

博士論文

水質と安定同位体の長期観測データを用いた
地下水涵養線の不確実性に関する研究

Uncertainty of recharge-water line
using long-term observation data of
water quality and stable isotopes

指導教員 手計 太一

富山県立大学大学院 工学研究科 環境工学専攻

学籍番号：1877002

氏名： 松浦 拓哉

提出年月：令和4年（2022年3月）

目次

1 章 背景.....	1
1.1 序論.....	1
1.2 本研究の目的.....	5
1.3 本論文の構成.....	5
2 章 黒部川流域の概要と水文データ, 地形, 表層地質図.....	7
2.1 黒部川流域の概要.....	7
2.2 黒部川流域の水文データ.....	12
2.3 黒部川流域の地質図.....	20
3 章 観測地点と分析方法.....	26
3.1 観測地点と観測期間.....	26
3.2 測定方法と分析方法.....	32
3.3 観測風景.....	37
4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	41
4.1 pH, 電気伝導率の観測結果.....	41
4.1.1 pHの観測結果.....	41
4.1.2 電気伝導率の観測結果.....	45
4.2 溶存イオンの観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	55
4.2.1 溶存イオンの観測結果.....	55
4.2.2 溶存イオンを用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	60
4.3 水温と自噴量の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	64
4.3.1 水温の観測結果.....	64
4.3.2 自噴量の観測結果.....	72
4.3.3 水温を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	74
4.4 放射性同位体の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	79
4.4.1 放射性同位体の観測結果.....	79
4.4.2 放射性同位体を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	81
4.5 水素・酸素同位体比の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	83

4.5.1	酸素同位体比の観測結果.....	84
4.5.2	酸素同位体比を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果.....	92
5章	気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価.....	99
5.1	使用データ.....	99
5.2	分布型水収支モデルの概要.....	99
5.2.1	蒸発散モデル.....	101
5.2.2	表面流出モデル.....	102
5.2.3	地下浸透モデル.....	104
5.2.4	降雪・融雪モデル.....	104
5.2.5	地下水解析モデル.....	105
5.3	黒部川流域の水収支の将来予測結果.....	107
5.4	地下水解析の解析条件と境界条件.....	113
5.5	黒部川扇状地地下水の将来予測結果.....	114
6章	結論.....	117
	謝辞.....	119
	参考文献.....	120

1 章 背景

1 章 背景

1.1 序論

全球の水のうち淡水は 2.5 %と推定され、淡水の 70 %は南極や北極地域の氷や氷河として存在している。そのため、人間が利用できる淡水は地球全体の水の 0.8 %である¹⁾。人間が利用できる淡水は 99 %が地下水であり²⁾、人間が使える淡水のほとんどは地下水に依存している。また、地下水は人々の生活や産業を支える重要な資源であり、約 20 億人の人々が飲料水として利用している。さらに、世界の食料の約 40 %は地下水に依存した灌漑農業で生産されており、地下水は人類にとって必要不可欠な資源である³⁾。近年、地下水は生活用水、農業用水、工業用水に加えて、再生可能エネルギーとして大きなポテンシャルを持つ重要な資源であり、中国、欧米、北欧で利用が拡大している⁴⁾。地下水の再生可能エネルギーとしての使用例は地下水と外気との温度差を利用した道路用消雪や室内冷暖房を行う地中熱利用ヒートポンプ (ground-source heat-pump systems ; GSHP)がある。2020 年の世界中の GSHP の設置数 (約 646 万件)は 2010 年と比較して約 2 倍増加している⁴⁾。日本の GSHP の設置数も増加傾向であり、2015 年の日本の GSHP の設置数 (2230 件)は 2010 年と比較して約 3 倍増加している⁵⁾。

地下水は世界各国で生活用水、工業用水、農業用水、再生可能エネルギーとして多数の用途で利用されているが、地下水の過剰揚水は地下水環境に多大な影響を与える。例えば、地下水の過剰揚水により地下水の塩水化、地盤沈下、井戸枯れといった地下水障害を引き起こし、社会・経済問題に発展する例は、世界中で枚挙にいとまがない。例えば、地盤沈下が生じたことで、農地の亀裂、道路の段差、水道管の破壊、堤防の機能低下、建物の抜け上がり等、多数の被害が発生している^{6), 7), 8), 9), 10), 11)}。沿岸部では、地下水が塩水化し、工業用水としての不適合、農作物への塩害、飲料水として利用できなくなる等、多数の被害が発生している^{12), 13), 14), 15), 16), 17)}。

1 章 背景

近年、地下水障害に加え、土地利用変化や気候変動が地下水環境に大きな影響を与えていると指摘されている。例えば、都市化や市街地化の影響により、森林や水田といった浸透域の面積が減少し、建物や舗装、道路といった不浸透域の面積が増加している。このような土地利用変化に伴い、地表面からの涵養量が減少した結果、地下水位の低下が発生している¹⁸⁾、¹⁹⁾、²⁰⁾。また、気候変動に伴う、気温上昇により融雪時期、消雪時期の早期化が生じた結果、河川流量のピークが数カ月早まると予測されており²¹⁾、²²⁾、²³⁾、河川水が主な涵養源の地下水は河川流量のピークの早期化と同様に地下水位のピークが変化すると予測されている²⁴⁾、²⁵⁾。また、降水頻度の増加により、涵養量が増加し、地下水位が上昇すると予測されている²⁶⁾、²⁷⁾。

地下水は生活用水、工業用水、農業用水といった生活に欠かせない資源であり、GSHP といった再生可能エネルギーとして大きなポテンシャルを持つ重要な資源である。しかし、一度でも地下水の過剰揚水による地下水障害が生じた場合、地下水環境の回復には、極めて長い年月を要する。また、気候変動により河川流量のみではなく、地下水環境にも大きな変化が生じると予測されており、気候変動による地下水環境への影響を評価する必要がある。以上を鑑み、地下水資源の保全、長期的な地下水の利用を考える上で、現況の地下水環境の調査、気候変動による地下水環境への影響評価を行う必要がある。

これまでに世界中で地下水環境を推定する研究は多数行われている。例えば、地下水の流動研究²⁸⁾、²⁹⁾、³⁰⁾、³¹⁾、地下水の滞留時間の研究³²⁾、³³⁾、³⁴⁾、河川と地下水の伏没、湧出機構の研究³⁵⁾、³⁶⁾、³⁷⁾、³⁸⁾、³⁹⁾、気候変動による地下水環境への影響評価⁴⁰⁾、⁴¹⁾、⁴²⁾、⁴³⁾と多数行われている。

Demli et al. (2007)とAdomako et al. (2011)は水温、電気伝導率、溶存イオンの観測結果を用いた多変量統計解析を行った。その結果、地下水は水と岩石の相互作用、滞留時間、帯水層の組成の違いからグループ化し、各々の地下水流動系を推定した⁴⁴⁾、⁴⁵⁾。Yeh et al. (2011)とGautam et al (2018)は地下水と降水の水素・酸素同位体比の観測結果を用いて、地下水の涵養時期、涵養量の季節変化を明らかにした⁴⁶⁾、⁴⁷⁾。

1 章 背景

日本国内でも地下水環境を推定する研究は多数行われている^{48), 49), 50), 51), 52), 53), 54)}。加藤ら(1984)は溶存イオン、水温、pH、電気伝導率を用いて、地下水の涵養源と流動系を明らかにした⁵⁵⁾。宮岡(1995)は溶存イオン、水温、pH、電気伝導率を用いて、灌漑期と非灌漑期で涵養形態が異なることを明らかにした⁵⁶⁾。中屋ら(2009)と利部ら(2011)は水素・酸素同位体比、溶存イオン、放射性同位体を用いて、地下水の涵養源、滞留時間、地下水の流動系を推定した^{57), 58)}。

本研究対象領域である黒部川扇状地の地下水も様々な用途(工業用水、生活用水、消雪揚水)で利用されている。黒部川扇状地の地下水の年間揚水量は1986～1987年の期間では約5600万 m^3 /年であり⁵⁹⁾、2015～2016年の期間では約3200万 m^3 /年⁶⁰⁾と29年間で地下水の年間揚水量は2400万 m^3 /年削減した。しかし、近年、黒部川扇状地では地下水障害が社会問題として顕在化している。扇状地全域の地下水位が統計的に有意に漸減傾向であることや、扇状地全域の地下水位が低下したことにより、沿岸部の一部の地域で地下水の塩水化が進行していることが報告されている^{61), 62), 63)}。また、気候変動により気温が上昇し、降雪量が減少していることも観測されている^{64), 65)}。降雪として降るはずだった分が今日では、降雨に変化しており、気候変動の影響を受けている地域であると言える。今後、地下水を持続的に有効利用するためには、現在の地下水流動状況を科学的な視点で把握することが重要であると考えられる。そのため、本研究では富山県東部に位置する黒部川流域を研究対象領域として選択した。

黒部川扇状地を対象とした地下水環境を推定する研究は多数されている^{66), 67), 68), 69), 70), 71), 72), 73)}。山本・榎根(1971)と丸山(2006)は地下水位、水温、電気伝導率、溶存イオンを用いて、地下水の涵養源、流動を明らかにしている^{74), 75)}。松浦ら(2017)は5年間、pH、電気伝導率、水温、自噴量、溶存イオンを連続的かつ長期的に観測した。その結果、pH、電気伝導率、溶存イオン量は年間を通して一定であり、自噴量、水温については季節変化があることを明らかにした⁷⁶⁾。

1 章 背景

地下水環境を推定する研究は世界中で数多くされているが、本研究では水素・酸素同位体比を用いた地下水涵養線の推定法の不確実性に関して着目した。水素・酸素同位体比を用いた地下水涵養線の推定は観測点が少なく、流域全域もしくは扇状地全域の地下水環境を推定しているとは言い難い。例えば、Taniguchi et al. (1995)は中国黒河流域 (流域面積：9298 km²)において、降水 3 地点、河川水 5 地点、地下水 17 地点の水素・酸素同位体比、電気伝導率を 3 時期の期間で観測し、地下水の流動機構を明らかにしている⁷⁷⁾。Uliana et al. (2007)は Trans-Pecos (流域面積：40000 km²)において、地下水 29 地点の 87Sr/86Sr、溶存イオン、水素・酸素同位体比を観測し、地下水流動の推定をした⁷⁸⁾。Adomako et al. (2011)は Densu 川流域 (流域面積：2564 km²)において、地下水 51 地点の電気伝導率、TDS、pH、水温、溶存イオン、トリチウム、水素・酸素同位体比を観測し、水と岩石の相互作用、地下水の涵養線の推定をした⁴⁵⁾。また、水素・酸素同位体比を用いた地下水環境を推定する研究は灌漑期、非灌漑期の 2 時期⁴⁴⁾や 3 時期、4 時期^{45), 58), 77)}といった特定の期間のみ観測し、地下水環境を推定した結果が多い。一年間を通して、月に一度の頻度で観測した結果、時期により涵養量が異なることも報告されており^{47), 79)}、特定の期間のみの観測では地下水環境を十分に推定しているとはいえない。Wilcox et al. (2004)は 2 年間の観測結果から地下水環境を推定しているが、観測頻度が不定期であるため、連続的にデータが存在しない³⁰⁾。

上記のように、観測結果から地下水流動機構を明らかにする研究は多数行われている。また、観測結果を基に、対象地域をモデル化し、地下水解析を行うことで現況の地下水流動^{80), 81), 82)}、もしくは地下水汚染や地下水障害の実態の把握^{14), 83), 84)}する研究は多数行われている。一方、将来の気候変動における滞留時間が 20~40 年といった循環性の早い地下水へ与える影響に関する研究は世界的にも進んでいないのが実情であり、循環性地下水に関する研究は十分に明らかにされていない。Scibek et al. (2007)は気候変動による地下水位の影響は河川流量のピークの早期化と同様にピークが早まると明らかにしているが、地下浸透量を解析流域一律に与えている²⁵⁾。久富ら (2015)は 4 種類の将来予測データを用いて、気候変動が

1 章 背景

近未来の地下水位に与える影響評価を行っている。その結果、降水量の強度が増加することにより、地下水位が上昇することを示唆しているが、河川からの浸透、地下水の揚水量を考慮していない²⁷⁾。上記のように、気候変動が地下水環境に与える影響評価の研究は科学的な考察は不十分であると言える。

1.2 本研究の目的

本研究の目的は水質と水素・酸素同位体比の大規模水質データを用いて、不確実性を考慮した地下水涵養線の精度を向上させることである。今日まで水素・酸素同位体比を用いた涵養線の推定は数多く行われているが、ある特定の時期もしくは月に一度の頻度で一年間の観測データのみで議論しており、涵養源である河川水、降水の季節変化を無視して地下水の涵養線を推定している^{44), 58), 77)}。しかし、本研究では2014年5月～2017年5月の3年間、月に一度の頻度で水素・酸素同位体比を観測した。また、地下水の水質は2011年3月～2020年10月まで分析・観測した。これら的高密度、高頻度の大規模水質データセットを用いて、不確実性を考慮した新しい地下水涵養線のアルゴリズムを開発した。また、観測結果を基に、定常3次元地下水モデルを用いて扇状地全域の地下水の流動を推定し、気候変動による黒部川扇状地の地下水環境に与える影響を明らかにした。

1.3 本論文の構成

本論文では第2章で研究対象領域である黒部川流域の水文・地質データを示し、第3章では観測概要、分析方法を示した。第4章で6つのトレーサーを用いた扇状地地下水の涵養線の推定結果を示した。第5章では気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価の結果を示した。第4章と第5章の構成を簡潔に紹介する。

第4章ではpH、電気伝導率、溶存イオン、水温、放射性同位体、水素・酸素同位体比をトレーサーとして用いて黒部川扇状地地下水の涵養線の推定をした。黒部川流域全域での

1 章 背景

高密度、高頻度の水質観測・分析を実施した結果、河川水の pH、電気伝導率は流域全域での時空間変化の幅が小さくトレーサーとして利用できないことが明らかになった。一方、水温、溶存イオン、放射性同位体、水素・酸素同位体比はトレーサーとして利用できることを明らかにした。この4つの手法を用いて、地下水の涵養源を推定した。第4章1節では pH と電気伝導率の観測結果を示した。第4章2節では溶存イオンを用いた、主成分分析を行い、扇状地地下水の涵養源を推定した。第4章3節では標高と水温の関係を用いた涵養源の推定方法を示した。第4章4節では地下水の滞留時間を用いて水理学的に透水係数を算出した。透水係数の概算値と現場揚水試験・簡易揚水試験の結果の類似性から扇状地地下水の涵養源を推定した。第4章5節では水素・酸素同位体比を用いて扇状地地下水の涵養源を推定した。既往研究で提案されている地下水涵養線の手法と季節変化やダム貯水池の影響による湖蒸発、扇状地内の降水浸透の影響を考慮した地下水涵養線の手法の結果を比較し、地下水涵養線の精度向上を試みた。

第5章では、数値実験を用いた気候変動による黒部川扇状地の地下水環境に与える影響を評価した。本研究では分布型水収支モデルと地下水解析モデルを結合したカップリングモデルを開発し、数値実験を行い、気候変動が地下水環境に与えた影響を明らかにした。

2 章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

2.1 黒部川流域の概要

図 1 は黒部川流域の標高と降水量，降雪量，積雪深，河川流量，地下水位の観測地点である。表 1 は各観測所の観測諸元である。黒部川は富山県北東部に位置し，標高 2924 m の鷲羽岳に源を発し，幹川流路延長 85 km，流域面積 682 km²の河川である。河床勾配は山間部が 1/5～1/80，扇状地が 1/80～1/120 である⁸⁵⁾。黒部川は世界の河川に比べて流下距離が短く，河床勾配が大きい日本屈指の急流河川である（例えば，ナイル川は流路延長 6700 km，河床勾配は 1/5000⁸⁶⁾，利根川は流路延長 322 km，河床勾配 1/175⁸⁷⁾）。そのため，黒部川流域の下流域では黒部川によって運搬された粒径の大きい砂礫 (ϕ : 2 ～50 mm)が堆積し，本研究対象領域である黒部川扇状地を形成している。黒部川扇状地は，扇頂部から河口までの距離が 13.4 km，面積は 96 km²で，同心円的な等高線を示す扇形をしている⁸⁸⁾。

図 2 は 2016 年の黒部川流域の土地利用分類図である⁸⁹⁾。黒部川流域の土地利用は森林 79.55 %，水田 8.10 %，荒地及びその他の用地 6.69 %，建物用地，道路及び鉄道 3.02 %，河川及び湖沼 2.36 %，その他の農用地 0.04 %である。宇奈月ダム湖より上流は国有林が広がっており，黒部川流域の大部分が森林である。図 3 は黒部川流域における 1976～2016 年までの 8 時期の土地利用分類図の推移である⁸⁹⁾。1976 年の水田の面積は 71.08 km²である。しかし，2016 年の水田の面積は 61.76 km²であり，40 年間で水田面積が 9.32 km²減少している。一方，荒地，建物用地，道路，鉄道の面積は 40 年間で 18.45 km²増加しており，市街地化が進行している地域である。以上より，愛本より上流域では 40 年間で土地利用形態は変化が少ないが，愛本より下流域では大きく土地利用形態が変化している地域である。

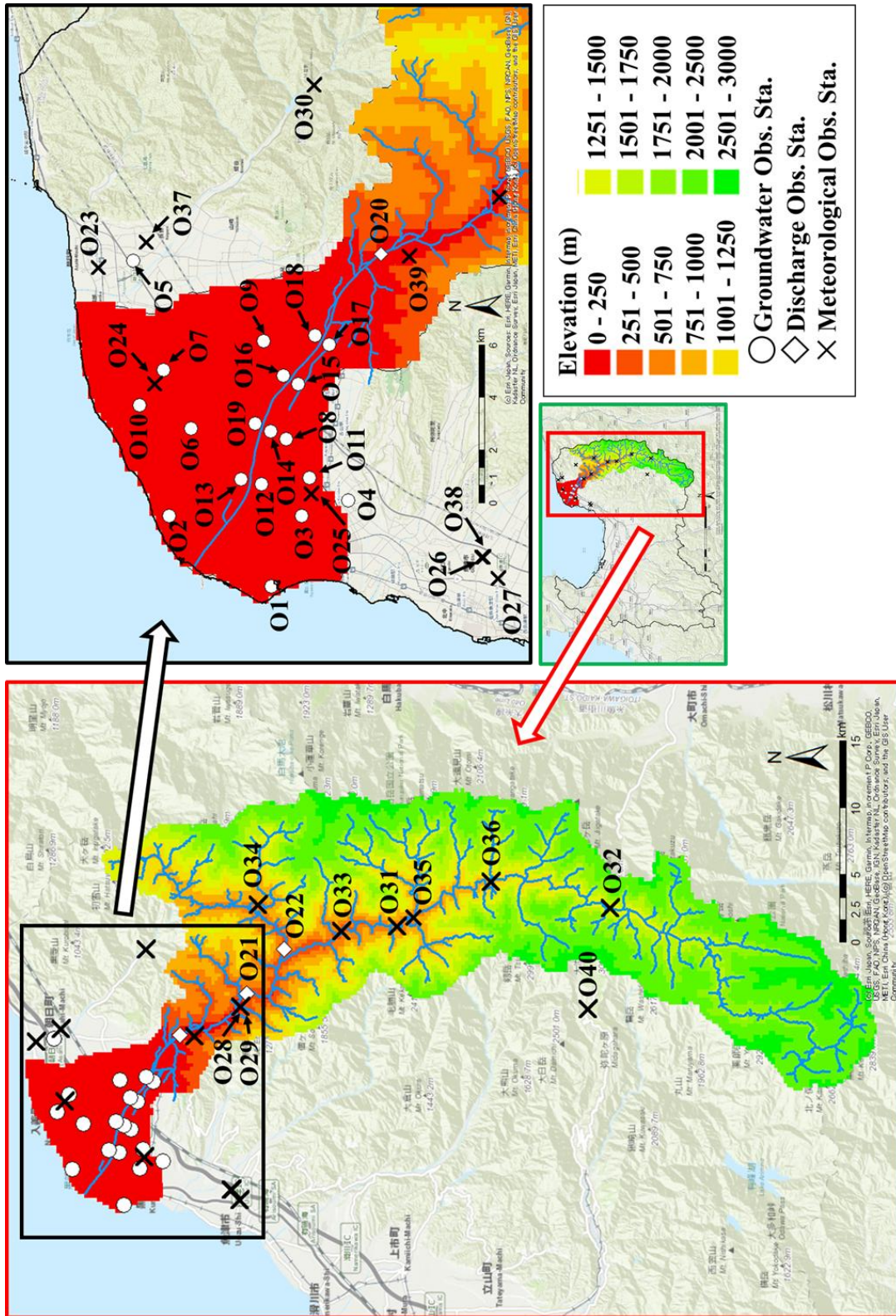


図1 黒部川流域の標高と降水量、降雪量、積雪量、河川流量、地下水水位の観測地点

2章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

表1 黒部川流域の地下水位(a)，河川流量(b)，降雪量，積雪量，気温，降水量(c)の観測所一覧

(a)

No.	観測地点名	経度	緯度	標高	管理者	観測項目	観測開始年
地下水位							
O1	生地	137.42	36.89	1	富山県	地下水位	1976
O2	園家	137.45	36.93	2	富山県	地下水位	1976
O3	金屋	137.45	36.88	16	富山県	地下水位	1976
O4	三日市	137.45	36.87	19	富山県	地下水位	1976
O5	月山	137.56	36.94	23	富山県	地下水位	1976
O6	青木 ^{※1}	137.48	36.92	26	富山県	地下水位	1976
O7	入勝	137.51	36.93	28	富山県	地下水位	1976
O8	五郎八(県)	137.48	36.89	47	富山県	地下水位	1976
O9	小摺戸(県)	137.52	36.90	70	富山県	地下水位	1976
O10	入善海岸出張所	137.49	36.94	8	国土交通省	地下水位	2003
O11	黒部川出張所	137.46	36.88	18	国土交通省	地下水位	2003
O12	杓掛	137.46	36.90	21	国土交通省	地下水位	1978
O13	飯野	137.46	36.90	23	国土交通省	地下水位	1978
O14	五郎八(国)	137.48	36.89	37	国土交通省	地下水位	1973
O15	若栗	137.50	36.88	60	国土交通省	地下水位	1978
O16	小摺戸(国)	137.51	36.89	61	国土交通省	地下水位	1978
O17	浦山	137.52	36.87	88	国土交通省	地下水位	1979
O18	浦山新	137.52	36.88	92	国土交通省	地下水位	1979
O19	上飯野	-	-	-	国土交通省	地下水位	1974

(b)

No.	観測地点名	経度	緯度	標高	管理者	観測項目	観測開始年
河川流量							
O20	愛本	137.56	36.86	124	国土交通省	河川流量	1952
O21	宇奈月(D)	137.59	36.81	190	国土交通省	河川流量	1970
O22	黒薙(D)	137.63	36.79	282	国土交通省	河川流量	1999

2章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

(c)

No.	観測地点名	経度	緯度	標高	管理者	観測項目	観測開始年
気象データ							
O23	泊	137.55	36.95	13	富山県	降雪量，積雪深，気温	1974
O24	入善	137.50	36.93	24	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O25	黒部	137.46	36.88	28	富山県	降雪量，積雪深，気温	1980
O26	魚津消防	137.43	36.82	48	富山県	降雪量，積雪深，気温	1986
O27	魚津(T)	137.42	36.82	48	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O28	宇奈月 ^{※2}	137.58	36.82	230	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O29	宇奈月温泉	137.58	36.82	230	富山県	降雪量，積雪深，気温	1981
O30	小川	137.63	36.88	250	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O31	小屋平	137.65	36.71	536	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O32	黒部湖	137.66	36.57	1459	富山県	降雪量，積雪深，気温	1973
O33	猫又	137.64	36.75	358	国土交通省	降雨量	1977
O34	黒薙	137.67	36.80	509	国土交通省	降雨量	1978
O35	樺平	137.66	36.70	690	国土交通省	積雪深	2001
O36	仙人谷	137.68	36.65	853	国土交通省	降雨量	1953
O37	朝日	137.56	36.94	43	気象庁	降雪量，積雪深，気温，降水量	1980
O38	魚津(JMA)	137.43	36.82	48	気象庁	降雪量，積雪深，気温，降水量	1980
O39	宇奈月(JMA)	137.56	36.85	160	気象庁	気温，降水量	1984
O40	立山 ^{※3}	137.58	36.58	2291	気象庁	気温，降水量	1976

※1：「O6.青木」は2014年9月に観測終了，※2：「O28.宇奈月」は2007年4月に観測終了，※3：「O39.立山」は2010年3月に観測終了

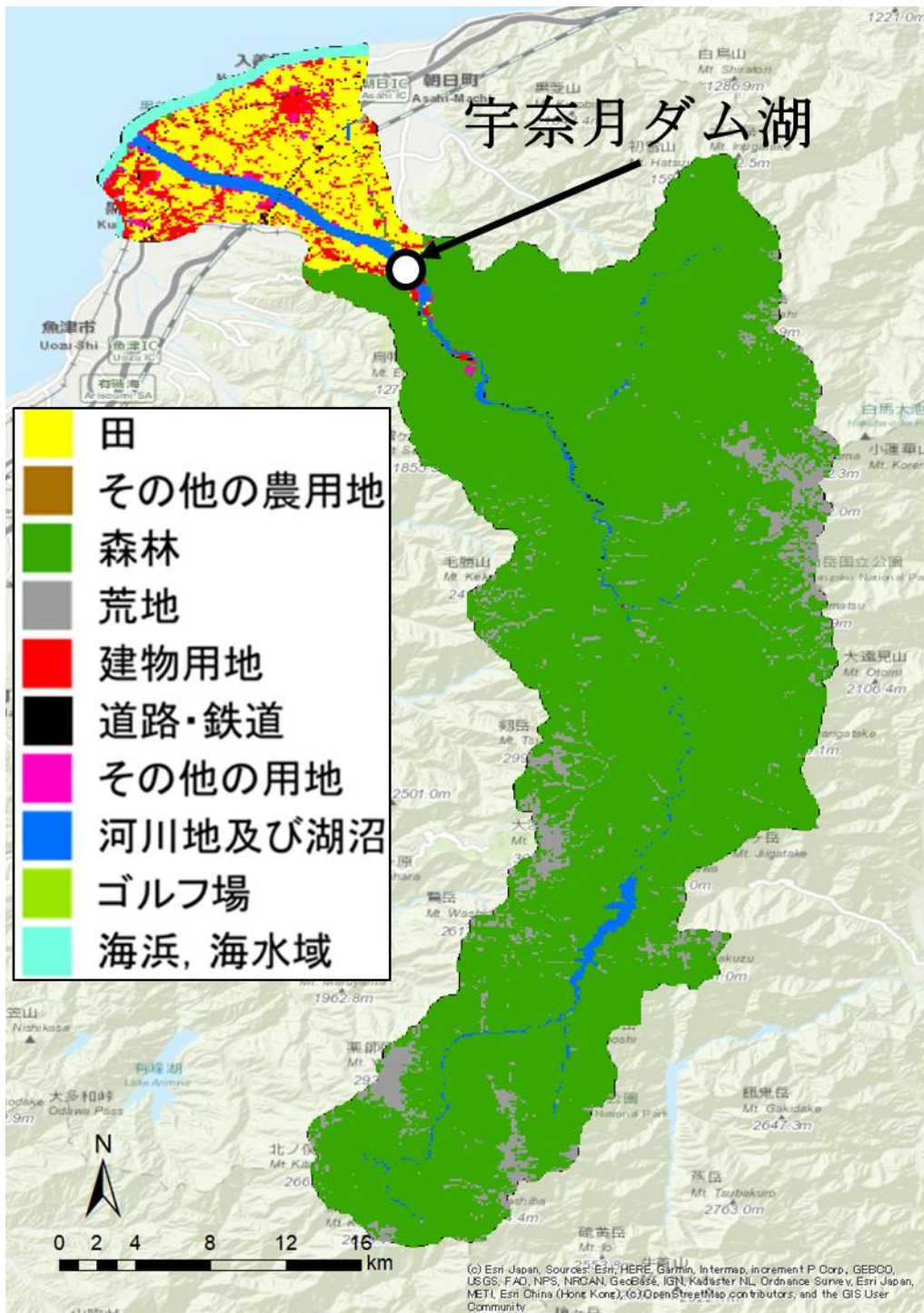


図2 2016年の黒部川流域の土地利用分類図⁸⁹⁾

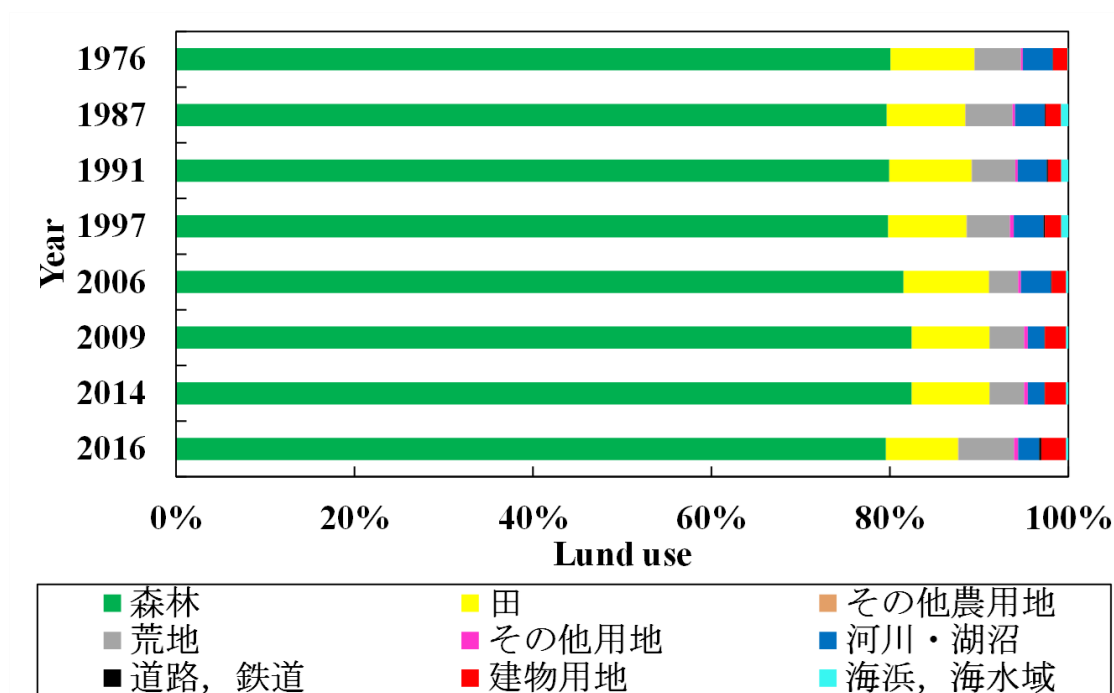


図3 黒部川流域における8時期の土地利用分類図の推移⁸⁹⁾

2.2 黒部川流域の水文データ

図4は1973~2019年の黒部川扇状地における月平均地下水位の経年変化である(図1, 表1(a)). 「O6. 青木」は2014年9月に観測が終了している. 黒部川扇状地の地下水位は全体的に極端に経年的な増減傾向は見られない. 地下水位のような水文気象データは変動成分が独立しており正規分布とみなせないためノンパラメトリック手法の一つである Mann-Kendall 検定を用いてトレンド分析を行った⁹⁰⁾. Mann-Kendall 検定の帰無仮説 H_0 は n 個のデータ (X_1, X_2, \dots, X_n) が独立で同一の確率分布に従う. このとき, 次の統計量 S を定義する.

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(X_j - X_k) \quad (1)$$

ここに,

$$\text{sign}(\theta) = \begin{cases} 1, & \theta > 0 \\ 0, & \theta = 0 \\ -1, & \theta < 0 \end{cases} \quad (2)$$

統計量 S の分散は, 次式のとおりである.

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} \left(n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n e_i(e_i-1)(2e_i+5) \right) \quad (3)$$

ここに, e_i はデータ $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$ を昇順に並べたとき, 同じ値が連続して出現する個数を表し, n はその組数を表す. これらから, S を基準化した標準統計量 Z を次式より算定する.

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad (4)$$

ここで, 有意水準を α としたとき, 標準正規変量 Z が $|Z| > z_{1-\alpha/2}$ のとき仮説 H_0 は棄却される. また, $S > 0$ のとき, 水文時系列資料 X_i は上昇傾向であることを示し, $S < 0$ の時は減少傾向であることを示す.

図5は国土交通省と富山県が観測している観測井19地点(図1, 表1(a))の月平均地下水位を用いた, Mann-Kendall 検定結果の空間分布である. Mann-Kendall 検定で利用した期間は1973~2019年である. 「O1. 生地」, 「O2. 園家」, 「O3. 金屋」, 「O10. 入善海岸出張所」, 「O12. 沓掛」, 「O13. 飯野」, 「O14. 五郎八(国)」, 「O15. 若栗」, 「O16. 小摺戸(国)」, 「O17. 浦山」, 「O18. 浦山新」, 「O19. 上飯野」の12観測井については, 有意水準1%以下で有意に減少傾向であった. 一方, 「O4. 三日市」, 「O7. 入膳」, 「O11. 黒部川出張所」の3観測井については, 有意水準1%以下で有意に増加傾向であった. 近年, 暖冬により, 降雪量, 積雪深が減少した結果, 消雪揚水の使用が減少し, 地下水位が見かけ上, 上昇していると考えられる. 「O5. 月山」, 「O6. 青木」, 「O8. 五郎八(県)」, 「O9. 小摺戸(県)」の4観測井につ

2章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

いては，有意性のある増減傾向は得られなかった．Mann-Kendall 検定をした結果，優位に減少している地点，優位に増加している地点，優位性のある増減傾向が得られなかった地点が得られた．その代表地点として，「O1. 生地」，「O4. 三日市」，「O8. 五郎八 (県)」の3地点における2012年4月～2017年3月までの各年の日平均地下水位の時系列を図6に示す．

「O1. 生地」は年間を通して地下水の変化が激しい(図6(a))．これは，黒部川扇状地沿岸部は自噴帯であり，年間を通して地下水が自噴している結果である．「O4. 三日市」は12～3月にかけて地下水位の変動が大きい(図6(b))．12～3月にかけて地下水位が大きく変動する要因は消雪揚水として地下水を利用しているからである．「O4. 三日市」は黒部市の中心街であり，毎年，12～3月にかけて消雪揚水として大量に地下水を揚水しているため，地下水の変動が大きくなったと考えられる．「O8. 五郎八 (県)」は，4～6月にかけて地下水位が上昇し，12～3月にかけて地下水位が減少する季節変化が確認された(図6(c))．河川近傍の地下水位の変化は愛本の河川流量の変化と良く対応していると報告されている⁷⁵⁾．「O8. 五郎八 (県)」は黒部川の近傍に位置しているため(図5)，河川流量の影響を強く受けているものと考えられる．Mann-Kendall 検定による統計解析を行った結果，河川からの影響を強く受けている地点を除いた地点では統計的に有意に地下水位が漸減傾向であることが明らかになった．

図7は2013年8月，2014年2月に実施した一斉地下水位観測結果を基に描いた地下水位等高線図である⁹⁾．地下水位の観測地点数は左岸9地点，右岸10地点の計19地点であり，触針法による手観測で一斉観測した．図7より，8月の地下水位(赤線)は40mより低い地点で黒部川の河道付近において地下水位等高線がやや右岸側へ凸状に突き出た形状を示している．一方，2月の地下水位(青線)は30mより低い地点でその特徴を示している．2014年2月と2013年8月の結果を比較すると，8月の地下水位は扇状地全域で約5m高い結果であるが，両者とも地下水位等高線が右岸側へ凸状に突き出ており，年間を通して右岸側へ地下水が流動していると考えられる．8月の河川流量は2月の河川流量と比較して多く，ま

2章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

た，水田に水を張っているため，河川や水田からの涵養が多いことにより地下水位が高くなったと考えられる．地下水位等高線図から地下水流動を推定した結果，4つの地下水流動系が明らかになった．1つ目は扇頂部の河川から浸透し，右岸側を北北西に流動する地下水（図7中の①の線），2つ目は扇中部の河川から浸透し，右岸側を北西に流動する地下水（図7中の②の線），3つ目は扇中部の河川から浸透し，左岸側を西方向に流動する地下水（図7中の③の線），4つ目は段丘面に位置しており，各段丘面および背後の山地の降水が涵養源であり，黒部川が涵養源である地下水流動と傾向が異なる地下水（図7中の④の線）である．

図8は2017年1～12月の「O38. 魚津 (JMA)」 (AMeDAS)の降水量と「O20.愛本」の河川流量，「O35. 樺平」の積雪深の経日変化である．黒部川流域の降水量は梅雨前線，秋雨前線による影響で6～7月と8月末～10月にかけて降水量が多い．また，12～3月にかけては山間部では降水量のほとんどが降雪である．その結果，黒部川の河川流量は毎年，3月末～5月の時期に，12～3月の期間で積雪した山間部の雪が溶け，雪解け水として河川に流出し，河川流量を増加させる．また，梅雨前線，秋雨前線といった降水量が多い時期も河川流量が増加する季節変化がある．

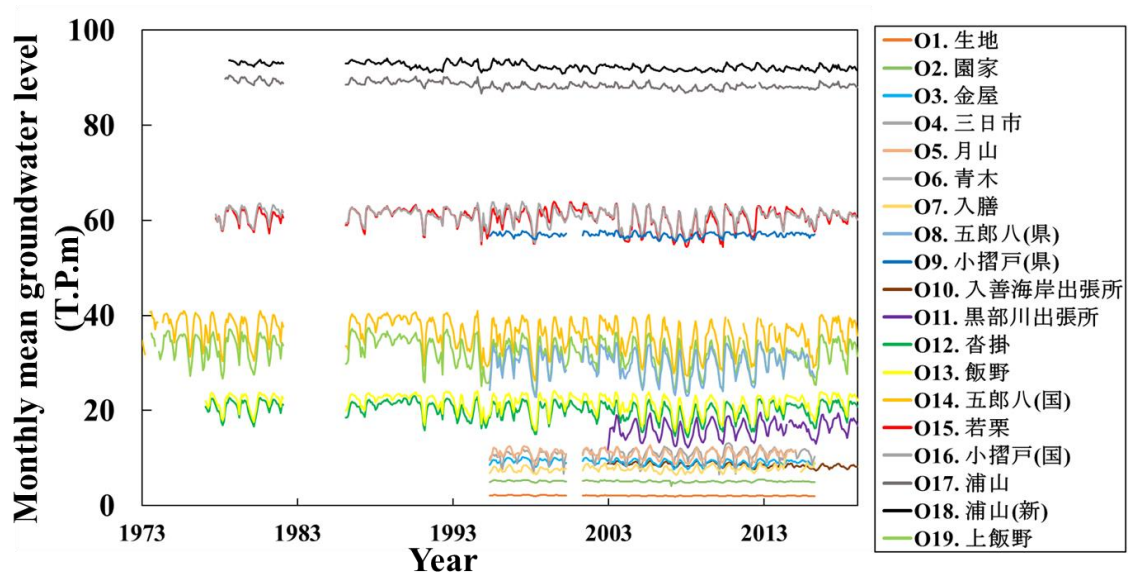


図4 1973～2019年の黒部川扇状地における月平均地下水位の経年変化

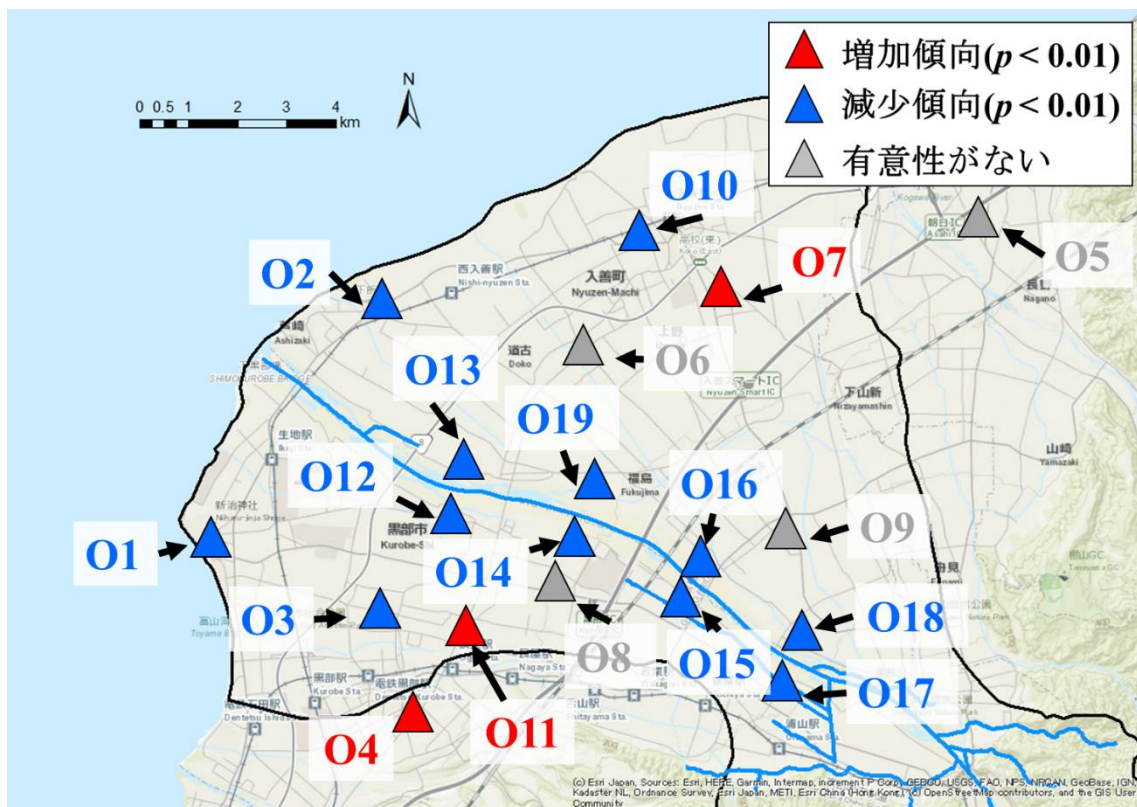


図5 1973～2019年の黒部川扇状地の月平均地下水位の Mann-Kendall 検定結果の空間分布

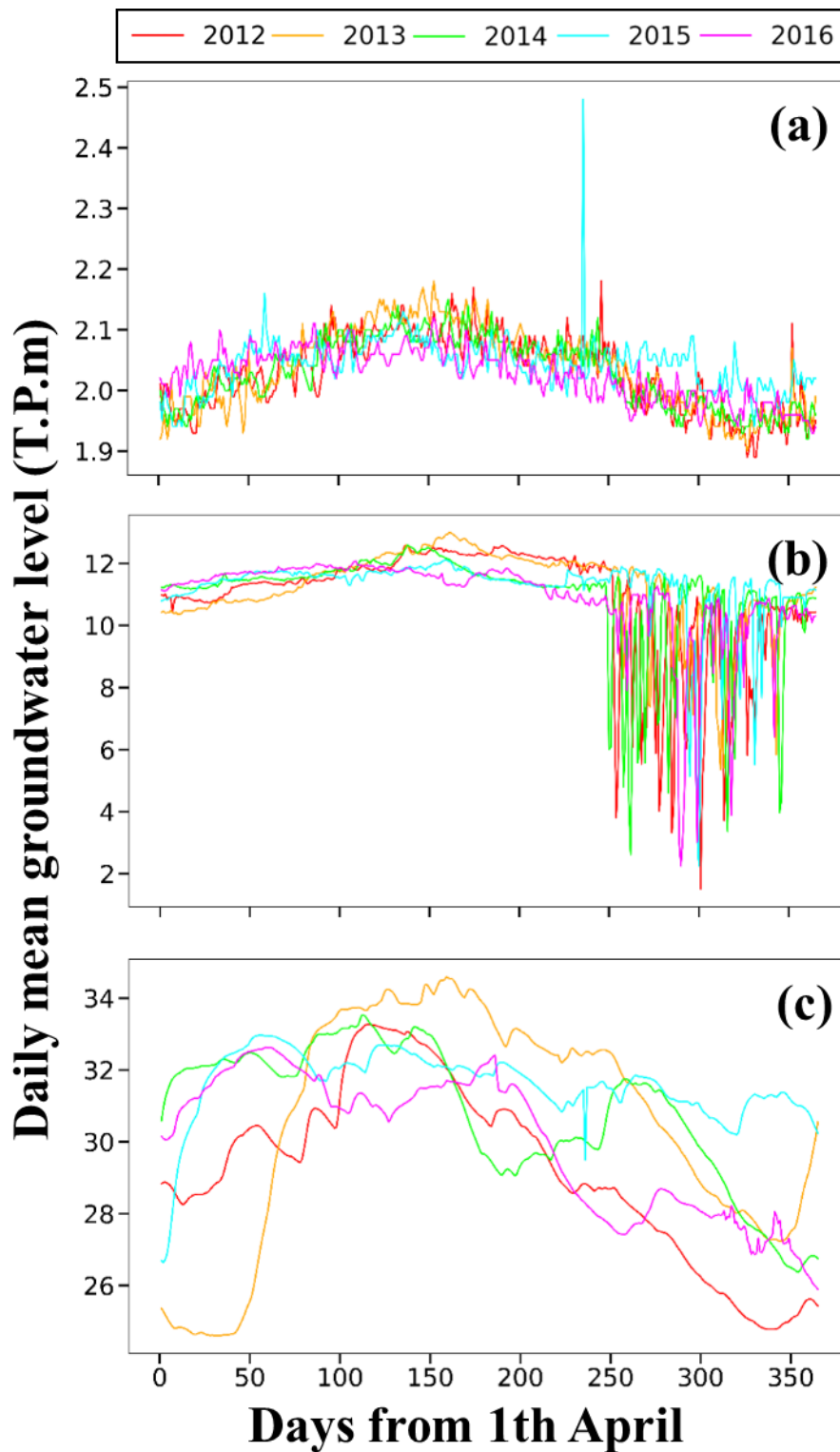


図6 「01. 生地(a)」、「04. 三日市(b)」、「08. 五郎八(県)(c)」の3地点における2012年4月～2017年3月までの各年の地下水位の経日変化

