

白石平野における地下水塩水化メカニズム

八谷陽一郎¹・日野剛徳²・下山正一³・三浦哲彦⁴

¹正会員 博(工) 佐賀県 環境生活局 (〒840-8570 佐賀市内一丁目1番59号)

²正会員 博(工) 佐賀大学講師 低平地研究センター (〒840-8502 佐賀市本庄町1番地)

³理博 九州大学大学院助手 理学研究院 (〒812-8581 福岡市東区箱崎六丁目10番1号)

⁴フェロー会員 工博 佐賀大学教授 理工学部都市工学科 (〒840-8502 佐賀市本庄町1番地)

佐賀低平地における広域地盤沈下, 地下水塩水化, 海成粘土の強度低下などの地盤環境問題は, いずれも地下水の動きが関与していると考えられる. 本報では, 地下水塩水化のメカニズムを明らかにするため, 灌漑用として季節的な地下水揚水が行われている筑紫平野最西部に位置する白石平野を対象に, 完新統と更新統上部層の水中溶存成分の鉛直移動に着目し, 水質分析, トリチウム分析, 環境同位体分析を実施した. その結果, 対象地域における更新世帯水層地下水の塩水化は, 完新世海成粘土層中の塩分溶脱が関与していることを見出した. 地下水塩水化のメカニズムは, 更新世帯水層地下水の季節的揚水に伴い, その上部の完新世有明粘土層(海成層)中に間隙水として保持されてきた堆積当時の海水(化石水)が, 帯水層の地下水と混合希釈したものと解される.

Key Words: *seasonal groundwater pumping up, migration of dissolved elements, saltwater intrusion, fossilized sea water, geoenvironment*

1. はじめに

佐賀県白石平野(筑紫平野西部の六角川以西の地域)は, 典型的な低平地環境を成し, 地下水揚水に伴う広域地盤沈下や地下水塩水化などの問題が生じている¹⁾⁻³⁾. また, 海成粘土の塩分溶脱に伴う液性限界の低下や練返し強さの低下などの地盤劣化問題も指摘されている⁴⁾. これらの地盤環境に関する課題は, 当該地域における社会基盤整備上重要な問題となっているが, 地下水の塩水化がどのようなメカニズムで生じているのか不明な点が多い. 本報では, 灌漑用として季節的地下水揚水が行われている白石平野を対象に, 完新統と更新統上部層の間隙水および地下水中溶存成分の鉛直方向の移動に着目し, 水質分析, トリチウム分析, 環境同位体分析等を実施し, これらの分析結果に基づいて地下水の塩水化メカニズムを考察した.

2. 第四紀層の特異な地盤環境

白石平野を最西部に含む筑紫平野は, 北は中生代花崗岩と若干の変成岩で構成される脊振山地, 東は変成岩の筑紫山地, 西は杵島山地, 南は有明海に囲まれており, 大部分が完新世の三角州性低地で占められている. 三角

州性低地において, 160万年前から1万年前の更新世に堆積した地層群は更新統と呼ばれ, 1万年前から現在の完新世に堆積した地層群は完新統と呼ばれる. 両世代は併せて第四紀と呼ばれ, この時代の地層群を総称して第四紀層と呼んでいる. 下山ら⁵⁾は, 筑紫平野における試錐試料に基づいて, 完新統の細分化を始めとする地層の再記載作業を行い, 各地層の堆積環境を明らかにしている.

これまでに, 筑紫平野西部(白石平野及び佐賀平野)の更新統帯水層の地下水質について研究が重ねられ^{6), 7)}, 塩水化問題が指摘されている. これらの報告では, いずれも地下水塩水化の原因として, 有明海域からの海水の浸入を定説としている. 当該地域における地下水塩水化に関する分析結果を図-1に示す. 同図は, Cl^- 濃度と塩水(海水)の影響の度合いを示すパラメータ E_{cl} (= $[試料中のNa^+/Cl^-] / [海水中のNa^+/Cl^-]$)の関係を示したものであり, E_{cl} が1に近いほど海水組成に近いことを示すものである. 同図において E_{cl} は Cl^- 濃度増加に伴って1に近づくことから, Cl^- は海水に起因することを示唆すると考えられている. 一般に, 海域から陸域に向けて海水が浸入する場合, 淡水地下水の下方にくさび状の浸入分布をなす⁸⁾. この場合, 地下水の塩水化は, 海岸線に近い地域もしくは深層から浅層に向けて卓越すると考えられる. 図-2は, 当該地域の地下水について, 海岸

