

博士論文

大陸棚上島嶼における塩水・淡水分布の把握と

その形成プロセスの検討

～氷河性海水準変動に基づく検討～

草野由貴子

論文の内容の要旨

論文題目 大陸棚上島嶼における塩水・淡水分布の把握とその形成プロセスの検討
～氷河性海水準変動に基づく検討～

氏 名 草野由貴子

沿岸域は、人間活動が活発な場のひとつであり、沿岸域都市における地下開発や、沿岸域地下における石油地下備蓄基地、液化石油ガス（LPG）地下備蓄基地の建設・実用も実現されてきているほか、高レベル放射性廃棄物の地層処分や CCS のためサイトとしても検討されている。地下開発がなされる深度や地下利用の時間スケールは目的に応じて様々であるため、沿岸域における地下利用のためには長期的および短期的な地下環境の変化に関する理解が不可欠であり、沿岸域の地下水挙動の解明が重要な課題のひとつとなる。とくに長期時間スケールでの地下水挙動の変遷に大きく影響するものとして、約 12 万年の周期でくり返す氷河性海水準変動が挙げられる。しかし、海水準変動に伴って陸域面積が変化する沿岸域においては、陸側の地下水流動系の境界の設定が困難である場合が想定され、さらに沿岸域における人間活動が、陸域地下水流動系および海水準変動の影響をうけた長期の地下水流動系の双方に影響を与える場合がある。これらの課題を克服することが期待される研究対象地域として、本研究では大陸棚上の島嶼に着目した。島嶼は現在の気候下で形成されている陸域地下水流動系の境界が明確であり、地下への人為影響も比較的少ないことが期待される。さらに、氷河性海水準変動に伴う陸域面積の変化が大きい大陸棚上の島嶼を対象とすることで、氷河性海水準変動の影響も含めた沿岸域地下水流動系の変化についても検討を行うことができる。以上から、本研究では、沿岸域における地下浅層～深部までの領域における氷河性海水準変動の影響も考慮に入れた地下水流動系とその変遷の解明に向けて、大陸棚上の島嶼である隠岐島前・中ノ島を対象に、海水準変動の影響を考慮した塩水・淡水分布とその形成プロセスを明らかにすることを目的とした。

隠岐諸島は大陸棚上に位置する島嶼であり、本研究の対象地域である隠岐島前・中ノ島は隠岐島前を構成する島のひとつである。隠岐島前は約 6 百万年前の火山活動によって形成された隠岐島前火山のカルデラの外輪山、および中央火口丘の部分が島嶼を形成しており、中ノ島は外輪山東部にあたる島である。中ノ島の表層の大部分は隠岐島前火山の活動に伴って噴出した厚さ数百 m 以上の外輪山溶岩によって覆われる。島の北部の低地ではより年代の若いアルカリかんらん石玄武岩が外輪山溶岩を覆っており、この低地はアルカリかん

らん石玄武岩の火山活動に先行して沈降した地域と考えられているため、外輪山溶岩類とアルカリかんらん石玄武岩が流下した低地の境界には推定断層の存在が指摘されている。これらの火山岩の基盤は中期中新世～後期中新世の堆積岩からなる（千葉他，2000）。隠岐島前周辺の海底下には、最終氷期以降の海進に伴って底質が厚く堆積した場所はほとんど見られず、隠岐島前火山岩由来の堆積岩類および基盤岩は隠岐島前の周辺においては海底に露出している（海上保安庁，1990）。

本研究では、まず中ノ島の地下水中の溶存成分、同位体組成、地下水年代指標の分析結果や地質に関する情報をもとに、地下水やその溶存成分の起源、地下水の年代、およびその成因を明らかにするとともに、それらの分布について検討を行った。その結果、深度 100m 以浅に賦存する地下水は天水起源であり、その主体は過去 60 年以内に涵養された地下水を主な起源とする滞留時間の比較的短い地下水流動系からなる一方、局所的には寒冷な気候下で涵養された地下水を起源とする、より滞留時間の長い地下水流動系が火山岩中に存在することが示された。また、中ノ島北部の陥没構造内に位置している温泉井掘削地点地下の 100m 以浅には現在の気候下での降水起源の淡水地下水、120～477m の少なくとも一部には塩濃度の高い地下水が存在していることが示された。また、温泉井（スクリーン深度 566～866m）から採取した地下水は、現在よりも寒冷な気候下で涵養された、火山岩中の地下水よりも年代の古い地下水であることが示され、この成因として、最終氷期に隠岐島前の周辺が広く陸化していた時期に涵養された淡水地下水が、海進後も塩水に置換されずに残っていることが推測された。

次に、より広域における地質構造と塩水・淡水分布を把握するために、温泉井掘削地点を東西に横切る KT 測線において、電磁探査 CSAMT 法による比抵抗探査を行った。なお、KT 測線は中ノ島北部の陥没構造内部から外部にかけて設置された測線である。得られた見掛け比抵抗の 2 次元解析を行った結果、KT 測線における比抵抗 2 次元断面では、地表～標高 100m 程度の区間に高比抵抗領域（KT-H1）、標高 -100～-200m 付近には低比抵抗領域（KT-L1）、その下部では再び高比抵抗を示す領域（KT-H2）がみられ、より深部にかけて低比抵抗を示す領域（KT-L2）がみられた。これらの結果と、温泉井掘削地点における地質柱状図、コア記載、地下水の化学組成、および岩石試料の比抵抗計結果とを併せて考慮すると、KT-H1 の高比抵抗領域は不飽和帯および塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-L1 の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-H2 は塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩および堆積岩の領域、KT-L2 の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した堆積岩の領域であると解釈された。

上述のように解釈された陥没構造内部における塩水・淡水分布の形成プロセスとして、最終氷期以降の海進に伴い、海底から KT-L1 の領域に選択的に塩水が侵入した一方で KT-H2 の領域では塩水への置換に遅れが生じた場合、および、下末吉海進の際に水没した地表面から侵入した塩水が最終氷期以降もフラッシュアウトされずに KT-L1 の領域に留まっている場合、が提示された。海底下から KT-L1 の地層中への選択的な塩水の侵入が生じ

るためには、KT-H1, KT-L1, KT-H2 のそれぞれの領域の間に難透水性の地層が存在することで地下水流動系が独立し、KT-L1 の領域に相当する火山岩の透水性が高く、海底下まで地層が連続している必要があると考えられる。また、その地層中の淡水地下水のポテンシャルが海水よりも小さい、もしくは小さい時期が存在していた必要がある。また、下末吉海進時に水没した地表面から侵入した塩水が最終氷期以降も KT-L1 の領域にフラッシュアウトされずに残留するための条件として、KT-L1 の領域には最終氷期の海退によって淡水地下水流動系が広域に形成された後も、塩濃度の高い地下水をトラップしうる難透水性の火山岩が存在する必要がある。また、KT-H2 の領域に現在よりも寒冷な気候下で涵養された淡水地下水が存在するためには、KT-L1 から KT-H2 への地下水涵養が起らず、寒冷な気候において陥没構造外部から淡水地下水が涵養される必要があると考えられる。

本研究により、中ノ島の陥没構造内部における塩水・淡水分布が明らかとなり、その分布を形成しうる複数のプロセスを提示したが、それらの形成プロセスが生じるためには、上述のような特定の地質構造および物理条件が成立する必要があると考えられた。このことは、系全体が単純であると期待された大陸棚島嶼においても、地下地質構造、地形、海水準変動の履歴によっては、形成される塩水・淡水分布およびその形成プロセスが複雑となりうることを示している。このことから、地質構造が複雑な場や地下に人為影響が及んでいる場合など、系全体がより複雑である場においては、塩水・淡水分布やその形成プロセスそのものが複雑となり、塩水・淡水分布の形成プロセスを含めた地下環境の変遷の解明がより困難になるといえる。氷河性海水準変動の影響も考慮に入れた沿岸域地下水流動系とその変遷の解明のためには、その場における陸上から海底下までの地形・地質構造や地下水流動系を把握したうえで、海進・海退に伴う陸域面積の変化や人為影響の影響についても検討していく必要があることが、本研究により示された。また、その場における地質構造、塩水・淡水分布や地下水流動系の把握のためには、地質構造に関する情報収集、地下水の化学性状や年代指標の分析、比抵抗探査など複数の手法を組み合わせることが有効であることが本研究により示された。

目次

目次.....	i
図目次.....	iii
表目次.....	iv
写真目次.....	iv
1. はじめに.....	1
1.1. 沿岸域における地下水利用.....	1
1.2. 沿岸域の地下水挙動に関する研究.....	1
1.3. 沿岸域地下水への氷河性海水準変動の影響.....	3
1.3.1. 地下水・間隙水の化学組成を用いた研究.....	3
1.3.2. モデル解析を用いた研究の事例.....	4
1.4. 島嶼の地下水.....	6
1.5. 本研究の位置づけと目的.....	7
1.6. 本論文の構成.....	8
2. 研究対象地域の概要.....	9
2.1. 研究対象地域選定の理由.....	9
2.2. 地形.....	10
2.3. 隠岐島前の成り立ちおよび地質.....	11
2.4. 海底地形.....	15
2.5. 隠岐島前周辺の海底地質および底質分布.....	16
2.6. 中ノ島の地下水利用形態およびその変遷.....	17
3. 地下水の化学性状および年代.....	20
3.1. 背景と目的.....	20
3.2. 研究手法.....	20
3.2.1. 主要溶存成分.....	20
3.2.2. 水素・酸素安定同位体比 ($\delta D \cdot \delta^{18}O$).....	22
3.2.3. 炭素安定同位体比 ($\delta^{13}C$).....	23
3.2.4. ヘリウム安定同位体比 ($^3He/^4He$) および $^4He/^{20}Ne$ 比.....	24
3.2.5. クロロフルオロカーボン類 (CFCs).....	26
3.2.6. トリチウム (3H).....	27
3.2.7. 放射性炭素同位体 (^{14}C).....	29
3.3. 現地調査および採水.....	29
3.4. 分析手法.....	30
3.5. 水源井および温泉井掘削資料からの情報収取.....	31
3.6. 結果.....	31

3.6.1.	主要溶存成分	31
3.6.2.	温泉井掘削地点における地下水の溶存成分の鉛直分布	35
3.6.3.	水素・酸素安定同位体比	38
3.6.4.	希ガス同位体比	40
3.6.5.	^3H および CFCs 濃度	40
3.6.6.	^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$	47
3.7.	考察	47
3.7.1.	主要溶存成分と地質の分布	47
3.7.2.	温泉井の主要溶存成分および水温	48
3.7.3.	地下水および溶存希ガスの同位体組成に関して	49
3.7.4.	CFCs および ^3H 濃度および滞留時間スケールについて	50
3.7.5.	^{14}C 濃度の補正について	51
3.7.6.	中ノ島における地下水賦存形態	53
3.8.	まとめ	55
4.	中ノ島の地下の比抵抗構造	56
4.1.	背景と目的	56
4.2.	研究手法	56
4.2.1.	地層比抵抗の計測による塩水・淡水分布の推定手法	56
4.2.2.	CSAMT 法の概要	58
4.2.3.	本研究での測定方法	60
4.2.4.	測定データの処理, ノイズの影響評価, および測定データの補間	61
4.2.5.	解析方法	62
4.2.6.	岩石試料の比抵抗計測	65
4.3.	結果	68
4.3.1.	岩石試料の比抵抗特性	68
4.3.2.	CSAMT 法による比抵抗測定結果	70
4.4.	考察	77
4.4.1.	KT 測線における比抵抗構造の解釈	77
4.4.2.	N 測線における比抵抗構造の解釈	80
4.4.3.	H 測線における比抵抗構造の解釈	80
4.5.	まとめ	82
5.	陥没構造内部の塩水・淡水分布の形成過程に関する議論	83
5.1.	考えられる塩水・淡水分布形成プロセスの抽出	83
5.2.	陥没構造内部における塩水・淡水分布の形成プロセス解明のための今後の方針	88
6.	総括	89
	引用文献	92

図目次

図 1-1	ガイベン—ヘルツベルグの塩水・淡水境界のモデル (Freeze and Cherry, 1979)	2
図 1-2	塩水と淡水の間に形成される transition zone と地下水の流れ (Cooper, 1959)	2
図 1-3	凡世界的海水準変動 (Chappell et al., 1996)	3
図 1-4	a) 最終氷期, および b) 現在における沿岸域および海底下の堆積物中の地下水 流動の模式図 (Groen et al., 2000)	6
図 2-1	研究対象地域の位置	9
図 2-2	中ノ島の地形	10
図 2-3	中ノ島および西ノ島 (一部) の地質	11
図 2-4	温泉井掘削地点における地質柱状図	14
図 2-5	隠岐島前周辺の海底地形 (海上保安庁, 1990)	16
図 2-6	地層分布図海上保安庁 (1990)	18
図 2-7	海底地質の模式断面図	19
図 3-1	物質中の $\delta^{13}\text{C}$ の範囲 (Clark and Fritz, 1997)	24
図 3-2	地球物質中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^3\text{He}/\text{Ne}$ (Lupton, 1983)	25
図 3-3	北米大気中の CFCs 濃度の経年変化 (U.S. Geological Survey, 2009)	26
図 3-4	降水中の ^3H 濃度	28
図 3-5	地下水のヘキサダイアグラム	32
図 3-6	パイパーダイアグラム	34
図 3-7	地下水中の Cl^- および Br^- 濃度の関係	35
図 3-8	採取標高と溶存成分の関係	35
図 3-9	異なる深度から採水された温泉井地下水試料のヘキサダイアグラム	37
図 3-10	地下水の水素・酸素安定同位体比	38
図 3-11	$^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係	40
図 3-12	地下水中の ^3H , CFC-11, CFC-12 濃度	42
図 3-13	見かけ CFC-11 年代と見かけ CFC-12 年代の比較	43
図 3-14	地下水中の ^3H 濃度と降水中 ^3H 濃度の比較	44
図 3-15	採水標高と地下水年代指標濃度の関係	45
図 4-1	CSAMT 法による測定模式図 (物理探査学会, 2008)	59
図 4-2	CSAMT 法の測線および送信アンテナの位置	60
図 4-3	2次元解析のフロー (Uchida and Ogawa, 1993)	64
図 4-4	研究対象地域の地質および温泉井, 岩石試料採取地点	65

図 4-5	温泉井掘削地点における地質柱状図.....	66
図 4-6	岩石比抵抗計測のための GS 社式サンプルホルダーの模式図(千葉・熊田, 1994)	67
図 4-7	岩石試料の比抵抗特性.....	69
図 4-8	CSAMT 法による各測点の測定データおよび 1 次元・2 次元解析による計算値	73
図 4-9	2 次元解析の反復回数の増加に伴う残差, ABIC の変化	74
図 4-10	KT における比抵抗断面図.....	75
図 4-11	N 測線における比抵抗断面図.....	76
図 4-12	H 測線における比抵抗断面図	77
図 4-13	KT 測線における比抵抗構造の解釈.....	79
図 4-14	東地区・中里地区における地下水面図	80
図 4-15	N 測線における比抵抗構造の解釈	81
図 4-16	H 測線における比抵抗構造の解釈	81
図 5-1	陥没構造内における海底下から KT-L1 中への選択的な塩水浸入による塩水淡水 分布の形成プロセスの概念図	85
図 5-2	陥没構造内における下末吉海進時の地表面からの塩水浸入による塩水淡水分 布形成プロセスの概念図	87

表目次

表 3-1	地下水の水温, pH, EC, DO, および主要溶存成分.	33
表 3-2	地下水の同位体組成	39
表 3-3	CFCs・ ³ H 濃度および CFCs 見かけ年代	46
表 3-4	地下水中の ¹⁴ C 濃度分析結果, および補正後 ¹⁴ C 濃度	51
表 4-1	代表的な電磁探査の手法の特徴と適用方法 (物理探査学会, 2008)	58
表 4-2	岩石試料の地層比抵抗係数 (F) および表面伝導に起因する比抵抗 (ρ_c) ..	70
表 5-1	陥没構造内部の塩水・淡水分布を説明しうるプロセス, およびその成立のため の条件の整理.....	88

写真目次

写真 2-1	外輪山溶岩の露頭(千葉他, 2000)	12
写真 2-2	風化したアルカリかんらん石玄武岩溶岩の露頭 (中ノ島・北分)	13

1. はじめに

1.1. 沿岸域における地下水利用

沿岸域は、人間活動が活発な場のひとつであり、沿岸域都市における地下開発や、沿岸域地下における石油地下備蓄基地、液化石油ガス（LPG）地下備蓄基地の建設・実用も実現されてきているほか、高レベル放射性廃棄物の地層処分や二酸化炭素地層貯留（Carbon Capture and Storage : CCS）のためサイトとしても検討されてきている。また、沿岸域の地下開発がなされる深度は地下浅層から深部にわたり、地下利用の時間スケールは目的に応じて様々である。例えば、超長期にわたる地下の利用・開発としては、高レベル放射性廃棄物の地層処分サイトの建設が挙げられ、この場合、地下 300m 以深において 10 万年スケールにわたる廃棄物の保存を想定している（原子力発電整備機構，2009）。このような沿岸域における適切な地下利用やその環境保全のためには、地下浅層～地下深部までの領域における、短期～超長期の時間スケールにわたる地下環境の変化に関する理解が不可欠であり、沿岸域の地下水挙動の解明が重要な課題のひとつとなる。

1.2. 沿岸域の地下水挙動に関する研究

沿岸域においては地下水の揚水によって帯水層中に塩水が侵入してくる塩水侵入の問題が古くから知られており、Ghyben (1888) および Herzberg (1901) による研究は、塩水侵入の解決に向けて、沿岸域地下における塩水と淡水の境界を求めるためになされた最も初期のものである。彼らは、塩水と淡水が静的平衡にあり、塩水と淡水の間には混合域が存在せずに明確な境界を作することを仮定し、その境界における塩水の圧力は淡水の圧力と等しいとして、以下の式を導いた。

$$z_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} z_w \quad (1-1)$$

ここで ρ_f は淡水の密度、 ρ_s は塩水の密度、 z_s は海水面から塩水淡水境界までの深さ、 z_w は地下水面の標高である。この式は一般にガイベン－ヘルツベルグの式と呼ばれており、塩水淡水境界を定量的に示す式の基本となった。式 1-1 に基づくと図 1-1 のように、淡水はレンズ状に塩水の上に上載する。

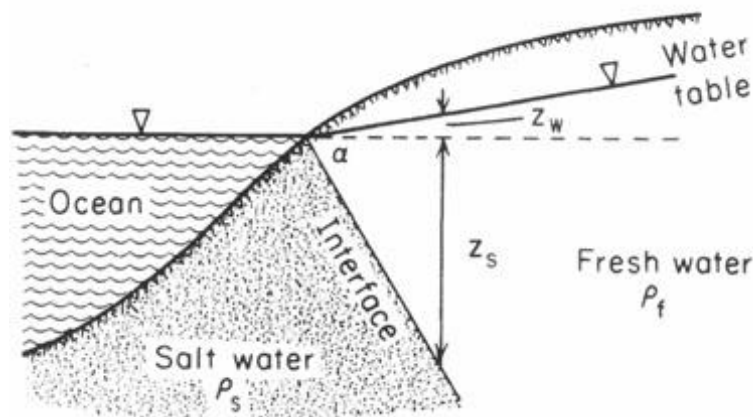


図 1-1 ガイベン—ヘルツベルグの塩水・淡水境界のモデル (Freeze and Cherry, 1979)

しかし、実際には陸域の淡水地下水は流動しているため、上式はその後、Hubbert (1940) によるポテンシャル分布を考慮した塩水淡水・淡水境界の関係式に改善された。また、その後の研究により、実際には塩水と淡水の間に明確な境界は存在せず、transition zone が存在していること、海底下からの塩水の湧出がみられることが現地調査によって明らかにされ (Cooper, 1959; Kohout, 1960a, b), transition zone においては陸域から流出していく淡水地下水の流れが生じているとともに、塩水が陸域に向かって流れ再び海底下に流出していく流れも生じていることを考慮したモデルが Cooper (1959) により提唱された (図 1-2)。また、Henry (1964) は transition zone における塩濃度分布が分子拡散および移流分散に従った濃度勾配を示すことを考慮した数値計算を行い、Cooper (1959) により提唱されたモデルが説明できることを示した。

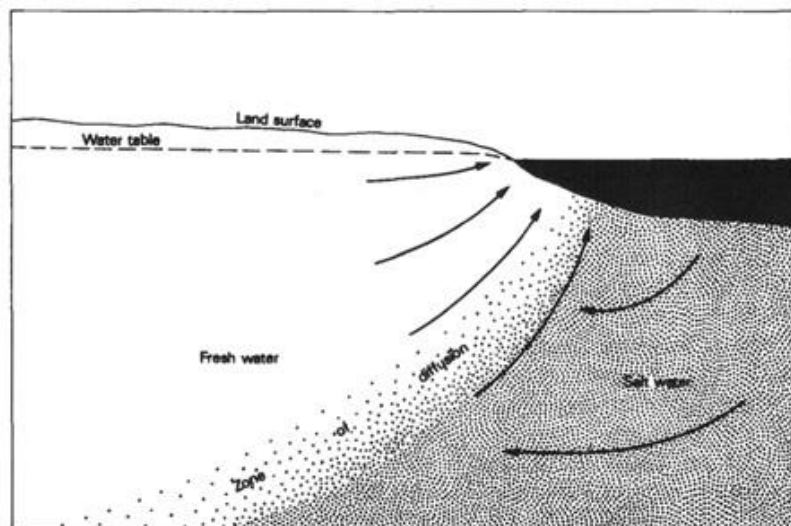


図 1-2 塩水と淡水の間に形成される transition zone と地下水の流れ (Cooper, 1959)

1.3. 沿岸域地下水への氷河性海水準変動の影響

図 1-2 に示されるようなモデルは、陸域の地下水流動系や海水準が定常の状態で成り立つものであるが、沿岸域においては、長期にわたる自然環境の変化が地下水挙動や塩水・淡水分布に影響を与えていることが知られており、とくに約 12 万年の周期でくり返す氷河性海水準変動が沿岸域の地下水環境に与える影響について議論がなされてきている (Hathaway et al., 1979; Edmunds and Milne, 2001; Groen et al., 2001; Post et al., 2013 など)。

氷河性海水準変動では、汎世界的な海水準が 100m 以上変化することが明らかになっており、例えば約 12 万年前～約 1 万 8 千年前にかけて海水準は低下していき、約 1 万 8 千年前から現在にかけては約 120m の急激な海水準の上昇があったことが明らかにされている (図 1-3) (Chappell et al., 1996)。このような長期の海水準変動に伴って陸域面積も大きく変化するため、地下の塩水・淡水の分布も大きく変化するが、以下では海水準変動によって形成されたと考えられる沿岸域地下の塩水・淡水分布の事例について紹介する。

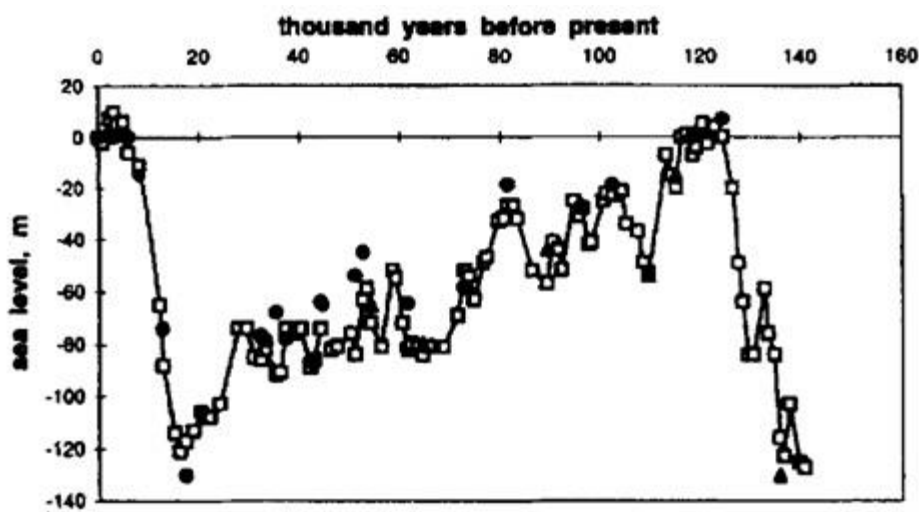


図 1-3 凡世界的海水準変動 (Chappell et al., 1996)

1.3.1. 地下水・間隙水の化学組成を用いた研究

世界各地の大陸棚の海底下の地層中には、海水よりも塩濃度の低い間隙水が沖合まで存在していることが明らかにされてきており (Hathaway et al., 1979; Edmunds and Milne, 2001; Groen et al., 2001; Post et al., 2013 など)、例えば北米のニュージャージー沖の大陸棚の海底下においては、ボーリング掘削により採取されたコアの間隙水の溶存成分の分析により、海底下の地層中に海水の数%程度の塩化物イオン (Cl^-) 濃度を示す間隙水が、沖合最大 100km・海底下数百 m 程度まで存在していることが明らかにされている (Hathaway

et al., 1979). また, Hathaway et al. (1979) は, 間隙水の塩濃度が粘土層を境に急激に低下することを指摘している. また, Edmunds and Milne (2001) には, ヨーロッパ各地における沿岸域地下水の研究事例がまとめられており, それらの研究では, 沿岸域地下や海底下に掘削された井戸から採取された地下水・間隙水の主要溶存成分, 各種同位体組成, 地下水年代指標の分析結果から, 地下水の起源, 涵養年代, 涵養温度などが推測されている. これらの研究においても最終氷期の海水準が低かった時期に涵養された地下水が沿岸域地下深部や海底下に存在していることが明らかにされているほか, 例えばイギリス, ベルギー, デンマークなどの沿岸域における研究事例では, 永久凍土が発達していた期間においては地下水の涵養が生じていなかったことが推測された.

日本国内の沿岸域においては, 海底下に掘削された炭鉱の孔内湧水が海水よりも低い塩濃度を示した事例が報告されており, これは透水性の低い地層が存在することによって海水の侵入が妨げられているためであると考えられている(岩沢・植田, 1961; 菊池他, 1971; 林他, 2005). 他にも, 青函トンネル建設時の孔内湧水の溶存成分, 同位体組成から淡水地下水と海水の混合が示された事例 (Mizukami et al., 1977), 東京湾横断道路の建設時の調査において海水よりも電気伝導度の低い淡水地下水が東京湾下に存在している事例 (尾内他, 1998) が報告されている.

1.3.2. モデル解析を用いた研究の事例

上記のような, 沿岸域地下深部や海底下における海水よりも塩濃度の低い地下水がどのようにして涵養されたかについては, 最終氷期において海水準が低下し, 現在の海底が陸化していた時期に涵養された地下水が, 現在の海底下に残されているという考えが提唱され (Hathaway et al., 1979; Meislar et al., 1984), 数値解析による塩水・淡水の形成プロセスの検討がなされてきている. Meislar et al. (1984) は, ニュージャージー沖の大陸棚下において, 様々な海水準において形成される塩水・淡水の境界を数値計算によって求めた. その結果, 観測された塩水・淡水境界は現在の海水準を想定して計算された塩水・淡水分布とは一致せず, 第四紀における平均的な海水準を想定して計算された塩水・淡水分布と一致する結果が得られた. このことから, 現在の海底下の塩水・淡水分布は, 長期的な海水準の変化を反映していることを指摘している.

Kooi et al. (2000) は, 密度流を考慮した数値解析により, 海水準上昇の速さや海底下の地層の透水性の違いによる海底下の塩水・淡水分布の比較を行っており, 海底地形の勾配が緩やかである場合, すなわち海進に伴う水平方向の海岸線の移動が大きく, かつ海底の表層に難透水性の地層が厚く堆積している場合, 形成される塩水・淡水分布がニュージャージー沖 (Hathaway et al., 1979) やスリナム沖 (Groen et al., 2000) において観測された塩水・淡水分布に近い結果が得られることを示した. 実際にニュージャージー沖やスリナム沖の大陸棚海底下には数十 m の厚さの粘土層が堆積しており, 粘土層を境に間隙水の

塩濃度が低下すること (Hathaway et al., 1979; Groen et al., 2000) とも整合的な結果が得られている。

スリナム沖の海底下には最終氷期以降の海進に伴って粘土層が第三紀層の上に堆積しており、Groen et al. (2001) は粘土層内では拡散によって塩分が移動していくことを仮定して解析を行った結果、1 万年間での拡散による塩分の移動が深度 100m に満たない結果が得られた。この結果から、粘土層内では塩分が拡散によって移動するために、その下位の地層内における間隙水の塩濃度の上昇が制約されると考えられた。また、有明海においても海進後に堆積した泥層が海底の表層に存在しており、その下の地層中からは塩濃度の低い間隙水が採取されている。Tokunaga et al. (2011) では、海進に伴って泥層が堆積し始める場を想定して塩分の拡散の 1 次元モデル解析を行った結果、現地の海底下における塩濃度と整合的な結果が得られている。

上述のような研究から、海底下に海水よりも塩濃度の低い間隙水が存在する要因として、最終氷期に海水準が低下し、大陸棚が陸域となっていた時期に涵養された淡水地下水が、海進後も塩水に置換されずに残っていると考えられている。また、その説明として、難透水性の地層が存在することで海進後における淡水への置換に遅れが生じるためであるという理解がなされてきている (Hathaway et al., 1979 ; Kooi et al., 2000 ; Groen et al., 2000; Edmunds and Milne, 2001)。

図 1-4 は、海水準の上昇に伴う沿岸域における海底下の塩水・淡水分布の形成プロセスの概念図である (Groen et al., 2000)。最終氷期における海退により陸化した場においては、淡水地下水の流動系が形成されるが (図 1-4a)、その後の海進に伴って海底下の地下水流動系は陸域の地下水流動系から切り離される。海底下においては塩水と淡水の置換が進行していくが、海底下の透水性の低い地層中においては拡散によって塩分が輸送され、このプロセスは密度流による置換よりも遅く進むため、透水性の高い地層の下位には最終氷期に涵養された淡水地下水が残される (図 1-4b)。しかし、塩水と淡水の分布は平衡に達しておらず、transition zone においては、拡散による塩分の移動や密度流が生じ、徐々に塩水化が進んでいくとされている (Groen et al., 2000)。

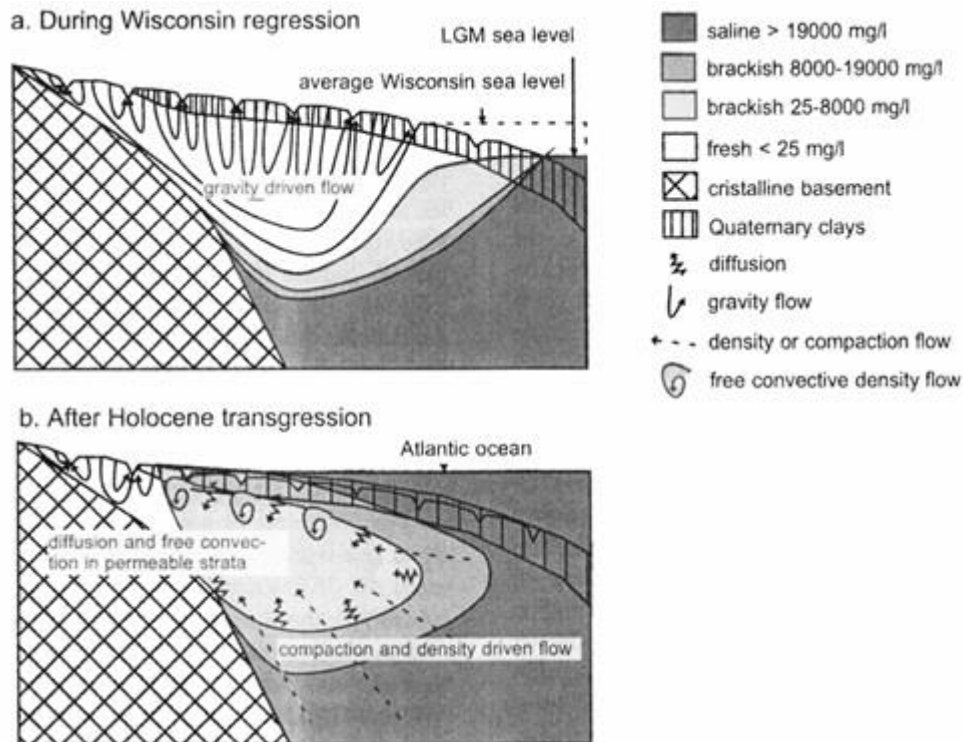


図 1-4 a) 最終氷期, および b) 現在における沿岸域および海底下の堆積物中の地下水流動の模式図 (Groen et al., 2000)

1.4. 島嶼の地下水

沿岸域地下深部の地下水賦存形態は、現在の陸域地下水流動系の影響を受けている可能性があり、とくに大深度の井戸が掘削されている場合は沿岸都市域の近傍である場合が多く、従来からの人間活動により地下の塩水・淡水分布が変化してきている可能性が指摘される場合もある (Edmunds and Milne, 2001). 一方で、島嶼は地下水開発が行われているとしても、多くの島嶼ではその規模は小さいと考えられ、地下深部の地下水賦存形態への人為的影響は小さいと考えられる。また、島嶼は流域が限定されていることから、島全体における地下水流動系の規模が小さく、現在の気候下で形成されている地下水流動系の影響をほとんど受けていない領域が地下深部に存在することが期待される。

島嶼はその成因によって周辺の海底地形や地質構造が異なっており、地質構造と地下水賦存形態との関係に着目した研究が蓄積されてきている。例えば Harris (1967), Vacher (1988) は地質の透水性が高いほど淡水レンズの厚さが減少することを示している。また、例えば火山島の地質構造は火山活動の形態や噴出物などによって異なる地質構造を有するが、岩脈や貫入岩体の存在、異なる年代に噴出した火山岩の風化の程度の違いなど、地質によって透水性が大きく異なるため、地下水流動系も複雑となる (Falkland, 1991; Custodio, 2004). 例えば、ハワイ諸島では透水性の高い溶岩中に透水性の低い岩脈が数多

く貫入しており、岩脈が地下水をダムアップする効果があることが知られている (Peterson, 1972; Hunt, 1996). また、年代の古い火山岩ほど風化が進み透水性が低くなるため、カナリア諸島、アゾレス諸島などでは年代が古く透水性の低い火山岩の存在により、高標高域でも地下水位が比較的高く保たれることなどが報告されている (Custudio et al., 1989; Custudio, 2004). 石灰岩から成る島では、一般に石灰岩の透水性が高いため、地下水面は低い標高に形成され、淡水レンズは発達しにくいというのに、石灰岩の溶出が進むことで亀裂や空洞が形成されやすい (Falkland, 1991; Vacher, 1997). 他にも、基盤岩が露出している島嶼では、基盤岩の透水性が一般に低いため、地下水が主に亀裂中を流動することや、未固結堆積岩から成る島嶼では堆積物の透水性に応じた淡水レンズが形成されることなどが理解されてきている (Falkland, 1991). なお、実際には、多くの島嶼は様々な地質が複合して形成されている (Falkland, 1991).