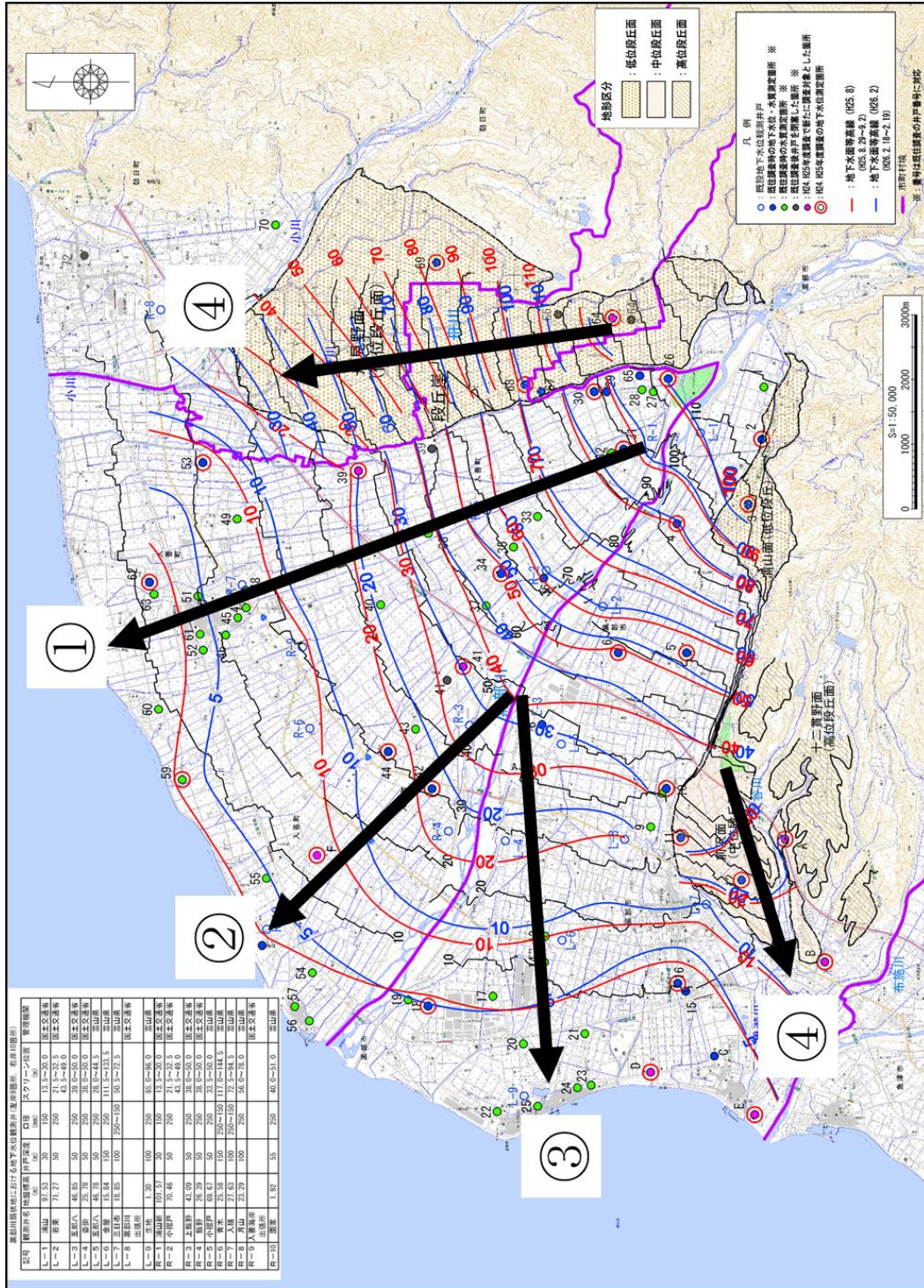


図7 2013年8月と2014年2月の左岸9地点、右岸10地点における地下水観測結果を基に描いた地下水水位等高線図⁹⁾

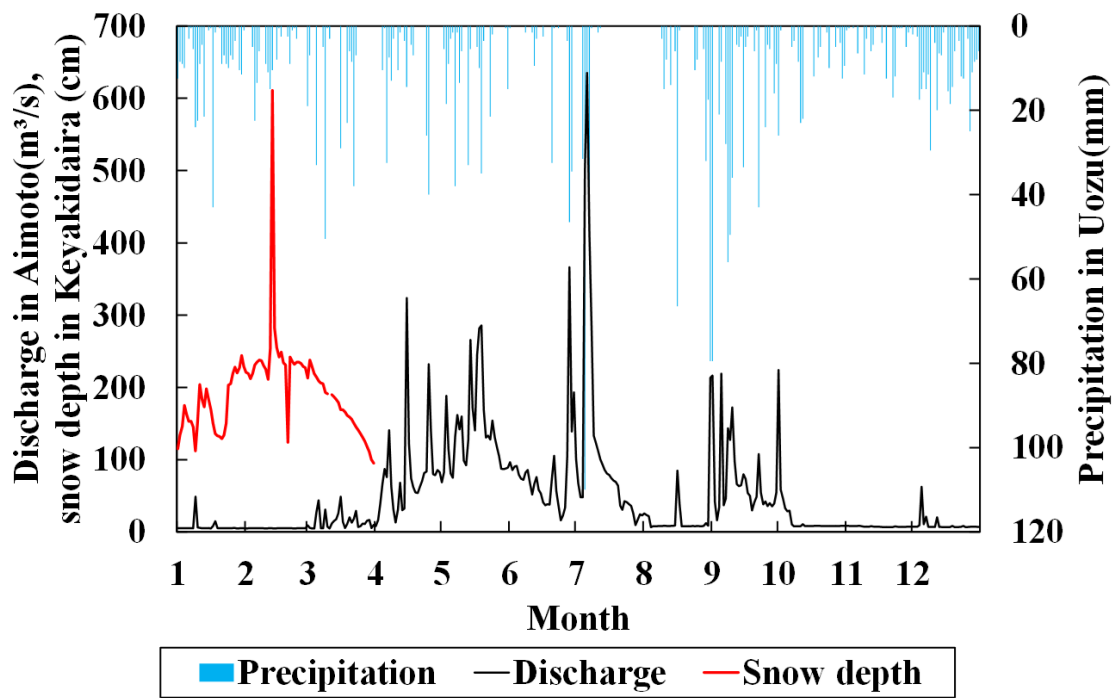


図8 2017年1~12月の「038. 魚津 (JMA)」の降水量と「020. 愛本」の河川流量, 「035. 樺平」の積雪深の経日変化

2章 黒部川流域の概要と水文データ，地形，表層地質図

2.3 黒部川流域の地質図

図9は黒部川流域の地質図である^{92), 93)}。黒部川流域の山間部は，中生代と第四紀の火成岩である花崗岩，花崗閃緑岩から形成されており，黒部川扇状地は第四紀の扇状地堆積物である砂礫層に覆われている(図9(a))。黒部川扇状地は東側に舟見野面(低位段丘面)，西側に浦山面(低位段丘面)，前沢面(中位段丘面)，十二貫野面(高位段丘面)の段丘面が存在する(図9(b))。黒部川扇状地の旧河道は右岸，左岸に幾筋にも分かれており，過去に黒部川が左右に流路を変遷していたことが分かる。黒部川扇状地の主な帯水層は，現扇状地堆積物(sg・Or)，更新世の古扇状地堆積物(g1～g3相当)，呉羽山層(g4)の砂礫・礫層であり，扇頂部から扇中央部付近の現扇状地堆積物(sg・Or)，古扇状地堆積物(g1～g3相当)中には不透水層となる連続性の良い粘土層はほとんど分布しない。また，黒部川扇状地の現扇状地堆積物は扇状地全体で，深度約0～100mまで概ね一様に堆積している⁷³⁾。図10は黒部川扇状地に位置する清水庵(扇端部)，青木(扇中央部)，浦山(扇頂部)の柱状図である。それぞれの柱状図を作成した観測井の位置を図9(b)に示す。浦山(扇頂部)と青木(扇中央部)は玉石，砂利，礫が主体であり，不透水層となる粘土層が分布しておらず，深度150mまで一連の帯水層として存在し，不圧地下水を有している。一方，清水庵(扇端部)は砂，礫が主体であり，深度64.5～69.0mと80.5～82.0mに粘土層が存在しているため，当該粘土層に挟まれた礫質の被圧帯水層から地下水が自噴している。扇端部は清水庵の柱状図のように粘土層が分布しており，自噴帯を形成している。また，粘土層に挟まれた透水性の高い砂礫層を通り，海底にも湧水帯を形成している⁹⁴⁾。

黒部川扇状地の地下水環境を把握するためにこれまでに実施された現場透水試験・簡易揚水試験によって得られた透水係数を空間補間して可視化した。表2は透水係数を算出する際に利用した井戸台帳の一覧である。2017年12月末日までに6つの台帳に登録されていた既設井戸1462本の中から，現場透水試験・簡易揚水試験と位置データが記載されている352本の井戸データを利用して透水係数を算出した。透水係数の算出方法は，式(8)を利用

して算出した⁹⁵⁾.

$$S_w = S_p - S_n \quad (5)$$

$$q = \frac{Q_c}{S_w} \quad (6)$$

$$T = 1.22 \times q \quad (7)$$

$$k = \frac{T}{H} \quad (8)$$

ここで, S_w は揚水水位降下量 (m), S_p は揚水水位 (m), S_n は自然水位 (m), T は透水量係数 (m^2/s), q は比湧出量 (m^2/s), H は有効ストレナ長 (m), k は透水係数 (m/s), Q_c は揚水量 (m^3/s)である. 図 11 は算出した透水係数と自然水位の関係である. 自然水位からわかるように, 本研究で用いたデータは一点を除いて地表面から 30 m 以浅の浅井戸であり, 現扇状地堆積物の帯水層の透水係数を算出した.

観測値が得られた限られた地点の値を用いて, 広範囲な空間の状況を把握する場合には一般的に空間内挿が行われる. これまでに多くの内挿法が提案されており, 本研究では逆距離加重法, Kriging 法, Natural Neighbor 法, スプライン法を利用した. 本論文では一番確からしい Kriging 法を用いた結果のみを示す. Kriging 法の手法は以下の通りである.

Kriging 法は観測点と補間点の距離に限らず, 補間点周辺の観測値の空間的關係によって内挿する手法である. Kriging に先立って, 観測点の測定値からセミバリオグラムを推定する. セミバリオグラムの算出方法は次式の通りである⁹⁶⁾.

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2 \quad (9)$$

ここで, $Z(x_i)$ は i 番目の位置における観測井の透水係数, n は距離 h で隔てられた観測点のペアの数, h は観測点間隔である. Kriging 法の内挿における最適の重みは式 (10) によって算出されたセミバリオグラムを利用する. Kriging 法は補間点に対する補間値を求める際, その周辺の n 個の観測値の重み付き移動平均を利用する.

$$Z(S_o) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (10)$$

ここで, λ_i は加重パラメータ, S_o は補間点の位置, N は観測井の数である.

図 12 は現場透水試験・簡易揚水試験によって算出された透水係数を Kriging 法で内挿補間した透水係数の空間分布である. 黒部川扇状地を形成している現扇状地堆積物の透水係数は概ね 0.05~0.1 cm/s であり, 透水性が非常に高い. 一方, 高位段丘面 (十二貫野面), 中位段丘面 (前沢面)の透水係数は 0.051~0.05 cm/s であり, 現扇状地堆積物より 1 桁以上透水係数が小さい結果が得られた. 現扇状地堆積物の砂礫層は表土が 3 m と薄く (図 10), 透水性が高い (図 12)ことから, 黒部川扇状地では地表面から地下への浸透する度合いが大きくなる. そのため, かつては扇状地面での水田耕作は水漏れが激しいことで知られていた. そこで, 1951~1960 年にかけて, 赤土を水と混合し用水路を通して流下させて水田に客土する流水客土事業が行われた. その結果, 水田からの漏水はかなり減少した⁹⁷⁾.

2章 黒部川流域の概要と水文データ, 地形, 表層地質図

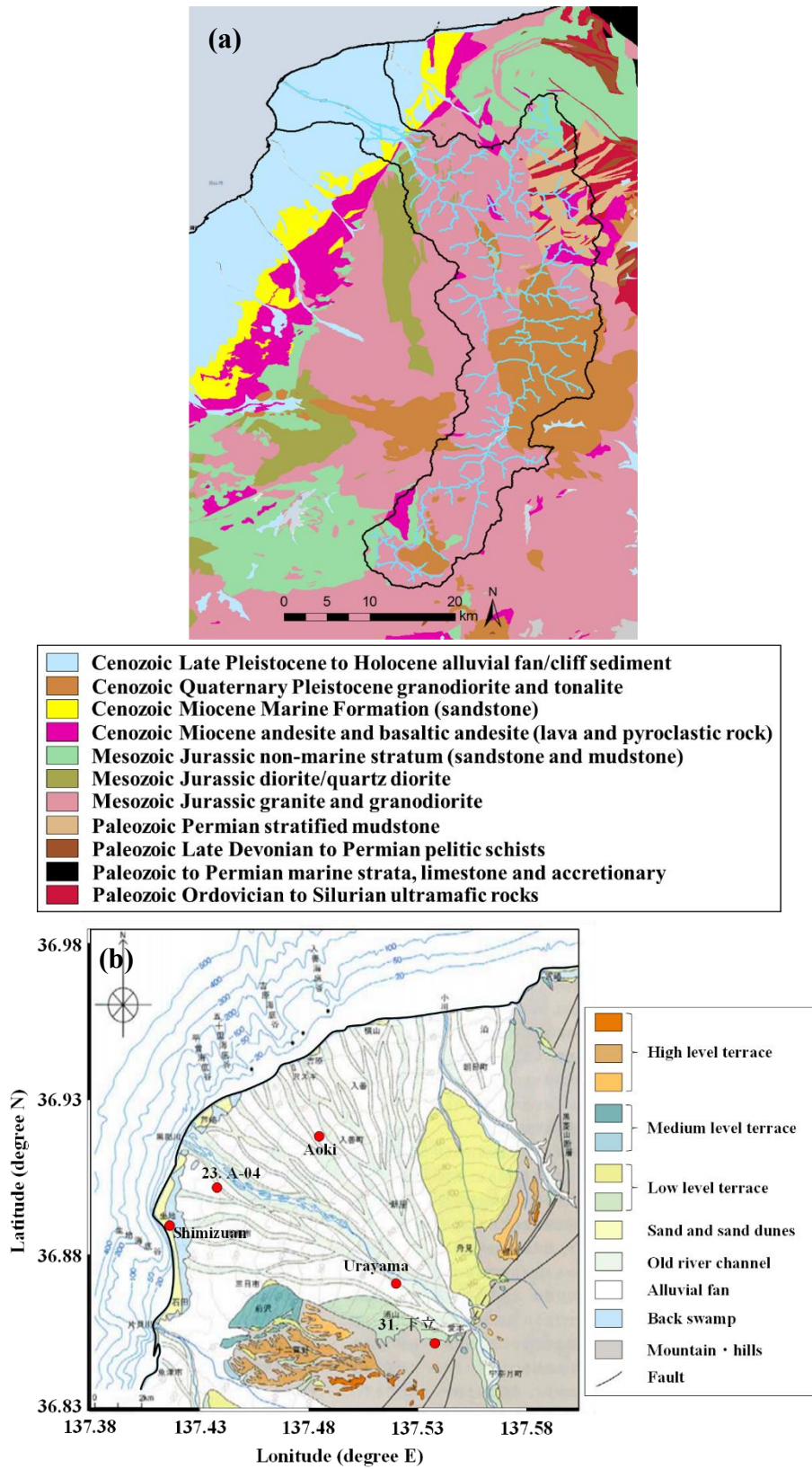


図9 (a)黒部川流域とその周辺の表層地質図⁹²⁾. (b)黒部川扇状地の地形分類図⁹³⁾と柱状図を作成した観測井戸,「23. A-04」と「31. 下立」の観測位置

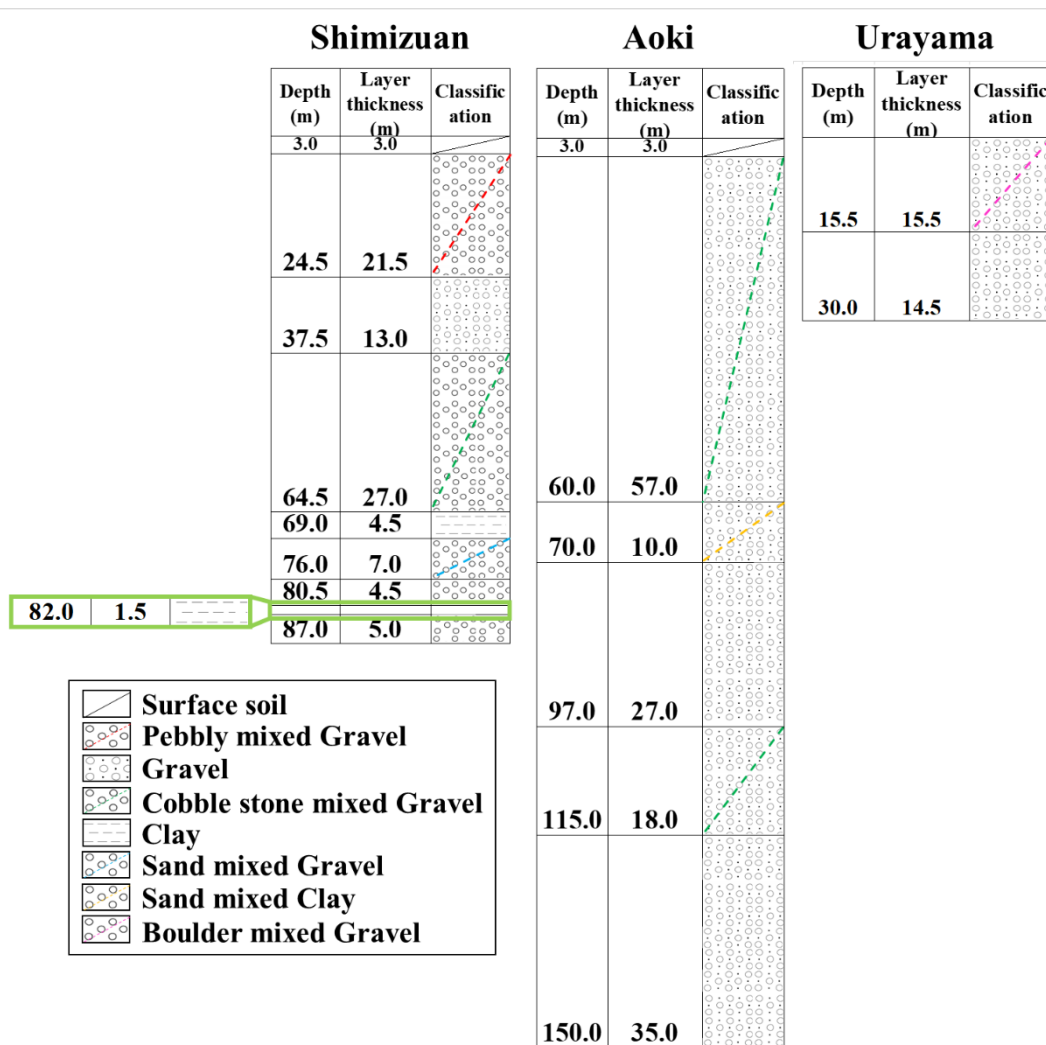


図 10 扇状地の扇端部(清水庵), 扇央部(青木), 扇頂部(浦山)の柱状図

表 2 透水係数を算出する際に利用した井戸台帳一覧

台帳名	所管
富山県柱状図	富山県
富山県地下水位及構造図集第4集	富山県
富山県地下水位及構造図集第5集	富山県
全国地下水(深井戸)資料台帳【黒部市】	黒部市
全国地下水(深井戸)資料台帳【入善町】	入善町
入善町消雪施設台帳	入善町

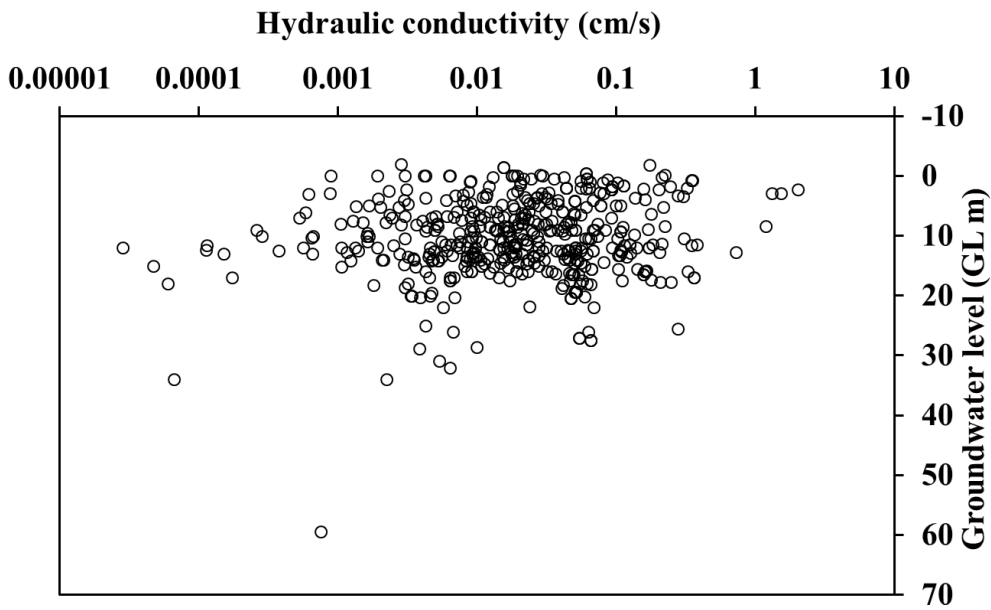


図 11 352本の井戸データを用いて算出した透水係数と自然水位の関係

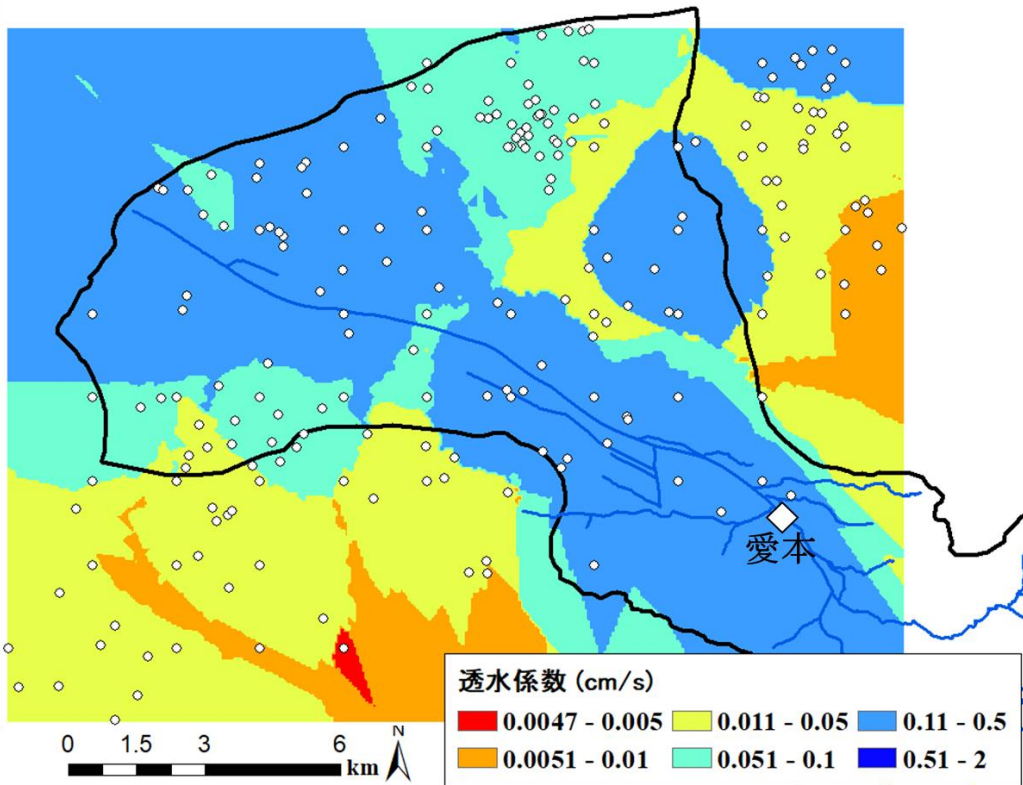


図 12 Kriging法を用いた黒部川扇状地の透水係数の空間分布 (○：透水係数の観測井)

3章 観測地点と分析方法

3.1 観測地点と観測期間

図 13 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の期間で観測をした地下水、河川水、降水、温泉水、湖水の観測地点である。表 3 は各観測地点の観測諸元と観測項目である。本研究では、黒部川源流域 (標高 2546 m)～下流域 (標高 1 m)までの 85 km 区間、地下水 34 地点、河川水 32 地点、降水 4 地点、湖水 3 地点、温泉水 2 地点の観測をした (図 13, 表 3)。観測期間はそれぞれ異なっており、地下水、河川水は 2011 年 4 月～2020 年 6 月、湖水、温泉水は 2014 年 5 月～2020 年 6 月、降水は 2015 年 8 月～2018 年 5 月の期間で観測をした。図 14 は各観測地点の緯度と標高の関係である。観測地点については、標高を基準に地域I (190 m 未満)、地域II (190～1600 m)、地域III (1600 m 以上)の 3 地域に分類した (図 13, 図 14)。地下水、降水は地域IIに偏っているが、河川水は源流域～下流域までの 85 km 区間で満遍なく観測をした。「34. 玉殿の湧水」は立山断層破碎帯から湧き出す地下水であり、立山連峰に位置し、黒部川流域外にあるため (図 13)、地域IIに位置する他の地点と比較して、標高が高い。

地下水、河川水、湖水の観測頻度は地域ごとに異なっており、地域I (地下水 : No. 1～31, 河川水 : No. 35～38)は月に一度である。地域II (地下水 : No. 32～34, 河川水 : No. 39～54 (No. 46～49 は 2015 年 10 月, No. 52～54 は 2014～2019 年 (2017 年を除く)の期間の毎年 8 月), 湖水 : No. 73, No. 74 (No. 75 は 2014～2019 年 (2017 年を除く)の期間の毎年 8 月)は、毎年 5～11 月の期間で月に一度の頻度で観測した。毎年、12～3 月の冬季の 4 カ月間は、雪の影響により交通アクセスが運休するため観測をすることができなかった。地域III (河川水 : No. 55～66)では、2014～2019 年 (2017 年を除く)の期間の毎年 8 月に、河川水のみ観測をした (2019 年は 7～9 月の期間) (図 13, 表 3)。

降水の水素・酸素同位体比の観測は黒部川扇状地の 4 カ所 (No. 67～70)で採水を行った (図 13, 表 3(c))。黒部川扇状地の降水の水素・酸素同位体比を面的に把握するために扇頂

3章 観測地点と分析方法

部 (「70. 宇奈月図書館」), 扇央部 (「68. 黒部市役所」, 「69. 黒部図書館」), 扇端部 (「67. 黒部美術館」) で採水をした。水素・酸素同位体比は相変化により同位体比が変化する⁹⁸⁾。水が蒸発する際, 小さい水素・酸素同位体比を含む水分子が選択的に蒸発し, 大きい水素・酸素同位体比を含む水分子が液相中に残留する。そのため, 残留する水は水素・酸素同位体比の濃縮が進み, 水素・酸素同位体比が大きくなる。従って, 降水の採水時には蒸発に細心の注意を払って観測をする必要がある。本研究では, 蒸発を防止する構造の装置を作成した。水面にアクリル板を置くことで水面からの蒸発を防いだ (写真1)。降水装置を各観測所に設置し, 降水の採水をした。降雪が観測された日を含む降水は, 蒸発の可能性があるので, 本研究の議論から除外した。

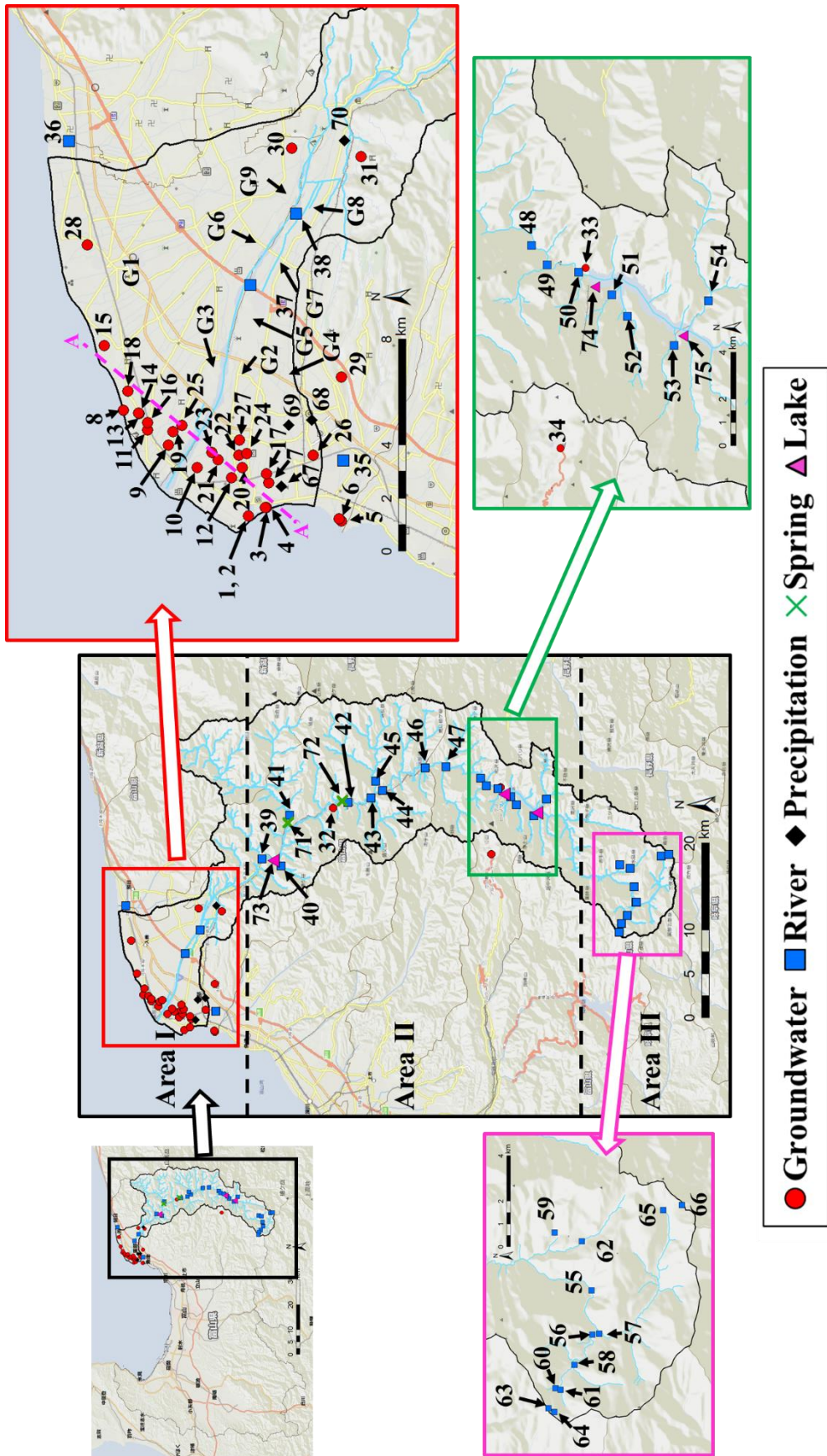


图 13 2011年4月～2020年6月の黒部川流域に位置する地下水 (○), 河川水 (□), 降水 (◇), 温泉 (×), 湖水 (△)観測地点

3章 観測地点と分析方法

表3 2011年4月～2020年6月の期間観測を実施した黒部川流域に位置する地下水(a),
河川水(b), 降水, 温泉水, 湖水(c)の位置座標, 標高, 観測項目

(a)

No.	観測地点	地域	経度	緯度	標高 (m)	観測項目								
						pH	EC	水温	自噴量	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C	溶存イオン
地下水														
1	清水庵(深)	I	137.415	36.893	1	○	○	○		○	○	○		○
2	清水庵(浅)	I	137.415	36.893	1	○	○	○	○	○	○			○
3	神田	I	137.418	36.887	2	○	○	○						○
4	絹	I	137.418	36.887	2	○	○	○						○
5	大島(内)	I	137.414	36.861	2	○	○	○	○	○	○			○
6	大島(外)	I	137.414	36.862	2	○	○	○	○	○	○			○
7	高志野	I	137.427	36.886	3	○	○	○		○	○			○
8	五十里	I	137.451	36.935	3	○	○	○						○
9	高畠	I	137.439	36.920	4	○	○	○	○					○
10	飛騨	I	137.432	36.910	4	○	○	○	○	○	○			○
11	下飯野	I	137.444	36.927	4	○	○	○	○					○
12	YKK丸屋根	I	137.428	36.899	4							○		
13	高瀬(西)	I	137.450	36.930	5	○	○	○	○					○
14	高瀬(東)	I	137.450	36.930	5	○	○	○	○	○	○	○		○
15	杉沢	I	137.473	36.942	5	○	○	○	○	○	○	○		○
16	五社之社	I	137.447	36.927	5	○	○	○	○					○
17	宝石の水	I	137.430	36.887	6							○	○	
18	神子沢	I	137.458	36.934	6	○	○	○	○					○
19	蛇沢	I	137.444	36.918	6	○	○	○	○	○	○			○
20	I-07	I	137.432	36.895	6	○	○	○	○	○	○			○
21	C-06	I	137.434	36.903	6	○	○	○	○	○	○			○
22	H-05	I	137.436	36.896	8	○	○	○	○	○	○			○
23	A-04	I	137.437	36.905	8	○	○	○	○	○	○			○
24	I-04	I	137.436	36.893	8	○	○	○	○	○	○			○
25	五郎八	I	137.446	36.915	8	○	○	○	○					○
26	天神新	I	137.436	36.871	9							○		
27	H-01	I	137.441	36.896	11	○	○	○		○	○			○
28	君島	I	137.507	36.948	14							○		
29	前沢	I	137.462	36.861	40	○	○	○	○	○	○	○	○	○
30	墓ノ木	I	137.540	36.878	107							○		
31	下立	I	137.537	36.855	172	○	○	○	○	○	○			○
32	鐘釣	II	137.651	36.735	448	○	○	○		○	○			○
33	黒部ダム展望台	II	137.665	36.568	1509	○	○	○		○	○			○
34	玉殿の湧水	II	137.596	36.577	2424	○	○	○		○	○			○

3章 観測地点と分析方法

(b)

No.	観測地点	地域	経度	緯度	標高 (m)	観測項目							
						pH	EC	水温	自噴量	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C
河川水													
35	黒瀬川	I	137.434	36.861	5	○	○	○	○	○			○
36	小川	I	137.543	36.954	7	○	○	○	○	○			○
37	黒部川橋	I	137.494	36.892	56	○	○	○	○	○			○
38	新川黒部橋	I	137.518	36.877	86	○	○	○	○	○			○
39	宇奈月ダム直下	II	137.591	36.813	194	○	○	○	○	○			○
40	尾の沼	II	137.588	36.796	248	○	○	○	○	○			○
41	黒薙	II	137.629	36.785	305	○	○	○	○	○			○
42	鐘釣(河川水)	II	137.651	36.730	421	○	○	○	○	○			○
43	樺平(合流後)	II	137.659	36.697	554	○	○	○	○	○			○
44	樺平(合流前)	II	137.658	36.697	557	○	○	○	○	○			○
45	祖母谷川	II	137.664	36.697	617	○	○	○	○	○			○
46	仙人ダム	II	137.685	36.645	864					○	○		○
47	十字峡	II	137.686	36.624	958					○	○		○
48	鳴沢	II	137.674	36.588	1204					○	○		○
49	内蔵助谷出合	II	137.666	36.582	1221					○	○		○
50	黒部ダム直下	II	137.663	36.570	1279	○	○	○	○	○			○
51	タンボ沢	II	137.655	36.558	1450	○	○	○	○	○			○
52	御山谷	II	137.646	36.552	1454	○	○	○	○	○			○
53	中ノ谷	II	137.635	36.534	1460	○	○	○	○	○			○
54	針ノ木谷	II	137.652	36.521	1502	○	○	○	○	○			○
55	B沢	III	137.562	36.431	1859	○	○	○	○	○			○
56	薬師沢	III	137.547	36.429	1915	○	○	○	○	○			○
57	薬師沢(本川)	III	137.546	36.428	1917	○	○	○	○	○			○
58	左又	III	137.533	36.437	2040	○	○	○	○	○			○
59	温泉	III	137.585	36.445	2048	○	○	○	○	○			○
60	左又出合(左岸)	III	137.525	36.443	2084	○	○	○	○	○			○
61	左又出合(右岸)	III	137.524	36.443	2084	○	○	○	○	○			○
62	岩苔乗越	III	137.582	36.434	2107	○	○	○	○	○			○
63	沢水	III	137.515	36.446	2324	○	○	○	○	○			○
64	太郎平	III	137.515	36.446	2325	○	○	○	○	○			○
65	源流	III	137.594	36.402	2391	○	○	○	○	○			○
66	三俣	III	137.596	36.395	2546	○	○	○	○	○			○

(c)

No.	観測地点	地域	経度	緯度	標高 (m)	観測項目							
						pH	EC	水温	自噴量	$\delta^{18}\text{O}$	δD	^3H	^{14}C
降水													
67	黒部美術館	I	137.425	36.882	1.9					○	○		
68	黒部市役所	I	137.448	36.871	18.2					○	○		
69	黒部図書館	I	137.446	36.879	19.8					○	○		
70	宇奈月図書館	I	137.543	36.860	122.2					○	○		
温泉水													
71	黒薙(温泉水)	II	137.629	36.786	288	○	○	○	○	○			○
72	鐘釣(温泉水)	II	137.651	36.731	433	○	○	○	○	○			○
湖水													
73	宇奈月ダム湖	II	137.589	36.796	248	○	○	○	○	○			○
74	黒部湖	II	137.658	36.564	1438	○	○	○	○	○			○
75	渡り船乗り場	II	137.639	36.530	1452	○	○	○	○	○			○

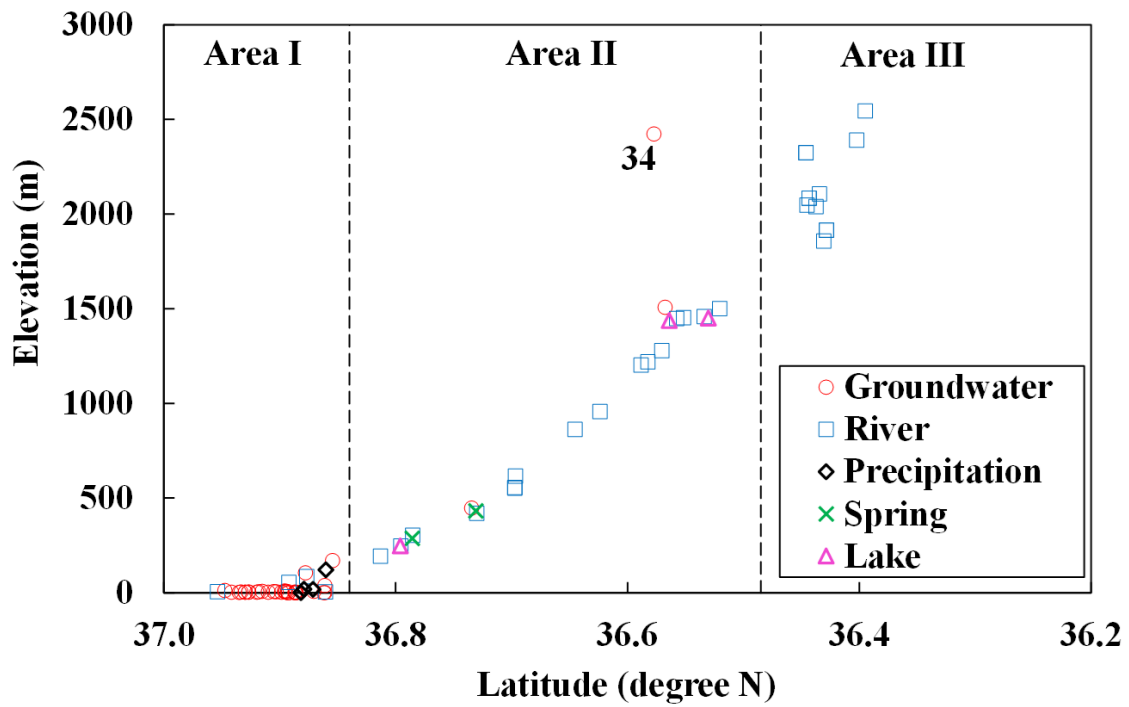


図 14 2011 年 4 月～2020 年 6 月の黒部川流域に位置する地下水(○), 河川水(□), 降水(◇), 温泉水(×), 湖水(△)の観測地点の緯度と標高の関係



写真 1 黒部川扇状地の降水の採水に使用した降水装置

3章 観測地点と分析方法

3.2 測定方法と分析方法

地下水、河川水、湖水、温泉水の観測項目は pH、電気伝導率、水温、水素・酸素同位体比、溶存イオン (10 項目: ナトリウムイオン (Na^+), アンモニウムイオン (NH_4^+), カリウムイオン (K^+), マグネシウムイオン (Mg^{2+}), カルシウムイオン (Ca^{2+}), 塩化物イオン (Cl^-), 硝酸イオン (NO_3^-), 硫酸イオン (SO_4^{2-}), 総アルカリ度, 二酸化ケイ素 (SiO_2)) である (表 3).

また、黒部川扇状地に位置する地下水 15 地点において、自噴量を測定し、2013 年 9 月にトリチウム 9 地点、放射性炭素 2 地点の観測をした (表 3(a)). 降水の観測項目は水素・酸素同位体比のみである (表 3(c)).

pH、電気伝導率、水温は現地観測の際に測定した。本研究では、ポータブル型水質計 (HORIBA 社製 LAQUAactD-70/ES-70) を用いた。pH の測定方法はガラス電極法である。ガラス電極法の原理はガラス電極と比較電極の 2 本の電極を用いて、この 2 つの電極の間に生じた電位差を測定することで pH を測定する方法である。内部液は 3.33 mol の KCl を用いた。また、観測日の前日に pH4 フタル酸塩、pH7 中性リン酸塩、pH9 ホウ酸塩で校正をした。電気伝導率の測定方法は交流 2 極法である。交流 2 極法の原理は個の極板を平衡に設置し、両極板に交流電流を流すことで測定する方法である。両極板に交流電流を流した際、水試料中の陽イオンと陰イオンがそれぞれ陰極および陽極方向に泳動し、イオン電導により電流が流れる。この際の両極間の電気抵抗 R は以下のように表される。

$$R = r \times \frac{l}{a} = rJ \quad (11)$$

ここで、 R は電気抵抗 (Ω)、 r は電気抵抗率 (Ωm)、 a は極板の面積 (m^2)、 l は極板間の距離 (m)、 J はセル定数 (m^{-1}) である。電気抵抗率は電流の流れにくさを示す指標であり、電気抵抗の逆数で示されるため、式 (12) を用いて算出される。

$$L = \frac{J}{R} \quad (12)$$

ここで、 L は電気伝導率 (mS/m) である。電気伝導率は式 (13) より 25 °C の換算値を算出

3章 観測地点と分析方法

している.

$$K_{25} = \frac{K_t}{1+\alpha(t-25)} \quad (13)$$

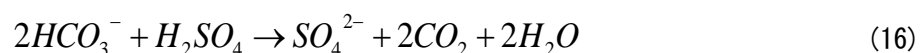
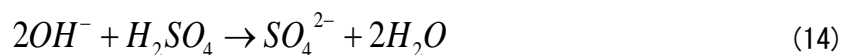
ここで、 K_{25} は25℃の電気伝導率、 K_t は t ℃の電気伝導率、 α は温度係数である. 本研究での温度係数は2%/℃を用いた.

自噴量の測定方法は15 Lの容器が満水になるまでの時間を3回測定し、その平均値を自噴量とした.

表4は水温ロガーと電気伝導率ロガーを設置した観測地点、観測期間、測定間隔である.

「20. I-07」, 「21. C-06」, 「22. H-05」, 「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」の6地点(図13, 表3(a))で2013年11月8日から水温ロガー(HOBO水温ロガーPro v2)と電気伝導率ロガー(HOBO U24-001 電気伝導率ロガー)を用いて連続観測を開始した. ロガーの測定間隔は2013年11月8日~2014年1月23日までは5分であり, 2014年7月9日~2020年11月27日までは10分である. 「7.高志野」では, 2011年12月21日から水温ロガー(HOBO水温ロガーPro v2)を用いた連続観測を開始した. ロガーの測定間隔は5分である.

溶存イオンは, 現地観測の際に250 mlのポリ瓶に採水し, 実験室に持ち帰り分析を行った. 総アルカリ度は滴定法を用いて分析を行った. 総アルカリ度の測定原理はMR混合指示薬を用いて, 0.01 mol/Lの硫酸で中和滴定する方法であり, pHが4.8になるまで滴定した. 原理を次式に示す.



硫酸の滴定量から次式を用いて, 試料1 L中の総アルカリ度を算出し, $CaCO_3$ の質量濃度として表した.