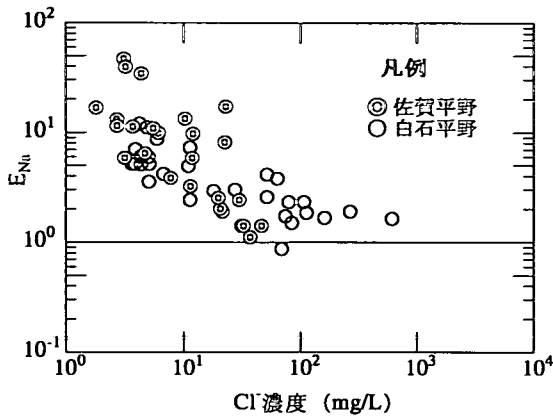


図-1 地下水のCl濃度とE_{Na}の関係

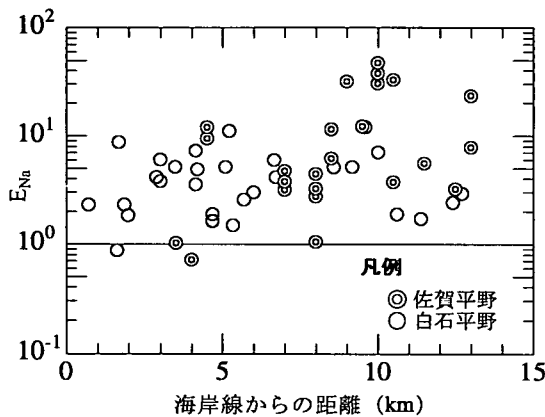


図-2 海岸線からの距離とE_{Na}の関係

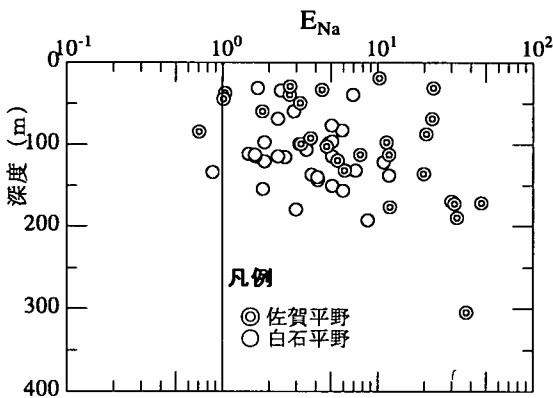


図-3 地下水のE_{Na}の深度分布

線からの距離と E_{Na} との関係プロットしたものであるが、この関係からは前述の傾向が認められない。図-3には井戸の深度と E_{Na} との関係を示すが、当該地域の場合、前述の深層から浅層に向けて塩水化が卓越する傾向も認

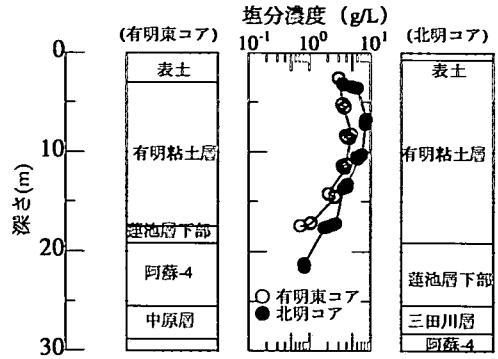


図-4 完新統中の塩分濃度分布例(白石平野)

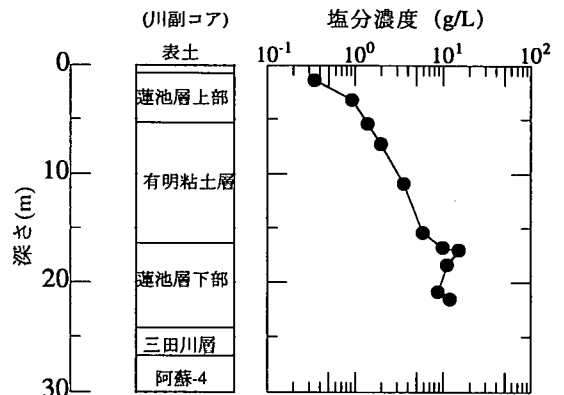
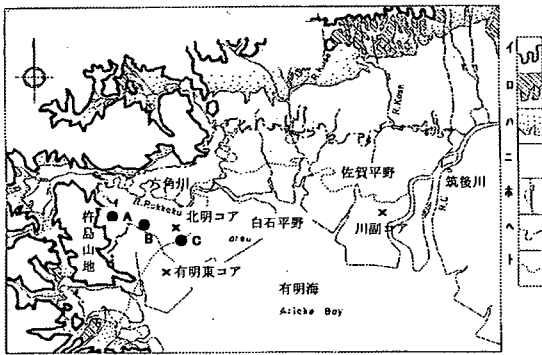


図-5 完新統中の塩分濃度分布例(佐賀平野)

められない。このように、当該地域の地下水塩水化の実態は、これまで定説とされてきた有明海からの海水の浸入説と矛盾する点が多い。一方、濃尾平野における地下水塩水化の機構について、東海三県地盤沈下調査会⁹⁾は、海成粘土層中の間隙水(化石水)の絞り出し、または古井戸周囲からの河川遡上海水の引き込みなどの可能性を示唆している。

また、当該地域の海成粘土の塩分溶脱についてもいくつかの報告^{9), 10), 11)}がなされている。図-4は、白石平野の完新統の塩分濃度を簡易測定し、その鉛直分布を示したものである(コア位置は図-6参照)。海成層(有明粘土層)の下部で塩分濃度が減少している。図-5は、白石平野の東に隣接する佐賀平野の完新統の塩分濃度について示したものである(コア位置は図-6参照)。上層の海成層(有明粘土層)より下層の非海成層(蓮池層下部)で塩分濃度が高くなっている。いずれも海成粘土からの塩分溶脱を示す事例であるが、その分布形態は異なっている。



イ：山地 □：丘陵 ハ：沖積扇状地 ニ：沖積三角洲
 ※：感潮域上限と旧河道 △：平均満潮線 卜：1600年頃の海岸線
 ●A～C：調査地点

図-6 調査地点図

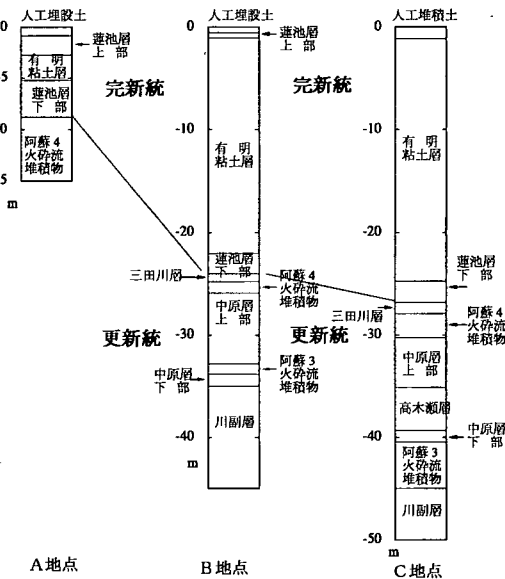


図-7 調査地点の第四紀層地層区分

3. 調査地点と堆積環境

調査地点を図-6に示す。白石平野を代表する地点として、杵島山地の麓から有明海に向けたほぼ直線上の3地点(A, B, C地点)を選定した。A地点周辺は、背後に標高約300～340mの杵島山地が南北に連なっている。また基盤岩である凝灰角礫岩の丘陵が島状に点在している。B地点周辺は、西方の丘陵性台地に源を発生し、有明海に注ぐ河川による堆積作用や有明海の干満作用によって形成されたもので、標高1～2mの低平地を成している。C地点周辺もB地点と同じく、諸河川の堆積作用や有明海の干満作用によって形成された標高0～1mの低平地で、こ