1.5. 本研究の位置づけと目的

1.1.で述べたように、沿岸域の地下は様々な目的の用途への利用、開発が進んできており、沿岸域の地下開発がなされる深度は地下浅層から深部にわたり、地下利用の時間スケールも短期～超長期までと地下の利用目的に応じて様々である。従って、沿岸域における適切な地下利用やその環境保全のためには、地下浅層～地下深部、および短期～超長期の時間スケールにわたる地下水流挙動の変遷に関する理解が必要であり、1.3.で議論されているような氷河性海水準変動に伴う地下水流動系の変化を把握しておくことも重要となる。

しかし、海水準変動に伴って陸域面積が変化する沿岸域においては、陸側の地下水流動系の境界の設定が困難である場合が想定され、さらに沿岸域における人間活動が、陸域地下水流動系および海水準変動の影響をうけた長期の地下水流動系の双方に影響を与える場合があることが指摘されてきている (Edmunds and Milne, 2001). そのため、沿岸域の浅層～深層までの地下水挙動を、氷河性海水準変動の影響も含めて明らかにすることは困難さが伴う場合が多いといえる。

この課題を克服できると期待される研究対象地域として、本研究では大陸棚上の島嶼に着目した。島嶼は地下水開発が行われているとしても、多くの島嶼ではその規模は小さいと考えられ、地下深部の地下水流動系への人為影響は小さいと考えられる。また島嶼は現在の海水準における陸域面積が限定されていることから、現在の気候下で形成されている陸域地下水流動系の境界が明確である。さらに、氷河性海水準変動に伴う陸域面積の変化が大きい大陸棚上の島嶼を対象とすることで、氷河性海水準変動の影響も含めた沿岸域地下水流動系の変化についても検討を行うことができる。

以上から、本研究では、地下浅層～深部までの領域における氷河性海水準変動の影響も考慮に入れた地下水流動系とその変遷の解明に向けて、大陸棚上の島嶼の塩水・淡水分布とその形成プロセスを明らかにすることを目的とする。

1.6. 本論文の構成

本論文では、まず第 2 章において、中ノ島の地形、地質、および地下水利用形態等に関する概要を述べる。第 3 章においては、本研究により得られた中ノ島の地下水中の溶存成分、同位体組成、地下水年代指標の分析結果や地質に関する情報をもとに、浅層および深層に存在する地下水や溶存成分の起源、地下水の年代、およびその成因について検討を行う。第 4 章では、CSAMT 法による電磁探査より得られた中ノ島の地下約 1km までの比抵抗 2 次元断面について、現地の岩石試料の比抵抗計測結果と第 3 章で議論された地下水化学性状とを併せて議論し、地下の塩水・淡水分布について検討する。第 5 章では、第 4 章で解釈された地下の塩水・淡水分布を形成しうるプロセス、およびそのために必要な地質構造や物理条件等について議論するとともに、プロセス解明のための今後の検討課題について述べる。第 6 章では、各章において得られた知見の要約および本研究で得られた成果について述べる。

2. 研究対象地域の概要

2.1. 研究対象地域選定の理由

隠岐諸島は島根半島の北方約 60km に位置し、島前（西ノ島、中ノ島、知夫里島）、島後、および多くの小島、岩礁より成る（図 2-1）。中ノ島は隠岐島前を構成する島の一つであり、その面積は約 33.5km² である。隠岐諸島は大陸棚上に位置する島であることから、最終氷期には本土と陸続きであり、最終氷期以降の海進に伴って現在のような島嶼となった場である。そのため、最終氷期以降の海水準変動に伴って、島の地下深部や周辺海底下の地下水流動系が大きく変化してきたことが推測される。中ノ島には深度約 10～100m 程度の水道水源井が 12 か所、深度 866m の温泉井が 1 ヶ所に掘削されており、地下の異なる深度からの水試料の採取が可能であることに加え、温泉井掘削地点における地質柱状図から地下深部の地質に関する情報を得ることが出来る。また、後述するが、隠岐島前火山は中期中新世～後期中新世の堆積岩を基盤として形成された成層火山であり、中ノ島は隠岐島前火山のカルデラの外輪山に相当する部分である（千葉他，2000）。そのため、その地質構造は比較的単純であると推測される。このような理由から、本研究では中ノ島を対象地域として選定した。

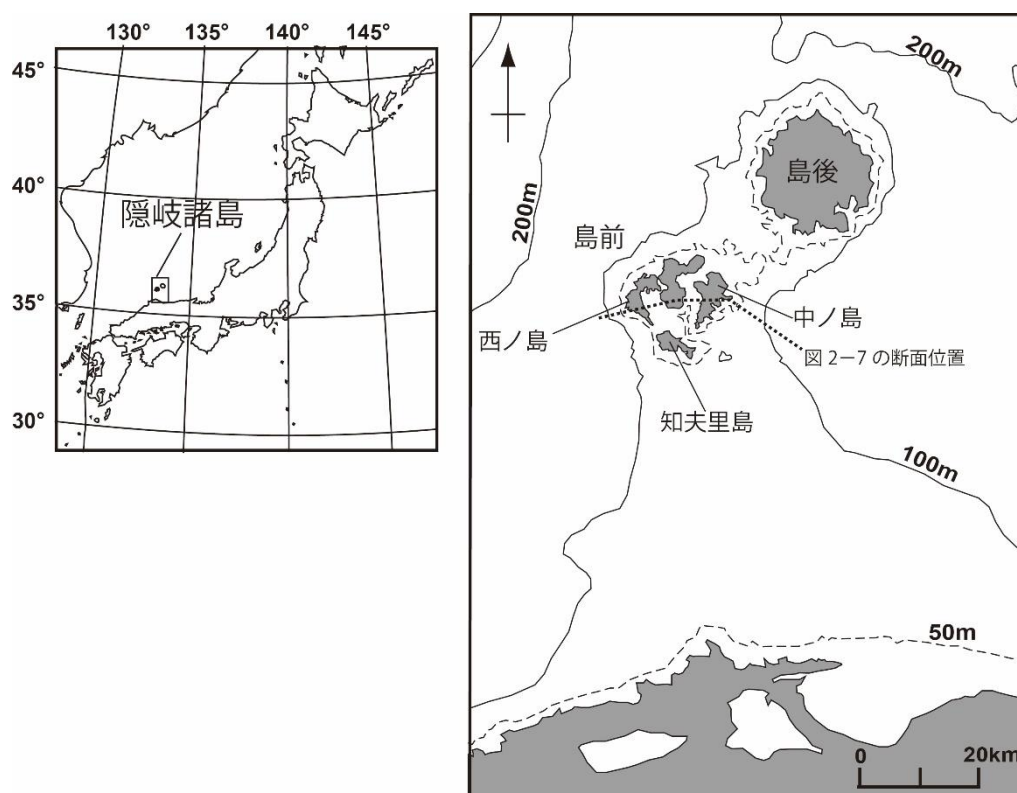


図 2-1 研究対象地域の位置
右図には海底地形を等深線で示す。

2.2. 地形

隠岐島前は主に低地性の山地からなるが、外輪山の中でもとくに中ノ島では地形の開析が進んでおり、山地の標高は 150～250m 程度となだらかである（図 2-2）。中ノ島の北半部には丘陵と沖積平野が北東―南西方向に広がっている（図 2-3）。島の北東部から南西部にかけては北東―南西方向に山地が続くが、南西部では主稜線から東南東方向に稜線と谷が伸びている（千葉他，2000）。中ノ島では、ほかの島前の 2 島と同様に河川は発達しておらず、小さな沢がみられる程度である。

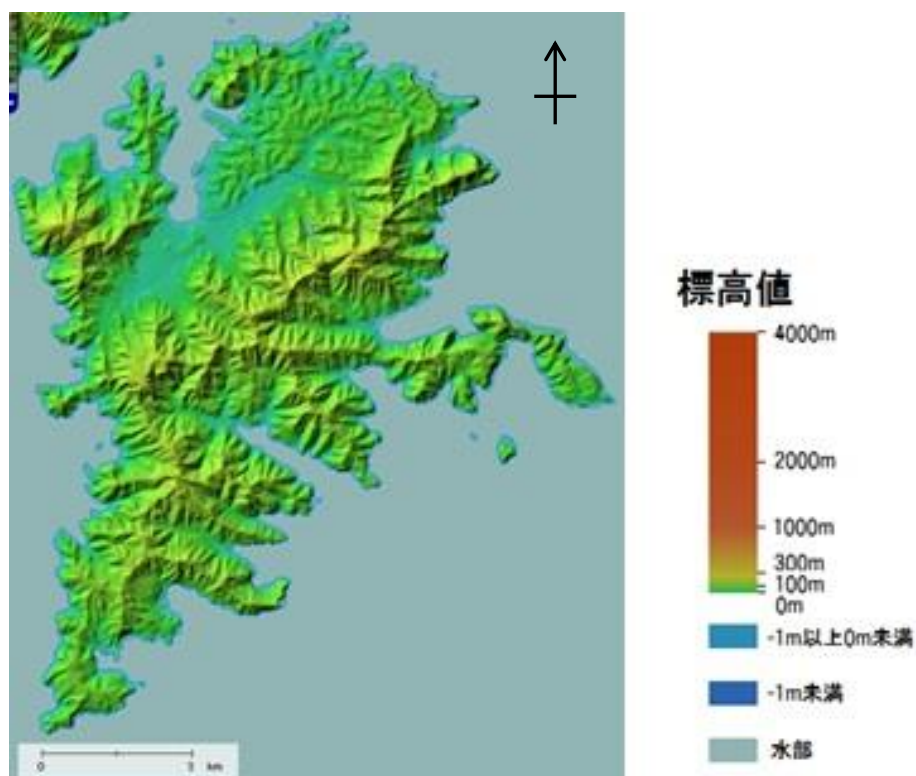


図 2-2 中ノ島の地形
(国土地理院 地理院地図；<http://portal.cyberjapan.jp/>)

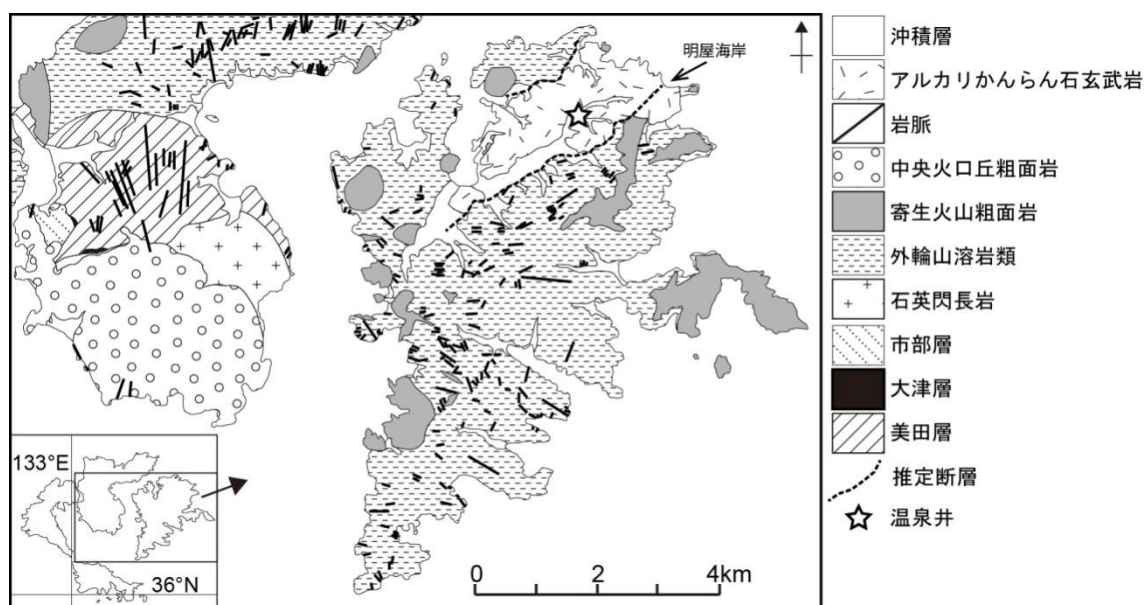


図 2-3 中ノ島および西ノ島（一部）の地質
千葉他（2000）を一部修正.

2.3. 隠岐島前の成り立ちおよび地質

隠岐島前は約 640～540 万年前の火山活動によって成長した島前火山がカルデラを形成し、外輪山および中央火口丘の部分が水没を免れて島嶼となっている（千葉他，2000；鹿野他，2014）。

隠岐島前は少なくとも約 740 万年前よりも以前に生じたとされる大山石英閃長岩の貫入（鹿野他，2014）に次いで約 630～560 万年前に噴出した粗面玄武岩 - 玄武岩質粗面安山岩の溶岩流が 400m 以上の厚さまで積み重なることで山体が形成された（千葉他，2000；鹿野他，2014）。その後、山体の中央部が陥没してカルデラが形成され、次いで 560～540 万年前にカルデラの中央部に粗面岩火砕丘（焼火山）が形成された（図 2-3）（千葉他，2000；鹿野他，2014）。それと前後して、主に外輪山で寄生火山の活動、外輪山溶岩への岩脈の貫入が起こったとされている（千葉他，2000；鹿野他，2014）。寄生火山は苦鉄質粗面岩および珪長質粗面岩ならなり、岩脈の多くは粗面岩からなる。

中ノ島はカルデラ東側の外輪山にあたる。島の大部分は外輪山溶岩類で覆われており（図 2-3）、露頭で認められる外輪山溶岩類を構成する火山噴出物は、主に厚さ 1～数 m の粗面玄武岩・粗面安山岩溶岩と、それらの溶岩の間に挟まれる降下火山灰堆積物からなる（千葉他，2000）。溶岩の上部には厚いクリンカー、下部には薄いクリンカーが存在することが多く、火山角礫岩の厚さは溶岩のそれとほぼ等しい（写真 2-1）（千葉他，2000）。それらの火山噴出物が標高 200m 以上まで積み重なっている様子が西ノ島では観察できる（写真 2-1）（千葉他，2000）。中ノ島の温泉井掘削地点の地質柱状図（図 2-4）においても堆積岩類の

上位の火山岩類の厚さが 360m となっており，外輪山を構成する火山岩類の厚さは少なくとも数百 m 以上であることが推測されている（千葉他，2000）．粗面岩は外輪山溶岩類の削剥された部分を覆って分布するほか，岩株やシルを成して点在する．局所的な高まりをなしている溶岩は寄生火山と推定されている（千葉他，2000）．粗面岩は，苦鉄質粗面岩，および珪長質粗面岩からなり，珪長質粗面岩には柱状節理，板状節理が発達しているものもみられる（千葉他，2000）．また外輪山溶岩類には多くの岩脈が貫入している（千葉他，2000）．

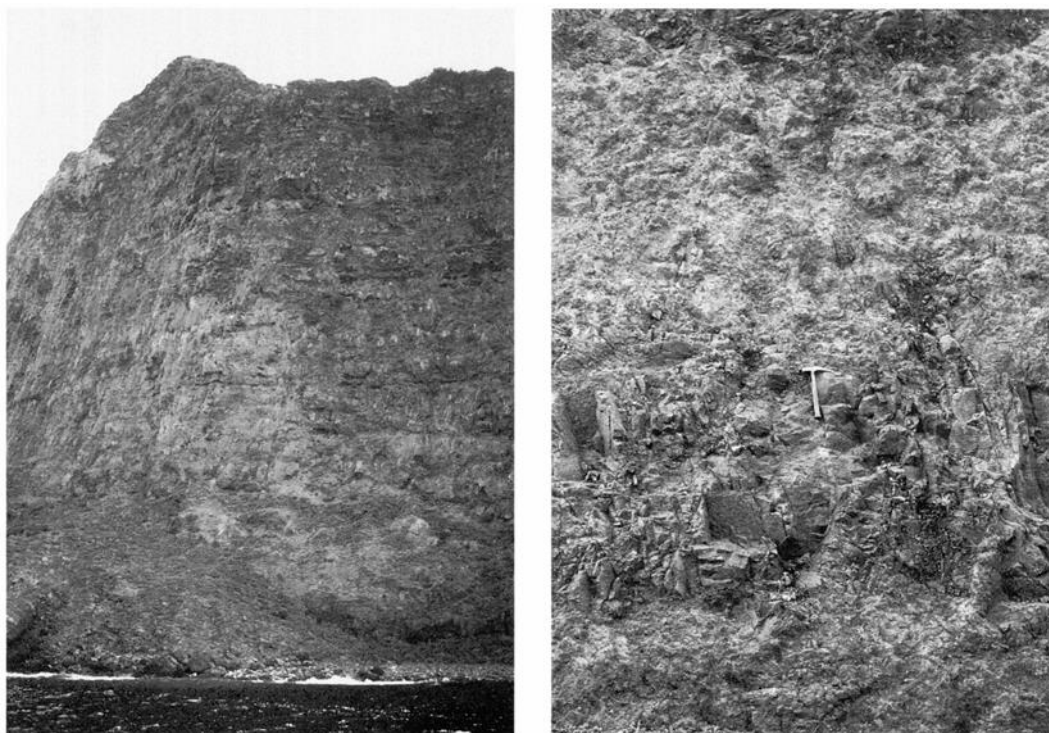


写真 2-1 外輪山溶岩の露頭(千葉他，2000)

左) 西ノ島・魔天崖，粗面玄武岩—玄武岩質粗面安山岩からなる外輪山が北西の季節風による浸食により高さ 257m の断崖を形成する．クリンカー部分が風化・浸食を受けやすいために，溶岩部分が突出している．右) 西ノ島・赤ノ江，約 3m の厚さのうち溶岩部分はおよそ半分で，下位の 0～30cm，上位の 120～150cm は角礫化したクリンカーからなる．

島の北部では，2.8Ma の火山活動に伴って噴出したアルカリかんらん石玄武岩（金子・千葉，1998）が部分的に粗面玄武岩・粗面安山岩溶岩を覆っている（図 2-3）．この溶岩のほとんどは塊状の溶岩でありクリンカーは認められない（写真 2-2）．また，風化が進んでいる部分もみられる（写真 2-2）．島に分布するアルカリかんらん石玄武岩溶岩の噴出源と考えられている中ノ島北東部の明屋海岸付近には同岩質のスコリア丘がある（千葉他，2000）．アルカリかんらん石玄武岩溶岩は噴出源から南西方向に流下して低地を埋めており，この

低地はアルカリかんらん石玄武岩の火山活動に先行して沈降した地域と考えられている（千葉他，2000；金子・千葉，1998；鹿野他，2014）。外輪山溶岩類とアルカリかんらん石玄武岩が流下した低地の境界には断層の存在が推定されている（千葉他，2000；金子・千葉，1998；鹿野他，2014）。鹿野他（2014）では，温泉井掘削地点の地質柱状図（図 2-4）において火山岩の基底部にみられる水冷破碎溶岩と，中ノ島および西ノ島の外輪山溶岩の露頭において陸上噴出物の下位にみられる水冷破碎溶岩とが対比される可能性が高いとして，温泉井掘削地点では断層の形成によって深度 310m まで沈降した可能性を指摘している。



写真 2-2 風化したアルカリかんらん石玄武岩溶岩の露頭（中ノ島・北分）

中ノ島の東地区の温泉井掘削地点（図 2-3）における地質柱状図を図 2-4 に示す。地質柱状図によると，火山岩類は中新世の堆積岩類を覆って存在している（千葉他，2000）。地表～標高－50m 付近までは 2.8Ma に島の北東部の火口から噴出したとされるアルカリかんらん石玄武岩溶岩から成り，標高－50～－350m 付近までは島前火山の活動により噴出した粗面玄武岩・玄武岩質粗面安山岩を主体とした火山岩や火山降下物から成る（千葉他，2000）。隠岐島前火山の基盤は前期中新世から中期中新世の堆積岩類であり，年代の古い順に，美田層，大津層，市部層，島津島層に分類されている。美田層は前期中新世の湖成堆積物であり（千葉，1975；苗村・嶋田，1984；鹿野他，2014），温泉井掘削地点においては深度 707m 以深の凝灰岩・砂岩・泥岩互層，砂岩・泥岩互層が美田層に対比されている（山内他，1999；山内他，2000）。市部層は中期中新世における浅海性の堆積物であり，柱状図に見られる堆積物では深度 606～680m にみられる含礫砂岩・泥岩，および泥岩が市部層に対比さ

れている（山内他，1999；山内他，2000；鹿野他，2014）。深度 360 ～580m に見られる固結度の低い砂岩を主体とする層は，島津島層に対比されている（鹿野他，2014）。

温泉井掘削地点のコア記載（協和地建コンサルタント株式会社，1995）によると，火山岩類の層では深度 120～132m の角礫凝灰岩の層，およびその下位の深度 132～136m の粗面玄武岩-粗面安山岩のコアは脆弱で（図 2-4），コア採取率も低いという記載があり，コア写真からも相対的に亀裂が多いコアが確認された。また，堆積岩の層では深度 360～385m，414～477m には脆弱でコア採取率も低い砂岩が存在している（協和地建コンサルタント株式会社，1995）。このように，脆弱なコアの深度とコア採取率が低い深度はほぼ一致している（協和地建コンサルタント株式会社，1995）。

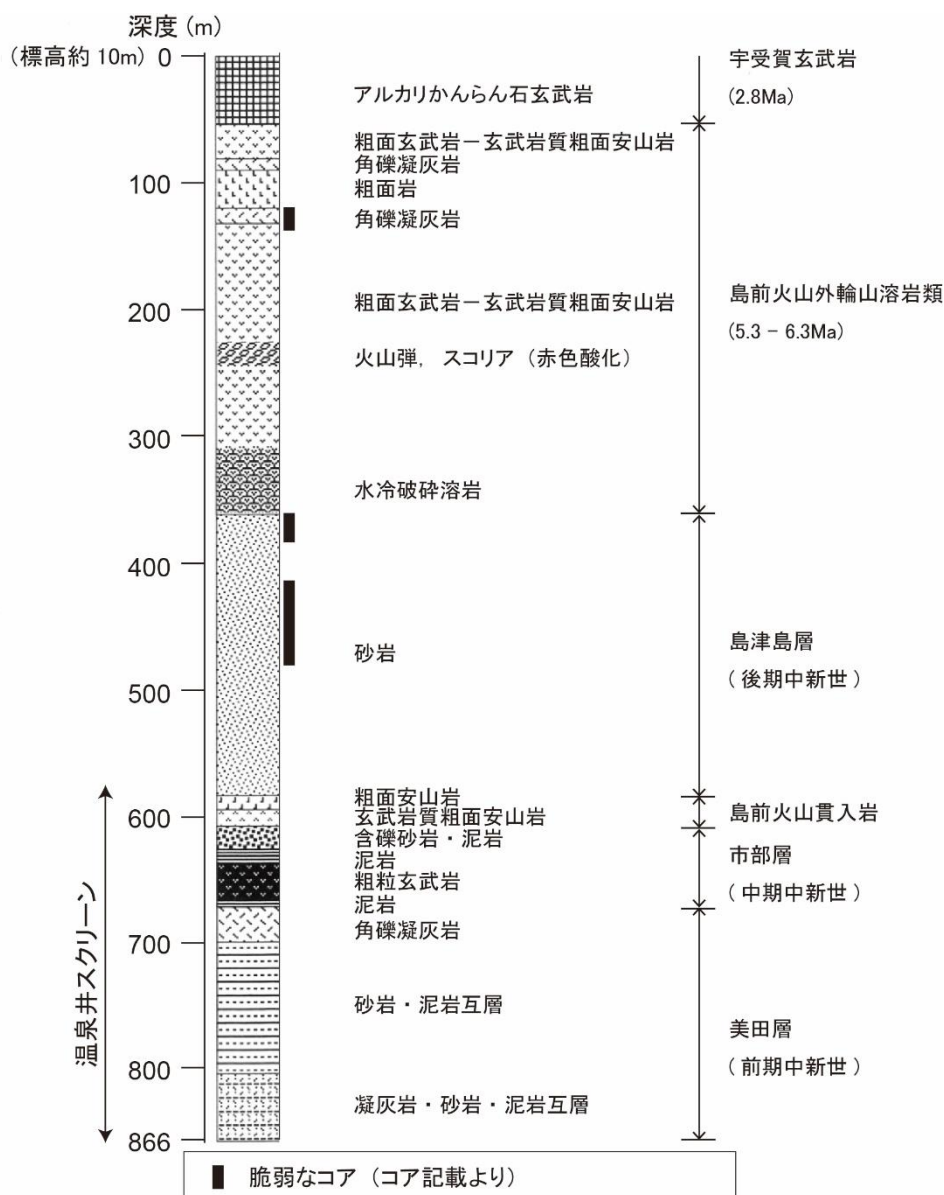


図 2-4 温泉井掘削地点における地質柱状図
千葉他（2000）に一部加筆。

中ノ島の地下水を対象とした研究はこれまで殆どなされていないが、中ノ島における水源開発を目的とした調査が行われており、その調査報告が月森（1984）によってまとめられている。中ノ島には沖積層に覆われている場所が少なく、沖積層からの地下水の取水は困難である（月森，1984）。また、湧水は岩脈付近、溶岩の境界付近や亀裂から湧出しているものが多く、ボーリング調査においても岩脈付近や溶岩の亀裂からの湧出が多かったことが報告されている。このような結果から、中ノ島の地下水は主に亀裂中に賦存しているとされている（月森，1984）。

隠岐島前・西ノ島においては標高 15m 程度に中位段丘面が形成されており（千葉他，2000），隠岐島後においても標高 15～18m に中位段丘面が分布している（山内他，2009）。これらの段丘面はいずれも下末吉海進期に形成されたと推測されている（千葉他，2000；山内他，2009）。

2.4. 海底地形

隠岐島前の海底地形図を図 2-5 に示す。隠岐島前の各島の沿岸部の海底地形は、湾奥部を除いては、海岸線から水深 20～30m までの急斜面となっている場所が多く、西ノ島北岸・南西岸、中ノ島東岸・知夫里島北端やその他小島の沿岸では水深 50m 付近まで急斜面をなしている場所も見られる（海上保安庁，1990）。このような急斜面よりも沖合では徐々に緩斜面に移行する。海岸線に近い急斜面には顕著な谷は形成されておらず、このような特徴は島前湾内においても同様にみられる（海上保安庁，1990）。

水深 50m 以深の地形の起伏は緩やかであり、西ノ島北岸沖では水深 85m 付近から、また西ノ島北西沖では水深 50m 付近から、それぞれ谷地形がみられ、それらは水深 120～130m 付近までの谷を形成している。知夫里島南西沖合にも同様の谷地形がみられる。一方、中ノ島東部の湾内では海岸線付近から水深 80m 程度まで谷が形成されている（海上保安庁，1990）。

知夫里島の南岸沖合約 6km 付近の水深 80m 付近、大波加島南東沖合約 7km 付近の水深 80m 前後、および同島東南沖合約 15km 付近の水深 80～100m 前後にはサンドウェーブ地形が発達している（海上保安庁，1990）。

隠岐島前の東海域の水深 75m 以深には比較的平坦な緩傾斜面が広く形成されており、深度を増すごとに傾斜が緩やかになっていき、水深 147m 以浅では勾配は 2/1000 以下となっている。また隠岐島前の南西部の水深 120m 以深、北西部の水深 137～157m にも、勾配が 2/1000～10/1000 の平坦面が形成されている（海上保安庁，1990）。

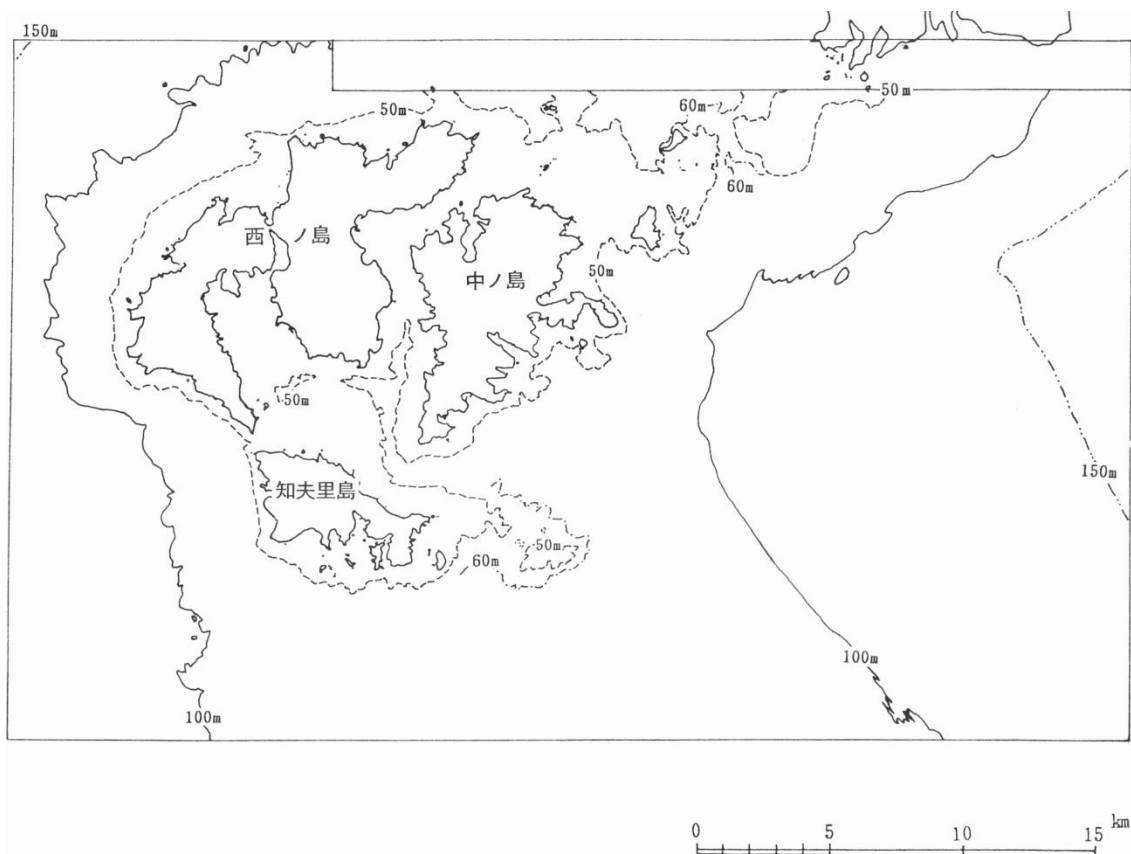


図 2-5 隠岐島前周辺の海底地形（海上保安庁，1990）

2.5. 隠岐島前周辺の海底地質および底質分布

隠岐島前周辺では音波探査による調査がなされており，隠岐島前，および隠岐島後の地質との対比もなされている（海上保安庁，1990）．図 2-6 に最終氷期以降の海進による堆積物を除いた基底面の海底地質図，図 2-7 に模式断面図を示す．隠岐島前周辺の海底地質は 10 層に区分され，それらは前期中新世以降の堆積岩類および堆積物，および中新世以降の火山岩に対比されている（海上保安庁，1990）．このうちⅧos 層は美田層に対比されている（海上保安庁，1990）．Ⅶos 層の堆積年代は中期中新世，Ⅵos 層の堆積年代は後期中新世とされており（海上保安庁，1990），それぞれ市部層，および市部層と同様の年代の堆積物である．後期中新世に噴出した隠岐島前火山のアルカリ玄武岩類はⅩos 層に対比され（海上保安庁，1990），沖合のⅤos 層は隠岐島前火山のアルカリ玄武岩の噴出と同時期に沖合に堆積したとされている（海上保安庁，1990）．Ⅲos 層およびⅣos 層は，隠岐島前火山のカルデラ形成後の鮮新世に沖合に堆積したとされている（海上保安庁，1990）．Ⅱos 層は更新世に隠岐島前の周辺に広く堆積した地層であるとされ，隠岐島前の湾内でも確認されている（海上保安庁，1990）．Ⅰos 層は最終氷期以降の海進により堆積した層であり，外輪山の外側の海岸付近にはほとんど堆積しておらず，沖合数 km 以上においても厚さが 2.5m 以下の領域

が殆どであるが、一方で隠岐島前の湾内の知夫里島と西ノ島・焼火山の間の海底下では Ios 層が 15m 以上の厚さで堆積している場所も見られる。中ノ島周辺においては Xos 層と下位の堆積岩との境界は、標高-20~-80m 程度に分布している。なお、鹿野他 (2014) 陥没構造内部に位置する温泉井掘削地点においては陥没構造外部よりも地質構造が 310m 沈降した可能性が指摘されていることを考慮すると、温泉井掘削地点の地質柱状図にみられる火山岩・堆積岩の境界と、海底下における火山岩・堆積岩境界の深度との差は、鹿野他 (2014) で推測されている温泉井掘削地点における沈降量と整合的である。

続いて海底底質の分布の特徴について記述する。泥は、東方沖合の水深 146m 付近より沖合の平坦面に分布しており、泥砂は泥の分布域を取り囲むように水深 125m 以深の平坦面から単調な緩斜面の範囲に分布している (海上保安庁, 1990)。砂泥の分布域は東海域においては泥砂の分布域より岸側の水深 121~145m の範囲、南西海域の分布域は水深 85m 以深、北西海域では 95m 以深である (海上保安庁, 1990)。細砂は北東海域の 63m 前後、北部海域の 47m 前後から採取されているほか、隠岐島前湾内の水深 43m 前後からも採取されている (海上保安庁, 1990)。中砂は概ね水深 90m 以浅の地形がやや急か、やや起伏するところに分布している。砂礫や岩の分布域は島周辺の急斜面や起伏地域である (海上保安庁, 1990)。

2.6. 中ノ島の地下水利用形態およびその変遷

海士町の住民の方からの聞き取りによると、海士町に簡易水道が普及する以前は、各家庭の敷地内の手掘りの浅井戸や、集落内に設けられた共同の手掘りの浅井戸から生活用水を得ていた。浅井戸の多くは径が 1m 弱、深さが数 m~5m 程度のものであった。それらの井戸は現在まで残されているものも多く、現在も井戸の水を風呂や洗濯などの雑用水に用いている家庭もある。しかし、これらの浅井戸の水は雨が降ると濁りが生じたり、日照りが続くと水が枯れたりするなど、衛生面や水の供給量不足などの問題が生じることが多かったそうである。

1952 年より海士村による簡易水道の敷設が始まり、島内の各地に水道水源井 (スクリーン深度 10~100m 程度) が掘削された。1973 年には水道の普及率が 90%を超え、現在でも水道水源の全てを地下水に依存している (海士町教育委員会, 1987)。海士町教育委員会 (1987) の資料によると、簡易水道の普及率が 90%を超えた 1973 年 (昭和 48 年) 以降、海士町での水道使用量が増加してきている。さらに、温泉井 (スクリーン深度 580~566m) が島の北部に掘削された。

中ノ島の陥没構造内部には沖積平野が形成されており、その面積は隠岐島前の 3 島の間では比較的広いため、海士町では隠岐島前で唯一稲作が行われている (海士町教育委員会, 1987)。水田の灌漑用水には湧水、沢水を貯水池に貯めて利用している。また、海士町では畜産も行われているが、その用水には貯水池の水や簡易水道が用いられている。

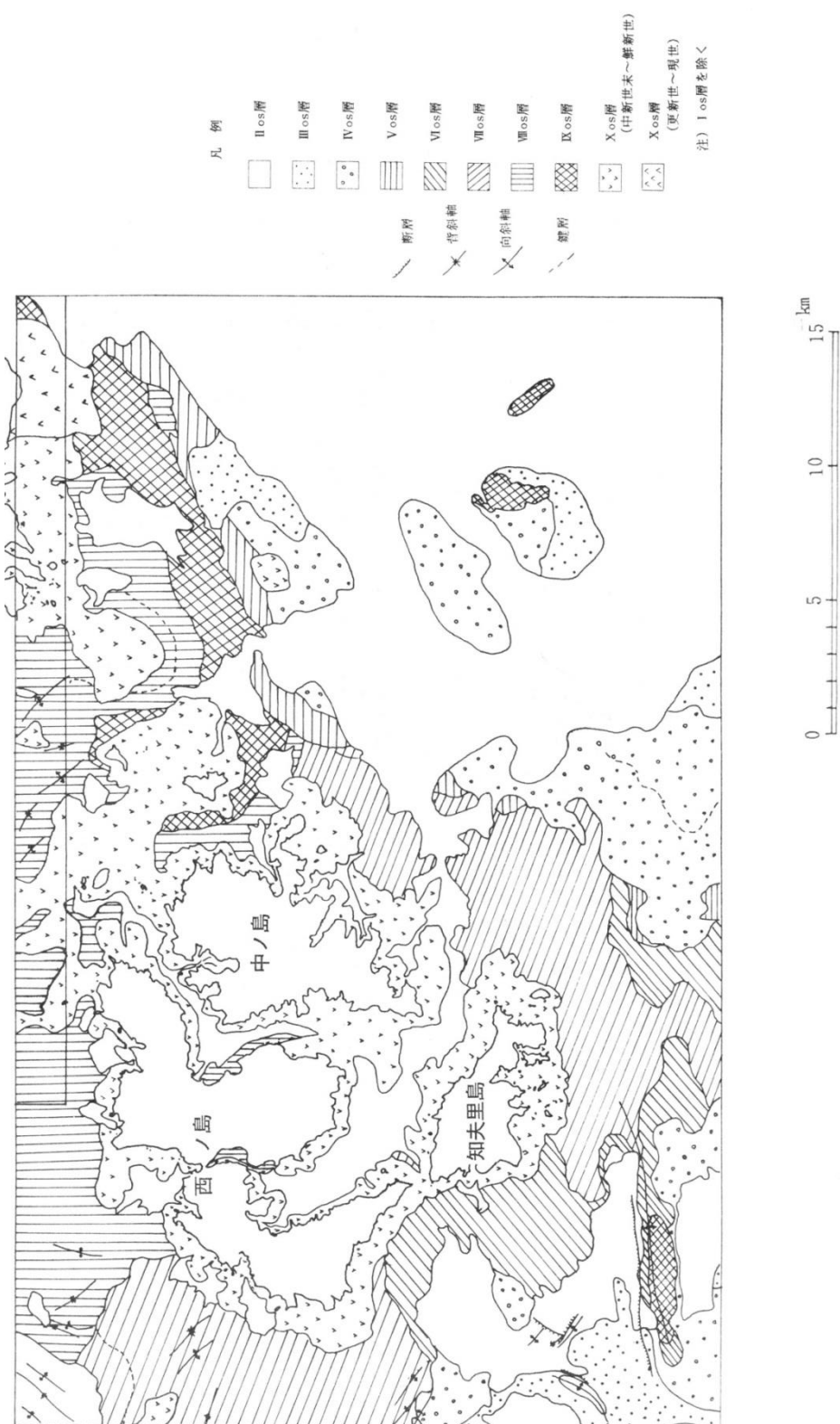


図 2-6 地層分布図海上保安庁 (1990)

終氷期以降の堆積物である Ios 層の分布は示されていない。

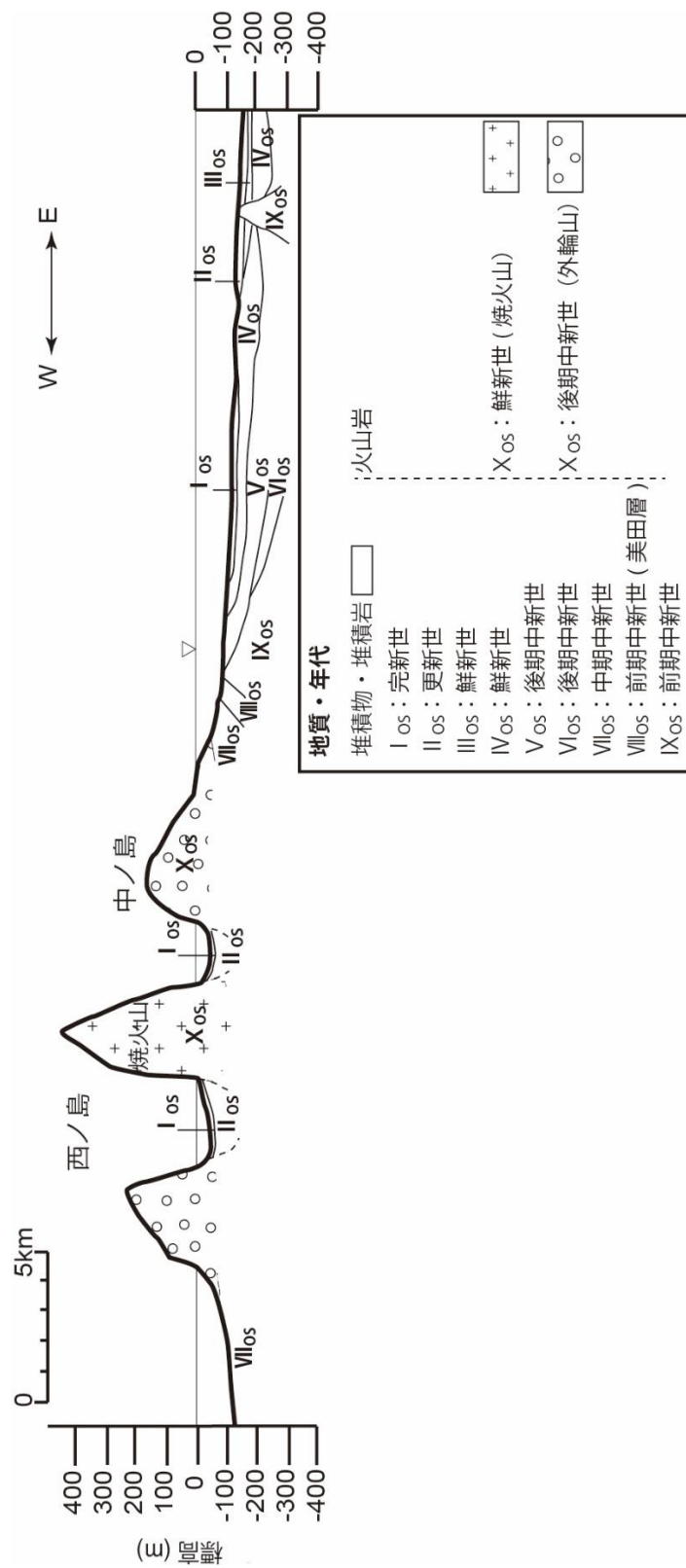


図 2-7 海底地質の模式断面図

海上保安庁 (1990) に一部加筆. 図は図 2-1 中の破線部の断面を示す.

3. 地下水の化学性状および年代¹⁾

1) 本章の内容は, Kusano Y., Tokunaga, T., Asai, K., Asai, K., Takahashi, A. H., Morikawa, M., Yasuhara, M., 2014. Journal of Hydrology, 511, 295-309.にて公表済みである.

3.1. 背景と目的

第1章に述べたように, 本研究では, 隠岐島前・中ノ島における地下の塩水・淡水分布, およびその形成プロセスへの海水準変動の影響について明らかにすることを目的としている. そのための手法の一つとして, 地下水の化学組成から地下水や溶存成分の起源, 滞留時間スケール, 涵養年代等を把握し, それらの情報に基づいて塩水・淡水分布とその形成プロセスについて検討する方法が挙げられる. 本研究では, 中ノ島の地下浅層～深層まで異なる深度を対象に地下水を採水し, 主要溶存成分, 年代指標濃度, 同位体組成の分析を行った. そして, それらの結果をもとに, 中ノ島の浅層～深層までの地下水の起源, 滞留時間スケール, 涵養年代を明らかにするとともに, 中ノ島の地下水流動系の形成に対する氷河性海水準変動の影響についても検討を行った.

3.2. 研究手法

地下水中の溶存物質中の化学組成, 同位体組成は, その起源となる物質や地下水流動過程での物理的, 化学的過程の影響を反映していると考えられる. そこで, ここでは現地調査により採取した地下水試料の地下水年代指標 (クロロフルオロカーボン類: CFCs, トリチウム: ^3H , 放射性炭素: ^{14}C), 主要溶存成分 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-), 水素・酸素安定同位体比 ($\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$), 溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon: DIC) 中の炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$), 希ガス安定同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$) の分析を行った. 地下水年代指標は地下水のおおよその年代や滞留時間スケールの把握に用いることを目的として分析を行った. また, 地下水の主要溶存成分, DIC の $\delta^{13}\text{C}$ は溶存物質の起源を推定することを目的として分析を行った. $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ は水の起源を推定することを目的として分析を行った. また $^3\text{He}/^4\text{He}$ は地下水中へのマントル起源ガスの寄与の有無を検討するために用いた. 以下にはそれぞれの指標について示す.

3.2.1. 主要溶存成分

本研究においては, 地下水やその溶存成分の起源の推定, および流動過程のトレーサーとして主要溶存成分 (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) の分析を行った.