3章 観測地点と分析方法

$$CaCO_3(mg/L) = a \times \frac{1000}{l} \times 1 \quad (17)$$

ここで、 a は硫酸の滴定量 (mL), l は検水 (mL) である。硫酸のファクターは 1 である。

二酸化ケイ素はモリブデン黄吸光光度法を用いて測定を行った。二酸化ケイ素の測定原理は溶解しているケイ素が pH 1.2 付近においてモリブデン酸アンモニウムと作用して生じるモリブデン黄の緑黄色を吸光光度分析法により測定し、ケイ素濃度を求める方法である。ケイ酸標準液 0~10 ml を段階的に吸光度で測定し、検量線を作成した。試料の吸光度を作成した検量線に照らし、次式を用いて 1 L 中の二酸化ケイ素を算出した。

$$SiO_2(mg/L) = a \times \frac{1000}{l} \quad (18)$$

ここで、 a はケイ酸量 (mL), l は検水 (mL) である。

それ以外の溶存イオン濃度は孔径 0.22 μ m のメンブレンフィルターでろ過した後、イオンクロマトグラフを用いて測定した (陽イオン: Thermo ICS1600, 分離カラム IonPac CS12A, 溶離液 20 mmol/L メタンサルホン酸, サプレッサー CSRS500, 陰イオン: Thermo ICS1600, 分離カラム IonPac AS22, 溶離液 4.5 mmol/L Na_2CO_3 /1.4 mmol/L $NaHCO_3$, サプレッサー ADRS600)。イオンクロマトグラフは溶離液を移動相とし、これを一定の流量で送る送液ポンプ、イオン成分を分離するためにイオン交換樹脂が充填されたカラム、分離されたイオン成分を検出する検出部で構成される。本研究で使用した検出器は電気伝導度検出器であり、検出器セル内の電極間を通過する液中でイオン化している成分のみ検出するものである。イオンクロマトの測定原理はカラム内でイオン成分が吸着と脱離を繰り返すことにより、イオン成分が分離され、そのイオン成分を電気伝導度検出器で測定することで溶存イオンを測定する方法である。イオン成分の分離の原理はイオンの価数, 半径, 疎水性の違いにより、分離される速度が異なるため、カラムを通過する間にイオン成分毎に分離される。分離されたイオン成分は使用するカラムや溶離液の条件により、保持時間が決まっており、イオン成分毎に一定である。また、ピークのレスポンスの大きさはイオン成分毎に異なるが、濃

3章 観測地点と分析方法

度に依存するため、標準液を測定し、検量線を作成することで、水試料の溶存イオンを測定することができる。

水素・酸素同位体分析は水同位体分析計 (L2120-i, Picarro, CA, USA)を用いて、波長スキャンキャビティリングダウン分光法で測定した。波長スキャンキャビティリングダウン分光法の原理はレーザー光が気体中を透過する際の強度の減衰を測定することで $H_2^{16}O$ と $H_2^{18}O$ あるいは $HD^{16}O$ と $H_2^{16}O$ のモル濃度が得られ、式 (19), (20) によって水素・酸素同位体比を算出する方法である。

$$R_{18O} = \frac{H_2^{18}O}{H_2^{16}O} \quad (19)$$

$$R_D = \frac{HD^{16}O}{H_2^{16}O} \quad (20)$$

従来、水素・酸素同位体比の分析を行う場合、質量分析法が用いられていた。質量分析法では試料を気体に変換する必要があり、試料を気体に変換できない場合、水素・酸素同位体比は測定できない。例えば、地下水や河川水といった水試料を分析する場合、水素同位体比は金属ウラン還元法で調整された水素ガス、酸素同位体比は二酸化炭素平衡法によって調整された二酸化炭素に変換して分析を行っている。しかし、波長スキャンキャビティリングダウン分光法はこのような複雑な前処理が必要なく、分析時間が短く (1 サンプル 54 分)、必要なサンプル量 (0.3 ml) が少なく測定することができる⁹⁹⁾。黒部川流域の水素・酸素同位体比を長期的かつ面的に測定し、大規模データセットを作成するために、従来の質量分析法ではなく、複雑な前処理の必要がなく、短時間に分析が可能な波長スキャンキャビティリングダウン分光法を採用した。水素・酸素同位体比の測定結果は標準試料 (VSMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water) からの千分率偏差である δ 値 (‰) で表され、次式の通りである。

$$\delta = \left(\frac{R_{sample}}{R_{VSMOW}} - 1 \right) \quad (21)$$

ここで、 δ は同位体比、 δ 値が δD の時、 R は $^2H/^1H$ である。 δ 値が $\delta^{18}O$ の時、 R は $^{18}O/^{16}O$ である。 R_{VSMOW} は IAEA (International Atomic Energy Agency : 国際原子力機関) が定めた標準

3章 観測地点と分析方法

物質 (VSMOW), *sample* は測定する水試料である。測定精度は δD が $\pm 0.11 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ が $\pm 0.06 \text{ ‰}$ 以下である。

本研究で利用した放射性同位体は、トリチウムと放射性炭素の 2 種類である。トリチウム、放射性炭素の分析は地球科学研究所に依頼した。トリチウムの分析方法は液体シンチレーションカウンターである。測定原理は携行試薬と界面活性剤を溶かした有機溶媒に水試料を混合し、放射性の作用で発生した蛍光を光電子倍增管で計測する方法である。地下水や降水といった低トリチウム濃度を分析する際、電気分解によるトリチウムの濃縮操作が必要である。水試料を電気分解すると水素ガスと酸素ガスが生成される。水素ガスになる際の反応速度は ^1H , ^2H , トリチウムの順番であり、軽い水素ほど早く電気分解が進む。そのため、電気分解することで、残留する水試料にはトリチウムが濃縮される。電解濃縮の手法は SPE 電解濃縮法とアルカリ電解濃縮法が提案されており、本研究では、アルカリ電解濃縮法を用いた。まず、水試料中の不純物除去のため蒸留した後、蒸留試料に電解質として、過酸化ナトリウムを加え電解溶液を作成した。その後、電解溶液中に鉄とニッケルを用いた金属電極を浸し、電解濃縮を行った。電気分解によって 20 倍に濃縮後、低バックグラウンド液体シンチレーションカウンター (Aloka model LB5)により β 線を測定し、採水日におけるトリチウム濃度を算出した。トリチウムの検出下限値は 0.3 TU である。トリチウム濃度の単位は TU が用いられ、水素原子 10^{18} 個中のトリチウム原子数で表す。

トリチウム分析の結果に鑑み「17. 宝石の水」, 「29. 前沢」 (図 13, 表 3(a))で放射性炭素の分析を行った。放射性炭素の分析方法は加速器質量分析法 (AMS)である。1 Lにつき 1.2 g の塩化ストロンチウムを加え、水試料中の無機炭素を炭酸ストロンチウムとして沈殿させた。沈殿物は中性になるまで洗浄し、乾燥させた後、リン酸と反応させ二酸化炭酸ガスを抽出した。得られた二酸化炭素ガスを精製した後、コバルト触媒を用いて $600 \text{ }^\circ\text{C}$ に加熱し炭素ターゲットを作成し、ターゲットの同位体比を加速器質量分析計により測定した。測定値は 1950 年を基準とした放射性炭素年代 (year B.P.)である。

表4 水温ロガーと電気伝導率ロガーで連続観測を実施した地点と観測期間、測定間隔

No.	観測地点	観測期間	測定間隔
7	高志野	2011/12/21 - 2020/6/24	5 min.
20	I-07	2013/11/8 - 2014/1/22	5 min.
		2014/7/9 - 2017/3/7	10 min.
21	C-06	2013/11/8 - 2014/1/22	5 min.
		2014/7/9 - 2020/6/24	10 min.
22	H-05	2017/9/26 - 2020/6/24	10 min.
23	A-04	2013/11/8 - 2014/1/22	5 min.
		2014/7/9 - 2020/6/24	10 min.
24	J-04	2013/11/8 - 2014/1/22	5 min.
		2014/7/9 - 2020/6/24	10 min.
27	H-01	2013/11/8 - 2014/1/22	5 min.
		2014/7/9 - 2020/6/24	10 min.

3.3 観測風景

写真2は毎月実施している地域Iの観測風景である。「7. 高志野」、「10. 飛驒」等の自噴井は直接、地下水を採水、現地観測をした。一方、「24. J-04」、「27. H01」等の不圧地下水はポンプ(大起理化工業株式会社製 DIK-670B-A1)を用いて揚水し、採水、現地観測をした。「7. 高志野」や「24. J-04」はロガー系を設置しているため(表4)、毎月調査をするたびにデータを回収した。地域Iの「36. 小川」、「38. 新川黒部橋」は橋の上からバケツを投げ、河川水を採水した後、現地観測をした。写真3は地域IIの観測風景である。4~11月の期間、毎月観測をした。毎年8月のみ2泊3日で山小屋に宿泊し、観測を行った。その際、黒部湖の流入口付近にある「53. 中ノ谷」、「54. 針ノ木谷」、「75. 渡り船乗り場」の採水を行った。その3地点は宿泊施設である「ロジックろよん」から採水場所まで片道約10kmであり、徒歩で採水場所まで移動した。写真4は地域IIIの観測風景である。毎年8月に黒部川流域の河川水、

3章 観測地点と分析方法

地下水の一斉観測の際、薬師岳登山口 (折立)から登山道に入り、源流部まで登山をし、採水した。



写真2 毎月実施している地域Iの観測風景



写真3 地域Ⅱの観測風景

3章 観測地点と分析方法



写真4 地域Ⅲの観測風景

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.1 pH, 電気伝導率の観測結果

4.1.1 pHの観測結果

図15, 図16は2011年4月～2020年6月の地域Iと地域IIに位置する河川水, 地下水のpHの経月変化である。観測地点番号は図13, 表3に対応している。河川水, 地下水ともにpHは, 地域I, 地域IIとも, 明確な季節変化がない。図17は沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と観測期間のpHの平均値の関係である(図13中の破線)。浅部の地下水(採水深度: 5m)と「7. 高志野」を除いた地下水は河川から離れるにつれpHが低下する結果となった。これは, 河川から離れるにつれ, 河川の寄与率が低下し, 降雨の寄与率が増加したことが要因であると考えられる。

図18は2011年4月～2020年6月までの河川水のpHの箱ひげ図である(下から, 最小値, 25%値, 中央値, 75%値, 最大値である。以下同様である。)。河川のpHの上昇要因はアルカリ性排水の流入, 海水の流入, 河床付着性藻類の光合成によるpHの変化の3ケースがある¹⁰⁰⁾。従って, 「55. B 沢」を除く8月のみしか観測していない「52. 御山谷」～「66. 三俣」は他の地点と比較してpHが高い結果であった。「55. B 沢」は観測地点付近で雪が年中積雪しており, 雪解け水が河川に流入することが要因でpHが低下したと考えられる。一方, 「35. 黒瀬川」から「51. タンボ沢」のpHの中央値は7.75～8.36と変動が少ない結果が得られた。特に, 「37. 黒部川橋」, 「38. 新川黒部橋」, 「39. 宇奈月ダム直下」, 「42. 鐘釣(河川水)」, 「43. 樺平(合流前)」, 「樺平(合流後)」(標高56～557m区間の黒部川本川)のpHの中央値は7.80～8.13と時空間変化が少ない結果が得られた。

以上より, 河川水のpHは時空間変化が少なく, 扇状地地下水の涵養源を推定するためのトレーサーとして利用できないことが明らかになった。しかし, 地下水のpHは河川から離

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

れるにつれ、pHが低下するという空間的特徴があるため、扇状地内の地下水流動を明らかにするためのトレーサーとしては利用できることが明らかになった。

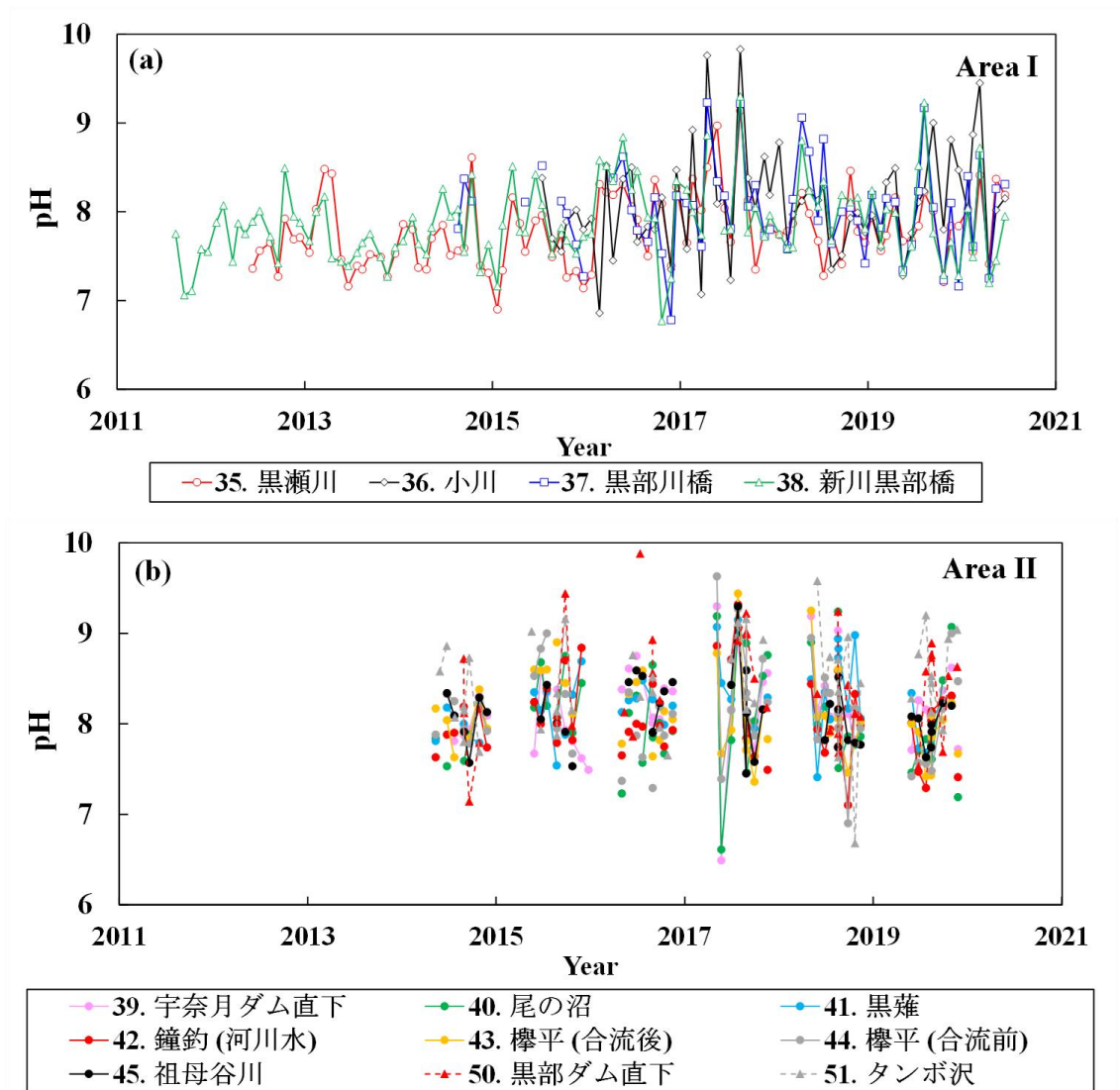


図15 2011年4月～2020年6月の地域I (a)と地域II (b)の河川水のpHの経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

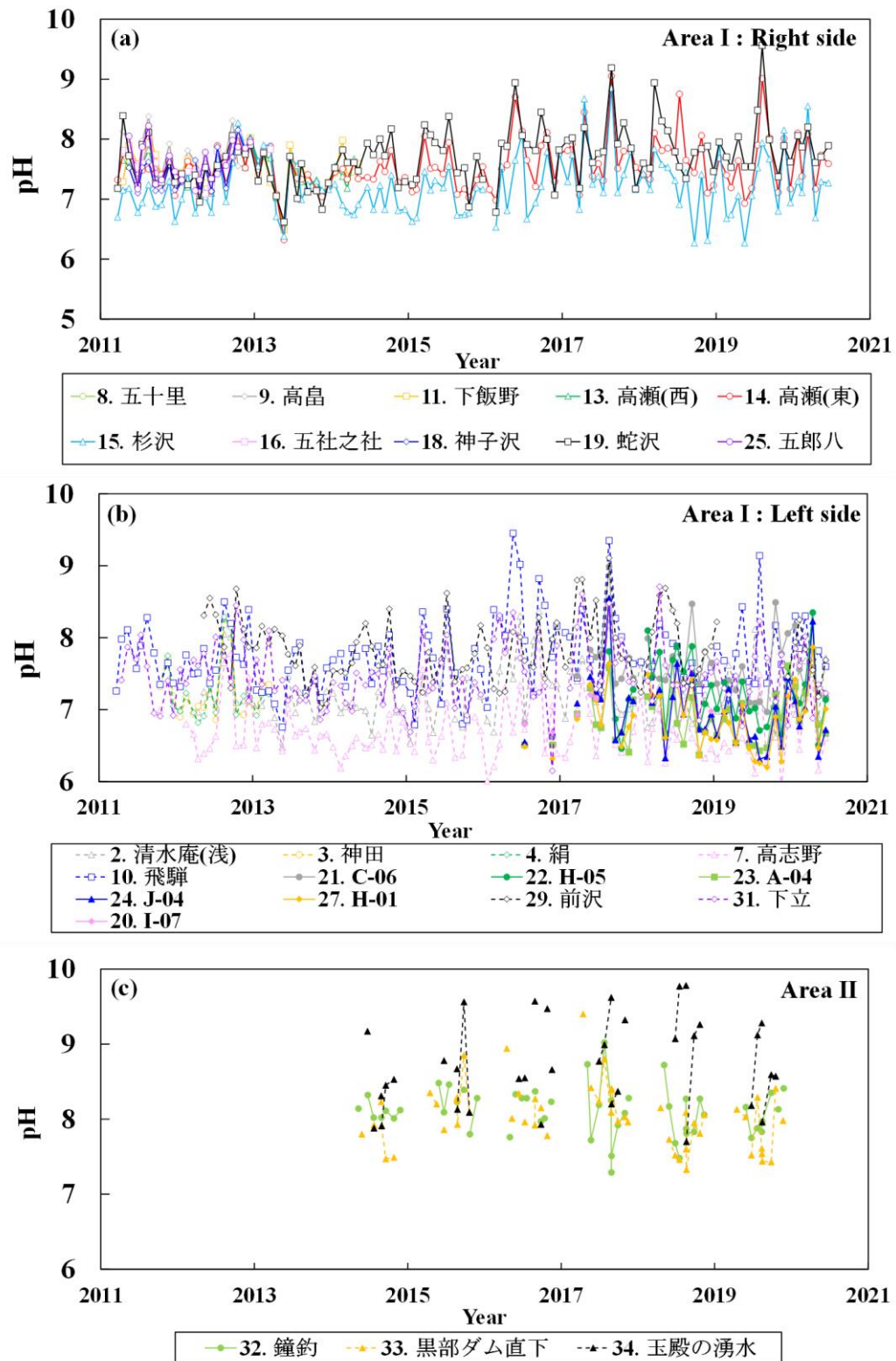


図16 2011年4月～2020年6月の地域I (a: 右岸側, b: 左岸側) と地域II (c) の地下水のpHの経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

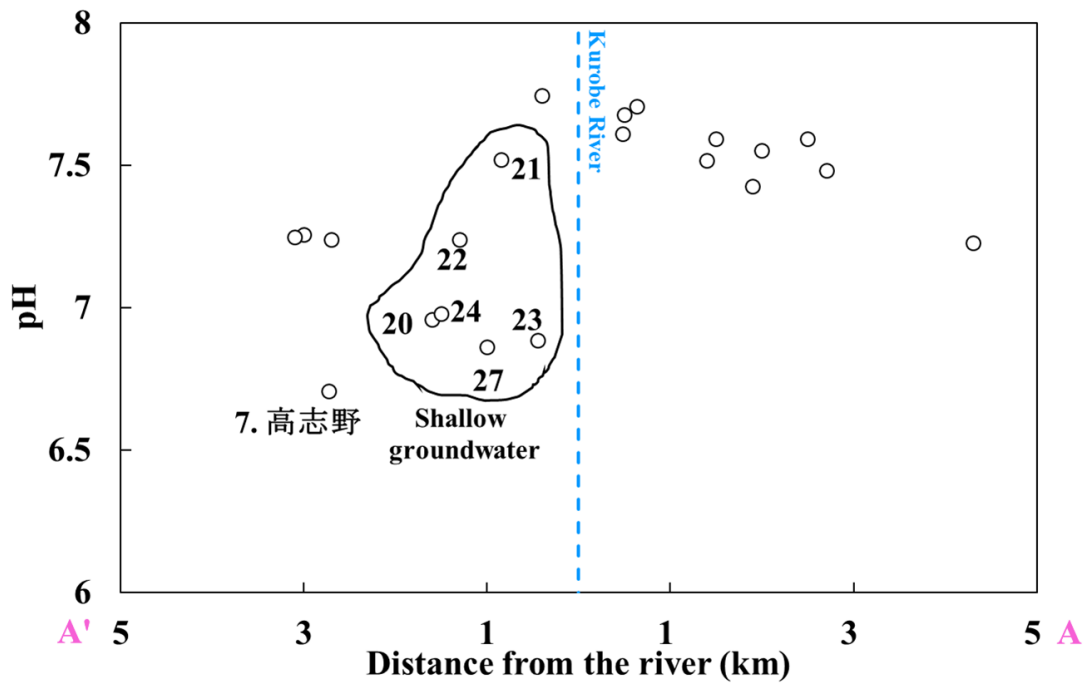


図 17 沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と 2011 年 4 月～2020 年 6 月の期間の pH の平均値の関係

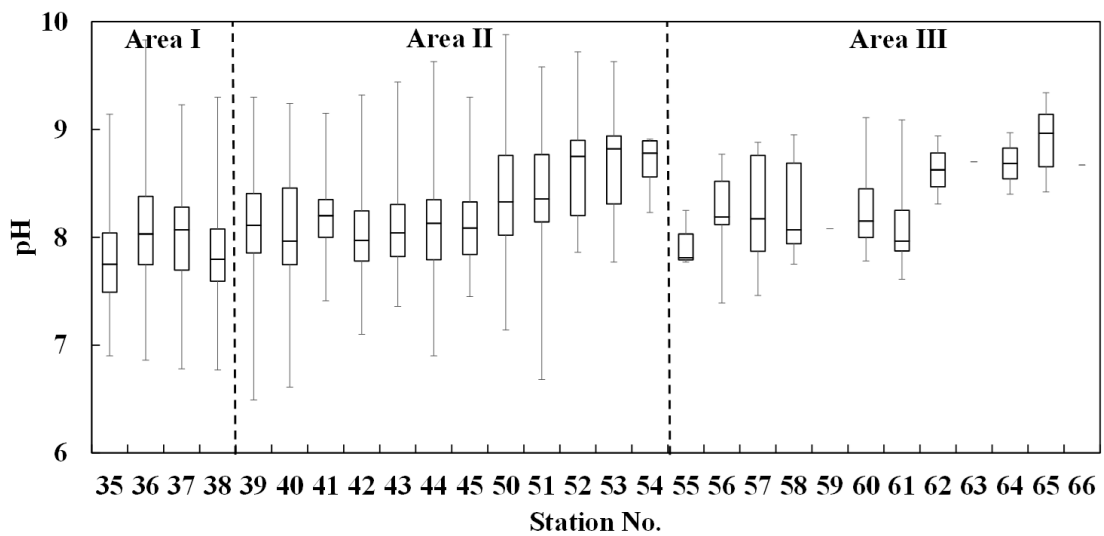


図 18 2011 年 4 月～2020 年 6 月の河川水の pH の箱ひげ図

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.1.2 電気伝導率の観測結果

図 19 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Iと地域IIに位置する河川水の電気伝導率の経月変化である。観測地点番号は図 13, 表 3 に対応している。図 20 は豪雪時 (2018 年)と少雪時 (2019 年)の「38. 新川黒部橋」の電気伝導率の観測結果と、「O35. 樺平」の積雪深及び「O20. 愛本」の河川流量の時系列変化を示す (図 1, 図 13)。地域I内の河川水の電気伝導率は、4～6 月にかけて低くなる季節変化が観測された (図 20)。河川流量は 3～6 月の期間で雪解け水の影響により増加する。図 21 は 2019 年の「38. 新川黒部橋」の溶存イオンの季節変化である。NO₃⁻を除いた全イオンは 3 月に高濃度の値が観測され、その後 3～5 月にかけて低下している。融雪水中の溶存イオンは、融雪初期に高濃度で融雪の進行とともに濃度が低下することが明らかになっており¹⁰¹⁾、雪解け水の影響によるものだと考えられる。また、NO₃⁻は 2～5 月にかけて低下しており、他の溶存イオンよりも高濃度の月が 1 ヶ月早い。これは融雪する際の溶出速度の違いによるものであり、NO₃⁻は Cl⁻や Na⁺と比較して溶出速度が速いことが要因であると考えられる¹⁰²⁾。表 5 は 2016 年 5 月 11 日の「50. 黒部ダム直下」(図 13)の河川水とその周辺で採水した雪解け水の電気伝導率の比較である。雪解け水の電気伝導率は河川水の電気伝導率と比較すると低い結果であった。以上より、「38. 新川黒部橋」の電気伝導率は 3～6 月で雪解け水が河川に流入したことにより希釈され低下したと考えられる (図 20)。2018 年の積雪深は 2019 年と比較して、積雪深が深く、積雪深のピークである 2 月では 140 cm 深い (図 20)。その結果、2018 年の河川流量は 2019 年と比較して、融雪時期 (4～6 月)の河川流量が多い。2018 年と 2019 年の「38. 新川黒部橋」の電気伝導率は両者とも 3～5 月にかけて電気伝導率は減少している。しかし、2018 年の「38. 新川黒部橋」の電気伝導率は 2019 年と比較すると低い結果であった。これは、2018 年の方が 2019 年より雪解け水の影響で河川流量が増加しており、河川水の電気伝導率が希釈されたからだと考えられる。このように、上流側の積雪量の違いにより、下流側の河川水の電気伝導率が変化することが明らかになった。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

地域IIの河川水の電気伝導率はデータ数が少ないが5～6月で低く、7～11月にかけて上昇する傾向が認められた(図19(b))。「45. 祖母谷川」(図13)は2018年6月、2019年5月に30.1 mS/mと他と比較して高い電気伝導率が観測された。これは、上流域で温泉が湧出しており、温泉が河川に混入したことが要因であると考えられる。各地域で電気伝導率を比較すると、地域I、地域II、地域IIIのそれぞれの平均値は7.9 mS/m、7.5 mS/m、2.3 mS/mであり、下流の方が上流と比較して、電気伝導率が高い結果が得られた。これは下流側ほど、山地に浸透した天水が岩石と反応して電気伝導率が高くなり、河川へ流入していると推測される。

図22は2011年4月～2020年6月の地域Iに位置する地下水の電気伝導率の経月変化である。観測地点番号は図13、表3に対応している。「1. 清水庵(深)」、「5. 大島(内)」、「6. 大島(外)」以外の地下水の電気伝導率は3.61～22.6 mS/m(平均値:10.57 mS/m)である。一方、「1. 清水庵(深)」は22.0～77.0 mS/m(平均値:45.5 mS/m)、「5. 大島(内)」は57.8～118.0 mS/m(平均値:82.7 mS/m)、「6. 大島(外)」は84.9～138.7 mS/m(平均値:111.5 mS/m)であり、他の地下水と比較してそれぞれ4.1倍、7.5倍、10.1倍と高い。図23は2011年4月～2020年6月の地域Iに位置する「1. 清水庵(深)」、「5. 大島(内)」、「6. 大島(外)」とそれ以外の地下水のトリリニアダイアグラムの比較である。トリリニアダイアグラムは主要溶存成分である Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- の7成分の濃度を当量(%)として示し、中央の菱形座標図と左右2つの三角座標図から構成される図であり、化学成分濃度の相対的な割合を把握する手法である。トリリニアダイアグラムは中央の菱形の部分をもとに4つに分け、プロットの位置によって大まかに水質の特徴を把握することができる。図23中の菱形座標の領域①～④は、①:アルカリ土類炭酸塩型(Ca-HCO₃タイプ)、②:アルカリ炭酸塩型(Na-HCO₃タイプ)、③:アルカリ土類非炭酸塩型(Ca-SO₄、Ca-Clタイプ)、④:アルカリ非炭酸塩型(Na-SO₄、Na-Clタイプ)である。日本の地下水は領域①に分類されることが多く、滞留時間が長くなるにつれ、領域②に変移する。これは、滞留時間が増加するととも

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

に地層から Na^+ と HCO_3^- が増加することが要因である。また塩水化が進行するにつれ領域は④に変移する。「1. 清水庵 (深)」, 「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」は他の地下水と比較して、海水起源である Cl^- が多く、塩水化が進行した地点である。図 24 は 2002 年¹⁰³⁾と 2011 年 6 月～2020 年 2 月の「1. 清水庵 (深)」, 「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」の塩化物イオンの経月変化である。図 24 には水道水質基準である 200 mg/L も示した。「1. 清水庵 (深)」は 2002 年の時点では塩化物イオン濃度が 2.79～12.95 mS/m であるが¹⁰³⁾、本研究で観測し始めた 2012 年 1 月では 68.5 mS/m と 5 倍に増加している。特に 2017 年 5 月, 7～10 月の期間では、水道水質基準の 200 mg/L を超えた値を観測しており、飲料用としての地下水利用の観点では基準値を超えた。「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」も塩化物イオン濃度が 190 mg/L より高く塩水化が進行している。以上より、「1. 清水庵 (深)」, 「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」は海水が混入した地下水であるため、黒部川扇状地の地下水涵養源を推定する議論からは除外した。

図 25 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Ⅰと地域Ⅱに位置する地下水の電気伝導率の経月変化である。観測地点番号は図 13, 表 3 に対応している。地下水の電気伝導率は、地域Ⅰ, 地域Ⅱとも、年間を通して変動が少ないことが特徴である。地域Ⅱの「34. 玉殿の湧水」(図 13)は地域Ⅰの地下水と比較すると電気伝導率が低い結果であった。地域Ⅰの地下水のトリチウム測定値は 3～3.5 TU であり、滞留時間が 60 年よりも短い地下水であることが明らかになっている¹⁰⁴⁾。「34. 玉殿の湧水」の地下水のトリチウム濃度は、3.4 TU と地域Ⅰと同様な値であり、滞留時間は等しい。このことから、「34. 玉殿の湧水」の地下水は、地域Ⅰの地下水よりも標高の高く電気伝導率の低い河川水や降水が涵養源であると考えられる。

図 26 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月までの地下水と河川水の電気伝導率の箱ひげ図である。「45. 祖母谷川」を除いた地域Ⅰと地域Ⅱの河川水の電気伝導率の中央値は 2.87～9.34 mS/m であり、時空間変化が少ない。また、地下水の電気伝導率の中央値 (7.35～15.51 mS/m) と概ね一致しており、電気伝導率は扇状地地下水の涵養源を推定するためのトレーサーとして

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

利用できないことが明らかになった。

図 27 は沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と観測期間の電気伝導率の平均値の関係である (図 13 中の破線)。浅部の地下水 (採水深度 : 5 m) と「7. 高志野」を除いた地下水は、河川から離れるにつれ、電気伝導率が上昇する結果になった。「15. 杉沢」の電気伝導率は 8.7 ~ 16.4 ms/m (平均値 : 12.3 mS/m) であり、同じ地域に位置する河川近傍の「10. 飛驒」 (最小値 : 3.82 mS/m, 平均値 : 7.81 mS/m, 最大値 : 15.37 mS/m) と比較すると電気伝導率が高い結果であった。これは黒部川からの距離が、「10. 飛驒」と「15. 杉沢」では、それぞれ 400 m と 4.3 km であり、地下水の滞留時間が長くなり、岩石との反応が進んでいるためであると考えられる。「7. 高志野」の電気伝導率は 12.58 ~ 22.1 ms/m (平均値 : 15.81 mS/m) であり、地域 I の他の地点と比較して電気伝導率が高い。これは他の地下水と比較して、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ などの溶存イオンが多いことが明らかになっており⁷⁶⁾、地下水の滞留時間が長くなったことで地下水中に岩石由来の溶存イオンが湧出し、電気伝導率が高くなったと考えられる。

以上より、河川水の電気伝導率は時空間変化が少なく、扇状地地下水の涵養源を推定するためのトレーサーとして利用できないことが明らかになった。しかし、地下水の電気伝導率は河川から離れるにつれ、電気伝導率が上昇するという空間的特徴があるため、扇状地内の地下水流動を明らかにするためのトレーサーとしては利用できることが明らかになった。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

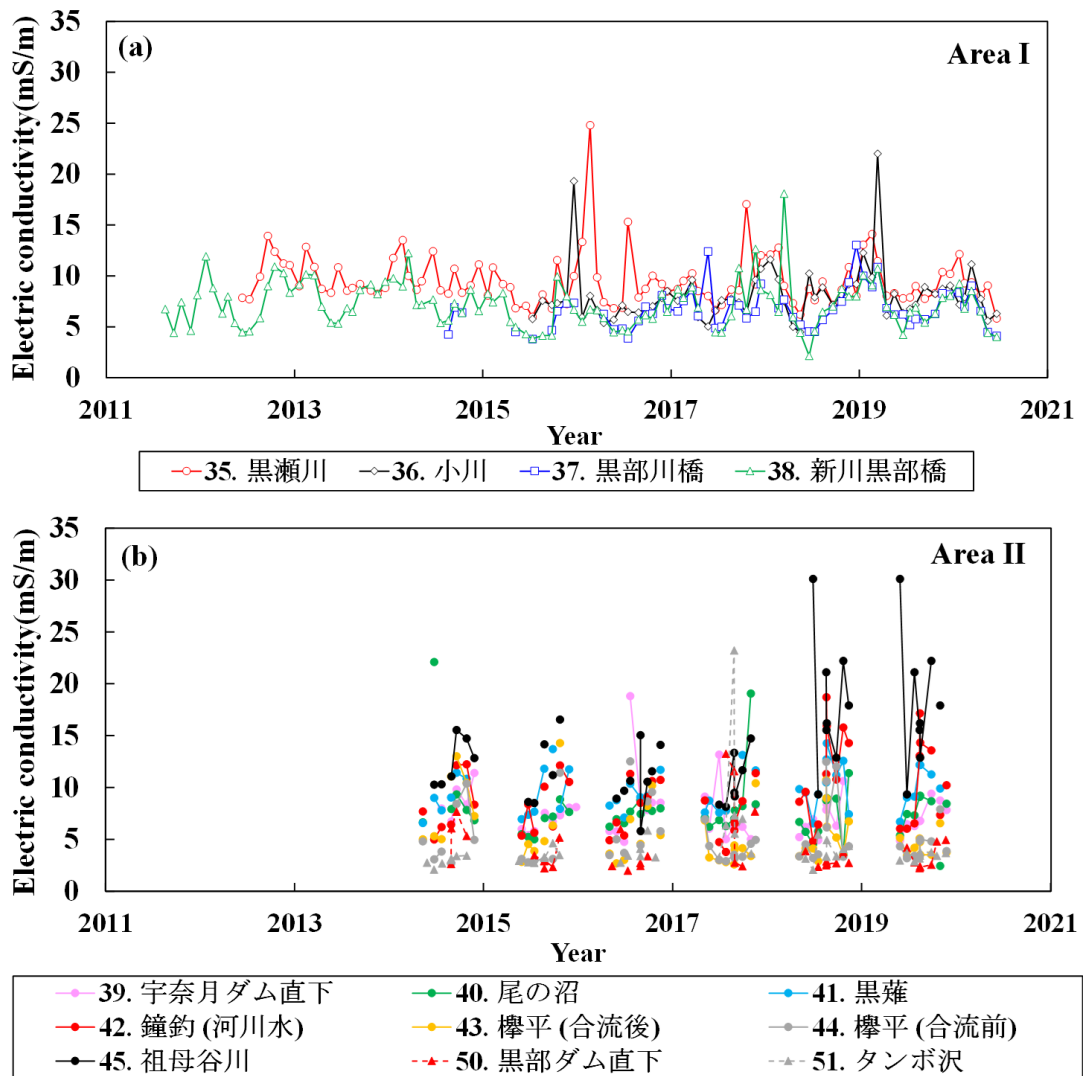


図 19 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域 I (a) と地域 II (b) の河川水の電気伝導率の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

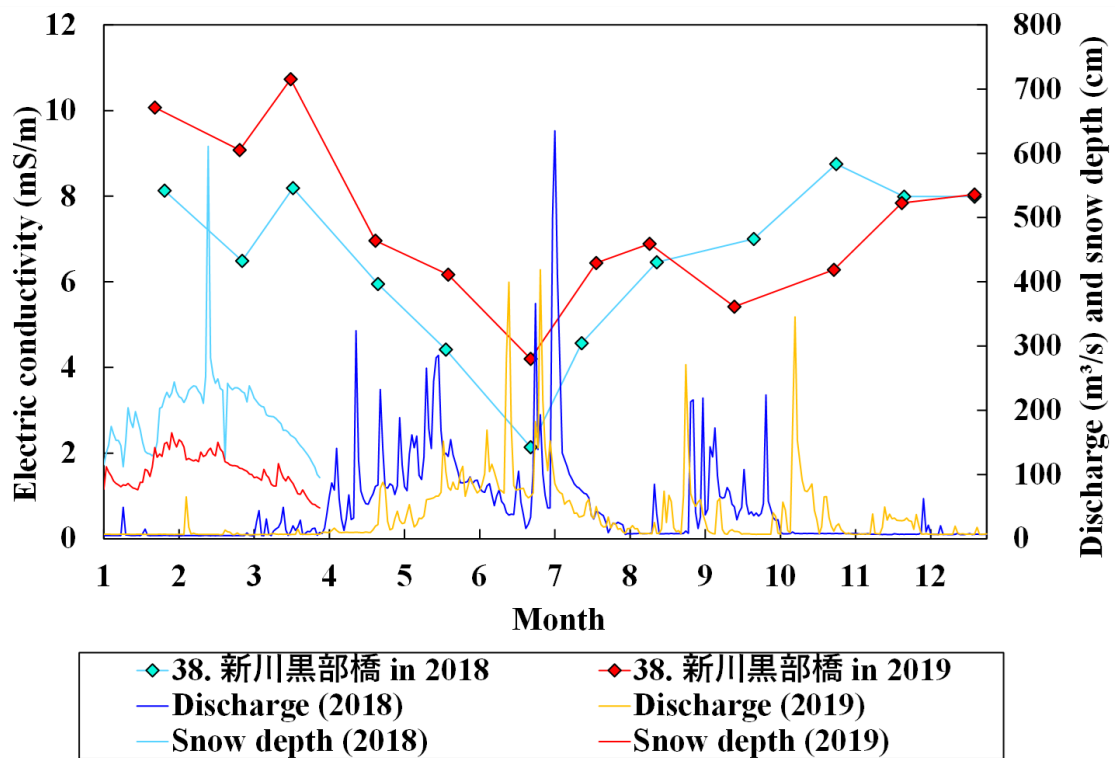


図 20 豪雪時 (2018 年) と少雪時 (2019 年) の「38. 新川黒部橋」の電気伝導率, 1~3 月で観測を実施している「035. 樺平」の積雪深及び「020. 愛本」の時系列変化の比較

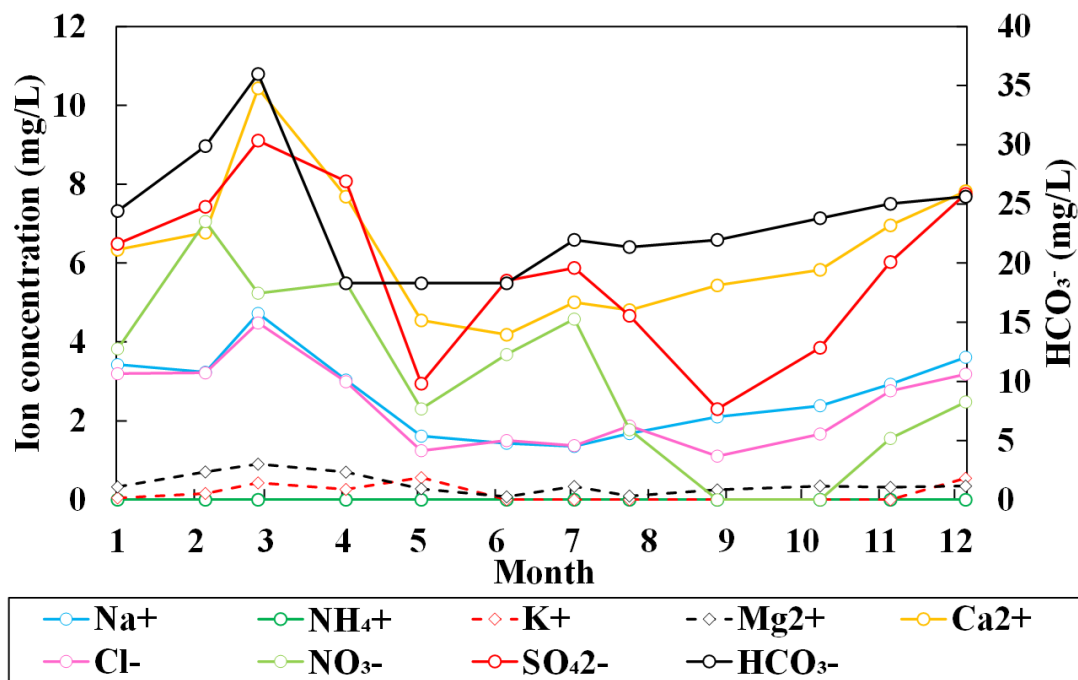


図 21 2019 年の「38. 新川黒部橋」の溶存イオンの季節変化

表5 2016年5月11日の「50. 黒部ダム直下」の河川水の電気伝導率とその周辺で採水した雪解け水の電気伝導率の比較

観測日	観測時間	分類	電気伝導率 (mS/m)	水温 (°C)
2016/5/11	14:56	雪解け水	0.419	2.4
2016/5/11	14:04	河川水	2.41	6.7

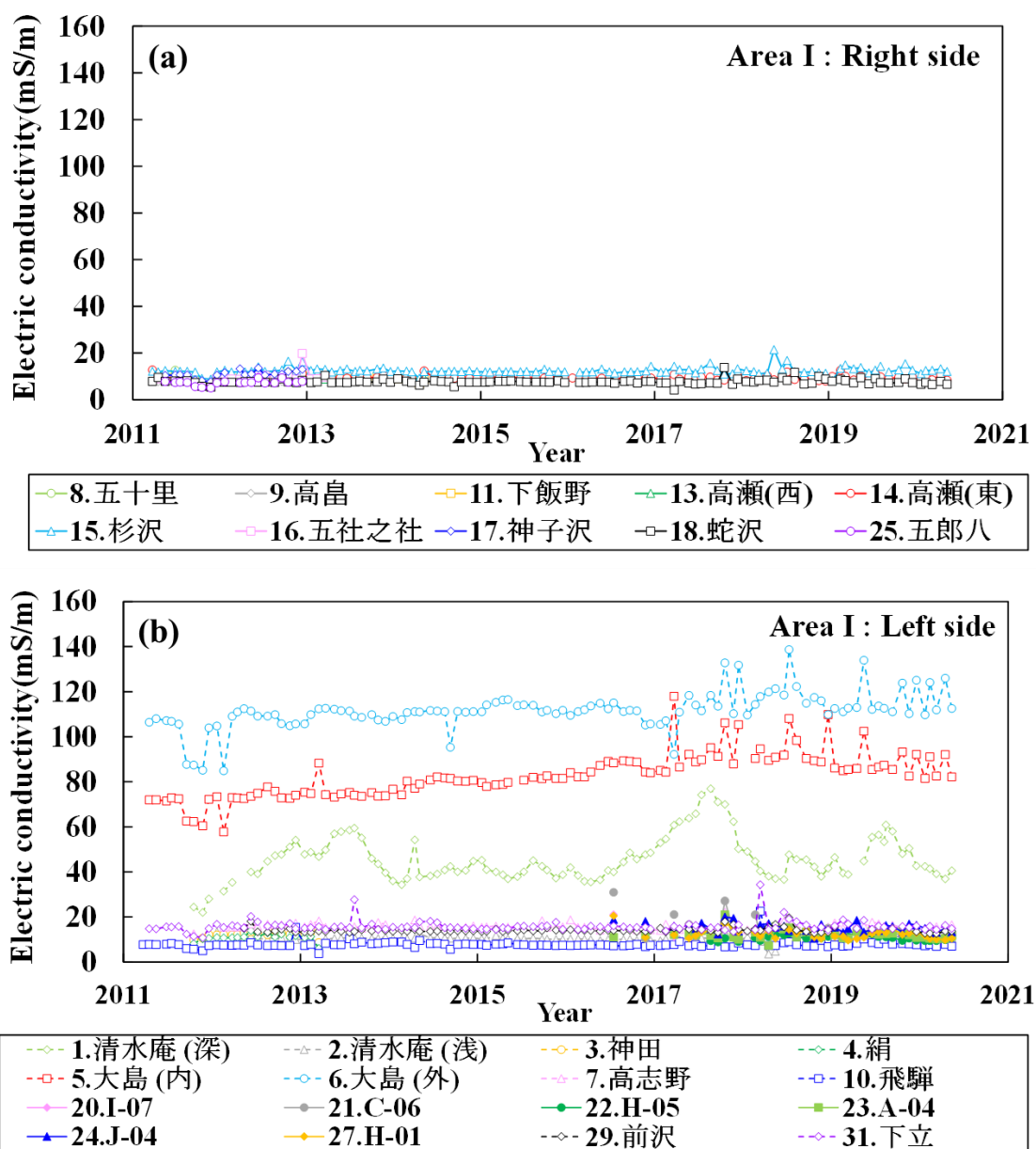


図22 2011年4月～2020年6月の地域I (a: 右岸側, b: 左岸側)における地下水の電気伝導率の経月変化

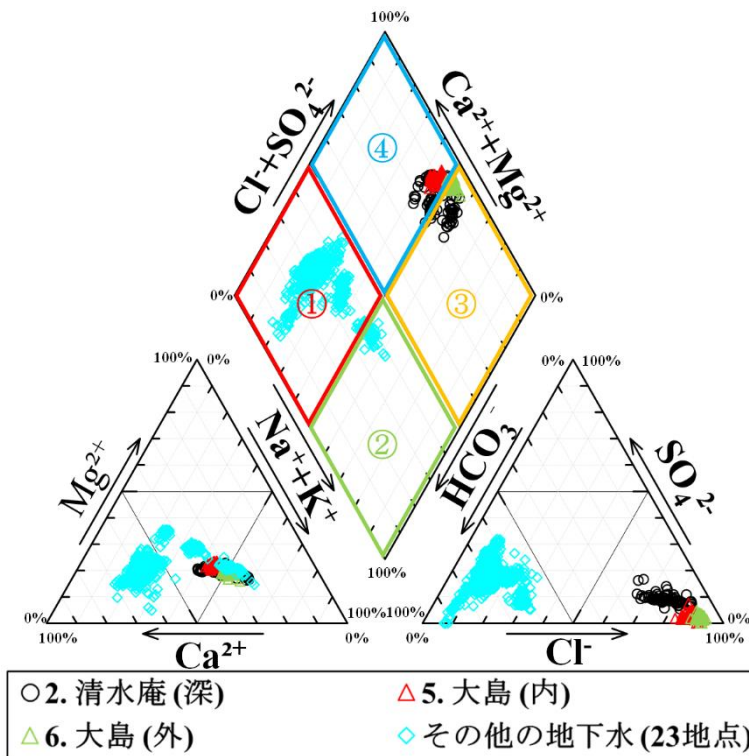


図 23 2011 年 4 月～2020 年 6 月の黒部川扇状地に位置する「1. 清水庵 (深)」, 「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」とそれ以外の 23 地点の地下水のトリリニアダイアグラムの比較

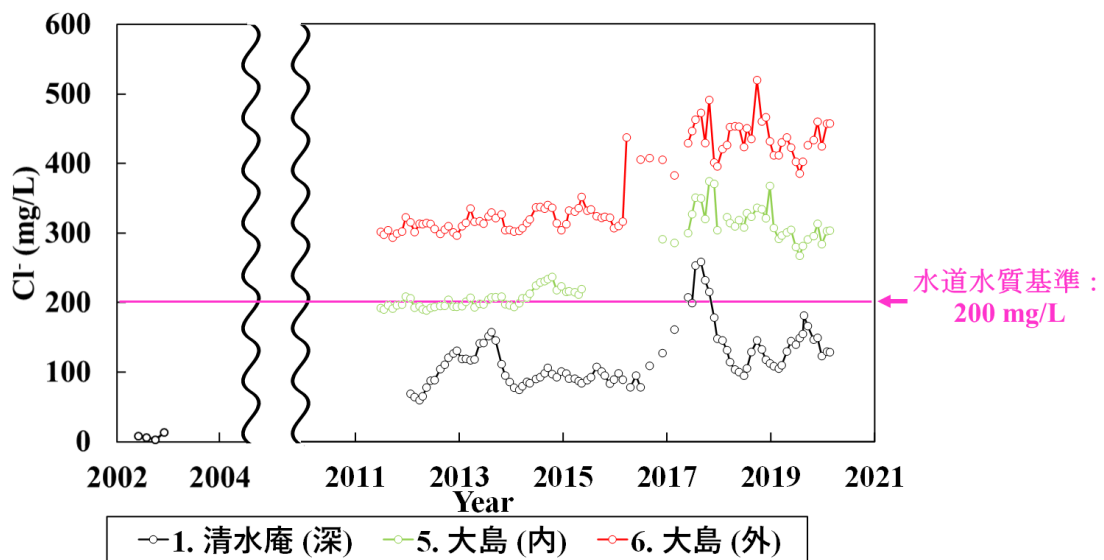


図 24 2002 年¹⁰³⁾と 2011 年 6 月～2020 年 2 月の「1. 清水庵 (深)」, 「5. 大島 (内)」, 「6. 大島 (外)」の塩化物イオンの経月変化と水道水質基準(200 mg/L)

