

資料

地下水成分のモニタリングから考察した 濃尾平野西部での地盤沈下の現状について

岡 隆史

要 旨

濃尾平野西部に位置する海津市周辺は、濃尾平野地盤沈下防止等対策要綱の観測地域に指定されており、地下水位調査等の監視措置がとられている。当該地域の地下約50m付近に存在する第1礫層(G₁)の地下水位は、毎年6月から8月にかけて大きく低下し、その後9月から10月に回復する周期変動を近年繰り返している。この周期変動が観察される第1礫層の地下水を約2年間定期的に採取し、その水質成分の変動をモニタリングした。その結果、一部成分に変動がみられたものの、地下水位変動との関連性は低かった。また明確な水質変化も認められなかったことから、地盤沈下の兆候を示す粘土層の間隙水や、漏水現象の兆候を示す地表の河川水など、異種の水の流入が起こっている兆候は検出できなかった。このことから近年の人為的な活動に伴う揚水は、消費が増加する夏場に当該地域において地下水位の一時的な低下をもたらすものの、昭和40年代にみられた大規模な地盤沈下を誘発するほど過剰なものではないと推察される。

キーワード：地盤沈下、地下水位、帯水層、地下水質

1 はじめに

地下水は年間を通じて安定した温度と水質を保持し、その豊富な水量から農業、工業、日常生活など多目的に用いられてきた重要な資源である。しかし戦後社会の急速な工業化に伴い、その揚水量は増加の一途をたどり、全国各地で地盤沈下の影響が顕出されるようになった。

地盤沈下のメカニズムは、過剰揚水とそれに伴う粘土層の圧縮で説明できる(図1)。地表水の流入がほとんどない地下水は、水圧のかかった被圧地下水となっている。この被圧地下水を大量に汲み上げると水圧が減少し(地下水位が低下し)、それに伴って帯水層上部の粘土層から間隙水が絞り出され、その結果粘土層自身が収縮して地表面の沈下が起こる。

濃尾平野においても昭和30年代ごろから地盤沈下の被害が顕著となり、主なものとしては台風に伴う高潮被害やその後の長期浸水、河道上流への塩水の溯上による農作物被害や井戸の塩水化、道路・鉄道の傾斜や堤防の破損などが各地でみられた。

しかし近年においては、周辺自治体の揚水規制への取組み(岐阜県では自主規制による揚水量の軽減)や、地場産業の変化により、地盤沈下量は減少・沈静化の傾向にある。昭和50年には年間最大沈下量は約10cm

であったが、近年ではほとんどの観測地点(水準点)が「1cm未満」あるいは「沈下無し」のどちらかとなっている¹⁾。

しかし地盤沈下は回復が望めない公害であり、またその現象は長期間をかけて緩慢に進行する。そのため現在においても揚水量を反映し地盤沈下の指標となる地下水位の観測が、各地に設けられた地下水位観測井で続けられている。

濃尾平野の地下には取水目的として利用される帯水層が主として3つ存在する。それらは深度が浅い方から順に第1礫層(南濃地域では地下約50m付近に位置し、以下「G₁」と略す)、第2礫層(同地域で地下約180m付近に位置し、以下「G₂」と略す)及び第3礫層(同地域で地下約250m付近に位置し、以下「G₃」と略す)と呼ばれている。このうち地下水位の変動が顕著にみられるのがG₁であり、夏場に大きく低下する現象が多く地点で観測されている。

こうした地下水位の変動は、岐阜県においては安八町から海津市にかけての地域で顕著であり、毎年6月から8月に地下水位が急激に低下し、9月、10月に回復するという周期変動を繰り返している(図2)。一方、涵養地に近い濃尾平野北西部では観察されないため、

2 調査方法

2.1 調査地点

本研究にて地下水採取を実施する地下水位観測井の位置情報等を図3及び表1に示した。このうち五町観測井は中部地方整備局の所管であり、残る3か所は岐阜県の所管である。

今回調査を実施する G_1 は、海津市から揖斐川町にかけて連続した構造となっており、その上部は透水性の低い砂・粘土層が堆積し、そのため被圧地下水となっている(図4)。 G_1 の下部も砂・粘土からなる厚い層と接しており、そのさらに下には G_2 が存在している。このように濃尾平野の地盤は、透水性の高い礫層と透水性の低い砂・粘土層とが交互に累重した構造となっている。こうした地下層序は氷期と間氷期の繰返しによる海面の下降上昇によって形成されたものであり、濃尾平野全体に広く分布している。

