

堆積平野の水理地質環境

Hydrogeological environment in the sedimentary basin

内田洋平¹・丸井敦尚¹・町田 功¹・宮越昭暢¹・井川怜欧¹・越谷 賢¹・吉澤拓也²・伊藤成輝¹
Youhei Uchida¹, Atsunao Marui¹, Isao Machida¹, Akinobu Miyakoshi¹, Reo Ikawa¹,
Masaru Koshigai¹, Takuya Yoshizawa² and Narimitsu Itou¹

Abstract: Three-dimensional hydrogeological model of the Nigata Plain and Ishikari Plain were constructed to understand hydrogeological environment of the both plains. As for the Nigata Plain, groundwater quality data had compiled and input to the three-dimensional model to classify groundwater quality into stratigraphically. Subsurface temperature data, moreover, had analyzed to make clear geological condition in the Nigata Plain. Distribution of high concentration of chlorine ion and large thermal gradient correlate closely with fault zones.

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

要旨

新潟平野と石狩平野の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、以下のステップに従って地下水研究を実施した。まず、沿岸域堆積平野の水理地質構造を既存のデータベース、基礎試錘データや地震探査データ等から地球統計学的手法に基づき推定し、三次元水理地質モデルを作成した。次に作成した三次元水理地質モデルにコンパイルした水質データを入力し、地質区分毎に水質を確認した。さらに、新潟平野においては地下温度構造の解析を実施し、地質条件の影響を抽出することで地下温度を指標とした地質構造の評価を試みた。本研究では二年目にあたる今年度、新潟平野においては水質と地下温度構造に関する解析を終了し、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および水文データベースを構築した。

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、対象となる新潟平野と石狩平野についてそれぞれの三次元水理地質構造を把握するため、当該モデルを作成した。同時に、水文データの収集およびコンパイルを行い、作成した三次元水理地質構造モデルへ入力することにより、第四系内の水理地質環境の三次元的なデータの可視化を行った。また、新潟平野における地下温度構造の解析を実施し、水理地質環境と対比することにより、研究地域における断層が水文環境に与える影響の評価を試みた。

2. 新潟平野と石狩平野における三次元水理地質構造モデル

2.1 使用したデータについて

対象地域においては、三次元水理地質構造を既存資

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 of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment, Groundwater Research Group)

²日本工営(株)中央研究所 (NIPPON KOEI CO., LTD. Research and Development Center)

料から推定し三次元モデルを作成した。これにより帯水層の存在や大深度流域界を推定し、広域かつ大深度地下水流動解析の実施が可能となった。

使用したボーリングデータは、平野・盆地の周辺に位置する深度の大きいボーリングデータを中心に抽出した。また、使用した数値地質図は、陸域については産業技術総合研究所（2003）、海域については地質調査所（2001）を用いた。地質年代の層序区分は、詳細に区分されている陸域の数値地質図に従い、本研究でのモデル化の対象は、新第三紀以降の堆積岩類と火山岩類とした。作成した地質の境界面は、地表面、Q2（第四系中部更新統）、Q1（第四系下部更新統）、N3（新第三系鮮新統～上部中新統上部）、N2（新第三系上部中新統下部～中部中新統中部）、N1（新第三系中部中新統下部～下部中新統中部）とした。陸域と海域の地質区分は同一でないため、海域の区分は地質時代に基づいて陸域の区分と対比した。

本三次元モデルを構築するために使用したデータを以下に示す。

ボーリングデータ

地質調査所（1998）いどじびき（現在非公開）

天然ガス鉱業会（1969）日本の石油・天然ガス資源、天然ガス鉱業会、東京、283p.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）新版日本の石油・天然ガス資源、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、東京、455p.

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、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、東京、520p.

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、220p.

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，第2輯，Vol.57，p.63-67.

地質図データ

産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2003）100万分の1日本地質図第3版CDROM第2版，産業技術総合研究所地質調査総合センター，数値地質図G-1.

地質調査所（編）（2001）：日本周辺海域音波探査データベース（CD-ROM版）。数値地質図M-1，地質調査所。

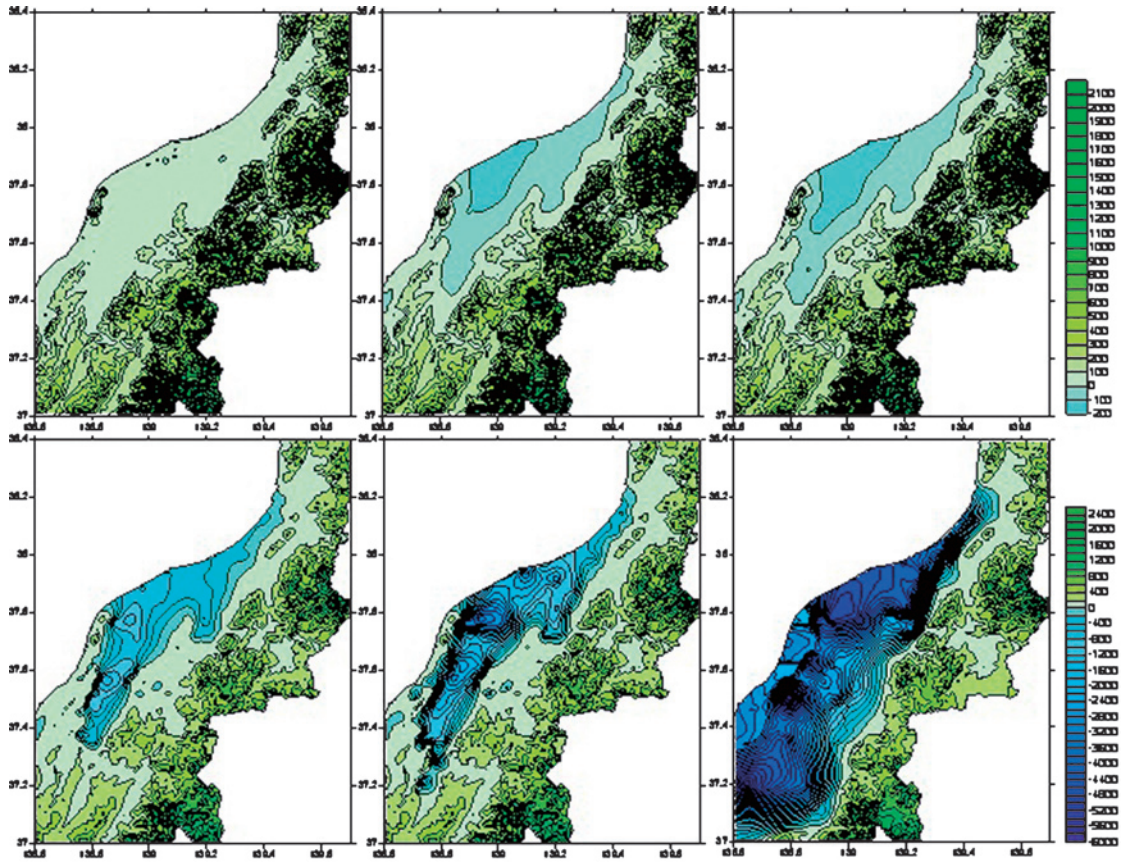
2.2 深度分布図の作成

深度分布図を作成するにあたり、境界データの抽出を行った。数値地質図の境界データは、属性情報から対象とする地質境界を選定し、GIS（Geographic Information System：地理情報システム）を用いてラインデータの頂点上に境界のポイントデータを自動的に発生させた。発生させたポイントデータには、GIS上で緯度・経度と標高の情報を付与した。