一般に, 地下水中に含まれる溶存成分の 95%以上は上記の主要溶存成分から成り, その

起源は、降水中に含まれる主要溶存成分、および地下水流動過程における岩石—水反応によって土壌中や岩石中の鉱物から溶出した成分である (Herczeg and Edmunds, 2000)。

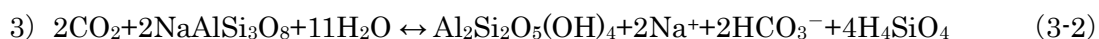
降水中に含まれる主要溶存成分の起源は主に海水の飛沫や陸成の塵であり、それらを起源とするエアロゾルが降水中に取り込まれることで降水中に溶存する。海水の飛沫を起源とする風送塩の化学組成は海水に近いことから、沿岸域に近い場所の降水の主要溶存成分は風送塩の影響を強く受ける。そのため、沿岸域における降水中の溶存成分のうち、海水中での濃度が高い Na^+ 、 Cl^- の濃度が高くなることが知られている (Herczeg and Edmunds, 2000)。海水起源の風送塩は沿岸域に降下し、内陸まで輸送されないため、内陸に向かうほど降水の主要溶存成分は陸域起源のエアロゾルから供給される成分の寄与が高くなる。陸域起源のエアロゾルには岩石起源のものだけでなく、都市域や工業活動により排出された $\text{NO}_x \cdot \text{SO}_x$ も含まれる (Herczeg and Edmunds, 2000)。

地下水の涵養および流動過程では、土壌中での植物や微生物の呼吸などによって供給された CO_2 の溶解、炭酸塩鉱物やケイ酸塩鉱物の溶解によって陽イオンおよび HCO_3^- が供給される。地下水中への鉱物の溶解プロセスの例として以下のものがある。

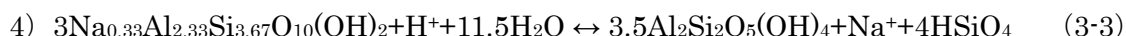
炭酸塩鉱物（方解石）の溶解



ケイ酸塩鉱物（アルバイト）の風化による粘土鉱物の生成



粘土鉱物（モンモリロナイト）の変質



これらの式に示されているように、炭酸塩鉱物およびケイ酸塩鉱物の溶解は地下水中に溶存している CO_2 との反応によって引き起こされるが、この CO_2 は土壌中での植物や微生物の呼吸などによって供給されるものである。上式に示されているように、地下水の流動過程において鉱物の溶出が進むと地下水中の主要溶存性成分の濃度が増加していく (Herczeg and Edmunds, 2000)。

なお、降水中の NO_3^- 濃度は低い、その起源は主に人為由来である。硝酸塩は栄養塩として生物に利用されるため、地下水中での濃度は低く、例えば温帯の草原における地下水中硝酸濃度は 2mg/L 以下であるとされている (Foster et al., 1982)。しかし、地下水の流動過程においては、農業地帯における施肥の影響、生活排水の混入などによって地下水中に人為由来の NO_3^- が供給され、地下水中の NO_3^- 濃度が上昇する場合がある (Herczeg and Edmunds, 2000)。

また、上記の主要溶存成分のうち、 Cl^- は溶解度が高く、鉱物中にほとんど含まれていな

いため岩石-水反応の影響をほとんど受けず、吸着も殆どないため、地下水の涵養および地下水流動過程において保存性の高い溶存成分であることが知られている (Herczeg and Edmunds, 2000). Br^- は、 Cl^- よりも有機物への吸着がしやすく、動植物にも取り込まれやすいが、 Cl^- と同様に岩石中にほとんど含まれず、地下水の涵養および地下水流動過程において保存性の高い溶存成分として取り扱われることが多い (Stanley et al., 1997; Herczeg and Edmunds, 2000 など). 海水中での重量比 (以下 Br^-/Cl^-) は 3.47×10^{-3} でほぼ一定であるが (Herczeg and Edmunds, 2000), 蒸発岩が生じる場合には Br は鉱物に取り込まれにくいため、沈殿した鉱物は海水よりも低い Br^-/Cl^- を示し、残った水は海水よりも高い Br^-/Cl^- を示す. 地下水中の Cl^- および Br^- は海水の混入、海水を起源とする風送塩、蒸発岩もしくはそれを沈殿させた塩水を起源とするものの他に、農薬などの人為起源のものも存在している (Stanley et al., 1997; Jones et al., 1999). このように Cl^- および Br^- の濃度の保存性が高いこと、および起源となる物質によって Br^-/Cl^- が異なることを利用して、これらの溶存成分の濃度比が地下水の起源、溶存成分の起源推定のトレーサーとして用いられている (Stanley et al., 1997; Herczeg and Edmunds, 2000; Jones et al., 1999 など).

3.2.2. 水素・酸素安定同位体比 (δD ・ $\delta^{18}\text{O}$)

酸素原子の安定同位体は ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O の 3 種であり、水素原子の安定同位体は ^1H (H), ^2H (D) の 2 種である. 水素・酸素の安定同位体はこれらが水分子そのものを構成していること、および同位体比が大気中の循環過程 (水蒸気の蒸発、降水としての凝集) では同位体分別によって変化するのに対して、地下水の流動過程では変化しにくいなどの特性から水循環のトレーサーとして利用されてきている. 水素・酸素安定同位体比は D/H および $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ が測定される. D/H および $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の値は非常に小さいため、測定された同位体比は世界共通の標準海水 (Standard Mean Ocean Water: SMOW) の同位体比からの千分偏差値 (パーミル: ‰) で表わされる (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005).

$$\delta_x = \left[\frac{R_x}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (3.4)$$

ここで、 R_x および R_{SMOW} はそれぞれ試料水および SMOW の D/H または $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の値である. 降水の水素・酸素安定同位体比の差は、大気中の水蒸気からの凝集過程における同位体分別によって生じ、水蒸気の凝集が進むと水蒸気中から質量数の大きい同位体が除去されていき、より後で生じた雨滴ほど質量数の大きい同位体に乏しくなっていく. ここで、一定温度での同位体平衡の条件下で水蒸気から雨滴の凝集が進んでいく過程を考えると、水蒸気および雨滴の同位体比の関係は以下の Rayleigh distillation の式で表すことが出来る.

$$R = R_o \cdot f^{(\alpha-1)} \quad (3-5)$$

ここで、 R_o は初めの水蒸気の同位体比 (D/H または $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)、 R は残留蒸気同位体比、 f は残留蒸気の割合、 α は分別係数である。しかし、水蒸気からの雨滴の凝集過程は、温度変化や他の水蒸気との混合の影響などを伴い、同位体平衡に達していない条件下で進んでいくため、動的同位体効果に支配されている。これは海水からの蒸発に伴って水蒸気が形成される際も同様である (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)。

Craig (1961) は世界各地の河川水、湖水、雨水、雪などの降水起源の水 (以下、天水と呼ぶ) の水素・酸素安定同位体比を分析し、それらの値が広い範囲の値を示すにも関わらず、2つの同位体比の間は以下のような関係式で近似されることを示した。

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + d \quad (3-6)$$

これは天水線と呼ばれており、世界規模でみると $d=10$ の関係がある。

水蒸気の生成過程や、水蒸気からの凝集・分離過程における同位体分別を簡略化すると、水蒸気の生成過程においては質量数の小さい同位体 ($^{16}\text{O} \cdot ^1\text{H}$) ほど水蒸気相に入りやすく、水蒸気からの凝集・分離過程では質量数の大きい同位体 ($^{18}\text{O} \cdot \text{D}$) から先に降水として分離されやすいといえる。そのため、降水の $\delta^{18}\text{O}$ および δD の空間分布には差異が生じることが知られている (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)。大陸規模では、沿岸域から内陸への気団の移動過程で水蒸気からの降水の分離・凝集が進んでいくことにより、内陸ほど降水の $\delta^{18}\text{O} \cdot \delta\text{D}$ が小さくなる大陸効果が知られている (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)。また、地球規模においては、高緯度地域ほど降水の $\delta^{18}\text{O} \cdot \delta\text{D}$ が小さくなる緯度効果が知られている (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)。より狭い空間スケールにおいては、低標高域から高標高域への気団の移動に伴って降水の分離・凝集が進んでいくにつれ、降水の $\delta^{18}\text{O} \cdot \delta\text{D}$ が小さくなる高度効果が知られている (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)。同じ地点であっても、降水の $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ は、気温の季節変化に伴う水蒸気の生成過程や降水の分離・凝集過程の同位体分別の変化、水蒸気を供給する気団の季節変化などの影響によって季節変化することが知られており (Clark and Fritz, 1997 ; Coplen et al., 2000 ; 林, 2005)、日本列島においては冬季の降水ほど $\delta^{18}\text{O} \cdot \delta\text{D}$ が小さくなる傾向にあることが知られている (早稲田・中井, 1983)。また、降水の $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ は気候変動の影響を受けて変化しており、例えば最終氷期に涵養された地下水は低い同位体比を持つ傾向にあることが明らかにされている (Siegel and Mandle, 1984 ; Heaton et al., 1986 ; Rozanski, 1986 など)。

3.2.3. 炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$)

炭素の安定同位体には ^{12}C 、 ^{13}C が存在する。地下水中に含まれる DIC の起源は、土壌中の CO_2 、炭酸塩など鉱物、有機物の他、地域によっては火山ガスや地殻深部から供給される CO_2 など多様であるが、図 3-1 に示されるように各々の起源物質の $\delta^{13}\text{C}$ が特徴的な値を

示すことを利用して、DIC の起源および寄与率の推定がなされている (Clark and Fritz, 1997). 炭素安定同位体比は $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ が測定されるが、その値は非常に小さいため、 $\delta^{13}\text{C}$ は標準資料である米国サウスカロライナ州ピーディー層産ベレムナイト化石の CaCO_3 (PDB) の同位体比からの千分偏差値 (‰) で表わされる.

$$\delta C_x = \left[\frac{R_x}{R_{\text{PDB}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (3-7)$$

ここで、 R_x および R_{PDB} はそれぞれ試料水および PDB の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ の値である.

地下水の涵養時は土壤中の CO_2 が地下水中に溶解し、続いて土壤中や帯水層中での炭酸塩鉱物やケイ酸塩鉱物の溶解、有機物の分解、微生物活動などにより地下水中に DIC が供給されるとともに、反応過程での同位体分別、地下水中 DIC と起源物質と間での同位体交換などにより、地下水流動の過程で DIC の同位体比は変化していく. 試料中の DIC がどのような過程を経ているかは場所によって異なるため、それぞれの場合において適切に解析・解釈する必要がある (Clark and Fritz, 1997).

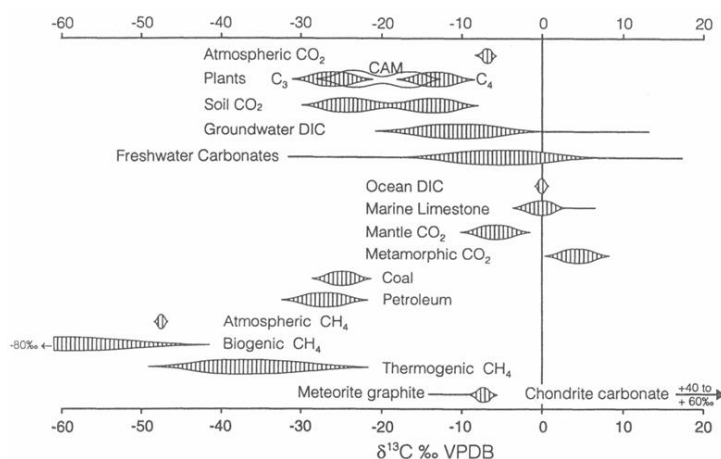


図 3-1 物質中の $\delta^{13}\text{C}$ の範囲 (Clark and Fritz, 1997)

3.2.4. ヘリウム安定同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比

本研究では、地下水中へのマントル起源ガスの寄与を明らかにすることを目的として $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比を用いた. 地球上の物質中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は Lupton (1983) および Ozima and Podsek (2002) にまとめられている.

ヘリウムには安定同位体として ^3He , ^4He が存在する. ^3He の地球上での存在比は非常に小さく、その大部分は地球生成時に原始太陽系星雲から地球内部のマントル内に取り込まれた原始的な成分であるとされている (Lupton, 1983). 一方、 ^4He は存在比が大きく He の主要な同位体であり、その大部分は地殻中のウラン (U) やトリウム (Th) の放射壊変によって生じたものである (Lupton, 1983; Ozima and Podsek, 2002). 大気中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ は約 1.4×10^{-6} でほぼ一定であることが知られており (Mamyrin, 1970), 試料中の $^3\text{He}/^4\text{He}$

は一般に大気中の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=1R_{\text{AIR}}$ として規格化して表される (Lupton, 1983). 図 3-2 は, 既往の研究で報告されている地球物質中の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ および ${}^3\text{He}/\text{Ne}$ をまとめたものである (Lupton, 1983). ホットスポットより採取された火山岩では最も高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ を示しているが, これは下部マントルには ${}^3\text{He}$ が多く残されているためであると考えられている. 次に中央海嶺玄武岩 (MORB) が高い ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ を示しており, その値は場所に関わらず $8R_{\text{AIR}}$ 程度でほぼ一様である. そのため, MORB の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ は上部マントルの値を代表するものであると考えられている (Lupton, 1983). また, 沈み込み帯では MORB 以下の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ を示すことが明らかにされており, これは MORB と同じ上部マントルを起源とする He に海底堆積物やスラブからの ${}^4\text{He}$ が付加することによるものであろうと解釈されている (Sano and Wakita, 1985). 一方, 地殻中の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ は地殻中での ${}^4\text{He}$ の生成により低い同位体比を示し, その値は地殻中に含まれる U, Th の量に依存する. また, それぞれの物質に見られる ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ のばらつきは大気起源成分との混合によると考えられている (Lupton, 1983). このように地球上において, マントル, 地殻, 大気での ${}^3\text{He}$, ${}^4\text{He}$ の存在比が大きく異なることが知られており, 地球上の物質の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ は上記の 3 成分の混合により説明できる (Lupton, 1983). He は希ガスであり化学的に不活性であることから, 起源物質中のヘリウム安定同位体比 (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) の値をよく保存していると考えられるため, マントル起源物質のトレーサーとして用いられている (Ozima and Podsek, 2002).

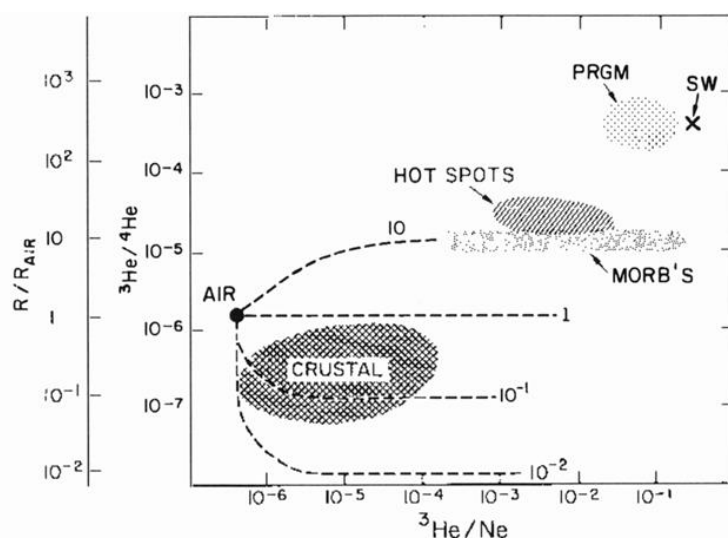


図 3-2 地球物質中の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ および ${}^3\text{He}/\text{Ne}$ (Lupton, 1983).

大気 (AIR), 地殻 (CRUSTAL), 中央海嶺玄武岩 (MORB'S), ホットスポット (HOT SPOTS), 隕石中の希ガス (PRGM), 太陽風 (SW) 中の ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ および ${}^3\text{He}/\text{Ne}$ を示す. 破線は大気起源成分と R/R_{AIR} が 10, 1, 10^{-1} , 10^{-2} を示す成分との混合線を示す.

マントル起源, 地殻起源, 大気起源の He が混合した場合, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ のみからそれぞれを起源とする He ガスの起源を推定することは困難である. Nagao et al. (1981), Sano and

Wakita (1985) などでは ^{20}Ne は、マントル内、地殻内での ^4He に対する存在比が非常に小さいことを利用して、 He ガスの起源の推定に $^3\text{He}/^4\text{He}$ と $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ を併せて用いており、本研究でもそれに倣う。Sano and Wakita (1985) は沈み込み帯におけるマントルの $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ として 1000 程度を用い、地殻内における $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ も少なくとも 1000 程度であると推測している。本研究においてもこの値を用いることとした。このように、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比を併せて用いることで、溶存している He ガスに対するマントル起源、地殻起源、大気起源ガスの寄与を明らかにすることができる。

3.2.5. クロロフルオロカーボン類 (CFCs)

CFCs は、冷却剤などの用途で 1930 年代から工業的に生成された不活性ガスである。大気中の CFCs 濃度は、1950 年代から 1990 年代までは増加してきたが、1980 年代からの排出規制により 1990 年代以降は大気中濃度が横ばい、もしくは減少傾向にある (図 3-3)。このような大気中での濃度変化がみられることから、地下水が涵養される年代によって地下水中の CFCs 濃度は異なる。また、CFC-12、CFC-11、CFC-113 の大気中の寿命はそれぞれ 45 ± 7 年、 87 ± 17 年、 100 ± 32 年と推定されている (International Atomic Energy Agency; IAEA, 2006)。このように、大気中濃度の経時変化がみられ、化学的安定性が高いことから、CFCs は大気中の濃度変化が大きかった 1950 年代から 1990 年代までに涵養された地下水の年代指標として用いられている (IAEA, 2006)。

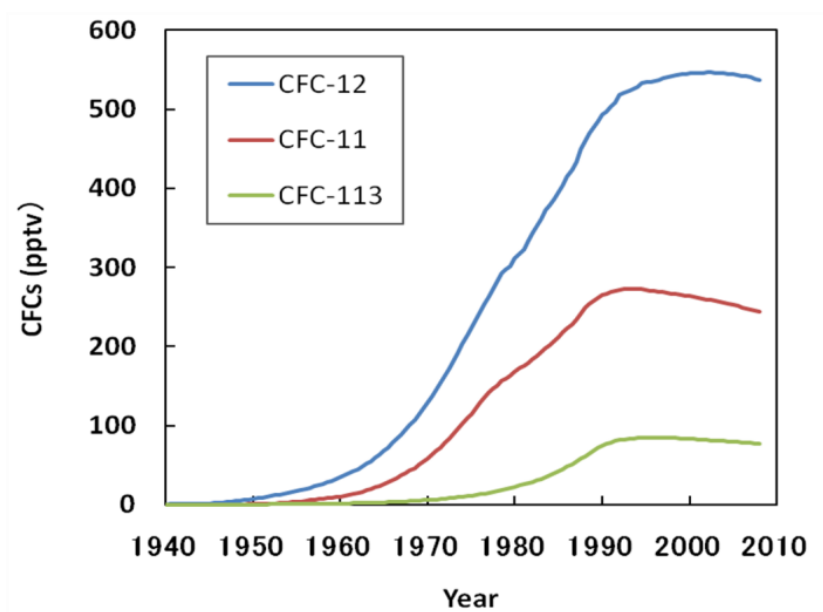


図 3-3 北米大気中の CFCs 濃度の経年変化 (U.S. Geological Survey, 2009)

CFCs 見かけ年代は、測定した地下水中の CFCs 濃度をヘンリーの溶解平衡式を用いて大気中濃度に換算し、それを大気中の CFCs 濃度変化と対比することで得られる (IAEA, 2006). 水中に溶存している CFCs 濃度から大気中の CFCs 濃度への換算式を以下に示す. ヘンリーの法則によれば、空気と平衡状態にある水に溶存している気体の濃度は、空気中に含まれる気体の分圧 (p_i) に比例する.

$$C_i = K_H P_i \quad (3-8)$$

ここで、 C_i は水中の CFC 濃度、 K_H はヘンリー一定数である. CFC 分圧は以下で表わされる.

$$p_i = x_i(P - p_{H_2O}) \quad (3-9)$$

ここで、 x_i は空気中の CFC モル比、 P は大気圧、 p_{H_2O} は水蒸気圧である. ヘンリー一定数は以下で与えられる.

$$\ln K_H = a_1 + a_2 \left(\frac{100}{T} \right) + a_3 \ln \left(\frac{T}{100} \right) + S \left[b_1 + b_2 \left(\frac{T}{100} \right) + b_3 \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right] \quad (3-10)$$

ここで、 T は絶対温度、 S は塩分 (重量%) である. a_1 , a_2 , a_3 , b_1 , b_2 , b_3 の各定数は、Warner and Weiss (1985) で与えられている. これらの式にあるように、地下水中に溶存する CFCs の量は涵養温度と気圧に依存するため、地下水中の CFCs 濃度から地下水涵養時の大気中の CFCs 濃度を推定するには、地下水の涵養温度と涵養時の気圧を推定する必要がある. 涵養温度は涵養域の年平均気温や地下水温、地下水中の窒素や希ガス濃度から推定することができる (IAEA, 2006).

地下水が流れる周辺環境によっては、CFCs が地下水中に付加、もしくは濃度が減少することが知られている. CFCs が付加される要因としては、工業地帯や都市の大気中 CFCs 濃度の上昇による付加、水源井や採水に用いる器具の CFCs の汚染による付加など人為的影響による CFCs の汚染が挙げられる (IAEA, 2006). また、一時的な地下水位の急激な上昇などによって大気と平衡時の濃度以上の大気が地下水中に取り込まれる場合があり、この過剰な溶存大気を *excess air* と呼ぶが、*excess air* によっても涵養時の大気濃度以上の CFCs が地下水中に付加される (IAEA, 2006). 地下水中の CFCs 濃度が地下水涵養時よりも減少する例としては、還元環境下での微生物による分解や、有機物の多い環境下での吸着が挙げられる (IAEA, 2006). 上記のようなプロセスで CFCs 濃度が増加もしくは減少している場合には、CFCs を用いて地下水の年代を推定することは困難である. このように、CFCs を用いて年代推定を行う際には、CFCs の付加や減少の影響を考慮する必要がある (IAEA, 2006).

3.2.6. トリチウム (^3H)

^3H は水素の放射性同位体であり、 β 崩壊して ^3He に変化する. 半減期は 12.43 年である. 水の ^3H 濃度の単位は TU (Tritium Unit) で表わされ、1TU は H_2O 分子 10^{18} 個あたりに $^3\text{H}^1\text{HO}$ 分子が一個存在することを示す. 元来、トリチウムは大気圏上層で宇宙線の作用に

よってのみ生成されるが、1950年代に世界各地で始まった熱核爆発実験により生成された ^3H により、降水中の ^3H 濃度が大きく上昇した(図3-4)(Clark and Fritz, 1997; Solomon and Cook, 2000)。1950年代以前における降水中の ^3H 濃度は、ヨーロッパ・北米においては約3~6TUであったと推定されている(Kaufman and Libby, 1954; Roether, 1967)。1963年に核実験停止条約が結ばれて以降は降水中の ^3H 濃度は減少し、現代ではほぼ1950年代以前の ^3H 濃度と同程度にまで低下している。 ^3H は水分子の一部をなし、化学反応の影響を受けにくい性質をもつほか、図3-4に示されるように降水中の ^3H 濃度には時間変動がみられること、また、地下水涵養および地下水流動の過程では半減期に従って濃度が減少していくことを利用して、1950年代以降に涵養された地下水の年代指標として用いられてきている(Clark and Fritz, 1997; Solomon and Cook, 2000)。具体的には、地下水中の ^3H 濃度と、降水中の ^3H 濃度が放射壊変によって減衰した後の濃度を対比することで、 ^3H 見かけ年代を求めることができる。1980年代以降の降水中の ^3H 濃度はほぼ一定であることから(図3-4)、1980年代以降に環境された地下水の年代を ^3H 濃度のみで判断することは困難になってきている一方、世界各地で熱核爆発実験が行われる以前の降水の ^3H 濃度は、現在ではバックグラウンドレベルの濃度以下まで減少してきている(図3-4)。このことを利用して、地下水中の ^3H 濃度が低い場合には、熱核爆発実験開始以前の降水を起源とする地下水が含まれていると判断することができる(浅井・辻村, 2010)。

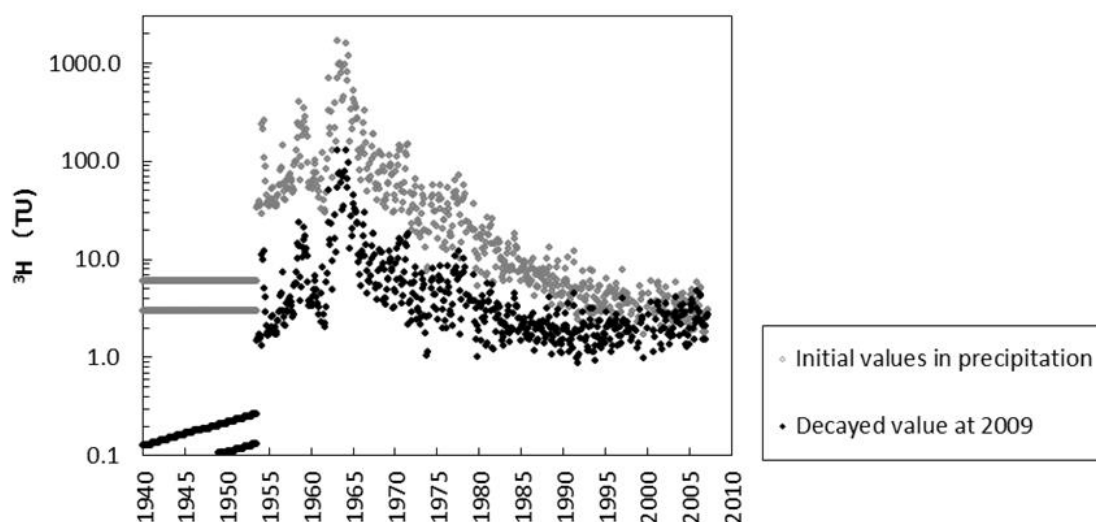


図3-4 降水中の ^3H 濃度

1961~1979年の東京(IAEA, 2014)、1980~2007年の千葉(放射性医学総合研究所, 2014)における観測を使用した。1953年~1960年まではオタワにおける観測値(IAEA, 2014)と1961~1979年の東京における観測値(IAEA, 2014)の線形相関により求めた値である。1953年以前の値は、Kaufman and Libby (1954)らによって推測された核爆発実験開始以前のヨーロッパにおける降水トリチウム濃度(3~6TU)の最大値および最小値を示す。

3.2.7. 放射性炭素同位体 (^{14}C)

^{14}C は炭素の放射性同位体であり、その半減期は 5730 年である。 ^{14}C は上層大気において宇宙線が ^{14}N に作用することで生成された後、直ちに酸化されて CO_2 になり大気中に拡散する。 ^{14}C は宇宙線により継続的に生成されるため、大気中や動植物の内部にも ^{14}C は継続的に供給される (Clark and Fritz, 1997)。地下水中に供給される CO_2 は主に土壌中の CO_2 であり、それは植物の呼吸により排出された CO_2 や腐植物の分解により生じた CO_2 を主な起源としている。地下水の涵養過程において大気中や土壌に含まれる CO_2 が溶解し、地下水面下では不飽和帯中からの CO_2 の供給が絶たれるため、地下水の流動過程において溶存無機炭素中に含まれる ^{14}C 濃度は半減期に従って減少していく。このことを利用して地下水中の DIC の ^{14}C 濃度は地下水の年代指標として用いられており、年代が数万年程度までの地下水の年代指標として用いることができる。具体的には、以下の式により年代が求められる (Clark and Fritz, 1997)。

$$t = -8627 \cdot \ln \frac{a_t^{14}\text{C}}{a_0^{14}\text{C}} \quad (3-11)$$

ここで、 t は年代、 $a_t^{14}\text{C}$ は t 年が経過した後の ^{14}C 濃度、 $a_0^{14}\text{C}$ は初期の ^{14}C 濃度である。 ^{14}C 濃度の単位は percent Modern Carbon (pMC) で表され、1950 年に現存していた陸上生物に含まれる炭素 (Modern Carbon) の ^{14}C 濃度を 100 としたときの ^{14}C 濃度を示す単位である (Clark and Fritz, 1997)。

一般に、地下水の涵養および流動過程においては、炭酸塩鉱物の溶解、有機物の酸化、他の物質との同位体交換、などによって地下水中に ^{14}C を含まない DIC が供給されることで、 ^{14}C 濃度が希釈される。そのため、 ^{14}C を用いて年代を推定する際には、 ^{14}C を含まない DIC の付加による ^{14}C 濃度の希釈の影響を考慮して ^{14}C 濃度の補正を行う必要があり、様々なモデルが提唱されている (Clark and Fritz, 1997)。本研究で用いた ^{14}C 濃度の補正方法については、3.7.5.2.節に記述する。

3.3. 現地調査および採水

中ノ島の湧水、浅井戸、水道水源井、および温泉井を対象として現地調査を 2009 年 6 月、2010 年 9 月、2011 年 9 月、2013 年 9 月に行い、水試料の採水を行った。浅井戸は全て孔径 0.5~1m 程度で地表からの深度 5m 程度の手掘りの井戸であり、水道水源井および温泉井はボーリング掘削された井戸である。水道水源井のスクリーン深度は約 10~100m 程度であり、それらは全て火山岩中に設置されている。一方、温泉井のスクリーン深度は 580~866m であり、基盤である堆積岩中に設置されている。

現地調査では、水温、電気伝導度 (EC)、溶存酸素濃度 (DO) の計測を行い、水試料を採水した。2009 年 6 月、2010 年 9 月、2013 年 9 月の現地調査では、湧水、浅井戸からの

揚水にペリスターポンプを使用し、水道水源井からの揚水には備え付けの水中ポンプ、温泉井からの揚水には備え付けのエアリフトポンプを使用した。2011年9月の現地調査の際に、水道水源井 W4, W7 では水中ポンプの付け替え工事が行われていたため、ベネットポンプを用いて揚水を行い、温泉井からの揚水にも同様にベネットポンプを用いた。

水試料は、地下水年代指標 (CFCs, ^3H , ^{14}C)、主要溶存成分、水素・酸素安定同位体比 ($\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$)、溶存無機炭素 (Dissolved Inorganic Carbon : DIC) 中の炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$)、希ガス安定同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He} \cdot ^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$) について分析を行った。

主要溶存成分分析用の水試料は孔径 0.45 μm のメンブレンフィルターにて濾過したのち、容量 100ml のポリエチレン製ボトルに採水した。 $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ 分析用の水試料は容量 100ml のポリエチレン製ボトルに、 ^3H 濃度および ^{14}C 濃度分析用の水試料は容量 1000ml のポリエチレン製ボトルに、 $\delta^{13}\text{C}$ 分析用の水試料は、容量 100ml のアクリロニトリル製ボトルに気泡の入らないように採水した。なお、 $\delta^{13}\text{C}$ および ^{14}C 濃度分析用の水試料には DIC の CO_2 としての脱ガスを防ぐために水試料 100ml につき 0.01mol/L の NaOH を添加した。CFCs 分析用の水試料には容量 125ml の金属製キャップ付きガラス瓶を使用した。CFCs 分析用水試料の採取の際には、IAEA (2006) の推奨する方法に基づいた採水を行った。具体的には、容量 5L 程度のステンレス製容器の中にガラス瓶とキャップを入れてから上述の各種揚水用ポンプに繋がったナイロンチューブを通してガラス瓶中に地下水を導入した。そして、試料水の大気への接触を防ぐためにステンレス容器から地下水を十分にオーバーフローさせたのち、水中で水試料をガラス瓶に封入した。希ガス同位体比分析用の水試料は、長さ 30cm、外径 3/8 インチの焼き鈍し銅管を使用した。採水の際には Morikawa et al. (2008) の方法に従い、上述の各種揚水用ポンプに繋がったナイロンチューブを通して銅管中に地下水を導入し、十分に水を流して気泡を取り除いたのち、銅管の両端を鉄製の専用留め具で閉じて水試料を封入した (Morikawa et al., 2008)。

3.4. 分析手法

主要溶存成分中の陽イオン、 HCO_3^- 以外の陰イオンの分析は東京大学大学院工学系研究科都市工学専攻にて分析を行い、地下水年代指標のうち、CFCs および ^3H 濃度は株式会社地球科学研究所、 ^{14}C 濃度は米国の Beta Analytic 社にて分析された。各安定同位体のうち、 $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ は熊本大学大学院自然科学研究科理学専攻水文学研究室にて分析を行った。 $\delta^{13}\text{C} \cdot ^3\text{He}/^4\text{He} \cdot ^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ は産業技術総合研究所にて分析された。

陽イオン濃度の分析には誘導結合プラズマ発光装置 (Perkin Elmer 社製 Optima 3000)、陰イオン濃度の分析にはイオンクロマトグラフィー (Metrohm 社製 761 Contact IC) を用いた。 HCO_3^- 濃度は、現地調査の際に 1/100N 硫酸による pH4.8 アルカリ度測定法にて測定した。

CFCs 濃度の分析は IAEA (2006) の手法に従い、purge and trap 法にて水試料中から

CFCs を分離・濃縮したのち、ECD 付きのガスクロマトグラフィー（株式会社島津製作所製ガスクロマトグラフ GC-8A）にて分析した。CFCs 濃度の検出限界は 1pg/kg である。

^3H 濃度の分析は試料水を電気分解により濃縮した後、低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター（Aloka 社製 model LB35）を用いて測定を行った。 ^3H 濃度の検出限界は 0.3TU である。

$\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ の測定には質量分析計（Thermo electron 社製 Delta S）を用いて行った。 δD はクロミウム還元法により生成した H_2 ガスを質量分析計に導入して測定した。 $\delta^{18}\text{O}$ は同位体平衡法により試料水と同位体平衡に達した CO_2 ガスを質量分析計に導入して測定した。 $\delta\text{D} \cdot \delta^{18}\text{O}$ の測定誤差は、それぞれ $\pm 1.0\text{‰}$, $\pm 0.1\text{‰}$ である。

$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot ^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の分析は希ガス質量分析計（Micromass 社製 MM-5400）を用いて行った。分析の前処理として Jean-Baptiste et al. (1992) の手法に従って超音波振動により試料水から溶存ガスを分離し、ガス中から活性炭トラップによる水蒸気の除去を行った。続いて、Morikawa et al.(2008) にある希ガス精製系にガスを導入し希ガスのみに生成したのち、希ガス質量分析計にて同位体比の測定を行った。

$\delta^{13}\text{C}$ の測定の際には、試料水にリン酸を添加することで DIC を CO_2 として脱ガスさせ、 CO_2 を質量分析計（Thermo electron 社製 Delta Plus）に導入して分析を行った。

^{14}C 濃度測定では、前処理として水試料中に SrCl_2 を添加することで DIC を SrCO_3 として沈殿させ、さらに SrCO_3 を塩酸と反応させることで生成した CO_2 を H_2 との還元反応によってグラファイト化した。そして、生成したグラファイトの ^{14}C 濃度をタンデム型加速器質量分析計にて分析を行った。

3.5. 水源井および温泉井掘削資料からの情報収取

中ノ島に掘削されている水道水源井、および温泉井の掘削工事報告書（海士町未公表資料；協和地建コンサルタント株式会社，1995）より、それぞれの掘削地点における地質柱状図を得た。また、温泉井掘削地点における主要溶存成分分析結果も利用して考察を進めた。

3.6. 結果

3.6.1. 主要溶存成分

本研究において採水・分析された水試料中の主要溶存成分濃度を表 3-1 および図 3-5 に示す。湧水および浅井戸より採取した水試料の多くは $\text{Na}\text{-Cl}$ 型の水質組成を示した一方、水道水源井から採取した水試料は $\text{Ca}\text{-HCO}_3$ 型もしくは $\text{Mg}\text{-HCO}_3$ 型の水質組成を示した（図 3-5）。また、外輪山溶岩類によって覆われている場所から採取された水試料は $\text{Ca}\text{-HCO}_3$ 型

を示しているが、北部のアルカリかんらん石玄武岩によって覆われている場所から採取された水試料は Mg-HCO_3 型を示している（図 3-5）。

なお、本研究において温泉井から採取した水試料は Na-Cl 型の水質組成を示し、 Cl^- および Na^+ 濃度はそれぞれ湧水、水道水源井から採水した地下水の約 4～10 倍、6～11 倍であった（図 3-5、表 3-1）。温泉井では 320m までの掘削後および全深度掘削後に採水された地下水の溶存成分分析結果が得られており（海士町未公表資料；協和地建コンサルタント株式会社，1995），それらと本研究の分析結果の比較については、3.6.2 節に述べる。

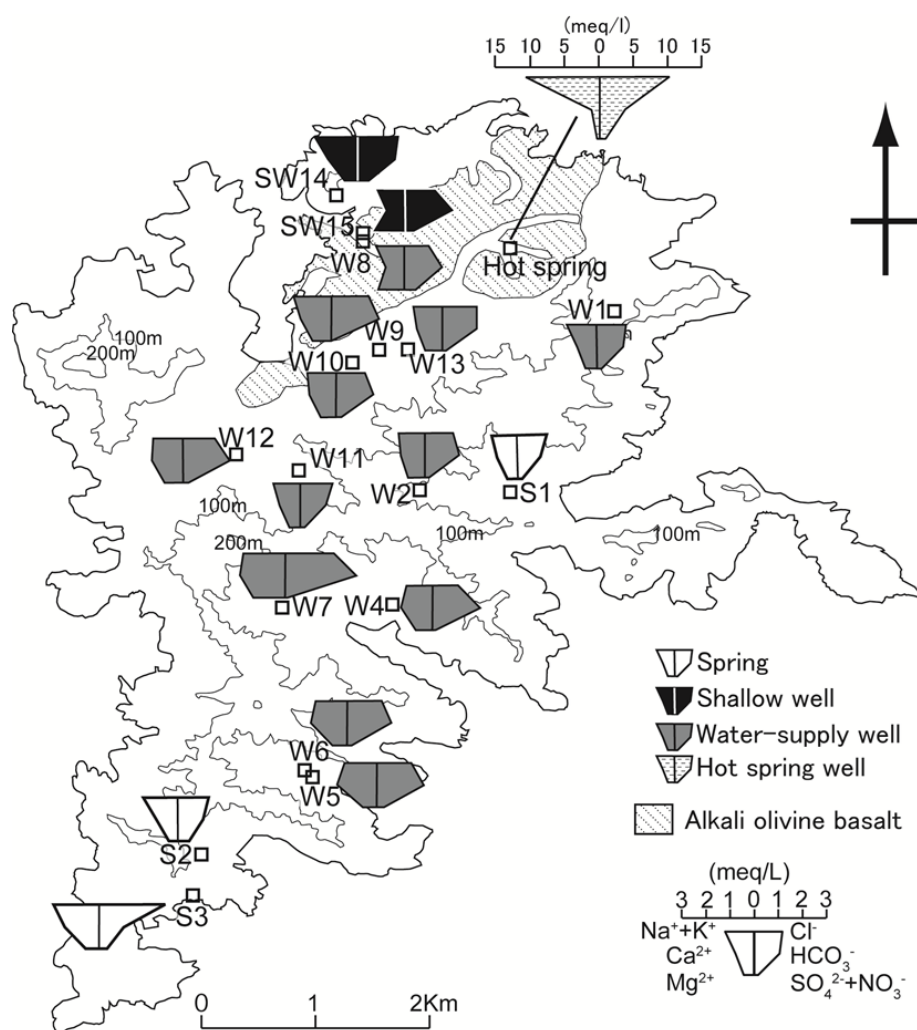


図 3-5 地下水のヘキサダイアグラム。

表 3-1 地下水の水温、pH、EC、DO、および主要溶存成分.

