1)

土砂の流出をともなう地表水流の流出について

―小区画降雨-流出試験結果の検討―

*山本　博（農研機構　近中四農研）

１．はじめに

降雨にともなう土壌の侵食については土壌の削剥と流出の研究が，1930 年代より小区画での降雨-流出試験を通して多方面から進められてきたが，統一的な理解が得られているわけではない．侵食作用としての雨滴と水流について，区画内での働き方についてもよくわかってはいない．これは，降雨―流出現象の雨水の排出に基づいた検討が不十分なためと思われる．そこで，本稿では小区画での降雨-流出試験の既往の測定データをもとに水文学的に現象の解明を試みる．

降雨-流出試験に用いられる小区画 plot の形態について，Fig. 1 のように定義する．区画の水平距離を水平長 L, 傾斜方向の距離を斜面長 L_s, 区画の幅, 高さをそれぞれ W, H とし, 勾配を S=tan θ とする．ここに θ は傾斜角．地表面には細かく見ると土壌塊のつくる凹凸による一連の階段上の形態がある．この平均的な高さを h とすると，区画斜面は段の平均長さ l とする小ステップで構成される．

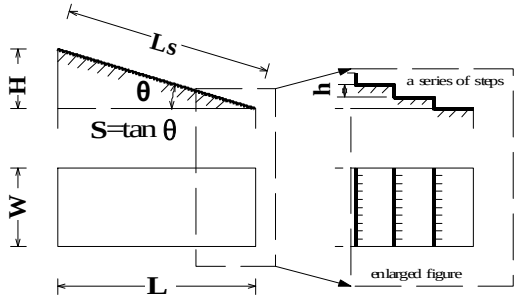


Fig. 1　降雨-流出試験に用いられる小区画の形態.

２．方法

1) データ：既往のそれぞれの測定試験に用いられた小区画斜面の形態，土壌の土性，母材，降雨条件を Table 1 にまとめる. 斜面長は 3~20m, 幅は 0.3~8m, 勾配は 0.02~0.45 の範囲で 1 ないし 4 つの段階に設定した例をとり上げた．土性は HC から SL の広い範囲にわたる．降雨は人工降雨による試験と自然条件下での試験の両方がある．

2) 用いた水文量：測定データから, 降雨量 P (mm), 降雨強度 i (mm h^{-1})，流出水量 R (mm) ，流出強度 r (mm h^{-1})，流出率 f，流量 Q (m^3s^{-1})，流出水のストリームパワー ω (J $m^{-2}s^{-1}$)，および単位幅あたりの土砂流出量 q_s (kg $m^{-1}s^{-1}$)水文量を整理，または算出した．

Table 1 試験条件.

Experiment number	Slope form Ls	W	S	Soil texture*	Parent material	Rain-fall***	Data source
1	3.7	1.11	0.02, 0.04, 0.08, 0.16	SiL		A	Neal(1938)
2	3	1	0.09, 0.18, 0.27, 0.36	L-SL	Volcanic ash	A	佐久間･岡部(1966)
3	3	1	0.09, 0.18, 0.27, 0.36	LC-SiC	Silt stone	A	佐久間･岡部(1966)
4	1.2	0.5	0.18	SiL	Volcanic ash	A	山本ほか(2002)
5	20	2	0.45	HC	Shale	N	種田(1950, 1951),種田･五十崎(1953)
6	19.8	6	0.45	CL**	Phy11ite**	N	Holy & Vaska(1970)
7	11.5	8	0.18, 0.25, 0.35, 0.44	SL	Granite	N	山本ほか(1995)

* 国際法による, ** 私信, *** A:人工降雨, N:自然降雨

３．結果および考察

1) 降雨強度の増大に伴う流出強度，および流出率の変化：

降雨強度 i と流出強度 r の関係の例を Fig. 2(a)に示す．この図で流出率が 0.9 程度の大きな値をしめすことがわかる．(b)図の降雨強度 i と流出率 f の関係では，小さい降雨強度で流出率が低下することがわかる．

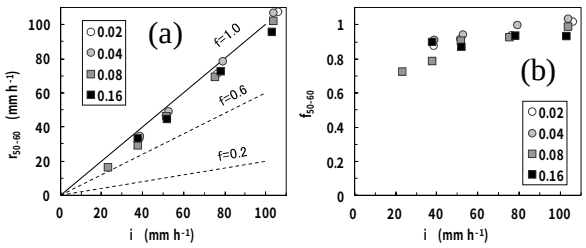


Fig. 2 降雨強度と流出強度, および流出率の関係. Neal(1938)の例．勾配 S ごとに記号を変えてある．

重埴土の例（Fig. 3(a)）では，降雨強度の増加とともに流出率の小さい値から 0.6 付近まで増加し，その後ほぼ一定となる．花崗岩風化土の砂壌土(b)では，少なくとも降雨強度 30mm h^{-1} の範囲まではほぼ 0.1 以下の低い流出率を示す．

降雨に伴う流出変化は，降雨強度の小さい範囲までを考慮すると，S 字状の変化曲線をとると判断される．

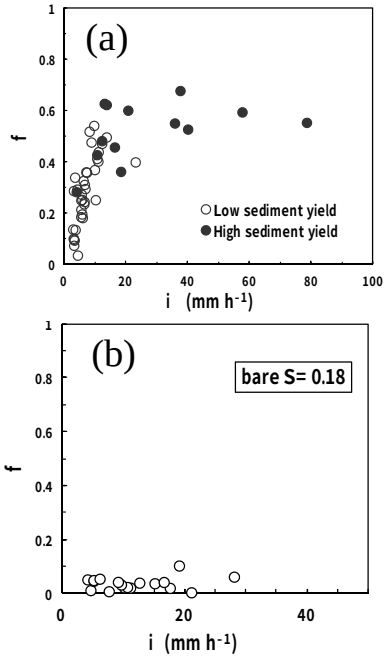


Fig. 3 降雨強度と流出強度, および流出率の関係. (a): Holy and Vaska(l970), (b): 山本ほか(1995).

2) 流出率の経時的変化：

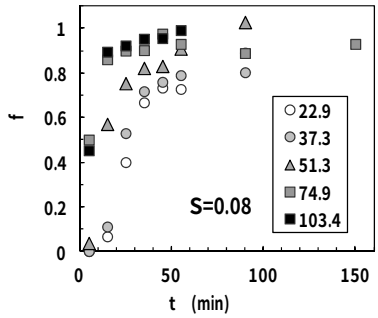


Fig. 4 流出率の経時的変化. Neal(1938)の例.

勾配 S=0.08 の斜面で強度 23~103mm h^{-1} の降雨を負荷した場合の流出率の経時変化を Fig. 4 に示す. 流出率は初期に小さく，流出率の 1 に向かって S 字状の曲線を描くように増加する. これは降雨強度の増加に伴う流出率の変化曲線と類似する.

3) 土砂流出量の増加からみた降雨流出の特徴：ストリームパワー ω と土砂流出量 q_s の関係を Fig. 5 に示す. ω の増加とともに，q_s が増加するが，その増加パターンは流出率の変化傾向にあわせてことなる.

流出率が小さい値から 0.6 に達する範囲では，q_s は ω の約 1 乗に比例して増加する. 流出率が 0.6 以上の流出では, q_s は ω の 1.3~2 乗に比例して増加し，河川での土砂輸送と類似する. これらから前者の流出は，雨水の薄層流による流出で，後者のそれは，リル網を介した流出形態をとることが推察される.

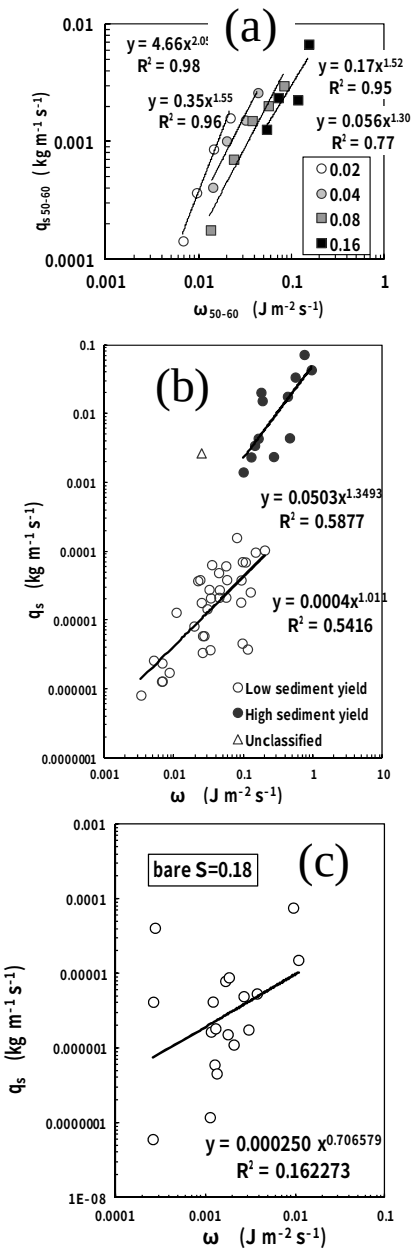


Fig. 5 ストリームパワーと土砂流出量の関係.

(a): Neal(1938), (b): Holy and Vaska (l970), (c)山本ほか(1995).

主な文献：Holy, M. and Vaska, I.(l970) Relation between surface runoff and soil-loss caused by water erosion. Proc. International Water Erosion Symposium, Praha, 1, 229-246. Neal, J. H. (1938) The effect of the degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion. Research Bulletin, Univ. Missouri Agric. Expt. Sta., 280, 47p. 佐久間敏雄・岡部福夫（1966）人工雨による土壌浸食の研究. 土木試験所報告，40号, 13-56. 山本博･遅澤省子･石原暁･花野義雄(1995) 四国の急傾斜畑地におけるマルチングの土壌侵食防止効果. 土壌の物理性，No.71，P41-46.

2）　十勝・生花苗川における土砂流出機構

*岩坂航・知北和久・アブドゥラ　アル　マムン(北大・理)

1．はじめに

河川の流送土砂は、流域内の栄養塩や有機物の輸送・侵食・堆積と深く関わり、従来より、流送土砂と流域生態系との関係について多くの研究がなされている。流送土砂の起源や輸送過程を明らかにするには、流域内の土砂の侵食過程を考える必要がある。たとえば，Kurashige (1992)は、河川の増水イベント時において、流量～浮流土砂濃度（以下 SSC と書く)間の相関図で描かれるヒステリシスに着目し、それらを三つのタイプに分類している。一つは SSC のピークが流量のピークより時間的に先行する「先行型」で、このタイプの土砂の起源は河床と考えられ、最も多く観測される。もう一つは、逆に SSC のピークが時間的に遅れて観測される「遅れ型」で、このタイプでは流域の土砂が側方浸透流によって運ばれてきたものと考えられが観測例は少ない。さらに、それぞれのピークが時間的に一致する「同時型」も存在し、この場合は地表流に要因があると考えられている。今回は、生花苗川の増水時に観測された流量～浮流土砂濃度関係について議論する。

2．対象流域

生花苗川は生花苗沼に流入する河川であり、図 1 に生花苗沼の流域図を示す．図中の R1 地点が観測点で、ここに濁度計・水位計・水温計を設置し、今回はこれより上流を生花苗川流域とした。また、気象データは、近くのアメダスやマメダスのデータを用いた。

3．結果と考察

図 2 に R1 地点における 2012 年 5 月に観測された (a) 台風時の流量・SSC・雨量の時間変化および(b) このイベント時のヒステリシスを示す。まず，流量と共に SSC が上昇し同時刻にピークを迎える。その後河床起源の土砂の枯渇により SSC は一度減少するが、後半では流量が落ち着いた頃に急激に増加する。これは観測点上流での河岸の崩落によるものと考えられる。なお、小規模な降雨イベントが多かった 2009 年、2010 年では「遅れ型」が観測されている。以上から、生花苗川流域では、基本的には流域斜面起源の土砂が支配的であるが、ピーク流量が 20 ㎥/s 近くまで上昇する比較的大規模なイベントでは「同時型」が現れることがわかった。

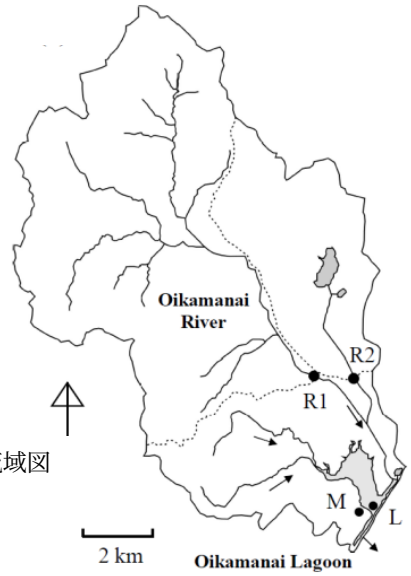


図 1. 生花苗沼の流域図

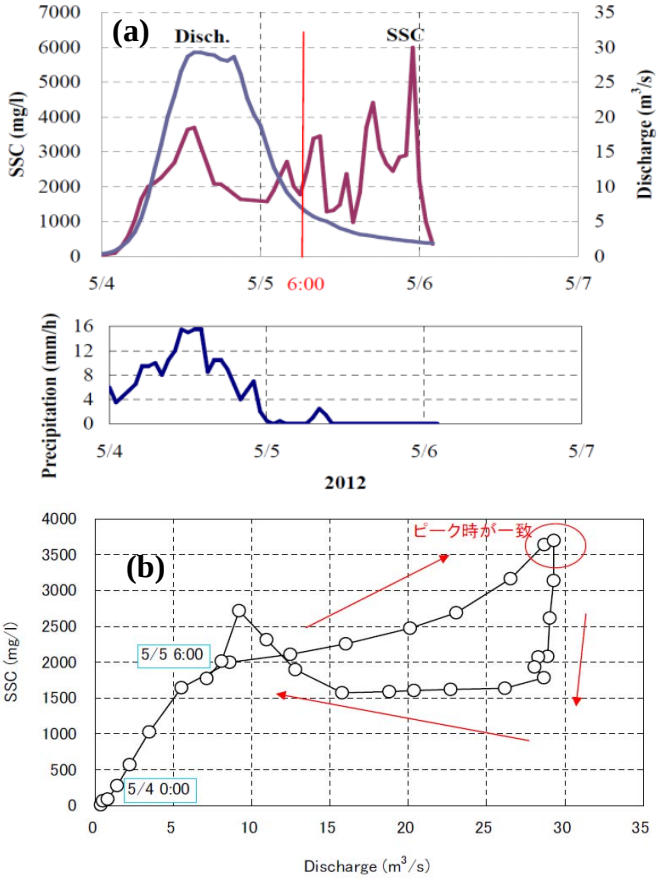


図 2. (a)流量・浮流土砂濃度の時間変化と(b)ヒステリシス

3)

新潟県魚野川流域における水収支・物質収支を考慮した融雪期の水質形成に関する研究

*森本洋一[1)]・小寺浩二[2)]
1)法政大・院、2)法政大・地理学教室

Ⅰ　はじめに

新潟県信濃川支流魚野川は源流を谷川岳に持ち、六日町盆地を北流する 1 級河川である。流域一帯は豪雪地帯であり、冬季は多量の降雪に見舞われ、流域に蓄えられた雪が春先から初夏にかけて河川に流出し流量増加が見られ、河川の水収支や物質収支を検討する際、融雪水質や融雪量を考慮することが求められる。筆者らはこれまで、年間を通した流域の多地点水文観測や積雪調査を継続的に行い、暖候期や寒候期の河川水質特性や冬季の積雪・融雪水と河川水質形成について研究を続けてきた。本研究では、これまで行ってきた観測結果と分析結果をまとめ、暖候期と寒候期の流域水収支と物質収支を考慮し、積雪期や融雪期の河川水質ついて考察を行った。

Ⅱ　対象地域

河川水文観測を 2009 年 4 月～2012 年 5 月まで主に月 1 回、最大 50 地点（定点 35 地点）で調査を行った。観測項目は AT・WT・EC・pH‐RpH・DO・TURB・ORP・概算流量であり、本研究では主に EC と pH‐RpH を用いた。2009‐10 年、2010‐11 年冬季は週 1 回の観測を行い、積雪深と密度の観測、積雪サンプル採取（表面から 20cm ごとに 3 層、最大 5 層）を最大 26 地点（定点 15 地点）行った。さらに、水質自記録計を 2010-11 年、2011-12 年冬季に複数設置し、同期間に日ごとの観測、時間ごとの観測を 2 月、3 月に行った。これらの採取したサンプルはイオンクロマトグラフによる Na^+、K^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Cl^-、NO_3^-、SO_4^{2-} と TOC 計による IC、TC、TOC 分析を行った。

Ⅲ　研究方法

積雪（2010 年 10 月 4 日、11 日）の積雪水と 10 月 4 日の河川水をキーダイアグラムで表現した。積雪は Na^+ や Cl^- 成分が卓越し、Ca^{2+} や Mg^{2+} などの成分は少なく、非重炭酸ナトリウム型を示した。同時期の河川水の組成を見ると、積雪水よりも Ca^{2+} や Mg^{2+} などの地質由来と思われる成分が卓越するが、陰イオン成分は Cl^- や SO_4^{2-} が多く、積雪水の水質に誘引されると考えられる。また、河川水で Na-Cl 型を示す地点（浅間平下橋）が見られ、これは人為の影響が反映されていると考えられる。積雪層による水質の差異を検討すると、1 月 11 日における 20cm～40cm の B 層で Cl^-、NO_3^-、SO_4^{2-} 成分が減衰している様子が見て取れ、1 月 4 日の B 層とは大きく異なる。これは、凍結・融解過程において、積雪成分が下層へと流下していることを示し、濃度の濃い成分が下層へと移動していると考えられる。流域内では積雪水質に差異があり、北部地域では比較的濃度が濃く、南部では低く、水質タイプも地域や層、採雪日によって変わっている。

Ⅳ　おわりに

今後は、これらのデータを用いて、暖候期、寒候期の流域水収支と物質収支を検討し、融雪期の水・物質収支を明らかにしたい。

参 考 文 献

森本洋一・小寺浩二(2012)：温暖積雪地における融雪期の河川水質形成について-魚野川流域を事例に,2012 年秋季学術大会発表要旨

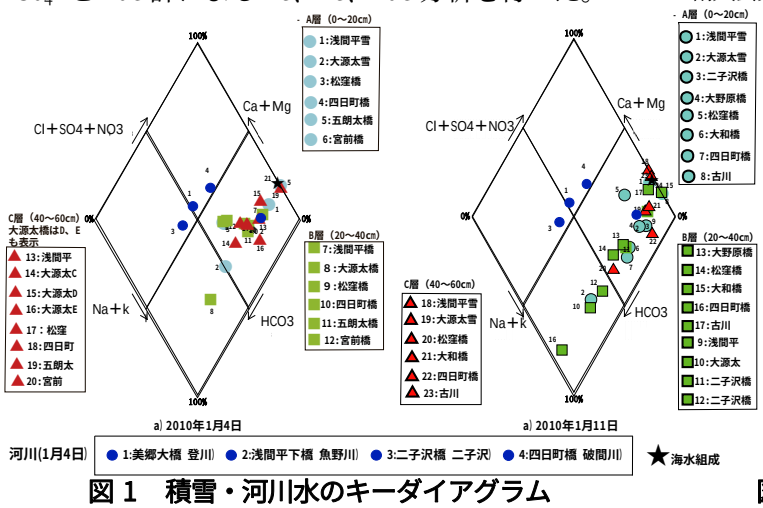


図 1　積雪・河川水のキーダイアグラム

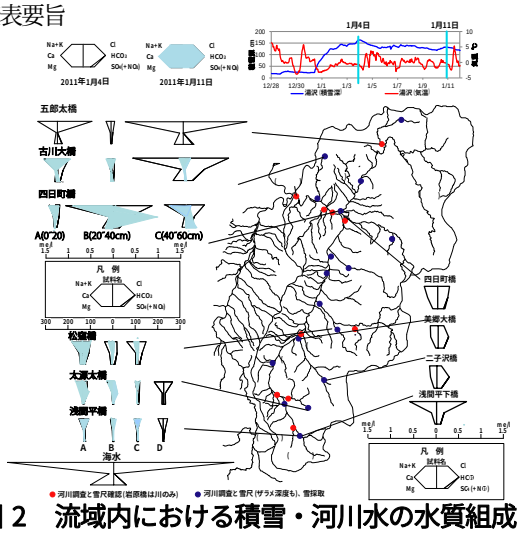


図 2　流域内における積雪・河川水の水質組成

4)　山麓湧水における水温変動の解析

*水谷佳加理(岡山理大・院)，北岡　豪一(岡山理大・理)

1. はじめに

山麓に湧出する水の温度は，年間を通じて安定している場合が多い。これは，山体に染み込んだ水が，気温の年変動を受けないくらいの深部を経由しているためと考えられる。一般に湧水は，地下水が透水層と難透水層との境，岩盤上の風化層の下限や火山や石灰岩地域のように間隙や割れ目から出る場合がある。深部まで発達した割れ目系などを経由すると，湧出温度が一定の温泉になる。

岡山県北部の蒜山高原に，湧出量が多く，湧出水温が一定した塩釜冷泉がある。湧出水温が一定であるといわれるが，色々な気象，水文現象の影響を受けている可能性がある。このような，水温が一定である湧水の微小な水温変動の観測を行えば，山麓湧水の湧出機構を知る手がかりが得られる可能性がある。そこで，データロガーを用いて，湧出温度と湧出量の観測を行った。

その結果，湧出水温，湧出量に微細な変動が見られたので，それについて検討した結果を報告する。

2. 観測地点・方法

湧水は，岡山県と鳥取県の県境に聳える蒜山三座の中蒜山 (1123.3 m) の山麓，標高 530 m にあり，集水面積は 0.72 km^2 である。湧出量は，300 ℓ/s とされているが，地域住民が上水道として利用しているため，全湧出量を測定することはできない。

観測は，JFE アレック電子製 COMPACT-TD （精度：± 0.05 ℃，分解能：0.001 ℃），Onset 社製 HOBO U-20-001-01（精度：±0.5 cm，分解能：0.21 cm），TidbitV2（精度：± 0.2 ℃，分解能：± 0.02 ℃）を用い，出口の水路で行った。水温の観測期間は 2010 年 8 月 1 日～2012 年 8 月 10 日である。また，酪農大学校構内で，日射量を測定し，岡山理科大学蒜山学舎にて気温を，データロガーを用いて観測を行った。また，地面の下 20 cm 深にデータロガーを埋め込み，浅層地下水の観測を行った。 降水量と積雪は，気象庁アメダス（上長田）のデータを使用した。

3. 結果と考察

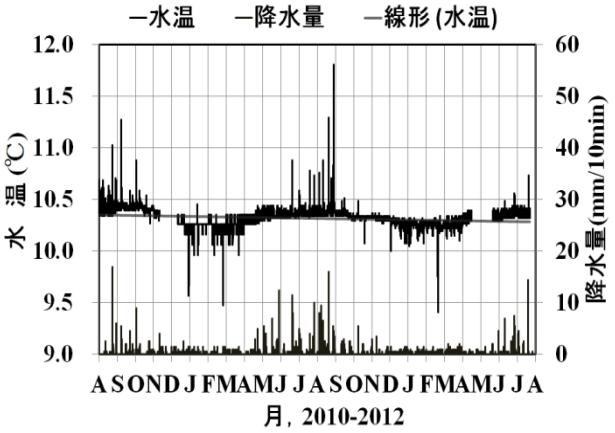


Fig.1 全観測期間にわたる水温と降水量

Fig. 1 は，水温（Tidbit ）の 2010 年 8 月 1 日～2012 年 8 月 10 日までの 24 カ月間の観測記録である。全期間より，季節変動が見られるが，ほぼ一定である。また，全期間の中に見られるスパイク状の微小変動は，降雨，降雪に起こっている。

① 水温の季節変動

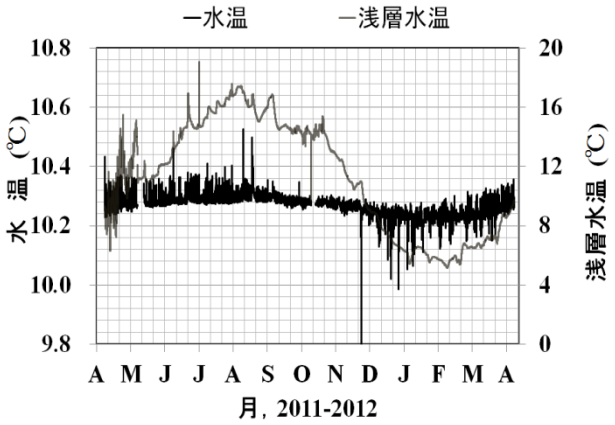


Fig.2 浅層水温と水温の関係

Fig. 2 は，水温（ COMPACT-TD ）と浅層の地温（Tidbit ）とともにプロットしたものである。浅層水温が水温よりも高い時期は，湧水の水温は，降雨によってスパイク状に上昇し，地温の低い時期は，水温は低下している。この，水温の微小な変動は，降雨，降雪時に浅層水が湧水池に入っていることによって生じていることを示している。

