

JNC TY7400 2003-003

沿岸部および沿岸海底地下水の水理・地球化学
環境の評価に関する研究
(公募型研究に関する共同研究報告書)

2003年 5月

東京大学
核燃料サイクル開発機構
東濃地科学センター

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村村松4番地49

核燃料サイクル開発機構

技術展開部 技術協力課

電話：029-282-1122

ファックス：029-282-7980

電子メール：jserv@jnc.go.jp

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:

Technical Cooperation Section,

Technology Management Division,

Japan Nuclear Cycle Development Institute

4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184, Japan

© 核燃料サイクル開発機構(Japan Nuclear Cycle Development Institute)

2003

沿岸部および沿岸海底地下水の水理・地球化学環境の評価に関する研究
(公募型研究に関する共同研究報告書)

徳永朋祥¹⁾、谷口真人²⁾、後藤純治³⁾、嶋田純³⁾
岩月輝希⁴⁾、張勁⁵⁾、鈴木麻衣⁵⁾、小山祐樹⁵⁾
亀山宗彦⁶⁾、蒲生俊敬⁶⁾、稻葉薰⁴⁾、三枝博光⁴⁾
登坂博行¹⁾

要旨

高レベル放射性廃棄物の地層処分研究開発や一般の廃棄物処分事業において安全性を評価する上で重要な課題は、廃棄物中に含まれる有害物質が地下水とともに移行し、生物圏に到達する可能性を評価することである。最近の陸水循環系の検討からは、海底からの淡水性地下水の直接湧出があることが明らかにされてきている。従って、沿岸域における海底地下水湧出の実態を明らかにすることは、物質の生物圏への放出経路を知る上で重要な課題の一つと捉えられる。また、沿岸域における地下水流动とそれに伴う物質移行問題に関しても明らかにすることが重要である。

本研究では、上述のように重要な課題が多々あるにもかかわらず、総合的な検討がなされてこなかった沿岸域の地下水流动系と海底からの地下水湧出現象を明らかにすることを目的とした研究を試みた。調査地域としては、陸域を対象とした総合的な地下水調査が過去になされてきている富山県黒部川扇状地およびその沖合とし、以下の検討を行ない、成果を得た。

- 1) 海底からの淡水性地下水湧出地点を把握する手法の構築と現地での適用
- 2) 海底からの淡水性湧出地下水を採取する手法の構築と現地での適用
- 3) 海底からの地下水湧出量の計測
- 4) 沿岸域の地下水流动系を明らかにするための水文学的、地球化学的検討
- 5) 淡水性地下水湧出の起源を明らかにするための陸域と海域の両者を考慮した地球化学的検討
- 6) メタン濃度およびメタンの炭素同位体比に基づいた地下水流动・沿岸地下水湧出の検討
- 7) 数値解析的アプローチを用いた沿岸域における地下水流动評価

1)東京大学、2)奈良教育大学、3)熊本大学、4)サイクル機構東濃地科学センター、5)富山大学、6)北海道大学

Research on the hydrogeological and geochemical conditions at the coastal
area and submarine formations
(Document on Collaborative Study)

Tomochika Tokunaga¹⁾, Makoto Taniguchi²⁾, Junji Goto³⁾, Jun Shimada³⁾
Teruki Iwatsuki⁴⁾, Jing Zhang⁵⁾, Mai Suzuki⁵⁾, Yuki Koyama⁵⁾
Munehiko Kameyama⁶⁾, Toshitaka Gamo⁶⁾, Kaoru Inaba⁴⁾, Hiromitsu Saegusa⁴⁾
Hiroyuki Tosaka¹⁾

Abstract

One of the major concerns for the high-level radioactive waste disposal is the possibility of the radionuclides to reach biosphere by groundwater flow. Recent research results have shown that the fresh groundwater discharge from subsea formations are widespread phenomena, thus, it is necessary to evaluate the submarine groundwater discharge as possible pathways of contaminant discharge towards the biosphere. It is also important to unravel the groundwater flow and associated material transport at the coastal area and subsea formations.

To better understand the groundwater flow processes and the submarine groundwater discharge, we have conducted the hydrological, hydrogeological, geochemical, and numerical modeling studies at the Kurobe alluvial fan and its offshore, Toyama Prefecture, Japan. In this report, the results of the following research activities are presented:

- 1) Development and application of a method to detect the locations of the submarine groundwater discharge.
- 2) Development and application of a method to collect uncontaminated groundwater samples from subsea formations.
- 3) Measurements of submarine groundwater discharge fluxes by automated seepage meter.
- 4) Hydrological and geochemical studies for groundwater flow at the coastal area.
- 5) Geochemical studies to understand sources of fresh submarine groundwater discharge
- 6) Examination of groundwater flow and submarine groundwater discharge using methane concentration and carbon isotope ratio.
- 7) Numerical modeling studies for coastal groundwater flow system.

1)University of Tokyo, 2)Nara University of Education, 3)Kumamoto University, 4) JNC Tono Geoscience center, 5)Toyama University, 6)Hokkaido University

目次

1. はじめに	1
1. 1 研究の背景と目的.....	1
1. 2 本報告書の構成	4
2. 調査地域の概要.....	6
3. 海底湧水探査と淡水性地下水採取技術の開発	10
3. 1 探査手法	10
3. 2 結果	12
3. 3 ダイバーによる潜水調査による確認	18
3. 4 海底下の地下水採取技術の開発.....	21
4. 海底地下水湧出量の推定.....	25
4. 1 はじめに	25
4. 2 測定場所	26
4. 3 測定結果	29
4. 4 海底地下水湧出量変動	30
5. 黒部扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査.....	36
5. 1 研究方法	36
5. 1. 1 現地調査および採水	36
5. 1. 2 水素・酸素安定同位体比分析	36
5. 1. 3 一般水質分析	38
5. 1. 4 トリチウム濃度分析	38
5. 1. 5 炭素同位体比分析	39
5. 1. 6 海底コア	41
5. 2 研究結果	42
5. 2. 1 地下水位・地下水頭	42
5. 2. 2 ポテンシャル分布図	45
5. 2. 3 一般水質分析	46
5. 2. 3. 1 ヘキサダイヤグラム	46
5. 2. 3. 2 キーダイヤグラムおよび三角図	49
5. 2. 3. 3 カチオンと HCO_3^- の関係	52
5. 2. 3. 4 汚染物質	54
5. 2. 4 水素・酸素安定同位体比	56
5. 2. 4. 1 δ ダイヤグラム	56
5. 2. 4. 2 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図	58
5. 2. 5 トリチウム濃度分析	65

5. 2. 6 炭素同位体比.....	67
5. 2. 7 海底コア	72
5. 3 本節のまとめ.....	75
6. 片貝川扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査	76
6. 1 調査地域における水試料の採取.....	76
6. 2 試料水の化学分析（測定項目と測定手法）	76
6. 3 海底湧水及び地下水の水質	79
6. 3. 1 主成分.....	79
6. 3. 2 酸素／水素同位体比.....	80
6. 3. 3 放射性同位体－トリチウム	82
6. 3. 4 栄養塩.....	82
6. 4 主成分の進化.....	85
7. メタンによる海底地下湧水の挙動把握	88
7. 1 はじめに	88
7. 2 採水と分析方法	89
7. 2. 1 採水.....	89
7. 2. 2 メタン濃度および炭素同位体比分析	90
7. 3 結果と考察	91
7. 3. 1 海底湧出水と周辺海水	91
7. 3. 2 陸上地下水.....	93
7. 3. 3 海底湧出水の経路.....	95
7. 4 本節のまとめ.....	96
8. 数値モデリング	97
8. 1 モデルの概要.....	97
8. 2 広域スケールでの数値解析	99
8. 3 境界条件に関する感度解析	104
8. 4 局所スケールでの数値解析	111
8. 5 本節のまとめ.....	114
9. 本研究のまとめ.....	115
参考文献.....	117

図表目次

図 1-1 富山県における水収支計算の例.....	1
図 1-2 沿岸域における地下水挙動と海底地下水湧出	2
図 1-3 黒部川扇状地及び片貝川扇状地の位置図	4
図 2-1 黒部川流域の地質.....	7
図 2-2 黒部川扇状地の陸域及び海底地形の概要。	8
図 2-3 黒部川扇状地沖合の海底林調査における海底からの淡水性地下水把握の例（藤井・那須, 1988）	9
図 3-1 淡水性地下水湧出地点の探査に用いた水中テレビロボット。	11
図 3-2 海底面における電気伝導度・温度・水深の探査手法の概要	12
図 3-3 調査を行った測線図	13
図 3-4 一般的な測線での温度・電気伝導度の観測例。	14
図 3-5 電気伝導度・温度が同時に変化する異常が認められる測線の例。	14
図 3-6 温度と電気伝導度の関係。	15
図 3-7 2001年5月20日における水深と温度の計測結果。	15
図 3-8 温度補正をした後の電気伝導度データ（図 3-5のデータ）。	16
図 3-9 電気伝導度の異常点を含むデータの例。	17
図 3-10 今回の調査の結果発見された電気伝導度の異常点（□）と淡水性地下水湧出地点（☆）の分布。	17
図 3-11 海底地下水湧出地点（地点 C）の地形概念図。	19
図 3-12 地下水湧出地点 A 周辺の詳細海底地形図。	20
図 3-13 電気伝導度異常点 D 周辺の詳細海底地形図。	21
図 3-14 開発した海底下からの地下水採取装置。	22
図 3-15 海底からの地下水採取手法の概要。	23
図 4-1 観測地点概要（沖合）	27
図 4-2 観測地点（沿岸部拡大）	28
図 4-3 自記地下水湧出量計の概要	28
図 4-4 吉原沖水深 1 m (ポイントA) での地下水湧出量.....	29
図 4-5 吉原沖水深 1 m (ポイントB) での地下水湧出量.....	30
図 4-6 吉原沖水深 5 m (ポイントC) での地下水湧出量.....	30
図 4-7 潮位と湧出量（ポイントC）の経時変化。	32
図 4-8 2002年9月11-14日の吉原沖水深 17m (ポイントE) での地下水湧出量 ..	33
図 4-9 9月20~10月6日の吉原沖水深 17m (ポイントE) での地下水湧出量.....	33
図 4-10 2002年9月14~19日の吉原沖水深 7.4m (ポイントD) での地下水湧出量	34

図 4-1-1	2002年9月11日～10月6日の潮位データ	34
図 4-1-2	吉原沖水深17m(ポイントE)地下水湧出(長期)のPSD解析	35
図 4-1-3	吉原沖水深7.4m(ポイントD)地下水湧出のPSD解析	35
図 5-1	2001年5月の採水地点	37
図 5-2	2002年9月の採水地点	37
図 5-3	環境トリチウム濃度分析手順	39
図 5-4	炭素同位体比分析手順	40
図 5-5	ペレトロン年代測定装置の測定原理	41
図 5-6	海底コア測定深度	42
図 5-7	浅層不圧地下水の地下水水面図(2001年5月)	43
図 5-8	浅層不圧地下水の地下水水面図(2002年9月)	43
図 5-9	深層(被圧)地下水の地下水頭図(2001年5月)	44
図 5-10	深層(被圧)地下水の地下水頭図(2002年9月)	45
図 5-11	ポテンシャル分布図	46
図 5-12	浅層不圧地下水のヘキサダイアグラム(2001年5月)	48
図 5-13	浅層不圧地下水のヘキサダイアグラム(2002年9月)	48
図 5-14	深層(被圧)地下水のヘキサダイアグラム(2001年5月)	49
図 5-15	深層(被圧)地下水のヘキサダイヤグラム(2002年9月)	49
図 5-16	浅層不圧地下水のキーダイアグラムおよび三角図(2001年5月)	50
図 5-17	浅層不圧地下水のキーダイアグラムおよび三角図(2002年9月)	51
図 5-18	深層(被圧)地下水のキーダイアグラム及び三角図(2001年5月)	51
図 5-19	深層(被圧)地下水のキーダイアグラム及び三角図(2002年9月)	52
図 5-20	重炭酸塩イオン濃度とカチオン濃度の関係(2001年5月)	53
図 5-21	重炭酸塩イオンの濃度とカチオン濃度との関係(2002年9月)	54
図 5-22	黒部川扇状地地下水の重炭酸イオンとMg+Caの関係	55
図 5-23	黒部川扇状地地下水中的 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{HCO}_3^-$ と NO_3^- の関係図	55
図 5-24	浅層不圧地下水のδダイアグラム(2001年5月)	57
図 5-25	浅層不圧地下水のδダイヤグラム(2002年9月)	57
図 5-26	深層(被圧)地下水のδダイヤグラム(2001年5月)	58
図 5-27	深層(被圧)地下水のδダイヤグラム(2002年9月)	58
図 5-28	浅層不圧地下水のδD等値線(2001年5月)	60
図 5-29	浅層不圧地下水のδD等値線図(2002年9月)	61
図 5-30	深層(被圧)地下水のδD等値線図(2001年5月)	61
図 5-31	深層(被圧)地下水のδD等値線図(2002年9月)	62
図 5-32	浅層不圧地下水のδ ¹⁸ O等値線図(2001年5月)	62
図 5-33	浅層不圧地下水のδ ¹⁸ O等値線図(2002年9月)	63

図 5-34 深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図(2001年5月)	63
図 5-35 深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図(2002年9月)	64
図 5-36 トリチウム濃度(T.U.)と採水深度の関係図.....	66
図 5-37 降水のトリチウム濃度経時変化値.....	67
図 5-38 ^{14}C 濃度 (単位:pMC) (2001年5月)	68
図 5-39 深層(被圧)地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図 (2001年5月)	70
図 5-40 浅層不圧地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図 (2002年9月)	70
図 5-41 深層(被圧)地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図(2002年9月)	71
図 5-42 $\delta^{13}\text{C}$ と $1/\text{DIC}$ の関係 (2002年9月)	71
図 5-43 $\delta^{13}\text{C}$ とpHとの関係 (2002年9月)	72
図 5-44 全サンプルの δ ダイヤグラム	73
図 5-45 海底コア試料間隙水の δ ダイヤグラム	74
図 6-1 片貝川扇状地における地下水のヘキサダイヤグラム	80
図 6-2 富山地域における海底湧水, 地下水, 河川水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD	81
図 6-3 井戸水の採水深度と硝酸の濃度分布。	83
図 6-4 井戸水の採水深度に対する珪酸の濃度分布。	84
図 6-5 井戸の採水深度に対する磷酸の濃度分布。	84
図 6-6 片貝川扇状地における地下水のキーダイヤグラム。	86
図 6-7 片貝川扇状地における地下水の水文区分	87
図 7-1 研究地域の位置と採水地点の図	90
図 7-2 メタン抽出ライン	91
図 7-3 海水中のメタン濃度測定結果	92
図 7-4 メタン炭素同位体比測定結果	92
図 7-5 海底湧出地下水と陸上地下水の比較	94
図 7-6 片貝川扇状地におけるメタン濃度・炭素同位体比の計測結果	94
図 7-7 メタンを用いた検討から想定される片貝川扇状地沖合海底湧出水の湧出概念図	95
図 7-8 片貝川扇状地陸域地下水に見られる二つの系統	96
図 8-1 黒部川流域全体3次元地質構造モデル	97
図 8-2 黒部川扇状地3次元地質構造モデル	98
図 8-3 愛本及び字奈月の位置図	100
図 8-4 黒部川流域全体モデル解析結果—地下水流線— (断層を遮水構造としたモデル)	102
図 8-5 黒部川流域全体モデル解析結果—ポテンシャル分布— (断層を遮水構造としたモデル)	103
図 8-6 黒部川流域全体モデル解析結果—塩分濃度分布— (断層を遮水構造としたモ	

デル)	103
図 8-7 感度解析用 2 次元モデル（離散モデルの節点と浸透率分布）	104
図 8-8 感度解析結果（ポテンシャル分布） 透水異方性を設定しないケース	106
図 8-9 感度解析結果（ポテンシャル分布） 第三紀, 第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケー ス	107
図 8-10 感度解析結果（ポテンシャル分布） 第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケー ス	107
図 8-11 感度解析結果（ポテンシャル分布） 第三紀層, 第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース	108
図 8-12 感度解析結果（ポテンシャル分布） 第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケー ス	108
図 8-13 感度解析結果（塩分濃度分布） 透水異方性を設定しないケース	109
図 8-14 感度解析結果（塩分濃度分布） 第三紀層, 第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケー ス	109
図 8-15 感度解析結果（塩分濃度分布） 第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケース	109
図 8-16 感度解析結果（塩分濃度分布） 第三紀層, 第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケー ス	110
図 8-17 感度解析結果（塩分濃度分布） 第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース	110
図 8-18 平野部モデル解析途中経過—ポテンシャル分布— 地下第 7 層（深度 150m 程度）のポテンシャル分布	113
 表 3-1 河川流量に対する地下水の海域への流出量の割合	10
表 3-2 今回の計測に用いたセンサーの仕様	12
表 3-3 淡水性地下水湧出地点と電気伝導度異常点の座標（東京座標系）	18
表 5-1 安定同位体比からみた黒部川河川水からの涵養状況(2002.5)	64
表 5-2 安定同位体比からみた黒部川河川水からの涵養状況(2002.9)	65
表 5-3 地下水の溶存炭酸の起源に関する物質の $\delta^{13}\text{C}$ 値	68
表 5-4 海底コアサンプルの水質分析結果	73
表 5-5 酸素・水素同位体比データ(海底コア)	74
表 6-1 化学分析に使用した装置	77
表 6-2 サイズ分画を行うためのフィルター	79
表 7-1 片貝川河川水中のメタン濃度・炭素同位体比	93
表 8-1 設定した水理パラメータ（地下部）	98
表 8-2 設定した水理パラメータ（地表部）	98
表 8-3 上部境界条件（降雨量）	99

表 8-4 感度解析ケース.....	105
表 8-5 各層毎のフラックスの平均値.....	112

1. はじめに

1. 1 研究の背景と目的

沿岸域は、陸域水循環系の出口と捉えることができる。日本のような温暖湿润な地域では、水収支バランスを考えると、降水量が蒸発散量と河川流出量を足し合わせたものよりも大きくなることが考えられ（図 1-1）（例えば、伊東・藤井, 1993），日本列島の周辺では、海底から淡水性地下水が湧出していることが考えられる。最近の研究では、世界的にも、海底からの直接的な地下水の流出現象の重要性が指摘されるようになってきている（Moore, 1996, 1999; Church, 1996; Li et al., 1999; 谷口, 2001; Taniguchi et al., 2002 等）。

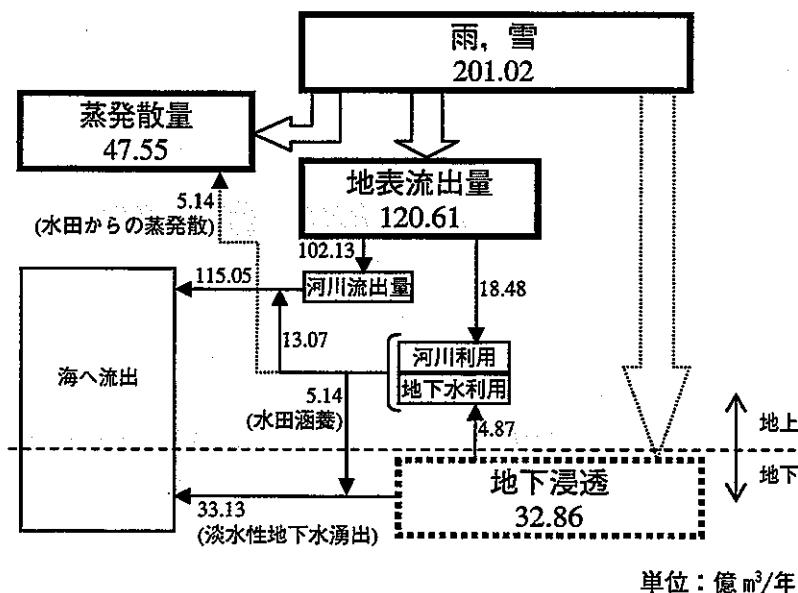


図 1-1 富山県における水収支計算の例

高レベル放射性廃棄物処分研究開発や一般の廃棄物処分事業において安全性を評価する上での重要な課題は、廃棄物中に含まれる有害物質（放射性核種等）が地下水と接する条件がみたされた後には、それらの物質が地下水とともに移行し、人間をはじめとする生物圏に到達する可能性を評価することであろう。放射性廃棄物処分を対象として考える場合には、有害物質の量が時間とともに減少していくことを考慮すると、有害物質を生物圏にまで到達させないための様々な試みを行うとともに、仮に、有害物質が生物圏に到達したとしても、それが生物圏・生態システムに与える影響が十分に小さく、危険ではないことを示すことが必要となってくる。陸域での廃棄物処分施設の建設を想定する場合、地下水流动系を考慮すると、有害物質は、最終的には沿岸域にまで到達することになる。上述のように、陸水循環系の検討から、海底からの淡水性地下水の直接湧

出があることを考えると、沿岸域における海底地下水湧出の実態(Taniguchi et al., 2002)を明らかにすることは、物質の生物圏への放出経路を知る上で非常に重要な課題の一つと捉えることができる(図1-2)。

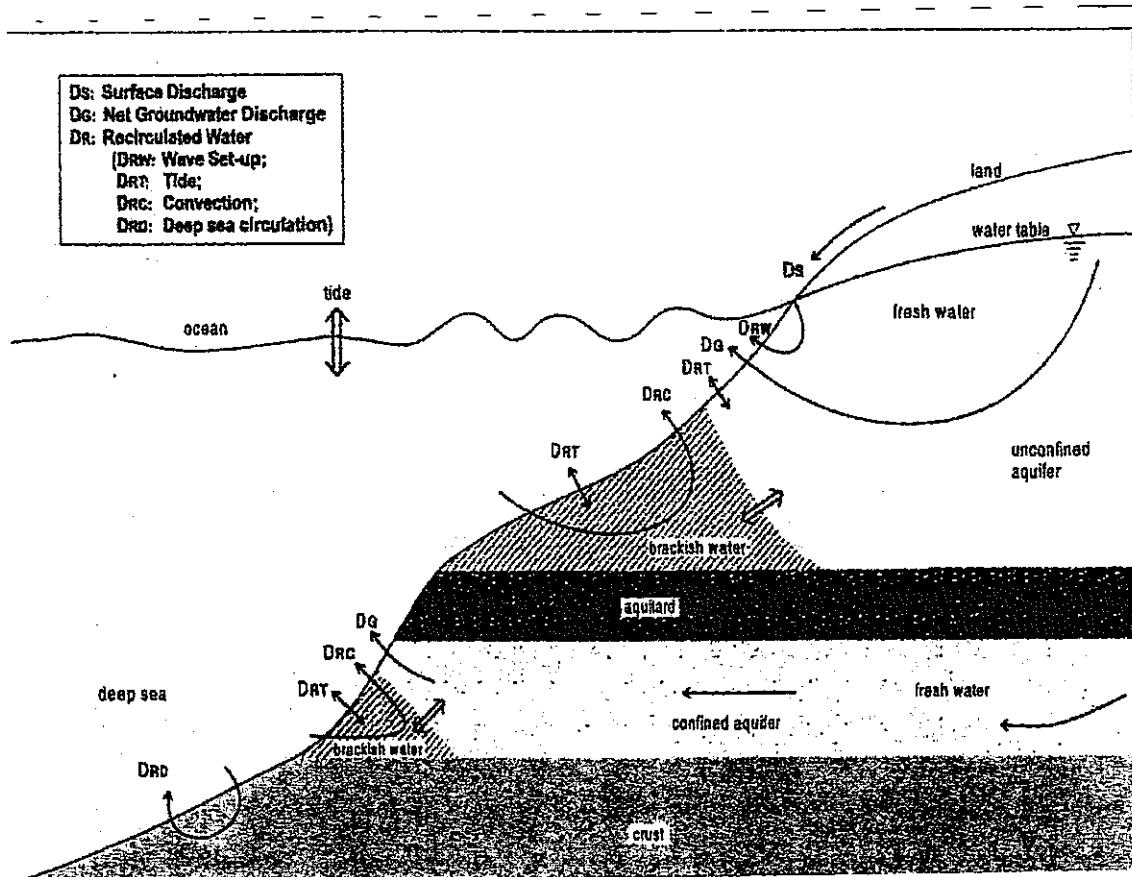


図1-2 沿岸域における地下水挙動と海底地下水湧出

また、放射性廃棄物処分場の地点として、海水系地下水環境となる場も、その候補の一つとして考えられている(例えば、核燃料サイクル開発機構, 1999)。これは、沿岸地域では、一般に、陸水と海水との密度差によって塩水淡水境界が形成され、その境界よりも海側では活発な地下水流動が発生せず、物質移行を考慮する上では、拡散現象が卓越した場として捉えられるという想定によるものである。しかし、淡水性の地下水の海底面からの直接湧出現象が国内外で報告されるようになってきていることを考えると、塩水淡水境界の位置を海岸線近傍に設定することが妥当ではなく、沿岸海底下も、条件によっては、陸域水循環系を構成する要素として捉える必要が発生する可能性がある。

さらに、沿岸域においては、超長期にわたる自然環境の変化が地下水流動に影響を与えることが知られている。特に、約12万年程度の周期で繰り返す氷河性海水準変動が地下水環境に与えている可能性が高いことが議論され始めており(例えば、Hathaway

et al., 1979; Groen et al., 2000), 沿岸海域周辺の地下水環境に関する理解を深めるこ
とは非常に重要である。

氷河性海水準変動が地下水環境に与える影響は、大きく分けて次の 2 つであると考え
られる。

海水準変動に伴う海陸分布の経時変化は、淡水と塩水の境界の位置の大きな変動をも
たらす。例えば、最終氷期から現在までの間に百数十 m 程度の海水準の上昇があった
ことが推定されているが、この上昇は、平野部では数十 km にわたる海岸線の後退を意味する。従って、海水準変動 1 サイクルを考えた場合には、地表における淡水・塩水境
界の位置が数十 km 前進・後退したことになる。また、一般に海水準の低下は比較的緩
やかに進行し、海水準上昇は急速に進行することが知られているので、地盤・岩盤内の
地下水の置換速度が遅い場合には、現在の海底下に置換されきっていない淡水が存在す
る可能性がある(例えば、Kooi et al., 2000)。さらに、海陸分布の経時的な変化は、涵養
域の拡大・縮小と対応しており、長期にわたる水収支を考える上で重要な役割を果たし
ている可能性が強い。

一方、氷河性海水準変動は、地表環境の変化と対応しており、降水量の変化を示して
いるものと捉えることができる。すなわち、寒冷期には、一般に降水量は減少すること
が予想され、温暖期には逆に降水量が増加することが予想される。これは、陸上の単位
面積あたりの地下水の涵養量が氷河性海水準変動によって変化することを示唆してい
る。

このように、沿岸域における地下水流动とそれに伴う物質移行問題を明らかにするた
めには、沿岸域で実際に起こっている現象をより詳細に調査し、明らかにしていくこと
が重要であることは論を待たない。

本研究では、上述のように重要な課題が多々あるにもかかわらず総合的な検討がなさ
れてこなかった沿岸域の地下水流动系を明らかにすることを目的とした研究を試みた。
ここでは、特に、

- 1) 海底からの淡水性地下水湧出地点を把握する手法の構築と現地での適用
- 2) 海底からの淡水性湧出地下水を採取する手法の構築と現地での適用
- 3) 海底からの地下水湧出量の計測
- 4) 沿岸域の地下水流动系を明らかにするための水文学的、地球化学的検討
- 5) 淡水性地下水湧出による周辺海水への物質移行過程評価
- 6) 数値解析的アプローチを用いた沿岸域における地下水流动評価

に関する研究を実施し、現象の適切な理解を試みることを目標とした。

調査地域としては、陸域を対象とした総合的な地下水調査(樋根, 1991; 樋根・山本,
1971 等)が過去になされてきている富山県黒部川扇状地及びその沖合(吉原沖)とし
た。また、黒部川扇状地の南側に位置する片貝川扇状地及びその沖合(魚津沖)に関し
ても調査を実施した(図 1-3)。

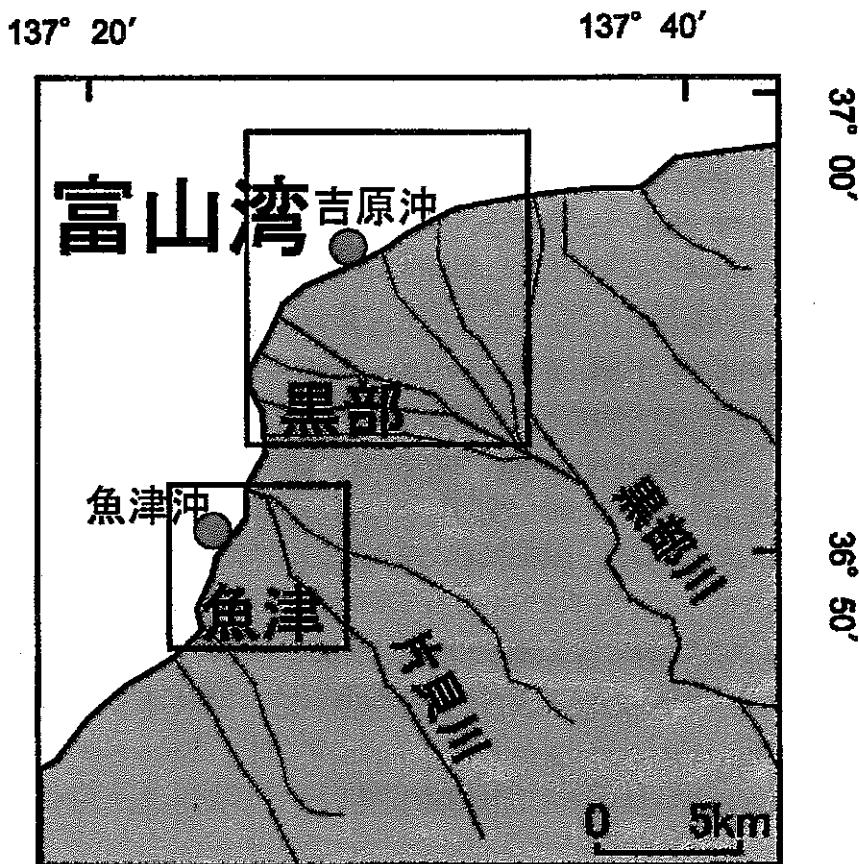


図 1-3 黒部川扇状地及び片貝川扇状地の位置図
黒枠で囲んでいる地域が今回調査を行った領域を表す。また、赤丸の地点は、
海底からの淡水性地下水湧出地点の分布する海域を示す。

1. 2 本報告書の構成

本報告では、まず、第2章で、調査地域として選定した富山県黒部川扇状地及びその周辺の概要について説明する。次に、第3章で、海底からの淡水性地下水湧出地点を把握する手法の構築と現地での適用例について記述し、さらに、実際の淡水性地下水湧出地点において、海底からの淡水性地下水を採取する手法を適用した例を報告する。第4章では、海底からの地下水湧出量計測手法とその結果について記する。第5章では、沿岸域の地下水流动系を明らかにするための水文学的、地球化学的手法についてその成果を示す。第6章では、淡水性地下水湧出の起源を明らかにするための陸域と海域との両者を考慮した地球化学的アプローチとその成果について記述する。第7章では、特に、メタン濃度およびメタンの炭素同位体比に基づいた地下水流动、沿岸地下水湧出の検討と、沿岸海水の持つ特徴について述べる。第8章では、数値解析的アプローチを用いた沿岸域における地下水流动評価について、広域モデリング手法、沿岸域に特化したモデ

ル化の考え方とその結果、について議論する。第9章では、それらの結果をまとめ、本研究の総括を行う。

本報告においては、第1章から第3章までを徳永朋祥、第4章を谷口真人、第5章を後藤純治・嶋田純・徳永朋祥・岩月輝希（5. 2. 3. 4章を除く）、5. 2. 3. 4章及び第6章を張勁・鈴木麻衣・小山祐樹、第7章を亀山宗彦・蒲生俊敬、第8章を稻葉薫・三枝博光・登坂博行が担当し、全体を徳永朋祥が調整する作業を行った。

2. 調査地域の概要

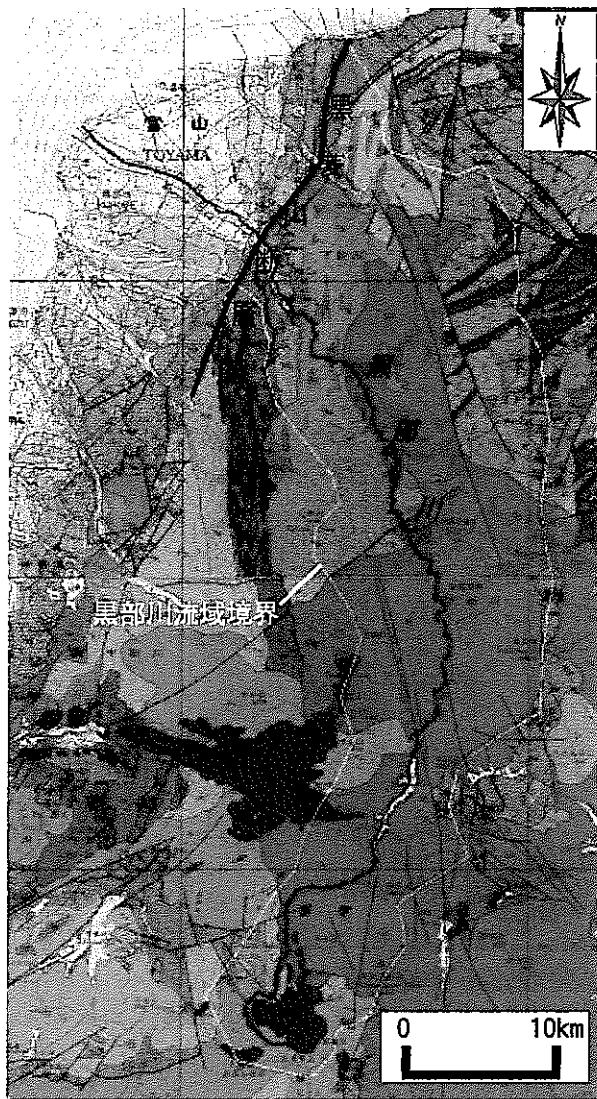
黒部川流域の地質は、黒部川扇状地扇頂部（愛本付近）に位置し、北東一南西走行である黒菱山断層（活断層研究会, 1991）を境に2つの領域に大別できる（図 2-1）。すなわち、断層の北西側は新第三紀及び第四紀の堆積岩、南東側は中期中生代以前の変成岩類及びジュラ紀を中心に活動した花崗岩類を主体とする岩石である。

黒菱山断層北西側における新第三紀の堆積岩は前期中新世の岩稲累層とそれを覆う中期中新世の東別所累層及び音川層からなる。岩稲累層は安山岩質凝灰角礫岩と同溶岩からなる。東別所累層は塊状黒色一暗灰色シルト岩で特徴付けられ、多数の研究者によって様々な部層に分けられている。

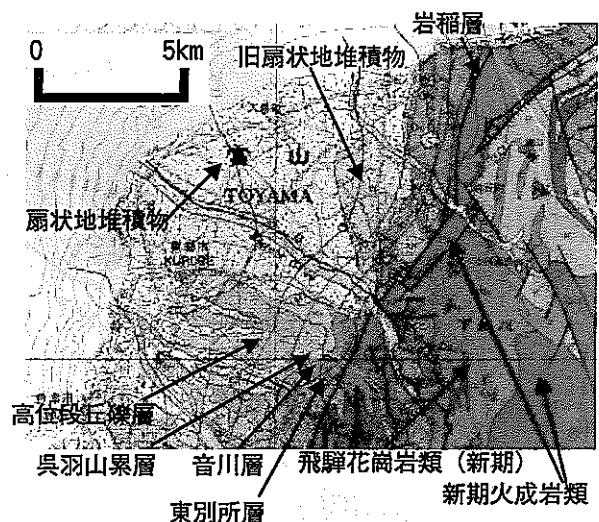
これら新第三紀の堆積岩を第四紀の呉羽山累層が不整合に覆っている。呉羽山累層上部に東福寺累層（高位段丘礫層）が存在する。呉羽山累層は礫層と砂層の互層で、くさり礫が多いことと、傾斜を持っていること、石英をもった火山灰を挟在することなどが特徴である。高位段丘礫層はくさり礫を主とする礫層であるが、開析が激しく、地形面は殆ど残っていない。またくさり礫だけでは呉羽山累層と区別がつかない場合もある。

黒部川扇状地の東部及び西部にそれぞれ舟見野面、前沢面と呼ばれる低位段丘面を構成する旧扇状地堆積物の礫層が存在し、現在の扇状地（沖積層）に覆われている。旧扇状地堆積物を構成する礫層は、福光町土生新の泥炭層から産出される化石の ^{14}C 年代として $21,000 \pm 700\text{y.B.P.}$ が得られている。現在の扇状地は、飛騨山脈の隆起との関係で堆積速度が圧倒的に速く、海成層は堆積していない。沖積層の化石としてハイガイが入っていることが特徴で、それらの年代は $7,000 \sim 4,000\text{y.B.P.}$ を示している。また、その後の海面変動を示す黒部川扇状地入善沖海底林が知られている。

黒菱山断層南東側に、 $2,000 \sim 3,000\text{m}$ 級の飛騨山脈（北アルプス）が位置している。飛騨山脈の大部分は壮年期の険しい高山性山地であり、主要部は中生代以前の変成岩、火成岩、堆積岩などで構成される。黒部川流域に広く分布する火成岩類は、その形成年代によって、飛騨花崗岩類、新期火成岩類に区分される。飛騨花崗岩類はさらに、飛騨古期花崗岩類（ 220Ma 以前）、飛騨新期花崗岩類（ $200 \sim 160\text{Ma}$ ）に分けられ、また、新期火成岩類は放射性年代値によって、北又谷花崗岩類（後期白亜紀）、北アルプス花崗岩類（古第三紀晩新生世～始新世）、黒部川花崗岩類（古第三紀始新世～漸新世）などに区分される。



(a) 流域全体の地質



(b) 扇状地部の拡大図

図 2-1 黒部川流域の地質
(地質調査所 (現地質調査総合センター) 発行 20万分の1 地質図
「富山」「高山」に加筆)

黒部川扇状地は、北アルプスに源を発する急流である黒部川が作り出した日本でも典型的な扇状地である。黒部川は、標高約 125m の宇奈月町愛本を扇頂として沖積扇状地を形成している。その頂角は約 60 度、扇頂から黒部川河口まで約 13.4km、面積約 96km²、扇状地面の勾配は 10~11% である（図 2-2）。その扇端部は直接富山湾に面しており、臨海扇状地となっている。黒部川扇状地の東には、船見野面と呼ばれる段丘面がある。扇状地の地形に関しては、これまでに様々な研究がなされており、扇状地形成過程において形作られた微地形と扇端部の湧水分布や、湧水に伴ってこの地域に特徴的に形成されている杉沢（沢スギと呼ばれる杉が多数自生し、下生としてシダ類などの植物が生育している生態系）と微地形との関連などについて議論がなされている（樋根・山本、

1971 等)。海底地形に関しては、沿岸海底地形図(1/25,000)が公表されており、それに基づいた陸域地形との比較検討等がなされている(例えば、樋根, 1991)。

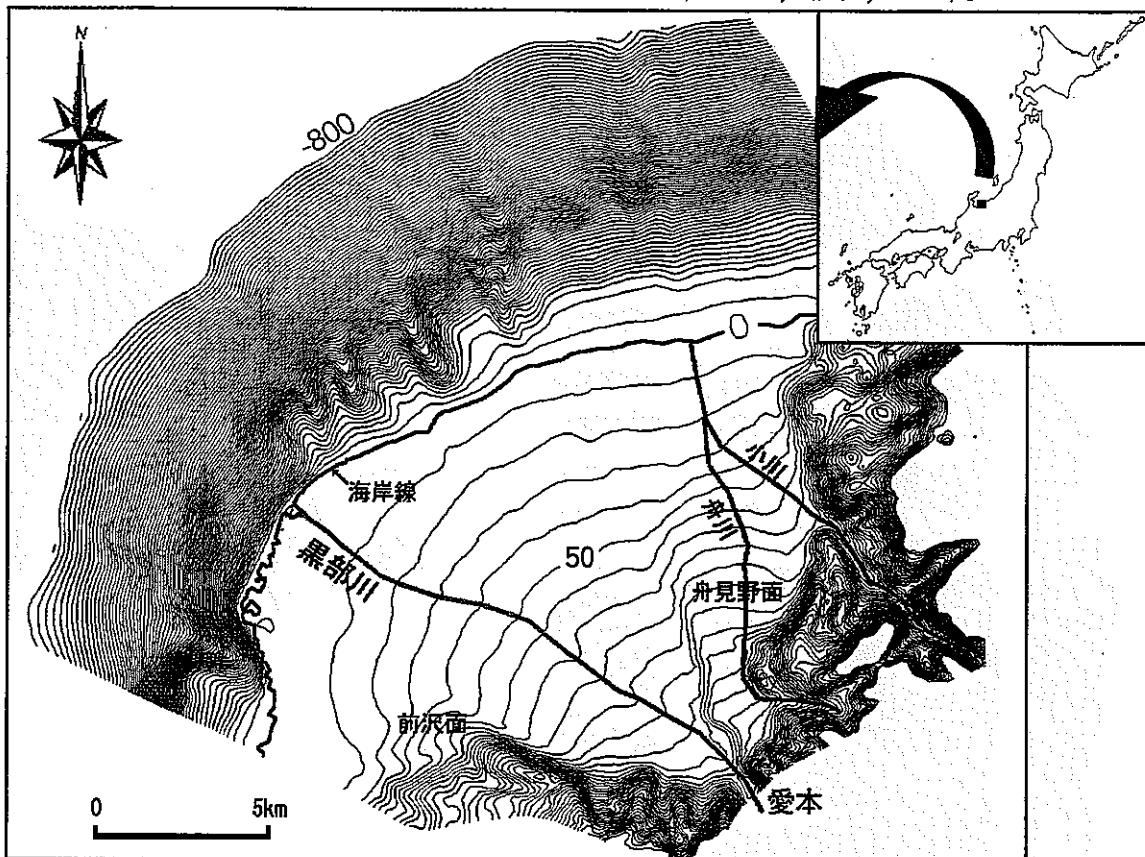


図 2-2 黒部川扇状地の陸域及び海底地形の概要。
国土地理院発行 2万5千分の1沿岸海底地形図「黒部」を基に作図。
標高及び海底面の水深の単位は m である。

地下地質に関しては、陸側の扇状地においては、樋根・山本(1971)による垂直電気探査結果を用いた地下地質の概要に関する検討や、水温の鉛直分布の急変点を用いた帶水層の議論(樋根, 1991)などがある。さらに、海域及び沿岸部の地質に関しては、海底林の年代測定および水深と海水準変動との関連に基づいた堆積過程に関する議論がなされている(Fuji, 1987)。

地下水に関する研究は、1970 年代、1990 年代にも大規模な調査が行われている。1970 年代の調査では、黒部川河川流量、地下水位、一般水質、トリチウム濃度などを分析・測定している。1990 年代の調査では、水温による地下水流动解析、水素・酸素安定同位対比による地下水流动解析、トリチウムによる地下水流动解析が行われ、より詳しい地下水の実態が明らかにされてきた。

海底からの淡水性地下水湧出に関しても、すでに、藤井・那須(1988)によってその存在が報告されている(図 2-3)。藤井・那須(1988)は、ダイバーが海底でプラスチック製注射筒に採水する方法によって採水された水の塩素量の分析を行い、塩素量-水深

データから、水深30m程度の位置における海水には、最高で5.8%の地下水の混入があることを示した。このような結果から、海底林の保存に対する淡水性湧水の寄与に関する考察もなされている（樋根、1991）。

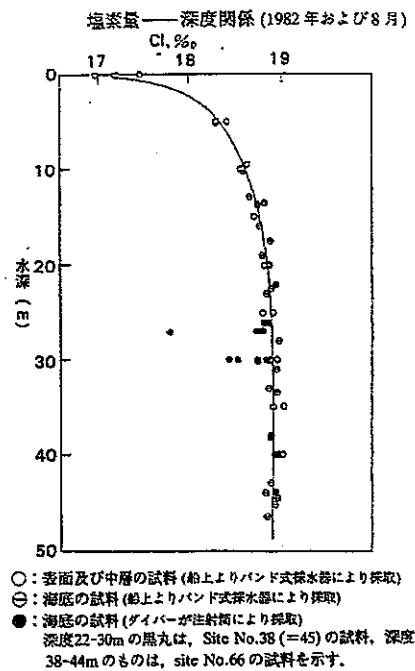


図 2-3 黒部川扇状地沖合の海底林調査における海底からの淡水性地下水把握の例
 (藤井・那須、1988)

水深30m程度の深度における塩素濃度の低い海水の存在が、
 その深度からの淡水性地下水湧出を示唆している。

今回の調査は、陸域の水文・地球化学関連検討は、黒部川扇状地全域と片貝川扇状地を対象として行い、海域の調査は、藤井・那須(1988)が研究を行った入善町吉原沖合(吉原沖)と片貝川左岸側沖合(魚津沖)で実施した(図1-3参照)。

3. 海底湧水探査と淡水性地下水採取技術の開発

3. 1 探査手法

沿岸海域において海底からの淡水性地下水の湧出地点を調査することはそれほど容易なことではない。本来ならば、ラドンやラジウムなどのように海水に対して地下水が圧倒的に多く含んでいるであろう物質を指標に用いることが望ましい(例えば, Moore, 1996; Cable et al., 1996; Corbett et al., 1999)。しかし、ラドンやラジウムの計測は、時間がかかる手法であるために、短時間で広域の調査が困難であるという欠点を持つ。また、ラジウムは、淡水性の地下水では、砂粒に強く吸着し、汽水環境では離脱する性質を持っており(Li et al., 1999), 潮汐に伴う地下水環境のわずかな変化の影響を大きく受けてしまうという問題もある。表 3-1 は、Li et al., (1999)による海底湧出地下水の湧出量の見積もりに関するまとめを示しているが、この表中の Moore (1996)の見積もりが極端に大きくなっているのは、上述のラジウムの吸着特性によるものであると考えられており、汽水環境におけるラジウムを指標とした淡水性地下水の湧出量測定に注意を要することを示唆している。

最近、丸井ほか(1999)は、ダイバーによる電気伝導度及び温度の観測から、海底湧出地下水の探査を行っている。その結果によると、沿岸海底下の砂層中の電気伝導度の値が、その地点の海水中の電気伝導度の値の約 1/2~1/3 程度と低くなってしまっており、そのデータに基づいた淡水性地下水の寄与があると想定される領域が示されている。従って、海底湧出地下水のうち、特に、淡水性地下水の位置を探索する場合には、淡水性地下水と海水との電気伝導度の差を指標として用いる方法の適用性が高いことが考えられる。ただし、丸井ほか(1999)の手法は、ダイバーによる調査のために、比較的広い領域を短期間に効率的に調査することは容易ではない。

表 3-1 河川流量に対する地下水の海域への流出量の割合
(Li et al., 1999 によるまとめ)

河川流量に対する地下水 の海域への流出量の割合	見積もりの手法	備考
0.1~10%	流域の水収支 (Younger, 1996)	
40%	^{226}Ra (Moore, 1996)	このうちの 4%が陸水の海への供給 と考えられる(Li et al., 1999; Younger, 1996)

本研究における調査では、上述の問題点を解決するために、以下の手法を用いた調査

を行った。ここでは、水中テレビロボット（以降 UWTv と呼ぶ）に電気伝導度（CT）・深度（TD）センサーを取り付け（図 3-1），テレビ画面の映像を利用して海底面からセンサーまでの距離を 1m 以内に維持しながら、UWTv をゆっくりと移動させて連続的に電気伝導度・温度・水深の計測を行った（図 3-2）。今回の計測に用いたセンサーの仕様は表 3-2 に示されている。

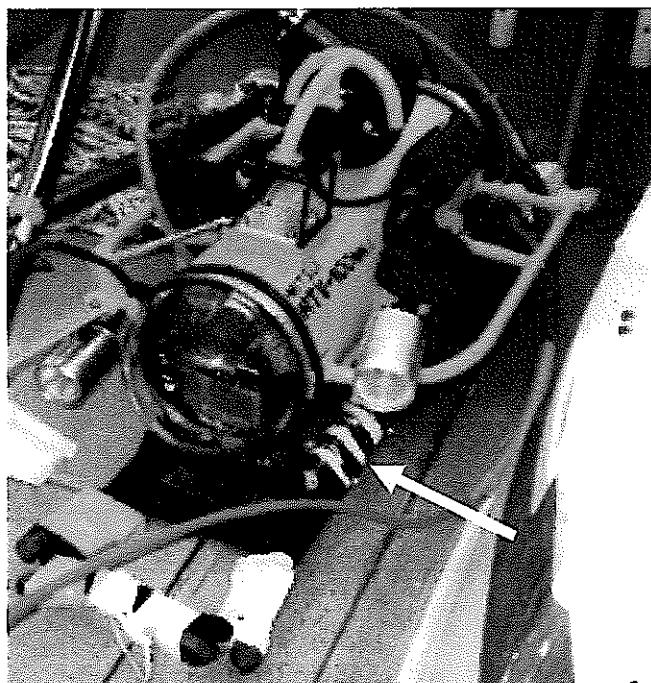


図 3-1 淡水性地下水湧出地点の探査に用いた水中テレビロボット。
図中央部に白いテープで縛り付けられているセンサー（矢印で示されている）が TD センサー。CT センサーは、水中テレビロボットの右側（写真には見えていない）の同じ位置に装着されている。

