。これまでの水質分布を解釈すると、札幌地区の西部および南部においては、地下水の水質は地形的特徴を反映したものとなった。豊平川扇状地および発寒扇状地では、電気伝導度が低い CaHCO₃ 型の地下水が得られ、その流動速度が速いことが示唆された。一方、低地部においては NaHCO₃ 型を示す地下水が得られた。また、沿岸部西部に位置する 116m 深の井戸からは、低 Ca²⁺、Mg²⁺ および高 Na⁺ の明らかに同位体比の小さな地下水が得られた。本地下水サンプルの採水深度は、中期更新世野幌層群下部に相当すると考えられ、その涵養域は手稲山地と推定される。

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 地下水研究グループ (AIST, Geological Survey Japan, Institute for Geo- Resources and Environment, Groundwater Research Group)

² 環境省 (Ministry of the Environment)

³ (地独) 北海道立総合研究機構地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido)

⁴ 熊本大学自然科学研究科 (Graduate School of Science & Technology, Kumamoto Univ.)

1. はじめに

沿岸域の地下水は、塩水と淡水のそれぞれが異なるドライビング・フォースを持って存在しているため、その環境は複雑である。また、浅層部に断層などの構造が存在する場合、地下水の流動はその影響を受け、地下水環境をより複雑にする。断層は、地質層序境界と同様に地下水流動の境界となる可能性がある。断層の存在は地下水流動を阻害するだけでなく、反対に水みちとして地下水流動を卓越させる場合もあり、地下水データの広域分布には、断層に沿った地下水データの異常値の分布が確認されることがある。このように、地下水データの分布から断層の存在を推定することが可能であるが、一般に地下水データの取得地点は井戸の分布に制限されるため、広域における地下水データを把握・解析するためには、既存の資料収集とデータベース化が不可欠である。

本研究においては、平成 23 年度に引き続き九州・熊本平野と北海道・石狩平野を対象とし、水文データの収集（現地調査と既存の過去データ）およびコンパイルを行った。熊本平野については、今年度は地下温度構造の解析を重点的に実施し、得られた地下温度データを用いて地中熱ポテンシャル評価を行った。また、水文環境図「熊本平野」の平成 25 年度出版を目指して、各種の水文コンターマップを作成した。

2. 熊本平野

熊本平野の地下温度データおよび地下水質データを収集するため、2009～2011 年にかけて、熊本県、国土交通省および熊本市が管理する井戸（計 56 本）の地下水質の測定および地下温度プロファイルの測定を行った。

2.1 熊本地域の概要

阿蘇外輪山西麓から熊本平野およびその周囲の台地に広がる熊本地域は、特有の地質構造により、一つの大きな地下水盆を共有している。熊本地域は 11 市町村（熊本市、菊池市、宇土市、合志市、大津町、菊陽町、西原村、御船町、嘉島町、益城町、甲佐町）からなり、生活用水のほぼ 100% を地下水で賄っている国内でも希有な地域である。また地下水を「公の資産」と考える“公水”の理念に基づき、行政界を越えて地下水保全を行っている。

熊本地域の地下地質は層序にしたがって成層しており、変成岩、中・古生層及び先阿蘇火山岩類を覆って分布する第四紀の地層が帯水層の主体をなしている。主なものは阿蘇火砕流堆積物と各火砕流間の堆積物である。本地域における帯水層は、第 1 帯水層、第 2 帯水層及び第 3 帯水層の 3 つに区分される。以下に、3 つの帯水層について説明する。

・第 1 帯水層

第 1 帯水層は、花房層や布田層等の Aso-4/3 間堆積物を水理地質基盤として存在している。花房層は菊池台地から植木台地にかけての地域に、布田層は高遊原台地から託麻台地にかけて分布しており、その上位の Aso-4 や段丘堆積層等で帯水層を構成している。また、平野部においては、Aso-4 直下の未区分洪積層中にみられる連続性のよい粘土層を境として、その上位の島原海湾層、Aso-4 及び未区分洪積層中の砂礫層等で構成される。台地部では不圧地下水であるが、平野部では上位の有明粘土層によって被圧している。

