九州大学学術情報リポジトリ
Kyushu University Institutional Repository

福岡市西区・九州大学伊都キャンパス地区の岩脈年代と地下水の化学組成

石橋, 純一郎
九州大学理学部地球惑星科学科

小川, 啓太
九州大学理学部地球惑星科学科

瀬口, 真理子
九州大学理学部地球惑星科学科

島田, 允堯
九州大学理学部地球惑星科学科

他

https://doi.org/10.15017/11819

出版情報：九州大学大学院理学研究院研究報告. 地球惑星科学. 22 (2), pp.63-74, 2007-02-15. 九州大学大学院理学研究院
バージョン：
権利関係：

福岡市西区・九州大学伊都キャンパス地区の岩脈年代と地下水の化学組成

石橋純一郎*・小川啓太*・瀬口真理子*・島田允堯*・池見洋明**・広城吉成***

K-Ar age determination of a lamprophyre dike, and geochemical features of groundwater in the Ito Campus, Kyushu University, Fukuoka

Jun-ichiro ISHIBASHI*, Keita OGAWA*, Mariko SEGUCHI*, Nobutaka SHIMADA*, Hiroaki IKEMI** and Yoshinari HIROSHIRO***

Abstract

Within the Ito Campus and surrounding area, subsurface investigations with several borings had been conducted by the Kyushu University. Core samples obtained by the boring and groundwater samples collected from the boring wells provide important information on understanding geological and geochemical features of this area. Age determination of a lamprophyre dike in the Itoshima Granitoid using K-Ar technique provided age of around 90.7 ± 1.2 Ma, which is in accordance with the reported age for main body of the granitoid. This result would be one of constraints for discussion on igneous activities in the northern Kyushu. The groundwater collected from this area can be classified into four types based on the chemical and isotopic compositions. The relationship between water chemistry and water elevation can be explained as a snap shot of groundwater evolution from meteoric water to the Ca-HCO_3 type groundwater accompanying weathering of granitic rocks. Within the alluvial sediments in the east of the Ito Campus, the Na-Cl type groundwater is widely distributed, which is attributed to the influence of seawater intrusion. The natural flow which is associated with the West Off Fukuoka Earthquake on March 20, 2005 is explained as a result of rising of the freshwater-seawater boundary.

Key words: Itoshima Granitoid, K-Ar age, groundwater evolution, seawater intrusion, West Off Fukuoka Earthquake

1．はじめに

九州大学の新キャンパス（伊都キャンパス）造成に先立って，1993年以来数多くのボーリング等による調査が進められてきた．その主目的は，造成計画の策定や建物基礎設計のための地盤支持力の把握に必要な地質情報を取得することである．さらに，環境に十分配慮して造成工事を進めるために，環境影響評価（九州大学, 2000）が実施され，引き続き2000年6月からは環境監視調査が毎年行なわれている．とりわけ，造成工事前後における敷地周辺の水環境の変動予測は重要な関心事項であったことから，幸の神（さやのかみ）の湧水量調査，ならびにボーリング孔を利用しての地下水の水位観測と水質調査が定期的に実施されている．

これらの調査結果は，新キャンパスの造成工事計画や水循環系保全整備計画等に反映されてきた．そればかりでなく，この地域の地質学的・地球化学的理解を深める上で有用な情報を提供する．本報告では，こうした研究の例として，ボーリングコア中の塩基性岩脈試料についてK-Ar年代測定を行った結果得られた新たな知見，ならびにボーリング孔を利用して2004～2005年に筆者らが採取した地下水についての化学分析結果から考察された当地区の地下水形成過程について，その概要を報告する．

平成18年12月7日受付，平成18年12月20日受理
* 九州大学理学部地球惑星科学科
** 九州大学工学研究院附属環境システム科学研究センター
*** 九州大学工学研究院環境都市部門（元，新キャンパス計画推進室）

2．調査地の地質学的背景

調査地である九州大学伊都キャンパス地区は糸島半島中央東寄りの一角を占め，福岡市西区の西端部に位置し，一部前原市，糸島郡志摩町を含む．図１に造成工事が始まる以前（2000年）の調査に基づくこの地域の地質図を示した．図中点線で示したようにキャンパス敷地は東西約3km，南北約2kmの逆三角形に近い形状を示している．

調査地の地形を概観すると，三角形の頂点附近に石ヶ岳（標高99m）があり，これから北西方向に伸びる稜線が敷地の西側境界になっている．一方，石ヶ岳から東北東に緩やかな勾配で下がっていく丘陵一帯がかつてのみかん山であり，目下キャンパス開発の中心軸となっている．丘陵の南東側から東方には水田等の農地になった沖積平野が広がる．敷地内には，水崎川（二級河川），大原川（おおばるがわ，準用河川），杉山川（普通河川）の源流があり，南東部の沖積平野には瑞梅寺川（二級河川）が北東方向に流れ，今津湾に達している．

調査地の基盤岩は古生代の三郡変成岩類であり，主に泥質片岩から構成され，砂質片岩，緑色片岩を伴う．この変成岩類に中生代の糸島花崗閃緑岩類が貫入している．ボーリングコア試料の解析から，花崗閃緑岩の分布は丘陵地の地下深部まで広く分布していることがわかっており，変成岩類は見かけ上ルーフペンダントになっている（図１）．このため調査地で変成岩類が見られる露頭は北東部に限られている．またキャンパス敷地内の東側山麓中央部で，変成岩類と糸島花崗閃緑岩の境界がWNW-ESE方向に横断しほぼ垂直に立っている．ただし，この境界面の地下深部では岩脈を伴い貫入の形状は不規則な形になっている．

糸島花崗閃緑岩は，北部九州に数多く分布する白亜紀の花崗岩質岩体の一つである（唐木田ほか，1983）．この岩体の生成時期としては，糸島郡二丈町淀川南西1kmから採取された試料について97±6MaというK-Ar全岩年代が知られている（Shibata and Karakida, 1965）．調査地内の花崗閃緑岩の大部分は風化が著しく，地表から5～10m付近まではまさ土化しているところが多い．一方，弱風化岩や新鮮なコア試料では黒雲母及び角閃石が特有の片麻状構造を示すことが観察される．またこの岩体には脈幅数十cm以下の塩基性岩脈が頻繁に伴われることが知られている（唐木田，1977）．塩基性岩脈は帯褐暗緑色細粒岩からなり，風化が進んでいることから“ランプロファイアー（別名，煌斑岩）”と称されている．この岩脈については，花崗閃緑岩体の一連の火成活動の後期段階に貫入生成したものであるという議論と，調査地の東方2kmの毘沙門山頂部に分布する玄武岩との関連性から第三紀鮮新世に北部九州一帯に広く噴出した玄武岩の火道であるとの議論があり，地質学的な解釈について確証がなかった．