表-1 採取試料と分析の種類

地点	試料名	深度(m)	地層名	分析種類		
				陽・陰イオン	トータルC	環境同位体
A	A-1	2.00-3.80	蓮池層上部	○	○	○
	A-2	3.80-5.60	有明粘土層	○	○	○
	A-3	5.60-7.40	蓮池層下部	○	○	○
	A-4	7.40-8.30	〃	○	○	○
	A-5	10.0-14.0	阿蘇4	○	○	○
B	B-1	3.00-4.80	有明粘土層	○	○	○
	B-2	8.00-9.80	〃	○	○	○
	B-3	13.0-14.8	〃	○	○	○
	B-4	18.0-19.8	〃	○	○	○
	B-5	23.4-24.0	蓮池層下部, 三田川	○	○	○
	B-6	26.2-27.45	中原層上部	-	○	○
	B-7	30.5-31.4	〃	-	○	○
	B-8	42.0-43.5	川副層	○	○	○
C	C-1	1.00-2.80	有明粘土層	○	○	○
	C-2	5.00-6.80	〃	○	○	○
	C-3	9.0-10.8	〃	○	○	○
	C-4	13.0-14.8	〃	○	○	○
	C-5	17.0-18.8	〃	○	○	○
	C-6	21.0-22.8	〃	○	○	○
	C-7	27.0-28.0	三田川層	○	○	○
	C-8	35.9-37.0	高木瀬層	-	○	○
	C-9	47.0-48.0	川副層	○	○	○
雨水	R-1	—	—	○	—	—
海水	SW-1	—	—	○	○	○
	SW-2	—	—	○	○	○
陸水	LW-1	—	—	○	○	○
	LW-2	—	—	○	○	○
	LW-3	—	—	○	○	○

れより有明海に面する地域は江戸時代以降の干拓によって陸地化されたものである。

これらの調査地点の堆積環境を明らかにするために、各地点でオールコアボーリングを実施した。その結果を図-7に示す。有明粘土層は海成層に、蓮池層上・下部は非海成層に区分される。三田川層および阿蘇-4火砕流堆積物は非海成層に区分され、砂礫質に富むので表層からの第1帯水層と見なせる。また、川副層も非海成層で砂礫質に富むことから第2帯水層と見なした。海成層の有明粘土層で見出された貝殻は、現在の有明海の潮間帯高潮亜帯(平均海面から+2mの水深)から上部浅海帯(平均海面から-10m以深の水深)にかけての水深下に生息するものである。有明粘土層が海成層に区分されるのは、このような貝殻を含む地層であることによる。有明粘土層は1万年前から現在にかけて堆積しており、今日の有明海の海象は8,000年前から生じていたと推定されている¹²⁾。

4. 水質分析

完新統の間隙水は、シンウォールサンプリングにより、所定の深さ毎にサンプラー2本分の粘土試料を採取し、これから遠心分離により間隙水を抽出した。更新世帯水層中(第1, 第2帯水層)の地下水は、ボーリング孔に仮設の井戸を設置し、ストレーナ前後を確実に遮水し、水中ポンプにより採水した。さらに、これらの試料との

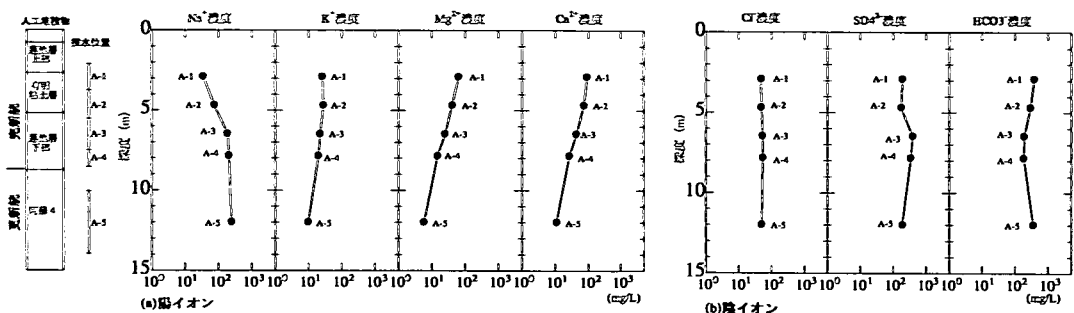


図-8 陽・陰イオンの深度分布 (A地点)

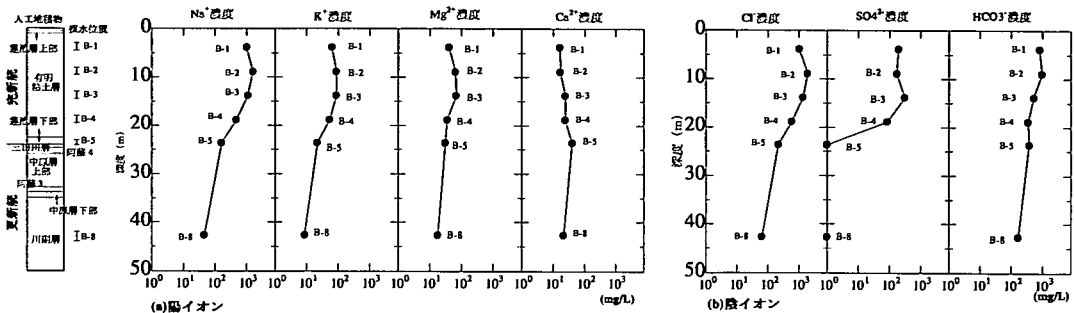


図-9 陽・陰イオンの深度分布 (B地点)