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

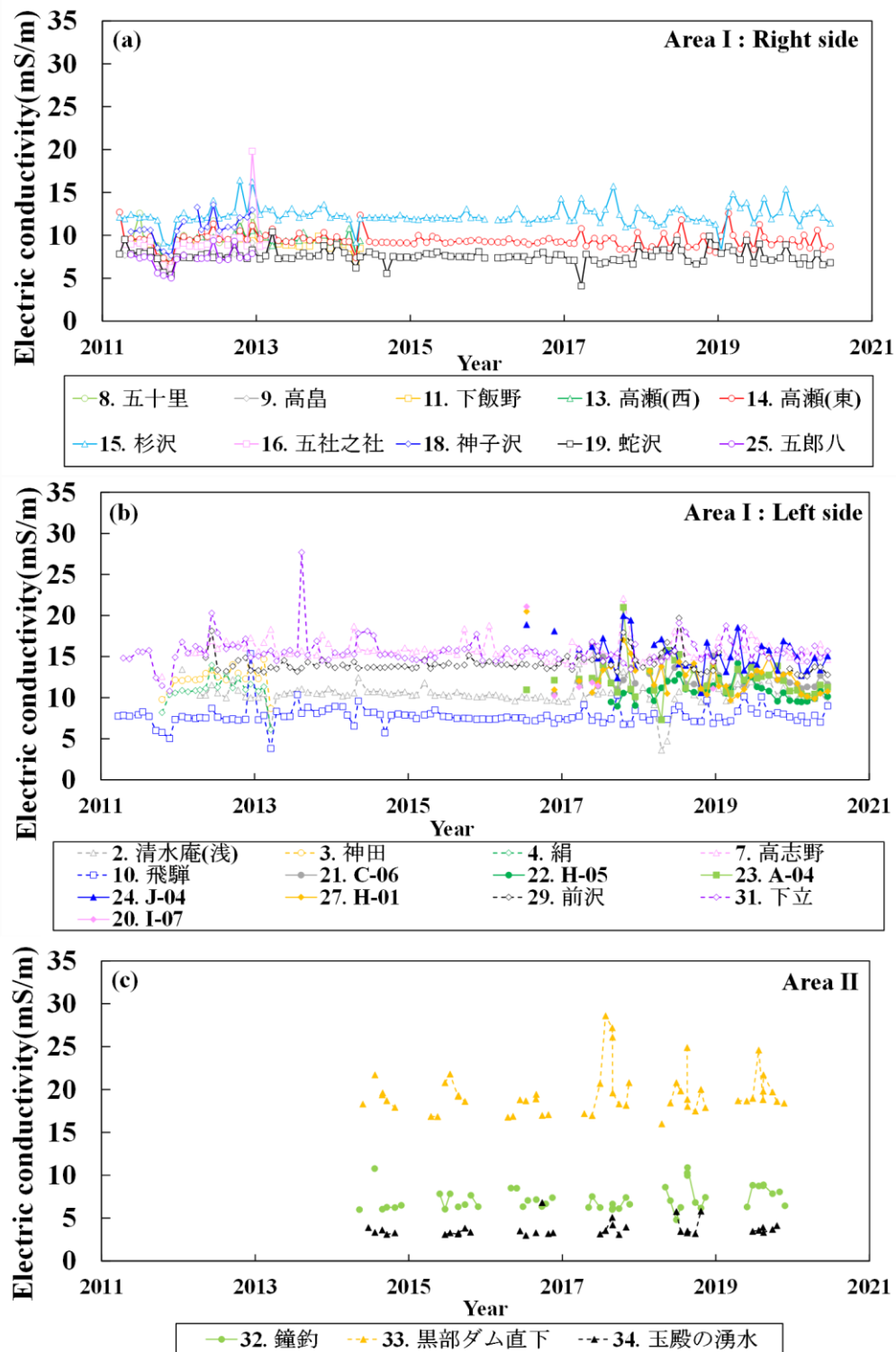


図 25 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域 I (a : 右岸側, b : 左岸側) と地域 II (c) の地下水の電気伝導率の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

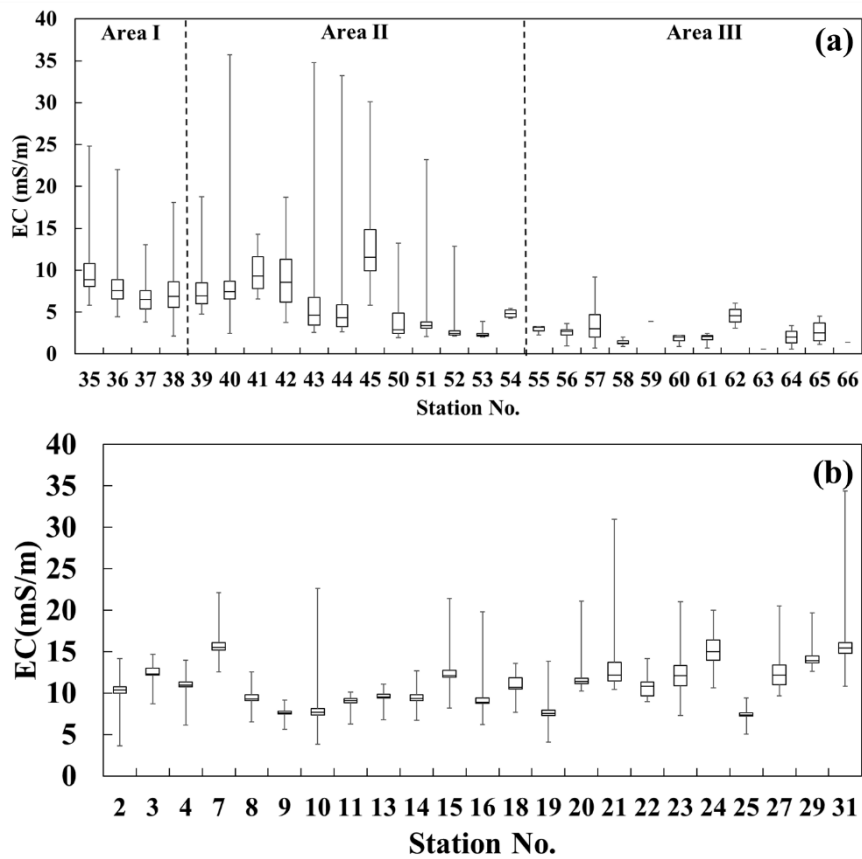


図 26 2011年4月～2020年6月の河川水(a), 地下水(b)の電気伝導率の箱ひげ図

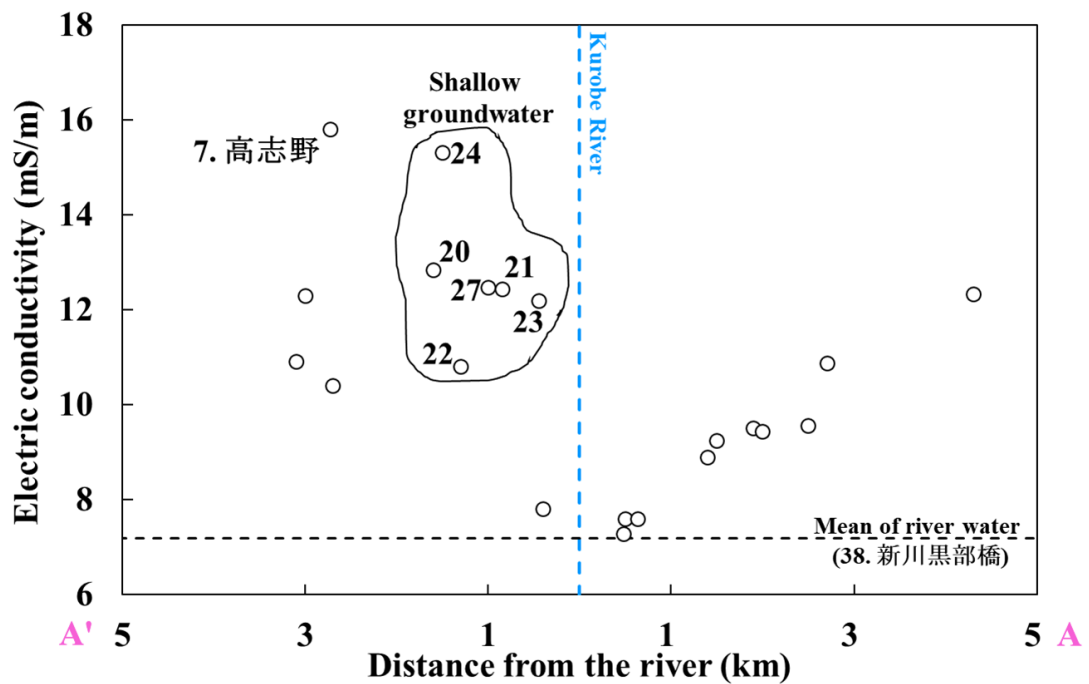


図 27 沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と 2011年4月～2020年6月の期間の電気伝導率の平均値の関係

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.2 溶存イオンの観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.2.1 溶存イオンの観測結果

図 28 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Ⅰと地域Ⅱに位置する河川水のトリリニアダイアグラムである (図 13)。地域Ⅰの河川水、「42. 鐘釣」、「43. 樺平 (合流後)」、「45. 祖母谷川」を除いた地域Ⅱの河川水、「62. 岩苔乗越」、「65. 源流」を除いた地域Ⅲの河川水はバラつきがあるが Ca-HCO₃型の範囲に位置している。「42. 鐘釣」、「45. 祖母谷川」は観測地点付近の温泉水の混入により他の地点と比較して SO₄²⁻が高い結果が得られた。また、「43. 樺平 (合流後)」は SO₄²⁻が高い「45. 祖母谷川」が流入することで SO₄²⁻が上昇している。「62. 岩苔乗越」、「65. 源流」は時期によりバラつきが大きいが、地質由来の Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、Cl⁻の割合が 0 であり、降水、雪解け水が直接流入している地点であると考えられる。図 29 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月までの地域Ⅰと地域Ⅱに位置する河川水の溶存イオンを平均した値を用いたヘキサダイアグラムの分布図である。ヘキサダイアグラムはトリリニアダイアグラムと同様に主要溶存成分 7 成分 (Na⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻)の濃度を当量値 (meq/L)として示し、図示したものである。作図した図は六角形で作成され、その形状から水質特性を可視化する手法である。流下するにつれ水と岩石の相互作用により溶存イオンが増加している。支川のみを注目すると、「41. 黒薙」の HCO₃⁻と Ca²⁺が多い。これは、他の支川と比較して集水域が広く、山地に浸透した天水が岩石と反応したからだと考えられる。

図 30 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の「29. 前沢」、「33. 黒部ダム展望台」、それ以外の地域Ⅰと地域Ⅱに位置する地下水のトリリニアダイアグラムである (図 13)。「29. 前沢」と「33. 黒部ダム展望台」を除いた地域Ⅰと地域Ⅱの地下水は陽イオン中 Ca²⁺が 60～90 %、陰イオン中 HCO₃⁻が 50～100 %であり、Ca-HCO₃型の範囲に位置している。一方、「29. 前沢」は他の地下水と比較して、Ca²⁺と Mg²⁺の割合が低く、Na⁺と K⁺の割合が高い。これは、水と岩石の反応がさらに進行し、イオン交換反応により Ca²⁺と Mg²⁺が K⁺に変化したことが要因である。従って、「29. 前沢」は滞留時間の長い地下水であると考えられる。放射性炭素を用いた

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

地下水の年代測定をした結果、「29. 前沢」は 2800 ± 30 年の滞留時間であることが明らかになっており¹⁰⁴⁾、溶存イオンの分析結果と一致している。「33. 黒部ダム展望台」は他の地下水と比較して、 HCO_3^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- の割合が低く、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} の割合が高い結果であった。「33. 黒部ダム展望台」は立山連峰の破砕帯の地下水であり、深度 820 m¹⁰⁵⁾と他の地下水と比較して深度が深い。また、黒部川流域では中流域から源流域にかけて至る所に温泉が湧出しており、黒薙・高天原温泉・鐘釣の3地点の温泉の溶存イオンを分析した結果 SO_4 が多く含まれていた。従って、「33. 黒部ダム展望台」地点では深度 820mと深く断層等を通じて温泉水が混じりあった結果、他の地下水と水質が異なる結果が得られたと考えられる。

図 31 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月までの地域Iに位置する地下水の溶存イオンを平均した値を用いたヘキサダイアグラムの分布図である。沿岸部の地下水は Ca^{2+} と HCO_3^- のイオンが多く、Ca- HCO_3 型を示した。また、黒部川から離れるにつれ溶存イオンが増加している。特に、河川から離れるにつれ、 Ca^{2+} と HCO_3^- が増加しており、水と岩石の反応により地下水中に、 Ca^{2+} と HCO_3^- が溶出し、地下水の滞留時間が長くなったからだと考えられる。一方、「29. 前沢」は Na^+ 、 K^+ の溶存イオンが多く、Na- HCO_3 型を示した。地下水は滞留時間が長くなると、 Na^+ と K^+ のイオン交換が進む。従って、「29. 前沢」は沿岸部の地下水と比較して、流動が遅い、もしくは停滞している地下水であることが明らかになった。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

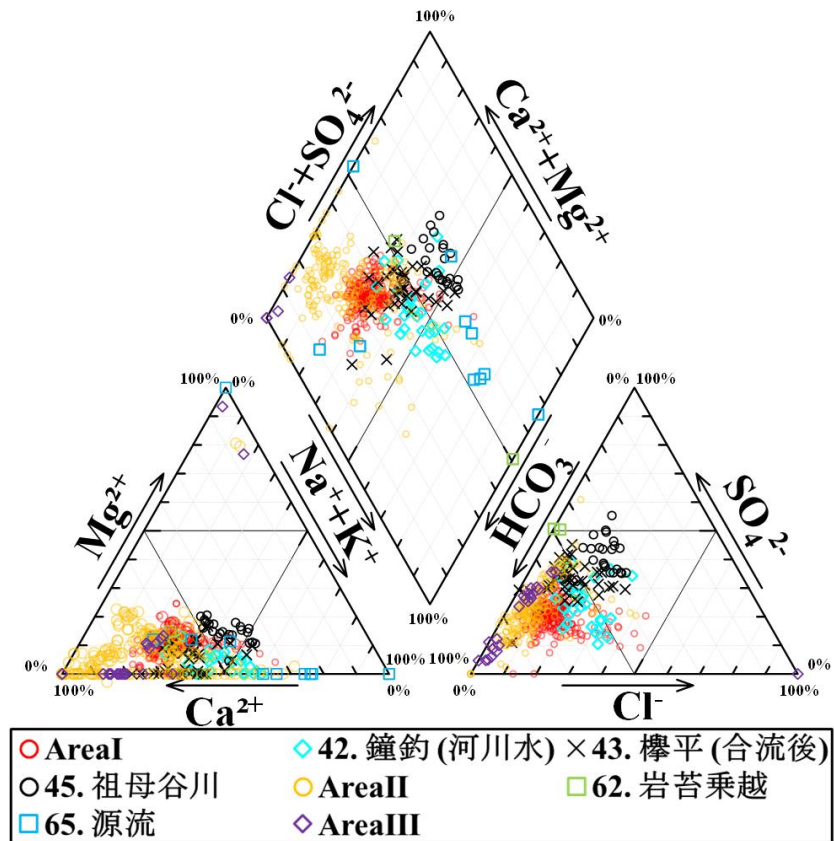


図 28 2011年4月～2020年2月の「42. 鐘釣(河川水)」、「43. 樺平(合流後)」、「45. 祖母谷川」、「62. 岩苔乗越」、「65. 源流」とそれ以外の地域Ⅰ、地域Ⅱ、地域Ⅲに位置する地下水のトリリニアダイアグラム

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

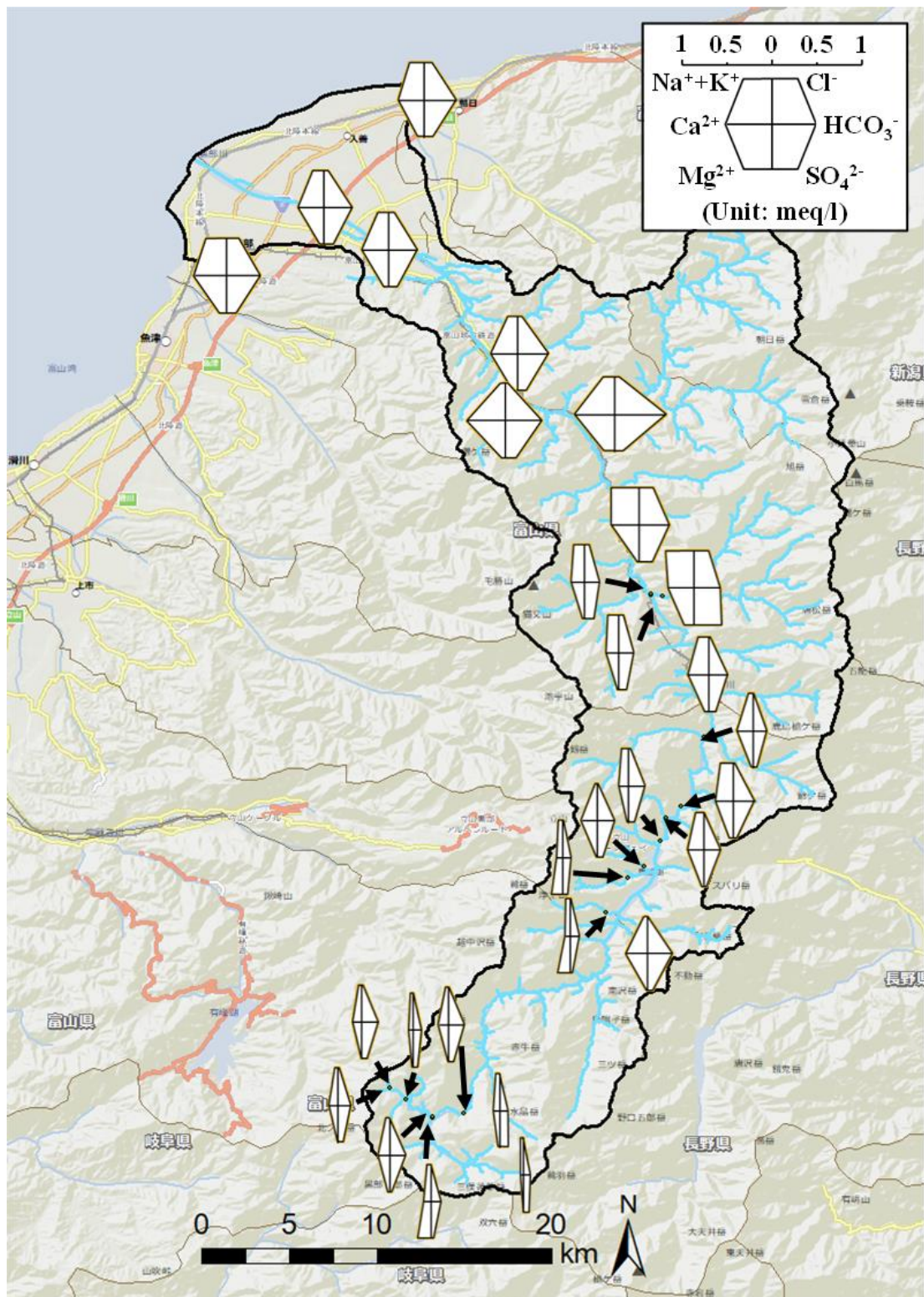


図 29 河川水のヘキサダイアグラムの空間分布図(2011年4月~2020年2月までの平均値)

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

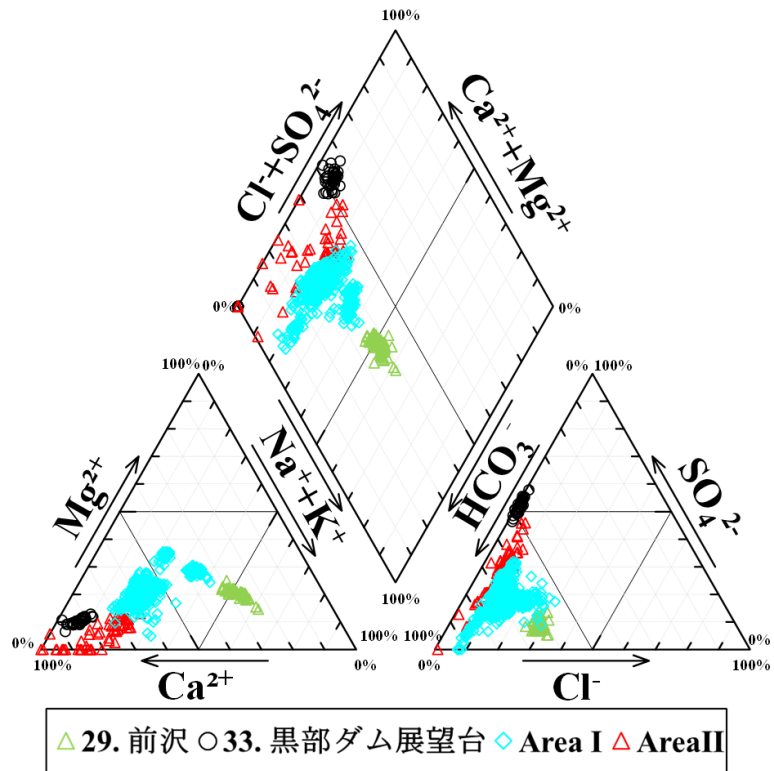


図 30 2011年4月～2020年2月の「29. 前沢」, 「33. 黒部ダム展望台」, それ以外の地域 I と地域 II に位置する地下水のトリリニアダイアグラム

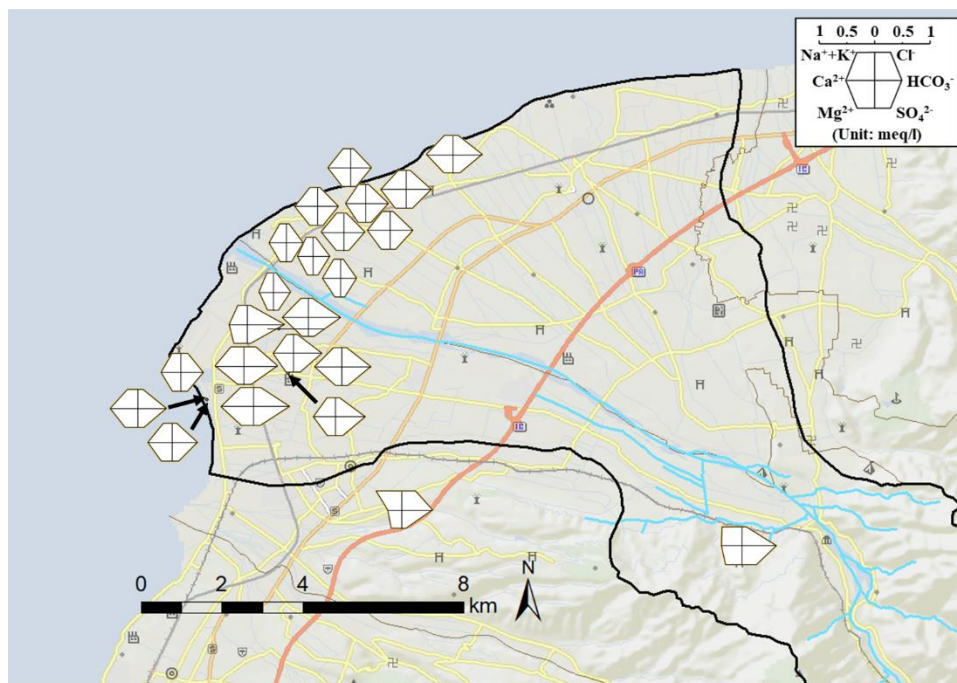


図 31 地域 I に位置する地下水のヘキサダイアグラムの空間分布図 (2011年4月～2020年2月までの平均値)

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.2.2 溶存イオンを用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

地下水の水質と河川水の水質の類似性を明らかにすることにより、扇状地地下水の涵養源を推定することが可能である。そのため、地域Iの地下水の水質と黒部川流域の河川水の水質を用いて、主成分分析を行った。主成分分析は多変量のデータを損失が最小になるように少数個の変数に要約する手法である。地下水 8 地点 (「2. 清水庵 (浅)」, 「7. 高志野」, 「10. 飛騨」, 「14. 高瀬 (東)」, 「15. 杉沢」, 「19. 蛇沢」, 「29. 前沢」, 「31. 下立」), 河川水 7 地点 (「37. 黒部川橋」, 「38. 新川黒部橋」, 「39. 宇奈月ダム直下」, 「42. 鐘釣 (河川水)」, 「43. 樺平 (合流後)」, 「44. 樺平 (合流前)」, 「50. 黒部ダム直下」)の溶存イオン 10 項目 (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , SiO_2)を用いて主成分分析を行った。地域 I と地域 II の河川水の電気伝導率の 25 %値と 75 %値は 0.75~5.12 mS/m で変動している (図 26 (a))。一方、地下水の電気伝導率の 25 %値と 75 %値は全地点において 0.33~2.47 mS/m と年間を通して変動が少ない (図 26 (b))。扇状地地下水は涵養源から浸透し、扇状地地下水として湧出する間に均質化されていると考えられる。従って、主成分分析で用いる溶存イオン 10 項目 (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , SiO_2)は平均値を用いて解析を実施した。SiO₂の分析期間 (2011 年 6 月~2017 年 10 月)の関係上、地下水の溶存イオンデータは 2011 年 6 月~2017 年 10 月の平均値、河川の溶存イオンデータは 2013 年 2 月~2017 年 10 月の平均値を用いて解析を行った。式 (23) に採水地点 i における第 k 主成分のときの主成分得点 Z_{ik} の算出式を示す。

$$u_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_{ij}}{S_j} \quad (22)$$

$$Z_{ik} = \sum_{j=1}^{10} l_{jk} u_{ij} \quad (23)$$

ここで、 x_{ij} は各溶存イオンデータ、 \bar{x}_{ij} は各溶存イオンデータの平均値、 S_j は各溶存イオンデータの標準偏差、 l_{jk} は第 k 主成分の時の固有ベクトル、 i は採水地点、 j は個体番号であ

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

る。個体番号は $j=1$ の時 Na^+ , $j=2$ の時 NH_4^+ , $j=3$ の時 K^+ , $j=4$ の時 Mg^{2+} , $j=5$ の時 Ca^{2+} , $j=6$ の時 Cl^- , $j=7$ の時 NO_3^- , $j=8$ の時 SO_4^{2-} , $j=9$ の時 HCO_3^- , $j=10$ の時 SiO_2 の値を意味する。

表 6 は相関係数行列を用いた主成分分析によって算出した各主成分の固有値, 寄与率, 累計寄与率である。第 1 主成分, 第 2 主成分はそれぞれに対応する固有値が 1 以上の値であった。従って, 第 1 主成分, 第 2 主成分はそれぞれ溶存イオンの 10 変量のうち 1 変量以上の情報が縮約されていることを意味する。一方, 第 3 主成分~第 10 主成分では固有値が 1 以下であり, 1 変量に満たない。第 1 主成分, 第 2 主成分の累計寄与率は 77.85 % であり, 黒部川流域の河川水, 地下水の水質は, 2 個の主成分でその特性を統合できることが明らかとなった。以上より, 本研究では第 1 主成分, 第 2 主成分を選択し, 議論を進める。

図 32 は第 1 主成分, 第 2 主成分の固有ベクトルである。第 1 主成分は NO_3^- が負の値を示し, それ以外の溶存イオンが正の値を示した。第 2 主成分は SiO_2 , Cl^- , K^+ , Na^+ が負の値を示し, HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ が正の値を示した。第 1 主成分は Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- の固有ベクトルが正の値である。これは帯水層中の花崗岩が地下水と反応して溶解した時の溶出物質である。 SiO_2 の固有ベクトルも高く, 風化砂岩の影響によるものであると考えられ, 第 1 主成分得点が大きくなる時, 花崗岩の岩石風化が進行していると解釈することができる。また, NO_3^- の固有ベクトルが負の値である。これは黒部川流域で降った降雨が直接表面流出で流出, 砂岩の表層風化帯や割れ目を通して浸透後, 直ちに湧出してきていると解釈することができる。第 2 主成分は Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- が正の値である。一方, K^+ と Na^+ が負の値である。花崗岩の岩石風化により溶解した Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- がイオン交換により減少し, K^+ と Na^+ が高くなったと解釈することができる。以上より, 第 1 主成分は花崗岩の岩石風化による鉱物溶解を表している主成分であり, 第 2 主成分は地下水の陽イオン交換反応を表している主成分であると解釈することができる。

図 33 は溶存イオン毎に固有ベクトルを抽出し, 採水地点における第 1 主成分と第 2 主成分の主成分得点の関係である。「38. 新川黒部橋」を除いた黒部川本川の河川水 (図 13) の第

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

1主成分得点と第2主成分得点は沿岸部に位置する地下水（「2. 清水庵（浅）」,「7. 高志野」,「10. 飛驒」,「14.高瀬（東）」,「15. 杉沢」,「19. 蛇沢」（図13））の第1主成分得点と第2主成分得点と比較して低い結果となった。一方,扇頂部に位置する「38. 新川黒部橋」の第1主成分得点と第2主成分得点は河川近傍に位置する「10. 飛驒」,「19. 蛇沢」と同様な結果となった。また,「2. 清水庵（浅）」,「7. 高志野」,「10. 飛驒」,「14.高瀬（東）」,「15. 杉沢」,「19. 蛇沢」の地下水は河川から離れるにつき第1主成分得点と第2主成分得点が増加する結果となった。これは,地下水の滞留時間が長くなり,溶存イオンが増加したと考えられ,水質の類似性から扇状地地下水の涵養源の推定を行った結果,扇頂部に位置する「38. 新川黒部橋」の黒部川であると推定された。

表6 主成分分析による固有値, 寄与率, 累計寄与率の算出結果

主成分	固有値	寄与率(%)	累計寄与率(%)
1	6.085	60.85	60.85
2	1.700	17.00	77.85
3	0.870	8.70	86.55
4	0.758	7.58	94.14
5	0.316	3.16	97.30
6	0.197	1.97	99.28
7	0.044	0.44	99.71
8	0.017	0.17	99.88
9	0.008	0.08	99.96
10	0.005	0.04	100.00

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

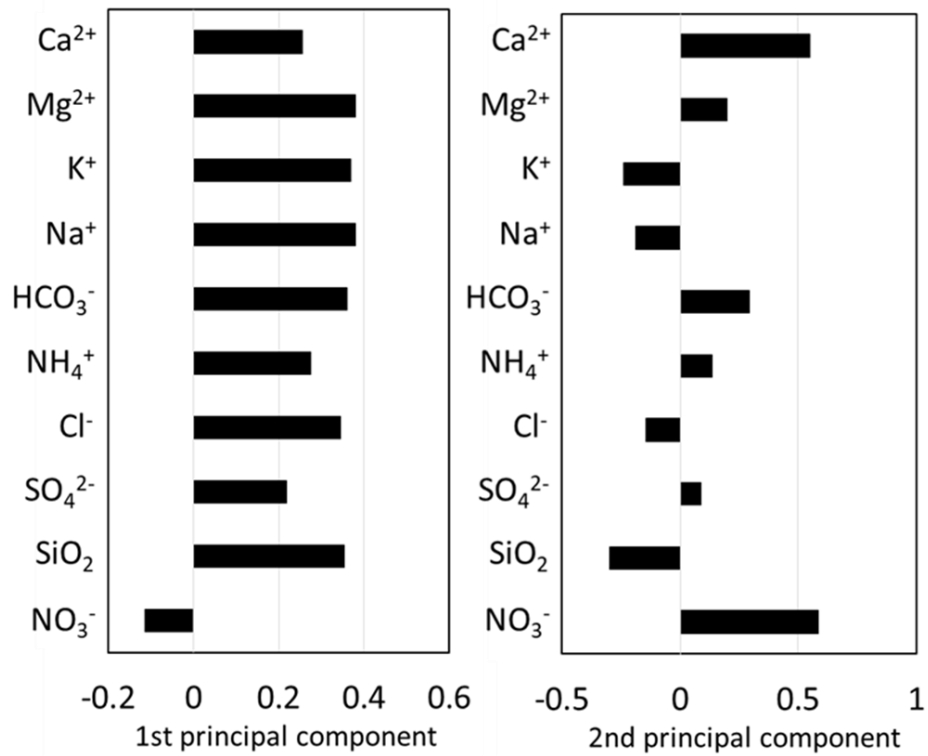


図 32 第一主成分と第二主成分のそれぞれの固有ベクトル

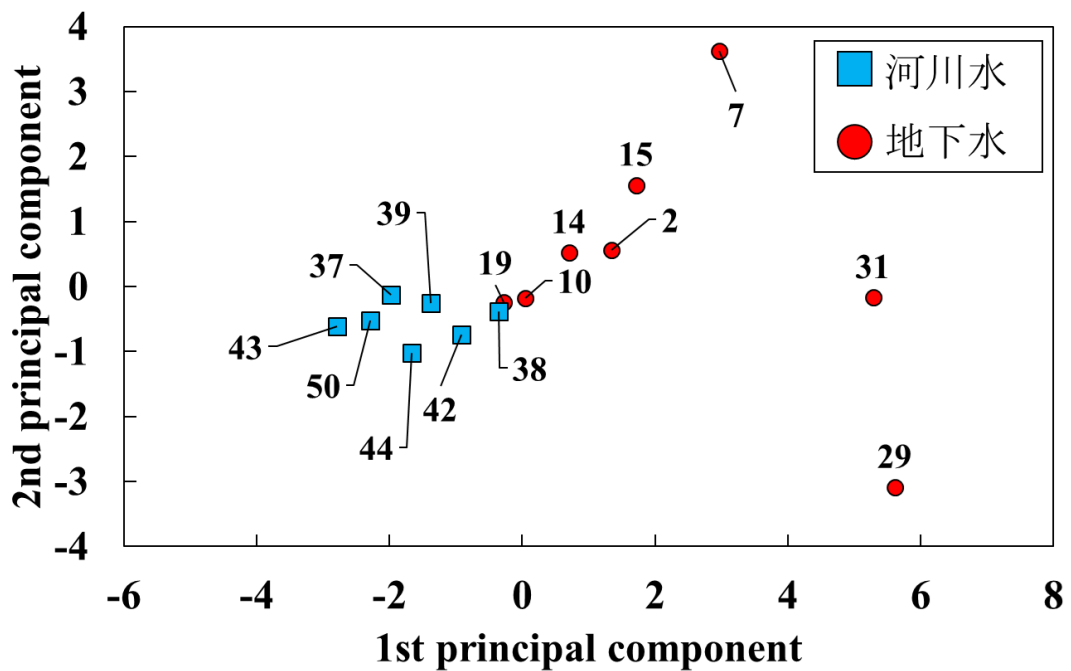


図 33 地域 I と地域 II に位置する地下水，河川水の第一主成分と第二主成分のそれぞれの固有ベクトル

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.3 水温と自噴量の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.3.1 水温の観測結果

図 34 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Iと地域IIに位置する河川水温と観測日の「O38. 魚津 (JMA)」の日平均気温 (AMeDAS)の経月変化である。図 35 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の河川水温の箱ひげ図である。観測地点番号は図 1, 図 13, 表 1, 表 3 に対応している。河川水温は、地域IIIでは変動幅が小さいのに対して、地域I及びIIでは大きく変動している (図 35)。これは地域IIIの河川水は、毎年 8 月のみに観測しているため、季節変化が確認できていない。河川水温は気温変化を反映していると考えられ、1.5～27.5 °Cまで大きく変動している。河川水温の年間中央値は地域に関係なく、「O38. 魚津 (JMA)」の年平均気温 (13.6 °C)と概ね似た値 (8.1～15.3 °C) を示した。地域Iの河川水温は、日平均気温の季節変化と同様に夏季 (7～9 月)に上昇し、冬季 (12～2 月)に低下する季節変化がある。地域IIの河川水温は、データ数が少ないが夏季 (6～8 月)に上昇する傾向が認められた。図 36 は 2011～2020 年の期間の各年の 8 月の河川水温の平均値と標高との関係である。「55. B 沢」と「62. 岩苔乗越」は観測地点付近で雪が年中積雪しており、雪解け水が河川に流入することで水温が低下したと考えられる。「42. 鐘釣 (河川水)」と「45. 祖母谷川」は河川敷に温泉が湧出しており、「59. 温泉」は付近に温泉があるため、温泉が混じった結果、他の地点よりも水温が高くなったと考えられる。「43. 樺平 (合流後)」の水温は、標高差が 3 m しかない「44. 樺平 (合流前)」と比較すると、水温が高い。これは、水温の高い「45. 祖母谷川」が合流したために水温が上昇したと考えられる。流域全域の河川水温を観測した結果、源流付近の標高が高い地点では、万年雪の雪解け水などが混入することにより河川水温が低下し、標高 300～500 m の地点では水温の高い支川が流入することで水温が上昇すると解釈される。8 月の河川水温と標高との関係は温泉水の影響がある地点を除くと、次式で表され (図 36 中の破線)、標高が下がるほど、水温が上昇している。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

$$\text{水温 (}^{\circ}\text{C)} = -0.0047 \times \text{標高 (m)} + 20 \quad (24)$$

図 37 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Ⅰと地域Ⅱに位置する地下水温と観測日の「O38. 魚津 (JMA)」の日平均気温 (AMeDAS)の経月変化である。観測地点番号は図 1, 図 13, 表 1, 表 3 に対応している。「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」以外の地域Ⅰの地下水温は, 気温と同様に, 夏季 (6～8 月)に上昇し, 冬季 (12～2 月)に低下するという季節変化があるが, 気温の変動幅と比較すると変動幅は小さい。「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」の 3 地点の地下水温の変動幅が他と比較して大きい要因は観測深度が 5 m と浅部の地下水であり, 他と比較して気温の影響を強く受けていると考えられる。地域Ⅱの地下水温は, データ数が少ないが夏季 (6～8 月)に上昇する傾向が認められた。図 38 は沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と地下水温の平均値の関係である (図 13 中の破線)。深度 5 m の浅部の地下水と「7. 高志野」を除いた地点では河川から離れるにつれ地下水温が上昇している結果が得られた。河川近傍に位置する「10. 飛騨」の地下水温は河川水温の平均値に近い値を示した。一方, 河川から離れた「15. 杉沢」の水温は, 「10. 飛騨」の水温より 1.6℃高い値を示した。扇状地内の地下水温の空間変化の要因は河川から離れるにつれ, 滞留時間が長くなったことにより, 地下水温が均一化され, 年平均気温に近づいたと考えられる。「7. 高志野」の水温は河川からの距離が概ね一緒である「2. 清水庵 (浅)」, 「3. 神田」, 「4. 絹」と比較して高い結果であった。これは, 「7. 高志野」は他の 3 地点より HCO_3^+ , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ などの溶存イオンが多く⁷⁶⁾, 地下水の滞留時間が長くなった結果, 年平均気温に近くなったと考えられる。

図 39 は「20. I-07」, 「21. C-06」, 「22. H-05」, 「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」の 6 地点の深度 4 m, 5 m の浅部と, 19 m, 20 m の深部の地下水温の時系列変化である (図 13)。「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」の 3 地点の浅部の水温は「20. I-07」, 「21. C-06」, 「22. H-05」の 3 地点と比較して, 変動幅が大きい結果が得られた。一方, 深部の水温は 6 地点とも変動幅が小さい結果であった。季節変化が顕著にみられた「23. A-04」と変動幅が小さい「21. C-

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

06」の地下水温の垂直プロファイルを図 40 に示す。図 40(a)は、「21. C-06」の深度 1 m, 5 m, 20 m の 3 深度を用いて推定された 2017 年の地下水温の垂直プロファイル、図 40(b)は「23. A-04」の深度 0.5 m, 1 m, 4 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m の 7 深度を用いて推定された 2017 年の地下水温の垂直プロファイルである。なお、観測地点の存在しない深度では Kriging 法で内挿補間をした。「21. C-06」は年間を通して、深度 0~20 m で 12~16 °C と季節変化が少ない結果が得られた。一方、「23. A-04」は深度 10 m 付近まで 5~11 月で水温が上昇し、12~4 月で水温が低下する季節変化が観測された。図 41 は「21. C-06」と「23. A-04」地点の地下水検層を実施した結果である。季節変化が観測された「23. A-04」地点は深度 10 m 付近まで比抵抗値が 60 分未満で電界物質投入前と同様な値に戻っており、非常に早い流動層であることが分かった。一方、季節変化がなく、年間を通して一定であった深度 15 m 以降は比抵抗値の回復に時間を要しており、地下水の流速が遅いことがわかった。黒部川は毎年 5~7 月の期間に雪解け水の影響を受け、9~10 月の期間では降雨の影響で河川流量が増加することが知られている。図 9(b)より、「23. A-04」は河川近傍に位置する旧河道に位置しており、黒部川の影響を強く受けていると考えられる。一方、季節変化が観測されなかった「21. C-06」地点では比抵抗値の回復に時間を要し、地下水の流速が遅く年間を通して季節変化が少ない結果が得られたと考えられる。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

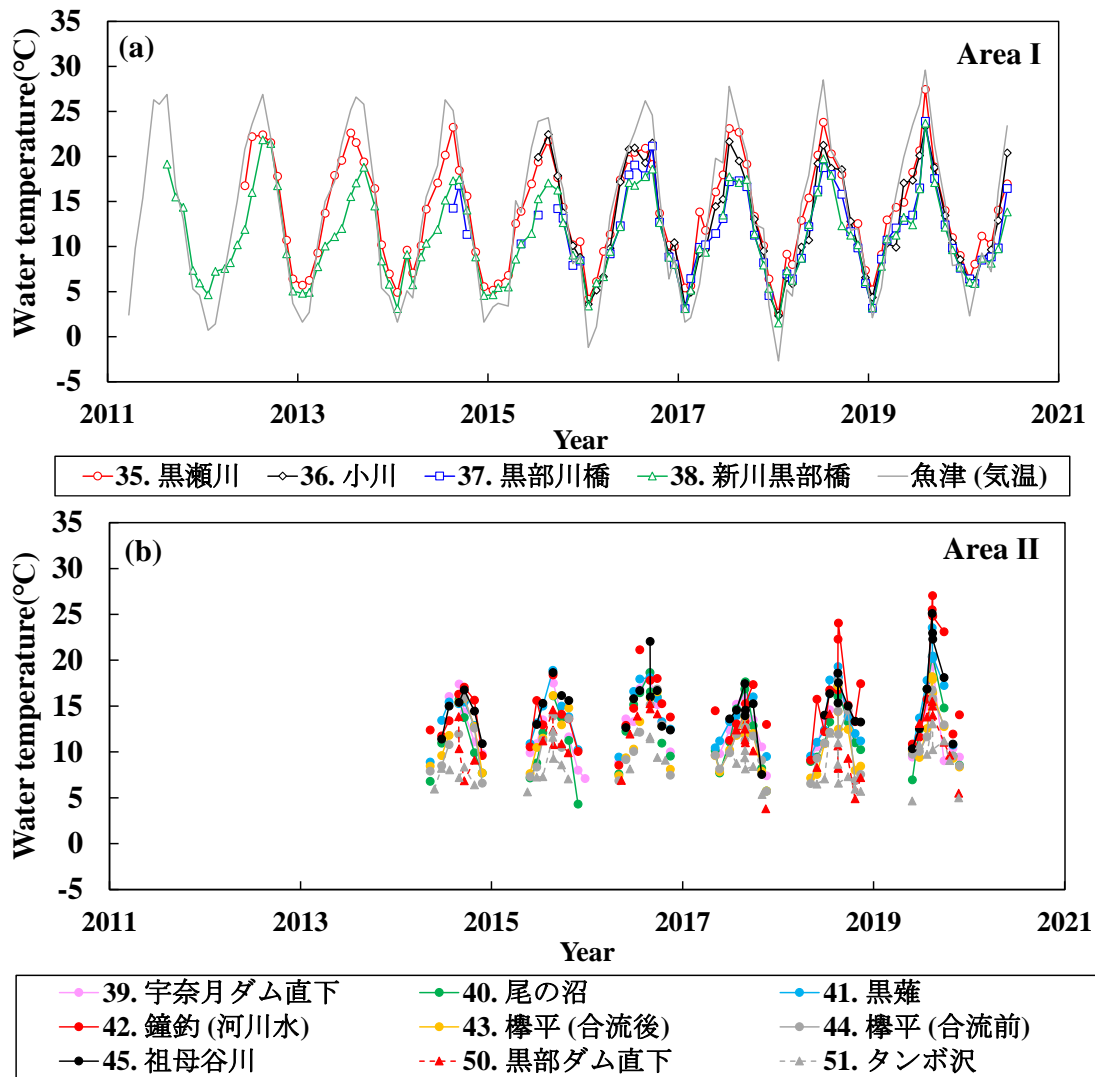


図 34 2011年4月～2020年6月の地域Ⅰ(a)と地域Ⅱ(b)の河川水温と魚津の気温の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

