濃尾地下水盆の消長と地下水の水質変動

杉崎 隆一*

Quality Changes of Groundwater in Relation to
Evolution of the Nobi Artesian Basin

Ryuichi SUGISAKI*

Abstract

The Nobi plain, 1300km² in area, comprises thick Cenozoic and Neogen strata, and it makes one of the biggest artesian basin in Japan. A tremendous volume of groundwater is confined to the basin. Artesian wells in the plain have been extensively drilled. After the World War II, particularly, the large-scale exploitation of the groundwater for industries has inevitably lowered the water level in the artesian basin, giving rise to land subsidence; the most serious subsidence occurred around 1973. According to the regulation for the use of groundwater, the water level has been rising, although the subsided ground did not recover. This study is intended to describe the evolution of groundwater-qualities during the serious fluctuation of water level, in comparison with data obtained before the large-scale exploitation. A noticeable feature of the water quality during the period of lower water level is increase of chloride and sulfate ions. This feature can be attributed to vertical permeation of surface waters. Sulfur isotopic data show that, in an extreme case, atmospheric oxygen infiltrated into strata of marine clay where the oxygen oxidized marine sulfides in the strata; as a result, sulfate ion conspicuously appeared in the groundwater. The vertical filtration enhanced the concentration of chloride stemmed from human activities on the earth.

Key words : Evolution of groundwater qualities, Nobi Plain, Land subsidence,
Pollution of groundwater.

キーワード : 地下水質の変動, 濃尾平野, 地盤沈下, 地下水汚染

I. はじめに

濃尾平野は面積1300 km², その約1/4は海拔0メートル地帯である。地形は平坦に見えるが, 犬山市街地が海拔50 mでもっとも高く, それより西南西方向に緩やかに傾斜し名古屋駅と養老町を結ぶ線付近ではほぼ0 mとなる。その中を長良, 木曽, 揖斐などの各河川がほぼ南北に流れており, 河川による水の流出は木曽3川だけで年間160億トンと見積もられている。

濃尾平野の地下構造はよく研究されており, 中生界の基盤の上に, 氷河期(海退期)の礫層と間氷期(海進期)の粘土層の互層から成る新第三紀以後の堆積層があり, その厚さは最高2000 mに達する(桑原, 1985)。これらの礫層に由来する地下水は極めて豊富で, 昭和期前半には木曽川以西地域で自噴井が遍在し大垣自噴帯と呼ばれていたが, そのほかにも蟹江, 春日井などの自噴帯が存在していた。帯水層の等深線, 水位分布, トリチウムの分布, ならびに水質分布などから地下水

* 名城大学教職課程部 (Department of Teacher Education, Meijo University)

は主に北から南、ないし南西に流動しており、その流速は扇状地近くでは1-3 km/年、平野中央部で1 km/年以下と見積もられている(桑原, 1977)。

濃尾平野の地下水について、従来多くの研究があった。その中で化学的見地からそれを対象とした研究は小穴研究室(1961)によるものがもっとも系統的であり、またデータも極めて豊富である¹⁾。同時に地下構造を解析し、それと水質を結びつけた研究としてわが国では先進的な研究といえよう。杉崎・柴田(1961a, b)はこの結果に基づいて地下構造とそれに関連した地下水質の変動を論じた。そこでは地下水の流動に応じて水質が系統的に変化してゆくことに注目し、彼らはそれを地下水水質の流動に伴う進化と呼んだ。この結果は他の類似の地質条件を持つ地下水盆地でも共通して認められるところであって、地下水の水質を検討する上での基本的な考えである。

ここではまずこの資料の再検討を行う。当時はパソコンはなく、計算も計算尺によるものであったし、図表も手書きであった。そこで定量的な検討は十分為されていたとはいえない。この論文の前半では50年ほど以前の濃尾地下水盆地の水質の実態を、主に地球化学的観点から記述する。