調査地点の位置は、船上のディファレンシャル GPS 装置（以降 dGPS と呼ぶ）で決定した。従って、船の移動速度が大きい場合には、船の位置と UWTv の位置が大きくなる危険性がある。この問題を避けるために、調査では、船を潮流と風のみによって移動させることとした。調査を行った時期（2001年5月21日～22日）の海況では、船の移動速度は最大でも 1 ノット（約 0.5m/s）程度であり、ほとんどの場合 0.3 ノット（約 0.15m/s）以下であった。後述するように、調査によって電気伝導度の異常が見られた地点とダイバーによる潜水調査の結果発見された淡水性地下水湧出地点の位置のずれがほぼ 10m 以内程度に収まっていることを考えると、水深 30m 程度までの海域で、今回の調査時期のような海況であれば、このような位置決定の方法で十分な実用性があると考えている。なお、CT・TD センサーの計測は 1 秒ごとに行っているので、船の移動速度から考えると、ほとんどの地点では約 15cm ごとに計測を行っており、もっとも条件が悪い場合でも約 50cm ごとにデータを取得していることになる。

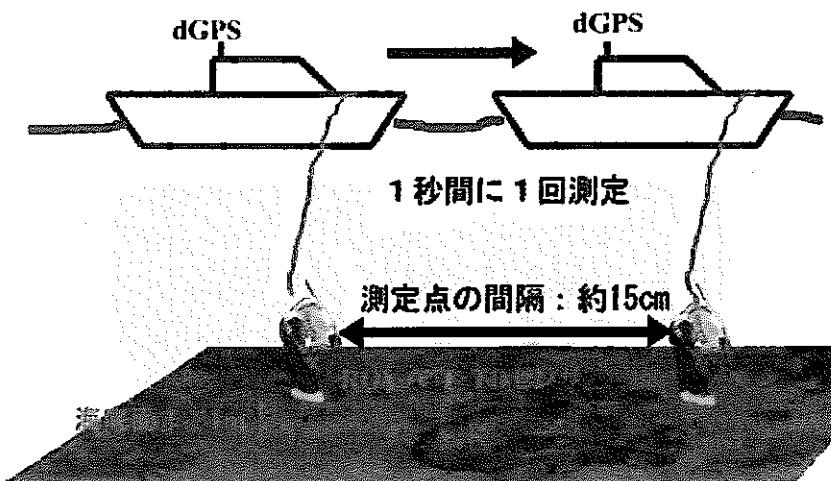


図 3-2 海底面における電気伝導度・温度・水深の探査手法の概要

表 3-2 今回の計測に用いたセンサーの仕様

測定項目	測定項目	測定項目
水温センサー (アレック電子(株)製 COMPACT-TD Model: ATD-HR)	タイプ レンジ 分解能 精度	サーミスタセンサー -5~40°C 0.001°C ±0.02°C
電気伝導度センサー (アレック電子(株)製 COMPACT-CT Model: ACT-HR)	タイプ レンジ 分解能 精度	電磁誘導セル 0~60 mS/cm 0.001 mS/cm ±0.02 mS/cm
深度センサー (アレック電子(株)製 COMPACT-TD Model: ATD-HR)	タイプ レンジ 分解能 精度	半導体水圧センサー 0~2000 m 0.3 m ±1 m

3. 2 結果

調査は吉原沖で行った。調査測線は図 3-3 に示されている。今回の調査では、ほとんどの測線で、温度がさほど大きく変わらなければ、電気伝導度・温度ともに大きく

変わることは無かった(図3-4)。しかし、図3-5のように電気伝導度及び温度が同時に低下している異常点が認められる測線がいくつか認められた。

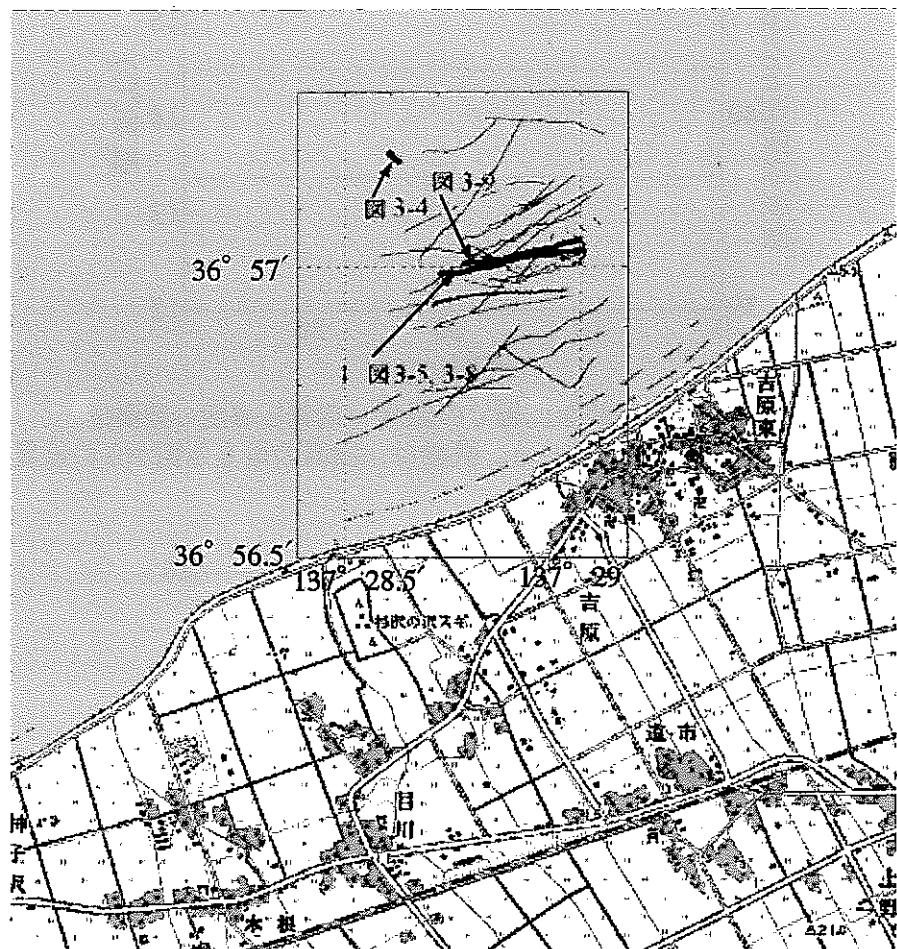


図3-3 調査を行った測線図
(国土地理院発行2万5千分の1地形図「青木」に加筆)

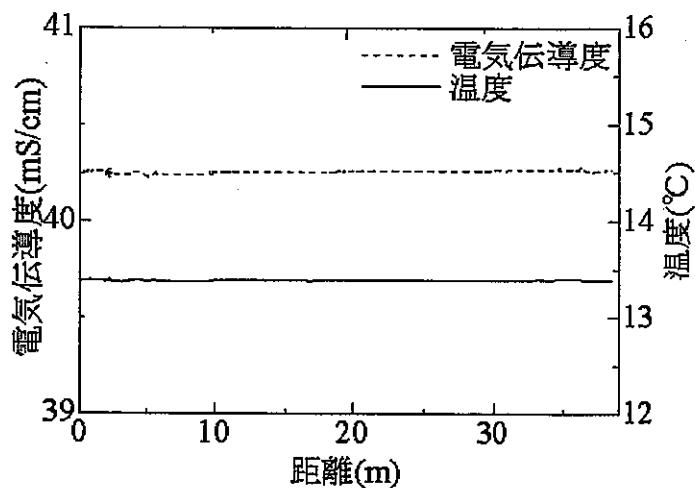


図 3-4 一般的な測線での温度・電気伝導度の観測例。
測線位置は図 3-3 に示されている。横軸は、測線の最も西側からの位置を示す。

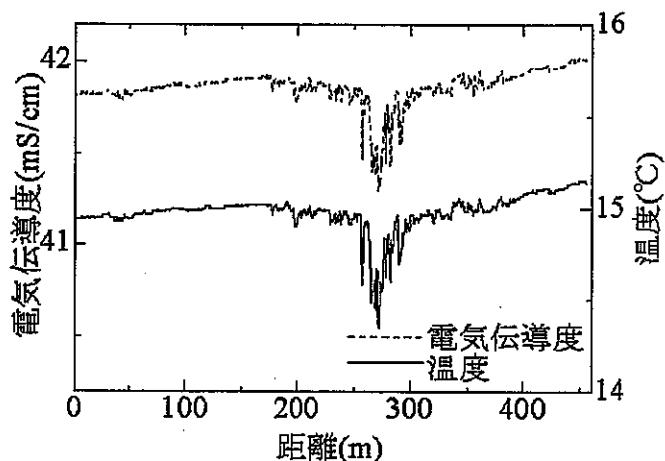


図 3-5 電気伝導度・温度が同時に変化する異常が認められる測線の例。
測線位置は図 3-3 に示されている。横軸は、測線の最も西側からの距離を示す。

温度と電気伝導度は図 3-6 に見られるように正の相関があり、温度が変化すれば電気伝導度も変化する。

ところで、調査領域の海水は、調査時期には温度が急に低下する深度において区分できる何層かの海水に分かれている（図 3-7）。このことから、電気伝導度及び温度が同時に低下している異常点は、たまたまその点が海水の層境界上にあり、センサーが層をまたぐことによって大きく温度変化をし、そのため電気伝導度も大きく変わった可能性がある。つまり、このような地点は、塩分濃度の低い海水が存在する地点を示していない可能性がある。実際に、図 3-5 のようなデータは、図 3-7 に見られる温度急変深度に近い深度でのデータに見られる傾向があった。

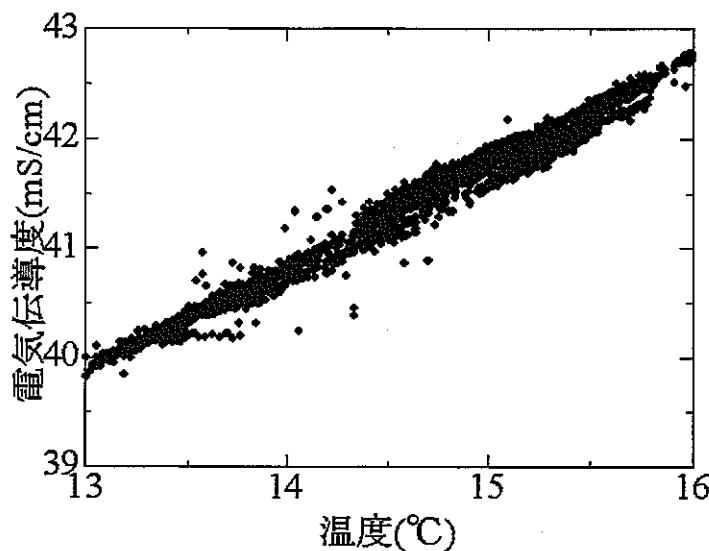


図 3-6　温度と電気伝導度の関係。

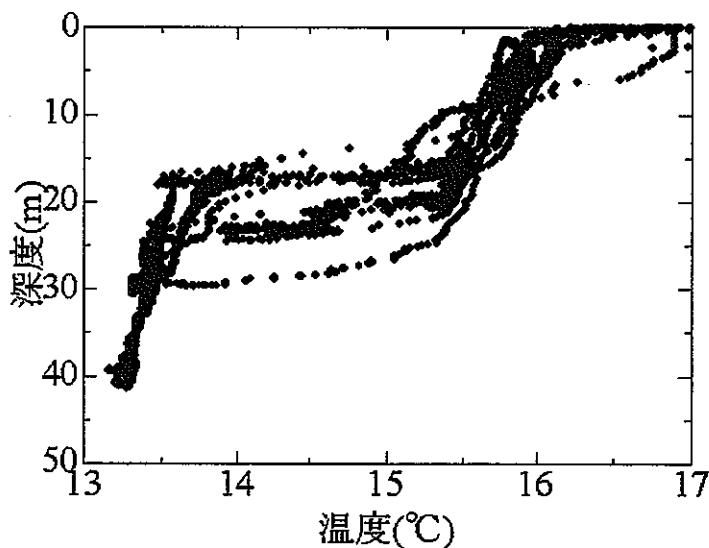


図 3-7　2001年5月20日における水深と温度の計測結果。

このような問題に対処するため、地下水の研究では、温度と電気伝導度の間には直線的な関係があると考え、

$$EC(r) = EC_{(18)} \{1 + \alpha_{18}(T - 18)\} \quad (3-1)$$

を用いて 18°C の電気伝導度に変換して議論することがしばしば行われている（例えば、水収支研究グループ、1993）。ここに、 $EC_{(r)}$ は、任意の温度 ($T^{\circ}\text{C}$) で測定した電気伝導度、 $EC_{(18)}$ は、18°C に換算した電気伝導度、 $\alpha_{(18)}$ は、18°C における温度係数、である。 $\alpha_{(18)}$ の値としては、一般に 0.02 という値が用いられる。

この関係を用いることによって、温度の影響をある程度取り除くことは可能である。しかし、温度と電気伝導度との関係は、完全な直線関係ではないことが知られており、

海水のように電気伝導度の高いものを対象とする場合には、(3-1)式はそれほど精度が高くない。特に、今回の目的のように、電気伝導度の小さな変動を見ようとする場合には、(3-1)式を利用することは望ましくない。そこで、今回は、Weyl(1964)の温度・塩素濃度・電気伝導度間の経験式、

$$\log_{10}EC(\tau) = 0.57627 + 0.892 \log_{10}Cl - 10^{-4} \tau [88.3 + 0.55\tau + 0.0107\tau^2 - Cl(0.145 - 0.002\tau + 0.0002\tau^2)] \quad (3-2)$$

を用いることとした。ここに、 $EC_{(T)}$ は、 $T^{\circ}\text{C}$ における電気伝導度(mS/cm)、 Cl は塩素濃度(‰)，であり、 $\tau = 25 - T^{\circ}\text{C}$ ，である。調査では、温度と電気伝導度の両方を計測しているので、その時の塩素濃度を(3-2)式から求めることができる。ここでは、そのようにして求めた塩素濃度を用いて、 18°C における電気伝導度 $EC_{(18)}$ を計算し、以下の議論を行うこととした。

このような温度補正を行った後に、7点の単純移動平均を取ると、図 3-5 のデータは図 3-8 のようになり、海水の温度が急激に変化することによる電気伝導度の変化をほとんど取り除くことができるところがわかった。すなわち、図 3-5 に見られた電気伝導度の異常は、温度のみの変化による見かけのものと判断される。上述の処理を行った後に、温度が変動せず電気伝導度が 0.1mS/cm 程度低下している点(図 3-9)を、淡水性海底湧出地下水の位置を示している可能性が高い地点(電気伝導度の異常点)とした。その分布は、図 3-10 に示されている。また、その地点の緯度経度は表 3-3 に示されている。

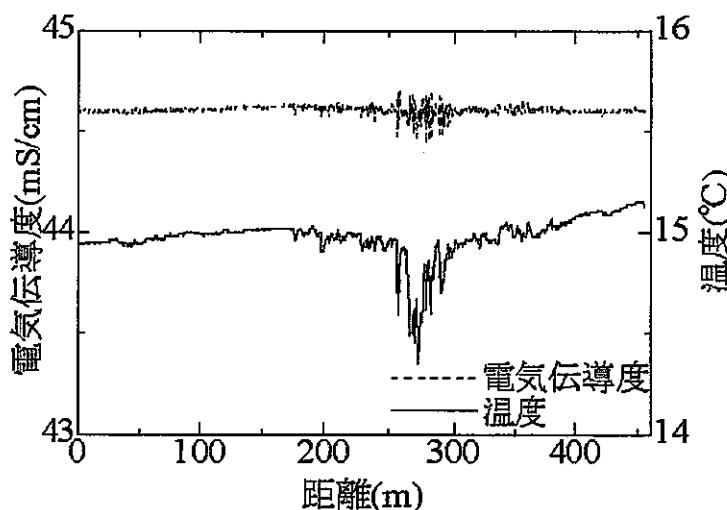


図 3-8 温度補正をした後の電気伝導度データ(図 3-5 のデータ)。
測線位置は図 3-3 に示されている。横軸は、測線の最も西側からの距離を示す。

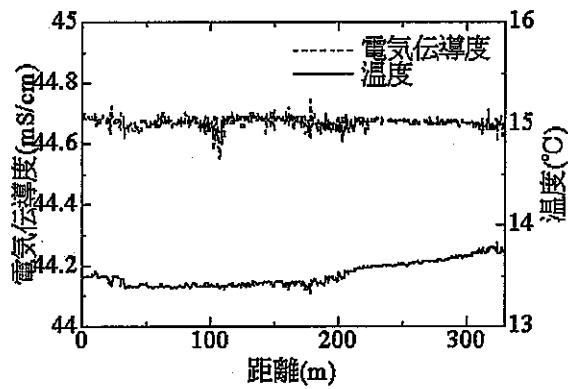


図 3-9 電気伝導度の異常点を含むデータの例。
測線位置は図 3-3 に示されている。横軸は、測線の最も西側からの距離を示す。

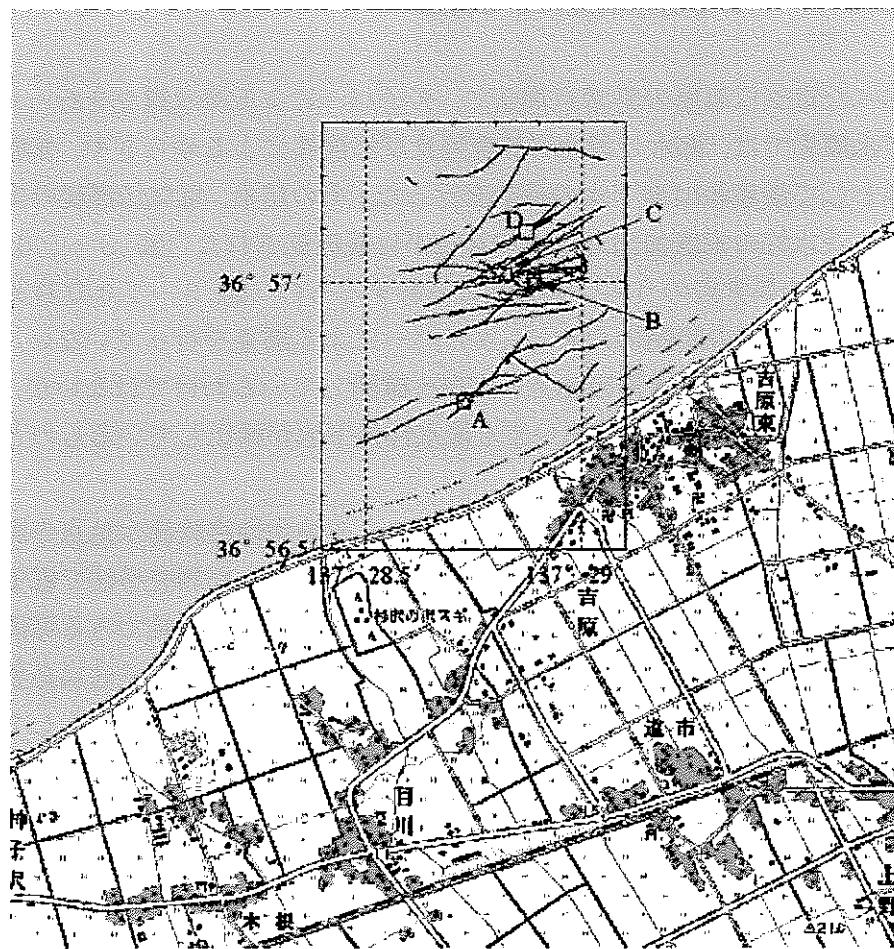


図 3-10 今回の調査の結果発見された電気伝導度の異常点 (□) と淡水性地下水湧出地点 (☆) の分布。
(国土地理院発行 2万5千分の1地形図「青木」に加筆)

表 3-3 淡水性地下水湧出地点と電気伝導度異常点の座標（東京座標系）

地点名	緯度	経度
湧出点 A	北緯 36° 56。774'	東経 137° 28。730'
湧出点 B	北緯 36° 57。001'	東経 137° 28。890'
湧出点 C	北緯 36° 57。019'	東経 137° 28。809'
異常点 A	北緯 36° 56。774'	東経 137° 28。729'
異常点 B-1	北緯 36° 57。001'	東経 137° 28。892'
異常点 B-2	北緯 36° 57。007'	東経 137° 28。894'
異常点 C	北緯 36° 57。013'	東経 137° 28。826'
異常点 D	北緯 36° 57。093'	東経 137° 28。874'

3. 3 ダイバーによる潜水調査による確認

前節で述べた電気伝導度の異常点周辺で、ダイバーによる潜水調査を行った。ダイバーによる潜水調査では、海水と湧水の密度差及び温度差によるゆらぎや、体感される温度差を指標として海底湧出地下水の探査を行った。その結果、電気伝導度の異常点とほぼ同じ地点に淡水性の海底湧出地下水の存在が目視確認された（図 3-10, 表 3-3）。電気伝導度の異常点のうち、最も北に位置するもの（図 3-10 の D 地点）に関しては、調査時の海況の問題のために、ダイバーによる調査を行っていない。そのため、現時点では淡水性地下水湧出地点の存在を確認しているわけではないが、他の地点の状況との類推から、この地点においても淡水性地下水が湧出しているものと考えている（後述）。

このことは、今回行った CT・TD センサーによる淡水性海底湧水地点の調査が実用に耐えるものであることを示している。つまり、今回のような調査手法で電気伝導度の異常点を見つけることができれば、淡水性の海底湧出地下水を発見できる可能性が高いことが示された。ただし、ここで注意しなければならないのは、本手法は必要十分条件としての淡水性海底地下水湧出地点の探査とはなっておらず、十分条件として評価されるという点である。また、今回の調査が行われた地域での地下水流出量が概ね吉原沖で観測された地下水流出量（4章に後述： 10^3cm/s 程度）であると仮定すると、その流出量は、国内の他の地域（例えば大阪湾周辺： $5 \times 10^6 \sim 4 \times 10^4 \text{cm/s}$ (谷口・岩川, 2002)）に比べて数十倍～数千倍大きい。このことを考えると、電気伝導度の振れ幅が吉原沖より相対的に小さいと思われるような国内の他の地域でこの手法が適用できるものであるかどうかは不明である。

ところで、発見された淡水性海底地下水湧出の位置は、電気伝導度の異常点から 10m 以内に位置していた（表 3-3）。ここでは、ダイバーが淡水性の海底地下水湧出地点を発見した場合、その地点からブイをあげ、海面上に見られるブイの地点において、船

上の dGPS で位置を決定するようにした。

今回発見した淡水性海底湧出地下水の位置は、水深 18.6m(A), 27.4m(B), 31m(C) の 3 地点である(図 3-10)。なお、この深度は、ダイバーが用いている深度計で計測された深度である。ダイバーによる潜水調査及び水中カメラの映像から、淡水性の海底湧出地下水は、地点 C のように、海底林の根および炭質物からなる層とその下位の砂層との境界を湧出口として主にそこから湧出しているもの(図 3-11)と、地点 A および B のように、特に大きな湧出口を持たず、電気伝導度の異常点の周辺からほぼ一様に湧出しているものの 2 種類が認められた。

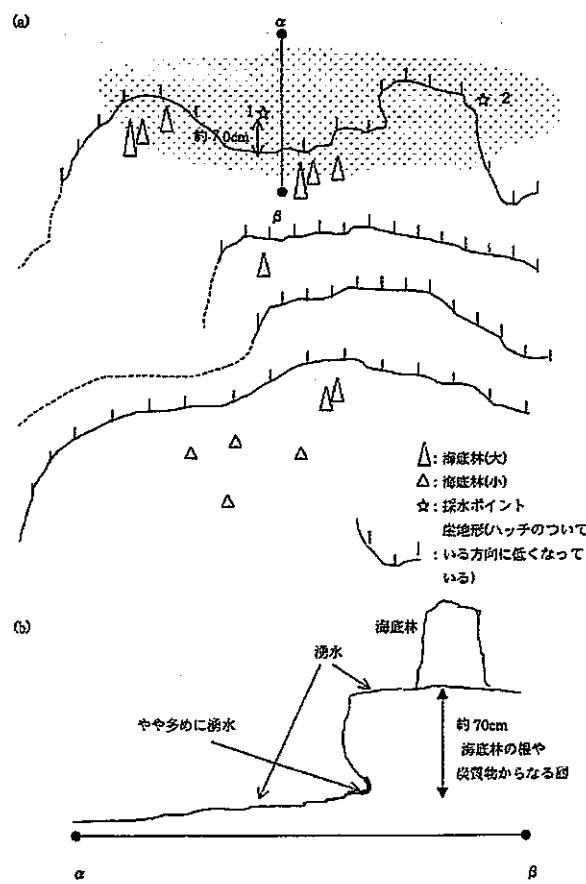


図 3-11 海底地下水湧出地点(地点 C)の地形概念図。

(a) 平面図。ハッチをかけている部分で淡水の混入による揺らぎが認められる。図の上が北の方向であり、最も北にある崖と採水点 1 との間が約 70cm である。(b) $\alpha - \beta$ 間の模式断面図。 (a) (b) とともにダイバーによる水中のスケッチをもとに構成した見取り図である。

地点 C では、淡水性の海底湧出地下水が地形的な段差に沿って分布しているので、その分布は帯状になっており、詳細に見ると、地層境界にピンホール状の湧出口が多く認められる。また、地点 A においても、その周辺には、地点 C で見られるのと同様な地形的な段差が認められており(図 3-12)，採水時には、大きな湧出口を持たず、

砂層中から一様に湧出しているように見られたが、実際には、地点 C と同様に、特徴的な地形を形成する海底林及びそれに密接に存在する炭質物からなる層の存在が淡水性地下水湧出地点の存在を規制しているものと想定している。地点 D に関しては、上述のように、ダイバーによる潜水調査を行っていないが、詳細な地形計測からは、特徴的な地形的な段差がほぼ地点 B, C と同じ水深に認められ(図 3-13), このことと、電気伝導度の異常の存在から、淡水性地下水湧出点の存在を推定している。

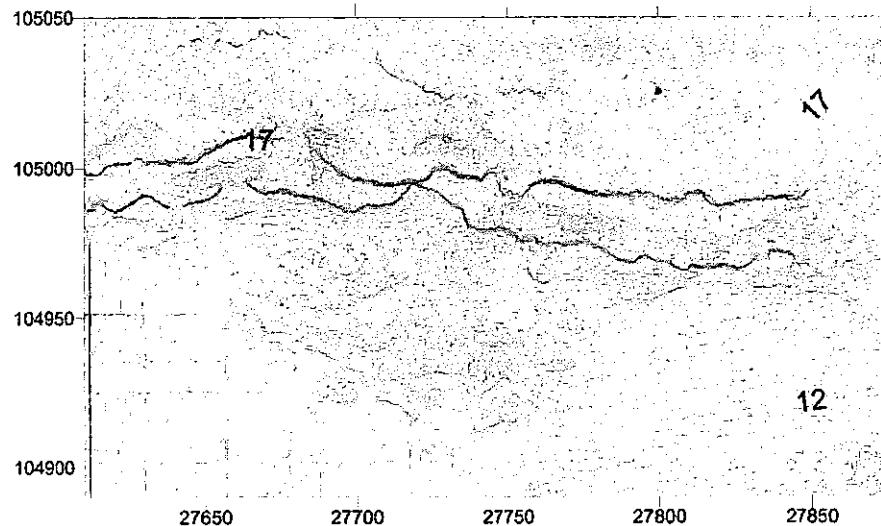


図 3-12 地下水湧出地点 A 周辺の詳細海底地形図。

本図は、日本測地系（7系）によって作成されており、横軸と縦軸の数字は距離(m)に対応している。等深線間隔は 10cm であり、地下水湧出地点は、図中に黒丸で示されている。図中の数字は水深を示している。

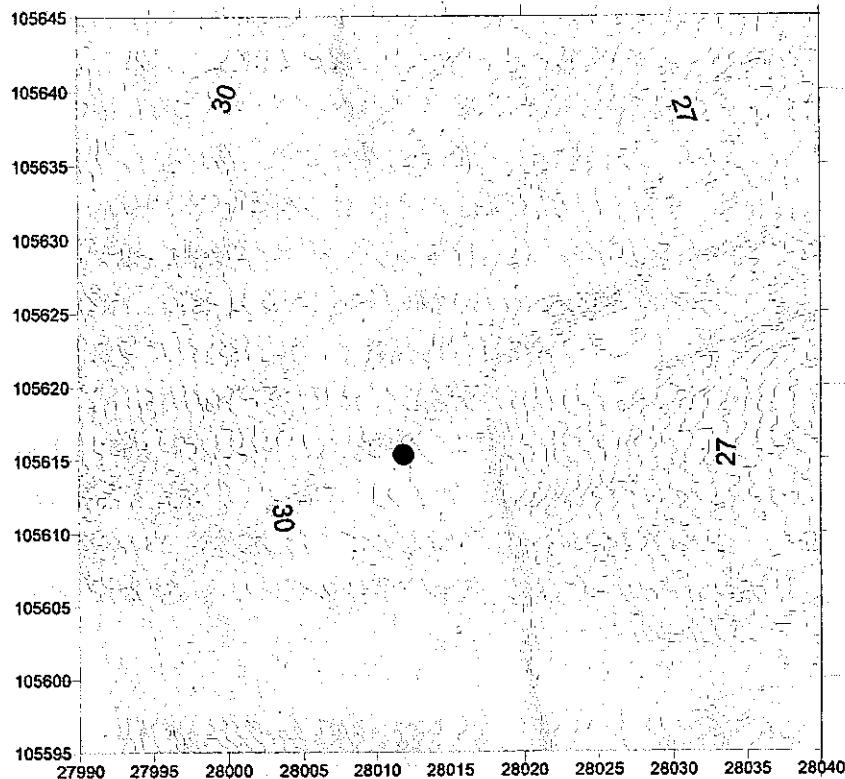


図 3-13 電気伝導度異常点D周辺の詳細海底地形図。

本図は、日本測地系(7系)によって作成されており、横軸と縦軸の数字は距離(m)に対応している。等深線間隔は10cmであり、電気伝導度異常点は、図中に黒丸で示されている。図中の数字は水深を示している。

3.4 海底下の地下水採取技術の開発

海底からの淡水性湧水を、海水との混合を防ぎながら採水することはそれほど容易ではない。例えば、2節で述べたように、藤井・那須(1988)は、淡水性湧水が確認された地点で、ダイバーが湧水をプラスチック製注射筒に採水するという手法を用いているが、この手法では、採水された試料中の淡水の混入率が最高で5.8%という結果が得られており、湧水の様々な特徴を知るための試料を取得することは非常に困難である。一方、Hathaway et al. (1979)やGroen et al. (2000)では、沿岸域での大規模な孔井掘削を行い、採取されたコアの間隙水抽出や、石油産業で行われているような地層水採取手法を用い、沿岸海底下の地下水の特徴について明らかにしている。孔井掘削が行われた後には、物理検層の結果を用いて、間隙水の組成を推定することも可能である(例えば、Groen et al., 2000)。しかし、このような手法を用いるには、多大な費用と設備が必要であり、また、湧出している比較的海底面近傍の地下水の状況を知ることが逆に困難であるという問題がある。

今回の地下水採取技術の開発にあたっては、海底からの淡水性地下水と密接に関係し

ている海底面下の地下水を直接採取することを目的とした。また、ダイバーによる採水が可能な水深（約30~40m）程度までの領域での採水を対象とした。

採水は、約60cm程度の長さの採水用針と三方コック、プラスチックシリンジ、マイラーバッグを組み合わせることによって行うこととした（図3-14）。針の長さは、長ければ長いほど、海水の混入を避けることができるので有利である。しかし、実際には、海底下でダイバーが作業することを考えると、その作業性も優先する必要がある。ここでは、海底面下の針の先から間隙水を採取することを想定し、また、一回の採水での採水量を2lと設定し、針の長さの最小値を検討した。具体的には、針から同心円状に分布している間隙水を採水する条件を想定し、また、間隙率を0.3と、海底面直下の堆積物としては小さめの値を設定した。この場合、2lの間隙水を採水することは、周辺約6700cm³の体積から水を採取することを意味する。これは、半径12cmの球に相当する。すなわち、この球が海面上に出なければ、理論上は、海水の混入を避けることが可能となる。実際の採水作業では、採水針が少なくとも約30cm程度刺さっていることを確認してから採水を行うようにした。



図3-14 開発した海底下からの地下水採取装置。
左側の写真は、マイラーバッグとシリンジ、三方コックの組み合わせであり、右側は、採水用針（上）と補助材（下）である。

採水用針は、中空のステンレススチールの先を閉じ、海底にさしやすくするために先端を尖らせている。また、先端から2~4cmの部分にスリットを切り、そこからステンレススチール内部に水が入るようになっている。海底にさし込むにあたって針の強度を増すために、補助在を中空部分に刺しておき、海底へのさし込みが修了した後に、補助材を抜くようにした。

その後、マイラーバッグ、三方コック、プラスチックシリンジとつながっているビニルパイプを採水針の上端につなげ、採水を開始する。この場合、ビニルパイプの中や、採水針の中には海水が存在していることが想定されるので、図3-15に示されているような手法で数回のとも洗いを行い、採水装置内の液体を海底面下の地下水と置換す

る。今回の原位置での適用においては、5回のとも洗いによって、装置内の液体は地下水と置換されているようである。

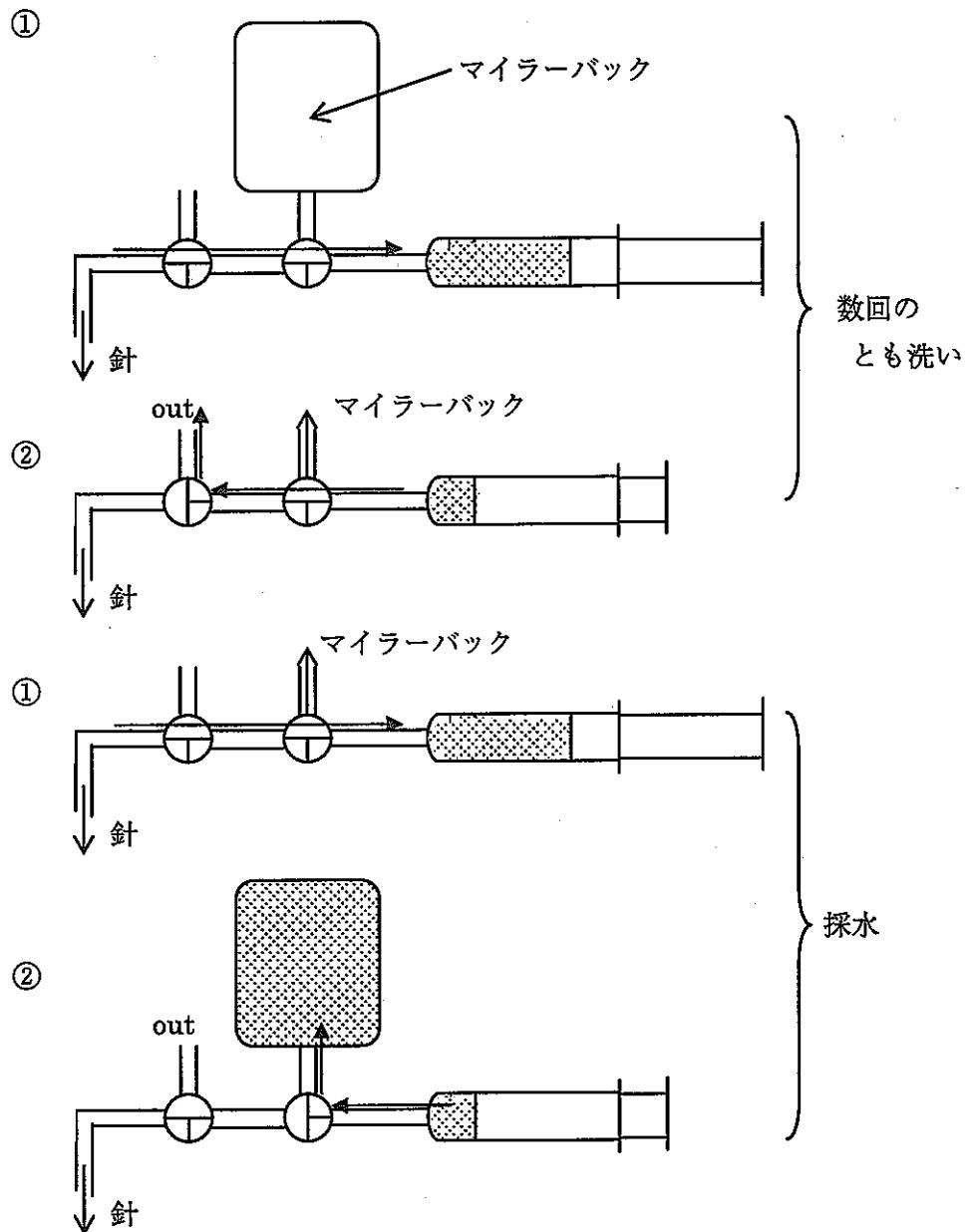


図 3-15 海底からの地下水採取手法の概要。
青色の矢印は、採水している地下水の流動方向を示し、黒の矢印は、その延長に採水用針がつながっていることを示す。

上述の作業の後に、プラスチックシリンジで海底下の地下水を抽出し、その水をマイラーバッグに移動させることを繰り返し、海底面下の地下水のみを採取する（図 3-15）。

この手法を用いて、1l 以上の海底面下の淡水性地下水の採水を行った。採水された

水の電気伝導度は、すべて 0.2mS/cm 以下であった。今回の調査では、海底面近傍の海水の電気伝導度も計測しており、その値は、採水した地点の周辺では 45~49mS/cm であった。黒部川扇状地陸域での地下水の電気伝導度の値が 0.047~0.298mS/cm である（巻末データ）ことを考えると、電気伝導度の値から推定される、採水された水に混合している海水の割合は、最大でも 0.3%程度である。後述（巻末データ）の主成分組成からは Na^+ および Cl^- の異常はまったく認められず、また、酸素・水素同位体比の値も、陸域地下水のそれと調和的であることから、実際には完全に海水による混合を避けることに成功していると判断される。また、1回の採水にかかる時間は、10 分以内であり、水深 30m 程度の地点においても、ダイバーによる採水が可能であった。

4. 海底地下水湧出量の推定

4. 1 はじめに

海底地下水湧出量を推定する方法として、(1) 直接測定法、(2) トレーサー法、(3) モデリング法、の3つがあるが、ここでは、吉原沖で行った自記湧出量計を用いた直接測定について報告する。

地下水と海水との境界(海底堆積物境界)を通過するフラックスを直接測定するには、シーページメータ(地下水湧出量計あるいは地下水漏出量計)と呼ばれる装置を用いるのが唯一の方法である。堆積物境界を通過する水フラックスは通常非常に小さいため、市販の流速計による測定は不可能で、様々な工夫がされている。一般には、境界面における集水面積および集水時間を大きくして、一定時間内に増加(あるいは減少)した水の体積を集水面積で除することで水フラックスを求める方法がとられている。一般には、半分に切ったスチールドラム管を海底の堆積物に挿入し、4リットルのプラスチックの袋にたまる湧出水(あるいは漏出水)の量を測定する方法を用いる。これが現在標準として用いられている、"Lee-type"の手動式湧出量計である(谷口, 2001)。

手動式湧出量計は、これまでに湖底、海底、河床などにおいて数多く用いられてきたが、以下の4点が問題点として指摘されている。(1) 地下水湧出の時空間的変動のため、平均的な湧出量を評価するには多くのシーページメータが必要である。(2) ドラム管とプラスチック袋の間のチューブの抵抗およびプラスチック袋の抵抗を最小限にすることが必要。(3) プラスチック袋にカバーを取り付けることによって、測定誤差を軽減することができる。(4) 検出限界に注意を払う必要がある。このように、シーページメータにはいくつかの問題点は存在するが、最近のフィールドでの"Lee-type"手動式湧出量計を用いた観測結果では、上記問題点を考慮して注意深く利用することにより、十分信頼性のある地下水湧出・漏出測定が可能であることが証明されている。

"Lee-type"の手動式湧出量計は、プラスチック袋の頻繁な交換や水の増減量の毎回の測定など多大な労力を要し、多数のシーページメータを用いて、地下水湧出(あるいは漏出)量の連続測定を行うことは非常に困難であった。この問題を解決するために、シーページメータの自動測定化が1990年代から始まった。ヒートパルス式(瞬間熱源式)自記シーページメータの構造は、内径約1cmのパイプを集水器の集水口に立ち上げ、さらにパイプ内で自然熱対流が発生しないように、パイプ水平部にヒーター・サーミスター等のセンサー部を設置し、最後は底面(堆積物境界面)に水を排出させる構造になっている。熱源は、絶縁したニクロム線をアルミパイプの外壁にまきつけて、瞬間に(約2秒)電流を流すことにより、ヒートパルスを与えている。温度測定は、熱源の上流側と下流側に配置したサーミスターによって行い、両方向(地下水湧出と地下水漏出)の流速が測定できるようになっている(谷口, 2001)。

ヒートパルス式自記湧出量計は、データ処理の煩雑さと、風波などで流体が両方向に振動している時などには、ピークが捉えにくい欠点があった。そこで市販のセンサー(Granier式測器)を利用した、連続熱供給式自記湧出量計(continuous heat - type automated seepage meter)が開発された。元々、Granier式測器は、樹木の樹液流速を測定するために用いられたものである。測定部分は2本のセンサーからなり、一方はサーミスターと0.2Wの微弱な熱量を供給するヒーターが組み込まれており、定常的に熱が加えられている。他方は、サーミスターのみが組み込まれている。両者は、直徑が1.8cmのパイプを基幹として、2極間の距離を15cm(熱伝導の影響が出ない距離)として配してある。これら2極間の温度差を測定する事により、その時の流速を評価する仕組みになっている。具体的には、流速が0の時には、サーミスターのみが組み込まれているセンサーは、その時の水温を示すのに対し、ヒーターが組み込まれているセンサーは、それよりも高い温度を示し、両者の温度差は最大になる。そして、それによって生じた二極間の温度差が、電圧値に変換されて出力される。パイプ内の水の流速が徐々に速くなるに従って、熱移流の影響が徐々に大きくなり、ヒーターが組み込まれているセンサーの温度も低下し、両極の温度差が小さくなる(Taniguchi and Iwakawa, 2001)。

自動式シーページメータのうち、熱輸送以外の原理を利用したものとして、超音波式湧出量計がある。これは超音波が流体移動によって受けるドップラー効果を利用したものである。2つのセンサーによる両方向への超音波の発信・受信により、両方向(地下水湧出および地下水漏出)の流速を連続測定することができる。このほかには、深海底の熱水・冷湧水の流速測定には、チャンバーを用いる方法もあるが、これは比較的流速が早い場合にのみ利用されている。

今回の黒部沖海底地下水湧出量の連続測定には、上記の連続熱供給型自記シーページメータを用いた。

4. 2 測定場所

2001年7月28日—31日の4日間、入善町吉原地区沖合約200m、水深5mの海底(ポイントC、図4-1・図4-2)に自記地下水湧出量計(シーページメータ、図4-3)を設置し、海底地下水湧出量の連続測定を行った。設置場所とした海底は所々に礫が見られたが砂質であり、自記地下水湧出量計(シーページメータ)の漏斗部分を容易に設置できた。この期間の測定では、観測期間とデータロガーの性能の関係で、測定間隔は3分間とした。

2001年9月14日—16日の3日間、入善町吉原地区の海岸線から約5m、水深約1mの地点(ポイントA、図4-1・図4-2)と、海岸線から約3m、水深約1mの地点(ポイントB、図4-1・図4-2)の海底に自記地下水湧出量計(シーページメータ)を設置して、海底地下水湧出量の連続測定を行った。なお、2002年9月11

～14日と9月20～10月6日に吉原沖水深17m（ポイントE）で、また2002年9月14～19日に吉原沖水深7.4m（ポイントD）において、自記地下水湧出量計を用いた地下水湧出量の連続測定を行なった。

今回用いた自記シーページメーター（連続熱供給型、図4-3）は、漏斗で集めた地下水をパイプに導き、パイプ内の水の流速を、熱源と流速による熱輸送差を用いて測定し、その流速にパイプと漏斗の断面積比をかけて、地下水の湧出速度を求めるものである。あらかじめ室内で行なったキャリブレーションを元に、センサーから得られる出力値（V）から流速（cm/hour）を求めることができる。ここで求められた流速は、センサーがついているパイプ内の実流速であるため、地下水を集めるために用いた漏斗の断面積とパイプの断面積比で割ると、実際に海底から湧出する地下水のフラックス値が求められる。本観測では、漏斗の直径が30cmのものと直径40cmのものを用いた。

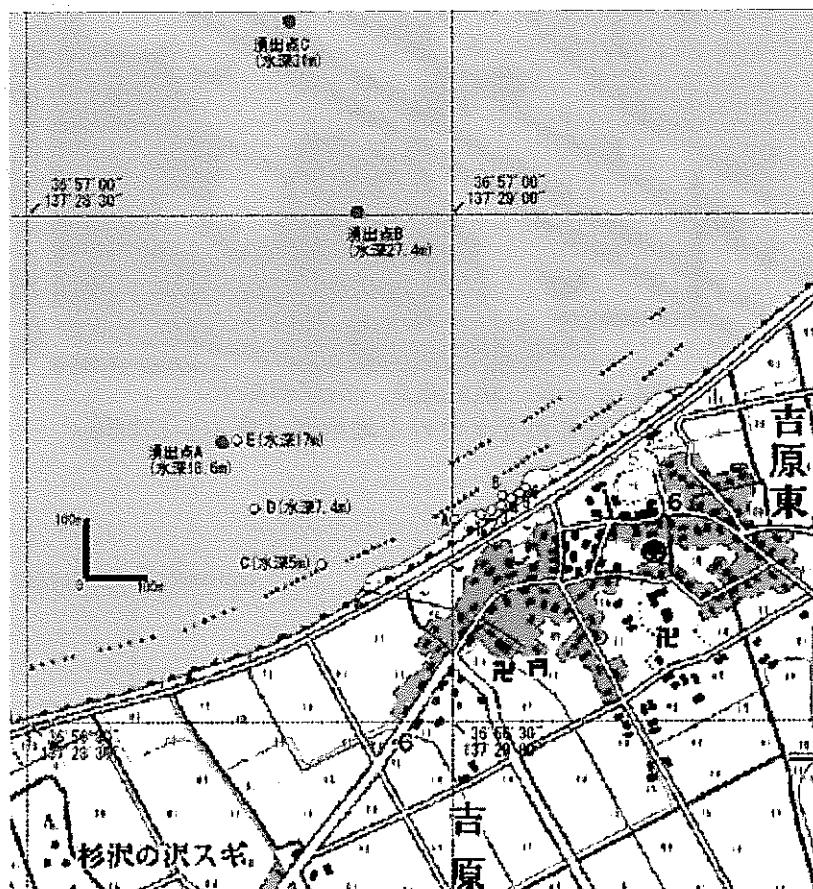


図4-1 観測地点概要（沖合）
国土地理院発行2万5千分の1地形図「青木」に加筆。
湧出点A～Cは図3-10のA～Cと同じポイントである。

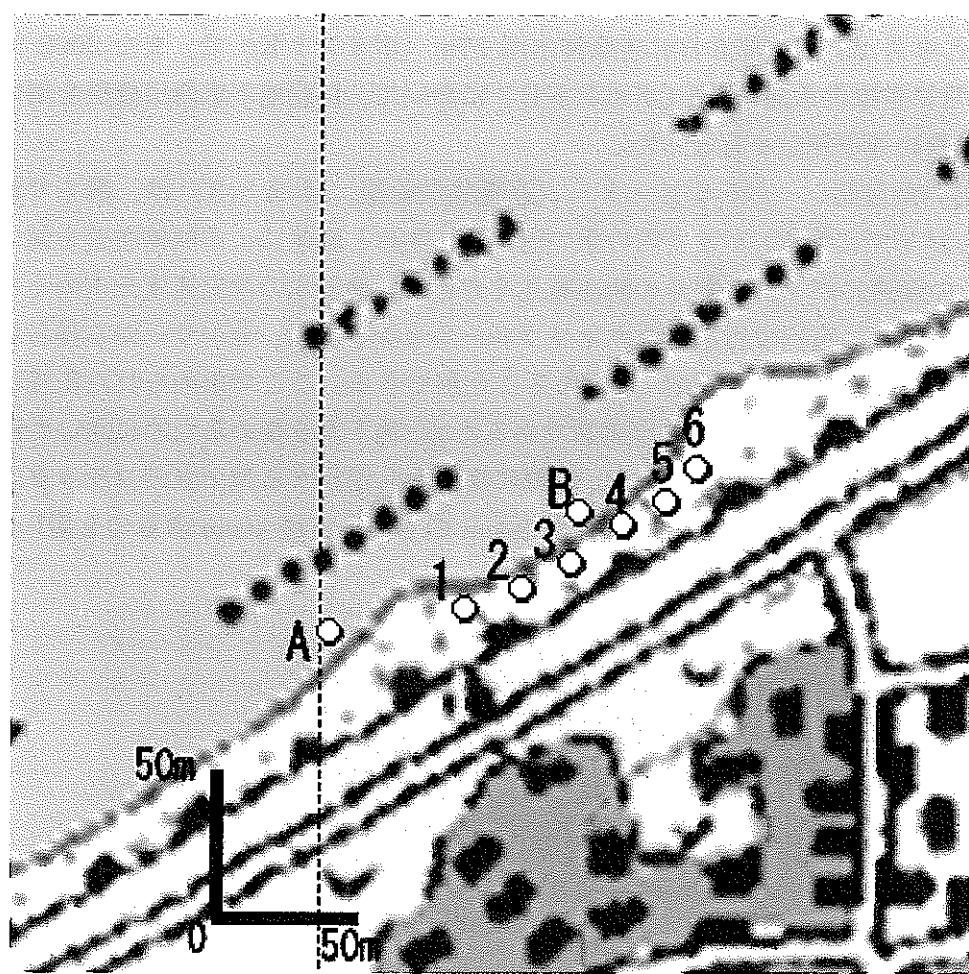


図 4-2 観測地点（沿岸部拡大）
国土地理院発行2万5千分の1地形図「青木」に加筆。

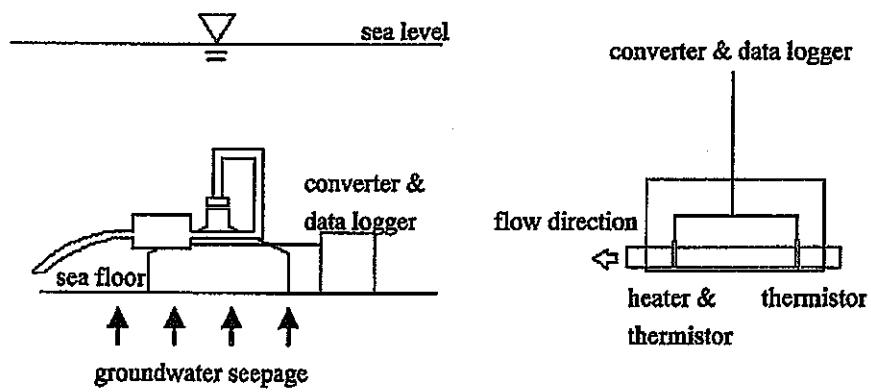


図 4-3 自記地下水湧出量計の概要

4.3 測定結果

2001年7月28日13時～31日8時、9月14日10時～16日10時の自記地下水湧出量計（シーページメーター）を用いた観測で、ともに海底からの地下水湧出が観測された（図4-4、図4-5、図4-6）。

