

帯水層中の地下水流動評価

宮越 昭暢¹⁾

1. はじめに

二酸化炭素の地中貯留には、枯渇した油田やガス田、採掘が不可能な深部の石炭層、地下深部の化石水や塩水が賦存する帯水層に貯留するという考え方があります。特に帯水層は広い範囲に分布しているため、他の方法よりも貯留量が大きいと考えられており、大量処理が必要なCO₂対策では、有効な貯留方法であると期待されています(小出, 1993)。また、枯渇油田や炭田などを利用した方法は適用地域が限定されますが、帯水層を利用した方法は、CO₂の大量排出源である大都市や工業地域近郊で実施できるといった利点があります。

帯水層貯留においてターゲットとなるのは、地下深部の塩水や化石水が賦存する帯水層です。沿岸域や海底下の塩水は、塩淡水境界より下位に位置するため、少なくとも現在の環境下では淡水の地下水流動の影響を受けません。また化石水は、地層堆積時に地層中に包み込まれ、降水起源の地下水の影響をほとんど受けていないと考えられている水です。したがって、これらは長期間ほとんど動かない停滞性の地下水であると言えますが、海水準変動や気候変動の影響(丸井・林, 2001)、大規模揚水などの人為的影響(林, 2004)によっては、現在の地下水環境が変化し流動する可能性もあります。

貯留したCO₂が長期間にわたり安定であるかを評価するためには、対象とする帯水層を含む深部かつ広域の地下水流動の評価が必要です。将来、何らかの理由でCO₂が貯留層から外へ流出した場合に、生物圏へ与える影響を評価するためにも、広域流動評価を行って、CO₂の移行経路を把握することが不可欠です。また実際の帯水層貯留においては、CO₂圧入に伴って局地的な地下水流動が発生すると考えられ

ますので、広域だけではなく局地的な流動を捉えられる調査も必要になります。

従来の研究では、地下水流動を調査する際の指標として、総溶存成分量の目安となる電気伝導率や地下水水質、環境同位体などが主に用いられてきました。これらについて局地から広域の3次元データ分布を把握するためには、多くの深度で地下水採取を行うことが必要となります。しかし、他の深度の地下水などが混入しないように、対象深度の地下水を採取するためには、調査井構造が複雑になったり、深さの異なる多くの井戸を掘削しなくてはならなくなったりするなどの問題が生じます。

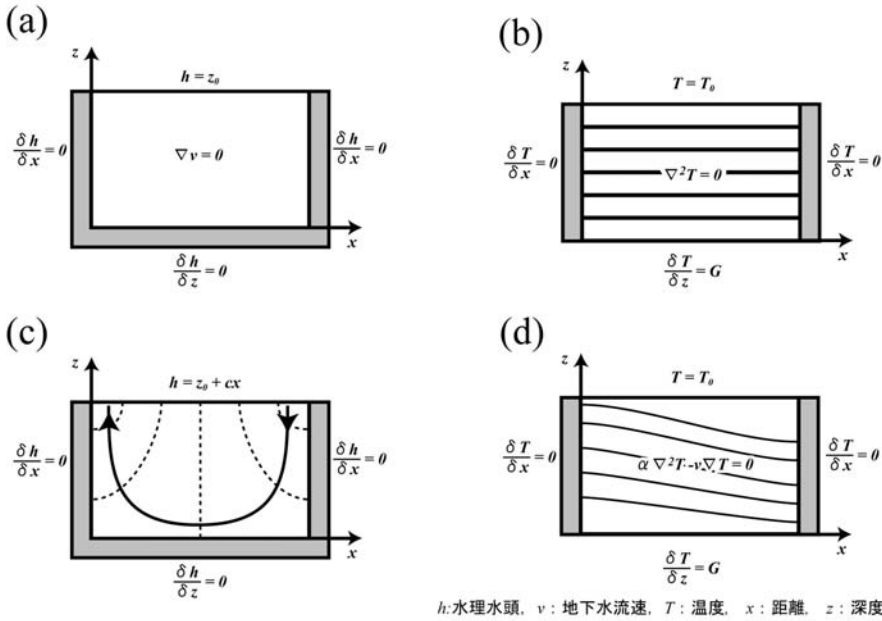
ここでは、採水の際に生じるこれらの課題に影響されない方法として、地下温度分布を用いた地下水流動評価手法を紹介します。前述した地下水の水質や環境同位体などを指標とした手法と比較し、地下温度は高精度の原位置測定が可能です。したがって地下温度による評価手法には、局地から広域までを統一した手法で3次元のデータ分布を把握できるといった利点があります。また、産総研では全国規模で沿岸部や都市部のデータが蓄積されており(丸井, 1998)、既存データを活用した地下水流動評価が可能です。本報では、この手法により深部を想定した地下水流動研究と、関東平野における広域地下水流動研究を紹介します。