ところで濃尾平野では1945年以降、地下水の利用量が急増した。その揚水量は1973年が最高で、日量380万トンを超えていた。このため地下水位は年々低下し、特に南部の長島町、飛島村などの地下水位低下は著しく、もっともよく利用されている第二帯水層で最高30 mに達した。その結果、蟹江自噴帯などが消滅し、本邦でも最大級であった大垣自噴帯も北西部に僅かな面積を残すのみとなった。地下水の過剰汲み上げによって、粘土層からの地下水の絞り出しに伴う地盤収縮が進行し、広域的な地盤沈下を引き起こし、最大年間23.5 cmの沈下が見られ、1961年以降1997年までの36年間の最大沈下は長島町で158 cmに達している。しかし、1975年頃から地盤沈下の防止対策として、地下水揚水規制が行われた結果、地下水位は上昇に転じ、地盤沈下は鎮静化に向かいつつある(東海三県地盤沈下調査会, 1998)。

このような地盤と地下水位の激しい変動に伴って当然地下水質も変化してきた(杉崎・杉浦, 1979)。この論文の後半では水位変動など物理的環境の変化に関連した水質変化の要因を上記の水質に関する基本的な考え方にもとづいて説明できることを示す。なお、ここでは記述の便宜上、1955年頃を自噴期、1975年頃を水位低下期と呼ぶこととする。

II. 自噴期における濃尾平野の地下水の水質の再検討

1. 地下水流下域における水質変動

地下水の水質を支配する基本的な要因として(1) 地下水の浸透前の水質、(2) 地下浸透後の水質変動がある。濃尾平野の場合、地下構造が比較的簡単で帯水層の独立性がかなり保証されているので、両要因の検討は比較的容易である。(1)の浸透前の水質については平野を流れる木曽三川をはじめとして、ほぼ類似の地質条件を持った地域から流下する河川水の水質を設定できる。(2)についてはここで問題とする地下水は第一礫層以下の被圧水であり、一部を除いて地表から物理的または化学的に隔離されているとみなしてよい。その結果として大気との接触が絶たれ、地層との相互作用が水質を支配する要因となる。

濃尾平野の地下水についての従来の研究(たとえば杉崎・柴田1961b)によれば、Fig. 1に示すように、地下水の性格上、浸透域(A, E)、流下域(B, C, D)、海水浸透域(F)に区分して考えるのが便利である。このうちE地域は木曽川扇状地で礫層が卓越しており、粘土層が薄く、被圧条件が不完全であるため、地表からの浸透、従って物質汚染が避けられない。そこで、水と地層との相互作用を検討するにはこの地域のデータは不適格で、検討から除外した。また、ここでの検討の対象としては第一礫層のものをを用いた。井戸は各帯水層にスクリーンを切ってある多層取水が普通であり、その場合、水質の検討を複雑にする。第一礫層のもののみを使えばそのような懸念は少ない。

Fig. 1 Geographical division of the Nobi plain characterized by groundwater qualities. The groundwater is charged at areas A and E, and flows to the southward direction through B, C and D areas. Area F is contaminated by sea water.

(a) 環境の酸化・還元との関係

地下水の水質を支配する上記の要因 (1), (2) の結果として大気から溶解して酸素が地下で消費され、化学的には還元的环境に向かう。その結果、たとえば溶存鉄、硫酸、窒素などが還元され、地下水中では、 SO_4^{2-} と NO_3^- の減少、 NH_4^+ と $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$ 比の増加を惹き起こす。この推論は定性的には誤りではないが、これらの消長を定量的に示すことは難しい。Fig. 2 は溶存酸素に対するこれらの成分の消長をみたものである。

NH_4^+ と HCO_3^- については弱い逆相関が認められるものの、他成分についてはそのような相関はなさそうである。このうち鉄の溶解度については酸素分圧だけでなく溶液のpHも関与することが知られており、それに関して鉄イオンと鉄の化合物(沈殿)の安定領域を示す図(例えばGarrels and Christ, 1965)も提案されているが、ここで問題にしている地下水の7から8程度のpH領域

Fig. 2 Relations of SO_4^{2-} , NH_4^+ , $\text{Fe}^{++}/\text{Fe}^{+++}$, and HCO_3^- versus dissolved oxygen in confined groundwater to the first aquifer.