9月の水深1mでの湧出量は、直線距離で150m離して波打ち際で同時に2ヶ所、測定を行った。その結果、ポイントAでの平均が、 1.9×10^{-3} cm/sec、ポイントBでの平均は 3.2×10^{-4} cm/secであった。図4-4および図4-5には9月14日から16日までの、ポイントA、ポイントBでの地下水湧出量の1時間ごとの移動平均をとったものも表してある。この1時間ごとの移動平均から、ポイント1での最大湧出量は、 4.8×10^{-3} cm/sec、最小湧出量は、 1.4×10^{-4} cm/secで、最大時と最小時の湧出量の差は、 4.6×10^{-3} cm/secであった。ポイント2での最大湧出量は、 6.7×10^{-4} cm/sec、最小湧出量は、 0.2×10^{-4} cm/secで、最大時と最小時の湧出量の差は、 6.5×10^{-4} cm/secであった。

7月の水深5m（図4-3のC地点）での湧出量は、4日間の平均が、 1.7×10^{-3} cm/secであった（図4-6）。図4-6には7月28日から31日までの、C地点での地下水湧出量の1時間ごとの移動平均をとったものを表してある。1時間ごとの移動平均で見ると、最大湧出量は、 3.1×10^{-3} cm/sec、最小湧出量は、 0.7×10^{-3} cm/secで、最大時と最小時の湧出量の差は、 2.4×10^{-3} cm/secであった。

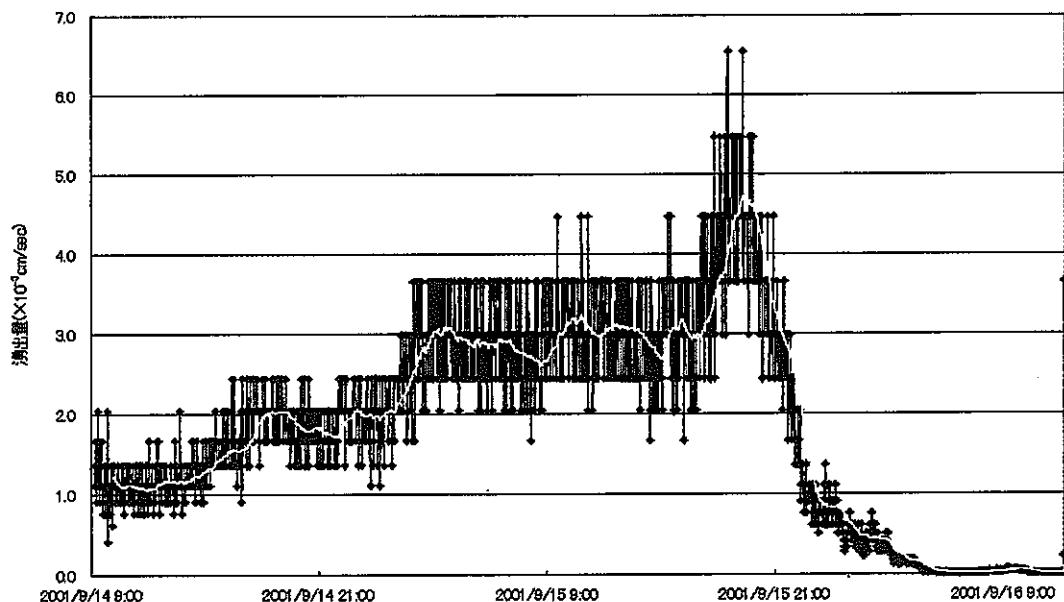


図4-4 吉原沖水深1m（ポイントA）での地下水湧出量

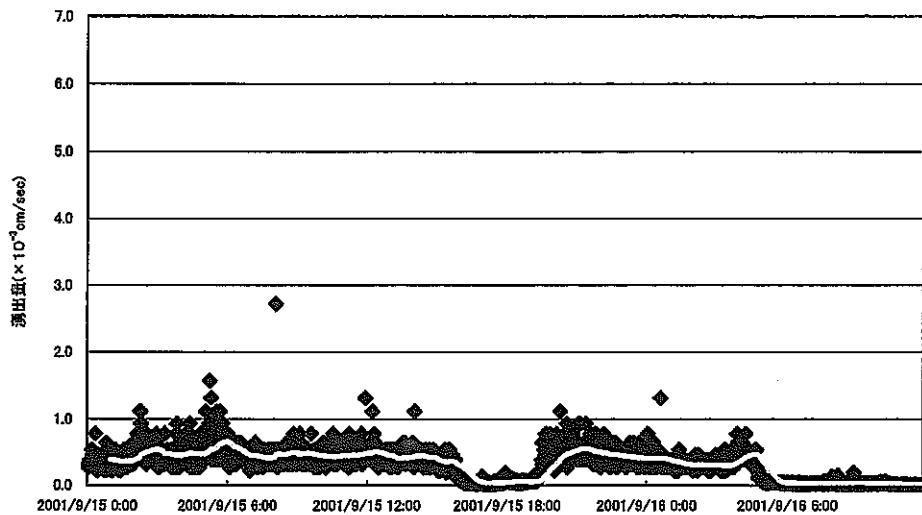


図 4-5 吉原沖水深1m（ポイントB）での地下水湧出量

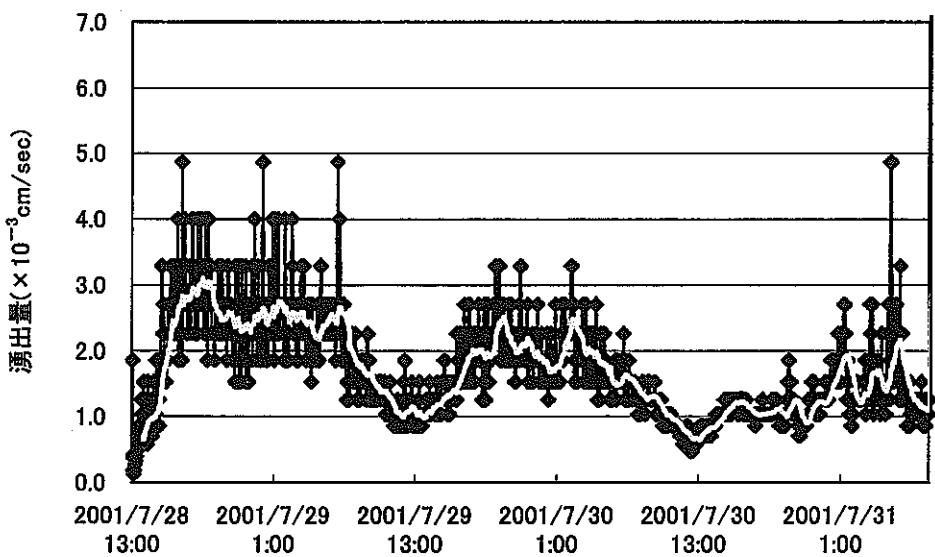


図 4-6 吉原沖水深5m（ポイントC）での地下水湧出量

4. 4 海底地下水湧出量変動

本観測地である富山湾は、満潮時と干潮時の差が比較的小さい。2001年の観測期間を通しての潮位差を見ると、7月は最高位162cm、最低位136cmで、潮位差26cm、9月は最高位161cm、最低位126cmで、潮位差35cm（気象庁潮位表、平成13年潮位予報より）と、日本全国の7月から9月の平均潮位約217cm（国土地理院、潮位データ）

タより）と比べても、かなり潮位差の小さい地域にあたる。

まず潮汐と湧出量の関係を以下に考察する。均質帶水層中を流れる地下水流动様式を表現するダルシーの法則を基にすると、動水勾配の大きい時の方が小さい時よりも、地下水湧出量は増大すると考えられる。地下水が湧出する沿岸域では、陸側の地下水位に変化が無ければ、この動水勾配が海水位によって決まり、その海水位は潮汐の影響で変動する。地下水位を一定と仮定したとき、満潮時の海水位と地下水位との差は、干潮時の海水位と地下水位との差よりも小さくなる。これにより、動水勾配の小さい満潮時には湧出量が減少し、動水勾配の大きい干潮時には湧出量が増大すると考えられ、潮汐が湧出量の変動要因として考えられる。実際の観測では、潮汐の影響が湧出量に現れるまでには数時間の差があることが知られている。場所によって地質や流域面積、測定場所の海岸からの距離などが細かく異なるため、潮汐の影響が現れるまでの時間は場所により違っている。

2001年の観測結果をもとに、潮位変動と地下水湧出量変動の時間差を明らかにするために、潮位と湧出量の相関を解析した。2001年7月28日10時～31日3時までの潮位と、湧出量(図4-1、図4-2のポイントC：水深5m)の一時間平均値を用いて、各時間の潮位を一定のまま、湧出量の一時間平均値を30分きざみでずらしていき、最も相関の高い時が何時間後にくるのかを求めた。その結果、地下水湧出が潮位変動に対して遅れると仮定して4.5時間ずらしたとき、最も両者の相関が高くなることが明らかになった($R^2=0.4336$)。

以上の解析をもとに、図4-7は、潮位変動に対して湧出量変動を4.5時間遅らせた時の経時変化を示したものである。このグラフから、潮位の低いとき（干潮時）には湧出量が大きく、潮位の高いとき（満潮時）には湧出量が小さいことが確認できる。さらに潮汐の変動幅との関係を見ると、潮位変動の大きいときには湧出量の変動幅も大きく、潮位変動の小さいときには湧出量の変動幅も小さいことが確認できる。

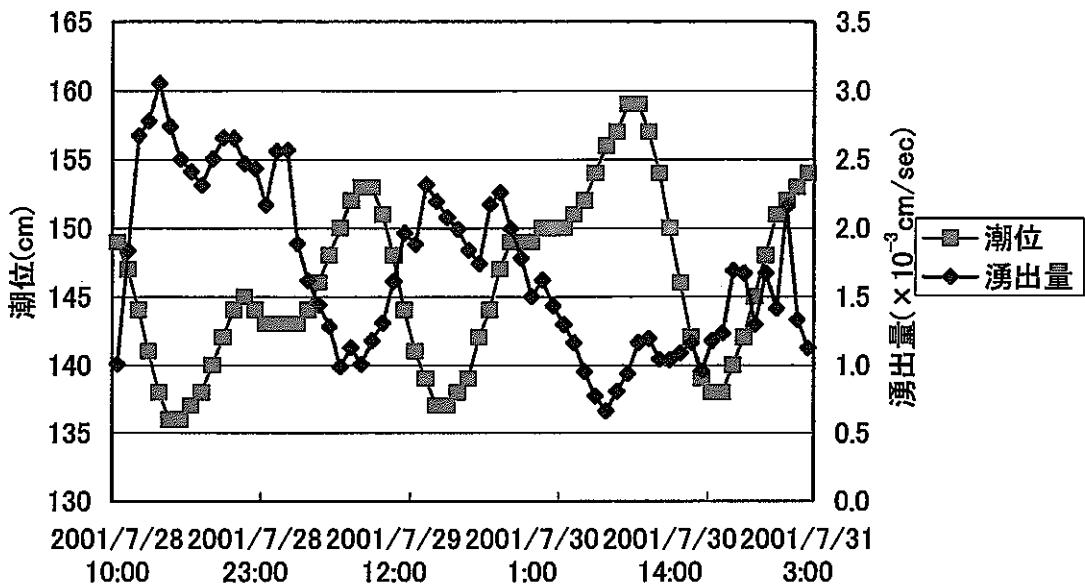


図 4-7 潮位と湧出量（ポイントC）の経時変化。
ここでは、湧出量変動は、潮位変動に対して4.5時間ずらしてプロットしている。

海底地下水湧出量変動と潮位変動との関係を明らかにするために、2002年においても、海底地下水湧出量の連続測定を行なった。図4-8、図4-9、図4-10は、2002年9月11～14日の吉原沖水深17m（ポイントE）での海底地下水湧出量変動（図4-8）、9月20～10月6日の吉原沖水深17m（ポイントE）での海底地下水湧出量変動（図4-9）、また2002年9月14～19日の吉原沖水深7.4m（ポイントD）の海底地下水湧出量連続測定結果（図4-10）を表している。各期間の平均値は、 $1.54 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ （図4-8）、 $1.39 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ （図4-9）、 $2.77 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$ （図4-10）であった。なお、同期間の潮位変動を図4-11に示す。

なお、吉原沖水深17m（ポイントE）の湧出量の長期変動は、9/11～9/14（図4-8）は増加傾向にあるのに対し、9/20～10/6（図4-9）は平均値 $1.39 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ を保ちながら一定の変動が見られる。同期間の潮位変動（図4-11）とあわせて考察すると、前者は潮位の減少時期に対応し、陸と海との地下水ポテンシャル差の増大によると推察される。一方後者は、潮位の周期的変動に応じた地下水湧出量の変動と読み取ることができる。

吉原沖水深17m(ポイントE)

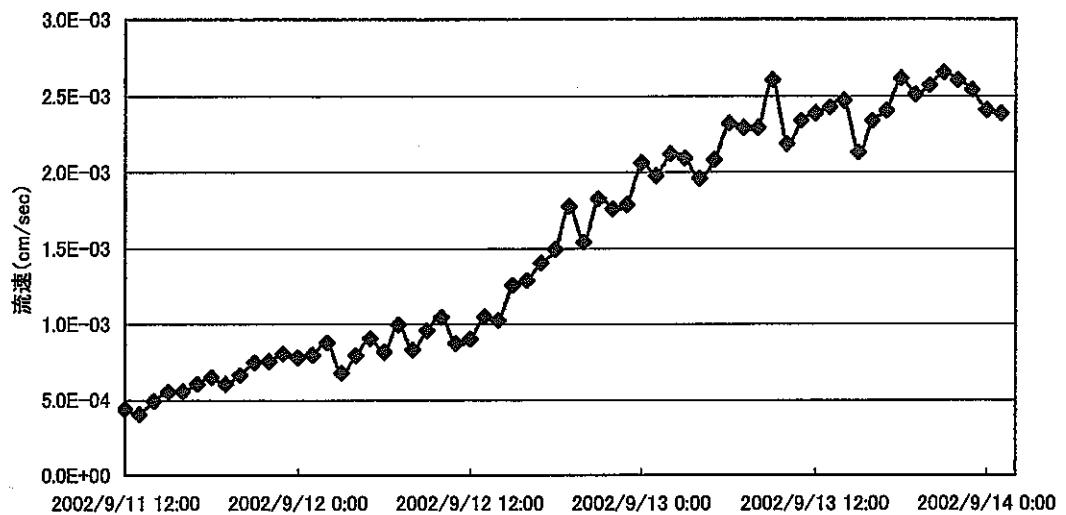


図 4-8 2002年9月11-14日の吉原沖水深17m(ポイントE)での地下水湧出量

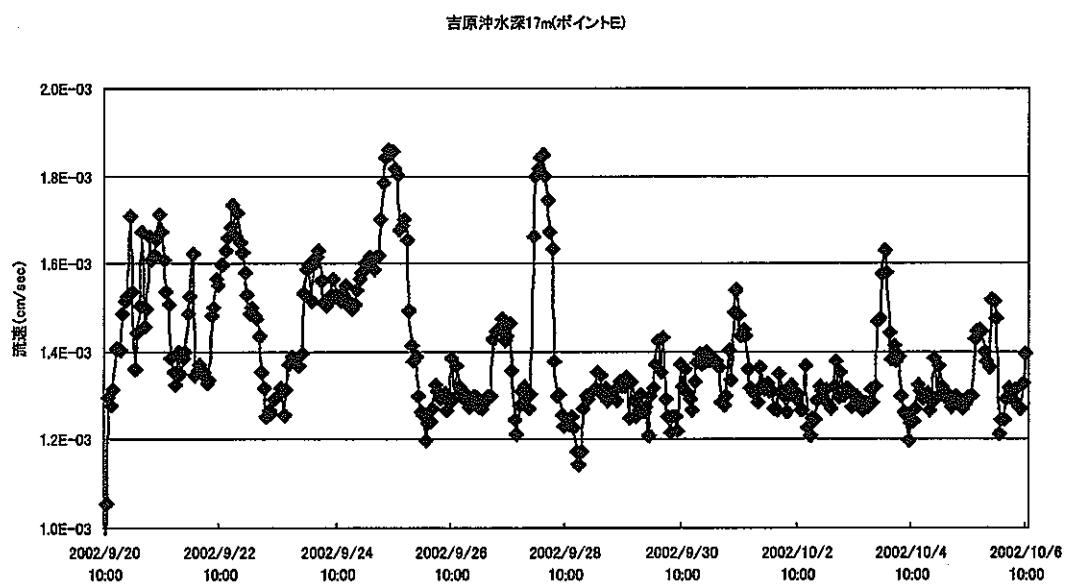


図 4-9 9月20～10月6日の吉原沖水深17m(ポイントE)での地下水湧出量

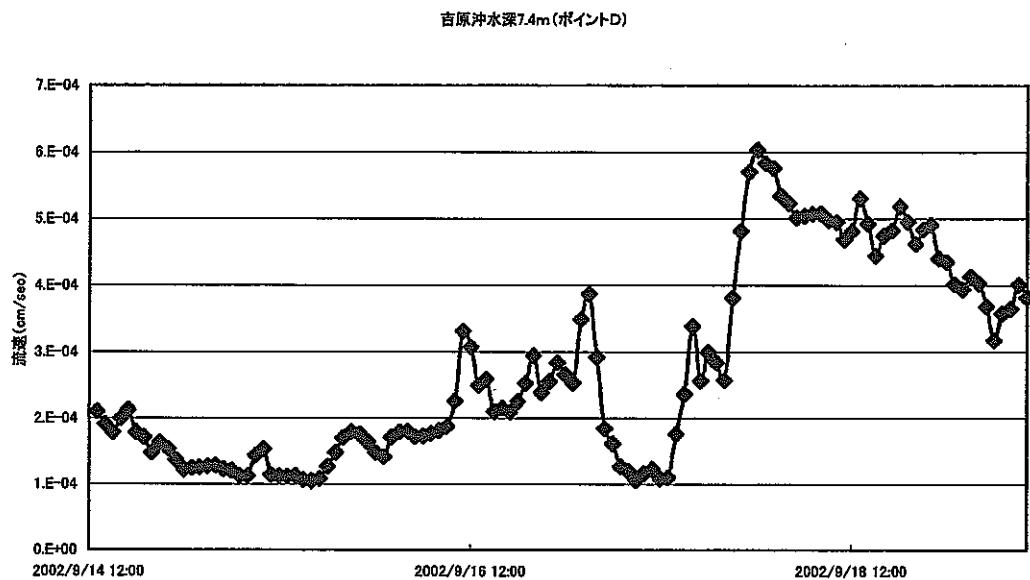


図 4-10 2002年9月14~19日の吉原沖水深7.4m(ポイントD)での地下水湧出量

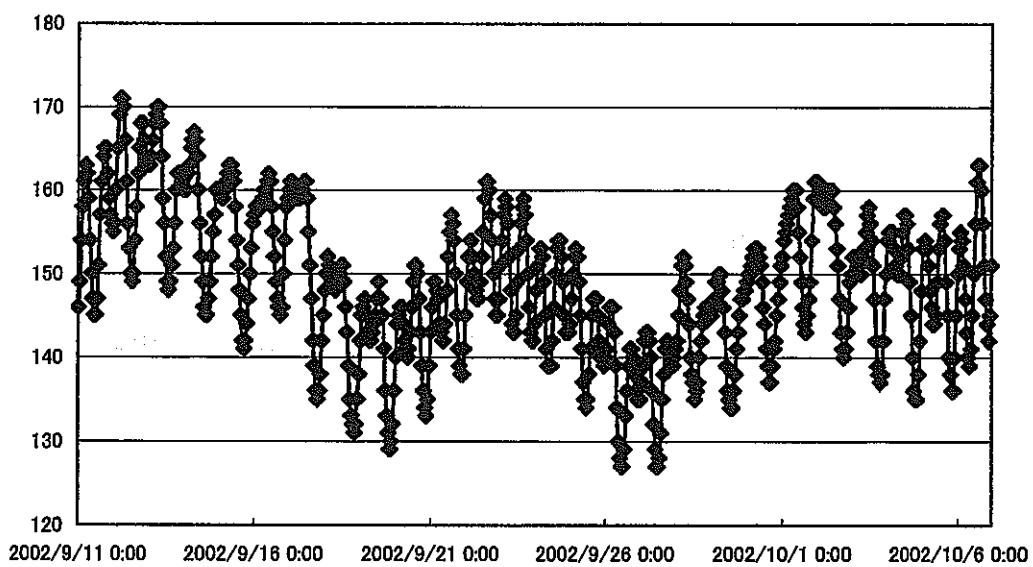


図 4-11 2002年9月11日~10月6日の潮位データ

海底地下水湧出量変動と潮位変動との関係をさらに明らかにするために、両者の周波数解析を行なった。図4-12, 図4-13は、2002年9月20~10月6日の吉原沖水深17m(ポイントE)での地下水湧出変動と、2002年9月14~19日の吉原沖

水深 7.4m (ポイント D) での地下水湧出変動の卓越振動数と PSD (Power Spectrum Density)との関係を示している。両地点とも、振動数 0.08hr^{-1} (周期約 12 時間) 付近に PSD のピークが見られた。すなわち、吉原沖の潮位変動は日本の他の地域に比べて小さいが、地下水湧出量変動には潮汐の影響も現れている事が明らかになった。

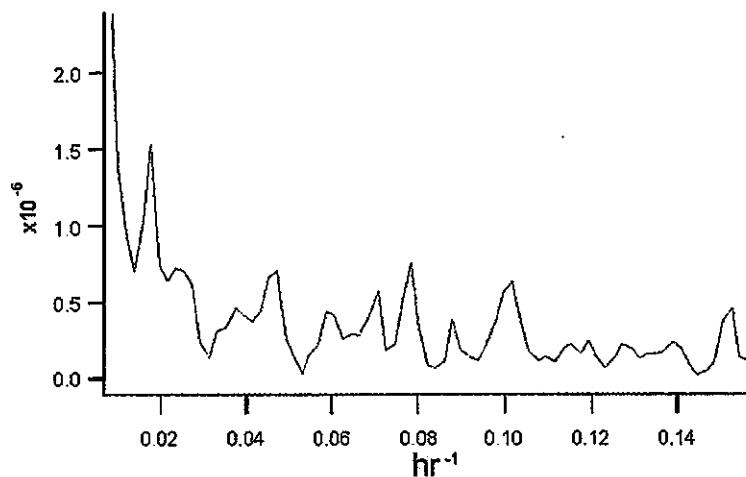


図 4-12 吉原沖水深 17m (ポイント E) 地下水湧出 (長期) の P S D 解析

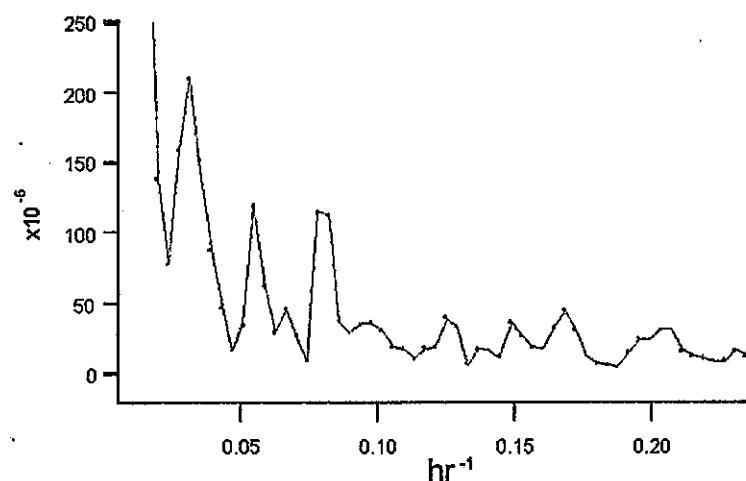


図 4-13 吉原沖水深 7.4m (ポイント D) 地下水湧出の P S D 解析

5. 黒部扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査

5. 1 研究方法

5. 1. 1 現地調査および採水

本研究領域である富山県東部の沿岸海域への淡水湧水による影響は主に黒部川扇状地と片貝川扇状地の陸水の影響が考えられる。本章では黒部川扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査について述べ、片貝川扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査については次章で述べる。

2001年5月28日から6月2日、2002年9月23日から9月28日にかけて黒部扇状地において現地調査を行い、2001年5月における調査では、浅層不圧地下水30地点、深層(被圧)地下水21地点、2002年9月における調査では浅層不圧地下水44地点、深層(被圧)地下水22地点の水位測定・採水と、水温、pH、電気伝導度について現場測定を行った(図5-1、図5-2)。また、2001年5月における調査で、一般水質測定を行う目的で海底地下湧水3地点の採水を実施した。海底地下湧水の採水ポイントは図3-10のA~C地点と同じポイントである。採水に関して、水素・酸素安定同位体比分析用に100cc、一般水質用に100cc、トリチウム分析用に2l、炭素同位体比分析用に1lをそれぞれ採水した。なお、炭素同位体比分析用の採水は、NaOHでpHが9以上になるように調整した後、BaCl₂を添加して、現場においてBaCO₃の沈殿を現場で作成した後、実験室にて精製した。

5. 1. 2 水素・酸素安定同位体比分析

水素・酸素安定同位体比分析に関しては熊本大学地球科学科のサーモクエスト社製安定同位体比測定用質量分析計(デルタS)を用いて行った。水素安定同位体比分析に関してはクロミウム還元法により作成したH₂ガスを、酸素安定同位体比分析に関しては同位体平衡法により平衡になったCO₂ガスを、質量分析計で測定した。以下に質量分析計の測定原理、クロミウム還元法、同位体平衡法について述べる。

a) 質量分析計の測定原理

試料を分析管の端にあるイオン源に導入し、電子の流れに当ててイオン化した後、電極系にかけた高電圧で加速して、高真空中にした分析管へ飛ばす。イオン化した同位体分子は、分析管の途中にある磁場によって質量別に分けられ、それぞれ、半径の異なる軌道を進む。そこで、質量別に分離したイオン流を分析管のほかの端で別々に捕らえ、その電流強度比を測定すれば同位体比が得られる。また、測定資料と標準試料を交互に流

して電流強度比の違いを測定すれば、測定試料と標準試料の同位体比の差を非常に良い精度で測定することができる。そのようにして得られた測定資料の同位体比は、標準試料の同位体比からの偏差（δ値）で示される。

$$\delta = (R_x/R_s - 1) \times 1000$$

R は同位体比 (D/H または $^{18}O/^{16}O$)

x および s は、それぞれ、試料および標準試料を表わす。

なお、測定精度は δD で $\pm 1\%$ 、 $\delta^{18}O$ で $\pm 0.1\%$ 程度である。

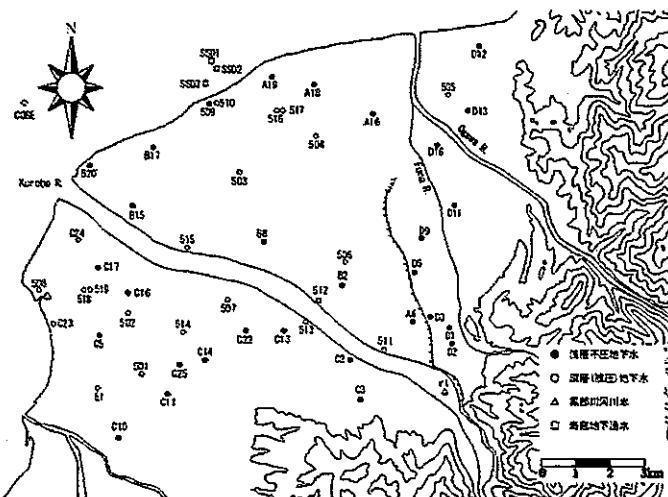


図 5-1 2001年5月の採水地点

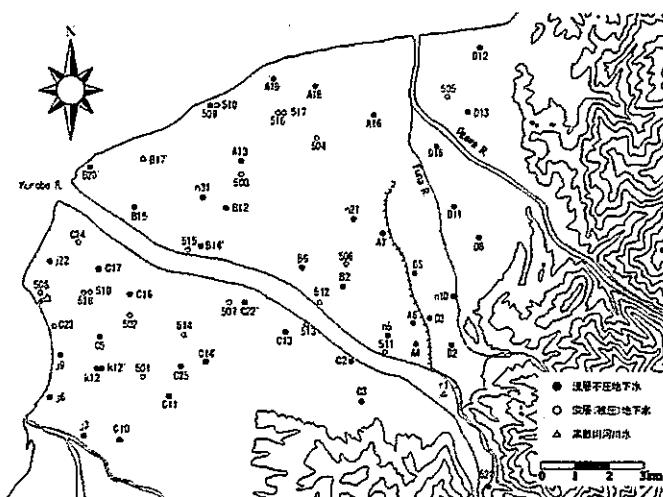
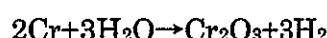


図 5-2 2002年9月の採水地点

b) クロミウム還元法

試料水 $1\mu l$ を H/Device に注入し、 800°C に加熱したクロミウムと反応させる。その反応は



で表わされる。得られた水素ガスについて、質量分析計にて測定する。

c) 同位体平衡法

試料水 4cc と二酸化炭素 7cc をシリンドリに加える。よく攪拌した後、25℃の恒温槽中で 80 回/分で 4 時間振動させると、水と二酸化炭素の間で酸素同位体の交換が行われ同位体平衡に達する。その後二酸化炭素のみを取り出し、真空ラインにて精製した後、質量分析計にて測定する。

5. 1. 3 一般水質分析

採水した全 55 サンプル(2001 年 5 月), 68 サンプル (2002 年 9 月) について一般水質分析をおこなった。陽イオンは K^+ , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , 陰イオンは Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- をキャピラリー電気泳動装置 (クオント 4000CE) で測定し、重炭酸に関しては 1/100N 硫酸を用い、pH4.8 のアルカリ度滴定法により分析をおこなった。

5. 1. 4 トリチウム濃度分析

トリチウムは水素の放射性同位体で、質量数は 3、半減期は約 12.43 年で β 崩壊してヘリウムに変わる。トリチウム濃度の単位である T.U. とはトリチウムユニットの略で、水素原子 10^{18} 個あたりにトリチウム原子が 1 個あるとき、そのトリチウム濃度を 1T.U. と定義している。元来、大気中のトリチウム濃度は宇宙線による生成のみにより 10T.U. 前後であったが、1952 年以降、大気中における熱核爆発実験によって大量の人工トリチウムが大気中特に成層圏に放出され、天然の平衡状態は崩れ、その濃度は一時的に急激に高まり 1963~1964 年のピーク時には、天然の濃度の 50~100 倍に相当する 1000T.U. を超える値が現れた。その後、大気中における熱核爆発実験の停止に伴い濃度は年々減少し、現在ではほぼ天然レベルの 5~10T.U. に戻っている。以下にトリチウム濃度測定手順を述べる (嶋田ほか, 1992)。

採水した水を 450ml とりリーピッヒ冷却装置で蒸留する。その後 Na_2O_2 を試料水に入れ電気分解装置に約 2 週間かけて約 18ml まで濃縮する。濃縮した水を CO_2 で中和し、真空蒸留で精製する。精製した試料を 10ml とり、液体シンチレーターを 10ml 加えて、液体シンチレーションカウンターで 100 分計測を 10 回おこなう。出力されたデータをトリチウム濃度に換算し、地下水の年代を推定する (図 5-3)。

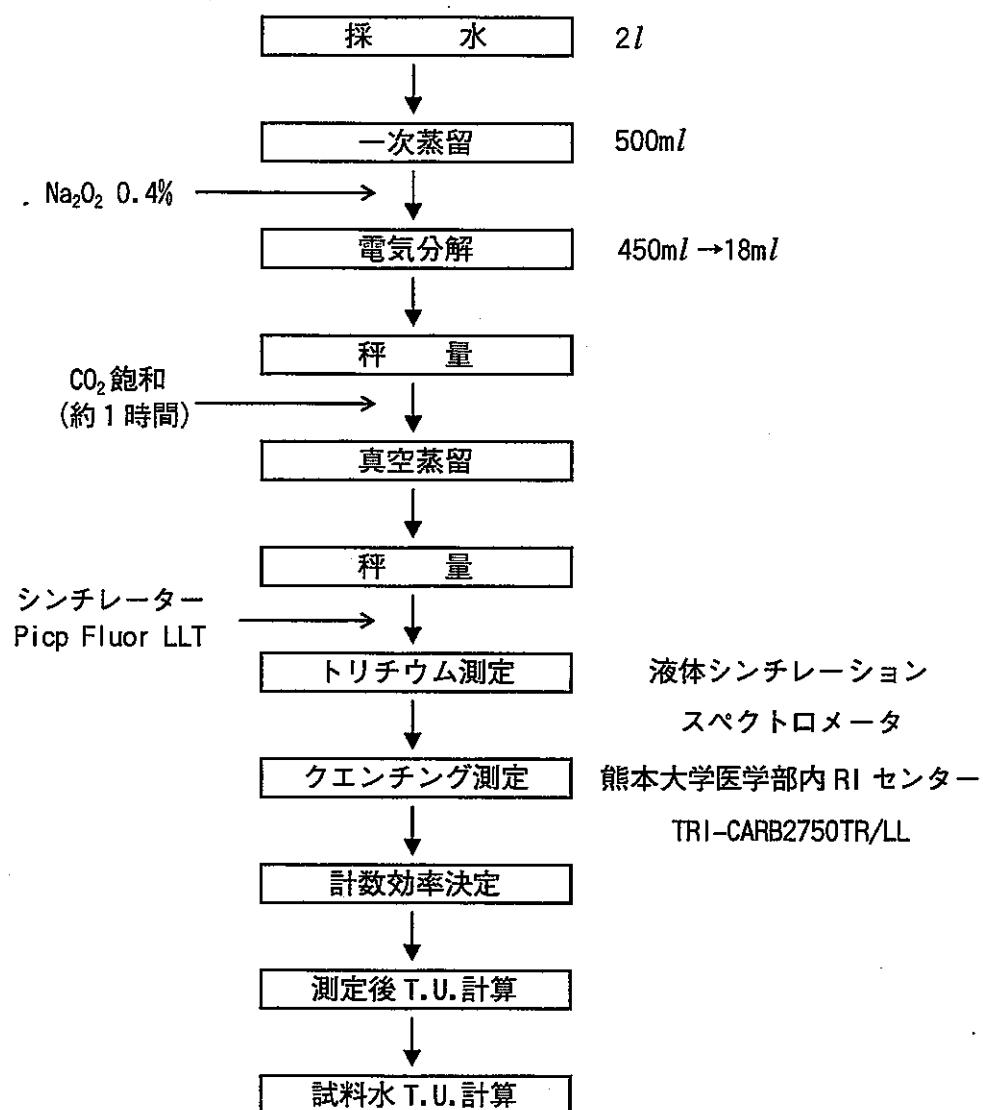


図 5-3 環境トリチウム濃度分析手順。

5. 1. 5 炭素同位体比分析

炭素には ^{12}C , ^{13}C , ^{14}C が存在し, ^{14}C は半減期が 5730 年の放射性同位体である。このため ^{14}C 濃度を測定することにより, 地下水の年代を推定することができる。以下に採水から測定までの手順を述べる。

採水した時点で BaCl_2 と NaOH を加え, BaCO_3 の沈殿をつくる。試料を乾燥させ, H_3PO_4 と反応させて CO_2 ガスを発生させる。このとき, ^{14}C 濃度測定用と $\delta^{13}\text{C}$ 測定用に CO_2 ガスを分ける。 ^{14}C 濃度は CO_2 ガスに水素を加え, 鉄を触媒として, グラファイトを生成させ, ペレトロン年代測定装置にて ^{14}C 濃度を求める(図 5-4)。 $\delta^{13}\text{C}$ は CO_2 ガスを質量分析計で測定する。

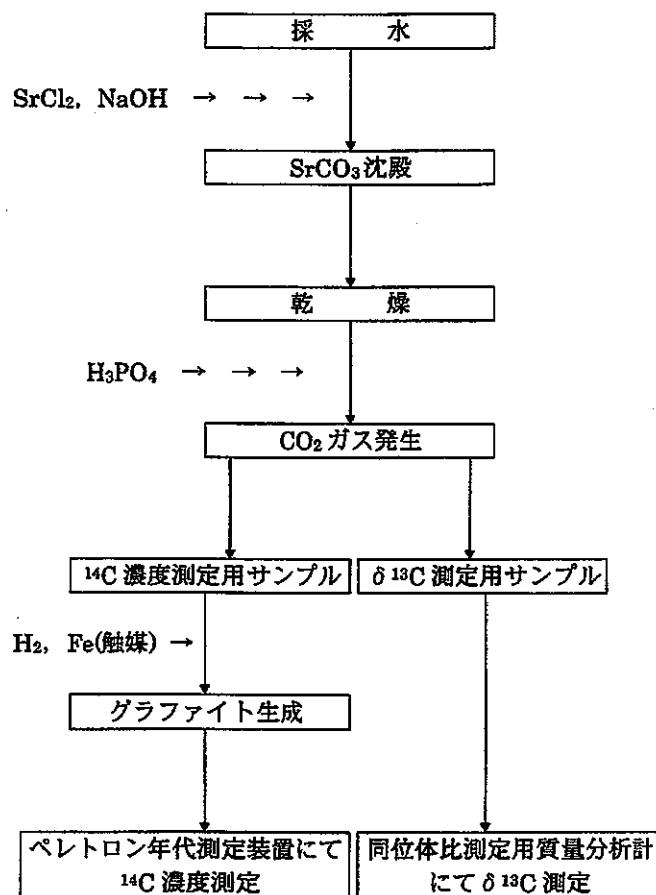


図 5-4 炭素同位体比分析手順

a) ペレトロン年代測定装置の測定原理について（図 5-5）

生成したグラファイトを固体試料用イオン源に導入する。Cs⁺を照射しグラファイトを原子毎にばらばらにして C⁻を発生させる。イオン化した C⁻は電磁石によって加速器へ導入される。加速器中央のターミナルで C⁻がイオン交換により C³⁺に荷電変換され、さらに加速される。加速されたプラスイオンは、分析電磁石で運動量（速度と質量）の違いにより同位体質量別に分離される。非放射性の同位体は、ファラディカップ検出器で受け止められ、電流量からその量が測定される。放射性同位体は極微量しか存在しないことから、電流量が測定できないため、微量同位体ビームラインを通過させ、重イオン検出器で検出器内のアルゴンガスと放射性同位体が衝突するときに起こる電場の乱れを検出することにより、その数（量）を測定する。

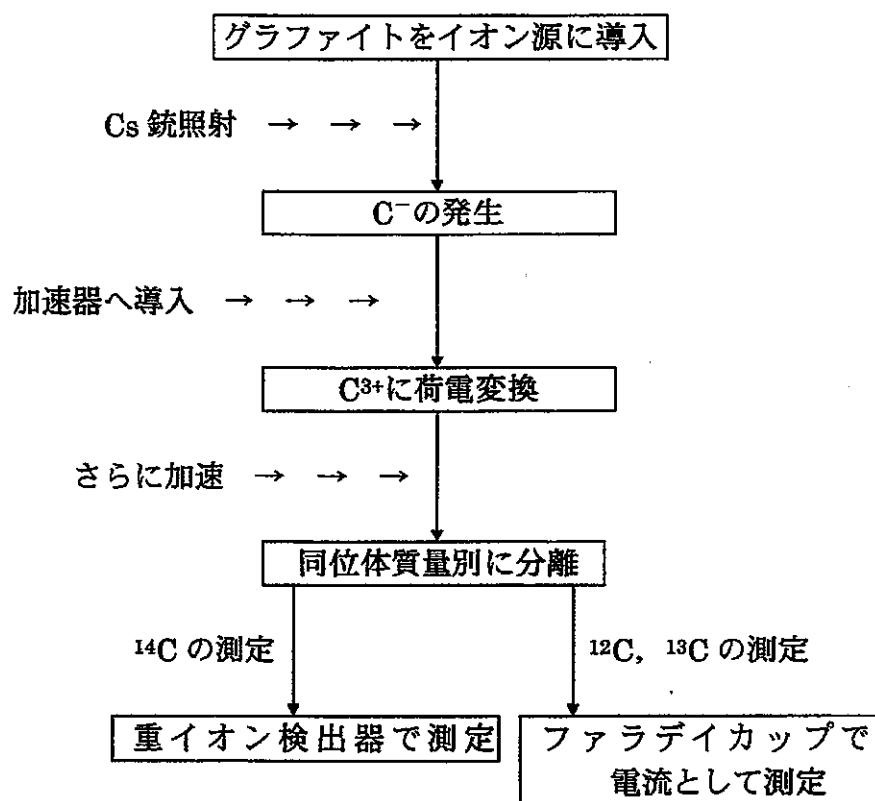


図 5-5 ペレトロン年代測定装置の測定原理

b) 質量分析計の測定について

測定原理は水素・酸素安定同位体比測定と同様である。

5. 1. 6 海底コア

海底地下湧水調査の一環として、黒部川扇状地吉原沖 3 km, 水深約 200m の地点でコアサンプラーにより約 5.8m のコアを採取した(図 5-1)。この試料をおよそ 50cm おきに 5cm の厚さを切り出した(図 5-6)。切り出した試料を遠心分離装置にて間隙水を抽出し、その水に関して、一般水質、水素・酸素同位体比を測定した。

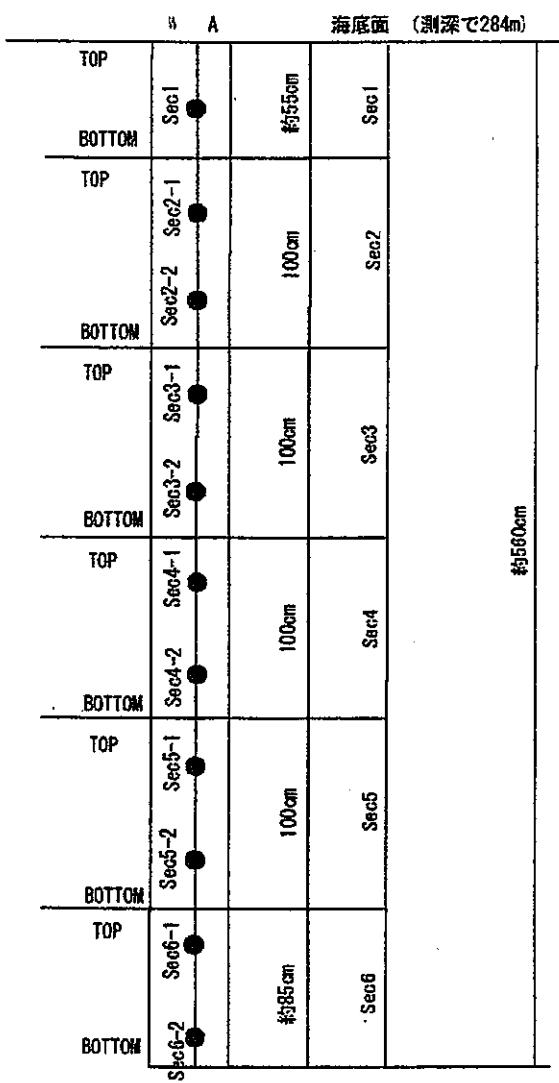


図 5-6 海底コア測定深度

5. 2 研究結果

5. 2. 1 地下水位・地下水頭

本研究では、地下水位図および地下水頭図は民家から採水した 15m 以浅の透水性が相対的に高いと思われる層を浅層不圧地下水、自噴井および観測井から採水した 20m 以深の透水性が相対的に低いと思われる層を深層(被圧)地下水と定義し、以下の考察を進めた。

図 5-7 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水の地下水位図である。この図から調査地域の右岸の地下水位 10~40m に地下水位が低くなっている地域がみられる。これはこ

の付近に地下水を大量に揚水する T 紡績工場があるためであると思われる。また、東の地域に地下水位が高くなっているが、これはこの地域が舟見野面と呼ばれる 20m ほど高い段丘になっているためである。浅層不圧地下水の地下水位図は、1990 年代の調査と比べて著しい変化はない。図 5-8 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水の地下水位図である。9 月の地下水位図においても調査地域の右岸の地下水位 10~40m に地下水位が低くなっている地域がみられる。また、黒部川の流動方向に沿って地下水位が高くなっていることも読みとれる。これは黒部川河川水が伏流して地下水を涵養していることを示唆している。2001 年 5 月と 2002 年 9 月の地下水位を比較すると 9 月における地下水位のほうが高くなっている。