キャンパス敷地周辺の低平な平野部（海抜約2m）には，概ね10m程度の層厚で第四紀層が分布している．瑞梅寺川―水崎川の左岸沿いのボーリング地質調査結果によれば，平野部の深度10～15mに花崗閃緑岩の侵食面がほぼ平坦に分布し，これに洪積層（約2～5m）がのり，その上を沖積層（8～10m）が覆っている．

洪積層は主に淡灰褐色の礫混じり砂層からなるが，時に基底部に礫層を伴う．この堆積物は中位段丘上位構成礫層の地下延長物と見なされる（下山ほか，1986）．同様な段丘堆積物は大原川の源流域にも分布する．1995年秋に護岸工事がなされた際に，深度3m附近の花崗閃緑岩との不整合面に，黒色の二酸化マンガンに被覆された5cm程度の厚さの亜角礫層があり，その上に赤褐色ないし褐色の礫層が層厚30～40cmで発達するのが観察された．礫は径10cm以下の砂質片岩，緑色片岩やチャートで，基質は黒雲母混じりの中砂からなる．

沖積層は，暗灰色から淡青灰色の礫混じり粗砂ないし中砂が大部分である．上部には，暗青灰色の貝殻混じり砂質シルト層が特徴的に認められる．これは，平野の北東方ほど層厚が大きくなる．この層は博多湾シルト層（下山, 1989）に対比され，縄文海進による海成堆積物である．

本調査地の地下水については，九州大学により行われている地下水位の連続観測から，水位が地表面から数m～数十mにありほぼ地形に沿った分布をしている不圧地下水であることがわかっている（九州大学，2000）．しかし，化学分析結果や同位体比測定結果を水文学的に解釈する系統的な研究はこれまで行われてこなかった．

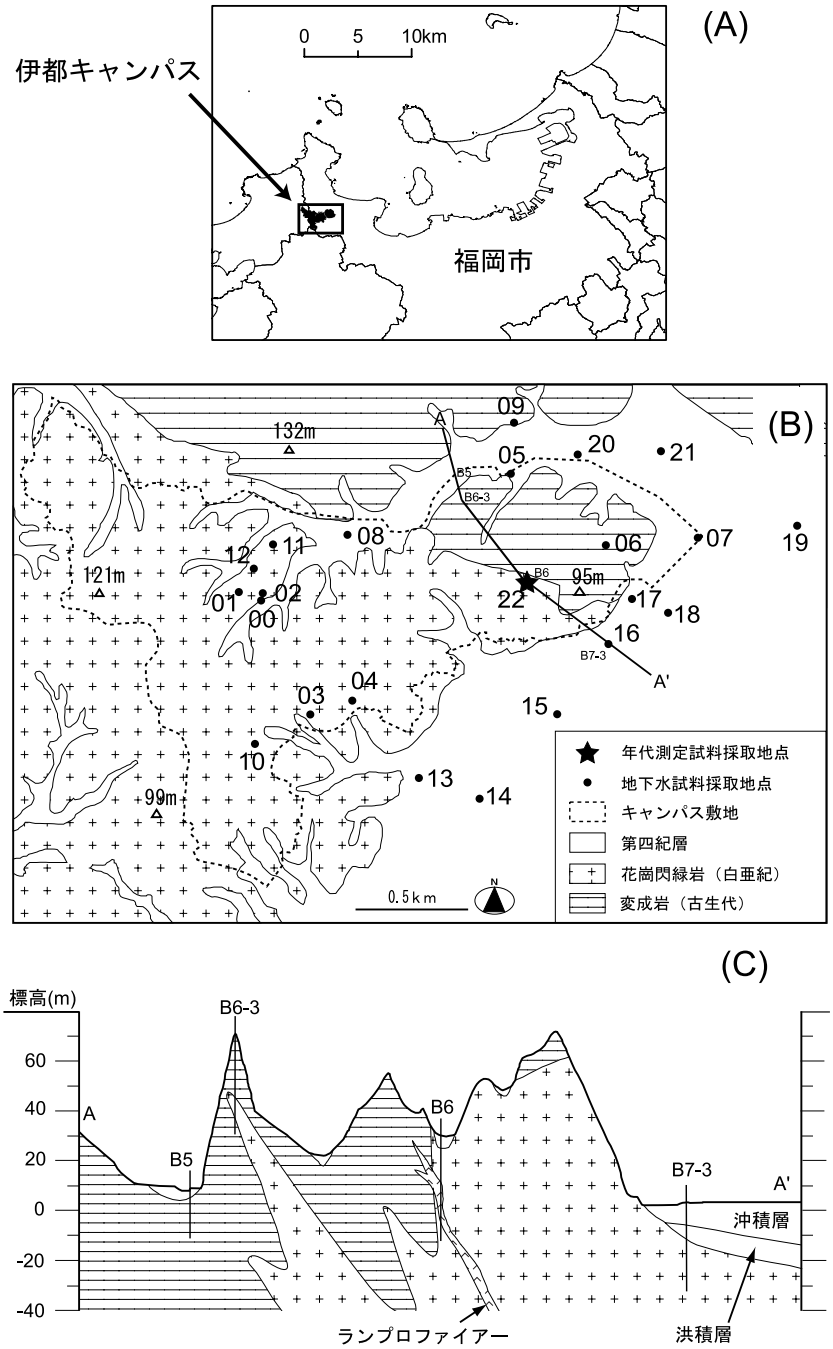

図１．（A）調査地の位置，（B）調査地の地質と試料採取地点，（C）調査地の地質断面図（A－A’による）．
Fig. 1. (A) Locality of Ito Campus in Fukuoka City, (B) Geologic map of Ito Campus area showing sampling localities, (C) Geologic profile of Ito Campus area.

