

喜多方市街地における地下水流動および地下水温分布の解析

金子翔平・柴崎直明（福島大学・共生システム理工学類）

要 旨

会津盆地北部に位置する福島県喜多方市において、地下水位および地下水温の連続観測を行った。地下水位は冬季に低下する傾向が見られ、低下する期間が年々長くなっている。消雪用井戸の比抵抗値を用いて水文地質断面図を作成した。深井戸4地点において温度プロファイルを測定し、また冬季には消雪用井戸の水温を測定した。透水係数が低いと、プロファイルの温度増加率および消雪用井戸の水温が高くなる傾向が見られた。3次元シミュレーションモデル FEFLOW を用いて、冬水田んぼによる冷温水の涵養および無散水還元井の注入について検討を行った。その結果、前者の影響はほとんど見られなかったが、後者については地下水の流動方向に沿って影響を与えることが分かった。喜多方市街地では、将来的に地下の温度が低下することが予想される。

I. はじめに

会津盆地北部に位置する福島県喜多方市は、地下水の豊富な地域であり、生活用および工業用として地下水が使われている（図1）。冬季には、消雪用井戸を稼働し地下水を汲み上げる。そのため、冬季の地下水位が低下傾向にあり、民家の井戸の枯渇や水量低下が一部で発生している。地下水位低下を防ぐために、福島県喜多方建設事務所は、汲み上げた地下水を再び地下に戻す無散水消雪井戸を導入し始めた。また、柴崎研究室および地元・関係機関では「冬水田んぼ」と呼ばれる地下水人工涵養実験を行っている。しかし、無散水還元井や冬水田んぼから冷温水を注入・涵養させたときに、地下水流動および地下水温にどのような影響を与えるかは明らかになっていない。そのため、本研究は喜多方市街地における地下水温分布の実態を明らかにし、注入・涵養させた冷温水が地下水流動および地下水温にどのような影響を与えるかを明らかにすることを目的とした。

II. 研究手法

水圧式自記水位計を用いて、地下水位および地下水温の連続観測を行った。鉛直的な地下水温の分布の把握のために深度1m毎に水温の測定を

行った。平面的な水温の分布を把握するために消雪用井戸の水温の測定を行った。水文地質構造を把握するために、消雪用井戸の掘削資料の比抵抗値およびボーリング柱状図を用いて水文地質断面図を作成した。熱輸送解析および密度流の考慮ができる FEFLOW 6.2 (Diersch, 2013) を用いて3次元シミュレーションモデルを作成し、冷温水を注入・涵養させたときに地下水流動および地下水温にどのような影響を与えるか検討を行った。

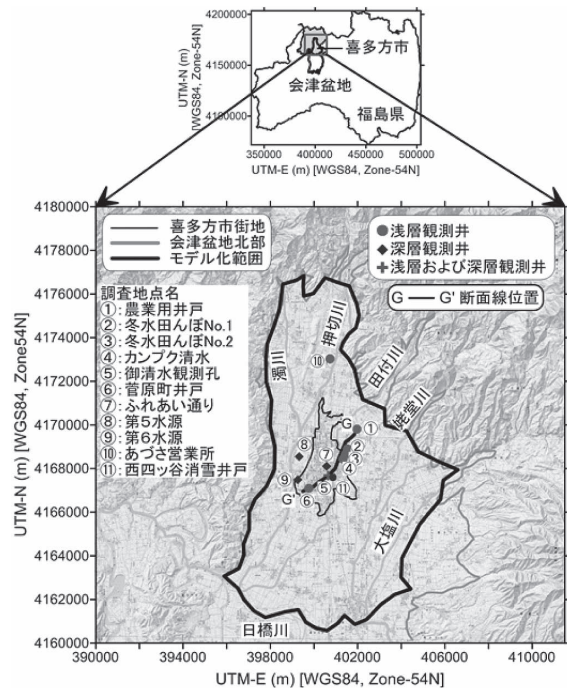


図1 調査位置図とモデル化範囲

III. 結果および考察

1. 地形および水文地質状況

会津盆地北部の地形は北から南へ傾いている。盆地に埋積している地層の層厚は 250 m 以上に達する。また、喜多方市街地付近は扇状地が複合している地域である。

図 2 のように、深度 15 m、80 m 付近に比較的連続性の良い粘土層が分布している。これらの粘土層をもとに、上位より不圧帯水層、第 1 被圧帯水層、第 2 被圧帯水層に区分した。第 1 被圧帯水層においては、粘土層は地表面とほぼ平行に傾いているが、第 2 被圧帯水層では、粘土層が地表面よりも大きく傾いている。また、喜多方市街地の西側は東側よりも粘土層の割合が低い。

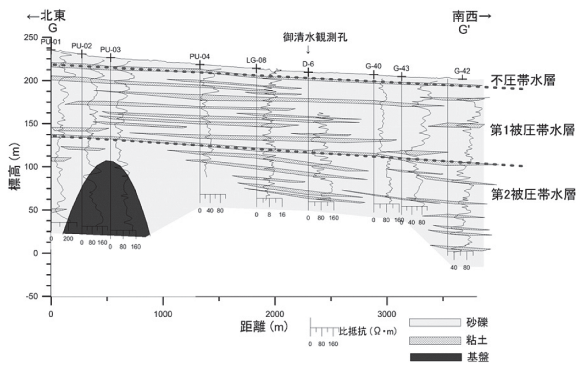


図 2 市街地の北東-南西水文地質断面図

2. 地下水位

地下水位の連続観測は、浅井戸 7 地点、深井戸 3 地点で行っている。浅井戸、深井戸ともに、冬季に地下水位が低下傾向にあり、水位低下期間が長くなっている。御清水公園（深度 15 m）では -4 m よりも水位が低下している期間に着目すると、2008 年では 41 日であるのに対し、2012 年、2013 年ではそれぞれ 58 日、62 日となっている（図 3）。