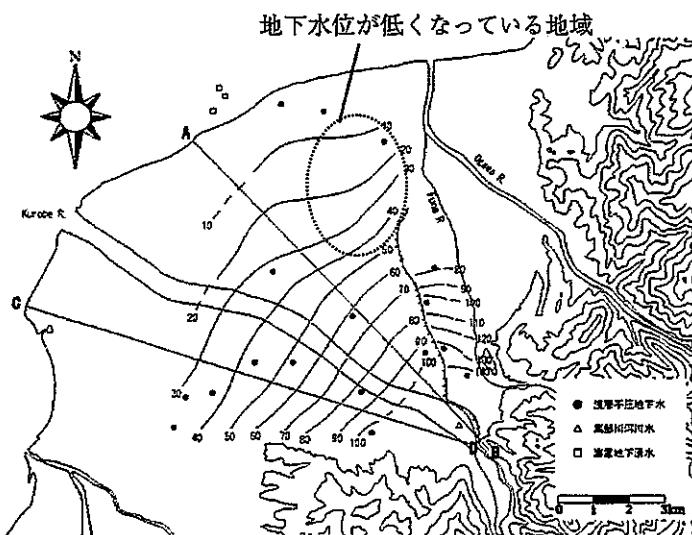


図 5-7 浅層不圧地下水の地下水位図（2001 年 5 月）

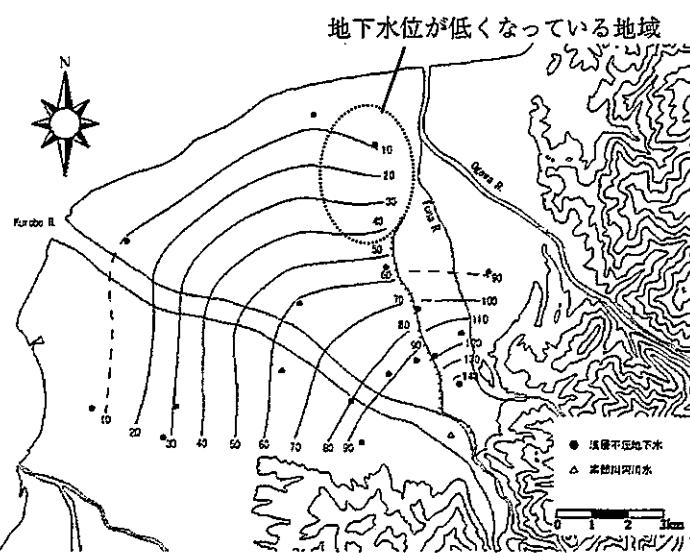


図 5-8 浅層不圧地下水の地下水位図（2002 年 9 月）

図 5-9 は 2001 年 5 月の深層(被圧)地下水の地下水頭図である。この図からも調査地域の右岸の地下水面 20~40m に地下水位が低くなっている地域が見られ、T 紡績の用水による影響を受けているものと思われる。それに対し、黒部川の河道にそって地下水位が高くなっているのが読みとれ、前述のように黒部川の河川水が伏流して地下水を涵養していることを示唆している。図 5-10 は 2002 年 9 月の地下水頭図である。こちらも 5 月と同様、黒部川の河道にそって地下水位が高くなっている。扇状地右岸には地下水位が低い領域がみられ、5 月の地下水位よりも低くなっている。本地域の深層(被圧)地下水の地下水頭図は、今回の研究によって初めて示されたものであるが、2001 年 5 月、2002 年 9 月のいずれにおいても黒部川河道沿いに水頭分布が流动方向に凸になってしまっており、浅層不圧地下水よりも黒部川河川水涵養が顕著になっていることが示唆される。また、浅層不圧地下水の地下水面図で確認された黒部川右岸の地下水位低下域に加えて、黒部川左岸にも同様の地下水頭低下域が深層(被圧)地下水の地下水頭分布図に現れている。これは、黒部川左岸地域に Y 工業や N 鉱業が立地しており、地下水利用にともなう影響であると示唆される。

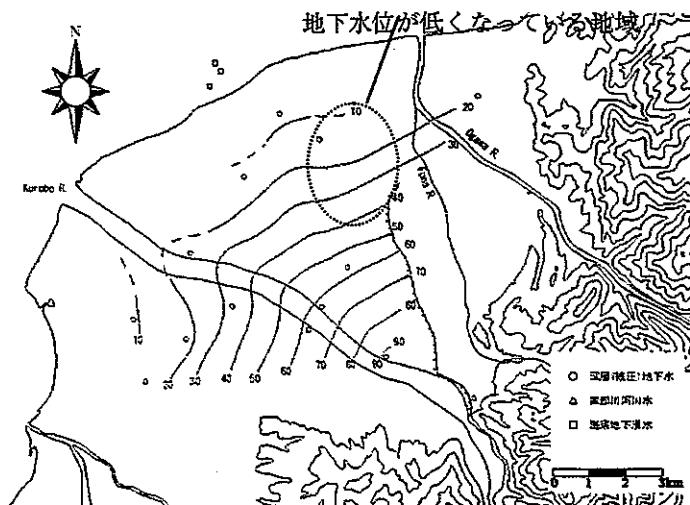


図 5-9 深層(被圧)地下水の地下水頭図(2001年5月)

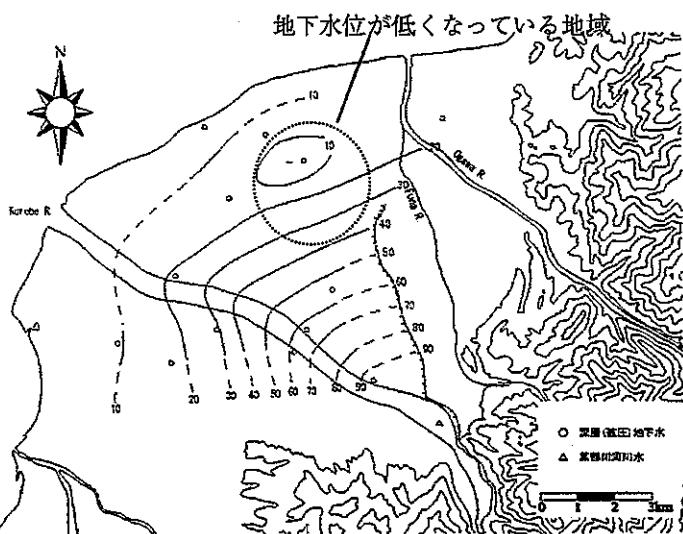


図 5-10 深層(被圧)地下水の地下水頭図(2002年9月)

5. 2. 2 ポテンシャル分布図

図 5-11 は、図 5-7 における直線 A-B, C-D の断面図で、浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水によるポテンシャル分布図である。断面 A-B において扇頂～扇央部では浅層不圧地下水のほうが地下水ポテンシャルは高くなっている。しかし扇端部では深層(被圧)地下水のほうが地下水ポテンシャルは高くなっている。このことから、断面 A-B 付近において地下水は扇頂～扇央部では浅部から深部へ流動し、扇端部では深部から浅部へ流動していることがわかる。

次に断面 C-D において、扇頂部および扇端部では浅層不圧地下水のほうが地下水ポテンシャルは高く、地下水は浅部から深部へ流動していることがわかる。一方、扇央部では地下水ポテンシャルほぼ同じであり、地形面と平行に流動していることがわかる。

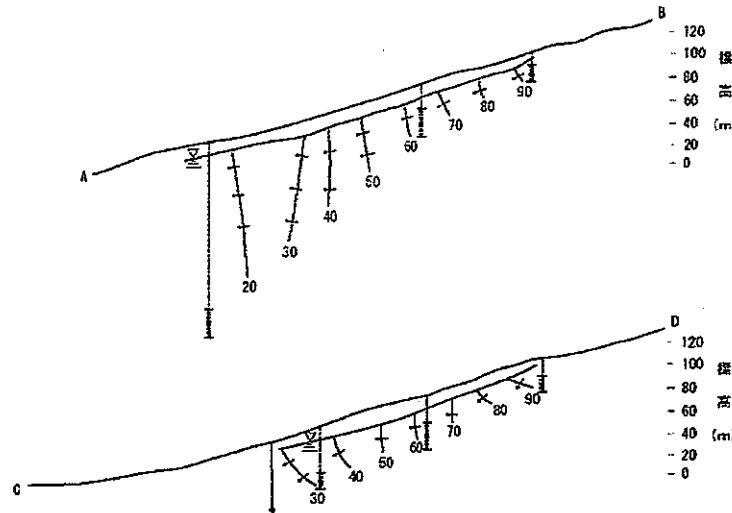


図 5-11 ポテンシャル分布図。
断面の位置は図 5-7 に示されている。等ポテンシャル値の単位は mV である。

5. 2. 3 一般水質分析

5. 2. 3. 1 ヘキサダイヤグラム

図 5-12 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水, 海底地下湧水, 黒部川河川水のヘキサダイヤグラム, 図 5-13 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水, 黒部川河川水のヘキサダイヤグラムである。図 5-14 は 2001 年 5 月の深層(被圧)地下水, 黒部川河川水, 図 5-15 は 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水, 黒部川河川水のヘキサダイヤグラムである。まず, 黒部川河川水, 海底地下湧水の水質について述べる。

黒部川河川水の水質は 5 月および 9 月のどちらも Ca^{2+} , HCO_3^- に富む成分で主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ である。しかし, 5 月の河川水は, 全採水地点中最も溶存成分が少ないが, 9 月の河川水は他の地下水の溶存量とあまり変化はみられない。

第 3 章の淡水性地下水湧出地点 A~C 地点 (図 3-10) における海底地下湧水の水質はほぼ同じで Ca^{2+} , HCO_3^- に富む成分となっているが Mg^{2+} 成分も多くなっている。海底地下湧水は流出域の特性を示し, 他の地点の水質よりも溶存成分が多い。これは地下水流动方向に沿った水質変遷の傾向を支持する。

次に, 浅層不圧地下水の水質について, a) 黒部川左岸地域, b) 黒部川右岸地域, c) 舟見野面, に分けて述べる。

a) 黒部川左岸地域の水質について

黒部川左岸地域の水質は, 5 月, 9 月ともにほぼ Ca^{2+} , HCO_3^- , に富む成分となっており主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ である。しかし, この南西の地域では K^+ + Na^+ の成分が多

くみられる所がある。ここで、 NO_3^- の成分に着目してみると、黒部川から離れている地域では NO_3^- の成分が多くみられるのに対し、黒部川近傍では NO_3^- の成分が少ないのが読みとれる。また、黒部川の水質は図に示してあるように溶存成分が少なく、 NO_3^- の成分も非常に少ない。このことから NO_3^- の成分の少ない黒部川近傍では、黒部川からの涵養の影響をより強く受けていると思われる。

b) 黒部川右岸地域の水質について

黒部川右岸地域の水質も5月および9月ともに黒部川左岸地域の水質と同様 Ca^{2+} , HCO_3^- に富む成分となっており主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ である。黒部川下流付近の地点では NO_3^- の成分は少なく黒部川から離れるにつれて NO_3^- の成分が多くなっていることは、黒部川左岸地域の水質の特性と同様の傾向が読みとれる。黒部川沿いの最扇端部に見られる溶存成分の多いB20'の地点については、この地点は周辺よりもやや標高が高くなっていること、黒部川の涵養を受けていない降水からの涵養を主とする地点であると思われる。また、この地点は9月においては NO_3^- 成分が多い。

c) 舟見野面の水質について

舟見野面の水質も Ca^{2+} , HCO_3^- に富む成分であり主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ である。しかし、 NO_3^- の成分がほかの地域よりも若干多いことが読みとれる。

次に、深層(被圧)地下水の水質について、d) 黒部川左岸地域、e) 黒部川右岸地域の2つに分けて述べる。

d) 黒部川左岸地域の水質について

5月の黒部川左岸地域の水質は黒部川沿いでは、 Ca^{2+} , HCO_3^- に富むが、南西の地域では K^++Na^+ に富む成分もいくつかみられる。これは、浅層不圧地下水から深層(被圧)地下水への水質移行の傾向を示しているものと考えられる。9月では K^++Na^+ が検出された採水ポイントが少ないので明確には判別できない。しかし、溶存成分は浅層不圧地下水にくらべ若干少ないと読みとれる。また、 NO_3^- の成分も少ない。

e) 黒部川右岸地域

5月、9月ともに黒部川右岸地域の水質は Ca^{2+} , HCO_3^- に富み、溶存成分は左岸地域と同様に浅層不圧地下水よりも少ないとわかる。 NO_3^- の成分も少ない。

深層(被圧)地下水では、黒部川近傍のヘキサダイヤグラムは黒部川のそれとよく似ており、溶存成分の相対的に少ない $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ を主成分とする地下水が多い。このことから黒部川近傍の深層(被圧)地下水は黒部川からの涵養の影響が相対的に浅層不圧地下水よりも強いと考えられる。

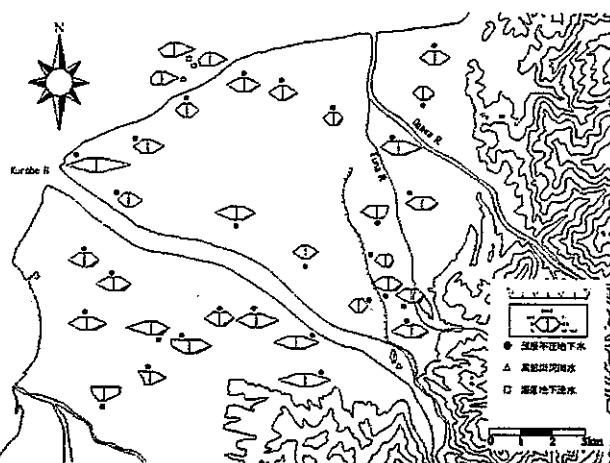


図 5-12 浅層不圧地下水のヘキサダイアグラム (2001年5月)

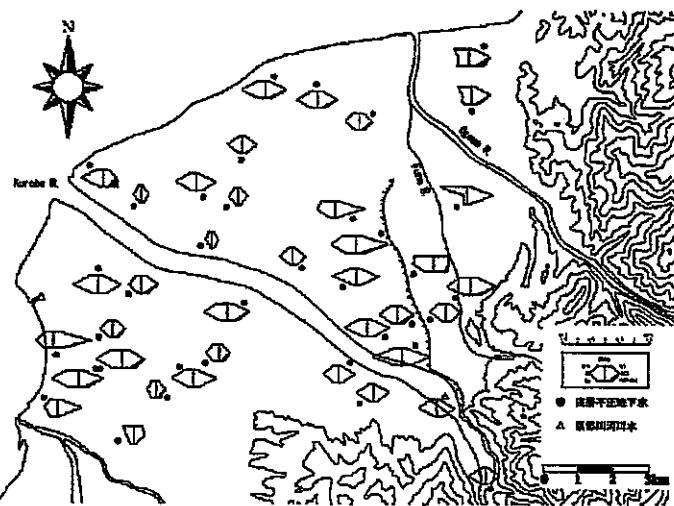


図 5-13 浅層不圧地下水のヘキサダイアグラム (2002年9月)

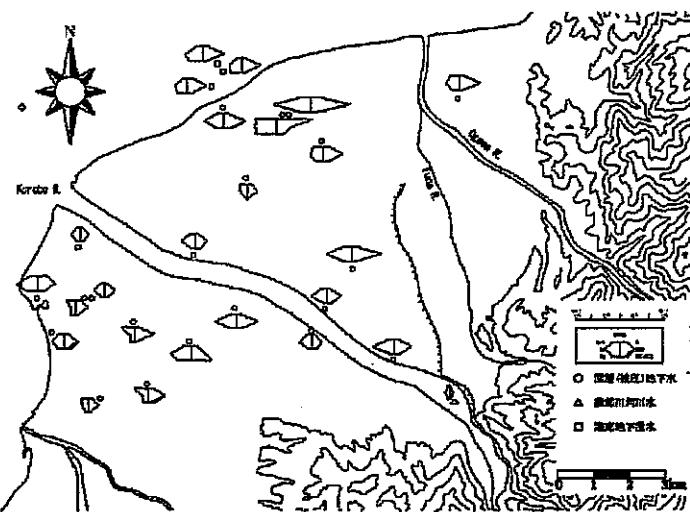


図 5-14 深層（被圧）地下水のヘキサダイアグラム（2001年5月）

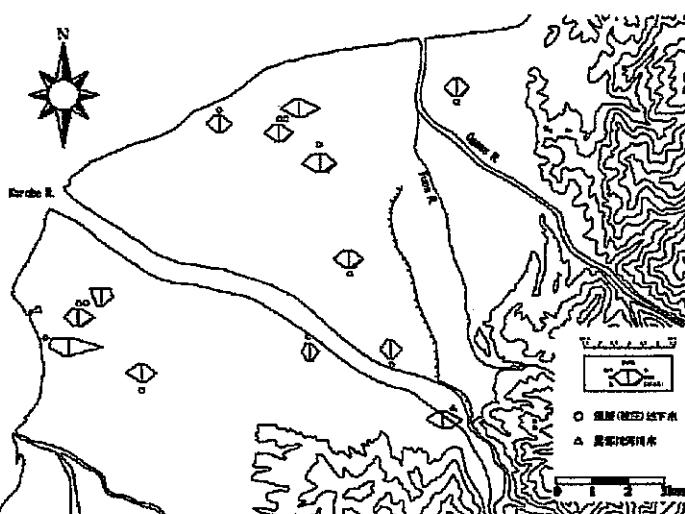


図 5-15 深層（被圧）地下水のヘキサダイヤグラム（2002年9月）

5. 2. 3. 2 キーダイヤグラムおよび三角図

図 5-16 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水, 黒部川河川水, 海底地下湧水のキーダイヤグラムおよび三角図, 図 5-17 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水, 黒部川河川水のキーダイヤグラムおよび三角図である。この図より 5 月と 9 月ともに浅層不圧地下水についてはほぼ $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型の中に入っており主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ であることがわかる。また黒部川河川水, 海底地下湧水についても $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型の中に入っており主成分は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ である。

図 5-18 は 2001 年 5 月の深層(被圧)地下水, 黒部川河川水, 海底地下湧水のキーダイヤグラムおよび三角図, 図 5-19 は 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水, 黒部川河

川水のキーダイヤグラムおよび三角図である。深層(被圧)地下水においても5月、9月ともに主に $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型であるが、一部には滞留時間の増加に伴って、水質が変化した $(\text{Na}, \text{K})(\text{HCO}_3^-)$ 型の領域に近いものも幾つかみられる。これは、浅層不圧地下水から深層(被圧)地下水への水質移行の傾向を示しているものと考えられる。この $(\text{Na}, \text{K})(\text{HCO}_3^-)$ 型に近い領域にあるサンプル地点は黒部川の左岸で多くみられる。一般に、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型は透水性がよく、滞留時間の短い地下水にみられる水質であり、 $(\text{Na}, \text{K})(\text{HCO}_3^-)$ 型は透水性が悪く、滞留時間の長い地下水にみられる水質であることを考慮すると、黒部川の左岸地域のほうが地下水の循環は遅く、黒部川の右岸地域のほうが地下水の循環が早いことが想定される。

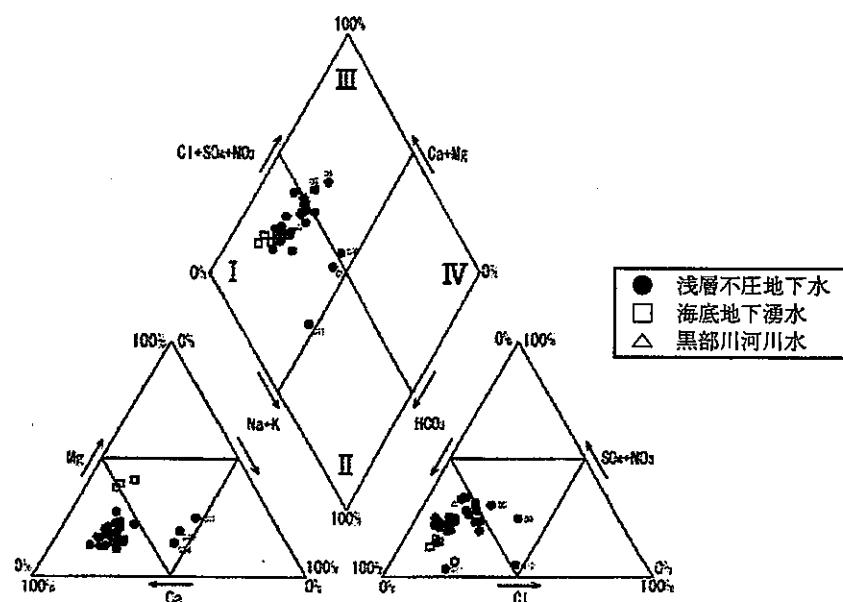


図 5-16 浅層不圧地下水のキーダイヤグラムおよび三角図 (2001年5月)

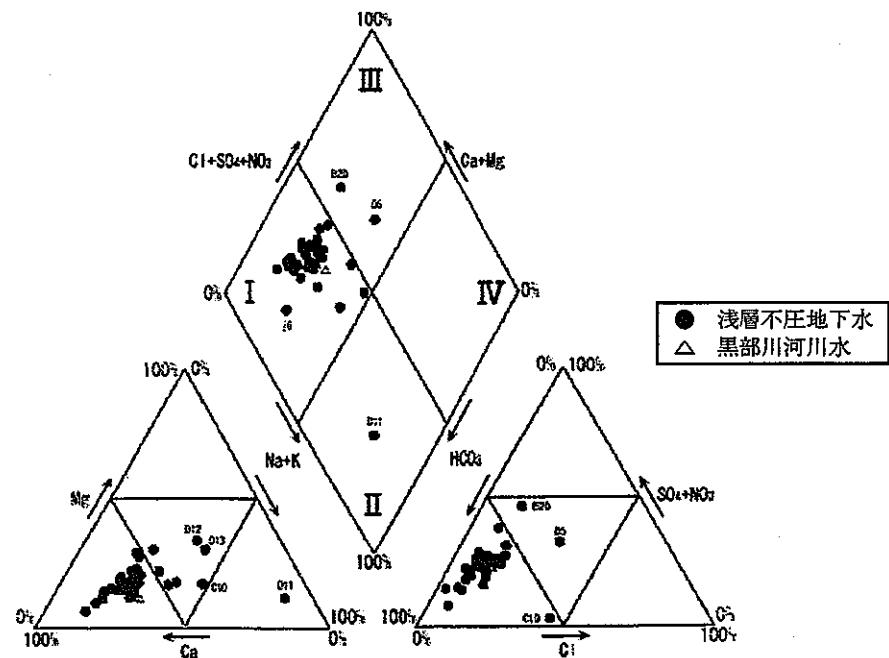


図 5-17 浅層不圧地下水のキーダイアグラムおよび三角図（2002年9月）

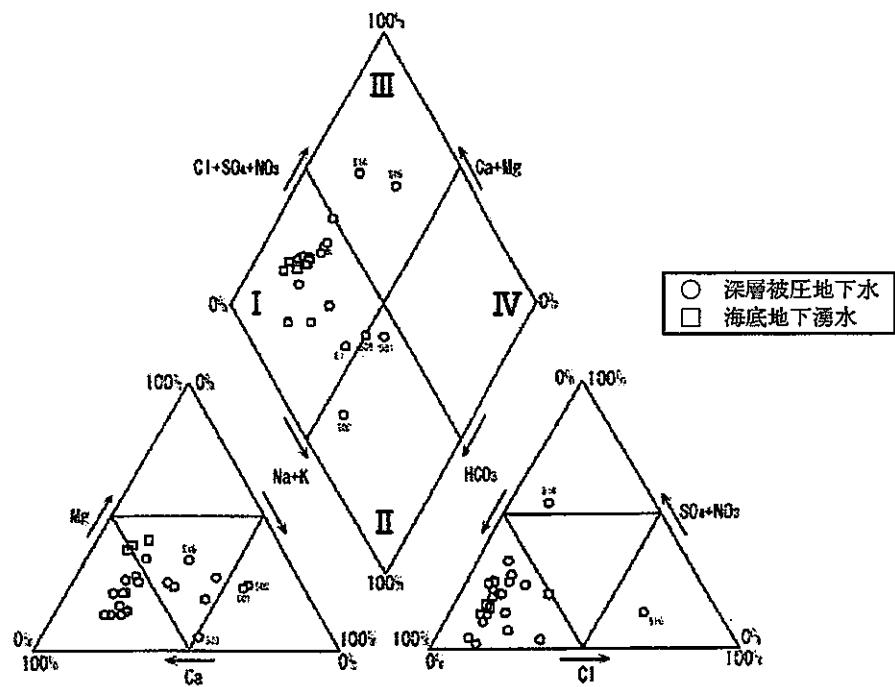


図 5-18 深層（被圧）地下水のキーダイアグラム及び三角図（2001年5月）

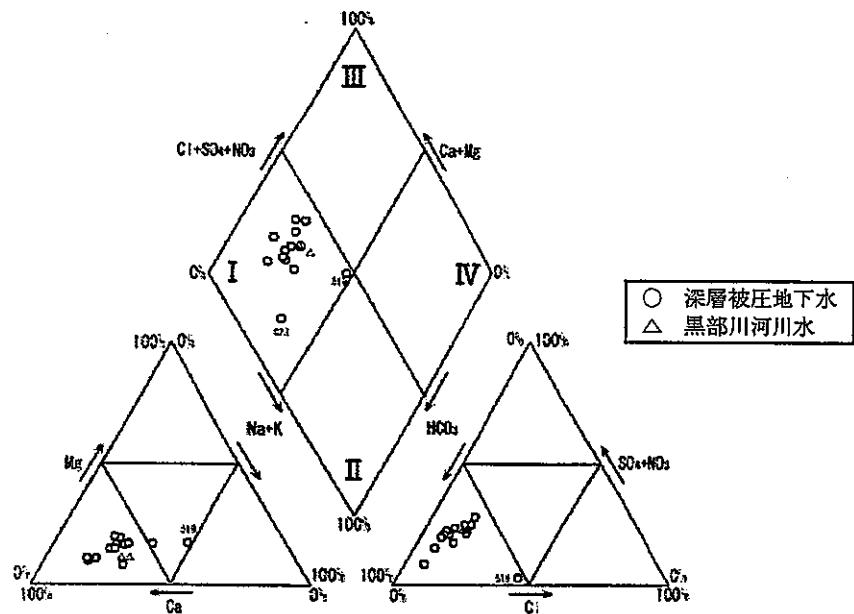


図 5-19 深層（被圧）地下水のキーダイアグラム及び三角図（2002年9月）

5. 2. 3. 3 カチオンと HCO_3^- の関係

図 5-20 は 2001 年 5 月のカチオンと HCO_3^- の関係図、図 5-21 は 2002 年 9 月のカチオンと HCO_3^- の関係図である。これらの図より、溶存成分の増加に伴ってカチオンと HCO_3^- の関係が 1:1 のラインから遠ざかっていくのが読みとれる。これは溶存性分量が多くなると陰イオン中の HCO_3^- 量比が相対的に少なくなっている。すなわち他の陰イオン成分量 (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) が多くなっていることを示している。図より浅層不圧地下水の方が深層(被圧)地下水よりも溶存成分が多い傾向を示している。これより浅層不圧地下水は Cl^- などの人為的な影響をより強く受けているものと思われる。

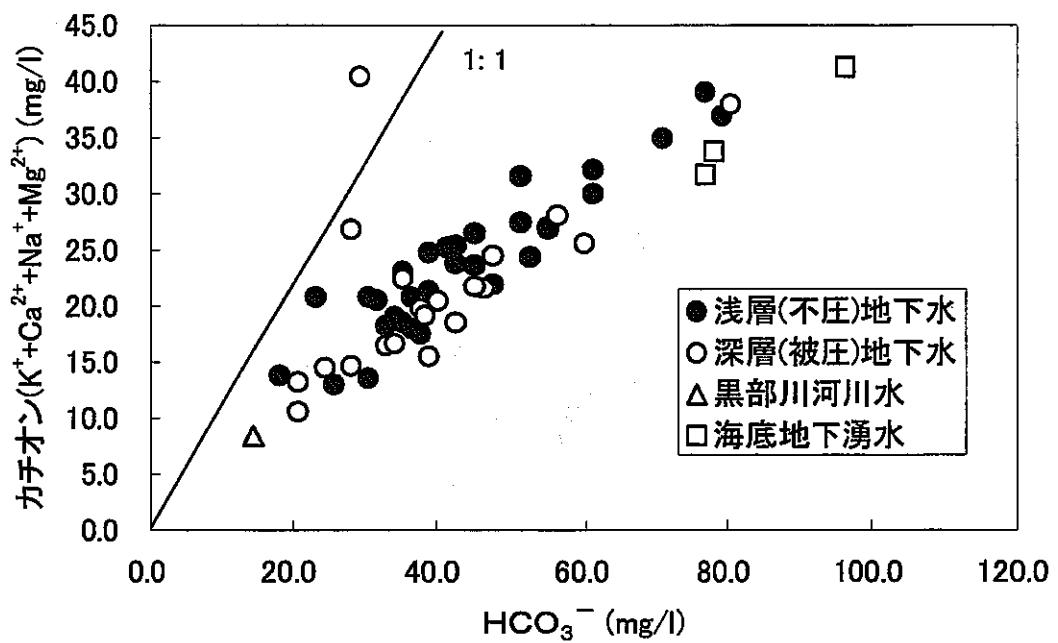


図 5-20 重炭酸塩イオン濃度とカチオン濃度の関係 (2001年5月)

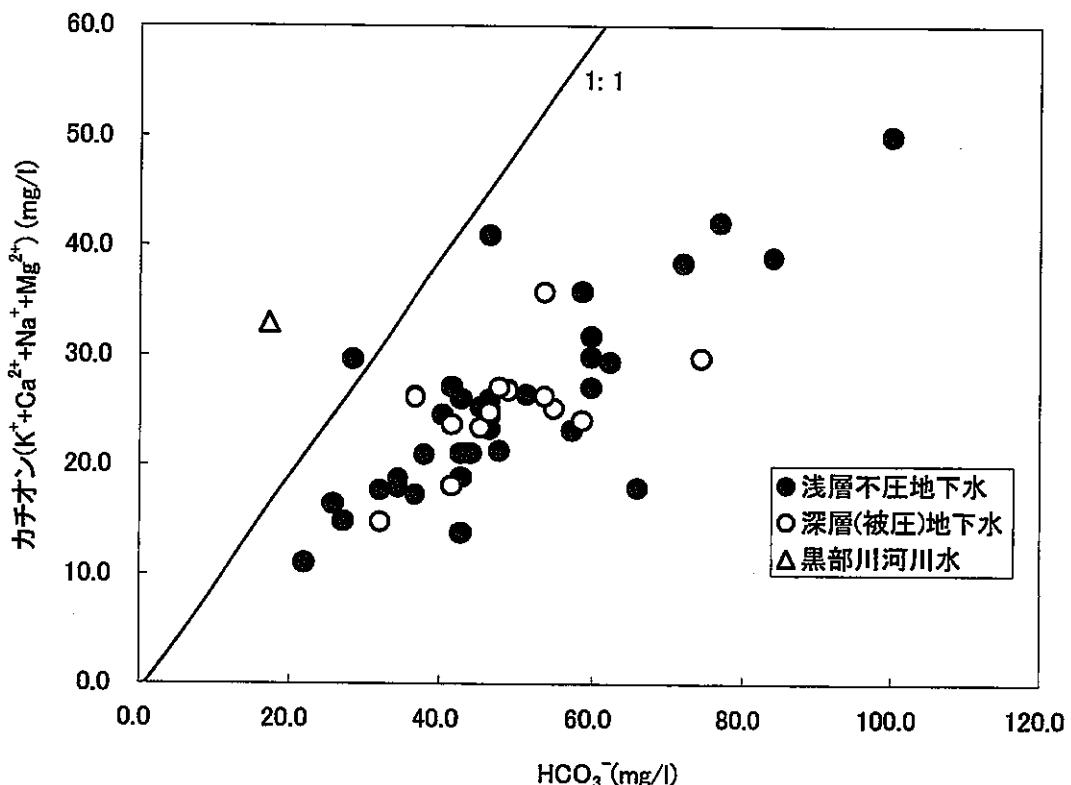


図 5-21 重炭酸塩イオンの濃度とカチオン濃度との関係 (2002年9月)

5. 2. 3. 4 汚染物質

富山湾沿岸域においては、日本海固有水の湧昇によって豊富な栄養塩が供給されている。一方、海底湧水を始めとする地下水や河川水もまた、富山湾への重要な栄養塩供給源であると思われる。しかし、地下水は栄養塩だけでなく、有機物を含む生活排水、産業廃水、水田から流出する農薬等多くの化学物質も海洋へ輸送する。図 5-22 では $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ 及び HCO_3^- の分布を示している。 Ca^{2+} と Mg^{2+} が土壤中の炭酸塩の溶出によるものなら、 HCO_3^- と 1:1 の傾きにプロットされるはずである。しかし、図 5-22 では HCO_3^- に対して $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ が 2 割近く過剰になっており、田圃等からの化学肥料の流出が、この傾きに影響していると推測できる。実際、図 5-23 に示したように、田圃への投肥由来の NO_3^- と $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^-$ との間には正の相関が見られる。

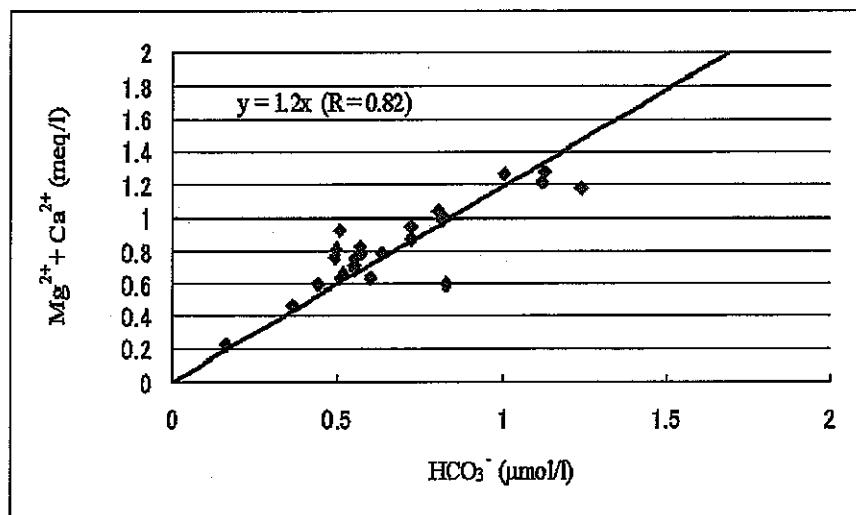


図 5-22 黒部川扇状地地下水の重炭酸イオンと $\text{Mg}+\text{Ca}$ の関係

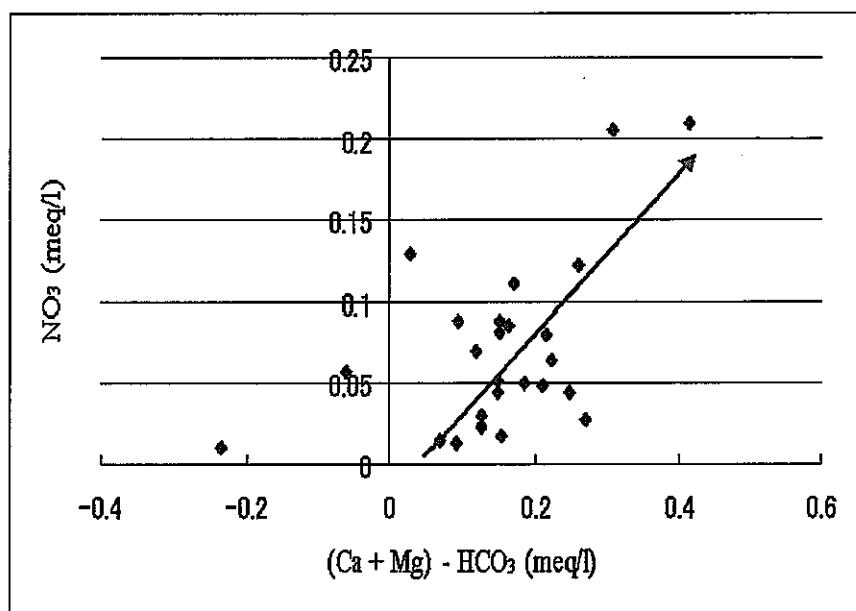


図 5-23 黒部川扇状地地下水中的 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{HCO}_3^-$ と NO_3^- の関係図。

近年、地下水中の全炭酸濃度及び $\delta^{13}\text{C}$ の研究により、富山平野における降水のうち、地中へ涵養される割合が、表面流出の割合に対し無視できない量であることが明らかにされた（水谷と山本、1993）。また、水谷ほか（2001）は、降水の蒸発による酸素・水素同位体の分別があまり起こっていないことから、黒部川扇状地の農業用水は水田より急速に地中へ浸透すると報告している。懸濁物質が多い河川水の場合、人為起源物質等は河口域において塩分勾配やコロイドへの吸着、また塩析効果により沈殿して、海洋に

はほとんど放出されないと考えられている（例えば、Andrews, 2003）。一方、海底から湧出する地下水の場合は、懸濁物質をほとんど含まず、周囲の海水との密度や温度差があるため、地下水中の人為的な物質は混合・拡散しやすく、より広範囲に汚染をもたらすことが危惧される。

5. 2. 4 水素・酸素安定同位体比

5. 2. 4. 1 δ ダイヤグラム

図 5-24 は 2001 年 5 月における浅層不圧地下水の δ -ダイヤグラム、図 5-25 は 2002 年 9 月浅層(被圧)地下水の δ -ダイヤグラム、図 5-26 は 2001 年 5 月における深層(被圧)地下水の δ -ダイヤグラム、図 5-27 は 2002 年 9 月における深層(被圧)地下水の δ -ダイヤグラムである。以下に、a) 5 月および 9 月における浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水との比較、b) 季節変化についての考察、をおこなう。

a) 5 月および 9 月における浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水との比較

5 月および 9 月のどちらにおいても浅層不圧地下水の方が深層(被圧)地下水よりも重い値を示していることが読みとれる。ここで、樋根（1991）による富山大学が分析をおこなった富山市における降水の加重平均値は δD 値が -54‰ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が -9.4‰ と重い値を示しており、一方、今回分析をおこなった黒部川河川水の δD 値は 2001 年 5 月は -82.7‰ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は -13.2‰ 、2002 年 9 月は δD 値は -75.7‰ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は -11.7‰ と軽い値を示している。このことを踏まえると、浅層不圧地下水の $\delta^{18}\text{O}$ および δD の値が深層(被圧)地下水よりも重い値を示しているのは、降水からの影響が強いものと考えられ、深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD の値が軽い値を示しているのは黒部川からの涵養の影響が相対的に強いことを示唆している。

b) 季節変化についての考察

日本における降雨の起源は季節によって異なる。そのため、異なる気団からの降水は同位体比にもそれぞれ固有の同位体比を持つものと思われる。

図 5-20 から図 5-25 までの図において、それぞれの近似直線の勾配と、 $d-excess$ をみてみると、2001 年 5 月の浅層不圧地下水は傾き 7.6、 $d-excess=16.7$ 、深層(被圧)地下水は傾き 6.3、 $d-excess=2.8$ である。一方、2002 年 9 月の浅層不圧地下水は傾き 7.0、 $d-excess=8$ 、深層(被圧)地下水は傾き 7.8、 $d-excess=16.8$ である。ここで特筆すべきことは、2001 年 5 月の浅層不圧地下水の δ -ダイヤグラムの傾きおよび $d-excess$ が 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水の δ -ダイヤグラムの傾きおよび $d-excess$ と類似しており、2001 年 5 月の深層(被圧)地下水の δ -ダイヤグラムの傾き

および d-excess が 2002 年 9 月の δ-D グラムの傾きおよび d-excess と類似している点である。これは降水および河川水が地層中を降下浸透していく過程での時間差を示しているものと思われる。

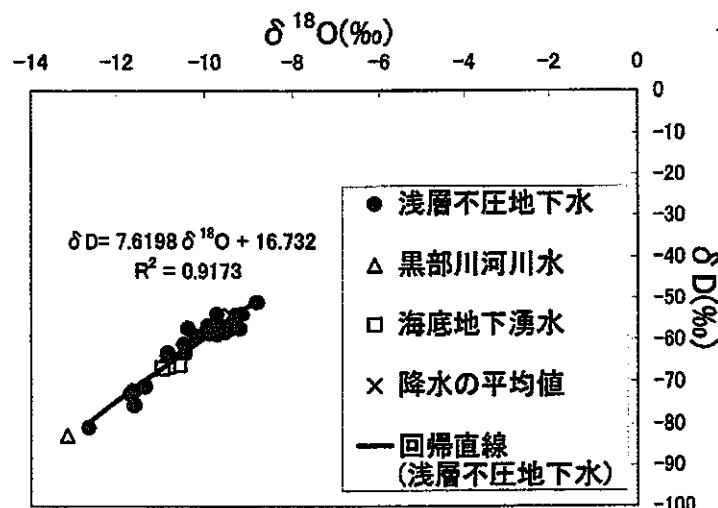


図 5-24 浅層不圧地下水の δ-D グラム (2001 年 5 月)。
降水 (富山県) の平均値は樋根(1991)より引用。

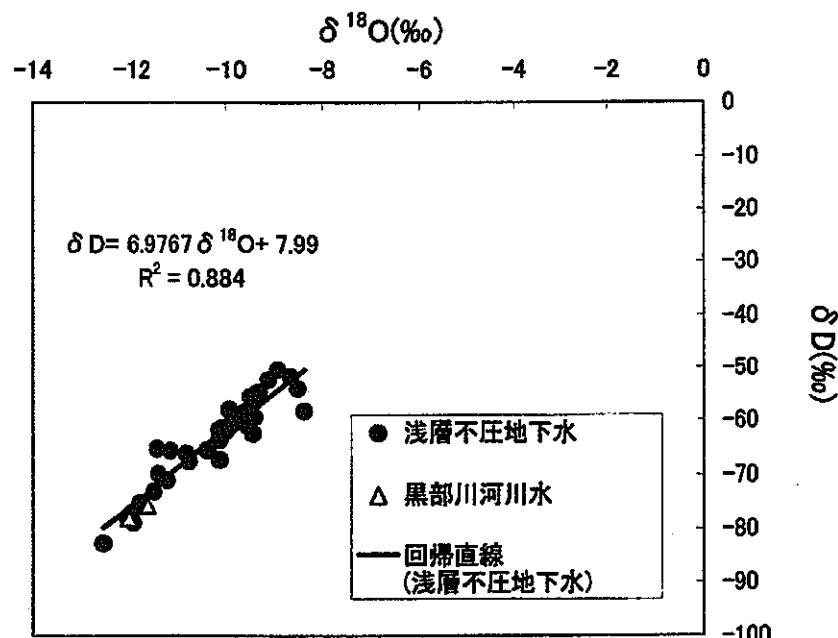


図 5-25 浅層不圧地下水の δ-D グラム (2002 年 9 月)

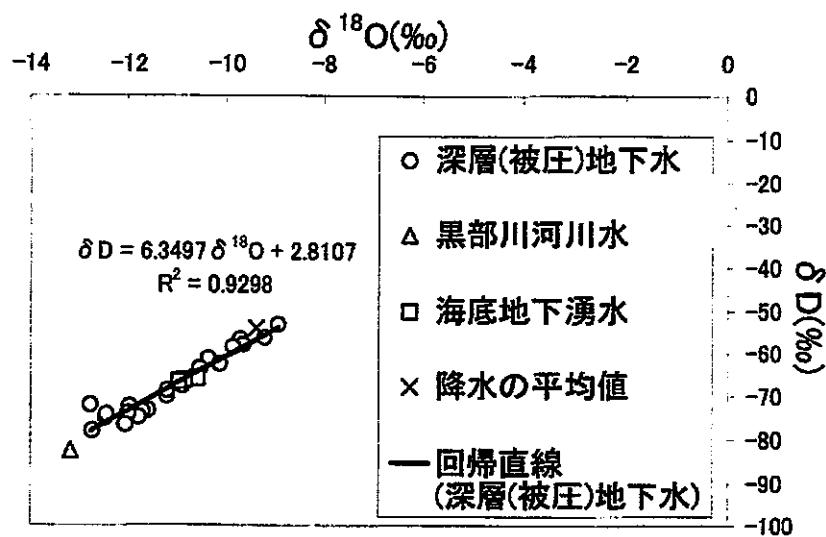


図 5-26 深層（被圧）地下水のδダイヤグラム（2001年5月）。
降水（富山県）の平均値は、樋根（1991）より引用。

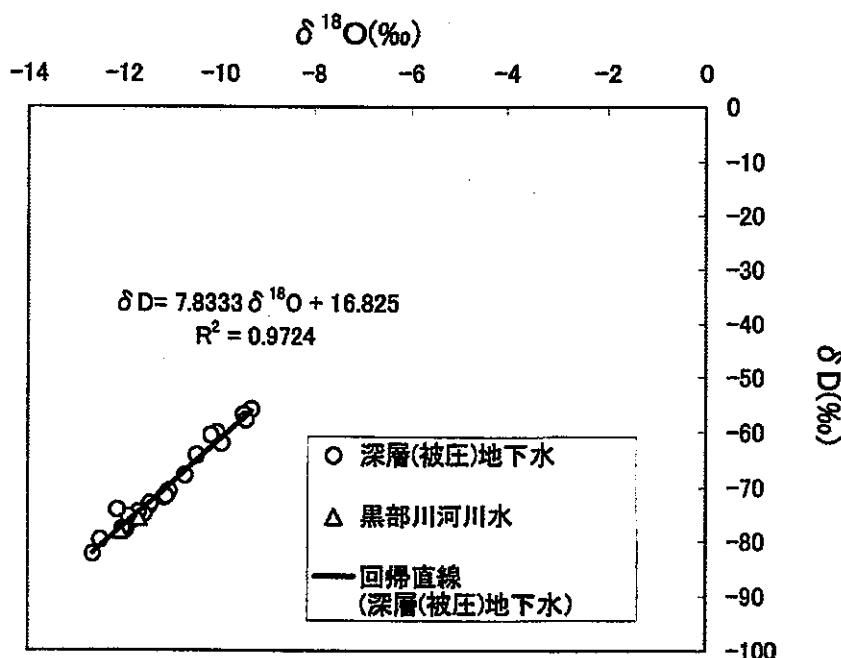


図 5-27 深層（被圧）地下水のδダイヤグラム（2002年9月）

5. 2. 4. 2 δD, $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図

図 5-28 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水の δD 等值線図、図 5-29 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水の δD 等值線図である。これらの図より、5 月と 9 月ともに浅層不圧地下水において、黒部川を中心として黒部川近傍では δD の値は -70‰ 前後と軽く、黒部川から遠ざかるにつれて δD の値が -60‰ 前後と重くなっていることが読みと

れる。黒部川河川水の δD 値が -82.7‰ と軽い値を示しているのを考慮に入れると、黒部川近傍に見られる -70‰ 前後の軽い δD 値は黒部川からの涵養によるものであると考えられる。そして -70‰ 等値線からも分かるように9月の方が軽い値を示している領域が広いことがわかる。

図 5-30 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水の δD 等値線図、図 5-31 は 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水の δD 等値線図である。深層(被圧)地下水においても 5 月、9 月ともに、黒部川を中心として黒部川近傍では δD の値は -70‰ 前後と軽く、黒部川から遠ざかるにつれて δD の値が -60‰ 前後と重くなっていることが読みとれる。等値線の領域はほぼ同じである。

浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水とを比較してみると浅層不圧地下水よりも深層(被圧)地下水の方が軽い値を示している領域が広範囲にわたっていることが読みとれる。これは深層(被圧)地下水の方がより黒部川からの涵養を受けていることを示していると思われる。

海底地下湧水の δD 値は約 -66‰ であり、海底地下湧水の流出地域と思われる地域の δD 分布に着目すると浅層不圧地下水が流出していることが示唆される。

図 5-32 は 2001 年 5 月の浅層不圧地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等値線図、図 5-33 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等値線図である。こちらも δD 等値線図と同じような傾向が読みとれる。すなわち、5 月、9 月の浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水において黒部川近傍では $\delta^{18}\text{O}$ 値は -12‰ 前後と軽く、黒部川から遠ざかるにつれて $\delta^{18}\text{O}$ 値は -10‰ と重い値を示している。黒部川の $\delta^{18}\text{O}$ 値が -13.2‰ および -11.7‰ と軽い値を示していることから、黒部川近傍では黒部川からの涵養の影響が強いと考えられる。また、 -11‰ の等値線に着目すると、深層(被圧)地下水の方が広範囲にわたっていることから、深層(被圧)地下水の方がより黒部川からの涵養を受けていることを示していると思われる。しかし、浅層不圧地下水において、 $\delta^{18}\text{O} = -12\text{‰}$ 前後の軽い値は黒部川の下流で見られるのに対し、深層(被圧)地下水ではより上流に $\delta^{18}\text{O} = -12\text{‰}$ 前後の軽い値が見られる。これは浅層不圧地下水に関しては黒部川の下流域でより涵養がなされているのに対し、深層(被圧)地下水では黒部川の上流域でより涵養がなされていることを示していると考えられる。

図 5-34 は 2001 年 5 月の深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等値線図、図 5-35 は 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等値線図である。深層(被圧)地下水においても 5 月、9 月ともに、黒部川を中心として黒部川近傍では $\delta^{18}\text{O}$ の値は -12‰ 前後と軽く、黒部川から遠ざかるにつれて $\delta^{18}\text{O}$ の値が -10‰ 前後と重くなっていることが読みとれる。

海底地下湧水の $\delta^{18}\text{O}$ 値は約 -11‰ であり、 δD 値分布と同様の解釈が可能で、浅層不圧地下水が流出していることが示唆される。

ここで、扇状地地下水 (C_G) を黒部川からの涵養水 (C_R) と扇状地面から浸透した降水 (C_P) との 2 成分系の混合によって形成されると考え、その混合比を α とすると、

$$\alpha \cdot C_R + (1-\alpha) \cdot C_P = C_G$$

という式で地下水の安定同位体比を計算することができる。この式に $C_R = -13.2\text{‰}(\delta^{18}\text{O})$, $-82.7\text{‰}(\delta\text{D})$ (ともに 2001 年 5 月), $C_P = -9.4\text{‰}$ として (ただし, C_P の値は樋根 (1991) による富山大学が分析をおこなった富山市における降水の加重平均値を用いた), 地下水の安定同位体比 (C_G) が $-10\text{‰} \sim -12\text{‰}$ および $-60\text{‰} \sim -80\text{‰}$ になる混合比 (α) を計算した。この結果, 表 5-1 のようになり, 地下水の安定同位体比 (C_G) が $\delta^{18}\text{O} = -12\text{‰}$ の等值線では黒部川からの涵養量が 68.4%, $\delta^{18}\text{O} = -11\text{‰}$ では 42.1% を占めており, $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰}$ では 15.8% しか占めていないことが読みとれる。このことは δD 等值線図においても同様の解釈が可能で, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$ 等值線では黒部川からの涵養量が -90.6% , $\delta\text{D} = -70\text{‰}$ では 55.7% を占めており, $\delta\text{D} = -60\text{‰}$ では 20.9% しか占めていないことが読みとれる。