では Fe^{++} と $\text{Fe}(\text{OH})_3$ の安定領域の境界に当たり、実測の溶存酸素量と鉄の状態変化とを定量的に関連づけることは困難である。また水中に含まれる鉄はその存在状態が複雑で、特に全鉄は強酸性下で還元してから測定するので懸濁物中のものも分析値に含まれ、理論的な取り扱いが難しい。 SO_4^{--} の還元も同様であって、溶存酸素量がほとんど零近くなって初めて還元される。これについては後で触れる。

このような現象は湖水における場合に似ている。例えばKoyama and Tomino (1967)は木崎湖の溶存成分の垂直分布を検討し、 Fe^{++} は酸素が充分減少して初めて出現すること、 NH_3 の出現はそれより早いことを示した。また Fe^{++} の酸化と沈殿に対する共存イオンの影響も無視できない。例えば後藤ほか (1980), Goto *et al.* (1983)は天然水中で共存するAlやSiなどが鉄の酸化と沈殿を妨げることを指摘した。このような要因が溶存酸素と鉄の関係を複雑にしているのであろう。従って地下水の溶存酸素の測定は他成分との関係を見るにはあまり意味がないようにも見える。しかし、Fig. 2にあるように NH_4^+ と酸素は弱い逆相関が認められ、酸素量が 1 ml/l 以下となると NH_4^+ は急激に増加する。同様に、酸素量と HCO_3^- も弱い逆相関がある (Fig. 2)。酸素の消費によって有機物が酸化され、 CO_2 となる。それが水に溶けて HCO_3^- となる過程を示すが、これらについては後で再検討する。

(b) 主成分の変動

長石や雲母などは岩石の主成分鉱物であり、それらの風化産物である粘土鉱物はNa, K, Mg, Caなどの金属イオンの珪酸塩である。地層と接触している地下水も以上4つの陽イオンが主成分となる。Siの測定は為されているがそれも鉄と同様、溶存状態が明瞭でないため、定量的な検討は困難である。一方陰イオンとしては天然水の場合、 Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- が主成分で地下水もこれらの成分の挙動が地下水での水質変動の要因となる。これらの主成分元素の挙動を表すために、従来いろいろな表示法が提案されてきた。ヘキサダイヤ

Fig. 3 Variations of each cation and anion plotted against the total ion concentrations. "A" denotes anion, and "M" does cation.

グラムとかキーダイアグラムなどと呼ばれるものがよく用いられてきた。これらは水質の各成分比や個々の試料の性格を直感的に把握できる優れた表示法であるが、主成分の変動要因として認められている酸化還元・イオン交換・溶出などの関係をこれらのダイアグラムによって同時に把握するのは難しい。そこで、ここでは水質の絶対濃度変化の内容も同時に示すダイアグラムを描くことを試みた。

濃尾平野の第一帯水層ではその連続性がよく知られているので、南に向かう地下水の流動によって地下で各イオンがどのように変動するかを次のような手法で検討した。

地下水は流動するにつれて、地層との接触時間が増えるので、地層からイオンを溶出する。従って流動につれてイオンの総量が増加するはずである。その増加は各種イオンの挙動とどう関係するかを示したものがFig. 3である。横軸はイオンの

Table 1 Equivalent ratios of 11 samples from main rivers in the Nobi Plain

eq. ratio	HCO ₃ ⁻ /Cl ⁻	SO ₄ ⁻ /Cl ⁻	Na ⁺ /Cl ⁻	K ⁺ /Cl ⁻	Mg ⁺⁺ /Cl ⁻	Ca ⁺⁺ /Cl ⁻
Average	4.96	2.23	1.64	0.619	1.61	5.59
Deviation	2.00	1.03	0.604	0.685	0.564	1.43

総量 (m-eq/l) をとってあり、地下水の流下過程の進行を示すと考えてよい。これを見ると全陽イオン量 (Tot.C) に対してNa⁺はほぼ直線的に増加するが、Ca⁺⁺ はやや減少しているように見える。K⁺ やMg⁺⁺ は変化が少ない。同様に全陰イオン量 (Tot.A) に対してはHCO₃⁻が単調に増加しているが、他の陰イオンはあまり変化していないように見える。これに関連して堆積層の地下水の場合、キーダイヤグラムなどで示される水質はNaHCO₃型に向かう傾向があるという報告が従来から多い。