Fig. 3 に，地温の年変動の深さ分布を示した。

このことを理解するために，熱伝導の式を用いる。地表における振幅を A_0 としたとき，地下 x における T は $A = A_0 \cdot e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}x}$ で表される。ここに，$\omega = \frac{2\pi}{T}\ (day^{-1})$，T：周期，$\kappa = 0.0432\ (m^2/day)$ とし，水温の振幅は 0.025 ℃，気温の年変動の振幅は 13.5 ℃を A_0 とする。上記の式を用いて，計算した結果，図より 14 m の深さで地温の年変動に対応することが分かった。このことより，塩釜冷泉の湧出変動は，地表下 14 m 前後であると考えられる。

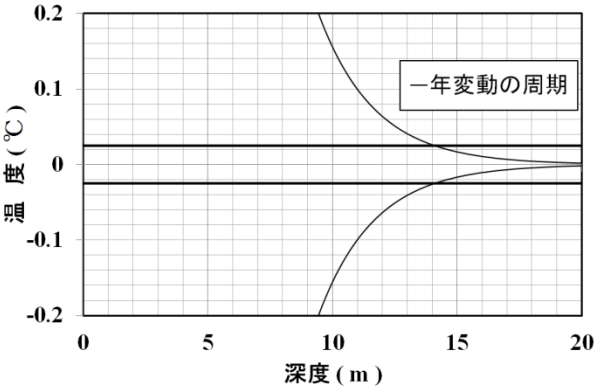


Fig. 3 年変動における地温変動

② 水温の日変動

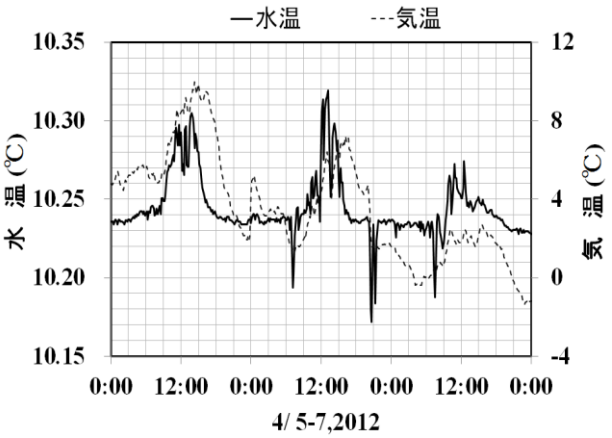


Fig. 4 水温と気温の関係

Fig. 4 の水温（COMPACT-TD）と気温（Tidbit）の関係を見てみると，夜間，気温が低下しても湧出水温に変化が見られるので，水温は気温の影響をほとんど受けていないと考えられる。

Fig. 5 は，水温（COMPACT-TD）の変動と日射量の変化を対比させたものである。極めてよい対応が見られる。これは，日射エネルギーが直ちに水温上昇を起こして，100％水温上昇に寄与したものとして，次式を仮定してみる。

$A \cdot S = \rho \cdot c \cdot Q \cdot \Delta T$

A：湧水池の面積 (m^2) ，S：日射量 (W/m^2)

ρ：水の密度 1×10^3 (kg/m^3)

c：水の比熱 4.2×10^3 (J/kg・℃)

Q：流量 (m^3/s)，ΔT：日射による水温上昇 (℃)

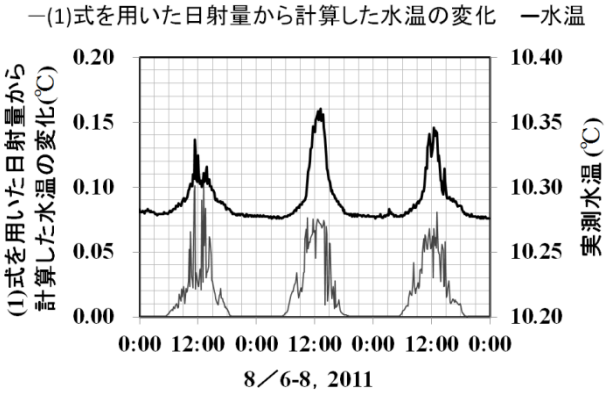


Fig. 5 水温の日変動と日射量による水温の変化

その結果を，Fig. 5 に示す。Fig. 5 より，実測水温が 0.1 ℃ 上昇するのに対し，計算から得た水温の変化も 0.1 ℃上昇していることが分かる。このことより，水温の日変動に影響を与えているのは，日射量であるということが認められた。

③ 潮汐変動

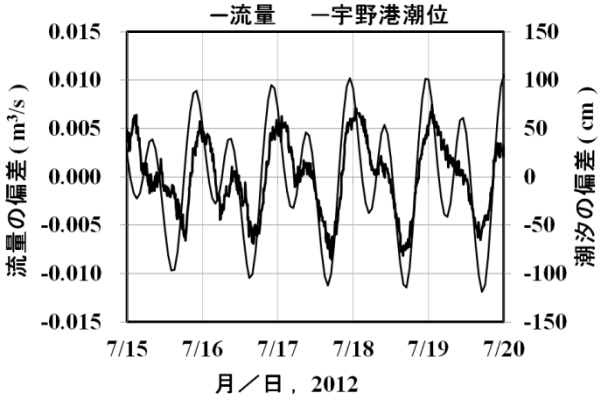


Fig. 6 流量の 1 日移動平均からの偏差

Fig. 6 に流量の変動を示す。流量は，川幅，水深，流速計で流速を測定し求めた。また，データロガー (HOBO U-20-001-01) で得た水深の変動を，マニングの式を使用して流量の変動に変換した。その観測を行った，流量の 1 日移動平均からの偏差を出し，宇野港の潮位も同じように偏差を出した。その結果，流量に半日を周期とする地球潮汐の影響と思われる変動が見られた。これは，潮汐力の変動が火山体の内部に，歪みの変動を生じさせ，それによって間隙水が出入りしていることを示していると思われる。

5）　雨龍川源流における 2012 年融雪期の顕著な河川増水

*石井吉之・中坪俊一･森章一・藤田和之(北大・低温研)

1. はじめに

北海道の日本海側地域における 2012 年の融雪期は，4 月上旬までは寒気の影響を受けて融雪が遅れていたが，4 月下旬から 5 月上旬には南からの暖気が流入し気温の高い日が続いた。このため各地で急速に融雪が進み，それに伴う河川の氾濫や土砂崩れが相次いだ。夕張川や天塩川では氾濫注意水位まで増水したために住民が避難し，一部の水田が冠水した。夕張市内の JR 石勝線では線路下の土砂が流出し鉄道が運行不能になった。国道 239 号（霧立峠）や国道 230 号（中山峠）では土砂崩れによって道路が崩壊し，長期間の通行止めを余儀なくされた。石狩川水系雨龍川でも 4 月 27 日から 28 日かけて水位が避難判断水位に達した。融雪期にはしばしば降雨と融雪が重なって洪水が起きるが，この時は顕著な降雨はなく，融雪のみによって著しい増水が生じた。雨龍川源流部に位置する北大低温研の母子里実験流域（面積 1.2km^2）でも，同じように融雪期の顕著な増水が観測された。そこで，この実験流域の積雪水文観測データをもとに，このような増水が起きた原因について考察した。

2. 観測結果

実験流域における 3 冬期（09/10，10/11，11/12 年）の積雪深変化を見ると，2010 年（多雪）と 2011 年（少雪）は融雪期前の積雪深が 50～70cm も異なっているが，周知のように融雪期における積雪深の減少速度には大きな違いがない。ところが，2012 年は融雪の開始が 4 月 13 日頃で例年より 10 日ほど遅かったが，その後の積雪深の減少速度は他の 2 冬期と比べて明らかに早かった。図 1 に母子里における降雨量，気温，河川流量，積雪底面流出量（平坦地）の経日変化を示す。河川流量には雨龍川の水位変化と同様に 4 月 25 日から 27 日にかけて顕著な増水が認められるので，この増水は雨龍川水系に共通して起きていたと見なせる。降雨量は 23～24 日にかけての 4mm にすぎず，降雨と融雪が重なって生じた増水ではない。一方，この期間の積雪底面流出量には河川で見られたような際立った流出量増加は観測されなかった。

3. 考察

積雪底面流出量には顕著な増加がない，すなわち，地表面への融雪水の供給量には前日までと大きな違いがなかった。それにもかかわらず，河川流量は前日よりも著しく増水した。このような結果が得られた理由として，1）平坦地と斜面では積雪底面流出の出方が異なり，斜面では底面流出が顕著に増加した；2）河川近傍など流域内の一部でのみ著しい融雪が進んだ，などが考えられる。しかし，熱収支解析の結果，表面融雪量と底面流出量は日単位でほぼ 1：1 に対応し，底面流出量は正しく計測されていることが確かめられた。高い気温と強めの風速にともなう顕熱・潜熱交換によって，例年にない急速な融雪が進み，顕著な河川増水につながったことが明らかになった。

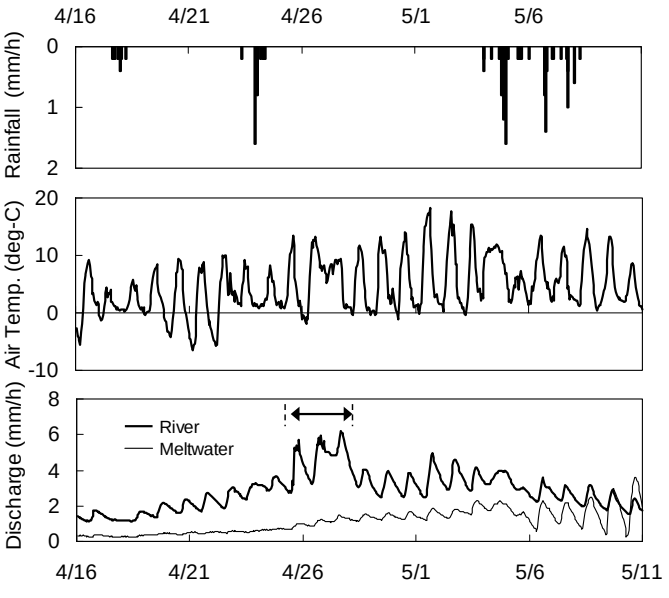


図 1　母子里実験流域における降雨量，気温，河川流出高，積雪底面流出高の経日変化（ただし，河川流出高は 3 倍して表記してある）

6)

紀伊半島の河川水質分布とその要因に関する一考察

*山田誠・浜崎健児・熊木雅代・高村仁知・高田将志・和田恵次
（奈良女子大学 共生科学研究センター）

1. はじめに

紀伊半島は、昨年の台風 12 号による甚大な豪雨災害に見られるように、数年に一度は台風が通過し被害をもたらすような地域である。また、日本でも有数の多雨地域である大台ケ原を含む紀伊半島中部と南部は、年間を通して非常に多くの雨が降り、その量は 4000mm 以上にも達する（図 1-B）。このような、非常に多くの水が供給され、それらが河川を通じて海に排出されている地域にもかかわらず、紀伊半島の水に関する研究、特に河川水の水質に関する学術的な研究例はあまり多く見られない。また、紀伊半島は、みかんなどの柑橘類が多く栽培されている有田川周辺、梅が多く栽培されている南部川周辺、近畿地方最後の清流ともいわれる古座川など、人為的な影響を含めた多種多様な陸域の環境を有しており、水質を形成する環境としては、非常にバリエーション豊かな地域である。

そこで本研究では、紀伊半島西部から南部にかけての河川の水質を把握するとともに、それらの分布形態とその分布要因を解明することを目的として、河川水および地下水（湧水）の採取・化学分析を行った。

2. 調査方法と対象地域

河川水の採水は、紀伊半島西部から南部の 17 河川（図 1-A）で行い、採取した試料の主要溶存化学成分分析を行った。また、湧水の採取は古座川流域内の 29 ヶ所で行った（図 1-C）。それらについても主要溶存化学成分分析を行った。河川水と湧水はそれぞれ 2012 年 4 月～6 月と 2011 年 12 月および 2012 年 3 月に採取した。

3. 結果と考察

紀伊半島西部と南部の 17 河川および古座川流域の 29 カ所の湧水で水の採取分析を行った結果、紀伊半島西部・南部の河川水質の分布の特徴と南部に位置する古座川流域の湧水に次の特徴がみられた（図 1-A）。

（1）紀伊半島西部と南部の河川水質は地域ごとに 3 つのパターンに分類される。

（2）紀伊半島南部の河川水の HCO_3 濃度は低く、総溶存成分量も少ない。

（3）古座川流域の湧水もまた、HCO_3 濃度が総じて低い（平均 7.7mg/l）。

本発表では、これらの結果とその他の化学分析の結果を踏まえて、紀伊半島南部の河川水の成因について考察を行う。

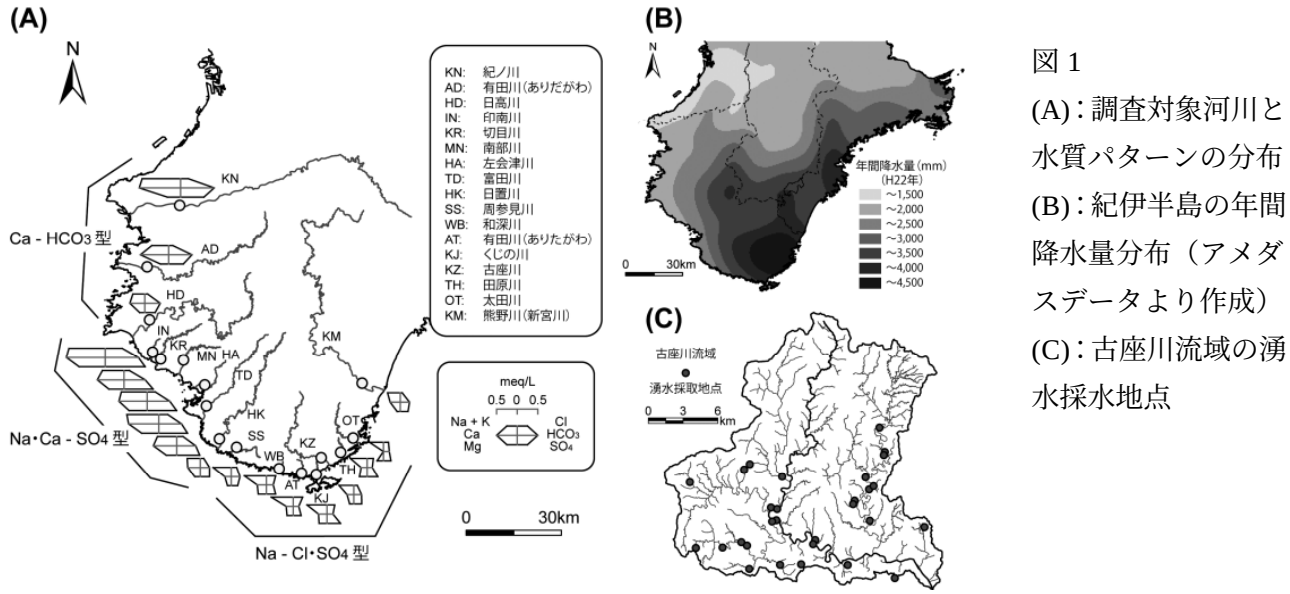


図 1
(A)：調査対象河川と水質パターンの分布
(B)：紀伊半島の年間降水量分布（アメダスデータより作成）
(C)：古座川流域の湧水採水地点

7)　SWAT モデルを用いた大和川流域における栄養塩流出の推定

*大西晃輝(広島大)，清水裕太(広島大)，小野寺真一(広島大)，
齋藤光代(愛媛大・JSPS PD)

1. はじめに

河川から海域への栄養塩輸送量の一般的な評価手法として、従来は河川の流量と河川水中の栄養塩濃度との積算により推定されてきた。しかしながら、現状は流量に比べて栄養塩濃度のモニタリング頻度は格段に少なく、特に、洪水のような非定常時の栄養塩流出量の評価は不十分であった。沿岸海洋環境の評価のためにも、大流域での精度の高い栄養塩負荷量の推定は重要である。

本研究では、洪水流出を再現することができる準分布型水文流出モデル(SWAT モデル；米国農務省開発)を用いて、大和川流域における洪水流出の影響を再現した栄養塩流出の推定を行うことを目的とする。

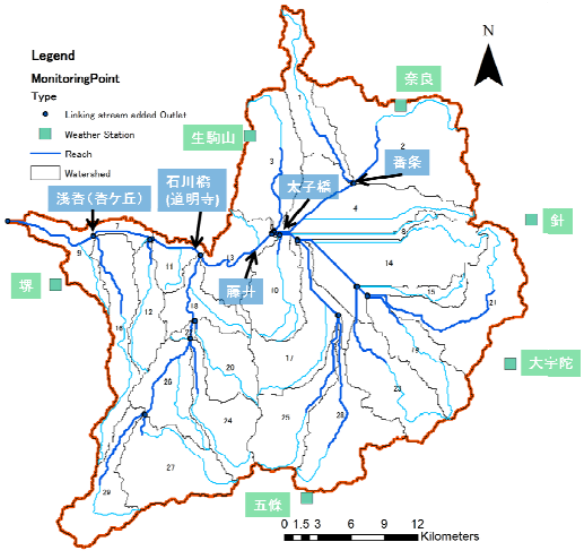
2. 対象と方法

本研究では、奈良県北部から大阪府南部を流れて大阪湾に流入する、水質汚濁が著しい一級河川大和川流域を対象とした。数値計算には SWAT モデルを用いた。モデルで使用したデータは、標高データ（50m メッシュ）、土壌（20 万分の 1 土地分類調査の土壌分類図；国土交通省土地・水資源局国土調査課）、土地利用（国土数値情報土地利用細分メッシュデータ平成 18 年度情報）と、流域内外の８つの気象観測所（五條、奈良、堺、生駒山、針、大宇陀、大阪、枚方）で測定された降水量、気温、風速、相対湿度、日射量（推定値）である。さらに、流量のキャリブレーションには上流から下流まで３つの観測所（番条、道明寺、香ケ丘観測所）における流量データ（2003～2004 年）を使用し、栄養塩のキャリブレーションには上流から下流まで３つの水質観測所（太子橋、石川橋、浅香観測所）で約 1 ヶ月ごとに測定された 1990 年～2011 年の水質データ（NO_3^--N、NH_4^+-N、TN、TP、SS）（国土交通省・水文水質データベース）を使用した。

3. 結果と考察

キャリブレーションは、本流の番条、香ヶ丘と支流（石川）の道明寺の 3 カ所で測定された流量に対して Shimizu et al.2011 にならい、パラメータ校正、検証をそれぞれ行った。キャリブレーション期間の再現性は R^2＝0.86～0.99 を示し、流量を良く再現することができた。

藤井観測所における平水時の約 10 倍の 132.43(m^3/s)の流量時（2000/7/4）の TN,TP それぞれの負荷量は 31.47(kg/day),5.90(kg/day)となり、平水時の 5.73(kg/day),0.78(kg/day)と比較して少なくとも 1 オーダー高い値を示した。



図：SWAT の計算領域及び気象・水質・流量観測所

引用文献

1)Shimizu, Y., Onodera, S., Saito, M.: Effect of Climate Change on Nutrient Discharge in a Coastal Area, Western Japan. IAHS Publication, 348, 172-177, 2011.

8)

涌池における水温・水質の季節変動

＊大八木 英夫（日本大学文理学部）

1. はじめに

涌池は，長野市の西南方約 15km の犀川流域に位置する。湖盆の成因は，1847 年に善光寺一帯をおそった地震により，元来より湧水のあった場所が堰止められたことによるとされる。標高 565m に位置し，面積 0.02km^2，最大水深 10.8m の小湖沼である。恒常的な流入河川と流出河川は無く，浸透湖であるが，湖岸からの湧水の流入と降雨による涵養と，夏季には灌漑用水としての人為的な利用による流出があるため，年 2〜3m の水位変動が認められている。

また，涌池では，夏季において深水層が停滞し，無酸素層が厚く形成され，深水層に高濃度の硫化水素が溶存する湖沼として注目されてきた。また，夏季停滞層が形成されている最中，『水変わり』と呼ばれる何らかの要因により短期間に循環が活発化し，瞬時に硫化水素が表層に出現する特異な現象が見られる湖沼でもあるとの報告もある。涌池では，特に浅い位置での温度躍層が形成され，湖水の約半分の無酸素層になることが大きな特徴である。

そこで本研究では，涌池を対象に，湖水の循環機構を明らかにすることを目的として，水温・水質をトレーサーに夏季停滞層の形成過程について考察することを試みた。

2. 調査概要

2009 年 9 月から現在まで，湖心部において水温の自記観測を行った。水温の自記録計は，表層から 0m・2m・4m・6m・7m・湖底に設置した。また，2012 年からは，電気伝導度・溶存酸素量・濁度の計測を行っている。また，湖心部における調査は，水温・透明度，水温，水深，pH，電気伝導度，溶存酸素量の測定と採水を行っている。採水した試水は，イオンクロマトや ICP による主要イオン濃度分析を行った。

3. 結果および考察

涌池における年間の水温の特徴は，表水層の変化が 0.4〜33.3℃に対し，湖底では 3.7〜12.3℃で変化していた。特に夏季の停滞期における湖底の水温は，水温躍層が形成される 4 月から循環期にあたる 11 月まで，0.01〜0.02℃/日で水温が上昇していた。また，表層下 2m と 4m の最大の温度差は，17.2℃・2m^{-1}（2010 年）・20.7℃・2m^{-1}（2011 年）で， 9 月に観測された。過去の資料によれば，夏季に水温躍層がおよそ 3〜4m の深度に最大の温度降下率 8.6℃・m^{-1} が 9 月に観測されていた。さらに，その時の 2〜3m の温度降下率が 2.0℃・m^{-1} であった。したがって，本結果は，過去に計測された値よりも高い数値であったといえる。

図 1 には，停滞期中における湖底の電気伝導度の変化を示した。期間中、電気伝導度は，65.3mS/m（3 月）から 76.3mS/m（7 月）に増加した。その増加量は，表層と湖底の水温からは，循環した形跡は認められないため，生化学反応によって上昇していると考えられる。しかし，その増加は，5 月初旬などの一時的に増減が認められ，地下水の混入などの影響も示唆される。一方，表層の電気伝導度は，停滞期の形成前においては，湖底と差がなく、65.7 mS/m（3 月）であったが、夏季には 7 月までは低下し 53.5 mS/m となり、以降はやや上昇傾向にある。

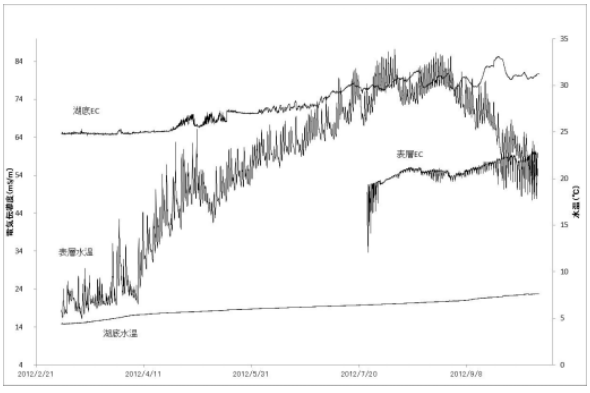


図 1　涌池における湖底の電気伝導と表層・湖底水温の変化（2012 年 3 月〜2012 年 7 月）

9)

岩手県龍泉洞地底湖の水位変動と集水域

濱田浩美（千葉大・教育）

キーワード：龍泉洞，鍾乳洞，地底湖，集水域，水位変動

1.はじめに

龍泉洞は図 1,2 に示す通り,岩手県岩泉町,清水川の右岸(西側)に開口する総延長 1200m の洞穴で,およそ 700m が観光洞として公開されている。同洞は,国の天然記念物に指定され,日本三大鍾乳洞として知られ,毎年多くの観光客が訪れている。

龍泉洞には透明度の高い地底湖が存在し,割れ目に沿った深度は 120m に達すると言われる。地底湖の透明度は世界でも屈指とされるほど高いが,演者が測定したところ,約 35m までは確認できたが,地底湖は割れ目なのでボートによる測定では円板が壁面に接触し,直線的に降ろせないため,これ以上は観測できなかった。

龍泉洞の開口部からは常に湧出があり,通常は地下から清水川に流出し,降雨時や降雨後はオーバーフローして表流水が直接開口部から湧出する。湧出水は洞内から取水され,岩泉町の上水道の水源となる一方,「龍泉洞の水」として販売されている。

本研究では,龍泉洞における水温・水位の季節変化の継続観測,龍泉洞流域の河川・湧水調査を行うことにより,龍泉洞の集水域を明らかにすることを目的とした。

2.研究方法

調査は,2009 年 11 月から現在まで継続し,水温,pH,電気伝導度,流量の測定と採水を行っている。水温,水位,気温はデータロガーで継続的に計測を行った。採水した試料は,イオンクロマト,ICP による主要イオン濃度分析を行っている。

3.結果および考察

①電気伝導度と水質組成

電気伝導度および水質組成は,清水川の右岸と左岸で大きな差があり,地質を構成する石灰岩層が影響していると考えられる。龍泉洞からの湧出水が含まれているため龍泉新洞や RYU13(清水川下流)では高い数値を示している。このことから,龍泉洞からの湧出水は石灰成分が多量に含まれ,下流の水質に影響を及ぼしているといえる。

②降水量と水位

水位と降水量は図 3 に示した。降水と水位上昇

図 1　調査地域図

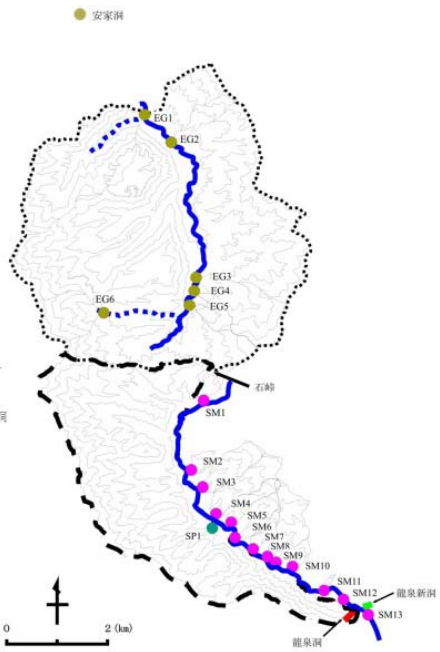


図 2　調査地点および集水域

は非常に良い関係が見られる。降水が無い期間に水位は徐々に低下し,2012 年冬には測定範囲を越えて低下した。2011 年 10 月の最高水位時と比較して 4m 以上の水位変動が認められた。通常では,降水後,豊水期は水位がピークに達するには 4-5 日,渇水期は 13-16 日を要していることがわかった。

豊水期は涵養域と龍泉洞との帯水層が水に満たされていることから,ピストン流による押し出しが影響し,渇水期では,帯水層が水に満たされておらず涵養域からの水が直接龍泉洞に流出するため,タイムラグがみられると考えられる。水温からも豊水期と渇水期では流動のメカニズムが異なることがわかった。

③龍泉洞の集水域

2010 年 4 月 20 日の調査における江川川の比流量は 49.7 ㎥/s/㎢,清水川は 13.8 ㎥/s/㎢,龍泉洞は 351.7 ㎥/s/㎢であった。江川川と龍泉洞の比流量には約 7 倍の差がみられる。このことは,龍泉洞における地形分水界以外の地域から龍泉洞へ相当量の地下水流入があると考えられる。

安家川以南の安家石灰岩分布地域では,清水川以外はほとんど水無川となっているため降水量の大部分は地下へ浸透すると考えられる。この流域内では実際に地下への漏出を確認できていないが,現地調査時,江川川の水流は最上流域のみで確認され,下流に達する前には途絶えている。このことは江川川流域の水が浸透し,多田（1978）に指摘されている石灰岩の南傾斜方向に沿って地下水流となり,龍泉洞流域に流下していることを示している。

参考文献：
多田元彦（1978）：安家石灰岩地帯における自然環境の特質とその保全,自然環境保全特別調査,(財)東北経済開発センター,129.