ふれあい通りの消雪用井戸が稼働すると、ふれあい通り観測孔の地下水位は約 100 m 以上低下する。また、この消雪用井戸が稼働しなくても、周囲の消雪用井戸の揚水の影響を受けて水位は約 30 m 低下する。消雪用井戸による水位低下の

影響は喜多方市街地から約 1 km 西に離れた第 5 水源（深度 100 m）にも及んでいる（図 4）。御清水公園と御清水深層観測孔（深度 150 m）の水位を比較すると、前者よりも後者の方が地下水位は約 6 m 低い。これは、不圧帯水層と第 2 被圧帯水層に水位差があることを示している。

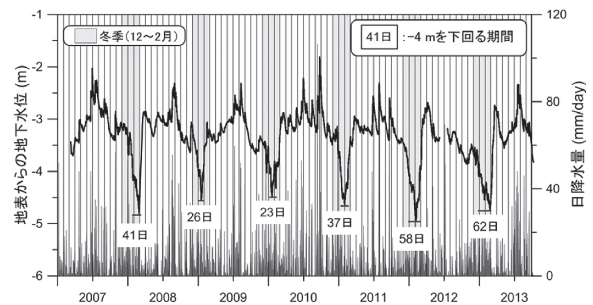


図 3 御清水公園の地下水位変動

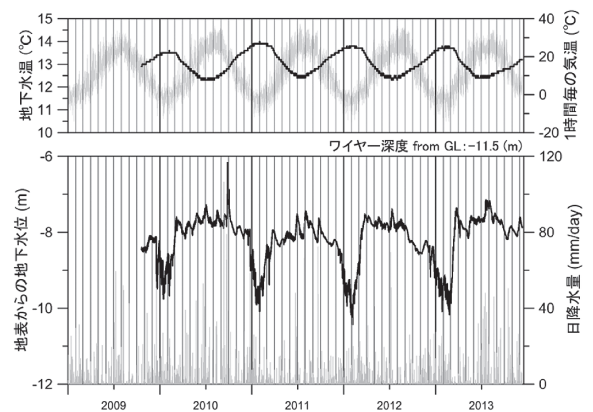


図 4 第 5 水源の地下水位および地下水温の変動

3. 地下水温

1) 温度プロファイル

御清水深層観測孔（図 5）、第 5 水源（図 6）、第 6 水源、西四ッ谷消雪用井戸の 4 地点で深度毎に温度を測定した。第 5 水源の恒温層に到達する深度は約 20 m、第 6 水源では約 14 m、御清水深層観測孔では約 15 m である。

第 5・第 6 水源では恒温層に到達しても水温がほぼ一定であるが、御清水深層観測孔および西四ッ谷消雪用井戸では深度とともに水温が上昇している。前者では深度 60~70 m にかけて、後者では深度 106~120 m にかけて 0.1°C/m 以上の割合で上昇している。それ以深の水温は、前者は

0.038°C/m, 後者は0.048°C/mの割合で上昇する。なお、前者はストレーナの設置深度で温度があまり増加していないが、これはストレーナ付近で地下水が流動しているためであると考えられる。Domenico and Palsiauskas (1973)は、動水勾配がなく地下水の流れがない場合、等温線の分布は水平になり、これに対して、地下水の流れがある場合、等温線の分布が歪むことを示している。御清水深層観測孔、西四ッ谷消雪用井戸では、0.1°C/mの割合で水温が上昇した深度を境にして上下で地下水の流動系が異なる可能性が考えられる。

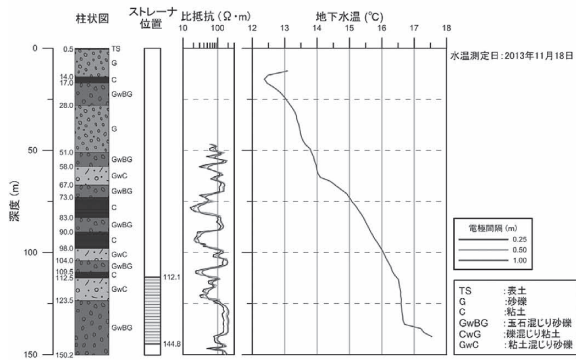


図5 御清水公園の温度プロフィール

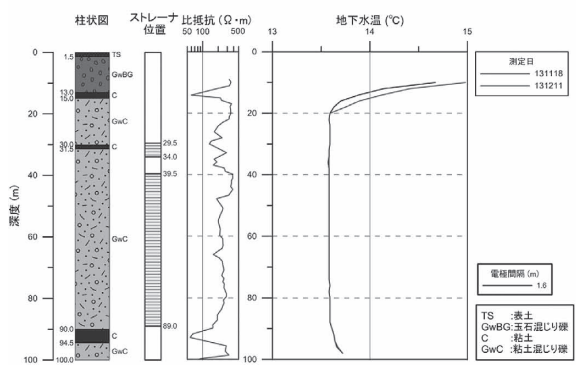


図6 第5水源の温度プロフィール

2) 消雪用井戸の水温

2013年1~2月の消雪用井戸が稼働している時期に、その地下水温の測定を行った(図7)。その結果、稲村地区では水温が高く、市街地西部では水温が低い傾向が認められた。この測定結果と