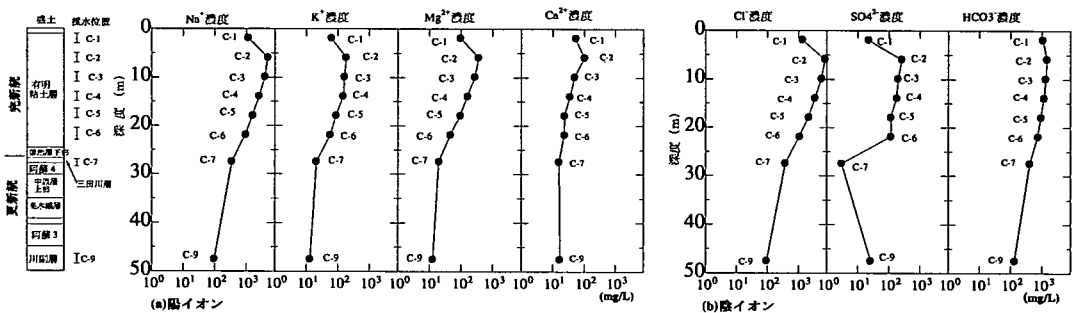


図-10 陽・陰イオンの深度分布 (C地点)

比較検討を行うため、雨水、有明海の海水、陸水（杵島山地山麓の溜め池水と河川水）を採取した。以上の試料に対して実施した分析の種類を表-1に示す。

A, B, C 地点の深さ方向における陽・陰イオン分析結果を図-8(a), (b)～図-10(a), (b)に示す。B, C 地点における有明粘土層中の Cl^- 濃度の深さ方向分布は、有明粘土層の比較的上部でピークを形成し、帯水層の下方（第2帯水層）に向かって連続的に低下している。B 地点と C 地点を比較すると、有明粘土層厚が薄い B 地点の方が Cl^- 濃度が小さくなっている。一方、A 地点における完新統中の Cl^- 濃度は、B, C 地点より 1～2 桁小さく、非海成層も含めて深さ方向にほぼ一定の濃度を示している。さらに B, C 地点に関しては、完新統直下の第1帯水層 (B-5, C-7) および第2帯水層 (B-8, C-9) の Cl^- 濃度が比較的

大きな値を示した。一般に、 Cl^- 濃度は地下水の塩水化の最も直接的な指標と考えられており、上水道については 200mg/L 以下¹³⁾、農業用水については 500mg/L 以下¹⁴⁾が、それぞれの水利用上の目安とされている。B 地点の第1帯水層の地下水 (B-5) で約 220mg/L 、C 地点の第1帯水層の地下水 (C-7) では約 370mg/L を示し、いずれも前述の目安を上回っており、地下水障害を招来している。一方、A 地点の帯水層地下水 (A-5) の Cl^- 濃度は約 50mg/L であり、塩水化は生じていないと判断される。とくに B, C 地点に関しては、完新統から更新統にかけて、 Cl^- 、 Na^+ 濃度等が連続的に減少していることが特徴づけられる。

SO_4^{2-} 濃度について、B, C 地点では、完新統からその直下の更新世帯水層に至ったところで不連続的に大きく低下している。A 地点では、深さ方向にほぼ一定の値を示

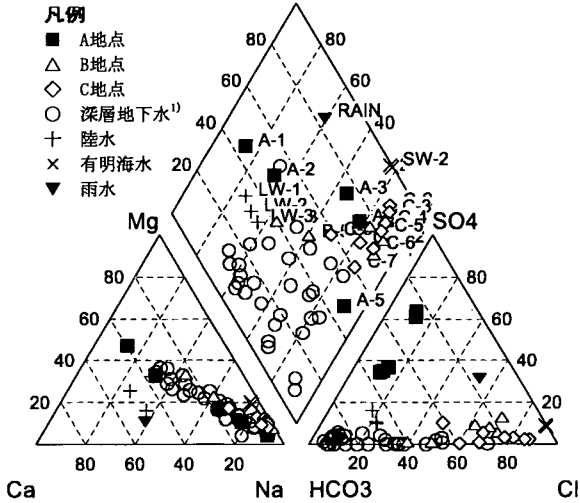


図-11 トリリニア・ダイアグラム

した。

図-11 に以上の水質分析結果に基づくトリリニア・ダイアグラムを示す。同図には各地点の結果に、有明海の海水、周辺の陸水および白石平野の地下約100m前後の深層地下水群の水質組成¹⁾を追記した。陽イオン組成については、各地点の間隙水と地下水ともに、当該地域の深層地下水と同一直線上に存在している。陰イオン組成についても、B, C 地点については、当該地域の地下水と同一直線上に存在するが、A 地点の陰イオン組成はこの直線から外れている。これは、A 地点が SO_4^{2-} に富んでいることが原因になっている。

5. トリチウム分析

トリチウムは、主に大気中で宇宙線によって生成され、地下では、新たなトリチウムの付加がほとんどないことから、地下水のトレーサーとして有用である¹⁵⁾。各地点の間隙水および地下水の年代を調べるために、トリチウムの分析を行った。トリチウムの測定は、科学技術庁(現在の文部科学省)による原子炉施設から排出されるトリチウムの分析マニュアル¹⁶⁾に準じて行った。自然環境レベルよりもかなり低い濃度のトリチウム検出を行う際は、検出限界の向上を図る必要がある。試料の量が十分に確保できたものについては、同マニュアルに定める前処理に加え、電解法によるトリチウムの濃縮処理を行った。下層の粘土層については、含水比が小さく十分な量が確保出来なかったため、電解濃縮を行わなかった。表-2 に分析結果を示す。表-2 中、電解濃縮を行わなかった試料については、濃縮処理の有無の欄に「無」と記載し、トリチウム濃度欄の括弧内に検出限界値を記載している。