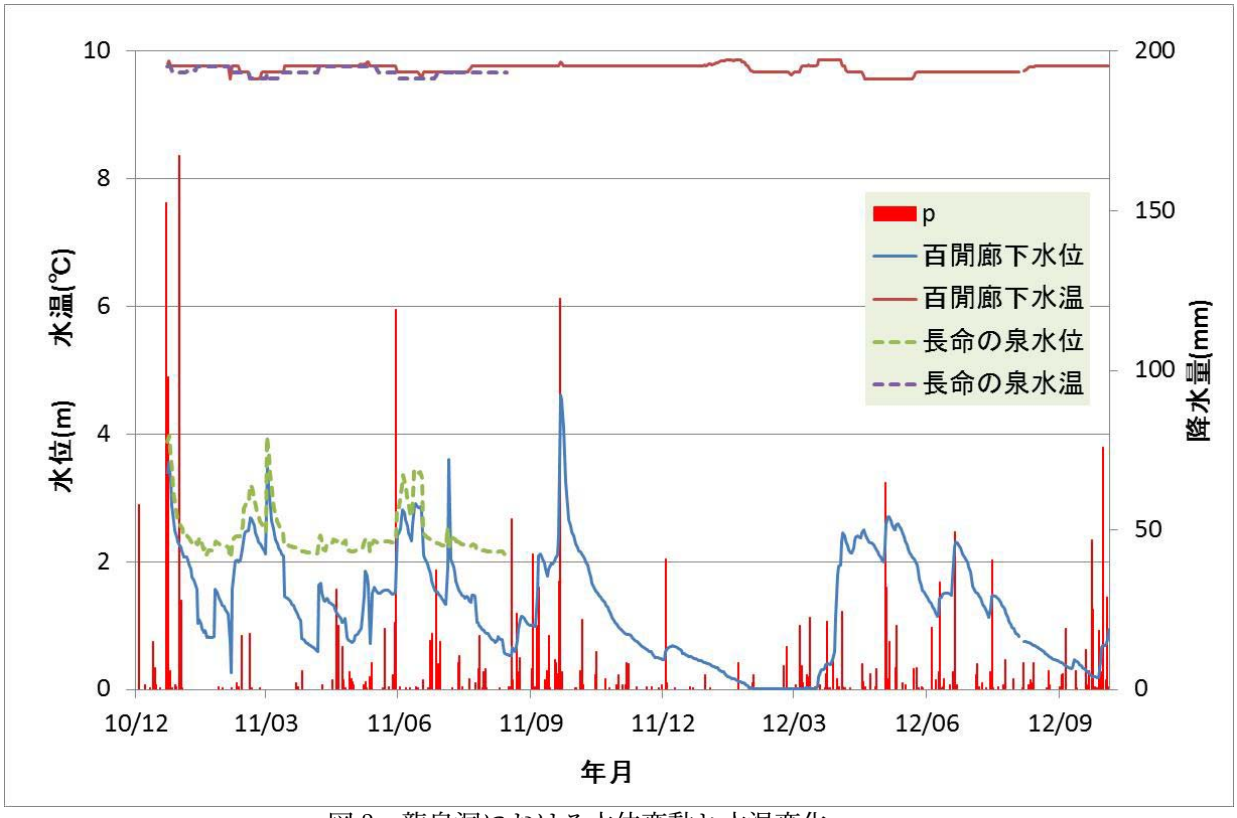


図 3　龍泉洞における水位変動と水温変化

10）

間欠開口型汽水湖の水循環システムについて

*知北和久，マムン・アブデュラ・アル，岩坂　航（北大・理）

1. はじめに

北海道の十勝地方沿岸には汽水湖沼群と後背湿地が存在し，各湖沼は1～4回/年の頻度で砂州が決壊し湖水が太平洋へ流出する．その流出は砂州のほぼ同一地点で発生する（図１）．発表者らは，2010年6月以来，その汽水湖群の一つである生花苗沼（おいかまないぬま）で水文気象観測を行っており，今回は，この沼の水循環システムについて新たな知見を得たので報告する．

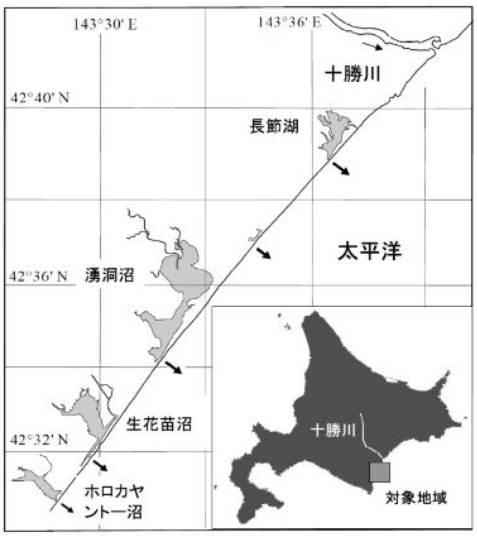


図 1. 十勝海岸の汽水湖群.

2. 観測方法

生花苗沼の水文気象観測は，湖畔での気象，湖水位，流入河川 2 箇所での水位についての連続観測（30 分間隔）からなる．また，定期的に採水・採泥および流入河川の流量観測を行っている．さらに，湖盆図がないため GPS 付き音響測深儀による湖上走査と光波測量によって湖盆図を作成した．潮位は，湖の南南西 32.7 km にある十勝港データを用いた．

3. 結果と考察

図 2 に生花苗沼の湖盆図を示す．西側の後背湿地に流入する河川の湖底延長上に浅い澪筋（みよずじ）が見られ，低い海水準時の河道の痕跡と考えられる．この澪筋は砂州に向かって深くなり，沼の岬付近に最深点が存在する．この湖盆形態は，砂州決壊の際の流出口に向かう強い流れにより，閉塞時に沈殿したシルトが浸食され外海へ流出することを示唆している．

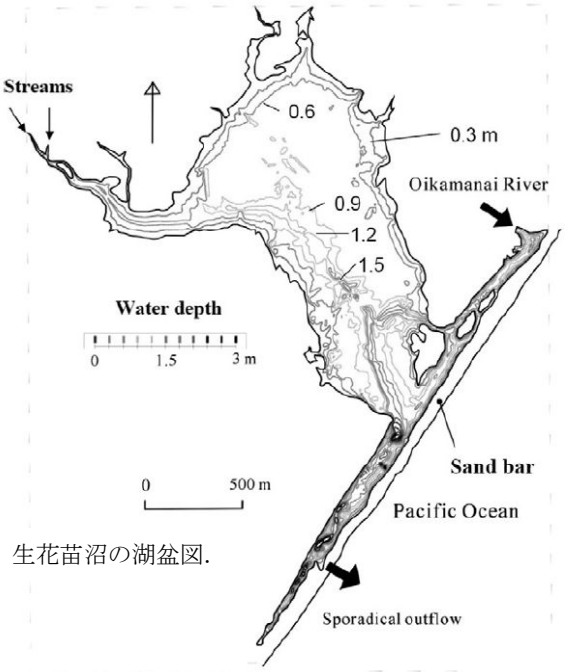


図 2. 生花苗沼の湖盆図.

図 3 に 2011 年 9 月 4 日～10 月 15 日間の湖水位・潮位・全河川流入量の変動を示す．流入河川の降雨出水により湖水位が上昇し，その結果，砂州の最低部から湖水が溢れ，1 日以内で湖水の 90%以上が排水されることがわかる．

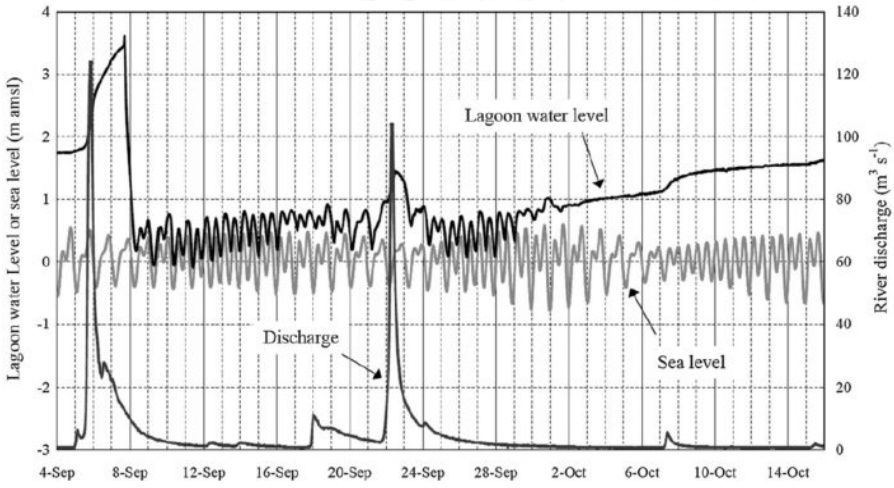


図 3. 湖水位，潮位，河川流入量の時間変化.

11）

児島湾高島の掘り井戸で観測された水温と導電率の成層構造

*中松　経水(岡山理大・院)　・　北岡　豪一(岡山理大・理)

1.はじめに

高島は, 児島湾に浮かぶ小島である。数十年前までは人が住んでいたが, 現在は無人島である。無人島と変わった高島は今, 鳥がたくさん住むようになった。その影響で高島に生えている樹木が枯れるなどの被害が生じている。

高島には池と湧水, そして掘り井戸が3つある。掘り井戸とは, 人が掘った石組みの井戸のことである。今回, 紹介する井戸は, 小屋井戸と神社井戸と呼んでいる深さ約2mの2つの井戸である(Fig.1)。その井戸水は硝酸がとても高い。旭川の硝酸が1 mg/Lに対し, 井戸水の硝酸は650 mg/Lもある。今回, 高島の水が, どのような水で, どのように流れているのかを解明する一環として2つの井戸の水温とECの鉛直分布を調べた。その結果, 表層水と底層水では水温, 水質の著しく異なる水で分かれて成層していることが分かった。

2.観測場所・方法

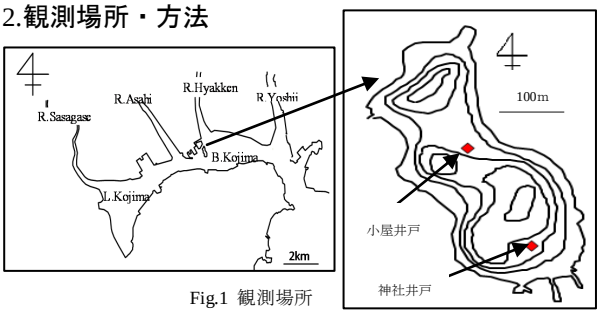


Fig.1 観測場所

２つの井戸で, CTロガー(アレック電子株式会社製)とHOBOロガー(米国オンセットコンピュータ社製)をビニールテープで１つにしてワイヤーにつるしておよそ1 秒間に1 cmで降下させた。データロガーは2つとも測定間隔を1 秒とした。

3. 結果・考察

各井戸の水温鉛直分布の結果をFig.2 とFig.3 に示す。縦軸は水面からの深さを表す。表層と底層で, 神社井戸では3 ℃, 小屋井戸では5 ℃の差があり,底層の方が低い。表層から底層へと温度が下がっているので安定した密度成層状態にある。

各井戸のEC鉛直分布の結果をFig.4 とFig.5 に示す。こちらも, 各井戸の表層と底層で EC の低い水, 高い水がはっきり分かれている。深いほど成分が多いので, 成分からみても安定した密度成層状態にある。ところが, 水温, EC ともにわずかながらステップ構造が, 各井戸で見られる。

各井戸の, EC と水温の関係をFig.6 とFig.7 に示す。小さな折れ線状の構造がみられている。これは, それぞれの深さごとで, わずかな混合をおこしているが, ステップの上下では混合を起こしていないことを示している。色んな深さで流入して, 水がほとんど混合しないで井戸を通過していることを示していると考えられる。これは, 井戸内の水温と水質の成層構造が, 地層中の地下水の成層構造を示しているものと思われる。 したがって, 井戸の水温とECの成層構造は, 地下水の流動系や, 流動経路を知る手掛かりとなると考えられ, 今後解析していきたいと思う。

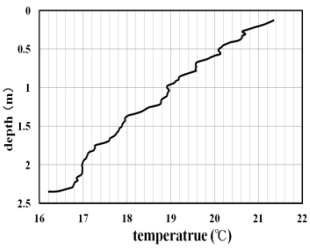


Fig.2 小屋井戸水温鉛直分布

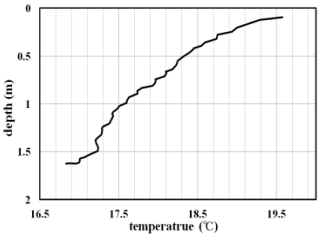


Fig.3 神社井戸水温鉛直分布

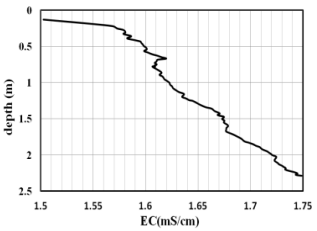


Fig.4 小屋井戸 EC 鉛直分布

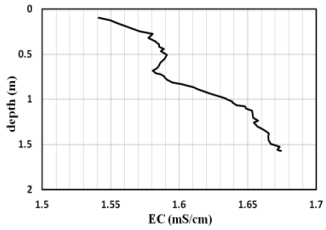


Fig.5 神社井戸 EC 鉛直分布

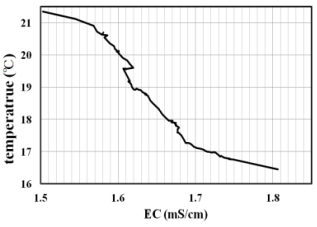


Fig.6 小屋井戸の水温と EC の関係

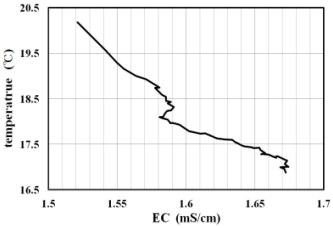


Fig.7 神社井戸の水温と EC の関係

12)

沿岸人工埋立地における地中水流動

*小野寺真一（広島大・総合），清水裕太（広島大・研究員），吉川昌志，
金　広哲，大西晃輝（広島大・院）

はじめに

沿岸域においては、20 世紀に多くのウォーターフロント開発計画のもと、埋め立て地の造成が活発に進み、沿岸環境は大きく変化してきた。沿岸生態系の面では干潟の喪失という点で最も顕著な変化が報告されているが、地下水流動の点でも、平坦地の形成によって導水勾配が低下し、新たな沿岸への地下水流出がストップすることが報告され（清水ら，2009；小野寺ら,2010）、その沖合に人工的に造成された干潟での環境はそれ以前の環境とは顕著に異なっている。一方で、埋め立ての際の埋設物質によってはそこでの地下水は流動しないことが望ましいケースも少なくない。

今回は、広島県沿岸の主に建設廃土を中心とする処分場の埋め立て地を例に紹介し、①埋め立て処分という設計上生じる人工的な不均一性の解析結果、②そこでの水収支及び地下水流動といういわゆるライシメータとしてみたときの理学的解析結果、及び③最適な管理に向けた将来設計について論じたい。

図 1 対象埋め立て地

不均一性

対象は 500m x 700m の面積に対して深度 10m（海面下約 5m）の埋設処分場あり、西及び南側は異なる時期の処分場と隣接し、北側は旧来の埋め立て地に隣接し、東側のみ現海岸に隣接し、それぞれ側方は遮水壁で底部は自然の粘土質シルト層を不透水基盤として遮水設計がされている（図 1）。平成 3 年～平成 22 年まで約 20 年間にわたり西から埋設が進められてきた。対象地内に計 15 本のピエゾメータ（6 本のボーリングを含む）を設置し、揚水試験による透水性の不均一性を確認したところ、水平方向に認められた。一方で、高濃度物質の輸送については、東側頂部付近を起源として拡散する傾向がみられた。いずれも埋設経過を反映したものと推定された。

図 2 水収支結果

水収支及び地下水流動

系内の地下水流動は図 2 の通りで、余水池（A）に向かう傾向が確認できた。ただし、2011 年度の水収支は、降水量に対する蒸発散量が 28%（SWAT 解析）～43%（観測パン蒸発量）、地表流出量が 30%、余水池からの揚水下水放流量が 1%と見積もられ、残りの地下水涵養量すなわち系外への漏水量が 26%～41%と見積もられた。

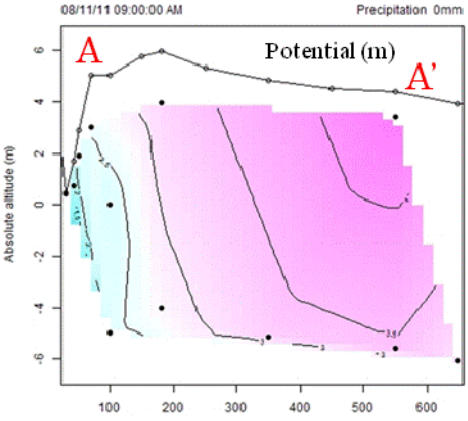


図 2 地下水流動

最適管理へ向けて

現状、系外へ流出量が見積もられており、その水質も極めて悪いことから、池以外にも揚水井を建設（最低 1 か所）し、揚水量を現在の 10 倍にするとともに、地表面の被覆（5 割）を進め、地下水涵養量の低下を進めることが必要であると提言された。

参考文献

小野寺ら(2010)瀬戸内海 60, 62-65.
清水ら(2009)陸水学雑誌 70, 129-139.

13）

京都盆地東縁の土砂災害環境 その2

諏訪　浩（東京大学空間情報科学研究センター・
立命館大学歴史都市防災研究センター（客員））

はじめに

前回(2010 年の研究発表会)は、京都盆地東縁で起きる崩壊や土石流について、最近の事例と弥生前期に起きた事例とを対比しながら、京都盆地東縁における土砂災害環境を検討した。今回は、近世の事例にも光を当てることにする。

御蔭神社の水災と震災

前回の報告のうち、1970 年代以降に起きた斜面崩壊や土石流事例は、凡そ 30 年に一度、すなわち比較的頻繁に起こる大雨で生じていた。斜面崩壊や土石流は場所を変えて起こる。このため、一地点について見ると、頻度は小さいため、過去の被災経験が風化してしまうことが多い。

被災経験が風化することが多い中、200 年ほど昔に起きた洪水氾濫や土砂氾濫による被害の様子が絵図として残されている事例がある。比叡山南西麓にある御蔭神社の被災例である。御蔭神社は、ユネスコ世界文化遺産「古都京都の文化財」の一つに登録されている下鴨神社(正式には賀茂御祖(みおや)神社)の摂社である。比叡山東麓御蔭山の山裾にひっそりとたたずむ。江戸時代の、宝暦８年(1758 年）豪雨と文政 13 年（1830 年）地震による被災の様子が絵図に描かれている。

神社立地と天変地異

御蔭神社がある御蔭山およびその周辺は、いくつものスプーン状を呈する崩壊地形に取り囲まれている。文政 13 年京都地震では、比叡山西峰で崩壊が起きて、神社に隣接する谷川と御生川が埋没した。そして高野川に土砂が流れこみ、川の流れを堰き止めた。神地や社殿も土石流によって埋没するという大きな被害を受けた。また、宝暦８年８月台風豪雨では高野川と谷川が氾濫して、御蔭神社の神地が埋没し、瑞籬(みずがき)と社殿の一部が流損している。それ以前にも、8 世紀以降、花折断層や琵琶湖西岸断層帯を震源とする地震あるいは大雨に際して大きな山崩れに見舞われてきたものと思われる。そのような激甚な天変地異に見舞われる地であることが、この地をして“鴨の大神降誕の地とされ……”と成らしめることになったのかも知れない。平素は豊かな自然に囲まれた土地も、時には海割れ、地裂け、あるいは山暴れるという宿命を負う土地は多い。そのような場所が、大神降誕の地とされていることも少なくない。

里山の土地利用と土砂災害環境

斜面崩壊や土砂の流出は地質や地形に規制されるだけでなく、斜面の植生、とくに森林の有無やその状態によって規制を受けることも少なくない。山地の植生が乏しいと、地中への水の浸透能は小さい。大雨時には、地中へ滲みこめない水が川筋へ集中する。出水は早まり、短時間に集中するので、谷筋の洪水流量が増大して土砂移動が活発になる。また斜面では、植生の根系すなわち樹根のネットワークによる緊縛力が期待できない。このため、表層崩壊が起き易い。

日本の山々は、今は豊かな緑に覆われているが、昭和２０年代までは禿げ山や植生の乏しい山々が少なからずみられた（例えば、千葉徳爾、1973)。人口増加と経済活動の拡大にともない、用材や薪炭を得るべく山地の森林が過度に利用されていたためだ。都が置かれた京都の周辺では、平安時代以降、山林はこのような宿命を負わされてきた。

室町後期から江戸末期にかけての、京都周辺の山地植生の状況がさまざまな絵図を比較することによって検討されている（例えば、小椋純一ほか、2008)。それによると、この期間を通じて、神社仏閣の周りの林を除くと、おおむね山地に高木の林は少なく、低い柴や草の植生部分が拡がっていた。裸地化して禿げ山状態となっていたり、岩がむき出しになったところさえ見られる。これは、京都という大都市の近郊であったため、燃料や肥料などとしての草木の需要が大きく、近郊の里山が酷使されたことによる、とされている。

参考文献

①（財）糺ノ森顕彰会(1985) 鴨社古絵図展、(有）糺書房。②新木直人（2008）葵祭の始原の祭り御生神事御蔭祭りを探る、(株）ナカニシヤ出版。③諏訪　浩（2002）地すべり移動体の運動像とその特性：地すべりと地質学（藤田　崇編著)、古今書院、78-92。④小椋純一ほか（2008）京都の森の変遷：田中和博編「古都の森を守り活かす」の第２章、京都大学学術出版会。 ⑤千葉徳爾（1973）はげ山の文化、学生社

14）

石狩湾岸地域の地下環境モニタリング
－調査開始当時の状況とその後の経過－

深見浩司(北海道立総合研究機構 地質研究所)

1. はじめに

札幌市を含む石狩平野北西部地域における地盤沈下に関する調査は，1970 年代から開始された．北海道立総合研究機構地質研究所（当時は北海道立地下資源調査所，以下地質研究所とする）では，北海道で最初の地下水位・地盤沈下観測所を札幌市北西の低地に設置し，1971 年から観測を開始した．

一方，札幌市北方の石狩湾岸地域では，石狩湾新港の建設による地域開発が進められようとしていた．後背地の工業団地の工業用水などは，ダム開発による表流水で供給する計画であった．しかし様々な理由から，暫定的に地下水利用の可能性について検討されたことから，地質研究所もその開発計画にかかわることになった．

公害防止行政との連携から観測を開始した石狩湾岸地域の地下水位・地盤沈下観測が，その後，地下水を利用しながら地下環境を見守る地下環境モニタリングに移行し，現在に至っている．開始当時の状況とその後の経過について概括した．