ボーリングデータについては、GIS上で緯度・経度を付与し、100万分の1数値地質図の区分に対応する層序の境界深度を抽出した。地質の層序は、鹿野ほか（1991）に従い、これに記載のない地域においては日本の地質「北海道地方」編集委員会（1990）等の広範囲の地質を網羅的に取りまとめている文献に従った。層序の記載されていないボーリングデータについては、層序が記載された近傍の柱状図と既往文献の地質断面図を参考にして、岩相や弾性波速度等の物性値に基づき地質の層序を解釈し、その境界深度を抽出した。最後に数値地質図とボーリングデータから抽出した境界データを対象の地質ごとに統合し、境界面の作成に用いた。

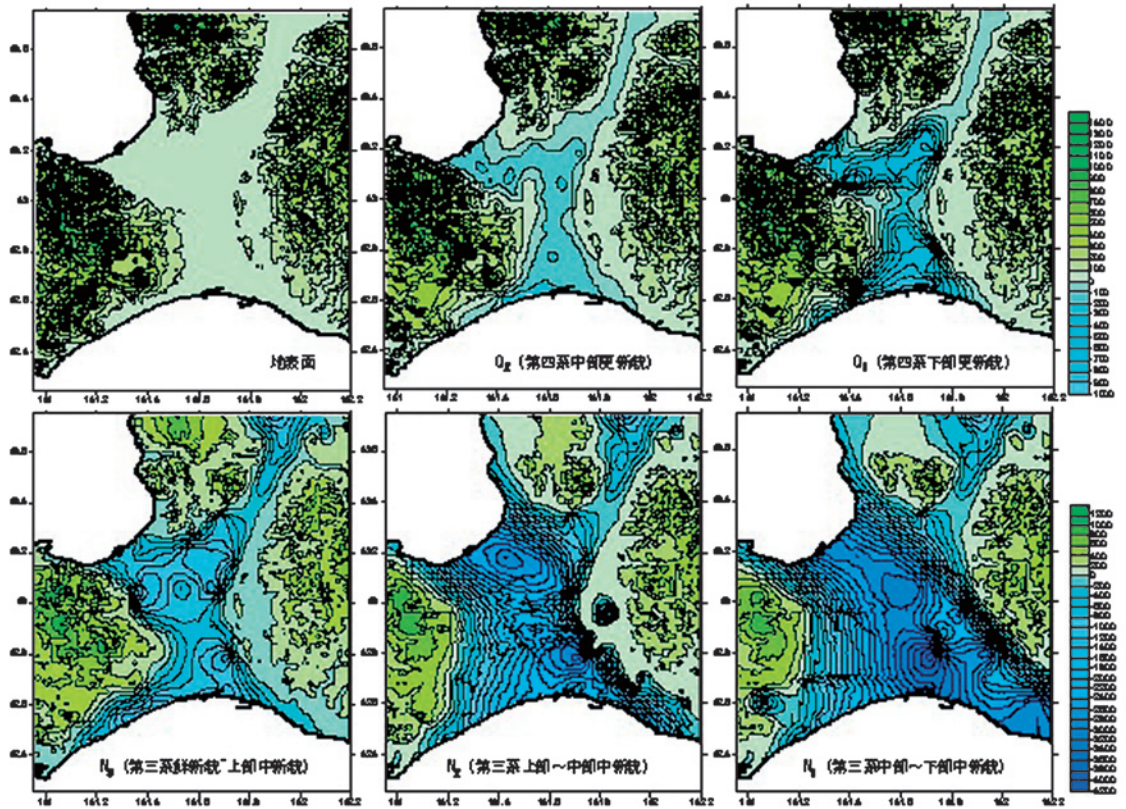
境界面の作成および調整については、Golden Software Inc.製のSurferRを用いて、地球統計学的手法の一つである線形バリオグラムモデル（Kitanidis, 1997など）による普通クリギング法（Wackenagel, 2003など）によって作成した。境界面の補間精度は、境界データを標本値とする交差検証（Cressie, 1993など）によって検証した。交差検証では、全データを対象としデータセットから標本値を一つ取り除き、残りの標本値から、その位置における推定値を普通クリギング法で順次求めた。そして、同位置における標本値と推定値の差を補間誤差として、補間誤差の大きさから補間精度を評価した。

作成した境界面の深度については、例えばQ1がQ2の上部に位置するといった層序の逆転する箇所が存在した。この場合、上位の境界面の深度を下位の境界面の深度に置き換えた。また、対象の地質より古い時代の地質が地表に露出する箇所は、該当する地表面の標高データに境界深度の値を置き換えた。以上の作業で作成された三次元水理地質構造モデルを第1図と第2図に示す。



第1図 新潟平野の水理地質モデルおよび地層面ごとの深度分布図。
標高 (m) で表示. 上段のコンターは 100m 間隔. 下段のコンターは 200m 間隔.

Fig.1 Three-dimensional hydrogeological model of the Nigata Plain and contours of layer.



第2図 石狩平野周辺の水理地質モデルおよび地層面ごとの深度分布図。
標高 (m) で表示. 上段のコンターは 100m 間隔. 下段のコンターは 200m 間隔.

Fig.2 Three-dimensional hydrogeological model of the Ishikari Plain and contours of layer.

3. 新潟平野における水質と地下温度を指標とした 水理地質構造評価

3.1 新潟平野における Cl 濃度分布

作成した新潟平野三次元水理地質モデルに水質データを入力し、地質区分毎に水質の分布特性を確認した。本報告書では、平野内に存在する断層と地下水との関係を調べるため、地下水における Cl（塩素）濃度の分布を調査した。水質に関しては、国土交通省「深井戸台帳」、産業技術総合研究所「東北・九州地熱資源図」、旧通商産業省の「新潟県地下水利用適正化調査」、および新潟県の「地下水の水質分析調査結果」から 2082 個のデータを収集し、その中から、帯水層データが無いものや、先に作成した地層区分図の中で複数の帯水層から採水しているものを除いた 1040 個のデータを用いて、それぞれの地質年代における地下水の Cl 濃度の分布傾向を調べた。結果は、第 3 図に示すとおりである。

全体的な傾向として新潟県の北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に小さく、主に新潟市から長岡市にかけての一带で高濃度の Cl 成分を持つ地下水の存在が確認された。また、Cl 濃度の分布と起震断層帯との比較から、図 3 に示す 2 つの地域（吉田町および三条・燕地域と小千谷・堀之内・川西地域）で断層