Fig. 3では地下におけるNa⁺やHCO₃⁻以外のイオンの濃度変化は不明瞭なので、さらに以下の処理を行った。対象とする地下水は地表からの直接浸透であろうが、主に木曽三川などの水が平野上流部で浸透したとみなしてよからう。そこで次式により各イオンの地下における変動量を塩化物イオン濃度を基準として計算した。

$$dM = M_{\text{obs}} - (M/Cl)_r \times Cl_{\text{obs}}$$

ここにMはあるイオンであり、M_{obs}とCl_{obs}はそれぞれ各地下水のMとCl⁻の実測値 (m-eq/l)、(M/Cl)_rは濃尾平野の河川水11試料のM/Clの平均値である (Table 1)。ここに塩化物イオン濃度を基準としたのは塩素は地層中にはほとんど含まれておらず、逆に地下での吸着や沈殿なども考えられない。つまり塩素は地下ではその濃度に変化しないと考えてよい。肥料や排泄などの人間活動が地下に及べば塩素は増えるが、ここで対象とする地下水は被圧状態が良く、地表と隔離されているので、この仮定は近似的に成立するとみなしてよからう。事実、河川水11試料のCl⁻の平均値は0.082 ± 0.018 m-eq/l であるに対し、地下水流下域の第一帯水層の地下水102試料のそれは

Fig. 4 Variations of d-value of each ion in the total ion concentrations.

0.118 ± 0.049 m-eq/l と35%程度高いにすぎない。またTable 1の標準偏差でわかるように、河川のM/Clの変動はそれほど大きくなく、以下の検討結果を大きく変えるものではない。

上式で (M/C)_r × Cl_{obs} はあるイオンの河川に由来する量を示すので、実測値からの差 (d値と呼ぶ) は各イオンの地下における変動値に相当する。d値が正となるのは水の供給源の河川水に比べ地下で増加するもの、負となるのは減少するものである。またそれが0に近ければ地下での変化が少ないことを示す。地下水中の全イオン量に対して各イオンのd値の消長を示したものがFig. 4である。陽イオンではNa⁺の増加が卓越

している。 K^+ は低濃度で、 d 値は0に近いが、当時の分析精度が低いために議論から省く。 Mg^{++} は d 値が0を挟んで変動しており、浸透後の傾向は明らかではない。 Ca^{++} はほとんど全ての試料について負となり地下では減少してゆく。

同様に陰イオンについてみると HCO_3^- は地下水の流動とともに一様に増加し、 SO_4^{--} は一般に減少するが、特に全陰イオン量が 1.5 m-eq/l を越えると急速に減少することがわかる。このあたりから Ca^{++} も激減する。以下この 1.5 m-eq/l を便宜上臨界点と呼ぶこととする。 SO_4^{--} と Ca^{++} の d 値はFig. 5に示されるようによく相関している。また $d\text{-}SO_4$ が顕著に減る臨界点あたりから溶存酸素も0に近づく (Fig. 6)。前に SO_4^{--} と溶存酸素の直接の関係は認められない (Fig. 2)と述べたが、Fig. 4やFig. 6のように全イオン量を介してみると両成分の関連する挙動が浮上してくる。ただしこれらの傾向は飽くまでも経験的なもので、化学的に意味があるものではない。例えばFig. 5で $d\text{-}Ca$ と $d\text{-}SO_4$ はよく相関しており、共に負値であるので、地下で $CaSO_4$ として沈殿し、地下水から脱落していくように見えるが、その溶解度からいってそうは考えられない。還元的环境下で SO_4^{--} が硫化物となって沈殿、減少するのであろう。このことは次項以下でふれる。

Fig. 4に関して今一つ注目されることは HCO_3^- の挙動である。臨界点までは HCO_3^- は一様に増加するが、それを越すと増加が鈍くなる。 HCO_3^- の増加は地中での CO_2 の供給の増加によるものであり、それは有機物の分解によって生成されると考えられるので、地下水の流下と共に一様に CO_2 が増加することを示す。しかし、臨界点あたりで溶存酸素が完全に消費されてしまう (Fig. 6)。ここでは環境はきわめて還元的になり、 CO_2 は CH_4 に還元される可能性が強い。これが HCO_3^- の増加を鈍らせる原因であろう。 CH_4 の測定は行われていないが、平野南部では酸素以外の溶存気体の量が N_2 の飽和量を越えているものが多く、明らかに CH_4 の発生を示している²⁾。そのような環境で初めて SO_4^{--} も激減してゆくのであろう。

Fig. 5 Relation of Ca^{++} vs. SO_4^{--} in d -value.