なお五町観測井は、同地点に G_1 と G_2 観測用の2本の井戸が各々存在する。今回の研究では G_1 と G_2 の地下水成分の差異も調査するため、同地点での G_2 からのサンプリングも併せて実施した。

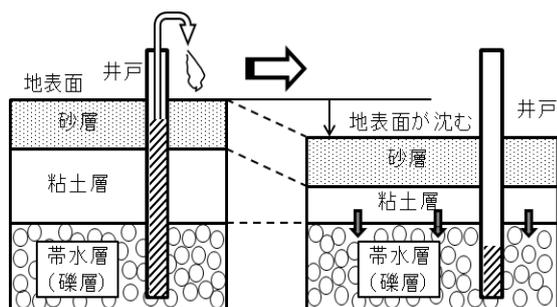


図1 地盤沈下のメカニズム(概念図)

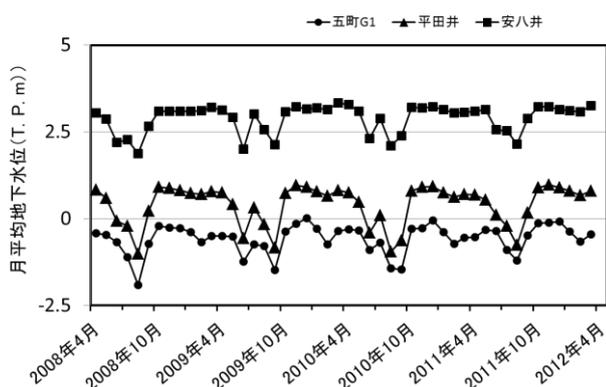


図2 海津市付近の G_1 地下水位の近年の変動

こうした地下水位の周期変動は市街地での工場揚水や農業揚水等の人為的な活動を反映したものと見られている。

このような人為的影響により地下水位の周期変動が観察される帯水層において、その地下水質を定期的に調査することは、近年の濃尾平野西部における揚水量の適否を考察する上で非常に重要と考える。その第一の理由として、地下水位変動に伴う水質変化を調査することで、粘土層から絞り出される間隙水のモニタリングが可能となり、地盤沈下の判定根拠となることが挙げられる。また第二の理由として同調査は、地下水位低下によって引き起こされる異種の水の混入(漏水による河川水等の地表水の流入や、海水の浸透など)を判定するうえでも非常に有効であり、過剰揚水が引起す弊害を示す根拠となることが考えられる。

こうした有効性に基づき本研究では、濃尾平野北西部から南西部地域に位置する数カ所の地下水位観測井において G_1 地下水を定期的に採取し、その水質成分の変化を調査することで、現状における地下水揚水量の適否についての考察を試みた。

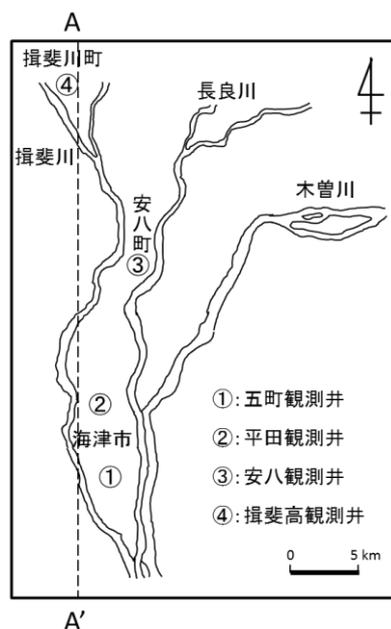


図3 地下水採取地点

2.2 地下水のサンプリング

採水は基本的に、2月、5月、8月と11月の年4回(安八井及び揖斐高井は2014年2月から翌2015年2月まで採水)、ポンプアップ法もしくはベラー採水法を分析項目により適宜使い分けて実施した。なお採水は、事前に観測井管内滞留水量の1.2倍以上を排出して水替作業を行い、濁度が十分に低下したことを確認した後に実施した。採取した地下水はクーラーボックス