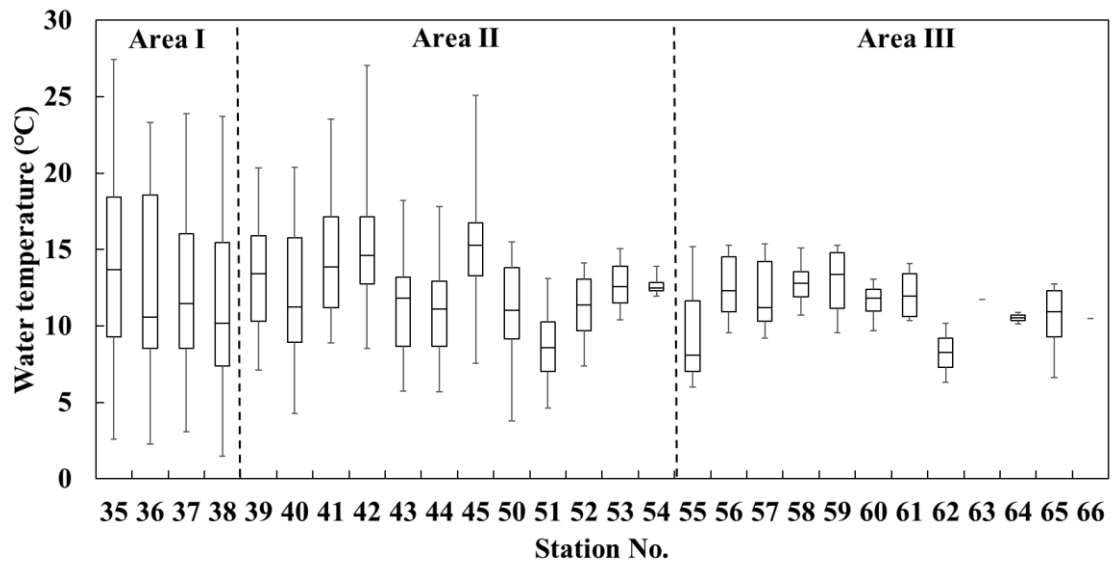


図 35 2011 年 4 月～2020 年 6 月の河川水温の箱ひげ図

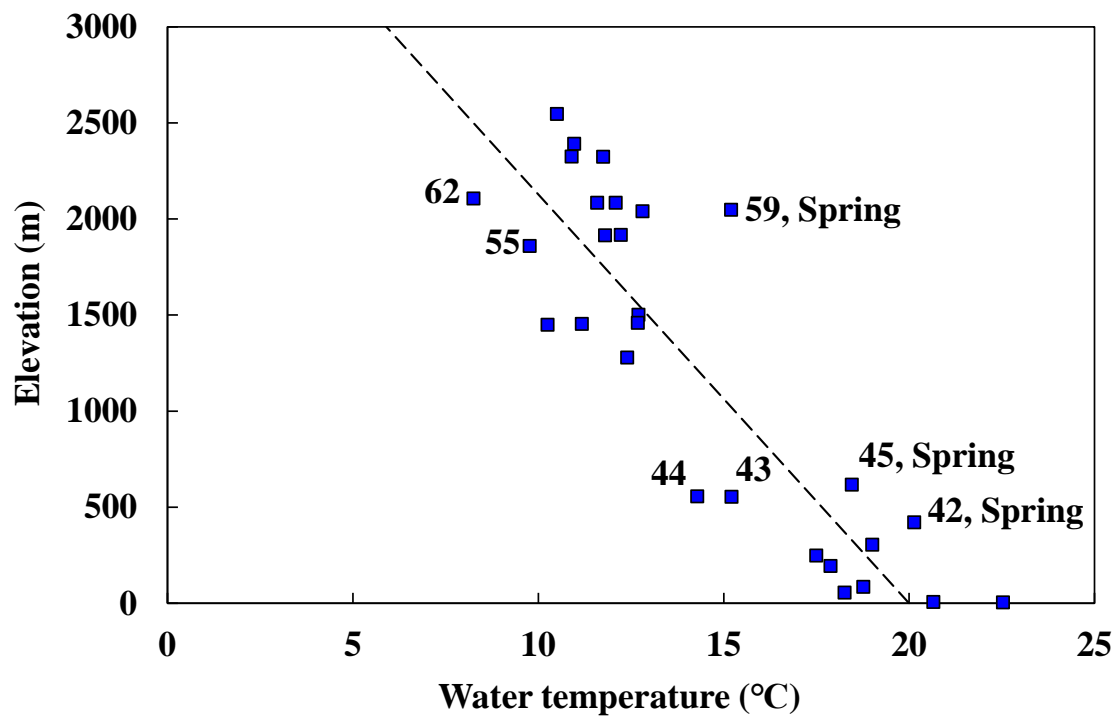


図 36 黒部川流域の河川水の 2011～2020 年の期間の各年の 8 月の水温の平均値と標高の関係

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

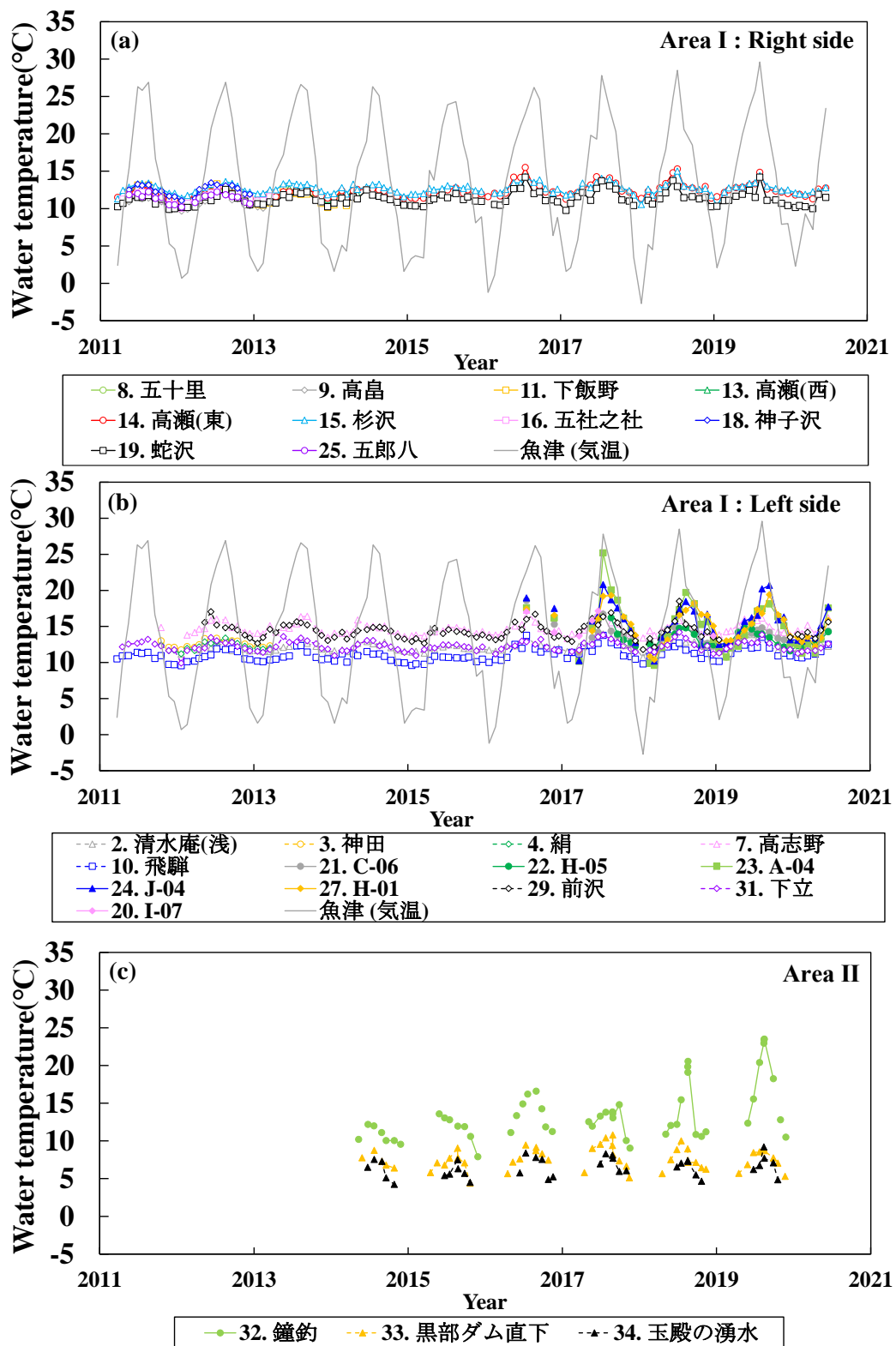


図 37 2011年4月～2020年6月の地域 I (a: 右岸側, b: 左岸側) と地域 II (c) の地下水温度と魚津の気温の経月変化

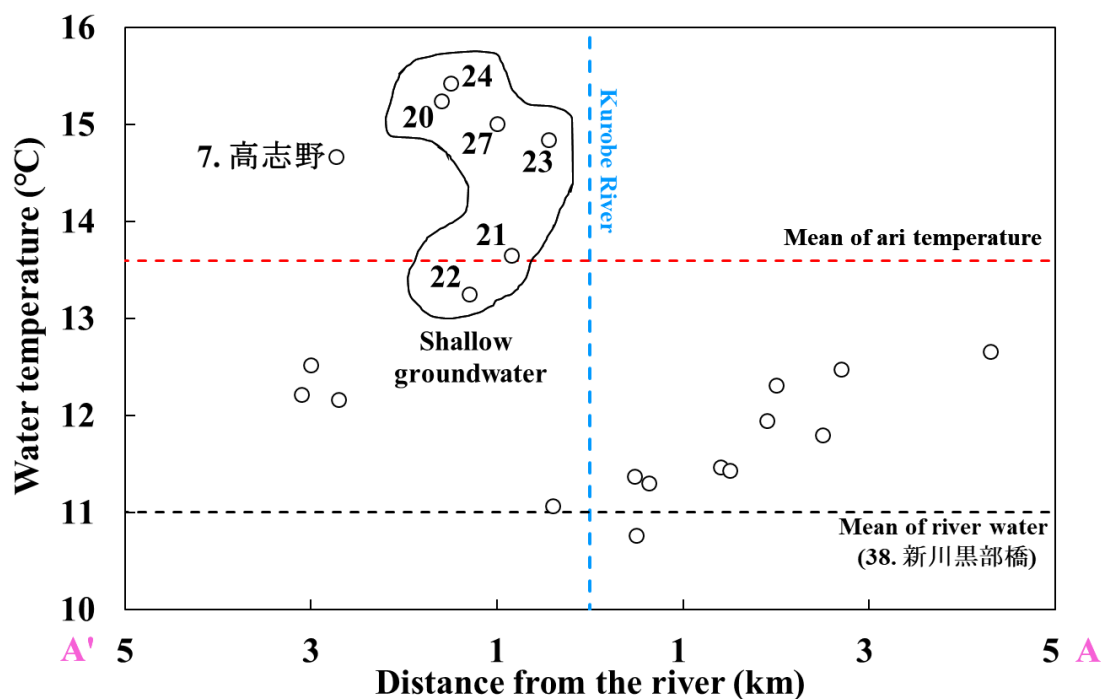


図 38 沿岸部の地下水の観測地点から河川までの距離と 2011 年 4 月～2020 年 6 月の期間の水温の平均値の関係

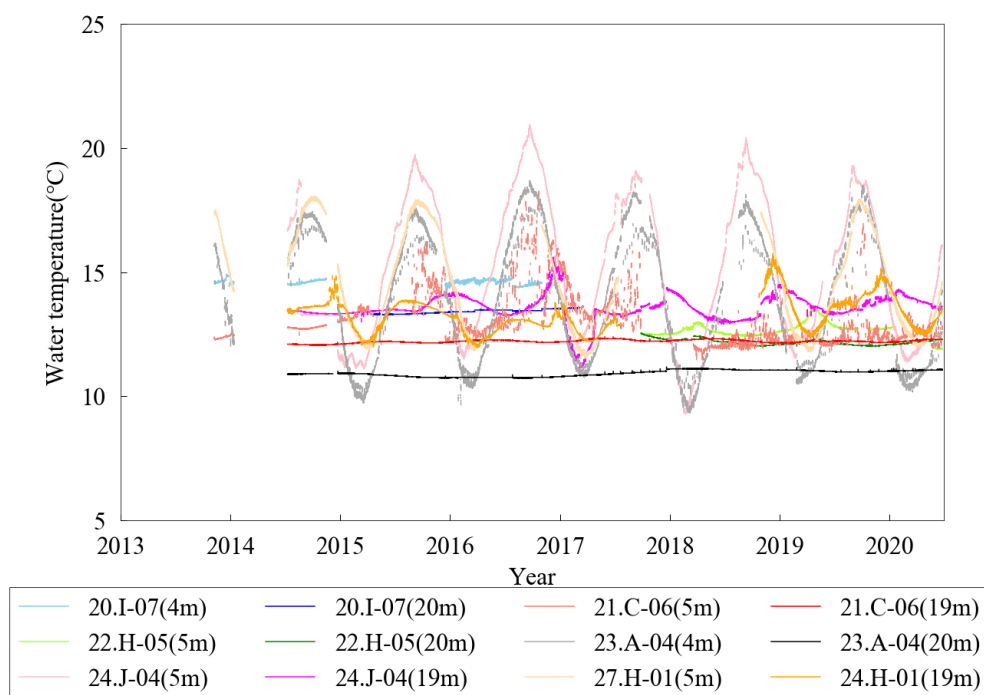


図 39 「20. I-07」, 「21. C-06」, 「22. H-05」, 「23. A-04」, 「24. J-04」, 「27. H-01」の深度 4 m, 5 m, 19 m, 20 m の 2013 年 11 月～2014 年 1 月までの 5 分毎の地下水温と 2014 年 7 月～2020 年 6 月までの 10 分毎の地下水温の時系列変化

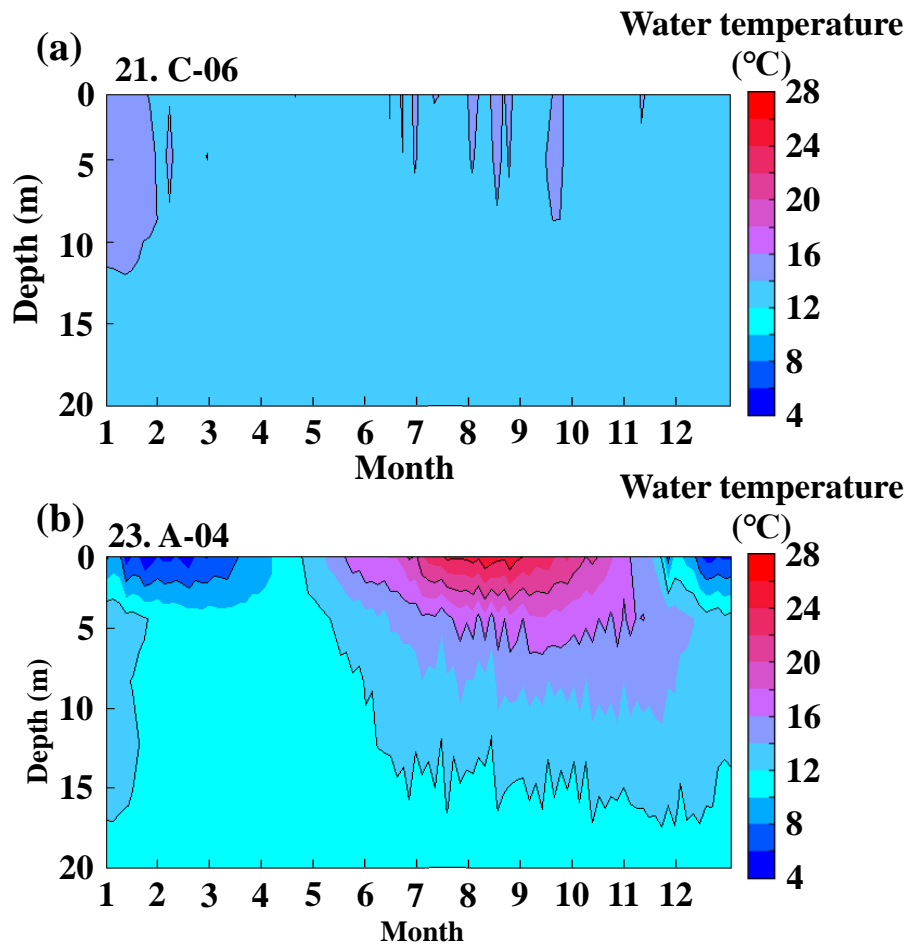


図 40 「21. C-06(a)」, 「23. A-04(b)」地点の2017年1~12月までの深度0~20 mまでの地下水温の垂直プロファイル

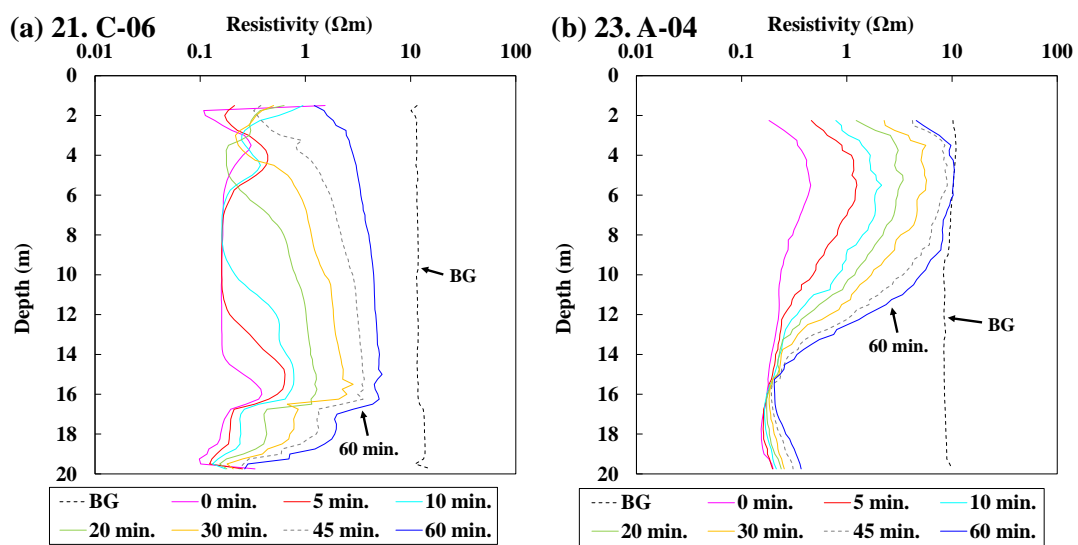


図 41 「21. C-06(a)」, 「23. A-04(b)」地点の地下水検層結果

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.3.2. 自噴量の観測結果

図 42 は 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域Iに位置する 15 地点の自噴量の経月変化である (図 13). 井戸の形状の条件によって, 自噴量を観測できた地点は 15 地点である (表 3(a)).

「16. 五社之社」, 「18. 神子沢」, 「25. 五郎八」の自噴量は最小値が 0 L/min であり, 冬期に自噴が停止する. 図 43 は, 2011 年 3 月～2020 年 6 月の観測地点における自噴量の標準化変量の各月毎の平均値を示した. 自噴量の標準化変量は次式の通りに算出した.

$$Z_i = \frac{x_i - \mu_i}{\sigma_i} \quad (25)$$

ここで, Z は自噴量の標準化変量, x は自噴量の観測値, i は自噴量の観測地点, μ は自噴量の平均値, σ は自噴量の標準偏差である. 比較のために, 図 43 には 2011～2019 年の魚津の月毎の降水量と愛本の月毎の平均河川流量も示した. 自噴量については, 「31. 下立」を除いた地域I内の 14 地点で季節変化の挙動が似ていることから, 右岸側と左岸側の河川近傍の地下水 (左岸側: 「10. 飛驒」, 右岸側: 「19. 蛇沢」) と河川から離れた地下水 (左岸側: 「2. 清水庵 (浅)」, 右岸側: 「15. 杉沢」) を代表地点として, 図 43 に示した (図 13).

河川近傍の「10. 飛驒」と「19. 蛇沢」は 2～8 月にかけて自噴量が増加し, 9～2 月にかけて減少する季節変化がある (図 43). 5～8 月は雨期であり, 水田には水が張られるため, 水田から地下への涵養量が増加する. また, 2～5 月は融雪の影響で河川水位が上昇するため, 河川から地下への浸透量が増加するため自噴量が増加したと考えられる. 一方, 1～3 月の期間は, 降雨量が少なく, 河川水量も少ないため自噴量が低下したと考えられる. 河川から離れた「2. 清水庵 (浅)」と「15. 杉沢」は河川近傍と比較して自噴量の増加する時期が 1～2 カ月遅れている. これは, 河川から離れたことにより, 滞留時間が長くなり, 河川水位の上昇の影響が遅れたと考えられる. 一方, 「31. 下立」は 3～6 月に自噴量が減少し, 10～3 月に増加する季節変化がある. 自噴量の季節変化は他の地点と異なり河川流量が増加する 5～9 月にかけて「31. 下立」の自噴量は増加しない. 「31. 下立」は山地と丘陵に位置しており, 降水が主な涵養源であると考えられる (図 9(b)).

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

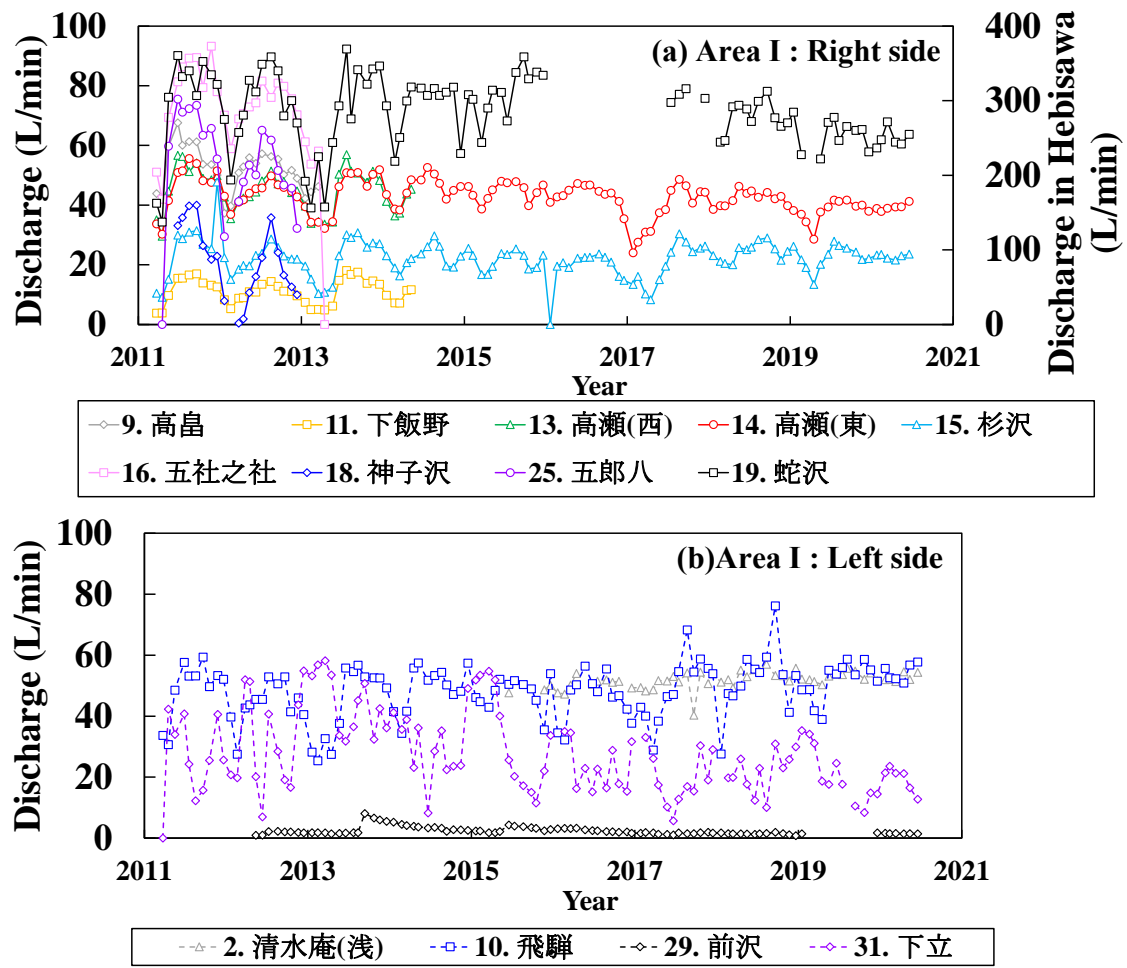


図 42 2011 年 4 月～2020 年 6 月の地域 I (a : 右岸側, b : 左岸側) の地下水の自噴量の経月変化

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

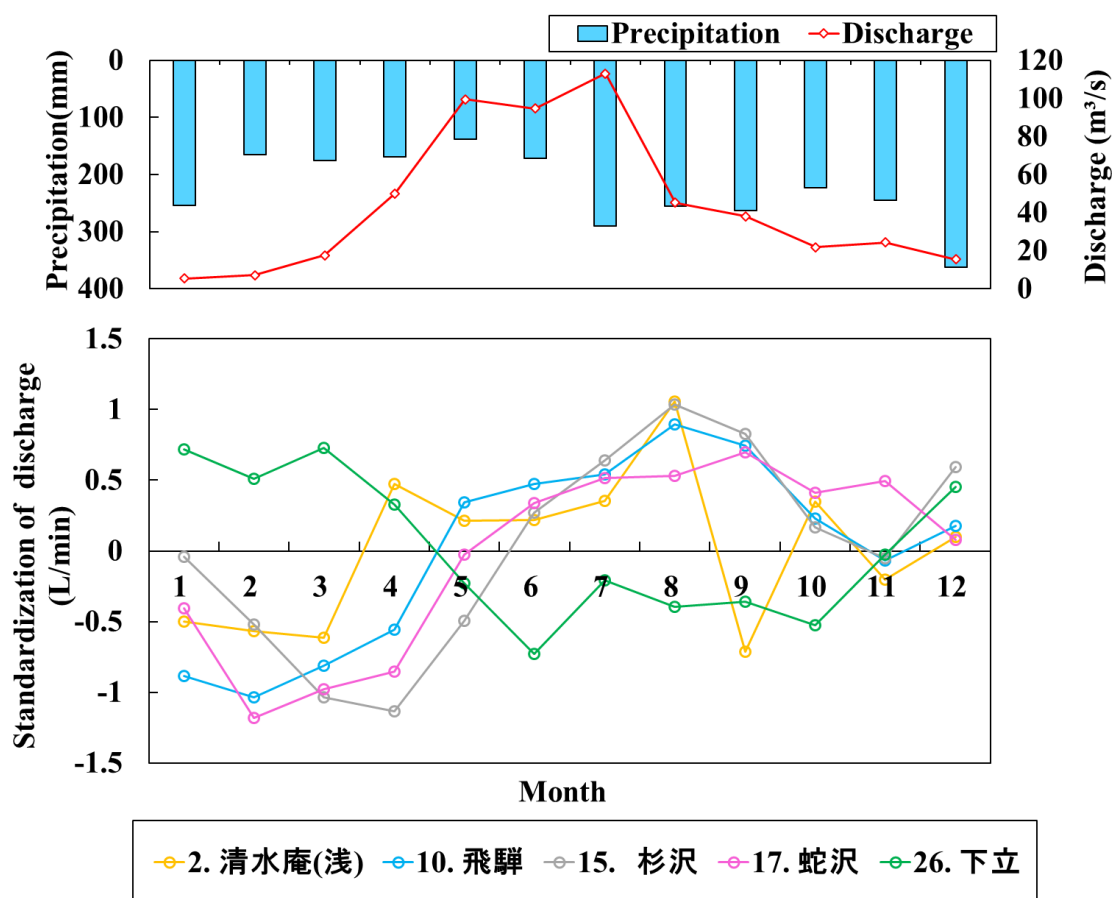


図 43 2011 年 3 月～2020 年 6 月の「2. 清水庵(浅)」, 「10. 飛驒」, 「15. 杉沢」, 「17. 蛇沢」, 「26. 下立」における自噴量の標準化変量の各月毎の平均値

4.3.3 水温を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

地下水温は、10 m 以上の深さでは年間を通じてほぼ一定であり、その地域の年間平均気温と一致するかやや低い値を示すため¹⁰⁶⁾、滞留時間が1年以上の地下水は、その地域の年平均気温と同様の値を示すと考えられる。しかし、黒部川扇状地の地下水温は微小ながら夏期に上昇し、冬期に低下する季節変化がある(図 37(a), 図 37(b))。また、河川近傍の年平均地下水温は年平均気温と比較して、約 2～3℃低い(図 38)。そのため、地下水や河川水の水温と気温を比較することで、地下水の涵養源を推測することができる。以上から、水温は地下水の流動を推定することが可能である。黒部扇状地の沿岸部の年平均地下水温は、扇状

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

地内の年平均河川水温と比較して低いことが特徴であり、扇頂部から扇端部の黒部川からの浸透では説明ができない。一方、河川水は標高が高くなると年平均水温が低下することが本研究から推測されている（図 36）。このことから、扇状地の沿岸部の自噴している地下水の涵養源として、標高が高い地域の河川水に由来している可能性があると考えられる。

松浦らはトリチウムと溶存イオンを用いて、地下水の涵養源を推定した結果、扇状地地下水の涵養源は扇頂部～中流域である明らかにしている¹⁰⁴⁾。以上より、地域Ⅰと地域Ⅱの河川水温を用いて、扇状地地下水の涵養源を推定した。流域全域の河川水温を観測した結果、「42. 鐘釣 (河川水)」「45. 祖母谷川」は観測地点周辺で温泉水が湧き出ており、水温が高いため（図 36）、今回の涵養源の推定の議論から除外した。地域Ⅱの河川水は毎年 12～4 月の期間、降雪の影響により交通アクセスが遮断されるため、観測結果が欠測である（図 34 (b)）。地域Ⅱに位置する「38. 新川黒部橋」の水温データは 2011～2020 年まで全年のデータを取得出来ているため、12～4 月の欠測期間を地域Ⅰの「38. 新川黒部橋」の水温データを用いて補間した。図 44 は 2014 年 5 月～2019 年 11 月の「38. 新川黒部橋」と地域Ⅱに位置する各地点の河川水温の関係である。「50. 黒部ダム直下」を除いて新川黒部橋と地域Ⅱの河川水温には 0.64～0.7 の高い相関があることがわかった。「50. 黒部ダム直下」は水温の観測データが少ないため、低い結果になったと考えられる。図 45 は 2014 年 5 月～2019 年 11 月の「44. 樺平 (合流前)」の観測値と「38. 新川黒部橋」の水温と得られた相関式から換算した水温の換算値との比較である。この換算値と観測値は概ね一致しており、「44. 樺平 (合流前)」の水温を再現出来ていると言える。他の地点も「44. 樺平 (合流前)」同様に、換算値と観測値が概ね一致していた。図 46 は上記の方法で求められた各観測点での年平均河川水温と標高の関係である。図 46 には各測定点で 8 月に測定した水温と標高の関係式も示した。8 月の水温と標高の関係と比較すると（図 36）、傾きは一致している。一方、切片は 8 月の水温と標高の方が、大きい結果となった。これは、気温の影響により河川水温が上昇したことが要因であると考えられる。地域Ⅰの河川水温の観測値と地域Ⅱの河川水温の換算値を用いて扇

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

状地地下水の涵養源の推定を行った。

地下水温の季節変化は、自噴量と河川流量の季節変化と同様であった (図 37 (a), 図 37 (b), 図 42)。従って、扇状地内の河川流量が増加し、地下への浸透量が増加した結果、地下水温が上昇したと考えられる。従って、扇状地内の河川からの浸透が一番少ない、低水の時期 (1月)の地下水温の平均値を用いて、扇状地地下水の涵養源の推定を行った。「2. 清水庵 (浅)」, 「10. 飛驒」, 「15. 杉沢」, 「19. 蛇沢」の4地点の地下水温を用いた。その結果、涵養源は142~450 mであると推定され、「39. 宇奈月ダム直下」~「42. 鐘釣 (河川水)」に涵養源があると推定された。表 7 は扇状地の河川水と涵養源 (標高 : 142~450 m)の河川水の割合の算出結果である。右岸側の地下水 (「15. 杉沢」, 「19. 蛇沢」)は、左岸側の地下水 (「2. 清水庵 (浅)」, 「10. 飛驒」)と比較すると扇状地内の河川水の寄与率が高い結果が得られた。その結果、扇状地の伏没区間では、黒部川から地下への浸透は左岸側への流動よりも右岸側への流動が顕著であると推測された。これは、扇状地の地下水等高線解析による結果と同様であった⁷²⁾。また、河川から離れるにつれ、河川水の浸透の寄与率が低くなる結果は、天水、河川水、地下水の酸素同位体比を用いて解析された結果¹⁰⁷⁾と同様である。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

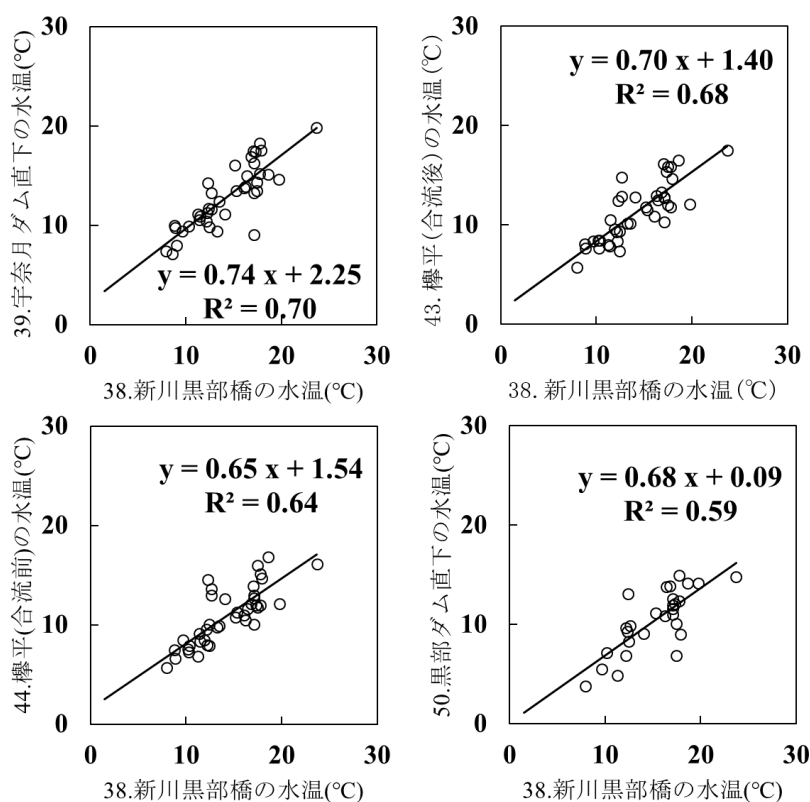


図44 2014年5月～2019年11月の「38.新川黒部橋」と「39.宇奈月ダム直下」, 「43.樺平(合流後)」, 「44.樺平(合流前)」, 「50.黒部ダム直下」の河川水温の関係

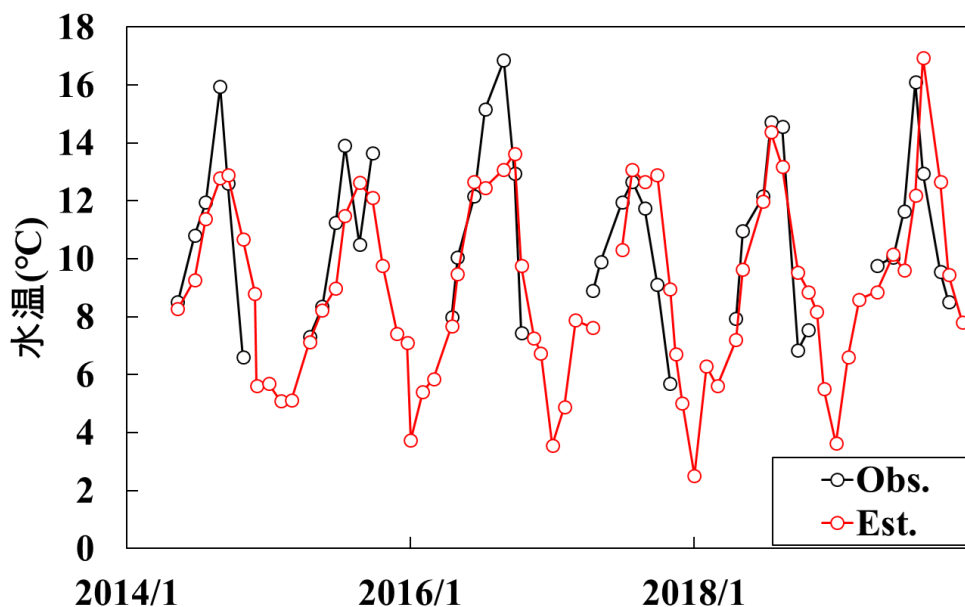


図45 2014年5月～2019年11月の「44.樺平(合流前)」の観測値と「38.新川黒部橋」の河川水温から換算した換算値の比較

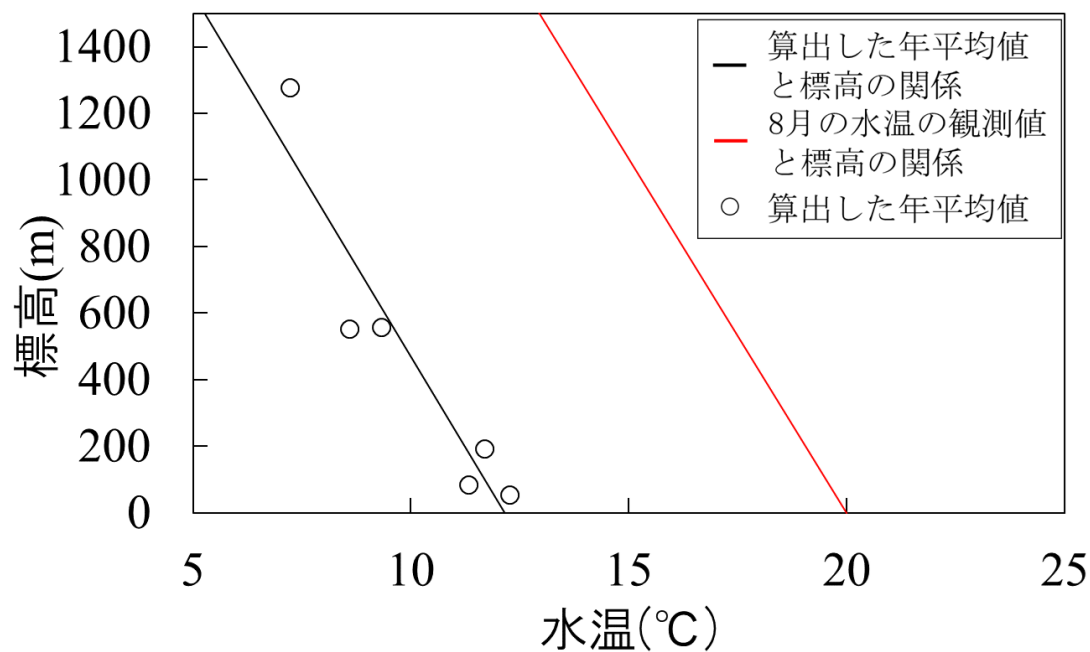


図 46 「38. 新川黒部橋」の河川水温から換算した各観測地点の換算値と標高の関係
(赤線：8月の月平均水温の観測値と標高の関係)

表 7 扇状地の河川水と涵養源(標高：142 m から 450 m)の河川水の割合の算出結果

観測地点	8月の平均 地下水温(°C)	1月の平均 地下水温(°C)	8月の河川の 寄与率(%)
2	12.81	11.4	9.59
10	11.91	10.1	10.88
15	13.45	11.5	12.83
19	12.29	10.3	13.16

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.4 放射性同位体の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果

4.4.1 放射性同位体の観測結果

表 8 は地域Ⅰ、地域Ⅱの地下水の採水年、トリチウム濃度の測定結果を示す。降水によってもたらされたトリチウムは地中へ浸透後、帯水層中では他の物質と反応せず、放射性壊変のみで濃度が減少する。放射性壊変による減衰曲線は次式の通りである。

$$\frac{C}{C_0} = \exp(-\lambda t) = \exp\left(-t \frac{\ln 2}{T_{1/2}}\right) \quad (26)$$

ここで、 C_0 は初期濃度、 C は試料 (現在)濃度、 λ は崩変定数、 t は経過時間、 $T_{1/2}$ は半減期である。

図 47 は降水のトリチウム濃度の観測値、半減期による減衰を考慮した 1950～2013 年の降水のトリチウム濃度の経年変化 (式 26)と地下水のトリチウム濃度の最大値を観測した「28. 君島」と最小値を観測した「12.YKK 丸屋根」の観測値である (図 13, 表 8)。これまでに、黒部川扇状地内では降水のトリチウム濃度の測定は行われていない。富山県内では、富山大学が 1981～1995 年の期間で降水のトリチウム濃度を測定している。富山県内の降水のトリチウム濃度データがないため、東京都と愛知県の降水のトリチウム濃度データで補間した。1953～1960 年の期間はオタワの観測値から東京都のトリチウム濃度を推定した値である。それ以降の期間では、IAEA (東京都, 1961～1972 年), 衛生研究所 (愛知県, 1973～1980 年), 東京都産業技術総合研究所 (東京都, 1996～2001 年), 地球科学研究所 (愛知県, 2002～2013 年)の観測値をそれぞれ用いた。降水のトリチウム濃度は 1952～1964 年の間、大気中核実験によって人工的に大量にトリチウム濃度が放出されたため、急激に増加した。1950 年以前に地下に浸透した地下水は半減期による減衰によって、2020 年では検出下限値である 0.3 TU 以下である。従って、地下水中のトリチウム濃度を分析することにより、トリチウムが検出されるかどうかで核実験開始以降の降水が含まれているか否かを明確に判断でき、1950 年以前に涵養された地下水か、1950 年以降に涵養された地下水かの推定を行うのに適している。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

「17. 宝石の水」, 「29. 前沢」以外の地域Iの地下水のトリチウム濃度は3.0~4.3 TUの範囲であり, 核実験開始後の降水が涵養された地下水であることがわかった (表 8). 地域Iの地下水のトリチウム濃度と半減期による減衰を考慮した降水のトリチウム濃度の経年変化の範囲が重なるのは, 1975~1979年の範囲である (図 47). このことから, 地域Iの地下水は35~39年の非常に循環が早い地下水であると推定された.

「17. 宝石の水」, 「29. 前沢」 (図 13)はトリチウム分析の結果, 検出限界である0.3 TU以下であった (表 8). 従って, 核実験開始以前の降水が涵養された地下水であることがわかった. 「17. 宝石の水」, 「29. 前沢」については, 先述したように放射性炭素を用いて年代推定を行った (表 3). その結果, 「17. 宝石の水」は1680±30年前, 「29. 前沢」は2800±30年前に涵養された地下水であると推定された. 表 8 で示したように, 「17. 宝石の水」, 「29. 前沢」の井戸深度はそれぞれ222 m, 800 mであり, 他の井戸よりも非常に深く, 87.0 m以浅の扇状地地下水とは別の涵養源であると考えられる.

表 8 地下水のトリチウム分析の観測年, 各井戸の井戸深度, トリチウム濃度の分析結果

No.	場所	採水年	井戸深度 (m)	採水時のトリチウム濃度 (TU)
1	清水庵(深)	2013	87	3.3
12	YKK丸屋根	2013	21.8	3
14	高瀬(東)	2013	36	3.2
15	杉沢	2013	不明	3.2
17	宝石の水	2013	222	検出限界以下
26	天神新	2013	25	3.3
28	君島	2013	70	3.5
29	前沢	2013	800	検出限界以下
30	墓ノ木	2013	47	3.5
34	玉殿の湧水	2014	不明	3.2

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

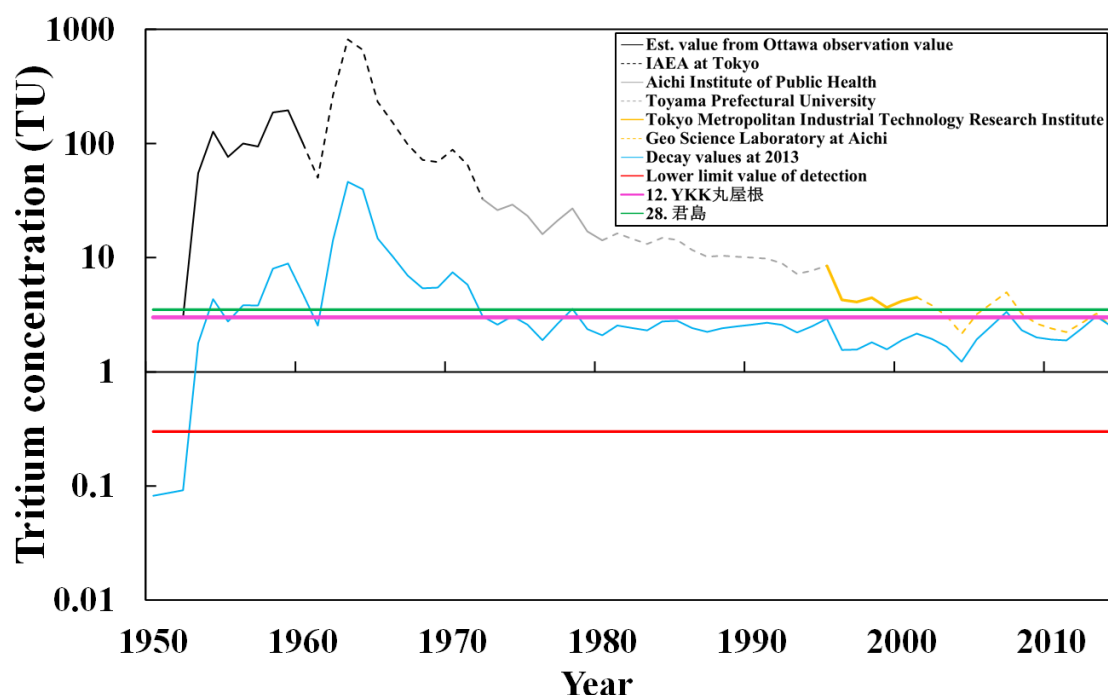


図 47 降水のトリチウム濃度の観測値，半減期による減衰を考慮した 1950～2013 年の降水のトリチウム濃度の経年変化と 2013 年に観測した「12. YKK 丸屋根」，「28. 君島」のトリチウム濃度の観測値

4.4.2 放射性同位体を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

河口からの距離，標高，トリチウムの観測結果から概算した地下水の滞留時間を用いて，透水係数を算出した．透水係数の算出方法は次式の通りである．

$$k = \frac{L}{iT} \quad (27)$$

ここで， k は透水係数 (cm/s)， L は河口からの距離 (km)， i は動水勾配， T は滞留時間 (年) である．

黒部川橋～黒部ダム直下までの河川水の観測地点と扇頂部に位置する愛本を涵養源として仮定した (図 1，図 13)．河口から各観測地点と愛本までの距離と標高を表 9 に示す．地下水の深度はトリチウムの採水地点の一番深度が深い「1. 清水庵 (深)」を用いた．各観測地点と愛本の標高と「1. 清水庵 (深)」の深度を用いて動水勾配を算出した．トリチウムの分析した結果，扇状地地下水の滞留時間は 35～39 年であると推定された．従って，透水係

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

数の概算は35年と39年の2つのCaseで実施した。表9は35年と39年の滞留時間を用いて透水係数を概算した結果である。北・手計(2015)は黒部川扇状地の透水係数は $2.24 \times 10^{-5} \sim 2.02 \text{ cm/s}$ (平均値： $4.90 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$)であると報告している¹⁰⁸⁾。図48は黒部川扇状地の透水係数の相対頻度分布を示す。黒部川扇状地の透水係数は $10^{-3} \sim 10^1 \text{ cm/s}$ の区間の累計頻度が94.64%である。よって、 $10^{-3} \sim 10^1 \text{ cm/s}$ を黒部川扇状地における支配的な透水係数として、その区間の平均値である $9.15 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ を用いて地下水の涵養源を推定した。その結果、「愛本堰堤」、「39.宇奈月ダム直下」の地点の透水係数はそれぞれ $5.29 \times 10^{-2} \sim 6.81 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ 、 $1.01 \times 10^{-1} \sim 1.30 \times 10^{-1} \text{ cm/s}$ であり、ここで推定された透水係数と黒部川扇状地の支配的な透水係数は概ね一致している。以上から、扇状地地下水の涵養源は河口から13.0~20.8kmであると推定された。

表9 透水係数の算出結果

No.	観測地点	河口からの 距離(m)	標高 (km)	算出された透水係数(cm/s)
37	黒部川橋	7.1	56	$2.28 \times 10^{-2} \sim 2.93 \times 10^{-2}$
38	新川黒部橋	9.8	86	$3.66 \times 10^{-2} \sim 4.70 \times 10^{-2}$
-	愛本堰堤	13.0	125	$5.29 \times 10^{-2} \sim 6.81 \times 10^{-2}$
39	宇奈月ダム直下	20.8	194	$1.01 \times 10^{-1} \sim 1.30 \times 10^{-1}$
40	尾の沼	22.8	248	$1.07 \times 10^{-1} \sim 1.37 \times 10^{-1}$
41	黒薙	26.4	305	$1.22 \times 10^{-1} \sim 1.57 \times 10^{-1}$
42	鐘釣(河川水)	33.7	421	$1.50 \times 10^{-1} \sim 1.92 \times 10^{-1}$
43	櫛平(合流後)	38.9	554	$1.64 \times 10^{-1} \sim 2.11 \times 10^{-1}$
44	櫛平(合流前)	39.0	557	$1.63 \times 10^{-1} \sim 2.10 \times 10^{-1}$
45	祖母谷川	39.9	864	$1.56 \times 10^{-1} \sim 2.00 \times 10^{-1}$
50	黒部ダム直下	59.8	1279	$1.83 \times 10^{-1} \sim 2.35 \times 10^{-1}$
51	タンボ沢	62.8	1450	$1.69 \times 10^{-1} \sim 2.17 \times 10^{-1}$