Fig. 6 Plots of dissolved oxygen against the total cation concentrations.

一方、 $d\text{-}Na$ は臨界点を越しても $Tot.C$ と共に一様に増加してゆくように見える。相手の主要な陰イオンである HCO_3^- は増加が鈍るので、ここからの増加は Ca^{++} とのイオン交換による可能性がある。例えばPalmer and Cherry (1984)はその結果、粘土層中では Ca^{++} が方解石に関して不飽和となることを指摘した。ここでは具体的なデータを示さないが、濃尾平野の地下水では $CaCO_3$ に関して全て不飽和である。

以上の結果を見ると、全(陽、陰)イオン量が 1.5 m-eq/l あたりの臨界点は地球化学的な環境が急変するところであるといえよう。ただしこれは濃尾平野の第一帯水層についていえることで、他地域でも普遍性を持つか否かは興味もたれるところである。

2. 臨海域における水質変動

他の地域と同様、臨海域では海水の浸透が認められ、濃尾平野では若干の報告もあるので簡単に述べる。ここで分析されている第一帯水層の地下水のうち、塩化物イオン濃度が1 m-eq/l (35.5 mg/l) を越える、つまり海水の影響が明らかである試料30個を選んで前と同様なプロットをしたのがFig. 7である。ここでは浸透する水のM/Cl比を海水のものとして計算した。これを見ると全イオン量と共にNa⁺は一般に増加するが、Ca⁺⁺とMg⁺⁺の行動が淡水域のものとは異なっている。つまりMg⁺⁺は減少し、Ca⁺⁺は僅かに増加している。陰イオンについては淡水域の傾向と似ている。さらに、臨海部における塩水化の動向を調べるために10年間にわたって行われた木曾岬町の井戸のデータを利用した。森 (1987) によると、この井戸は第二帯水層 (スクリーン深度112~120 m) から取水しており、1984年頃から塩水化の進行が鈍化しているという。塩化物イオン濃度は2000 mg/l ほどで、前に検討したものよりも高く、単純に計算すると海水が10%程度混入していることとなる。前と同様な処理をするとCa⁺⁺、Mg⁺⁺ の挙動は自噴期における傾向と変わらない (Fig. 8)。このことから水が浸透して、地下で質的に変化する様式は淡水の場合と海水の場合とは同じでないという結論となる。これに関係して、杉崎 (1963) は世界の地下水のデータを整理して、濃尾平野のような新しい地層の淡水性の地下水と第三紀以前の古い地層に含まれる高塩分濃度の地下水は水質変化の傾向が異なり、後者ではCa⁺⁺の増加とMg⁺⁺の減少によって特徴づけられると結論した。今回の検討では、地層の新旧とは無関係に高塩分の水が浸透した場合、同じような傾向が見られるということが明らかとなった。

このように浸透前の水の組成に応じて地層との反応の様式が異なることは、以下のようなイオン交換を仮定すると、定性的ではあるが説明は可能である。Ca⁺⁺ などの濃度が比較的高い地下水 (いわゆる硬水) が交換部分にNa⁺を持つ海成粘土や泥岩中を流動すると次のような反応が起こる。

Fig. 7 Variations of d-values in area F (Fig. 1). The samples of high chloride concentrations (Cl⁻ more than 1 m-eq/l) were plotted.

Fig. 8 Variations of d-values in the monitoring well at Kiso-zaki. The data were obtained from 1977 to 1986 (Mori 1987).

粘土分の多い堆積物中でCa⁺⁺やMg⁺⁺がNa⁺と置換し水が軟化されることはよく知られてきたし、濃尾平野の淡水域でも同様であることは既述の通りである。しかし上記の反応式でNa⁺濃度を高くすれば平衡は当然左にずれる。海水でNa⁺/Ca⁺⁺

Table 2 Comparison of water quality in both periods of high- and low water level.