表1 地下水採取地点

凡例	観測井名	井戸深度(m)	ストレーナー位置(m)	帯水層	設置場所	地盤高(TPm)	管頭高(TPm)
①	五町G ₁	55	48.0~53.0	G ₁	海津市海津町五町	0.00	0.00
①	五町G ₂	200	173.0~200.0	G ₂	同上	0.00	0.00
②	平田	130	47.0~64.0	G ₁	海津市平田町今尾(平田支所内)	1.77	2.392
③	安八	60	38.0~54.5	G ₁	安八町大明神(名森小学校内)	7.11	7.599
④	揖斐高	50	39.0~50.0	G ₁	揖斐川町三輪(揖斐高校内)	39.34	39.689

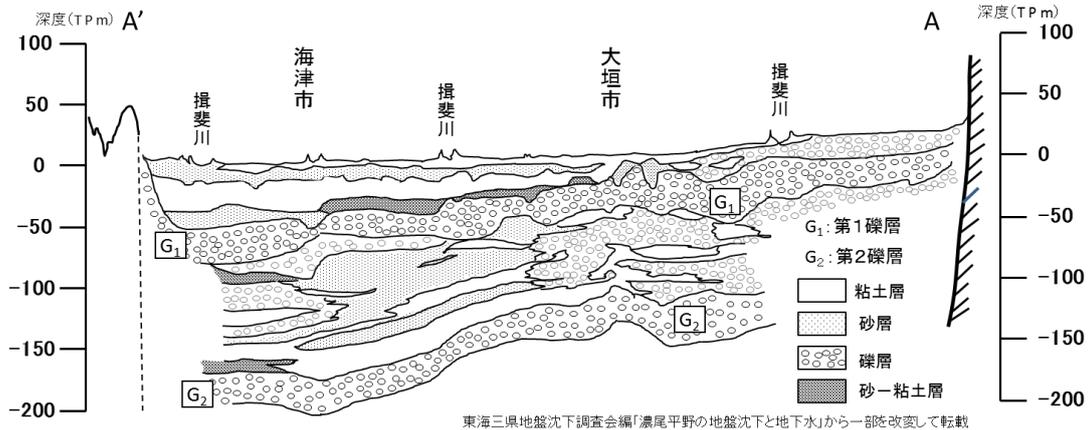


図4 濃尾平野の地盤構造(図3のA-A'断面図)

ス内に保管して試験室に搬送し、その後速やかに孔径0.45μmのメンブレンフィルター(親水性PTFEタイプ, ADVANTEC)でろ過を行った。分析に供するまでの間、ろ過した試料は冷暗所にて保管した。

2.3 分析方法

2.3.1 ヒ素濃度の分析

ろ過した試料に硝酸1.38 (Ultrapur, 関東化学) を添加して最終濃度0.3mol/L硝酸とし、ICP-MS (7500ce, Agilent製)にて測定した。

2.3.2 イオン成分濃度の分析

ろ過した試料をイオンクロマトグラフ法 (HIC-SP super, SHIMADZU製: 陰イオンカラム(Shim-pack IC-SA2), 陽イオンカラム(Shim-pack IC-SC1))にて測定した。

2.3.3 炭酸水素イオン(HCO₃⁻)濃度の分析

未ろ過の試料の炭酸水素アルカリ度を上水試験方法IV-14を用いて測定し、炭酸水素イオン濃度とした。

2.3.4 溶存酸素量の分析

ベラータイプ採水器(400型, 宮本理研工業(株)製)にて採取した地下水を、採水現場にて気泡が入らないよう静かにフラン瓶(ガラスカラー付)に入れて定容し、ウインクラーアジ化ナトリウム変法にて測定した。なお溶存酸素の固定は採水現場にて速やかに行い、分析に供するまで空気との接触が無いよう保管した。