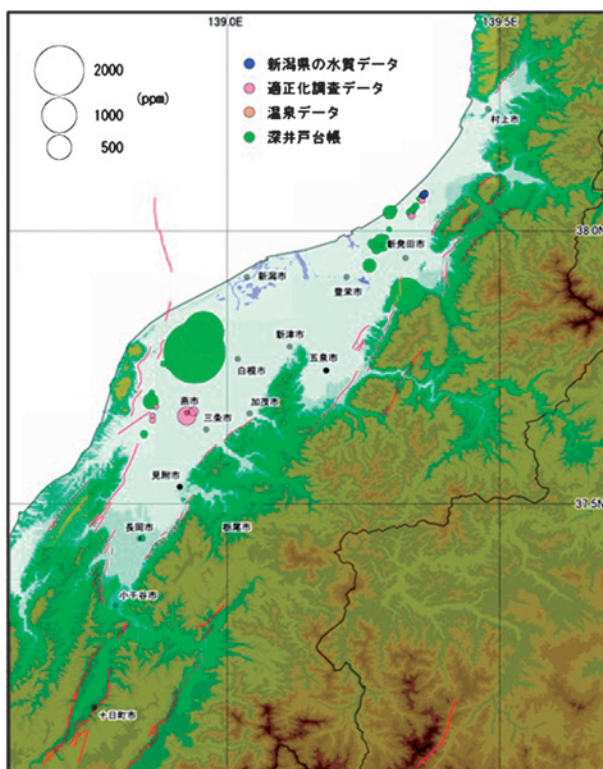
に起因すると思われる高い Cl 濃度の分布域が確認された。

3.2 地下温度を指標とした新潟平野の水理地質構造 評価

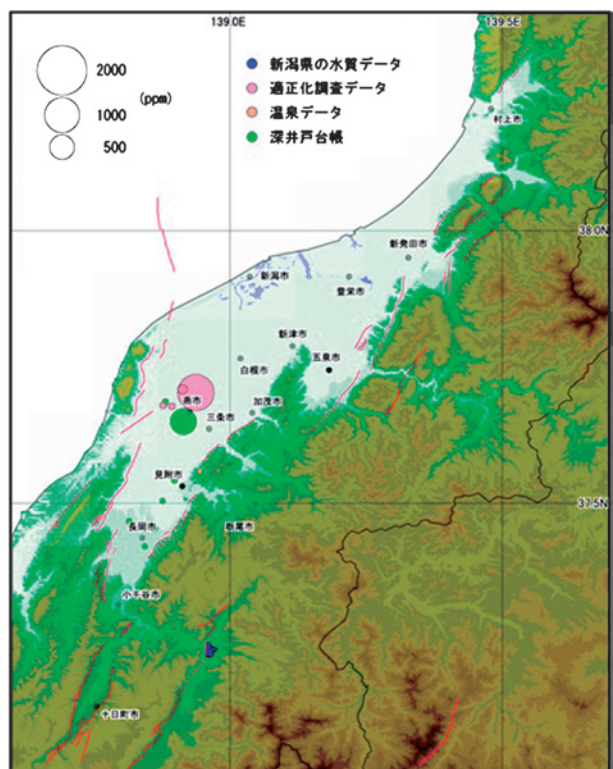
3.2.1 地下温度データ

地下温度のデータは、地下水流動評価の指標として古くから利用されており、水質など他の流動指標と比較して地域的・深度的な制約を受け難く、広域への適用に利点がある。また、蓄積されたデータ数が豊富であり、農業用水・都市用水などの比較的浅部のデータから、工業用水や温泉水などの深部データまでを併せて評価することが可能である。さらに、石油や天然ガス開発地域においては、大深度の温度データも利用できる。

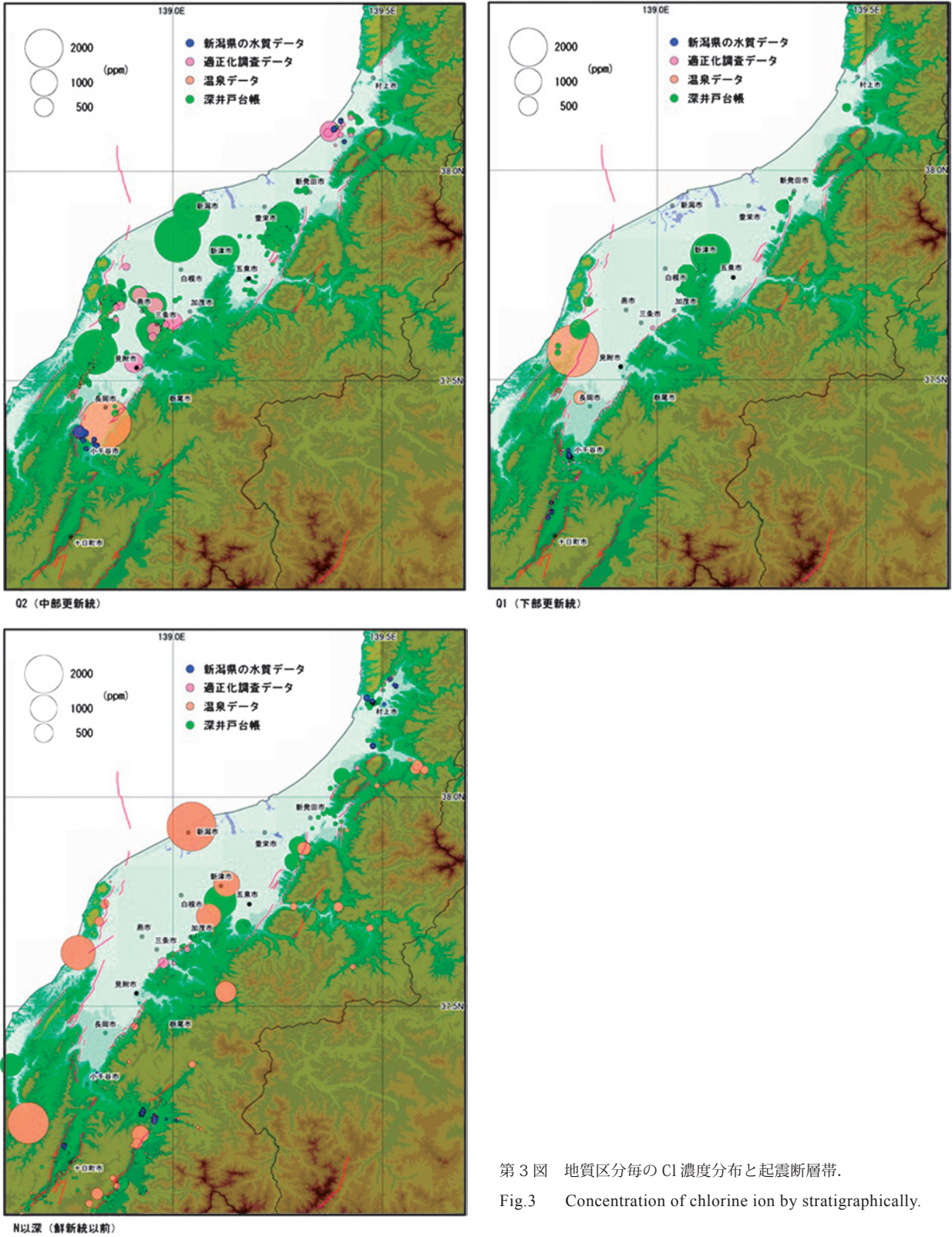
本研究では、新潟平野における地下温度構造の把握を既存データの解析により試みた。解析に使用した地下温度データは、浅部（深度 30～200m）については、Marui (2000) の日本全国地下水データベース「いどじびき」を利用し、200m より深部については田中ほか (1999) の「坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル」を利用した。第 4 図に地下温度データの分布を示す。これらのデータを解析することにより、新潟平野における地温勾配分布を明らか



H (完新統～上部更新統)



Q3 (上部更新統)



第3図 地質区分毎のCl濃度分布と起震断層帯。

Fig.3 Concentration of chlorine ion by stratigraphically.