Period	1953-1955 (Summer)	July, 1978	Jan., 1979
Number of analyses	102	41	41
SO ₄ ⁻ (m-eq/l)	0.0838±0.0591	0.190±0.156	0.166±0.153
Cl ⁻ (m-eq/l)	0.118±0.049	0.256±0.164	0.212±0.158
Na ⁺ /Tot. C (eq.ratio)	0.479±0.238	0.508±0.266	0.531±0.267

の等量比は23と高いから、海水と粘土との反応の結果、Ca⁺⁺が地下水中に増えるはずである。ちなみに海水中のNa⁺/Mg⁺⁺のそれは4.4と低いので、Ca⁺⁺の場合ほどには影響がないのであろう。濃尾平野を構成している地層は海成であり、このような粘土鉱物の関与は当然考えられるところである。

Ⅲ. 地下水位低下期における水質変動

上述のように濃尾地下水盆は1975年頃をピークとした地下水の過剰汲み上げによって、水位・水量・地盤の形態の変化を受けてきたが、それは水質や水温の上にも影響を及ぼした。ここでは東海三県地盤沈下調査会とその関連事業などを中心として行われた調査、研究の結果（東海三県地盤沈下調査会，1983）を参照して、地下水位低下期を挟んだ水質などの変化状況とその要因を検討した。経年的変化状況を正確に知るには同一井戸における観測が必要であるが、自噴期の調査井戸が必ずしも残っているわけではなく、上記調査事業における水質調査の対象井戸とは対応していない。また資料数、分析項目とその方法も違う。かくて厳密な変化を追求する事はできないが、自噴期での調査の時に区画されたA, B, C, D (Fig. 1)の第一帯水層のものについて検討した。

地下水位低下期における全イオン量と各成分濃度との関係を見ると、自噴期のものと本質的には変わっていないように見えるが、全体の傾向はかなり乱れている (Fig. 9)。注目されるのは自噴期と地下水位低下期のCl⁻、SO₄²⁻、および

Fig. 9 Variations of d-values in the period of lower water level (1987-1988).

(Na⁺/全陽イオン) 比の変化である (Table 2)。自噴期のデータは1953年から1955年の夏季に得られたものであり、地下水位低下期のそれは1978年7月と1979年1月のものを用いた。これを見ると地下水位低下期における硫酸イオンと塩化物イオン濃度は明らかに大きく、自噴期のその2倍ほどに達している。(Na⁺/全陽イオン) 比も僅かながら増加している。

また地下水位低下期におけるSO₄²⁻とCl⁻の濃度は明らかに、夏の方が高い。個々のデータは示

していないが、若干の井戸では夏に SO_4^{--} が存在するにも関わらず、冬にはそれがほとんど検出されない。そのもっとも顕著な例は名古屋市中央部の観測井であり、1970-1975年頃の夏季の硫酸濃度は200ppmにも達していたが、冬季には5ppmと少なかった。しかし、地下水揚水規制後、その井戸では1980年頃、25mの水位回復と共に SO_4^{--} 濃度は数ppmまで減少し、季節変化もほとんど見られなくなった（杉崎ほか、1985）。臨海部における地下水の塩水化も水位低下期に進行したが、1983年頃から横這い傾向にあるという（森、1987）。

Ⅳ. 水位変化と水質変動との因果関係

以上のように濃尾平野の地下水位低下とその後の上昇に伴う水質の変化、特に地下水流下域（非海水浸透域）について、上記自噴期における水質検討の結果を参照しつつ解釈を試みた。

地下水位低下期においては、夏季に低下した地下水位は冬には回復に向かうものの、夏と冬との水位変動幅は10 mに及ぶものも珍しくなかった。それに伴ってTable 2に見るように水質は夏と冬で異なっていた。夏と冬とで供給される水が同一起源のものならば地下水の流速が非常に遅いことから見て、流動に伴う水質変化は無視できるので、顕著な季節変化が現れるとは考え難い。これらのことはその帯水層以外から水が入り込むことを示唆している。混入している水としてはまず表層水が考えられる。水位低下期における SO_4^{--} と Cl^- の増加がそれを示している。

硫酸イオンは水が地下深く浸透し、地下水が地層と充分反応し溶存酸素が消費されると急減する事は前述した。このように環境が還元になると SO_4^{--} は還元され鉄などと化合、硫化物となって沈殿、水から除去される。従って SO_4^{--} の多い水は地表近くに由来したものであることを示している。これらのことは地下水位低下期では地表から、あるいは帯水層間の垂直方向の流動が起っていたことを示す。