2. 地下温度分布と地下水流動

地下水流動は地形・地質条件に支配されますが、Toth (1963)は地質を等方均質と仮定して、上部境界を地下水面、側方および下部境界を不透水に設定した鉛直二次元領域の中で、地下水面を単純な曲線と仮定し、地下水流動を理論的に解析できることを提

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード: 地下温度, 地下水流動, 帯水層, 二酸化炭素地中貯留



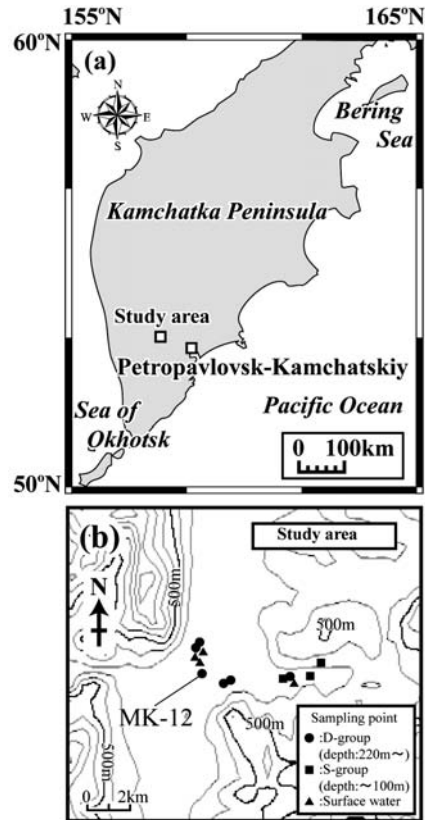
第1図
地下水流動と地下温度分布。
(a) 地下水流動が存在しない場合の (b) 地下温度分布, (c) 地下水流動に伴う熱移流の影響を反映した (d) 地下温度分布。

示しました。Domenico and Palciauskas (1973) は、Toth の解析式によって水理水頭分布を求めた後、熱輸送式から温度分布を求める近似解を得て、地下水流動と温度分布の関係を明らかにしました (第1図 (a) ~ (d))。地下水流動が無いと仮定した場合、地下温度分布は地下深部からの地殻熱流量と地表面の年平均温度で決まります。地下水流動がある場合、熱移流の効果によって温度分布に歪が生じます。同一深度で比較した場合、地下温度は地下水涵養域では地表面からの影響を受けて低温となり、地下水流出域では地下深部からの影響を受けて高温となります。観測井で鉛直方向の地下温度分布を測定した地下温度プロファイルは、涵養域では全体に低温で地温勾配が小さく下に凸な形状を示し、流出域では全体に高温で勾配が大きく上に凸な形状を示します。これらの地下温度分布の歪を空間的に捉えることで、地下水流動を把握することができます。