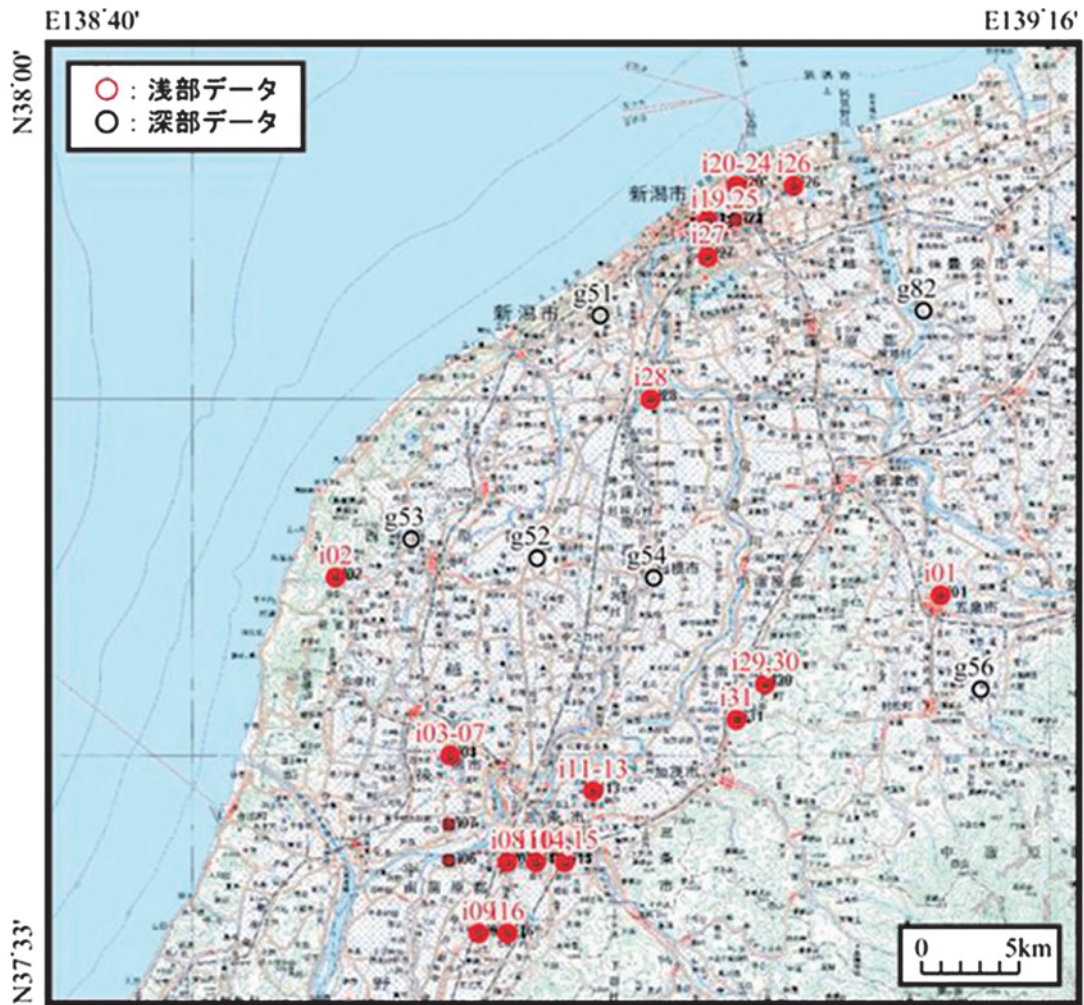
にし、水理地質構造の評価を行った。

3.2.2 解析結果

浅部（第1表）と深部（第2表）の地下温度データを用いて、新潟平野における地温勾配を求めた。熱伝導率一定、発熱量を無視できると仮定すると、ある深度の温度 T は、以下のように近似できる。

$$T = \nabla T \times d + T_S \quad (1)$$

∇T は地温勾配 ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)、 d は深度 (m)、 T_S は地表温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。新潟平野の浅部データより最小二乗法を用いて、 ∇T と T_S を求めると、



第 4 図 地下温度データの分布.

Fig.4 Location of subsurface temperature data.

$$\begin{aligned} \nabla T &= 0.0178 \text{ (}^\circ\text{C/m)} = 1.78 \text{ (}^\circ\text{C/100m)}, \\ T_S &= 12.9 \text{ (}^\circ\text{C)} \end{aligned} \quad (2)$$

となる (第 5 図).

地表温度 (T_S) に関して、アメダスの観測地点「新潟」の 1970~2008 年までの年平均気温の平均値は 13.7 $^\circ\text{C}$ (気象庁, 2009) であり、浅部地下温度から求めた $T_S=12.9 \text{ (}^\circ\text{C)}$ よりも高い。この原因としては、本地域が積雪地域であり冬季は地表面が雪に覆われるため、地表面温度が 0°C 程度の低温に保たれることが考えられる。

また、第 5 図に示すように、地下温度が周囲よりも高い地点が確認された。i19 は深度 40m で 20.5°C 、i20 は深度 180m で 23°C を示し、その地点は共に信濃川河口に位置する。2 地点の温度と深度から地温勾配を求めると

$$\nabla T = 0.0179 \text{ (}^\circ\text{C/m)}$$

となり、地下温度は高温であるが地温勾配には周囲との有意な差が認められず、高温域は深度 40~200m 程度まで分布していると思われる。

次に、新潟平野の浅部データと深部データ (第 2 表) を用いて、平野の地温勾配を求めた。第 6 図に示す両データの比較から、最小二乗法により ∇T と T_S を求めると、

$$\begin{aligned} \nabla T &= 0.0259 \text{ (}^\circ\text{C/m)} = 2.59 \text{ (}^\circ\text{C/100m)}, \\ T_S &= 11.1 \text{ (}^\circ\text{C)} \end{aligned} \quad (3)$$

となり、新潟平野中央部の平均的な地温勾配は、 $2.59 \text{ }^\circ\text{C/100m}$ と推察される。この地温勾配の値は、浅部データのみから求めた条件 (2) の地温勾配と比較して大きい。条件 (2) では、地下水流動が活発である浅部データのみを用いたため、深部データも併せて考

第1表 浅部地下温度データ.

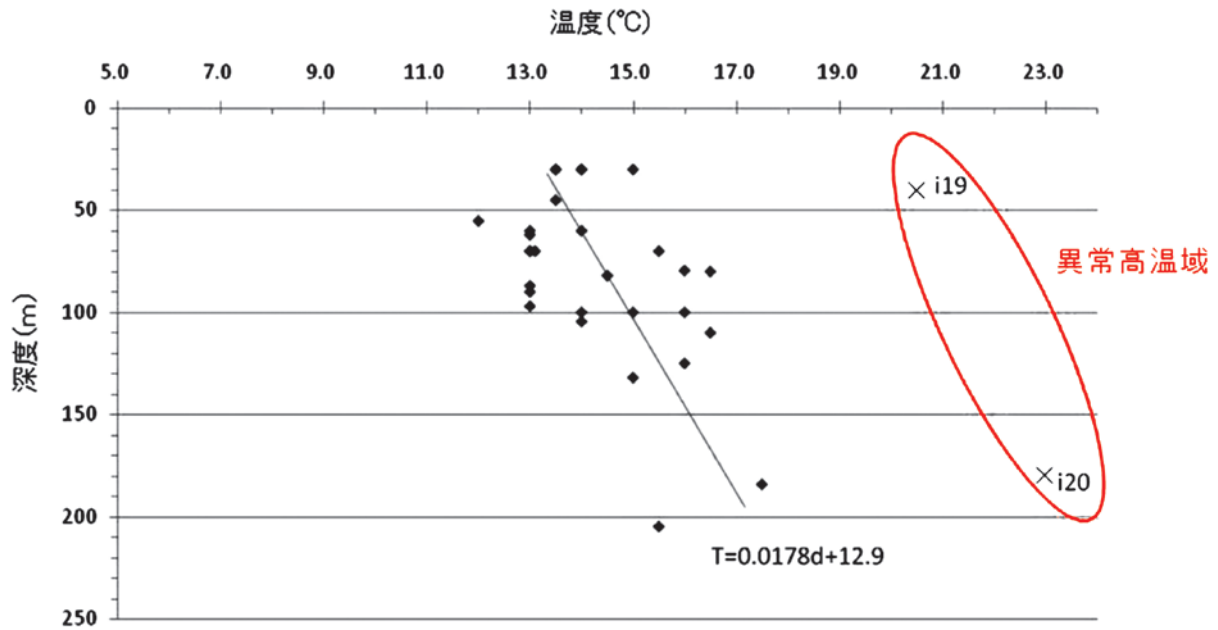
Table 1 List of shallow subsurface temperature data.