3．研究試料と研究手法

3-1．地質試料の年代決定

年代決定に用いた試料は，1993年12月に九州大学施設部によって掘削されたB-6孔から得られたものである．このボーリング孔は後に地下水位の連続観測機器が設置され，WL20孔として観測が続けられている（本研究の地下水採取地点22に対応する）．

このボーリング孔は標高29.20mで，垂直方向に深度42mまで掘進された（図1）．得られた地質試料の記載としては，ボーリング柱状図（九州大学, 1994）によると，深度5.00mまでは沖積世の砂質粘土で，それ以深では花崗閃緑岩が深度5.00～6.30m，8.95～13.35m，38.10～42.00mに分布する．その間にランプロファイアーが深度6.30～8.95m及び13.35～38.10mまでの間，合計で27.40mにわたって認められた．両者の接触面は70～80°の傾斜を示す．これが岩脈であることは，ランプロファイアー中に花崗閃緑岩を捕獲していることからも明らかである．

これらのランプロファイアー岩脈のうち最も新鮮である深度16.50mの岩石コアから年代決定用の試料を調整した．このコア試料には，偏光顕微鏡下で斑状組織が明瞭に見られ，斑晶はホルンブレンドと斜長石からなり微量のクサビ石を伴う．ホルンブレンド斑晶は緑褐色を呈し，長径0.3～0.8mm, 幅0.1～0.3mmの長柱状を示し，最大3mmに達する．石基は完晶質でホルンブレンド及び斜長石からなり，少量の黒雲母及び不透明鉱物を伴う．斑晶及び石基の一部は緑レン石化している．コア試料を，まず超合金モルタル，次いでメノウ乳鉢で粉砕して，篩で100～

表１．試料採取地点の標高，水位と試料番号の関係．
Table 1. List of groundwater sampling locations, together with information on altitude, water elevation, aquifer and sampling date.

ID	観測孔名	標高(m)	水位（海抜 m）	主な帯水層	試料採取日
01	No.1	48	45.0#	花崗閃緑岩	A, B, F, G
02	No.3	40	26.0	花崗閃緑岩	B, G
03	No.5	29	16.0	花崗閃緑岩	B, G
04	WL26-2	20	14.5	花崗閃緑岩	B, F, G
05	WL19-2	9	7.0	変成岩	B, D, E, G
06	WL21	17	14.5	変成岩	B, F, G
07	WL23	1	0.5##	変成岩	B, G
08	WL17	15	13.0	花崗閃緑岩	C, F
09	WL3	9	8.0	変成岩	C
10	WL24	35	31.5	花崗閃緑岩	C, F, G
11	WL28	53	39.0	花崗閃緑岩	C, F, G
12	WL27-2	63	33.0	花崗閃緑岩	C, G
13	B10-5	4	3.0	花崗閃緑岩	D, F
14	B10-6	3	2.0	花崗閃緑岩	D
15	B7-4	2	1.0	花崗閃緑岩	D
16	B7-3	2	1.0	花崗閃緑岩	D
17	B10-3	2	1.5	変成岩	D
18	B7-2	2	2.0	花崗閃緑岩	D
19	B7- 1	1	1.0##	変成岩	D, G
20	B-2	4	2.0	変成岩	D
21	B10-1	2	2.0	変成岩	D, F
22	WL20	29	27.5	花崗閃緑岩	E, G
00	幸の神湧水	32	32.0	花崗閃緑岩	A, F, G

試料採取日は
2004年　A：4月15日
　　B：6月28日
　　C：7月14日
　　D：12月11日
2005年　E：1月 7日
　　F：1月27日
　　G：4月 2日
観測孔名とその標高は九州大学（2000）による．

A，B試料採取時には，水位は38.0mであったが，
##福岡西方沖地震（2005年3月20日）直後から地下水の自噴が見られ，測点19ではG試料採取日当日も自噴していた．

150メッシュの粒度分を選別した．これをアイソダイナミックセパレータにかけて磁性が大きいホルンブレンドを主体とする粒子を選別して年代決定用の試料とした．

K-Ar年代測定は，岡山大学固体地球研究センターのVG5400型質量分析装置を用いた．アルゴンの抽出及び精製法はNagao et al.（1996）によった．アルゴンの絶対量は^{38}Arスパイクを用いた同位体希釈法によって決定した．またカリウム含有量については，粉末試料を秤量後，フッ酸と過塩素酸によって溶解し，一度過熱乾燥した後に塩酸で再溶解した後に炎光分光光度計を用いて定量分析を行った．

3-2．地下水試料と化学分析法

地下水試料の採取を行った観測孔名（九州大学，2000）と試料採取日を表1にまとめた．また図1の地質図に採取地点の位置を合わせて示した．地下水試料は，紐の先に採水器をとりつけ水位面最上層の地下水を採取した（井戸の孔径が小さくて採水器が入らないためゴム管を降ろして採水したものがいくつかある）．孔口から水位面までの距離を紐の長さから求め，採取地点の標高との差から地下水位面の海抜高さを求めた．採取日による地下水位の変動は測点01を除けば最大3mであったので，これを平均して用いている．これらの数値を表１に合わせて示した．

地下水試料は，試料採取後ただちに懸濁物を取り除くため0.45 μmのフィルターでろ過し，2本のポリ瓶に分けて保存した．うち1本の陽イオン分析用の試料には硝酸が1/20 Nとなるように添加して実験室に持ち帰った．もう1本はそのまま陰イオン分析用試料とした．試料採取の際には現場で，水温，pH（HORIBA D-13による），電気伝導度（HORIBA ES-14による）の測定を行った．

陽イオン分析については，炎光分光法（Na^+，K^+），ICP発光分光法（Mg^{2+}，Ca^{2+}，Fe^{2+}，Mn^{2+}）による分析を行った．陰イオン分析については，主にイオンクロマトグラフ法（Cl^-，SO_4^{2-}，NO_3^-）により分析を行い，一部試料のNO_3^-についてはHPLCを用いた手法（Maruo et al., 2006）を適用した．さらにグラン滴定法（吉村，2003）によりアルカリ度を決定し，これをもってHCO_3^-濃度とした．ケイ酸（SiO_2(aq)）濃度についてはモリブデンイエロー法により分析した．これらの機器分析の誤差は繰り返し測定により3-5%程度と見積もられた．

水の水素安定同位体比，酸素安定同位体比の測定は，岡山大学固体地球研究センターにおいて，質量分析計SIRA10およびMAT252を用いて行った．

4．地質試料の年代値

年代測定について得られた結果を表2に示す．今回得られたランプロファイアーの全岩K-Ar年代は，91.3±1.8 Ma 及び90.0±1.7 Maである．これら2個の測定値を平均すると，年代値は90.7±1.2 Ma となる．岩脈が固結するのに必要な時間が比較的短いことを考え合わせると，この値は岩脈貫入年代とみなすことができる．糸島花崗閃緑岩本体のK-Ar年代については97±6Ma（Shibata and Karakida, 1965）という報告があり，今回得られたランプロファイアーの貫入年代はこれと調和的である．すなわち，ランプロファイアーの成因は，白亜紀の花崗閃緑岩マグマの生成と密接な関連をもつものと考えられる．

5．地下水の地球化学的特徴

5-1．水質の特徴

採取した試料の化学分析結果を表3に示した．この結果をヘキサダイアグラムに図化し，調査地点上にプロットしたものを図2に示した．また地下水の水質

表２．K-Ar年代測定の結果．
Table 2. Results of K-Ar age determination of the lamprophyre dike sample.