表-2 トリチウム分析結果

試料名	形態	濃縮処理の有無	トリチウム濃度 TR	年代評価結果
A-1	間隙水	有	2.5	1950年代 又は1970年代
A-2	間隙水	有	4.6	
A-3	間隙水	有	6.3	
A-4	間隙水	有	9.3	
A-5	地下水	有	6.2	
B-1	間隙水	有	1.3	1950年代頃
B-2	間隙水	有	ND(0.5)	
B-3	間隙水	有	ND(0.5)	
B-4	間隙水	有	ND(4.3)	
B-5	地下水	有	ND(0.5)	
B-6	間隙水	有	ND(4.0)	
B-7	間隙水	無	ND(3.9)	
B-8	地下水	有	0.8	1950年頃
C-1	間隙水	有	3	1950年代
C-2	間隙水	有	ND(0.5)	
C-3	間隙水	有	ND(0.5)	
C-4	間隙水	有	ND(0.5)	
C-5	間隙水	有	ND(0.5)	
C-6	間隙水	有	ND(0.5)	
C-7	地下水	有	ND(0.5)	
C-8	間隙水	無	ND(3.9)	
C-9	地下水	有	1.5	
SW-1	有明海水	有	1.4	
SW-2	有明海水	有	2.5	
LW-1	陸水	有	2.2	
LW-2	陸水	有	1.8	
LW-3	陸水	有	3.3	

ND:検出限界値以下、() 内の値は検出限界値。

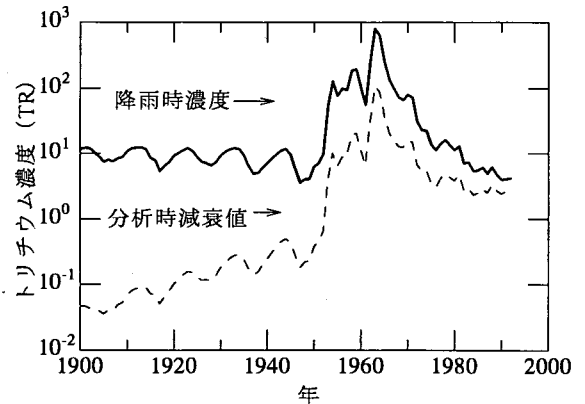


図-12 降雨中トリチウム濃度の経年変化

電解濃縮を行わなかった試料の検出限界値は、電解濃縮を行ったものに比べて約1桁程度大きな値となっている。

降雨中のトリチウム濃度の経年変化¹⁾とその物理的減衰曲線を図-12 に示す。1952 年以前の降雨中のトリチウム濃度は約10TR(1TR≒0.12Bq/L)程度であるが、1953 年以降の核実験の影響により降雨中のトリチウム濃度は増加し、1963~4 年頃をピークに1,000TR 程度までに達している。同図の破線で示す曲線は、各年のトリチウム濃度を、間隙水や地下水等の採取年である2,000 年まで物理的半減期に基づいて減衰させたものである。

表-2 のトリチウム濃度分析結果および図-12 の降雨中トリチウム濃度減衰曲線をもとに年代評価を行った。B, C 地点における完新統中の間隙水のトリチウム濃度は、

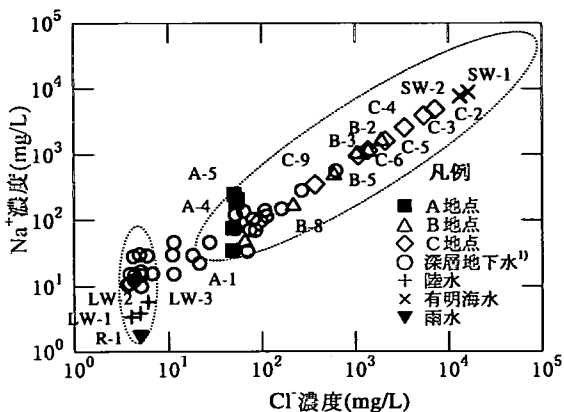


図-13 Cl⁻濃度とNa⁺濃度の関係

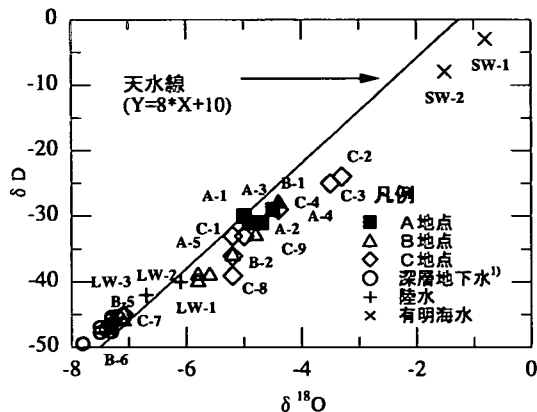


図-14 同位体比 ($\delta D, \delta^{18}O$) 分布

最上層(B-1, C-1)を除けば全て検出限界値以下であった。この内、B地点の完新統の最下層(B-4)を除けば、全て電解濃縮を行ったもの(検出限界値:0.5TR)で、1950年代から堆積当時(約1万年前以降)にさかのぼる間の年代を有するものと推定される。また、第1帯水層の地下水(B-5, C-7)も検出限界値以下の結果であり、その降雨年代は1950年代以前と考えられる。第2帯水層地下水(B-8, C-9)は、1TR前後の測定結果が得られており、1950年頃の降雨に起因していると考えられる。以上のことから、B, C地点では、完新統中の間隙水および完新統直下の第1帯水層地下水が第2帯水層地下水より古い年代を有していると考えられる。A地点の完新統中間隙水のトリチウム濃度は、2.5~9.3TRで、下層ほど大きな値となっている。図-12から、これらの値には明らかに核実験の影響が認められ、その降雨年代は核実験の影響がピークとなる時期の前(1950年代)または後(1970年代)のいずれかと考えられる。また、その下方の帯水層地下水も、間隙水と同程度のトリチウム濃度で、その降雨年代も同様に評価される。なお、これらの結果は種々の年代の水が混合していると考えられるため、その平均的な年代を示していることを考慮する必要がある。

6. 水質の鉛直特性に関する考察

(1) 溶存成分等の鉛直移動

図-8(a), (b)~図-10(a), (b)に示すように、この地域の表層に堆積した有明粘土層中のCl⁻濃度は、海水濃度から平均的に1桁程度低下している。また、その下層の第1帯水層の地下水でCl⁻濃度が高く、塩水化している。深さ方向の分布としては、有明粘土層の比較的上部でピークを形成し、帯水層の下方に向かって連続的に低下している。この地域の帯水層地下水の塩水化は、海水