3 結果と考察

3.1 ヒ素濃度

海津市を中心とした地域のG₁地下水からは、環境基準を超過するヒ素が検出されている²⁾。その原因は同地域のG₁上部に位置する砂・粘土層(濃尾層と呼ばれている)からの溶出が示唆されている³⁾。そのため地下水位の低下によりこの濃尾層から間隙水の絞り出しが起こった場合には、ヒ素濃度が上昇することが考えられ、地盤沈下の指標成分としての活用が期待できる。

3か月毎の各地下水位観測井でのヒ素濃度変化を図5に示す。それによると、平田井のヒ素濃度は2014年5月に急激に低下しており、その値は他の採取時期の1/10程度しかなかった。その一方で他の観測井での結果は、地点間での高低はみられるものの、年間を通じてヒ素濃度は安定していた。

この5月の平田井にて観測されたヒ素濃度低下の原因を、地盤沈下と関連づけることは難しいと考えられる。地下水位が低下して濃尾層から間隙水が絞り出された場合、そのヒ素濃度は高くなることが予想される。しかし、5月の採水時の水位は8月の採水時と同程度に低下しており(図6)、上の予想とは逆の結果を示している。また翌2015年5月においても地下水位は低下したが、この時点でヒ素濃度の低下は見られず、地下水位の周期変動との関連性は低いと推察される。

またこの現象の原因を、地表の河川水やG₂地下水など、ヒ素濃度が低い異種の水の流入と考えることも難しい。その場合、濃度変化はヒ素以外の成分にもみられるはずであるが、後述のように平田井における水質は年間を通じて安定していた。

濃尾層からのヒ素溶出は、pHや溶存有機炭素(以下DOCと略す)の上昇などによって促進される可能性が示唆されており⁴⁾、今回の減少はG₁地下水に含まれるそれらの成分が一時的に変動したためとも考えられる。しかし今回の調査ではpHに大きな変化はみられなかった(データ省略)。

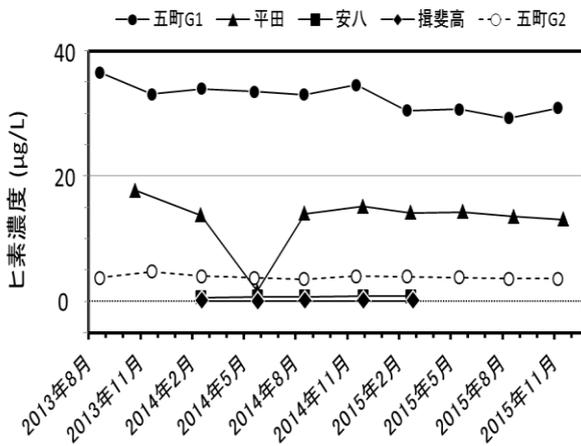


図5 地下水中のヒ素濃度変化

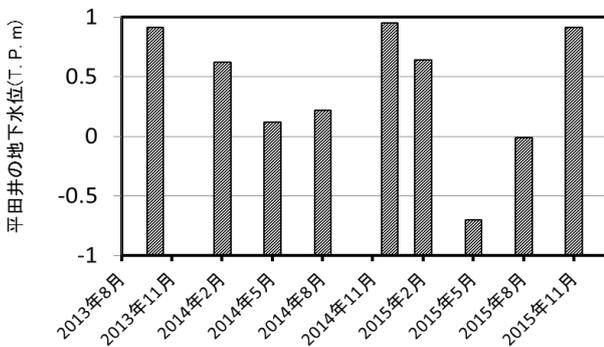


図6 採水時の地下水位(平田井)

3.2 SO₄²⁻濃度

SO₄²⁻は、過剰揚水による地下水位の低下が著しかった昭和40年代に、濃尾平野各地のG₁地下水中に高濃度で検出された成分である。その由来は、上部粘土層からの間隙水の混入によるものと見られており、そのため地盤沈下の指標成分としての活用が期待できる。

今回の調査の結果、観測井によって多少の変動が認められるものの、年間を通してSO₄²⁻濃度に変化が認められなかった(図7(a))。また今回認められた変動については、地盤沈下が顕出していた昭和47年前後で起