掘削資料に記載されている水温とを比較したところ、水温が低下している消雪用井戸が多く見られた(図8)。この理由として、消雪用井戸が稼働することによって強制補給涵養が発生し、浅層部の比較的冷たい地下水が深部に引き込まれたことが考えられる。

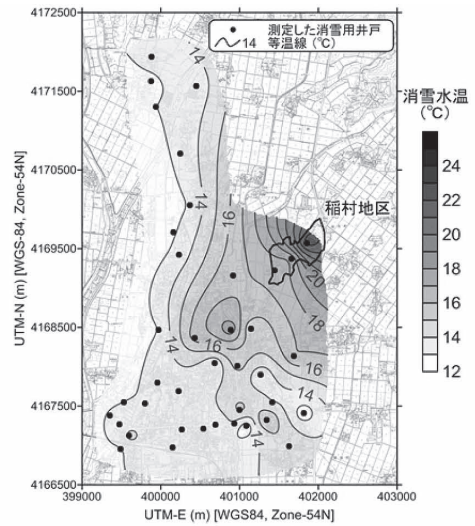


図7 2013年1~2月に測定した消雪用井戸の水温

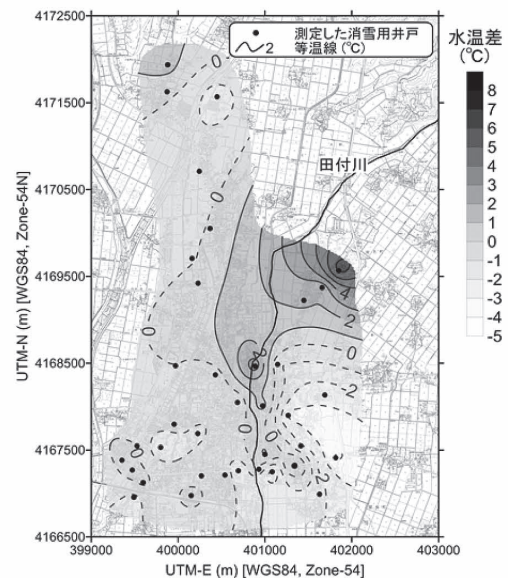


図8 現地で測定した水温と掘削資料に記載されている水温の差

3) 地下水温と透水係数の関係

図9に、第1・第2被圧帯水層の透水係数と温度プロファイル、消雪用井戸の水温を示す。透水係数は消雪用井戸の揚水試験データ、および消雪用井戸掘削資料から求めた。揚水試験についてはCooper and Jacob (1946)の直線解析法で解析した。掘削資料からは揚水量と水位降下量から Logan (1964)の方法を用いて透水量係数を求めた。その後、透水量係数をストレーナ長で除して透水係数を求めた。消雪用井戸の深度は200 mのものが多く、ストレーナは多層に設置されている。そのため、求めた透水係数は第1・第2被圧帯水層の両方を反映したものとなっている。

透水係数の大きい地域では、恒温層の温度増加率が低く、消雪用井戸の水温も比較的低い。一方、透水係数の低い地域では地下水温は深度とともに上昇し、消雪用井戸の水温は比較的高い。これは透水係数が小さいと地下水流速が小さいため、深部からの熱伝導の影響を受けて水温が上昇するためと考えられる。

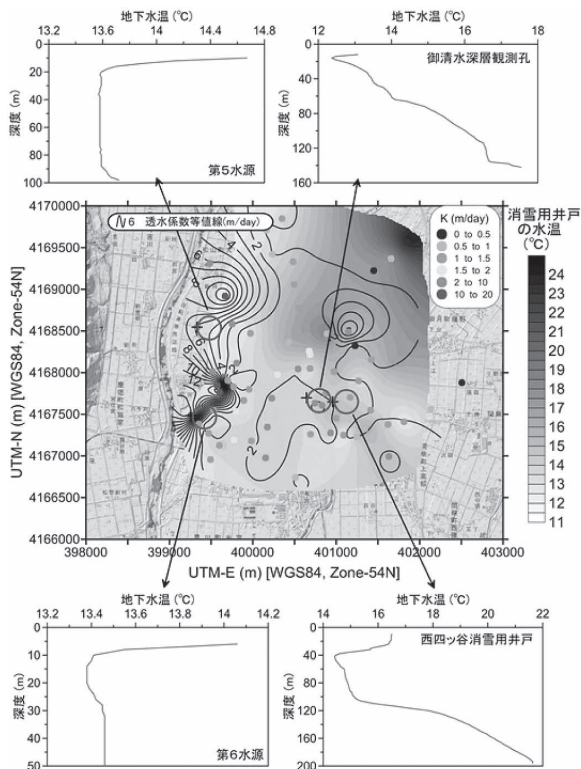


図9 第1・第2被圧帯水層の平均的な透水係数と温度プロファイル、消雪用井戸水温

4. 地下水シミュレーションモデル

1) 広域モデル

3次元地下水流動および熱輸送シミュレーション解析は、FEFLOW 6.2を用いて行った。計算は(1)自然状態の地下水位および地下水温を推定するための定常計算、(2)1991年(農業用水および水道水源が地下水から日中ダム水に切り替えられた年)から2013年までの月別非定常計算(23年間)を行った。モデルのフレームワークを図10に示す。会津盆地北部をモデル範囲とした。メッシュの平面分割を行うに当たり、消雪用井戸および観測孔がある地点では、メッシュを細かくした。また、河川がある場所では、節点が河川になるべく沿うように設定した。高さ方向については、地面から基盤上面から300 m下までをモデル化範囲とした。なお、本研究では、七折坂層よりも下位の地層を基盤と見なした。モデル化した領域は断面方向に45層に分割し、総格子数は545,625個である。モデルの層厚は、盆地埋積物の分布するところでは、第1~4層は5 m、第5~22層は10 m、第23~45層までは20 mとした。基盤に達した場合は、基盤に達したスライスの節点から最下部スライスの節点まで層厚が均等になるように分割した。なお、七折坂層の下限標高は、建設省(1975)の「表層地質喜多方」に掲載されている図、収集した掘削資料、および国土地理院基盤地図情報(国土地理院, 2014)に掲載されている地形標高データを利用して推定した(図11)。