黒部川扇状地の支配的な透水係数： $9.15 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$

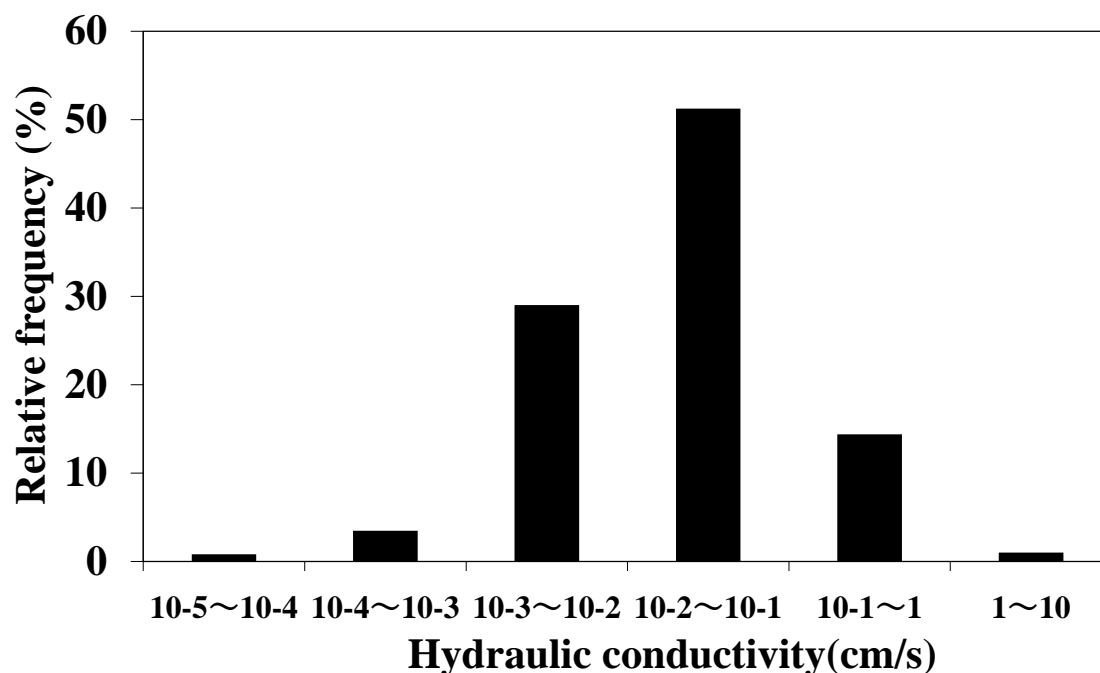


図 48 黒部川扇状地の透水係数の相対頻度分布

4.5 水素・酸素同位体比の観測結果と扇状地地下水の涵養源の推定結果

図 49 は 2014 年 5 月～2018 年 5 月の黒部川流域に位置する河川水、地下水、降水の水素・酸素同位体比の関係である (図 13)。図 49 には庄川の天水線⁴⁹⁾と世界各地で採水された淡水の天水線 (GMWL)¹⁰⁹⁾も記載した。黒部川流域の天水線は河川水、地下水、降水の水素・酸素同位体比を用いて算出した。黒部川流域の天水線は GMWL と比較して、傾きは概ね一致しているが、d 値 (切片)は高い結果が得られた。天水線の d 値は地域的な気象条件により変化することが明らかになっており¹¹⁰⁾、黒部川流域の天水線は富山県内に位置する庄川の天水線と同様な結果が得られた。黒部川流域の河川水、地下水は天水線上に沿うように分布しており、河川水、地下水の起源は天水に由来するものであり、降雨後に蒸発作用等を長時間経験することなく地下浸透や表面流出したと考えられる。全地点において水素・酸素同位体比の挙動は一致しているため、本研究では酸素同位体比のみ記述する。

4 章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

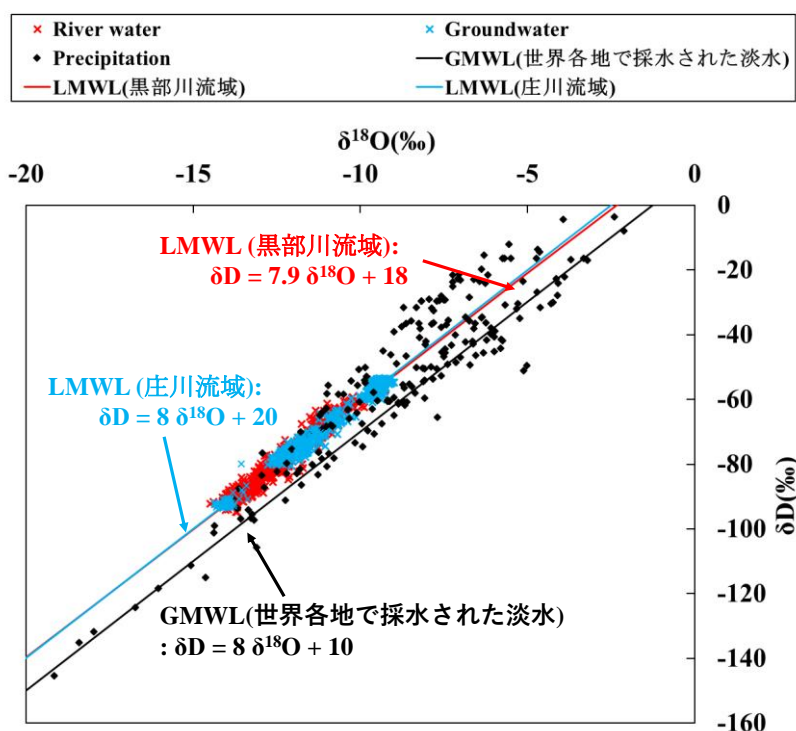


図 49 2014 年 5 月～2018 年 5 月の黒部川流域に位置する河川水、地下水、降水の水素・酸素同位体比の関係

4.5.1 酸素同位体比の観測結果

図 50 は 2014 年 5 月～2018 年 5 月の黒部川扇状地の降水の酸素同位体比、 d 値の時系列変化である (図 13). 降水の酸素同位体比は変動幅が広く、季節変化等の周期性は観測されなかった (図 50(a)). 一方、 d 値は冬季に上昇し、夏季に低下する季節変化が観測された (図 50(b)). 海水から蒸発した水蒸気が降水として地表に降る際に同位体比を保存していた場合、海水と大気は平衡状態であり、 d 値は 0 である. しかし、海水と大気が常に平衡状態であるとは考えられない. d 値は非平衡の状態では蒸発して水蒸気が生成された時の動力学的な同位体効果を示しており、水蒸気団の生成環境を表す指標として用いられる. 中部地域付近の気団の動きは夏と冬で異なり、夏は湿潤な海洋性気団が太平洋からゆっくり海水を蒸発させ d 値の低い降雨をもたらす. 冬は乾燥した大陸性寒気団が日本海から急速な蒸発を引き起こし d 値の高い降雨をもたらすため、秋期から冬期の d 値は春期から夏期の d 値と比較して

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

高いことが明らかになっている¹¹⁰⁾。降水の d 値の季節変化は日本のみに限らず、北東アジアなどでも観測されており^{111),112)}、このような d 値の季節的な違いは、地下水の涵養時期を明らかにする上で有効であると考えられる。図51は黒部川扇状地の降水の春期～夏期と秋期～冬期の水素・酸素同位体比の関係である。黒部川扇状地で採水した降水の d 値は秋期～冬期は32.03‰、春期～夏期は2.70‰である。秋期～冬期の期間は日本海から蒸発した水蒸気が供給源であり、春期～夏期の期間は太平洋から蒸発した水蒸気が供給源であると考えられる。

図52は2014年5月～2018年5月の地域Iと地域IIに位置する河川水の酸素同位体比の経月変化である(図13)。地域Iの河川水は融雪洪水の影響で黒部川の河川流量が増加する3～5月にかけて、酸素同位体比が小さくなる季節変化が観測された。「O20.愛本」の黒部川は融雪時期(3月以降)と梅雨時期(6～7月)に流量が増加する(図8)。冬期の山間部の降水はそのほとんどが降雪であり、積雪するため、冬期の河川流量は減少する。「38.新川黒部橋」の酸素同位体比は夏期に山間部の積雪が雪解け水として河川水へ直接流入や地下に浸透後河川へ流入した結果、同位体比が小さくなったと考えられる。地域IIの河川水の酸素同位体比は、データ数が少ないが夏季(6～8月)に上昇する傾向が認められた。

図53は2014年5月～2018年5月の黒部川流域の河川水の酸素同位体比の平均値と標高の関係である。黒部川流域の河川水の酸素同位体比は上流に向かうにつれ同位体比が小さくなる結果が得られた。地表面からの蒸発の影響で同位体比が変化する可能性があるが、早稲田・中井(1983)によると、中部日本の地表水の同位体組成を決める主要な要因は高度効果であると明らかにしており、高度効果の影響で同位体比が変化したと考えられる¹¹⁰⁾。

図54は2014年5月～2018年5月の地域Iと地域IIに位置する地下水の酸素同位体比の経月変化、地域Iに位置するNo. 67～70の4地点の降水の酸素同位体比の平均値と「38.新川黒部橋」の酸素同位体比の平均値である(図13)。地下水の酸素同位体比は季節変化等の周期性は認められず、観測期間を通して酸素同位体比はほぼ一定であった。これは降雨が地下

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

に浸透する際に十分に酸素同位体比の混合を受けており、均質化した結果であると考えられる。図 55 は 2014 年 5 月～2018 年 5 月の地域Iの地下水、河川水、降水の酸素同位体比の平均値の空間分布である。地域Iの地下水の酸素同位体比は-8～-10 ‰と-10～-14 ‰で明瞭な違いがあり、涵養源がそれぞれ異なると考えられる。表 10 は地域Iの降水の酸素同位体比の 2014 年 5 月～2018 年 5 月の平均値を示す。「7. 高志野」、「28. 前沢」、「31. 下立」は地域Iの降水の酸素同位体比の平均値と同様な値であった。「28. 前沢」、「31. 下立」はそれぞれ浦山面 (低位段丘)、前沢面 (中位段丘)に位置しており (図 9b)、沿岸部の地下水とは涵養源が異なると考えられる。しかし、前沢は深度が 800 m と深く (表 8)、放射性炭素で年代分析を行った結果、2800±30 年前の地下水である。従って、一概に扇状地内の降雨が涵養源であるとは言い難い。「7. 高志野」は「28. 前沢」、「31. 下立」を除いた地域Iの地下水と比較して、電気伝導率、溶存イオンともに高く (図 27, 図 31)、地下水の滞留時間が長い地域である。従って、「7. 高志野」の酸素同位体比は降水が地中へ浸透する際、地中で降水が混合され、降水の酸素同位体比の平均値と同様な酸素同位体比になったと考えられる。以上より、「7. 高志野」、「28. 前沢」、「31. 下立」は扇状地内で降った降雨が主な涵養源であると推定された。

「7. 高志野」、「28. 前沢」、「31. 下立」を除いた地域Iの地下水の酸素同位体比は-11～-13 ‰の範囲にある。これは地域Iの降水と比較して小さい酸素同位体比であり、扇頂部に位置する河川水と概ね同様な観測結果が得られた。従って、「7. 高志野」、「28. 前沢」、「31. 下立」を除いた地域Iの地下水は黒部川が主な涵養源であると推定された。また、河川から離れるにしたがって、酸素同位体比が大きくなる傾向があり、河川から離れるにつれ降水の寄与率が大きくなっていると考えられる。

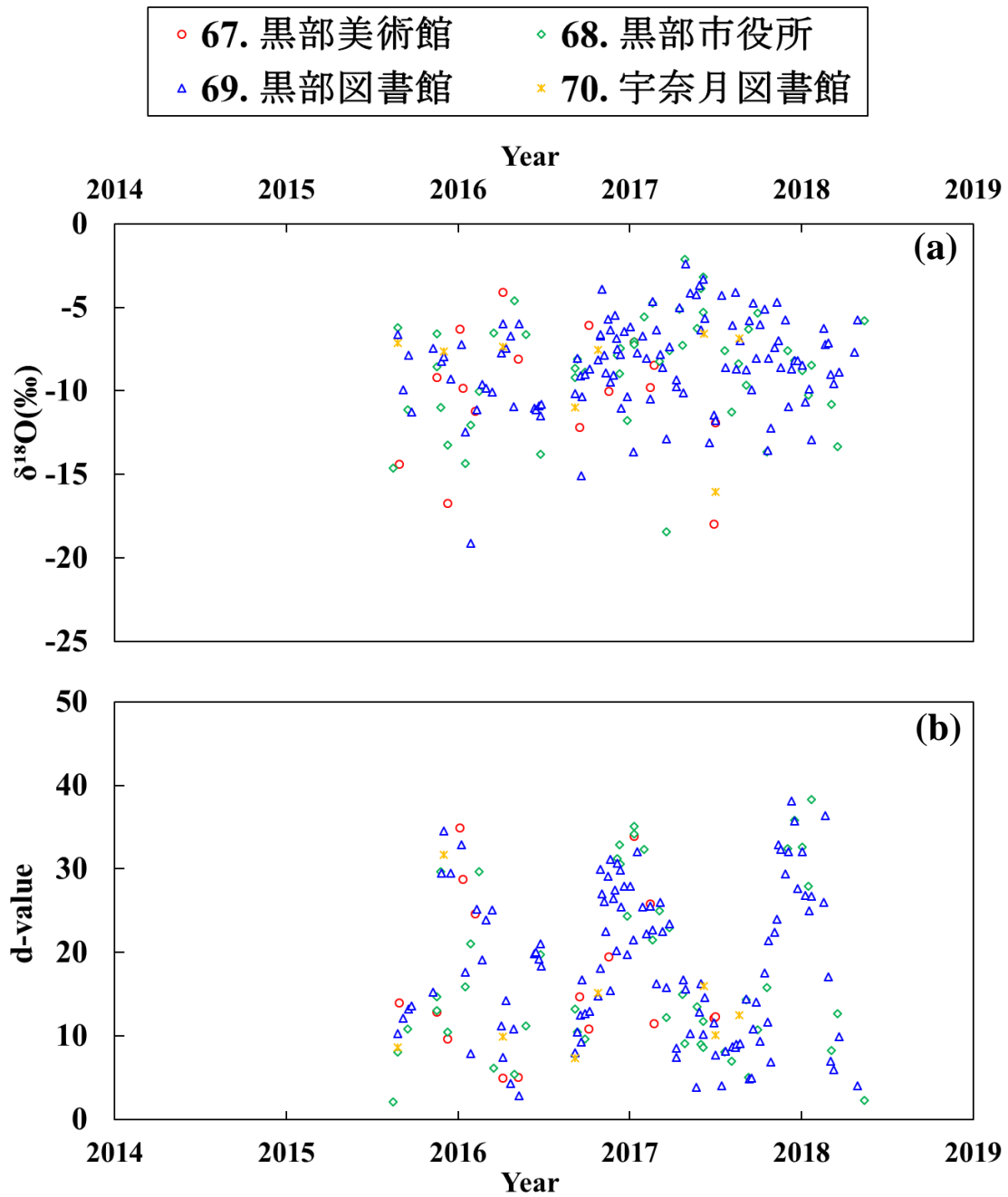


図 50 2014年5月～2018年5月の黒部川扇状地の降水の酸素同位体比(a), d値(b)の時系列変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

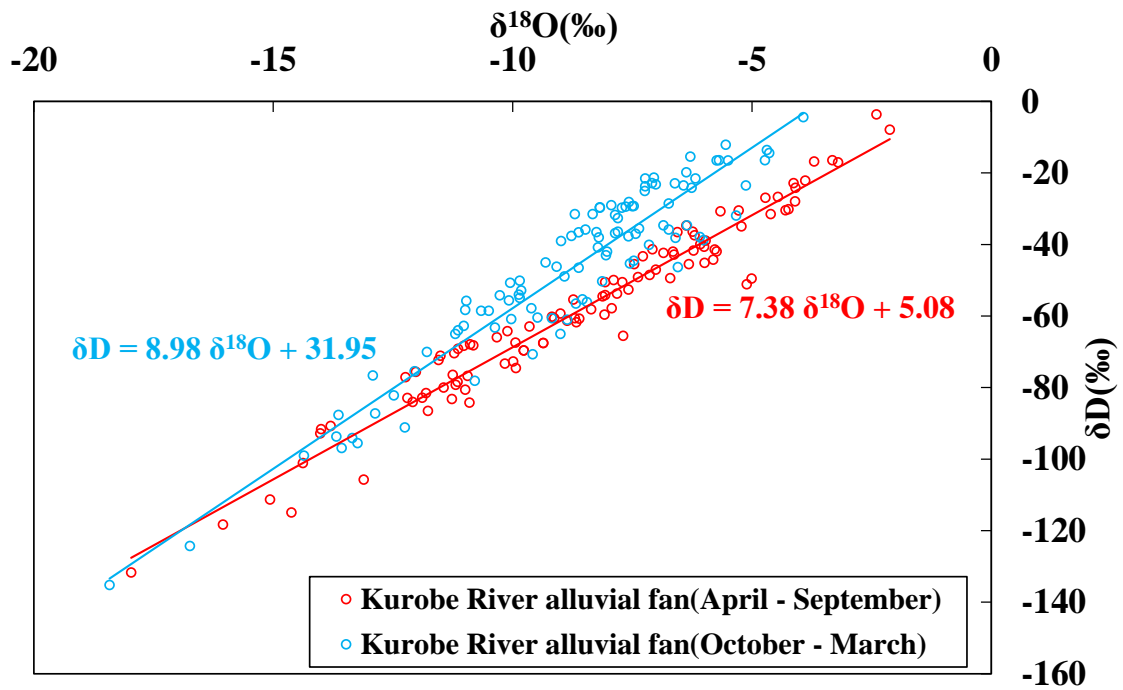


図 51 2014 年 5 月～2018 年 5 月の黒部川扇状地の降水の春期～夏期(4 月～9 月)と秋期～冬期(10 月～3 月)の水素・酸素同位体比の関係

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

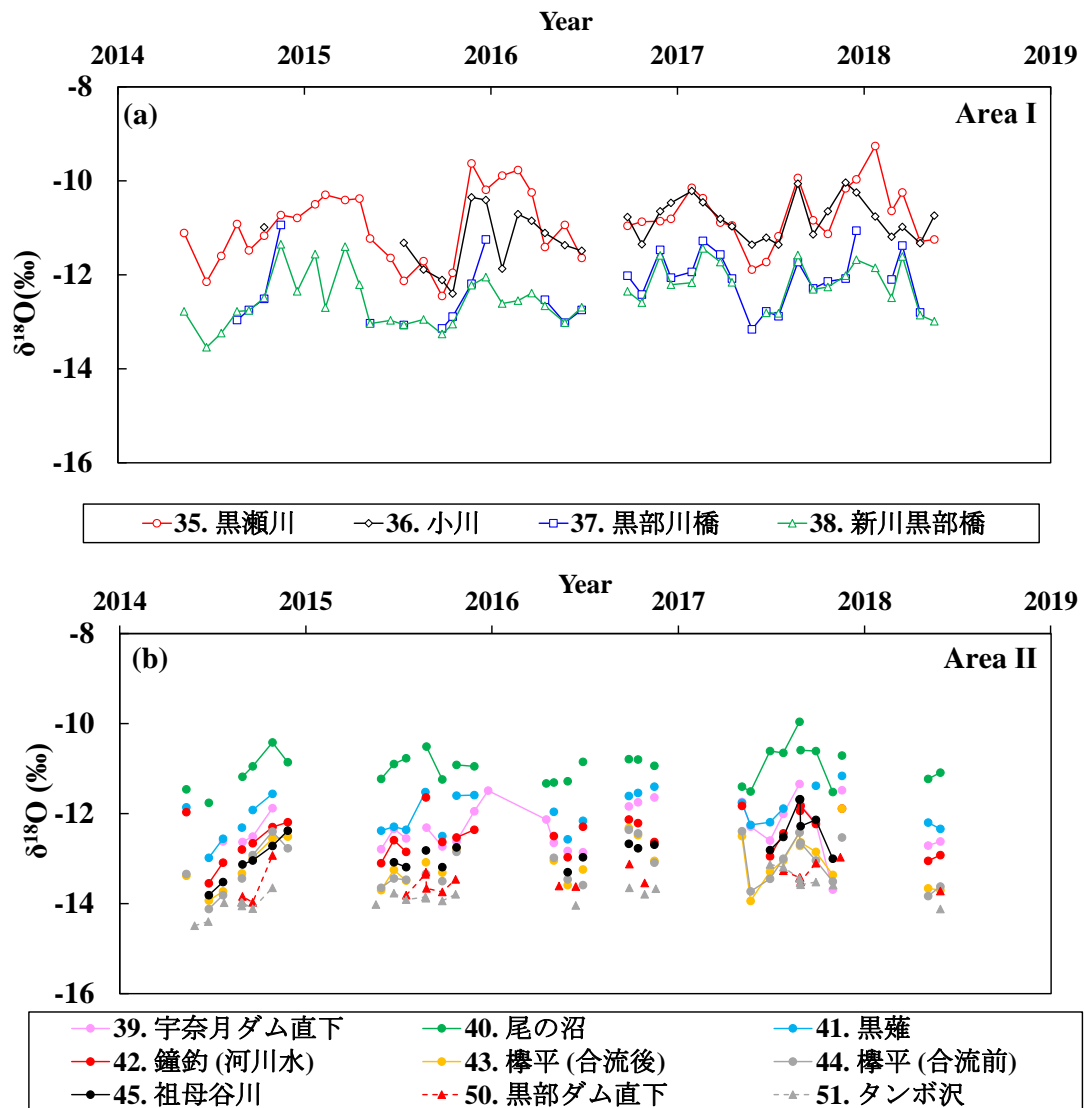


図 52 2014年5月～2018年5月の地域 I (a) と地域 II (b) に位置する河川水の酸素同位体比の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

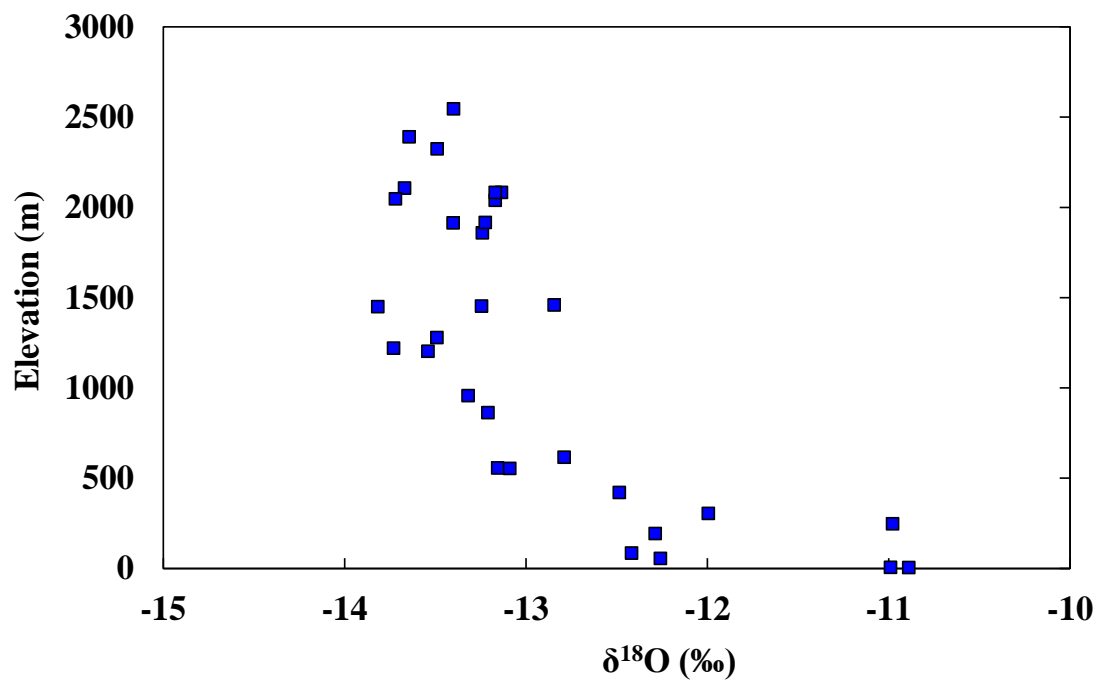


図 53 2014 年 5 月～2018 年 5 月の黒部川流域の河川水の酸素同位体比の平均値と標高の関係

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

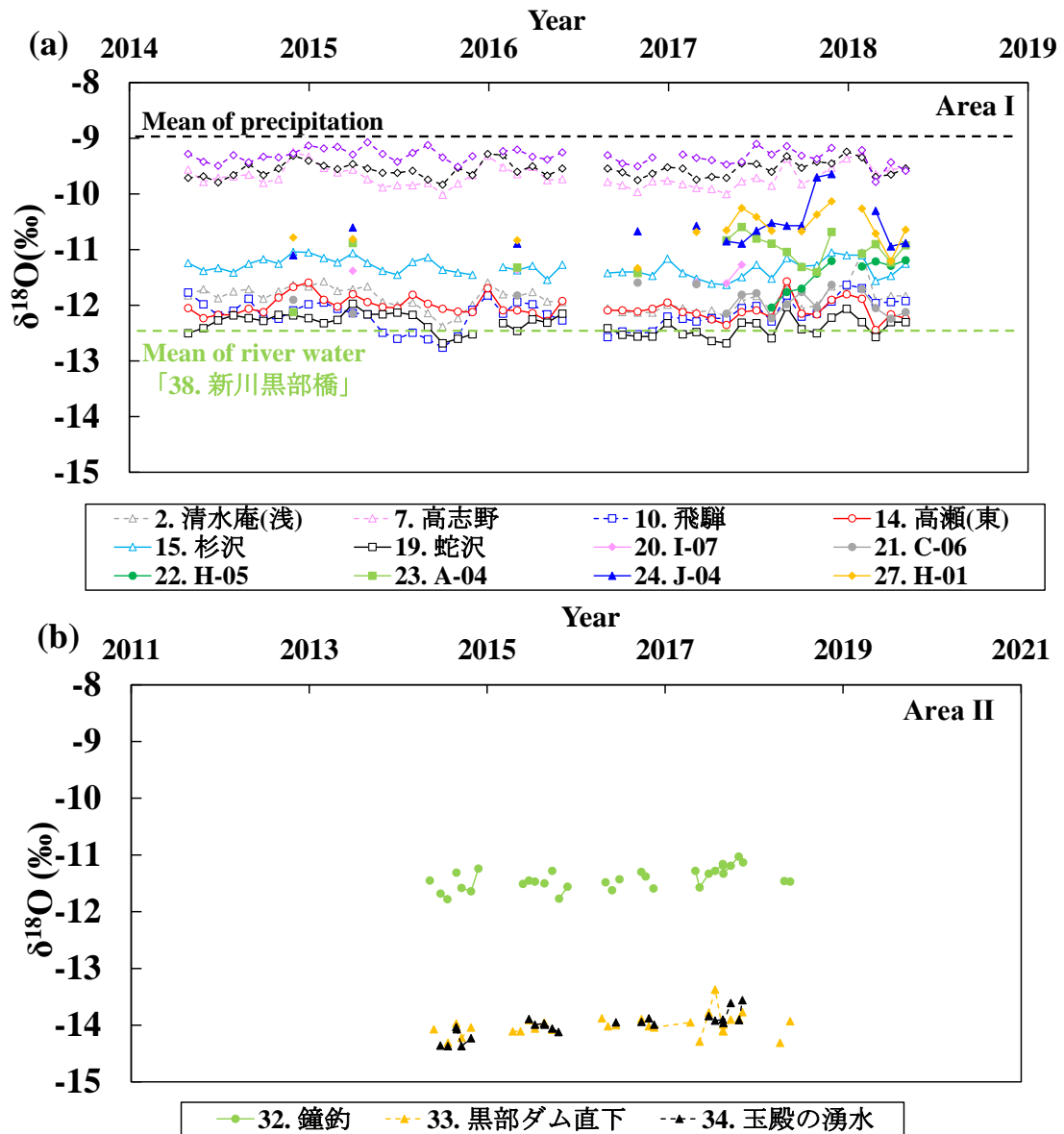


図 54 2014年5月～2018年5月の地域Ⅰ(a)と地域Ⅱ(b)に位置する地下水の酸素同位体比の経月変化と地域Ⅰに位置するNo. 67～70の降水の酸素同位体比の平均値と「38. 新川黒部橋」の酸素同位体比の平均値

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

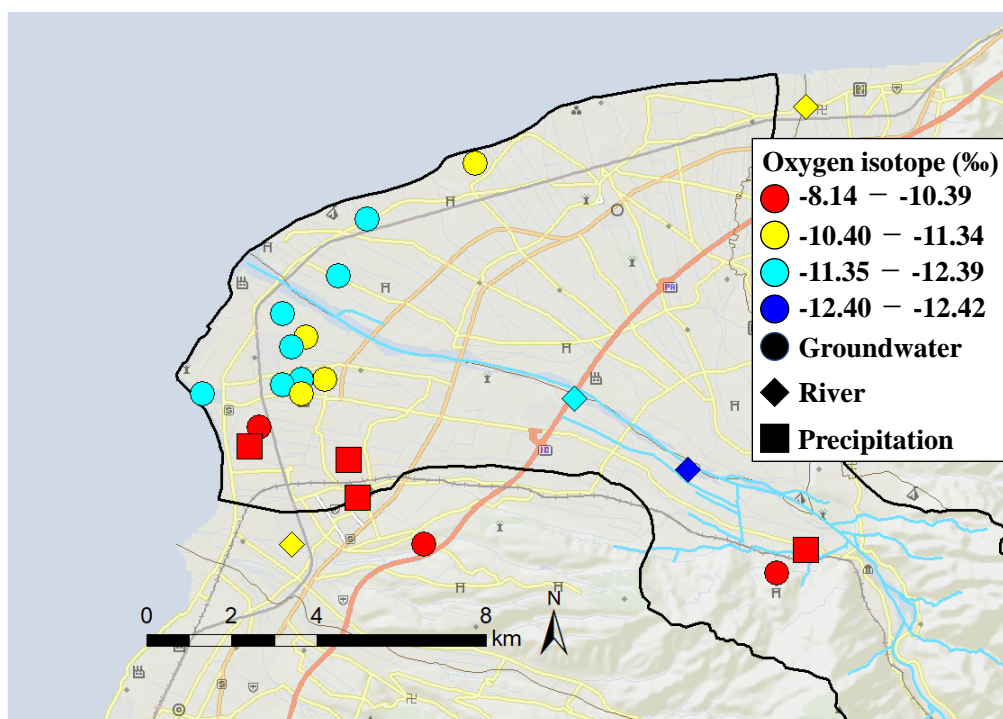


図 55 地域 I の地下水, 河川水, 降水の酸素同位体比の空間分布 (2014 年 5 月～2018 年 5 月までの平均値)

表 10 地域 I の降水の酸素同位体比の平均値 (2014 年 5 月～2018 年 5 月)

No.	観測地点	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
67	黒部美術館	-10.21
68	黒部市役所	-8.58
69	黒部図書館	-8.34
70	宇奈月図書館	-8.77

4.5.2 酸素同位体比を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

既往研究で提案されている集水域の河川水の酸素同位体比の平均値と標高の関係 (図 53) から扇状地地下水の涵養源を推定した結果, 流域の約 1/3 (標高 0～824 m) が涵養源であると推定された. この結果は, 上述した 3 つのトレーサーを用いて推定した結果と大きく異なる結果であるとともに, 過大に推定されていることが明らかになった. その要因として, 水素・

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

酸素同位体比の季節変化, ダム貯水池内の湖水の蒸発, 扇状地内の降水浸透の影響によるものであると考えられる. 黒部川流域内には5つのダム(宇奈月ダム, 出平ダム, 小屋平ダム, 仙人ダム, 黒部ダム)が存在し, 扇状地地下水を推定する際に湖面からの蒸発の影響を考える必要がある.

図56は黒部川流域の河川水と湖水の水素・酸素同位体比の関係である. 河川水の天水線は黒部川流域の地下水, 河川水, 降水の天水線と概ね一致している(図49). 一方, 「74. 黒部湖」の天水線の傾きは3.68と流域の河川水と比較すると小さく, 蒸発の影響を受けていると考えられる. 「73. 宇奈月ダム湖」の天水線の傾きは地下水, 河川水の天水線の傾きと概ね一致しており, 蒸発の影響は少ないと考えられる. 「73. 宇奈月ダム湖」が蒸発の影響が少ないか否かを流入量, 流出量, 貯水量から確認した. 「73. 宇奈月ダム湖」の流入量, 流出量, 貯水量の観測方法は以下の通りである. 貯水量はダム貯水位を観測し, 貯水位と貯水量の関係(貯水位-ダム容量曲線)から貯水量を算出している. 放流量は毎正時の貯水位とゲートの開度を用いて放水される量から算出している. 流入量は河川水, 沢水, ダム湖水面への降雨と無数の流入があるため直接観測することが不可能であるため, 単位時間あたりの貯水量の変化量に単位時間あたりの放流量を加算して算出している. 図57は2014年5月~2018年5月までの「73. 宇奈月ダム湖」とそれより下流の河川の酸素同位体比と宇奈月ダムの放流量の経月変化である. 「39. 宇奈月ダム直下」と「73. 宇奈月ダム湖」の酸素同位体比を比較すると, 全期間で「73. 宇奈月ダム湖」の方が大きい, 経月変化は概ね一致している. 一方, 「37. 黒部川橋」, 「38. 新川黒部橋」とは経月変化は異なる. これは「39. 宇奈月ダム直下」が「73. 宇奈月ダム湖」の蒸発の影響を受けていることを意味している. 図58は2014年~2018年の「73. 宇奈月ダム湖」の貯水量の季節変化である. 「73. 宇奈月ダム湖」の貯水量は5月から7月にかけて出水しており, 貯水量が低下している. 各地点の出水時の酸素同位体比の変化と比較すると(図57), 「73. 宇奈月ダム湖」を除いた地点では酸素同位体比が低下するという同様な季節変化があり, 他の時期と比較して蒸発の影響が少ない

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

と考えられる。従って、扇状地地下水の涵養源を推定する際に、使用するデータの時期を考
える必要がある。

図 59 は「73. 宇奈月ダム湖」の流出量から流入量の変化量の経月変化である。流入量と
放流量の差分が観測しているダム貯水位の有効数字以下の値 (有効数字: 小数点 2 桁)(2014
年 7 月, 2016 年 11 月, 2017 年 3 月の 3 カ月)は放流量と流入量の差がなく自然流下して
おり, 蒸発の影響が少ないと考えられる。また, 流入量より放流量の方が多い月 (2014 年 6 月,
11 月, 2015 年 6 月, 2016 年 3 月, 4 月, 5 月, 6 月, 12 月, 2017 年 4 月, 6 月, 8 月, 2018
年 3 月の 12 カ月)も蒸発の影響が少ないと考えられるため, 上記の 15 カ月を用いて地下水
涵養線の算出を行った。黒部川扇状地の地下水は河川から離れるにつれ, 降水の寄与率が高
くなることが明らかになっている¹⁰⁷⁾。図 60 は 2014 年 5 月～2018 年 5 月の「10. 飛騨」と
「15. 杉沢」の酸素同位体比の季節変化を示す。河川から離れた「15. 杉沢」の酸素同位体
比は河川近傍に位置する「10. 飛騨」と比較すると, 年間を通して, 酸素同位体比が大きい
結果であった。これは「15. 杉沢」の方が降水の寄与率が高く, 酸素同位体比の大きい降水
(表 10)が浸透したことにより酸素同位体比が大きくなったと考えられる。従って, 地域 I の
地下水の涵養源を推定する際には降水の影響が少なく, 河川からの寄与率が高い「10. 飛騨」
の酸素同位体比を用いて涵養源を推定した。

図 61 は河川の酸素同位体比と標高の関係である。3 つのトレーサーを用いて地下水涵養
源を推定した結果, 標高 86～450 m までに涵養源があると推定されたため, 地下水涵養線
の算出は沿岸部から「44. 樺平 (合流前)」の区間の酸素同位体比を用いた。地下水の涵養源
を推定するために, 黒部川流域の河川水と標高の関係を直線で近似し, 地下水涵養線を図 61
に示した。蒸発の影響を考慮して, 流入量より流出量が多い時期と出水時の同位体比デー
タを使用して算出した地下水涵養線は抽出前の Case0 の地下水涵養線と比較して, 放射性
同位体を用いて算出した地下水涵養線と概ね一致する結果となった。従って, この直線を用
いて, 地域 I の地下水の涵養源を算出した。以下に抽出後の地下水涵養線を示す。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

$$\delta^{18}\text{O} = -0.0037 H - 11.13 \quad (28)$$

ここで、 $\delta^{18}\text{O}$ は水試料の酸素同位体比、 H は標高である。式(28)より地域Iの地下水の涵養源の算出を行った。「10. 飛驒」の2014年5月～2018年5月の酸素同位体比の平均値は-11.63～-12.76 ‰である。よって、地下水の涵養標高は132～438 mであると推定された。この結果は、上述した3つのトレーサーを用いた結果と同様であり、地下水涵養線の信頼幅を狭めることが可能になった。

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

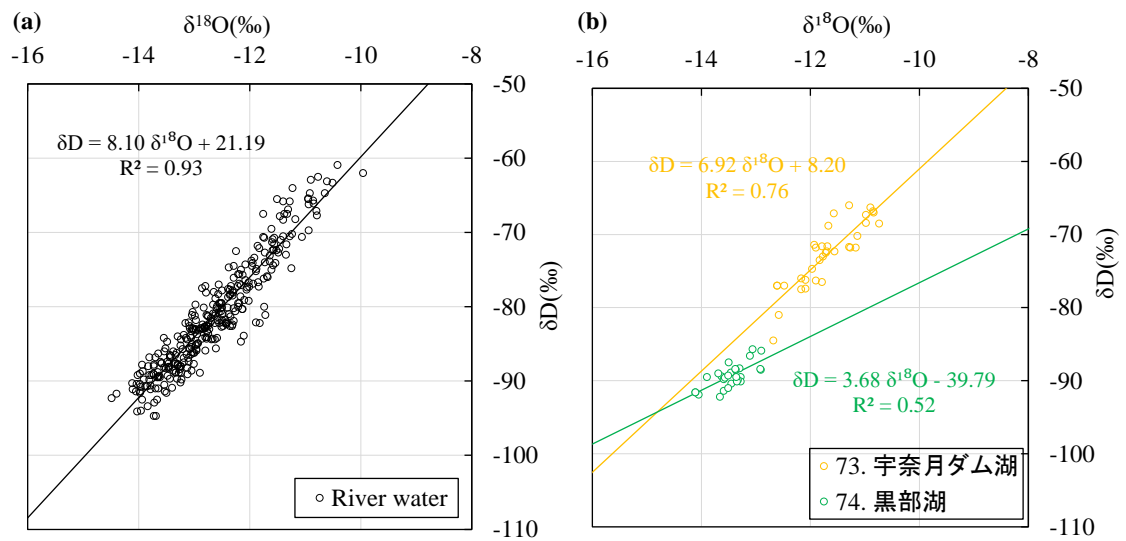


図 56 黒部川流域の河川水(a)と「73. 宇奈月ダム湖」,「74. 黒部湖」(b)の酸素同位体比と水素同位体比の関係

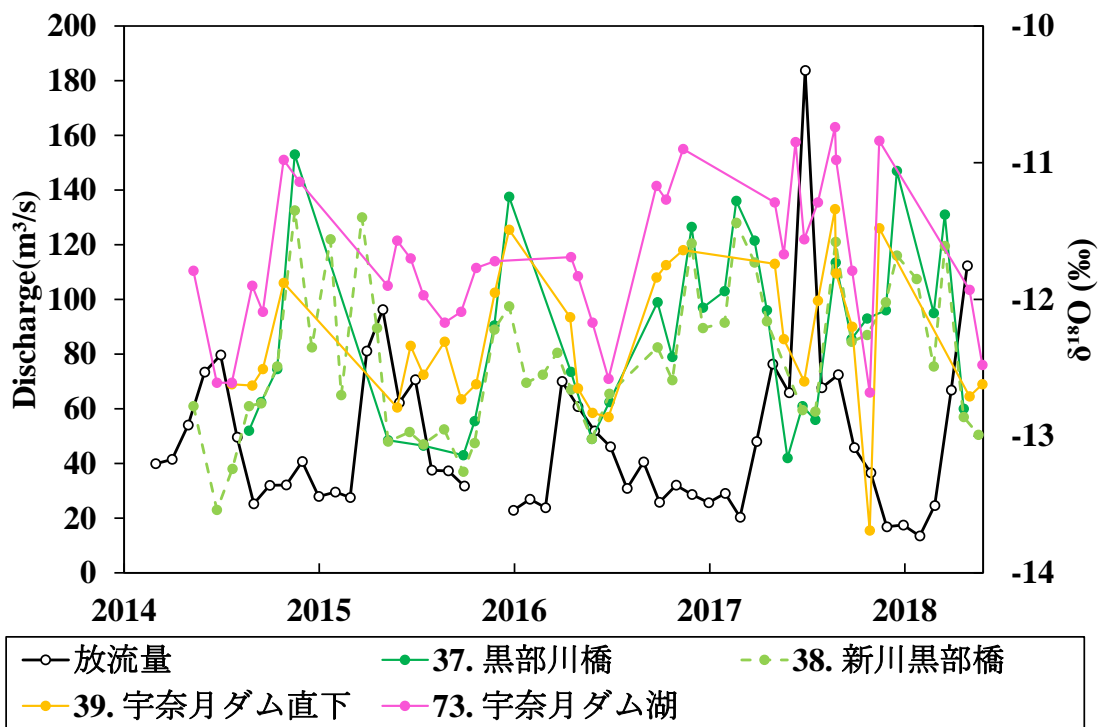


図 57 2014年5月～2018年5月までの「73. 宇奈月ダム湖」とそれより下流の河川の酸素同位体比と宇奈月ダムの放流量の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

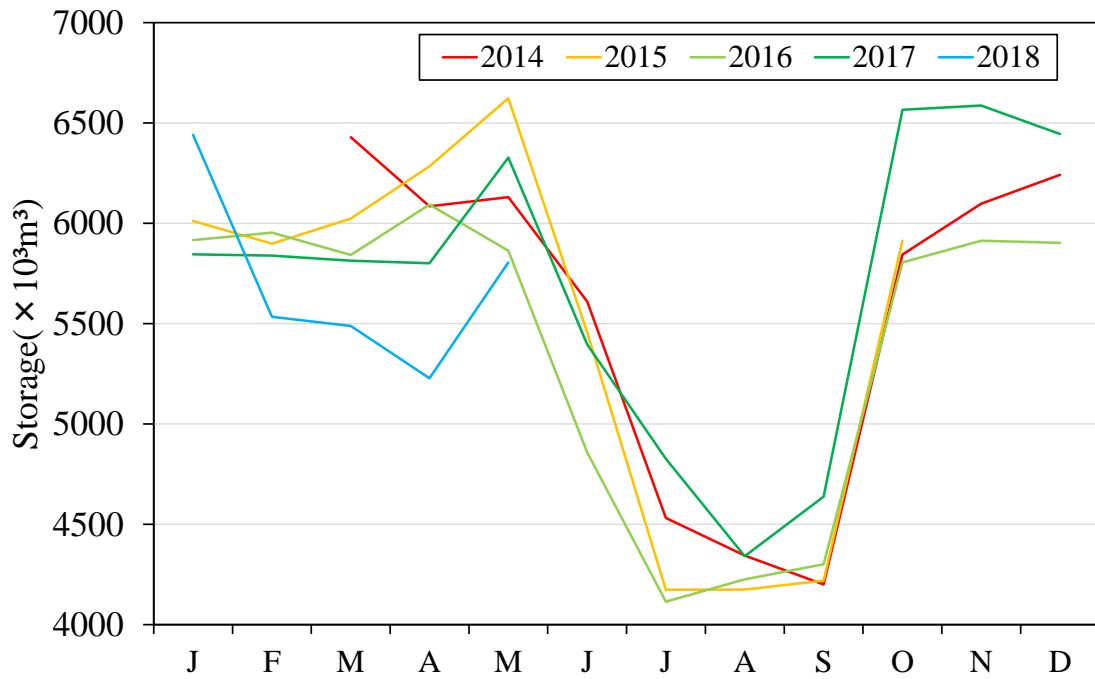


図 58 2014 年～2018 年の「73. 宇奈月ダム湖」の貯水量の季節変化

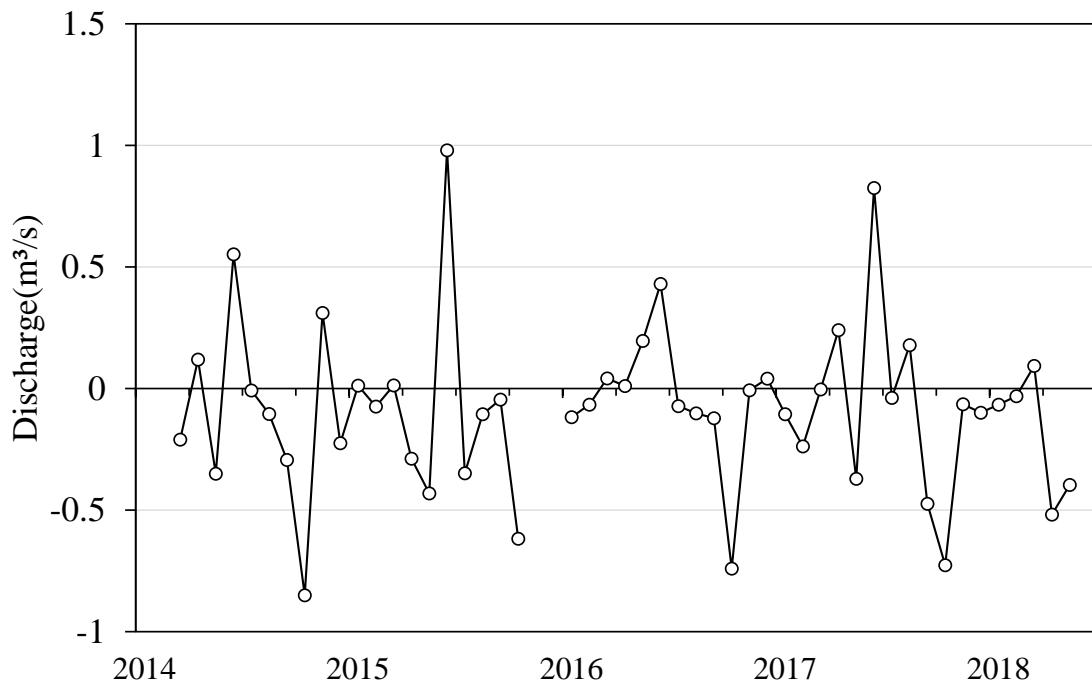


図 59 2014 年～2018 年の「73. 宇奈月ダム湖」の流出量から流入量の変化量の経月変化

4章 観測結果を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果

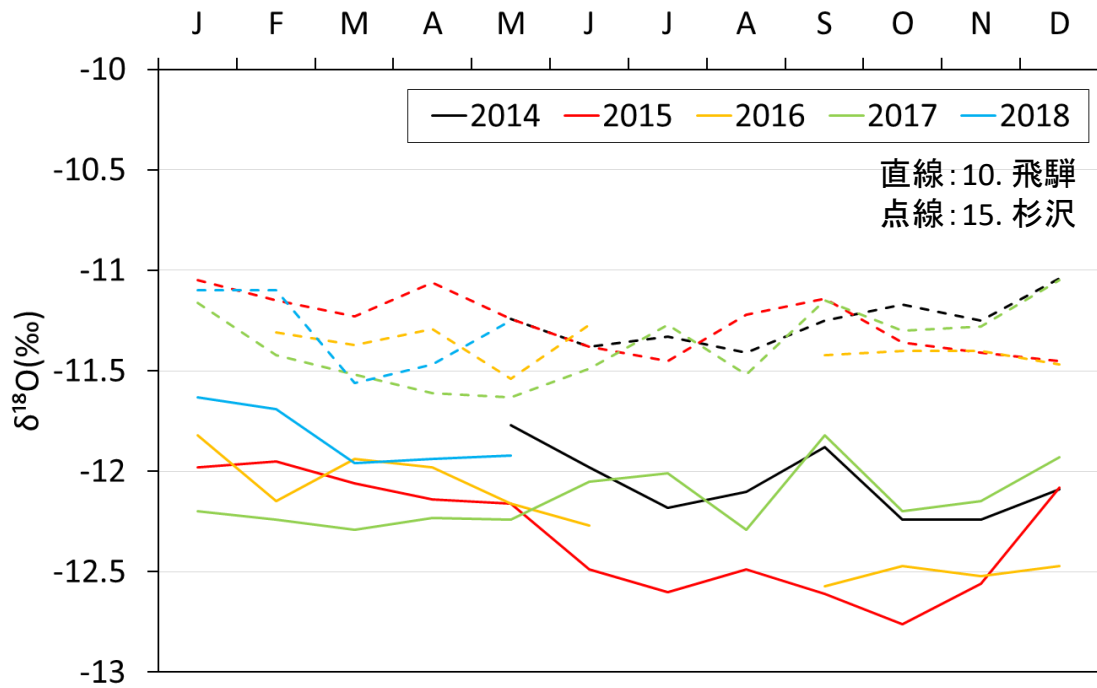


図 60 2014 年 5 月～2018 年 5 月の「10. 飛驒」と「15. 杉沢」の酸素同位体比の季節変化

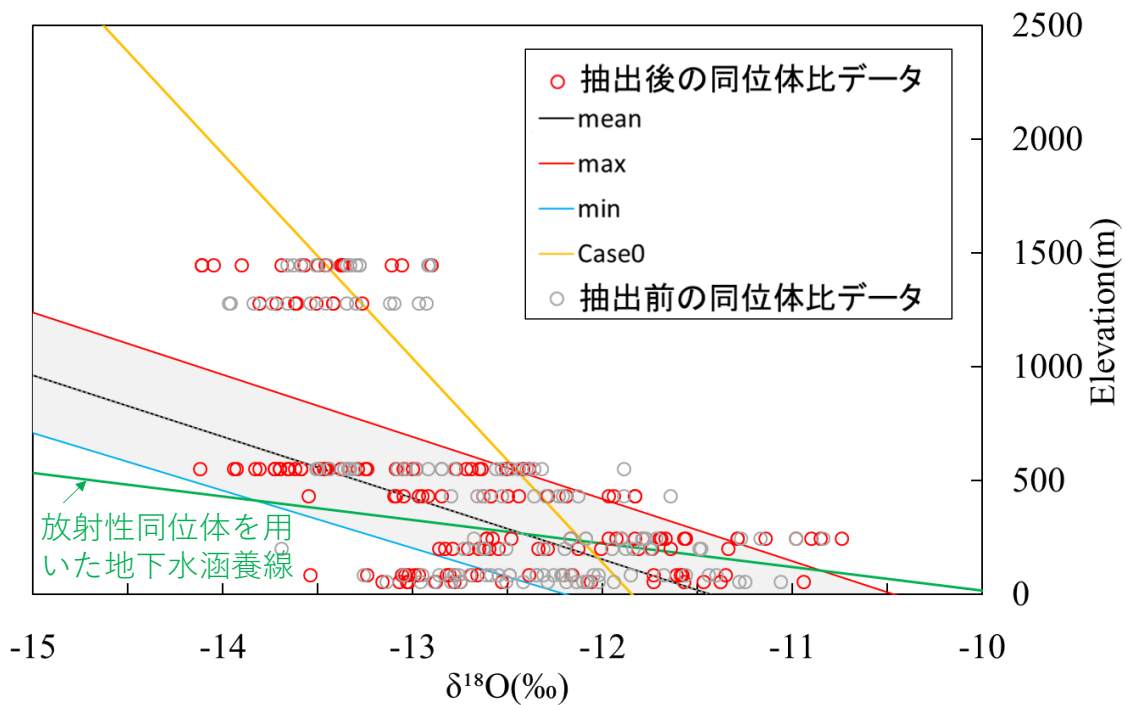


図 61 2014 年 5 月～2018 年 5 月の河川水の酸素同位体比と採水標高の関係
(黄色：観測値と標高の関係，黒線：不確実性を考慮した観測値と標高の関係)