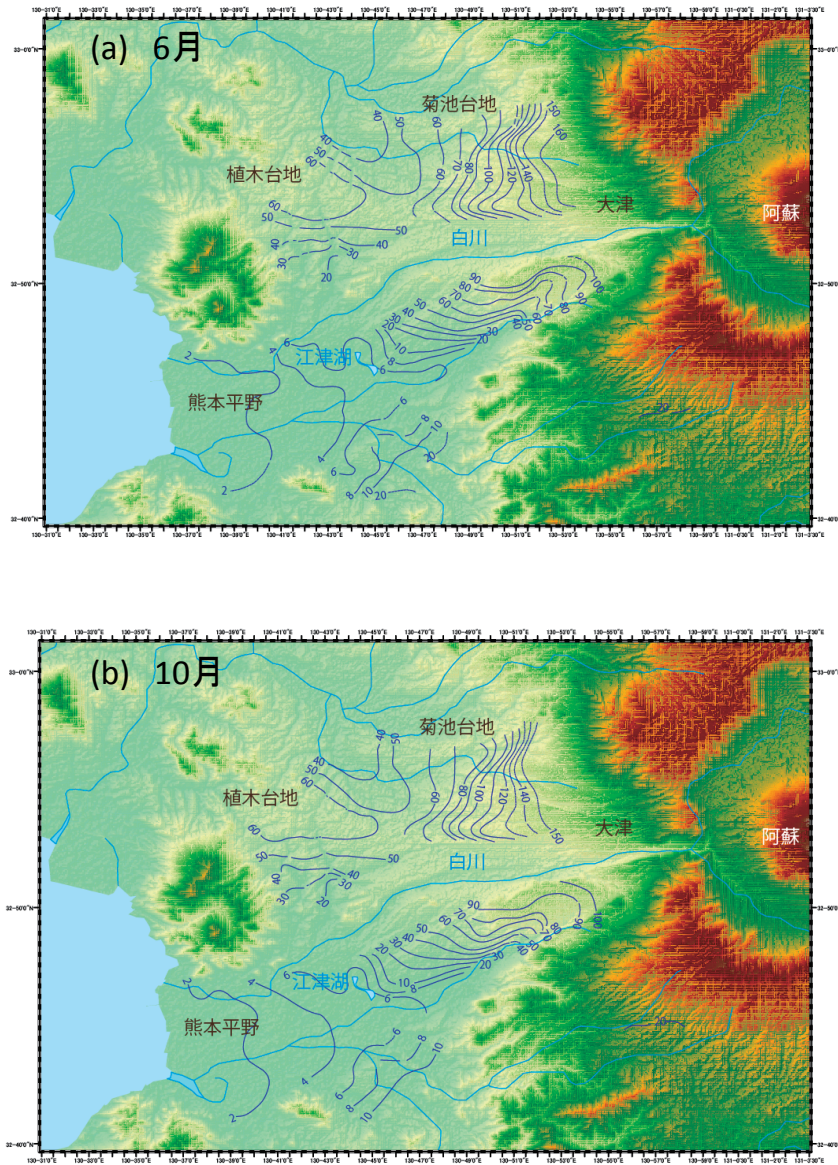
・第 2 帯水層

第 2 帯水層は、変成岩類、中・古生層、金峰山火山岩類及び先阿蘇火山岩類を水理地質基盤として存在している。

本帯水層は、Aso-1、Aso-2、Aso-3 の阿蘇火砕流堆積物と、砥川溶岩に代表される各火砕流間の溶岩類で構成され、熊本地域の主要な帯水層となっているものである。特に託麻台地から平野部にかけて、表層部に高い透水性を有する砥川溶岩が分布しており、江津湖に代表される湧水群へ湧水として地下水を供給するほか、水道用水源の主な取水対象層となっている。基盤とされる先阿蘇火山岩類の表層部には亀裂の発達したところがあり、その部分を含んでひとつの第 2 帯水層を形成している地区もある。地域東部では不圧地下水であるが、託麻台地の九州自動車道付近より西側では布田層によって加圧され、地下水は被圧している。平野部における地下水位は地表面付近にあり、第 1 帯水層の地下水位よりやや高くなっている。

・第 3 帯水層

主に金峰山火山岩類で構成されており、帯水層の下限や構造に不明な点が残されているものの、第 3 帯水層として扱うことができる。主涵養源は金峰山体と考えられ、上位の未区分洪積層中の粘土層や金峰山火



第1図 熊本地域における第一帯水層の地下水面図。
 (a) 1993年6月, (b) 1993年10月 (熊本県・熊本市, 1994)
 Fig.1 Groundwater table of No. 1 aquifer in Kumamoto area.
 (a) Jun., 1993. (b) Oct., 1993 (Kumamoto prefecture and Kumamoto city, 1994)

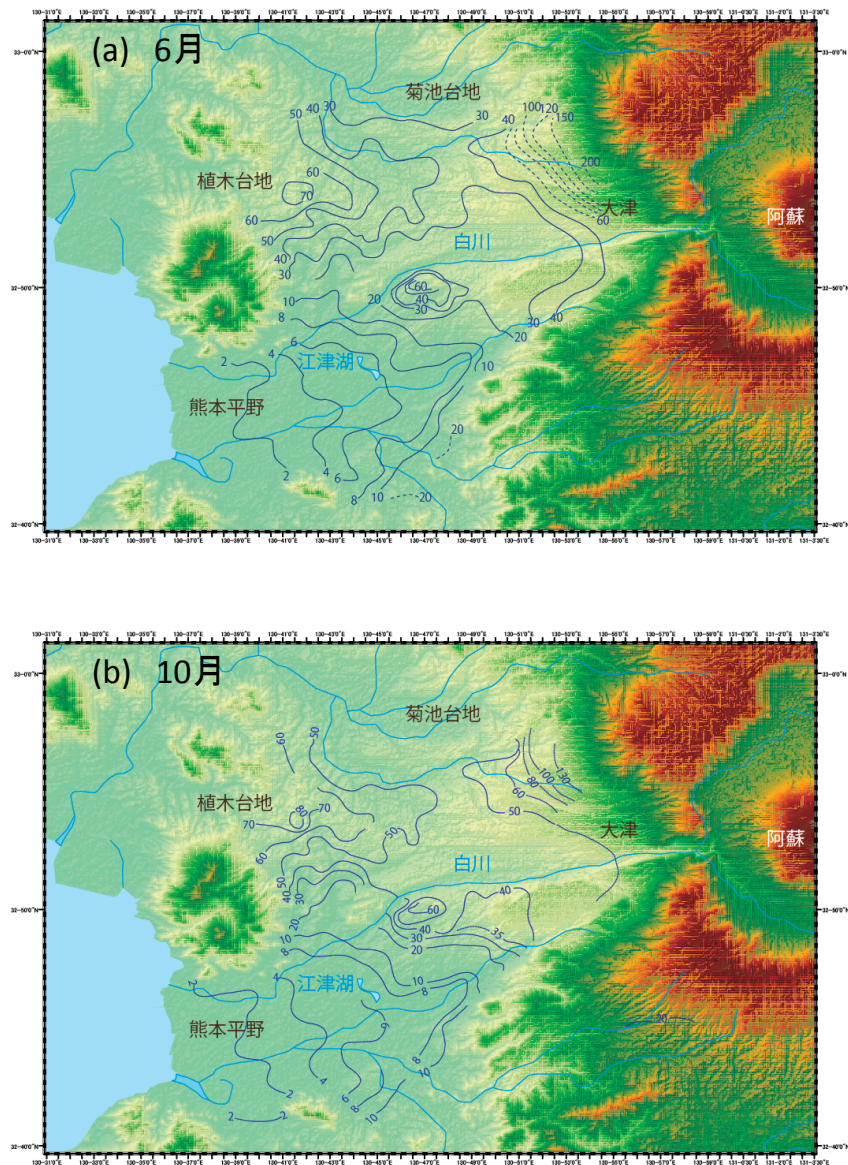
山岩類上部の強風化部分によって被圧している。

2.2 地下水流動系

第1図は熊本県・熊本市(1994)により報告されている1993年の渇水期(6月)と豊水期(10月)における第1帯水層の地下水位等高線図である。地下水の流動方向に関しては季節による違いは見られないが、豊水期には平野部で数十cm、植木台地や菊池台地で1~2m程度地下水位の上昇が見られる。地下水位は季節に係わらず、阿蘇外輪山の西側の白川の両岸で最も高い。白川右岸で地下水は東から西に向かって流動し、植木台地部で南と北へ向かう流動に分か

れる。白川左岸では、地下水は東から西、あるいは北東より南西に向かって流動し、江津湖周辺で、緑川水系で涵養された地下水と合流し、熊本平野を東から西に向かって流れる。

第2図は同時期に観測された第2帯水層の地下水位等高線図である。第1帯水層と同様に地下水の流動方向に関しては季節による違いは見られないが、地下水位は全流域で豊水期に上昇している。本地域では白川中流域には地下水プールと呼ばれる地下水の貯留構造が発達していることが知られており、地下水プールにおいても両季節間で10m程度の水位変動が見られる。地下水は、白川上流部の両岸で涵養され、中



第 2 図 熊本地域における第二帯水層の地下水面図。
 (a) 1993 年 6 月, (b) 1993 年 10 月 (熊本県・熊本市, 1994)
 Fig.2 Groundwater table of No. 2 aquifer in Kumamoto area.
 (a) Jun., 1993. (b) Oct., 1993 (Kumamoto prefecture and Kumamoto city, 1995).