Sample name	Sampling time	Type of sampling site	Screen depth m	Temperature °C	pH	EC μ S/cm	DO mg/L	Na ⁺ mg/L	K ⁺ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	Cl ⁻ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L
W1	June, 2009	Water-supply well	19 - 40	16.7	7.3	264	9.0	26.0	2.7	15.6	5.4	41.5	64.4	8.2	0.34
W1	Sep., 2011	Water-supply well	19 - 40	15.5	7.6	266	7.2	26.7	2.5	13.5	5.1	45.5	54.2	7.6	0.66
W2	June, 2009	Water-supply well	39 - 98	16.8	7.4	289	6.9	22.1	3.0	19.1	7.8	40.3	85.4	7.3	0.19
W4	June, 2009	Water-supply well	11 - 30	19.0	7.5	312	7.5	22.4	2.5	25.4	8.6	35.4	118.6	5.0	0.92
W4	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 30	19.0	7.2	283	6.3	20.9	2.2	22.1	7.6	36.7	97.6	6.3	0.79
W4	Sep., 2011	Water-supply well	11 - 30 (27) ^a	18.9	7.8	312	7.2	23.5	2.5	22.8	8.4	38.0	105.2	5.8	1.11
W5	June, 2009	Water-supply well	12 - 50	19.2	7.5	368	4.8	28.4	2.4	32.5	7.0	48.2	115.9	10.8	2.33
W6	June, 2009	Water-supply well	12 - 70	18.1	7.7	351	3.9	27.5	2.4	29.2	7.2	48.8	109.8	7.7	0.57
W7	June, 2009	Water-supply well	15 - 70	20.1	7.2	501	1.3	37.5	2.4	36.7	16.0	68.6	177.7	3.9	b.d.l. ^b
W7	Sep., 2010	Water-supply well	15 - 70	21.1	7.1	478	0.1	42.8	2.0	35.1	16.8	80.9	152.3	4.0	b.d.l. ^b
W7	Sep., 2011	Water-supply well	15 - 70 (20) ^a	18.2	7.3	491	0.2	34.6	2.9	36.0	17.0	52.2	201.1	5.1	b.d.l. ^b
W7	Sep., 2011	Water-supply well	15 - 70 (27) ^a	18.1	7.4	485	0.0	32.1	3.4	37.1	17.4	45.7	175.2	5.3	b.d.l. ^b
W7	Sep., 2013	Water-supply well	15 - 70	20.0	7.6	536.0	0.9	42.3	2.2	36.2	16.6	81.8	137.9	2.8	0.13
W8	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	19.3	8.0	312	8.2	24.3	3.0	14.4	12.6	34.5	94.0	7.3	19.00
W9	June, 2009	Water-supply well	73 - 96	18.2	6.7	377	2.9	32.9	3.5	24.9	9.6	53.7	117.2	7.3	0.57
W10	June, 2009	Water-supply well	19 - 60	17.6	6.7	307	6.7	24.6	3.0	21.6	7.5	41.3	91.3	7.4	3.30
W10	Sep., 2010	Water-supply well	19 - 60	17.3	7.0	266	4.8	23.4	2.7	18.4	7.0	46.9	80.1	7.5	4.06
W11	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	16.3	6.9	265	8.9	24.2	1.8	16.9	5.2	45.5	61.0	6.7	b.d.l. ^b
W12	June, 2009	Water-supply well	11 - 32	17.1	6.2	346	4.3	25.6	3.5	25.2	9.7	43.8	115.3	6.1	4.11
W12	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 32	17.3	6.7	322	3.0	28.8	3.4	25.7	10.5	45.3	103.5	6.6	4.12
W13	June, 2009	Water-supply well	39 - 66	17.1	6.4	311	5.2	24.6	3.1	20.4	8.2	49.2	85.4	4.9	0.81
W14	June, 2009	Shallow well	5	16.6	6.5	379	5.0	39.3	1.9	24.0	6.4	57.8	91.8	19.0	0.93
W15	June, 2009	Shallow well	n.d. ^c	15.7	6.8	367	7.3	27.7	1.8	16.4	16.9	42.3	122.5	12.2	5.39
S1	June, 2009	Spring		16.4	7.1	251	12.4	22.1	2.2	16.1	4.9	42.3	55.6	6.4	0.06
S2	June, 2009	Spring		16.3	6.3	293	7.1	30.5	3.1	17.1	4.1	43.3	61.0	13.5	9.06
S3	June, 2009	Spring		16.3	6.5	444	6.4	40.9	3.5	28.4	6.7	94.8	59.3	11.8	1.34
Hot spring	June, 2009	Hot spring well	580 - 866	24.6	7.9	1429	8.9	248.7	3.3	28.9	10.1	337.9	207.5	13.8	3.33
Hot spring	Sep., 2010	Hot spring well		21.1	6.5	1273	2.9	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d	n.m. ^d
Hot spring	Sep., 2011	Hot spring well	580 - 866 (90) ^a	20.7	7.5	1398	3.9	257.0	3.3	16.4	9.5	345.2	190.4	14.2	2.26
Hot spring	Nov., 1993 ^e	Hot spring well	120	n.d. ^c	n.d. ^c	n.d. ^c	n.d. ^c	19.5	n.d. ^c	92.0	n.d. ^c	37.6	n.d. ^c	n.d. ^c	n.d. ^c
Hot spring	Dec., 1993 ^e	Hot spring well	310	n.d. ^c	6.6	8300	n.d. ^c	548.0	19.3	966.0	161.0	3400.0	22.3	48.8	n.d. ^c
Hot spring	June, 1994 ^e	Hot spring well	477	n.d. ^c	7.7	4100	n.d. ^c	310.0	12.9	228.0	36.7	1300.0	74.8	25.0	n.d. ^c
Hot spring	Oct., 1995 ^f	Hot spring well	580 - 866	27.3	7.9	2400	n.d. ^c	286.7	6.3	177.8	32.1	712.2	207.2	9.9	n.d. ^c

a, 括弧内の数字はベネットポンプでの採水深度を示す

b, 検出限界以下

c, データなし

d, 計測・分析なし

e, 海士町末公表資料より

f, 協和地建コンサルタント株式会社（1995）より

図 3-6 に地下水試料のパイパーダイヤグラムを示す。アルカリかんらん石玄武岩の分布域以外から採水された湧水，浅井戸の水試料は高い Na^+ および Cl^- 比を示しており，アルカリかんらん石玄武岩に覆われた範囲から採水された地下水試料は相対的に高い Mg^{2+} 比を示した。

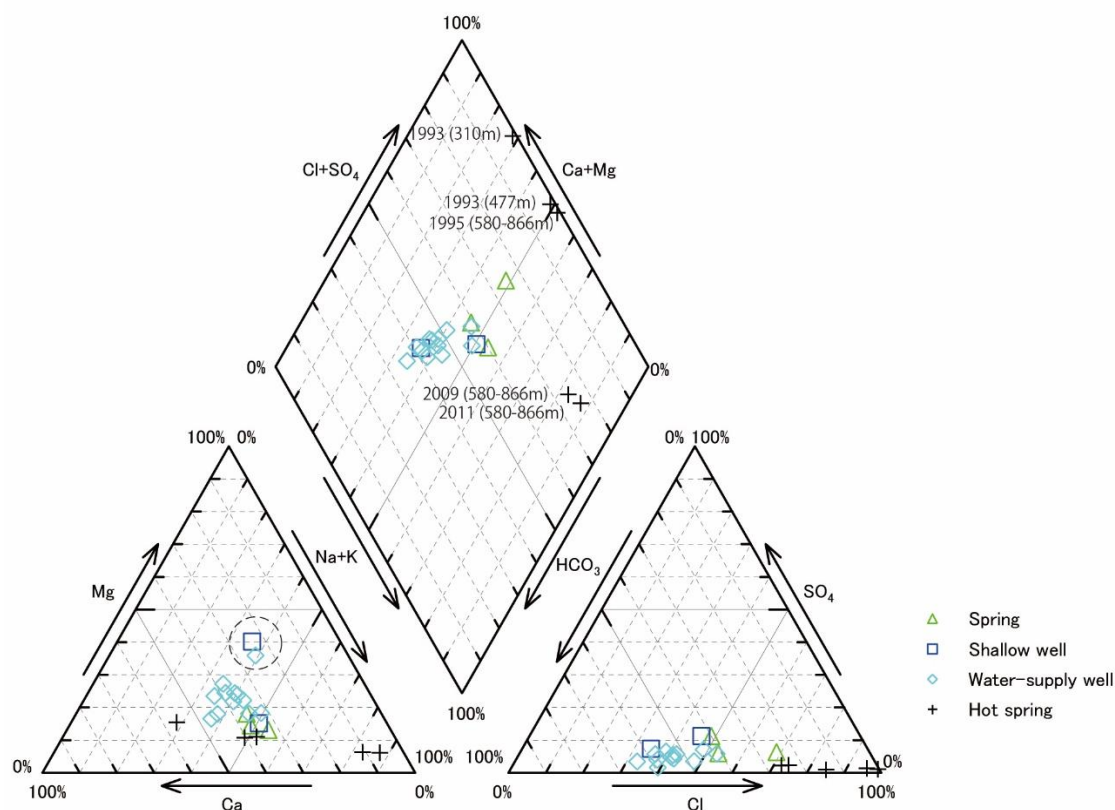


図 3-6 パイパーダイヤグラム

アルカリかんらん石玄武岩に覆われた地域から採取した試料は左下のプロットでは黒破線で囲まれている。温泉水の採水された年および深度は図中に記入。

地下水試料中の Br^- および Cl^- 濃度の関係を図 3-7 に示す。水試料中の Br^-/Cl^- 比は海水中の Br^-/Cl^- 比を示した直線に沿ってプロットされた。温泉水から採取した試料は海水とほぼ等しい Br^-/Cl^- 比を示し，また高い Br^- 濃度および Cl^- 濃度を示した。湧水，浅井戸，水道水源井も温泉水と同様に Br^-/Cl^- 比は海水中の Br^-/Cl^- 比を示した直線に沿ってプロットされたが，低い Cl^- ， Br^- 濃度を示している。

図 3-8 には Ca^{2+} ， Mg^{2+} 濃度と採水標高の関係を示す。採水標高が低いほど Ca^{2+} ， Mg^{2+} 濃度が高くなる傾向がみられた。

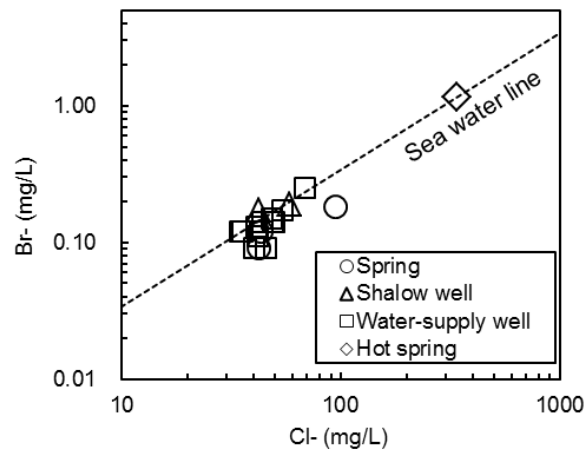


図 3-7 地下水中の Cl^- および Br^- 濃度の関係
図中の破線は海水中の Br^-/Cl^- を示している。

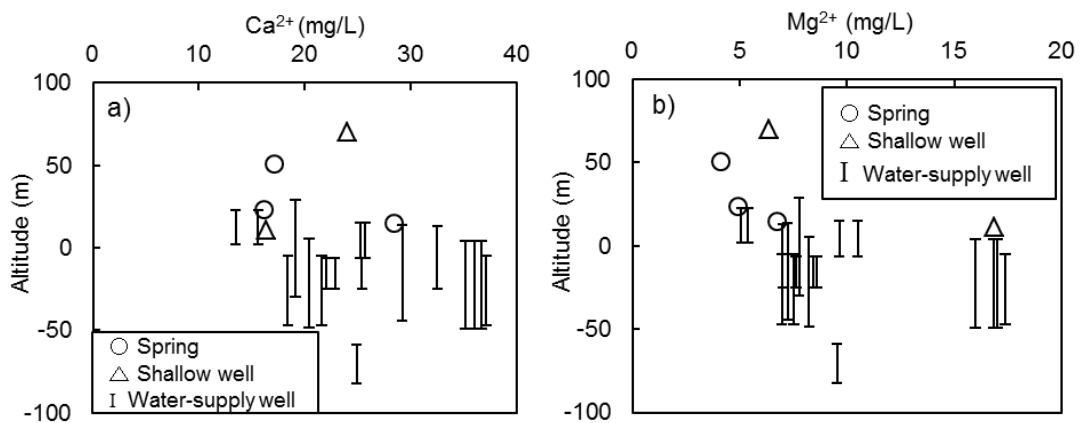


図 3-8 採取標高と溶存成分の関係
a) Ca^{2+} 濃度, b) Mg^{2+} 濃度

3.6.2. 温泉井掘削地点における地下水の溶存成分の鉛直分布

海士町未公表資料および協和地建コンサルタント株式会社（1995）によると、温泉井掘削地点においては、1993 年 11 月の 120m までの掘削後、1993 年 12 月の 310m までの掘削後、1994 年 6 月の 477m までの掘削後、および 1995 年の温泉井掘削完了後（スクリーン深度 580～866m）の各々において、温泉井から採水された地下水の溶存成分の分析が行われている（海士町未公表資料；協和地建コンサルタント株式会社，1995）。なお、1993 年 11 月の 120m までの掘削後には深度 23～119m までの複数区間にスクリーンを設けた側管を設置し、井戸坑内を洗浄したうえで、水中ポンプにより採水した試料の水質試験を行っている（海士町未公表資料）。このときの主要溶存成分分析結果は Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- の 3

成分のみであった。310m までの掘削後には 120～477m までが裸孔の状態、井戸坑内を十分に洗浄した後、エアリフトにより揚水した試料の揚水を行っている（海士町未公表資料）。477m までの掘削後における井戸坑内のケーシングの状態や揚水方法については記載がなく明らかではなく、ケーシングが不完全である場合には、異なる深度の地下水が混合している可能性がある。866m までの掘削後には深度 570～866m までの複数区間にスクリーンを設けた側管を設置し、井戸坑内を洗浄したうえで、水中ポンプにより採水した試料の水質試験を行っている（協和地建コンサルタント株式会社, 1995）。120m, 310m, 477m, 866m それぞれの深度までの掘削後および本研究において採水・分析された温泉水の主要溶存成分の分析結果を表 3-1 に示すとともに、310m, 477m, 866m および本研究による分析結果のヘキサダイアグラムの比較を図 3-9 に示す。120m までの掘削後に採水された水試料の Cl^- , Na^+ 濃度は他の水道水源井の水試料と同程度であるが、 Ca^{2+} 濃度は他の水道水源井の約 3～5 倍程度の濃度を示している（表 3-1）。120m まで掘削後（1993 年）の温泉井試料水の Cl^- 濃度と海水の Cl^- 濃度との比から求められる温泉水への海水の混合率は約 0.2% であった。310m まで掘削後に採水された水試料の主要溶存成分は $\text{Ca}\text{-Cl}$ 型を示し、溶存成分濃度も大きく、 Cl^- 濃度は本研究で採水した温泉水試料の約 10 倍を示した。なお、水道法に基づく水質基準では濁度は 2 度以下であるのに対し、310m までの掘削後の水質検査の結果によると、濁度は 3.2 を示した（海士町未公表資料）。掘削泥水の塩濃度や濁度が明らかではないが、井戸坑内を十分に洗浄した後に採水を行っていることを考慮すると、掘削泥水の混入による水質組成への影響は比較的小さいと推測される。310m まで掘削後（1993 年）の温泉井試料水の Cl^- 濃度と海水の Cl^- 濃度との比から求められる温泉水への海水の混合率は約 18% であった。一方で、477m および 866m まで掘削後に採水された水試料の主要溶存成分は $\text{Na}\text{-Ca}\text{-Cl}$ 型を示し、溶存成分濃度は 310m における分析結果よりも低下し、温泉井試料水の Cl^- 濃度と海水の Cl^- 濃度との比から求められる温泉水への海水の混合率は、それぞれ約 6.8%, 約 3.8% であった。また、本研究で採水された温泉井試料の水質組成は $\text{Na}\text{-Cl}$ 型を示し、海水と温泉水の Cl^- 濃度の比から求められる温泉水への海水の混合率は約 1.8% であった。

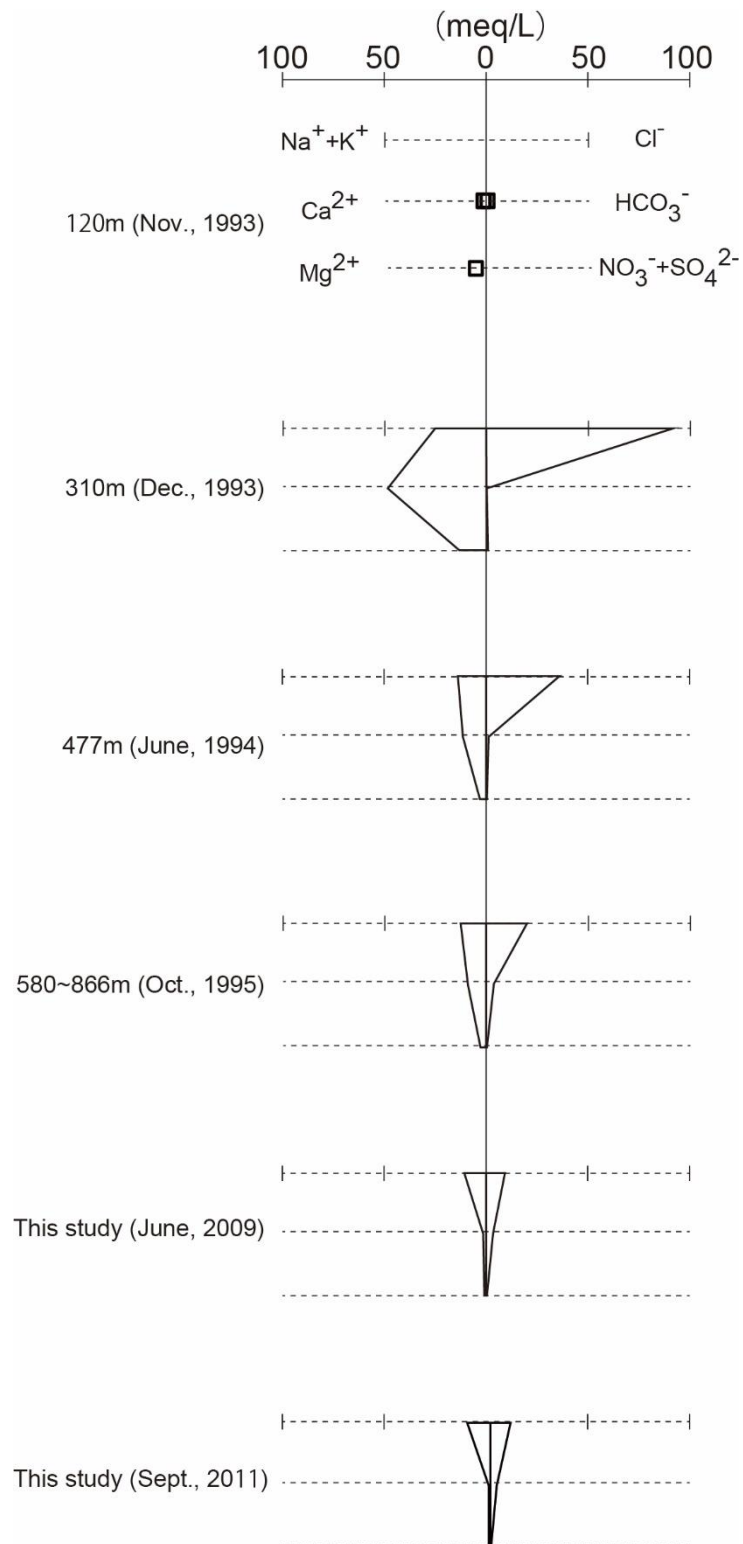


図 3-9 異なる深度から採水された温泉井地下水試料のヘキサダイアグラム。
協和地建コンサルタント（1995），海士町未公表資料をもとに作成。

3.6.3. 水素・酸素安定同位体比

水試料の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ を δ ダイアグラム上に示す (図 3-10). 全ての水試料は天水線の傾きに沿うように沿ってプロットされたことから、主に天水を起源としていることが示された.

異なる時期に採水された水試料の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値を比較すると、W7 以外の水試料では採水時期の違いによる $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値の変化は見られなかった. しかし、2011 年 9 月に W7 から採水された水試料の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値は他の時期よりも高い値を示した. なお、表 3-2 に示すように 2011 年 9 月に W7 から採水された水試料の $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot ^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ および $\delta^{13}\text{C}$ 値は、2010 年 9 月の分析結果よりも低下しており、後述 (3.6.5 節) の CFCs 濃度の高い水試料と同程度の値を示した (表 3-2, 3-3). 3.3 節に述べたように、2011 年 9 月の W7, W4 および温泉井での採水にはベネットポンプが使用されており、W7 でのベネットポンプによる採水深度はスクリーン深度よりも浅かったが、W4 でのベネットポンプでの採水深度スクリーン深度よりも深く、温泉井でも採水深度 (深度 90m) はエアリフトポンプ (深度 80m) と同程度であった (表 3-2). 2011 年 9 月に採水された水試料のうち、W4 および温泉井では同位体組成 (δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{13}\text{C}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$) の変化がみられなかった一方で、W7 には上述のような同位体組成の変化がみられたことの要因として、W7 でのベネットポンプによる採水深度が浅かったため、浅層地下水の混合率が高くなった可能性がある. 一方、W4 からの採水ではスクリーン深度より深い部分から採水されたことで、浅層地下水の混入の影響は小さかったこと、温泉井からの採水の際にはエアリフトポンプと同程度の深度からの採水されたことで、浅層地下水の混入の影響はエアリフトポンプでの採水の際と同様であったこと、が推測される. そのため、以下の議論では 2011 年 9 月に採水した W7 の水試料は浅層地下水の混合の影響を受けた試料であるとして扱う.

温泉井、および 2011 年 9 月採水試料を除いた W7 からの水試料は、他の水試料よりも低い $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値を示した (図 3-10).

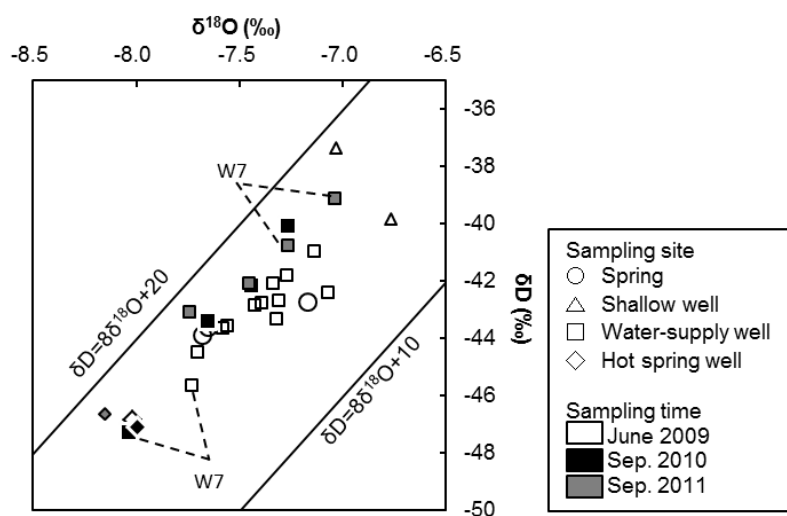


図 3-10 地下水の水素・酸素安定同位体比

表 3-2 地下水の同位体組成

Sample name	Sampling time	Type of sampling site	Screen depth	δ D	δ ¹⁸ O	³ He (10 ⁻¹⁴) cm ³ STP/gH ₂ O	⁴ He (10 ⁻⁸) cm ³ STP/gH ₂ O	²⁰ Ne (10 ⁻⁷) cm ³ STP/gH ₂ O	⁴ He/ ²⁰ Ne	³ He/ ⁴ He (10 ⁻⁶)	δ ¹³ C	measured ¹⁴ C
			m	‰	‰						‰	pMC
W1	June, 2009	Water-supply well	19 - 40	-42	-7.3	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W1	Sep., 2011	Water-supply well	19 - 40	-42	-7.5	9.57	5.11	1.98	0.26	1.87±0.03	-21.84	95.5
W2	June, 2009	Water-supply well	39 - 98	-44	-7.7	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W4	June, 2009	Water-supply well	11 - 30	-44	-7.6	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W4	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 30	-43	-7.7	12.65	6.48	1.77	0.37	1.95±0.02	-16.44	n.m. ^b
W4	Sep., 2011	Water-supply well	11 - 30 (27) ^a	-43	-7.7	13.82	6.9	1.79	0.39	2.00±0.03	-16.12	57.0
W5	June, 2009	Water-supply well	12 - 50	-43	-7.4	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W6	June, 2009	Water-supply well	12 - 70	-43	-7.4	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W7	June, 2009	Water-supply well	15 - 70	-46	-7.7	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W7	Sep., 2010	Water-supply well	15 - 70	-47	-8.0	78.41	32.92	1.95	1.69	2.38±0.04	-11.97	n.m. ^b
W7	Sep., 2011	Water-supply well	15 - 70 (20) ^a	-41	-7.3	18.86	9.36	2.22	0.42	2.01±0.03	-18.22	66.1
W7	Sep., 2011	Water-supply well	15 - 70 (27) ^a	-39	-7.0	11.82	6.74	2.36	0.29	1.75±0.03	-18.47	77.0
W7	Sep., 2013	Water-supply well	15 - 70	-48.6	-8.16	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	-11.35	28.7
W8	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	-43	-7.3	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W9	June, 2009	Water-supply well	73 - 96	-43	-7.3	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W10	June, 2009	Water-supply well	19 - 60	-42	-7.3	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W10	Sep., 2010	Water-supply well	19 - 60	-42	-7.4	8.84	5.24	1.65	0.32	1.69±0.02	-19.56	n.m. ^b
W11	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	-44	-7.6	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W12	June, 2009	Water-supply well	11 - 32	-41	-7.1	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W12	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 32	-40	-7.3	10.16	5.15	1.91	0.27	1.97±0.04	-18.56	n.m. ^b
W13	June, 2009	Water-supply well	39 - 66	-42	-7.1	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W14	June, 2009	Shallow well	5	-37	-7.0	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
W15	June, 2009	Shallow well	n.d. ^c	-40	-6.8	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
S1	June, 2009	Spring		-43	-7.2	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
S2	June, 2009	Spring		-44	-7.7	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
S3	June, 2009	Spring		-44	-7.7	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
Hot spring	June, 2009	Hot spring well	580 - 866	-47	-8.0	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b	n.m. ^b
Hot spring	Sep., 2010	Hot spring well		-47	-8.0	2758.85	382.55	2.07	18.51	7.21±0.06	-10.95	n.m. ^b
Hot spring	Sep., 2011	Hot spring well	580 - 866 (90) ^a	-47	-8.1	3257.12	434.37	2.07	21.01	7.50±0.07	-11.32	16.9

a, 括弧内の数字はベネットポンプでの採水深度を示す

b, 計測・分析なし

c, データなし

3.6.4. 希ガス同位体比

日本列島の背弧側では，火山体から離れた場所であっても地下水中にマントル起源のガスの寄与がみられる場所が多く存在していることが明らかにされている (Wakita and Sano, 1983 ; Nagao et al., 1981 ; Sano and Wakita, 1985 など)．3.2.4.節に記述したように， $^3\text{He}/^4\text{He}$ はマントル起源ガスの寄与の指標として用いられており，中国地方の背弧側の非火山地域においても大気よりも高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値を示す場所が多くみられることから (Sano and Wakita, 1985 ; Sano et al., 2006)，隠岐島前においてもマントル起源ガスが地下浅層まで上昇し，地下水中に混入している可能性がある．そこで，中ノ島の地下水中へのマントル起源ガスの寄与を明らかにするために， $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の分析を行った． $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の分析の対象としたのは，5 か所の水道水源井および温泉井から採水した試料である．

温泉井および 2010 年 9 月に W7 より採取した水試料の $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ は大気の組成よりも高い値を示した (図 3-11)．他の水源井から採取された水試料は，温泉井および 2010 年 9 月により採水された W7 の水試料ほどではないが，大気の組成よりも高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 値を示していた．

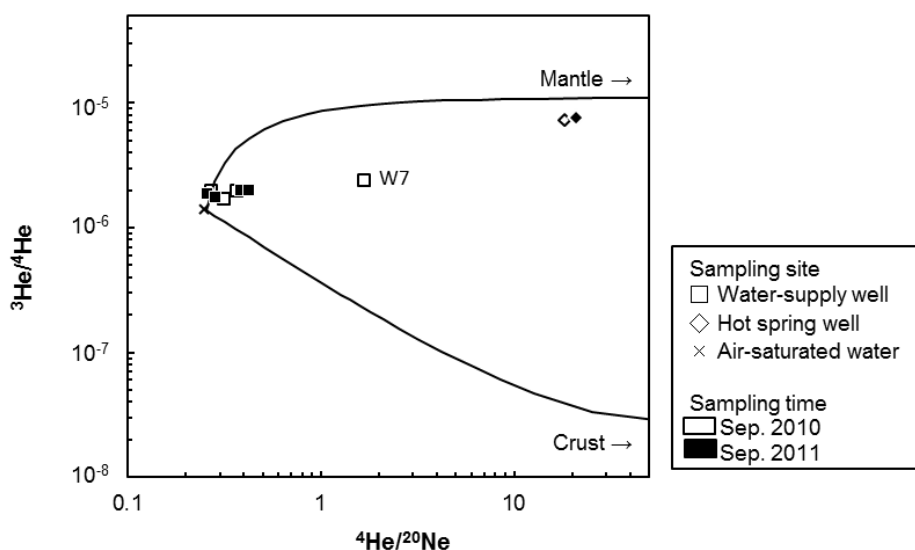


図 3-11 $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ の関係

実線は大気成分とマントル，および大気成分と地殻成分との混合を示す．

3.6.5. ^3H および CFCs 濃度

地下水中の ^3H および CFCs 濃度を図 3-12 に示す．W4 および W7 から採水された水試

料の ^3H 濃度は検出限界 (0.3TU) に近い値を示したが、他の水試料については相対的に高い $^3\text{H} \cdot \text{CFCs}$ 濃度を示した。W4 および W7 では CFCs 濃度も低く、 ^3H 濃度が低かった結果と整合的である。なお、温泉井から採水した水試料も低い CFCs 濃度を示していた。

W8, W9, W10, W12, W13, および W15 の CFC-12 濃度, および W8, W11 の CFC-11 濃度は、北半球平均大気中 CFCs 濃度の最大値 (USGS, 2009) から換算された溶存 CFCs 濃度よりも高い濃度を示していた (図 3-12)。中ノ島が都市域から離れているため、中ノ島の大気中の CFCs 濃度が北半球平均大気中 CFCs 濃度の最大値を大きく上回ることは考えにくい。従って、これらの試料には中ノ島の大気中以外からの CFCs の付加により、試料中の CFCs 濃度が北半球平均大気中 CFCs 濃度の最大値 (USGS, 2009) から換算された溶存 CFCs 濃度よりも大幅に高い濃度を示していたと考えられた。既往研究では、大気以外の CFCs の供給源として、下水、農薬、井戸の管に用いられている素材などが挙げられているが (IAEA, 2006)、主要溶存成分の分析結果からは下水の混入は考えにくく、ほかの供給源についても本研究で用いたデータからは検討が困難である。2.3.節に述べたように、中ノ島の表層の溶岩中を流動する地下水は、溶岩の亀裂中を流動すると考えられている (月森, 1984)。そのため、溶岩中を流動する過程で、大気中以外からの CFCs の付加の影響を受けた地下水と、付加の影響を受けていない地下水が混合する可能性があり、水試料中の CFCs 濃度が北半球平均大気中 CFCs 濃度の最大値から想定される溶存 CFCs 濃度よりも低い場合は、CFCs の付加の影響を受けているか否かの判断が容易ではない。ただし水試料が CFCs の付加の影響を受けている場合には、付加による各々の CFCs の濃度上昇の程度は異なり、CFC-12 および CFC-11 見かけ年代に不一致が生じることが推測される。CFCs 見かけ年代およびその比較を、それぞれ表 3-3 および図 3-13 に示す。なお、現代の大気中以外からの明らかな CFCs 付加の影響が示唆された水試料は図 3-13 には示していない。図 3-13 に示された水試料の殆どは CFC-12 および CFC-11 見かけ年代が概ね一致しており、大気以外からの CFCs の付加の影響は殆どないと判断された。一方、W7 では CFC-11 見かけ年代が CFC-12 見かけ年代よりも古い年代を示した。CFC-11 は還元的な環境下における微生物分解の影響を CFC-12 よりも強く受けるため (IAEA, 2006)、W7 の DO が他の地下水試料中の DO と比較して低いことを考慮すると (表 3-1)、W7 では CFC-11 見かけ年代が CFC-12 見かけ年代よりも古い年代を示したと推測される。

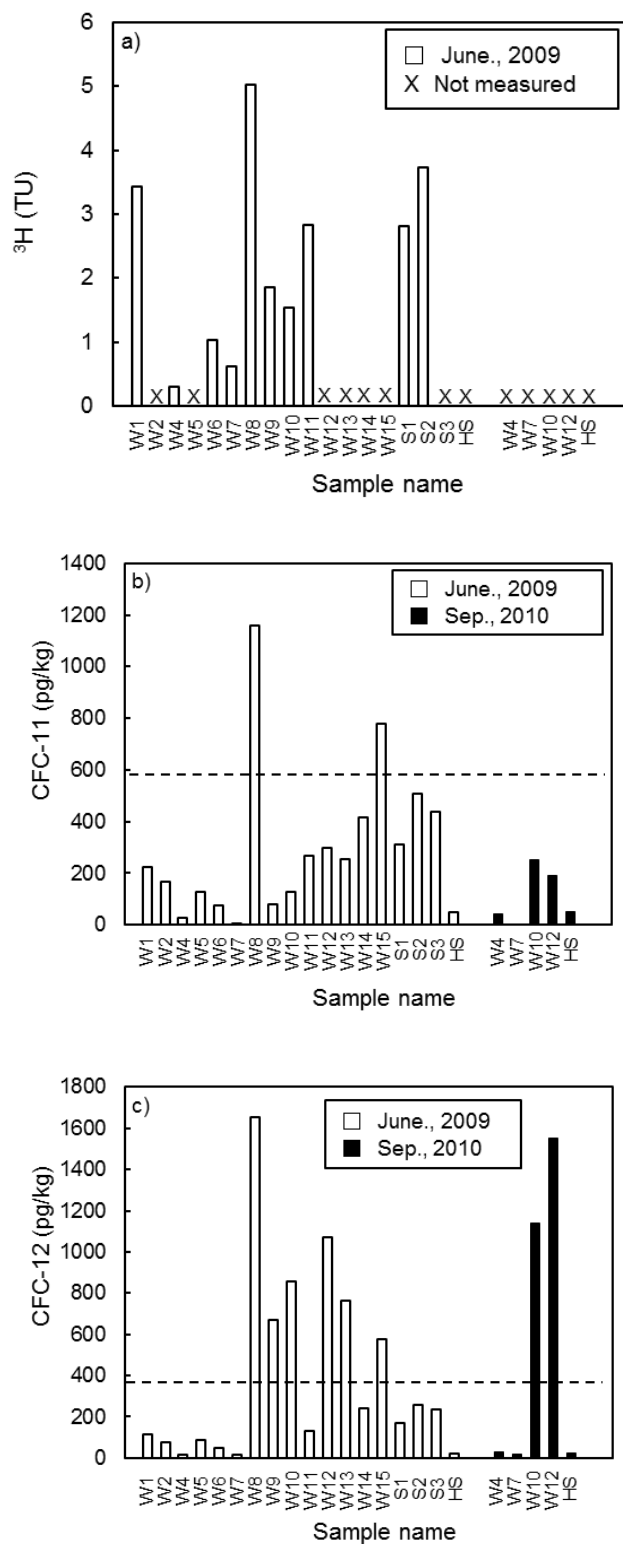


図 3-12 地下水中の ^3H , CFC-11, CFC-12 濃度

a) ^3H 濃度, b) CFC-11 濃度, c) CFC-12 濃度. 図中の破線は北半球平均大気濃度中 CFCs 濃度の最大値 (USGS, 2009) から換算された溶存 CFCs 濃度を示す.

