

### 1. はじめに

金沢市の市街地を流れる犀川の中流部にダム（辰巳ダム）を建設するという計画は古くからあり、1974年に予備調査がおこなわれているが、ようやく本年（2008年）10月に着工されている。しかし、計画発表以来、現在でもなお、地元では反対意見が渦巻いている。当初、金沢市の環境保全に関心のある市民は、辰巳ダムによって辰巳用水が悪い影響を受け、それによって金沢市の水辺環境が悪化することをおそれてダム計画に反対していたが、その後、それに加えて数々の問題点が浮上し、論点が多岐にわたるようになっていく。しかし本発表では、辰巳ダムの概要と基本設計の問題点、および辰巳用水の水質悪化の危険性に触れた後、湛水予定地の地すべり危険域の中で最大規模の鴛原地すべり地の問題について、国土問題調査団による調査結果の概要を述べる。

### 2. 辰巳ダムの概要

金沢市の旧市街の南西部をかすめるように流れる犀川は、上中流部では丘陵地を下刻して流れているので、水害のハザードは小さいが、金沢市のダウンタウン地区では堤内地の地盤高が犀川の高水敷と同程度の高さであり、過去に激甚な水害が発生している。それを防止するために計画された辰巳ダムは当初は多目的ダムであったが、後に治水専用のいわゆる穴あきダムに変更されている。

辰巳ダムは、現況の下流河道の能力が3年確率洪水までしか対応していないのを100年確率洪水に対応できるようにピークカットをおこなうとして基本設計がなされている。しかし、ダムの設計のために採用されている確率洪水の推定方法は水文学の理論と乖離している。詳細を省くが、何例かの既往降雨のデータを確率雨量に合わせて引き伸ばし、それに基づいて流出計算をおこなった結果からピーク流量が最大となるものを選定して「確率洪水」としている。しかし、「確率洪水」の確率は確率雨量の確率とは一致し得ない。当然ながら推定結果は犀川の洪水履歴データとも合致しない。

地元から、過去の洪水の水理学検討に基づいて河川改修をおこなえばダムは不要であるとの意見が出ている。

### 3. 辰巳用水の概略と辰巳ダムの影響

農水省指定の疎水百選には石川県から辰巳用水の他に5つ、金沢市内に、犀川水系から取水する大野庄用水、鞍月用水、長坂用水と、市外に手取川疏水群（手取川七ヶ用水、宮竹用水）が選定されている。筆者はこれらの疎水群の水文誌的な特徴に暗いが、これらの疎水の用水路は現在に至るまで改修を繰り返しながらも保全され、地域環境の重要な要素のひとつとして市民から親しまれている。

最も懸念される辰巳ダムほかの用水に対する辰巳ダムの影響は汚濁水の流入である。ダム湖に流入する土砂は粒径によって堆積場所が異なるというのがダム設計の基礎になっているが、そのような理論が該当するのは大湖に限られ、辰巳ダムの湛水域に該当するはずもない。辰巳ダムに流入する洪水流に含まれる土砂の一定部分は粒径淘汰を受けずに堆積するので、洪水後も残積し、細粒土が徐々に流出して水質汚濁の原因となる。穴あきダムは河川水質を悪化させないという事前評価は誤りである。

### 4. 地すべりの危険度

辰巳ダム計画の中で地すべりに関する調査が行われ、概査段階で湛水域内の6箇所に地すべり危険斜面があるとされたが、精査の結果、ダム湛水とその後の水位変化によって安全率が0.05以上変化（低下）する3つの小さい地すべりブロックでは対策がおこなわれることになった。しかし、最大規模の鴛原地のL3地すべり地について重大な問題がある。ここでは安全率の低下は0.04程度と評価されているが、明瞭な地すべり地形呈する斜面であり、現在の安全率は1.00程度と判断すべきものである。そうするとダム運用によって安全率が0.96に低下すると想定され、地すべり対策が必要である。地すべりが起きた場合の必要抑止力（ $\Delta S$ ）は

$$\Delta S.F = \Delta S / M g \sin \theta$$

で与えられる（ $\Delta S.F$ は安全率変化量、 $M$ は地すべり土塊の質量、 $\theta$ は傾斜角）。安全率を1.00または通常の最低設計基準である1.10にするための必要抑止力は幅1mあたり96トン重または336トン重と概算され、地すべり層厚が約60mであることから、対策不可能と言わねばならない。

## 2)

# 鳥取県大山火山における地下水の水質特性とトリチウム濃度

\*友澤 裕介 (岡山理大・院・理) 山田 誠 (京大・地球熱学研究施設)

山口 一裕, 北岡 豪一 (岡山理大・理)