2. 調査地域の概要

石狩平野北西部地域における地下水位・地盤沈下の観測体制について，図 1 にまとめた．

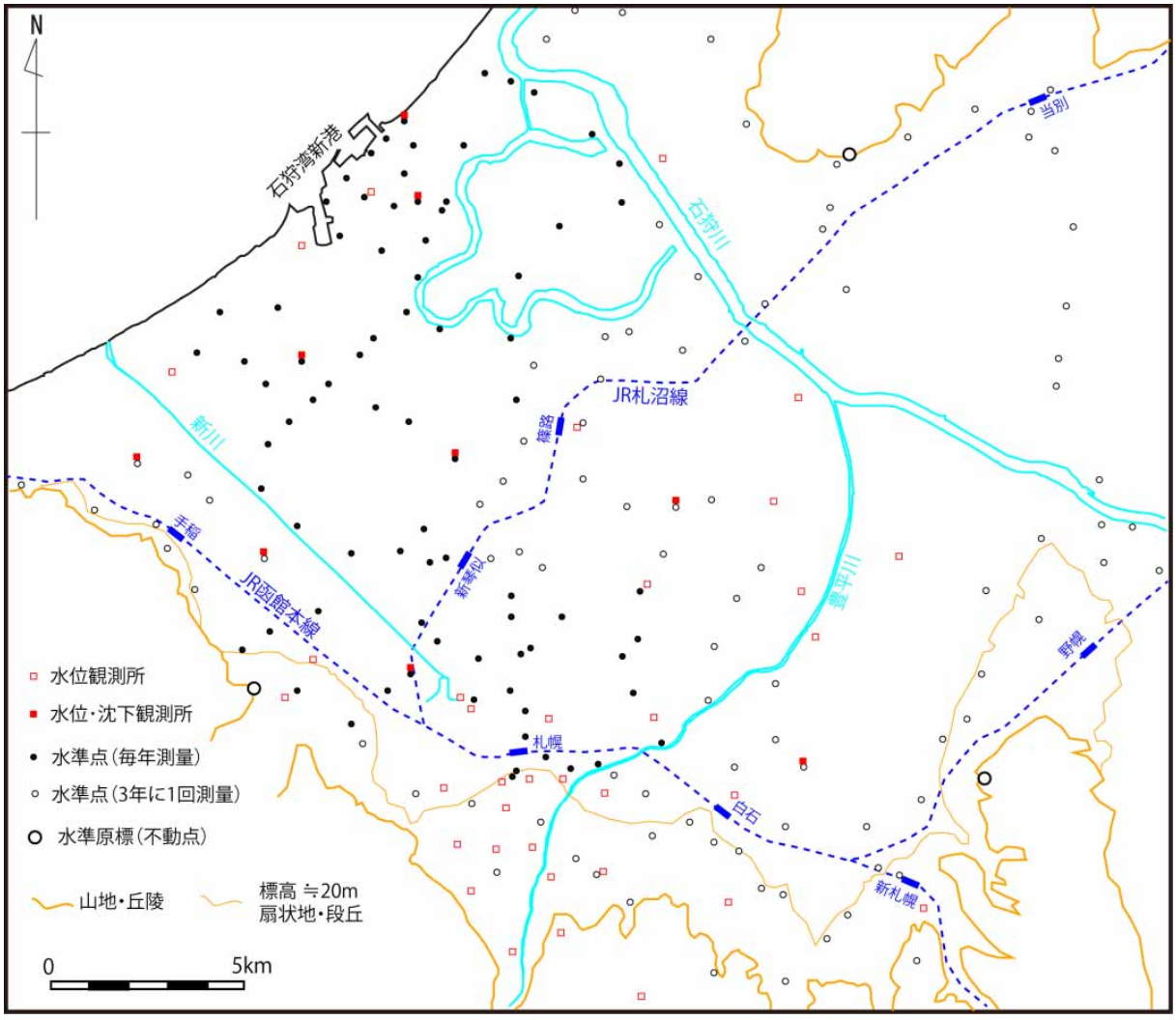


図 1　石狩平野北西部地域における地下水位・地盤沈下の観測体制

地盤沈下の観測は，札幌市が 1972 年に水準点を設置し，水準測量を開始した．その後，郊外に水準点を増設した．それを受けて，1978 年から北海道が札幌市周辺の江別市・石狩市（当時は町）・当別町に水準点を設置するとともに，札幌市と連携をとりながら，石狩平野北西部地域を監視する体制が整い，1980 年代前半まで，毎年測量を継続した．

この測量結果から，地盤沈下の特徴が明らかになり，石狩平野北西部地域では，地下水揚水よりも，表層地質，特に泥炭の特異な性状の影響が大きいことがわかってきた．予算の制約などもあって，1984 年以降，札幌市の北西～北部は毎年，石狩平野北西部地域（札幌市全域と周辺市町）は 3 年に 1 回の測量を実施することで調整された．札幌市では，地下水の揚水量削減や涵養促進に関する対策も検討することとなった．

地下水位の観測については，1971 年以降，地質研究所が，札幌市北部～石狩湾地岸地域に地下水位・地盤沈下観測所を設置した．札幌市は，それらを補完するように，1970 年代後半，市の東部低地に，地下水位・地盤沈下観測所を設置した．また，地盤沈下とは直接的に関係しないが，北海道開発局は，豊平川扇状地を中心に，地下水位の観測を実施し，1974 年から地下水位年表により公表した．

前述した石狩湾岸地域の開発は，表流水（ダム）による水供給は遅れていたが，1980 年代半ばには，後背地に企業が進出しはじめた．個別の事業者が地下水を利用した場合，地盤沈下や塩水化などが生じてもなかなか対策が取れなかった本州各地の事例を参考に，石狩湾岸地域では，揚水井の一元的な管理を模索するなど一定の地下水利用条件を設定し，1984 年から，地下水を利用しながら，地下環境の見守る地下環境モニタリング計画を策定して，表流水による水供給を待つこととなった．

このような事情から，第 1 図に示したような地下水位・地盤沈下の観測体制が整えられた．JR 函館本線以北の低地に多くの水準点が分布している．そして，札幌市北部～北西部と石狩湾岸地域については毎年，石狩平野北西部地域では 3 年に 1 回のペースで，2004 年まで水準測量が実施されてきた．

3.まとめ

1984 年当時を振り返ると，札幌市域では，地盤沈下防止のために，地下水の適正揚水量が検討される一方，石狩湾岸地域では，地下環境に与える影響を最小限にしつつ，地下水利用の方策を模索していた．このように規制と開発という二律背反的な試みを同一地下水盆内で行う状態であった．

石狩湾岸地域では，その後ダム建設が遅れ，地下水揚水が継続されたが，大きな問題は生じず，先頃，石狩湾岸地域に水を供給するダムが完成した．

図 2 に石狩湾岸地域の主要帯水層である深度 200m 以深の月平均地下水位の変動を示す．地下水位は，1980 年代後半以降地下水揚水の影響で水位は低下し続けた．しかし、これに伴う顕著な地盤沈下や水質変化を生じることも確認していたので，今日まで，地下水利用が継続できた．

今後は，水源転換によって，地下水揚水量の減少が予想される．それに伴う地下環境変化（多分水位上昇）について把握したいと考えている．

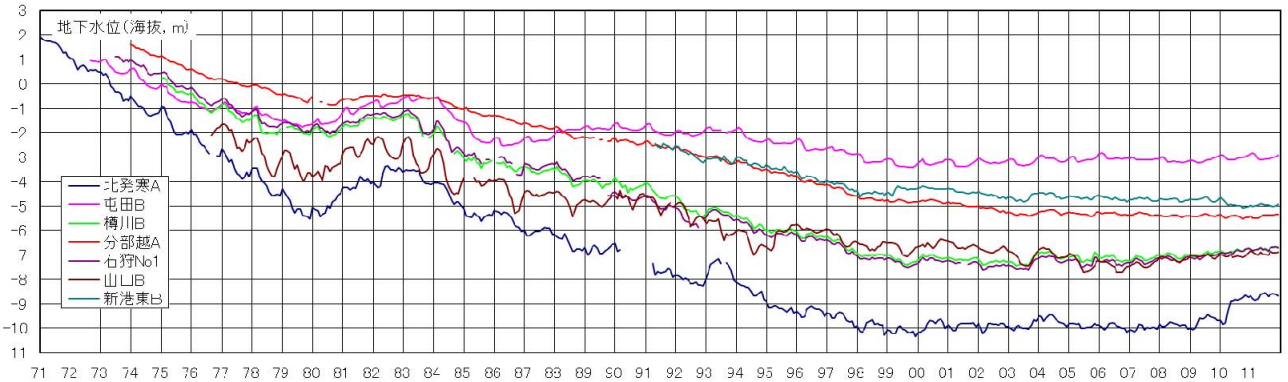


図 2　石狩湾岸地域の深度 100m 以深の被圧地下帯水層の月平均地下水位の経年変動（1971～2011 年）

15）

群馬県大間々扇状地における地下水環境の変遷に関する研究

*小寺浩二 [1)]・小島千鶴 [2)]

1)法政大・地理学教室　　2)法政大・学

Ⅰ　はじめに

群馬県は全国でも有数の農作物生産量を誇るが、地下水硝酸態窒素汚染が著しい。特に大間々扇状地のある赤城山南麓一帯は県内最大の農業生産額を誇る地域で、過去の調査からも高濃度の硝酸態窒素が確認されている。

大間々扇状地の地下水に関する研究では、阿由葉(1970)が、降雨の影響が約 2 ヶ月遅れて現れ、扇央域の高い塩化物イオン濃度は漬物排水の影響であることを明らかにした。関谷(1996)は、藪塚面の水温が年間を通じて比較的高いことを、岩田(2004)は扇端部分の過半数の地点で硝酸･亜硝酸態窒素が高濃度であることを示した。

本研究では、これら先行研究を踏まえて、大間々扇状地藪塚面の地下水環境の長期的な変遷を明確にし、地下水汚染源の特定と今後の対策について考察する。

Ⅱ　地域概要

大間々扇状地は赤城山南麓に位置し、5 万年以上前に、古渡良瀬川の浸食・運搬・堆積作用によって形成され、標高 200m 付近を扇頂とし、標高 50m 付近の太田市・新田町･伊勢崎市を扇端とする南北約 18km、扇端幅約 13km の扇状地で、西側には起伏に富んだ桐原面が広がり、東側の藪塚面は侵蝕谷がなく起伏が小さい。

渡良瀬川が扇状地最東部を流れ、桐原面と藪塚面の間には早川貯水池を源流とする早川が貫流し、扇端には北西から南東にかけて利根川が横断する。藪塚面に河川は存在せず、渡良瀬川より引かれた岡登用水路が流れる。

扇端の新田町では江戸時代まで 118 箇所程の湧水が確認できたが、現在では 28 箇所を数えるのみとなった。

Ⅲ　研究方法

対象地域における過去の調査結果を整理し、長期的な環境変化を明確にした上で、新たに観測網を整備し、地下水だけでなく河川・用水路の観測網も配置して、河川水・地下水の交流についても検討した。特に、今回は、2012 年 6 月～8 月に行った現地調査結果と過去に記録を比較して考察する。現地では、AT, WT, EC, pH, RpH, 水位などを観測した後採水して、主要溶存成分を分析した。

Ⅳ　結果と考察

大間々扇状地の EC の値は相変わらず高く、数カ所では、1970 年頃に指摘された漬物排水に由来すると思われる高塩分濃度の地下水が観測され、硝酸態窒素濃度が高い地域も示された。局所的に EC・ｐH が高い地点もあり、流動や用水との交流を考慮した検討や工場などの汚染源の存在についての考察も必要である。

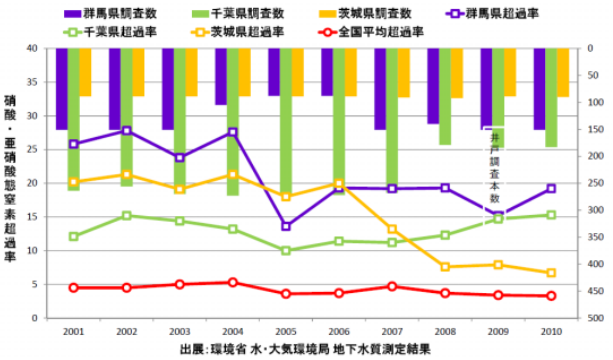


図１　硝酸・亜硝酸態窒素超過率の推移

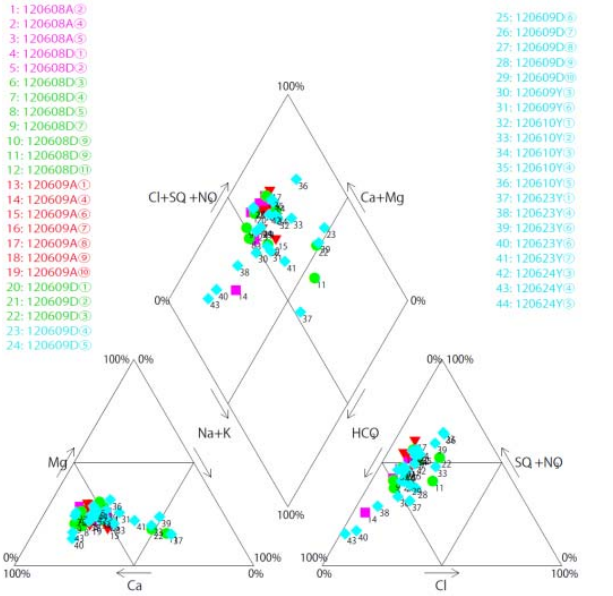


図２　地下水のトリリニアダイアグラム

Ⅴ　おわりに

今回は、6 月～10 月の一時期の観測結果のみでの考察となったため、季節変化等について十分検討できなかった。今後、さらに継続して観測を行い、地下水位の変化や用水路からの涵養量の違いもあわせて考察を進め、季節変化も含めた長期的な変遷を明確にしたい。

参 考 文 献

阿由葉元(1970)：群馬県大間々扇状地における地形と自由地下水について,駒沢大学文学部研究紀要, 28,A107-A129

岩田浩二・斉藤達之・青井透・大塚富男(2004)：大間々扇状地地下水の高い窒素濃度の現状とその由来についての検討, 環境工学研究論文集, 41,683-691

16） 自然氷を利用した簡易型農産物貯蔵庫の検証

*岩間裕樹[1], 木村賢人[2],浦野慎一[3],岡田啓嗣[1],菊池工[4],鮫島良次[1]
（1 北大院農,2 帯畜大,3 ㈱NTC インターナショナル,4 ㈱山本建設）

1. はじめに

農産物貯蔵庫では貯蔵に最適な低温・高湿度環境を創り出すため電気冷房機が導入されてきた。しかし近年、エネルギー価格の上昇や環境問題への対応として、省エネルギー型の農産物貯蔵庫の開発が求められている。このような背景のもと、北海道では冬期の寒冷な気象環境によってもたらされる雪や氷を夏期まで保存し、それらが持つ冷熱エネルギーを利用した農産物の低温貯蔵庫の開発が試みられている。

その一例として、氷の冷熱エネルギーを利用した農産物貯蔵庫がある。この貯蔵庫では、建設時にあらかじめ水の入った容器を施設内に設置する。冬期は、施設内で氷を製造するため、室内にある通気口を開放し、自然冷気を導入する。この方法によって搬入などの労力をかけずに夏期の冷房に利用する氷が得られるとともに、水を有効的に利用できる。ただし、冬期に製造した氷を冷房期間である夏期まで保存するため、施設の断熱性について検証する必要がある。

そこで本研究では氷冷熱利用型農産物貯蔵庫を建設し、熱収支観測を 5 年間行った。その結果から、壁・屋根および床の断熱性能を検証するとともに、今後同様の貯蔵庫を建設する際の指針について考察した。

2. 方法

対象施設　対象施設は 2006 年に北海道稚内市に建設された氷冷熱利用型農産物貯蔵庫である。形状は半円筒型、大きさは縦 10m、横 12m、高さ 5m である。庫内には、縦、横、高さがそれぞれ 1.2m、10m、0.7m の容器が水の入った状態で 10 個設置された。さらに、2011 年には縦、横、高さが 0.76m、1m、0.8m の容器を 38 個加えた。また、壁には断熱材としてウレタンフォーム 150mm を吹き付けた。一方、床面は断熱材による断熱施工は行わなかった。その代用として、床面に粉砕したホタテの貝殻を敷き詰め、冬期にそこに散水し、製氷を行った。2008 年からは床の断熱性能を増強するため、雪を 13 t 敷き詰めた。

この貯蔵庫では、観測期間において改築と増築を 1 回ずつ行った。改築は、2008 年に出入り口の前方に 2.5m の風除室を設置した。増築は 2011 年に貯蔵スペース拡大を目的に貯蔵コンテナ（縦 5m、横 11.4m、高さ 2.5m、発泡ポリスチレン 150mm 断熱）を設置した。また、このときは半円筒型の施設は氷の製造および保存を専用に行う貯氷室として利用することになった。コンテナと貯氷室はダクトによって連結され、このダクトを通じて冷気を送風し、夏期の冷房を行った。

解析方法　本研究対象の貯蔵庫において、2007～2011 年の 4～10 月に庫内温度、壁面温度、貯氷室内外の地温の観測を行った。また、外気温は近隣にあるアメダス観測点（声問）で観測された値を使用した。これらの観測値から貯蔵庫の熱収支および冷熱負荷について検討した。冷熱負荷量 Q（kJ d^{-1}）の内訳は以下の式で表される。

$$Q = Q_{\mathrm{w}} + Q_{\mathrm{f}} + Q_{\mathrm{nv}} + Q_{\mathrm{fv}} + Q_{\mathrm{FAN}} \qquad (1)$$

ただし、Q_{w}、Q_{f}、Q_{nv}、Q_{fv}、Q_{FAN} はそれぞれ壁・屋根を通じた熱流入量、床を通じた熱流入量、隙間風等の自然換気による熱交換量、貯蔵室との空気循環に伴う熱交換量、ファンの発熱量（kJ d^{-1}）である。この Q と氷の潜熱吸収量が等しいとして氷の融解量を推定した。

3. 結果と考察

熱収支観測結果　図 1、2 はそれぞれ、2007～2011 年の冷熱負荷量の内訳と推定した氷残存量の推移を示したものである。図 1 に示すように、冷熱負荷量は Q_{w}、Q_{f} の割合が大かった。その理由として、Q_{w} は表面積が大きく、それによってより多くの熱流入があったためである。一方、Q_{f} は床面に断熱材を施用していないためである。ただし、氷の融解潜熱により床から直接庫内へ流入する熱を抑えたため、庫内温度が低温に維持された。したがって、床面に氷および雪を敷き詰める効果は大きかったと考えられる。2007 年の冷熱負荷量の割合の中で、自然換気による熱交換量 Q_{nv} が約 28%であった。しかし、2008

年からは 10%以下となった。これは 2008 年から設置された風除室によるものである。2007、2008 年における自然換気量はそれぞれ、4933m^3d^{-1}、930m^3d^{-1} であった。つまり、風除室の設置によって自然換気量を約 76%削減でき、その効果は大きかった。

図 2 に示すように、2009 年は 8 月 11 日に全ての氷が融解し、初期氷量は約 42 t と少なかった。これは暖冬の影響により十分な製氷量が得られなかったためである。2010 年では製氷量の増強が行われ、初期氷量が約 106 t となったため、期間終了時に全ての氷が融解せず、十分な資源量の確保が確認された。2011 年にはさらに氷量の増強が行われ、初期貯氷量は約 115t となった。2011 年は貯蔵室が増設され、冷熱負荷量にこの貯蔵室への冷熱供給が含まれたため、負荷量が大きくなり、9 月 19 日に全ての氷が融解したと推定された。2011 年の冷熱負荷量の内訳から、貯氷室の冷熱の約 47%が貯蔵室の冷房に用いられた。しかし、この 47%のうち実際に冷房に用いられた割合は約 27%であり、約 20%は冷熱輸送時にダクト等によって損失した。本システムの効率向上のためにこの輸送時の損失を削減することが課題として挙げられた。

床・壁の断熱性能　本貯蔵庫の断熱性能について 8 月末時点の氷残存量から評価した。図 3 は床の熱抵抗値を変化させ、8 月末時点における氷残存量を算出した結果である。なお図内の縦の実線は観測を行った施設の抵抗値である。抵抗値の増加に伴い 8 月末の氷残存量の推移は増加するが、その増加率は漸減することがわかった。また、各年とも、床面の断熱材の強化による氷量の増強は約 35 t と大きかった。以上より、一般に冷熱施設の熱的設計では主として屋根や壁の断熱が考慮されるが、床の断熱にも十分に考慮する必要があることがわかった。

貯蔵室増設の効果　貯蔵室の増設を行った 2011 年では、8 月末まで貯蔵庫内の温度を低温に保つことができた。このことは、貯氷室 1 棟のみであった 2010 年以前より低温期間は短かったが、収穫された農産物は翌年の 7～8 月まで冷蔵が可能であることを示している。また、この貯蔵庫では、コンテナの増設を容易に行うことができるため、自然氷を利用した簡易型の農産物貯蔵庫としての活用が期待できる。

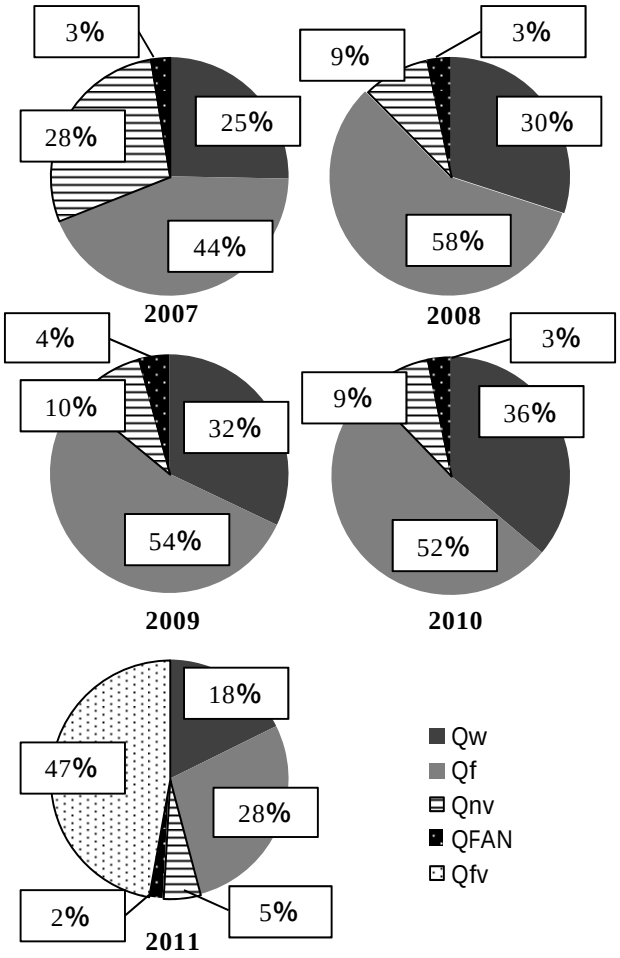


図1. 冷熱負荷の内訳

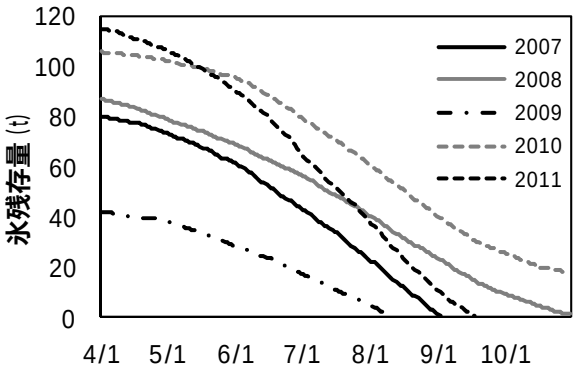


図2. 氷残存量の推移

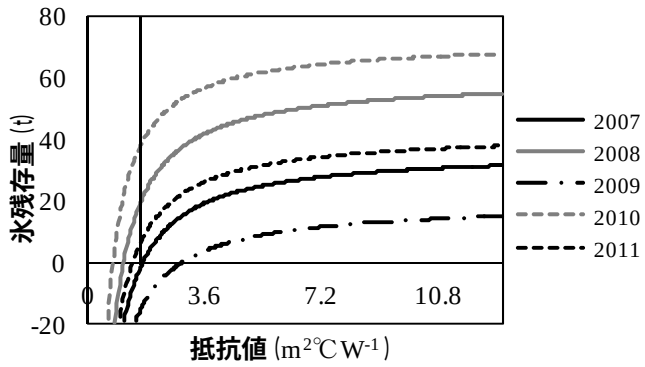


図3. 床の断熱性能に対する8月末の氷残存量

17）

自然氷を利用した農産物貯蔵庫に関する研究
－温度分布と風速分布から見た貯氷室内の製氷環境－

○木村賢人・吉村妃里・白井良直・恵美竜太・佐藤恭祐（帯畜大）
岩間裕樹（北大農院）

1．はじめに

北海道では雪氷・凍土が持つ冷熱エネルギーの効率よい利用システムが検討され、現在各地で実用化に向けた実証実験が行われている。その一例として、自然氷を利用したアイスシェルターシステム（以下、アイスシェルター）がある。アイスシェルターで使用される自然氷は、貯氷室と呼ばれる部屋で製造と保管が行われる。これによって貯氷室内は一年を通じて低温、さらに水由来の低温空気であるため高湿度環境となる。この空気を隣接する部屋に送風することで、ほとんど電力を使用することなく安定的な低温環境が創出できる。また、この室内環境は農産物の長期貯蔵に最適であるため、農産物貯蔵庫への利用が特に期待されている。しかし、このシステムを利用するためには、冬期の自然冷気のみで計画量の氷を効率よく製造できる技術の確立が必要である。