地下水位低下期における浅い水の地下浸透につ

いては塩素濃度からも支持される。前記のように濃尾平野の淡水域では塩素は地下では供給源がなく、また沈殿脱落もしないので、その濃度は人間活動の程度、つまり地表からの物質汚染を示す。自噴期に比べ地下水位低下期には Cl^- が倍増している。また同じ地下水位低下期において、冬季より水位が下がる夏季の方が Cl^- が多い（Table 2）。これらの事実は地表からの水の浸透を示すものである。

水位低下期における水質の季節変動のもっとも顕著な上記名古屋市観測井の場合、 SO_4^{--} の変動が激しかった1973年頃には水位の変動幅は10m程度に達していた。その夏季における甚だしい水位低下によって、本来水で飽和していた地下深部に空気が直接接触することとなり、地層中にある海成硫化物が酸化しそこで硫化物を酸化、硫酸となって、冬季に豊富となる地下水中に SO_4^{--} 濃度が増加したものと考えられる。この当時、名古屋市全域でも SO_4^{--} 濃度の増加が認められた。杉崎・藤崎（1975）は地下水中の高濃度の SO_4^{--} と濃尾平野の粘土層に含まれる硫化物中の硫黄同位体比を比較してこの可能性を立証した。このような地下水位低下期における夏季と冬季の水位変動の振幅の増大は、大なり小なり濃尾平野全域に及んでいた。その結果は水質にも現れていて、Table 2に示すように地下水流下域において夏の水位低下時の SO_4^{--} 、 Cl^- 濃度はともに冬季より高かった。このことも地表からの浸透が顕著であったことがわかる。直接空気が浸透したかどうかは別として、地表水が地下に浸透して行ったことは明らかである。

$(\text{Na}^+/\text{Tot. C})$ の増加については Na^+ のある程度の割合のものが塩化物の形で地表から混入したものと考えられる。Fig. 4に示すように自噴期では Na^+ の増加は HCO_3^- の増加と対応していたことは前に指摘した。しかし、水位低下期における Na^+ と HCO_3^- との相関は悪く（Fig. 9）、高 Na^+ の試料の若干は Cl^- 濃度も高く、肥料などからの混入があったかもしれない。しかし、冬の方がこの比が高いことは、むしろ帯水層（第一礫層）の

上下の粘土層に包蔵されていた高 $\text{Na}^+/\text{Tot. C}$ の水が絞り出されてきたことを示唆するものであろう。

地盤沈下は帯水層（礫層）中の水圧低下のため、その上下の粘土層から水が絞り出され、その結果、粘土が乾燥、収縮する為に引き起こされると解釈される。濃尾平野の中心部のように比較的厚い粘土層によって隔離されている礫層は、自然状態では相互に独立した帯水層としてそれぞれの帯水層内部の流動を考えればよい。しかし過剰揚水によって帯水層中の水位（頭）が著しく低下すると、難透水性の粘土層を通して鉛直方向の流動が生じる。こうして水頭低下が著しいときには加圧層（粘土層）を突き抜けて流れる鉛直流動が生じるが、地下水頭が回復するとその流動は生じなくなる。地下水位低下期においては水質上、夏季の方が地表からの浸透や絞り出しが顕著に起こっていると判断されたが、それは地盤沈下の機構とよく整合している。

V. おわりに

濃尾平野では帯水層を隔てる粘土層が充分厚く、また地下水の水質から見て、各帯水層間に水の交流はなく、各帯水層は独立した水の流れを持っていると解釈されてきた。しかし、地下水位の低下期におけるこれらの現象を見ると、鉛直方向の地下水の流動が卓越し、そのような独立性は比較的簡単に失われ、地表の影響が地下に及びやすいことが分かる。最近、有機塩素系化合物を初めとした有害物質の地下水汚染が各地で問題になっている。濃尾地下水盆の消長に伴う地下水質の変遷を見ると、地下水汚染の防止には汚染物質の管理も当然大切であるが、地下水位の低下を防ぐことも必要であろう。地下水を有効な資源として管理してゆく上でもこのことは重要な要素であると考えられる。