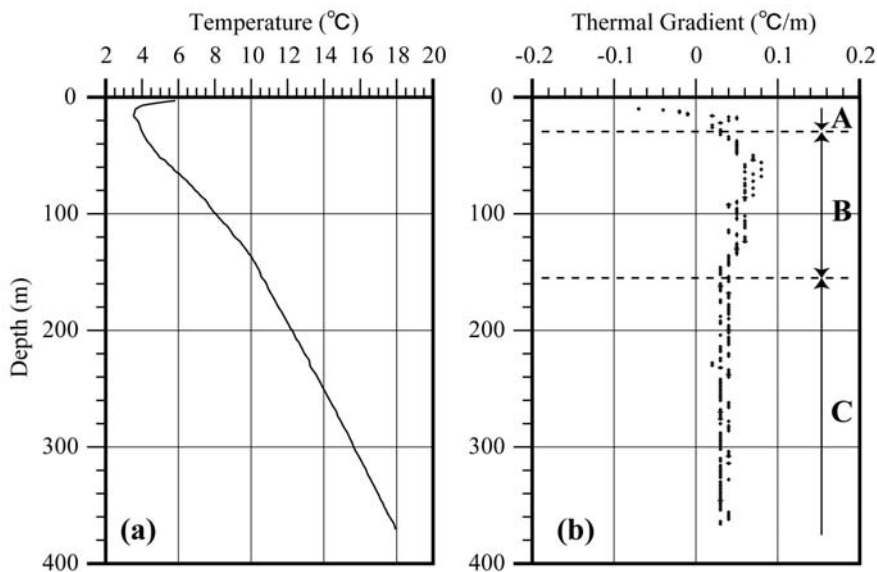
3. 温度プロファイルによる地下水流動の区分

宮越ほか (2005) はロシア・カムチャッカ半島の南部 (第2図 (a)) で、温度プロファイルを用いた地下水流動系の区分を行っています。

2001年9月に第2図 (b) に示す観測井 (MK-12地点)



第2図 (a) 研究対象地域, (b) 観測井, 地下水・地表水試料採取地点の分布。



第3図
(a) 地下温度プロフィールと(b) 地温勾配。

で地下温度プロフィールを測定しました。測定間隔は1m、温度計の分解能は0.01℃です。また地下温度データと比較するために、周辺の揚水井および河川において地表水・地下水試料を採取し、酸素・水素安定同位体比を分析しました。

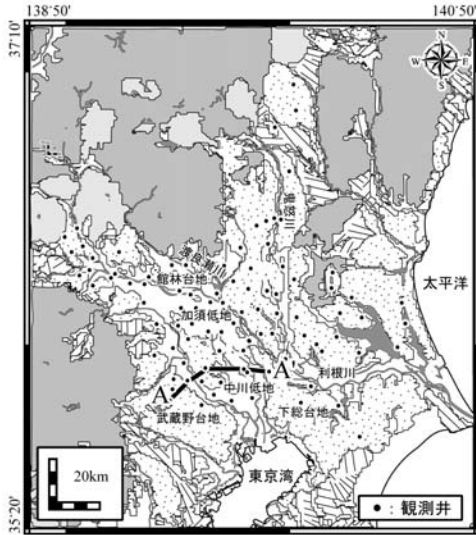
測定した地下温度プロフィールを第3図に示します。温度プロフィールは地温勾配からA～Cの三部分に区分できます。地下水面から深度30m付近までのA区間においては、勾配が $-0.07 \sim -0.08 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ と大きく変動しており、地表面温度の季節変化の影響を受けていると考えられます。これより下位では、深度150m以浅は勾配が $0.03 \sim 0.08 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ と変動幅がやや大きいのにに対し、深度150m以深は $0.03 \sim 0.04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{m}$ と変化が小さくなっています。そこで、それぞれをB区間、C区間と区分しました。地下温度プロフィールと地質層序を比較すると、浅部のA・B区間は沖積層、深部のC区間は白亜紀層に相当します。C区間において地温勾配が一定であることは、地下水流動による熱移流の影響が小さいことを示しています。したがって、深部の地下水流動が浅部よりも緩慢であることがわかります。一方、B区間においては地温勾配が大きく変化しており、地下温度プロフィールに深度100m付近を変曲点とする上に凸な形状が認められます。地下水流速を求めるタイプカーブ(佐倉, 1984)を適用すると、この区間では上向きの流動が確認され、深部の流動系とは異なることが示されました。観

測井周辺の地下水・地表水の酸素・水素安定同位体比分布にも、浅部と深部で差異が見られ、地下温度プロフィールによる地下水流動系の区分を裏付けています(宮越ほか, 2005)。このように地下温度プロフィールを用いることで、1地点のデータであっても深度方向の地下水流動系の区分が可能です。

カムチャッカ半島は、人間活動が少ないことや複雑な地質条件を考慮する必要が無かったことなどの条件に恵まれていたため、理想的な温度分布によって検討することができました。しかし広域を対象とする場合は、複雑な地形・地質条件を考慮し、様々な規模の地下水流動系を地下温度分布から識別する必要があります。次に広域を対象とした例として、関東平野における研究事例を紹介します。