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価

5.1 使用データ

表 11 は本研究で使用した気候データセットである。降水量，気温，日射量の気象データは NIES 統計ダウンスケールデータを使用した。解析期間は現在気候（1981～2000 年）と 21 世紀末（2081～2100 年）で解析を実施した。気候モデルは MRI-CGCM3 である。

表 11 現在気候と将来予測の気候データの概要

気候シナリオ名	NIES統計ダウンスケールデータ		
気候モデル	MRI-CGCM3		
気候シナリオ	Historical	RCP2.6	RCP8.5
解析期間	1981-2000年	21世紀中頃（2031-2050年） 21世紀末（2081-2100年）	
気候データ	日平均気温，日平均降水量，全天日射量		
メッシュサイズ	1km		

5.2 分布型水収支モデルの概要

本研究では，黒部川流域をメッシュサイズ 1 km に分割し，メッシュ毎に水収支解析を行った。計算時間間隔は日単位である。図 62 は本研究で使用したモデルの概要図である。モデル作成に用いたデータは国土数値情報で公開されている，土地利用 3 次メッシュ，標高・傾斜度 3 次メッシュである。流域の土地利用情報は，各土地利用における土地被覆の状態を水田（灌漑期），水田（非灌漑期），その他農用地，森林，荒地，建物用地（非浸透域），建物用地（浸透域），道路，鉄道，その他用地，河川・湖沼，海浜，海水域，ゴルフ場，山岳荒地の 15 種類に再分類して解析を行った。

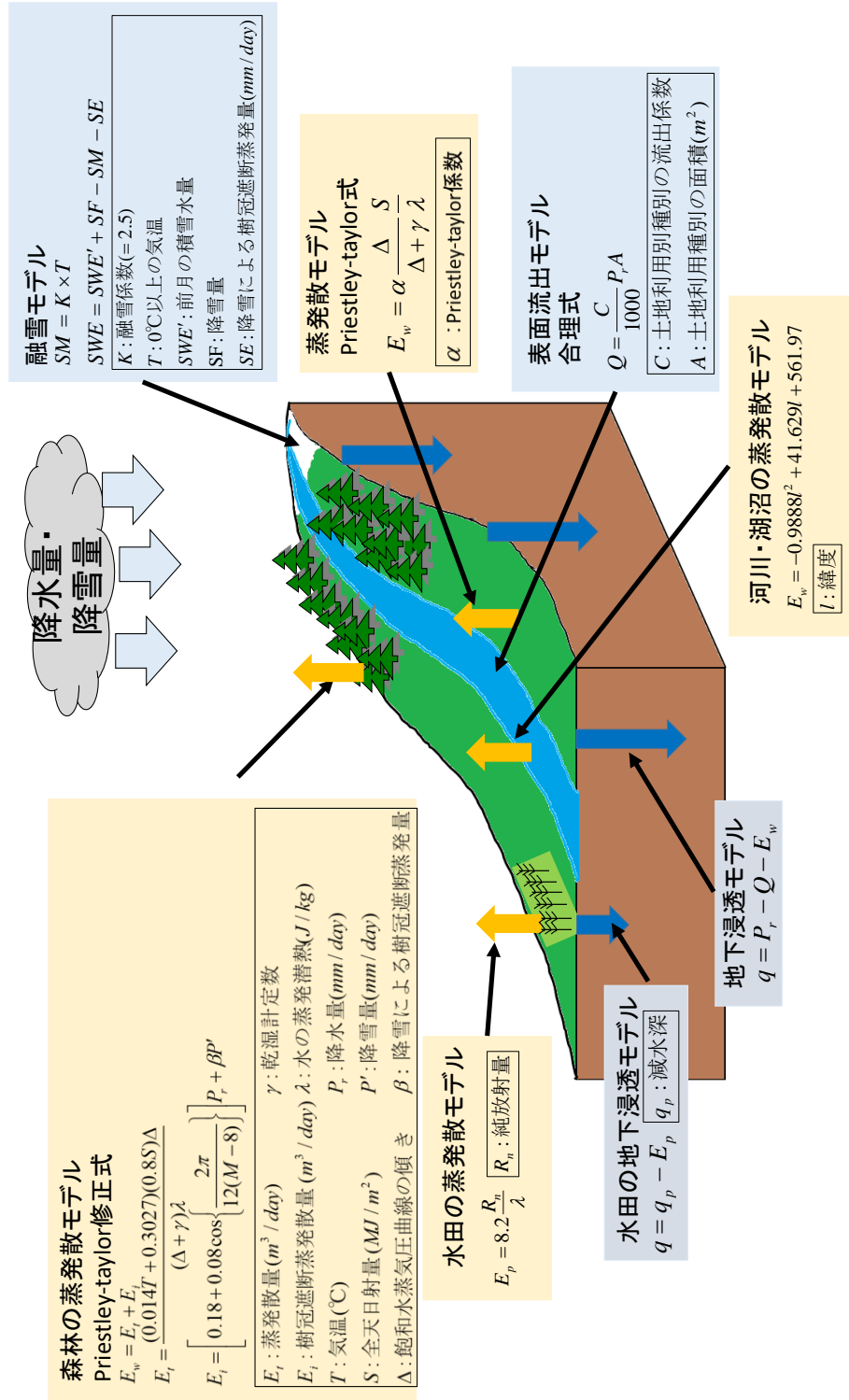


図 62 本研究で使用した分布型水収支モデルの概要

5.2.1 蒸発散モデル

蒸発散モデルは土地利用毎に算定方法を設定した。建物用地（非浸透域）、道路、鉄道、山岳荒地は降水量から後述する表面流出量を差分することで蒸発散量を算出した。それ以外の土地利用毎の蒸発散モデルを以下に詳しく記載する。

森林の蒸発散 E (mm/day) は蒸発散量 E_t (mm/day) と樹冠遮断蒸発散量 E_i (mm/day) の総和で表した。

$$E = E_t + E_i \quad (29)$$

蒸発散量 E_t (mm/day) と樹冠遮断蒸発散量 E_i (mm/day) は Priestley-taylor 修正式を適用し¹¹³⁾、次式で表される。

$$\begin{cases} E_t = \frac{(0.014T + 0.3027)(0.8S)\Delta}{(\Delta + \gamma)\lambda} \\ E_i = \left[0.18 + 0.08 \cos\left\{ \frac{2\pi}{12(M-8)} \right\} \right] P_r + SE \end{cases} \quad (30)$$

ここで、 T は気温 (°C)、 S は全天日射量 (MJ/m²)、 Δ は T における飽和水蒸気圧曲線の傾き (Pa/K)、 γ は乾湿計定数、 λ は T における水の蒸発の潜熱 (J/kg)、 P_r は降水量 (mm/day)、 M は月、 SE は降雪による樹冠遮断蒸発量 (mm/day) であり、 $SE = \beta \times P'$ により算出した。 P' は降雪量 (mm/day)、 β は樹冠による降雪遮断蒸発散量であり、気温が 0°C 以上の時 0.35、0°C 未満の時 0.10 と設定した。樹冠による降雪遮断蒸発量はキャリブレーションを行い、パラメータの調整を行った。

水域の蒸発散量 E_w (mm/年) は近藤 (2012) の湖面の年蒸発散量の緯度分布の図¹¹⁴⁾より次式を作成しモデルに適用した。

$$E_w = -0.9888l^2 + 41.629l + 561.97 \quad (31)$$

ここで、 l は緯度である。

湛水期の蒸発散量 E_p は純放射量から蒸発散量を推定する簡便なモデルを適用し¹¹⁵⁾、次式

で表される.

$$E_p = 0.82 \cdot 10 \cdot \frac{R_n}{\lambda} \quad (32)$$

ここで, R_n は純放射量 (MJ/m^2)であり, $R_n = 0.8 \times S$ で示される. S は全天日射量 (MJ/m^2), λ は水の蒸発潜熱 (J/kg)である.

水田 (非灌漑期), その他農用地, 荒地, 建物用地 (浸透域), その他用地は Priestley and Taylor 式を適用し¹¹⁶⁾, 次式で表される.

$$E_w = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{S}{\lambda} \quad (33)$$

ここで, Δ は飽和水蒸気圧曲線の傾き (Pa/K), γ は乾湿計定数, λ は水の蒸発の潜熱 (J/kg), S は全天日射量 (MJ/m^2), α は Priestley–Taylor 係数である. Priestley–Taylor 係数は Suzuki and Fukushima (1985)の値を用い, 0.54 と設定した¹¹⁷⁾.

5.2.2 表面流出モデル

表面流出モデルには合理式を用いた. 式を以下に示す.

$$Q = \frac{C}{1000} P_r A \quad (34)$$

ここで, Q は表面流出量 (m^3/day), C は土地利用種別の流出係数, P_r は降水量 (mm/day), A は土地利用種別の面積 (m^2)である. 流出係数は道路土工要綱による表面の工種別基礎流出係数を参考に設定した¹¹⁸⁾. 表 12 に土地利用別の流出係数を示す. 水田 (灌漑期)は工種別基礎流出係数の田, 水面の最大値を設定した. 建物用地 (非浸透域), 道路, 鉄道は工種別基礎流出係数の舗装, 屋根の最大値を設定した. 河川, 湖沼, 海水域はすべて流出させるように設定し, それ以外の項目は工種別基礎流出係数の中央値の 0.3 で設定した.

森林域の表面流出量 Q は次式で表す.

$$Q = (P_r - E)(1 - \kappa) \quad (35)$$

ここで、 P_r は降水量 (mm/day), E は森林域の蒸発散量 (mm/day), κ は浸透率である。浸透率は地質条件により設定し、表 13 の通りである。浸透率はキャリブレーションを行い、パラメータの調整を行った。

表 12 土地利用種別の流出係数

土地利用種別	流出係数
水田(耕作地)	0.8
水田(耕作放棄地)	0.3
その他農用地	0.3
荒地	0.3
建物用地(非浸透域)	0.95
建物用地(浸透域)	0.3
道路	0.95
鉄道	0.95
その他用地	0.3
河川・湖沼	1
海浜	0.3
海水域	1
ゴルフ場	0.3
山岳荒地	0.95

表 13 山地における地下浸透率

項目	地下浸透率
第4紀火成岩	0.5
完新統	0.35
更新統	0.3
第3紀火成岩	0.4
第3紀堆積岩	0.2
第3紀深成岩	0.35
その他	0.15

5.2.3 地下浸透モデル

森林域と水田以外の地下浸透量は降水量から表面流出と蒸発散量を差分して算出した。水田の地下浸透量は減水深から蒸発散量を差分して算出した。参考文献を参考に減水深を 40 mm/day で設定した¹¹⁹⁾。森林域の地下浸透は降水量から森林域の蒸発散量を差分し、表 13 で示した地質条件による浸透率を乗じて算出した。

5.2.4 降雪・融雪モデル

降雪量 SF は降水量と気温から推定した。図 63 は本研究で用いた降雪発生確率と気温の関係である。気温が 4.5 °C 以上の時降雪発生確率を 0 % とし、0.5 °C 以下の時降雪発生確率を 100 % とした。0 °C と 4.5 °C の間は一次直線で近似させ、発生確率に応じて降雪と降雨があると推定した。

融雪量 SM は degree-day 法を適用し、次式で表される。

$$SM = K \times T \quad (36)$$

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価

ここで、 K は融雪係数であり、 T は $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上の気温である。融雪係数は 2.5 で設定した。積雪水量 SWE の推定は降雪量と蒸発散量を用いて推定した。次式に積雪水量の推定式を示す。

$$SWE = SWE' + SF - SM - SE \quad (37)$$

ここで、 SWE' は前月の積雪水量 (mm/day)、 SF は降雪量 (mm/day)、 SE は降雪による樹冠遮断蒸発量 (mm/day)である。

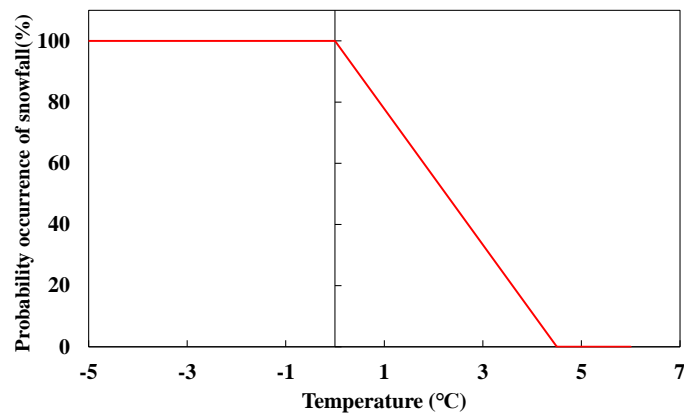


図 63 気温と降雪発生確率

5.2.5 地下水解析モデル

本研究では Dtransu-3D・EL (Density Dependent Transport Analysis Saturated Unsaturated Porous Media – 3 Dimensional Eulerian Lagrangian Method)¹²⁰⁾を上記の分布型水収支モデルと結合したカップリングモデルを開発し、地下水解析を実施した。浸透量方程式、移流分散方程式は以下の通りである。

$$\rho_f \theta \gamma \frac{\partial c}{\partial t} + \rho \{ \beta S_s + C_s(\theta) \} \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \{ \rho K_{ij}^S K_r(\theta) \rho_r \} \quad (38)$$

$$R \theta \rho \frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta \rho D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - \theta \rho V_i \frac{\partial c}{\partial x_i} - R \theta \rho \lambda c - Q_c \quad (39)$$

ここで、 ϕ は圧力水頭、 θ は体積含水率、 S_s は比貯留係数、 $C_s(\theta)$ は比水分容量、 K_{ij}^S は飽和透水テンソル、 $K_r(\theta)$ は比透水係数、 c は濃度 ($0 \leq c \leq 1$, 飽和濃度を1として正規化)、 ρ_f

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価

は溶媒の密度, ρ は流体の密度, ρ_r は溶媒の密度に対する流体の密度比 (ρ/ρ_r), $\beta=1$ の時は飽和領域, $\beta=0$ の時は不飽和領域, γ は溶質の密度比, R は遅延係数, D_{ij} は分散テンソル, V_i は実流速, λ は減衰定数, Q_c は源泉項である.

図 64 は本研究の解析モデルの鳥瞰図と断面図である. 解析モデルは研究対象領域である黒部川扇状地全域となる南北 15 km, 東西 18 km の領域でモデルを作成した(節点数: 497385 点, 要素数: 952272 メッシュ). 解析モデルの鉛直方向のメッシュは手計ら (2016)を参考に設定し⁷³⁾, 表 14 に各地質の透水係数を示す.

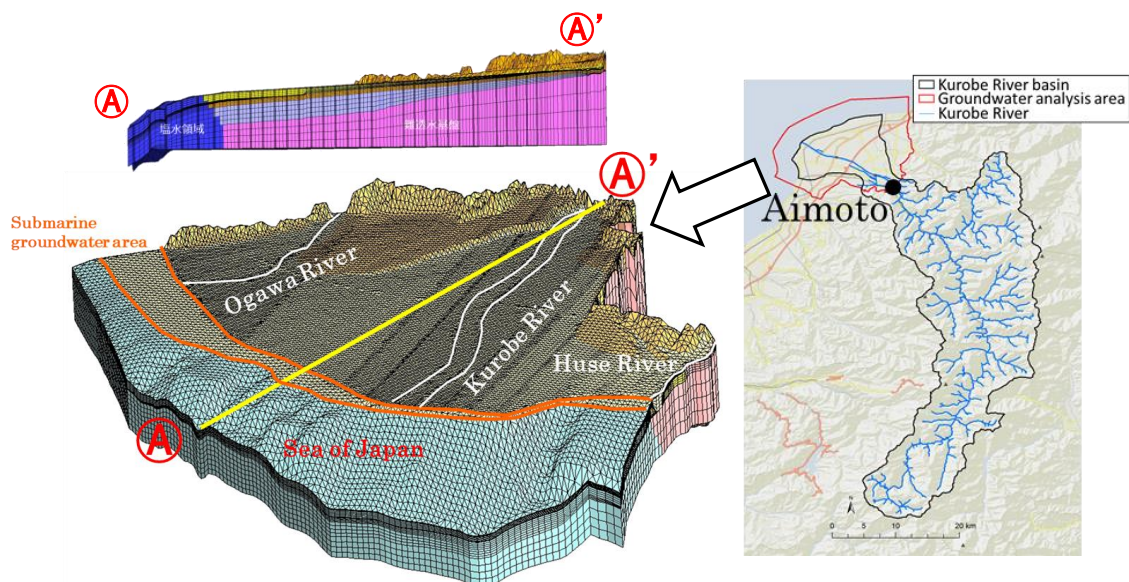


図 64 地下水解析対象領域である黒部川扇状地とモデルの鳥瞰図, 断面図

表 14 黒部川扇状地における地質区分と透水係数

地質区分		透水係数(cm/s)
新規扇状地堆積物	5m以浅	1.0×10^0
	5m以深	1.0×10^{-1}
泥質堆積物		1.0×10^{-5}
旧扇状地堆積物		1.0×10^{-2}
呉羽山礫層		1.0×10^{-2}
基盤岩類		1.0×10^{-7}

5.3 黒部川流域の水収支の将来予測結果

図 65 は黒部川流域における現在気候 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の全天日射量, 日平均降水量, 日平均気温の各 20 年平均値, 最大値, 最小値である。21 世紀中頃, 21 世紀末の全天日射量, 日平均降水量は現在気候と比較すると, 月変化が概ね一致しており, 気候変動による影響が少ない。一方, 日平均気温は現在気候と比較すると, RCP2.6 シナリオの場合, 21 世紀中頃, 21 世紀末の気温の月変化は概ね一致しており, 気候変動による影響は少ない。RCP8.5 シナリオの場合, 21 世紀中頃は現在気候と概ね一致しているが, 21 世紀末は現在気候と比較して, 3.6℃上昇することが明らかになった。図 66 は黒部川流域の 21 世紀末と現在気候の月平均全天日射量, 月平均日降水量, 月平均気温の変化量の比較である。月平均全天日射量, 月平均日降水量は月毎に変化が確認されたが, 年平均値は概ね一致しており, 気候変動の影響が少ない。一方, 月平均気温は黒部川流域全域で全ての月で 3~4℃の上昇が確認され, 降雪量, 融雪量の減少など水文循環に影響を与えると考えられる。本研究では現在気候と気候変動の影響が確認された, 21 世紀末の RCP8.5 シナリオの 2 時期で解析を実施した。

水収支解析の妥当性の評価は上流域に水工施設のない黒薙観測所を選択し, 河川流量の観測値とそれぞれの観測所の集水域に該当する表面流出量の解析値の総和と比較を行い, 水収支解析の妥当性の評価を行った。降雪遮断蒸発量, 浸透率のキャリブレーションは黒薙の河川流量でキャリブレーションを実施した。本研究ではメッシュ毎に水資源量を算出しており, 各メッシュ間の表面流出の移動は考慮していないため, 表面流出量の解析値の総和で妥当性評価を行った。図 67 に黒薙観測所と観測地点と観測所の集水域を示す。河川流量の観測値は月平均値の値を利用した。図 68 は 2012, 2014~2017 年の黒薙観測所の河川流量の経日変化である。2017 年の河川流量は梅雨前線や台風の影響で他の年より河川流量が多い。従って, 2012, 2014~2016 年の 4 年間の観測値で水収支解析の妥当性評価を行った。

図 69 は黒薙観測所の観測値の最大値, 平均値, 最小値と現在気候の解析値の最大値, 平均

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価

値、最小値を比較した。黒薙観測所の河川流量の観測値は冬期に少なく、融雪出水と梅雨の影響により春期～夏期(3～5月, 6～7月)にかけて流量が増加するという季節変動がある。解析値も同様に、冬期に河川流量が少なく、春期以降、河川流量が増加しており、季節変動の挙動は良好に再現できている。河川流量の観測値と解析値を比較すると、解析値は過小評価気味であるが、観測値の最大値と最小値の範囲内であり概ね再現することができた。

図70は黒部川流域における現在気候(1981～2000年)、21世紀末(2081～2100年)の月平均積雪水量、月平均地下浸透量、月平均表面流出量の季節変化である。21世紀末の積雪水量は現在気候と比較して、年間積雪水量が260mm(23%)減少した。特に、12～2月にかけては、気温の上昇により(図65(c), 図66(c)), 降雪が降雨に変化するという降雨形態の変化により降雪量が減少した結果、積雪量、融雪量、融雪時期の変化が起きたと考えられる。21世紀末の積雪水量の消雪時期は現在気候と比較すると1ヶ月早まり、6月には消失することが明らかになった。気温の上昇によって降雨形態の変化により降雪が降雨に変化した結果、21世紀末の表面流出量、地下浸透量は現在気候と比較して冬季(11～2月)に増加する結果となった。また、融雪時期の変化により、21世紀末の表面流出量、地下浸透量のピークは、現在気候よりも1ヶ月早くなることが明らかになった。21世紀末の蒸発散量は気温の増加に伴い、現在気候と比較して年間を通して増加傾向にある。将来予測を行った結果、21世紀末には黒部川流域の季節的な水循環が大きく変化することが明らかになった。黒部川扇状地の地下水の涵養源は黒部川が主な涵養源である¹¹²⁾。したがって、河川の水循環の変化は地下水に大きな影響を与えると考えられ、黒部川扇状地の地下水解析を実施した。

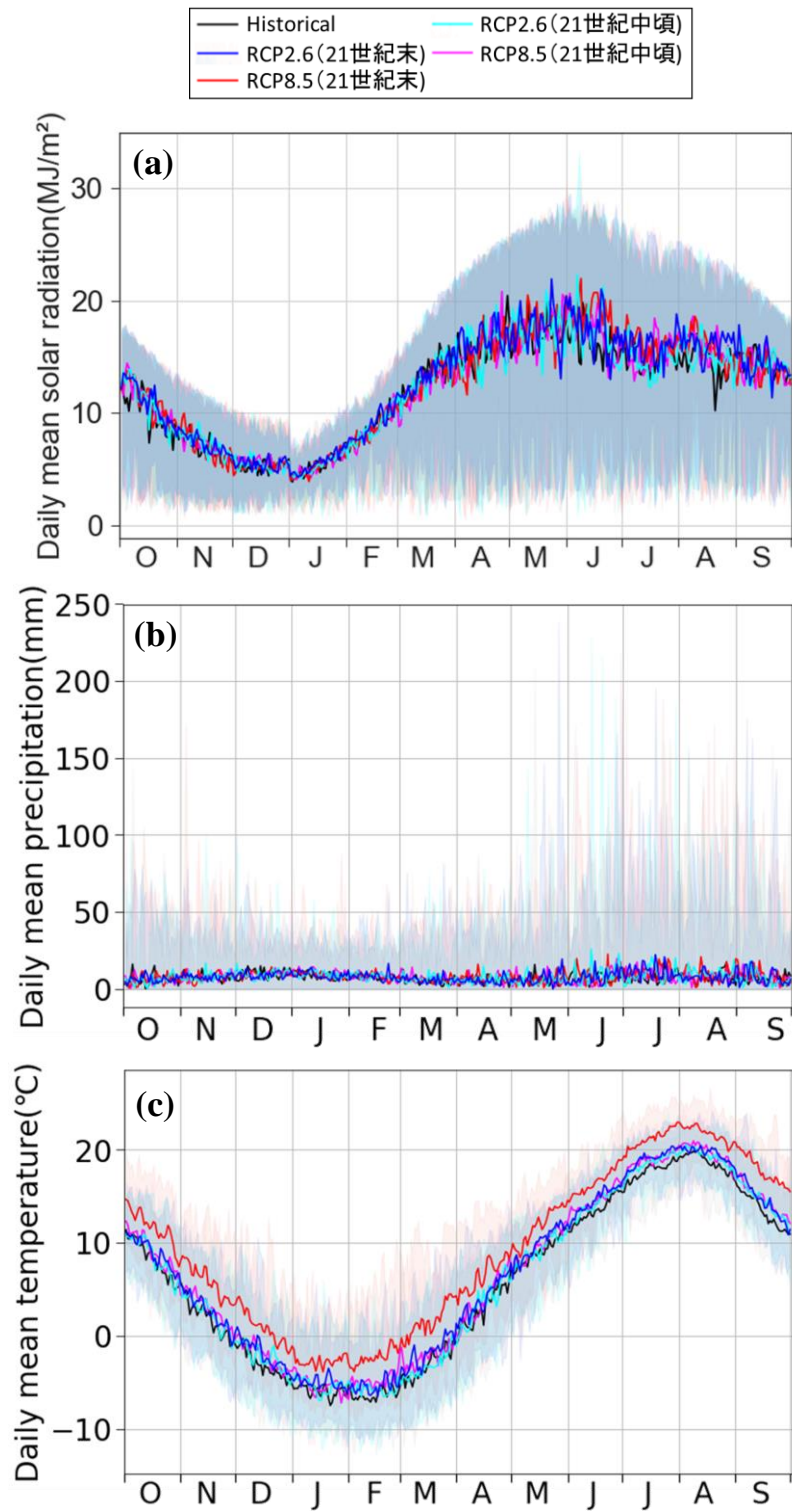


図 65 黒部川流域における現在気候 (1981~2000 年), 21 世紀中頃 (2031~2050 年), 21 世紀末 (2081~2100 年)の全天日射量 (a), 日平均降水量 (b), 日平均気温 (c) の平均値, 最大値, 最小値の時系列変化

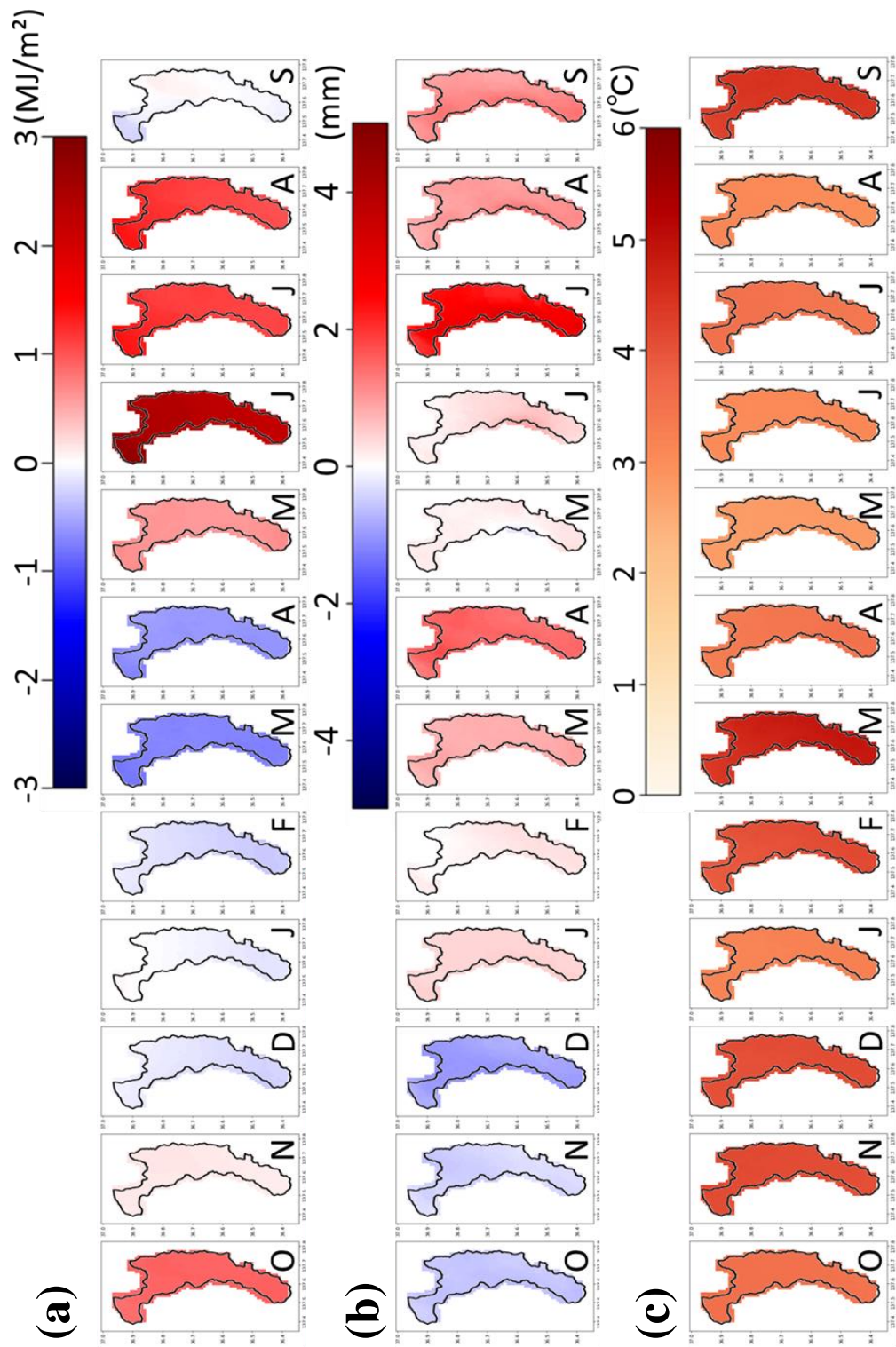


図 66 黒部川流域における 21 世紀末と現在気候の月平均全日射量 (a), 月平均日降水量 (b), 月平均気温 (c) の変化量の比較

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価



図 67 水収支解析の妥当性評価を行った黒薙観測所の位置とその集水域

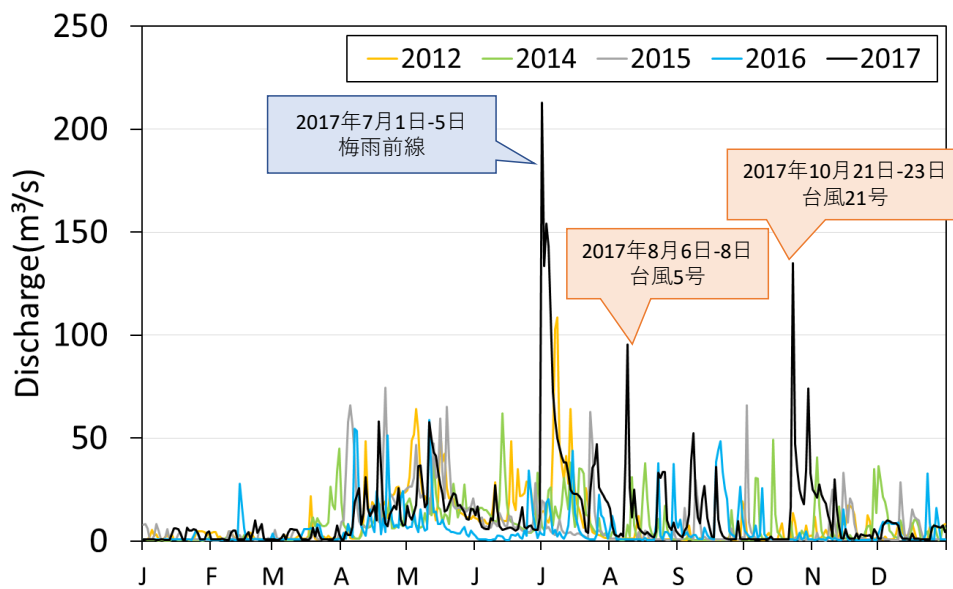


図 68 2012, 2014~2017 年の黒薙観測所の河川流量の経日変化

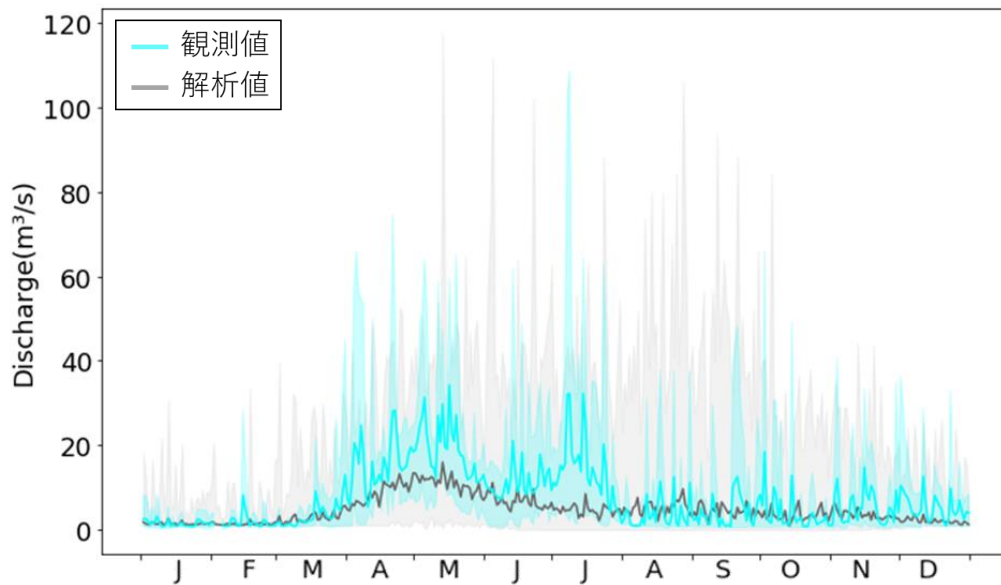


図 69 2012, 2014~2017 年の黒薙観測所の観測値の最大値, 平均値, 最小値と現在気候(1981~2000 年)の表面流出量の解析値の最大値, 平均値, 最小値の比較

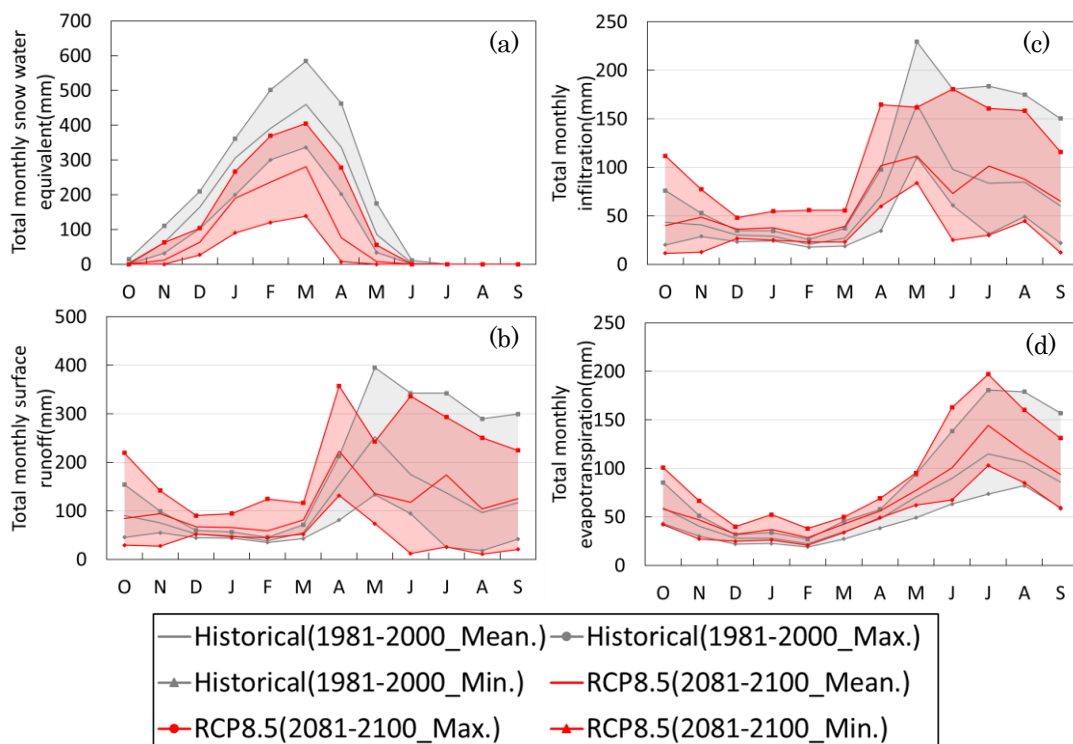


図 70 黒部川流域の現在気候(1981~2000 年), 21 世紀末(2081~2100 年)の月平均積雪水量(a), 月平均地下浸透量(b), 月平均表面流出量(c), 月平均蒸発散量(d)の季節変化

5.4 地下水解析の解析条件と境界条件

表層からの地下への涵養量，浸透量は分布型水収支モデルの地下浸透量の解析結果を境界条件として設定した。埋没量は、愛本より上流域の地下浸透量と表面流出量の水収支解析結果の総和に埋没量率⁷⁰⁾を掛け合わせて算出した。埋没区間は河口から 5.3~10.8 km とした⁷⁰⁾。図 71 は現在気候と 21 世紀末の埋没量の算出結果である。21 世紀末の埋没量は現在気候と比較して，ピークが 1 ヶ月早く発生し，冬季の埋没量が増加する結果となった。図 72 は黒部川扇状地内の現在気候と 21 世紀末の地下浸透量の年変化である。4~8 月の期間は水田からの涵養により地下浸透量が多い。

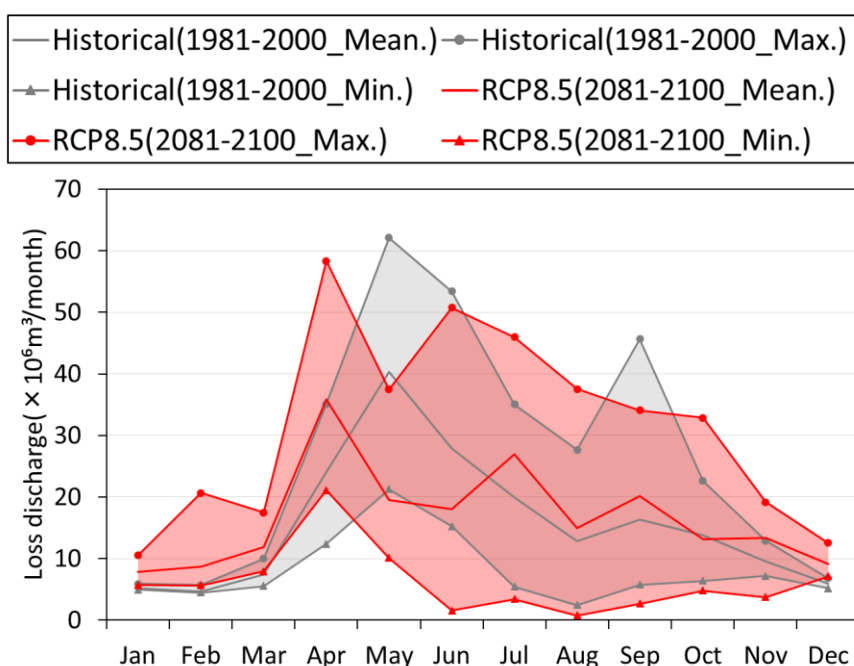


図 71 現在気候と 21 世紀末の埋没量の算出結果

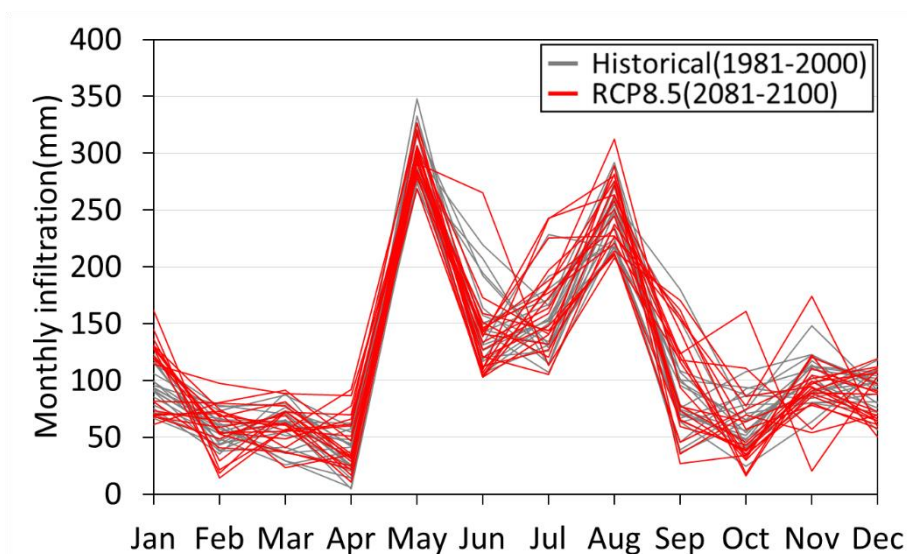


図 72 黒部川扇状地内の現在気候と 21 世紀末の地下浸透量の年変化

5.5 黒部川扇状地地下水の将来予測結果

地下水解析の妥当性の評価を行うために、扇状地内に位置する地下水位観測所の観測値と解析値を比較することで地下水解析の妥当性評価を行った (図 1)。図 73 は各観測井戸の 1996～2005 年の月平均地下水位の観測値と解析値の最大値，最小値，平均値の年変化である。解析値と観測値ともに，冬季に減少し，夏季に増加する地下水位の季節変化は再現出来ており，定性的に再現は出来た。

図 74 は 21 世紀末と現在気候の地下水位の変化を示す。2～3 月の地下水位は扇状地全域で増加傾向である。これは気温の上昇に伴う降雨形態の変化により，河川流量のピークが早まったことが要因である。一方，5 月，7 月の埋没区間周辺や 6 月の扇状地全域の地下水位の低下は河川流量のピークが早まった結果，5～7 月の河川流量が低下し，河川からの浸透量が減ったことが要因である。5 月と 7 月が扇状地全域で地下水位が低下しない要因は代掻き時や再度水田に水を張る時期であり，水田からの涵養が多い結果，河川近傍のみ地下水位が低下したと考えられる。