Sample ID	K (wt%)	Weight (g)	[^{36}Ar] (x10^{-10} ccSTP/g)	^{40}Ar/^{36}Ar	[^{40}Ar]$_{rad}$ (x10^{-8} ccSTP/g)	Age (Ma)	Air-fract. (%)
ML-1	1.18 ±0.02	0.09144	10.7 ±0.4	4108 ±45	429 ±4	91.3 ±1.8	7.0
ML-2	1.18 ±0.02	0.09458	10.7 ±0.2	4059. ±21	422 ±4	90.0 ±1.7	7.1

$\lambda e = 0.581\times10^{-10}$/yr, $\lambda\beta = 4.962\times10^{-10}$/yr, ^{40}K/K = 0.0001167 (Steiger and Jäger, 1977).

表３．地下水試料の化学分析結果．
Table 3. Results of chemical analyses of the groundwater samples.

ID	採取日	水位 (海抜m)	温度 (℃)	pH	EC (mS/cm)	Na^+ (mg/L)	K^+ (mg/L)	Mg^{2+} (mg/L)	Ca^{2+} (mg/L)	Fe^{2+} (mg/L)	Mn^{2+} (mg/L)	Cl^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	HCO_3^- (mg/L)	NO_3^- (mg/L)	SiO_2 (mg/L)	Σ cation (meq/L)	Σ anion (meq/L)
01	A	38.0	21.0	6.2	−	14.9	0.38	7.27	11.2	7.5	0.6	6.7	91.5	7.23	2.0	14.5	2.1	1.9
	B		18.3	6.1	0.26	18.0	0.55	6.87	10.2	7.6	0.6	10.1	91.9	6.66	3.3	16.6	2.2	2.0
	F	45.0	13.8	7.3	0.33	12.3	0.46	7.94	12.5	n.d.	n.d.	12.2	59.0	10.8	18.2	8.3	1.8	2.0
	G		12.4	7.4	0.18	10.9	0.56	7.11	11.0	n.d.	n.d.	14.0	49.7	11.2	11.7	9.5	1.6	1.7
02	B	26.0	20.6	6.3	0.34	23.5	3.04	8.92	22.0	n.d.	n.d.	20.5	106	17.6	11.0	15.1	2.9	2.9
	G		17.7	7.2	0.25	21.5	3.37	8.73	21.1	n.d.	n.d.	20.4	106	16.4	11.4	14.9	2.8	2.9
03	B	16.0	18.2	6.3	0.40	29.4	1.93	5.82	24.9	n.d.	n.d.	11.6	98.1	44.2	6.4	19.3	3.1	3.0
	G		17.0	7.1	0.29	28.9	1.88	5.85	23.8	n.d.	n.d.	10.5	101	43.0	6.3	19.7	3.0	3.0
04	B	14.5	17.9	6.0	−	14.7	1.68	11.5	24.7	0.4	0.3	16.0	127	14.4	0.4	11.6	2.9	2.9
	F		15.0	6.3	−	13.6	1.56	9.82	20.0	1.4	0.4	20.0	98.3	11.8	n.d.	12.6	2.5	2.5
	G		14.9	7.5	0.25	12.5	1.23	8.73	17.3	0.6	3.3	21.8	81.3	10.9	n.d.	12.1	2.3	2.3
05	B	7.0	19.1	6.1	−	29.7	2.49	24.2	56.0	n.d.	n.d.	40.8	236	69.9	1.0	8.9	6.1	6.6
	D		17.2	6.7	0.58	24.0	2.30	23.1	62.7	n.d.	n.d.	27.9	228	62.2	n.d.	9.0	6.1	6.0
	E		14.0	7.7	−	26.6	2.13	24.1	60.7	0.1	n.d.	36.7	252	66.5	n.d.	8.8	6.2	6.6
	G		13.4	7.5	0.63	24.2	2.14	22.8	71.0	n.d.	n.d.	21.4	261	52.8	n.d.	8.9	6.5	6.1
06	B	14.5	18.9	6.5	0.35	14.4	1.57	10.4	16.6	n.d.	n.d.	16.9	72.2	25.7	6.9	12.1	2.3	2.3
	F		15.2	6.7	0.30	10.8	0.88	10.5	13.6	n.d.	n.d.	22.0	53.6	22.0	5.7	11.5	2.0	2.1
	G		15.9	7.8	0.21	11.6	1.16	10.0	13.2	n.d.	n.d.	26.2	51.5	19.6	1.1	11.3	2.0	2.0
07	B	0.5	18.8	6.1	8.99	1310	24.2	126	234	0.4	1.0	2520	182	69.9	0.3	9.4	81.0	76.0
	G	0	14.3	6.7	8.20	1660	21.9	169	303	0.4	0.9	3180	169	321	n.d.	10.8	101	99.2
08	C	13.0	23.2	6.8	−	11.7	9.38	8.70	39.4	0.2	1.4	43.4	114	4.37	1.8	14.3	3.5	3.2
	F		14.9	7.5	−	10.6	5.78	5.75	26.9	3.2	0.9	20.5	111	6.69	n.d.	11.3	2.6	2.6
09	C	8.0	23.8	6.6	0.84	22.6	3.77	7.91	43.1	0.1	n.d.	21.2	99.6	54.1	30.6	16.6	3.9	3.9

表３．地下水試料の化学分析結果（続）.
Table 3. Results of chemical analyses of the groundwater samples (continued).