同様に 2002 年 9 月においても混合比を求めた。入力値は $C_R = -11.7\text{‰}(\delta^{18}\text{O})$, $-75.7\text{‰}(\delta\text{D})$, 降水の値は同上, とした。結果を表 5-2 に示す。ここで $\delta^{18}\text{O} = -12\text{‰}$, $\delta\text{D} = -80\text{‰}$ の値は, 河川水の値が示されていないのは入力値となる河川水の値がいずれも -12‰ , -80‰ よりも重いためである。

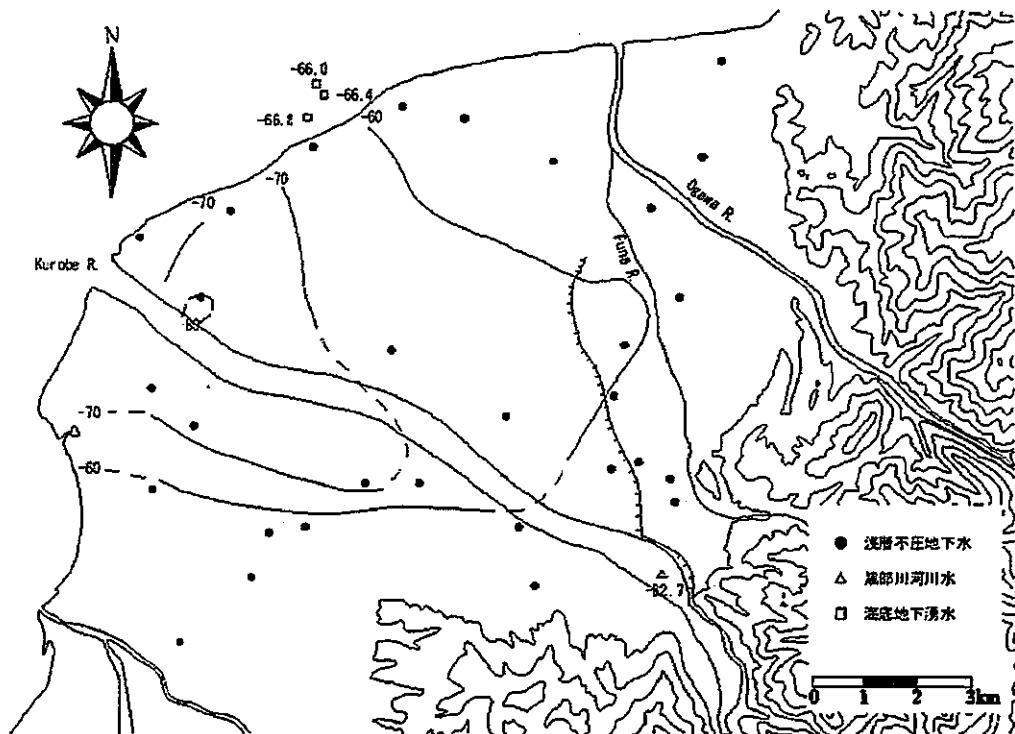


図 5-28 浅層不圧地下水の δD 等值線 (2001 年 5 月)



図 5-29 浅層不圧地下水の δD 等值線図 (2002年9月)

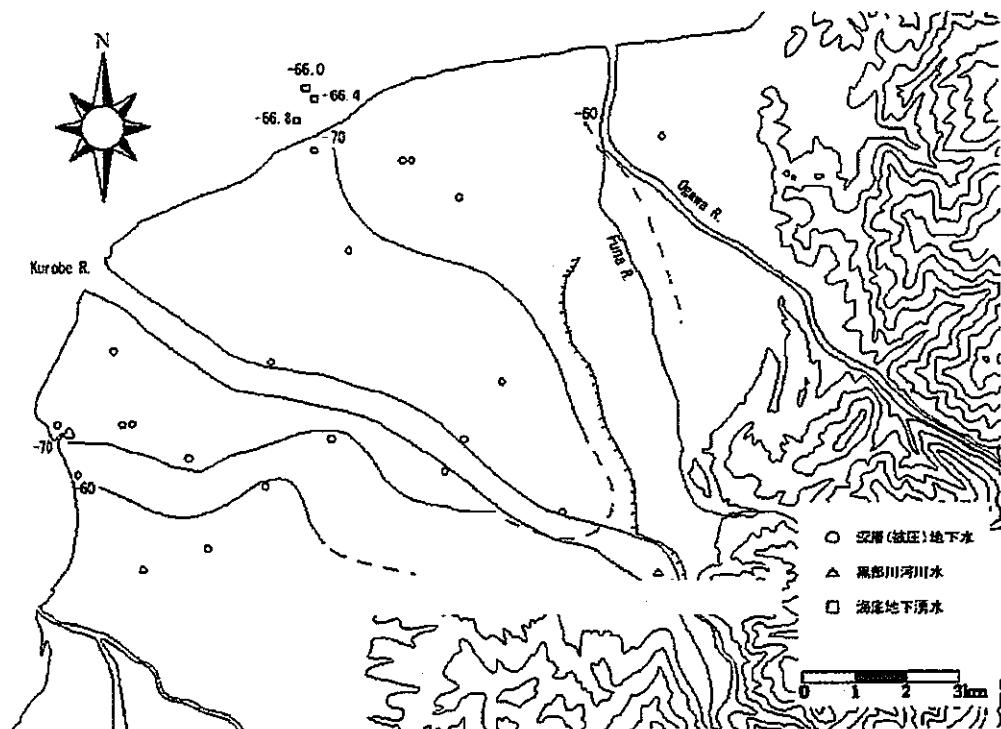


図 5-30 深層(被圧)地下水の δD 等值線図 (2001年5月)

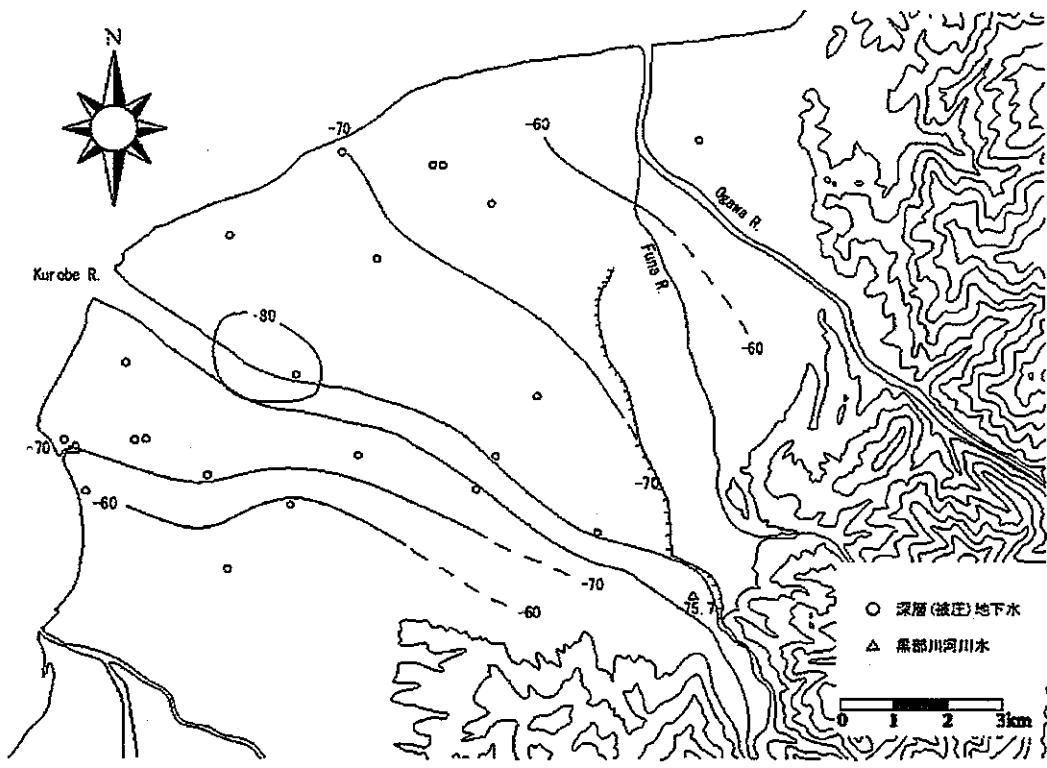


図 5-31 深層(被圧)地下水の δD 等值線図(2002年9月)



図 5-32 浅層不圧地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図(2001年5月)

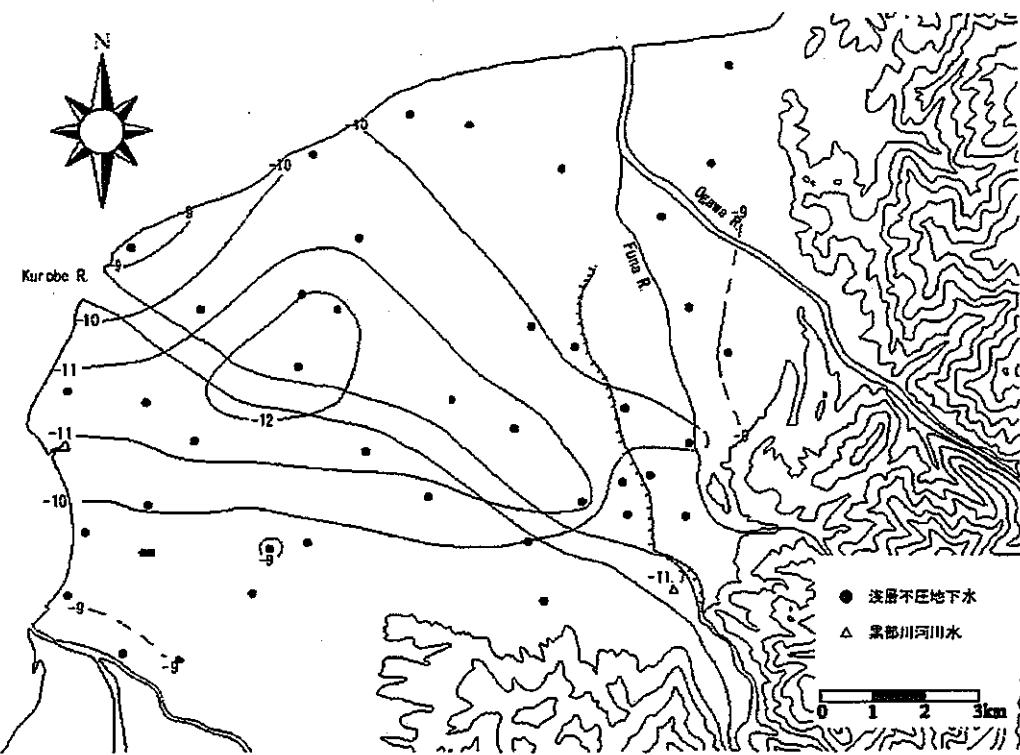


図 5-33 浅層不圧地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図 (2002年9月)



図 5-34 深層(被圧)地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図 (2001年5月)

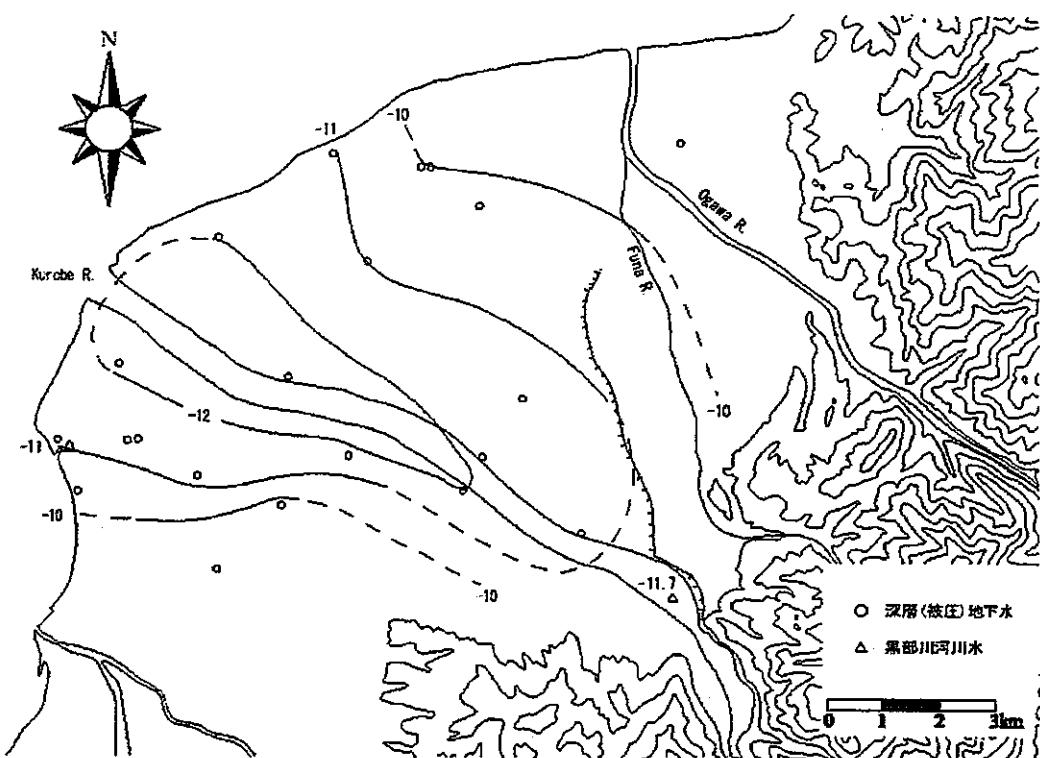


図 5-35 深層（被圧）地下水の $\delta^{18}\text{O}$ 等值線図（2002年9月）

表 5-1 安定同位体比からみた黒部川河川水からの涵養状況(2002.5)

	地下水の安定同位体比(C_G)	黒部川河川水の混合比(α)
$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-12.0	0.68
	-11.0	0.42
	-10.0	0.16
$\delta\text{D}(\text{‰})$	-80.0	0.91
	-70.0	0.56
	-60.0	0.21

表 5-2 安定同位体比からみた黒部川河川水からの涵養状況(2002.9)

	地下水の安定同位体比(C_G)	黒部川河川水の混合比(α)
$\delta^{18}\text{O} (\text{\textperthousand})$	-12.0	-
	-11.0	0.70
	-10.0	0.26
$\delta\text{D} (\text{\textperthousand})$	-80.0	-
	-70.0	0.73
	-60.0	0.28

5. 2. 5 トリチウム濃度分析

図 5-3 6 はトリチウム濃度と採水深度関係図である。この図より、深度 15m 以浅の浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水ではトリチウム濃度に明確な違いが見られる。

浅層不圧地下水ではほぼ全てのサンプルが 5T.U. 前後である。現在の降水のトリチウム濃度は 5T.U. 前後であることを考慮すると、浅層不圧地下水の滞留時間は数年間であるものと考えられる。

深層(被圧)地下水ではほぼ 0T.U. のものと 7T.U. 以上のものとに分けられる。地点番号 505, 502, 518, ではほぼトリチウム濃度が 0T.U. である。それに対し、501, 503, 504 地点では相対的にトリチウム濃度が高い。

黒部川河川水のトリチウム濃度は 6.1T.U. である。海底地下湧水のトリチウム濃度は 6.9~9.1T.U. であり、トリチウム濃度からは浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水のどちらの地下水からの流出であるかの識別はできない。

図 5-3 7 は東京および筑波における降水のトリチウム濃度経時変化値である。ここで、今仮に深層(被圧)地下水におけるサンプルをトリチウム濃度からピストン流モデルによる滞留時間の推定をおこなう。ピストン流モデルでは、地下水中ではトリチウムの供給はまったく受けず、放射壊変のみで減衰するもので、

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

C : 各サンプルのトリチウム濃度

C_0 : 降水のトリチウム濃度

λ : トリチウムの壊変定数

t : 滞留時間

なる式で表される。

本研究で得られた地下水のトリチウム濃度をこのモデルに当てはめて滞留時間を求めた結果、トリチウム濃度がほぼ 0T.U. に近いサンプルは 50 年以上の滞留時間を持つものと思われる。一方、7T.U. 以上の濃度をもつものは 30 年あるいは 50 年の滞留時間をもち、そのどちらであるかはサンプル数の関係上判別は出来ないが、少なくとも浅層

不圧地下水よりは滞留時間が長いことが示唆される。

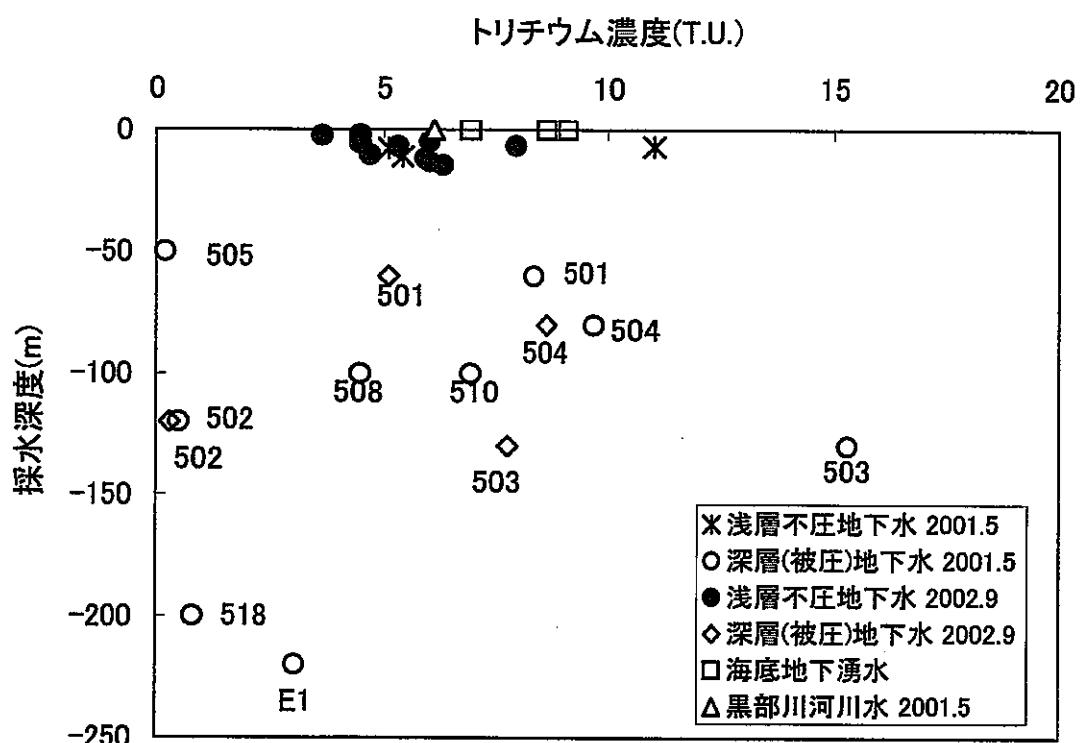


図 5-36 トリチウム濃度(T.U.)と採水深度の関係図

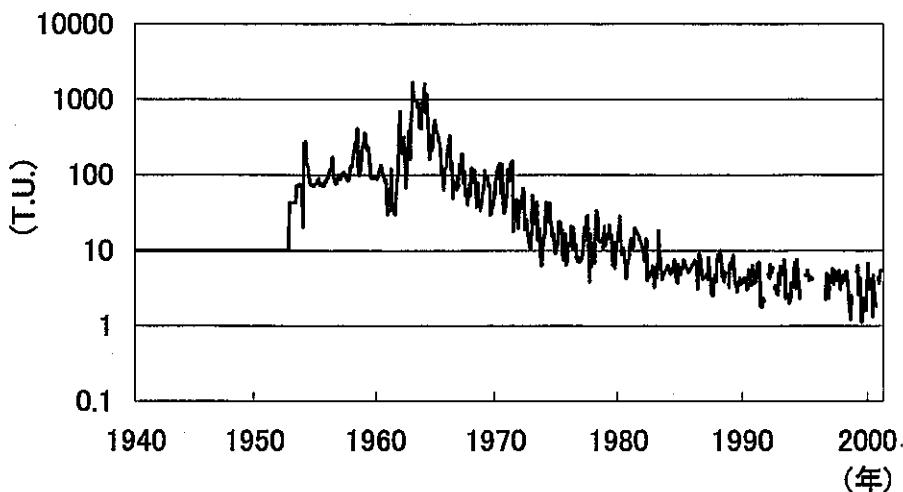


図 5-37 降水のトリチウム濃度経時変化値

5. 2. 6 炭素同位体比

図 5-38 は ^{14}C 濃度分布図である。この p MC 値は 1950 年の ^{14}C 濃度を 100 として示したものである。この図より、黒部川扇状地のほぼ全域において p MC 値は 100 前後であるため基本的に 1950 年以降に涵養された地下水であると思われる。この結果は前述のトリチウム濃度測定結果と整合する。しかし黒部川右岸の採水地点 505 と左岸の採水地点 518 において p MC 値の低いものがみられる。この 2 地点はトリチウム濃度も非常に低く、 ^{14}C 濃度から求めた放射性減衰式に基づく滞留時間は他の深層(被圧)地下水系とは数オーダーの違いが見られ、明らかに異なっており、極めて流動の遅い別系統の地下水流動が深部に存在していることが示唆される。

次に $\delta^{13}\text{C}$ について述べる。炭素の安定同位体である ^{13}C は、起源となる天然物質により固有の $\delta^{13}\text{C}$ 値を持っている。表 5-3 に地下水中の溶存炭酸の起源になる物質の $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す。このことを利用することにより、地下水中の溶存炭酸の挙動を把握し、さらに地下水自体の流動過程や涵養源を知ることができる。

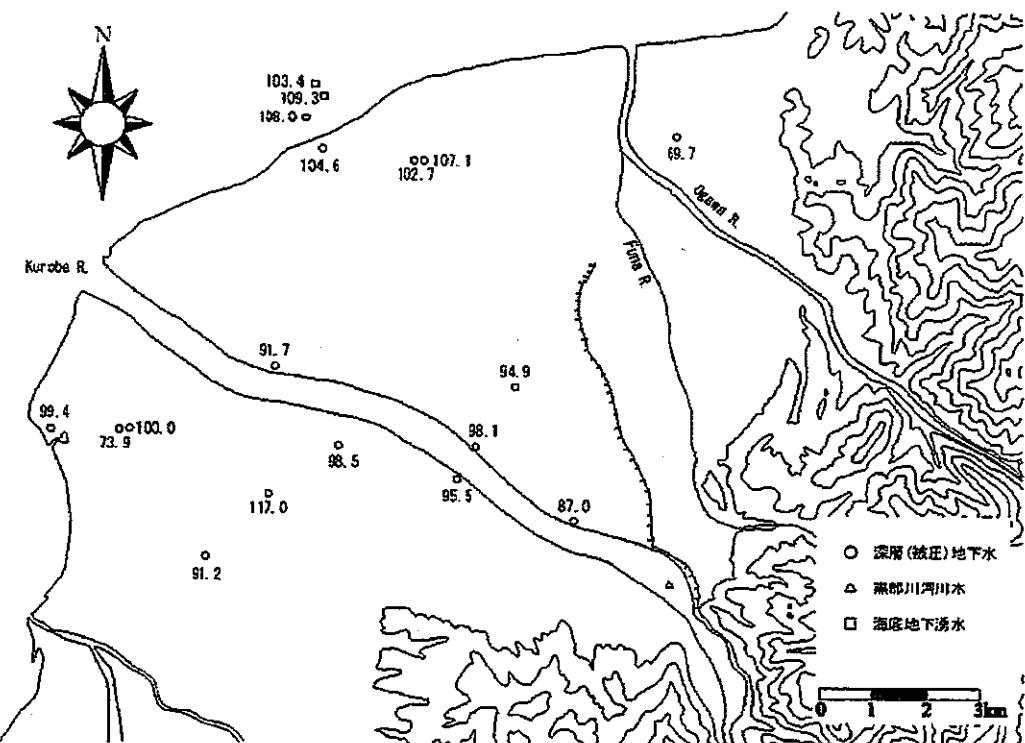


図 5-38 ^{14}C 濃度 (単位:pMC) (2001年5月)

表 5-3 地下水の溶存炭酸の起源に関する物質の $\delta^{13}\text{C}$ 値

物質	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	試料数	文献
大気 CO_2	-7±0.4	50	Keeling (1958)
土壤 CO_2	-25±2	40	Galimov(1966)
海成石灰岩および貝殻	0±3	28	Craig(1953)
堆積性有機物および石油	-28±4	15	Craig(1953)
陸生植物	-25±4	50	Craig(1953)

図 5-39 は 2001 年 5 月の深層(被圧)地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図である。この図から黒部川近傍では $\delta^{13}\text{C}$ の値は軽く、黒部川から遠ざかるにつれて $\delta^{13}\text{C}$ の値は重くなっている傾向が読みとれる。前述のことを考慮すると、黒部川河川水はその集水域から扇状地まで流動する期間、大気と接触し、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が重くなると考えられる。これは 2001 年 5 月ではサンプリングをおこなっていないためデータはないが、2002 年 9 月では -9.8‰ と重い値を示していることは先の記述と一致する。

図 5-40 は 2002 年 9 月の浅層不圧地下水、図 5-41 は 2002 年 9 月の深層(被圧)地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図である。これらの図からも黒部川近傍では $\delta^{13}\text{C}$ 値は重く、黒部川から遠ざかるにつれて $\delta^{13}\text{C}$ 値が軽くなっていることが読みとれる。また、浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水とを比較すると明らかに浅層不圧地下水の方が $\delta^{13}\text{C}$ 値

は軽い。これは、より降水成分を強く受ける浅層不圧地下水は、降水が土壤中を降下浸透する過程で、土壤との接触により $\delta^{13}\text{C}$ 値が軽くなったものと考えられる。一方、深層(被圧)地下水ではより黒部川河川水の影響を受けているため $\delta^{13}\text{C}$ 値が重い値を示しているものと思われる。

図 5-4-2 は $\delta^{13}\text{C}$ と 1/DIC(溶存無機炭素(mmol/l))の関係図である。この図より浅層不圧地下水では土壤との接触を受けているため $\delta^{13}\text{C}$ 値は軽く、深層(被圧)地下水では黒部川河川水の影響が強いため $\delta^{13}\text{C}$ 値が重くなっていることが分かる。しかし、1/DICについて浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水とでは明確な違いは見られなかった。

図 5-4-3 は $\delta^{13}\text{C}$ と pH との関係図である。この図より、浅層不圧地下水は弱酸性から中性で深層(被圧)地下水は中性から弱アルカリ性である。また、 $\delta^{13}\text{C}$ 値の増加に伴って pH の値が高くなっている傾向が明確に認められ、浅層不圧地下水と深層(被圧)地下水との違いが認められる。

$\delta^{13}\text{C}$ の濃度変化については、炭酸塩岩中を地下水が流動すると 0‰近くまで重くなり、植物などの有機体と接触すると大気中に含まれる CO_2 ガス中の ^{13}C の影響により -20‰以下の軽い値を示すことが知られている（水谷・山本, 1993）。黒部川の集水域と考えられる山地の地質は石灰岩がみられる地域があり、これらの堆積層を通過した地下水が黒部川に流入していると考えると、黒部川河川水の $\delta^{13}\text{C}$ 値は重いことが合理的に説明できる。これらの特徴を考慮に入れると、黒部川近傍で $\delta^{13}\text{C}$ の値が -11‰と重くなっているのは黒部川からの涵養によるものと考えられる。一方、黒部川から遠ざかるにつれて $\delta^{13}\text{C}$ の値が約 -17‰と軽いのは植物などの有機体を浸透してきた降水からの涵養の影響が強いものと解釈できる。この傾向は前述した δD , $\delta^{18}\text{O}$ の分布特性による黒部川の影響の評価ときわめてよく整合する。

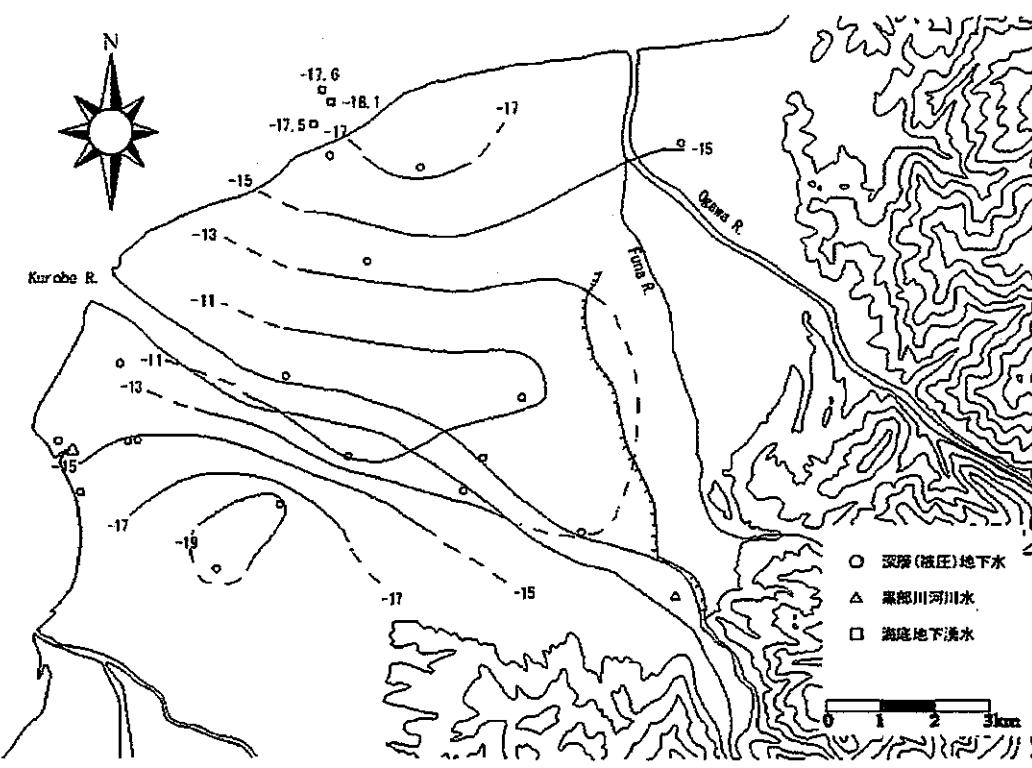


図 5-39 深層（被圧）地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図（2001年5月）



図 5-40 浅層不圧地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図（2002年9月）

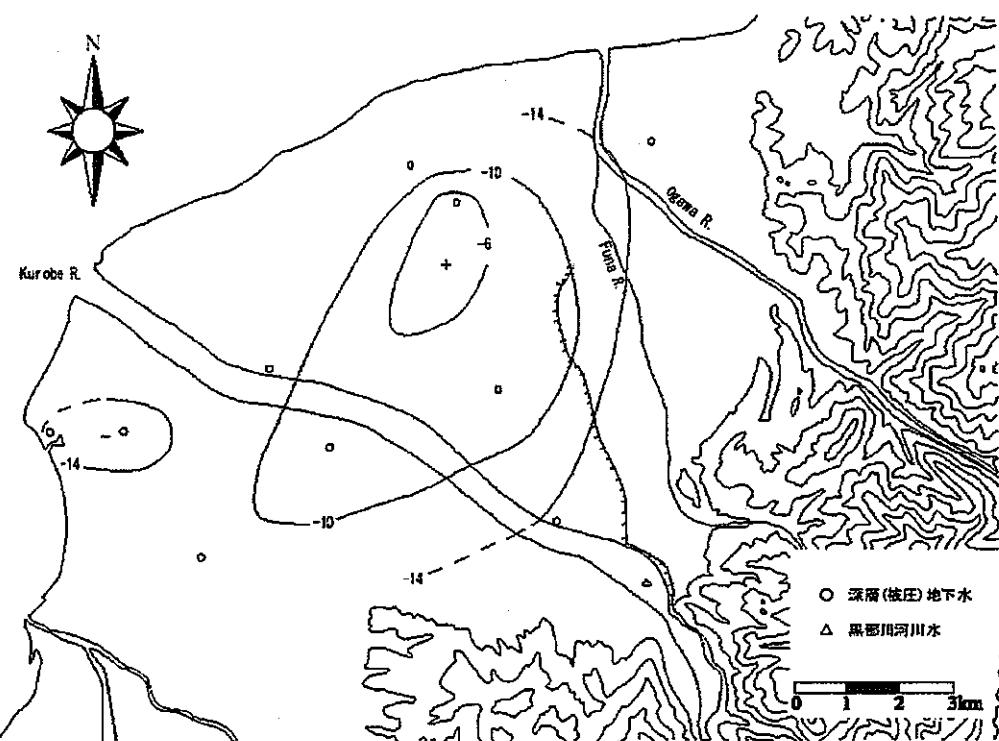


図 5-41 深層（被圧）地下水の $\delta^{13}\text{C}$ 等值線図(2002年9月)

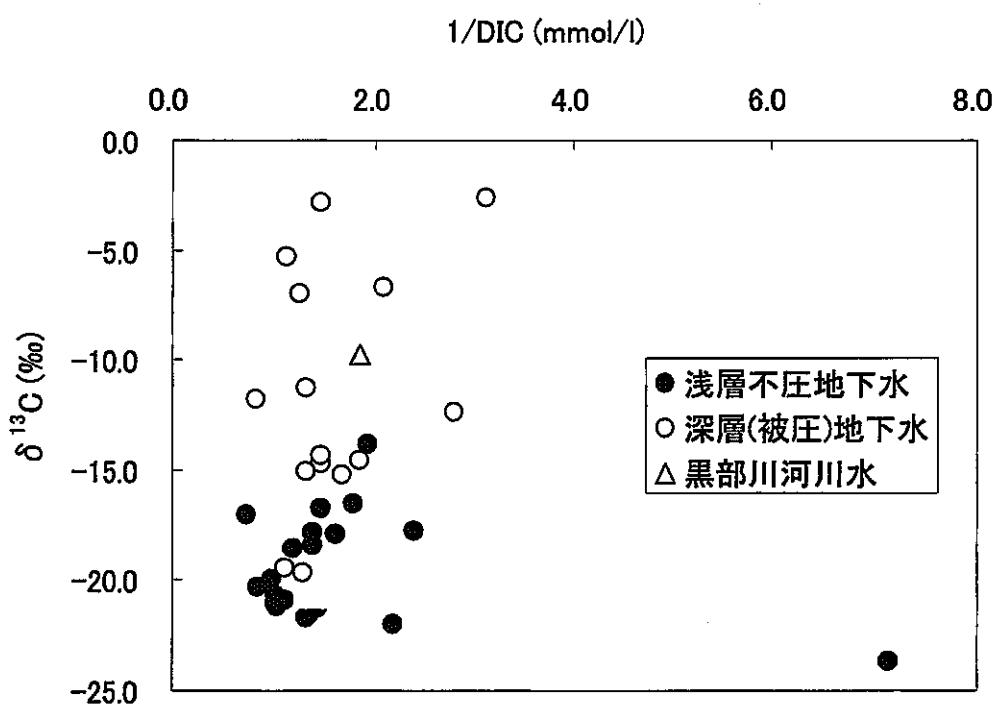


図 5-42 $\delta^{13}\text{C}$ と $1/\text{DIC}$ の関係 (2002年9月)

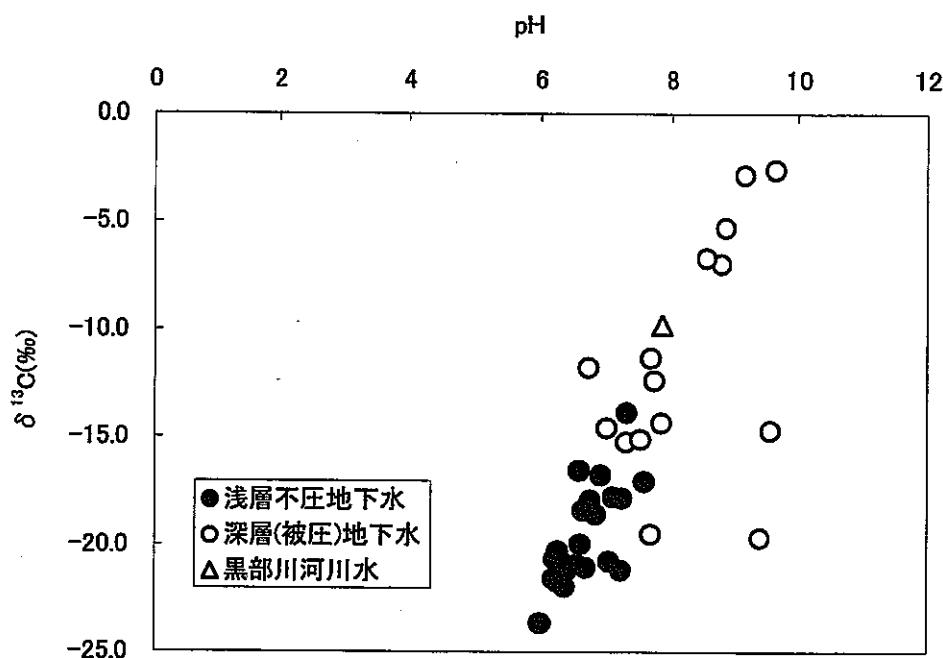


図 5-43 $\delta^{13}\text{C}$ と pH との関係 (2002年9月)

5. 2. 7 海底コア

海底コアについては、2001年の調査による結果であり、この地点に黒部川扇状地からの地下水が湧き出しているという予測の下に採取したものである。

表5-4は海底コアサンプルの水質分析結果である。測定限度の関係で、陽イオンに関しては2000倍希釈、陰イオンに関しては400倍希釈を一度おこない、それから希釈前の濃度に換算した。この結果から、海底コアサンプル中の間隙水は Na^+ , Cl^- の成分に富み、極めて海水の成分に近い水と思われる。

図5-44は本研究で安定同位体分析をおこなった全てのサンプルについてのδ-ダイヤグラムであり、図5-45は海底コアサンプルの部分を拡大したδ-ダイヤグラムである。また、各サンプルの $\delta^{18}\text{O}$ 値、 δD 値を表5-5に示す。これらの図より、海底コアサンプルの $\delta^{18}\text{O}$ 値、 δD 値は極めて0‰に近く明らかに黒部川扇状地の地下水、河川水、海底地下湧水よりも重い。海水の $\delta^{18}\text{O}$ 値、 δD 値はほぼ0‰であるので、安定同位体比からも分析をおこなった海底コアサンプル中の間隙水は海水組成に近いことが示されている。これは前述の水質分析による結果とも整合する。

ゆえに、この結果による解釈としては2通り考えられる。ひとつはもともとこの地点には海底地下湧水が存在しなかったこと、もうひとつが海底地下湧水は存在しているが、

コアサンプラーで堆積物を採取するときに海水が浸入してしまったこと、である。今回の分析結果からはいずれが正しいかは判断できなかった。

表 5-4 海底コアサンプルの水質分析結果

サンプル名	K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
Sec1	1000	800	10000	1200	19000	2000	0	-
Sec2-1	500	890	9700	1100	18500	680	0	-
Sec2-2	480	400	10200	1200	19500	570	0	-
Sec3-1	410	270	10200	1200	19400	410	0	-
Sec3-2	950	380	10800	1200	19600	0	0	-
Sec4-1	1200	890	11200	1200	19200	0	0	-
Sec4-2	700	270	10200	1200	19300	70	0	-
Sec5-1	750	320	10300	1200	19300	0	0	-
Sec5-2	540	160	9900	1100	19200	0	0	-
Sec6-1	530	410	10000	1200	19100	470	0	-
Sec6-2	550	340	10800	1100	19000	170	0	-

単位:mg/l

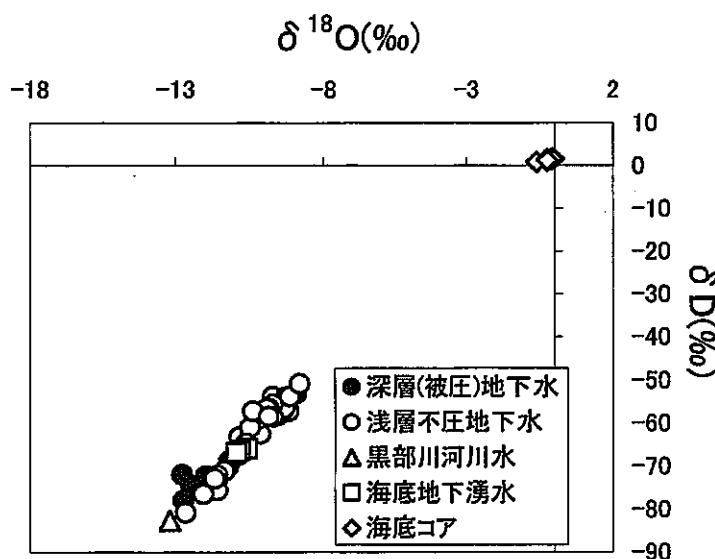


図 5-44 全サンプルのδダイヤグラム

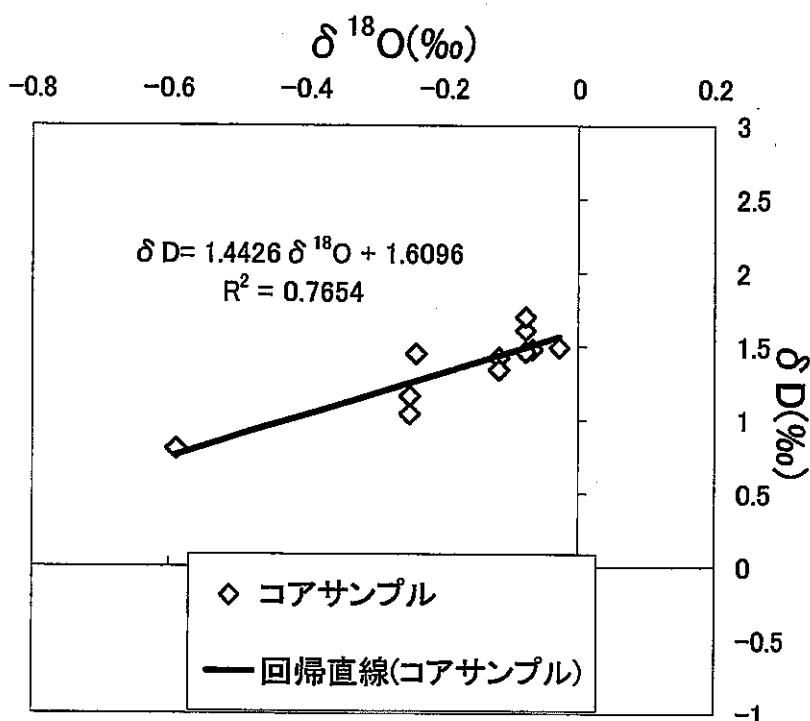


図 5-4-5 海底コア試料間隙水のδダイヤグラム

表 5-5 酸素・水素同位体比データ(海底コア)

サンプル名	$\delta^{18}\text{O}(\text{\%})$	$\delta\text{D}(\text{\%})$
Sec1	-0.3	1.0
Sec2-1	-0.1	1.4
Sec2-2	-0.1	1.5
Sec3-1	0.0	1.5
Sec3-2	-0.1	1.6
Sec4-1	-0.1	1.3
Sec4-2	-0.6	0.8
Sec5-1	-0.1	1.7
Sec5-2	-0.2	1.5
Sec6-1	-0.1	1.5
Sec6-2	-0.3	1.2

5. 3 本節のまとめ

2001年5月、2002年9月の調査において、黒部川扇状地地下水、黒部川河川水、海底湧水および海底コアサンプルの分析を行うことによって以下のような結果が得られた。

- 1) 黒部川右岸では地下水を大量に揚水するT紡績工場が立地しているため、地下水面が10~40mのところで地下水位が低くなっている。深層(被圧)地下水において黒部川にそって地下水位等高線が凸になっていることから、黒部川河川水が地下水を涵養していることを示している。この傾向は、深層(被圧)地下水においてより顕著である。また、深層(被圧)地下水の地下水頭分布によれば、黒部川左岸にも揚水にともなう地下水頭低下域が発生している。2001年5月と2002年9月では若干2002年9月の方が地下水水面、地下水頭ともに高いようである。
- 2) 浅層不圧地下水の水質は、 $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型の成分が卓越している。しかし NO_3^- の成分は黒部川の近傍で少なく、黒部川から離れている地域で多い。黒部川右岸東側扇端部では溶存成分が多く、これは地下水流动にともなう溶存成分の増加であると考えられる。深層(被圧)地下水の水質は、主に $\text{Ca}(\text{HCO}_3^-)$ 型の成分であるが、黒部川左岸地域では K^++Na^+ に富む成分もいくつかみられる。これは浅層不圧地下水から深層(被圧)地下水への水質移行の傾向を示しているものと考えられる。降雪融解水を主体とする黒部川河川水は地下水よりも溶存成分が少ない。一方、流出域の特性を持つ海底地下湧水は溶存成分に富む傾向にある。これは地下水流动方向に沿った水質変遷の傾向を支持している。また、季節による違いはあまり見られない。
- 3) 2001年5月、2002年9月とともに、浅層不圧地下水は相対的に δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は重く、扇状地面から涵養された降水成分の影響が強いと考えられる。一方、深層(被圧)地下水は δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は軽い傾向が顕著であり、高標高域を流域にもつ黒部川河川水の影響が相対的に強い傾向が認められた。また、黒部川河川水からの涵養の影響は黒部川左岸地域よりも黒部川右岸地域のほうが相対的に強いようである。この傾向は $\delta^{13}\text{C}$ 分布においても明確に認められた。
- 4) 浅層不圧地下水のトリチウム濃度は5T.U.前後が多く、現在の降水のトリチウム濃度とほぼ同じであるため滞留時間は最近数年であると考えられる。深層(被圧)地下水において、トリチウム濃度がほぼ0T.U.に近いサンプルは50年以上の滞留時間を持つものと思われる。一方、7T.U.以上の濃度もつものは30年あるいは50年の滞留時間をもち、そのどちらであるかはサンプル数の関係上判別は出来ないが、少なくとも浅層不圧地下水よりは滞留時間が長いことが示唆される。

6. 片貝川扇状地を対象とした水文学的、地球化学的陸水調査

6. 1 調査地域における水試料の採取

片貝川扇状地において自噴水 11ヶ所、自由地下水 26ヶ所合計 37ヶ所の井戸水を採取した。また、河川水を 2ヶ所で採水した。採水場所は、扇状地全体から採水するよう留意して決定した。

片貝川扇状地沖合（魚津沖）の湧水点では、4～12月の間に、魚津市青島の海岸より約 150～200m 沖の水深約 8m 及び 22m の 2 点で海底湧水を採取した（図 1-3 参照）。採水手法は、本研究で開発した手法（3. 4 節）を用いた。

さらに、湧水点のバックグラウンドとして、湧水点近辺において海底から高さ 1m 程度の海水をダイバー潜行よりニスキン採水器を用い採水した。また、広域海洋調査では、船上よりニスキン採水器を用い鉛直的に海水を採水した。

6. 2 試料水の化学分析（測定項目と測定手法）

淡水（海底湧水・河川水・地下水）成分の測定項目は、電気伝導度、主要化学成分（陽イオンとして Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} 、陰イオンとして F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- ）、安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, δD)、栄養塩 (NO_3 , NO_2 , SiO_2 , PO_4)、水温、pH、DO、トリチウム、である。また、海水成分の測定項目は、安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$, δD)、栄養塩 (NO_3 , NO_2 , SiO_2 , PO_4)、CTD（水温・塩分・水深）、pH、DO、塩分、クロロフィル a 、である。

地下水・海底湧水の電気伝導度は、簡易電気伝導時計（HORIBA TWIN COND）を用いて測定を行った。

河川水、地下水、海底湧水及び海水の pH 値は、自動温度補正可能な PHM93 Reference pH Meter (RADIOMETER COPENHAGEN) によって測定された。標準溶液として、IUPAC の Standard-Standard-Etalon pH4.005 及び Standard-Standard-Etalon pH7.000 (Radiometer Analytical) を使用した。水試料は予め水浴保温槽で 25℃ の条件で 15 分間静置し、二重構造のガラス製試料セルに注入して計測された。pH の測定誤差は ± 0.001 であった。

主要化学成分 (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} 及び Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) は、イオンクロマトグラフィーを用いて測定した。なお、陰イオン測定は、サプレッサー式イオンクロマトグラフィーを用いた。