謝 辞

筆者は1953年頃から数年間、濃尾平野を中心としてその地下水の地球化学的研究に従事してきた。その後、特殊な問題を除けば、地下水の研究からは遠ざかっていた。しかし、1970年頃から地盤沈下が社会的問題となり東海三県地盤沈下調査会に関与することとなり、濃尾平野の地下水の変動の推移を見てきた。この論文の後半はそのときに得た知見やデータをまとめたものであり、その多くは調査会のメンバーである三重大学の森 和紀教授、愛知教育大学の杉浦 孜教授に負うものである。また畏友、故桑原 徹君はこの領域で多くの示唆を与えてくれた。論文前半の自噴期の調査は筆者が所属していた名古屋大学理学部地球化学研究室で行われたものである。ここにその当時のメンバーならびに地盤沈下調査会の関係者の方々に深く感謝の意を表するものである。

註

- 1) 井戸の管材、揚水法、深度、収水帯水層、ストレーナ深度、気温、水温の記載の他、分析項目としては、pH、溶存酸素、同窒素、全炭酸、重炭酸、炭酸、遊離炭酸、 NH_4^+ 、 NH_2OH 、 NO_2^- 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 SO_4^{--} 、 H_3PO_3 、溶存シリカ、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{++} 、 Ca^{++} 、 Fe^{++} 、全Fe、過剰塩基量、COD であり、一部の試料についてはAl、Mn、B も分析。採取分析した地下水試料数は平野全体で472個、そのほかに河川水試料11個。
- 2) 特に養老郡南部ではいわゆる水溶性天然ガスが存在し、第2次大戦中利用されていた。

文 献

- 小穴研究室 (1961)：濃尾平野の地下水. 愛知県工場誘致委員会, 88 p.
- 桑原 徹 (1977)：濃尾平野の地下水利用と地下水理に関する考察. 地盤沈下の実態とその対策

- に関する調査報告書（第3報），愛知県環境部，39-51.
- 桑原 徹（1985）：濃尾平野の地下水盆．濃尾平野の地盤沈下と地下水（東海三県地盤沈下調査会）名古屋大学出版会，35-76.
- 後藤克己・田口 茂・藤岡美幸・沢田英子・三上章子（1980）：空気酸化法による鉄の除去に及ぼすケイ酸の妨害作用について．水処理技術，21，117-122.
- 杉崎隆一・柴田 賢（1961a）：地下水の地球化学的研究（第1報）－濃尾平野の地下構造と帯水層の分布－．地質学雑誌，67，335-345.
- 杉崎隆一・柴田 賢（1961b）：地下水の地球化学的研究（第2報）－濃尾平野における地下水質と地質構造との関連性－．地質学雑誌，67，427-439.
- 杉崎隆一（1963）：地下水の起源と由来－その化学的考察－．用水と廃水，5，877-889.
- 杉崎隆一・藤崎克博（1975）：都市活動に伴う地下水水質の変動について．地球化学，環境問題特別号，76-78.
- 杉崎隆一・杉浦 孜（1979）：地下水質と地下水の流動機構－濃尾平野を中心として－．日本河川協会編“日本河川水質年鑑”，山海堂，885-897.
- 杉崎隆一・杉浦 孜・森 和紀（1985）：濃尾平野の地下水．濃尾平野の地盤沈下と地下水（東海三県地盤沈下調査会），名古屋大学出版会，149-188.
- 東海三県地盤沈下調査会（1983）：地下水地質等調査資料集（水質編）．530p.
- 東海三県地盤沈下調査会（1998）：平成9年における濃尾平野の地盤沈下の状況．72 p.
- 森 和紀（1987）：北勢地域臨海部における地下水の水質と挙動．地盤沈下に関する調査研究報告書（昭和61年度），三重県地盤沈下調査会，1-75.
- Garrels, R. M. and Christ, C. L. (1965): *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper. 450p.
- Goto, K., Taguchi, S., Sakamoto, T. and Hata, N. (1983): Effects of silica of the behaviour of some elements in water. in *The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems & Controversies* (ed. S. S. Augustithis) Theophrastus Publ., Athens. 95-110.
- Koyama, C. and Tomino, T. (1967): Decomposition process of organic carbon and nitrogen in lake water. *Geochem. J.*, 1, 109-124.
- Palmer, C. D. and Cherry, J. A. (1984) Geochemical evolution of groundwater in sequences of sedimentary rocks. *J. Hydrol.*, 75, 27-65.

(受付 1999年1月18日)

(受理 1999年4月9日)

この論文に対する「討論」を1999年11月30日まで受け付けます。