こっていた3meq/L程度の振幅と比較すると非常に微細なものと考えられる。

SO₄²⁻は人為的汚染や海水中に多く含まれる成分であり、地下水におけるその濃度変化は、漏水による河川水の流入や海水の浸透による可能性も考えられる。しかしそれら異種の水が混入した場合には、Na⁺やHCO₃⁻等の他のイオン成分濃度にも変動が見込まれるが、今回はいずれの観測井戸でも起こっていない(図7(b),及び7(c))。

3.3 Na⁺濃度及びHCO₃⁻濃度

Na⁺及びHCO₃⁻の濃度は、いずれの観測井も大きな変動は認められず、年間を通じて安定していた(図7(b),及び7(c))。特に五町G₁井と平田井においては、含まれる陽イオンと陰イオン、それぞれの75%以上がNa⁺とHCO₃⁻であり、これら主成分の変動がほとんどみられないので、水質的には一定であるとみなせる。

Na⁺濃度の低い安八井と揖斐高井では、それに代わってCa²⁺とMg²⁺濃度が高かったが、それらの濃度にも大きな変動は認められなかった(データ省略)。観測井間でこのような陽イオン成分の組成比に変化が生じる理由としては、地下を流動する過程で地質成分とのイオン交換反応が進行していることが示唆されている。

3.4 溶存酸素量

地中では酸素の補給源が絶たれるため、滞留時間に比例して地下水中の溶存酸素量は低下する。そのため粘土層中の間隙水が地下水に混入した場合、その溶存酸素量が低下することが考えられる。

今回の調査の結果、安八井及び揖斐高井を除く観測井の溶存酸素量は年間を通じて低く、変動がみられないことがわかった(図7(d))。一方安八井及び揖斐高井は測定回数が少ないながら、夏場にかけて溶存酸素量が低下する傾向がみられる。

しかしながら揖斐高井は涵養地に近く、そのため人為的活動による地下水位の変動が起らない観測井である。この揖斐高井でも溶存酸素量の低下が見られることから、安八井にみられる同様の変動は、粘土層の間隙水の混入とは考え難い。また河川水等、溶存酸素量の高い地表水が流入した可能性については、前述のようにイオン成分濃度に変化がみられないことから低いと考えられる。

4 まとめ

濃尾平野北西部から南西部にかけての4地点で G₁の地下水成分を定期的にモニタリングした。その結果、一部の水質成分に変動がみられたものの、地盤沈下の兆候を示す粘土層の間隙水混入は認められなかった。またイオン成分に大きな変動が見られないことから、河川水などの地表水や別の帯水層の地下水といった、いわゆる異種の水が流入している形跡も認められなかった。これらの結果は、夏場に一時的な地下水位の低下をもたらすものの、現状での人為活動による揚水量は、昭和40年代にみられた大規模な地盤沈下を誘発するほど過剰なものではないと推察される。

揚水量の適否を判断する指標として、地盤沈下停止に必要な地下水位（安全地下水頭）を算出し、それに基づき揚水量を規制する取組みが各地でなされてきた。濃尾平野の場合は、シミュレーション計算からその安全地下水頭は地表面下10m程度とされ⁵⁾、揚水量規制への取組み等により、現在の地下水位はそれを上回るレベルにまで上昇している。今回の調査においても、地盤沈下の明確な兆候は認められないため、現在の地下水位はこの安全地下水頭以上であると推察できる。

今回認められた平田井でのヒ素濃度の一時的な低下は、その起源と考えられる濃尾層からの溶出量が、なんらかの原因によって減少したために起こった可能性が考えられる。過去の研究によれば、その溶出量は地下水の pH、DOC 濃度、Ca²⁺濃度等に影響を受けることが報告されている。今回の調査では、pH や主な地下水成分に大きな変動は認められなかったが、DOC 濃度や酸化還元電位などの測定は今回実施していないため、明確な原因究明についてはさらなるデータの蓄積が必要と考える。

謝辞

本研究では、地下水の採取にあたり国土交通省中部地方整備局木曾川下流河川事務所並びに岐阜県都市建築部水資源課にご協力いただきました。ここに記して関係各位に深く謝意を表します。

また本研究は、越山科学技術研究助成金により実施しました。ここに改めて謝意を表します。

文献

- 1) 東海三県地盤沈下調査会編：平成25年度における濃尾平野の地盤沈下の状況，6-8, 2014
- 2) 岐阜県環境生活部：岐阜県環境白書，112, 2013
- 3) 西澤 貴樹，加藤 雅彦，北沢 遥，佐藤 健：濃尾平野西濃地域におけるヒ素の存在形態と地下水への溶出，土木学会論文集，68, 670-679, 2012.