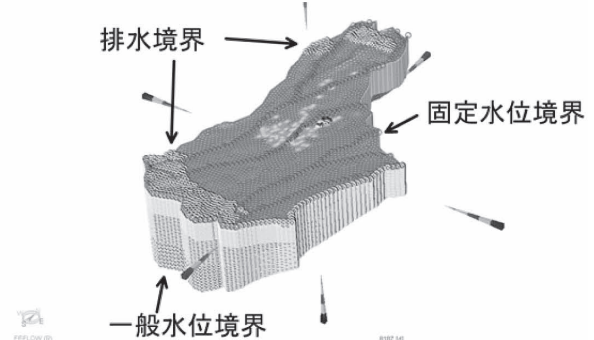


図10 モデルのフレームワークおよび流動に関する境界条件

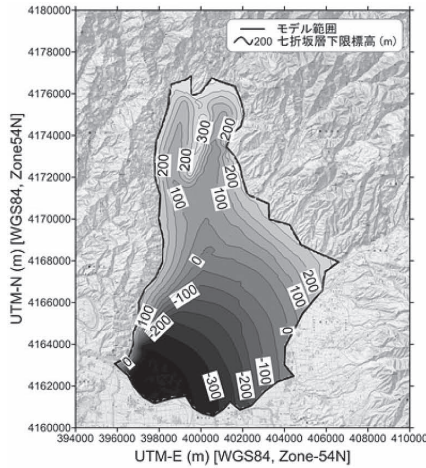


図 11 七折坂層下限標高分布図

(a)流動に関する境界条件

押切川、濁川、田付川、大塩川、姥堂川、日橋川に固定水位境界を設定した。また、会津盆地北部の南縁および東縁の地下には、地層の連続性を考慮して一般水位境界を設定した。また、日橋川付近や稲村地区および熱塩加納地区の地表面には排水境界に相当する境界条件を設定した。その他の側面は非流動境界とした。

(b)温度に関する境界条件

モデルの上面および下面の節点全てに固定温度境界を設定した。モデルの上面には、定常計算では気象庁アメダスで観測している喜多方市の気温の30年平年値11.2℃、非定常計算では1991年から2013年までの月別平均気温を設定した。また、モデルの下面には、各節点に以下の値を入力した。

(ある節点の固定温度境界の値)

$$= 11.2 + 0.038 \times (\text{節点毎のモデル層厚})$$

11.2℃は喜多方市の気温の30年平均値から、0.038℃/mは、御清水公園における深層部の温度勾配から設定したものである。モデル下面の温度は定常計算、非定常計算とも同じ値を用いた。

(c)入力パラメータ

モデルに入力したパラメータを表1と表2に示す。有効間隙率と間隙率は、Domenico and Schwartz (1990)に記載されている代表的な数値

を用いた。また、透水係数に関しては、砂や礫については揚水試験から得られた値を用い、基盤については熱塩加納の揚湯試験（日本地下水開発, 2010）で得られた値を用いた。熱伝導率と比熱はAnderson (2005)に記載されている代表的な値を用いた。喜多方市街地の透水係数の断面分布を図12と図13に示す。

なお、今回のシミュレーションは完全飽和帯と見なして計算しているため、不飽和帯を再現するために第1層の比貯留量として有効間隙率を層厚5mで割った値を入力した。

表 1 モデルに入力した層相別パラメータ

地層の種類	有効間隙率	間隙率	横方向の透水係数 (m/day)
表土	0.15	0.2	0.5
粘土	0.03	0.45	0.0001
シルト	0.08	0.4	0.01
細砂	0.23	0.36	1.49
中砂	0.25	0.35	1.49
粗砂	0.27	0.31	1.49
礫	0.22	0.25	1.49
基盤	0.05	0.2	0.000623

表 2 モデルに入力した地層別パラメータ

	第四系	第三系	水
比貯留量 (m ⁻¹)	1層目: 有効間隙率/5 2層目以降: 1.00E-04	1.00E-04	
熱伝導率 (W/m/K)	1.5	1.8	0.6
比熱 (J/g/K)	0.96	0.96	4.2