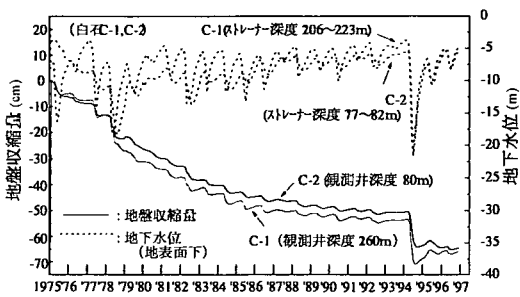
浸入によるものではなく、その上部に堆積した有明粘土層中の塩分がその供給源になっていることをうかがわせる。

Na⁺濃度とCl⁻濃度の関係に着目してまとめた結果が図-13である。雨水、海水、陸水および同地域の深層地下水群のデータ¹⁾も併記した。一般に、雨水を起源とする地下水は、河川水等の陸水を経て帯水層中を流動する間に、地下水中の陽イオンとNa⁺を吸着した粘土鉱物とのイオン交換により、Na⁺に富むようになる^{17), 18)}。一方、Cl⁻濃度の変化はないため、Na⁺/Cl⁻値は大きくなる。同図においても、雨水、陸水、塩水化が認められない深層地下水群がCl⁻濃度一定とみなせる直線上に順次位置している。

また、塩水化の傾向が認められる深層地下水群とB, C地点の第1, 第2帯水層の地下水、および完新統中間隙水が連続的にNa⁺/Cl⁻値一定の直線上に分布し、その延長線上に有明海の海水が位置している。このことから、これらの地下水および間隙水の塩分は、海水組成に起因すると考えられる。ただし、表-2に示したように、有明粘土層中間隙水は、現在の有明海水よりも年代が古いと考えられることから、現在の有明海の海水が間隙水塩分組成の供給源になっているとは判断しにくい。

A地点については、有明粘土層厚が極端に薄く約2m程度しかないため、完新統中の間隙水は地下水に近い組成となっている。

地下水等の起源を調べる手法として、水の安定同位体比に基づく指標($\delta D, \delta^{18}O$)が用いられている。 $\delta D, \delta^{18}O$ は、標準物質(標準的表面海水)の同位体比からのずれを千分率で表す方法がとられており、 $\delta D, \delta^{18}O$ の値が正の大きな値になるほど重い同位体に富み、負になると軽い同位体に富むことを意味する^{1), 19), 20)}。本報でも、得られた試料の質量分析を行い、図-14に示す結果を得た。一般に、雨水の $\delta D, \delta^{18}O$ は、季節変動等によって天水線



図一15 白石平野の地下水位変動等の経年変化²¹⁾

上を幅広く分布する¹⁹⁾。同図において、陸水の δD , $\delta^{18}O$ は、天水線にほぼ沿って若干ばらついて分布しているが、深層地下水群のそれは比較的狭い範囲に集中している。これは、天水線上に分布し異なる δD , $\delta^{18}O$ を有する雨水が、深層地下水として滞留する間に、十分に混合されたことによるものと考えられる。これらの深層地下水群と有明海海水のデータを結ぶ直線にほぼ沿った形で、A, B, C 地点のデータが分布している。従って、A, B, C 地点の第1, 第2帯水層地下水および有明粘土層中の間隙水は、雨水に由来する地下水および海水をその起源とするものと考えられる。ただしこの場合の海水は、前述した溶存成分の分布状況および以下に述べる年代評価結果等から、現在の有明海の海水ではなく、有明粘土層堆積当時の化石海水を起源にしているものと考えられる。

以上に基づいて、この地域における地下水の塩水化について次のように考察した。従来この地域の地下水の塩水化は、有明海からの海水の浸入によるものと考えられていたが、それとは異なるメカニズムによるものと考えられる。図一15は、北明コア(図一6参照)の位置で観測している地下水位及び地盤収縮量の経年変化を示したものである。この地域は水田の灌漑用に多量の地下水が季節的に揚水されており、同図に示すように、ほぼ1年周期の地下水位の低下上昇がくりかえされている^{21), 22)}。このことを考慮すると、白石平野における地下水の塩水化は、海成粘土の塩分溶脱と関連し、帯水層の地下水圧の周期的な変動に伴い、有明粘土層中間隙水の帯水層中への絞り出し、有明粘土層中への地下水の浸透が繰り返され、堆積当時の有明粘土層間隙水と地下水が混合したことによるものと考えられる。

(2) 間隙水および地下水の年代の鉛直特性

表一2に示したように、B, C 地点の完新統中間隙水のトリチウム濃度は、最上層を除けば、全て検出限界以下であり、図一12から水の年代としては概ね1950年代以前のものであると読み取れる。トリチウム分析のみではこれ以上詳細な年代評価は困難であるが、陽・陰イオン分析結果、環境同位体分析結果と合わせて考えた場合、堆

積当時の海水が支配的な組成になっているものと考えられる。A 地点の完新統中間隙水のトリチウム濃度は、比較的高値で、核実験の影響が認められる時期の降雨年代と推測される。A 地点は、粘土層厚が極めて薄いことから、完新統中の間隙水は堆積当時のものから最近の水(1950年代または1970年代の降雨に起因する水)に置き換えられていると考えられる。

B, C 地点の第1帯水層地下水(B-5, C-7)のトリチウム濃度は、表層を除く完新統中間隙水と同様に、いずれも検出限界以下であり、この結果からは、両者の年代の比較は出来ない。しかし、これまでの議論から、完新統中間隙水の方が第1帯水層地下水よりも塩分濃度が高く、堆積当時の有明粘土層間隙水(化石海水)の影響がより大きいものと考えられることから、完新統中間隙水の方が古い年代を有するものと推測される。次に、B, C 地点の第2帯水層地下水(B-8, C-9)のトリチウム濃度は、それぞれ、0.8と1.5TRであり、地下水の年代としては1950年代のもので、その上層の完新統中間隙水や第1帯水層地下水より新しい。以上の考察から、B, C 地点の今回の調査深度(45~50m)の範囲では、第2帯水層地下水が最も新しい年代で、次いで完新統直下の第1帯水層地下水、表層を除く完新統中間隙水の順に古い年代となっていると考えられる。