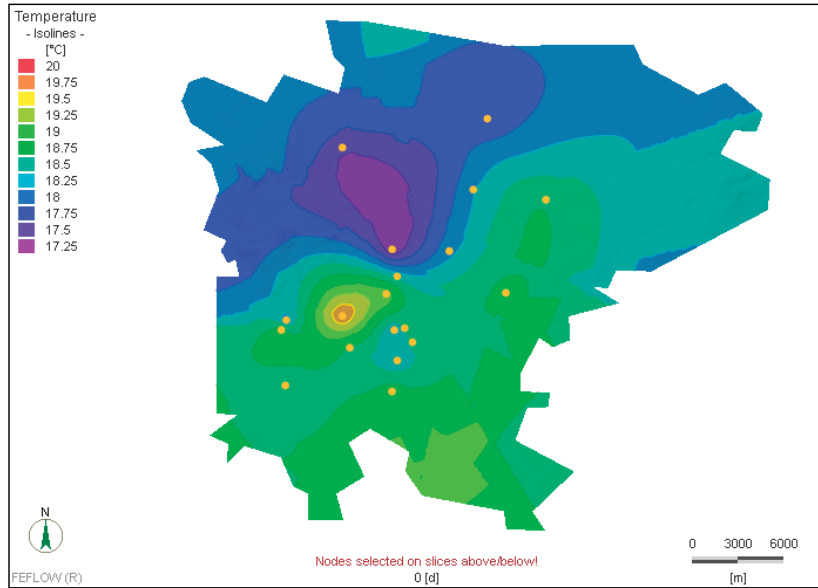
流部の地下水プールに向かって流動し、そこから熊本平野に向かって東から西へ流れる。植木台地では第 1 帯水層と同様に一部、北に向かう流れが確認されている。第 3 帯水層に関しては、先述したように帯水層の下限や構造に不明な点が多く残っており、地下水流動の把握には至っていない。

2.3 地下温度構造

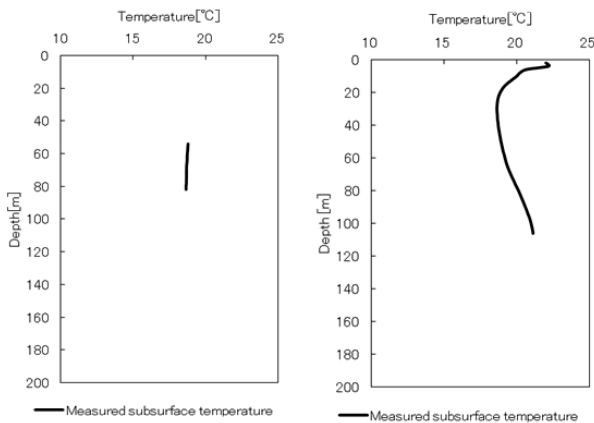
地下温度は、大気のと温度と異なり、年間を通じて温度変化が小さい。特に、地表面から 10m 程度の深さまでは季節変動があるが、それより深い地点の温度は気温変動によらず、年間を通じてほぼ一定であり (北

海道大学 地中熱利用システム工学講座, 2007), 一般にその地域の平均気温よりも 1 ~ 2℃程度高い。より深い地点の温度は、地殻深部の熱流の影響を受けて、深さが 100m 増すごとに 2 ~ 3℃上昇する。さらに、地下温度の形成には、熱の伝導だけではなく、地下水の流動に伴う熱の移流が大きな役割を果たしていることが明らかとなっている。

熊本地域における地下温度測定は 2009 年 11 月、および 2010 年 10 月に実施された。第 3 図に季節変動の影響を受けていないと思われる、深度 30m における地下温度分布を示す。19 地点において測定を行った結果、多くの地点で地下温度は 18℃程度であっ



第3図 深度30mにおける地下温度分布。
Fig.3 Subsurface temperature on -30 meter.
(Yellow points show locations for field measurement).



第4図 地下温度プロファイル (a) 熊本 No.10, (b) 天明中学校。
Fig.4 Temperature-depth profile at (a) Kumamoto No. 10 and (b) Tenmei junior high school, respectively.

た。熊本平野付近で約 18.5℃と地下温度が多少高い一方、金峰山ある北西部の地下温度は約 17.5℃と、若干低い値を示した。

第4図に益城町に位置する熊本 No.10 と熊本平野の西部に位置する天明中学校における2地点の地下温度プロファイルを示す。熊本 No.10 では、第4図 a に示すように地下温度が深さ方向にほぼ一定で、地温勾配が非常に小さいことが確認された。一方、熊本平野の西部に位置する天明中学校では、第4図 b に示すように深さ 30m 以深では地下温度が深さ方向に高くなっていることが確認された。同様の傾向は、それぞれの周辺の観測井でも確認された。

2.4 地温勾配に関する検討

熊本 10 号 (第4図 a) では、深度 54m から 82m までの地温勾配が約 $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ を示し、深度方向の地温変化がほとんどないことが分かった。一般的に、季節変動の影響を受けない深度において地下温度は深度と共に上昇するが、内田・後藤 (2006) によると、地下水流動系の涵養域では地下水の downward フラックスによる熱移流効果により地下温度は低くなり、地下温度プロファイルの地温勾配も小さくなることが報告されている。すなわち、熊本 10 号においては、低い地下温度を示すことも含めて、涵養域における典型的な地下温度プロファイルの特徴を示している。同様の傾向は白川中流域も含めてこの周辺の観測井でも確認された。

一方、天明中学校 (第4図 b) では深度 30m で最も低い地下温度を示し、深度 106m まで深度方向に温度は高くなっており、約 $3.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の地温勾配を示している。内田・後藤 (2006) によると、地下水の流出域では地下水の upward フラックスによる熱移流効果により、地下温度が高くなることが報告されている。従って、天明中学校においては、高い地下温度を示すことも含めて、流出域の典型的な地下温度プロファイルの特徴を有している。同様の傾向は、天明中学周辺の観測井でも確認された。なお、深さ 30m よりも浅い部分は気温の季節変化の影響により、地下温度の変動層と考えられる。

以上の結果より、地下温度プロファイル及び地下温度勾配から、益城町周辺においては地下水の涵養域となっている一方、熊本市西部は地下水の流出域に相当していると推察され、益城町周辺や白川中流域から熊本市西部へ流動する広域の地下水流動系の存在が示唆された。