ID	経度(度)	緯度(度)	使用目的	井戸深度(m)	水温(°C)
i01	139.19	37.74	酒造用	55.2	12
i02	138.83	37.75	用水井	80	16.5
i03	138.90	37.67	消雪用水	125	16
i04	138.90	37.67	雑用水	132	15
i05	138.90	37.62	消雪用	87	13
i06	138.90	37.62	消雪用	97	13
i07	138.90	37.63	消雪用	90	13
i08	138.93	37.62	-	70	13.1
i09	138.92	37.58	消雪用	60	13
i10	138.95	37.62	雑用水	100	14
i11	138.95	37.62	冷却水	100	16
i12	138.95	37.62	冷却水	100	15
i13	138.98	37.65	消雪用	70	13
i14	138.97	37.62	消雪用	70	15.5
i15	138.97	37.62	消雪用	79.5	16
i16	138.93	37.58	消雪用	62	13
i17	138.85	38.47	消雪用	104.5	14
i18	138.85	38.45	消雪用	45	13.5
i19	139.05	37.92	-	40	20.5
i20	139.07	37.93	-	180	23
i21	139.07	37.92	さく井	30	15
i22	139.07	37.92	工業用水	30	13.5
i23	139.07	37.92	-	30	14
i24	139.07	37.92	-	30	14
i25	139.05	37.92	水源井	60	14
i26	139.10	37.93	-	30	13.5
i27	139.05	37.90	-	184.3	17.5
i28	139.02	37.83	-	205	15.5
i29	139.08	37.70	水源用	70	13
i30	139.08	37.70	水源用	110	16.5

第2表 深部地下温度データ.

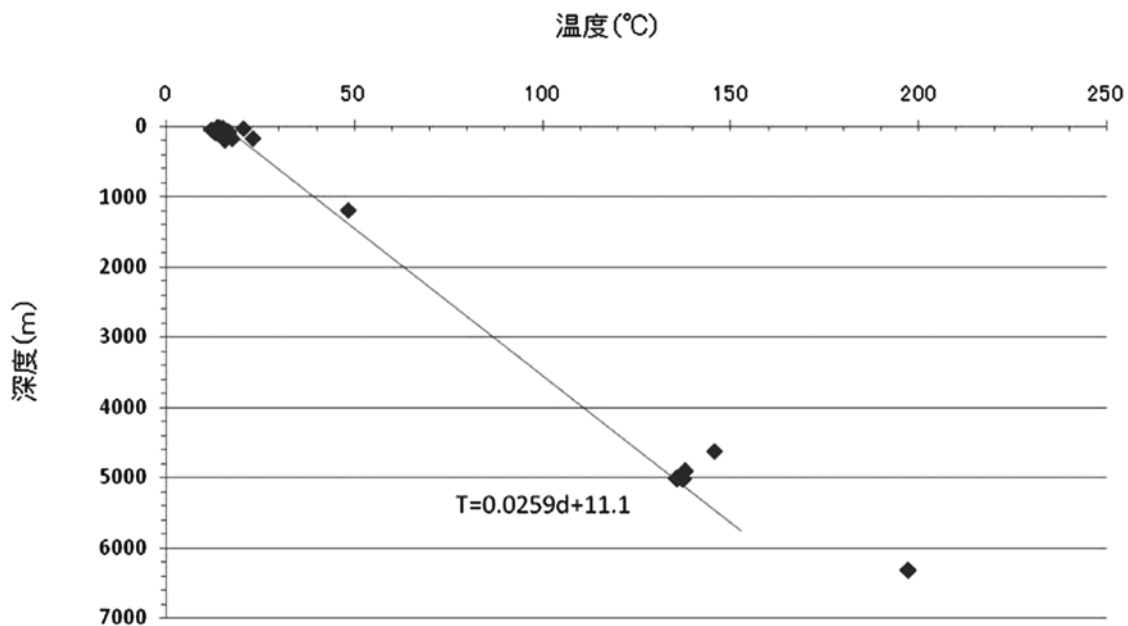
Table 2 List of deep subsurface temperature data.

ID	経度(度)	緯度(度)	深度(m)	温度(°C)
g051	138.99	37.87	5007	136
g052	138.95	37.76	5015	137
g053	138.88	37.77	6310	197
g054	139.02	37.75	4903	138
g082	139.18	37.88	4625	146



第 5 図 浅部地下温度データから求めた新潟平野における地温勾配.

Fig.5 Analyzed geothermal gradient by shallow subsurface temperature.



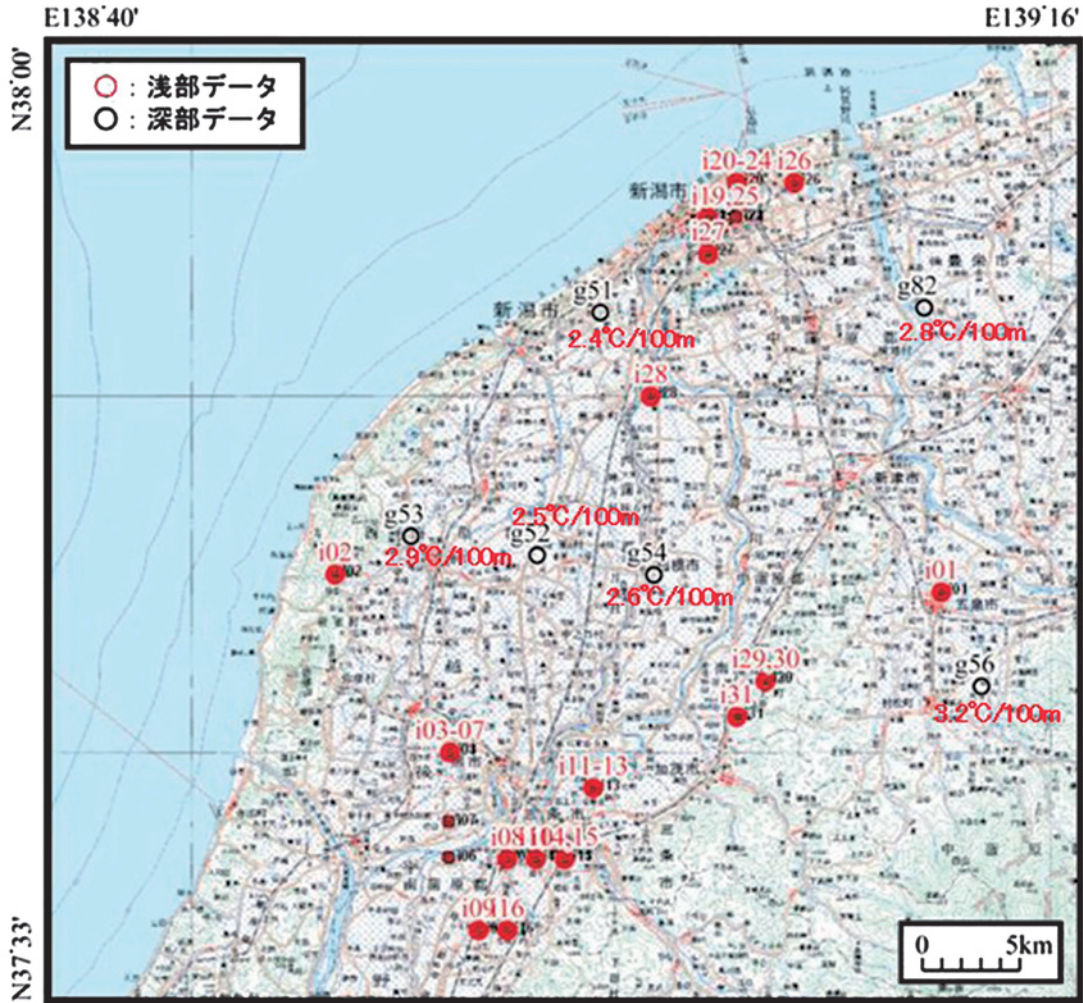
第 6 図 浅部と深部地下温度データから求めた新潟平野における地温勾配.