使用した装置は表 6-1 の通りである。

表 6-1 化学分析に使用した装置

	陽イオン	陰イオン
脱気装置	SD-8022	SD-8022
本体	IC-8010	761 Compact IC
データ処理装置	SIC-480II	761 Compact IC Control and Data Acquisition System Ver.1.0
ガードカラム	TSK-GUARD IC-Cation I/II HR	Shodex SI-90 4G
カラム	TSK IC-Cation I/II HR	Shodex SI-90 4E
溶離液	1.6mM HNO ₃	1.8mM Na ₂ CO ₃ +1.7mM NaHCO ₃
再生液	—	20mM H ₂ SO ₄

酸素同位体比の測定は、二酸化炭素平衡法を用いて行った。容積 3.2ml のバイアルに試料水 1ml をとり、真空ポンプでバイアル内の空気を排気した後、CO₂ ガスを充填した。このバイアルをアルミブロック恒温槽(40°C)に入れ 6 時間放置して水と CO₂ ガスを平衡にさせた。平衡後、セプタムを注射針で貫いてバイアルのヘッドスペースの CO₂ ガスを回収し水蒸気を除去した後、質量分析計に導入して同位体比を測定した。試料水の酸素同位体比は次式により示される。

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = [(\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{sample}} / (\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{SMOW}} - 1] \times 10^3 (\text{\%})$$

ここで $(\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{sample}}$ および $(\text{O}^{18}/\text{O}^{16})_{\text{SMOW}}$ は、それぞれ試料水と SMOW(Standard Mean Ocean Water)の同位体比($\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$)であり、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ は SMOW の値を 0%としたときの試料の δ 値である。

水素同位体比の測定は、疎水性白金触媒(昭光通商(株)製 Hokko Beads, Pt1wt% 粒径 1mm)を用いて次式のような水-水素間の同位体交換反応を利用した。



試料水 1ml と疎水性白金触媒 5mg をバイアルにとり、空気を真空ポンプで排気した後 N₂ ガス通気しヘッドスペース内を置換し、N₂ ガスを排気後、ヘッドスペースに H₂ ガスを充填した。このバイアルをアルミブロック恒温槽(40°C)に入れ 4 時間放置して、水素ガスを平衡にさせた。平衡後ヘッドスペースの H₂ ガスを質量分析計に導入して同位体比を測定した。測定された SEA, BLEND, 2 つのスタンダード水の平衡水素ガス δ 値と水の δ 値(既知)の関係から、平衡水素ガスの δ 値から水の δ 値を求める換算式を作り、各試料の平衡水素ガスの δ 値から試料の δ 値を求めた。

栄養塩測定は近畿大学で行った。用いた標準溶液は、JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study: 地球規模海洋フラックス計画) プロトコールに基づき作成した。また、海水試料の測定におけるプランクおよび標準溶液作製には、太平洋低緯度域の低栄養塩の海水を金属鉱業事業団所属第二白鳳丸 NH99 航海にて採取し、これを ADVANTEC 社

製 $0.45\mu\text{m}$ メンブランフィルター（セルロース混合エステル製）を用いてろ過し低栄養塩海水（LNSW：Low Nutrients Sea Water）として用いた。使用に当たっては、窒素ガスを通気して溶存酸素を除去した。

測定は、BLAN+LUEBBE 社製水質自動分析装置（AACS-II 型 4 チャンネル）を使用した。AACS-II は、試料を吸い上げるサンプラー、試料と発色試薬を混合し反応させるコイル、データを処理するパーソナルコンピューター、吸光度を測定する比色計からなり、4 元素の同時の定量を可能にしている。

各態栄養塩（硝酸+亜硝酸態窒素、ケイ酸態ケイ素、リン酸態リン）の定量に用いた測定原理は以下の通りである。

- ・ 硝酸態窒素、亜硝酸態窒素（カドミウム・銅カラム還元-ナフチルエチレンジアミン吸光光度法）：カドミウム還元カラムにより亜硝酸に還元した硝酸塩と試料中に最初から存在している亜硝酸塩をスルファニルアミドでジアゾ化し、N-1-ナフチルエチレンジアミンと反応させ生成した赤紫色を 550nm で吸光度測定した。
- ・ ケイ酸態ケイ素（モリブデンブルー法）：ケイ酸塩は酸性下で、モリブデン酸ナトリウムと反応させシリコンモリブデン酸錯体を生成させる。これをアスコルビン酸でモリブデンブルーに還元し 630nm で吸光度測定した。
- ・ リン酸態リン（アスコルビン酸還元モリブデンブルー法）：リン酸塩は酸性下でモリブデン、アンチモンと反応させリン・アンチモン・モリブデンの錯体を生成させ、これをアスコルビン酸を用いて還元し 880nm で吸光度測定した。

トリチウムは半減期 12.3 年の β 崩壊をする放射性同位体であり、水分子を構成し水と共に循環するため、水循環のトレーサーや水の年代測定に利用される。

天然水中のトリチウム濃度は年々低下しているため、精度良く測定するには蒸留電解濃縮が必要である。その前処理として、変圧器 100V、温度 120°C の条件下で、無機塩等不純物を取り除くための蒸留を行った。その後、塩化鉛を加え電解し、トリチウムを含む水として濃縮させた。濃縮には、ペルメレック社製 XC-282B 型 TURI-PURE を用いた。電解濃縮した試料を再び蒸留し、各試料をテフロン加工されたポリ瓶に 45g 量りとり、蛍光剤を添加して、合計 100ml になるように調整し、良く混合させた。ポリ瓶には静電気防止用のスプレーを吹きかけ、冷暗所で 1 日から 2 日保存し疑似蛍光を抑えてから、シチレーションカウターを用いて測定行った。バックグラウンドの補正には、0T.U. の深層地下水を試料と同様に処理をしたもの用い、水と蛍光剤の混合比によって生じるクエンチングの補正には、18 万 T.U. の水それぞれ 35, 40, 45, 50g を蛍光剤と混合したもの、計数効率の補正には 87.5T.U. の水（45g）を蛍光剤と混合したもの用意した。

CTD（水温・塩分・深度計）はアレック電子製の COMPACT-CT センサと COMPACT-TD センサを用いた。定点係留の他に、海洋観測の際にもニスキノンに取り

付けて測定を行った。仕様は表 3-2 に示されている。

海水の塩分は、水温とともに海水の状態を表す最も基本的な特性量である。現在では、実用塩分を用い、従来のように塩分を塩素量に結びつける事をやめ、塩分を塩素量とは全く別の海水の特性量として扱うようになった。実用塩分とは、1気圧、15°Cにおける塩化カリウム(KCl)標準溶液(1kg中に 32.4356g の KCl を含んだ水溶液)との電気伝導度比によって定義されている。塩分は記号 S で表し、無次元の値であり、数値のみで表示する。

塩分の定義式は、つぎのとおりである。

$$S = a_0 + a_1 K_{15}^{1/2} + a_2 K_{15} + a_3 K_{15}^{3/2} + a_4 K_{15}^2 + a_5 K_{15}^{5/2}$$

$$\left. \begin{array}{l} a_0=0.0080 \quad a_1=-0.1692 \\ a_2=25.3851 \quad a_3=14.0941 \\ a_4=-7.0261 \quad a_5=2.7081 \end{array} \right\} \sum_{i=0}^5 a_i = 35.0000$$

上記の式は、 $2 \leq S \leq 42$ にて有効である。ここで K_{15} は 15°C、1 気圧における KCl 標準溶液に対する試料海水の電気伝導度比である。定義から分かるように、 $K_{15}=1$ は塩分 35.0000 に一致する。

塩分の定義から、電気伝導度比、水温、圧力を測定する事により、塩分を算出する事ができる。塩分の測定は、電極式塩分計(AUTOSAL サリノメーター)を用いて行った。

クロロフィル a に関しては、サイズ分画を行うため表 6-2 に示す 3 種類のフィルターを用いて、海水を 100 mmHg 条件下でろ過した。濾紙を 50ml のスクリュー管に入れ、DMF (N, N-Dimethylformamide)を添加し冷凍保存した。

表 6-2 サイズ分画を行うためのフィルター

種類	ϕ (mm)	pore size(μ m)
Watman GF/F	25	0.6
Millipore	25	2
Millipore	25	10

測定は蛍光光度計(Turner Designs AU10-005)で行い、標準物質から求めた検量線を用いて、クロロフィル a 濃度を計算した。

6. 3 海底湧水及び地下水の水質

6. 3. 1 主成分

片貝川扇状地における地下水のヘキサダイヤグラムは図 6-1 に示されている。陸

上における地下水の特徴としては、河口付近に自噴井（被圧地下水）が多く、それらは、 $\text{Ca}\cdot\text{HCO}_3$ 型をしていない。また自噴井は、採水深度が深い（80m 以深）ものがほとんど（浅いもので 60m 程度）であるため水質が進化している。魚津沖海底湧水は季節的に変化することが特徴的であり（6. 4 節参照）、季節によって異なる帶水層の地下水が異なる割合で混合し、海底湧水に寄与するためと推測される。

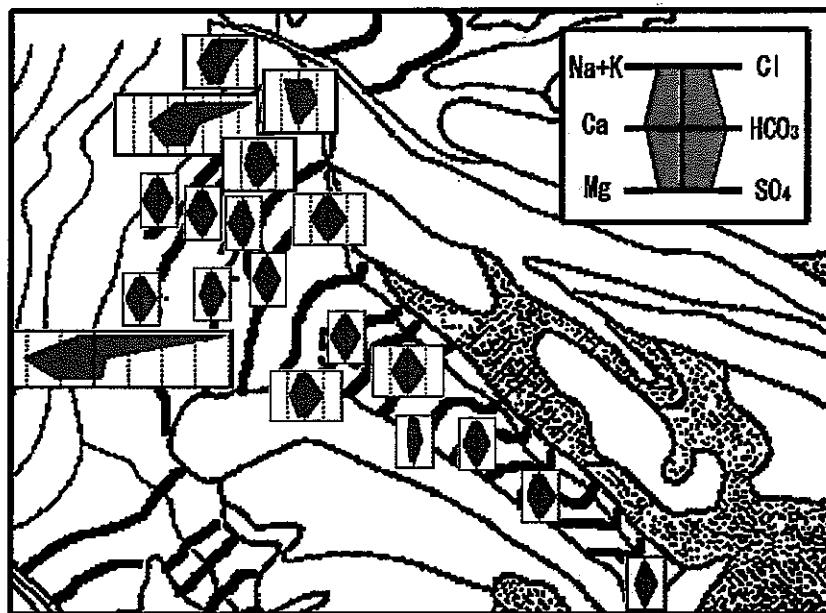


図 6-1 片貝川扇状地における地下水のヘキサダイヤグラム

6. 3. 2 酸素／水素同位体比

富山地域の降水量は日本でもひときわ高いものである。富山の年間降水量は 2296mm であり、三俣蓮華岳（2841m）から毛勝山（2414m）に至る富山東部の山々では、更に増えて 4000mm に達する。この理由は、冬季の富山沿岸では温暖かつ湿润な気候条件となり、日本海の海面からは盛んな蒸発が起こるためである（藤井, 2000）。

水循環機構を知るために、安定同位体比や溶存主要化学成分濃度を調べることが有效である。魚津沖での海底湧水は早月川と片貝川の二つの河口域に位置し、この湧水の化学組成はこれら二つの河川の化学組成を反映しており、湧水の起源はこれらの河川と同様であると考えられる（張・佐竹, 2002）。また、海底湧水・河川水・地下水の酸素・水素同位体比は、図 6-2 に示すように、傾きが 8 で y 切片の異なる二つの直線の間に分布する。ここで、y 切片の値は d 値と呼ばれ、水蒸気が海水から大気に輸送される際の動的同位体効果の指標になっている。富山は地形が極めて複雑であり、冬季と夏季では気候の変化が非常に激しく、この影響を受けた気団から、夏季に d 値が 10、冬季に d 値が 30 の降水がもたらされる（早稲田・中井, 1983；佐竹ほか, 1984）。そのため、 d 値は地表水や地下水の涵養源・流動機構を追跡する上できわめて効果的な指標として

用いることができる。

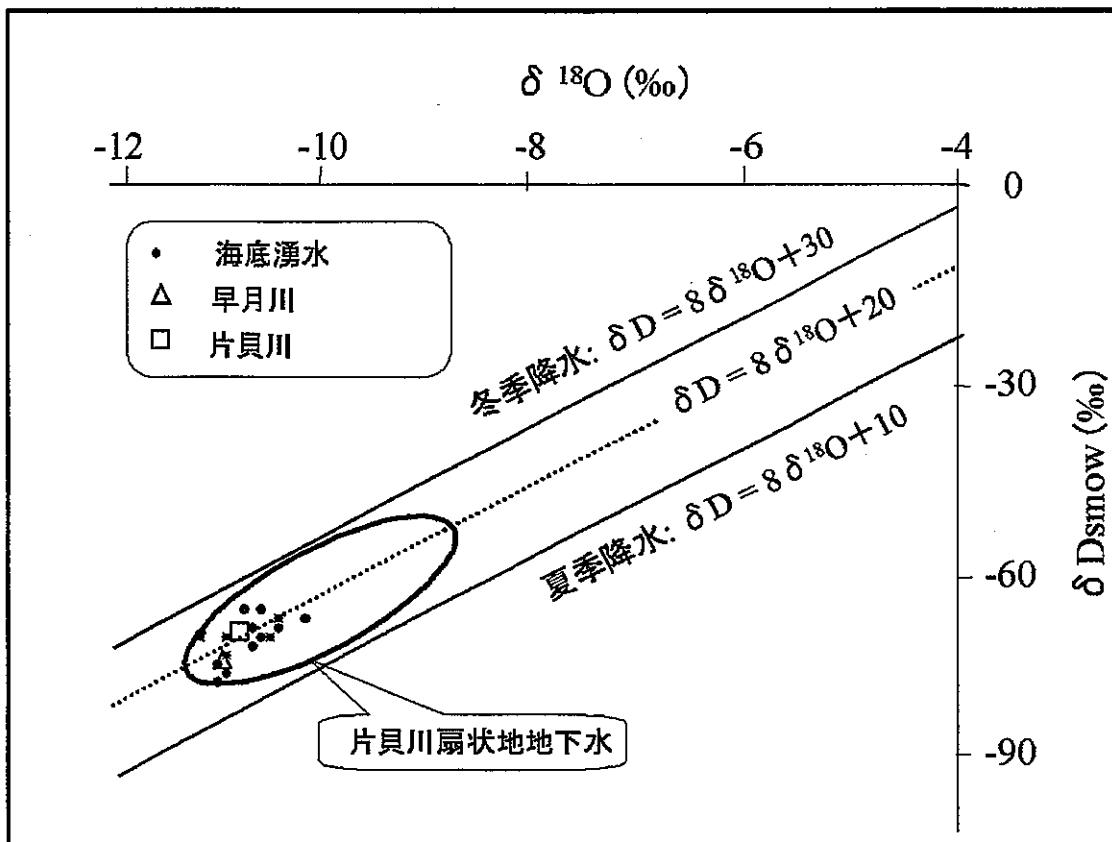


図 6-2 富山地域における海底湧水、地下水、河川水の $\delta^{18}\text{O}$ と δD

一般に、一つの河川の毎月の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値はほとんど変動がなく（水谷と小田，1983；水谷ほか，2001），年間を通してほぼ一定の値を取る。これは、降水が地下に浸透して充分に混合されてから河川に流出するということを示している（水谷と佐竹，1997）。一方、個々の河川や地下水の酸素・水素同位体比はそれぞれ異なっている。それは、河川や地下水を涵養する集水域の平均高度（標高）が異なること、そこに降る降水の酸素・水素同位体比が異なることに起因する（高度効果）。水谷と佐竹（1997）は富山における地表水・地下水の涵養源標高と酸素・水素同位体比の関係式（式（6-3）と式（6-4））を見出した。これを用いることで酸素・水素同位体比の高度効果を計算できる。

$$\delta\text{D} = -(0.0193 \pm 0.017)\text{H} - (48.4 \pm 2.3) \quad (6-3)$$

$$\delta^{18}\text{O} = -(0.00236 \pm 0.00016)\text{H} - (8.68 \pm 0.22) \quad (6-4)$$

ここで、H は涵養源標高 (m) である。以上の式を、魚津沖の海底湧水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値に適用すると、H の値は、800～1200m であることがわかった。片貝川では、平均標高が 800～1200m である降水が、扇頂域で涵養し、海底湧水の起源となっていた。

ると考えられる。なお、黒部川扇状地の地下水の δD および $\delta^{18}\text{O}$ 値（5. 章）に適用してもほぼ同様の結果が得られる。

6. 3. 3 放射性同位体—トリチウム

トリチウムも河川水や地下水の流入経路や滞留時間を知る上で重要な指標のひとつである。しかし、トリチウムによって水の起源を調査する場合、降水や河川水のその地域特有のトリチウム濃度を知る必要がある。魚津沖湧水のトリチウム濃度は、 3.9 ± 0.5 (T.U.)であり、今までの富山の降水（佐竹と神田, 1989）と富山五大河川（佐竹ほか, 1984）におけるトリチウムと比較すると、この湧水は、10年から20年かけて海底から湧出する地下水と考えられる。

6. 3. 4 栄養塩

沿岸海洋に供給される栄養塩のほとんどは、河川水経由と広く認識されている。富山湾では、陸水が沿岸表層海水に比べて数倍から数十倍もの高濃度の栄養塩を含んでいる。このうち、硝酸には森林腐食の他、一部は汚水や田圃排水（投肥）などの人為起源のものも含まれている。また、リン酸やケイ酸は主に土壤—水間反応によって土壤から溶出するため、地下水の滞留時間が長いほど、濃度が高くなる傾向がある。図 6-3 は片貝川扇状地における地下水中及び海底湧水の硝酸濃度を示している。地下水は、6-5 式に基づいて酸素同位体比の結果からそれぞれ 3 つの降水の寄与率に分類した。ここで、降水寄与率 < 20% を(i) , 20~40% を(ii) , 40% < を(iii) としている。寄与率は下記の式 6-5 に基づき、酸素同位体比より求められる。

$$\text{降水の寄与率} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{groundwater}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rain}}}{\delta^{18}\text{O}_{\text{river}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{rain}}} \quad (6-5)$$

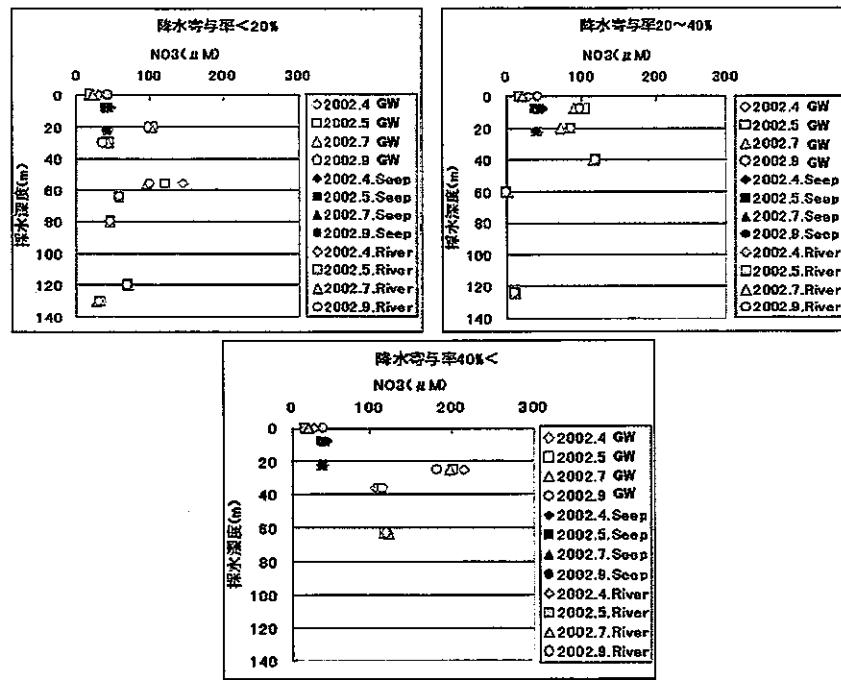
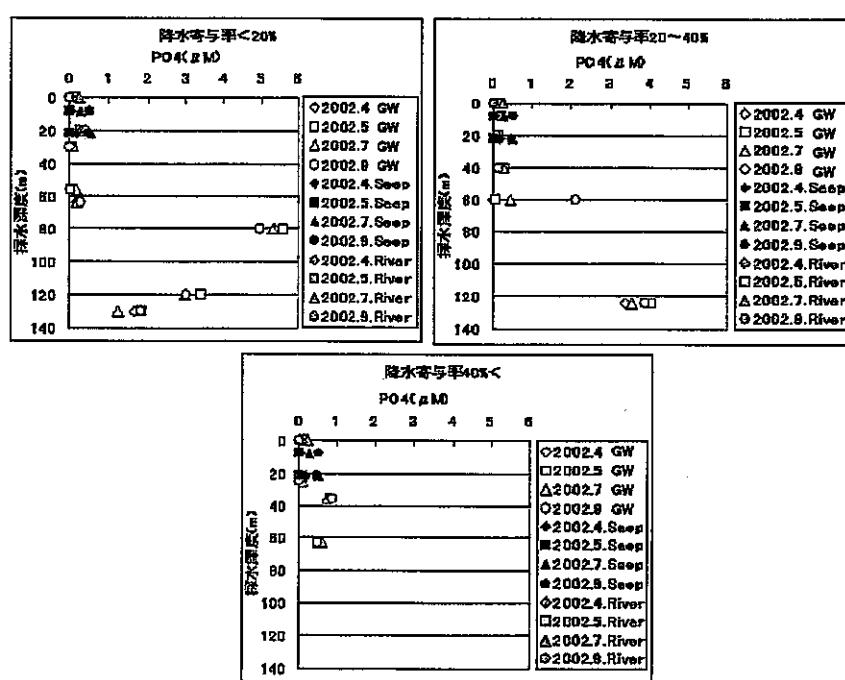
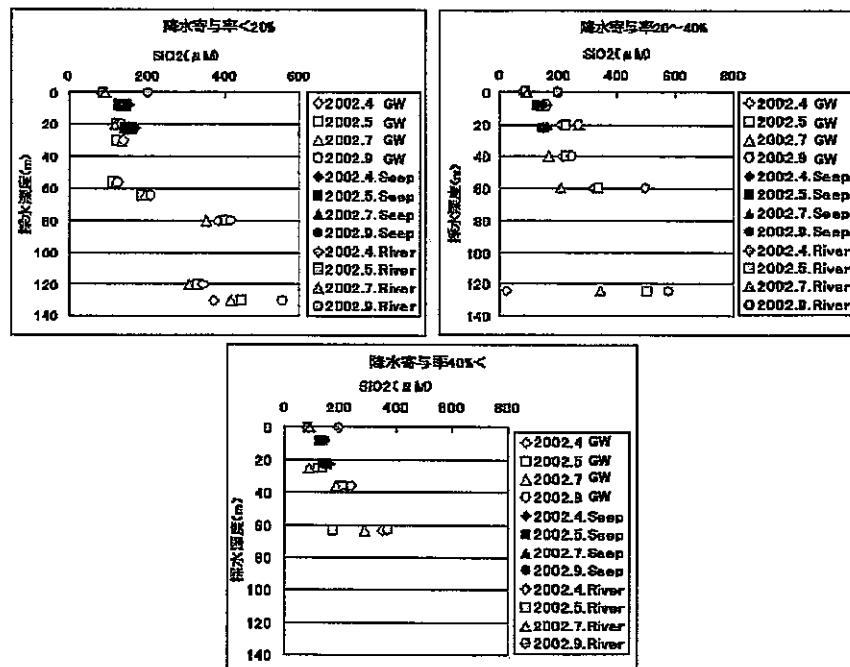


図 6-3 井戸水の採水深度と硝酸の濃度分布。
図中の GW は地下水, Seep は海底湧水, River は河川を示している。

海底湧水の NO_3 濃度は、比較的低く降水寄与率<20%の採水深度 30m の地下水に近い値であり、一方、降水寄与の高い地下水は NO_3 濃度が非常に高くなっている。ケイ酸については、海底湧水の値が、(i)の 60m 以浅の地下水の値に近い。片貝川扇状地地下水の滞留時間は十～数十年と比較的短いため、 SiO_2 や PO_4 の濃度も比較的低い（図 6-4, 図 6-5）。しかし、融雪期を過ぎた 7 月および 9 月の海底湧水の濃度は、他の時期より高濃度である。これは、キーダイヤグラムから見ても明らかであり、深層地下水との混合を示していると考えられる。



6. 4 主成分の進化

図 6-6 は片貝川扇状地の地下水をキーダイヤグラム上にプロットしたものである。すると、陸上の地下水は、4~10月の間にほぼ一定の範囲に分布することに対して、海底湧水は季節によって大きく変動している。図中に×で示した地下水は、一般的な $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型浅層地下水である。一方、滞留時間が長くなるにつれて、水-土壤間で反応が進み、 Ca と Na とのイオン交換が起こるため、○で示した $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型になる。また、地下水に海水が混入されると、 Cl や Na が増えるため $\text{Ca}-\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型になる。更に、+と○とで示したものはどちらも自噴井で採取した被圧地下水ではあるが、その中でも+のものが特に採水深度が深い。これは、海水と混合した地下水が長期にわたる水-岩石反応の結果、 Na が除去され $\text{Ca}-\text{Cl}$ 型に変化したものと思われる。図 6-7 は、上に述べた片貝扇状地地下水の水文区分を地図上にプロットしたものである。

以上の結果から計算すると、△で示されている海底湧水は、10月では一般的な地下水と同じ 100% の $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型であり、6・7月では、少なくとも 2つの水系の地下水が混ざって湧出していると考えられる。

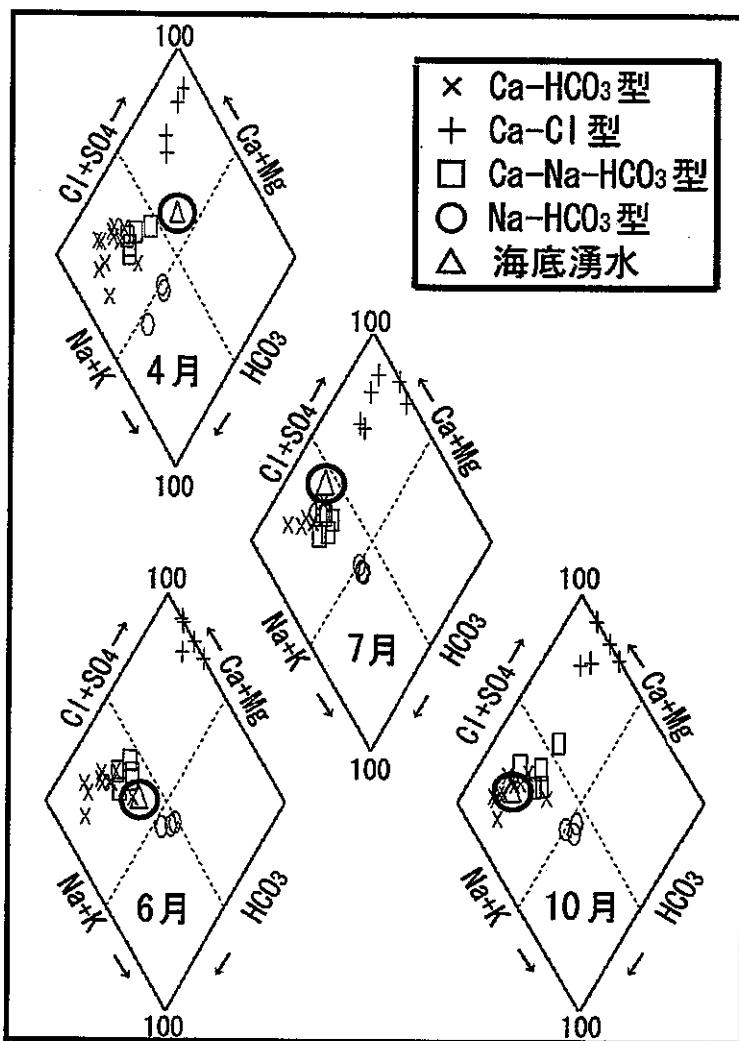


図 6-6 片貝川扇状地における地下水のキーダイヤグラム。
○に囲まれているのは海底湧水を示している。

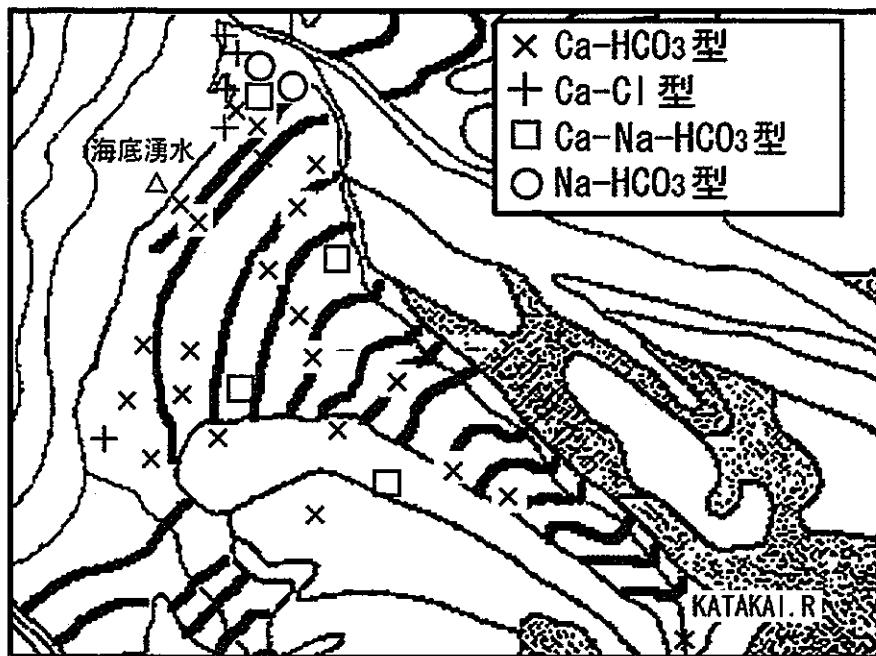


図 6-7 片貝川扇状地における地下水の水文区分

上述のように、片貝扇状地における主成分及び栄養塩の結果から、以下のことがまとめられる。

- ・ 片貝川扇状地沖（魚津沖）における海底湧水は、河川を主たる涵養源に持つ浅層地下水が湧出しているものである。
- ・ 片貝川扇状地沖（魚津沖）における海底湧水は、異なるいくつかの水系の地下水が混合しながら湧出している。

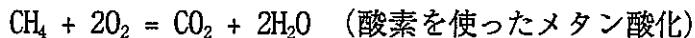
7. メタンによる海底地下湧水の挙動把握

7. 1 はじめに

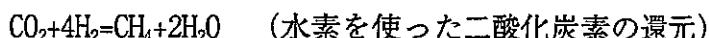
メタンは通常海水中には微量（0.1 nmol/kg 程度）しか含まれていない。メタンは有機物が多く、強い還元環境にある地下水では（たとえば、湿地、水田、河川の河口部における泥質堆積物中など）メタン生成菌により生成することが知られている。一般に海底湧出水は有機物が多く強い還元環境下にある堆積物中を通過してくるために、溶存メタンの濃度が高く、海底湧水の挙動を把握するために有用であるといわれ、過去にもメキシコ湾や韓国などの沿岸域でいくつか報告がなされている（Bugna et al., 1996; Kim and Hwang, 2002 など）。

水中に溶存酸素および硫酸イオンがあるとき、メタンは A に示すような反応で選択的に軽いメタンから酸化されるため、溶存メタンの濃度は低く、炭素同位体比は重くなる傾向にある。一方、溶存酸素も硫酸イオンも欠乏する強い還元環境にあるときは、B のような反応が進行し、濃度は高く、炭素同位体比は軽くなる傾向にある。

A. 酸素、硫酸イオンを使ったメタンの酸化



B. 強い還元環境におけるメタンの生成



上記の反応に含まれる炭素の安定同位体には¹²Cと¹³Cがある。不可逆反応において、¹²Cと¹³Cは反応速度が違う、同位体の軽いほうが選択的に反応することが知られている。例えば反応Aによってメタンが消費されるとき、右に向かう反応の¹²CH₄と¹³CH₄の時間あたりの変化量を式で表すと、

$$d[{}^{12}\text{CH}_4]/dt = -k_{12}[{}^{12}\text{CH}_4]$$

$$d[{}^{13}\text{CH}_4]/dt = -k_{13}[{}^{13}\text{CH}_4]$$

と示すことができる。ここで k₁₂, k₁₃ は反応速度定数である。上述のように同位体の軽い分子が選択的に反応するため k₁₂ > k₁₃ という関係が成り立つ。A の反応式でメタンが酸化されると、左辺の残ったメタンの炭素に¹³Cが、右辺の二酸化炭素の炭素に¹²Cが多くなる。つまりメタンの炭素同位体比 ($\delta {}^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ (%)) = $\{({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{CH}_4} / ({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C})_{\text{std}} - 1\} \times 1000$ は重くなるという傾向になる。逆に B の反応では右辺の炭素に¹²Cが、左辺の炭素に¹³Cが多くなるため、炭素同位体比は軽くなるという傾向になる。

このようなメタンの濃度および炭素同位体比それぞれの性質を利用することによって、本研究では海底地下水湧出域におけるメタンの挙動を明らかにし、海底湧水の起源や経路などについて考察を行った。

7. 2 採水と分析方法

7. 2. 1 採水

試料が大気と接触すると、試料中のメタンと大気中のメタンとの交換がおこる。そのため、試料採取の際には、気泡が混入しないよう十分に注意した。また採取後に溶存メタンの濃度および炭素同位体比が変化しないよう、試料中のメタン生成菌、メタン酸化菌を滅菌しなければならない。

このため本研究では、以下に述べるような方法で採取した水を、採水チューブを用いて、100 ml の褐色ガラスバイアル瓶に100 ml 程度オーバーフローさせて満たした後、滅菌のため飽和HgCl₂溶液（沸騰させて溶液中のガス成分を排出済）を500 μl 添加し、凍結乾燥用のブチルゴム栓とアルミシールを用いて気泡が入らないように封入し冷蔵保存した。

表層下の海水はニスキン採水器をもちいて、表層水はバケツで船上から採水した。海底湧出水はダイバーが、3. 4節で説明した手法を用いて、吉原沖では水深19 mと33 mの2地点、魚津沖では水深8 mと22 mの2地点、計4地点で採水をおこなった。なお、吉原沖の採水地点は図 3-10 のA地点及びC地点に対応する。本研究域において、海底湧出水は淡水性であると報告されているため、採水後、電気伝導度を電気伝導度計で測定し、採水の際に周辺海水の混入がないかどうか確認した。また海底湧出水の採水地点では、ニスキン採水器を使い海底湧出水の直上（約100 cm）の海水も採水した。陸上地下水は自噴またはくみ上げの井戸から、片貝川扇状地で15点、また河川水は表層の水を河口から上流へと4点でそれぞれ採水した（図 7-1）。

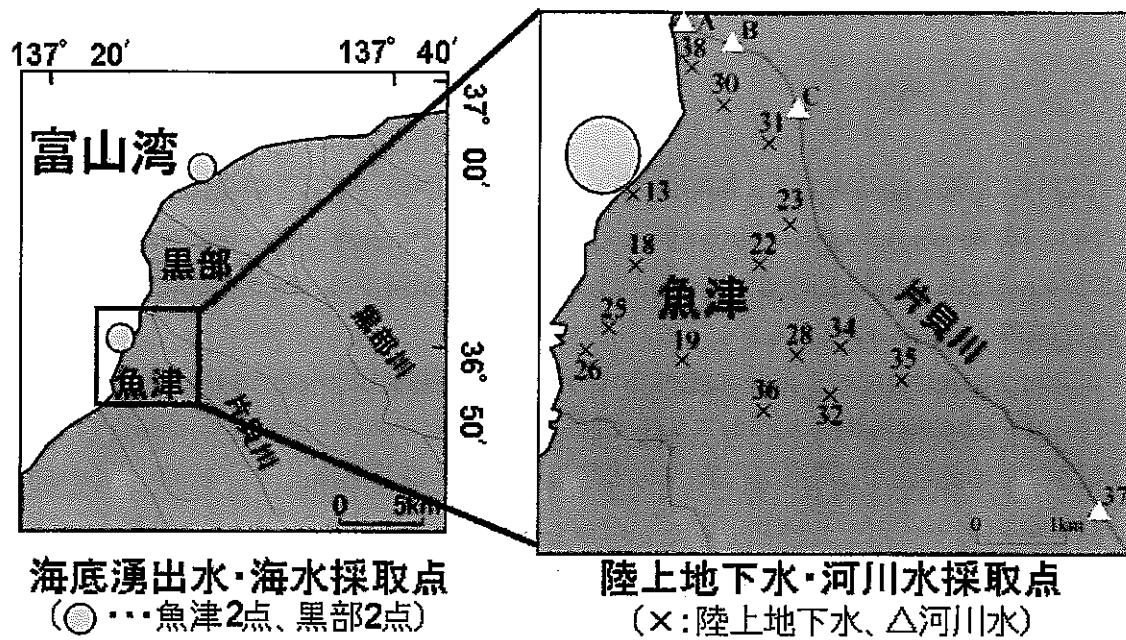


図 7-1 研究地域の位置と採水地点の図

7. 2. 2 メタン濃度および炭素同位体比分析

褐色のバイアル瓶に保存して持ち帰った試料は、Tsunogai et al. (1998)に示された手法により同位体比質量分析計 (Finnigan MAT 252) を用いてメタン濃度および炭素同位体比を測定した。抽出および精製方法を以下に示す(図 7-2 参照)。

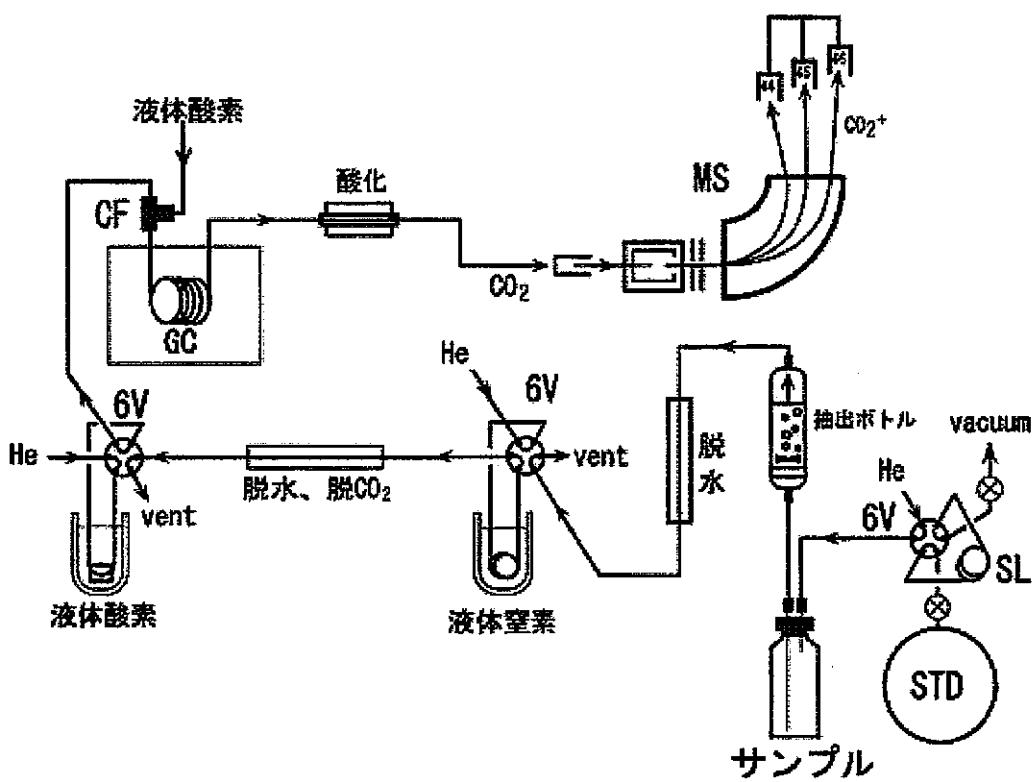


図 7-2 メタン抽出ライン

まずバイアルに入った試料をHeガスで抽出ボトルに移し、液相中のメタンガスを気相に移すためにHeガスでパージを行い、脱水を行い液体窒素温度にしたシリカゲルにトラップした。次に常温のAscarite II, 過塩素酸マグネシウムを通して、 CO_2 と H_2O を除き、液体酸素温度のPorapak-Qトラップで N_2 を除いた。最後に集めたガスをガスクロマトグラフ (Varian 3400) で分離し、960 °Cの酸化炉を通し CH_4 を CO_2 に酸化した後、同位体比質量分析計に導入しメタンの濃度および炭素同位体比の測定を行った。キャリアガスにはすべてHeを用いた。

7. 3 結果と考察

7. 3. 1 海底湧出水と周辺海水

吉原沖と魚津沖の海底湧出水、周辺海水および直上海水のメタン濃度の鉛直分布を図7-3に、炭素同位体比の鉛直分布を図7-4にそれぞれ示す。海底湧出水と直上海水は2002年4月から7月までのデータを、周辺海水は同年4月のデータを示している。

海底湧出水は図7-3、図7-4の海底湧出水と直上海水のデータから明らかのように、4月から7月までの間メタン濃度の変化はほとんどなく、メタン濃度は大気平衡の

値（約3 nmol/kg）よりも低い負の異常がみられる。これに対し周辺海水はすべて大気平衡の値よりも高く、湧水直上海水でも海底湧出水によるメタン濃度異常はみられない。海底湧出水についての炭素同位体比はその値に多少ばらつきがみられるが、直上海水や周辺海水より重い値を示している。このばらつきは、海底湧出水のメタン濃度が周辺海水に比べ非常に低いため、海底直下での海水循環などにより海水が海底湧出水に少量でも混合すると同位体比が海水側に大きくシフトすることが原因として考えられる。

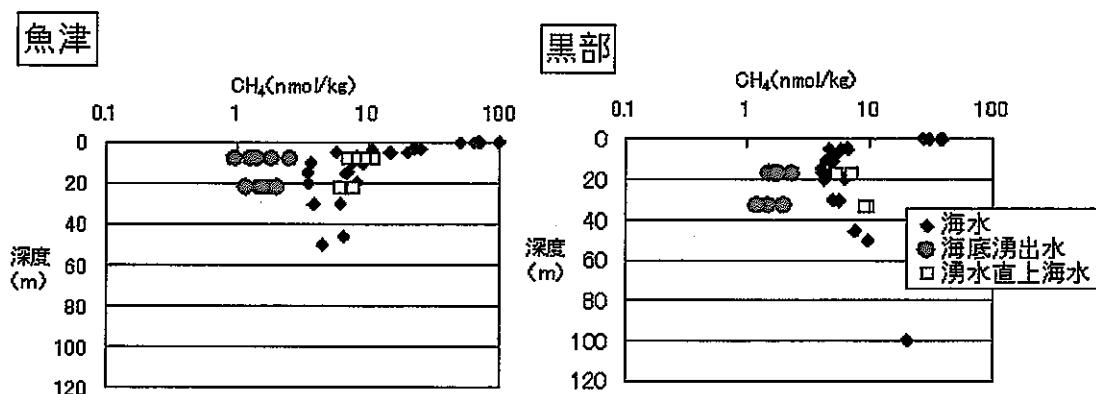


図 7-3 海水中のメタン濃度測定結果

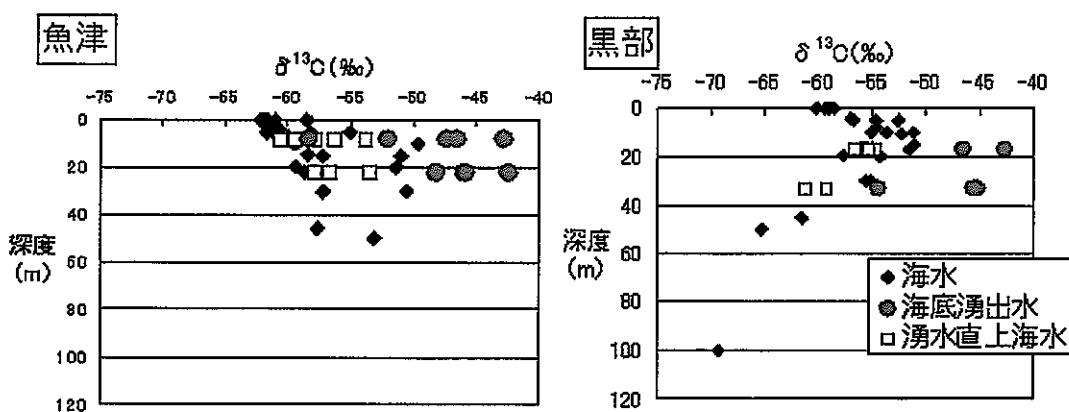


図 7-4 メタン炭素同位体比測定結果

周辺海水の特徴として、表層の濃度が高く、同位体比が軽いことがあげられ、陸に近くにつれてこの特徴がより顕著にみられる。またMarty (2001)は河川の河口域ではメタンが生成されブルームとして海洋の表層に広がることを報告している。そこで、表層の濃度および炭素同位体比異常は河川の影響によるものと推定される。実際に、片貝川河川水のメタン濃度および同位体比を測定すると、上流から河口に下るにつれメタン濃

度は高くなり同位体比は軽くなる傾向にあることがわかった（表 7-1）。つまり有機物に富む泥質堆積物の蓄積される河口部で特にメタンは生成されていると考えられ、また表層水は塩濃度も低いことが観測されていることから、表層の濃度および炭素同位体比異常は河川水の影響であると考えられる。

また黒部川扇状地沖合（吉原沖）の水深の深い（40m以深）海水中のメタンは濃度が高く炭素同位体比が軽くなっている。これは、生物の死骸や糞などの懸濁粒子が多い亜表層（水深100m付近）に特徴的なものであり、粒子内での微小な還元環境においてメタンが生成されていると考えられる。

表 7-1 片貝川河川水中のメタン濃度・炭素同位体比。
(採水地点については図 7-1 参照)

採水地点	$\delta^{13}\text{C}(\text{\textperthousand})$	$\text{CH}_4(\text{nmol/kg})$
A	-68.11	130.2
B	-51.79	56.19
C	-50.06	4.35
37(4月)	-46.37	3.92
37(5月)	-47.41	3.84
37(6月)	-45.64	4.48

7. 3. 2 陸上地下水

片貝川扇状地における陸上地下水と魚津沖海底湧出水のメタン濃度と炭素同位体比を図 7-5 に示す。陸上地下水のデータは2002年4月、5月、9月のデータをプロットしている。

陸上地下水の半数程度がメタン濃度は大気平衡値よりも低く、炭素同位体比が軽いという海底湧出水と同様の特徴を持っており、これらの陸上地下水が直接的な起源であると考えられる。このような陸上地下水のメタン濃度と炭素同位体比は、地下にしみ込む前には降水中のメタン濃度と炭素同位体比、つまり大気と平衡の値であったはずである。地下にしみ込んでから、地下水中に溶存酸素や硫酸イオンがあるとき、地下水中のメタンは大気平衡の値からレイリー蒸留の式に従って酸化されると考えられるが、海底湧出水と上述した一部の陸上地下水はこの酸化の曲線上にプロットされる（図 7-6）。

レイリー分別蒸留の式は、以下に表されるものである。

$$(\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4})_t = 1000(1/r-1) \ln(M_t/M_0) + (\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4})_0$$

ここで $(\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4})_t$, $(\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4})_0$, M_t , M_0 はそれぞれある時間 t 経過したときと反応前のメタンの炭素同位体比とメタンの濃度であり、 r は同位体分別係数 ($r = k_{12}/k_{13}$) である。

この式の詳しい説明については酒井・松久（1996）を参照されたい。この式からは、溶存酸素や硫酸イオンが地下水中にあるとき、メタンの濃度と炭素同位体比は地中に浸透するときの大気平衡の値を初期値とし濃度の対数に比例する曲線状に沿って反応が進行すると考えられる。

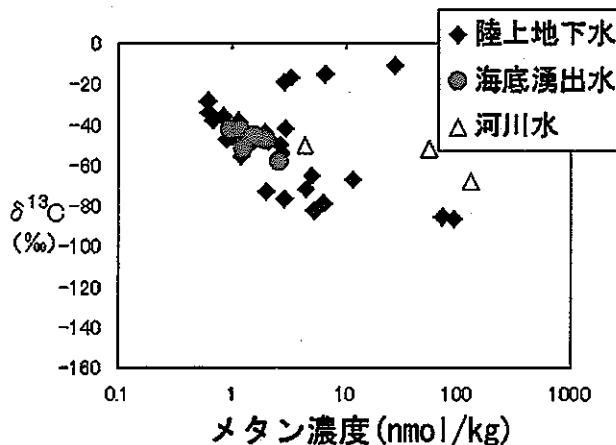


図 7-5 海底湧出地下水と陸上地下水の比較
(横軸は対数表示であることに注意)

つまり海底湧出水は、溶存酸素や硫酸イオンが消費し尽くされメタンが生成される強い還元環境になる以前の段階の水といえる。このことから、海底湧出水は比較的有機物が少ない堆積物中を通過してきているか、もしくは地下水としての滞留時間が短くメタン生成反応が進んでいないと推測できる。