2.5 地中熱ポテンシャル評価

地下温度は気温と比較すると冬暖かく、夏冷たいという性質があるため、冷暖房の熱源として利用可能である。特に、ヒートポンプ技術と組み合わせた地中熱ヒートポンプシステムは、利用側の温度調整も容易となり、空気熱源の冷暖房システムや灯油、都市ガスによる暖房の代替として利用することができる。それによりエネルギー消費や二酸化炭素排出量の削減につながることから近年注目が高まっている。

熊本地域から第 5 図に示す 17 地点を抽出し、単一熱交換井モデル (20m × 20m, 深さ 70m の直方体, 深度 50m の地中熱交換井を想定) を構築し、各地点に対応した地質パラメータを設定し、可能熱交換量をシミュレートした。なお、地中熱交換井は、深度 50m, 孔径 0.15m のダブル U 字管 (外径 0.032m) を挿入し、珪砂 (透水係数 5.0×10^{-4} m/s) の充填を想定した。熱媒体は水を用い、流量を 30L/min. と設定した。熱交換井と地盤との熱伝達率は Fujii et al. (2005) より $19.7\text{W}/(\text{m}^2\text{K})$ とした。冷暖房の運転パターンについては、冷暖房それぞれ年間 91 日間の 24 時間連続運転を行った。冷房時と暖房時の熱媒体平均温度は、それぞれ 30°C および 5°C とし、10

年間相当の数値シミュレーションを実行した。

シミュレーションの結果、10 年目の冷房利用時の熱交換量は約 $24.8\text{W}/\text{m}$ ~ 約 $112.6\text{W}/\text{m}$, 暖房利用時は約 $30.7\text{W}/\text{m}$ ~ 約 $128.2\text{W}/\text{m}$ の熱交換量が推定された。また、冷房利用時の採熱量について広域モデルのエリアにマッピングし、第 5 図に示すような地中熱利用ポテンシャルマップを作成した。その結果、熊本市中心部から水前寺、菊陽町、大津町のエリアで熱交換量が多くなる傾向が見られた。以上の結果から、熊本市中心部から水前寺、菊陽町、大津町のエリアは特に地中熱利用に適していると考えられる。なお、第 5 図では金峰山の東部におけるポテンシャルが高く示されているが、本調査では山間部での利用は想定しておらず、シミュレートした 17 地点には山間部が含まれてない点を付記する。

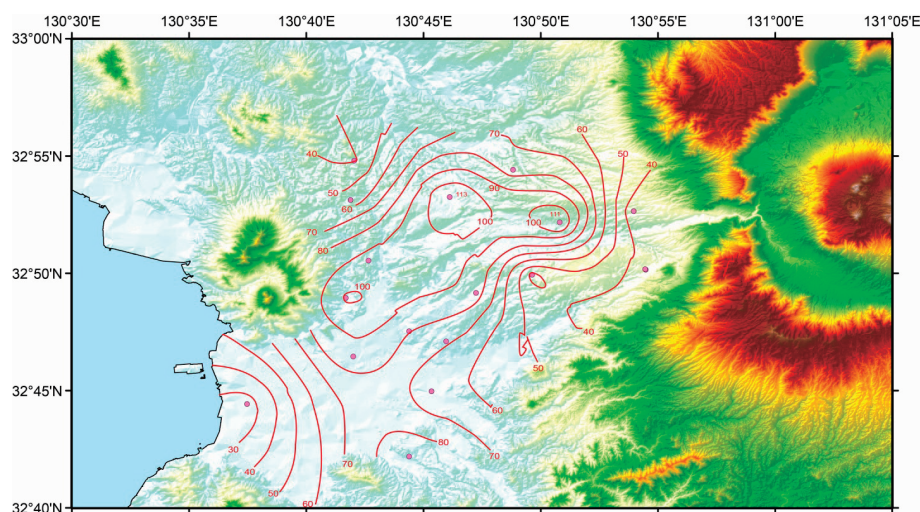
熊本地域において、特に熱交換利用に適している地域で地中熱ヒートポンプシステムを家庭やオフィスで導入した場合、年間約 8.0t 削減できると推計されている (野本ほか, 2012)。

3. 石狩平野

3.1 石狩平野における水文データベース構築

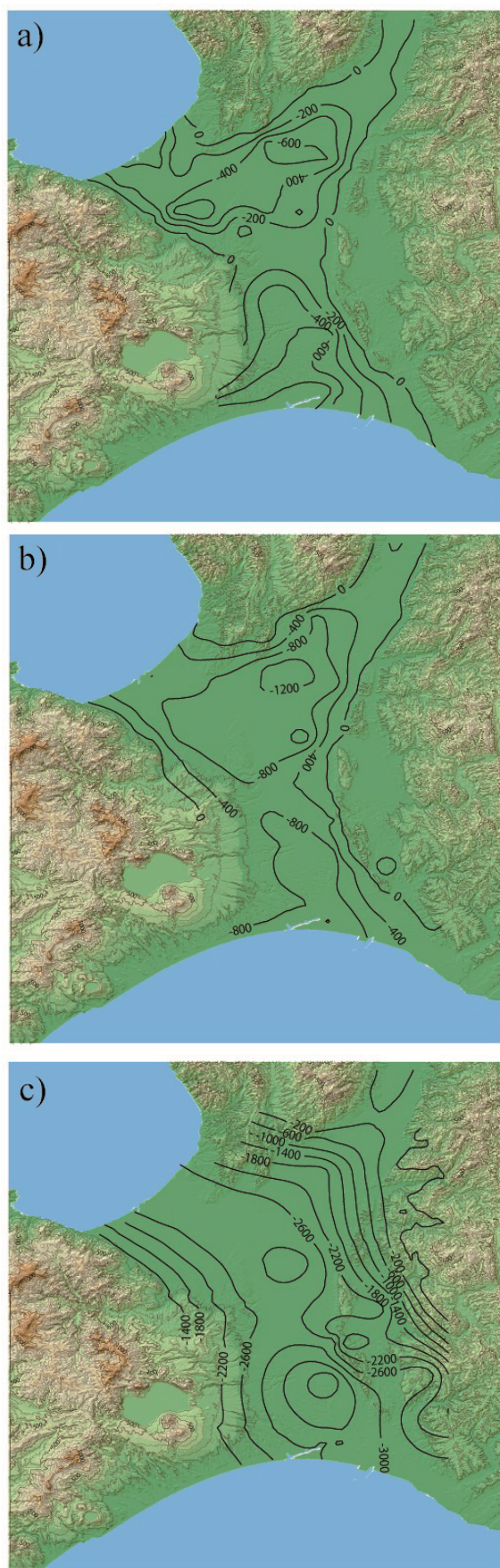
石狩平野においては、堆積層の三次元水理地質構造モデルに加え、水文データベースを構築した。入力したデータは北海道立地下資源調査所 (1995) を用い、コンパイルしたデータの総数は、現時点で約 2330 件である。

鮮新統もしくは中新統内の地下水水質分布を求める



第 5 図 熊本地域における地中熱ポテンシャルマップ (単位: W/m).