ID	採取日	水位 (海抜m)	温度 (℃)	pH	EC (mS/cm)	Na^+ (mg/L)	K^+ (mg/L)	Mg^{2+} (mg/L)	Ca^{2+} (mg/L)	Fe^{2+} (mg/L)	Mn^{2+} (mg/L)	Cl^- (mg/L)	SO_4^{2-} (mg/L)	HCO_3^- (mg/L)	NO_3^- (mg/L)	SiO_2 (mg/L)	Σ cation (meq/L)	Σ anion (meq/L)
10	C	31.5	21.7	6.6	−	16.5	1.36	10.0	18.6	n.d.	n.d.	12.6	71.7	31.9	18.3	15.2	2.5	2.5
	F		15.0	6.8	−	23.6	5.53	11.2	18.6	n.d.	n.d.	12.2	85.9	33.9	18.0	13.6	3.0	2.9
	G		16.3	7.5	0.34	18.2	1.42	10.6	19.2	n.d.	n.d.	12.4	84.1	31.9	16.8	15.1	2.7	2.7
11	C	39.0	17.9	7.4	−	17.2	0.77	3.08	7.77	0.2	n.d.	32.8	16.9	7.18	1.5	19.8	1.4	1.4
	F		14.0	6.2	−	24.2	1.88	3.11	6.74	n.d.	n.d.	28.6	16.5	9.88	1.1	16.3	1.7	1.3
	G		15.8	7.0	0.18	19.2	0.69	3.25	7.65	n.d.	n.d.	32.3	18.5	8.31	1.3	18.6	1.5	1.4
12	C	33.0	17.8	7.1	−	16.7	0.89	2.81	10.1	0.2	n.d.	20.3	29.5	10.1	12.2	20.0	1.5	1.5
	G		15.8	7.3	−	16.9	0.66	2.93	10.4	n.d.	n.d.	15.0	36.8	15.0	11.3	18.4	1.5	1.5
13	D	3.0	18.0	6.4	0.40	28.2	2.15	11.2	27.7	3.0	0.1	41.7	126	16.1	n.d.	23.2	3.7	3.7
	F		15.0	6.3	−	31.9	2.67	12.1	28.9	1.5	0.2	41.3	149	14.3	n.d.	21.6	4.0	4.0
14	D	2.0	16.4	6.2	1.82	340	6.95	7.16	7.68	n.d.	n.d.	423	109	82.8	0.8	12.5	16.0	16.0
15	D	1.0	15.2	6.4	0.74	140	2.95	5.02	8.51	n.d.	n.d.	133	111	50.6	7.3	18.3	6.8	6.8
16	D	1.0	17.6	6.1	2.16	330	3.57	36.4	99.3	n.d.	n.d.	583	140	87.0	6.0	18.4	22.0	21.0
17	D	1.5	15.2	6.4	1.10	180	8.57	7.49	17.8	n.d.	n.d.	225	143	46.0	n.d.	10.7	9.7	9.7
18	D	2.0	16.2	6.0	6.43	1000	8.37	109	216	2.9	0.1	1910	156	320	12.7	13.3	64.0	63.0
19	D	1.0	17.0	6.5	−	295	3.59	13.4	50.9	n.d.	n.d.	418	153	102	13.9	14.4	17.0	17.0
	G	0	17.8	7.1	2.05	413	4.42	23.4	87.9	n.d.	n.d.	601	154	129	2.2	14.2	24.4	22.2
20	D	2.0	17.0	6.9	0.40	29.9	1.46	11.9	31.7	n.d.	n.d.	29.3	141	21.4	6.9	12.7	3.9	3.8
21	D	2.0	17.0	6.7	0.47	100	0.68	0.60	2.70	n.d.	n.d.	35.7	157	30.3	9.0	13.4	4.7	4.5
	F		14.5	6.8	0.55	110	9.16	0.56	2.45	n.d.	n.d.	39.9	179	31.1	7.6	12.5	5.2	5.0
22	E	27.5	13.0	7.7	−	17.6	0.59	3.60	9.85	n.d.	n.d.	22.9	24.6	10.0	14.4	11.3	1.6	1.5
	G		12.3	7.5	0.18	17.3	1.20	3.39	9.24	n.d.	n.d.	22.7	23.1	10.5	12.9	12.6	1.5	1.5
00	A	32	17.6	6.5	−	21.9	2.92	8.76	25.4	n.d.	n.d.	17.2	104	16.6	9.6	14.1	3.0	2.7
	F		16.2	7.1	0.42	21.7	3.82	9.25	22.3	n.d.	n.d.	19.0	115	16.8	11.0	13.8	2.9	3.1
	G		17.5	7.2	0.25	21.0	3.08	8.66	21.2	n.d.	n.d.	19.8	104	16.4	10.8	14.6	2.8	2.8

n.d. = less than the analytical limit

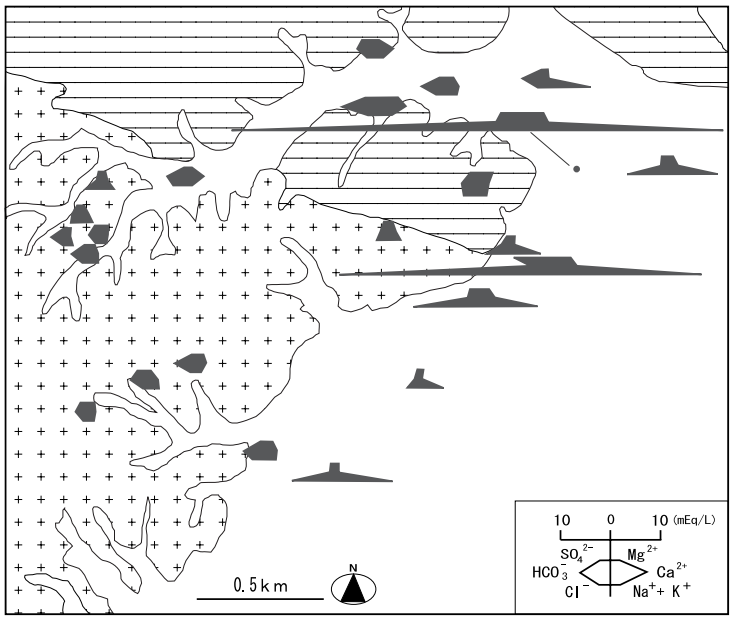

図２．調査地域の地下水の化学組成（ヘキサダイアグラム）．
Fig. 2. Stiff diagrams of the groundwater samples plotted on the sampling localities.