4. 3次元温度分布による広域流動の検討

日本最大の平野であり、国内総人口の約30%が集中する首都圏が形成されている関東平野で、地下温度分布を用いた広域地下水流動の検討を行いました。第4図に示す観測井92地点で地下温度プロフィールの測定を実施しました。観測井の深度は50～600mであり、平均すると300m程度が最も多くなっています。観測に用いた温度計の分解能は0.01℃、温度プロフィールの測定間隔は地下水面から深度300mまで2m間隔、それ以深は5m間隔であり、最深観測



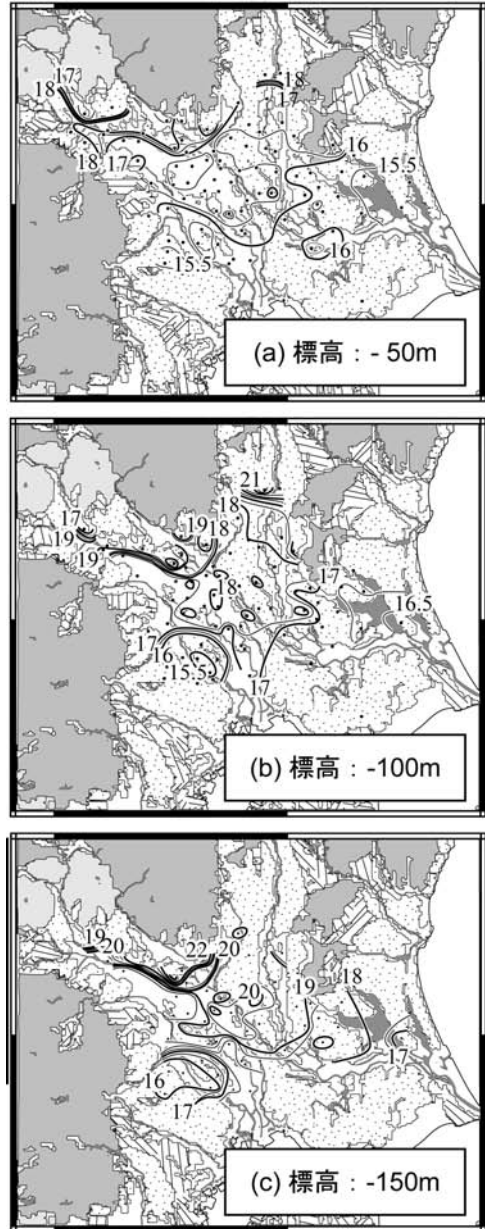
第4図 観測井とA-A'断面位置.

深度は600mです.

関東平野を構成する堆積層群は、下位より三浦層群および相当層(中新世～前期鮮新世), 上総層群および相当層(後期鮮新世～前期更新世), 下総層群および相当層(後期更新世)に大別され、盆地状の堆積構造を成し最大層厚は4,000mを超えると考えられています(鈴木, 2002). 観測井の多くは、平野の主要な帯水層(木野, 1970)と考えられている下総層群および相当層から上総層群および相当層の上部を対象としています.

4.1 地下温度分布が示す広域地下水流動

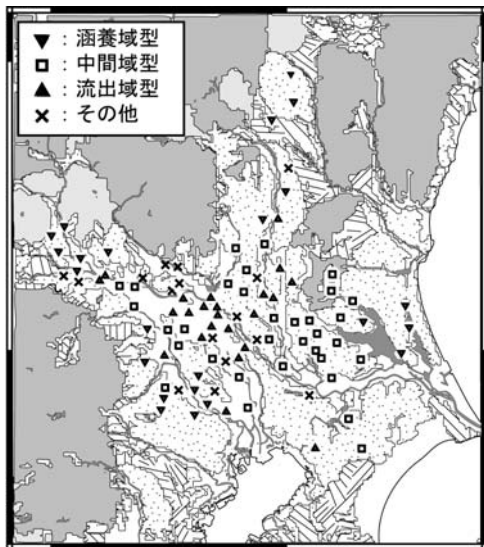
地下温度の平面温度分布(宮越ほか, 2003)を第5図(a)～(c)に示します. 平野内では低温域と高温域の分布に地域性が認められ、低温域が丘陵や台地に見られるのに対して、高温域は低地部の中でも平野中央部に広く分布します. この一方で山地と平野の境界部には、より高温な地域が存在しています. 特に、利根川中流域の館林台地から渡良瀬川沿いの低地付近では、利根川付近を境として北部と南部の連続性が乏しく、北部が突出した高温域となっています. また、この地域では地下500mより深部においても、地温勾配が高いことが報告されています(矢野ほか, 1999). 同様の高温域は、平野北東部の鬼怒川中流域においても認められます. 両地域では第三系基盤岩の上面深度が浅いことが報告されており(鈴木,



第5図 平面温度分布. (a) 標高-50m, (b) 標高-100m, (c) 標高-150m(単位:℃).