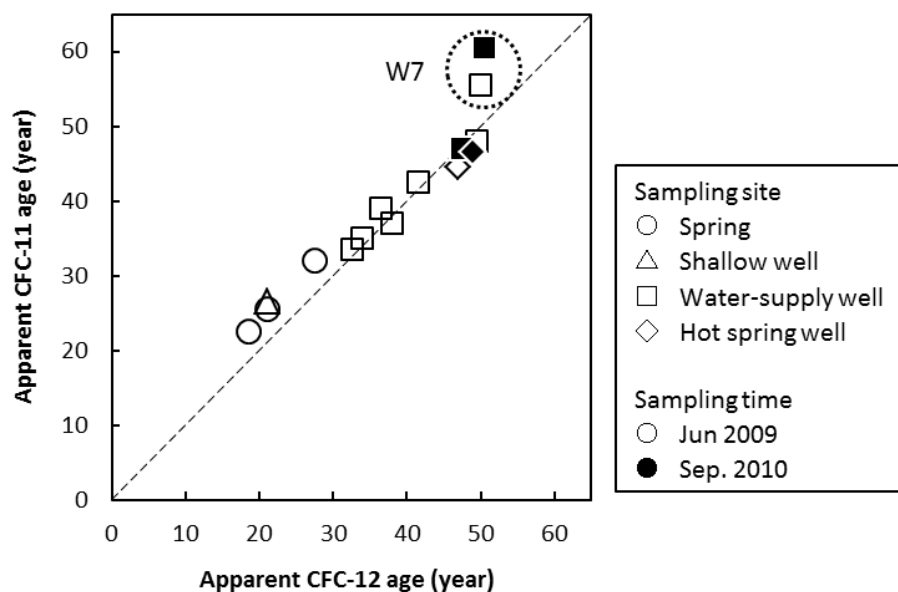


図 3-13 見かけ CFC-11 年代と見かけ CFC-12 年代の比較

見かけ年代にはピストン流モデルを適用し、試料中 CFCs 濃度を IAEA (2006) に基づき大気中濃度に換算した後、北半球平均大気中の CFCs 濃度履歴 (USGS, 2009) との対比により求めた。

水試料中の ^3H 濃度と関東地方における降水中の ^3H 濃度履歴 (IAEA, 2014 ; 放射性医学総合研究所, 2014) の比較を図 3-14 に示す。なお図 3-14 では、縦軸に各試料の ^3H 濃度、横軸に CFCs 濃度の見かけ年代から推測された年、を示している。なお、図 3-14 においても、現代の大気中以外からの明らかな CFCs の付加の影響が示唆された試料は図中に示されていない。

湧水の ^3H 濃度は各々の CFCs 見かけ年代の年の降水中の ^3H 濃度とほぼ一致していた。水道水源井から採取された水試料の ^3H 濃度は、CFCs 見かけ年代から得られた年の降水中の ^3H 濃度と同程度もしくは低い濃度を示し、CFCs 見かけ年代の上昇に伴って ^3H 濃度が減少する傾向がみられた。

図 3-15 には、各試料の採水された標高と ^3H ・CFCs 濃度の関係を示している。採水された標高が低いほど CFCs・ ^3H 濃度が低下する傾向がみられた。

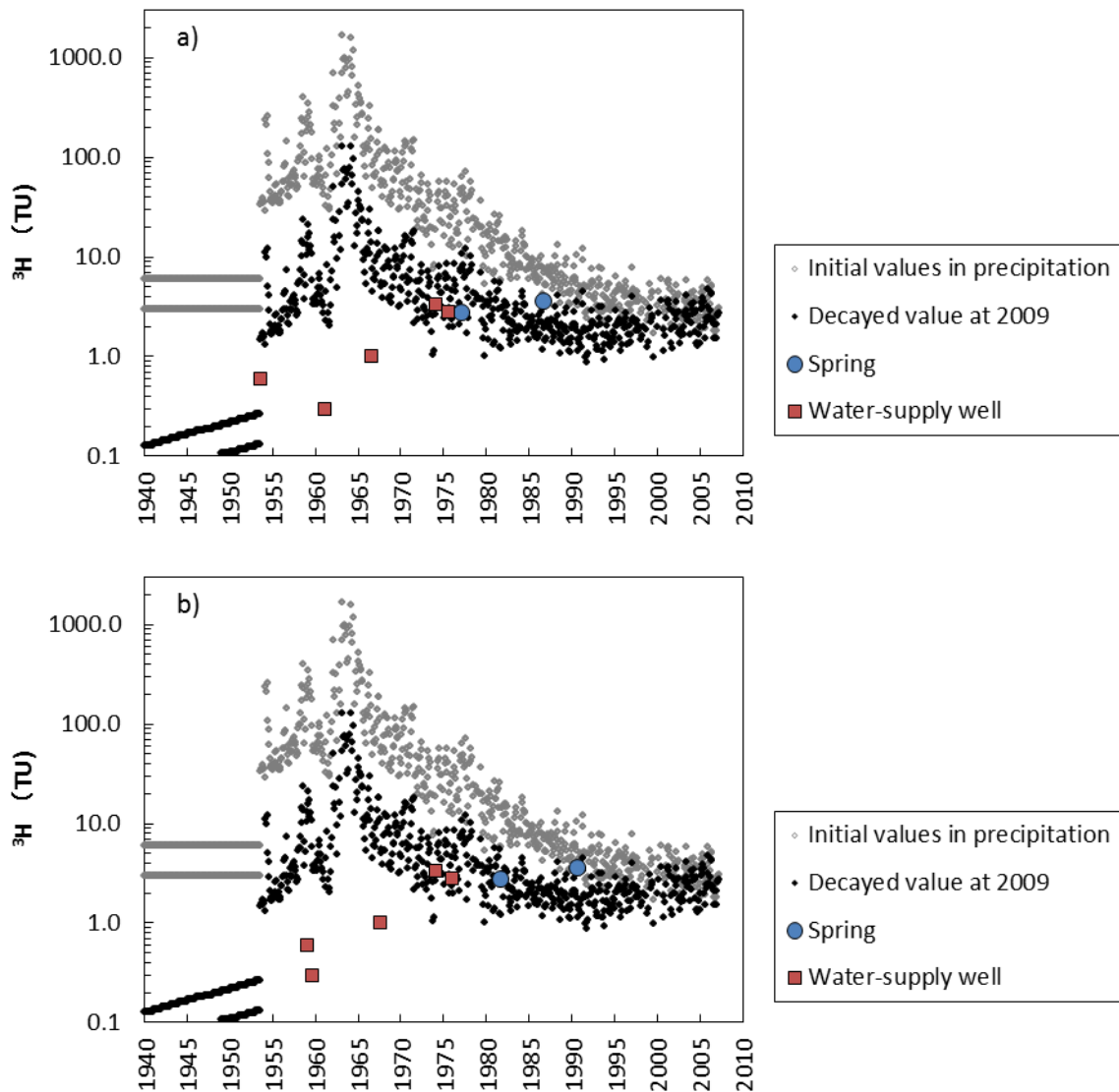


図 3-14 地下水中の ^3H 濃度と降水中 ^3H 濃度の比較

地下水試料中の ^3H 濃度は、a) 見かけ CFC-11 年代、b) 見かけ CFC-12 年代から推定された年にプロットされている。 ^3H 濃度は、1961～1979 年の東京 (IAEA, 2014)、1980～2007 年の千葉 (放射性医学総合研究所, 2014) における降水中 ^3H 濃度を使用した。1953 年～1960 年まではオタワにおける降水中 ^3H 濃度 (IAEA, 2014) と 1961～1979 年の東京における降水中 ^3H 濃度 (IAEA, 2014) の線形相関により求めた値である。1953 年以前の値は、Kaufman and Libby (1954) によって推測された核爆発実験開始以前のヨーロッパにおける降水中 ^3H 濃度 (3～6TU) の最大値および最小値を示す。

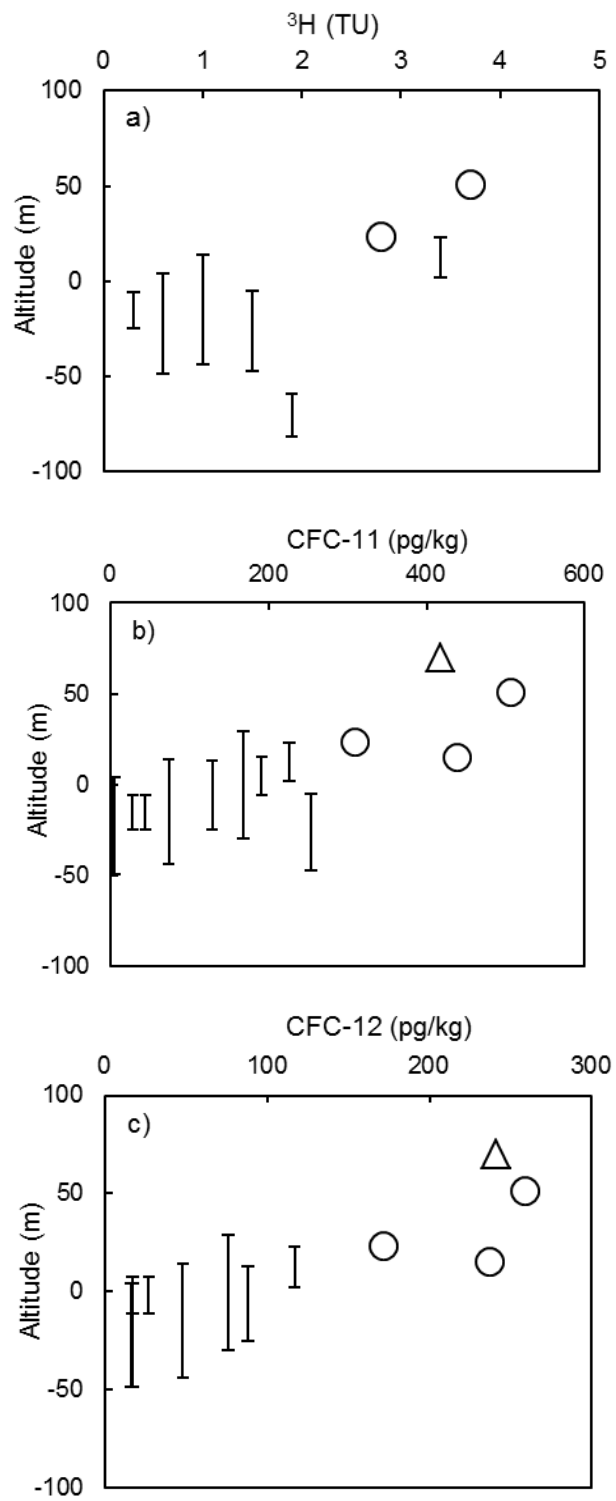


図 3-15 採水標高と地下水年代指標濃度の関係
a) ^3H 濃度, b) CFC-11 濃度, c) CFC-12 濃度

表 3-3 CFCs・³H 濃度および CFCs 見かけ年代

Sample name	Sampling time	Type of sampling site	Screen depth	Analytical results			Equivalent atmospheric concentration			Apparent age ^a		
				³ H	CFC-11	CFC-12	CFC-11	CFC-12	CFC-11	CFC-12	CFC-11 age	CFC-12 age
			m	TU	pg/L	pg/L	pptv	pptv	pptv	year	year	year
W1	June, 2009	Water-supply well	19 - 40	3.4	226	117	101.7	224.6	35.0	34.0		
W2	June, 2009	Water-supply well	39 - 98	n.m. ^b	168	76	75.6	145.9	37.0	38.0		
W4	June, 2009	Water-supply well	11 - 30	0.3	28	17	12.6	32.7	48.0	49.5		
W5	June, 2009	Water-supply well	12 - 50	n.m. ^b	129	88	58.1	169.1	39.0	37.0		
W6	June, 2009	Water-supply well	12 - 70	1.0	74	48	33.3	92.2	42.5	41.5		
W7	June, 2009	Water-supply well	15 - 70	0.6	5	16	2.3	30.8	55.5	50.0		
W8	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	5.0	1158	1652	521	3173	n.c. ^d	n.c. ^d		
W9	June, 2009	Water-supply well	73 - 96	1.9	78	669	35.1	1285	42.0	n.c. ^d		
W10	June, 2009	Water-supply well	19 - 60	1.5	128	857	57.6	1646	39.0	n.c. ^d		
W11	June, 2009	Water-supply well	n.d. ^c	2.8	266	133	119.7	255.3	33.5	32.5		
W12	June, 2009	Water-supply well	11 - 32	n.m. ^b	300	1072	135.1	2059	32.5	n.c. ^d		
W13	June, 2009	Water-supply well	39 - 66	n.m. ^b	255	764	114.8	1467	34.0	n.c. ^d		
W14	June, 2009	Shallow well	5	n.m. ^b	418	241	188.2	463.0	26.5	21.0		
W15	June, 2009	Shallow well	n.d. ^c	n.m. ^b	777	579	350	1112	n.c. ^d	n.c.		
S1	June, 2009	Spring		2.8	310	172	139.5	330.2	32.0	27.5		
S2	June, 2009	Spring		3.7	506	259	227.7	497.3	22.5	18.5		
S3	June, 2009	Spring		n.m. ^b	439	237	197.7	455.4	25.5	21.0		
HS	June, 2009	Hot spring	580 - 866	n.m. ^b	50	22	23.8	44.5	44.5	47.0		
W4	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 30	n.m. ^b	44	27	20.0	52.0	47.0	47.5		
W7	Sep., 2010	Water-supply well	15 - 70	n.m. ^b	1	17	0.5	33.4	60.5	50.5		
W10	Sep., 2010	Water-supply well	19 - 60	n.m. ^b	254	1140	114.1	2189	35.5	n.c. ^d		
W12	Sep., 2010	Water-supply well	11 - 32	n.m. ^b	191	1550	86.2	2978	37.5	n.c. ^d		
HS	Sep., 2010	Hot spring	580 - 866	n.m. ^b	50	22	22.8	43.2	46.5	49.0		

a, 見かけ年代はピストン流を適用して求めた.

b, 計測・分析なし

c, データなし

d, 大気中以外からの CFCs の付加が示唆されたため, 見かけ年代の計算を行っていない.

3.6.6. ^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$

^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$ の分析は、とくに低い CFCs および ^3H 濃度を示した W4, W7, および温泉井の水試料の滞留時間を推定するために行った。またその比較対象として、高い CFCs 濃度を示した W1 についても分析を行った。なお、3.6.3.節に述べたように、2011 年 9 月に採水した W7 の水試料は浅層地下水との混合の影響を受けていることが推測されたため、W7 の ^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$ 分析用の水試料に関しては、2013 年 9 月に改めて採水を行った。2013 年 9 月採水の δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 値は 2010 年 9 月に採水した試料と同程度を示していた。そのため、2013 年 9 月採水の W7 の試料には浅層地下水の混入の影響はないと考えられる。従って、W7 に関しては 2013 年 9 月採水の試料の ^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$ の分析結果を用いて議論を進める。

各試料の ^{14}C 濃度および $\delta^{13}\text{C}$ の分析結果を表 3-2 に示す。W1 の ^{14}C 濃度は 95.5pMC を示したが、W4, W7, および温泉水の試料の ^{14}C 濃度それぞれ 57.97pMC, 28.7pMC, 16.86pMC を示し、温泉井の試料が最も低い ^{14}C 濃度を示した。また、W1 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は最も低い -21.8‰ を示したが、W4, W7 および温泉井の試料ではより高い $\delta^{13}\text{C}$ を示し、それぞれ -16.12‰ , -11.35‰ , -11.32‰ を示した。

3.7. 考察

3.7.1. 主要溶存成分と地質の分布

以下では、地下水中の主要溶存成分の起源についての考察を述べる。湧水および浅井戸より採取した水試料のヘキサダイアグラムの多くは Na-Cl 型の水質組成を示し (図 3-5), パイパーダイアグラム (図 3-6) では高い Na^+ および Cl^- 比を示した一方で、水道水源井から採取した水試料は Ca- HCO_3 型もしくは Mg- HCO_3 型の水質組成を示した (図 3-5)。中ノ島は周辺を海に囲まれているため、より浅層の地下水には風送塩の影響が大きいたことが推測され、湧水・浅井戸と水道水源井からの水試料の水質組成に違いが生じたと考えられる。

外輪山溶岩類によって覆われている場所から採取された水試料のヘキサダイアグラムは Ca- HCO_3 型を示しているが、北部のアルカリかんらん石玄武岩によって覆われている場所から採取された水試料は Mg- HCO_3 型を示しており (図 3-5), パイパーダイアグラム (図 3-6) でも他の試料とは違う地点にプロットされた。アルカリかんらん石玄武岩中の MgO 含有量は外輪山溶岩類を構成する主要な岩石である粗面玄武岩-粗面安山岩質玄武岩溶岩よりも多いため (Tiba, 1977; Tiba, 1986; Morris, 1986; Wada et al., 1990; Kaneko, 1991; Morris et al., 1997), アルカリかんらん石玄武岩が分布する範囲の地下水は、外輪山溶岩類の分布域よりも高い Mg^{2+} 濃度を示したと考えられる。

水試料の Br^-/Cl^- 比は海水の Br^-/Cl^- 比を示した直線に沿ってプロットされた (図 3-7)。

とくに温泉井から採取した試料は海水とほぼ等しい Br^-/Cl^- 比を示し、また高い Br^- 濃度および Cl^- 濃度を示した。この結果と温泉水の水素・酸素安定同位体比が天水線に沿ってプロットされた結果から、温泉水は主として天水を起源とする地下水に海水が混合したものであると考えられる。海水と温泉水の Cl^- 濃度比から求められた温泉水への海水の混合の割合は 1.8% である。湧水、浅井戸、水道水源井も温泉水と同様に Br^-/Cl^- 比は海水中の Br^-/Cl^- 比を示す直線に沿ってプロットされたが、その Cl^- 、 Br^- 濃度および他の主要溶存成分の濃度も低いことから、海水の直接の混合は考えにくく、風送塩の影響により海水と等しい Br^-/Cl^- 比を示したと考えられる。

図 3-8 には Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度と採水標高の関係を示す。採水標高が低いほど Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 濃度が高くなる傾向がみられることから、深部の地下水の溶存成分には地質起源の溶存成分の寄与が大きくなることが示唆された。

3.7.2. 温泉井の主要溶存成分および水温

温泉井掘削時において 120m、310m、477m および温泉井掘削完了後（580～866m）に採水された地下水の主要溶存成分の分析結果によると（海士町未公表資料；協和地建コンサルタント株式会社，1995）（図 3-9），3.6.2 節に述べたように、温泉井において、120m までの掘削時に採水された水試料の Cl^- 濃度は海水の 0.2% 程度、310m までの掘削時に採水された水試料の Cl^- 濃度は海水の約 17.9% を示した一方、477m までの掘削時および温泉井掘削後に採水された水試料の Cl^- 濃度は、それぞれ海水の約 6.8%、3.8% であり、深度方向に低下した。この結果から、温泉井掘削地点において深度 120m～477m までの少なくとも一部には塩濃度の高い地下水が存在する一方で、それよりも深部には塩濃度の低い地下水が存在していると考えられる。

なお、静岡県富士市において富士溶岩を帯水層とする地下水の塩水化が進んでいく過程では、塩水化初期においては $\text{Ca}-\text{Cl}$ 型の水質組成を示し、海水との水質組成との相違がみられたが、その後の Cl^- 濃度の増減を繰り返しているうちに、徐々に海水の水質組成に近づいた事例が報告されている（池田，1967）。この塩水化初期における海水と地下水の水質組成の相異の要因として帯水層中の粘土鉱物とのイオン交換が室内実験の結果から推測されている（池田，1967）。なお、温泉井掘削時に 310m までの掘削後に採水された地下水の水質組成も $\text{Ca}-\text{Cl}$ 型を示しており（図 3-9），この水質組成は池田（1967）において報告された富士溶岩中の塩水化初期における水質組成と類似している。これらから、310m までの温泉井掘削時に採水された $\text{Ca}-\text{Cl}$ 型の塩濃度の高い地下水の水質形成の要因の一つとして、帯水層中に侵入してきた海水と帯水層中の粘土鉱物とのイオン交換の影響が考えられる。

1995 年の温泉井掘削後の水質組成は本研究（2009 年）で採水された温泉井の試料は異なっており、とくに Na^+ 、 Cl^- 、 Ca^{2+} 濃度の低下がみられる。この水質変化の要因は明らかではないが、3.7.5.2 節に後述するように、本研究で採水された温泉井試料水は低い ^{14}C 濃度

を示した一方で、CFCs が溶存していたため、年代の古い地下水に CFCs を含む若い地下水が混合していることが示唆されており、この要因の一つとして温泉井のケーシングが不完全であった等の理由による浅層地下水の混合の影響が挙げられる。しかし、1995 年に採水された地下水の年代指標濃度、同位体組成の分析は行われていないため、1995 年および本研究で採水された温泉井試料のそれらの指標の変化については検討できなかった。

3.7.3. 地下水および溶存希ガスの同位体組成に関して

図 3-10 に示すように、全ての水試料は天水線の傾きに沿うようにプロットされたことから、地下水は主に天水を起源としているといえる。とくに温泉井および W7 から採水された試料は他の地下水試料よりも低い $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値を示し、この要因として、3.2.2.2 節に記述されているように高標高域で涵養された地下水、もしくは現在よりも寒冷的な気候下で涵養された地下水が混合していることが挙げられる。温泉水・W7 と他の水試料との $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値と比較すると δD 値は少なくとも約 4‰、 $\delta^{18}O$ 値は少なくとも約 0.5‰程度低い。なお、日本国内の山地において報告されている高度効果による $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値それぞれの標高差は、鳥海山において δD 値は $-1.48\text{‰}/100\text{m}$ 、 $\delta^{18}O$ 値は $-0.21\text{‰}/100\text{m}$ (小笠原, 2005)、南八ヶ岳において δD 値は $-2.0 \sim -1.4\text{‰}/100\text{m}$ (風早・安原, 1994)、富士山において δD 値は $-2.0\text{‰}/100\text{m}$ (Yasuhara et al., 1997)、岩手山において $\delta^{18}O$ 値は $-0.23\text{‰}/100\text{m}$ (風早・安原, 1999) である。これらの値を考慮すると、温泉水および W7 が山地の山頂付近からのみ涵養され、他の水試料は標高 0m 付近から涵養されている場合に、温泉水・W7 と他の水試料の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値の差を説明できると考えられるが、温泉水・W7 が山頂付近からのみ涵養されているとは考えにくく、温泉水・W7 が他の水試料よりも低い水素・酸素安定同位体比を示した要因として、高度効果の影響は考えにくい。最終氷期に涵養された地下水は現在の気候下で涵養された地下水よりも低い同位体比を示すことが世界各地において明らかにされており (Rozanski, 1986; Heaton et al., 1986; Siegel and Mandle, 1984 など)、日本国内においても最終氷期に涵養されたと考えられる地下水は同様に低い同位体比を示すことが報告されている (長谷川他, 2010; 中田・長谷川, 2011)。従って、温泉井、および 2011 年 9 月採水試料を除いた W7 からの水試料が他の水試料よりも低い $\delta D \cdot \delta^{18}O$ 値を示した要因の一つとして、これらの水試料には寒冷的な気候下で涵養された地下水の寄与が考えられ、このことは温泉水・W7 が低い ^{14}C 濃度を示した結果と矛盾しない。

また、希ガス同位体比の結果 (図 3-11) からは、温泉井および 2010 年 9 月に W7 より採取した水試料にはマントル起源ガスが付加していることが示された。他の水源井から採取された水試料は、温泉井および 2010 年 9 月により採水された W7 の水試料ほどではないが、溶存大気の組成よりも高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 値を示していたことから、わずかにマントル起源ガスの寄与があると考えられた。

なお、相対的に高いマントル起源ガスの寄与が示唆された温泉井および 2010 年に W7 よ

り採水した水試料の $\delta D \cdot \delta^{18}O$ は天水線に沿ってプロットされており、マグマ水の δD ($-40 \sim -20\text{‰}$) および $\delta^{18}O$ ($-80 \sim -50\text{‰}$) (Hoefs, 2004) とは大きく異なるため、マグマ水の寄与は殆どないと考えられる。

3.7.4. CFCs および 3H 濃度および滞留時間スケールについて

湧水、浅井戸、水道水源井から採水したすべての水試料中には CFCs および 3H が含まれていた。上述のように、中ノ島において地下水は主に亀裂中を流動すると考えられ、地下水流動の過程で異なる年代の地下水が混合することが推測される。したがって、採取した水試料のすべてには、CFCs や 3H を含む過去 60 年間に涵養された地下水が混合していると考えられる。W4 および W7 から採水された水試料は検出限界に近い 3H 濃度 (0.3TU) を示し、低い CFCs 濃度を示した。なお、温泉井から採水した水試料も低い CFCs 濃度を示していた。この要因の一つとして、これらの水試料には CFCs・ 3H を含まない年代の古い水試料が相対的に高い割合で混合していることが考えられる。

図 3-14 では、各試料の 3H 濃度は CFCs 濃度の見かけ年代から得られた年における降水中の 3H 濃度と、地下水試料中に含まれる 3H 濃度が比較されている。湧水の 3H 濃度は各々の CFCs 見かけ年代の年の降水中の 3H 濃度とほぼ一致していた。一方で、水道水源井から採取された水試料の 3H 濃度は、CFCs 見かけ年代の年の降水中の 3H 濃度と同程度もしくは低い濃度を示し、CFCs 見かけ年代の上昇に伴って 3H 濃度が減少する傾向がみられた。

仮に、涵養された地下水が他の年代の地下水と混合せずに流出する (ピストン流モデル) とした場合、各々の試料中の 3H 濃度は CFCs の見かけ年代と同じ年の降水中 3H 濃度とほぼ一致することが期待される。しかし、水試料の 3H 濃度は CFCs 見かけ年代と同じ年の降水中の 3H 濃度よりも低い 3H 濃度を示し、水試料中の 3H 濃度は CFCs 見かけ年代の上昇とともに減少している (図 3-14)。このような特徴がみられる要因として、相対的に低い CFCs 濃度および 3H 濃度を示す水試料では、CFCs・ 3H を含まない年代の古い地下水の混合率が高くなることにより、CFCs 見かけ年代の上昇に伴う 3H 濃度の低下がみられたと考えられる。

図 3-15 に示されるように、採水された標高が低いほど CFCs・ 3H 濃度が低下する傾向がみられた。この結果は、採水された標高が低いほど滞留時間が長くなることで低い CFCs・ 3H 濃度を示すこと、および CFCs・ 3H を含まない年代の古い地下水の混合率が高くなることを反映していると考えられる。また、この傾向は、3.6.1.節で述べた採水された標高が低いほど主要溶存成分濃度が増加した結果 (図 3-8) とも整合的である。

3.7.5. ^{14}C 濃度の補正について

地下水の流動過程では、 ^{14}C を含まない DIC の付加によって ^{14}C 濃度が希釈されるため、 ^{14}C 濃度の計測値の補正を行う必要がある。W1 は CFCs 濃度が高く、 ^{14}C 濃度も 100pMC に近く、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は C3 植物が優先種である場の土壤中 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値（約 -23‰ ; Clark and Fritz, 1997）に近い値を示したことから、W1 の ^{14}C 濃度は ^{14}C を含まない DIC の付加による希釈の影響は殆どないと考えられる。一方で、W4, W7, および温泉井では $\delta^{13}\text{C}$ 値が W1 よりも高い値を示したことから、土壤中 CO_2 とは起源の異なる DIC の付加が示唆された。そのため、これらの試料の ^{14}C 濃度については ^{14}C を含まない DIC の付加の影響を考慮する必要がある。以下では、付加された ^{14}C を含まない DIC の起源およびその寄与率について検討する。

3.7.5.1. ^{14}C を含まない DIC の付加について

3.6.4.節で述べたように、温泉井および W7 の試料は大気成分よりも高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ および $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ を示したことからマントル起源ガスの寄与が示唆された。これらの試料へのマントル起源 CO_2 の寄与は明らかではないが、これらの $\delta^{13}\text{C}$ 値が W1 よりも高い値を示したのは、 $-7\sim-2\text{‰}$ の $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すマントル起源 CO_2 (Sano and Marty, 1995) の付加による可能性がある。

また、金子（1991）によると、中ノ島の火山岩中の斑晶はカルサイトへの置換が進んでいることが明らかにされている。さらに、温泉井のスクリーンが設置されている堆積岩中には海成の堆積岩も含まれている（千葉他, 2000）。従って、火山岩中のカルサイトおよび堆積岩中の海成炭酸塩も ^{14}C を含まない DIC の供給源となりうる。しかしカルサイトに対する飽和指数（SI）は 0 よりも小さかったことから（表 3-4）、全ての試料はカルサイトに対して不飽和であることが示された。カルサイトに対する飽和指数（SI）は W1 の試料で最も低く、他の試料では W1 よりも高い値を示していることから、W4, W7, および温泉井の試料へのカルサイトの溶出の影響は W1 より大きいことが示唆された。以上から、W4, W7, および温泉井の試料中に付加された可能性のある ^{14}C を含まない DIC として、マントル起源 CO_2 および火山岩、堆積岩中のカルサイトを起源とする DIC が挙げられる。

表 3-4 地下水中の ^{14}C 濃度分析結果, および補正後 ^{14}C 濃度

Sample name	Sampling time	Type of sampling site	Screen depth m	pH	SI for calcite	HCO_3^- meq/L	α	measured ^{14}C pMC	corrected ^{14}C pMC
W1	Sep., 2011	Water-supply well	19 – 40	7.3	-1.29	54.2	n.c.	95.5	n.c.
W4	Sep., 2011	Water-supply well	11 – 30 (27) ^a	7.8	-0.56	105.2	0.52	57.0	110.6
W7	Sep. 2013	Water-supply well	15–70	7.6	-0.26	137.9	0.39	28.7	73.0
Hot spring	Sep., 2011	Hot spring well	580 – 866 (90) ^a	7.5	-0.62	190.4	0.28	16.9	59.2

a, () 内の数字はベネットポンプでの採水深度を示す

3.7.5.2. ^{14}C 濃度の補正

中ノ島の地下における DIC の化学種およびその反応プロセスなどは明らかではないが、以下では利用可能なデータをもとに DIC に対する ^{14}C を含まない DIC の寄与率を求め、その寄与率を考慮して ^{14}C 濃度の補正を行う。

以下では、W1 の試料と比較して、地下水の流動過程において W4, W7, および温泉水にどれだけの DIC が付加されたかを検討する。W1 は地下水面下から採水された試料であることから、すでに土壌中 CO_2 に対して閉じた系にあった地下水とみなすことが出来る。さらに各試料の SI は全て負の値を示していたことから地下水中からカルサイトの沈殿が生じたとは考えにくい。

そこで以下では、W1 の DIC は ^{14}C を含まない DIC の付加の影響を受けてないと仮定し、Chemical mass balance モデル (Fontes and Garnier, 1971) を用いて、各々の試料中の DIC への ^{14}C を含まない DIC の寄与率を求めた。このモデルは、土壌中 CO_2 に対して閉じた系において適用されるモデルであり、地下水中への DIC の付加は地下水面下で生じ、土壌中 CO_2 と DIC と間での反応はなく、DIC からの炭酸塩の沈殿も生じないことを仮定している。DIC への ^{14}C を含まない DIC の寄与率は以下の式で求められる。

$$f = 1 - mDIC_{\text{initial}} / mDIC_{\text{final}} \quad (3-12)$$

ここで f , $mDIC_{\text{initial}}$, および $mDIC_{\text{final}}$ はそれぞれ、DIC 中の ^{14}C を含まない DIC の寄与率、DIC 濃度の初期値、DIC 濃度の最終値である。水試料中の DIC 濃度には HCO_3^- 濃度の計測値を用いた (Fontes and Garnier, 1971)。ここでは、W1 の HCO_3^- 濃度を $mDIC_{\text{initial}}$ とし、各水試料の HCO_3^- 濃度を $mDIC_{\text{final}}$ として用いた。式 (3-13) より f を求めたのち、次式 (3-14) を用いて ^{14}C 濃度の補正を行った。

$$^{14}C_c = ^{14}C_m / (1 - f) \quad (3-13)$$

ここで、 $^{14}C_c$ および $^{14}C_m$ は、それぞれ補正後 ^{14}C 濃度、計測された ^{14}C 濃度である。それぞれの水試料の補正後 ^{14}C 濃度を表 3-5 に示す。W4 の補正後 ^{14}C 濃度は 100pMC に近い濃度を示したが、W7 では 73.0pMC、温泉井の試料では 59.2pMC を示した。しかし、 ^{14}C 濃度補正のために用いた上述の地下水中における DIC の付加に関する仮定、すなわち上述の W1 の DIC は ^{14}C を含まない DIC の付加の影響を受けておらず、地下水中への ^{14}C を含まない DIC の付加は土壌中 CO_2 に対して閉じた系において生じ、土壌中 CO_2 と DIC と間での反応はなく、DIC からの炭酸塩の沈殿も生じない、が適切であるか明らかでないため、補正後 ^{14}C 濃度は相対的な年代の違いに関する議論においてのみ用いるのが適切と考える。補正後 ^{14}C 濃度の結果から、W7 および温泉水には、W4 よりも年代の古い地下水が混入していることが示唆された。なお、3.6.5.節で述べたように、W4, W7, および温泉水には CFCs および ^3H が含まれていることから、CFCs を含む年代の若い地下水との混合も示唆されている。従って、計測された ^{14}C 濃度は若い地下水との混合の影響を受けて、より高い値を示したと考えられ、何らかの方法で年代の若い地下水の寄与を除くことができれば、より低い ^{14}C 濃度を示すと考えられる。

3.7.6. 中ノ島における地下水賦存形態

以下では、地下水の主要溶存成分、地下水年代指標、同位体組成の結果に基づき、中ノ島の地下水賦存形態について考察する。

3.7.6.1. 地下水の起源および年代

本研究で採水の対象とした湧水、浅井戸、水道水源井の試料は全て深度 100m 以浅の火山岩中から採水された地下水であり、その主要溶存成分、および水素・酸素安定同位体比の分析結果から、天水起源の淡水地下水であることが明らかになった。それらの CFCs・ ^3H 濃度は相対的に高かったことから（図 3-12）、この深度に存在する地下水の主体は過去 60 年以内に涵養された CFCs・ ^3H 濃度が高い地下水であると考えられる。3.6.5.節に述べたように、相対的に低い CFCs・ ^3H 濃度を示した水試料は、その ^3H 濃度が CFCs の見かけ年代から推定された年の降水中 ^3H 濃度よりも低く、CFCs 見かけ年代が古くなるにつれて ^3H 濃度が低下する傾向を示した。このことは、地下水には過去 60 年間に降に涵養された CFCs・ ^3H を含む地下水と、それ以前に涵養された CFCs・ ^3H を含まない地下水が混合している場合に説明できると考えられ、その混合率は低い CFCs 濃度を示す水試料ほど大きいことが推測された。従って、図 3-15 に示されているような採水標高の低下に伴う CFCs・ ^3H 濃度の減少傾向は、地下深部の地下水ほど滞留時間そのものが長くなることに加え、CFCs・ ^3H を含まない相対的に年代の古い地下水の混合率が上昇することの影響も受けていると考えられた。

W4 と W7 の水試料は、他の火山岩の中から採水された試料よりも特に低い CFCs・ ^3H 濃度を示したことから、これらの地下水は CFCs・ ^3H を含まない地下水の混合率がとくに高かったと考えられる。W4 の補正後 ^{14}C 濃度は 100pMC に近かったため、W4 の年代は CFCs・ ^3H を含まない一方で、 ^{14}C 濃度では 100pMC に近い濃度を示す程度の年代の地下水であったと考えられた。W7 の補正後 ^{14}C 濃度は 73pMC を示し、W4 から採水した地下水よりも有意に年代の古い地下水であると考えられた。このことから、火山岩中の淡水地下水が存在している領域には、W7 に代表されるような、CFCs・ ^3H を含まず、 ^{14}C 濃度も低い年代の古い地下水が、少なくとも局所的に存在していると考えられる。

さらに、W7 の $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ は、浅層地下水の混合率が大きいと判断された 20011 年 9 月の水試料を除いては、他の火山岩中から採水された地下水よりもやや低い値を示した。W7 を含め他の水道水源井の近傍に位置する山地の標高は 200m 程度であり、3.7.3.節に述べたように山地の標高および他の水試料との $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ 値の差を考慮すると、高度効果の影響が W7 に表れているとは考えにくく、低い $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ 値は寒冷な気候下で涵養された地下水であることを示唆していると考えられる。このことは W7 の補正後 ^{14}C 濃度が低かった結果とは矛盾しない。また、W7 はスクリーン深度が他の水源井と同程度であるにも関わらず、2~3°Cほど高い水温を示し（表 3-1）、マントル起源ガスの寄与も示唆された（図 3-11）。

これらの結果を考慮すると、W7 はより地下深部からの地下水およびガス成分が上昇してきている場であるために、年代が古く、水温が高く、かつ地殻深部起源のガスが混入した地下水が存在していると考えられる。

本研究により採水された温泉井からの試料には CFCs が溶存していることから、過去 60 年間以降に涵養された CFCs・ ^3H を含む地下水の混合が示されたが、その溶存成分、地下水年代指標濃度、同位体組成は湧水、浅井戸、水道水源井など火山岩の浅層から採水された地下水とは異なる特徴を有していたことから、温泉水は堆積岩中に賦存する地下水の化学性状を反映していると考えられる。本研究で採水された温泉水の水質組成は Na-Cl 型を示したが、温泉水と海水の Cl^- 濃度比から求めた海水の寄与率は 1.8% であり、海水の寄与は小さいと判断された。温泉井の $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ も W7 と同様に火山岩中の浅層から採水された淡水地下水よりも低い値を示していた。3.7.3.節に述べたように、中ノ島の山地標高および他の水試料との $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ 値の差を考慮すると、低い $\delta\text{D}\cdot\delta^{18}\text{O}$ 値の要因として高度効果の影響は考えにくく、寒冷な気候下で涵養されたことが考えられる。温泉井から採取した試料の ^{14}C 濃度は W4 および W7 よりも低かったことから、堆積岩中には年代が古く、かつ寒冷な気候下で涵養された地下水が存在していると考えられた。

中部日本における最終氷期以降の気温変化は、16000~8000 年前までに急激に気温が増加し、8000 年前以降には顕著な気温変化は見られなかったと推定されている (Nakagawa, 2002)。従って、温泉井および W7 より採取された地下水が現在よりも寒冷な気候下で涵養されたとすれば、それは 8000 年前よりも古いということになる。

3.7.6.2. 地下水の塩濃度および地下水賦存形態

本研究で採水の対象とした湧水、浅井戸、水道水源井の試料は全て深度 100m 以浅の火山岩中から採水された地下水であり、その主要溶存成分、水素・酸素安定同位体比、地下水年代指標の分析結果から、深度 100m 以浅に賦存する地下水は天水起源であり、その主体は過去 60 年以内に涵養された地下水を主な起源とする滞留時間の比較的短い地下水流動系からなることが明らかになった。一方、局所的には寒冷な気候下で涵養された地下水を起源とする、より滞留時間の長い地下水流動系が火山岩中に存在することも示された。

また、温泉井掘削時の主要溶存成分の分析結果によると、120m までの掘削時に採水された水試料の Cl^- 濃度は海水の 0.2% 程度、310m までの掘削時に採水された水試料の Cl^- 濃度は海水の 18% 程度を示した一方、477m までの掘削時および温泉井掘削後に採水された水試料の Cl^- 濃度は、それぞれ海水の約 6.8%、3.8% であり、深度方向に Cl^- 濃度が低下した。なお、本研究により採水された温泉水の Cl^- 濃度は海水の 1.8% 程度であった。これらの結果から、中ノ島全体の地下 100m 以浅、および温泉井掘削地点の 120m 以浅には淡水地下水、温泉井掘削地点地下の深度 120~477m までの少なくとも一部には塩濃度の高い地下水、それ以深には塩濃度の低い地下水が存在していることが明らかになった。また、本研究で採水された温泉水の水素・酸素安定同位体比、地下水年代指標の分析結果から、温

泉井スクリーン深度（スクリーン深度 566~866m）には塩濃度が低く寒冷な気候下で涵養された、より年代の古い天水起源の地下水が存在していることが明らかになった。

3.8. まとめ

本章では、湧水・浅井戸・水道水源井および温泉井から採取した水試料の主要溶存成分、地下水年代指標（CFCs, ^3H , ^{14}C ）、同位体組成（ δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ）の分析結果をもとに、地下水の起源、滞留時間スケールを把握するとともに、温泉井掘削時の主要溶存成分の分析結果から、温泉井掘削地点地下における塩水・淡水分布を推測した。

湧水、浅井戸、水道水源井より採取した地下水の主要溶存成分、同位体組成、地下水年代指標濃度から、100m 以浅の火山岩中から採水された地下水の主体は過去 60 年以内に涵養された CFCs・ ^3H 濃度が高い地下水であると考えられた。一方、局所的には寒冷な気候下で涵養された地下水を起源とする、より滞留時間の長い地下水流動系が火山岩中に存在することも示された。また、異なる深度から採水された温泉水の主要溶存成分の分析結果から、温泉井掘削地点において深度 120~477m の少なくとも一部領域には塩濃度の高い地下水が存在し、それより深部には塩濃度の低い地下水が存在していることが明らかになった。温泉井（スクリーン深度 566~866m）から採取した地下水の水素・酸素安定同位体比の分析結果からは、堆積岩中の地下水は現在よりも寒冷な気候下で涵養された、火山岩中の地下水よりも年代の古い地下水であることが示された。

しかし本章で得られた結果からは、より広域における塩水・淡水分布と地質構造との関係が明らかではない。そのため、より広域での地下の塩水・淡水の分布と地質構造との関係を考慮したうえで、塩水・淡水分布の形成プロセスについて検討を進めることが必要である。

4. 中ノ島の地下の比抵抗構造²⁾

2) 本章の内容は、草野由貴子・鈴木浩一・徳永朋祥, 2015. 応用地質 (印刷中) に公表済みである.