本研究は、この問題を解決するための基礎資料を得ることを目的に、貯氷室内の製氷環境について検討した。そのため、貯氷室で温度と風速の多点観測を行った。その結果から、貯氷室内の温度と風速分布を明らかにし、さらに製氷の効率性に影響を与える冷気の流れについて考察した。

2．研究方法

2.1．施設の概要

観測対象の貯蔵庫は北海道清水町にある。貯蔵庫の大きさは 12.6m×63.0m×4.9m で、貯蔵室と貯氷室に加え、作業室など 5 つの部屋からなる。図 1 は、貯蔵室と貯氷室の平面図である。貯氷室には 1.0m×1.7m×0.65m（縦×横×高さ）の大きさのタンクが 3～5 段積み重ねた状態で 123 個ある。さらに、高さ約 4.0m の位置に 7 つの通気口を設置した。冬期は貯氷室内に自然冷気を導入するため、北側と西側および東側の通気口を解放した。自然冷気は、ファンのある北側の 2 つの通気口から強制的に導入され、西側および東側の通気口から排気された。なお、各通気口は外気温が 0°C 以上になると自動的に閉められ、北側のファンも停止するように制御された。

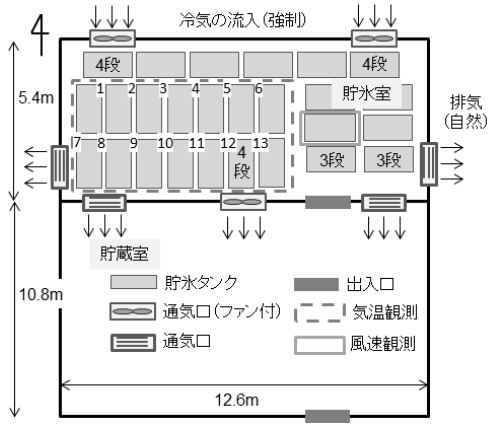


図 1．貯氷室と貯蔵室の概要図。なお、点線と実線の四角で囲まれた場所で、温度と風速をそれぞれ観測した。

2.2．観測方法

貯氷室内の温度観測と風速観測は、2011 年 12 月から貯氷室において、図 1 内の点線と実線で囲まれた場所でそれぞれ行った。温度観測は地点 1～13 の貯氷タンク側面に、それぞれ床から 0.35m、2.05m、3.80m の位置に 1 点ずつ温度計（T 型熱電対）を設置し行った。一方、風速観測は 5 段に積み重ねられた各貯氷タンクの上面（水面）中央部に風量計（D6F−W01A1、オムロン社）を一つずつ設置し行った。なお、温度と風速の測定間隔は、それぞれ 1 分と 1 秒とした。

3．結果と考察

3.1．貯氷室内の温度分布

図 2 は、図 1 に示す地点 1、4、6 において、12 月 1 日から 3 月 31 日までに観測された 0°C 未満の気温の積算過程をそれぞれ示したものである。図に示すように、0°C 未満の気温の積算過程は、地点や高さによって異なっていた。すなわち、観測期間中の貯氷室内の温度分布は一様ではなく、水平および鉛直方向において不均一であった。

また、地点ごとに積算過程の推移を見ると、大きく 3 つのパターンに分けることができる。すなわち、北側のファンからの冷気を直接受ける地点（地点 1、

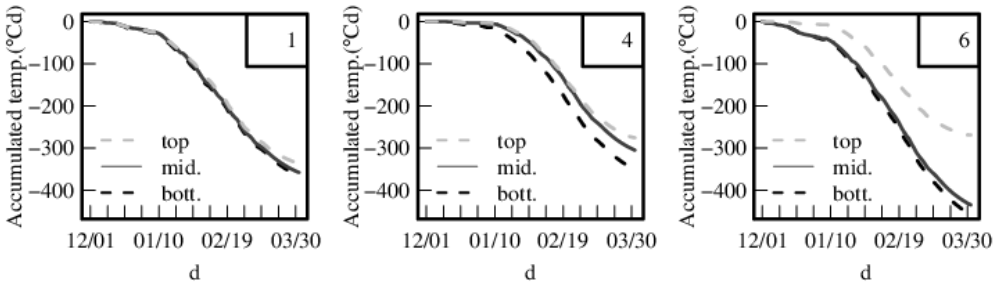


図 2．図 1 内の地点 1、4、6 の各高さにおいて観測された気温のうち 0°C 未満となった値のみを積算し、その推移を示したもの。グラフ内の右上の番号は、図 1 内の地点 1、4、6 に対応する。

2、7、8)、逆に冷気の影響を直接受けにくい地点（地点 3、4、5、9、10、11)、その他の地点（地点 6、12、13）である。冷気の影響を直接受ける地点では、通気口から導入された冷気が各高さの貯氷タンク周辺に流入したため、高さの違いによる積算温度の違いはほとんどなかった。一方、冷気の影響を受けにくい地点では、下部に冷気が滞留し、これによって下段の製氷が他の地点により効率よく行われたと考えられる。さらに、製氷に伴って放出される潜熱が上昇流となり、中、上段を気温の低下を抑えるため、高さの違いによる積算温度の差が顕著になった。その他の地点については、明確に分類できなかった。ただし、西側に広く空いたスペースがあるため、これが冷気の流れに影響したと考えられる。

3.2．貯氷室内の風速分布

表 1 は、5 つの貯氷タンク上面中央部で観測した風速を相対度数で表したものである。表に示すように最上段の貯氷タンク上面では､風速は弱いものの､風による冷気の流れが観測された。一方、その他の 4 つの貯氷タンク上面においては、風速がほとんど観測されなかった。そのため、風による冷気の流れがほとんどなかったと考えられる。このことから、貯氷タンクが積み重ねられ、さらにタンク同士が隣接しあっている地点では、冷気が流れにくい環境にあることが明らかになった。

3.3．貯氷室内に導入された冷気の流れ

貯氷室内で行った気温および風速観測の結果、それぞれが地点や高さによって異なる分布を示すことがわかった（図 2、表 1)。これらの観測結果から貯氷室内の冷気の流れについて示したのが図 3 である。図に示すように、風速観測の結果から貯氷タンクが室内に密に設置されたため、最上段の貯氷タンク上面以外は､風による冷気の流れがほとんどなかった。一方、気温観測の結果から、通気口から導入される冷気は、下方に滞留することがわかった。これによって水の凍結が促された。さらに、放出される潜熱が上昇流となり中、上段の気温の低下が抑えられたと思われる。これによって、室内の温度分布を複雑になった。以上のことから、貯氷室の設計においては風速や気温の複雑な分布を考慮した設計が求められる。

表 1. 各貯氷タンク上面中央部で観測された風速の相対度数

	5(最上段)	4	3	2	1(最下段)
	%	%	%	%	%
0≤w<0.1	56.69	99.85	99.86	100	99.99
0.1≤w<0.2	22.48	0.15	0.14	0	0.01
0.2≤w<0.3	10.76	0	0	0	0
0.3≤w<0.4	5.52	0	0	0	0
0.4≤w<0.5	2.74	0	0	0	0
0.5≤w<0.6	1.18	0	0	0	0
0.6≤w<0.7	0.44	0	0	0	0
0.7≤w<0.8	0.14	0	0	0	0
0.8≤w<0.9	0.04	0	0	0	0
0.9≤w<1	0.01	0	0	0	0
合計	100	100	100	100	100

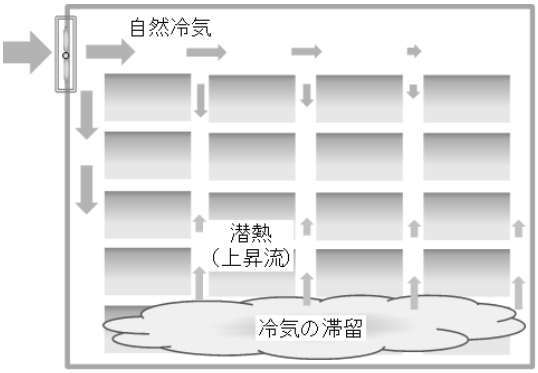


図 3．温度および風速観測の結果から考察した貯氷室内の冷気および潜熱の流れ

18）

北海道における冬期の気温の長期的変動傾向

*佐藤恭祐、木村賢人（帯畜大）

1．はじめに

北海道は日本で最も寒冷な気象環境にあり、特に冬期の冷え込みは厳しい。近年、寒冷地特有の気象環境から得られる自然エネルギー、すなわち冷熱エネルギーの利用が各地で試みられている。具体的には、冬期に得られる雪氷や凍土などを冷熱源に、農産物の低温貯蔵や建物の冷房などに利用する。しかし、これらの自然の冷熱源は、毎年一定した量が得られるわけではない。そのため、これらを効率よく利用するためには、変動傾向も含め地域の気象環境について把握する必要がある。特に、冬期の気温は、雪氷冷熱を利用する上で最も重要な気象要素である。

そこで本研究では、冷熱エネルギー利用のための基礎資料を得ることを目的に、北海道における冬期の気温の変動傾向について検討した。解析には、まずラページ検定を行い、過去 100 年間の冬期の気温について変動の不連続性を検討した。次に、約 30 年間の冬期の日平均気温を用いて、度数分布を作成し、冬期の冷え込みの程度および変動傾向について検討した。

2．研究方法

2.1．使用したデータ

本研究では、0℃ 未満の日平均気温が観測される 11 月から 4 月までを冬期とし、この期間に観測された気温を対象に解析を行った。観測値は、北海道内にある気象官署とアメダス観測点 (AMeDAS; Automated Meteorological Data Acquisition System) でそれぞれ観測されたものを用いた。

気象官署は観測点数が少ない一方、観測が長期間行われている。そこで、解析には旭川、札幌、寿都、網走、根室、帯広、函館の 7 地点の気象官署で 1892 年から 2011 年までに観測された月平均気温を用い、長期間の冬期の気温の変動傾向について解析した。

一方、アメダス観測点は 1970 年代後半に観測点数が充実し、現在は170 地点余りで気温が観測されている。そこで、解析には 1978 年から 2010 年までに観測された日平均気温を用いて北海道内の冬期の冷え込みの程度について検討した。なお本研究では、約 30 年間の解析対象期間において、欠測が 30 日以上となった観測点については解析に用いなかった。この基準によって、解析に使用した観測点数は 157 カ所となった。また、観測場所が移動した地点があった。ただし、その移動距離は小さいため、解析への影響はないとし、解析対象に含めた。

2.2．解析方法

本研究では、長期にわたる冬期の気温変動を把握するため、気象官署 7 地点の月平均気温の平均値を北海道全体における冬期の平均気温とし、その変動傾向を検討した。また、1 日ごとの寒さ・冷え込みの程度をより詳細に把握するため、各年でアメダスの日平均気温の度数分布も作成した。

2.2.1．ラページ検定

長期の気温の変動傾向を検証するため、北海道内の気象官署 7 地点の月平均気温を用いてラページ検定を行った。ラページ検定とは、解析対象期間のある時期を境に起きる急激な変化についての有意性を客観的に検証する手法である。

2.2.2.　日平均気温を用いた度数分布の作成方法

冬期の気温の変動傾向をより詳細に把握するため、1 日ごとの冷え込みの程度も検討した。そのため、アメダスで観測された日平均気温について 5℃ ごとに温度範囲を設定し、各年で度数分布を作成した。

3．結果と考察

3.1．冬期平均気温の変動傾向

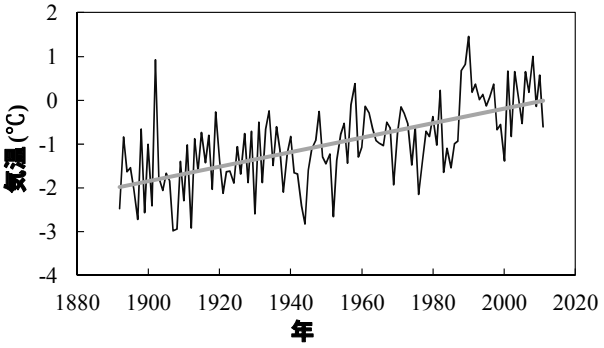


図 1．1892～2011 年の冬期の気温変動。なお、グラフ内の直線は回帰直線である。

図 1 は、気象官署 7 地点で観測された 1892～2011 年の冬期平均気温の推移とその回帰直線を示したものである。回帰直線の傾きは右肩上がりであり、解析初年度の 1892 年は-2.47℃ に対し、終了年度の 2011 年には -0.61℃ となった。以上より、冬期の気温は約 100 年間において、上昇傾向にあることがわかった。ただし、

その上昇傾向は連続的ではなく、ある年において急激に変化（ジャンプ）していると思われる。

そのため、この気温の上昇の不連続性（ジャンプ）について客観的に検証するため、ラページ検定を行った。その結果を示したのが図 2 である。この図に示すように、1910 年代後半、1950 年代、1980 年代の 3 回、有意水準 5%で冬期平均気温の不連続性（ジャンプ）が検出された。さらに、統計量が極大となった 1913 年、1954 年、1988 年について前後 7 年間ごとの冬期平均気温の差を見ると、それぞれ+1.02℃、+0.71℃、+1.41℃となった。これは不連続性（ジャンプ）が、この年に気温が急激に上昇したことを示している。よって、北海道の冬期の気温の上昇は一定ではなく、約 100 年間で 3 回の急激な気温上昇があったと考えられる。

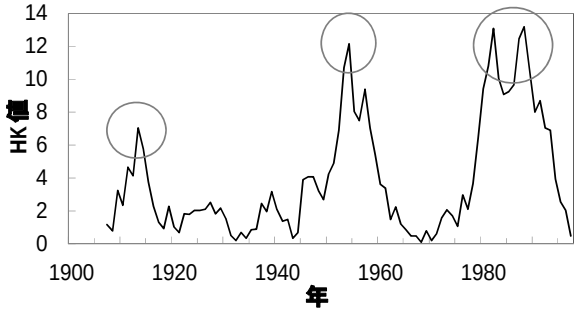


図 2．ラページ検定によって得られた統計量。丸で囲まれた 1913 年、1954 年、1988 年は有意水準 5%のもとで気温の不連続性（急激な上昇）が検出された年である。

3.2. 日平均気温の度数分布

ラページ検定の結果、アメダス観測点による観測点網が整備された 1980 年代にも 1 度急激な気温上昇があったことがわかった。そこで、次にアメダス観測点の日平均気温を用いて日平均気温別の度数分布を作成し、1 日の冷え込みの傾向を検証した。

図3 は、北海道各地で観測された日平均気温のうち、−5℃ 以上 0℃ 未満（a）、−15℃ 以上−10℃ 未満（b）、−25℃ 以上−20℃ 未満（c）となった地点および日数を各年でまとめたものである。図 3a が示すように、弱い冷え込みについては特に大きな変動は見られなかった。一方、図 3b に示すように、中程度に冷え込みでは、1980 年代後半から減少し、その後 1990 年前半に増加、2000 年をピークに再び減少した。また、図3c に示すように、極端に低い日平均気温は、1990 年代以降ほとんど観測されなかった。このことから、1980 年代と 1990 年代以降では、1 日の冷え込みの傾向が異なると考えられる。したがって、このことが、1980 年代の急激な気温上昇に関連していると考えられる。

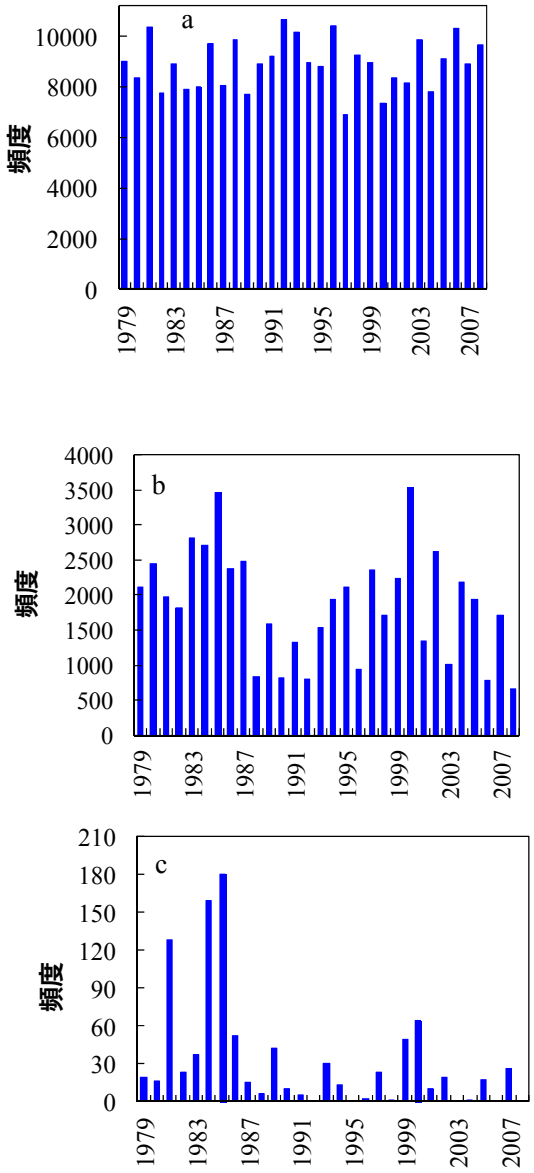


図 3．北海道各地で観測された日平均気温のうち、−5℃ 以上 0℃ 未満 (a)、−15℃ 以上−10℃ 未満 (b)、−25℃ 以上−20℃ 未満（c）となった地点および日数を各年でまとめたもの。

4．まとめと今後の課題

冬期の気温の経年変化から、北海道全体では過去 100 年間において上昇傾向にあり、その間に急激な気温上昇が 3 回あった。さらに、過去 30 年間の日平均気温の度数分布から、1 日の冷え込みの程度も弱まっていることもわかった。今後は北海道における冬期の気温の地域特性を検討し、地域ごとの変動傾向を明らかにする。

19)

地下温度の鉛直分布から 1000 年以上の気候の長期変動が読み取れるか？

北岡 豪一（岡山理大・理）

グローバル，及びローカルな気候の温暖化は，大気，陸水，海洋だけでなく地中まで及び，生態系への影響は深刻である．温暖化エネルギーは，地中では，大気・海洋にくらべ拡散が遅く，表層の限られた範囲に蓄積するので，資源として有効利用が考えられている．

温暖化を表す観測例として，岡山市内の井戸（理大井戸）の地温鉛直分布をあげる（Fig.1）．これはほぼ 1 ケ月おきの観測であり，100 m の深度まで着実に上昇中である．

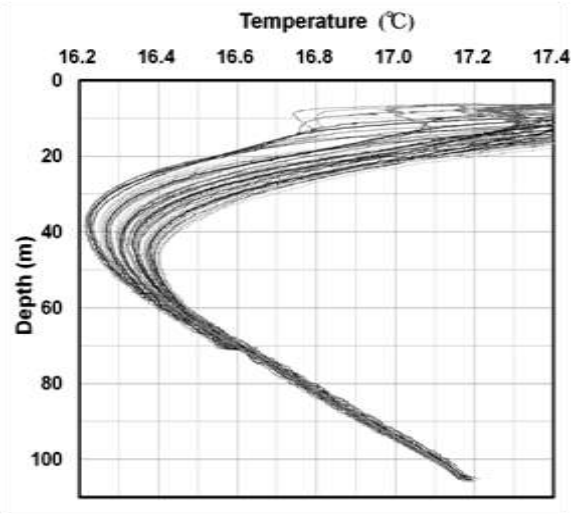


Fig. 1 岡山における地温の鉛直分布の変化
（2007 年 7 月から 5 年間の推移．ほぼ 1 月おき）

広域でみると，Fig. 2 に大阪平野における例を示すように，地温には地域性が大きいことも特徴である．

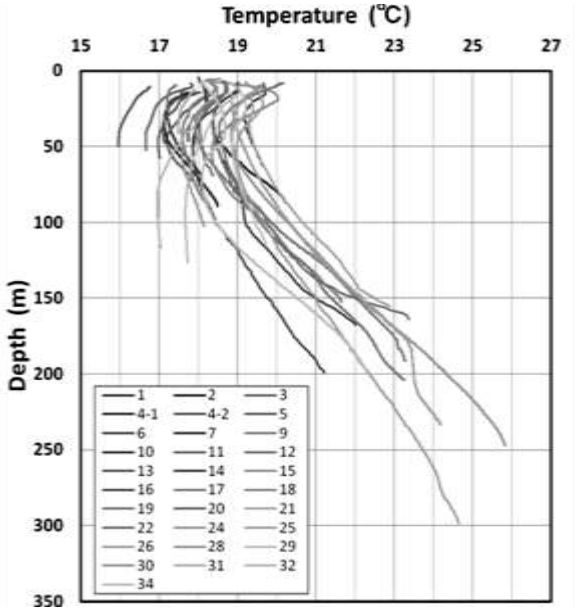


Fig. 2 大阪平野における地温の鉛直分布（有本ほか，2012）

地層の熱特性が一様で，水の流れのない場合は，地中の温度は，地表における熱的条件（気温など）と深部からの熱フラックス（地熱）によってきまる．地表温度は日変動，季節変動，時間スケールの長い温暖化などで変化しており，時間ステールが長いほど深部まで影響が及ぶ．年変動の影響範囲（約 15 m 深）よりも深部には，経年的な温暖化の履歴が記録保存されている．

近年，年輪の同位体測定から，過去 2000 年の長期の変動が明らかにされた．変動のパターン（周期と位相）は地球上の平均とよく符合している．現在はその上昇期にあたるので，現在の温暖化の現象には，人間活動による影響のほかに自然の現象が含まれていると考えられるようになった．

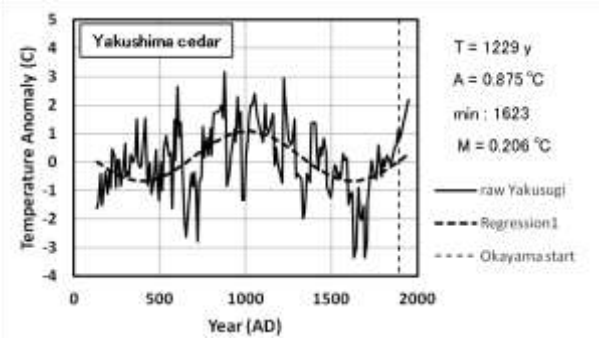


Fig. 3 屋久杉から推定された気温変動（Kitagawa,1995)

地中温度の地域性には，地域の気候のほかに，地域の人間活動の歴史性（地表条件），および地下水の流れによる影響が考えられる．ここでは，地下水の流れが地下温度の分布に与える影響が大きいと考え，検討する．

水平に十分広い平野では，水平流が存在しても，流れが強くなければ鉛直分布は影響を受けない．地温の地域性は，地熱地帯の形成と同様，地下水の流れの鉛直成分によって生まれると考えられる．しかし，一様な流れでは定常状態にはなれない．それは，上昇流の場合，地表温度が一定でも浅層の温度は際限なく上昇し，下降流の場合は，深部まで際限なく地表温度に近づくからである．したがって，地温の地域性は，水の流れの非一様性によって生じているものと考えられる．たとえば，水平な成層地層中に水が上下に動ける縦割りの構造があって，水の流れによって深部から上昇してきた熱が周囲の地層中に拡散するような条件では，地温の定常状態が形成される．ここでは，そういう流れのある条件で地下の温暖化について検討する．

縦割りの構造に沿って上昇流が生じるのは，もともとは広域地下水流動系における水位分布によるものであろうが，いったん，上昇を始めると，縦割り部と地層の間で温度の違いが生じ，温度の違いは密度の違いであるから，縦割り部の水位は地層よりも低くなり，地層の水は縦割り部に集まる．そう考えると，縦割り部を上昇する流量は浅くなるほど増すことになる．

流量を深さの関数とすれば，移流項が非線形になって解析的に取り扱えなくなるので，ここでは，縦割り部の流量が深さに対して一定とみなされる範囲を対象にすることにする．また，縦割り部と地層の間の熱移動が温度差に比例的であるとする熱伝達で近似することにすると，この問題を１次元の熱問題として解析的に取り扱うことが可能になる．

そこで，次のような条件を考える．（１）ある限られた範囲で一定流量の上昇（下降）流，（２）深部から一定の熱フラックス（地熱），（３）水で運ばれた熱量は周囲の地層に熱伝達，そして，（４）地表温度の時間変化：指数関数的（人工的な温暖化）および周期的関数的（自然の長期変動）．ただし，地表温度の変化は，縦割り部と水の流れのない地層の両方で地中に伝わる．

具体的には，深さ方向に座標 z をとり，

１．支配方程式：

地層：$\dfrac{\partial \theta_s}{\partial t} = \kappa \dfrac{\partial^2 \theta_s}{\partial z^2}$

縦割り部：$\dfrac{\partial \theta}{\partial t} + U\dfrac{\partial \theta}{\partial z} = \kappa \dfrac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} - \nu\left(\theta - \theta_s(x,t)\right)$

とする．ν は縦割り部と地層の間の熱伝達を表す係数．

２．境界条件

$z = 0$ で，$\theta = \theta_s = \phi(t)$

$z \to \infty$ で，$\dfrac{\partial \theta}{\partial z} \to \beta$，$\dfrac{\partial \theta_s}{\partial z} \to \beta$