Fig.6 Analyzed geothermal gradient by shallow and deep subsurface temperature.

慮した (3) の条件よりも小さな地温勾配を示した可能性がある。

地温勾配の分布傾向を評価するために、深部データ地点から最も近い浅部データを抽出し比較を行った (第 7 図)。第 3 表に浅部と深部データの対応関係と最小二乗法により計算した ∇T と T_S を示す。地表面温度 T_S は、海岸部の g51 で他の 5 地点よりも 1°C 以

上高い。g51 は新潟市の市街地に位置しており、他 5 地点よりも都市化された地域に位置している。地温勾配の計算に用いた浅部データは地下水流動の影響に加えて、地表面温度の影響を受けていると考えられ、地表面の土地利用や被覆形態の影響で都市域の T_S の値が高くなった可能性がある。地温勾配 ∇T に関しては、最も海岸側に位置する g51 において $0.024^\circ\text{C}/\text{m}$ 、内



第7図 地温勾配の地域特性.

Fig.7 Areal distribution of the geothermal gradients.

陸側に位置する g52 および g54 はそれぞれ $0.025^{\circ}\text{C}/\text{m}$ と $0.026^{\circ}\text{C}/\text{m}$ であり、海岸から内陸に向かって地温勾配が上昇する傾向を示している。この傾向は山地側にも連続しており、角田・弥彦山地に近い g53 では $0.029^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、越後山地に近い g56 では $0.032^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を示し、平野の海岸部と比較して内陸、特に山地側では地温勾配が大きくなる傾向が認められた。これらの山地では、第三系基盤が地表面に露出しており、山地周辺地域では第四系の基盤深度は浅い。一般に第三系基盤においては、第四系堆積層と比較し熱伝導率は相対的に大きい。また、このような堆積盆の構造に加えて、角田・弥彦山地西側には新潟平野西縁断層帯、越後山地北西側や新津丘陵には複数の断層の存在が指摘されており、山地側における地温勾配の上昇傾向の要因となっている可能性が推察される。

3.2.3 考察

Oki et al., 1996 は、新潟平野における地下水温度

の広域分布にデータ異常域の存在を確認し、ジオプレッシャー熱水との関係を指摘した。また、大木ほか(1999)は、消雪井戸を利用して把握した新潟平野における地下水の水質・温度分布を報告している。その中で、深度 100m の通常の地下温度は 13°C 程度であるが、 15°C 以上の異常高温域が認められ、1995 年新潟県北部地震における震度 6 域と異常高温域の分布がほぼ一致することを指摘した。

本研究においても、新潟平野西縁断層帯や越後山地北西側、新津丘陵周辺で地温勾配の上昇傾向を把握している。また、新潟県北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に低く、新潟市から長岡市にかけて高濃度の Cl 分布域が確認された。そこで、新潟県北部地震の震度 6 域と異常高温域の分布 (Oki et al., 1996) と本研究で作成した三次元水理地質モデルの Cl 濃度分布とを比較してみた (第 8 図)。小千谷市周辺、三条市・燕市・見附市の周辺域、新津市周辺では、それぞ

第 3 表 浅部と深部データの比較における対応関係と解析結果.

Table 3 Combination of subsurface temperature data and analytic results.

深部データ	浅部データ	∇T [°C/m]	T_s [°C]
g51	i17	0.024	13.8
	i18		
	i19		
	i20		
	i21		
	i22		
	i23		
	i24		
	i25		
	i27		
g52	i28	0.025	12.0
	i05		
	i06		
	i07		
	i08		
	i09		
	i10		
	i11		
g53	i12	0.029	12.5
	i14		
	i15		
g54	i16	0.026	12.1
	i02		
	i03		
	i04		
g56	i13	0.032	10.3
	i29		
	i30		
g82	i31	0.028	12.7
	i01		
	i26		

れ Oki et al. (1996) が指摘した深度 6 域と異常高温域が、本研究で示した高濃度 Cl 分布域と一致していることが明らかである。また、豊栄市周辺では、異常高温域は確認されていないが、震度 6 域と高濃度 Cl 分布域とが一致している。

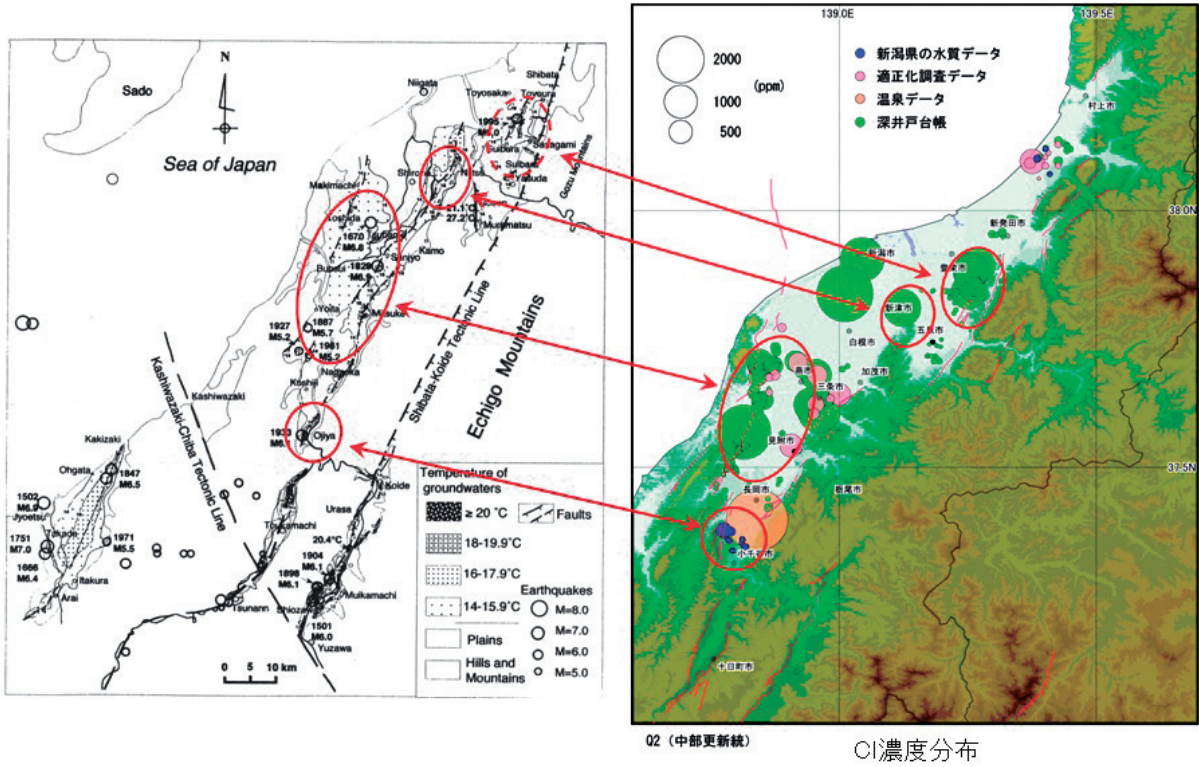
以上の結果より、本研究で得られた新潟平野における高濃度 Cl 分布域および地温勾配分布は、平野内に分布する起震断層帯の影響を受けていると考えられる。