2002), 高温部は地域的な地質条件を反映していると考えられます.

武蔵野台地や下総台地など、相対的に標高の高い台地には低温域が形成されており、標高-50～-150mで15.2～16.9℃を示し地温勾配は小さくなっています. これに対して加須低地東部には、地下浅



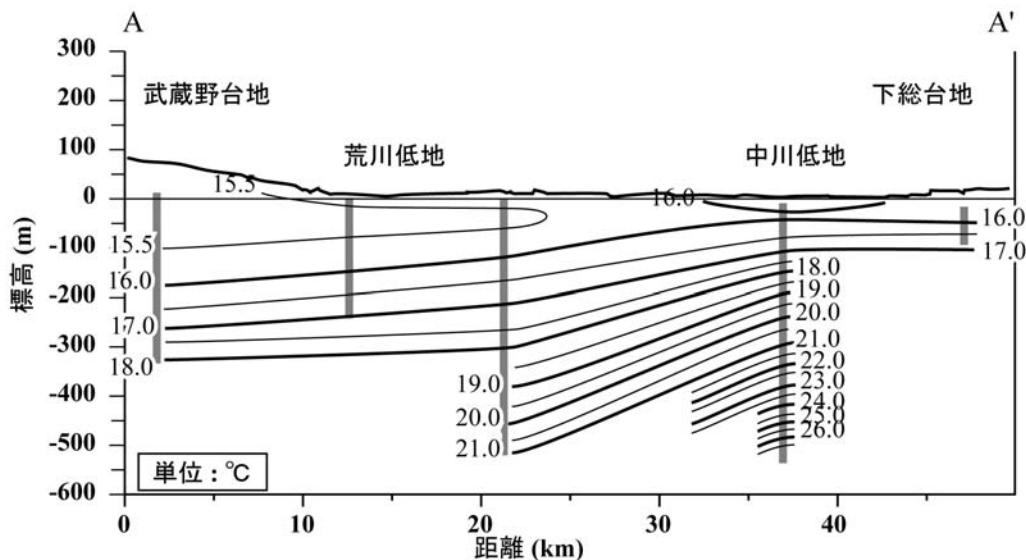
第6図 温度プロファイルのタイプ別分布。

部から深部まで高温域が形成されています(標高-50m: 16.4~16.9℃, 標高-100m: 16.9~18.4℃, 標高-150m: 18.3~20.1℃)。またこれより南方の中川低地にも高温域が存在しますが, 加須低地東部と比較して低温となっています(標高-50m: 15.8~16.1℃, 標高-100m: 17.0~17.3℃, 標高-150m: 17.9~18.4℃)。標高-50~-150mの地下温度を比較すると, 深部ほど加須低地東部と中川低地での高

温域が明確になる傾向が確認されます。

一方, 測定した地下温度プロファイルは, 温度の絶対値および地温勾配から, 流出域型, 涵養域型, 中間域型の3タイプに分類されます(宮越ほか, 2003)。ただし一部には, 後述するように地温勾配が複雑に変化し, 分類不可能なものもあります。地下温度プロファイルのタイプ別分布を第6図に示します。流出域タイプは, プロファイル全体の温度が高く0.03℃/m以上の高い勾配を有し, 平野中央部に分布します。これに対して涵養域タイプは, プロファイルの温度が全体的に低く0.02℃/m以下と小さい勾配を有し, 丘陵や台地部に分布します。また中間域タイプは, 勾配が比較的一定(0.02~0.03℃/m)で流出域型や涵養域型の中間的な形状を有し, 流出域型の周辺に分布します。平野全体でみると, 温度プロファイルは平野周縁部の台地や丘陵から平野中央部に向かって, 涵養域型⇒中間域型⇒流出域型へと変化していることが判ります。