### 1. はじめに

成層火山は、山麓に多くの湧水群を有している。いくつかの成層火山において地下水流動の研究はされている。しかし、鳥取県大山火山において、流動系に関する研究はあまりされておらず、トリチウム (以下  $^3\text{H}$ ) 濃度に関してはほとんどない。

そこで本研究では成層火山の地下水流動系を知るために、大山火山周辺における湧水・河川水・井戸水・温泉水の水質特性を調べるとともに、水質特性と地下水流動系の関連性を明らかにするために  $^3\text{H}$  濃度の測定を行った。

$^3\text{H}$  は水素の放射性安定同位体で半減期 12.33 年、地層との相互作用がなく、水循環を研究する上で有効な天然のトレーサである。天然では、大気上層で生成され、降水とともにフォールアウトする。1950 年代から行われていた水爆実験により著しく高められたが、現在ではほとんど天然レベルの 4TU 前後まで回復している。

### 2. 現地概要

大山火山は鳥取県・西部に位置し、西南西日本火山帯に属し中国地区最高峰の弥山 (標高 1729 m) を中心とした複成火山である。広大な裾野をもち円錐形に近いが、いくつかの溶岩円頂丘で南北に突出した高まりを作っている。活動時期は更新生中期から 2 万年前まで続いていたとされている。その活動の中で噴出物は新・古期噴出物に分けられ、古期噴出物は日本海まで広がる裾野部を中心に露出し、新期噴出物は中腹から広く火砕流堆積物があり、溶岩円頂丘も形成している。

名水百選の「天の真名井」や平成の名水百選に選ばれた「地蔵滝の泉」、因伯の名水の「本宮の泉」などがある。湧出量も多く、水道水など水資源として活用されている。

### 3. 観測・実験概要

大山周辺の湧水 21 地点、河川 3 地点、井戸 4 地点、温泉 5 地点、計 33 地点の観測を 2007 年 7 月 1~2 日、2007 年 10 月 28~29 日に行った。調査項目は現地にて気温、水温、pH、電気伝導度 (EC)、酸化還元電位 (ORP)、GPS で観測地点を測定し、採水をおこなった。持ち帰った試料は主要イオン成分、Si、 $^3\text{H}$  について化学分析した。

$^3\text{H}$  濃度の測定は、前処理として試料水を完全蒸留した後、電解濃縮し、液体シンチレータ (AQUASOL-II : New England Nuclear) を混合し 30°C で加温攪拌した。そして、液体シンチレーションカウンタ (LB-5:ALOKA) 内で安定させ 1 試料につき測定時間 200 分を 20 回計測した。なお、計測に時間がかかるため、抜粋した試料を測定している。

### 4. 結果と考察

湧水の EC は標高に対してほぼ負の相関が見られる。ほとんどの湧水の化学組成は  $\text{Na-HCO}_3$  型であった。しかし、 $\text{Ca}^{+2}$ 、 $\text{Mg}^{+}$  の含有量がやや大きい湧水も確認され、地質の影響が考えられる。

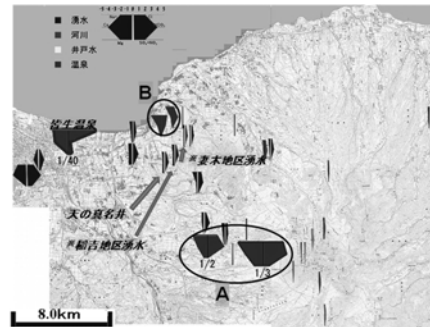


図1 調査地点、およびイオン成分のヘキサダイアグラム

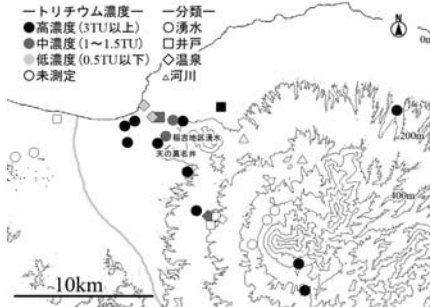


図2 調査地点、およびトリチウム濃度の分布

標高 400m 付近の 2 地点の深井戸 (図 1 A) は約 600m と約 1200m 地下から採取した水である。湧水とは明らかに異なるパターンを示し、この地域では地下深部に濃度の高い水が存在していることが確認できた。

また、海岸付近の 2 地点の井戸 (図 1 B) は約 200m 地下の水で湧水とも A の井戸水とも、組成も濃度とも異なった水であった。

最も濃い水は皆生温泉で、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{Cl}^-$  を含有量の非常に大きな多く含む水である。(EC 1840mS/m)