4. 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(第 9 図)。入力したデータは、北海道立地下資源調査所 (1996)

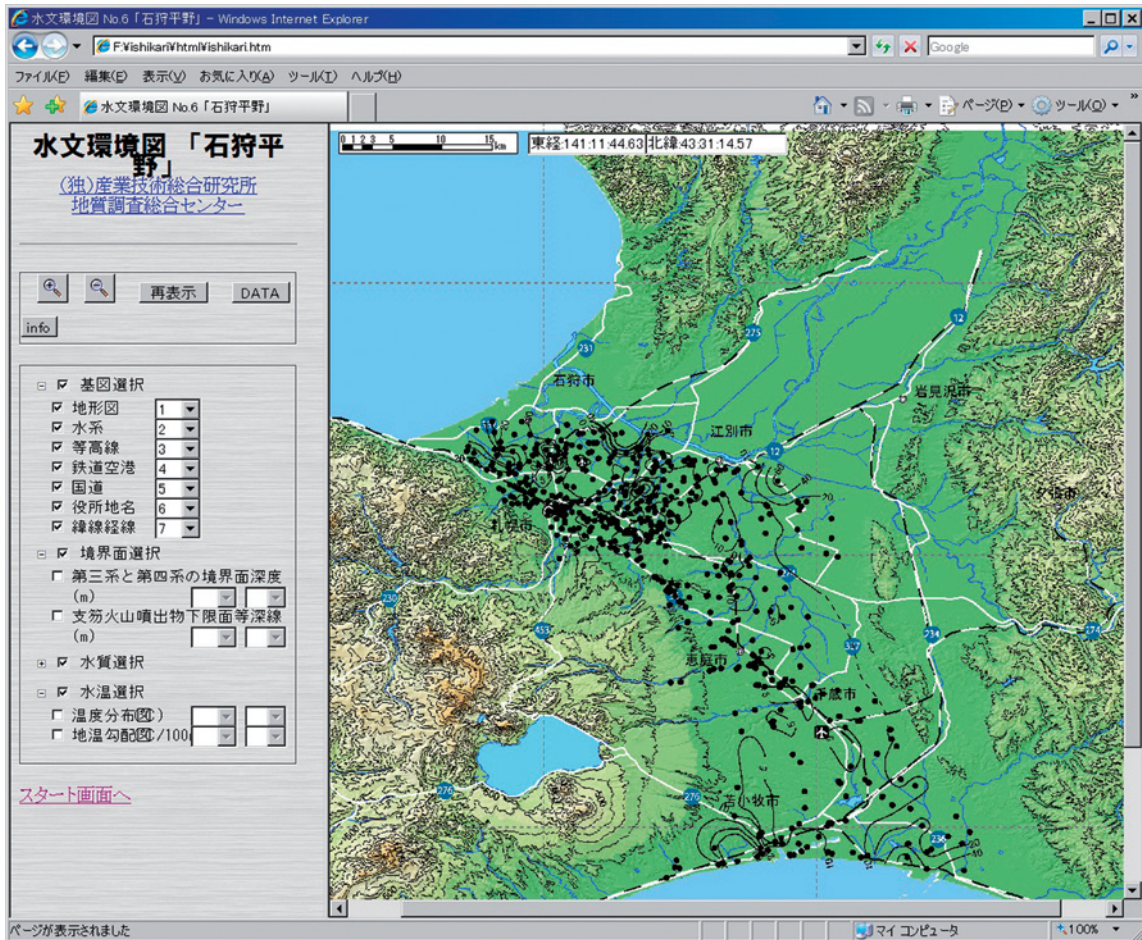
を用い、コンパイルしたデータの総数は、現時点で約 800 件である。本稿では、構築したデータベースから得られた電気伝導度分布と Cl 濃度分布について記す。

石狩平野における地下水の電気伝導度分布(第 10 図)は、江別市周辺や苫小牧市の沿岸部を除く地域で 100~200 $\mu S/cm$ の値を示した。その分布は、平野中央部において恵庭市周辺の西側で相対的に低く、江別市周辺の東側で高い傾向を示した。また南側の沿岸地域において、400 $\mu S/cm$ 以上の高い値を示した。平野中央部には、西側の山岳地域は石狩川流域の主な涵養域となっており、広域的な地下水流動系は石狩川本流と同様に東へ向いていることが予想される。したがって、平野中央部に見られる西から東へ向かう電



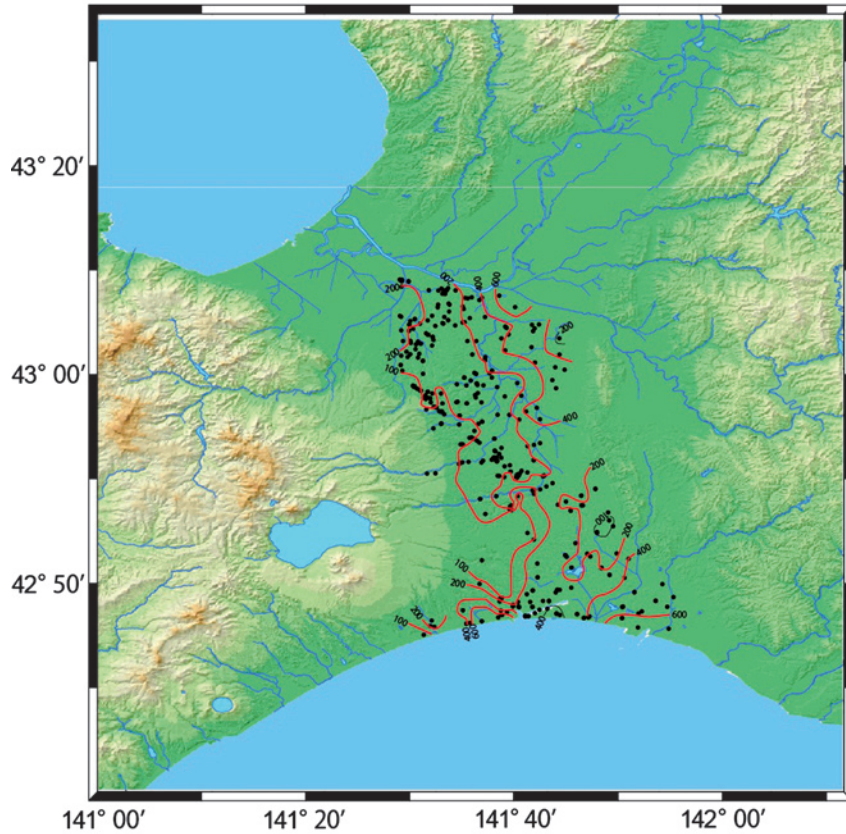
第8図 震度6域・異常高温域(左図)とCl濃度分布(右図)との比較.