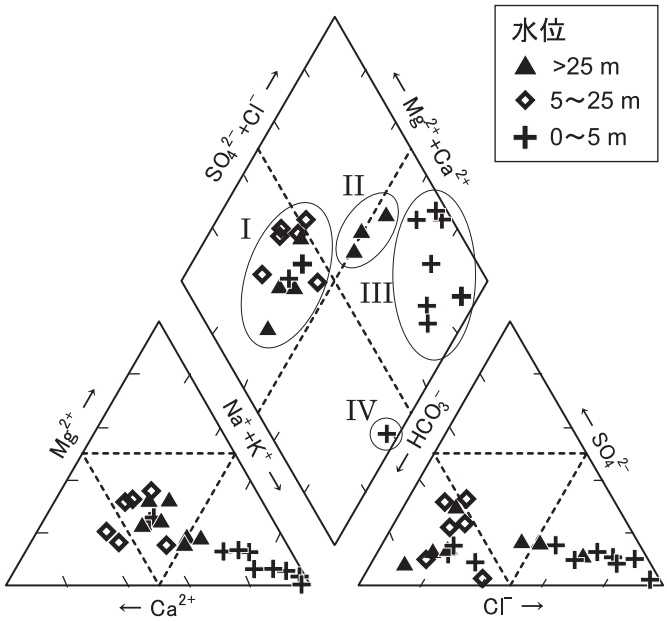

図３．調査地域の地下水の分類（トリリニアダイアグラム）．シンボルは採取地点における地下水位高さをあらわしている（▲25m以上，◇5-25m，+0-5m）．
Fig. 3. Piper diagram of the groundwater samples. Symbols designates water elevation of the sampling sites; closed triangle, above 25m; open diamond, 5-25m; cross mark 0-5m.

表４．地下水試料の水素・酸素同位体比測定結果．
Table 4. Results of isotope measurements of the groundwater samples.

ID	採取日	δD (‰)	δ18O (‰)	ID	採取日	δD (‰)	δ18O (‰)	ID	採取日	δD (‰)	δ18O (‰)
01	A	−44.4	−7.38	07	B	−29.5	−5.45	16	D	−34.6	−4.92
	F	−45.4	−7.00		G	−36.0	−6.15	17	D	−61.4	−8.91
	G	−46.8	−7.60	08	C	−28.7	−5.36	18	D	−40.5	−6.34
02	B	−44.8	−7.42		F	−51.6	−8.10	19	D	−39.3	−5.67
	G	−45.3	−7.40	09	C	−35.7	−5.99		G	−42.0	−6.65
03	B	−47.7	−7.37	10	C	−43.8	−7.25	20	D	−44.8	−7.24
	G	−45.2	−7.10		F	−44.5	−7.00	21	D	−43.5	−6.77
04	B	−29.8	−5.59		G	−45.4	−7.10		F	−38.2	−5.30
	F	−42.7	−6.90	11	C	−44.6	−7.27	22	E	−43.7	−7.16
	G	−41.7	−6.30		F	−46.7	−7.40		G	−45.2	−7.00
05	B	−30.5	−5.66		G	−45.7	−7.30	00	F	−45.2	−7.20
	D	−40.8	−6.40	12	C	−44.6	−7.38		G	−45.6	−7.10
	E	−39.6	−6.30		G	−45.2	−7.10				
	G	−29.5	−5.45	13	D	−45.4	−7.08				
06	B	−38.0	−6.41		F	−43.7	−7.00				
	F	−41.8	−6.80	14	D	−45.2	−6.92				
	G	−43.1	−6.30	15	D	−44.0	−6.84				

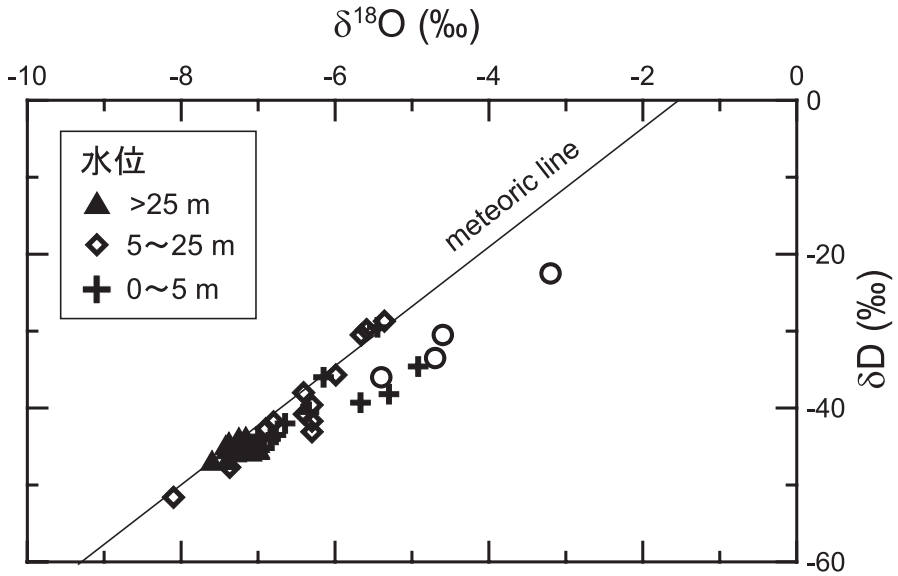

図４．調査地域の地下水の水素・酸素同位体比組成．図中天水線はMizota and Kusakabe（1994）による．シンボルは採取地点における地下水位高さをあらわしている（▲25m以上，◇5-25m，+0-5m）．調査地域東部の沖積平野の深層（30-50m）地下水の報告値（広城ほか, 2002）を○印で合わせて示した．

Fig. 4. Relationship between δD-δ18O values of the groundwater samples. Symbols designate water elevation of the sampling sites; closed triangle, above 25m; open diamond, 5-25m; cross mark 0-5m. Open circles represent the reported values for deep groundwaters (30-50m below surface) collected from the eastern region. Meteoric line is based on Mizota and Kusakabe (1994).

の特徴をもとに，調査地域の地下水を分類するために，分析結果をトリリニアダイアグラムにプロットしたものを図3に示した．この図では地下水水位の高さによりシンボルを区別してプロットしている．図3に示したように，本調査地域の地下水は以下の4つのタイプに分類することができる．

Type Ⅰ：$Ca^{2+}-HCO_3^-$ に富むもの．丘陵地から採取された地下水の大部分がこのタイプに分類される．

Type Ⅱ：Na^+-Cl^- に富むが溶存イオン量が低いもの．いずれも地下水位が標高25m以上の地点（測点11，12，22）から採取されている．

Type Ⅲ：Na^+-Cl^- に富み，かつ溶存イオン量が非常に高いもの．調査地東部の低地から採取された地下水が分類される．

Type Ⅳ：$Na^+-HCO_3^-$ に富むもので，調査地北東部の低地に位置する測点21から採取された．

5-2．地下水水質の形成過程

採取した地下水の同位体比測定の結果を表4に示し，これを図化したものを図4に示した．丘陵の頂部で採取された地下水（図中▲印）は，ほぼ一定の値（$\delta D = -45‰$，$\delta^{18}O = -7.2‰$前後）を示し，この値は北部九州地域の天水線（Mizota and Kusakabe, 1994）と調和的である．丘陵の周辺部で採取された地下水（図中◇印）は，水素・酸素ともにやや同位体比的に重い傾向が見られるが，やはりほぼ天水線に一致する同位体比を示している．これらの結果から，丘陵地帯の地下水が基本的には天水を起源としていることは明らかである．