$^3\text{H}$  濃度からこの地域の水は大きく 3 つに分類される。  
低濃度 (0.5TU 以下) 温泉水、水温 30~80°C

中濃度 (1~1.5TU) 標高 400m 以下の湧水・井戸水、水温 15~25°C  
高濃度 (3TU 以上) 全域の湧水・河川水、水温 5~25°C

高濃度の水のグループにおいて標高と  $^3\text{H}$  濃度の相関は見られず、全域に分布していた。

低濃度の水は温泉水、井戸水であり、測定限界より低いものもあり、古い水であることが明らかになった。

湧水で中濃度の地点が 2 地点\*あり、他の湧水と比べると深層からの地下水と考えられる。 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{+}$  の含有量がやや多く、湧出地点が溶岩円頂丘の周りに分布しており、古期噴出物の影響が考えられる。[\*稲吉地区湧水 (1.50±0.09 TU)、\*妻木地区湧水 (1.34±0.09 TU)、天の真名井 (3.95±0.15 TU)]

以上の結果、大山周辺には流動系の異なる何種類かの水が存在しているものと推定される。

今後の課題として、 $^3\text{H}$  濃度の測定地点数を増やし、大山での水の滞留時間と流動系についてさらに明らかにしていきたい。また、水素と酸素の安定同位体を測定することにより水の由来を明らかにする必要がある。

### 3) 北海道白老町虎杖浜・竹浦地域の温泉湧出機構

内山 善仁<sup>○</sup>・池田 隆司 (北海道大学理学研究院)

#### 1. はじめに

北海道白老町虎杖浜・竹浦地域は、海岸付近でありながら 45℃以上の源泉が 50 本程集中している。さらに 1960 年頃までは 200～3600 l/min もの自噴量が観測される特殊な地域であったが、温泉開発が進み揚湯量が増大したため、急激な地下水位低下・自噴停止が起こった。そのため、温泉の枯渇問題が懸念され 1980 年に保護地域に指定、開発は規制された。規制後から現在まで、この地域での温泉特性の変化に関する調査はほとんどされていなかった。ここでは浦上(1978)と今回観測した 2008 年の地下水温・水質結果から、虎杖浜・竹浦地域での温泉特性を調べるとともに、温泉湧出機構について考察した。

#### 2. 観測・分析方法

虎杖浜・竹浦地域に分布する 16 箇所の利用源泉(深度 300～600m)で井戸から直接、もしくは近隣民家にて採水し、湧出温度・pH・EC を測定した。また地下水温の鉛直分布の測定に関しては、2 箇所の未利用源泉にて分解能 0.01℃のデジタルサーミスタ温度計を用いて地下水面から坑底まで 2m 間隔で行った。採水したサンプルは、HPLC(高速液体クロマトグラフィ)で分析を行った。

#### 3. 温泉特性

この地域の温泉水質は一般的に Na-Cl 型であるが、局所的に見た場合わずかに差があり、湧出温度と Cl 濃度で比較すると竹浦より虎杖浜地域の方がともに高い値を観測した。これらの地域ごとの特徴は、ヘキサダイアグラム(図 1)からも読み取れ、虎杖浜南西部では Na・Cl が 15 meq/L 以上の高濃度で、かつ SO<sub>4</sub> が微量に観測されるのに対し、竹浦では虎杖浜に比べ Na・Cl 濃度が低く、さらに北東部へ向かい低下する傾向が見られた。

#### 4. 時間的变化

虎杖浜・竹浦地域では温泉開発が規制される前の 1971 年から 1975 年にかけて、虎杖浜 K-9 井の表層で約 20℃の地温低下が観測されている。しかし 2008 年の観測では、地温の鉛直プロファイルはほぼ 1975 年と同じ傾向をとり、顕著な変化は見られなかった。また 1970 年と 2008 年で Cl 濃度を比較すると(図 2)、地域的傾向に変化はないが、虎杖浜・竹浦地域の利用源泉付近で約 100mg/L の Cl 濃度の低下が見られた。このことから、現在も利用している揚湯により、浅部帯水層の地下水が流入するなど源泉にわずかな影響を及ぼしていることが分かった。

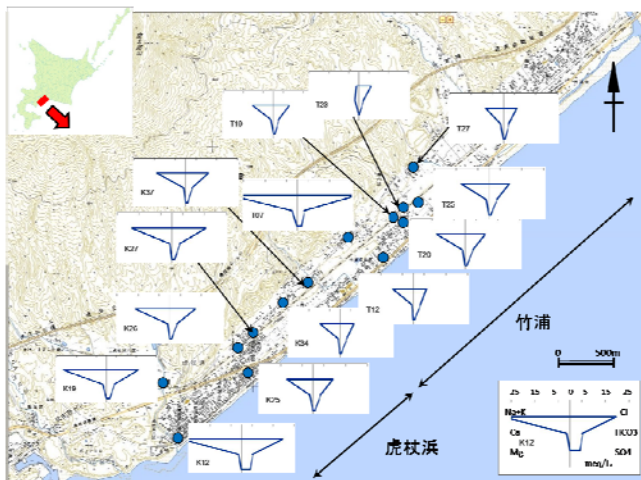


図 1: 虎杖浜・竹浦地域の温泉水質分布 (2008 年)