Fig.5 Potential map for Geothermal Heat Pump systems for utilization for cooling usage (Unit: W/m).



第6図 石狩平野における第四系および新第三系基底面図 (m).
: a) Q1 基底面, b) N3 基底面, c) N1 基底面.

Fig.6 Contour maps of base plain of the Quaternary and Tertiary system (m).
: a) Q1, b) Q2, and c) N1, respectively.

という目的を達成するためには、まず3次元的な地下地質分布を明らかにし、この地下地質分布と井戸スクリーン深度を比較する必要がある。3次元的な地下地質構造については、越谷ほか(2011)が、既存ボーリングをクリギング法により補間することによって推定している(越谷モデル)。越谷モデルに用いられているボーリング資料は、矢野ほか(1989)、坂川ほか(2004)、防災科学技術研究所(2009)、Marui(2000)、その他の論文および報告書に基づくデータである。

越谷モデルでは、地層をH(完新統)、Q3(上部更新統)、Q2(中部更新統)、Q1(下部更新統)、N3(鮮新統)、N2(上部~中部中新統)、N1(中部~下部中新統)に区分しているが、本報告に関連するのは、Q1とN3の間とN3とN1の間の深度領域である。そこで、Q1、N3、N1の基底面を描画した(第6図)。これら3つの基底面の大きな違いは、Q1では長沼町~広島町間を境界として南北に2つの凹構造が認められるのに対し、N1では2つの凹構造が南北に延びる谷構造となり、最深部は千歳空港付近になっている点である。

井戸および水質データは、酒匂ほか(1977)、松波ほか(1979)、二間・松波(1985)、北海道立地下資源調査所(1995)、北海道立地下資源調査所(2004)、山口ほか(1964)、山口ほか(1963)、小原(1992)、深見(2007)、国交省全国地下水資料台帳を用いた(2583データ)。これらの資料には緯度・経度情報(あるいは緯度・経度を推定できる情報)が掲載されている。したがって、各井戸地点の地質構造を越谷モデルによって推定することが可能である。スクリーン情報を有する井戸については、スクリーン上部と下部の中間点の深度を地下水採取深度とし、スクリーン情報がないものについては、井戸底を地下水の採取深度と仮定して地下水を採取している地層を判別した。

3.2 現地調査

2012年度は7月23日から27日にかけて、千歳市および苫小牧市の14地点で地下温度測定および地下水試料23サンプルを採取した。調査結果を第1表に記す。調査地点は全て水位観測井であり、井戸内に採水器を下ろし、スクリーン深度にて採水を行った。現地測定項目は、水温と電気伝導度である。採取した地下水試料は空気が入らないようポリビンに詰め、実験室にてアルカリ度(HCO_3^- として記載、0.02N

第 1 表 水質・同位体比分析結果

Table 1 Water chemistry and isotopic data of groundwater samples.

No	サンプル名	井戸深度(m)	EC(ms/cm)	pH	水温	HCO ₃ ⁻	F	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
1	60(1)B-3	15	0.223	7.4	10.5	124.2	0.2	5.3	0.0	10.0	0.0	2.0	0.7	0.0	18.5	0.0	4.0	7.9	12.9
2	61(1)B-1	48.5	0.472	7.3	10.6	286.2	0.5	7.1	6.7	0.1	0.2	0.4	0.6	0.0	52.2	3.2	7.7	16.0	20.7
3	4(2)-B2	60	0.1704	6.18	15	48.0	0.0	8.3	0.0	0.0	26.7	10.1	0.0	0.0	9.3	0.0	4.7	4.1	16.7
4	4(2)-B2'	48	0.781	5.68	15.4	38.7	0.0	58.0	0.0	0.0	258.8	30.7	0.1	0.0	33.2	0.0	62.4	10.9	44.8
5	苫東揚水井2	18	0.0751	6.79	10	22.3	0.1	6.6	0.0	0.0	1.8	3.7	0.0	0.0	6.3	0.0	1.8	1.3	4.6
6	60(1)18-P	27	0.1418	7.21	14.6	73.0	0.1	5.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.1	0.0	10.3	0.0	2.6	4.6	9.1
7	60(1)18-O	11	0.211	6.59	17.6	45.5	0.0	10.1	0.0	0.0	31.1	18.2	0.0	0.0	11.5	0.0	2.7	4.5	19.9
8	61(1)B-13O'	13	0.368	6.48	10.3	55.2	0.0	22.0	0.0	0.1	86.9	22.7	0.0	0.0	14.5	0.0	5.0	9.3	38.5
9	61(1)B-13O	19	0.371	6.45	11	55.1	0.0	20.9	0.0	0.0	89.5	22.7	0.0	0.0	14.1	0.0	4.9	9.4	37.8
10	61(1)B-13P	34	0.1562	7.12	10.6	52.6	0.1	10.9	0.0	0.0	10.1	4.8	0.0	0.0	12.8	0.0	2.7	4.4	9.1
11	3(3)B-2	55	0.296	6.57	11.1	141.9	0.1	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.9	5.1	4.0	6.6	16.5
12	8(4)-28P	61	0.311	7.86	15.1	240.7	0.1	4.0	0.0	25.0	0.0	0.8	2.1	0.0	33.5	0.0	17.0	15.3	16.3
13	60(1)-11P	38	0.0938	7.11	11.2	37.6	0.1	5.2	0.0	0.0	0.9	3.6	0.0	0.0	8.0	0.0	1.8	2.1	6.5
14	60(1)-11O	21	0.0887	7.04	10.6	26.2	0.0	6.2	0.0	0.0	3.0	6.2	0.0	0.0	7.2	0.0	1.6	1.5	6.8
15	61(1)-2	42	0.0929	6.68	11.2	35.1	0.0	4.6	0.0	0.0	2.2	5.8	0.0	0.0	7.6	0.0	2.8	2.1	6.8
16	60(1)-4	5	0.113	6.64	11.3	27.8	0.0	5.0	0.0	0.0	9.5	7.6	0.0	0.0	6.7	0.0	1.5	1.9	9.2
17	2(1)-21	30	0.103	6.7	11.1	24.0	0.0	5.0	0.1	0.0	2.8	11.5	0.0	0.0	7.2	0.0	2.1	1.4	7.0
18	4(4)-10T	53	0.2169	6.51	12.6	144.4	0.1	5.3	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	19.5	1.4	5.2	8.6	17.6
19	4(4)-10P	67	0.279	7.03	12.1	51.8	0.0	9.2	0.1	0.0	22.0	26.5	0.0	0.0	12.4	0.0	3.8	5.1	20.1
20	61(1)B-8O	29	0.1797	6.98	12	80.3	0.0	10.1	0.0	0.0	0.1	4.0	0.0	0.0	9.8	0.1	3.5	4.6	18.6
21	61(1)B-8P	37	0.1608	7.27	12	79.8	0.2	4.3	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	14.8	0.7	2.3	5.6	7.6
22	4(4)-2P	120	0.1472	6.66	11.3	40.8	0.0	11.0	0.0	0.0	0.1	16.2	0.0	0.0	11.8	0.0	1.2	3.3	10.4
23	4(4)-2T5	19	0.1236	6.64	14.1	40.8	0.0	5.4	0.0	0.0	0.4	14.9	0.0	0.0	7.0	0.0	2.7	3.9	9.5