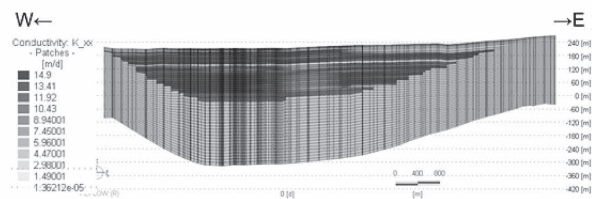


図 12 喜多方市街地東西断面の透水係数分布

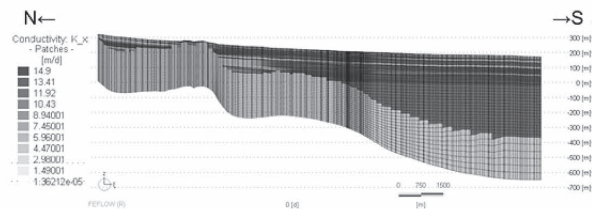


図 13 喜多方市街地南北断面の透水係数分布

(d)揚水量

揚水量は消雪用井戸と家庭用井戸の揚水量を入力した。消雪用揚水量は、福島県喜多方建設事務所から提供していただいた消雪用井戸の調査データから推定した。この資料では、年間使用電力量をポンプ出力で除して稼働時間を算出し、それにポンプ能力を掛けることで年間使用水量を井戸別に算出している。また、月別の使用電力量も記載されているので、この値を使用して月別揚水量が求められる。この消雪用揚水量データは2008年度から2012年度の5年分しかないため、データの無い1991年から2007年までは、2008年度に基づき推定した(図14)。

家庭用井戸の揚水量は柴崎ほか(2014)が喜多方市街地の揚水量を推定している。図15に示す月別家庭用井戸揚水量をそのまま使用した。本研究では、モデルの節点の座標が土地利用細分メッシュデータ(国土交通省, 2006)の市街地に該当する地点で揚水が行われていると仮定した。

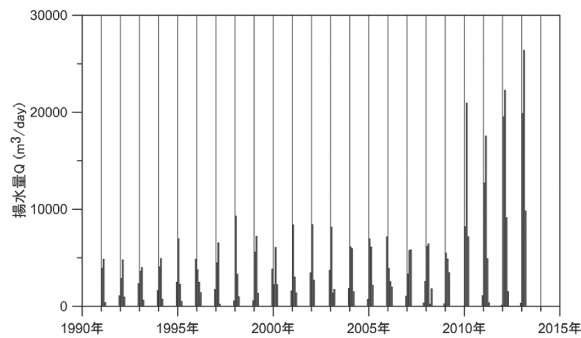


図14 消雪用井戸の月別揚水量

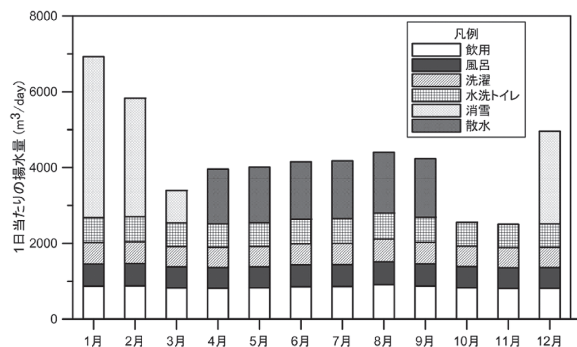


図15 家庭用井戸の月別揚水量

柴崎ほか(2014)より引用

(e)涵養量

モデルに入力した涵養量は、タンクモデルにより推定した。本研究では、冬水田んぼ No.2 と御清水公園の2地点でタンクモデルを作成した。タンクモデルに入力した可能蒸発散量は、1991年から2006年の期間は Thornthwaite 法を用い、2007年から2013年の期間は Penman-Monteith 法を用いて推定した。

本研究においては、涵養量の与え方を、土地利用細分メッシュデータ(国土交通省, 2006)を用いて田んぼの有無で区分した。田んぼに該当するセルには冬水田んぼ No.2 の涵養量(図16)を、田んぼ以外のセルについては御清水公園の涵養量(図17)を入力した。透水係数の低い表層部のモデルセルでは、モデルの検証時に計算水位が実際に近くなるように涵養量を少なくした。

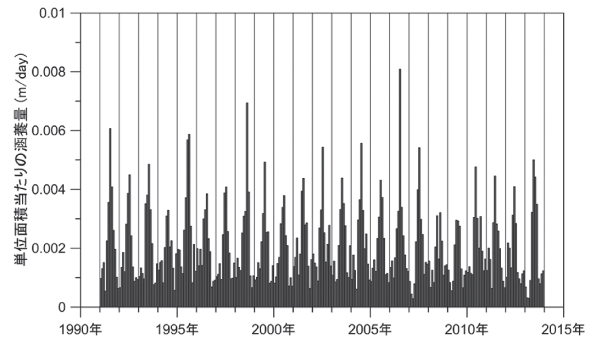


図16 田んぼの月別涵養量

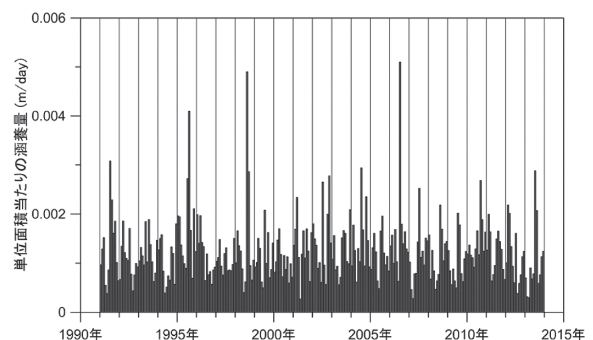


図17 田んぼ以外の月別涵養量

(f)定常計算結果

自然状態の地下水位および地下水温を再現するために、定常計算を行った。定常計算で与えた初期水位は地形標高とし、初期温度は一律に上面の固定温度境界で設定した11.2℃を入力した。