A 地点の帯水層地下水は、核実験の影響が認められる時期の降雨年代を有しており、B, C 地点の第2帯水層の地下水よりも新しい。これは、A 地点が地下水の涵養域に近いことによるものと考えられる。

この地域の深層地下水群の年代測定結果¹⁾を表一3に示す。同表から、涵養域に近いものを除けば、トリチウム濃度は検出限界以下であり、ヘリウム分析結果から数100年~数1,000年の年代を有していることがわかる。一般に地下水盆の深部では、地下水が滞留し化石化していると考えられている²³⁾。年代測定を行った深層地下水は、ほとんどストレーナ深度100~150m程度で大口径の揚水施設から連続的な揚水が行われており、これらの試料の採水に当たっては、更に深部の地下水を混合採水している可能性がある。したがって、更新統における帯水層地下水は、完新統直下を除けば、上層から深部に向かって地下水年代が古くなっていることが推測される。

(3) 酸化還元状態の鉛直特性

図一16に各地点の Cl^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度の関係を示す。図中の点線は、海水の SO_4^{2-}/Cl^- 比を示す直線である。一般に、地下水は水中の酸化的な環境下で塩水化が起きると SO_4^{2-}/Cl^- 比は海水のそれとほとんど変わらない。一方、嫌気的狀態では硫酸還元が起こりやすく SO_4^{2-} 濃度は低下する¹⁷⁾。B 地点の完新統(B-1~B-4)は、海水の SO_4^{2-}/Cl^- 比の直線近傍にあり、酸化的な状態にあると考えられる。

表-3 深層地下水の年代評価結果¹⁾

地区	地域区分	トリチウム濃度測定による滞留時間	溶存ヘリウム測定による滞留時間
佐賀平野	涵養域	約 45 年又は約 25 年	—
		約 70~80 年	—
		約 70 年以上 (ND)*	—
		同上*	約 500 年
		同上*	同上
	滞留域	同上*	—
		同上*	約 600 年
		同上*	約 800 年
		同上*	約 1,000 年
		同上*	約 3,000 年
白石平野	涵養域	約 45 年	約 60 年
		約 45 年	約 100 年
		同上	—
		約 45 年又は 25 年	—
		約 70 年以上 (ND)*	約 200 年
	滞留域	同上*	約 4,000 年
		同上*	—
		同上*	—
		同上*	約 8,000 年
		同上*	—

*) トリチウム濃度の測定結果が検出限界値以下であり、この結果からは、滞留時間は約 70 年を超えることを示す。

C 地点の完新統(C-2~C-5)は、B 地点に比べると、全般的に SO_4^{2-}/Cl^- 比が小さく、B 地点よりも還元状態にある。しかし、深度が増すに従い酸化状態になっている。また、B, C 地点の第 1 帯水層(B-5, C-7)、第 2 帯水層(B-8, C-9)の SO_4^{2-}/Cl^- 比を比べると、下方の第 2 帯水層が高い値を示しており、とくに C 地点でその傾向が顕著である。トリチウム濃度分析結果と併せて考慮すると、第 2 帯水層の比較的新しく酸素に富む地下水の水平的な涵養によって、還元的な堆積物中で海水起源の SO_4^{2-} が還元されて生成された硫化鉄が、再び酸化²⁰⁾されたことが原因と考えられる。A 地点については、全ての深さで SO_4^{2-}/Cl^- 比が高い値を示している。この地点は山麓部に位置し地下水盆地の縁にあたるので、粘土層厚も 8m 程度と薄く、漏水時などは地下水が枯渇することが知られている²⁵⁾。A 地点の高 SO_4^{2-}/Cl^- 比は、漏水時等に堆積層が空気に直接さらされ、堆積層中の硫化鉄の酸化による SO_4^{2-} が、地下水や間隙水の回復に伴い溶出¹⁷⁾したことを示唆している。なお、図-16 にプロットした深層地下水群は、いずれも B, C 地点の第 2 帯水層よりも深い地下水である。この地下水群のデータをみると、雨水や陸水とほぼ同じ SO_4^{2-} 濃度を有する酸化的状態の地下水と、これより低い SO_4^{2-} 濃度の比較的嫌気性を有した地下水の 2 つに分けられる。

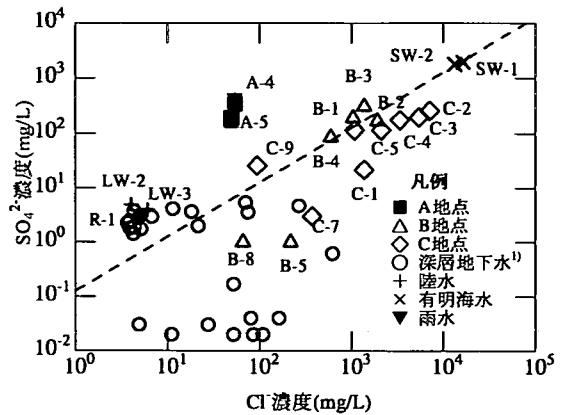


図-16 Cl^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度の関係

7. まとめ

白石平野においては、地下水の季節的揚水による地盤環境への影響が著しいことから、地下水塩化のメカニズム等を明らかにするために、完新統の間隙水および更新統地下水の溶存成分の鉛直移動に着目し、水質分析、トリチウム分析、環境同位体分析を行った。得られた知見を要約すると次のとおりである。

- 1) 更新世帯水層地下水の塩化は、完新統直下の帯水層で著しい。有明粘土層の塩分溶脱はその層厚が薄い地点ほど進行しており、有明粘土層の下層ほど著しい。
- 2) 地下水の塩化は、有明粘土層の塩分溶脱と関連しており、地下水の季節的揚水に伴う帯水層地下水圧の周期的な変動に伴い、有明粘土層中間隙水の帯水層への絞り出し、有明粘土層への地下水の浸透が繰り返され、堆積当時の有明粘土層中間隙水と地下水が混合したことによるものと推測される。厚い有明粘土層が間隙水として保持してきた堆積当時の海水(化石水)が下位の帯水層へ各種イオンの供給源の役割を果たしていることを示唆している。
- 3) 更新統の地下水は、完新統直下を除けば、上層から深部に向かって地下水年代が古くなっていると考えられる。更新世帯水層の地下水は、比較的上層で水平涵養され、下層ほど滞留・化石化しているものと推測される。