H₂SO₄ 滴定法), および一般水質の Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ を分析した (イオンクロマトグラフィ・Dionex DX320J 使用)。また, δ¹⁸O および δ D については, 波長スキャンキャビティリングダウン分光法 (WS-CRDS 法) を用いて PICARRO 社の L2120-i で測定した。本手法は吸収分光法の一種である波長可変半導体レーザー吸収分光法を応用したものである。気体分子は近赤外線領域に固有の吸収線を持っており, 本手法では波長調整したレーザー光を水サンプルから生成した水蒸気中を通過させることにより, そのレーザーの減衰程度から異なる同位体比をもつ水分子のモル濃度を計算し, その値を用いて同位体比を算出する (Gupta et al., 2009)。測定精度の詳細については山中・恩田 (2011) に記載されている。

3.3 地下水調査結果

3.3.1 本年度の調査地点と水理地質

石狩低地帯の中央部から南部の地域は, 日本海へ注ぐ石狩川水系千歳川流域の長沼低地と太平洋へ注ぐ美々川・遠浅川流域の勇払低地に分けられる。南部の調査地点 (以下, TMT 地点), は, 遠浅川流域で標高 10 数 m の比較的平坦な微高地に位置する。地表から 5m までは樽前火山噴出物・恵庭降下軽石堆積物などを主体とし, 23m まで支笏火山噴出物, その下位は砂・礫・シルトからなる更新統で構成される。西部山地最上流の調査地点 (以下, MR 地点) は, 千歳川上流支笏湖に近い火山性山地に位置する (標高約 240m)。本観測井では, 柱状図が残されていないため, 詳細は

不明であるが, 関連資料および池田ほか (1999) によれば, 地表から数 m までは樽前火山噴出物・恵庭降下軽石堆積物などを主体とし, 約 30m まで支笏火山噴出物, 90 数 m までサージ堆積物, その下位は新第三系と推定される。

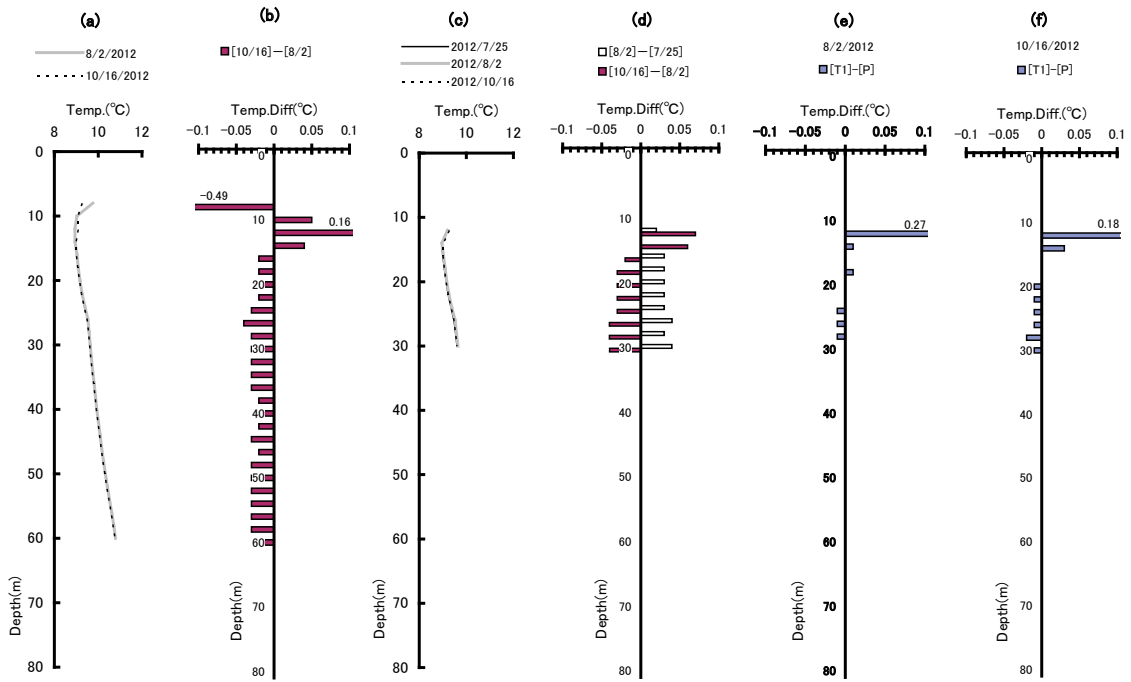
調査地点に分布する地層のうち, 支笏火山噴出物の溶結部, 及び更新統の細粒堆積物は透水性が低く, 地下水は流動しにくいと考えられる。

3.3.2 地下温度プロファイル

平成 24 年 7 月 23 ~ 27 日に, 地域内の観測井において, 地下水位, 地下温度プロファイルの測定, および水質分析用の地下水試料を採取した。このときに測定した地下温度プロファイルと, 同年 8 月 2, 3 日, および 10 月 15, 16 日に測定した地下温度プロファイルの変化について検討した。すなわち, 地下水採取により攪乱された孔内温度プロファイルのその後の状況を検討した (丸谷・森野, 2012)。

TMT 地点には深度の異なる観測孔 (口径 40mm) が 4 孔あり, このうち, 深い方の 2 孔, P 孔 (深さ 66m, スクリーン区間 62 ~ 64m), T1 孔 (深さ 33m, スクリーン区間 31.5 ~ 33m) を対象に調査した。P 孔では地下水の採取を行い, T1 孔では採取を行っていない。MR 地点には観測孔 (口径 50mm) が 5 孔あり, 深い方の 2 孔, P 孔 (深さ 120m, スクリーン区間 97 ~ 109m), T1 孔 (深さ 99m, スクリーン区間 86 ~ 96m) を対象に調査した。P 孔では地下水の採取を行い, T1 孔では採取を行っていない。