5章 気候変動が黒部川流域の水収支と地下水位に与える影響評価

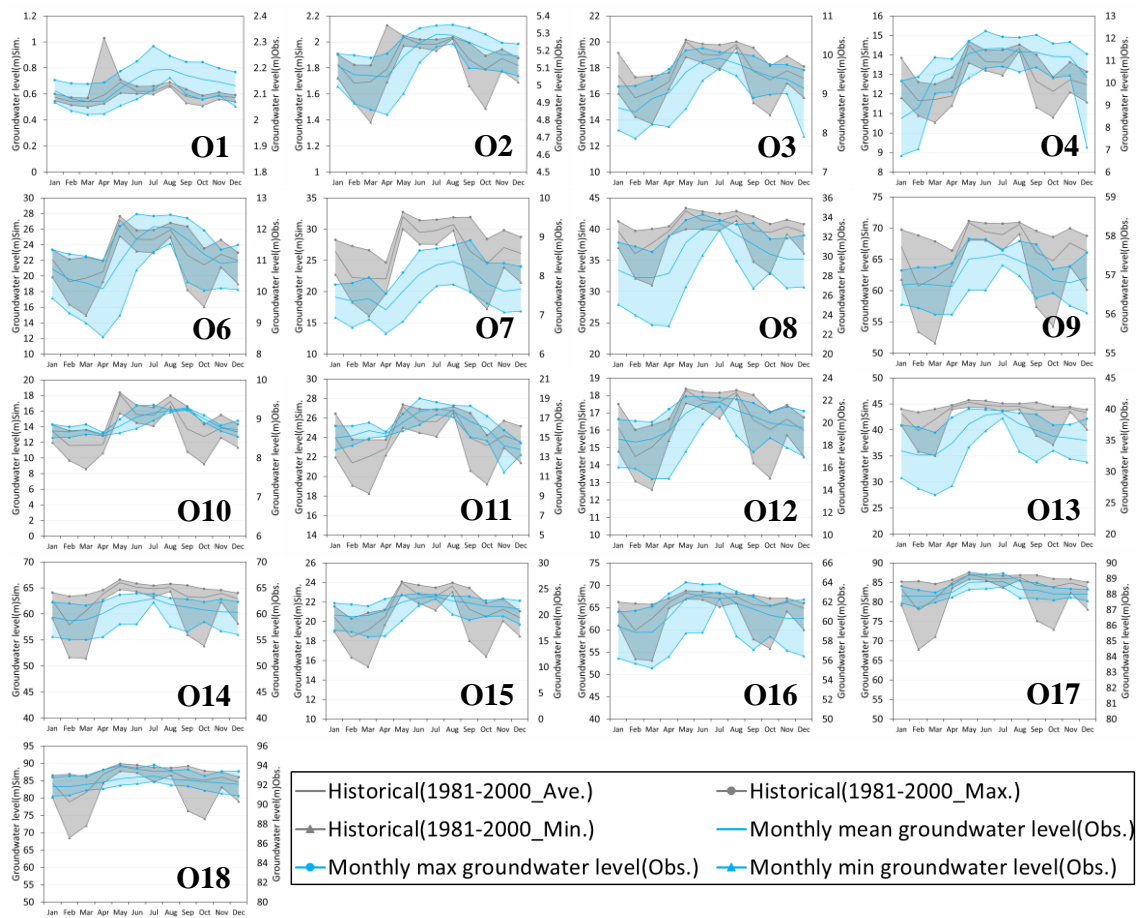


図 73 各観測井戸の 1996～2005 年の月平均地下水位の観測値と解析値の最大値，最小値，平均値の年変化

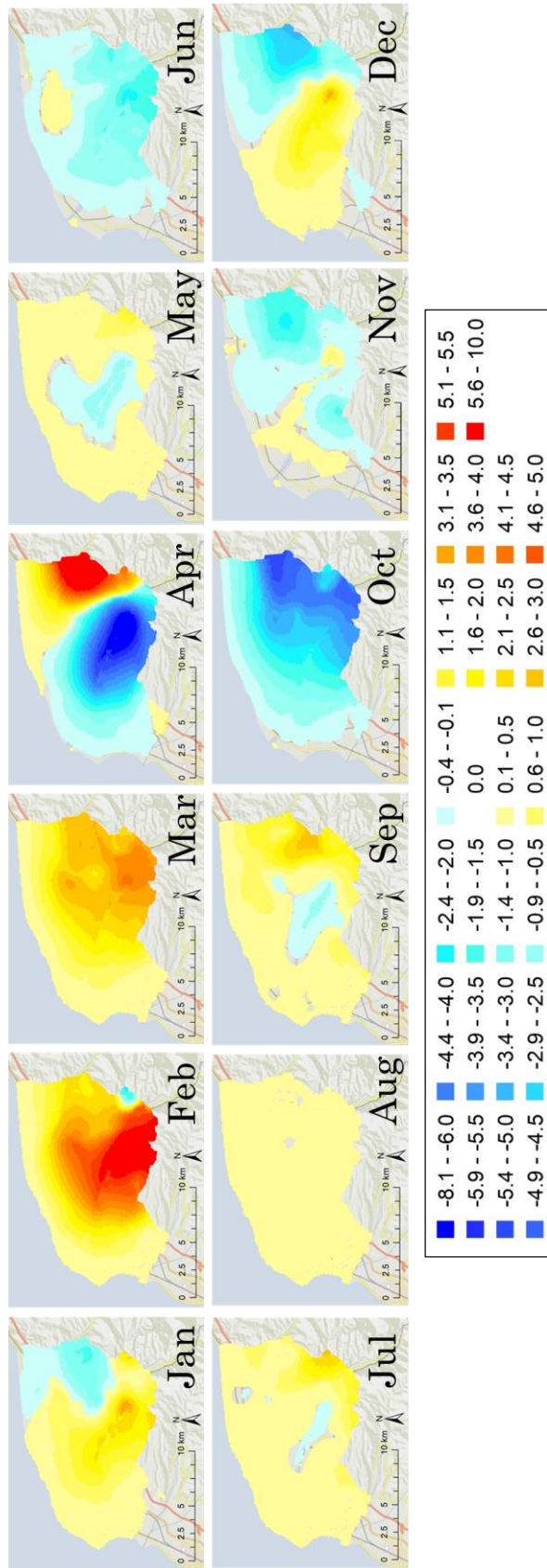


図 74 黒部川扇状地下水の 21 世紀末と現在気候の地下水水位の変化

6章 結論

本研究では地下水流動を把握するためにトレーサーとして水温、電気伝導率、pH、溶存イオン、放射性同位体、水素・酸素同位体比に着目し、2011～2020年の9年間、月に一度の頻度で黒部川流域全域での河川水、地下水、降水、温泉水、湖水の観測をし、黒部川扇状地の地下水の涵養源を明らかにした。それに加えて、定常3次元地下水モデルを用いて、気候変動による黒部川扇状地の地下水環境に与える影響を明らかにした。

黒部川流域全域での観測を実施した結果、電気伝導率、pHは流域全域での変化幅が小さくトレーサーとして利用できないことが明らかになった。一方、水温、溶存イオン、放射性同位体、酸素同位体比はトレーサーとして利用でき、4つの手法を用いて、地域Iの地下水の涵養源を推定した。

溶存イオン10項目を用いて主成分分析を行い、水質の類似性から涵養源を推定した。その結果、第1主成分、第2主成分の累計寄与率は77.85%であり、黒部川流域の河川水、地下水の水質は、2個の主成分でその特性を統合できることが明らかとなった。それぞれの主成分は第1主成分が花崗岩の岩石風化による鉱物溶解を表している主成分であり、第2主成分は地下水の陽イオン交換反応を表している主成分であった。第一主成分得点と第二主成分得点の関係から扇状地地下水の涵養源を推定した結果、標高86mの扇頂部であると推定された。

扇状地地下水の水温、黒部川流域の河川水の水温は気温と同様に夏季に上昇し、冬期に減少する季節変化が確認された。流域全域の河川水を分析した結果、河川水の水温は流下するにつれ水温が減少する空間的特徴も明らかになった(0.5℃/100m)。また、沿岸部の地下水は扇央部や扇頂部の河川水や扇状地の年平均気温よりも低く、扇頂部より上流域の河川水が涵養源であると推察できる。このことから、2011～2020年の9年間にわたる長期かつ高頻度の水温データを用いた扇状地地下水の涵養源の推定をした。河川水の水温－標高関

6章 結論

係から扇状地地下水の涵養源を推定した結果、標高 142～450 m であると推定された。

トリチウムを用いた滞留時間の推定の結果、87.0 m 以浅の黒部川扇状地地下水は 35～39 年の滞留時間であり、循環が早い地下水であることが明らかになった。一方、採水深度が 222 m、800 m と深い「17. 宝石の水」、「29. 前沢」はトリチウム濃度が下限値以下であり滞留時間が 60 年以上であることが明らかになった。上記の 2 地点では放射性炭素も分析した結果、1680±30 年、2800±30 年であることが明らかになった。87 m 以浅の地下水の滞留時間から算出した透水係数と現場透水試験・簡易揚水試験で得られている透水係数の類似性を利用して涵養源の推定をした。その結果、標高 125～202 m が涵養源であると推定した。

以上の溶存イオン、水温、放射性同位体を用いた扇状地地下水の涵養源の推定結果は、概ね一致しており、標高 86～450 m であると推定された。

酸素安定同位体を用いて、まず既往研究で提案されている地下水涵養線を用いて扇状地地下水の涵養源を推定した結果、流域の約 1/3 (標高 0～824 m) が涵養源であると推定された。この結果は、上述した 3 つのトレーサーを用いて推定した結果と大きく異なる結果であるとともに、過大に推定されることがわかった。その要因は水素・酸素安定同位体の季節変化、ダム貯水池内の湖水の蒸発、扇状地内の降水浸透の影響によるものであることを明らかにした。蒸発の影響がない流出量の方が多き時期と自然流下している時期で地下水涵養線を作成し、河川からの寄与が高い「10. 飛騨」を扇状地地下水の代表地点として涵養源を推定した。その結果、これらの過大評価要因を考慮することで、地下水涵養線の信頼幅を狭めることができ、扇状地地下水の涵養源は標高 132～438 m であると推定することができた。この結果は、上述した 3 つのトレーサーを用いた結果と同様であった。

数値実験を用いて気候変動による黒部川扇状地の地下水環境に与える影響を評価した。使用した気象データは NIES 統計ダウンスケールデータを使用した。解析期間は現在気候 (1981～2000 年) と 21 世紀末 (2081～2100 年) で解析を実施した。気候モデルは MRI-CGCM3 である。その結果、21 世紀末の RCP8.5 では年間積雪水量が 260 mm (40 %) 減少した結果、

謝辞

表面流出量，地下浸透量のピークが1ヶ月早まることが明らかになった．表面流出量，地下浸透量のピークが1ヶ月早まった結果，21世紀末のRCP8.5では，扇状地の地下水位は1～3月に上昇し，5～7月に低下することが明らかになった．気候変動により，耕作期である5～6月では表面流出量の減少，地下水位の低下が生じることが明らかになり，現在の水システムのままでは耕作期の水供給を十分に行う事が出来ない可能性を示唆した．

謝辞

本研究の遂行にあたり，富山県立大学大学院工学研究科環境工学専攻手計太一准教授には，研究の方法や方向性といった指導を頂きました．また，本研究に関することだけではなく，今後の進路や就活についてもご指導頂きました．ここに感謝の意を表します．富山県立大学大学院工学研究科環境工学専攻川上智規教授，渡辺幸一教授，黒田啓介准教授，脇坂暢教授，長崎大学水産・環境科学総合研究科中川啓教授には副査としてご助言を戴くとともに本論文の細部にわたりご指導を頂いた．ここに感謝の意を表します．

本研究の第4章2節の溶存イオン分析では溝口俊明博士，神保有亮博士にご協力いただいた．手計研究室の後輩尾田茂彦氏，新井章珣氏，伊藤一輝氏，堀内雄介氏，浦山和也氏，河合潤氏，善光寺慎悟氏，奥野佑太氏，山川夏葵氏，佐藤興仁氏，齊藤和哉氏，辻涼太氏に溶存イオンの分析のご協力を頂いた．第4章5節では京都府立大学の勝山正則教授に多大なるご助言，情報の提供，同位体分析のご協力を頂きました．ここに感謝の意を表します．毎月の現地観測では手計研究室の先輩，同輩，後輩にご協力いただいた．特に道谷健太郎先輩，尾田茂彦氏，堀内雄介氏は2泊3日で源流部の観測をご協力して頂いた．ここに感謝の意を表します．黒部川扇状地の降水の採水では黒部市役所泉つかさ氏，高本美智子氏，中谷松憲氏，牧野恵美氏，和田一彦氏にご協力頂いた．ここに感謝の意を表します第4章3節の涵養源の推定では富山大学の上田晃教授には多大なるご助言，情報の提供をして頂いた．ここに感謝の意を表します．第5章の分布型水収支モデル，地下水解析モデルでは産業技術総

参考文献

合研究所富樫聡博士，八千代エンジニアリング株式会社緒方陸氏に多大なるご助言，情報の提供をして頂いた．ここに感謝の意を表します．使用した気候データでは一般財団法人日本気象協会前田芳恵博士，渡邊茂氏に多大なるご助言，情報の提供をして頂いた．ここに感謝の意を表します．

本研究の一部は YKK 株式会社黒部事業所の助成を受けた．YKK 株式会社黒部事業所井浪裕二氏，村重誠吾氏，村田浩樹氏，米田大輔氏には毎月の観測のご協力，データの提供をして頂いた．ここに感謝の意を表します．

参考文献

1. Limouzin, M., Maidment, D.: Water Scarcity is an Indicator of Poverty in the World, A term project in University of Texas at Austin: 20, 2009.
2. Gabriel, H.F., Khan, S.: Climate responsive urban groundwater management options in a stressed aquifer system, Hydrocomplexity: New Tools for Solving Wicked Water Problems Kovacs Colloquium, IAHS Publ. 338: 166-168, 2010.
3. Morris, B.L., Lawrence, A.R.L., Chilton, P.J.C., Adams, B., Calow, R.C., Klinck, B.A. : Groundwater and its susceptibility to degradation: a global assessment of the problem and options for management, UNEP, pp.1-2, 2003.
4. Lund, J., Toth, A.N.: Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review, World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, pp.1-39, 2020. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.19277.46569>.
5. 環境省：地中熱利用システム，https://www.env.go.jp/water/jiban/pamph_gh/full_a_2017.pdf，2017. (最終閲覧日：2020年8月31日)
6. 谷中隆明，永野多美雄，山崎興樹，水谷宣明：新潟県六日町盆地の地下水流動，地下水学会誌，Vol.31, No.3, pp.143-153, 1989. <https://doi.org/10.5917/jagh1987.31.143>.

参考文献

7. 八谷陽一郎, 北島淳二, 神野健二: 佐賀平野における平成6年異常湧水と地盤沈下, 地下水学会誌, Vol.38, No.3, pp.181-191, 1996. <https://doi.org/10.5917/jagh1987.38.181>.
8. Sun, H., Grandstaff, D., Shagam, R.: Land subsidence due to groundwater withdrawal: potential damage of subsidence and sea level rise in southern New Jersey, USA, Environmental Geology, Vol.37, No.4, pp.290-296, 1999. <https://doi.org/10.1007/s002540050386>.
9. 鬼塚克忠, 根上武仁: 筑後平野の有明海沿岸部の地盤沈下, 土木学会論文集 C, Vol.62, No.3, pp.643-656, 2006. <https://doi.org/10.2208/jscejc.62.643>.
10. Phien-wej, N., Giao, P.H., Nutalaya, P.: Land subsidence in Bangkok, Thailand, Engineering Geology, Vol.82, No.4, pp.187-201, 2006. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.10.004>.
11. Marfai, M.A., King, L.: Monitoring land subsidence in Semarang, Indonesia, Environmental Geology, Vol.53, No.3, pp.651-659, 2007. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0680-3>.
12. 矢田恒晴: 静岡県岳南地域における地下水塩水化現象, 地理学評論, Vol.43, No.9, pp.567-571, 1970. <https://doi.org/10.4157/grj.43.567>.
13. 清水欣一, 黒川睦生: 兵庫県津名町の塩水侵入, 日本地下水学会会誌, Vol.17, No.2, pp.68-72, 1975. <https://doi.org/10.5917/jagh1959.17.68>.
14. 岸洋介, 柿沼忠男, 伊福誠: 海岸地下水の塩水化に関する研究II.喜木川河口における地下水, 陸水学会誌, Vol.44, No.1, pp.36-46, 1983. <https://doi.org/10.3739/rikusui.44.36>.
15. Al-Rashed, M., Al-Senafy, M.N., Viswanathan, M.N., Al-Sumai, A.: Groundwater Utilization in Kuwait: Some Problems and Solutions, International Journal of Water Resources Development, Vol.14, No.1, pp.91-105, 1998. <https://doi.org/10.1080/07900629849529>.
16. Sherif, M., Kacimov, A., Javadi, A., Ebraheem, A.A.: Modeling Groundwater Flow and Seawater Intrusion in the Coastal Aquifer of Wadi Ham, UAE, Water Resources Management, Vol.26, No.3, pp.751-774, 2012. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9943-6>.
17. Shi, L., Jiao, J.J.: Seawater intrusion and coastal aquifer management in China: a review

参考文献

- w, *Environmental Earth Sciences*, Vol.72, No.8, pp.2811-2819, 2014. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3186-9>.
18. 国分邦紀, 土屋光圀: 東京の地下水と水循環について, *水文・水資源学会誌*, Vol.16, No.3, pp.289-300, 2003. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.16.289>.
 19. 才田進, 高橋研, 神野健二, 濱里学, 下大迫博志: 水循環解析による都市化域での水資源賦存量評価, *水工学論文集*, Vol.50, pp.259-264, 2006. <https://doi.org/10.2208/prohe.50.259>.
 20. 松浦拓哉, 手計太一, 富樫聡, 緒方陸: 分布型水収支モデルを用いた土地利用変化と気候変化が富山県域の水資源量に与える影響評価, *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.74, No.4, pp.I_37-I_42, 2018. https://doi.org/10.2208/jscejhe.74.I_37.
 21. Christensen, N.S., Wood, A.W., Voisin, N., Lettenmaier, D.P., Palmer, R.N.: The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin, *Climate Change*, Vol.62, No.1, pp.337-363, 2004. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013684.13621.1f>.
 22. 立川康人, 滝野晶平, 市川温, 椎葉充晴: 地球温暖化が最上川・吉野川流域の河川流況に及ぼす影響について, *水工学論文集*, Vol.53, pp.475-480, 2009.
 23. Islam, S.U., Dery, S.J.; Future climate change impacts on snow and water resources of the Fraser River basin, British Columbia, *Journal of Hydrometeorology*, Vol.18, No.2, pp.473-496, 2017. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0012.1>.
 24. Jyrkama, M., Sykes, J.F.: The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario), *Journal of Hydrology*, Vol.338, No.3-4, pp.237-250, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.036>.
 25. Scibek, J., Allen, D.M., Cannon, A.J., Whitfield, P.H.: Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater mo

参考文献

- del, *Journal of Hydrology*, Vol.333, No.2-4, pp.165-181, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.005>.
26. Chen, Z., Grasby, S.E., Osadetz, K.G.: Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model, *Journal of Hydrology*, Vol.260, No.1-4, pp.102-117, 2002. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00606-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00606-0).
27. 久富悠生, 中山大地, 松山洋: 武蔵野台地における浅層地下水位の長期変動解析および将来予測—MODFLOW を用いて—, *水文・水資源学会誌*, Vol.28, No.3, pp.109-123, 2015. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.28.109>.
28. Varsanyi, I.: Tracing groundwater flow using chemical data, *Hydrological Sciences Journal*, Vol.34, No.3, pp.265-275, 1989. <https://doi.org/10.1080/02626668909491334>.
29. Clark, J.F., Stute, M., Schlosser, P., Drenkard, S.: A tracer study of the Floridan Aquifer in southeastern Georgia: Implications for groundwater flow and paleoclimate, *Water Resources Research*, Vol.33, No.2, pp.281-289, 1997. <https://doi.org/10.1029/96WR03017>.
30. Wilcox, W.M., Solo-Gabriele, H.M., Sternberg, L.O.: Use of stable isotopes to quantify flows between the Everglades and urban areas in Miami-Dade County Florida, *Journal of Hydrology*, Vol.293, No.1-4, pp.1-19, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.041>.
31. Oiro, S., Comte, J., Soulsby, C., Walraevens, K.: Using stable water isotopes to identify spatio-temporal controls on groundwater recharge in two contrasting East African aquifer system, *Hydrological Sciences Journal*, Vol.63, No.6, pp.862-877, 2018. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1459625>.
32. Plummer, L.N., Busenberg, E., Böhlke, J.K., Nelms, D.L., Michel, R.L., Schlosser, P.: Groundwater residence times in Shenandoah National Park, Blue Ridge Mountains, Virginia, USA: a multi-tracer approach, *Chemical Geology*, Vol.179, No.1-4, pp.93-111, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00317-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00317-5).

参考文献

33. Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D., Zuppi, G.M.: Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco, *Journal of Hydrology*, Vol.352, No.3-4, pp.267-287, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022>.
34. Wen, J., Tang, C., Cao, Y., Li, X., Chen, Q.: Hydrochemical evolution of groundwater in a riparian zone affected by acid mine drainage (AMD), South China: the role of river-groundwater interactions and groundwater residence time, *Environmental Earth Sciences*, Vol.77, No.24, 794, 2018. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7977-2>.
35. Harvey, J.W., Bencala, K.E.: The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments, *Water Resources Research*, Vol.29, No.1, pp.89-98, 1993. <https://doi.org/10.1029/92WR01960>.
36. Tremolieres, M., Roeck, U., Klein, J.P., Carbiener, R.: The exchange process between river and groundwater on the Central Alsace floodplain (Eastern France), *Hydrobiologia* 254, pp.133-148, 1993. <https://doi.org/10.1007/BF00014108>.
37. Devito, K.J., Hill, A.R., Roulet, N.: Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield, *Journal of Hydrology*, Vol.181, No.1-4, pp.127-147, 1996. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02912-5](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02912-5).
38. Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J.W.N.: Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series, *Journal of Hydrology*, Vol.336, No.1-2, pp.1-16, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.12.003>.
39. Krause, S., Bronstert, A., Zehe, E.: Groundwater-surface water interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian

参考文献

- water balance, *Journal of Hydrology*, Vol.347, No.3-4, pp.404-417, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.028>.
40. Brouyere, S., Carabin, G., Dassargues, A.: Climate change impacts on groundwater resources: modelled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium, *Hydrogeology Journal*, Vol.12, No.2, pp.123-134, 2004. <https://doi.org/10.1007/s10040-003-0293-1>.
41. Jackson, C.R., Meister, R., Prudhomme, C.: Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections, *Journal of Hydrology*, Vol.399, No.1-2, pp.12-28, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.028>.
42. Dams, J., Salvadore, E., Daele, T.V., Ntegeka, V., Willems, P., Batelaan, O.: Spatio-temporal impact of climate change on the groundwater system, *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol.16, pp.1517-1531, 2012. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1517-2012>.
43. Salem, G.S.A., Kazama, S., Shahid, S., Dey, N.C.: Impacts of climate change on groundwater level and irrigation cost in a groundwater dependent irrigated region, *Agricultural Water Management*, Vol.208, pp.3342, 2018. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.06.011>.
44. Demli, M., Wohnlich, S., Wisotzky, F.: Groundwater recharge, flow and hydrogeochemical evolution in a complex volcanic aquifer system, central Ethiopia, *Hydrogeology Journal*, Vol.15, No.6, pp.1169-1181, 2007. <https://doi.org/10.1007/s10040-007-0163-3>.
45. Adomako, D., Osaе, S., Akiti, T.T.: Geochemical and isotopic studies of groundwater conditions in the Densu River Basin of Ghana, *Environmental Earth Sciences*, Vol.62, No. 5, pp.1071-1084, 2011. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0595-2>.
46. Yeh, H., Lee, C., Hsu, K.: Oxygen and hydrogen isotopes for the characteristics of groundwater recharge: a case study from the Chih-Pen Creek basin, Taiwan, *Environmental Earth Sciences*, Vol.62, No.2, pp.393-402, 2011. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0534-2>.

参考文献

47. Gautam, M.K., Lee, K., Song, B.: Characterizing groundwater recharge using oxygen and hydrogen isotopes: a case study in a temperate forested region, South Korea, *Environmental Earth Sciences*, Vol.77, No.3, 2018. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7279-8>.
48. 落合敏郎：関東平野における地下水の年代測定とその水文地質学的研究，*日本地下水学会会誌*，Vol.10, No.1, pp.11-23, 1968. <https://doi.org/10.5917/jagh1959.10.11>.
49. 水谷義彦，小田松尚：安定同位体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*，Vol.17, No.1, pp.1-9, 1983. <https://doi.org/10.14934/chikyukagaku.17.1>.
50. 濱田浩正，小前隆美：河川水と地下水の交流解析への ^{222}Rn の適用，*RADIOISOTOPE S*，Vol.43, No.12, pp.770-775, 1994. https://doi.org/10.3769/radioisotopes.43.12_770.
51. 内田洋平，佐倉保夫：濃尾平野における地下温度プロファイル，*地質調査所月報*，Vol. 50, No.10, pp.635-659, 1999.
52. Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H., Ohwada, M.: Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios, *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, No.2, L02406, 2005. <https://doi.org/10.1029/2004GL021501>.
53. 神谷浩二，眞鍋洋，山崎勲：溶存イオンデータの変量解析に基づいた広域地下水流動系の評価，*地盤工学ジャーナル*，Vol.9, No.2, pp.219-231, 2014. <https://doi.org/10.3208/jgs.9.219>.
54. Konishi, A., Fujiike, T., Okano, O., Chiba, H., Ueda, A.: Geochemical and isotopic imprints of groundwater evolution in mountainous areas of Maniwa City, Okayama Prefecture, Japan, *Groundwater for Sustainable Development*, Vol.11, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100412>.
55. 加藤聡，水谷義彦，内田啓男，飯田忠三：富山県庄川扇状地浅層地下水の水系区分，地

参考文献

- 球科学, Vol.18, No.1, pp.29-35, 1984. <https://doi.org/10.14934/chikyukagaku.18.29>.
56. 宮岡邦任：今市扇状地における水文地質と地下水流動系, 地理学評論 Ser.A, Vol.68, No.5, pp.285-302, 1995. https://doi.org/10.4157/grj1984a.68.5_285.
57. 中屋眞司, 三田村宗樹, 益田晴恵, 上杉健司, 本舘佑介, 日下部実, 飯田智之, 村岡浩爾：環境同位体と水質より推定される大阪盆地の地下水の涵養源と流動特性, 地下水学会誌, Vol.51, No.1, pp.15-41, 2009. <https://doi.org/10.5917/jagh.51.15>.
58. 利部慎, 嶋田純, 島野安雄, 樋口覚, 野田尚子：阿蘇カルデラ内における地下水の流動機構, 日本水文科学会誌, Vol.41, No.1, pp.1-17, 2011. <https://doi.org/10.4145/jahs.41.1>.
59. 富山県：富山県地下水指針, 富山県, p.78, 1992.
60. 富山県：富山県地下水指針, 富山県, p.97, 2018.
61. 手計太一：黒部川扇状地における地下水位の漸減現象に関する基礎的研究, 水工学論文集, Vol.54, pp.565-570, 2010.
62. 手計太一, 北隆平, 南優平：黒部川扇状地扇端部における自噴井の塩水化, 土木学会論文集 G (環境), Vol.71, No.5, pp.I_95-I_101, 2015. https://doi.org/10.2208/jscejer.71.I_95.
63. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明：数値実験に基づいた黒部川扇状地における地下水塩水化の要因分析, 土木学会論文集 G (環境), Vol.73, No.5, pp.I_31-I_37, 2017. https://doi.org/10.2208/jscejer.73.I_31.
64. 初鹿宏壮：富山県における温暖化の影響に関する調査研究-過去から近未来までの気候変化の把握とその活用について-, 全国環境研会誌, Vol.42, No.1, pp.31-36, 2017.
65. 尾田茂彦, 松浦拓哉, 下坂将史, 手計太一：富山県における降雪量と積雪深の長期トレンド解析, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I_73-I_78, 2018. https://doi.org/10.2208/jscejhe.74.5_I_73.
66. 榎根勇, 大庭孝夫：砂丘地下水の滞留時間, 地理学評論, Vol.45, No.2, pp.143-148, 1972. <https://doi.org/10.4157/grj.45.143>.

参考文献

67. 島野安雄, 辻村真貴, 嶋田純, 榎根勇, 堀内清司: 黒部川扇状地における地下水の水文学的研究, 文星紀要, pp.17-52, 1992.
68. 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体比, 地下水学会誌, Vol.43, No.1, pp.3-11, 2001. <https://doi.org/10.5917/jagh1987.43.3>.
69. 徳永朋祥, 中田智浩, 茂木勝郎, 渡辺正晴, 嶋田純, 張勁, 蒲生俊敬, 谷口真人, 浅井和見, 三枝博光: 沿岸海底から湧出する淡水性地下水の探査および陸域地下水との関連に関する検討-黒部川扇状地沖合での例-, Vol.45, No.2, pp.133-144, 2003. <https://doi.org/10.5917/jagh1987.45.133>.
70. 竹内正信, 村田文人, 片山健, 中村茂, 中嶋規行, 山口晴夏, 馬場亜希: グリッド型水循環系解析モデルによる黒部川伏没・湧出機構の解明, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.68, No.4, pp.I_481-I_486, 2012. https://doi.org/10.2208/jscejhe.68.I_481.
71. Tebakri, T., Mizoguchi T., Motoyoshi, Y., Zhang J.: Discharge and water quality characteristics of flowing artesian wells in the Kurobe River alluvial fan, Japan, Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), Vol.69, No.4, pp.I_589-I_594, 2013. https://doi.org/10.2208/jscejhe.69.I_589.
72. 北隆平, 手計太一: 地下水位・水質観測データを基にした黒部川扇状地の地下水流動系の推定, 土木学会論文集 G (環境), Vol.71, No.5 pp.I_111-I_116, 2015. https://doi.org/10.2208/jscejg.71.I_111.
73. 手計太一, 北隆平, 橋本充弘, 下坂将史: 黒部川扇状地における長期の流量観測データを用いた河川-地下水交流関係の評価, 水文・水資源学会誌, Vol.29, No.4, pp.219-226, 2016. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.29.219>.
74. 山本荘毅, 榎根勇: 黒部川扇状地における水の循環, 古今書院, pp.50-71, 1971.
75. 丸山響: 黒部川扇状地における地下水涵養源としての河川水の役割, 日本水文科学会誌,

参考文献

- Vol.36, No.1, pp.23-36, 2006. <https://doi.org/10.4145/jahs.36.23>.
76. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明: 黒部川扇状地における自噴井の湧水量と水質の特徴, 水文・水資源学会誌, Vol.30, No.6, pp.373-385, 2017. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.30.373>.
77. Taniguchi, M., Kaihotsu, I., Kotoda, K.: Isotope Studies of Precipitation, River Water and Groundwater in the HEIFE Area, Northwestern China, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.73, No.6, pp.1293-1299, 1995. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.73.6_1293.
78. Uliana, M. M., Banner, J. L., Sharp, Jr. J. M.: Regional groundwater flow paths in Trans-Pecos, Texas inferred from oxygen, hydrogen, and strontium isotopes, Journal of Hydrology, Vol.334, No.3-4, pp.334-346, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.015>.
79. Ichiyonagi, K., Ide, K., Tanoue, M.: Seasonal variability of stable isotopes in precipitation and spring water around Mt Kimpo, Kumamoto, southwestern Japan, Isotopes in Environmental and Health Studies, Vol.56, No.2, pp.149-157, 2020. <https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1745203>.
80. 松本大毅, 広城吉成, 神野健二, 堤敦: 地下水流動計算と放射性同位体を用いた地下水・表流水交流解析, 水文・水資源学会誌, Vol.22, No.4, pp.286-293, 2009. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.22.286>.
81. 内田洋平, 與田祐季, 藤井光, 宮本重信, 吉岡真弓: 地中熱利用適地の選定方法その1 地下水流動・熱輸送解析と GIS を用いた地中熱利用適地マップの作成, 日本地熱学会誌, Vol.32, No.4, pp.229-239, 2010.
82. 高瀬恵次, 徳増実: 集中定数型水循環モデルによる沿岸平野部地下水の水収支解析, 農業農村工学会論文集, Vol.87, No.2, pp.I_211-I_218, 2019. https://doi.org/10.11408/jsidre.87.I_211.

参考文献

83. 伊藤成輝, 丸井敦尚, 宮越昭暢, ガヤルドアドリアン, 市村隆人: 揚水に伴う沿岸域堆積軟岩中の塩淡境界形状と地下水流動の変化, 地下水学会誌, Vol.49, No.1, pp.33-48, 2007. <https://doi.org/10.5917/jagh1987.49.33>.
84. 中川啓, 齋藤雅彦, 靱井和朗: 同じ流域内の2つのシラス台地における地下水汚染機構についての数値計算, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.67, No.4, pp.I_583-I_588, 2011. https://doi.org/10.2208/jscejhe.67.I_583.
85. 国土交通省北陸地方整備局: 黒部川水系河川整備計画 [大臣管理区間], https://www.hrr.mlit.go.jp/kurobe/jigyo/plan/keikaku/seibi_all.pdf, 2009. (最終閲覧日: 2020年9月15日)
86. 小林三樹: 国際河川ナイル川の水資源 (1), 水利科学, Vol.47, No.5, pp.23-49, 2003. https://doi.org/10.20820/suirikagaku.47.5_23.
87. 国土交通省河川局: 利根川水系河川整備基本方針土砂管理等に関する資料 (案), https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinikai/kihonhoushin/051219/pdf/ref5.pdf, 2005. (最終閲覧日: 2020年9月15日)
88. 黒部市: 黒部市地下水流量等調査業務報告書, 黒部市, pp.7-9, 2004.
89. 国土交通省国土政策局: 国土数値情報(土地利用細分メッシュ), <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-L03-b.html>, 2016. (最終閲覧日: 2020年9月27日)
90. 西岡昌秋, 寶馨: Mann-Kendall 検定による水文時系列の傾向変動, 水文・水資源学会誌, Vol.17, No.4, pp.343-353, 2004. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.17.343>.
91. 入善町, 株式会社ホクコク地水, 黒部川扇状地地下水流量等調査業務委託報告書, 入善町, p.54, 2014.
92. 産業技術総合研究所地質調査総合センター: 20万分の1日本シームレス地質図, 2019年3月22日版, <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2/viewer/?center=36.9137%2C138.0350&z=10&subtype=>, 2019. (最終閲覧日: 2020年9月16日)
93. 紺野義夫, 三浦静, 藤井昭二: 北陸の丘陵と平野, アーバンクボタ, No.31, p.41, 199

参考文献

- 2.
94. Zhang, J., Satake, H. : The chemical characteristics of submarine groundwater seepage in Toyama Bay, Central Japan, *Land and Marine Hydrogeology*, pp.45-60, 2003. <https://doi.org/10.1016/B978-044451479-0/50016-9>.
95. Logan, J. : Estimating transmissibility from routine production tests of water wells, *Groundwater*. Vol.2, No.1, pp.35-37, 1964. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1964.tb01744.x>.
96. Burrough, P.A. : Principles of geographical information systems for land resources assessment, *Geocarto International*, Vol.1, No.3, p.54, 1986. <https://doi.org/10.1080/10106048609354060>.
97. 籠瀬良明 : 黒部川扇状地流水客土事業実施の要因, *地理学評論*, Vol.30, No.3, pp.168-192, 1957. <https://doi.org/10.4157/grj.30.168>.
98. Rayleigh, L. Sec. R.S. : L. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes, *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, Vol.42, No.259, pp.493-498, 1862. <https://doi.org/10.1080/14786449608620944>.
99. 勝山正則 : 波長スキャンキャビティリングダウン分光法による水同位体比測定装置を用いた微量サンプル測定について, *水文・水資源学会誌*, Vol.27, No.6, pp.304-310, 2014. <https://doi.org/10.3178/jjshwr.27.304>.
100. 谷昭彦, 西村豊, 渡辺和好 : 河川の pH について, 平成 4 年度技術研究発表会, pp.79-84, 1993.
101. 鈴木啓助 : 融雪水中の溶存成分濃度の日変化, *雪氷*, Vol.53, No.1, pp.21-31, 1991. <https://doi.org/10.5331/seppyo.53.21>.
102. Brimblecombe, P., Tranter, M., Abrahams, P.W., Blackwood, I., Davies, T.D., Vincent, C. E.: Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small,

参考文献

- remote, high-altitude Scottish catchment, *Annals of Glaciology*, Vol.7, pp.141-147, 1985.
<https://doi.org/10.3189/S0260305500006066>.
103. 入善町：入善町地下水流量等調査業務報告書， p.169, 2004.
104. 松浦拓哉，手計太一，北隆平，溝口俊明：溶存イオンと放射性同位体を用いた黒部川扇状地地下水の滞留時間と涵養域の推定，*土木学会論文集 B1 (水工学)*, Vol.73, No.4, pp. I_67-I_72, 2017. https://doi.org/10.2208/jscejhe.73.I_67.
105. 関電不動産株式会社：黒部の氷筈水，<http://www.tyubusuiki.com/wmp/img2/20101216095432808.pdf>. (最終閲覧日：2020年10月7日)
106. Hanova, J., Dowlatabadi, H: Strategic GHG reduction through the use of ground source heat pump technology, *Environmental Research Letters*, Vol.2, No.4, 2007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/2/4/044001>.
107. Okakita, N., Iwatake, K., Hirata, H., Ueda, A.: Contribution of precipitation to groundwater flow systems in three major alluvial fans in Toyama Prefecture, Japan: stable-isotope characterization and application to the use of groundwater for urban heat exchangers, *Hydrogeology Journal*, Vol.27, No.3, pp.345-362, 2019. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1850-y>.
108. 北隆平，手計太一：黒部川扇状地における透水試験と数値実験による透水係数マップ，*土木学会第42回関東支部技術研究発表会要旨集*, II-34, 2015.
109. Craig, H. : Isotopic variations in meteoric waters, *Science*, 133, pp.1702-1703, 1961.
110. 早稲田周，中井信之：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*, Vol.17, No.2, pp.83-91, 1983. <https://doi.org/10.14934/chikyukagaku.17.83>.
111. Gautam, M.K., Lee, K.S., Song, B.Y.: Deposition pattern and throughfall fluxes in secondary cool temperate forest, South Korea, *Atmospheric Environment*, Vol.161, pp.71-81, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2017.04.030>.

参考文献

112. Gautam, M.K., Lee, K.S., Bong, Y.S., Song, B.Y., Ryu, J.S.: Oxygen and hydrogen isotopic composition of rainfall and throughfall in four South Korean cool temperate forest, *Hydrological Sciences Journal*, Vol.62, No.12, pp.2025-2034, 2017. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1358813>.
113. Sawano, S., Hotta, N., Tanaka, N. Tsuboyama, Y., Suzuki, M.: Development of a simple forest evapotranspiration model using a process-oriented model as a reference to parameterize data from a wide range of environmental conditions, *Ecological modeling*, Vol.309-310, No.10-24, pp.93-109, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2015.04.011>.
114. 近藤純正：湖面や海面の蒸発，*天気*，Vol.59, No.3, pp.487-490, 2012.
115. 蒸発散研究グループ：水田の蒸発散，*農業気象*，Vol.22, No.4, pp.13-21, 1967.
116. Priestley, C.H.B., Taylor, R.J.: On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weather Review*, Vol.100, No.2, pp.81-92, 1972. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2).
117. Suzuki, M., Fukushima, Y.: Estimates of evapotranspiration from the land surface of Shiga Prefecture using a digitized square-grid map data base, *Lake Biwa Study Monograph* s2, pp.1-55, 1985.
118. 日本道路協会：道路土工要綱(平成 21 年度版)，丸善出版事業部，2009.
119. 北陸農政局：昭和 42 年度農業水利動向調査，黒部川水系，1968.
120. 菱谷智幸，西垣誠，橋本学：物質移動を伴う密度依存地下水流の 3 次元数値解析手法に関する研究，*土木学会論文集*，No.638/III-49, pp.56-69, 1999.

参考文献

松浦拓哉の論文リスト

原著論文

1. Matsuura, T., Tebakari, T., Oda, A., Ueda, A. : Flow characteristics of artesian groundwater in coastal area of Kurobe River Basin, Toyama Prefecture, by long-term and spatial observation of water temperature and electric conductivity, Groundwater for Sustainable Development, 2020, 投稿中.
2. 善光寺慎悟, 松浦拓哉, 手計太一, 千葉元, 福留研一, 畠俊郎, 新井章珣 : 黒部川が沿岸表層水に与える影響に関する基礎的検討, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.76, No.2, 2020.
3. 堀内雄介, 松浦拓哉, 手計太一, Sanit Wongsas : タイ国 Chao Phraya 川下流域の水利水質特性, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.2, pp.I_415-I_420, 2019.
4. 善光寺慎悟, 手計太一, 榊原一紀, 松浦拓哉 : 深層学習を用いた全球表面温度画像による降水量の季節予報モデルの開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.2, pp.I_1207-I_1212, 2019.
5. 松浦拓哉, 手計太一, 富樫聡, 緒方陸 : 分布型水収支モデルを用いた土地利用変化と気候変化が富山県域の水資源量に与える影響評価, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.4, pp.I_37-I_42, 2018.
6. 尾田茂彦, 松浦拓哉, 下坂将史, 手計太一 : 富山県における降雪量と積雪深の長期トレンド解析, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I_73-I_78, 2018.
7. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 溶存イオンと放射性同位体を用いた黒部川扇状地地下水の滞留時間と涵養域の推定, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.73, No.4, pp.I_67-I_72, 2017.
8. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 黒部川扇状地における自噴井の湧水量と水質の特徴, 水文・水資源学会誌, Vol.30, No.6, pp.373-385, 2017. 【平成 30 年度水文・水資

参考文献

源学会論文奨励賞受賞論文】

9. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 数値実験に基づいた黒部川扇状地における地下水塩水化の要因分析, 土木学会論文集G(環境), Vol.73, No.5, pp.I_31-I_37, 2017.

国際会議プロシーディングス (査読有)

1. Horiuchi, Y., Matsuura, T., Tebakari, T., Wongs S.: Meta-analysis of water quality characteristics in the lower Chao Phraya River, Thailand, Proceedings of 22nd IAHR-APD CONGRESS 2020 IN SAPPORO, 3-5-4, 2020.
2. Horiuchi, Y., Matsuura, T., Tebakari, T., Wongs, S.: Water Quality Characteristics of ions originating from seawater and man-made in the lower Chao Phraya river, Thailand, Proceedings of THA 2019 International Conference, pp.399-404, 2019.
3. Oda, S., Arai, S., Urayama, K., Matsuura, T., Tebakari, T., Archevarahuprok, B.: Numerical Experiment of Change in Flooded Area Using Gridded Rainfall Data During 1981-2017 in The Mun and The Chi Rivers Basin, Thailand, Proceedings of THA 2019 International Conference, 2019.
4. Horiuchi, Y., Matsuura, T., Tebakari, T., Wongs S.: Water Quality characteristics of surface river waters and salinity intrusion in the lower Chao Phraya river, Thailand, Proceedings of 12th ISE 2018, 2018.
5. Matsuura, T., Tebakari, T., and Kita, R.: Numerical Experiment of Groundwater Salinization in the Kurobe River Alluvial Fan, Proceedings of The 7th International Conference on Water Resources and Environment Research (ICWRER2016), pp.18-1-18-6, 2016.

国際会議

1. Matsuura, T., Tebakari, T., Tomigashi, A., Ogata, R., Maeda, Y., Watanabe, S.: Impact of climate

参考文献

- change on groundwater in the Kurobe River alluvial fan, Japan, 16th Annual Meeting Asia Oceania Geosciences Society, HS16-A011, 2019.
2. Matsuura, T., Tebakari, T., Katsuyama, M.: Observation of hydrogen and oxygen isotopes in the Kurobe River basin, Japan Geoscience Union Meeting 2018, AHW23-P08, 2018.
 3. Matsuura, T., Tebakari, T., Katsuyama, M.: Estimation of recharge area of groundwater in Kurobe River alluvial fan using the hydrogen and oxygen isotopes, 2018 CHES Annual Conference, 2018.

国内会議

1. 松浦拓哉, 堀内雄介, 山川夏葵, 手計太一: 早月川扇状地における冬季の地下水と河川水の水質特性, 第27回地球環境シンポジウム講演集, pp.67-70, 2019.
2. 山川夏葵, 河合潤, 松浦拓哉, 尾田茂彦, 前川修, 林達夫, 手計太一: 神通川流域における公立小中学校の校歌と河川の関係, 土木学会中部支部研究発表会, pp.115-116, 2019.
3. 浦山和也, 尾田茂彦, 松浦拓哉, 手計太一: タイ東北部 Mun 川と Chi 川流域における1981~2017年の洪水氾濫面積の経年変化, 土木学会中部支部研究発表会, pp.83-84, 2019.
4. 尾田茂彦, 松浦拓哉, 手計太一: 富山県内における高解像度メッシュデータによる雨雪判別気温の面的推定, 土木学会中部支部研究発表会, pp.111-112, 2019.
5. 堀内雄介, 松浦拓哉, 手計太一, Sanit Wongsas: 次元非定常モデルによる雨期, 乾期を考慮した Chao Phraya 川下流域の河川水位の推定, 土木学会中部支部研究発表会, pp.97-98, 2019.
6. 河合潤, 松浦拓哉, 手計太一: 数値実験に基づいた黒部川扇状地の地下水環境における熱汚染の影響評価, 土木学会中部支部研究発表会, pp.145-146, 2019.
7. 善光寺慎悟, 松浦拓哉, 手計太一, 榊原一紀: 深層学習を用いた全球気候値画像による降水量の季節予報の可能性, 土木学会中部支部研究発表会, pp.105-106, 2019.
8. 堀内雄介, 松浦拓哉, 手計太一, Sanit Wongsas: タイ国 Chao Phraya 川下流域における溶

参考文献

- 存酸素の季節変化, 第 27 回地球環境シンポジウム講演集, pp.79-82, 2019.
9. 山川夏葵, 松浦拓哉, 手計太一: 富山規制地域を対象とした非定常 3 次元地下水モデルの水理パラメータの同定, 第 27 回地球環境シンポジウム講演集, pp.61-65,2019.
 10. 松浦拓哉, 手計太一, 緒方陸, 富樫聡: 土地利用変化が黒部川扇状地の地下水環境に与える影響評価, 水文・水資源学会 2018 年度研究発表会, P49, 2018.
 11. 堀内雄介, 松浦拓哉, 手計太一, Sanit Wongsas: タイ国 Chao Phraya 川下流域における表層河川水の水質特性と塩水遡上の実態, 平成 29 年度土木学会中部支部研究発表会講演概要集, 2018.
 12. 松浦拓哉, 手計太一: 称名川の水質の縦断分布特性-2016 年観測結果-, 平成 28 年度土木学会中部支部研究発表会講演概要集, pp.141-142, 2017.
 13. 松浦拓哉, 北隆平, 手計太一: 放射性同位体を用いた黒部川扇状地地下水の年代推定, 土木学会第 43 回関東支部技術研究発表会, II-27, 2016.
 14. 松浦拓哉, 北隆平, 手計太一: 黒部川扇状地沿岸部における地下水塩水化の数値実験, 第 71 回年次学術講演会講演概要集, pp.307-308, 2016.
 15. 松浦拓哉, 手計太一, 溝口俊明, 北隆平: 多変量解析を用いた黒部川流域の水質特性, 水文・水資源学会 2016 年度研究発表会, pp.198-199, 2016.

参考文献

各章と論文リストの関連性

【4章】

【原著論文】

1. Matsuura, T., Tebakari, T., Oda, A., Ueda, A. : Flow characteristics of artesian groundwater in coastal area of Kurobe River Basin, Toyama Prefecture, by long-term and spatial observation of water temperature and electric conductivity, Groundwater for Sustainable Development, 2020, 投稿中.
7. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 溶存イオンと放射性同位体を用いた黒部川扇状地地下水の滞留時間と涵養域の推定, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.73, No.4, pp.I_67-I_72, 2017.
8. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 黒部川扇状地における自噴井の湧水量と水質の特徴, 水文・水資源学会誌, Vol.30, No.6, pp.373-385, 2017.
9. 松浦拓哉, 手計太一, 北隆平, 溝口俊明 : 数値実験に基づいた黒部川扇状地における地下水塩水化の要因分析, 土木学会論文集G(環境), Vol.73, No.5, pp.I_31-I_37, 2017.

【国際会議プロシーディングス（査読有）】

5. Matsuura, T., Tebakari, T., and Kita, R.: Numerical Experiment of Groundwater Salinization in the Kurobe River Alluvial Fan, Proceedings of The 7th International Conference on Water Resources and Environment Research (ICWRER2016), pp.18-1-18-6, 2016.

【国際会議】

2. Matsuura, T., Tebakari, T., Katsuyama, M.: Observation of hydrogen and oxygen isotopes in the Kurobe River basin, Japan Geoscience Union Meeting 2018, AHW23-P08, 2018.
3. Matsuura, T., Tebakari, T., Katsuyama, M.: Estimation of recharge area of groundwater in Kurobe

参考文献

River alluvial fan using the hydrogen and oxygen isotopes, 2018 CHES Annual Conference, 2018.

【国内会議】

13. 松浦拓哉, 北隆平, 手計太一: 放射性同位体を用いた黒部川扇状地地下水の年代推定, 土木学会第43回関東支部技術研究発表会, II-27, 2016.
14. 松浦拓哉, 北隆平, 手計太一: 黒部川扇状地沿岸部における地下水塩水化の数値実験, 第71回年次学術講演会講演概要集, pp.307-308, 2016.
15. 松浦拓哉, 手計太一, 溝口俊明, 北隆平: 多変量解析を用いた黒部川流域の水質特性, 水文・水資源学会2016年度研究発表会, pp.198-199, 2016.

【5章】

【原著論文】

5. 松浦拓哉, 手計太一, 富樫聡, 緒方陸: 分布型水収支モデルを用いた土地利用変化と気候変化が富山県域の水資源量に与える影響評価, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.4, pp.I_37-I_42, 2018.
6. 尾田茂彦, 松浦拓哉, 下坂将史, 手計太一: 富山県における降雪量と積雪深の長期トレンド解析, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I_73-I_78, 2018.

【国際会議】

1. Matsuura, T., Tebakari, T., Tomigashi, A., Ogata, R., Maeda, Y., Watanabe, S.: Impact of climate change on groundwater in the Kurobe River alluvial fan, Japan, 16th Annual Meeting Asia Oceania Geosciences Society, HS16-A011, 2019.

【国内会議】

参考文献

10. 松浦拓哉, 手計太一, 緒方陸, 富樫聡: 土地利用変化が黒部川扇状地の地下水環境に与える影響評価, 水文・水資源学会 2018 年度研究発表会, P49, 2018.