このような平野全体での地下温度分布および温度プロファイルのタイプ別分布は, 広域な地下水流動の影響を反映していると考えられます。つまり低温域と高温域はそれぞれ涵養域と流出域に相当し, 平野周縁の丘陵や台地で涵養され, 平野中央部へ向かう地下水流動を示唆しています。関東平野における近年の水理水頭分布では, 地下水利用に伴って平野中央



第7図 A-A'断面における温度分布。

部の中でも加須低地東部付近の標高-100~-300m付近に極小域が形成されており、高温域の分布は水理水頭分布と調和的です。

4.2 鉛直2次元温度分布にみられる地下水流動の差

第5図の平面地下温度分布において、武蔵野台地と下総台地においては低温域が形成されており、地下水涵養域に相当すると考えられました。しかし両者の分布範囲と温度には、顕著な差が認められます。武蔵野台地においては標高-50~-150mで15.2~16.9℃を示し、下総台地の15.5~18.0℃よりも低く分布域も広がっています。

第7図に武蔵野台地-中川低地-下総台地(A-A'断面、第4図)における断面地下温度分布を示します。武蔵野台地と下総台地では、中川低地よりも深部まで低温となっています。地下温度の平面分布と断面分布から、武蔵野台地と下総台地で涵養され、中川低地に至る二つの地下水流動系の存在が示されていますが、それぞれの低温部の到達深度に差が認められます。武蔵野台地においては16.0℃の地下温度が標高-170mまで到達しているのに対し、下総台地においては標高-50mと浅部に留まっています。両台地は、地形の起伏が大きく異なり、武蔵野台地は後背に関東山地を控え、観測地点の標高は高く75m程度です。一方、下総台地上の地形面は非常になだらかなり、観測地点の標高も12m程度と低くなっています。このような地形起伏の差異が、地下水流動の駆動力に影響を与えていると考えられます。下総台地と比較して、武蔵野台地において低温部が深部にまで到達していることは、武蔵野台地を涵養域とする地下水流動系の規模が大きいことを示しています。

5. おわりに

地下水流動の評価における地下温度の有用性を、研究事例を交えて紹介しました。地下温度プロフィールからは地下水流動の鉛直方向の区分が可能であり、3次元の地下温度分布からは広域な地下水流動の検

討が可能で、また規模の異なる地下水流動を統一的に検討できるため、局地から広域スケールまで幅広く適用できます。したがって、地下温度を用いた手法は、CO₂問題における地下水流動の評価に有用であると考えられます。今後は他手法との組み合わせモデル地域として東京湾周辺地域の地下水流動評価に取り組みたいと考えています。

謝辞：本稿作成にあたり、地圏資源環境研究部門 楠瀬勤一郎氏に有益な御助言を頂きました。記して御礼申し上げます。

参 考 文 献

- Domenico, P.A. and V.V.Palciuskas (1973): Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. Geological Society of America Bulletin, 84, 3803-3814.
- 林 武司(2004): 関東平野中央部における地下水環境の変化と地下水質. 34, 4, 217-226.
- 木野義人(1970): 関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究. 地質調査所報告, 238, 1-39.
- 小出 仁(1993): CO₂地中貯留のための地質工学的課題. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 157-160.
- 丸井敦尚(1998): 地質調査所版全国井戸・水文データベースの概要と新版「いどじびき」について. 地質ニュース, 522, 32-36
- 丸井敦尚・林 武司(2001): 塩淡水境界面の三次元的形状把握に関する研究. 資源と素材, 117, 816-821.
- 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林 武司(2003): 地下温度分布からみた関東平野の地下水流動. 日本水文科学会誌, 33, 3, 137-148.
- 宮越昭暢・谷口真人・大久保泰邦・上村剛史(2005): 高緯度地域における地下温度環境評価-積雪および温暖化の影響-. 日本地熱学会誌, 27, 2, 163-172.
- 佐倉保夫(1984): 温度による地下水調査法. 日本地下水学会誌, 26, 4, 193-197.
- 鈴木宏芳(2002): 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, 63, 1-19.
- Toth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research, 68, 4795-4812.
- 矢野雄策・田中明子・高橋正明・大久保泰邦・笹田政克・梅田浩司・中司 昇(1999): 日本列島地温勾配図 1:3,000,000. 地質調査所.

Miyakoshi Akinobu (2006): Evaluations of groundwater flow in aquifer.

< 受付: 2006年4月3日 >