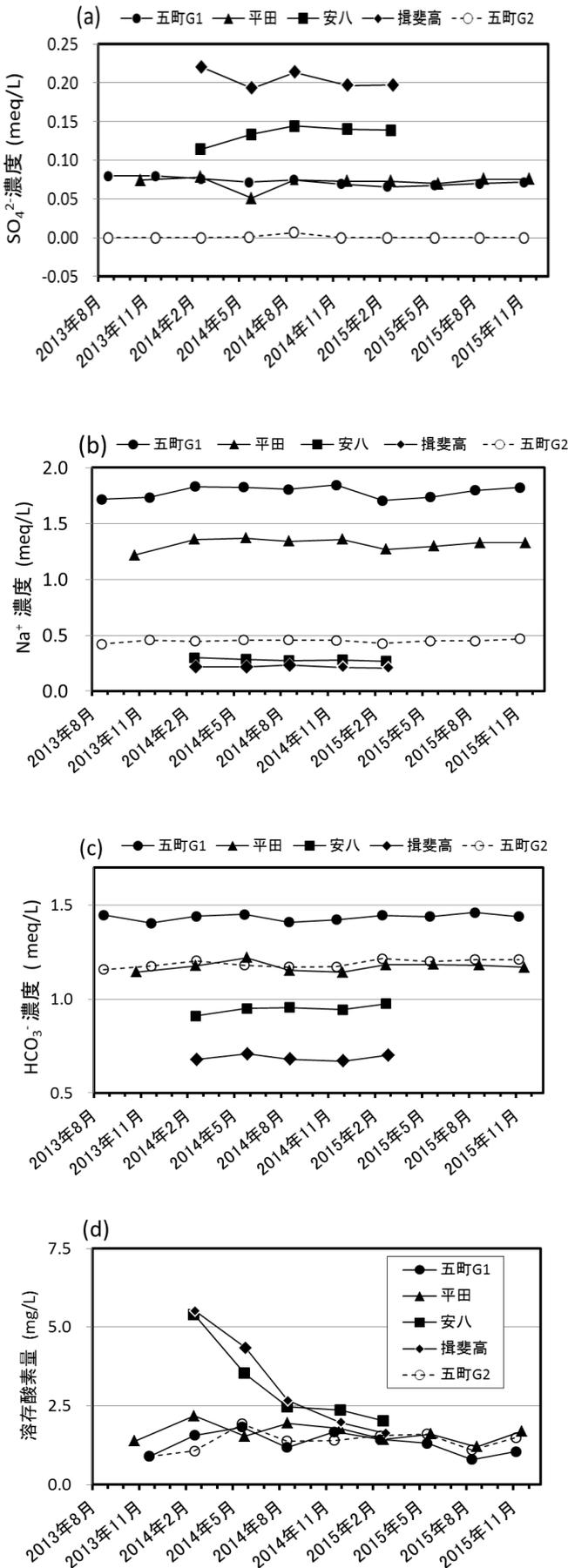


図7 地下水成分の濃度変化

(a) SO₄²⁻濃度, (b) Na⁺濃度, (c) HCO₃⁻濃度, (d) 溶存酸素量

- 4) 西澤 貴樹, 加藤 雅彦, 堀 昌子, 佐藤 健 :
濃尾平野西濃地域における地下水中へのヒ素の溶
出メカニズム, 土木学会論文集, **68**, III_507-III
_515, 2012.
- 5) 植下 協, 佐藤 健 : 濃尾平野地盤沈下に対する
安全地下水頭の研究 : 土木学会論文報告集, **299**,
65-72, 1980.

On the present condition of land subsidence in the Nobi Plain Western Area
considered from the monitoring of groundwater components

Takashi OKA

*Gifu Prefectural Research Institute for Health and Environmental Sciences:
1-1, Naka-fudogaoka, Kakamigahara, Gifu, 504-0838, Japan.*