図5は本研究で採取した地下水について，地下水位の標高と溶存イオン量の関係を示したものである．水位標高が25m以上の地下水（図中▲印）には，降水の化学組成に近いNa^+-Cl^-型の水質（Type Ⅱ）の地下水（測点11，12，22）と，これより溶存イオン量がやや多く$Ca^{2+}-HCO_3^-$ 型の水質（Type Ⅰ）を示す地下水（測点01，02，10，00）が見られる．また水位が標高25-10mにある地下水（測点03，04，06，08）は，すべて$Ca^{2+}-HCO_3^-$ 型の水質（Type Ⅰ）を示す．このように丘陵地帯の地下水では，丘陵頂部から水位が低くなるにつれて$Ca^{2+}-HCO_3^-$に富む傾向がある．

このような地下水水質の特徴は，風化作用により岩体から溶出する元素を取り込む反応によって説明できる．一般に花崗岩の風化作用における元素の溶出については，以下のような反応を考えればよいことが知られている．

$$2NaAlSi_3O_8+2CO_2+3H_2O \quad \text{plagioclase(albite)}$$
$$\rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4+2Na^++4SiO_{2(aq)}+2HCO_3^- \quad \text{kaolinite} \qquad (1)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \quad \text{plagioclase(anorthite)}$$
$$\rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4+Ca^{2+}+2HCO_3^- \quad \text{kaolinite} \qquad (2)$$

$$2KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \quad \text{K-feldspar(orthoclase)}$$
$$\rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4+2K^++4SiO_{2(aq)}+2HCO_3^- \quad \text{kaolinite} \qquad (3)$$

$$2KMg_{1.5}, Fe_{1.5}AlSi_3O_{10}(OH)_2+14CO_2+7H_2O \quad \text{biotite}$$
$$\rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4+3Mg^{2+}+3Fe^{2+}+2K^++4SiO_{2(aq)}+ 14HCO_3^- \quad \text{kaolinite} \qquad (4)$$

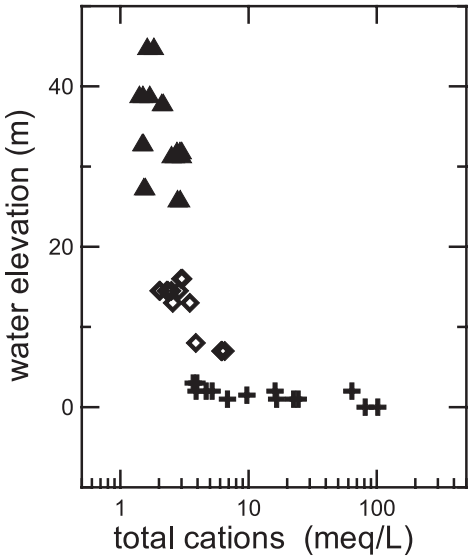

図５．試料を採取した井戸の水位と溶存陽イオン総当量との関係

Fig. 5.　Relationship between water elevation and total cation equivalents for the groundwater samples.

糸島花崗閃緑岩については，Tsusue et al.（1984）により岩石バルク化学組成に基づくノルム計算によって，主要構成鉱物の重量比が，カリ長石（or）17.25%，曹長石（ab）28.68%，灰長石（an）18.53% という値が報告されており，上記の反応による元素溶出を考えることは妥当であろう．さらに，これらの長石，雲母類の中では，より高温で晶出する灰長石が最も風化を受けやすいというゴールディッチ・ジャクソ

ンの風化系列が知られている．このような考察から，降水が丘陵地を構成する岩体に浸透して下方に移動するにつれて，$Ca^{2+}-HCO_3^-$ 型の地下水が岩体との反応によって形成される過程が，本調査で明らかにされた地下水の化学組成を特徴づけていると言うことができる．

丘陵地帯の地下水の滞留時間としては，幸の神湧水（測点00）についてトリチウム濃度から10～20年程度という値が見積もられている（松本ほか，2005）．また丘陵地帯の中で水位が高い地下水より低い地下水のほうがトリチウム濃度が上昇する傾向も報告されている（九州大学，2000）．これらは，丘陵地帯の地下水が岩体と反応するのに十分な時間を経てゆっくりと下方に移動しているとする考えを支持するデータとなっている．

水位の標高が10m-5mにある地下水（測点05，09）は，丘陵地の地下水に比べて溶存イオン量が多い傾向がある．この2測点はともに変成岩を帯水層とする地下水で，しかもキャンパス敷地の北部に広がる別の丘陵との間に位置する．このため，溶存イオン量の違いを支配する要因について，水質形成過程を反映するものなのか，花崗閃緑岩を帯水層とする地下水と変成岩を帯水層とする地下水の化学組成の相違によるものなのか，あるいは北部に広がる山地を涵養源とした地下水の寄与を反映するものなのか，を決めることは難しい．

5-3．キャンパス東側低地における塩水化

調査地域の東部に広がる沖積低地の深部に塩水化の影響を受けた地下水が存在することは，九州大学（2000），広城ほか（2002），Hiroshiro et al.（2006）で議論されている．大橋ほか（2005）は，この地域の地下水の電気伝導度鉛直分布を詳細に調査し，深層に侵入した密度が高い海水由来の地下水と天水由来の密度の低い地下水の境界面が，標高－10mから－30mの深度で年間を通して安定して存在することを明らかにしている．さらに，この明瞭な塩水淡水境界面にもかかわらず，一部の井戸では塩水と淡水の混合によると考えられる電気伝導度が高い地下水が表層にまで見出されることも報告している．

本研究で東部低地から採取された地下水の多くは，図3に示したようにNa^+-Cl^-に富んでおり，溶存イオン濃度も丘陵地の地下水に比べるとかなり高い（図5）．こうした特徴は，大橋ほか（2005）で見出された塩水の混入を受けた表層地下水に対応している．地下水の同位体比（図4）についても，天水線からはずれて海水の値（$\delta D=0‰$, $\delta^{18}O=0‰$前後）と本地域の天水の値との混合直線上にプロットされるものが，測点16, 19, 21で見られている．これらの試料のプロットは広城ほか（2002）で報告されている深層の塩水地下水（図4○印）と同じ混合直線上にのっており，海水由来の深層塩水地下水と表層地下水の混合がこの地域で起こっているという考えを支持している．