4.1. 背景と目的

第3章では、中ノ島の地下水の主要溶存成分、地下水年代指標、同位体組成に関する情報を用いて、地下水の起源、滞留時間スケール、塩水・淡水分布について検討を行った。しかし、地下深部に存在する地下水に関する情報は温泉井掘削地点において得られたのみであり、より広域での地下の塩水・淡水の分布およびそれと地質構造との関係を明らかにすることが第3章での課題として挙げられた。そこで、本章では、深度約1km程度までの比抵抗探査が可能であるCSAMT法 (Controlled Source Audio-frequency Magneto Telluric Method) を用いた比抵抗探査、室内実験による岩石試料の比抵抗計測を行い、それらの結果と第3章で明らかにされた地下水の分布に基づき、中ノ島の地下における塩水・淡水分布と地質構造の関係を明らかにすることを目的とした。

4.2. 研究手法

4.2.1. 地層比抵抗の計測による塩水・淡水分布の推定手法

地盤を構成する岩石の比抵抗特性は、岩石の間隙率、間隙水の比抵抗によって変化する。そのことを利用して、従来から比抵抗探査は地下の塩水・淡水分布の推定に用いられてきた。岩石の比抵抗特性に関しては以下の Archie (1942) により提唱された実験式が広く知られており、間隙率を φ 、水飽和度を S 、間隙水の比抵抗を ρ_w (Ωm) とすれば、岩石の比抵抗 ρ_R (Ωm) は以下のように表される。

$$\rho_R = a \cdot \varphi^{-m} \cdot S^{-n} \cdot \rho_w \quad (4-1)$$

ここで、 a 、 m 、 n は岩種に起因にする定数であり、 a は迂回係数、 m は膠結係数、 n は飽和係数と呼ばれる。地下水面下では地層を構成する岩石の間隙は飽和しているとみなすことができるため飽和度が100%、すなわち $S=1$ となり、岩石の比抵抗は間隙水の比抵抗に比例し、間隙率の m 乗に反比例することがわかる。水飽和度が100%のとき、式(4-1)より地層比抵抗係数 F (Formation factor) が以下の式で定義される。

$$F = \frac{\rho_R}{\rho_w} = a \cdot \varphi^{-m} \quad (4-2)$$

この式に表されるように、 F は迂回係数 a と間隙率 φ の関数であり、岩石の間隙の大きさや形状、およびその分布状態を反映する岩石固有の係数であることから、岩石の種類や貯留能力の判定に用いられる (物理探査学会, 1998)。

式(4-1) (4-2) より、地質構造が比較的単純であり間隙率の差異が小さければ、地層の

比抵抗は主に間隙水の比抵抗の影響を受けることが分かる．そのため，比抵抗探査によって地下の塩水・淡水分布の推測が可能となり，種々の比抵抗探査による地下の塩水・淡水分布の推定が従来から広く行われてきた (Stewart, 1999)．以下では，従来から広く用いられている比抵抗探査の概要，および本研究で採用した CSAMT 法電磁探査について説明する．

電気探査による比抵抗探査では，地面に各々一対の電流電極と電位電極を設置し，送信機より直流電流を電流電極から流し，電圧計により電位電極間の電位差を計測することで，地下の比抵抗探査を行う．電極の配置には種々の方法があり，電極配置によって感度分布が異なる (物理探査学会, 1998)．電気探査は，従来から沿岸域における塩水・淡水分布の推定に広く用いられてきた探査手法であるが，探査深度は直線方向に設置した電極の幅の 10～20%程度であるため，主に地下浅層の比抵抗探査に用いられている (物理探査学会, 1998 ; Stewart, 1999)．

電磁探査は自然の電磁場，あるいは人工的に発生させた電磁場によって地盤に誘導された電磁場の計測により地盤の比抵抗を得る手法であり，電気探査と同様に広く地下の地質構造や塩水・淡水分布の推定に用いられてきている (物理探査学会, 1998 ; Stewart, 1999)．電磁探査による探査深度は地盤の比抵抗と送信する電磁場の周波数に依存するが，高周波数の電磁場ほど分解能が高く探査深度が浅くなり，低周波の電磁場ほど分解能が低下するが地下深部までの探査が可能となる (Stewart, 1999 ; 物理探査学会, 1998)．電磁探査には，ループ・ループ法，空中電磁法，MT 法 (Magnetotelluric Method)，CSAMT 法，TDEM 法 (Time-Domain Electromagnetic Method) など種々の方法がある．表 4-1 に代表的な 6 種類の電磁探査の手法の特徴と，それらの一般的な適用方法を示す (物理探査学会, 2008)．

地表から離して持ち歩くことのできる磁気センサーのみを組み合わせる用いる空中電磁法，ループループ法，および VLF-EM 法 (Very Low Frequency Electromagnetic Method) は調査効率が良いため，調査地域全体を対象とした大まかな地質の違いや，着目すべき地質構造，地下資源の分布を概観的に把握する調査に適している．500m 以上の探査深度を有する手法には MT 法，CSAMT 法があり，CSAMT 法は，人工的に送信した $10^{-1} \sim 10^4 \text{Hz}$ の電磁波により地盤に誘導された電磁場を計測して地下の比抵抗構造を求めるのに対し，MT 法は $10^{-3} \sim 10^4 \text{Hz}$ の自然電磁場により誘導された電磁場を計測して地下の比抵抗構造を求める．これらの手法では 1 測点あたり 30 分～1 時間の長時間の測定を行う必要があるが，地下のより深部を対象とする探査手法の中では手軽な探査手法である．急峻な地形や道路状況が悪いために近づきにくい場所の探査には，飛行機やヘリコプターに電磁探査装置を搭載して調査する空中電磁法が適している (Stewart, 1999 ; 物理探査学会, 1998)．

上述の電磁探査の手法では，送信する電磁波の周波数ごとに地盤に誘導された電磁場が計測される．これに対し，TDEM 法は地表に設置したコイルから発生させた電磁場を急激に遮断することで，遮断後の時間の経過に伴って地下深部に伝播していく一次電磁場に対

して誘導された 2 次磁場の変化を計測する方法である。探査深度は遮断後の経過時間が長いほど深くなる (Stewart, 1999 ; 物理探査学会, 1998)。

第 3 章で述べたように、中ノ島の温泉井掘削地点の地下において、深度 120～477m の少なくとも一部に塩濃度の高い地下水が存在し、それ以深～866m には塩濃度の低い地下水が存在することが示されている。本研究では、少なくとも地表から温泉井の孔底までの深度の比抵抗分布を探査するために、深度約 1km 程度までの探査が可能であり、MT 法と比較して人工送信源から強い電磁波を送ることで安定した観測値が得られる CSAMT 法を採用した。

表 4-1 代表的な電磁探査の手法の特徴と適用方法 (物理探査学会, 2008)

手法	周波数 (Hz)	可探深度 (m)	測点間隔 (m)	測定時間 (分/点)	適用調査	特徴
MT 法・AMT 法	$10^{-3} \sim 10^4$	$10^3 \sim 10^4$	$10^2 \sim 10^5$	$10^2 \sim 10^4$	断層・温泉 山岳トンネル	深部探査に適 花崗岩地帯
CSAMT 法	$10^{-1} \sim 10^4$	10^3 程度	$50 \sim 10^4$	30～60	断層・温泉 山岳トンネル	花崗岩地帯不利
TDEM 法	$10^{-2} \sim 10$	$10^2 \sim 10^3$	50～0	5～30	断層・温泉・地下水 山岳トンネル・埋設物	測定法に多くの バリエーション
空中電磁法	$10^2 \sim 10^5$	10^2 以下	5 程度	1 以下	斜面・断層・温泉 山岳トンネル	広域・急傾斜地に適
ループループ法	$10^3 \sim 10^5$	$10 \sim 10^2$	$5 \sim 10^2$	5 程度	地下水・浅層地盤 埋設物	2～3 名で測定可
VLF 法	$10 \sim 10^2$	50 以下	$5 \sim 10^2$	5 程度	地下水・浅層地盤 埋設物	1 名でも測定可

4.2.2. CSAMT 法の概要

以下では物理探査学会 (1998), 物理探査学会 (2008) に基づき CSAMT 法の概要について記述する。CSAMT 法では、人工的に送信した電磁波により地盤に誘導された地電流を計測して地下の比抵抗構造を求めることが出来る。CSAMT 法では図 4-1 に示すように、送信源を調査地域より 3～5km 以上離れた場所に設置し、大地に流電することで送信源から電磁波を調査地域に送る。送信源から離れるほど送信される電磁波は平面波に近くなり、測点において大地に垂直に入射した電磁場に誘導されて発生した電場と磁場を計測することで、測点における見掛け比抵抗を得ることができる。しかし、送信源から離れすぎると測点での S/N 比が低下するため、測点をあまり遠くに設置することはできない。送信電磁場を平面波と近似できる領域はファーフールドと呼ばれる。CSAMT 法では、各測点において送信アンテナと平行方向に誘導される電場、および送信アンテナと直行方向に誘導される磁場の各 1 成分を計測するが、ファーフールドにおいては次式で示す見かけ比抵抗 ρ_a (Ωm) と位相差 θ (rad) の関係が成り立っており、計測された電場および磁場から見かけ比抵抗と位相差を算出できる。

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left(\frac{E}{H} \right)^2 \quad (4-3)$$

$$\theta = \theta_E - \theta_H \quad (4-4)$$

ここで E は電場 (V/m), H は磁場 (A/m), ω は角周波数 (rad/sec), μ は透磁率 (H/m), θ_E は電場の位相 (rad), θ_H は磁場の位相 (rad)である. また, 地中に入射した電磁波の強度が $1/e$ に減衰する深度 (表皮深度) δ_d (m) は送信した周波数の電磁波による探査深度の目安となっており, 以下で表される.

$$\delta_d \cong 503 \sqrt{(\rho_a/f)} \quad (4-5)$$

ここで f は周波数 (Hz) である. (4-5) 式からわかるように, 低い周波数ほど地下深部までの比抵抗の情報を得ることができる. なお, 送受信間距離が表皮深度よりも小さい領域 (ニアフィールド) においては, 送信された電磁波は平面波とみなせないため式 (4-3) が成り立たず, 見掛け比抵抗は地下の比抵抗値に関わらず周波数の低下に伴って急激に上昇し, 電場と磁場の位相差が 0 に近づくこと (ニアフィールド効果という) が知られている.

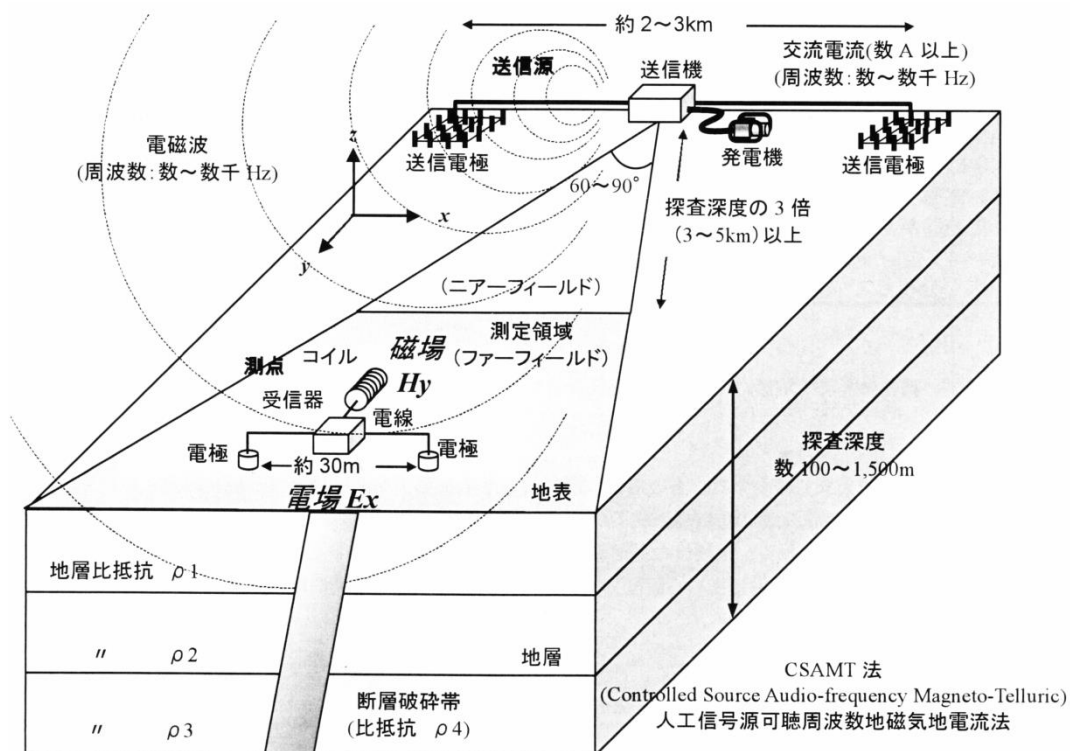


図 4-1 CSAMT 法による測定模式図 (物理探査学会, 2008)

4.2.3. 本研究での測定方法

ここでは、現地での CSAMT 法による計測方法について記述する。島の北部および中央部に KT 測線、N 測線、H 測線の 3 測線を設け、それぞれの測線に沿って測点を約 100～200m 間隔で設置した。なお、KT 測線は温泉井掘削地点を東西方向に横切るように設置した測線であり、第 3 章で述べた温泉井掘削地点の地下における地質構造および地下水化学組成に基づいて地下の比抵抗分布の解釈を行うことを目的として設置した。なお、KT 測線および N 測線は陥没構造内部から外部の領域を横断する測線であり、H 測線は陥没構造外部に設置された測線である。

KT 測線から約 5km、H 測線および N 測線から約 3km 離れた位置に送信用アンテナとして単芯ビニール線を N70° W の方向に約 2km 敷設し（図 4-2）、その両極部を 10 本の電極と結線し、大地と導通状態とした。送信した電磁波は 2.5～5210Hz の間を対数スケールで等間隔となる計 12 周波数とした。本探査においては千葉電子製の送信装置および複素位相検波方式受信装置 2 セット（磁場センサーはインダクションコイル型）（茂木他，1990）を使用した。

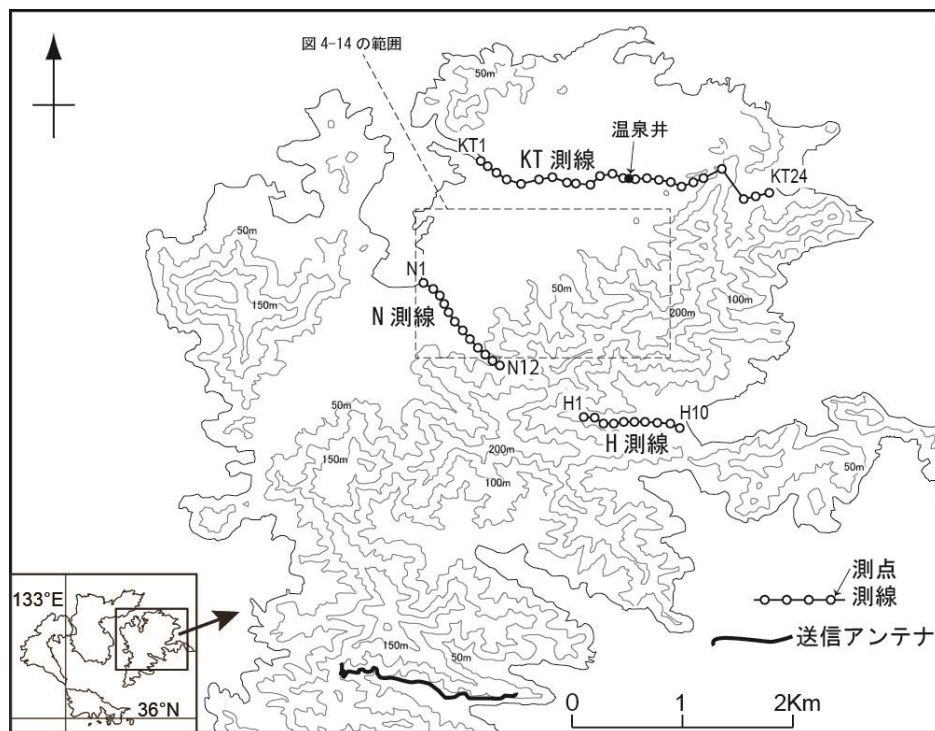


図 4-2 CSAMT 法の測線および送信アンテナの位置

2 次元の地質構造を想定して走向に対して直行方向の電場を計測する方法を TM モードと呼び（物理探査学会，1998），本研究ではこのモードによる計測を行った。この場合，測点において電場は送信アンテナと平行方向に誘導されるため，2 本の電極を 30m 離して送

信用アンテナと平行になるように N70° W の方向に設置し、電極間の電位差を計測した。一方、磁場は電場方向と直行する方向に誘導されるため、磁場センサーは N20° E の方向に設置して計測した。周波数ごとに 40～80 波数分の積分時間で 1 回分の測定データとし、30～40 個程度のデータを測定した。ただし、計測時間の制約のため 2.5, 5, 10Hz では 10 個程度のデータとなった。計測時間は 1 測点につき約 60 分を要した。

4.2.4. 測定データの処理, ノイズの影響評価, および測定データの補間

以下では測点における探査によって得られた測定データの処理について述べる。上述のように送信した 2.5～5120Hz の各周波数の電磁波に対しては、30～40 個程度、2.5～10Hz の各周波数については 10 個程度のデータが得られた。本研究では、それぞれの周波数で得られた測定データが正規分布に従うとして、得られた比抵抗値の平均から 90%の範囲内にあるデータを使用して、残りの 10%の棄却を行うことで、ノイズの多いデータを取り除く処理を行い、見掛け比抵抗とした。続いて、得られた見掛け比抵抗へのノイズの影響を評価するために、茂木他（1990）による電場および磁場に含まれるノイズの影響を評価するデータ処理法を用いた。以下には茂木他（1990）によるノイズ評価方法の詳細について述べる。電磁波の送信源が固定されている CSAMT 法の場合、スカラーインピーダンスを 1 入力 1 出力システムの伝達係数と考えることができ、電場 E および磁場 H は以下のように表される。

$$E = Z_E \cdot H \quad (4-6)$$

$$H = \frac{H}{Z_H} \cdot E_x \quad (4-7)$$

ここで、 Z_E は磁場を入力、電場を出力とした場合の伝達関数、 Z_H は電場を入力、磁場を出力とした場合の伝達関数であり、それぞれのインピーダンスは以下の式で表される（茂木他, 1990）。

$$Z_E = \langle E \cdot E^* \rangle / \langle H \cdot E^* \rangle \quad (4-8)$$

$$Z_H = \langle E \cdot H^* \rangle / \langle H \cdot H^* \rangle \quad (4-9)$$

ここで $\langle \quad \rangle$ はスペクトルの平均値、上付きの*は共役複素数を表す。

もし、電場、磁場ともにノイズがないとき、2つのインピーダンスは一致し、次式によって見掛け比抵抗（ ρ_a ）が得られる（茂木他, 1990）。

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z| \quad (4-10)$$

ここで、測定値にノイズが含まれる場合を考えると、電場、磁場は以下のように表される。

$$E = E_s + E_n \quad (4-11)$$

$$H = H_s + H_n$$

ここで、添え字 s , n はそれぞれ信号およびノイズを表す。この場合、 Z_E は式（4-8）より次式のようになる（茂木他, 1990）。

$$Z_E = \frac{\langle E_S \cdot E_S^* \rangle + \langle E_n \cdot E_n^* \rangle + \langle E_S \cdot E_n^* \rangle + \langle E_n \cdot E_S^* \rangle}{\langle H_S \cdot E_S^* \rangle + \langle H_n \cdot E_n^* \rangle + \langle H_S \cdot E_n^* \rangle + \langle H_n \cdot E_S^* \rangle} \quad (4-12)$$

ここで信号とノイズとの間に相関がなく，ノイズの電場，磁場との間にも相関がないとすれば，それらのクロススペクトルは0になるので，以下のように表される（茂木他，1990）．

$$Z_E = \frac{\langle E_S \cdot E_S^* \rangle + \langle E_n \cdot E_n^* \rangle}{\langle H_S \cdot E_S^* \rangle} \quad (4-13)$$

また， Z_H についても同様に，

$$Z_H = \frac{\langle E_S \cdot H_S^* \rangle}{\langle H_S \cdot H_S^* \rangle + \langle H_n \cdot H_n^* \rangle} \quad (4-14)$$

となり，すなわち，

$$Z_E = Z(1 + E \text{ のノイズパワー} / E \text{ のノイズパワー}) \quad (4-15)$$

$$Z_H = Z / (1 + H \text{ のノイズパワー} / H \text{ のノイズパワー}) \quad (4-16)$$

従って，電場にノイズがある時の Z_E はノイズのないときの Z より大きくなり，磁場にノイズがある時の Z_H は小さくなる．式（4-10）より Z , Z_E , Z_H のそれぞれから求められる見掛け比抵抗を ρ_a , $\rho_a(E)$, $\rho_a(H)$ とすれば，常に

$$\rho_a(E) < \rho_a < \rho_a(H) \quad (4-17)$$

の関係が成り立ち，ノイズが大きいほどそれらの差は大きくなる（茂木他，1990）．本研究で計測された測定結果へのノイズの影響の評価は4.3.2.1. 節に述べる．

4.2.5. 解析方法

各測線における2次元比抵抗断面を求めるために，計測によって得られた見掛け比抵抗のデータを用いて2次元解析を行い，各測線に沿った深度1kmまでの2次元比抵抗分布を得た．2次元解析には Uchida and Ogawa（1993）が作成した ABIC（Akaike's Bayesian Information Criterion）最小化法による最適平滑化拘束付きの解析コードを用いた．2次元解析のフローを図4-3に示す．本研究では送信アンテナに対して平行に誘導された電場の計測を行っており，TMモードでの解析を行った．なお，用いたコードではメッシュは自動的に分割されるようになっており，今回もそれに従った分割を用いた．解析領域についても用いたコードにより決定されるが，本研究では測線両端よりも外側8km遠方までと，深度方向では標高－80kmまでの領域を解析対象とした．また，解析領域の上端には測点設置位置における実際の標高を与え，測点の外側の領域に関しては，海の場合は標高を0mとし，N測線東端およびH測線西端では，その測点の標高が連続するようにした．初期モデルは，各測線の見掛け比抵抗の平均値をもつ均質構造とした．まず，各測点の位置および標高，各周波数における見掛け比抵抗値を入力データとし，入力データから初期モデルを作成する．初期モデルでは，地下の地盤は多数の長方形メッシュに分割され，地表の地形に応じでモ

デルの頂点が上下にシフトすることで、モデルに地形が反映される。全体のメッシュには各測線において計測された見掛比抵抗の平均値を与えた。続いて、初期モデルの 2 次元大地の比抵抗を求めるフォワード計算が行われる。フォワード計算には有限要素法が用いられている。続いて、7 つの平滑化係数 (α) の各々についてインバージョン計算を行った後、各測点における比抵抗の計算値と測定値の残差、および ABIC 値が得られる。インバージョン計算には非線形最小二乗法が用いられている。7 つの各々の α について得られた計算結果のうち、ABIC 値が最小となる α を用いた計算結果が次の反復計算のモデルに採用され、反復計算が行われた。

以下では Uchida and Ogawa (1993) にもとづき、フォワード計算、および逆解析における計算の概要について記述する。ここでは、 x 軸を走向方向、 y 軸を走向と直交する水平方向、 z 軸を鉛直下向き方向とする。2 次元大地の場合、電磁場を TE および TM の二つの分極モードに分離してマクスウェルの方程式を記述できる。本研究では TM モードによる解析を行ったため以下では、TM モードによる解析に用いられる方程式について記述する。TM モードの場合、磁場は x 軸成分 (H_x) だけが存在し、電場は y 軸および、 z 軸成分 (E_y , E_z) が存在する。TM モードの場合、

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial z} \right) = i\omega\mu H_x \quad (4-18)$$

となり、上式を H_x について解くと、

$$E_y = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (4-19)$$

$$E_z = -\frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial y} \quad (4-20)$$

が得られる。見掛比抵抗および位相は以下の式で与えられる。

$$\rho_{xy} = \frac{1}{i\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (4-21)$$

$$\theta_{xy} = \arg \left(\frac{E_y}{H_x} \right) \quad (4-22)$$

続いてインバージョン解析の概要について記述する。2 次元インバージョンでは、平滑化拘束付の非線形最初二乗法が採用されており、以下の式の汎関数 U が最小になるモデル m を求める (Uchida and Ogawa, 1993)。

$$U = \|Wd - WF(m)\|^2 + \alpha \|Cm\|^2 \quad (4-23)$$

ここで、 W は重み行列、 d は観測データであり、 F は非線形な関数、 C はブロック間で比抵抗の差分をとるための行列、 α は平滑の程度を決めるパラメタ (平滑パラメタ) である。上式の第 1 項は重みつき残差二乗和 (残差項) であり、第 2 項は比抵抗分布の粗さを示す項 (ラフネス項) である。 F は非線形な関数であるため、初期モデルでは F を線形な関数とする。続いて、 U を最小にするため、以下の式を用いて反復計算を行い、モデルの修正を行う

(Uchida and Ogawa, 1993) .

$$\{(WA)^T(WA) + \alpha^2 C^T C\}m_{k+1} = (WA)^T(W\hat{d}) \quad (4-24)$$

ここで m_{k+1} は $(k+1)$ 回目の反復計算におけるモデル， A は次式で表されるモデルパラメータに対するMTレスポンスの偏微分係数からなるヤコビアン行列である．

$$\hat{d} = \Delta d + Am_k \quad (4-25)$$

$$\Delta d = d - F(m_k) \quad (4-26)$$

平滑パラメタ α は残差最小化とラフネス最小化をトレードオフする働きがある．インバージョンの結果は平滑パラメタ α に大きく依存するので，最適な平滑パラメタを決めることが重要になる (Uchida and Ogawa, 1993)．Uchida and Ogawa (1993) による解析コードでは，ABIC 最小化法による平滑化制約が採用されている．本研究における計算の収束判断は，反復計算回数の増加に伴う ABIC 値および RMS 残差 (Root mean square ; 観測値と計算値の残差二乗和平均) の低下が安定したところでインバージョンが収束したと判断した．各測線における収束判断の具体は，4.3.2.2.節に後述する．

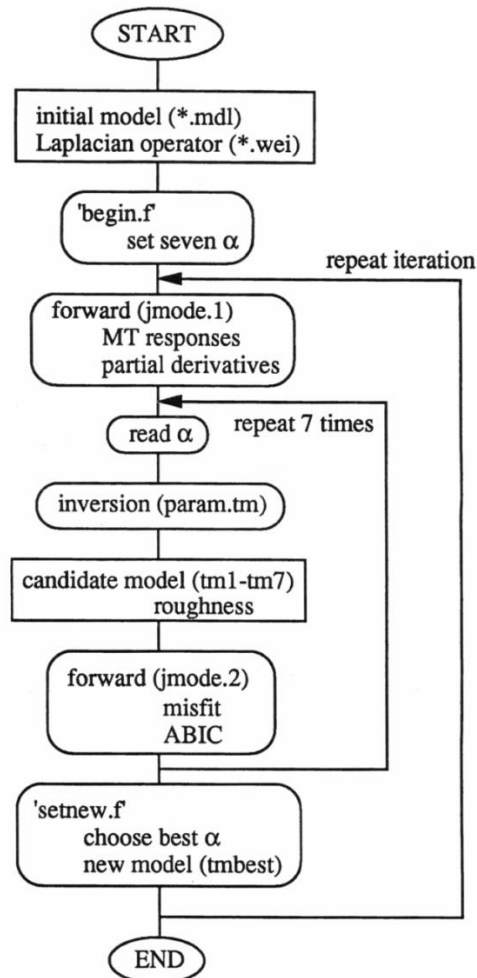


図 4-3 2次元解析のフロー (Uchida and Ogawa, 1993)

なお、4.3.2.2.節に後述するが、N 測線においては 2 次元解析の収束性が悪かったため、各測点より得られた比抵抗データを用いて 1 次元解析を行い、各測点の深度 1km までの 1 次元比抵抗分布を得た。1 次元解析では、有限会社ネオサイエンスが開発した解析コードを用い、水平多層の地質構造を仮定したモデルでの非線形最小二乗法を用いた。本研究では、各測点における地質構造が水平成層構造であると仮定し、最大解析深度を 1km として計測した周波数と同数の層構造に分割し、各層内の比抵抗を逆解析する方法を採用した。初期モデルでは全層に計測された見かけ比抵抗の平均値を与えた。計算上の見かけ比抵抗値と計測された見かけ比抵抗値との残差が最小となるように非線形最小 2 乗法を用いたインバージョン計算を行い、得られた比抵抗モデルを用いて反復計算を 5 回程度行った後、測定値に最も近い見かけ比抵抗曲線を描くモデルを採用し、各測点における比抵抗鉛直分布とした。

4.2.6. 岩石試料の比抵抗計測

電磁探査で得られる地下の比抵抗構造を適切に解釈するためには、岩石や間隙水の塩濃度の違いによる比抵抗の相異を把握しておく必要がある。本研究では、現地の露頭より採取された岩石、および中ノ島の温泉井掘削コアの一部を試料に用い、各岩石試料に対して間隙水の塩濃度の違いによる比抵抗の計測を行った。計測に用いた岩石試料の採取場所および採取深度は、それぞれ図 4-4、図 4-5 に示す。

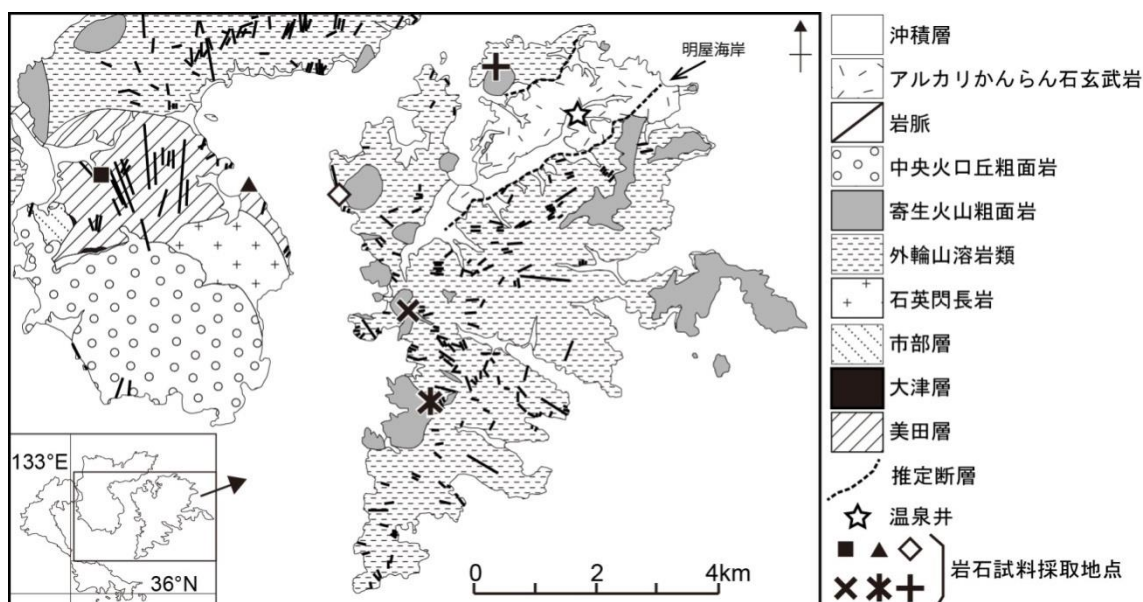


図 4-4 研究対象地域の地質および温泉井，岩石試料採取地点
(千葉他，2000) に一部加筆

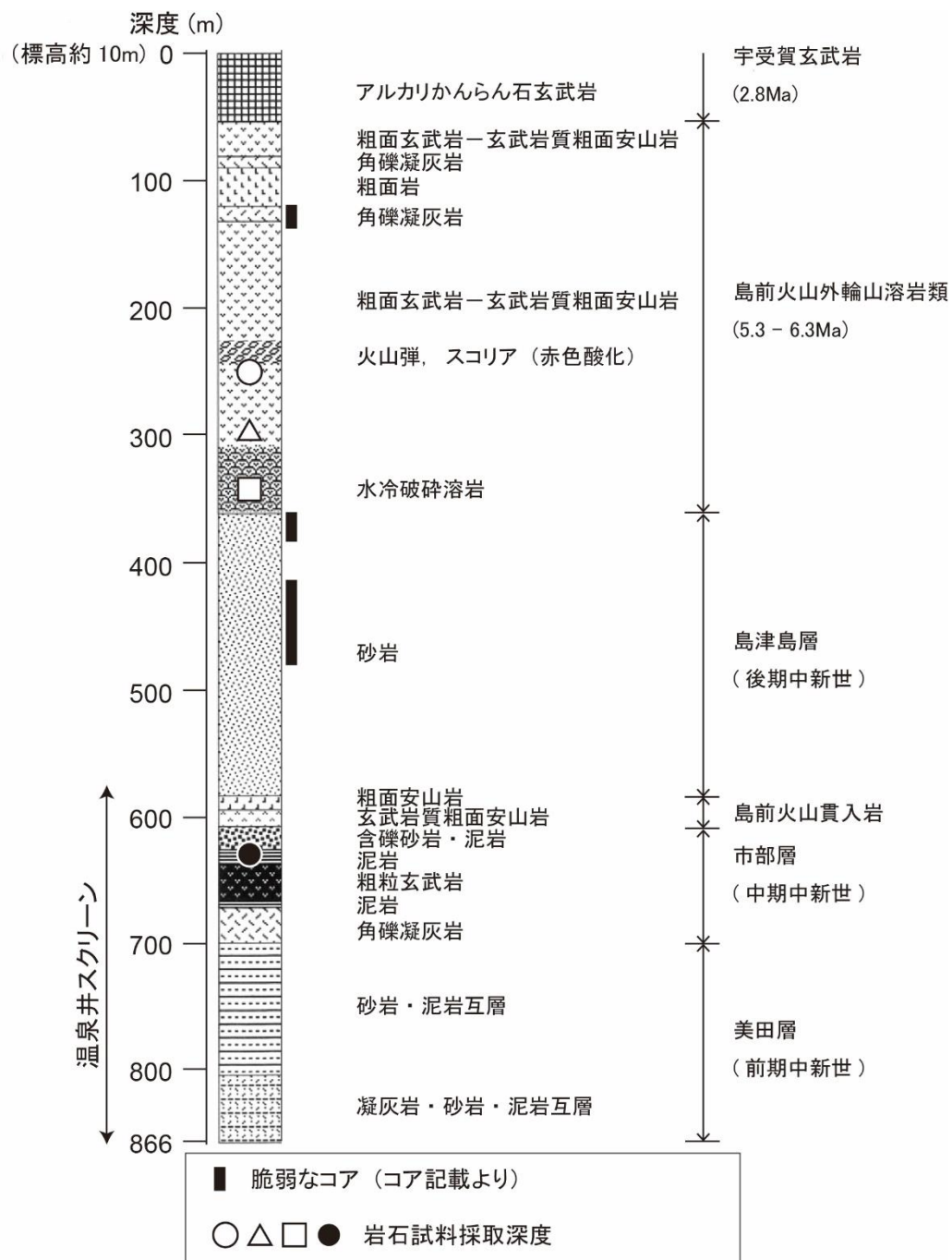


図 4-5 温泉井掘削地点における地質柱状図
(千葉他, 2000) に一部加筆

露頭より採取された岩石は、直径 50mm、高さ 50mm の円柱状に整形した後、試料として用いた。温泉井掘削コアより得られた岩石は既に直径 40~50mm、高さ 40~50mm の円柱状、もしくは半円柱状に整形されていたため、そのまま試料として用いた。上記の岩石試料を、デシケータ内の蒸留水、および濃度の異なる KCl 溶液 (200, 2000, 5000, 10000,

15000, 20000, 32500ppm) に浸し, 24 時間の真空脱気を行った後に, 試料の比抵抗を測定した.

岩石試料の比抵抗 ρ は, 円柱状に整形した岩石試料の軸方向に対して平行となるように電流を流し, ある区間の電位差を測定することで求めることができる. すなわち, 岩石試料の断面積を S (m^2), 電位差の測定区間の長さを $\angle L$, 岩石試料に流した電流値を I (mA), 測定電位差を $\angle V$ (mV) とすると, 岩石試料の比抵抗 ρ は,

$$\rho = \frac{S}{\angle L} \cdot \frac{\angle V}{I} \quad (4-27)$$

となる (物理探査学会, 1998).

岩石試料の比抵抗計測は鈴木 (2003) に従い, 以下に示す方法で行った. 試料の比抵抗の計測には定電流制御が可能である岩石試料用の比抵抗計測計 (Mini-ohm, 応用地質株式会社製) を使用し, 3 回の計測を行った. 後述の 4.3.1 節で示す岩石試料の比抵抗は 3 回の計測の平均値である. また, 千葉・熊田 (1994) の方法に従い, 図 4-6 に示すような GS 社製のサンプルホルダーを使用し, 金属製の電流電極 C, 電位電極 P, および岩石試料を浸したものと同様の KCl 溶液を含ませた濾紙 F を, F・P・F・C・F・岩石試料・F・C・F・P・F の順に並べた. 電流電極, 電位電極には 60 メッシュの真鍮網を使用し, 電極や岩石試料の間に挟む濾紙の枚数は 4 枚とした. また, 間隙水の比抵抗値は, 岩石試料を浸していた KCl 溶液の比抵抗値に等しいとみなし, 岩石試料を浸した状態で 24 時間の真空脱気を行った直後の KCl 溶液の電気伝導度を卓上型導電率計 (コンパクト伝導時計 B173, 堀場製作所製) にて計測し, その逆数を間隙水の比抵抗値とした.

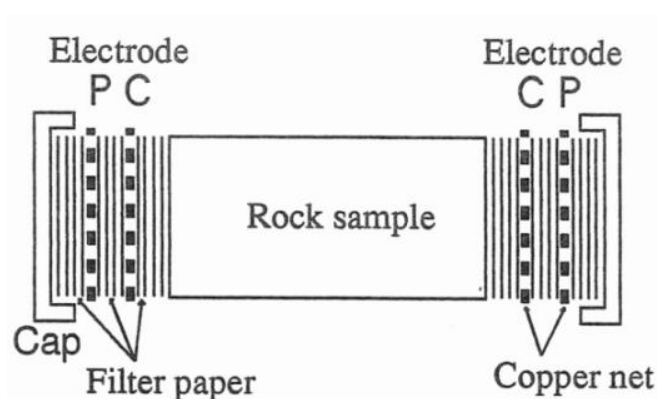


図 4-6 岩石比抵抗計測のための GS 社式サンプルホルダーの模式図 (千葉・熊田, 1994)

4.3. 結果

4.3.1. 岩石試料の比抵抗特性

4.2.1.節に述べたように、岩石の比抵抗特性に関しては Archie (1942) により提唱された実験式 (4-1) が広く知られている。この式は間隙率が 10~40% と比較的大きい砂岩を対象に、20000~100000mg/L の NaCl 溶液を間隙水として求められた実験式であるため、全ての岩石や測定条件に対して成り立つわけではなく、その適用には限界があることが指摘されている (物理探査学会, 1998)。これまでに様々な岩石試料および測定条件下における岩石比抵抗を表す実験式が提唱されてきているが、本研究では淡水から海水程度の塩濃度 (32000ppm) の間隙水によって飽和された火山岩、堆積岩からなる地層の比抵抗を計測するため、そのような条件下においても成り立つ実験式に基づいた比抵抗の解釈を行う必要がある。鈴木 (2003) では、結晶質および変質した火山岩や、硬質~軟質の堆積岩を試料として、20~32000mg/L の KCl 溶液により飽和した岩石試料の比抵抗計測を行った結果、間隙水比抵抗の差異による岩石試料の比抵抗特性は Katsube and Hume (1983) により提唱された以下の実験式 (4-28) (4-29) により説明できることを示しており、これらの式は中ノ島の地下の地質および間隙水の塩濃度の範囲にも適用できるものと考えられる。なお、Katsube and Hume (1983) により提唱された岩石試料の比抵抗モデルとは、液相との並列回路として、固相と液相の境界に形成される表面伝導現象を考慮した電気比抵抗モデルである (Katsube and Hume, 1983)。

$$\frac{1}{\rho_R} = \frac{1}{F \cdot \rho_W} + \frac{1}{\rho_c} \quad (4-28)$$

$$\rho_c = d \cdot \rho_s \cdot F \quad (4-29)$$

ここで、 d は間隙の幅、 ρ_s は間隙表面の水と岩石との界面に生じる表面伝導に起因する比抵抗 (Ωm) であり、 ρ_c は間隙水比抵抗 ρ_W が無限大のとき、すなわち間隙水の比抵抗が 0 のときに求まる岩石固有の値とされている (Katsube and Hume, 1983)。式 (4-28) の比抵抗 (ρ_R, ρ_W) を比抵抗の逆数である伝導率 (σ_R, σ_c) (S/m) で置き換えると、伝導率に関する一次式 (式 (4-30)) となる。

$$\sigma_R = \frac{1}{F} \sigma_W + \sigma_c \quad (4-30)$$

得られた岩石試料と間隙水の電気伝導度の関係は図 4-7c のような直線で表され、その傾きおよび切片の値からそれぞれ F と ρ_c の値が得られる。岩石比抵抗の計測値および式 (4-28) によって求められた岩石試料と間隙水の比抵抗の関係を図 4-7 に、式 (4-29) から得られた F と ρ_c の値を表 4-2 に示す。

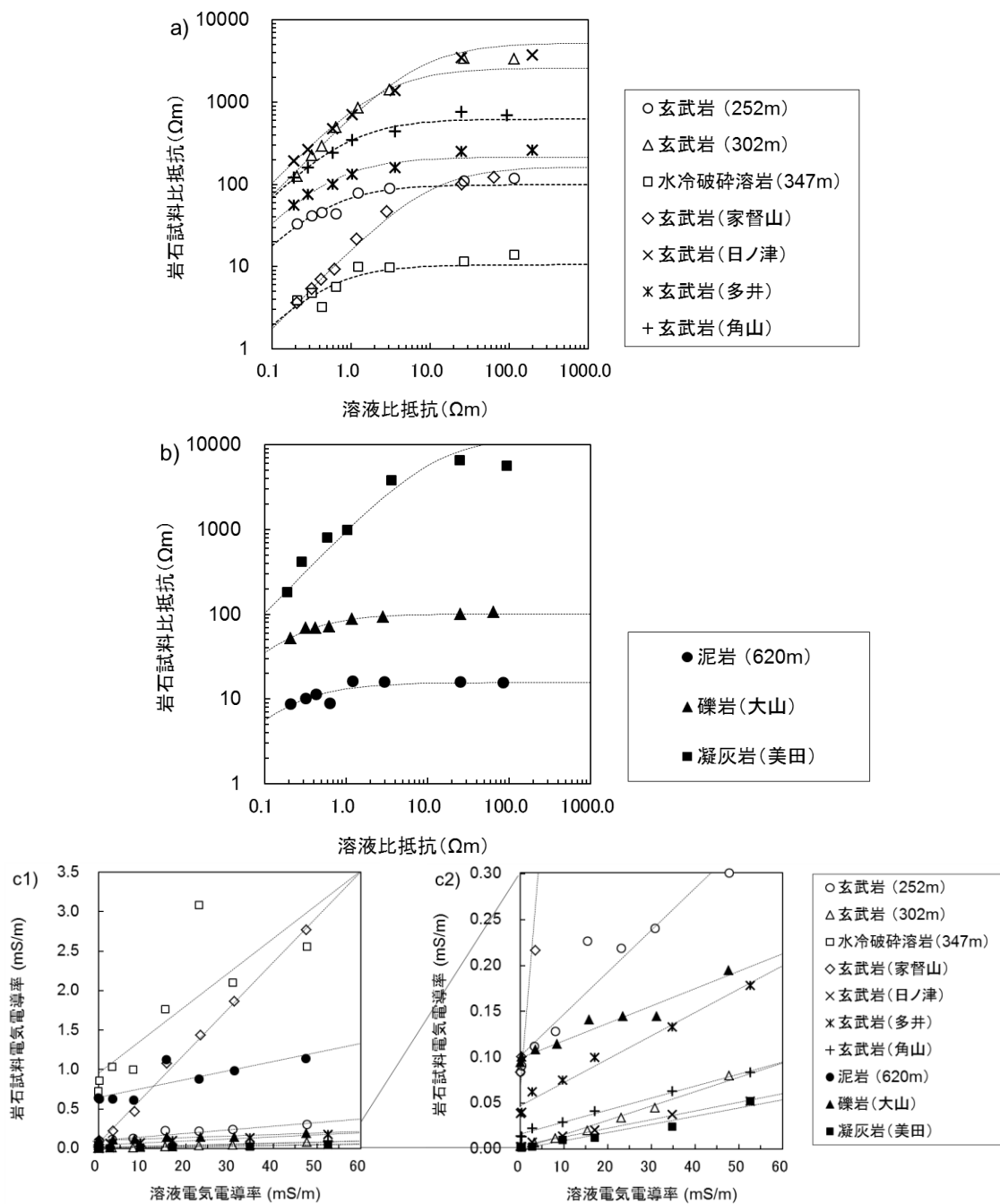


図 4-7 岩石試料の比抵抗特性

a) 火山岩試料の比抵抗と間隙水比抵抗の関係, b) 堆積岩試料と間隙水比抵抗の関係, c) 岩石試料電気伝導度と溶液電気伝導度の関係. c2) は c1) の岩石試料電気伝導率が 0.0~0.3mS/m の範囲の拡大図である. 岩石試料のうち温泉井掘削コアから用いた試料は, 採取深度を括弧中に示し, 露頭より採取した試料は採取地点地名を括弧中に示す. 露頭より採取した試料の採取地点は同様の凡例で図 4-4 に示す.