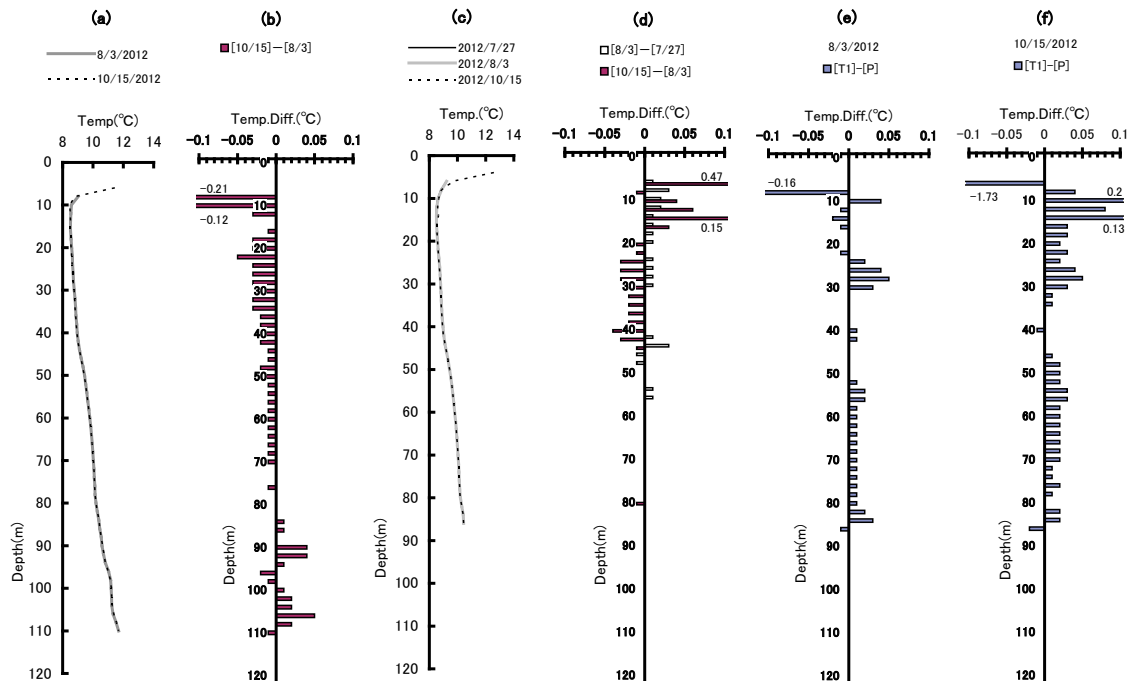
地下温度プロファイルの測定は, 立山科学工業 (株)



第 7 図 TMT 地点における測定結果。

(a) 7月の地下水採取により攪乱されたP孔の地下温度プロファイル, (b) 地下温度の変化(10月の温度-8月の温度). (c) T1孔における自然状態(無攪乱)の地下温度プロファイル, (d) 各測定間における温度変化(前回測定温度に対する増加温度), (e) 8月のP孔とT1孔の同一深度における温度差, (f) 10月のP孔とT1孔の同一深度における温度差

Fig.7 Vertical temperature and temperature difference profiles at St.TMT located in southern area. (a)Temperature profile at P on 8/2/2012 and 10/16/2012. (b)Difference of the former. (c)Temperature profile at T1 on 7/25/2012, 8/2/2012 and 10/16/2012. (d)Difference of the former. (e)Temperature difference between P and T1 on 8/2/2012. (f)Temperature difference between P and T1 on 10/16/2012.



第 8 図 MR 地点における測定結果。

(a) 7月の地下水採取により攪乱されたP孔の地下温度プロファイル, (b) 地下温度の変化(10月の温度-8月の温度). (c) T1孔における自然状態(無攪乱)の地下温度プロファイル, (d) 各測定間における温度変化(前回測定温度に対する増加温度), (e) 8月のP孔とT1孔の同一深度における温度差, (f) 10月のP孔とT1孔の同一深度における温度差

Fig.8 Vertical temperature and temperature difference profiles at St.MR located in western mountainous area. (a)Temperature profile at P on 8/3/2012 and 10/15/2012. (b)Difference of the former. (c)Temperature profile at T1 on 7/27/2012, 8/3/2012 and 10/15/2012. (d)Difference of the former.(e)Temperature difference between P and T1 on 8/3/2012. (f)Temperature difference between P and T1 on 10/15/2012.

製の携帯型デジタル温度計 D717 (分解能 0.01℃) および PXW-46 型サーミスタ・センサを用いて、管頭から 2m 単位で測定した。観測孔のスクリーンは一方所にのみ設置されており、また小口径であることから、孔内で対流が生じる恐れは無い。孔内が地下水で満たされている区間で、深度ごとに表示値の安定を待って測定値とした。

地温の年変化が消失する恒温層は、7～10月の間で経時的に変化が小さくなった深度をもって、恒温層とした。また便宜的に、恒温層で 0.03℃以上の温度変化(差)を温度の偏りとして扱った。

3.3.3 測定結果

TMT 地点における測定結果第 7 図に、MR 地点における測定結果を第 8 図に示した。深度は観測孔の管頭から鉛直下向きを正として表示した。それぞれの図において、(a) は 7 月に地下水採取により攪乱された P 孔の 8 月および 10 月の温度プロファイル、(b) はその 2 回の測定温度の変化(差: 10 月の温度 - 8 月の温度)である。(c) は攪乱されず自然状態の T1 孔の 7 月、8 月および 10 月の温度プロファイル、(d) はそれぞれの測定間における測定温度の変化(差: 前回測定温度に対する増加温度)である。(e) は 8 月の P 孔と T1 孔の同一深度における温度の差、(f) は同様の 10 月の温度の差である。ただし、両孔の管頭標高の差(TMT 地点で 3cm, MR 地点で 18cm)は無視した。

TMT 地点では、14m 以深が恒温層であり、それより浅い部分は気温の影響を受けて変動していた。隣接する 2 孔間でも恒温層以浅では差が生じていた。恒温層では、深度を増すごとに温度が増加し、深度 14～60m 区間の平均で 0.04℃/m 増加していた。P 孔では一部を除く 24m 以深、T1 孔では 16m 以深で温度プロファイルの形状を保ちながら、全体的に 8 月にやや高くなる傾向が測定された。恒温層での 2 孔の差は、10 月の深度 14m で 0.03℃の差があったが、それ以外では隣接する観測井の差は小さい。

MR 地点では、16m 以深が恒温層であり、それより浅い部分は気温の影響を受けて変動していた。隣接する 2 孔間でも恒温層以浅では差が生じていた。恒温層では、深度を増すごとに温度が増加し、深度 16～110m 区間の平均で 0.03℃/m 増加していた。P 孔では 18～28m, 32～34m, 90～92m, 106m, T1 孔では 16m, 24～28m, 40～44m で変動が測定された。16m および 90m 以深の変動は 8 月より