β はバックグラウンドとしての地温勾配．

３．地表温度 $\phi(t)$ は，

$$\phi(t) = \theta_m + p \cdot \exp(\lambda t) + A \cdot \sin(\omega t + \varepsilon)$$

とする．第２項は人間活動による温暖化影響（λ は温度上昇率），第３項は，千年規模の周期的変動（A はその振幅），第１項は，数千年間の平均地表温度である．

４．解法

支配方程式は線形であるから，重ね合わせの原理が適用できる（Duhamel の定理より）ので，地表温度を，(1) θ_m 一定，(2) $p \cdot \exp(\alpha t)$，(3) $A \cdot \sin(\omega t + \varepsilon)$ としたときの解をそれぞれ求め，それらを重ね合わせればよい．パラメータは，κ，ν，U，θ_m，β，p，λ，A，ω，ε の 10 個である．屋久杉の年輪から得られる ω と ε は世界の平均的状態と符合するので，それに基づいて固定する．そうすると，パラメータは８個になる．

岡山市内の 100 m 深井戸で得た滑らかな地温の鉛直分布（Fig.1）を用いて解析する．ところが，最小二乗法で最適条件を求めようとしても，パラメータの数が多いため，最適解の一意性を得ることは困難である．結果に強く影響を与える因子は，熱伝達係数 ν であるから，ν の値を少しずつ変えて与えると，ある程度安定した最適解を得ることができる（平均二乗誤差 0.0005 ℃）．岡山井戸で得られた結果は，過去数千年にわたる地表温度の平均値（14.9 ℃），長周期変化の振幅（0.44 ℃），および人間活動による温暖化のパラメータ（上昇率 5.6 %）である．

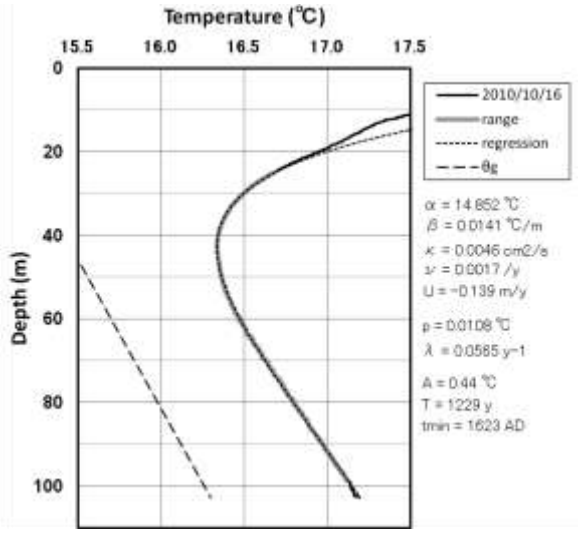


Fig. 4 フィッティング

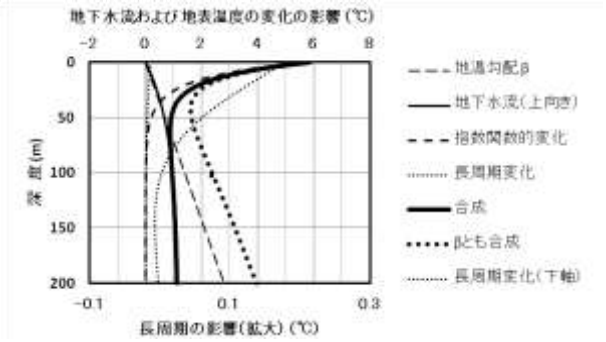


Fig. 5 地温形成の成分（長期成分の寄与は 0.01～0.14℃）

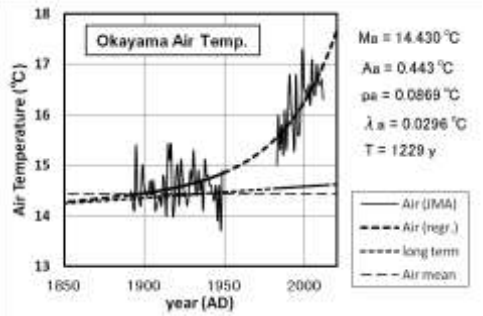


Fig. 6 岡山の気温の回帰（長期成分の寄与は小さい）

大阪では，滑らかな地温分布が少ないので，自然の長期変化（周期，位相，振幅）は岡山における結果と同じにして扱うことにすると，大阪平野では上昇流のある場所と下降流の起こっている場所を推定することができる．地表の温暖化の地温への影響は，その上に重なっているとみて差し支えない．大阪平野で全般的に上昇流があり，とくに上町断層周辺で顕著である．また，山地部と山麓部で下降流が起こっている．

20）

三重県中勢・北勢地方の自然地理（巡検案内）

Physical geography in the Chusei and Hokusei area, Mie prefecture

宮岡邦任・谷口智雅（三重大）
Kunihide MIYAOKA and Tomomasa TANIGUCHI (Mie University)

キーワード：三滝川、地下水流動系、水道水源井，涵養域，マンボ
Key words: Mitaki River, groundwater flow system, drinking water source well, recharge area, Manbo

１．はじめに

四日市市における上水は，その多くを地下水に依存している。現在設置されている水道水源井の周辺では土地利用が大きく変化している地点もあり，将来の地下水の物理化学的変化が生じた場合を想定し，その対策を講じるために水道水源井に到達するまでの地下水の流動形態の実態を把握しておくことは，きわめて重要である。本発表では，11 月 18 日に実施予定の巡検コースの中で，三滝川流域における地下水流動形態を中心に説明を行う。

２．地形地質と土地利用形態

研究対象流域を流れる本流の三滝川は，鈴鹿山脈の武平峠を源流とした延長 24.375km の河川である。上流部は扇状地性の地形を呈しており，この地域の北側の朝明川流域との流域界は目立った丘陵地が存在せず，はっきりしない。河川左岸側の中流部より下流にかけての丘陵地は，安芸層群が分布している。丘陵地の分布域から，流路は南東方向に大きく変わり，河床勾配も流域内では最も急になるが，この付近には河川流路を横切るように東西方向に矢合川断層が分布している。下流域は丘陵地に挟まれており，勾配は非常に緩くなっている。左岸側丘陵地にも安芸層群が広く分布している。

本流域は，四日市市内に設置されている水道水源井の中では最も取水量が多い。流域内の土地利用変化も激しく，扇状地では水田から小麦や大豆畑への変化が，下流域では宅地化が進んでいる。

３．三滝川流域の地下水流動系

地下水面等高線の分布をみた結果，本地域の浅層地下水は地形の形状に沿って流動しており，地形の傾斜方向に沿って涵養域の異なる複数の地下水流動系が存在することが考えられた。また，中流域では地質の影響も受けて流動していることが考えられた。下流域では，周辺部丘陵地から三滝川低地に向かう地下水の流動があることが確認された。これらの異なる地下水流動系の存在は，電気伝導度の分布，水質組成の地域的差異，上流から下流にかけての三滝川河川水流量の増減などから裏付けることができた。さらに，酸素・水素安定同位体比からそれぞれの地下水流動系の涵養域について検討した結果，本流域における地下水流動系と涵養域は，鈴鹿山脈東麓を涵養域とする滞留時間の長い地下水流動系と，若干下流部を涵養域とする相対的に滞留時間の短い地下水流動系，周縁部丘陵地を涵養域に持つ比較的滞留時間の短い地下水流動系の３つの流動系が存在することが考えられる。

４．内部川扇状地のマンボ

四日市市の水道水源井が設置されている流域の一つに，市南部に分布する内部川流域がある。この流域の上流から中流にかけては扇状地になっており，伊勢茶の産地として知られている。しかし地形的条件から，以前は水資源には乏しい地域であり，マンボとよばれる地下水を利用した水利施設が数多くつくられた。現在は三重用水や上水が整備され，マンボはその役目を終えほとんどが安全性の面から埋められてしまっている。巡検では，文化財として保存されている下大久保マンボについて見学を行う予定である。当日は，その他にもいくつかの地点で水に関わる地理的景観を紹介する予定である。

P1)

伊豆・小笠原諸島における水環境特性

*濱侃[1)]・小寺浩二[2)]
1)法政大・学、2)法政大・地理学教室

Ⅰ　はじめに

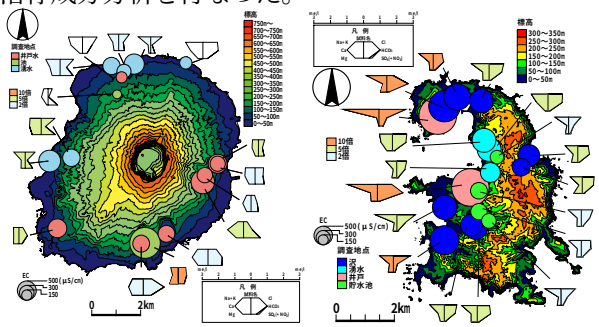
島嶼における水環境の把握は、小地域（離島）の水環境把握の観点での研究価値、また島に暮らす人々にとっても水利用において重要なものといえる。本研究対象地である伊豆・小笠原諸島は島嶼のなかでもいずれも火山活動によって生まれた火山島であり、水環境は特殊なものと言える。島の成因は様々だが、特に火山島は透水性が高く、恒常河川が少なく、淡水を得にくいとされる（新藤 1992 他）。そこで、本研究では島が火山活動により作られ、離島でもある伊豆・小笠原諸島を研究対象とし、それぞれの島における水環境の現状を明らかにし課題を探る。

Ⅱ　対象地域

伊豆・小笠原諸島は、いずれも火山およびカルデラ式海底火山によって生まれた島々であり、その中でも特に面積の大きく江戸時代より人が住んでいた伊豆大島、八丈島、三宅島、新島、神津島、御蔵島、利島で構成される伊豆七島は、最南端の八丈島で東京から約 287km、最も本州に近い伊豆大島は伊豆半島から約 25km の距離にある。小笠原諸島に比べ伊豆諸島の降水量は、はるかに多いが、恒常河川や湧水が豊富である八丈島・御蔵島を除いて淡水環境には恵まれているとは言えず、淡水を得るために様々な努力がなされてきた（新藤 1992）。

Ⅲ　研究方法

伊豆・小笠原諸島において沢水・湧水・井戸水を中心に現地水文観測を行った。観測項目は、水温、EC、DO、TURB、TDS、pH、RpH、流量（湧出量）であり、持ち帰ったサンプルより、COD、TOC の測定、イオンクロマトグラフィーを使用した主要溶存成分分析を行なった。



a) 三宅島　　b) 父島

図 1　シュティフダイアグラム

Ⅳ　結果・考察

八丈島・新島・父島・御蔵島といった開析の進んだ島では地下水を中心に Na-HCO_3型の停滞的な水が見られ、島の貯水性が見受けられる。一方、火山活動が活発な三宅島・大島では Ca-HCO_3型の循環型が見られる。さらに一部地域では Ca-SO_4型がみられ、火山（火山ガス・火山堆積物）からの影響を強く受けている。これらの事から、2 つの島は貯水能力に乏しいこと、火山の影響が出ていることが見受けられた。また、どの島においても NaCl の影響が強く出ていることがよくわかる。この NaCl は海・降雨由来のものであると考えられる。そのためすべての島において海・降雨の影響が強いことがわかる。また、父島においては年を通しての気温の高さ、加えて降水量の少なさから蒸発散による水の濃縮による水質への影響が示唆される。

Ⅴ　おわりに

今後は、現地調査を継続し、それに加え ICP を使用した分析をすすめ、結果から総合的に島嶼の水環境の現状と課題を明らかにする。

参 考 文 献

新藤静夫(1992)：火山島における地下水の開発と保全-伊豆諸島の場合 (島嶼における水資源の開発と保全<特集>), 地下水学会誌, 34(3), 137-152.

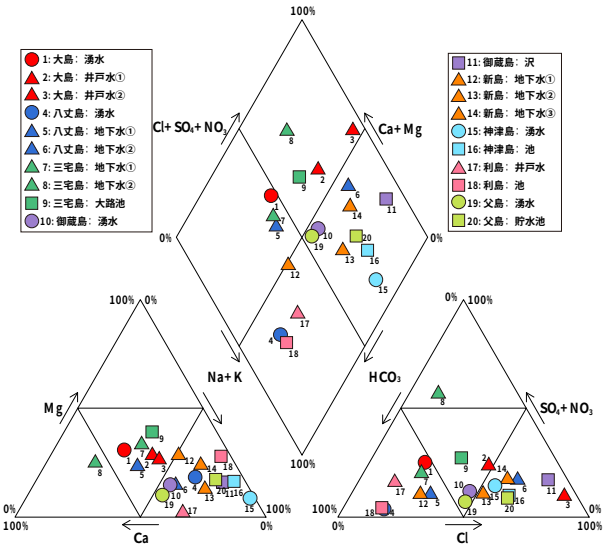


図 2　トリリニアダイアグラム

P2)

北海道尻別川における水文特性に関する基礎研究

*小林修悟[1)]・小寺浩二[2)]
1)法政大・学、2)法政大・地理学教室

Ⅰ　はじめに

北海道尻別川水系は尻別川本流及び 39 支流から構成される。北海道には 13 の 1 級河川が存在するが、当流域は土地利用の 86%が森林である植生が卓越している地域である。また、北海道有数の農業地帯としても知られ、酪農地や畑作地などが密集しているため、土地利用と支流水質形成には密接な関係がみられる。尻別川水系においては本流及び一部支流では北海道開発局による水質観測が行われているが支流を含めた流域全体の水文特性の報告はない。本研究では北海道尻別川流域において水文特性の把握を目的に水質観測及び主要溶存成分分析を行った。

Ⅱ　流域概要

尻別川は支笏湖西部に位置するフレ岳(1,046m)に起源し、中流部に位置する羊蹄山(1,893m)北麓を迂回し、蘭越町磯にて日本海に注ぐ流域面積 1,640km², 幹線流路長さ 126km の 1 級河川である。流域はニセコ連峰等の山地に囲まれ北西モンスーンの影響により累加積雪量 800cm を越える北海道有数の豪雪地帯である。地質は新第三期及び第四紀火山岩類が広く分布し、河川周辺部では火山灰、粘土等が堆積した未固結堆積層がみられる。流域は農業の割合が高く上流から酪農、畑作、水稲と卓越している。

Ⅲ　研究方法

2012 年 5、7、9 月下旬に各 55 地点(2 次流以上の河川、湧水及びそれに準ずる河川)前後のサンプリンを行い、現地観測にて EC、(YSI、HORIBA 製 EC 測定計)pH･RpH(比色法)、WT、AT、流量を測定。法政大学地理学研究室にて TOC、メンブラン濾過後イオンクロマトグラフィーによる主要溶存成分分析を行った。

Ⅳ　結果・考察

尻別川は Na-HCO_3型でし上流から下流にかけて同型を保ちながら溶存成分を増し、EC は下流部で 130μS/cm(9 月)を示すし、pH は概ね 6.9-7.3 の範囲である。流域にはイワヲヌプリを起源とする硫黄川 Ca-SO_4型や羊蹄山南麓の火山灰･砂が堆積する真狩別層を流れる真狩川･知来別川では pH7.6-8.0 と高く地質による水質形成の差異が覗える。5 月はフーストフラッシュ後の融雪水による希釈減少(石井 1996)がみられ pH･EC ともに低い値を示した。また、農業地域や住宅地周辺の小規模河川では EC･pH が高い値を示し土地利用との関係がみられた。

Ⅴ　おわりに

今後とも 2 カ月ごとの定点観測を行い尻別川流域における年変動を計測する。本報告では地質や土地利用による水質形成因子の同定が不十分であるため、各イオン等から関係性について考察を深めたい。

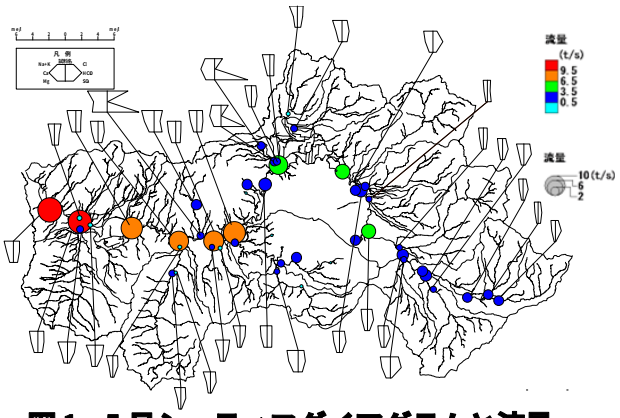
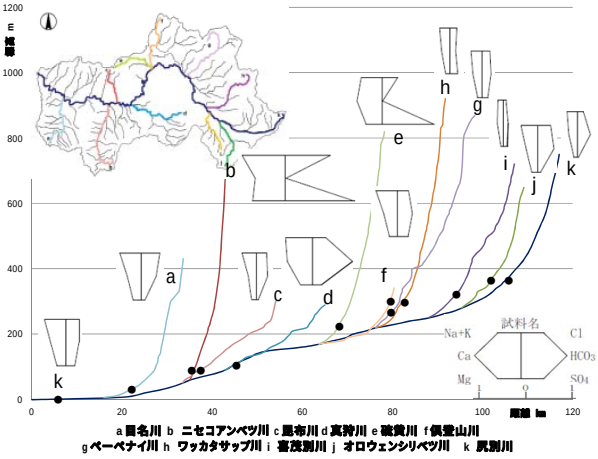


図 1　5 月シュティフダイアグラムと流量



a 目名川 b ニセコアンベツ川 c 昆布川 d 真狩川 e 硫黄川 f 倶登山川
g ペーペナイ川 h ワッカタサップ川 i 喜茂別川 j オロウェンシリベツ川 k 尻別川

図 2　主要河川縦断面図

参 考 文 献

石井吉之[他](1996):融雪に伴う河川水の一時的な pH 低下, 北海道大学地球物理学研究報告, (59), 15-24.
山崎学[他](2007):多雪流域の融雪期における河川水質形成の過程，日本水文科学会誌，37(3)，123-135.

P3)

中央アジア（キルギス東部、天山山脈北西部）の水環境

―シルダリヤ上流域・イシククル湖を中心に―

*齋藤圭[1)]・小寺浩二[2)]
1)法政大・学・探検部、2)法政大・地理学教室

Ⅰ　はじめに

大陸における水環境は地球環境システムの解明にとって極めて重要である。中でも、ユーラシア大陸はその大きさから地球環境に及ぼす影響が大きい。中央アジアはユーラシア大陸の中央部に位置し、大陸の水環境の根幹を担っている。一方、中央アジアは、旧ソ連時代の大規模灌漑システムによるアラル海縮小のように、時代と環境の変化に左右されやすい。法政大学では、古くから中央アジアでの研究がなされており、対象地域はタクラマカン砂漠・チベット・アラル海など多岐に渡る。中央アジアの中でも、キルギスは大河川の水源を有す一方、灌漑による塩害、農薬、工場・観光地からの排水による汚染が懸念されている。そこで、本研究ではキルギス東部、天山山脈北西部を研究対象とし、地域の河川や湖における水環境の現状を明らかにし、課題を探る。

Ⅱ　対象地域

キルギスは天山山脈の西側斜面横たわる山国である。国土の 90%以上が標高 1000m を超える高原や山地で、そのうちの半分近くが万年雪と氷河に覆われた 3000m 以上の高山である。イシククル湖は面積 6236 km^2、貯水量 1738 km^3、水深 668m の内陸湖である。塩分濃度は 0.6%と比較的低いが、厳冬期でも水面が凍ることはない。シルダリヤ川は天山山脈に水源を発し、アラル海北部へ流入する河川である。最上流域のナルン川はイシククル湖南部にある天山山脈を水源としていて、水力発電によってキルギスの主力エネルギー源となっている。

Ⅲ　研究方法

キルギス東部において河川・湖を中心に現地水文観測を行った。観測項目は、気温、水温であり、持ち帰ったサンプルから、TOC、EC、pH、RpH の測定、イオンクロマトグラフィーを使用した主要溶存成分分析を行なった。

Ⅳ　結果・考察

各湖のデータを比較してみると、塩湖であるイシククル湖は EC と pH が高い。また、TOC も高く、これは、周辺が観光地化や工場が建てられ、排水量が多くなっている一方、流出河川が無く、有機物も塩分と同様に濃縮されている可能性が高い。イシククル湖南西部に位置するソンクル湖は、周辺に人工改変地がほとんど存在しない。しかし、多くの家畜が放牧されており、それらの糞尿が湖の水質に影響を与えていると考えられる。河川全体は、平均が pH7.8 で、弱アルカリ性だった。

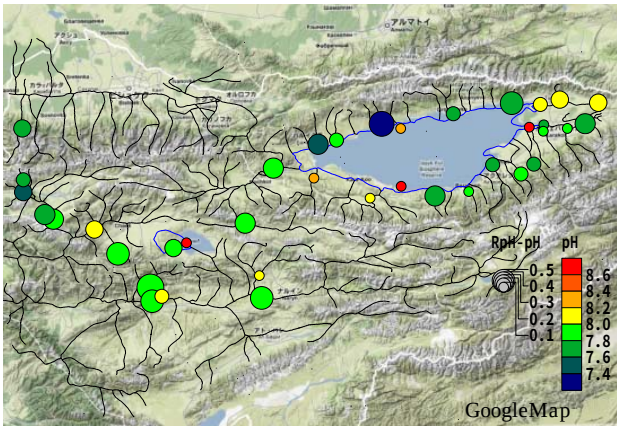


図１　pH と RpH

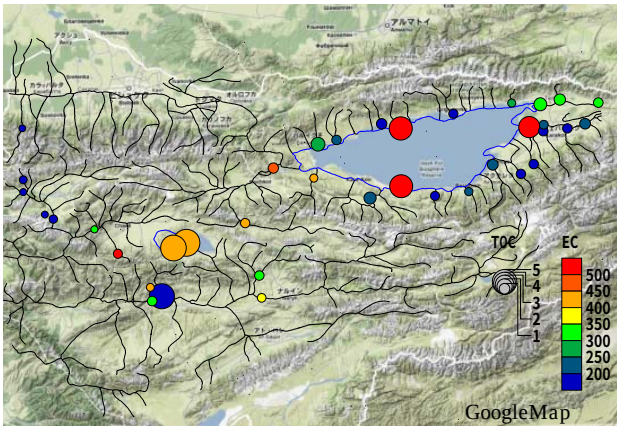


図２　EC(μm/S)と TOC(mg/L)

Ⅴ　おわりに

今後は、春と夏に現地調査を再度行い、それに加えリモートセンシングによる流域解析を行う。そこからキルギスの水環境の現状と課題を明らかにする。

参 考 文 献

富田寿代・水谷令子(1992) :キルギスの生活用水, 鈴鹿国際大学紀要, No16, 59-69.