定常計算の結果、モデルの再現性を向上させる

ために透水係数を一律に 10 倍としたところ、地下水位の上昇が抑えられて地表面に近くなり、稲村地区の湧水や地下水分布が再現された。

(g)非定常計算結果

定常計算で得られた水位と水温を初期値とし、月別非定常計算を行った。冬水田んぼは稲村地区に、無散水還元井はふれあい通り北部に設定した。

冬水田んぼでは、冬季（12～2月）に単位面積当たり 10 mm/日の水が浸透すると仮定した。無散水還元井では、深度 100～200 m の区間で 1℃ の水が 200 m³/日注入されると仮定した。

図 18 と 19 には、御清水公園と冬水田んぼ No.1 における計算水位と実測水位の比較を示す。モデルにおいても御清水公園と御清水深層観測孔との水位差を再現することができたが、定常計算による御清水公園の初期値が高いため、実測値と計算値がずれてしまった。冬水田んぼ No.1 については、地下水位の変動幅を再現することができた。

第 5 水源の深度方向の水温について計算値と実測値の比較を図 20 に示す。計算では恒温層に到達する深度が実測値よりも深くなってしまった。定常計算時に水位が高くなるのを防ぐために透水係数を高くしたことが原因であると考えられる。このモデルで冬水田んぼと無散水還元井の冷温水の影響を予測したところ、無散水還元井による冷温水は、再現された南北方向の地下水流動に沿って影響を及ぼしているが（図 21）、冬水田んぼの影響はほとんど見られなかった。

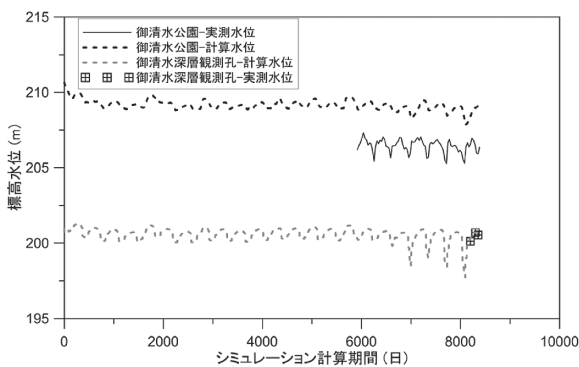


図 18 御清水公園および深層観測孔の計算水位と実測水位の比較

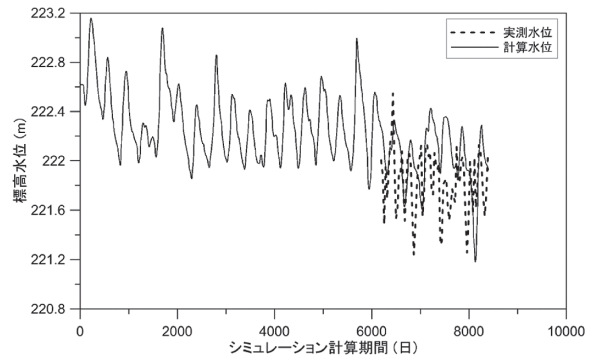


図 19 冬水田んぼ No.1 における計算水位と実測水位の比較

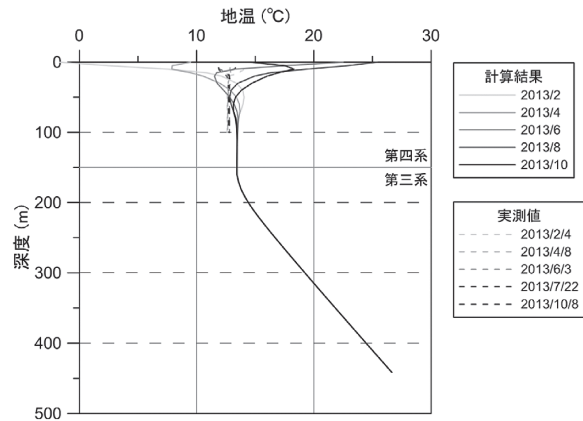


図 20 第 5 水源の計算水温と実測水温の比較

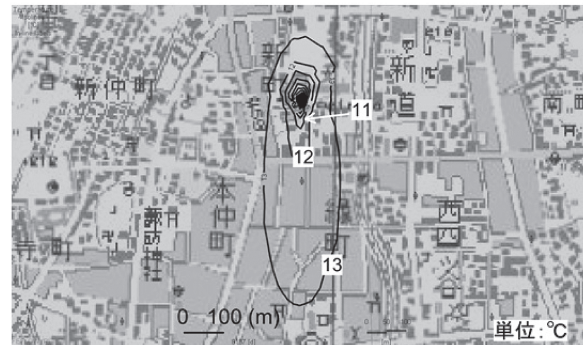


図 21 深度 100 m における計算温度分布（無散水注入を開始して 5 年後）

2) 簡易モデルによる冬水田んぼの影響

広域モデルでは、冬水田んぼの影響が見られなかったが、その原因として第 1 層の層厚を 5 m としたため温度の変化を捉えることができなかった可能性がある。そこで、1 km×1 km の範囲について層厚 1 m のモデル層が 30 層ある簡易モデルを作成した。帯水層パラメータは、表 3 に示す値を一律に与え、10 年間の月別非定常計算を行い

冬水田んぼの影響を検討した。図 22 にモデル化範囲と冬水田んぼの設定位置を示す。最初に月別非定常計算の初期値を求めるために、定常計算を行った。固定水位境界は、北縁と南縁の側面に設定し、水位はそれぞれ 200 m と 195 m にした。動水勾配は北から南に 5/1,000 である。固定温度境界はモデルの上面に 11.2°C、モデルの下面に 12.1°C を設定した。定常計算の結果を図 23 に示す。