10 月に高くなる傾向を、24～44m の変動は、8 月にやや高くなる傾向が計測された。恒温層での 2 孔の差は、8 月には 26～30m と 84m で、10 月には 16～18m, 22m, 26～30m, 54～56m で T1 孔の方が高くなっていた。

3.3.4 考察

それぞれの地点の P 孔の温度プロファイルは、恒温層では深部ほど高温になる傾向を示しており、地下水採取時に孔内が均一温度に攪乱された状態から、短期間にほぼ自然状態に回復したと考えられる。また、地下温度も精度よく測定されたものと考えられる。

新井・西沢(1974)によれば、地温の年変動が消失するのが恒温層とされており、年較差 0.1℃以下とする例も紹介されている。今回の測定では、このような恒温層と判断される領域において、0.1℃以下のわずかな温度変化が認められた。

TMT 地点の温度プロファイルの経時的な変化は、深度によらず、ほぼ一様な変化(8月に温度がやや高い)を示した。経時的な変化は、主に地下水の移流による熱輸送に起因すると考えられるため、地下水はほぼ一様に流動していると推察される。これに対し、MR 地点の温度プロファイルの経時的な変化は、深度により偏りが認められた。変化の小さな区間における地下水流速は、比較的遅いと推察される。深度 16m の 10 月の温度上昇は、地表～浅層部の温度変化の影響を受けていると思われる。一方、深度 24～44m と 90m 以深において、その温度変化の傾向が異なる原因は現時点では不明である。

4. まとめ

沿岸域の地質・活断層と水文環境との関係を明らかにするため、昨年度に引き続き、熊本平野および石狩平野において、各種水文データの補完と解析を実施した。熊本平野については、特に地下温度構造の解析を重点的に実施し、得られた地下温度データを用いて地中熱ポテンシャル評価を行った。その結果、熊本市中心部から水前寺、菊陽町、大津町のエリアで熱交換量が大きく計算されており、これらのエリアは特に地中熱利用に適していると推定された。一方、北海道・石狩平野については、千歳市および苫小牧市の 14 地点で地下温度測定および地下水試料を採取したのち、一般水質および酸素・水素安定同位体比を分析し、水文データベースのデータ補完を行った。さらに、地下水

試料採取後に、再度、地下温度プロファイルを測定することにより、観測井内の地下温度プロファイルの変化を把握することができた。

文献

- 新井正・西沢利栄 (1974) 水温論, 共立出版, 226p.
- 池田光良・三浦均也・繰上広志 (1999) 地下水温による北海道美々川周辺の地下水流動解析, 応用地質, 40, 70-85.
- 内田洋平・後藤秀作 (2006) : 気温変化と地下の温度構造, 地質ニュース, 602, 41-44.
- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C. and Vaughn, B. H (2009) Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 23, 2534-2542.
- 熊本県・熊本市 (1994) 平成6年度 熊本地域地下水総合調査報告書.
- 越谷 賢・伊藤成輝・吉澤拓也・丸井敦尚 (2011) 日本列島における三次元水文地質モデルの構築と地下水賦存量の試算, 日本地下水学会誌, 53, 357-377.
- 小原常弘 (1992) 地質系統と水理定数・水質—北海道の畑作振興地下水調査から—, 地下資源調査所調査研究報告, 24, 99p.
- 坂川幸洋・梅田浩司・鈴木元考・梶原竜哉・内田洋平 (2004) 日本の坑井温度プロファイルデータベース, 地震, 2, 63-67.
- 酒匂純俊・和気 徹・早川福利・二間瀬瀧・横山英二・松波武雄・斎藤尚志・内田 豊 (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, 4, 198, 2sheets.
- 山中 勤・恩田裕一 (2011) 波長スキャンキャピティリングダウン分光法を用いた水同位体分析計の測定精度について, 筑波大学陸域環境研究センター報告, 12, 31-40.
- 野本卓也・藤井 光・内田洋平・利部 慎・嶋田 純 (2012) 地中温暖化対策効果から見た温暖地方における地中熱利用可能性, 日本地熱学会, 34, 185-197.
- 深見浩司 (2007) 札幌市北部～石狩湾岸における地下水位変動, 陸水物理研究会, 2007年大会予稿集.
- Fujii, H., Itoi, R., Fujii, J. and Uchida, Y. (2005) Optimizing the design of large-scale ground-coupled heat pump systems using groundwater and heat transport modeling. *Geothermics*, 34, 347-364.
- 二間瀬瀧, 松波武雄 (1985) 北海道の地熱・温泉—1985年・I版—, 北海道立地下資源調査所研究報告, 北海道立地下資源調査所, 15, 98p.
- 防災科学技術研究所 (2009) 基盤強震観測網 KiK-net (<http://www.kik.bosai.go.jp/kik/>).
- 北海道大学地中熱利用システム工学講座 (2007) 地中熱ヒートポンプシステム, オーム社, 167p.
- 北海道立地下資源調査所 (1995) 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), 北海道立地下資源調査所, 256p.
- 北海道立地質研究所 (2004) 北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集, 北海道立地質研究所, 220p.
- 松波武雄・和気 徹・早川福利・二間瀬瀧・横山英二・内田 豊・酒匂純俊・斎藤尚志 (1979) 北海道の地熱・温泉, 北海道中央部, 地下資源調査所調査研究報告, 北海道立地下資源調査所, 7, 192p, 2sheets.
- Marui, A. (2000) The national well and hydrology database of the Geological Survey of Japan, and its handling software “Well-King Dictionary” (in Japanese, Idojibiki), *Journal of Japanese Association of Hydrological Sciences*, 30-1, pp.15-22.
- 丸谷 薫・森野祐助 (2012) 石狩低地帯における地下温度プロファイルの測定. 第22回環境地質学シンポジウム論文集, 37-40.
- 矢野雄策・須田芳朗・玉生志郎 (1989) 日本の地熱調査における坑井データ, その1 コア測定—物性, 地質層序, 年代, 化学組成—, 地質調査所報告, 271, 地質調査所, 823p.
- 山口久之助・佐藤 巖・小山内熙・二間瀬瀧・小原常弘・松下勝秀・国府谷盛明・早川福利・横山英二 (1964) 水理地質図「札幌」1:100,000 及

び説明書，北海道水理地質図 No.8，北海道
立地下資源調査所，110p.

山口久之介・早川福利・小原常弘・二間瀬洩・佐藤
巖・横山英二・国府谷盛明・鈴木 守・松
下勝秀（1963）水理地質図「苫小牧・室蘭」
1:100,000 及び説明書，北海道水理地質図
No.13，北海道立地下資源調査所，51p.