P4）　浅間火山山麓から湧出した沢の水質と河床堆積物の季節変化

*勝田長貴，　蒲原真奈美，永屋徹，西出紗耶加(岐阜大・教育)，
村上拓馬（金沢大・環日セ），川上紳一（岐阜大・教育）

1. はじめに

長野県と群馬県の境に位置する浅間山は、日本列島における活動的な火山のひとつであり、山体とその周辺には多くの湧泉が存在する。このうち、火口南方の石尊山東側を源とする濁川においては、その河岸段丘崖から、火山岩を覆うように発達する縞状炭酸塩堆積物がこれまでに発見されている。しかし、その産状については、褐色に呈した河川水により河床が全く見えないこと、縞状堆積物が見つかった段丘崖（標高 990 m）の河床には堆積物が現在沈積していないことから、全く不明であった。そこで、この縞状堆積物の堆積場及び形成過程を解明するために、流域の水文学的・地質学的調査を実施した。

2. 対象と方法

調査範囲は、湧泉（標高約 1,490 m）から、縞状堆積物が発見された段丘崖（標高約 990 m）の全長約 5 km である。現地調査においては、河川中を遡行し、河床及び段丘崖の堆積物の特徴と分布を記載した。また、この結果をもとに、調査流域に 7 つの臨時観測点を設け、水質調査と水試料の採取を行った。水質調査については、現地にて、水温、pH、導電率、流量、気温、溶存 CO_2 濃度を測定した。溶存 CO_2 濃度については、採水直後に硫酸を用いて中和滴定により決定した。 水の化学分析では、ICP-AES により陽イオン（Na^+, Mg^{2+}, K^+, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}）濃度を、陰イオン（F^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, PO_4^{3-}）濃度についてはイオンクロマトグラフィーを用いて決定した。堆積物の分析は、顕微鏡観察、XRD、XAFS により行った。調査期間は 2009 年 12 月から 2011 年 2 月であり、調査回数は季節変動による水質変化と河床堆積物の縞構造の関係を明らかにするために、年間 6 回、ひと月おきとした。

3. 結果

本調査から、現在の濁川河床において、縞状炭酸塩堆積物が沈積していることが明らかとなった。その分布は、源泉（標高 1,490 m）から約 500 m 下った付近（標高 1,400 m）を起点とし、そこから約 4 km（標高 1,000 m）の範囲にわたる。堆積物の産状については、河床全体をコンクリート状に覆っており、堆積物中には明瞭な縞構造が認められる。顕微鏡観察及び元素マッピング分析から、夏季に採取した堆積物の最表層には方解石が分布し、冬季に採取した堆積物の最表層は鉄に富む暗色の層からなることが明らかとなった。

また、縞状堆積物が沈積する範囲の段丘崖（標高 1,400~1,000 m、全長 3.5 km）からは、埋没した縞状堆積物が産することを確認した。この範囲を除く河床については、それより上流側では鉄水酸化物からなる赤褐色の軟泥堆積物が沈積し、下流側では堆積物の沈殿は見られなかった。

河川水の組成は、河床堆積物と整合する結果となった。方解石の飽和度指数（SIc）は、源泉（標高 1,490 m）から約 500 m 下った付近（標高 1,400 m）にかけて負の値（不飽和）を、そこから下流では正の値（過飽和）を示す。Ca^{2+}濃度は, 源泉から標高 1,440 m にかけて 53 から 74 mg/L に上昇し, それより下流では徐々に減少し、標高 1,000 m 付近で 65 mg/L に達する。また、下流域（Sic>1 の地点）における Ca^{2+}濃度の時系列には、約 10 mg/L の振幅を持った明瞭な経年変化（冬季に増加、夏季に減少）が見られた。一方、水の PCO_2 濃度は、源泉では 40 matm であるのに対し、標高 1,440 m では源泉（標高 1,490 m）に比べて 0.1 倍、その下流では 0.01 倍へ急激に減少する。Fe 濃度も、PCO_2 濃度と同様に、源泉の 64.45 mg/L から標高 1,440 m では 3.49 mg/L へ急激に減少し、それより下流では 0.02–0.03 mg/L となる。pH は、源泉から下流の標高 1,010 m にかけて 5.8 から 8.4 へと除々に上昇傾向を示す。

4. 考察

以上の結果から、濁川の河床堆積物は、次の化学的素過程により生じたと推察される：Fe^{2+}、Ca^{2+}及び全炭酸を高濃度に含む地下水が源泉から湧出する；このうち Fe^{2+}は直ちに大気中の酸素と反応し、鉄水酸化物として沈殿する；これと並行して、溶存 CO_2 も、大気中へ脱ガスされる；これにより河川水の pH は上昇する；そして、源泉から 500 m ほど下った付近から方解石に対して過飽和な水質環境となり、河床に沈積する。

こうした方解石の沈殿作用は、全炭酸の消費料に依存すると考えられ、現在の濁川では、標高 1,000 m 付近（全長約 3.5 km）まで継続しているものと思われる。また、その沈殿作用は、夏季にのみ生じており、これは、水温上昇に伴う方解石の飽和度の上昇によるものと考えられる。よって、堆積物に見られる縞構造は、年層であると結論づけられる。

これまで縞状堆積物が見つかった段丘崖（標高 990 m 付近）の河床には、炭酸塩の沈殿を確認することができなかった。この原因は、数 m から数 10 m 間隔で設置される 57 基ほどの砂防ダムにより、流速が過去に比べて減少したためと考えられる。

P5）　加茂川上流から下流にかけての栄養塩分布

*日高元喜（広島大),小野寺真一（広島大),齋藤光代(愛媛大・JSPS PD),大西晃輝(広島大)
徳増実(西条市)

1.はじめに

河川は、生態系にとって重要な栄養塩類（窒素、リン酸、珪酸など）を沿岸海域へ供給する役割を担っている。しかしながら、ダム湖などの人工的な停滞水域の建設により、海域への栄養塩流出が減少する事例（例えば、ドナウ川流域の Iron gates dam の例：Humborg, 1997）が報告されている。近年、瀬戸内海でも陸域からの栄養塩流出量が減少傾向にあると指摘されている（Yamamoto,2003 など）。そこで本研究では、愛媛県西条市の加茂川を対象とし、上流から下流にかけての栄養塩分布の特徴を把握するとともに、黒瀬ダムが下流への栄養塩供給に及ぼす影響について考察することを目的とする。

2.対象と方法

本研究の対象地域である、愛媛県西条市の加茂川は、西日本最高峰である石鎚山を源流とする二級河川である。古くから農工業用水として利用されているほか、下流域は地下水の涵養源にもなっている。また、昭和 48 年に洪水被害の軽減や水資源の安定的供給を目的として、黒瀬ダムが建設された。

調査は、加茂川 9 地点（黒瀬ダムの上流側 3 地点、下流側 6 地点）と、ダム内 3 地点で採水を行い、フローインジェクション式分光光度計による栄養塩分析を行った。また、ダム内 2 地点で採泥を行い、間隙水の栄養塩分析を行った。

3．結果と考察

栄養塩分析の結果（図 1）から、珪酸態珪素（SiO_2-Si）濃度はダム内で上昇し、ダムのすぐ下流側で大きく減少していることが示された。これは、ダム内で増殖した珪藻によって珪酸がトラップされているためであると考えられる（図 1a）。一方で、硝酸態窒素（NO_3-N）についてはダム内で減少していることから、ダム内の珪藻によって硝酸の取り込みが顕著に行われていると考えられる（図 1b）。次に、栄養塩濃度比の変化から、調査した採水地点の全てで N/P 比がレッドフィールド比（植物プランクトンによる栄養塩の取り込み比率・N:P:Si=16:1:16）を大きく上回り（ダム内では N/P 比が若干低下）、また N/Si 比が全ての地点で 1 を下回り、特にダム内で顕著に低いことが示された。このような急峻な山地流域では人為的影響が及ばないため、全体的にリン及び窒素制限環境になっている可能性が高いといえる。一方で、ダム内においてリンの溶出、窒素の取り込み及び珪酸のトラップなど下流域に及ぼす影響は顕著であることが確認できた。

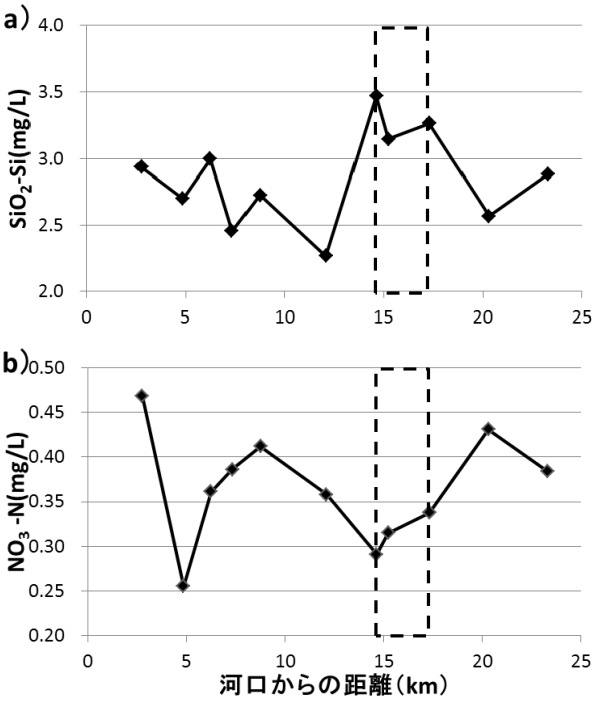


図 1　加茂川の SiO_2-Si 濃度(a)および NO_3-N 濃度(b)の変化（＊点線内はダム区域を示す）

参考文献

Humborg,C. et al. (1997) Nature, 386, 385-388.

Yamamoto,T.(2003) Mar. Poll. Bull., 47, 37-42

P6）ベトナム・メコンデルタの水稲 2 期作における雨期低収量について

*飯泉佳子(国際農研)，近藤始彦(農研機構 作物研)，渡辺武(国際農研)，鳥山和伸（国際農研）

1．はじめに

ベトナムは世界第 2 位のコメ輸出国であり、メコンデルタはコメの年間生産量が 1,800 万トンを超えるベトナム最大の穀倉地帯である。メコンデルタの水稲収量を安定・向上させることは、世界の食料安全保障に大きく貢献する。同地域では、広い範囲で水稲の 2(3)期作が行われているが、雨期作の収量は乾期作よりも大幅に低いことが経験的に知られている。これまで、一般に収量の差は雨期の日射量不足など気象条件の違いに起因していると考えられていたが、科学的な検証は十分に行われていない。そこで本研究では、ベトナム・メコンデルタにおける水稲の雨期作に見られる低収量の実態と要因について解析を行った。

2．研究地域と方法

クーロンデルタ稲研究所(CLRRI)内の試験圃場において、田面水や土壌などの環境要因とイネの植物体調査を行った。本圃場では、2000 年より稲わら堆肥の連用試験が行われている(Watanabe et al., 2009)。ベトナム・メコンデルタでは、5 月～10 月が雨期にあたり、CLRRI のあるカントー市周辺では、雨期作は 4 月下旬～8 月中旬、乾期作は 11 月下旬～2 月下旬に栽培される。

調査は 2012 年 4 月と 7 月に実施し、4 月には田面水、地下水、2 m の土壌コア試料 2 本を採取した。水試料は現場で pH、EC、水温、酸化還元電位を測定し、実験室内で無機陰イオン濃度を定量した。土壌試料は、現地で過酸化水素水を用いた酸性硫酸塩土壌の判定試験を行ったほか、10 cm ごとにスライスして実験室に持ち帰り、含水比、pH(H_2O)、EC(H_2O)、水溶性陰イオン濃度を測定した。7 月の調査ではイネの生育障害について観察を行った。また、連用試験で得られた収量データを解析するとともに、カントー気象台および試験地内の観測データから、2000 年～2011 年(一部欠損あり)の作付期間の気象条件について検討を行った。さらに、メコンデルタの収量データ(General statistics office, 2006)を用いて雨期作と乾期作の収量比を試算した。

3．結果と考察

CLRRI における 10 年余りの圃場試験結果について雨期作と乾期作の単収比(WS/DS)を検討したところ、栽培した 3 品種全てにおいて 0.7 以下であった。一方、雨期の気象条件が収量に及ぼす影響について、既存の水稲生育モデルで収量を推定した結果（中川・吉田、私信）と上記栽培試験の結果を比較すると、雨期の実測収量は推定収量を大きく下回った。すなわち、雨期の低収量は気象条件だけでは説明できないことが明らかとなった。さらに、メコンデルタにおいて乾期作の単収が 5 t ha^{-1}以上の地域を対象に WS/DS を求めると、広範な地域において 0.7 以下であることがわかった(図 1)。雨期作の収量が顕著に低い地域は酸性硫酸塩土壌(ASS)地帯と一部重なったが、沖積土壌などの分布域でも 0.7 以下に分類される地域があった。このように、雨期の低収量には気象以外の要因が関与していると推定された。

2012 年 7 月上旬(雨期）の現地(非 ASS 地帯）調査において、根や茎に二価鉄や硫化物の沈着・吸収が見られたことから、土壌還元による根の吸水抑制などを通じた水稲の生育・登熟抑制が発生している可能性が示唆された。また、水稲根は黒色化しており、硫化水素の沈着と推察された(図 2)。雨期作稲の播種前(4 月）に実施した現地調査の結果、CLRRI 圃場は ASS 地帯ではないが、深さ 1.5 m 以深に ASS の存在が確認された。土壌に含まれる硫酸イオン濃度は、表層で 59 mg kg^{-1}であり、深くなるにつれて高濃度となり、深度 2 m で 220 mg kg^{-1}であった。畦畔上に設置した観測井(深さ 2 m、全層スクリーン)から採取した地下水には、硫酸イオンが 2,615 mg L^{-1} 含まれていた。田面水の硫酸イオン濃度も 1,200 mg L^{-1} と高濃度であった。雨期の水田において環境が嫌気的となり、これらの硫酸イオンが還元されると硫化水素を発生すると考えられる。この硫化水素が水稲の生育障害を引き起こす一因となっている可能性が示唆される。

本研究では、ASS 地帯ではない圃場でも雨期に硫化水素による水稲の生育障害が発生しており、メコンデルタの広範な地域において問題となっている可能性があることを示した。今後は、硫黄の供給源や形態変化などの環境挙動を解明し、硫化鉱物の酸化(可溶化)や硫酸還元反応を抑制するような水田の水管理技術について検討する予定である。

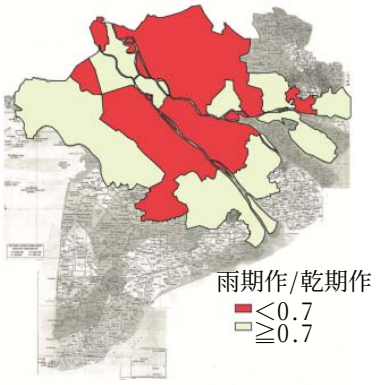


図 1 コメ収量の作期間比

図 2 水稲の根の黒色化(雨期作)

P7）

河川の砂州で湧出する水の水温変動とその解析

*丸山　豊(岡山理大・理)，北岡豪一(岡山理大・理)

1. はじめに

岡山県の中央部を流れる旭川には,大小幾つかの池を有する砂州があり,その中に不思議な池がある.その池の湧水温は,旭川本流の水温が 18 ℃前後となる 5 月に 11 ℃程度と低い値を示した.研究室ではこの現象を解明するため,周辺の池や井戸を対象に週一回の定期的な観測を 2000 年 5 月より継続している.現在先行研究において,河川から砂州へ流入した地下水である可能性や玉柏地区の平野を流動する地下水の影響などが示唆されてはいるものの,未だ明確な結論は得られていない.本研究では河川から砂州へ流入した地下水であると仮定し,研究室が蓄積してきた 10 年間以上のデータを用いて,この池の湧水と河川との関係を解析的に検討してみた.

2. 観測地点と観測方法 ,及び解析手法

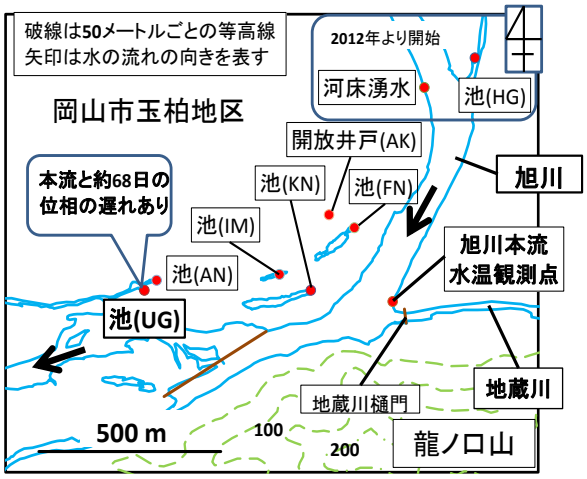


Fig.1　岡山市玉柏地区の河川・井戸・池観測地点

観測地(岡山市玉柏地区周辺）を Fig.1 に示す.毎週一回河川,井戸,池を対象に気温,水温,EC,pH,水位の観測を行った.またデータロガ(Onset 社製 TidbiT v2 Water Temperature Data Logger:測定精度±0.2 ℃,応用地質社製 S&DL mini:水温測定精度±0.37 ℃,水位測定精度:±1 cm)による観測も行った.観測値の年変動水温を,1 周期を 365.25 日として三角関数で近似し,砂州中の熱拡散係数 κ を 5.00×10^{-7} m^2/s とした場合の移流拡散を次の(1)～(4)式を用いて,流速の推定を行った.

$$\theta(x,t)=\alpha+A\exp\left\{\left(\frac{U}{2\kappa}-\sqrt{a}\cos\frac{\varphi}{2}\right)x\right\}\cdot\sin\left\{\omega t+\varepsilon-\left(\sqrt{a}\sin\frac{\varphi}{2}\right)x\right\}$$

…(1)式.

ここに

κ：砂州中の熱拡散係数(m2/s)，

U:地下水の平均流速(m/s)，

ω：振動数(rad/s)，

A:振幅(℃)，

α：平均水温(℃)，

$$a=\sqrt{\left(\frac{U}{2\kappa}\right)^4+\frac{\omega^2}{\kappa^2}}$$ …(2)式,

$$\sin\varphi=\frac{1}{a}\frac{\omega}{\kappa}$$ …(3)式,

$$\cos\varphi=\frac{1}{a}\left(\frac{U}{2\kappa}\right)^2$$ …(4)式.

3. 結果と考察

観測地点における水温の観測結果を Fig.2 及び Fig.3 に示す.池(UG)の水温の年変動には旭川本流の水温の年変動に比べ,位相の遅れがみられた.また,旭川本流の最近 11 年間における水温変動には寒冷化の傾向があることが分かった.

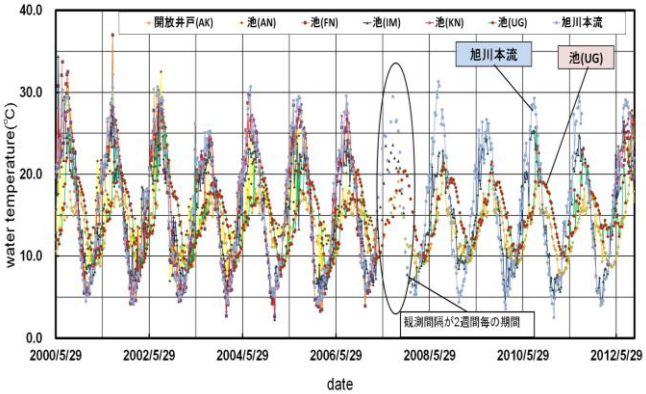


Fig.2　河川・井戸・池における水温の年変動

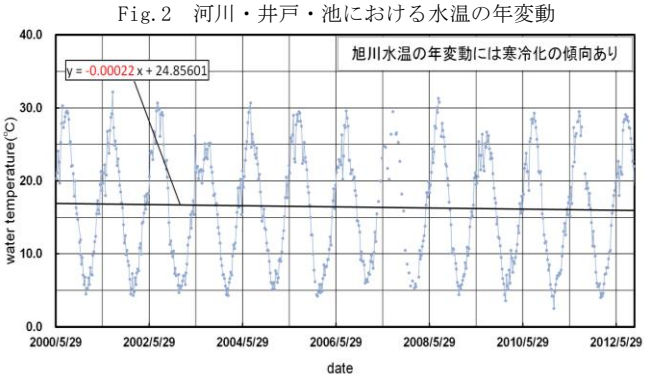


Fig.3　旭川本流の水温年変動にみられる寒冷化の傾向

年変動水温に対する調和解析の結果を Fig.4 に示す.旭川本流の年変動水温を基準とした場合,池(UG)では約 68 日の遅れがあり,振幅は約 0.53 倍となった.

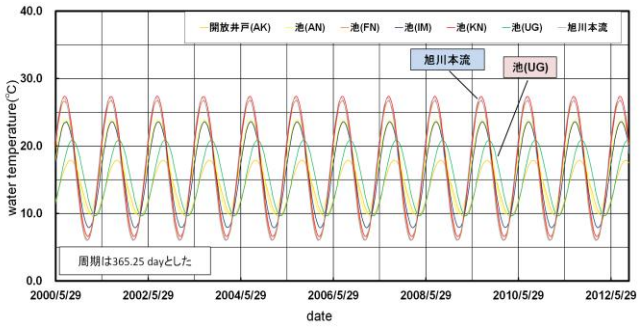


Fig.4　河川・井戸・池における年変動水温に対する三角関数近似の結果

この振幅の減衰と位相の遅れに対し移流拡散を仮定して計算を行い,旭川本流を基準とした振幅比の対数値と位相の遅れの関係を示した図が Fig.5 である.直線は地下水流速 U が 0,10,20,50 m/year における理論的な値を表している.これより,池(UG)は地下水流速が 10 m/year に相当すると考えられる.

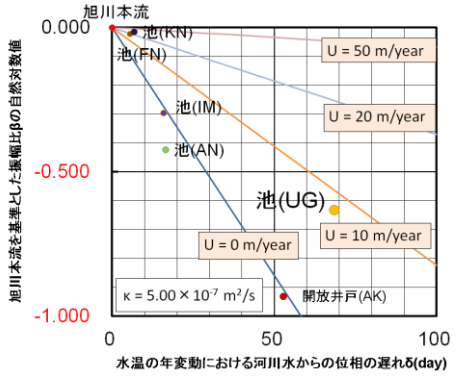


Fig.5　旭川本流を基準とした振幅比の対数値と位相の遅れの関係

池(UG)付近を流れる地下水流速を 10 m/year として振幅比と位相の遅れから,地下水への流入点から池(UG)の湧水点までの距離を求めた.すると,振幅比より約 3.4 m,位相の遅れより約 3.0 m となり,同程度の値を得るが,池(UG)は砂州の地形より河川本流から約 1 km 上流に地下水流入口があると推測され,この結果では不合理である.

そこで,旭川本流の年変動水温を基準とした池(UG)における年変動水温の位相の遅れが数周期ずれていると考え,それぞれの場合における距離と位相の遅れの関係を Fig.6 に示す.ただし距離は旭川本流水温観測点からの直線距離を用いた.また,振幅比の対数値と距離との関係を Fig.7 に示した.

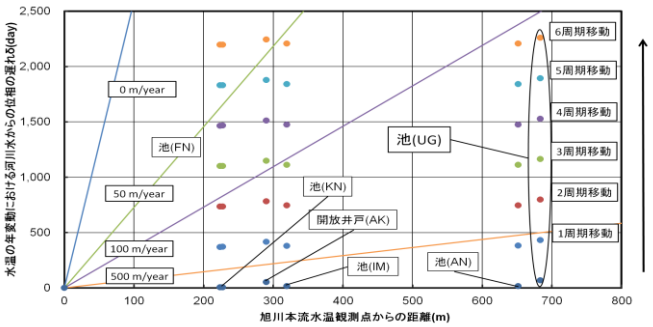


Fig.6　旭川本流水温観測点を基準とした距離と位相の遅れの関係

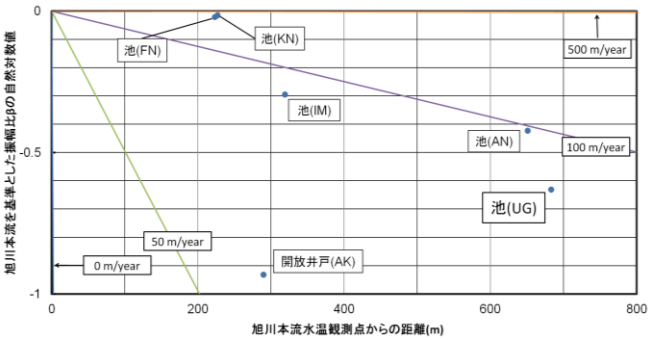


Fig.7　旭川本流水温観測点を基準とした距離と振幅の対数値の関係

Fig.7 をみると池(UG)付近を流れる地下水流速は 100 m/year 程度であり,Fig.6 においてこの流速に最も近い値をとるものは 6 周期移動させた場合である.この流速を用いて流動距離が 1 km として再度計算を行い,池(UG)の年変動水温と比較した結果が Fig.8 である.これより,計算値は池(UG)の年変動水温をほぼ一致しているが,位相の遅れを 6 周期移動させた場合湧出まで 6 年かかることになり,100 m/year という流速と矛盾するため,一次元移流拡散のみでは池(UG)の水温変動は説明できない.

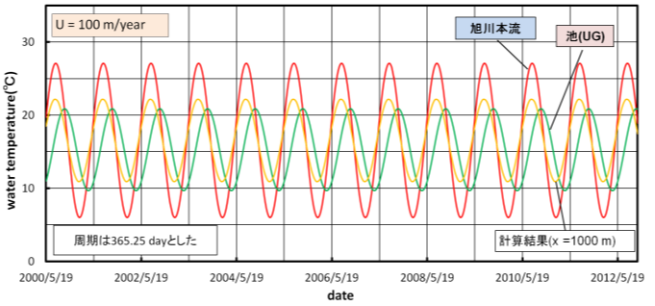


Fig.8　再計算結果と旭川本流と池(UG)の年変動水温の近似線との比較

4. 今後の課題

河川から砂州へ流入した地下水は浅層を通過するため,流下に伴い地表面から熱の出入りが起きている可能性が考えられる.今後はこの影響を考慮した解析に取り組んでゆく予定である.