非定常計算では、冬水田んぼとかがい期の浸透の違いを見るために、冬季（12～2月）およびかがい期（5～8月）に単位面積あたり 10 mm/日の水が地下に浸透するように固定流量境界を設定した。モデル上面の固定温度境界は、気象庁喜多方観測所の 2004 年 1 月～2013 年 12 月までの月別平均気温を設定した。

最終計算結果である 10 年後の温度分布は 1 年後の温度分布とほとんど変わらない結果となった（図 24, 25）。この理由としては、地下への単位面積当たりの浸透量が小さいためであると考えられる。この結果から冬水田んぼによる冷たい水の涵養は、10 mm/day の浸透量では地下の温度場にほとんど影響を与えないことが分かった。

表 3 モデルに入力したパラメータ

パラメータ	入力した値	パラメータ	入力した値
横方向の透水係数 (m/day)	5	縦方向の透水係数 (m/day)	0.25
有効間隙率	0.22	固体の熱伝導率 (W/m/K)	1.5
間隙率	0.25	固体の比熱 (J/g/K)	0.96

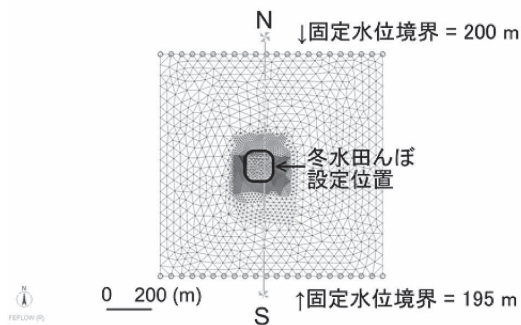


図 22 モデル化範囲と冬水田んぼ設定位置

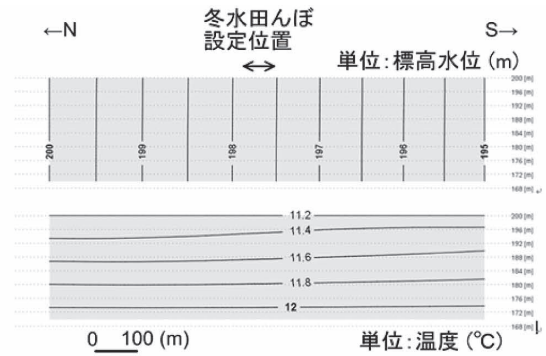


図 23 定常計算による水位と温度分布(断面)

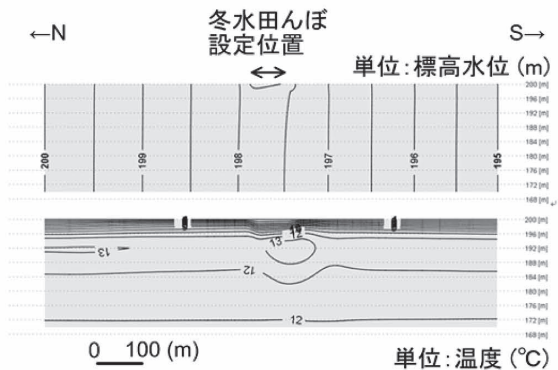


図 24 計算開始 1 年後（12 月）の
水位と温度分布（断面）

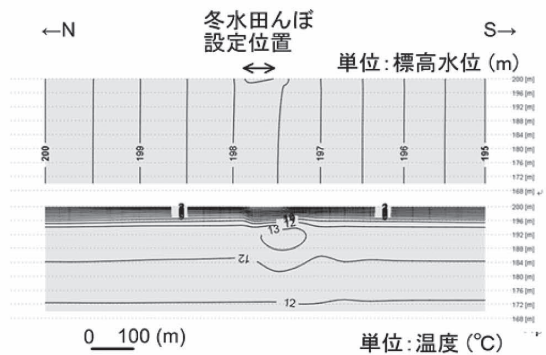


図 25 計算開始 10 年後（12 月）の
水位と温度分布（断面）

3) 簡易モデルによる無散水還元井の影響

1 km×1 km をモデル範囲として、層厚 10 m で 20 層の簡易モデルを作成し、10 年間の月別非定常計算を行った（図 26）。帯水層パラメータは表 3 と同じである。まず、月別非定常計算の初期値を求めるために、定常計算を行った。固定水位境界は、北側の側面に 200 m、南側の側面に 195 m で設定した。動水勾配は北から南に 5/1,000 であ

る。固定温度境界は定常計算モデルの上面に 11.2°C，モデルの下面に 17.2°Cを設定した。定常計算の結果を図 27 に示す。

非定常計算の境界条件は，定常計算で設定した条件に加え，モデルの中心付近に無散水還元井を設定した。井戸のスクリーンは深度 50~150 m に設定し，冬季（12~2 月）に 1°Cの水が 200 m³/日注入する条件とした。

無散水還元井の影響は，モデルの浸透流速が 2.5 cm/day である場合，冷温水の影響は，井戸付近から地下水流動方向に沿って拡がり，10 年間で下流側に約 300 m の範囲まで及ぶ(図 28, 29)。