表 4-2 岩石試料の地層比抵抗係数 (F) および表面伝導に起因する比抵抗 (ρ_c)

試料名	F	$\rho_c (\Omega m)$
玄武岩 (252m)	218.3	98.7
玄武岩 (302m)	733.7	5205.6
水冷破碎溶岩 (347m)	26.3	11.6
玄武岩 (家督山)	17.4	163.0
玄武岩 (日ノ津)	1063.8	2597.4
玄武岩 (多井)	392.2	213.1
玄武岩 (角山)	763.4	620.3
泥岩 (620m)	87.6	15.5
礫岩 (大山)	529.1	100.8
凝灰岩 (美田)	1020.4	11764.7

なお、岩石試料の比抵抗計測では肉眼では亀裂のみられない岩石試料を用いたが、2.3.節に述べたように現地の火山岩中にはクリンカーや節理による亀裂が存在することから (千葉他, 2000), 同じ岩種であっても岩石試料そのものの間隙率よりも、地層の間隙率のほうが大きくなることが推測される。従って、同じ岩種であっても岩石試料の比抵抗よりも地層の比抵抗が低くなる場合があると考えられる。

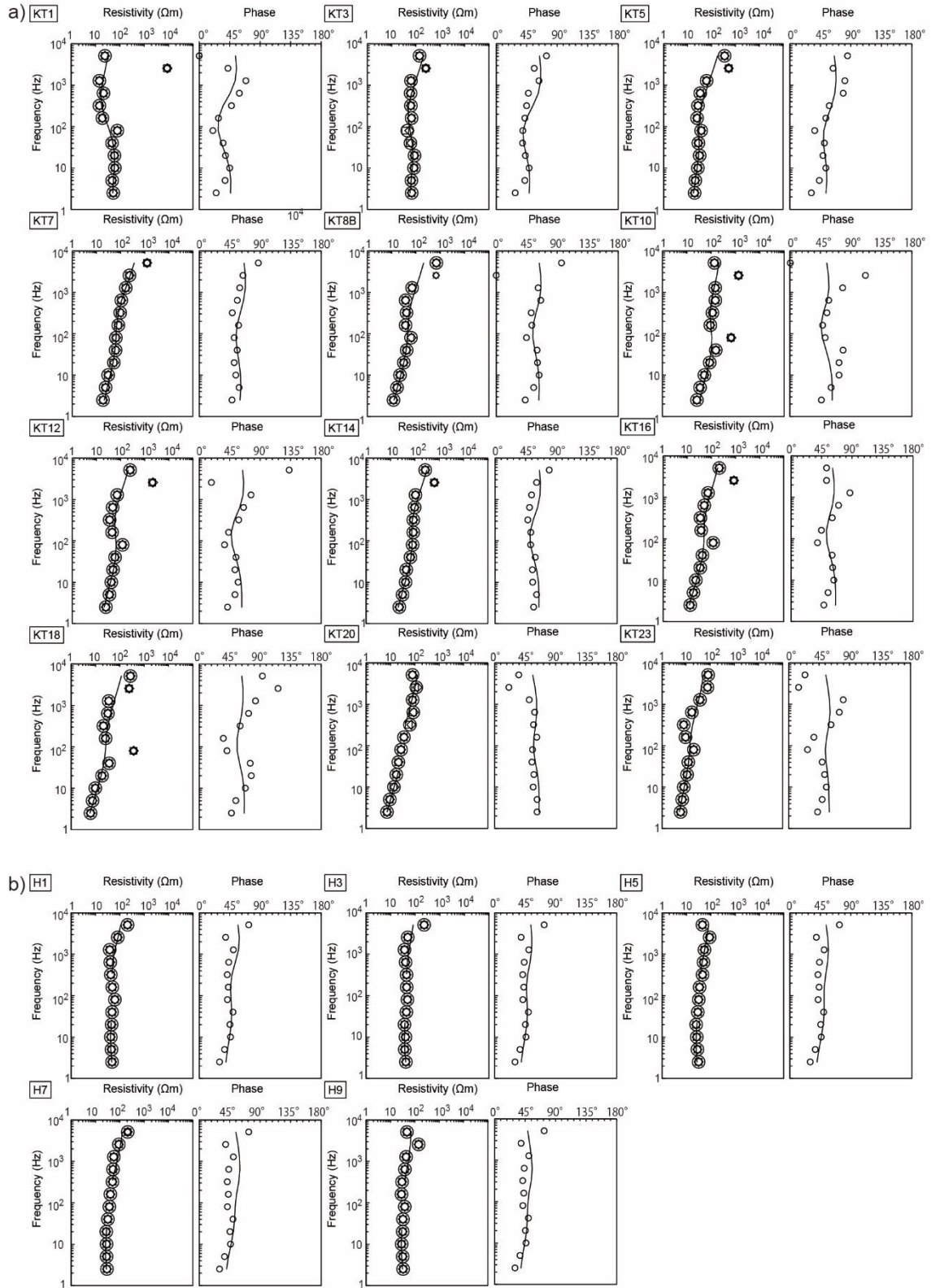
4.3.2. CSAMT 法による比抵抗測定結果

4.3.2.1. CSAMT 法による見かけ比抵抗の計測結果

図 4-8 に、4.2.4.節に記述したデータ処理により各測点において得られた $\rho_a, \rho_a(E), \rho_a(H)$ の例を示す。いずれの測点においても、各周波数で計測された $\rho_a, \rho_a(E), \rho_a(H)$ はほぼ同じ値となっており、データにノイズの影響がほとんどないことがわかる。なお、送受信間距離が表皮深度よりも小さい領域 (ニアフィールド) においては、送信された電磁波は平面波とみなせないため式 (4-3) が成り立たず、ニアフィールド効果により見掛け比抵抗は周波数の低下に伴って急激に上昇し、見掛け比抵抗 ρ_a と周波数 f の曲線の傾きが 45° を示すことが知られているが (物理探査学会, 2008), 今回の計測においてはいずれの測点においてもニアフィールド効果の影響はみられていない (図 4-8)。

計測された見掛け比抵抗は、地表から表皮深度までの地層の比抵抗を反映するため、その値は周波数の変化に伴って滑らかに変化することが一般的である (物理探査学会, 2008)。また、位相差も同様に滑らかに変化し、その範囲は $0 \sim 90^\circ$ の範囲の値をとる (物理探査学会, 2008)。しかし、得られた見掛け比抵抗および位相差のうち、KT 測線および N 測線上の

測点においては、上記の条件に当てはまらないデータがみられた(図 4-8)。そのため、各々の測点において計測された見掛け抵抗と、その前後の周波数での計測値との変化量の平均値(μ)および標準偏差(σ)を求め、変化量が $\mu + 1\sigma$ 以上となる場合には、その周波数において計測された見掛け抵抗を 2 次元解析に用いないこととした。また、使用する受信機の特性によっては CSAMT 法によって精度よく位相を計測することは困難である場合があり、2 次元解析に位相差を用いない場合もある。上述のように、KT 測線上の測点において得られた位相差は周波数ごとに滑らかに変化していない場合があり、 $0^\circ \sim 90^\circ$ の範囲内に収まらない場合もみられたことから、精度の高い位相の計測ができていないと判断された。そこで、本研究では位相差を 2 次元解析に用いないこととした。



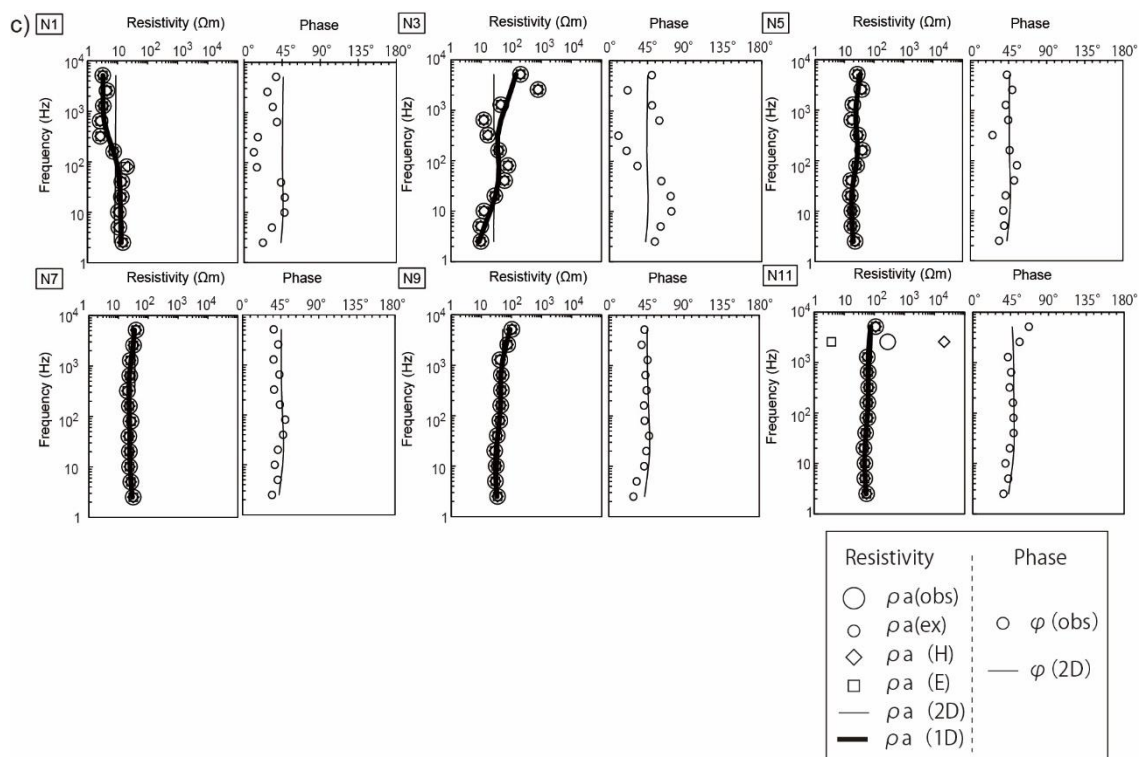


図 4-8 CSAMT 法による各測点の測定データおよび 1 次元・2 次元解析による計算値

a) KT 測線, b) H 測線, c) N 測線における結果. $\rho_a(\text{obs})$ および $\varphi(\text{obs})$ はそれぞれ計測された見掛け比抵抗値および位相差である. $\rho_a(\text{ex})$ は計測された見掛け比抵抗値のうち 4.3.2.1. 節に述べた理由により 2 次元解析に用いなかった見掛け比抵抗値, $\rho_a(\text{H})$ および $\rho_a(\text{E})$ は茂木他 (1990) による測定値へのノイズの影響評価法により計算された比抵抗値である. $\rho_a(1\text{D})$, $\rho_a(2\text{D})$, はそれぞれ 1 次元解析, 2 次元解析の最終モデルに対する計算結果である.

4.3.2.2. 2 次元解析結果

各測点における見かけ比抵抗測定値と 2 次元解析の最終モデルによる計算結果の比較の例を図 4-8 に示す. なお, N 測線上の測点に関しては見かけ比抵抗測定値と 1 次元解析の最終モデルによる計算結果も併せて図 4-8 に示す. また, 2 次元逆解析の反復計算回数の増加に伴う ABIC 値および RMS 残差の推移を図 4-9 に示す. KT 測線では 7 回目の反復計算による ABIC 値が最小を示し, 8 回目以降は上昇していたため 7 回目の反復計算の結果を採用した. H 測線では 1~5 回目までの反復計算では ABIC 値および RMS 残差ともに減少したが, 6 回目の反復計算では ABIC 値および RMS 残差ともに増加し, 7 回目以降は再び減少した. H 測線での各々の反復計算により得られた比抵抗断面をみると, 6 回目以降は反復回数の増加に伴って比抵抗のコントラストが大きくなり, 発散傾向にあると考えられたため, ここでは 5 回目の反復計算の結果を採用した. KT 測線および H 測線における 2 次元

解析の RMS 残差は、それぞれ 36.4%, 21.7%であった。一方で、N 測線においては反復計算に伴う ABIC 値および RMS 残差の減少が見られず、RMS 残差が 50%と収束性が悪かった。見かけ比抵抗の計測値と 2 次元解析の最終モデルによる計算値を比較すると、KT 測線および H 測線におけるほとんどの測点の見かけ比抵抗と計算値はよく一致していたが、N 測線では多くの測点で計測値と計算値が一致していなかった (図 4-8c)。この要因は明らかではないが、N 測線では、実際の測線が送信ケーブルに対して平行ではなかったため、測線の設置方向が TM モードでの解析に適しておらず、それが 2 次元解析の結果が収束しない一因となったと考えられる。このような理由により、N 測線に関しては 2 次元逆解析により得られた比抵抗断面ではなく、各測点での 1 次元解析により得られた比抵抗分布をもとに等値線で描いた比抵抗断面を用いて以下の議論を進める (図 4-12)。

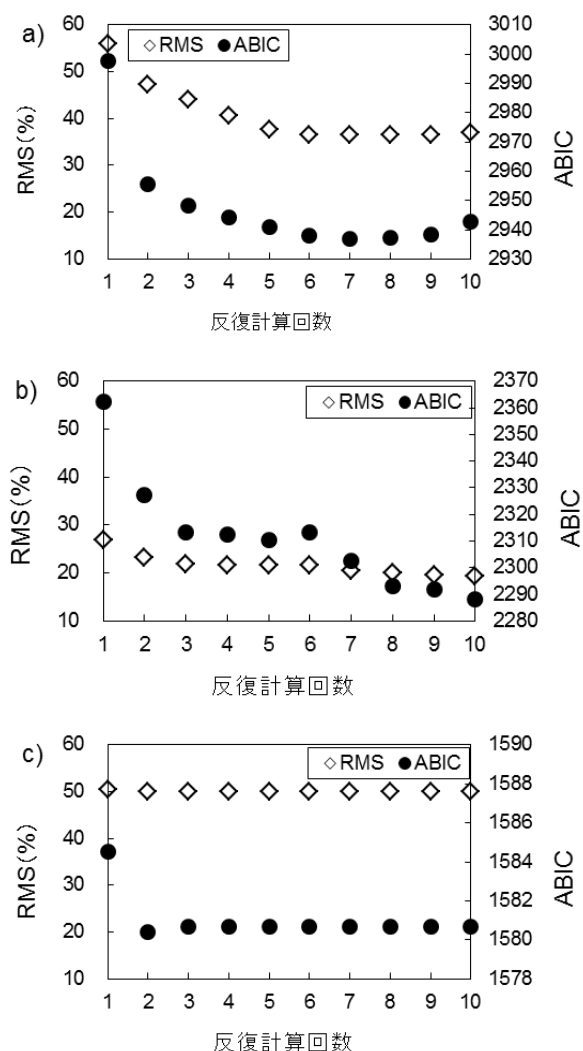


図 4-9 2 次元解析の反復回数の増加に伴う残差, ABIC の変化
a)KT 測線, b) H 測線, c) N 測線

(1) KT 測線における比抵抗断面

2次元解析によって得られた KT 測線における比抵抗 2 次元断面を図 4-10 に示す。KT 測線においては、地表～標高約 -100m 前後にかけて数 $100\Omega\text{m}$ 以上の高い比抵抗を示す領域が見られ、標高 $-100\sim-200\text{m}$ 前後で $10\sim60\Omega\text{m}$ 程度の低い比抵抗を示す領域が東西方向にほぼ水平に広がっている。その下部は、測線の西部から中央部にかけて $100\sim630\Omega\text{m}$ 程度、測線の東部では $10\sim100\Omega\text{m}$ 程度を示しており、測線の東西で比抵抗に違いが見られるが、標高 $-100\sim-200\text{m}$ 前後の部分よりも相対的に高比抵抗を示す領域が東西方向に広がっている。この高比抵抗領域より深い部分では、比抵抗が $1\sim$ 数 $10\Omega\text{m}$ まで低下している。

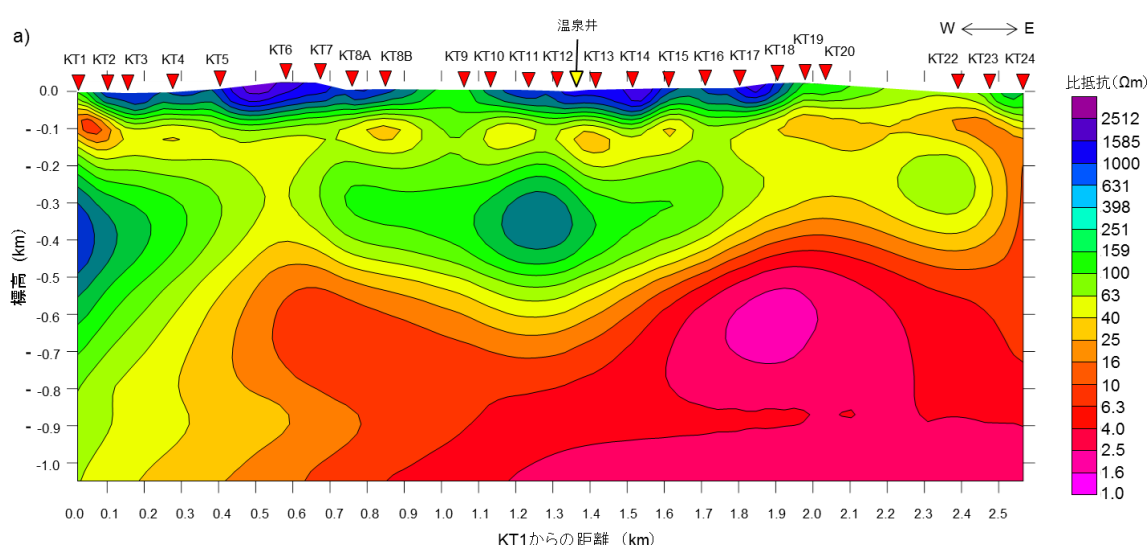


図 4-10 KT における比抵抗断面図

(2) N 測線における比抵抗断面

N 測線上の各測点における比抵抗 1 次元逆解析より得られた各測点における比抵抗分布を図 4-11 に示す。N 測線においては測点 N5 を境界として比抵抗構造に違いがみられた。N1～N5 においては地表付近にも局所的に低比抵抗帯がみられ、N1 の地表付近から N3 の標高 -300m 付近にかけては低比抵抗領域が帯状にみられた。また N1～N5 の標高 -300m 以深では $10\Omega\text{m}$ 以下を示し、N6～N12 よりも比抵抗の低下が顕著である。N6～N12 においては、地表～標高約 -50m 前後にかけて約 $20\sim150\Omega\text{m}$ 程度の高比抵抗を示し、標高 $-50\sim-100\text{m}$ 前後では約 $10\sim60\Omega\text{m}$ のやや低い比抵抗、その下部ではそれよりもやや高い比抵抗を示している。その下位では再び低い抵抗を示すがその値は $25\sim60\Omega\text{m}$ であり、N1～N5 の標高 -300m 以深よりも比抵抗の低下は緩やかである。N6～N12 において、その低比抵抗領域よりも深部では高比抵抗領域がみられる。

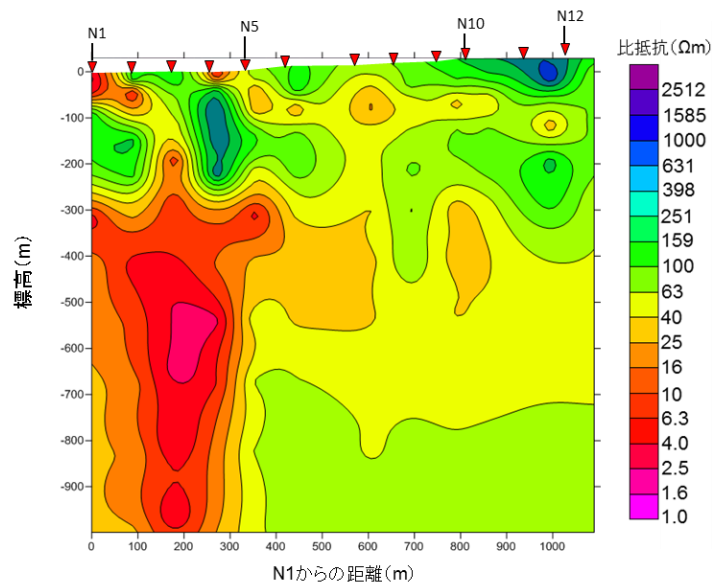


図 4-11 N 測線における比抵抗断面図

1 次元解析により得られた各測点の地下の比抵抗分布示す

(3) H 測線における比抵抗断面

2 次元逆解析によって得られた H 測線における比抵抗 2 次元断面を図 4-12 に示す。H 測線においては、地表～標高約－50m 前後で、約 60～600Ωm の比抵抗値を示している。その下部では、測線の西部においては標高－50～－100m 前後で 40～100Ωm 程度、測線の中央部から東部においては標高約－50～－300m 付近で 10～60Ωm 程度の低比抵抗を示す領域が見られる。その下部では、測線の西側の標高－200m～－600m 付近には 60～600Ωm の高い比抵抗を示す領域がみられ、標高－700m 以深では比抵抗がやや低下する。測線東部の標高－300m 以深においては、全体が 60～数 100Ωm 程度のやや高い比抵抗を示している。

このように、H 測線も KT 測線と同様に、表層には高比抵抗領域、その下部には低比抵抗領域がみられ、それよりも深部では再び比抵抗が上昇する様子が見られた。また、KT 測線において最も深部にみられた低比抵抗領域は、H 測線には見られなかった。

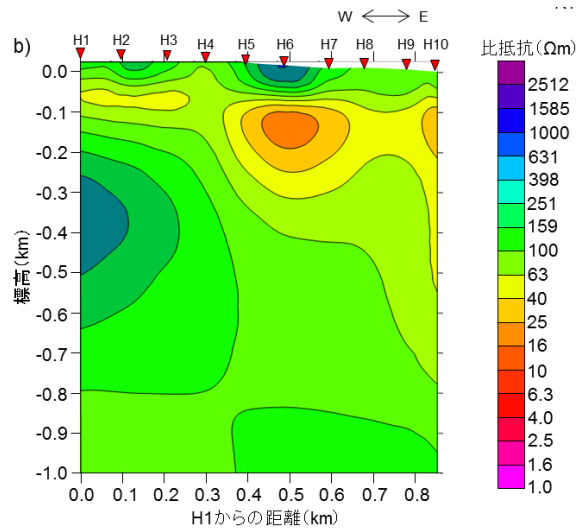


図 4-12 H 測線における比抵抗断面図

4.4. 考察

4.4.1. KT 測線における比抵抗構造の解釈

前節で述べたように、KT 測線の比抵抗 2 次元断面からは、地表～標高約－100m 前後にかけては高比抵抗領域、標高－100～－200m 前後にかけては低比抵抗領域がみられ、その下部では再び高比抵抗領域がみられ、さらに深部では低比抵抗領域がみられた（図 4-10）。なお、KT 測線は陥没構造の内部から外部にまたがる測線である。KT17 と KT18 の間付近がアルカリかんらん石玄武岩と外輪山溶岩の境界となっていることから、KT17 と KT18 の間付近に推定断層が存在すると考えられる。そのため、KT1～KT17、KT18～KT24 の地下の比抵抗は、それぞれ陥没構造内部、陥没構造外部の地質構造および塩水・淡水分布を反映していると考えられる。上述の比抵抗構造は、陥没構造内部および外部ともに同様の深度に連続して分布しているように見られるが、実際には異なる地質構造および塩水・淡水分布を反映していると推測される。そのため、以下では、陥没構造内部の地表～標高－100m 付近までの高比抵抗領域を KT-H1、陥没構造外部のそれを KT-H1'、陥没構造内部の標高－100～－200m 付近の低比抵抗領域を KT-L1、陥没構造外部のそれを KT-L1'、陥没構造内部におけるその下部の高比抵抗領域を KT-H2、陥没構造外部のそれを KT-H2'、最も深部に見られる低比抵抗領域を KT-L2、陥没構造外部のそれを KT-L2'、と呼ぶこととする。

陥没構造内部における比抵抗 2 次元断面についての解釈は、陥没構造内部に位置する温泉井掘削地点における地下水の化学組成、地質柱状図と、岩石の比抵抗計測結果を対比させることにより行うこととする。温泉井掘削地点における地質柱状図によると、地表から

深度 54m まではアルカリかんらん石玄武岩，それ以深で－100m 程度までは粗面玄武岩・玄武岩質粗面安山岩となっている（図 4-5）．KT-H1 の比抵抗は数 100～数 1000 Ω m であり，この比抵抗の範囲は，水冷破碎溶岩を除くと，淡水で飽和した火山岩の岩石試料の比抵抗の範囲（100～数 1000 Ω m），もしくはいくつかの玄武岩試料に対して海水と同程度の塩濃度の間隙水で飽和した場合の比抵抗と同等である（図 4-7）．2009 年 10 月に計測された中ノ島の東地区および中里地区における地下水面の標高は約 2～20m 程度であり（図 4-14），それより深部は淡水地下水が存在している領域であると考えられるため，KT-H1 における相対的に高い比抵抗の値は，地表近くに分布する数 m～20m 程度の厚さの不飽和帯およびその下位にある淡水で飽和した火山岩の比抵抗を反映したものであると解釈される（図 4-13）．

KT-L1 では 10～63 Ω m を示す低比抵抗領域が東西方向にほぼ水平に広がっており，この比抵抗値は，水冷破碎溶岩，および比抵抗が 0.3 Ω m 以下の溶液で飽和した火山岩のうち相対的に低い比抵抗を示した試料（図 4-7a）の範囲と一致している．温泉井掘削地点での地質柱状図（図 4-5）によると，地表～深度 360m までは主に粗面玄武岩－玄武岩質粗面安山岩からなり，そのうちの深度 100m 前後には角礫凝灰岩が存在している．また，コア記載やコア写真によると 120～136m の角礫凝灰岩および粗面玄武岩－玄武岩質粗面安山岩からなる層は脆弱であり（図 4-5），コア写真からは相対的に亀裂に富んだコアがみられた（協和地建コンサルタント，1995）．そのため地層を構成する岩種が同じであっても，比抵抗計測に用いられた岩石試料よりも地層の比抵抗が低くなることが想定される．岩石試料の比抵抗計測結果および標高－100～－200m 前後の地質，およびコア記載や亀裂分布をふまえると，KT-L1 の低比抵抗領域は，高い塩濃度の間隙水，ないしは間隙率の高い溶岩や亀裂に富んだ火山岩，もしくはそれらの両者の影響を反映していると考えられる．ここで，KT-L1 が塩濃度の高い地下水で飽和した火山岩の領域に対応するとすれば，3.7.6.2 節で述べたように温泉井掘削地点の少なくとも 120～477m までの少なくとも一部における塩濃度の高い地下水の存在と整合的である．

KT-H2 は全体的に KT-L1 よりも高い比抵抗値を示しており，その比抵抗値の範囲は約 64～630 Ω m である．この比抵抗値は，相対的に高い比抵抗値を示す火山岩や比較的塩濃度の低い水で飽和された火山岩（図 4-7a），堆積岩では礫岩および凝灰岩（図 4-7b）が示す比抵抗値の範囲に相当している．なお，温泉井掘削地点における KT-H2 の領域の地質は火山岩および砂岩から成り，そのうち標高－220～－240m までは火山弾，スコリアの層が存在し，標高約－300～－350m には水冷破碎溶岩が存在している（図 4-5）．室内実験結果では，水冷破碎溶岩は塩濃度に関わらず約 10 Ω m 以下の低い比抵抗値を示している（図 4-7b）．また，400m 前後の砂岩のコアは脆弱で亀裂も多くみられたことから（図 4-5）相対的に間隙率が高いことが予想される．KT-H2 に対応する深度の地層が水冷破碎溶岩を含み，凝灰角礫岩，砂岩など相対的に間隙率の大きい岩種を含んでいること，および砂岩の層には脆弱で亀裂の多い層が含まれるにも関わらず KT-L1 よりも高い比抵抗値を示した結果を踏ま

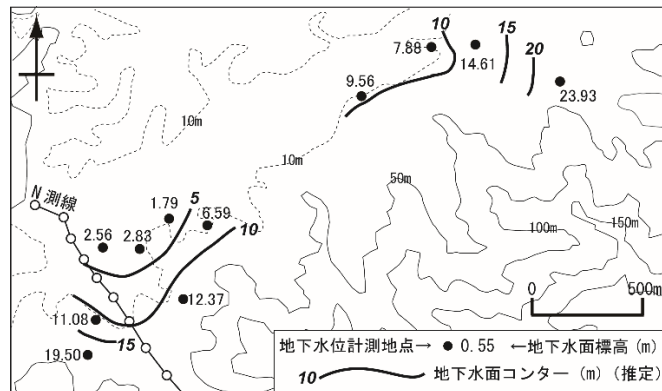


図 4-14 東地区・中里地区における地下水面図

図の範囲は図 4-2 の破線枠の範囲に対応している。地下水位計測は 2009 年 10 月に行い、計測地点における地下水面標高から推定された地下水面コンターを描いた。

4.4.2. N 測線における比抵抗構造の解釈

4.3.2.2.節に述べたように、N1～N6 の地表～標高約－50m 前後にかけては高比抵抗領域、標高－50～－100m 前後では低比抵抗領域であった。それ以深においては再び低比抵抗領域がみられ、その値の低下は N1～N5 において顕著であった。N6～N12 の地下では深部に高比抵抗領域がみられた。以下では、地表付近の高比抵抗領域を N-H1、その下位の低比抵抗領域を N-L1、その下位の高比抵抗領域を N-H2、さらにその下位の N-L2、また N6～N12 の側点の地下にみられる最も深部の高比抵抗帯を N-H3 とする（図 4-15）。

N 測線地下の地質構造は明らかではないが、N5 は陥没構造北東部における外輪山溶岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界、外輪山溶岩と沖積層の境界、陥没構造南西部における外輪山溶岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界を結んだ延長線上に位置しているため、N5 付近に推定断層が存在していると考えられる。N5 を境界とした標高約－400m 以深の比抵抗分布の相違は、推定断層による地質構造の相違を示していると解釈される。また、陥没構造外部の地下における火山岩と堆積岩の境界の深度が海底下に露出している境界と同様の深度（標高－50m 前後）に分布しているとすれば、陥没構造外部における N-H1 と N-L1 の境界は火山岩と堆積岩の境界を示していると解釈される。

4.4.3. H 測線における比抵抗構造の解釈

前節で述べたように、H 測線においては、表層に高比抵抗帯、その下部には低比抵抗帯がみられ、それよりも深部では再び比抵抗が上昇する様子がみられた（図 4-12）。以下では H 測線の表層から順に、H-H1、H-L1、H-H2 とする（図 4-16）。

H 測線の東側の海底下では標高－40～－50m 付近に火山岩と堆積岩の境界がみられ（海

以上保安庁，1991），その深度は陥没構造外部における H-H1 と H-L1 の境界にほぼ一致する．H 測線地下における地下地質および地下水の化学組成に関する情報は存在しないが，陥没構造外部の地下における火山岩と堆積岩の境界の深度が海底下と同様の深度に分布しているとすれば，陥没構造外部における KT-H1 と KT-L1 の境界は火山岩と堆積岩の境界を示していると解釈される（図 4-16）．

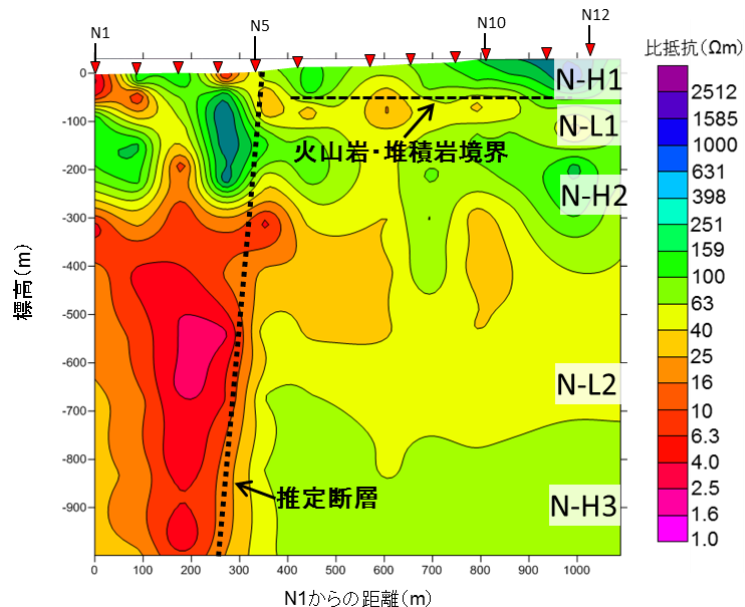


図 4-15 N 測線における比抵抗構造の解釈

火山岩・堆積岩境界の深度は海上保安庁（1991）に基づく．

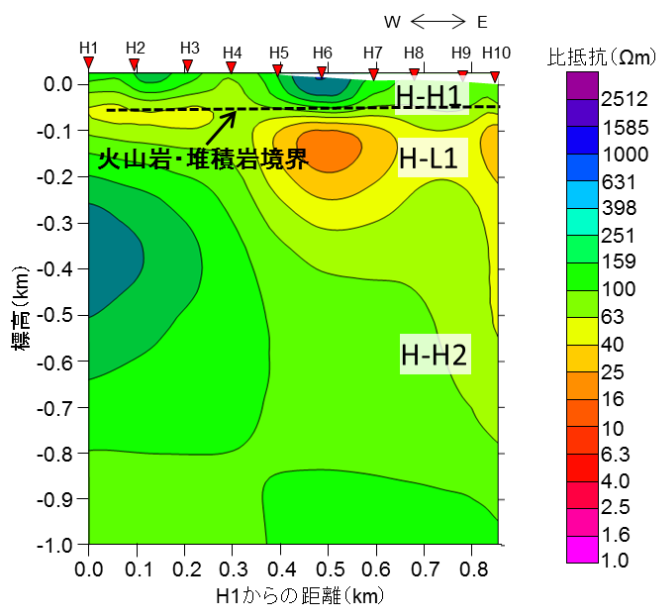


図 4-16 H 測線における比抵抗構造の解釈

火山岩・堆積岩境界の深度は海上保安庁（1991）に基づく．

4.5. まとめ

本章では、中ノ島における地下の塩水・淡水分布を把握することを目的として、CSAMT法を用いた地下の比抵抗探査、および室内実験による岩石試料の比抵抗計測を行った。本研究では、第3章で述べた温泉井掘削地点の地下における地質構造および地下水化学組成に基づいて地下の比抵抗分布の解釈を行うことを目的として、温泉井掘削地点を東西方向に横切るようにKT測線を設置した。なおKT測線は島北部に特有の陥没構造を横切るように設置された測線であるため、その場に特有の地質構造および塩水・淡水分布を反映していると考えられる必要がある。

KT測線における比抵抗2次元断面では、陥没構造内部において地表～標高-100m程度の区間に高比抵抗領域(KT-H1)、標高-100～-200m付近には低比抵抗領域(KT-L1)、その下部に再び高比抵抗領域(KT-H2)、それよりも深部に低比抵抗領域(KT-L2)がみられた。

この結果と、温泉井掘削地点における地質柱状図、コア記載、地下水の化学組成、および岩石試料の比抵抗計結果を考慮すると、陥没構造内部における比抵抗分布について、KT-H1の高比抵抗領域は不飽和帯および塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-L1の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-H2の高比抵抗領域は塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩および堆積岩の領域、KT-L2の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した堆積岩の領域であると解釈された。

また、陥没構造外部に測点を設置したKT測線のKT18～KT24、N測線のN6～N12、H測線では、いずれにおいても地表面下の高比抵抗領域とその下位の低比抵抗領域の境界が、海底下に露出している堆積岩と火山岩の境界の深度と同様であった。このことから、陥没構造外部における地表面下の高比抵抗領域とその下位の低比抵抗領域の境界は、火山岩と堆積岩の境界と解釈された。N測線の測点N5は、陥没構造北東部における外輪山溶岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界、外輪山溶岩と沖積層の境界、陥没構造南西部における外輪山溶岩とアルカリかんらん石玄武岩の境界を結んだ延長線上に位置しているため、N5付近に推定断層が存在していると考えられ、N5を境界とした標高-400m以深の比抵抗構造の差異は推定断層を境として地質構造および塩水・淡水分布が異なることを示していると考えられた。

5. 陥没構造内部の塩水・淡水分布の形成過程に関する議論

本章では、第3章、第4章で得られた結果、中ノ島における地質構造や海底地質に関する情報、および既往研究で明らかにされてきた塩水・淡水分布とその形成プロセスに関する理解、に基づき、中ノ島の陥没構造内部において明らかになった塩水・淡水分布について、考えられる形成プロセスの検討を行う。加えて、その解明に向けた今後の課題について議論する。

5.1. 考えられる塩水・淡水分布形成プロセスの抽出

第3章で議論された地下水の化学組成、地下水年代指標の濃度、および第4章で議論された陥没構造内部における地下の比抵抗分布、および岩石試料の比抵抗計測の結果から、KT-H1の高比抵抗領域は不飽和帯および塩濃度の低い現代の地下水で飽和した火山岩の領域、KT-L1の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-H2の高比抵抗領域は塩濃度が低く年代の古い地下水で飽和した火山岩および堆積岩の領域、KT-L2の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した堆積岩の領域であると解釈された。

1.1 節に述べたように、沿岸域における塩水と淡水の分布の関係は、定常的な状態では、塩水と淡水の密度差によって塩水の上に淡水がレンズ状に上載し、塩水と淡水の間には transition zone が形成されるという理解がなされている(図 1-2) (Cooper, 1959)。しかし、中ノ島北部の陥没構造内部においては、現在よりも寒冷な気候下で涵養された塩濃度の古い地下水と、現在の降水を起源とする比較的滞留時間の短い地下水流動系を構成する淡水地下水の間に、塩濃度の高い地下水が存在するという、重力的に不安定な分布となっている。このことは、上述のような分布を引き起こす特有の水文地質構造の存在、並びに特有の塩水・淡水分布を形成しうるプロセスの存在を強く示唆する。

隠岐島前は大陸棚上に位置している島嶼であるため、氷期には周辺が広く陸化し、より広域および地下深部まで当時の気候下で涵養された淡水地下水流動系が形成されていたと考えられる。またその後の海進に伴って、海底下に露出している地層中では淡水から塩水への置換が進み、さらに海水準が現在の陸域まで上昇した場合には、地表面からの塩水侵入が起こりうる。このことを踏まえると、KT-L1の領域に存在する塩濃度の高い地下水は、過去の海進の際に現在の海底下に露出している地層中から、もしくは海進が現在の陸上まで及んだ際に水没した地表面から、およびそれらの両者からの涵養により供給されたことがその可能性として挙げられる。以下では、KT-L1に存在する塩濃度の高い地下水が現在の海底下、および過去の海進で水没した地表面から侵入した場合を考慮に入れて、考えられる塩水・淡水分布の形成プロセスについて考察する。

① **KT-L1** に存在している塩水が海底下から侵入したと想定する場合

フロリダ半島では、地下深部の石灰岩からなる透水性の高い帯水層において、最終氷期には当時の気候下で涵養された淡水地下水流動系が形成されており、その後の海進に伴って、フロリダ海峡の深部の海水が浸入していることが地下水の化学組成から示されている (Morrissey et al., 2010)。これは、帯水層の透水性が高いことに加え、陸域の地形が比較的緩やかであるのに対し、フロリダ海峡の海底地形が急峻であるため、海進に伴って淡水地下水流動系の動水勾配が低下した一方で、急峻な海底地形の部分では海進に伴う海水のポテンシャルの増大が急激に進み、淡水地下水と海水の間に顕著なポテンシャル差が形成されたことにより、塩水の浸入が促進されたことによるものとされている (Morrissey et al., 2010)。

中ノ島においてもフロリダ半島と同様のプロセスが生じたとすれば、海進に伴って **KT-L1** の領域に相当する地層中に選択的に塩水が侵入した一方で、**KT-H2** では塩水の置換が遅れが生じていることが、塩水・淡水分布の形成要因の一つとして考えられる (図 5-1)。

また、上記のようなプロセスが中ノ島で成り立つためには、**KT-H1**、**KT-L1**、**KT-H2** のそれぞれの領域の間に難透水性の地層が存在することで地下水流動系が独立し、**KT-L1** の領域に相当する火山岩の透水性が高く、海底下まで地層が連続している必要があると考えられる。また、その地層中の淡水地下水のポテンシャルが海水よりも小さい、もしくは小さい時期が存在していた必要がある。

温泉井掘削地点における地質柱状図では、**KT-L1** に相当する領域のうち、深度 120～136m に脆弱な凝灰角礫岩、および溶岩が存在しており、この深度には相対的に透水性の高い地層が存在していると考えられる。また、**KT-L1** が陥没構造内の **KT1**～**KT17** 付近まで分布していることから、少なくともその領域においては **KT-L1** に相当する地質および塩濃度の高い地下水で飽和した領域が連続していることが示唆される。しかし、推定断層の存在から **KT-L1** の地層が中ノ島東側および西側の海底下に連続しているとは考えにくく、一方で陥没構造北側もしくは南部の海底に連続しているかは明らかではない。また、上述のように **KT-H1**、**KT-L1**、**KT-H2** の領域の境界に難透水性の地層の存在が必要となるが、地層の透水性に関して検討するために十分な情報は温泉井掘削地点の地質柱状図およびコア記載等からは得られていない。また、**KT-L1** の領域に相当する地層中の淡水地下水のポテンシャルが海水のそれよりも小さくなるような物理条件が成立していたことを支持する情報は得られていない。

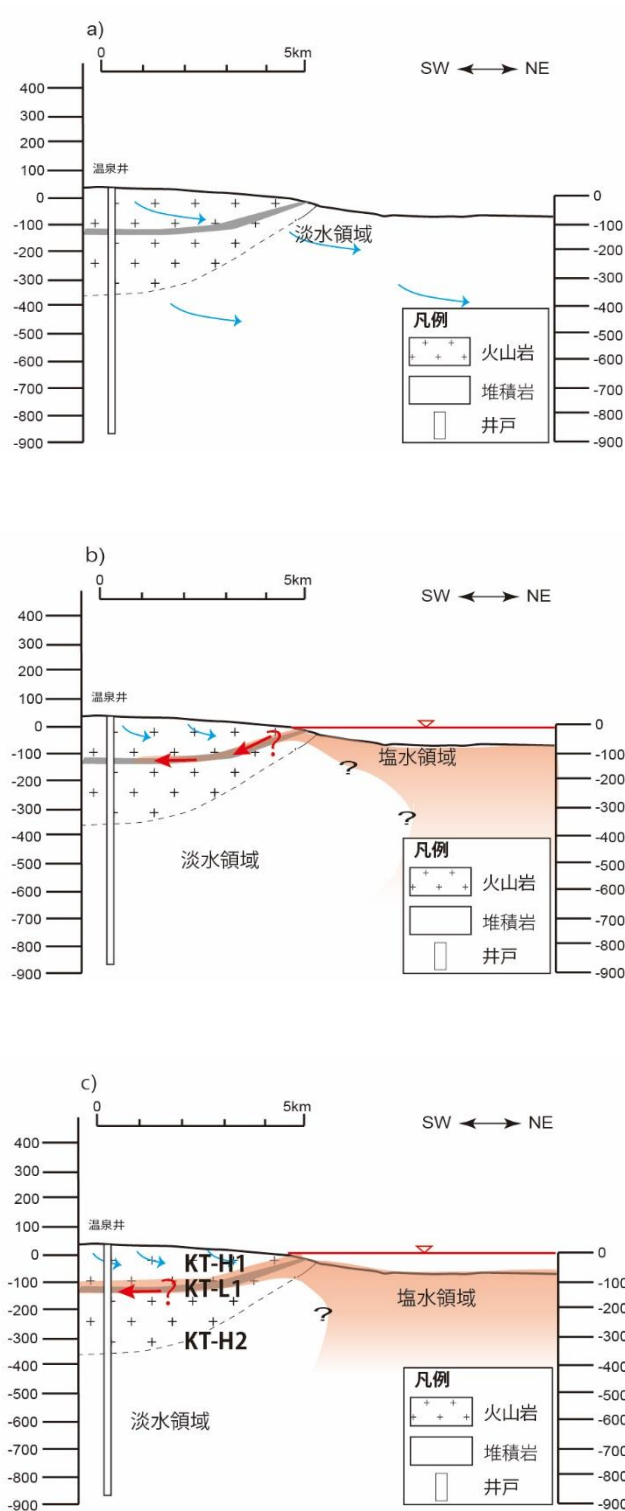


図 5-1 陥没構造内における海底下から KT-L1 中への選択的な塩水浸入による塩水淡水分布の形成プロセスの概念図

a) 最終氷期, b) 最終氷期以降の海進時, c) 現在, における塩水・淡水分布
海底における堆積岩・火山岩境界の深度は海上保安庁 (1991) に基づく.