P8)

旭川感潮域における潮汐に伴う淡塩水の混合

*黒住　美穂(岡山理大・理)．北岡　豪一(岡山理大・理)

1. はじめに

旭川は岡山県北部に源を発し,岡山県の中央の一部を貫流し,児島湾へ流出する。この河川の感潮域ではどこまで海水が遡上しているのか,また,淡塩水の混合がどのように起こっているのかを明らかにするため,河口から 10 km の範囲で上げ潮時と下げ潮時に EC と水温の鉛直分布を調べた。

2. 観測地点・方法

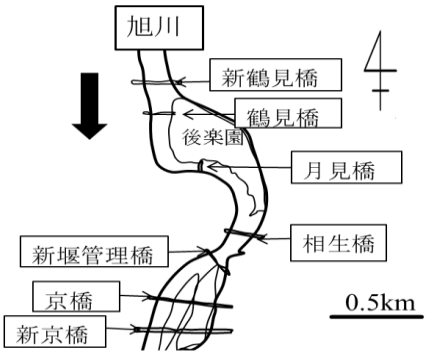


Fig.1 観測地点

橋の上からデータロガーをおよそ 10 cm/s の速度で降下させ, 深度ごとの水深, EC および温度の値を記録させた。使用したのは, 温度と圧力を計測するデータロガー(JFE アレック電子社製 CONPACT-TD)と,温度と EC を計測するデータロガー(JFE アレック電子社製 CONPACT-CT)を固定したもの。また, 潮汐による水位変動に関しては, 国土交通省の水位情報(沖元)を使用した。

3. 結果と考察

得られた観測結果の一例として, 月見橋での EC と水温の鉛直分布を Fig.2 と 3 に示す。また,Fig.4 はその時の潮位変動を示す。A は低潮位, 下げ潮の結果を, B は高潮位, 上げ潮の結果を表している。Fig.2 より海抜標高－1 m から－2 m 付近に EC 値が急激に高くなる塩分跳躍がみられる。これは, 旭川感潮域では, 弱混合型を形成しているためである。Fig.4 からわかるように, A では, B より潮位が 1 m 以上低い。しかし, A の方の EC は B のそれより高い値になっている。また, B の方が標高約 1 m 高いところで塩分跳躍が現れている。Fig.3 より A は表層と低層の水温に大きな差がみられるが, B はほとんど差がみられない。上記の結果について考察する。A と B それぞれの淡塩水の境界付近の様子を Fig.5 と Fig.6 に示す。下げ潮時では二層は同方向に流れるので, 速度差があまり生じないため, 混合が起こらない。対して, 上げ潮時では逆方向に流れるため, 速度差が生じ, 混合が顕著におこる。以上のことより, EC も水温も下げ潮時(A)より, 上げ潮時(B)の方が混合している。そして混合の結果, 塩分跳躍の標高が高まり, 跳躍下の EC が下がるという結果が得られた。

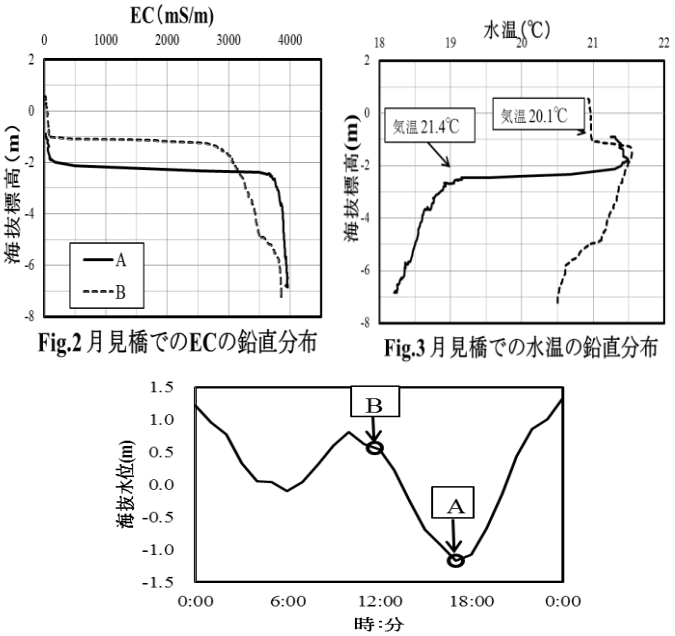


Fig.2 月見橋でのECの鉛直分布

Fig.3 月見橋での水温の鉛直分布

Fig.4 潮位変動

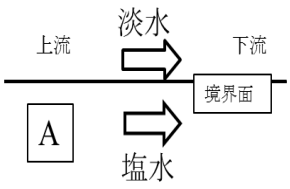


Fig. 5 淡水と塩水の向きが同じの場合

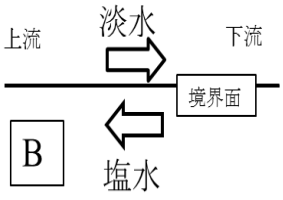


Fig.6 淡水と塩水の向きが逆の場合

P9）

百間川河口水門の開閉に伴う淡塩水の混合

*金山聖（岡山理大・理），北岡豪一（岡山理大・理）

1. はじめに

百間川は，岡山市南部にある旭川から分流する河川であり，児島湾へと注ぐ。百間川河口には水門が整備され，塩水が侵入しないよう潮汐変動に合わせて，門の開閉が行われている。この川水がかなり汚いことが問題となっている。本研究では，河口水門の開閉により，淡水と塩水の混合の状態が変わるのかどうかを調べるために EC の値の分布を調べた。

2. 観測対象と観測方法

観測は百間川の砂川合流地点を囲んだ 4 つの橋，堀替橋・惣九橋・砂川橋・清内橋で行った。各橋で観測点を計 13 点決め，EC 鉛直分布を地点①，②，③，…と順番に行った。観測はデータロガー（JFE アレック電子製の COMPACT-CT，Onset 社製の HOBO CO-U20-001-04Ti ）を二つ合わせて固定し約 2 m/s の速度で降下させ，1 s 間隔でデータを収集した。また，国土交通省の 1 h 毎の沖田の水位データを使用させていただいた。観測地点を Fig.1 に，沖田，データロガーのある堀替・神下の三地点の観測時間とその時の海抜標高を Fig.3 と Fig.5 に示す。

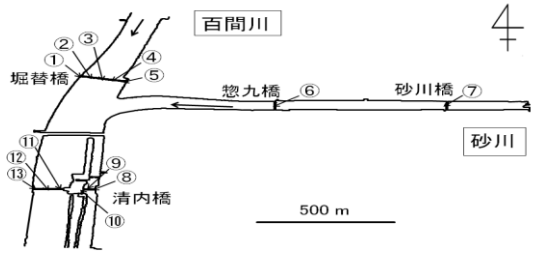


Fig.1 観測地点

3.結果と考察

開門 Fig.4 と 閉門 Fig.5 はそれぞれ得られた EC 鉛直分布から EC 断面図を右のように作成した。Fig.4 と Fig.5 で異なるのは表層の EC の値である。Fig.4 では上層の EC が約 10 mS/m と低く，上流より川水が流れていることが分かる。一方，Fig.5 では水面からの EC が約 200～300 mS/m と高く，全体的に見て EC は高くなっている。表層に川水が流れていないということは，開門して侵入した塩水が閉門時に百間川に残り，流れてきた川水と混合しているのではないかと考察する。今後は，弱混合，緩混合の何れに分類されるかを検討していきたい。

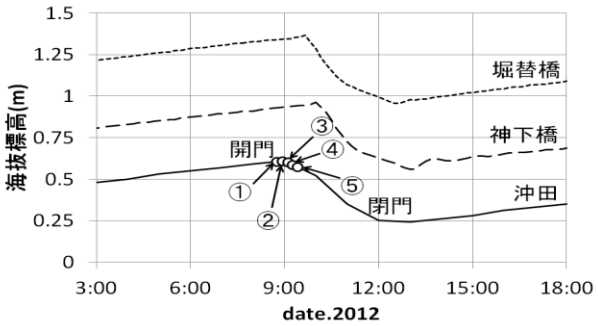


Fig.3 三地点の観測時間・海抜標高（開門時）

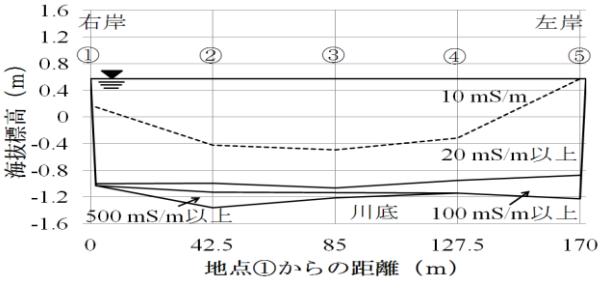


Fig.4 堀替橋 EC 断面図（開門時）

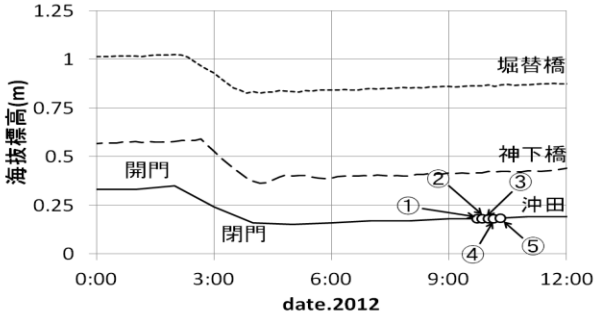


Fig.4 三地点の観測時間・海抜標高（閉門時）

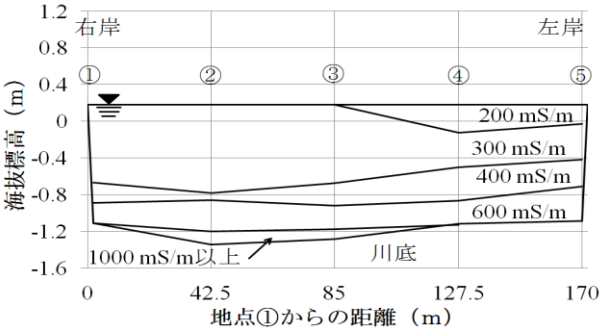


Fig.5 堀替橋 EC 断面図（閉門時）

P10）

小河川の河道に沿う EC 分布から推定される地下水流入量

*竹中晴宣（岡山理大・理），北岡豪一（岡山理大・理）

1. はじめに

河川は,流域中の水を集めて海へと運ぶ排水路の役割を果たす。すなわち,水が流下していく中で地下水が流下している。岡山県真庭市にある酪農大学校構内に直線上に小川が流れている。ここで流路に沿って EC の分布を調べたところ,下流ほど低くなる傾向が得られた。これは,川水として EC の異なる地下水に流入によるものとみて,地下水の流出過程について検討した。

2. 観測地点と観測方法

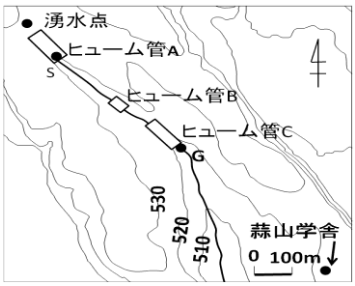


Fig.1 観測地点

Fig.1 に観測地点を示す。酪農大学校構内の小河川は, 流路長 510 m である。観測は, ヒューム管 A 入口を出発点（0 m）とし, ヒューム管 C 出口を到着点（500 m）とし, その間に一本のヒューム管があり, そのヒューム管を B とした。出発点から到着点の間を, 50 m 間隔で電気伝導度の測定を行った。観測日は, 2010 年 10 月 19 日, 2011 年 4 月 24 日, 2011 年 5 月 23 日, 2012 年 5 月 29 日である。観測にはワイエスアイ・ナノテック株式会社製　YSI Model 63 を使用し, 電気伝導度を測定した。

3. 結果及び考察

今までに観測した EC のデータを Fig.2 に示す。

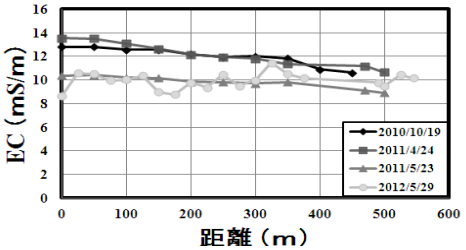


Fig.2 一定区間の電気伝導度の変動

Fig.2 より, 2012 年 5 月 29 日は全体的に EC が低い。それ以外は河道に沿って電気伝導度が低くなっている。これは, 観測地点の小河道は湧水が微少ではあるが流れ出していたので, 地下水の流入によるものと考えられる。

EC の変動は,あるものの,河川の流量は,上流側と下流側で大きい変化はないので地下水が流入した分,漏水が起こっているものと考えられる。

そこで,観測の出発点から下流側に距離xをとり,xにおける河川水の EC をC,流量をQ,距離dxの間に流入する地下水の EC をCg,流入量をqとし,qだけ漏水したと仮定する。

$$\frac{d(QC)}{dx} = (Cg - C)q \cdots (1)$$

Qを一定としてこれを

$$\frac{C-Cg}{C_0-Cg} = e^{-(q/Q)x} \cdots (2)$$

となる。このときの,出発点の EC をC_0とおいた。$(C\text{-}Cg)/(C_0\text{-}Cg)$が一本の曲線になるように$Cg$ を求めると,Cg=8.0 m S/m となった。これより,河川に流入する地下水の EC の値は 8.0 m S /m とわかった。この時,地下水が流入すると河川水は薄まっていく様子を表したものを Fig.3 に示す。

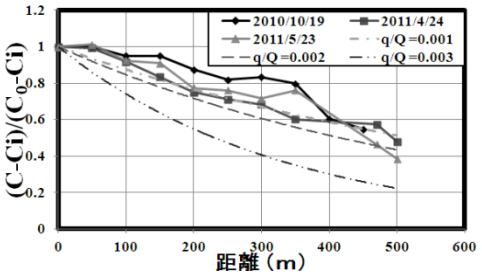


Fig.3 ある流入量のときの関係

Fig.3 より 1 m あたり何%の地下水が入っているかを知るためにq/Q で求めると 1 m あたり 0.1%の地下水が流入していることがわかった。今回の観測地は 500 m なので 50 %の地下水が入っているため,今回のように電気伝導度が変化したと考えられる。

P11）

児島湾高島の井戸水水質への鳥糞の影響

*武野　洋明　（岡山理大・理），　北岡　豪一　（岡山理大・理）

1.　はじめに

降雨は, 地表面を流れて河川に流出することもあるが, その大部分は地下に浸透し地下水となる。地下水は降雨が地表から浸透し, 地層中を流動した後, 再び地表に流出し, 河川水や湖沼水となる。また, 地下水の水質は, 地表の条件だけでなく, 流出するまでに通過する地層の影響受ける。井戸は, 人間が生活用水として地下水をとり出すために掘られた穴であり, 井戸の水質は地表条件と地質を反映している。

本研究では, 無人島となりサギ類をはじめとする野鳥の生息地となっている小島を対象に, 鳥糞が井戸水水質に与える影響を明らかにすることを目的としている。今回は, 岡山県の児島湾に浮かぶ高島で井戸水水質と土壌の調査を行ったので, その結果を報告する。

2.　観測地点・方法

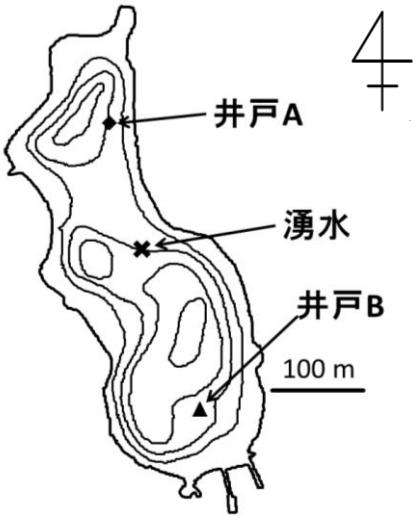
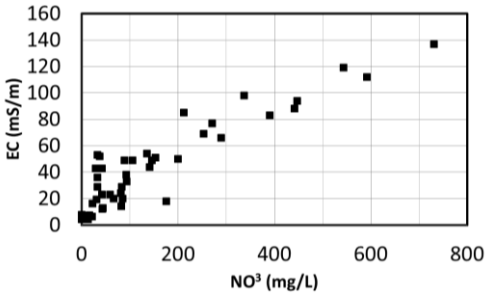


Fig.1 観測地

高島は、南北 550 m , 東西 150 m の小島であり, 花崗岩質で, 標高 30 m の岩盤山を最高峰とし, その岩盤山を中心とする小丘と標高 20 m の北山が幅広の砂州でつながれた形をしている。井戸, 池, 湧水の観測は, pH , EC を実測。採水した水をイオンクロマトグラフで陽イオン・陰イオンの測定を行った。また表層土壌を数十か所採取し, 水浸出法で pH, EC を測定した。さらに, この浸出液をイオンクロマトグラフで陰イオンの測定を行った。



3.　結果・考察

Fig.2 土壌水浸液の硝酸イオン濃度と EC の関係

イオンクロマトグラフィーによる土壌水浸液の化学分析を行った硝酸イオン濃度の結果を Fig.1 に示す。土壌の硝酸イオン濃度が高くなると EC の値が高くなり正の相関が見られた。このことより硝酸イオン濃度が EC の値を高くしている要因の一つだと考えられる。また, 土壌の硝酸イオン濃度が高い値を示している場所の状況として鳥の巣が存在しており, 鳥糞がたくさん地表にあった。しかし、硝酸イオン濃度の低い値を示している場所には, 鳥糞が無かった。

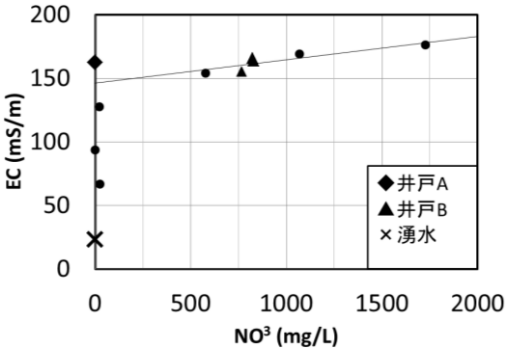


Fig.3 井戸・池・湧水の硝酸イオン濃度と EC の関係

イオンクロマトグラフィーによる井戸, 池, 湧水点の水の化学分析を行った硝酸イオン濃度の結果を Fig.2 に示した。硝酸イオン濃度が高くなると EC が高くなり, 硝酸が EC の値を高くしている要因と考えられる。

以上のことより, 降雨によって土壌の硝酸イオンが水に溶出し, これが高島の地下水に流入して井戸内の硝酸イオン濃度を高くしていると推測された。

Fig.1 と Fig.2 の関係を Fig.4 に示す。

今回土壌分析において使用した水浸出法では, 高島の本来の水質を希釈した値のデータとなってしまったため, 今回の水浸出法で求められた土壌水浸液のデータを使用し, 線形近似を引くことにより土壌を通過した本来の水質の傾向を求めた。

井戸 B と湧水を土壌水浸液から得られた線形近似が通過したことより, 湧水点の水と土壌を通過した水が混合し, その水が井戸 B 内に流入したと考えられる。

しかし, 井戸 A は, このような傾向が見られなかったことから井戸 B とは異なった経路を通過した水なのではないのかと考えられる。したがって, 高島には井戸 A, 井戸 B, 湧水の 3 種類の水が存在しているのではないかと考え, イオンクロマトグラフで測定した結果よりシュティフダイアグラムを作成し, 井戸 A, 井戸 B, 湧水の 3 ヵ所の水の傾向を見た。

井戸 A は, 塩素・ナトリウムの量が多く, 海塩の影響を強く受けていると考えられた。また, 井戸 A の酸化還元電位を測定したところ-201 mV という値が求められ, そのことから井戸内の水が流れていないのではないかと考えられる。

井戸 B は、硝酸, カルシウムの量が他の 2 ヵ所と比べ著しく多い。硝酸, カルシウムの量からみても他の 2 ヵ所とは異なった水だと考えられる。

湧水は、他の 2 ヵ所と比べ明らかに全成分が少ないことがわかる。

以上の水質の違いも踏まえ, 高島には, 3 種類の水が存在しているということが分かった。

4. 今後の課題

硝酸の値が高く EC も高い値を示した井戸 B の水の由来は, 湧水点の水と硝酸イオン濃度の高い土壌を通過した水が混合してできた物だということが分かった。今回の調査では井戸 A 内の水が動いていないのではないかと考えられたため, 次回は井戸 A と海, 島内の水との関連性を調査し, 井戸 A の水の由来を明らかにする。

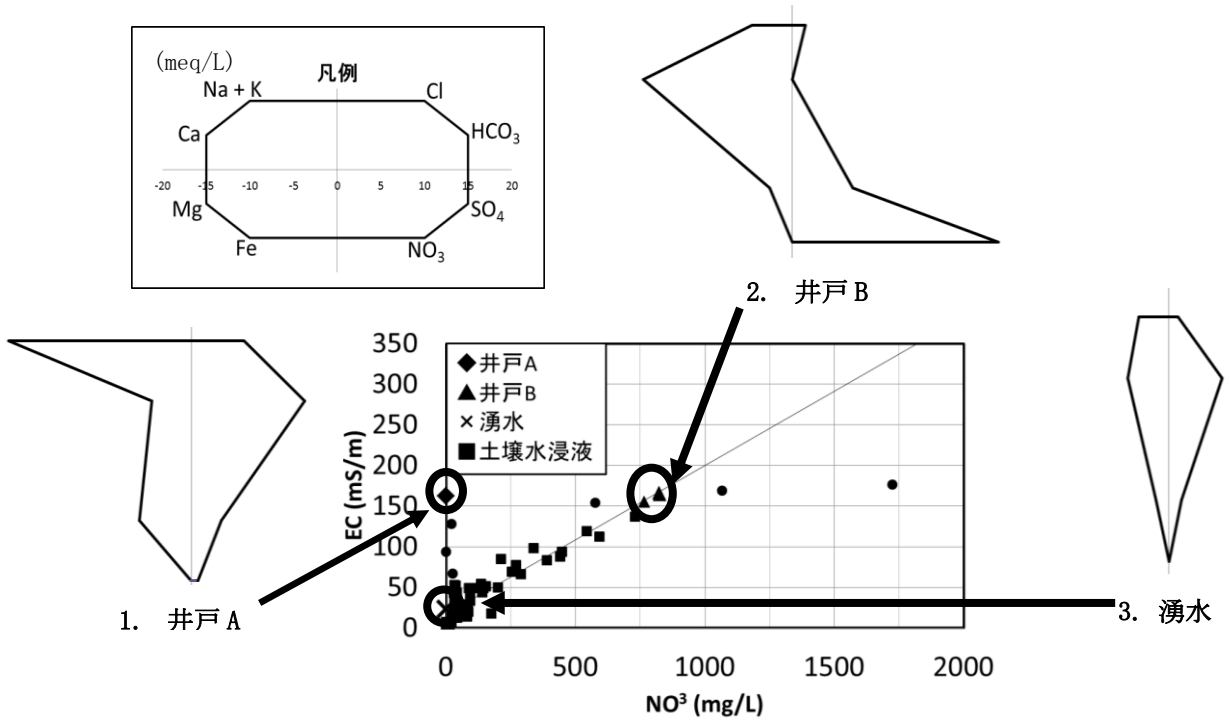


Fig.4 硝酸イオン濃度と EC の関係

P12)

山岳地における湧水の水温変動

*吉村大輔(岡山理大・理)，北岡　豪一(岡山理大・理)

1. はじめに

岡山県北部地域には，古い火山岩地帯があり，その中に山麓内に湧出する塩釜冷泉と山岳地に湧出する野土路の銘水がある。両者で水温を比べたところ，６月には塩釜よりも野土路の銘水のほうが低く，10月には高く観測された。塩釜冷泉の水温は年間を通じてほぼ一定であるが，野土路の銘水は変動しているものと考えられる。野土路湧水の水温変動を調べるため，湧出口に温度データロガーをセットして，ほぼ一年間観測した。

2. 観測地点,観測方法

観測地点は岡山県北部の真庭郡新庄村の野土路の銘水という湧泉地点(標高 680 m)と塩釜冷泉である。水温測定は湧出点にデータロガー(onset　社製 Tidbit V2 temp logger, 測定精度：±0.2 ℃)を用い, 10分間隔で記録した。気温と降雨は気象庁アメダス(上長田)のデータを使用した。

3. 結果・考察

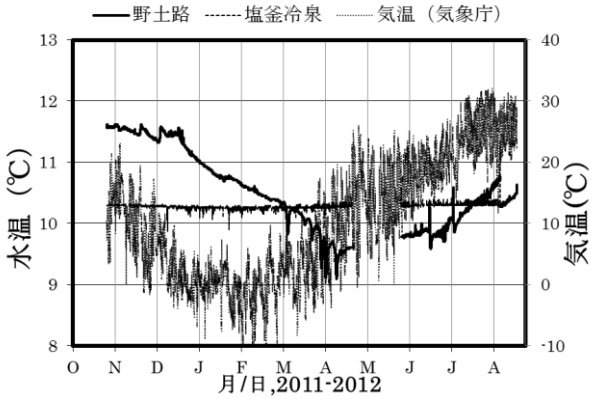


Fig.1 2011 年~2012 年の水温と気温の関係

Fig.1 は,2011 年 10/25 日~2012 年 8/22 日までの 10 分間隔の水温と気温(気象庁)との関係を示したものである。水温は明らかに年変動を示し，その変動幅は約 2 ℃であり，塩釜の 0.05 ℃に比べて大きい。また，位相は気温よりも約 3 ヶ月遅れている。このような変動は，5m程の地温変動に対応するものであり，この湧水の湧出温度は塩釜冷泉に比べて浅いことが分かる。この湧水の下流では花崗岩が露出しているので，水は深くもぐれない状態にあると考えられる。

Fig.2 水温と降水量の関係

Fig. 2 は，2012 年 6 月における水温と 10 分間降水量を示したものである。降雨中に,水温が上昇しているのがみられる。この時期の水温は気温より低い。まとまった雨が降ると,水温は上昇した後で,ゆっくり下がっている。これは浸透した地下水が湧出点に流れ出てきていることを示している。

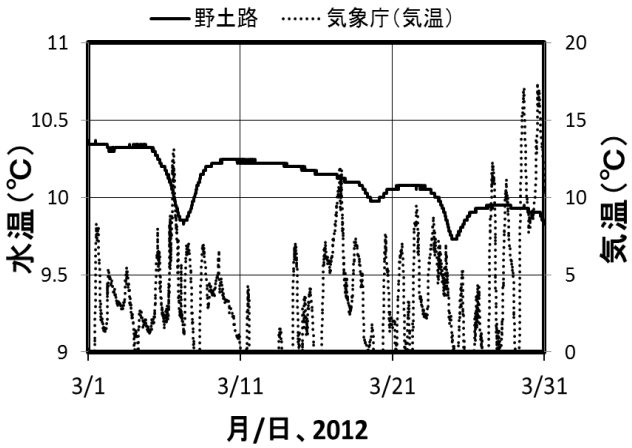


Fig.3 水温と気温の関係

Fig.3 は，3 月 1 日~3 月 31 日までの，水温と気温の関係を示している。気温が 0 ℃以上になると，水温は低下しているのがみられる。これは雪が溶け，0 ℃の水が地下に浸透し，湧出点に流れ出てきていることを示している。