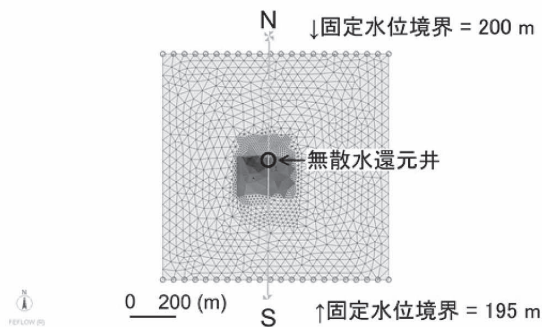


図 26 モデル化範囲と還元井設定位置

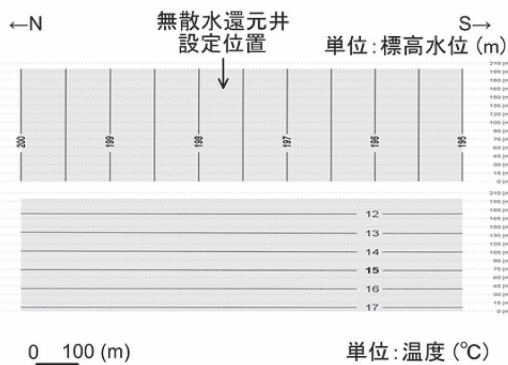


図 27 定常計算の水位と温度分布（断面）

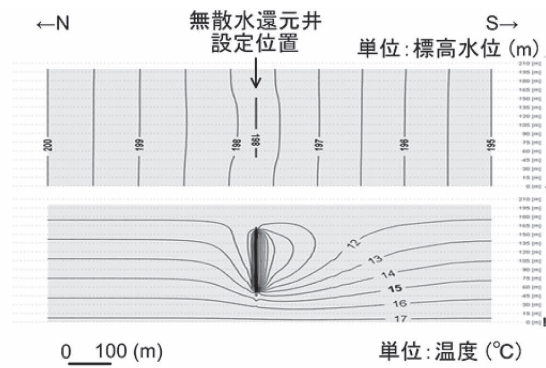


図 28 計算開始 10 年後（12 月）の水位と温度分布（断面）

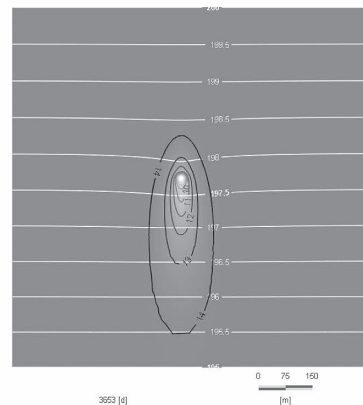


図 29 計算開始 10 年後（12 月）の水位と温度分布（深度 100 m の平面）

IV. 結論

喜多方市街地の西側は東側よりも粘土層の割合が低い。不圧帯水層と第 2 被圧帯水層に水位差が見られ，前者よりも後者の方が地下水位は低い。

消雪用井戸の地下水温は，強制補給涵養により水温が低下していると推測される。

喜多方市街地の温度構造は，透水係数の大きい地域では，恒温層の温度増加率が低く，消雪用井戸の水温も比較的低い。一方，透水係数の小さい地域では地下水温は深度とともに上昇し，消雪用井戸の水温は比較的高い。

冬水田んぼによる冷温水の影響は，単位面積あたり 10 mm/日ではほとんど影響を与えない。無散水還元井よる冷温水は井戸の周囲と地下水の流動方向に向かって影響を及ぼす。喜多方市街地では，将来的に地下の温度が低下することが予想

される。

謝辞

本研究を進めるにあたり、水質分析については、福島大学大学院共生システム理工学研究科特任助教の藪崎志穂先生にご指導いただいた。資料収集については、福島県喜多方建設事務所の脇坂昌義様、渡辺真司様、喜多方市役所の川原田重正様、遠藤実様、遠藤久憲様、株式会社三本杉ジオテックの鈴木正臣様、人間発達文化学類の中村洋介准教授にお世話になった。シミュレーション解析や温度測定については、産業技術総合研究所の内田洋平様、吉岡真弓様、福島大学大学院共生システム理工学研究科博士前期課程 1 年の五十嵐雄大さんに指導していただいた。喜多方市の現地の状況等については株式会社興和の坂東和郎様からご教授いただいた。現地調査では、NPO 法人まちづくり喜多方の蛭川靖弘様、猪俣明裕様、水位計を設置させていただいている遠藤光衛様、村岡泉様からご協力を得た。

本研究を支えていただきました皆様に厚く感謝申し上げます。

引用文献

Anderson, M.P. (2005) Heat as a Ground Water Tracer. *GROUND WATER*, 43, 6, 951-968.

Cooper, H.H. and Jacob, C.E. (1946) A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Am.*

Geophys. Union Trans., 27, 526-534.

Diersch, H.-J.G (2013) FEFLOW: Finite Element Subsurface Flow & Transport Simulation System. FEFLOW User's Manual, DHI-WASY.

Domenico, P.A. and Palciauskas V.V. (1973) Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3803-3814.

Domenico P.A. and Schwartz F.W. (1990) *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley & Sons, 824p.

建設省 (1975) 表層地質喜多方. 国土交通省ホームページ,

<http://www.mlit.go.jp/>

国土交通省 (2006) 土地利用細分メッシュデータ. 国土交通省ホームページ,

<http://www.mlit.go.jp/>

国土地理院 (2014) 国土地理院基盤地図情報. 国土地理院ホームページ,

<http://www.gsi.go.jp/>

Logan, J. (1964) Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. *Ground Water*, 2, 35-37.

日本地下水開発株式会社 (2010) 工事名 第 3-1 号 温泉井戸掘削工事 完成図書. 19p.

柴崎直明・金子翔平・庄司美由 (2014) 学生実習による喜多方市街地の地下水利用実態調査. *福島大学 地域創造*, 25, 2, 印刷中.