② 12.5 万年程度前の下末吉海進の際に水没した地表面から塩水が侵入した場合

沿岸の沖積平野などでは、縄文海進、下末吉海進の際に水没した地表面から侵入した塩水が海退後もフラッシュアウトされずに、透水性の低い地層中にトラップされている事例が報告されている (Luu et al., 2011; Han et al., 2011)。

約 6000 年前の縄文海進の際の日本海における海水準の上昇は最大でも 2~4m を超えない程度であると予測されており (大嶋, 1991), これに対して陥没構造内部は低地であっても標高が 5m 以上の領域が大部分を占め, KT 測線上においては縄文海進の際に水没した領域は海岸付近に限定される。一方, 2.3 節に述べたように, 西ノ島および隠岐島後にみられる中位段丘の標高から, 約 12.5 万年前の下末吉海進の際には現在の標高 15m 付近までが水没していたと考えられる (千葉他, 2000)。温泉井掘削地点における現在の標高は 15m であり, 陥没構造内部の低地においても現在の標高が 15m 以下の領域が大部分である。約 12.5 万前以降, 地表面の削剥が生じていることを考慮すると, 現在の標高が 15m 以下の領域全てが水没したとは考えにくい, 下末吉海進時にはより広域が水没し, 地表面から塩水が侵入したことも想定される。その場合, 下末吉海進によって地表から侵入した塩水が, KT-H1 ではフラッシュアウトされて現在の気候下における淡水地下水流動系となった一方で, KT-L1 の領域には塩水がフラッシュされきらずに残り, KT-H2 の領域では下末吉海進以前もしくは最終氷期に涵養された淡水地下水が現在まで残っているとすれば, 陥没構造内の塩水・淡水分布を説明できる。

上述のようなプロセスが生じるためには, KT-L1 の領域には最終氷期の海退によって淡水地下水流動系が広域に形成された後も, 塩濃度の高い地下水をトラップしうる難透水性の火山岩が存在する必要がある。また, KT-H2 の領域に現在よりも寒冷的な気候下で涵養された淡水地下水が存在するためには, KT-H2 から地下水涵養が起こらず, 下末吉海進以降の寒冷的な気候において陥没構造外部から KT-H2 に淡水地下水が涵養される必要があると考えられる。温泉井掘削地点の地質柱状図によると, KT-L1 の領域には, 120~136m 付近に脆弱な火山岩が存在することから相対的に透水性の高い地層であることが推測されるが, それ以深の火山岩についての透水性はコア記載やコア写真にみられる亀裂の分布に関する情報のみでは判断が困難であった。また, KT-H2 が陥没構造外部に涵養源を持つ場合には, 陥没構造内と外輪山の境界の推定断層の透水性が高い必要があるが, 推定断層の地質構造および透水性に関する情報は得られていない。

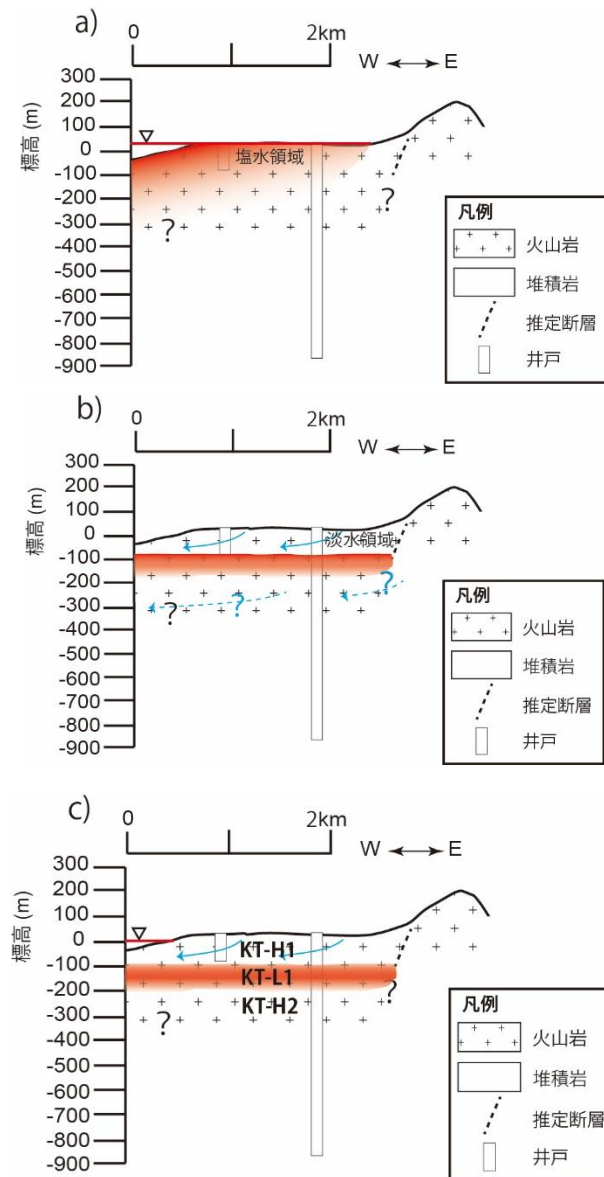


図 5-2 陥没構造内における下末吉海進時の地表面からの塩水侵入による塩水淡水分布形成プロセスの概念図

a) 最終氷期, b) 最終氷期以降の海進時, c) 現在, における塩水・淡水分布
海底における堆積岩・火山岩境界の深度は海上保安庁 (1991) に基づく.

以上に述べたように、陥没構造内部における塩水・淡水分布を説明しうるプロセスとして、最終氷期以降の海進に伴い、海底下から KT-L1 の領域への選択的な塩水侵入が生じた場合、および下末吉海進の際に地表面から侵入した塩水が最終氷期以降もフラッシュアウトされずに KT-L1 の領域に残されている場合、の 2 つのプロセスを提示した。また、各々のプロセスについて、それぞれが生じるために必要と考えられる特定の地質構造や物理条件について、その抽出を試みた (表 5-1)。

表 5-1 陥没構造内部の塩水・淡水分布を説明しうるプロセス、およびその成立のための条件の整理

	プロセスが生じるために必要な条件	条件に整合する点	説明しにくい点 明らかでない点
①最終氷期最寒冷期以降の海進時に、海底下に露出した火山岩層からKT-L1への選択的な塩水浸入	<ul style="list-style-type: none"> ・KT-H1, KT-L1, KT-H2の領域の間の難透水層の存在により地下水流動系が独立 ・KT-L1の領域の地層が海底下に露出 ・KT-L1の領域の地層の透水性が高い ・海進時にKT-L1中の淡水地下水のポテンシャルが海水のそれよりも小さい 	<ul style="list-style-type: none"> ・中ノ島周辺の海底下には、標高-50m以浅に火山岩が露出 ・LT-L1の領域に相当する深度に透水性が高いと推測される火山岩層が存在 	<ul style="list-style-type: none"> ・KT-H1, KT-L1, KT-H2の地下水流動系の独立性 ・KT-L1の地層の海底下への連続性 ・海進時のKT-L1中のポテンシャル分布
②下末吉海進時に水没した地表面から侵入した塩水が、最終氷期以降もKT-L1の領域にフラッシュアウトされずに残留	<ul style="list-style-type: none"> ・下末吉海進時に地表面が水没 ・KT-L1の領域の透水性が低い ・KT-H2の涵養域が陥没構造外部 	<ul style="list-style-type: none"> ・下末吉海進時に標高約15mまで海進 	<ul style="list-style-type: none"> ・下末吉海進時に標高15m以下の領域全体が水没したとは考えにくい ・KT-L1の領域の透水性 ・推定断層の透水性、地質構造が明らかでない

5.2. 陥没構造内部における塩水・淡水分布の形成プロセス解明のための今後の方針

今後、中ノ島の陥没構造内部における塩水・淡水分布の形成プロセスを明らかにするためには、陥没構造内部および推定断層部の地質構造、陸上と海底下の地質構造の連続性、地層の透水性などに関する情報を取得することで、表 5-1 の明らかでない点に挙げられる地質構造や地下の塩水・淡水分布に関する情報を入手する必要がある。陥没構造内部における地質構造・塩水淡水分布およびその海底下への連続性に関するより詳細な情報を得るための方法として、陥没構造内部において北東-南西方向の測線を設置し、北東の沿岸から南西の沿岸までの比抵抗構造を知るための探査が挙げられる。また、上記の議論では、KT-L1への塩水の侵入時期として約 12.5 万年前の下末吉海進時、もしくは約 1 万 8000 年前以降の後氷期を想定しており、塩水の侵入した時期に大きな違いがある。そのため、KT-L1の領域に存在している塩濃度の高い地下水を採水し、その水の化学組成、地下水年代指標の分析を行うことが出来れば、それらの分析結果と想定される過去の海水準から、どの時期にどのようなプロセスで侵入した塩水であるかを検討するための情報を得ることができる。と期待される。

6. 総括

本研究では、大陸棚上の島嶼である隠岐島前・中ノ島を研究対象地域として、氷河性海水準変動の影響を考慮した塩水・淡水分布、およびその形成プロセスを明らかにすることを目的とした。第 2 章では、研究対象地域としての隠岐島前・中ノ島を選定した理由を述べるとともに、中ノ島の地形、地質、地下水利用形態等の概要を、既往研究等に基づいて整理、記述した。第 3 章では、中ノ島の湧水、浅井戸、水道水源井、および温泉井から採水された地下水の溶存成分、同位体組成、地下水年代指標の分析結果に基づいて、地下水の起源、滞留時間スケールを把握するとともに、温泉井掘削時の主要溶存成分の分析結果から温泉井掘削地点地下における塩水・淡水分布を推測した。第 4 章では、より広域における塩水・淡水分布と地質構造との関係を明らかにすることを目的として、CSAMT 法による電磁探査を行うとともに、現地より採取した岩石試料の比抵抗計測を行い、それらの結果から陥没構造内部における塩水・淡水分布の解釈を行った。第 5 章では、第 3 章、第 4 章で得られた結果、地質構造、および既往研究における塩水・淡水分布とその形成プロセスに関する理解に基づき、陥没構造内部の塩水・淡水分布について考えられる形成プロセスを提示するとともに、その解明に向けた今後の課題について検討した。以下では、本研究で得られた結果、知見を述べる。

中ノ島の湧水、浅井戸、水道水源井、温泉井から採取した地下水の主要溶存成分、同位体組成、地下水年代指標から、100m 以浅の火山岩中から採水された地下水の主体は過去 60 年以内に涵養された CFCs・ ^3H 濃度が高い地下水である。一方、局所的には寒冷な気候下で涵養された地下水を起源とする、より滞留時間の長い地下水流動系が火山岩中に存在することも示された。また、異なる深度から採水された温泉水の主要溶存成分の分析結果から、温泉井掘削地点において深度 120~477m の少なくとも一部領域には塩濃度の高い地下水が存在し、それより深部には塩濃度の低い地下水が存在していることが明らかになった。温泉井（スクリーン深度 566~866m）から採取した地下水の水素・酸素安定同位体比の分析結果からは、堆積岩中の地下水は現在よりも寒冷な気候下で涵養された、火山岩中の地下水よりも年代の古い地下水であることが示された。

温泉井掘削地点を東西方向に横切る KT 測線において CSAMT 法による電磁探査を行った結果、KT 測線における比抵抗 2 次元断面では、地表~標高-100m 程度の区間に高比抵抗領域 (KT-H1)、標高-100~-200m 付近には低比抵抗領域 (KT-L1)、その下部に再び高比抵抗領域 (KT-H2)、それよりも深部に低比抵抗領域 (KT-L2) がみられた。この結果と、温泉井掘削地点における地質柱状図、コア記載、地下水の化学組成、および岩石試料の比抵抗計測結果を考慮すると、陥没構造内部の KT-H1 の高比抵抗領域は不飽和帯および塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-L1 の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した火山岩の領域、KT-H2 の高比抵抗領域は塩濃度の低い地下水で飽和した火山岩および堆積岩の領域、KT-L2 の低比抵抗領域は塩濃度の高い地下水で飽和した堆積岩の

領域であると解釈された。

上述のように解釈された陥没構造内部における塩水・淡水分布の形成プロセスとして、最終氷期以降の海進に伴い、海底から **KT-L1** の領域に選択的に塩水が侵入した一方で **KT-H2** の領域では塩水への置換に遅れが生じた場合、および、下末吉海進の際に水没した地表面から侵入した塩水が最終氷期以降もフラッシュアウトされずに **KT-L1** の領域に留まっている場合、が提示され、いずれのプロセスについても、それが生じるための地質構造および物理条件が整理された。

今後、中ノ島における塩水・淡水分布の形成プロセスを明らかにするためには、陥没構造内部において北東-南西方向の測線を設置して北東の沿岸から南西の沿岸までの比抵抗探査を行うことで、陥没構造内部における地質構造と塩水・淡水分布およびそれらと海底下の地質構造との連続性に関する詳細な情報を得ることが挙げられる。また、**KT-L1** の領域に存在する塩濃度の高い地下水の化学組成、地下水年代指標の分析を行うことが出来れば、塩水・淡水分布の形成プロセスの解明につながると期待される。

本研究では、地下環境への人為影響が少なく、かつ現在の気候下で形成されている陸域地下水流動系の境界が明確である大陸棚上の島嶼である隠岐島前中ノ島を研究対象地域として、海水準変動の影響を考慮した、塩水・淡水分布とその形成プロセスの解明を試みた。その結果、中ノ島の陥没構造内部における塩水・淡水分布が明らかとなり、その分布を形成しうる複数のプロセスを提示した。また、それらの形成プロセスが生じるためには特定の地質構造および物理条件が成立する必要があると考えられた。このことは、系全体が単純であると期待された大陸棚島嶼においても、地下地質構造、地形、海水準変動の履歴によっては、形成される塩水・淡水分布およびその形成プロセスが複雑となりうることを示している。このことから、地質構造が複雑な場や地下に人為影響が及んでいる場合など、系全体がより複雑である場においては、塩水・淡水分布やその形成プロセスそのものが複雑となり、塩水・淡水分布の形成プロセスを含めた地下環境の変遷の解明がより困難になる。氷河性海水準変動の影響も考慮に入れた沿岸域地下水流動系とその変遷の解明のためには、その場における陸上から海底下までの地形・地質構造や地下水流動系を把握したうえで、海進・海退に伴う陸域面積の変化や人為影響の影響についても検討していく必要がある。また、その場における地質構造、塩水・淡水分布や地下水流動系の把握のためには、地質構造に関する情報収集、地下水の化学性状や年代指標の分析、比抵抗探査など複数の手法を組み合わせることが有効であることが本研究により示された。

謝辞

本研究を進めるにあたって、東京大学大学院新領域創成科学研究科環境システム学専攻・徳永朋祥教授には、有益なご指導・ご助言をいただきました。海士町環境整備課環境係・松田明男氏には、現地調査、水源井に関する資料提供、降水サンプルの収集など、様々な面で多大なるご協力をいただきました。株式会社地球科学研究所・浅井和見氏、長谷川一宏氏、東京大学工学部・茂木勝郎氏には、現地調査にご同行いただき、ご指導・ご協力いただきました。また、産業技術総合研究所・安原正也博士、塚本斉博士、森川徳敏博士、高橋浩博士、金子信行博士、株式会社地球科学研究所・浅井和由博士、秋田大学教育文化学部・林武司教授には、有益なご助言および研究へのご協力をいただきました。電力中央研究所の鈴木浩一博士には、岩石試料の比抵抗計測、現地での電磁探査、解析等で多くのご助言を頂きました。株式会社地球科学研究所、産業技術総合研究所、東京大学工学系研究科都市工学専攻滝沢研究室、熊本大学大学院自然科学研究科理学専攻水文学研究室には、水試料の分析にご協力いただきました。とくに、東京大学工学系研究科都市工学専攻滝沢研究室・Jenyuk Lohwacharin 氏、熊本大学大学院自然科学研究科理学専攻水文学研究室・利部慎博士には、分析の作業の際に丁寧にご指導していただきました。岩石試料の比抵抗計測に用いた試料の一部は、産業技術総合研究所・金子信行博士よりご提供いただきました。また、岩石試料の比抵抗計測の際にはセレス株式会社・谷口友規氏に、比抵抗 2 次元解析では株式会社電力計算センター・高橋健吾氏にご協力いただきました。また、海士町の阿部裕志氏、榊原信也氏、深谷治氏、寺下雅人氏、城之内直也氏をはじめ、多くの海士町民の皆様より、現地水文調査や情報収集を中心として様々な面でご協力をいただくとともに、現地での比抵抗探査では、海士町の小前勝房氏、空野恒春氏、藤田忠義氏、松田範雄氏、渡辺俊久氏、山口大学大学院理工学研究科・西山成哲氏よりご協力をいただきました。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- Archie G. E., 1942. The electrical resistivity logs as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 146, 54-62.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y., Pillans, B. et al., 1996 Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 141, 227-236.
- Clark, I., Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press, U.S.A., 328p.
- Cooper, H. H., 1959. A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in coastal aquifer. *J. Geophys. Res.*, 64, 4, 461-467.
- Coplen, T. B., Herczeg, A. L., Barnes, C., 2000. Isotope engineering—Using stable isotopes of water molecule to solve practical problems, In: Cook, P., Herczeg, A. L. (eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Massachusetts, 79-110.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Custodio, E., 1989. Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains In: *Isotopic Techniques in the Study of the Hydrology of Fractures and Fissured Rocks*, IAEA, Vienna, 87-137.
- Custodio, E., 2004. Hydrogeology of volcanic rocks, In: *Groundwater studies*. UNESCO, Paris, 395-425.
- Edmunds, W.M., 2001. Palaeowaters in European coastal aquifers: The goals and main conclusions of the PALAEWAUX Project, In: Edmunds, W.M., Milne, J.C. (eds.), *Palaeowaters in coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene*. Geological Society of Special Publication, London, 1-16.
- Edmunds, W.M., Milne, C.J. (eds), 2001. *Palaeowaters in coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene*. Geological Society of Special Publication, London. 332p.
- Falkland, A. (eds.), 1991. *Hydrology and Water Resources of Small Islands: A Practical Guide*. UNESCO, Paris, p435.
- Freeze, R. A., Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*. Prentice Hall, 604p.
- Fontes, J. C., Garnier, J-M., 1971. Determination of initial ^{14}C activity of total dissolved carbon: A review of existing models and a new approach. *Water Resour. Res.*, 15, 399-413.
- Foster, S. D. D., Cripps, A. C., Smith-carington, A., 1982. Nitrate leaching to

- groundwater. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.*, 296, 477-489.
- Ghyben, W. B., 1889. Nota in nerband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, *Tijdschrift van Het Koninklijk Inst. van Ing.*
- Groen, J., Velstra, J., Meeters, A.G.C.A., 2000. Salinization processes in porewaters in coastal sediments of Suriname: Evidence from $\delta^{37}\text{Cl}$ analysis and diffusion modeling. *J. Hydrol.* 234, 1-20.
- Han, D., Kohfahl, C., Song, X., Xiao, G., Yang, J., 2011. Geochemical and isotopic evidence for palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou Bay, China, *Appl. Geochem.*, 26, 863-883.
- Harris, W. H., 1967. Stratification of fresh and salt water on Barrier Islands as a result of differences in sediment permeability. *Water Resour. Res.*, 3, 1, 89-97.
- Hathaway, J.C., Wylie, P.C., Valentine, P.C., Miller, R.E., Shultz, D.M., Manheim, F.T., Kohout, F.A., Bothner, H.M., Sangrey, D.A., 1979. U. S. Geological Survey core drilling on the Atlantic Shelf. *Science*, 206, 515-527.
- Heaton, T. H. E., Talma, A., S., Vogel, J. C., 1986. Dissolved gas paleotemperatures and ^{18}O variations derived from groundwater near Uitenhage, South Africa. *Quat. Res.*, 25, 79-88.
- Henry, H. R., 1964. Effect of dispersion of salt encroachment in coastal aquifers. In: *Sea Water in Coastal Aquifers*. U. S. Geol. Surv., Water-Supply Pap. 1613-C, 74-84.
- Herczeg, A. L., Edmunds, W. E., 2000. Inorganic ions as tracers. In: Cook, P, Herczeg, A. L. (eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Massachusetts, 31-78.
- Herzberg, A., 1901. Die Wassesversorgung einiger Nordseebader, *J. Gasbeleucht. Wassesversorg.* 44, 815-819.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry Sixth Edition*. Springer, 285p.
- Hubbert, M. K., 1940. The theory of ground-water motion. *J. Geol.*, 48, 8, 785-944.
- Hunt, D. C. Jr., 1996. Geohydrology of the Island of Oahu, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1412-B, 54p.
- International Atomic Energy Agency, 2004. Global Network of Isotopes in precipitation. The GENIP Database. <http://isohis.ises.org> (cited in August, 2014).
- International Atomic Energy Agency, 2006. Guidebook on the use of chlorofluorocarbons in hydrology. *Thech. Rep.. Ser.*, No.438, 277p.
- Jean-Baptiste, P., Mantisi, F., Dapoigny, A., Stievenard, M., 1992. Design and performance of mass spectrometric facility for measuring helium isotopes in natural waters and for low-level tritium determination by the ^3He ingrowth method. *Appl. Radiat. Isot.* 43, 7, 881-891.

- Jones, B. F., Vengosh, A., Rosenthal, E., Yechieli, Y., 1999. Geochemical investigations. In: Bear, J., Cheng, A. D-H., Sorek, S., Ouazar, D., Herrera, I. (eds.), *Seawater intrusion in coastal aquifers –Concepts, methods and practice*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 51-71.
- Kalin, R. M., 2000. Radiocarbon dating of groundwater. In: Cook, P. J., and Herczeg, A. (eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*, Kluwer Academic Publishers, Massachusetts, 111-144.
- Katsube, T. J., and Hume, J. P., 1983. Electrical resistivities of rocks from Chalk River, Proc. Ws. Geophys. Geosci. Res. at Chalk River, 105-114.
- Kaufman, S., Libby, W. F., 1954. The natural distribution of tritium. *Physics Review*, 93, 1337-1344.
- Kohout, F. A., 1960a. Cyclic flow of salt water in Biscayne aquifer of southeastern Florida. *J. Geophys. Res.*, 65, 7, 2133-2141.
- Kohout, F. A., 1960b. Flow pattern of fresh water and salt water in Biscayne aquifer of the Miami area, Florida. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Commission of Subterranean Waters*, pp. 440-448.
- Kooi, H., Groen, J., Leijnse, A., 2001. A modes of seawater intrusion during transgressions. *Water Resour. Res.*, 36, 3581-3589.
- Kusano Y., Tokunaga, T., Asai, K., Asai, K., Takahashi, A. H., Morikawa, M., Yasuhara, M., 2014. *Journal of Hydrology*, 511, 295-309.
- Lupton, J. E., 1983. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clue to primordial components in the mantle. *Ann. Rev. Sci.*, 11, 371-414.
- Luu, T. T., Flemmin, L., Nhan, Q. P., Andes, V. C., Nghi, T., Hung, V. V., Long, V. T., Hoan V. H., Klaus, H., 2012. Origin and extent of fresh groundwater, salty paleowaters and recent saltwater intrusions in Red River flood plain aquifers, Vietnam, *Hydrogeol. J.*, 20, 1295-1313.
- Mamyrin, B. A., Anufriev, G. S., Kamenski, I. L., Tolskhin, I. N., 1970. Determination of isotopic composition of atmospheric helium. *Geochim. Int.*, 7, 498-505.
- Meislar, H., Leahy, P. P., Knobel, L. L., et al., 1984. Effect of Eustatic sea-level changes on saltwater-freshwater in North Atlantic Coastal Plain. *U. S. Geol. Sur. Water-Supply Pap.*, 2255.
- Mizukami, M., Sakai, H., Matsubaya, O., 1977. Na-Ca-Cl-SO₄ type submarine formation waters at the Seikan undersea tunnel, Japan. Chemical and isotopic documentation and its interpretation. *Geohim. Cosmochim. Acta*, 41, 1201-1212.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Masuda, H., Ohwada, M., Nakama, A., Nagao, K. and Sumino, H., Relationship between geological structure and helium isotopes in deep

- groundwater from the Osaka Basin: Application to deep groundwater hydrology. *Geochem. J.*, 42, 61-74, 2008.
- Morrissey, S. K., Clark, J., F., Bennett, M., Richardson, E., and Stute, M., 2010. Groundwater reorganization in the Floridan aquifer following Holocene sea-level rise. *Nature Geoscience*, 3, 683-687.
- Morris, R.A., 1986. Geochemistry of some Miocene to Quaternary igneous rocks bordering an ensialic marginal basin –an example from eastern Shimane Prefecture and Oki Dozen Island, Southwest Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Shimane University*, 20, 115-133.
- Morris, R.A., Itaya, T., Watanabe, T., Yamauchi, S., 1997. Age relations and petrology of alkali igneous rocks from Oki Dozen, Southwest Japan. *Geochem. J.* 31, 135-153.
- Nagao, K., Takaoka, N. Matsubayashi, O., 1981. Rare gas isotopic compositions in natural gases in Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 175-188.
- Nakagawa, T., Tarasov, P.E., Nishida, K., Gotanda, K., Yasuda, Y., 2002. Quantitative pollen-based climate reconstruction in central Japan: application to surface and Late Quaternary spectra. *Quat. Sci. Rev.* 21, 2099-2113.
- Ozima, M., Podsek, F. A., 2002. Noble gas geochemistry. Cambridge University Press, New York, 286p.
- Peterson, F.L., 1972. Water development on tropic volcanic islands. Type example: Hawaii. *Groundwater*, 10, 18-23.
- Post, V.E.A., Groen, J., Kooi, H., Person, M., Ge, S., Edmunds, W.M., 2013. Offshore fresh groundwater reserves as a global phenomenon. *Nature*, 504, 71-78.
- Roether, W., 1967. Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: groundwater and direct run-off contribution to central Europe surface waters. *Isotopes in Hydrology*, IAEA, Vienna, 73-91.
- Rozanski, K., 1986. Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters –Links to atmospheric circulation in the past. *Chem. Geol.: Isot. Geosc. Sec.*, 52, 349-363.
- Sano, Y. and Wakita, H., 1985. Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. *J. Geophys. Res.*, 90, 8729-8741.
- Sano, Y., Marty, B., 1995. Origin of carbon in fumarolic gas from island arc. *Chem. Geol.* 119, 265-274.
- Sano, Y., Takahata, N. and Seno, T., 2006. Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in the Chugoku District, Southwestern Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 163, 745-757.
- Siegel, D. I., Mandle, R. J., 1984. Isotopic evidence for glacial meltwater recharge to the Cambrian-Ordovician aquifer, north-central United States. *Quat. Res.*, 22, 3,

328-335.

- Solomon, D. K., and Cook, P. J., 2000. ^3H and ^3He . In: Cook, P. J. and Herczeg, A. (eds.), Environmental tracers in subsurface hydrology, Kluwer Academic Publishers, Boston, 397-424.
- Stanley, N. D., Whittemore, D. O., Martin J. F., 1997. Use of chloride/bromide ratios in studies of potable water. *Groundwater*, 36, 2, 338-350.
- Stewart M. T., 1999. Geophysical investigations. In: Bear, J., Cheng, A. H. -D., Sorek, S., Ouazar, D. and Herrera, I. (eds.), *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 9-50.
- Tiba, T., 1977. Metasomatic titan-biotite in quartz syenite porphyry from Dozen, Oki Islands. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)* 3, 3, 143-146.
- Tiba, T., 1986. Alkaline volcanism at Oki-Dozen. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo* 19, 19-27.
- Tokunaga, T., Shimada, J., Kimura, Y., Inoue, D., Mogi, K., Asai, K., 2011. A multiple-isotope ($\delta^{37}\text{Cl}$, ^{14}C , ^3H) approach to reveal the coastal hydrogeology system and its temporal changes in western Kyushu, Japan. *Hydrogeol. J.* 19, 249-258.
- Tyler, B. C. and Herczeg, A. L., 2000. Isotope engineering –Using stable isotopes of water molecule to solve practical problems. In: Cook, P. J., and Herczeg, A. (eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*, Kluwer Academic Publishers, Massachusetts, 397-424.
- U.S. Geological Survey., 2009. Air Curve. HP of the Reston Chlorofluorocarbon laboratory. http://water.usgs.gov/lab/software/air_curve/. (cited September 4, 2012).
- Uchida, T., Ogawa, Y., 1993. Development of Fortran code for two dimensional magneto-telluric inversion with smoothness constraint. Geological Survey of Japan Open-File Report, 205p.
- Ueda, T., Mitsuhata, Y., Uchida, T., Mrui, A., Ohsawa, K., 2014. A new marine magnetotelluric measurement system in a shallow-water environment for hydrogeological study. *J. Appl. Geophys.*, 100, 23-31.
- Vacher, H. L., 1988. Dupuit-Ghyben-Herzberg analysis of strip-island lenses. *Geol. Sci. Am. Bull.*, 100, 580-591.
- Warner, M. J. Weiss, R.F., 1985. Solubilities of Chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res.*, 32, 12, 1485-1497.
- Yasuhara, M., Marui, A., Kazahaya, K., 1997. Stable isotopic composition of groundwater from Mt. Yatsugatake and Mt. Fuji, Japan. *Hydrochemistry IAHS publ.* 335-344.

- 浅井和由・辻村真貴, 2010. トレーサーを用いた若い地下水の年水推定法—火山地域の湧水への CFCs 年代推定法の適用—. 日本水文科学会誌, 39, 67-78.
- 海士町教育委員会, 1987. 私たちの海士町 (2). 208p.
- 海上保安庁水路部, 1990. 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「隠岐南部」(海底地形図, 海底地質構造図) および海底地形地質調査報告書, 60p.
- 海上保安庁水路部, 1990. 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「隠岐南部」(海底地形図, 海底地質構造図) および海底地形地質調査報告書, 60p.
- 池田喜代治, 1967. 地下水の塩水化に関する研究 一第 2 報 塩水地下水の地球化学的研究—. 地質調査報告, 18, 6, 15-33.
- 岩沢 栄・植田豊年, 1961. 宇部鉱業所における坑内水について, 日本鉱業会誌, 77, 341-348.
- 尾内俊之・福与弘志・金岡 稔, 1998. 川島人工島の掘削と湧水対策. 基礎工, 26, 18-24.
- 大嶋和雄, 1991. 第四紀後期における日本列島周辺の海水準変動, 地学雑誌, 100, 967-975.
- 小笠原真志, 2005. 鳥海山の地下水流動と水質形成プロセス. 筑波大学環境科学研究科平成 16 年度修士学位論文, 72p.
- 風早康平・安原正也, 1994. 湧水の水素同位体比から見た八ヶ岳の地下水流動過程. ハイドロロジー, 24, 107-109.
- 風早康平・安原正也, 1999. 岩手火山の地下水流動系—同位体水文学的手法による予察結果—. 月刊地球, 21, 290-295.
- 金子信行, 1991. 隠岐島前火山の岩石学—その 1. 岩石記載, 主成分及び微量成分元素組成—. 岩鉱, 86, pp.140-159.
- 金子信行・千葉とき子, 1998. 島根県隠岐島前中ノ島のアルカリかんらん石玄武岩の産状と K-Ar 年代, 地質学雑誌, 104, 419-422.
- 鹿野和彦・金子信行・石塚 治・千葉とき子・柳沢幸夫, 2014. 隠岐諸島, 島前火山の始まりと活動期間. 火山, 59, 77-88.
- 菊池秀夫・近藤 寿・黒田秀隆, 1971. 三池炭鉱の坑内水. 松下久道教授記念論文集, 217-231.
- 協和地建コンサルタント株式会社, 1995. 海士町東地区温泉調査報告書.
- 草野由貴子・鈴木浩一・徳永朋祥, 2015. 応用地質 (2015 年 11 月 13 日受理, 印刷中).
- 原子力発電整備機構, 2009. 放射性廃棄物の地層処分事業について (分冊-1), 処分場の概要, 44p.
- 鈴木浩一, 2003. 結晶質岩及び堆積岩試料の比抵抗特性に関する研究—間隙水比抵抗と表面伝導現象が岩石比抵抗に及ぼす影響について—, 物理探査, Vol.56, pp.107-116.
- 千葉とき子, 1975. 隠岐島前の地質. 国立科学博物館研究報告, C (地質学), 1, 137-145.
- 千葉とき子・金子信行・鹿野和彦, 2000. 浦郷地域の地質. 地域研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 74p.
- 千葉昭彦・熊田政弘, 1994. 花崗岩及び凝灰岩試料の比抵抗測定—間隙水の比抵抗が岩石比抵抗に及ぼす影響について—. 物理探査, 47-3, 161-172.

- 月森勝博, 1984. 隠岐島前中ノ島の水理地質について. 島根大学地質学研究報告, 3, 161-165.
- 中田弘太郎・長谷川琢磨, 2011. 涵養温度を指標として用いる地下水年代評価法の提案. 電力中央研究所報告, N10036, 14p.
- 長谷川琢磨・中田弘太郎・富岡祐一・後藤和幸・柏谷公希・濱 克宏・岩月輝希・武田匡樹・小坂 寛, 2010. 地下水年代評価技術の開発 (その 12) —東濃地域における ^4He と ^{14}C 地下水年代測定の適用性検討—. 電力中央研究所報告, N10001, 20p.
- 林 幸司・内野健一・井上雅弘, 2005. 池島炭鉱における孔内湧水について. 地下水学会誌, 47, 117-127.
- 林 武司, 2005. 酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査, 地下水技術, 47, 27-38.
- 物理探査学会, 1998. 電磁探査, 物理探査ハンドブック手法編 5 章 - 7 章 (物理探査学会編), 297-398.
- 物理探査学会, 2008. 第 7-2 章 CSAMT 法, 新版物理探査適用の手引き—土木物理探査マニュアル 2008—, 221-234.
- 放射線医学総合研究所, 2009. 環境中トリチウム濃度データベース <http://www.nirs.go.jp/db/anzendb/NetsDB.html#rain> (2014 年 8 月閲覧)
- 茂木 透・楠 建一郎・鈴木浩一・川崎逸男・城森 明・東 義則, 1991. 複素位相検波方式 CSAMT 探査装置の開発, 物理探査, 43, 164-69.
- 山内靖喜・坂之上 一・吉岡武夫・村上 久・石倉広美・前沼昭生・野村律夫, 2000. 隠岐島前, 西ノ島市部層産の中新世貝化石. 地球科学, 54, 33-42.
- 山内靖喜・野村律夫・村上 久・石倉広美, 1999. 隠岐島前の層序. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 106.
- 山内靖喜・田山良一・沢田順弘・村上 久, 2009. 第 8 章 第四系. 西郷地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 75-87.
- 早稲田 周・中井信之, 1986. 中部日本・東北日本における天然水の同位体組成. 地球化学, 17, 83-91.