図 7-6 の大気平衡値よりも同位体比が軽いメタンは、還元的な環境下で有機物の分解によって生成した炭素同位体比の軽いメタンを含むと考えられる。一方、大気平衡値よりも同位体比が重いメタンは、上述したようなメタンの酸化・生成過程では説明できないため、他の供給源を考えなければならず、今後さらに研究を進めていく必要がある。

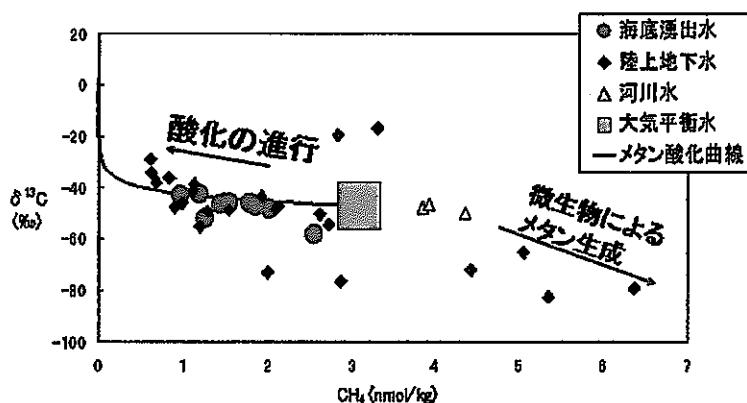


図 7-6 片貝川扇状地におけるメタン濃度・炭素同位体比の計測結果

7. 3. 3 海底湧出水の経路

図 7-5においてメタン濃度が大気平衡値よりも高い試料は、片貝川扇状地の深い井戸（深度100m以上）から採取されたものである。これは鈴木ほか(2002)によって報告されている3層ある帶水層の一番深い帶水層から採取したものであり、地下水の滞留時間が長くなつたためメタンの濃度が高くなつたことを示唆している。これに対して、メタン濃度が大気平衡値よりも低い海底湧出水は一番深い帶水層ではなく、他の二つの浅い帶水層を通り湧出していると考えられる（図 7-7）。

次に、地下水の水平方向の経路を考察するために、4月から9月までに一度でも大気平衡のメタンよりも濃度が高いメタンが検出された、つまり確実にメタンの生成が起こっている地点とメタン生成が起こっていない（または生成が起こっていても大気平衡のメタン濃度より低い）地点とに分類した（図 7-8）。これより、片貝川扇状地ではメタン生成が起こっている地点が扇状地の南西に、メタン生成が起こっていない地点が扇状地の北東の片貝川沿いに系統付けられることがわかる。このことから片貝川扇状地沖の海底湧出水は片貝川沿いの北東の地域を通ってきていることが強く示唆される。

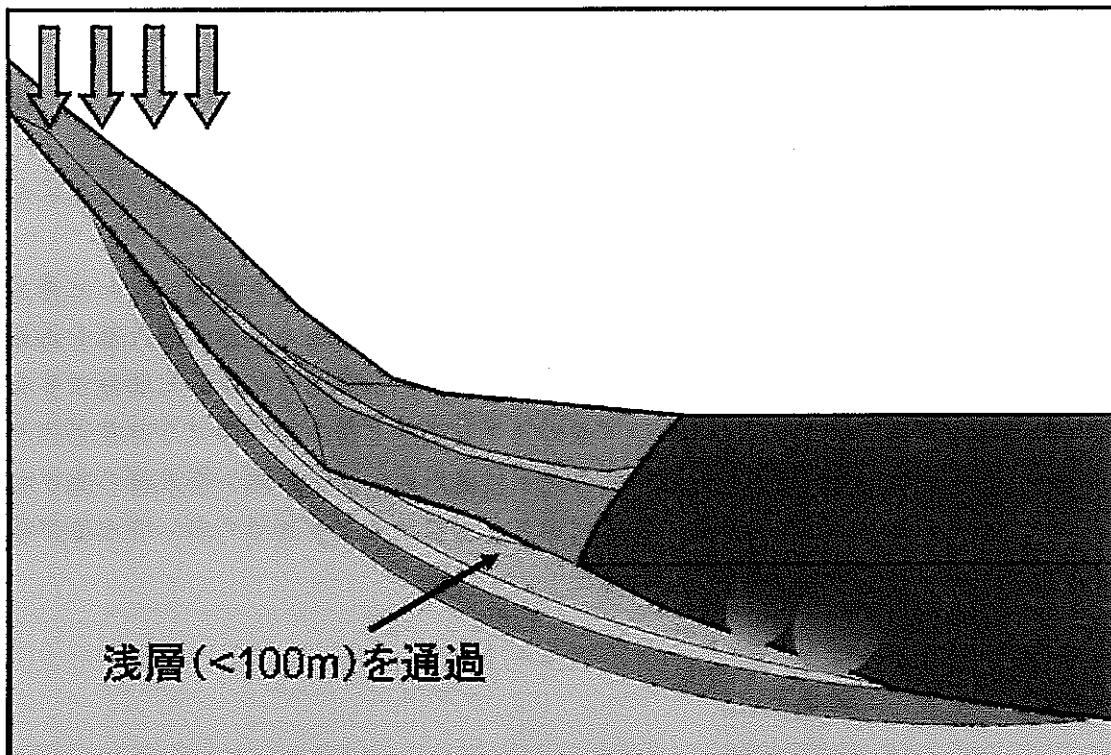
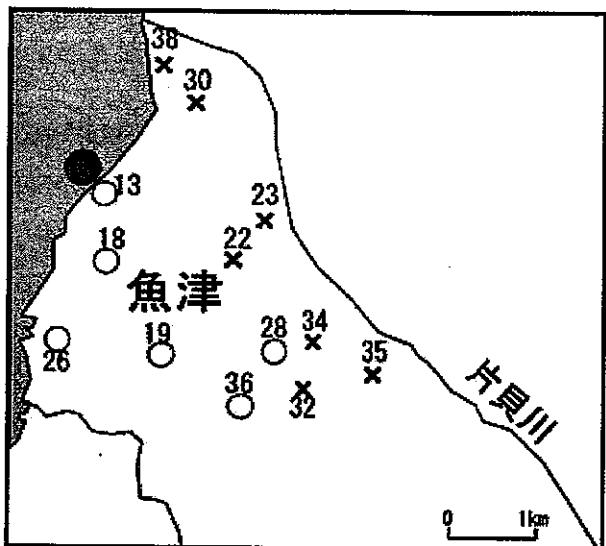


図 7-7 メタンを用いた検討から想定される片貝川扇状地沖合海底湧出水の湧出概念図



(○:メタン生成が起きている場 ×:メタン生成のない場
●:海底湧出水湧出域)

図 7-8 片貝川扇状地陸域地下水に見られる二つの系統

7. 4 本節のまとめ

本研究の結果、以下にあげる片貝川扇状地沖合海底湧出水の性質が明らかになった。

- i) 周辺海水に比べて海底湧出水のメタン濃度は低く同位体比は重い。
- ii) 表層海水中のメタン高濃度は、河川の河口域で生成されたメタンの流入によるものである。
- iii) 海底湧出水は地下水中でメタンが生成するほど強い還元環境を経ていないと考えられる。したがって海底湧出水の起源となる地下水は有機物が少ない帶水層を通過している、または滞留時間が短くメタン生成反応が進んでいないと推定できる。
- iv) 片貝川扇状地の広域にわたり、地下水のメタン濃度と炭素同位体比を海底湧出水と比較した結果、海底湧出水は扇状地の北東にあたる川沿いの浅い帶水層の地下水とその特徴が類似しており、地下水の起源として扇状地北東領域の浅い帶水層が考えられる。

8. 数値モデリング

8. 1 モデルの概要

沿岸部における地下水流动特性及び地下深部までを包含した流域全体における水收支の検討に着目した数値解析を実施した。数値解析においては 3 次元領域における塩水と淡水の密度差の影響や地表流を考慮した。

また、数値解析の基礎となる水理地質構造モデルにおいては、2 章で述べた舟見野面及び前沢面、花崗岩類及び火成岩類（基盤岩）をその性状から推定される水理特性の観点から、同一の岩相としてモデル化した。

さらに、黒菱山断層の北西側の領域（平野部）は、第三紀の堆積岩、第四紀の堆積物の 2 岩相をモデル化した。なお、扇状地部のみをモデル化する際（8. 4 章に後述）は、第四紀の堆積物を呉羽山累層、旧扇状地堆積物、現扇状地堆積物に細分した。

図 8-1, 図 8-2 に作成した地質構造モデルを示す。

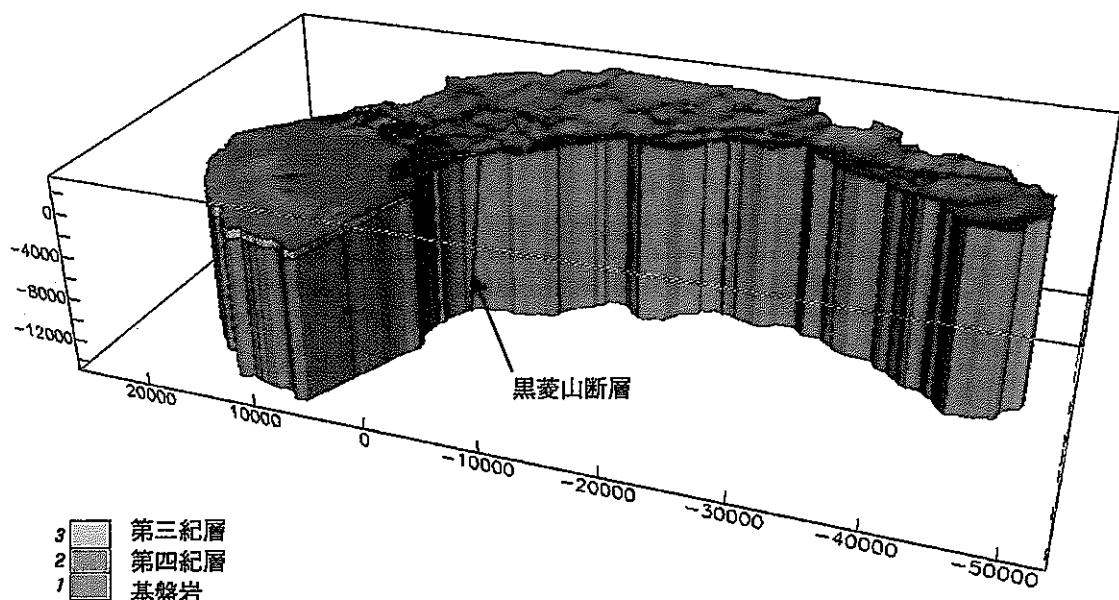


図 8-1 黒部川流域全体 3 次元地質構造モデル

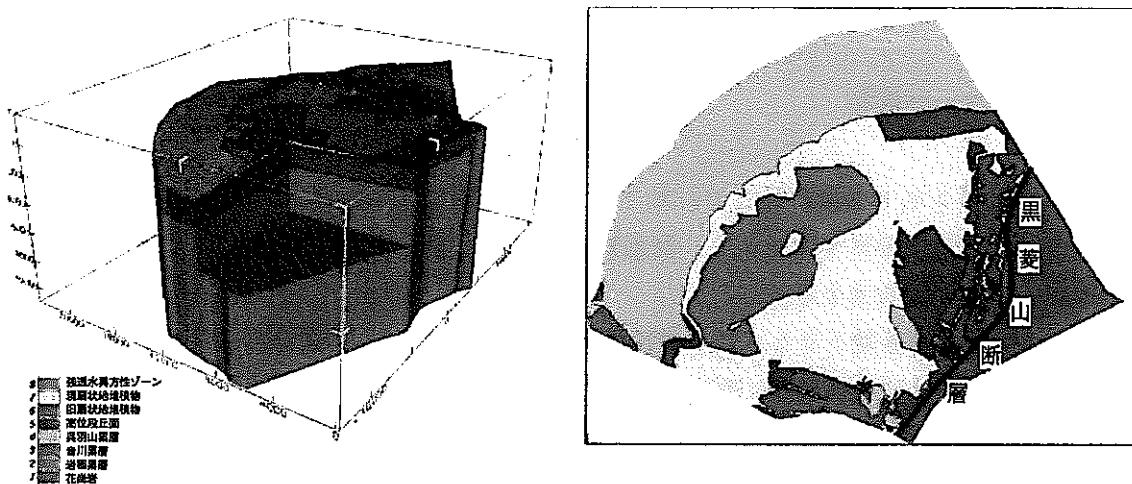


図 8-2 黒部川扇状地 3 次元地質構造モデル
(モデルでは便宜的に黒菱山断層以南の花崗岩、及び吳羽山累層上位の高位段丘面もモデル化している)

モデル化された各岩相及び断層に水理パラメータ（浸透率、間隙率等）を与え、地下水流动解析を実施した。なお、水理パラメータについては、文献（樋根、1991等）を参考に設定した。

表 8-1 及び

表 8-2 に設定した水理パラメータを示す。

表 8-1 設定した水理パラメータ（地下部）

モデル化要素	浸透率[md]	間隙率
基盤岩	1.0	0.1
第三紀層	10.0	0.1
第四紀層	吳羽山累層	2000.0, 100.0 *1
	旧扇状地堆積物	2×10^5 , 1.0×10^4 *1
	扇状地堆積物	2×10^5 , 1.0×10^4 *1

*1：第四紀堆積物については透水異方性を考慮し、層理面に直交する方向の透水性を層理面方向の透水性に比べ小さいもの(1/20)とした。

表 8-2 設定した水理パラメータ（地表部）

モデル化要素	粗度係数
地表	10.0 (流域全体モデル) 0.1 (平野部モデル)

なお、断層については面としてモデル化し、断層面に直交する方向の透水性がそれ以外の方向の透水性に比べ低透水性になるよう断層面に直交する方向の浸透率を 10^{-6} 倍に設定し、遮水構造として表現した。

地表の粗度係数については、現地で得られたデータがないこと、計算を安定的に解くことなどの観点から地表全体に対して一律に与えた。黒部川流域全体モデルについては、段丘などに設定される一般的な値(10.0)を設定し、平野部モデルについては平野における一般的な値(0.1)を設定した。

地下水流动解析の実施にあたっては、溶質移流拡散(塩淡境界挙動)や地表流动(河川)を取り扱うことのできる、統合型水循環系シミュレーションシステム GETFLOWS(登坂他、1996)を用いて、3次元モデルにおいて飽和/不飽和地下水流动解析を実施した。

モデルの深さ方向は、底部境界条件が地下水流动解析結果へ影響を与えないよう、充分な深さ(標高・10,000m)までとし、底部境界は不透水境界とした。なお、本検討では地温勾配の影響は考慮せず、モデル領域内は等温であると仮定して計算を行った。

上部境界は国土交通省水文水質データベースから得られる黒部川流域の降雨量の平均値として表 8-3 のような降雨量を与えた。

表 8-3 上部境界条件(降雨量)

モデル領域	降雨量
山間部(黒菱山断層以南)	10mm/day
平野部(黒菱山断層以北)	7mm/day

数値解析は以下の計算環境で行った。

- 計算機 : AlphaServer DS20E (CPU は Alpha21264 833Mhz)
- OS : Tru64 UNIX

8. 2 広域スケールでの数値解析

地下水流动解析を実施する上では、モデル化領域とその境界条件を適切に設定することが重要となる。本研究の対象領域は主に黒部川扇状地とその沿岸海域であるが、黒部川扇状地の背後には3,000m級の山岳地帯がひかえており、それらの山岳地帯からの動水勾配が扇状地の地下水流动へ影響を与える可能性が考えられた。また、愛本付近に存在する黒菱山断層の物性にも左右されると思われた。そのため、詳細な3次元モデルを作成する前に、これら山間部や黒菱山断層の影響を評価するための予察的な解析を行い、その結果を踏まえて適切なモデル化領域及びその境界条件の設定を行うことを試みた。

第一段階として、扇状地の地下水流动に対する扇状地背後の山岳地帯及び黒菱山断層の影響を検討するため、黒部川流域全体をモデル化し地下水流动解析を実施した。モデル化する要素は、地形、黒菱山断層、花崗岩(断層以南の領域)、第三紀の堆積岩、第四紀の堆

積岩（以上、断層以北の領域）である。

なお、黒部川の流量に関して、愛本及び宇奈月での黒部川の流量観測データがあり（国土交通省）、宇奈月観測所での黒部川流量は年間 $17 \text{ 億} \text{m}^3$ 、愛本付近では年間 $28 \text{ 億} \text{m}^3$ である。図 8-3 に愛本及び宇奈月の観測地点位置図を示す。

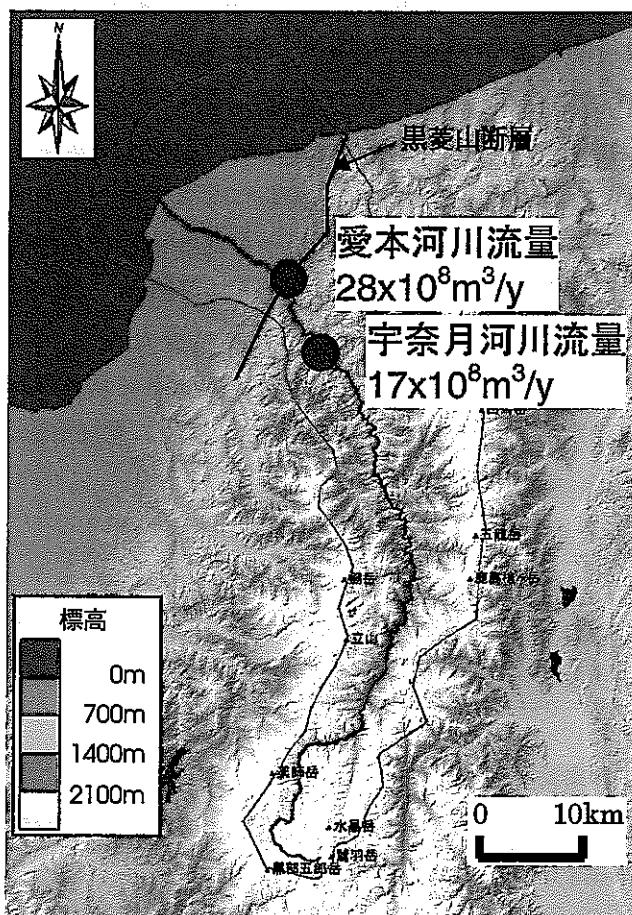


図 8-3 愛本及び宇奈月の位置図

宇奈月における集水面積は 637km^2 であり、愛本での集水面積は 667km^2 である。集水面積の増加分に対して河川流量の増加分は非常に大きく、河川流の増加を降雨を起源とした表層流による集水のみで説明することは困難である。このことから、宇奈月から愛本の間は地下水の湧出域であることが予想される。また、この湧出域を形成する要因の一つとして、黒菱山断層の遮水性が推定される。

本検討では、以上の推察から黒菱山断層を低透水性のバリアとしてモデル化することとした。なお、黒菱山断層を考慮しないモデルを併せて作成し、それらのモデルによる解析結果の比較を行い、断層が低透水性のバリアであるという仮定について評価した。

側方境界は海側端以外は不透水、海側の側方境界は固定水頭とし、底部は不透水境界、上部には表 8-3 に示す降雨量を境界条件として与えた。

また、第四紀層においてはしばしば砂質層、砂質泥層が挟在されており、層理面に対して水平方向の透水性に対して層理面に対して直交する方向の透水性が低い、透水異方性を有することが推測される。ここでは第四紀層に透水異方性（層理面に直交する方向の透水性が層理面方向の透水性の1/20）を設定した。

以上の条件を基に水理地質構造モデルを作成し、地下水流动解析を実施した。

図8-4、図8-5、図8-6に黒菱山断層を遮水性としたモデルによる解析結果を示す。図8-4は平野部の地表から地下深部を通過する地下水の流線と、黒部川中流域の地表から地下深部までを通過する地下水の流線を示している。図8-5はポテンシャル分布である。図8-6は沿岸部の塩分濃度分布である。

図8-4から、断層より上流側（南側）の地下水が、断層の遮水性のため、断層手前で上昇流となっていることが見て取れる。また、平野部の浅い領域の地下水は愛本付近（扇頂部）から扇央部における涵養により供給されていることがわかる。

また、図8-5のポテンシャル分布からも、平野部の浅い部分については、愛本付近を涵養域とし、扇央部から海岸線付近を流出域とする地下水流动系を形成していることがわかる。平野部の地下深部においては特に扇頂付近において山間部からの動水勾配の影響が見られるが、扇頂部から海岸線の間ではほぼ静水圧分布となる。

黒部川中流域を通過する地下水は一部断層を越えて平野部の地下深部へ流れるものもあるが、多くは宇奈月から愛本までの領域において流出する。

モデルの地表格子を流れる地表流で比較すると、宇奈月での地表流量を1とした場合の愛本付近における地表流量は1.05であり、観測されている河川流量の比（宇奈月1に対し愛本1.6）よりも小さい。従って地表の粗度係数（地表流の流れやすさを支配する係数）や岩相の透水係数などの設定について検討を要する。

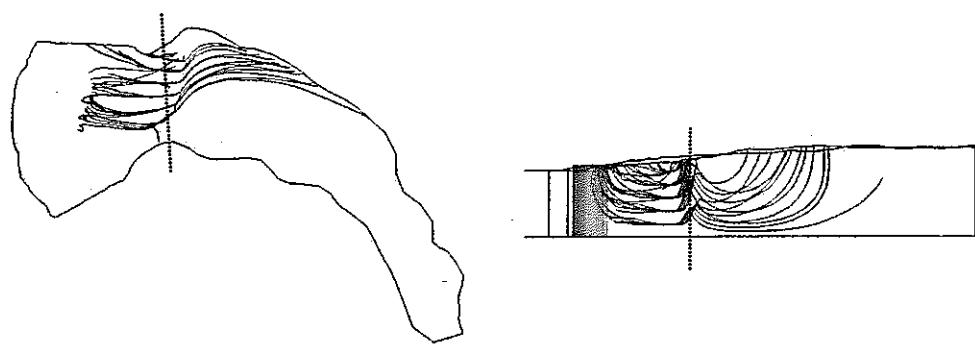
断層を遮水構造としないモデルでは、地表流は宇奈月1に対し、愛本0.76となり、観測結果と整合しない。

これらより、黒菱山断層の遮水性を仮定することにより、宇奈月と愛本の間の河川流量観測結果と整合的なモデルを構築できることが明らかとなった。河川流量をより整合させるためには、地表の粗度係数や地下部の透水係数、さらに降雨量などに対して検討を加える必要がある。それらにより、河川流量などを指標とした水文学的な評価を大規模な領域において行うことができると考えられる。

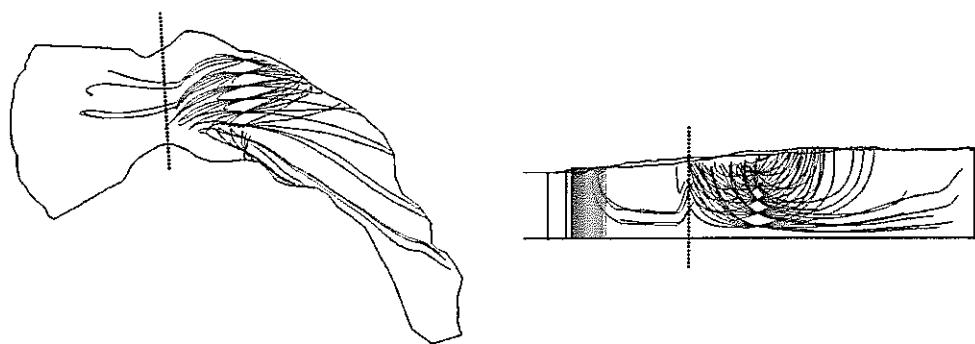
流域全体モデルでは、現地調査で得られる浅層地下水と深層地下水の流动系の違いは確認されなかったが、これは、モデルの格子分割が充分な精度でないことが原因として考えられる。しかし、実用的な計算時間の観点から、大規模な領域における精細な格子分割は制限される。そのため、扇状地の地下水流动を詳細に評価するためには、より局所的なモデルで精密な格子分割をすることが現実的である。

なお、図8-6より、解析では浅層地下部において塩分が陸域に入り込む結果となり、現実の事象と整合していない。これは、現実と異なる水理パラメータ（粗度係数、透水係

数、透水異方性等)がモデルに設定されていることが原因として考えられる。また、それらのパラメータが沿岸部における塩淡境界の形成や海底地下水湧水などの挙動に対して大きな影響を持っていることを示唆しており、モデルの校正を行う上では現地調査による水理パラメータの取得が非常に重要であると言える。



(a) 平野部の地下深部を通過する地下水の流線



(b) 山間部（黒部川中流域）の地下深部を通過する地下水の流線

図 8-4 黒部川流域全体モデル解析結果－地下水水流線－
(断層を遮水構造としたモデル)

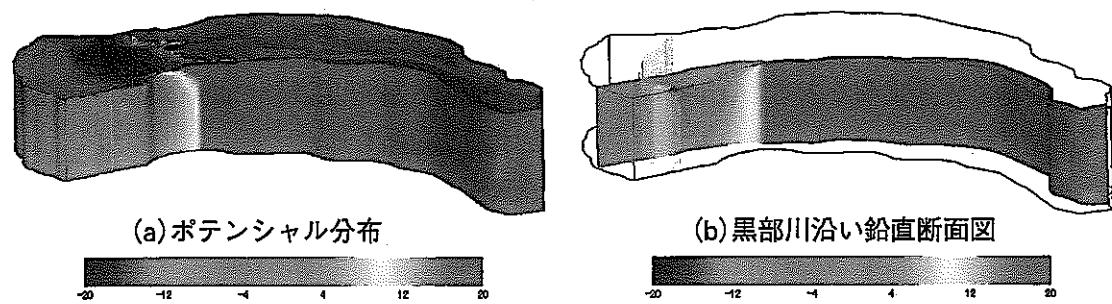


図 8-5 黒部川流域全体モデル解析結果—ポテンシャル分布—
(断層を遮水構造としたモデル)

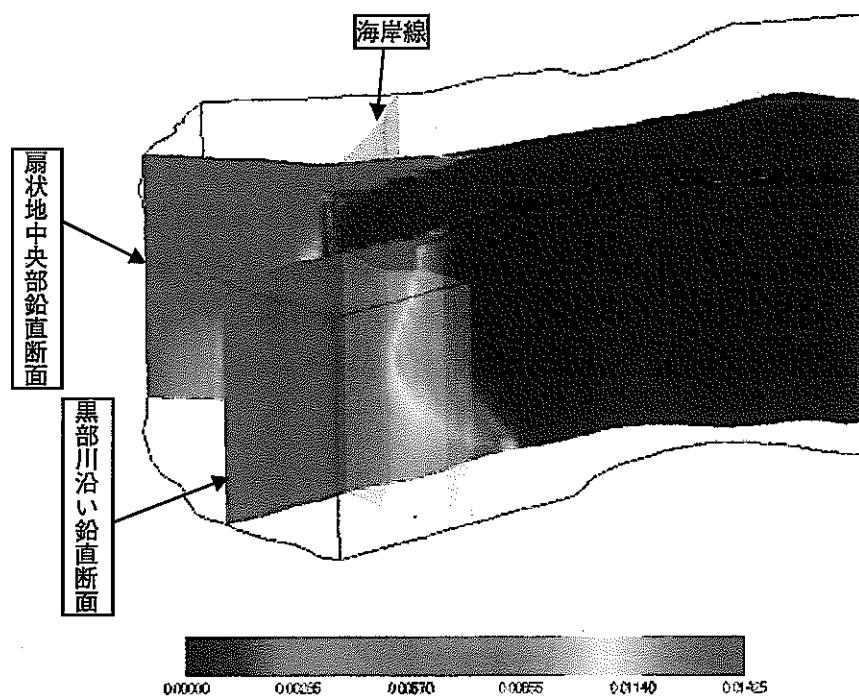


図 8-6 黒部川流域全体モデル解析結果—塩分濃度分布—
(断層を遮水構造としたモデル)

8. 3 境界条件に関する感度解析

黒菱山断層を遮水構造とすることにより、宇奈月と愛本で観測される黒部川流量の大きな差異がある程度説明できることが示された。この場合、平野部浅部の地下水は、涵養域を扇頂部（愛本付近）とし、流出域を沿岸付近とする流動系を形成する。

観測されている沿岸海底湧水は平野部浅部の流動系に属すると考えられるため、この流動系を評価するためには、涵養域（扇頂部）から流出域（海岸線付近）までを含む、黒菱山断層北西側の平野部及び沿岸海域をモデル化領域として設定することが適切と考えられる。その際、東西の境界については分水嶺の尾根に境界を設定していること、流域全体モデルの解析結果では東西の流動は殆ど認められなかつたことなどから不透水境界として設定できると考えられる。

上流側（南側）の境界については、断層を通過して山間部から平野部地下深部へ流入する地下水が地下浅部の地下水流动へ与える影響を評価しきれていないため、境界条件設定方法についてさらなる検討を要する。

その他、堆積岩の透水異方性の定量的なデータが取得されていないといった課題もある。

以上のことから、平野部をモデル化領域とする場合の境界条件を評価することを目的として、堆積岩の透水異方性及び上流側（南側）境界条件に関する感度解析を行った。

ここでは、より多くのケース設定の下で解析を安定的に解くという観点から、2次元モデルによる感度解析を実施し、上記の項目が平野部の地下水流动へ与える影響を評価した。

図 8-7 に感度解析を実施した2次元断面モデルを示す。

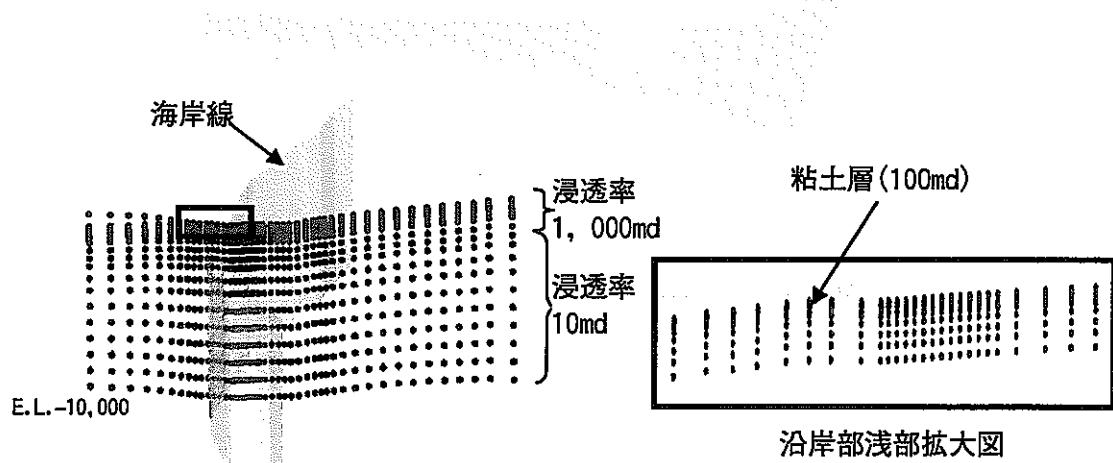


図 8-7 感度解析用 2 次元モデル（離散モデルの節点と浸透率分布）

2次元モデルは黒部川沿いの鉛直断面を対象とした。モデル化要素は第三紀層及び第四紀層とし、文献（梅田ほか、1994 等）を参考に第三紀層に浸透率 10md、第四紀層に浸透率

1000md を設定した。また、ここでは文献（樋根、1991）に記載のある第四紀層中に存在するとされる低透水性の粘土層（100md を設定）をモデル化し、堆積岩の透水異方性の影響との比較を行った。

なお、下流側（海側）は海底下深度・800m の海底までをモデル化領域とし、モデル化深度は標高・10,000m までとした。

上部境界には7mm/day の降雨量を与え、下流側（海側）の側方境界は海水領域の圧力及び海水密度を考慮した固定水頭境界とした。底部は不透水境界を設定した。

このモデルに対し、上流側（南側）境界条件、河川流の有無、地層の透水異方性について、パラメータを振ることにより感度解析を実施した。

それぞれの項目について設定したパラメータは以下の通りである。

- 上流側側方境界条件

- ・ 不透水境界
- ・ 黒部川流域全体モデルによる地下水流动解析結果から設定した固定水頭境界

- 透水異方性

- ・ 異方性なし
- ・ 第三紀層、第四紀層共に透水異方性を設定（鉛直方向の透水性 1/5）
- ・ 第三紀層、第四紀層共に透水異方性を設定（鉛直方向の透水性 1/10）
- ・ 第四紀層に透水異方性を設定（鉛直方向の透水性 1/5）
- ・ 第四紀層に透水異方性を設定（鉛直方向の透水性 1/10）

なお、初期条件は海岸線より海側を海水飽和、陸側を淡水飽和とし、飽和／不飽和定常解析を行った。

表 8-4 に解析ケースを示す。

表 8-4 感度解析ケース

ケース名	上流側境界条件	透水異方性
Case1-1	不透水	なし
Case1-2	固定水頭	
Case2-1	不透水	第三紀、第四紀層の鉛直方向透水性 1/5
Case2-2	固定水頭	
Case3-1	不透水	第四紀層の鉛直方向透水性 1/5
Case3-2	固定水頭	
Case4-1	不透水	第三紀、第四紀層の鉛直方向透水性 1/10
Case4-2	固定水頭	
Case5-1	不透水	第四紀層の鉛直方向透水性 1/10
Case5-2	固定水頭	

図 8-8～図 8-12 に解析結果（ポテンシャル分布）を示す。

図 8-13～図 8-17 に解析結果（塩分濃度分布）を示す。

上流側境界の影響は地下深部において大きいが、表層付近についてはあまり影響がない。岩相の透水異方性がポテンシャル分布へ与える影響は相対的に小さいが、塩分濃度分布へ与える影響は浅部において大きく、実際に観測されている沿岸海底湧水のような現象に整合するには第四紀層に透水異方性を設定した場合、第三紀層と第四紀層に透水異方性を設定した場合である。

粘土層の影響はどの解析ケースにおいてもほとんどみられなかった。

以上のことから、実際の現象と整合的なモデル構築を行う上では、堆積岩の透水異方性の設定が重要であると言える。しかし、透水異方性 1/5, 1/10 のケースに大きな違いはなく、妥当な透水異方性の設定に関してはさらに検討を要する。

上流側境界については、感度解析では妥当な境界条件を決定するには至らなかったが、表層付近の地下水流动に関しては上流側境界条件の影響が小さいことから、平野部のモデル化・解析の際は今回は上流側を不透水境界として差し支えないものと考えられる。

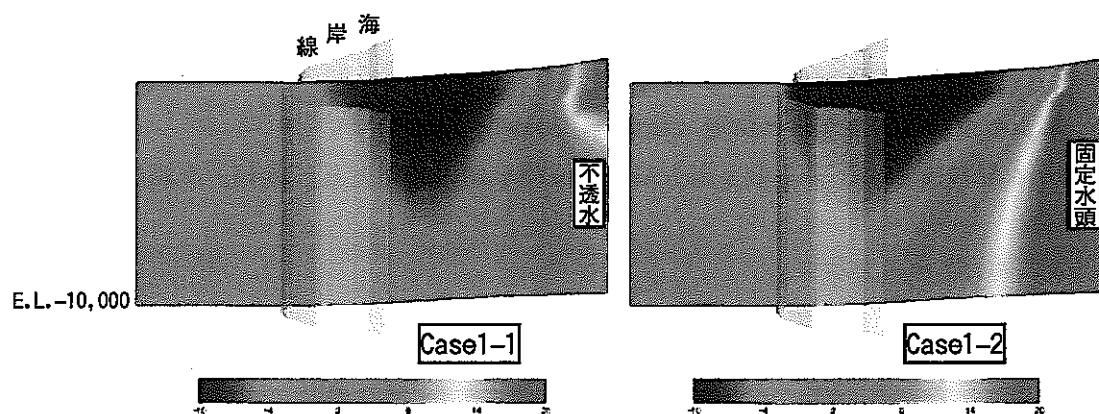


図 8-8 感度解析結果（ポテンシャル分布）

透水異方性を設定しないケース

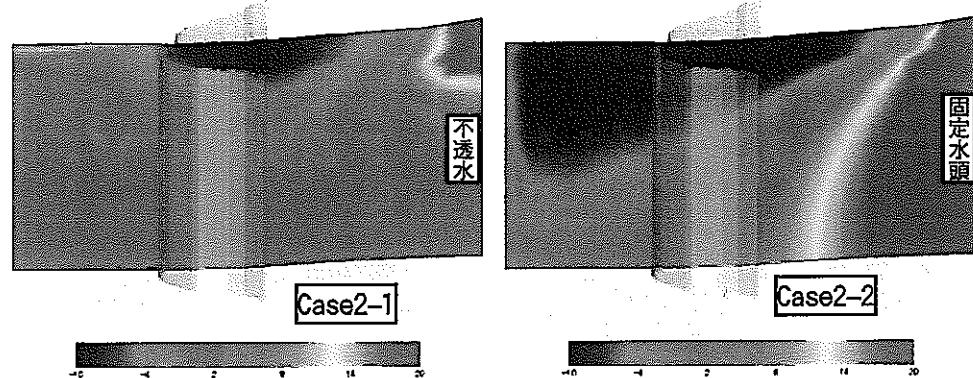


図 8-9 感度解析結果（ポテンシャル分布）
第三紀，第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケース

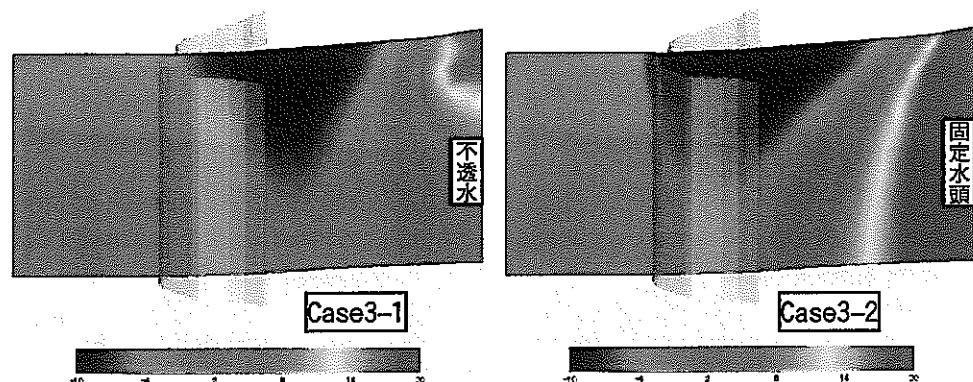


図 8-10 感度解析結果（ポテンシャル分布）
第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケース

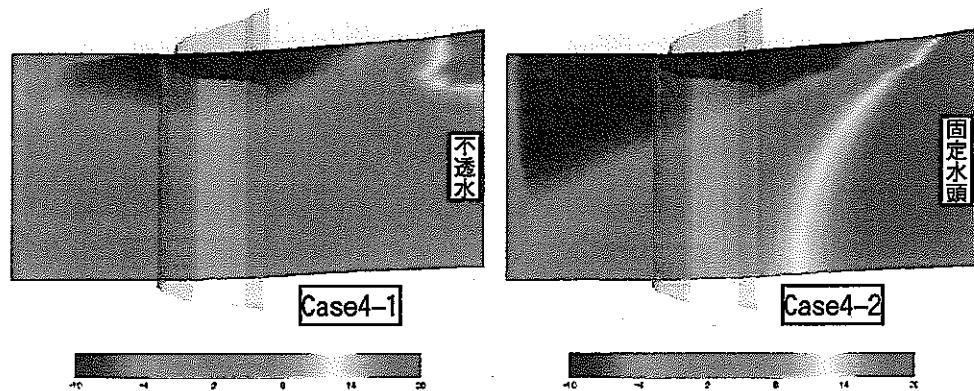


図 8-11 感度解析結果（ポテンシャル分布）
第三紀層、第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース

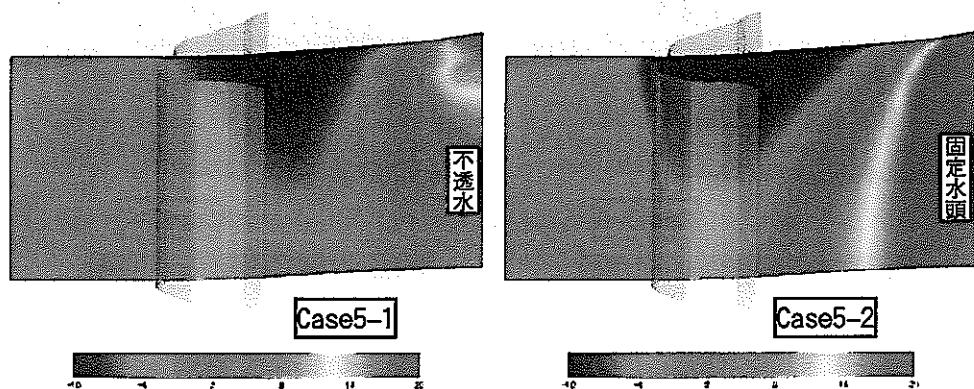


図 8-12 感度解析結果（ポテンシャル分布）
第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース

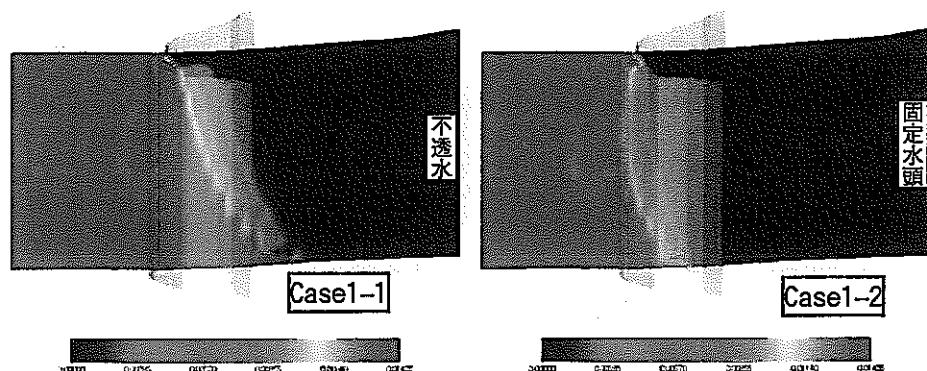


図 8-13 感度解析結果（塩分濃度分布）
透水異方性を設定しないケース

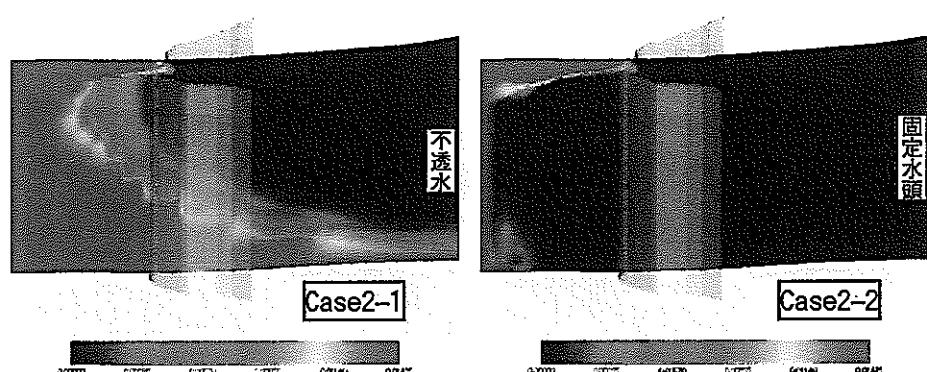


図 8-14 感度解析結果（塩分濃度分布）
第三紀層、第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケース

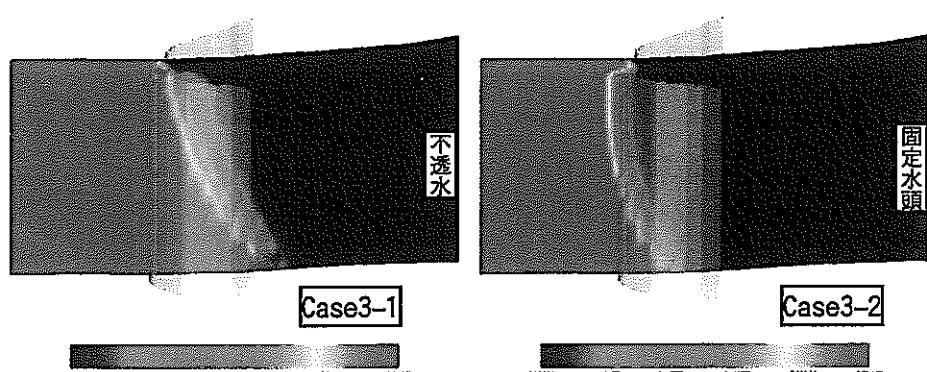


図 8-15 感度解析結果（塩分濃度分布）
第四紀層の鉛直透水性 1/5 のケース

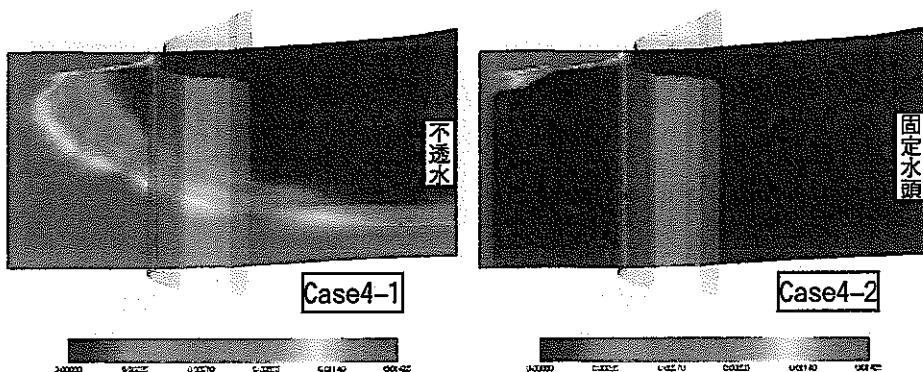


図 8-16 感度解析結果（塩分濃度分布）
第三紀層，第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース

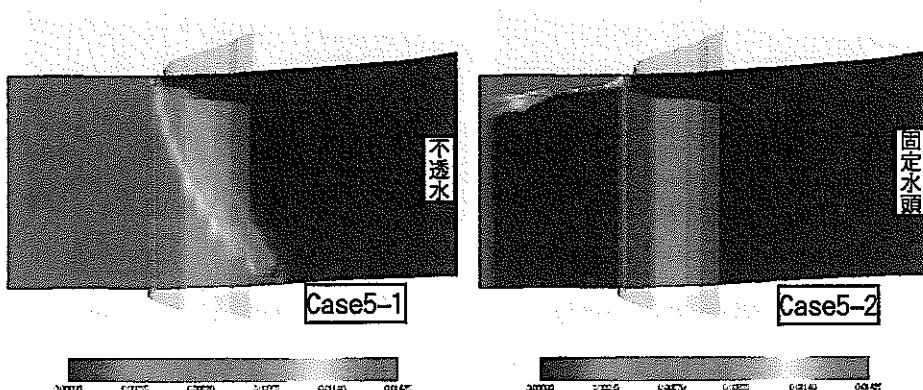


図 8-17 感度解析結果（塩分濃度分布）
第四紀層の鉛直透水性 1/10 のケース

8. 4 局所スケールでの数値解析

2次元モデルを用いた感度解析により、堆積層の透水異方性が重要であることが定性的に示されたが定量的な評価には至らなかった。

また、上流側境界条件についても、地下深部の実測データが存在しないため、妥当性の確認には至らなかった。

沿岸海底湧水現象を含む陸域地下水循環系に着目した、より詳細な平野部の3次元モデルの構築、及び地下水流动解析を実施するにあたり、ここでは、黒菱山断層の遮水性を仮定したモデルによる解析結果が河川流量の観測結果と整合的であること、今回特に注目している事象が平野部地下浅部の地下水流动系に属すると思われる沿岸海底湧水であり、浅部の地下水流动系に関しては平野部の上流側側方境界の境界条件による影響が小さいことなどから、上流側側方境界条件を不透水境界として設定した。

堆積層の透水異方性に関しては、沿岸域に近い部分の扇状地の形成と海面上昇との両方の影響を受けた堆積過程の結果に強く支配されている領域（徳永、2002）を設定し、強い透水異方性を有すると仮定した。この強い透水異方性を有する領域を強透水異方性ゾーンと称する。

また、平野部モデルにおいては粗度係数を一般的な平野における値である0.1に設定した。海側（北側）の境界条件は海水密度を考慮した固定水頭境界とし、東西側方境界は不透水境界とした。上部境界には7mm/dayの降雨量を与えた。また、降雨量とは別に、扇頂部に、山間部から流れてくる河川流として一定の流量を地表層に流入させた。