謝辞：本研究の試料採取に際して、地元町の役場をはじめとする多くの方々のお世話になった。(株)親和テクノ、(財)九州環境管理協会の協力をいただいた。佐賀大学大学院工学系研究科鶴田健太郎君には、試料の採取からデータの整理にわたって多大な協力をいただいた。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 八谷陽一郎, 坂井晃, 三浦哲彦, 陶野郁雄: 溶存成分及び同位体に基づく佐賀平野の地下水循環に関する調査結果と考察, 土木学会論文集, No. 664/VII, pp. 21-30, 2000.
- 2) 八谷陽一郎, 北島淳二, 神野健二: 佐賀平野における平成6年異常漏水と地盤沈下, 地下水学会誌, 第38巻, 第3号 pp. 181-191, 1996.
- 3) 八谷陽一郎, 三浦哲彦, 田尻宣夫, 児玉信之: 佐賀平野の地盤沈下と社会資本損失, 低平地研究, No. 8, pp. 14-21, 1998.
- 4) Ohtsubo, M., Takayama, M. and Egashira, K.: Marine quick clays from Ariake bay area, Japan, Soils and Foundations, Vol. 22, No. 4, pp. 71-80, 1982.
- 5) 下山正一, 松本直久, 湯村弘志, 竹村恵二, 岩尾雄四郎, 三浦哲彦, 陶野郁雄: 有明海北岸低地の第四系, 九大理学部研究報(地球惑星), 18(2), pp. 103-129, 1994.
- 6) 大島恒彦, 飯盛喜代春: 佐賀平野の地盤沈下と地下水, 佐賀大学教育学部研究論文集, 34, pp. 335-344, 1982.
- 7) 三浦哲彦, 飯盛喜代春: 佐賀平野における揚水に伴う地盤沈下と地下水質への影響, 土と基礎, 第34巻, pp. 13-18, 1986.
- 8) 神野健二: 地下水中の物質輸送数値解析, 九州大学出版会, pp. 73-99, 2001.
- 9) 東海三県地盤沈下調査会: 濃尾平野の地盤沈下と地下水, pp. 149-188, 1985.
- 10) 三浦哲彦, 赤峰剛徳, 下山正一: 有明粘土層の堆積環境とその鋭敏性について, 土木学会論文集, No. 541/III-35, pp. 119-131, 1996.
- 11) 坂井晃, 三浦哲彦, 八谷陽一郎: 佐賀平野における更新統も含んだ地盤内の地下水位変動, 広域地盤沈下と地盤環境に関するセミナー, 佐賀大学, pp.119-132, 1997.
- 12) 下山正一: 有明海北岸低平地の成因と海岸線の変遷, 文明のクロスロード Museum Kyushu, 第52号, pp. 9-21, 1996.
- 13) 水質基準に関する省令(平成4年12月21日厚生省令第69号).
- 14) 清水昭邦: 地下水障害, 地下水ハンドブック, 建設産業調査会, pp. 593-617, 1979.
- 15) 木村重彦: 水に含まれる放射性同位元素による地中水の挙動解析, 農業土壌試験場報告, (25), pp. 1-91, 1986.
- 16) 科学技術庁: 放射能測定シリーズ9 トリチウム分析法, 1997.
- 17) 水収支研究グループ: 地下水資源学, 共立出版, pp. 249-299, 1973.
- 18) 水石義彦: 地下水の地化学特性, 放射性廃棄物と地質科学, 東京大学出版会, pp. 123-146, 1955.
- 19) 綿貫邦彦: 地下水問題への環境同位体手法を用いたアプローチ, 地下水学会誌, 第35巻, 第4号, pp. 307-311, 1993.
- 20) 北岡豪一, 由佐悠紀, 山孝吉, 大沢信二: 水素と酸素の安定同位体比からみた別府温泉における地熱流体の移動過程, 地下水学会誌, 第35巻, 第4号, pp. 287-305, 1993.
- 21) 坂井晃, 三浦哲彦, 陶野郁雄, 八谷陽一郎: 季節的な地下水揚水に伴う地盤沈下, 地下水学会誌, 第38巻, 第4号, pp. 269-278, 1996.
- 22) 坂井晃, 三浦哲彦: 地下水位の季節的変動を受ける軟弱地盤の沈下解析, 低平地研究, No. 2, pp. 59-76, 1993.
- 23) 小島圭二: 沿岸地域の地下水環境について, 第32回原子力発電に関する安全特別セミナーテキスト, pp. 90-94, 2001.
- 24) 山中寿朗: 環境評価のための新しい微生物的インディケータ〜硫黄の同位体地球科学〜, 低平地研究, No. 9, pp. 5-12, 2000.
- 25) 佐賀県, 佐賀大学: 佐賀平野における地盤沈下防止のための地下水管理システムに関する研究報告書, 1998.

(2001. 9. 12 受付)

MECHANISM OF SALTWATER INTRUSION INTO GROUNDWATER IN THE SHIROISHI PLAIN

Yoichiro HACHIYA, Takenori HINO, Shoichi SHIMOYAMA
and Norihiko MIURA

Geoenvironmental problems in the Shiroishi Plain such as land subsidence, saltwater intrusion into groundwater and the change of strength characteristics of marine clay deposit, are all related to groundwater movement. To investigate the mechanism of saltwater intrusion into groundwater in the plain, water quality, natural radioactive isotopes and environmental stable isotopes analyses were conducted, directing our attention to the vertical migration of considered cations/anions. The results suggest that the mechanism of saltation of groundwater can be explained as the mixing of groundwater with fossilized seawater in Holocene marine deposit by seasonal pumping-up of groundwater.