Fig.8 Distribution of 6 on the earthquake intensity and thermal anomalies (light) and concentration of chlorine ion.



第9図 石狩平野水文データベース.

Fig.9 Hydrological database of the Ishikari Plain.

第 10 図 電気伝導度分布 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) .Fig.10 Contours of EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$) .

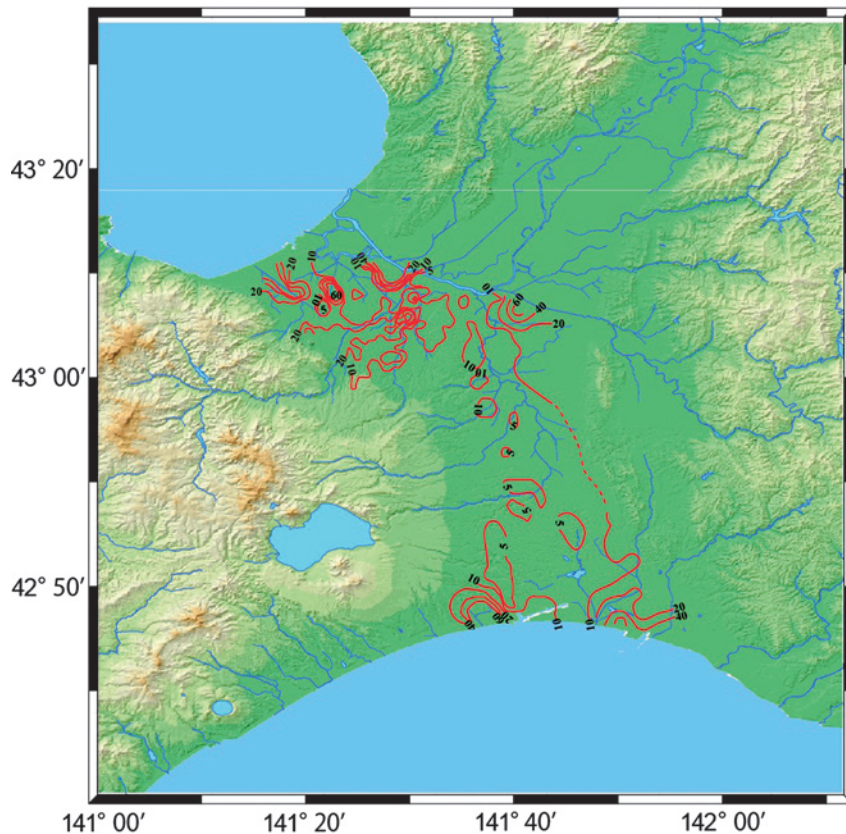
気伝導度の増加傾向は、地下水流動に伴う滞留時間の増加が主な要因と考えられる。また南側の沿岸部に関しては、後述するように Cl 濃度も周辺地域より高い傾向を示すことから、風送塩の地表面からの浸透、地下水面の低下による海水の陸域への浸入、あるいは本地域の堆積時に取り込まれた古海水の洗い出しなどの影響が考えられる。

石狩平野における Cl 濃度は、局所的な分布傾向が見られるものの、大局的には北側の札幌市から石狩市や南側の苫小牧市の沿岸部において高く、平野の中央部では低い傾向を示す（第 11 図）。札幌市や江別市周辺の内陸地域の一部、また苫小牧市沿岸部の西側地域では、Cl 濃度の局所的に高い地域と Ca 濃度の高い地域が一致することから、冬期に撒かれる塩化カルシウムなどの融雪剤の地下水への混入が示唆される。苫小牧市沿岸部東側では、高い Cl 濃度地域と高い Na 濃度地域が概ね一致することから、これらの地域では地下水面の低下による海水の陸域への浸入、あるいは本地域の堆積時に取り込まれた古海水の洗い出しなどが生じている可能性が考えられる。

5. まとめ

本研究では、対象となる新潟平野および北海道石狩平野において既存のデータベース、基礎試錘データや地震探査データ等から地球統計学的手法に基づいた三次元水理地質モデルを作成した。新潟平野については、作成した三次元水理地質モデルに水質データを入力し地質区分毎に水質を確認したところ、新潟県北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に低く、新潟市から長岡市にかけて高濃度の Cl 分布域が確認された。さらに、平野内の地下温度構造を解析したところ、本地域の平均地温勾配は、 $2.59^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度と推定され、海岸部では勾配が小さく、内陸に向かい大きくなる傾向が認められた。特に第三系基盤深度が浅く断層が存在する越後山地北西側で地温勾配が大きい。また、新潟県北部地震の震度 6 域と異常高温域の分布および本研究で作成した三次元水理地質モデルの Cl 高濃度分布域に高い相関が認められた。

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。データベースから得られた電気伝導度分布および Cl 濃度分



第 11 図 Cl 濃度分布 (mg/l).

Fig.11 Contours of chlorine ion (mg/l).

布からは、平野内の広域的な地下水流動系が推定された。

文献

地質調査所 (2001) 日本周辺海域音波探査データベース (CD-ROM 版). 数値地質図 M-1, 地質調査所.

Creese, N. A. C. (1993) Statistics for spatial data. John Wiley & Sons, Inc., New York, 900p.

広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷薫 (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第 27 号, 北海道立地下資源調査所.

気象庁 (2008) 気象統計情報 <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>

鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(編) (1991) 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, 274, 114p, 地質調査所.

Kitandis, P. (1997) Introduction to Geostatistics-Applications in Hydrogeology. Cambridge University Press, New York, 249p.

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.

日本の地質「北海道地方」編集委員会 (1990) 日本の地質 1 北海道地方. 共立出版株式会社, 東京, 333p.

Oki, Y., Xu, H., Watanabe, N., Suzuki, K. and Saito, O. (1996) Geopressed hydrothermal anomalies appeared in the Niigata plain indicating buried active faults generated destructive earthquakes. The Abstracts of the 1996 IASPEI Regional Assembly in Asia, pp.202-203, Tangshan, China.

大木靖衛・徐輝竜・石坂信之・河内一男 (1999) 信濃川地溝帯のジオプレッシャー熱水を伴う活断層と歴史被害地震. 温泉科学, 48, pp.163-181.

産業技術総合研究所地質調査総合センター (2003)

100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版. 数値地質図 G-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司 昇・秋田藤夫 (1999) 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル. 地質調査所月報, 50, pp.457-487.

Wakenagel, H. 地球統計学研究委員会・青木謙治訳 (2003) 地球統計学. 森北出版株式会社, 東京, 266p.