強透水異方性ゾーンの透水異方性は、鉛直方向の透水異方性が水平方向の透水に比べて1/20の異方性を設定した。

初期状態は計算時間を短くすることを念頭に、海岸線より陸域は全て淡水飽和、海域は全て塩水飽和とした。

上記の条件で、図8-2に示す地質構造モデルを基に飽和／不飽和地下水流动解析を実施したが、1.5ヶ月間の計算でも定常計算を終了することができなかった。これは地表の河川流や浅部地下水流が大変速く、計算を収束させるために時間ステップを細かくせざるを得なかつたためである。

表8-5に地表層、地下第1層（深度5m程度）、地下第2層（深度15m程度）、地下第3層（深度35m程度）、地下第4層（深度75m程度）、地下第6層（深度110m程度）、地下第7層（深度150m程度）、地下第15層（深度500m程度）、地下第29層（深度1000m程度）、地下第35層（深度1500m程度）における層毎のフラックスの平均値を示す。

表 8-5 各層毎のフラックスの平均値

	概ねの深度 G.L. -m	FLUX x 成分 [m/s]	FLUX y 成分 [m/s]	FLUX z 成分 [m/s]	FLUX (全体) [m/s]
地表層	-	0.1824247E+05	0.1824247E+05	-0.1024511E+06	0.4900452E+08
第 1 層	5	-0.2963118E+01	-0.3404333E+03	-0.4145632E+02	0.3933935E+03
第 2 層	15	0.2143896E+01	-0.1647870E+02	-0.4551062E+00	0.2335344E+02
第 3 層	35	0.1733828E+01	-0.1237373E+02	0.9168625E-01	0.1775415E+02
第 4 層	75	0.5682671E+00	-0.5738974E+01	-0.8990680E-01	0.8374658E+01
第 6 層	110	0.1073939E-01	-0.6010741E+00	-0.8771987E-03	0.1179309E+01
第 7 層	150	0.4326086E-04	0.2532489E+00	-0.9189576E-03	0.2575469E+00
第 15 層	500	0.5387873E-04	0.2470930E+00	-0.1456899E-02	0.2496253E+00
第 29 層	1000	0.2030120E-04	0.2111196E+00	-0.1422275E-02	0.2130643E+00
第 35 層	1500	0.1389095E-04	0.6173923E-01	-0.1104379E-02	0.6346509E-01

※x 方向は概ね東進方向が正, y 方向は概ね北進方向が正, z 方向は鉛直上向きが正

表 8-5 に示すようなフラックス分布の大きな差異が計算を安定的に解くことの障壁の一つであることが考えられる。従って、黒部川扇状地のような地表付近の河川流及び浅層の地下水流が非常に速いサイトにおいて、地下深部を含めた 3 次元的な水収支を検討するための地下水流动を実施する際には、以下の点を検討する必要があると考えられる。

- ・ 演算速度の高速化
- ・ 地表要素のみを取り出して算定する等の方策の採用

なお、表 8-5 のフラックス分布から、地下第 1 層と第 2 層の間（深度 10m 程度）、あるいは地下第 4 層付近（深度 75m 付近）を境に、フラックス y 成分及び z 成分の大きさが変化する傾向が認められる。すなわちこれらの深度を境に上下で異なる流动系を形成していることが推測される。これらのことから、本モデルは、現地調査において認められる浅層と深層の地下水流动系の違いを表現できる可能性を示している。ただし、現地調査との詳細な比較を行う上では、本モデルの第 4 層までの浅層領域をさらに細分する必要があろう。実用的な演算時間で定常計算を終了できない現状において、本モデルの格子を単純に増やす方策は現実的でなく、地表層及び深度 75m 程度までの領域を取り出してモデルを再構築するなどの方策を講じた方が良いと思われる。

図 8-18 に解析の途中経過（ポテンシャル分布）を示す。これは初期状態から 0.1 年経過したものである。

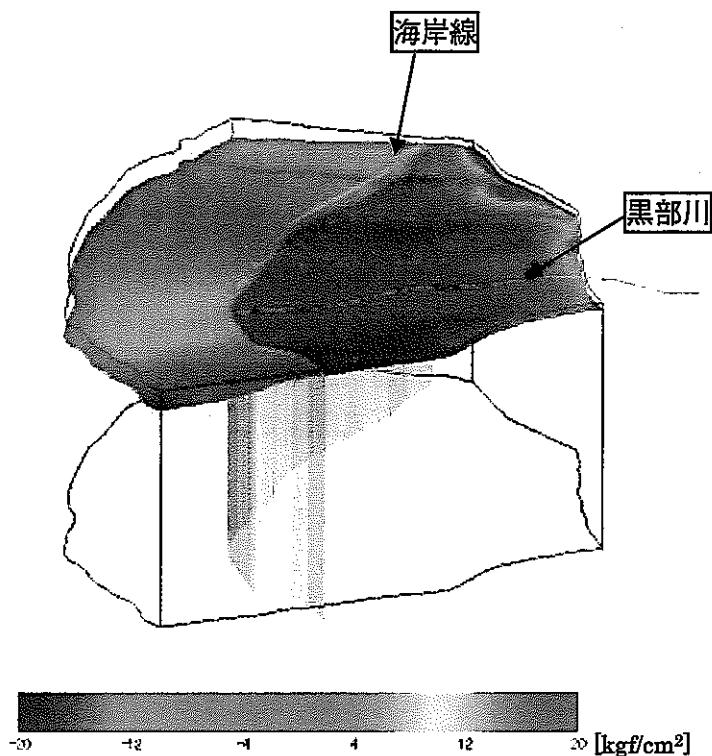


図 8-18 平野部モデル解析途中経過一ポテンシャル分布—
地下第7層（深度-150m程度）のポテンシャル分布

ポテンシャル分布から、黒部川周辺から右岸側及び左岸側へ涵養される傾向が見てとれる、現地調査から得られる知見と整合する。すなわち、黒部川扇状地の陸域循環系について、地下水流动解析手法により水文学的な観点から評価を加えることができる可能性があることを示している。

図中で、ポテンシャル分布が海岸線を境に海側のポテンシャルが非連続的に高くなっているのは、解析が途中段階であるため、初期条件で与えた非連続的なポテンシャル分布が解消されていないことによる。解析が進行すれば扇頂部における河川流の流入によって発生する動水勾配によって、沿岸部へ淡水が流动し沿岸海底湧水を模擬できる可能性はあるが、扇頂部のポテンシャルは海域に比べ低いようにも見える。このことから、モデルに与える扇頂部表層への河川流入量や、地表の粗度係数、地下部の透水係数といった水理学的パラメータの適切な設定、さらには現地調査による地下深部までの水理学的パラメータや水理学的地質構造の分布情報の取得が課題となるであろう。

8. 5 本節のまとめ

黒部川流域及び黒部川扇状地を対象とした数値モデリングを実施することにより以下のことが明らかとなった。

1. 黒菱山断層を遮水性の断層と仮定することによって、河川流量観測結果に整合するモデルを構築することができる。
2. 1.の仮定の下では黒部川扇状地の浅部地下水は、扇頂部から扇央部を涵養域とし、沿岸部において湧出する地下水流动系を形成する。
3. 黒部川流域全体モデルで黒部川扇状地浅層と深層の地下水区分を表現するためには、精密な格子分割が必要であるが、現段階では格子分割数の制限から実用的な演算を行うことは困難である。
4. 黒部川扇状地沖合海底湧水を表現するためには、水理地質構造の分布情報及び透水異方性や粗度係数などの水理学的パラメータ情報の取得と、それらの情報を用いたモデルの妥当性評価、モデルの更新が必要である。
5. 河川流及び浅層地下水流动が非常に速い場所において、密度流や地表流を考慮した地下水流动解析を実用的な演算時間で実施するためには、地表要素における水の移動を別に計算するなどの処置が必要である。
6. 地下水流動解析手法により、黒部川扇状地の陸域循環系を水文学的に評価できる可能性を示した。

9. 本研究のまとめ

本研究では、沿岸域の地下水流动とそれに伴う物質移行現象に関して、実際のフィールドでの水文学的、水理地質学的、地球化学的調査研究を行なうことにより、その実態を明らかにすることを目的とした研究を行なった。また、海底からの淡水性地下水湧出現象に着目し、その位置を把握し、湧出している地下水を探水するための技術の開発を行い、原位置で適用することにより、その手法の適用性を検討した。さらに、開発した手法を用いて採取した試料の分析から、淡水性地下水湧出現象と陸域地下水循環系との関係に関する検討を行なった。なお、トリチウム分析方法は5. 章と6. 章で差異があるが、担当者及び測定機器の差異によるものである。

一方、数値解析的アプローチでは、陸域と沿岸海底とを一連のモデルとして取り扱う地下水・地表水流動シミュレーションを実施し、センシティビティスタディおよび現地に適用できるモデルの作成と地下水流动解析を行なった。

本研究では、具体的な研究対象として、富山県黒部川扇状地およびその沖合を選び、上記内容の研究を実施した。その結果、下記の成果を得た。

- 1) 海底面直上の電気伝導度計測データを用いることにより、海底からの地下水湧出量が比較的多い場合には、湧出地点を明らかにすることが可能となった。
- 2) 海底から湧出している淡水性地下水を海水との混合を防ぎ、かつ大量に(2l程度)採取することを可能にした。この手法を用いて、海底から湧出する地下水の分析を行うことにより、陸水循環系との関連を含む、海底湧出地下水の起源に関する精度の高い議論をすることを可能にした。
- 3) 自記式シーベージメータを用い、海岸近くから水深17m程度までの深度での海底面からの湧出量計測を可能にした。黒部川扇状地沖合での計測では、海底面からの湧出量が、 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ cm/s程度であった。この値は、国内の他の地域(例えば大阪湾周辺)に比べて数十～数千倍大きな値であった。また、海底面からの地下水湧出は、潮汐の影響を受けて、その値を変化させていることも明らかになった。
- 4) 黒部川扇状地における地下水流动に関する検討結果からは、浅層地下水と深層地下水の少なくとも2つに地下水流動系を区別できることが示された。また、各々の地下水の涵養源の違い(浅層地下水は扇状地への降水の影響が比較的強く、深層地下水は黒部川河水の浸透の影響が比較的強い)を、安定同位体比の情報を用いて明らかにした。
- 5) 地下水の主成分、安定同位体比の情報から、黒部川扇状地沖合で認められる淡水性地下水湧出は、浅層地下水と同様の特徴をもっていることが明らかとなった。
- 6) 地下水・海底湧出地下水・海水中の栄養塩類(硝酸イオン、ケイ酸、リン酸イオン)や溶存メタン濃度、メタン中の炭素同位体比の情報を用いることにより、海水中に溶存している陸域起源物質の供給源(河川起源もしくは海底地下水湧出起源)を明らかにできる可能性を示した。

- 7) 黒部川流域全体スケールでは、定性的な水文学的評価が可能であることを示した。しかし、黒部川扇状地における詳細な3次元モデルにおいて、浅部地下水水流動系と深部地下水水流動系を包含した地下水水流動解析を実施する場合、流速のコントラストが大きいことなどから、実用的な演算時間で解析を実施することが困難であることが明らかとなった。このことから、黒部川扇状地のような陸水循環が活発で浅部地下水水流動が非常に速い地域において地下深部を含めた流動系の評価を行う際には、陸水循環系を別に取り出して算定する等の方策が必要であることを示した。
- 8) 黒部川扇状地を対象領域とした地下水水流動解析を行い、沿岸海底湧水を数値モデルで表現するためには水理地質構造の分布情報及び透水異方性や粗度係数などの水理学的パラメータ情報の設定が重要であるという成果を得た。今後沿岸海底湧水を対象とした数値モデルの作成及び地下水水流動解析を実施する場合は、これらの水理学的パラメータの取得と、それらの情報を用いたモデルの妥当性評価が重要であることを示した。

上述の成果は、陸水循環が非常に活発な臨海扇状地であり、海底地下水湧出現象も、日本の一般的な海岸よりは顕著である地域での結果であるために、そのまま国内の他の地域に適用することには注意が必要である。しかし、今回開発・適用した手法やそれらの組み合わせから情報を抽出する方法は、沿岸域の地下水水流動やそれに伴う物質移行を明らかにするために利用可能であると考えている。また、このような検討を国内の様々な地質・地形・水文条件のもとで実施し、知見を増やしていくことが今後とも必要であり、その種の検討結果をもとに、廃棄物処分場などからの汚染物質の海域への流出経路としての海底地下水湧出の把握と安全性評価をより適切に行なうことが可能になるものと考えられる。

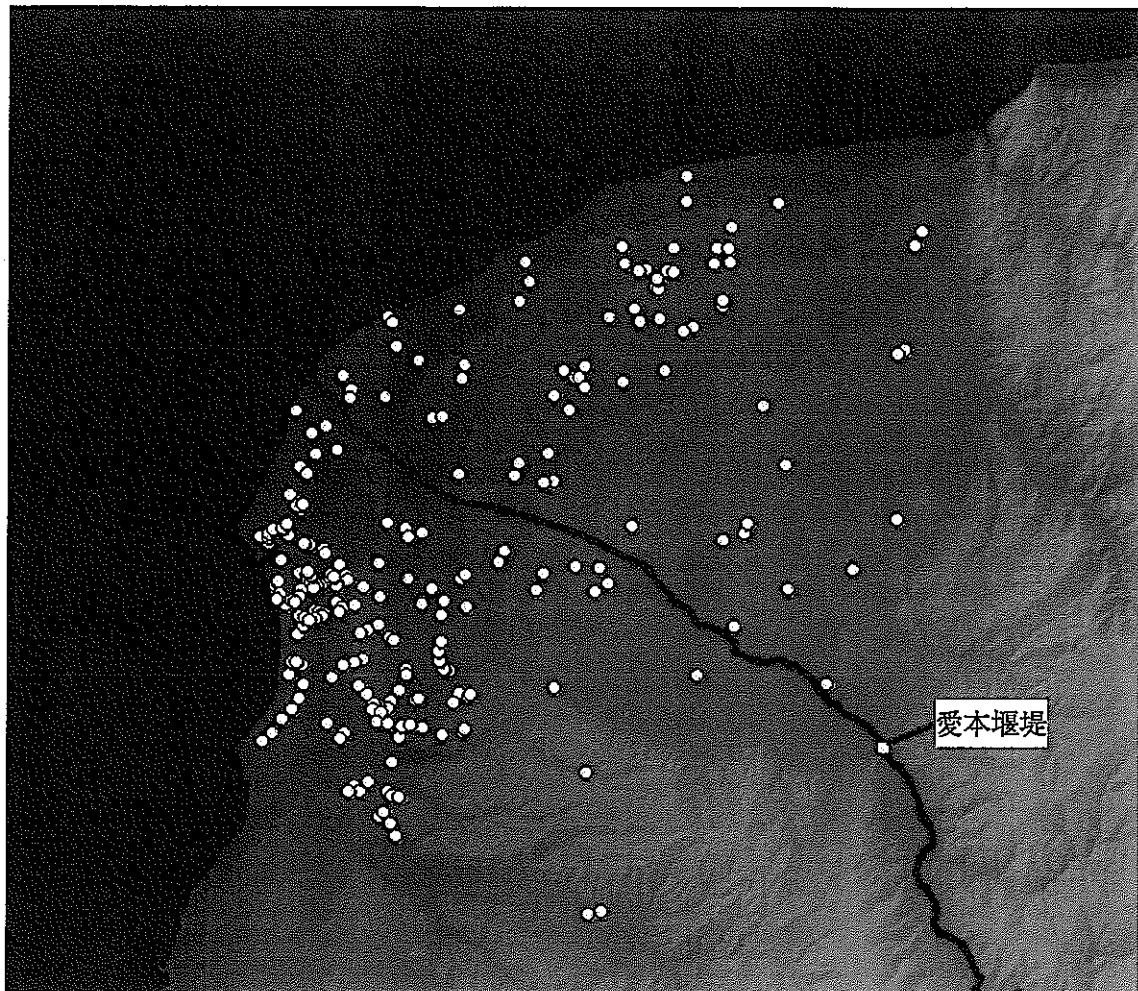
参考文献

- Andrews, J. E., An Introduction to Environmental Chemistry, 2nd ed. Blackwell Scientific, 304p, (1996).
- Bunga, G. C., Chanton, J. P., Cable, J. E., Burernett, W. C. and Cable, P. H., The importance of groundwater discharge to the methane budgets of nearshore and continental shelf waters of the northeastern Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 4735-4746, (1996).
- Cable, J. E., Burnett, W. C., Chanton, J. P. and Weatherly, G. L., Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexio using radon-222. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 591-604, (1996).
- 地質調査所, 20万分の1地質図「富山」, (1989a).
- 地質調査所, 20万分の1地質図「高山」, (1989b).
- Church, T. M., An underground route for the water cycle. *Nature*, 380, 579-580, (1996).
- Corbett, D. R., Chanton, J., Burnett, W., Dillon, K., Rutkowski, and Fourqurean, J., Patterns of groundwater discharge into Florida Bay. *Limnol. Oceanogr.*, 44, 1045-1055, (1999).
- Craig H., The geochemistry of the stable carbon isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, 53-92, (1953)
- Fuji, N., 1987, Researches in the Far East on the study of the Holocene during the Inter-Congress time, 1983-1987 (II). *Bull. Fac. Edu., Kanazawa Univ., Nat. Sci.*, 36, 21-34.
- 藤井昭二, 大地の記憶. 富山の自然史, (2000).
- 藤井昭二・那須紀幸, 海底林. 東京大学出版会, 163p, (1988).
- Galimov, E.M. Carbon isotopes of soil CO₂, *Geochem. Int.* 3, 889-897, (1966).
- Groen, J., Velstra, J. and Meesters, A. G. C. A., Salinization processes in paleowaters in coastal sediments of Suriname: evidence from $\delta^{37}\text{Cl}$ analysis and diffusion modelling. *J. Hydrol.*, 234, 1-20, (2000).
- Hathaway, J. C., Wylie Poag, C., Valentine, P. C., Miller, R. E., Shultz, D. M., manheim, F. T., Kohout, F. A., Bothner, M. H. and Sangrey, D. A., U. S. Geological Survey core drilling on the Atlantic Shelf. *Science*, 206, 515-527, (1979).
- 伊東敏昭・藤井昭二, 富山堆積盆地の地下水の水収支. 富山県地学地理学研究論集, 10, 3-14, (1983).
- 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性 – 地層処分研究開発第2次取りまとめ-, (1999)

- 活断層研究会, 新編日本の活断層, (1991).
- 樋根勇, 実例による新しい地下水調査法. 山海堂, 171p, (1991).
- 樋根勇・山本莊毅, 扇状地の水循環. 古今書院, 151p, (1971).
- Keeling, C.D.. The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas, Geochim. Cosmochim. Acta, 13, 322-334, (1958).
- Kim, G. and Hwang, D.-W., Tidal pumping of groundwater into the coastal ocean revealed from submarine ^{222}Rn and CH_4 monitoring. Geophys. Res. Lett., 29, 1-4, (2002).
- 国土交通省, 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>
- Kooi, H., Groen, J. and Leijnse, A., Modes of seawater intrusion during transgressions. Water Resour. Res., 36, 3581-3589, (2000).
- Li, L., Barry, D. A., Stagnitti, F. and Parlange, J.-Y., 1999, Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea. Water Resour. Res., 35, 3253-3259, (1999).
- 丸井敦尚・林武司・内田洋平, 千葉県蓮沼海浜公園における地下水流動と塩水・淡水境界に関する研究 その3; 海底湧出地下水調査. 地質ニュース, 540, 45-48, (1999).
- Marty, D., Bonin, P., Michotey, V. and Bianchi, M., Bacterial biogas production in coastal systems affected by freshwater inputs. Continent. Shelf Res., 21, 2105-2115, (2001).
- 水収支研究グループ, 地下水資源・環境論—その理論と実践. 共立出版, 350p, (1993).
- 水谷義彦・小田松尚, 安定同位対比による富山県庄川扇状地地下水のかん養源および流動状況の研究. 地球化学, 17, 1-9, (1983).
- 水谷義彦・佐竹洋, 地下水のかん養源の指標としての河川の水素および酸素同位対比. 地下水学会誌, 36, 287-297, (1997).
- 水谷義彦・佐竹洋・山邊綾子・宮地ひろみ・間瀬暢彦・山村嘉代子, 扇状地浅層地下水の水素および酸素同位対比. 地下水学会誌, 43, 3-11, (2001).
- 水谷義彦・山本晃一, 富山県砺波平野浅層地下水中の溶存炭素の起源. 地下水学会誌, 35, 77-86, (1993).
- Moore, W. S., Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichment. Nature, 380, 612-614, (1996).
- Moore, W. S., The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water. Marine Geochem., 65, 111-125, (1999).
- 酒井均・松久幸敬, 安定同位体地球化学. 東京大学出版会, 403p, (1996).
- 佐竹洋・神田義之, 北アルプスの内蔵助雪渓のトリチウム濃度, 安定同位対比と化学組成. 富山大学トリチウム科学センター研究報告, 9, 107-119, (1989).
- 佐竹洋・向井利明・水谷義彦, D, T, ^{18}O から見た北陸地方の降水と河川水の水文学的特徴.

- 富山大学トリチウム科学センター研究報告, 3, 45-56, (1984).
- 嶋田純・板寺一洋・三條和博・松谷順, 環境トリチウム測定のための新電解濃縮システムについて. 筑波大学水理実験センター報告, 16, 63-68, (1992).
- 鈴木麻衣・張勁・佐竹洋・成田尚史・有井康博・藤田大介・小善圭一, 富山湾における海底湧水の涵養源と沿岸海洋環境への影響. 日本地球化学会第 49 回年会講演要旨集, 41, (2002).
- 谷口真人, 海水と地下水の相互作用. 地下水学会誌, 43, 189-199, (2001).
- Taniguchi, M. and Iwakawa, H., Measurements of submarine groundwater discharge rates by a continuous heat-type automated seepage meter in Osaka Bay, Japan. J. Groundwater Hydrol., 43, 271-277, (2001).
- 谷口真人・岩川浩照, 大阪湾における沿岸海底地下水湧出. 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, H055-007, (2002).
- Taniguchi, M., Burnett, W. C., Cable, J. E. and Turner, J. V., Investigation of submarine groundwater discharge. Hydrol. Proc., 16, 2115-2129, (2002).
- 徳永朋祥, 黒部川扇状地の地下水流动と海底地下水湧出. 世界水プレフォーラム in Toyama 予稿集, 52-57, (2002).
- 徳永朋祥・浅井和見・中田智浩・谷口真人・嶋田純・三枝博光, 沿岸海底下での地下水採取技術の開発とその適用 ー黒部川扇状地沖合での例ー. 地下水学会誌, 43, 279-287, (2001).
- 登坂博行・伊藤一誠・姥原雅之・稻葉薰・伊藤彰・小島圭二, 多成分多相型移流拡散モデルによる包括的な地下水汚染解析. 地下水学会誌, 38, 167-180, (1996).
- 富山県, 10万分の1富山県地質図説明書, (1992).
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H. and Gamo, T., Methane-rich plumes in Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization. Earth Planet. Sci. Lett., 160, 97-105, (1998).
- 梅田浩司・柳澤孝一・米田茂夫, 日本の地盤を対象とした透水係数データベースの作成. 地下水学会誌, 37, 69-77, (1994).
- 早稲田周・中井伸之, 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, (1983).
- Weyl, P. K., On the change in electrical conductance of sea water with temperature. Limnol. Oceanogr., 9, 75-78, (1964).
- Younger, P. L., 1996, Submarine groundwater discharge. Nature, 382, 121-122.
- 張勁・佐竹洋, 富山湾における海底湧水. 海洋と生物, 141, 294-301, (2002).

付表・付図



付図1 井戸位置図
図中の白丸が井戸を示す

付表1 測水表(2001.5)

観測井番号	観測月日	水温(°C)	pH	EC(μS/cm)	採水方法(採水深度)・備考
KR-501	2001/5/29	15	7.65	134.2	採水用ポンプ(60m)
KR-502	5/29	14.9	8.56	80.3	ベーラ(120m)
KR-503	5/29	13.8	9.57	68.5	ベーラ(130m)
KR-504	5/29	14.7	8.74	105.1	ベーラ(80m)
KR-505	5/29	12.7	8.27	92.7	採水用ポンプ(50m)
KR-506	5/29	13.8	7.61	122.3	採水用ポンプ(33m)
KR-507	5/29	12.2	7.98	104.3	ポンプ
KR-508	5/29	10.7	6.7	128.4	
KR-509	5/29	11.7	6.22	145.6	自噴
KR-510	5/29	11.9	6.7	117.4	自噴
KR-511	5/30	8.8	7.39	101	採水用ポンプ(20m)
KR-512	5/30	10.5	7.42	76.6	採水用ポンプ(45m)
KR-513	5/30	8.9	7.48	68.5	採水用ポンプ(45m)
KR-514	5/30	14.3	6.34	150.4	採水用ポンプ(57m)
KR-515	5/30	9.3	7.27	77.3	採水用ポンプ(43m)
KR-516	5/30	13.9	9.38	141	採水用ポンプ(45m)
KR-517	5/30	13.3	7.14	191.6	
KR-518	5/30	15.1	7.31	119.3	自噴
KR-519	5/30	11.3	7.12	106.8	自噴
KR-A3	5/30	-	-	-	涸渴
KR-A6	5/30	14.2	5.08	145.2	
KR-A8	5/30	-	-	-	涸渴
KR-A11	5/30	-	-	-	埋め戻し
KR-A13	5/30	-	-	-	涸渴
KR-A16	5/30	14.6	6.65	149.2	ロープ採水可
KR-A18	5/30	14.5	5.97	184.7	
KR-A19	5/30	13.9	5.97	207	
KR-B1	5/31	15.4	6.79	81.2	
KR-B2	5/31	15.4	6.79	81.2	
KR-B6	5/31	-	-	-	不在
KR-B8	5/31	13.5	6.77	120.9	ロープ採水可

KR-B15	5/31	9.5	7.09	78.6	
KR-B17	5/31	12.4	6.63	95.5	
KR-B20'	5/31	12.9	6.02	187	測水不可
KR-C2	2001/5/30	16.5	6.35	140.6	
KR-C3	5/30	11	6.41	154.4	
KR-C5	5/30	16	6.64	132.1	
KR-C10	5/30	14.2	6.86	134.9	
KR-C11	5/30	15.1	6.58	101	
KR-C13	5/30	17.2	6.26	135.6	
KR-C14	5/30	15.1	6.04	171.2	
KR-C16	5/30	20.7	6.77	107.5	
KR-C17	5/30	18	7.34	94.8	
KR-C20	5/30	-	-	-	留守. 潤渴
KR-C22	5/30	19	7.05	91.2	井戸なし
KR-C23	5/30	13.7	6.44	144.4	1.2m 自噴
KR-C24	5/30	10	7.05	93.9	
KR-C25	5/30	14.5	6.21	138.9	
KR-D1	5/31	10.8	6.22	113	
KR-D2	5/31	11.6	7.67	134	
KR-D3	5/31	13.1	7.25	110	
KR-D5	5/31	10.8	6.03	84.2	
KR-D6	5/31	-	-	-	留守
KR-D9	5/31	12.1	7.25	120.7	
KR-D11	5/31	17.9	6.59	124.6	
KR-D12	5/31	14	6.86	102.5	留守で溜水のみ
KR-D13	5/31	11.2	6.8	73.5	井戸はふた
KR-D15	5/31	-	-	-	井戸はふた
KR-D16	5/31	18.1	7	147.5	
KRr-1	5/31	9	6.67	81.2	

付表2 測水表(2002.9)

観測井番号	観測月日	水温 (°C)	pH	EC(μS/cm)	備考
KR-501	2002/9/26	14.5	7.68	93.7	ベーラ 60m
KR-502	9/26	14.7	9.17	83	ベーラ 120m
KR-503	9/26	13.2	9.66	57.2	ベーラ 130m
KR-504	9/26	14.2	8.87	103.9	ベーラ 80m
KR-505	9/26	13.4	9.58	63.6	ベーラ 50m
KR-506	9/26	13.4	8.8	74.1	ベーラ 33m
KR-507	9/26	12.4	8.56	58.3	ベーラ
KR-508	9/26	10.3	7	122.8	
KR-509	9/26	13.8	6.17	144.8	自噴
KR-510	9/26	12.5	6.87	118.9	自噴
KR-511	9/27	13.9	7.84	98	ベーラ 20m
KR-512	9/27	15	7.96	72	ベーラ 45m
KR-513	9/27	16.5	8.22	57.5	ベーラ 45m
KR-514	9/27	14.7	7.24	144.7	ベーラ 57m
KR-515	9/27	16.9	7.73	58.8	ベーラ 43m
KR-516	9/27	13.8	9.42	132.3	ベーラ 45m
KR-517	9/27	13.5	6.72	183.5	
KR-518	9/26	13.6	7.68	128.3	自噴
KR-519	9/26	11.6	7.3	98.5	自噴
KR-520	9/27	14.5	7.56	119.7	
KR-A4	9/24	16.2	7.09	226	
KR-A6	9/24	16	7.22	87.3	
KR-A13	9/25	12.8	6.83	136.6	
KR-A16	9/25	14.5	6.26	68.7	
KR-A18	9/25	14.5	6.49	182.7	
KR-A19	9/25	15.2	6.48	201	
KR-B2	9/25	14.2	7.58	86.9	
KR-B6	9/25	20.4	7	114.5	
KR-B12	9/25	16.2	7.31	85.4	
KR-B14'	9/25	10	8.04	5.76	
KR-B15	9/25		7.76	76.7	
KR-B17'	9/25	10.4	7.33	95.3	

KR-B20	9/25	16.1	6.26	203	
KR-C2	9/24	17.8	6.6	150.3	
KR-C3	9/24	18.5	6.22	137.2	
KR-C5	9/24	15.8	6.2	127.7	
KR-C10	9/24	19.1	7.04	126.7	
KR-C11	9/24	16.3	6.58	79.8	
KR-C13	9/24	17.7	6.64	110.5	
KR-C14'	9/24	13.7	6.37	114.8	
KR-C16	9/24	20.1	7.2	129.7	
KR-C17	9/24	13.7	7.62	109.6	
KR-C22'	9/24	19	7.7	79.5	
KR-C23	9/24	14.6	6.14	143.3	
KR-C24	9/24	10.3	7.08	79.5	
KR-C25	9/24	18	6.21	66.2	
KR-D2	9/24	15.7	6.28	68.1	
KR-D3	9/24	13	7.1	47.2	
KR-D5	9/24	16.9	6.36	110.8	
KR-D8	9/25	17.7	6	298	
KR-D11	9/25	18.5	6.43	128	
KR-D12	9/25	17.4	6.75	102	
KR-D13	9/25	16.7	7.3	91.2	
KR-D16	9/25	15	6.55	130.1	
KRr-1	9/24	14.8	7.85	82.4	
KR-k12	9/26	14.3	6.91	131.9	
KR-k12'	9/26	17.5	7.33	132.3	
KR-n5	9/24	11.9	7.24	50.8	
KR-n10	9/25	16.3	6.34	127.2	
KR-n21	9/25	15.5	7.47	111	
KR-n23	9/26	14.3	6.68	141.5	
KR-n31	9/25	12.9	7.7	85.2	
KR-j3	9/24	12.9	6.1	110.8	
KR-j6	9/24	13.8	7.35	250	
KR-j9	9/24	13	6.27	154.7	
KR-j22	9/24	10.2	7.27	95	

付表3 一般水質データ(2001.5) 単位 mg/l

観測井番号	K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
KR-501	0.73	3.42	10.21	2.10	7.17	4.94	6.57	32.95
KR-502	0.71	2.99	9.75	2.07	4.31	0.00	0.00	39.05
KR-503	1.28	4.30	4.83	0.18	6.93	0.38	0.00	20.75
KR-504	1.28	8.91	7.19	2.71	6.41	4.96	0.00	37.83
KR-505	0.98	8.63	6.16	2.73	4.59	3.51	0.00	42.71
KR-506	1.04	16.25	6.19	2.07	4.93	1.32	0.00	59.80
KR-507	0.62	14.28	4.65	2.03	5.18	4.58	1.04	46.38
KR-508	0.92	12.98	4.75	3.78	12.26	8.56	1.99	35.39
KR-509	1.28	17.71	5.04	3.43	6.89	9.77	4.17	51.26
KR-510	1.06	13.57	4.36	2.77	4.54	8.76	2.82	45.15
KR-511	0.76	14.29	3.30	1.42	3.11	8.87	1.38	37.83
KR-512	0.79	10.13	2.68	1.06	2.58	6.95	1.24	28.07
KR-513	0.64	8.67	2.93	0.98	2.43	7.84	1.23	20.75
KR-514	1.00	13.98	5.98	5.89	6.56	33.74	0.18	28.07
KR-515	0.68	9.52	3.18	1.11	3.63	7.48	1.11	24.41
KR-516	2.01	14.57	15.44	8.44	43.74	10.22	0.00	29.29
KR-517	1.34	25.65	6.22	4.77	8.59	10.47	7.18	80.55
KR-518	0.20	6.93	13.43	3.92	9.07	5.01	0.72	47.60
KR-519	0.92	12.73	4.19	2.61	3.51	9.11	2.19	40.27
KR-A6	1.65	14.94	5.69	3.10	11.21	9.59	5.57	42.71
KR-A16	1.64	16.25	5.81	2.80	8.93	10.73	8.45	45.15
KR-A18	0.91	22.49	7.54	4.03	10.05	9.67	7.32	70.78
KR-A19	0.97	25.64	7.57	4.87	9.88	12.82	9.65	76.89
KR-B2	1.24	20.85	4.86	3.04	6.89	11.16	4.34	61.02
KR-B8	1.31	16.03	4.30	2.16	6.99	9.75	3.59	42.71
KR-B15	0.53	8.22	3.07	1.75	2.32	7.58	0.58	30.51
KR-B17	0.81	10.40	3.49	2.82	3.22	8.00	1.60	37.83
KR-B20'	4.29	23.44	5.84	3.39	9.68	8.72	1.99	79.33
KR-C2	1.37	17.73	5.38	2.56	5.94	9.28	3.41	54.92
KR-C3	1.94	21.99	6.11	2.13	5.21	10.15	4.75	61.02
KR-C5	0.93	14.08	5.85	2.76	5.98	8.03	6.48	45.15
KR-C10	0.75	8.45	11.55	2.34	21.00	1.09	0.19	35.39

KR-C11	2.24	4.93	8.45	2.40	6.91	0.20	0.00	36.61
KR-C13	0.99	15.67	5.37	2.36	5.33	9.06	4.94	52.48
KR-C14	1.24	12.73	15.42	2.20	15.73	7.25	7.31	51.26
KR-C16	1.10	13.67	4.39	2.20	9.69	9.55	9.53	39.05
KR-C17	0.94	12.62	4.26	1.24	9.06	7.94	7.29	34.17
KR-C22	1.02	11.46	4.36	1.40	9.96	7.36	3.96	32.95
KR-C23	1.13	15.74	6.83	4.36	8.91	10.62	8.37	56.14
KR-C24	0.68	10.09	3.21	2.69	3.35	8.66	1.34	34.17
KR-C25	0.56	18.52	4.43	1.73	7.56	10.89	11.24	41.49
KR-D1	1.33	12.19	5.63	1.64	7.67	8.70	6.49	30.51
KR-D2	1.24	15.33	6.72	1.51	9.19	6.53	9.42	39.05
KR-D3	1.44	12.76	4.07	2.28	5.38	9.29	6.54	31.73
KR-D5	1.74	8.04	2.60	1.43	6.84	5.96	4.33	18.31
KR-D9	1.33	12.19	5.63	1.64	14.76	8.66	2.93	23.19
KR-D11	1.27	12.07	4.67	2.79	8.79	7.93	7.22	36.61
KR-D12	0.66	11.12	4.74	2.01	5.52	7.01	2.62	35.39
KR-D13	0.55	7.95	3.25	1.24	4.41	5.18	2.21	25.63
KR-D16	1.60	14.00	7.88	3.39	7.63	9.77	4.18	54.92
KR-E1	0.58	6.58	9.92	2.06	8.05	2.17	0.00	38.44
KR-r1	0.48	5.24	1.99	0.71	1.76	5.30	0.88	14.64
KR-SSD1	1.59	23.44	5.96	10.28	9.35	9.86	1.64	96.41
KR-SSD2	0.53	17.49	5.26	8.41	8.12	9.22	4.07	76.89
KR-SSD3	1.70	16.15	6.60	9.29	9.37	9.09	3.86	78.11

付表4 一般水質データ(2002.9)

観測井番号	K ⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
KR-501	0.85	18.28	3.74	1.54	3.36	9.18	2.47	46.38
KR-502								
KR-503								
KR-504	2.55	21.20	7.92	4.07	9.24	9.89	13.62	53.70
KR-505	0.80	14.93	5.05	2.90	6.67	10.57	3.55	41.49
KR-506	1.74	16.59	5.64	2.78	6.62	9.80	6.59	48.82
KR-507								
KR-508								
KR-509								
KR-510	1.32	15.13	4.98	1.97	4.02	9.16	1.78	45.15
KR-511	0.93	11.43	4.19	1.55	2.91	8.28	1.01	41.49
KR-512								
KR-513	0.77	8.81	3.65	1.53	2.33	6.98	0.48	31.73
KR-514								
KR-515								
KR-516	1.25	16.70	6.50	2.60	4.70	9.97	4.11	47.60
KR-517	1.64	21.14	5.03	1.91	4.30	9.07	2.94	74.44
KR-518	1.13	14.47	6.89	2.65	8.38	9.01	6.67	54.92
KR-519	1.04	9.01	13.51	2.58	18.30	1.36	0.00	36.61
KR-520	1.19	19.56	3.94	1.53	3.36	9.18	2.47	53.70
KR-A4	1.54	35.71	8.42	4.27	6.77	18.54	5.76	100.07
KR-A6	2.28	21.53	7.93	4.07	9.26	9.89	13.62	58.58
KR-A13	0.95	17.09	5.38	3.02	6.67	10.57	3.55	51.26
KR-A16	1.76	16.72	5.64	2.78	6.63	9.80	6.59	48.82
KR-A18	1.07	24.38	8.74	4.22	9.86	10.64	7.07	72.00
KR-A19	1.27	26.97	8.97	4.92	9.87	12.65	8.42	76.89
KR-B2	0.74	30.87	5.92	1.43	4.97	9.45	3.85	84.21
KR-B6	1.00	15.31	4.99	1.97	4.02	9.16	1.78	46.38
KR-B12	0.87	11.25	4.04	1.51	2.91	8.28	1.01	31.73
KR-B14'	0.63	6.80	2.88	0.71	2.27	5.61	0.55	21.97
KR-B15	0.76	8.88	3.65	1.53	2.33	6.97	0.46	26.85
KR-B17'								

KR-B20	4.42	26.26	6.90	3.35	9.63	15.52	33.25	46.38
KR-C2	1.62	18.10	6.91	2.78	4.70	9.97	4.11	62.24
KR-C3	1.66	21.25	5.02	1.91	4.30	9.07	2.94	59.80
KR-C5	1.11	14.59	6.89	2.65	8.38	9.01	6.67	45.15
KR-C10	1.05	9.07	13.52	2.58	18.30	1.36	0.00	36.61
KR-C11	0.95	9.84	4.12	3.00	6.68	8.06	6.20	34.17
KR-C13								
KR-C14'	1.23	15.18	6.44	3.15	6.14	8.55	7.95	42.71
KR-C16	1.19	15.24	7.28	3.34	8.90	11.90	8.31	59.80
KR-C17	0.93	14.10	4.37	1.66	4.66	11.37	1.54	42.71
KR-C22'	1.31	14.08	7.06	2.10	6.79	9.31	3.44	40.27
KR-C23	0.72	11.49	9.76	2.03	4.05	2.13	1.33	58.58
KR-C24								
KR-C25	0.81	11.97	4.34	1.69	2.99	8.28	1.43	42.71
KR-D2								
KR-D3	0.78	9.70	4.78	1.10	3.74	7.48	0.90	25.63
KR-D5	3.44	12.41	11.07	2.68	16.81	15.10	5.20	28.07
KR-D8								
KR-D11	0.36	1.85	17.94	1.11	4.00	5.14	1.43	47.60
KR-D12	0.00	6.43	10.27	4.23	5.25	9.81	13.81	37.83
KR-D13	0.00	4.99	9.23	3.05	3.85	8.33	4.45	36.61
KR-D16	0.14	12.59	12.81	5.89	3.31	11.06	2.92	54.92
KR-r1	0.72	10.93	4.43	1.18	3.73	8.38	0.90	32.95
KR-k12	1.20	15.18	6.44	3.15	6.14	8.55	7.95	46.38
KR-k12'	1.27	15.24	7.28	3.34	8.90	11.90	8.31	41.49
KR-n5	0.94	14.10	4.37	1.66	4.62	11.37	1.46	43.93
KR-n10	1.45	14.39	7.11	2.10	6.79	9.31	3.44	46.38
KR-n21	0.73	10.85	9.56	2.01	4.05	2.13	1.34	57.36
KR-n23	1.42	15.90	10.13	4.28	7.87	6.29	6.34	59.80
KR-n31	0.75	11.97	4.34	1.69	2.99	8.28	1.35	34.17
KR-j3								
KR-j6	0.00	6.78	4.52	2.49	1.85	2.31	3.37	42.71
KR-j9	0.96	9.84	4.12	3.00	6.68	8.06	6.20	65.90
KR-j22								

付表5 水素・酸素安定同位体比, トリチウム濃度, ^{14}C 濃度, $\delta^{13}\text{C}$ 分析結果

観測井番号	$\delta^{18}\text{O}(\text{\textperthousand})$	$\delta\text{D}(\text{\textperthousand})$	トリチウム濃度(T.U.)	^{14}C 濃度(pMC)	$\delta^{13}\text{C}(\text{\textperthousand})$
KR-A6	-9.7	-57.7	—	—	—
KR-A16	-9.7	-53.9	5.4±0.5	—	—
KR-A18	-9.5	-58.2	11.0±1.0	—	—
KR-A19	-9.6	-56.7	—	—	—
KR-B2	-10.8	-64.3	—	—	—
KR-B8	-10.9	-63.3	—	—	—
KR-B15	-12.7	-80.8	—	—	—
KR-B17	-11.6	-75.6	4.3±0.8	—	—
KR-B20'	-9.2	-57.3	—	—	—
KR-C2	-9.9	-58.6	—	—	—
KR-C3	-9.3	-54.1	—	—	—
KR-C5	-9.4	-57.3	—	—	—
KR-C10	-9.2	-53.9	—	—	—
KR-C11	-9.3	-56.6	—	—	—
KR-C13	-10.5	-63.2	—	—	—
KR-C14	-9.2	-53.9	—	—	—
KR-C16	-11.4	-71.3	—	—	—
KR-C17	-11.6	-72.3	—	—	—
KR-C22	-11.7	-73.1	—	—	—
KR-C25	-8.8	-51.0	—	—	—
KR-D1	-9.7	-55.7	—	—	—
KR-D2	-9.9	-56.7	—	—	—
KR-D3	-10.0	-57.9	—	—	—
KR-D5	-10.2	-59.1	5.1±0.6	—	—
KR-D9	-10.5	-61.1	—	—	—
KR-D11	-9.9	-57.7	—	—	—
KR-D12	-9.9	-56.8	—	—	—
KR-D13	-10.4	-57.4	—	—	—
KR-D16	-9.7	-58.7	—	—	—
KR-509	-10.6	-64.8	—	104.6±0.6	-16.8
KR-C23	-10.1	-62.6	7.4±0.7	—	—

KR-C24	-12.1	-76.6	5.1 ± 0.5	-	-
KR-E1	-8.9	-53.2	3.1 ± 4.6	-	-
KR-501	-9.2	-56.4	8.3 ± 0.8	91.8 ± 0.4	-19.5
KR-502	-11.6	-73.3	0.5 ± 0.5	-	-
KR-503	-11.2	-70.1	15.3 ± 0.7	-	-
KR-504	-10.9	-67.7	9.7 ± 1.0	-	-
KR-505	-9.7	-56.7	0.2 ± 0.3	69.7 ± 0.4	-15.3
KR-506	-11.7	-73.6	-	94.9 ± 0.5	-10.4
KR-507	-11.2	-68.9	-	98.5 ± 0.6	-10.9
KR-508	-11.8	-74.9	4.5 ± 0.9	99.4 ± 0.6	-13.8
KR-510	-12.8	-72.2	6.9 ± 0.7	-	-
KR-511	-12.0	-72.5	-	87.0 ± 0.5	-12.5
KR-512	-12.5	-75.2	-	98.1 ± 0.5	-13.1
KR-513	-12.7	-78.1	-	95.5 ± 0.6	-11.2
KR-514	-9.7	-57.9	-	117.0 ± 0.8	-19.7
KR-515	-12.4	-74.4	-	91.7 ± 0.5	-9.5
KR-516	-10.4	-61.4	-	102.7 ± 0.6	-17.7
KR-517	-9.9	-58.6	-	107.1 ± 0.6	-19.3
KR-518	-10.5	-63.6	0.8 ± 0.6	73.9 ± 0.5	-18.3
KR-519	-12.0	-74.1	-	100.0 ± 0.6	-15.6
KR-r1	-13.2	-82.7	6.1 ± 1.4	-	-
KR-SSD1	-10.6	-66.0	9.1 ± 0.7	103.4 ± 0.6	-17.6
KR-SSD2	-10.8	-66.4	6.9 ± 0.7	109.3	-18.1
KR-SSD3	-11.0	-66.8	8.6 ± 0.9	108.0	-17.5

付表6 水素・酸素安定同位体比、トリチウム濃度、 $\delta^{13}\text{C}$ 分析結果

観測井番号	$\delta^{18}\text{O}(\text{\textperthousand})$	$\delta\text{D}(\text{\textperthousand})$	トリチウム濃度 (T.U.)	$\delta^{13}\text{C}(\text{\textperthousand})$	備考
KR-501	-9.32	-55.93	5.1±1.3	-11.33	
KR-502	-11.46	-73.62	0.3±0.7	-2.86	
KR-503	-11.04	-70.67	7.7±1	-2.60	
KR-504	-10.7	-67.76	8.6±1.2	-5.30	
KR-505	-9.48	-56.85		-14.71	
KR-506	-11.42	-72.93		-6.97	
KR-507	-11.56	-75.04		-6.71	
KR-508	-11.74	-75.34		-14.59	
KR-509	-10.37	-65.59			
KR-510	-11.14	-71.91			
KR-511	-11.8	-76.26		-14.34	
KR-512	-11.94	-77.89			
KR-513	-12	-77.71			
KR-514	-9.44	-57.84			
KR-515	-12.64	-82.38		-12.39	
KR-516	-10.03	-60.22		-19.68	
KR-517	-9.9	-60.96		-11.80	
KR-518	-10.45	-64.23		-19.50	
KR-519	-11.67	-74.51		-15.22	
KR-520	-11.1	-71.58			
KR-A4	-9.57	-60.17			
KR-A6	-9.43	-59.51	6±1.3	-21.19	
KR-A13	-10.76	-67.61		-18.60	
KR-A16	-9.55	-61.08	5.9±0.9		
KR-A18	-9.57	-58.28	7.9±1.8	-20.30	
KR-A19	-9.67	-58.71			
KR-B2	-11.22	-71.06	6.3±1.3	-17.06	
KR-B6	-11.52	-73.11			
KR-B12	-12.1	-77.94	6.6±2.2	-13.87	
KR-B14'	-12.58	-82.9			
KR-B15	-12.48	-79.77	5.6±1		
KR-B17'	-11.88	-75.38	6.6±1.1		

KR-B20	-8.52	-54.09		-21.72
KR-C2	-10.01	-61.95	6±1.5	-19.99
KR-C3	-9.84	-60.41		-20.71
KR-C5	-9.33	-54.72		-21.57
KR-C10	-9.14	-52.38		-20.77
KR-C11	-9.37	-54.95	5.3±1.7	-16.57
KR-C13	-10.81	-66.29		-18.42
KR-C14'	-9.5	-55.58	4.7±0.9	-21.31
KR-C16	-11.46	-65.31		
KR-C17	-11.43	-69.89	3.4±0.3	
KR-C22'	-11.16	-65.71		
KR-C23	-10.16	-60.55		
KR-C24	-12.12	-74.17		
KR-C25	-8.94	-50.53		
KR-D2	-9.68	-60	4.5±1.2	
KR-D3	-9.46	-62.43		-17.78
KR-D5	-10.13	-67.3	4.7±0.9	-21.98
KR-D8	-8.38	-58.29	3.7±1.6	-23.66
KR-D11	-9.62	-60.36		
KR-D12	-9.94	-58.05		-17.93
KR-D13	-9.84	-59.31		
KR-D16	-9.76	-60.01		-20.93
KR-r1	-11.67	-75.67		-9.80
KR-k12	-10.13	-61.77		
KR-k12'	-9.84	-59.75	4.5±1.8	-16.76
KR-n5	-11.98	-78.94		-17.85
KR-n10	-10.14	-63.77		-20.87
KR-n21	-10.05	-61.39		
KR-n23	-9.64	-59.63		-21.08
KR-n31	-12.01	-77.06		
KR-j3	-8.67	-51.82		
KR-j6	-9.34	-55.13	0.6±0.5	
KR-j9	-9.47	-56.98		
KR-j22	-11.84	-75.26		