5-4．水質の経時変動

ほぼ一年間にわたって試料採取を繰り返す間に，いくつかの測点において，地下水の化学組成・同位体比に経時変動が観察された．

測点01では，2004年4月と6月に採取した試料には多量のFe^{2+}が溶存していたのに対し，2005年1月に採取したものにはこれが見られなかった．2005年1月に採取した試料では，HCO_3^-濃度が低く，SO_4^{2-}濃度が高い特徴も見られることと合わせて，2004年4月，6月には地下水がより還元的な環境にあったと考えられる．春・夏期には近くに存在する池において，生物活動が盛んになり局所的により還元的な環境に移行したためと思われる．

採取された地下水の同位体比が採取日によって有意に異なる現象が，丘陵地の周囲に位置している測点04, 05, 07, 08で見られた．これらの測点は，キャンパスがある丘陵を涵養源とする地下水と，それに隣接する別の丘陵を涵養源とする地下水が混合する場所にあることから，涵養源の地質学的な背景（標高，地下水系の大きさなど）によって同位体比が異なる水の混合比が経時変動していることで説明できる．

2005年3月20日には福岡県西方沖地震が発生に伴って，東部低地に位置する測点07および19で自噴が確認された．この自噴現象に伴う地下水の水質の変動として，地震発生後に採取された試料（採取日G）でNa^+-Cl^-濃度が以前の試料に比べてやや高くなっていることが確認された．しかしそれらの試料の同位体比は海水ではなくむしろ天水に近い方にシフトしており，さらにNO_3^-濃度が異常に高いという特徴が見られた．これらの化学的特徴は，深層塩水地下水の混入の影響は限られており，自噴地下水の主体は丘陵地に涵養源をもつ淡水地下水が農地に停滞していたものであることを示唆している．測点07，19は砂質堆積物がある地域であり，地下水は若干被圧されていることから，この地域で地震に伴って塩水淡水境界面が一時的に上昇しその上に分布していた淡水が押し上げられる形で自噴した，と考えることでこれらの現象が説明できる．

6．まとめ

九州大学伊都キャンパス敷地内で行われたボーリング調査により得られた地質学試料ならびに地下水試料から，以下の新しい知見が得られた．

糸島花崗岩体に脈状に産するランプロファイアーの年代は，90.7±1.2 Ma であった．この値は既に報告されている糸島花崗閃緑岩本体のK-Ar年代である97±6Ma （Shibata and Karakida, 1965）と調和的であり，その成因が後期白亜紀の火成活動によるものであることが判明した．

キャンパス敷地内および周辺地域の地下水の化学組成は，大きく4種類に分類された．糸島型花崗閃緑岩および三郡変成岩類から成る岩体から得られる地下水の多くは$Ca^{2+}-HCO_3^-$型を示す．丘陵の頂上部では，地下水の水質が降水に非常に近いことと合わせて考えると，岩体内を地下水が低地へゆっくりと移動する間に岩体の風化作用に伴って水質が形成されている過程を反映していると考えることができる．また，東部の低地における地下水は塩水化の影響を受けたNa^+-Cl^-型の水質であった．この地域では福岡県西方沖地震に伴って塩水淡水境界面の上昇が起こり，それに伴う淡水地下水の自噴現象が見られた．

謝　辞

本研究を進めるにあたって，試料の採取に便宜をはかっていただいた九州大学新キャンパス計画推進室の皆様に感謝いたします．岡山大学固体地球センターの日下部実教授ならびに板井啓明氏には同位体比分析の際に懇切丁寧なご指導をいただきました．また，岩石循環科学研究分野の宮本知治博士にはICP分析の際に大変お世話になりました．また希元素地球化学研究分野の赤木右教授には原稿を査読いただき，多くのご助言をいただきたました．深く感謝の意を表します．

引用文献

広城吉成・神野健二・佐伯和利・池見洋明・呉潤根・松岡信明・岡村正紀・田籠久也（2002）塩水化地下水の地球化学的水質特性－韓国・済州島東部，千葉県長生村，福岡県津屋崎町，福岡市西区元岡－．地下水学会誌，44，227-238.

Hiroshiro, Y., Jinno, K. and Berndtsson, R. (2006) Hydrogeochemical properties of a salinity-affected coastal aquifer in western Japan. Hydrol. Process., 20, 1425-1435.

唐木田芳文（1977） 花崗岩類に伴う塩基性岩類に関する２．３の問題－北九州の例－. MAGMA，49/50，53-60.

唐木田芳文・島田允堯・井沢英二（1983）北九州花崗岩類の特徴. 総合研究Ａ「日本の花崗岩岩石区と鉱床に関する研究」報告書，99-112.

九州大学（1994）九州大学統合移転用地地盤調査報告書. 90p.，九州大学施設部資料（日本地研株式会社実施）

九州大学（2000）九州大学新キャンパス統合移転事業環境影響評価書. 484p.

Maruo, M., Doi, T. and Obata, H. (2006) Onboard determination of submicromolar nitrate in seawater by anion-exchange chromatography with lithium chloride eluent. Anal. Sci., 22, 1175-1178.

松本大毅・広城吉成・堤　敦・神野健二・新井田浩（2005）ラドンおよびトリチウムによる地球化学的手法と地下水流動計算による湧水の滞留時間と集水域の推定．水工学論文集，49，127-132.

Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD-δ^{18}O values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China. Geochem. J., 28, 387-410.

Nagao, K., Ogata, A., Miura, Y. and Yamaguchi, K. (1996) Ar isotope analysis for K-Ar dating using two modified VG5400 mass spectrometers-I. Isotope dilution method. Jour. Mass Spectrom. Soc. Japan，44，39-61.

大橋伸行・広城吉成・堤　敦・神野健二・新井田浩（2005）降雨浸透および地下水揚水の影響を受ける沿岸低地部帯水層における淡水～塩水境界の挙動特性. 地下水学会誌, 47，235-251.

Shibata, K. and Karakida, Y. (1965) Potassium argon ages of the granitic rocks from the northen Kyushu. Bull. Geol. Surv. Japan，16，443-445.

下山正一（1989） 福岡平野における縄文海進の規模と第四紀層. 九大理研報，地質，16，37-58.

下山正一・佐藤喜男・野井英明（1986）糸島低地帯の完新統および貝化石集団．九大理研報，地質，14, 143-162.

Steiger, R. H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

Tsusue, A., Mizota, T., Hashimoto, K. (1984) Granitic rocks in northern Kyushu. Mining Geology, 34, 385-399.

吉村和久（2003）グラン法による陸水の低レベルアルカリ度の測定. ぶんせき，2003-8，461-462.