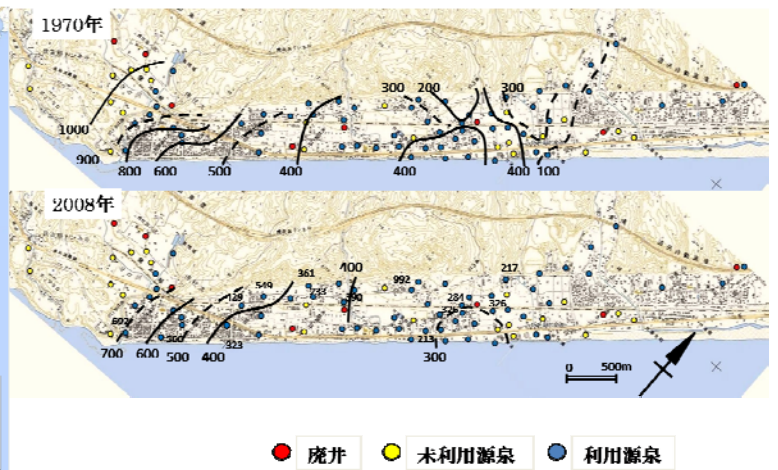


図 2: Cl 濃度の変化 (1970 年・2008 年)

# 4) 高梁川河口干潟における表層地下水の電気伝導度の分布と変動(1)

\*森山雄介・篠崎俊典・竹内徹(岡山理大・院)・北岡豪一(岡山理大)

## 1.はじめに

干潟は、潮の干満に伴う海水の流れによって表層の堆積砂泥が平坦化されることにより形成され、そこには、水鳥や魚を含め多様な生物が生息する豊かな生態系が存在する。

河口干潟は流域全体の中で標高の最も低い場所に当たるため、河川水やその伏流水だけでなく、流域地下水が流出していると考えられる。それにより、酸素を含まない地下水が地表に流出するため、干潟表層は無酸素水が存在していると考えられるが、実際は干潟に豊かな生態系が形成されている。これは潮汐によって、地表が干出と水没を繰り返す過程の中に表層地層中に生物の生息に必要な酸素が供給される機構があることを示している。

本研究では、干潟における淡水と塩水の交流状態を明らかにするために、干出時に表層の地下水について電気伝導度の分布とその時間変動の観測を行った。

## 2.観測場所

岡山県西部にある高梁川河口周辺には、塩水の遡上を防ぐ堰堤や水島工業地帯、都市排水が貯まる遊水池、干拓地がある。

観測は、図1のP1~6の6地点で行った。また、P5地点では表層が泥で覆われており、その他の観測地点の表層はシルトを含む砂質土である。観測日は2007年8月26日にP1~3を行い、翌日の27日にP4~6で行った。観測時における干潮時刻はそれぞれ、15時25分と16時13分であった。

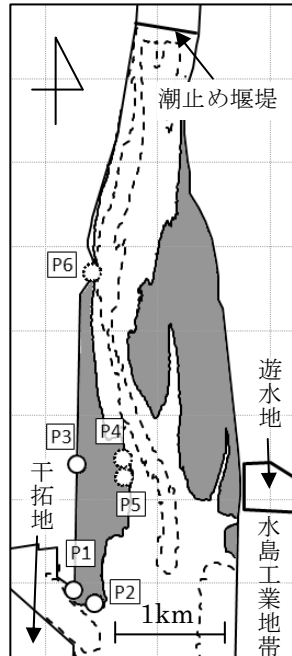


図1 観測地点

## 3.観測方法

表層の地中水の観測を行うため、干潟に内径40mm、外径48mmの塩化ビニルパイプを0.5m打ち込んだ。その後、内径75mmの塩化ビニルパイプをケーシングとして深さ約0.45mまで打ち込んだ。そして、内側のパイプを抜き、底の地中水の電気伝導度をYSI社製の電気伝導度計(Model 63)を用いて1分毎に観測を行った。観測は干潮時に行い、各地点の周辺の地表水も観測した。

今回使用した電気伝導度計は、測定部の長さが20cm、直径2.5cmであり、E.C.はその先端から約10cm~15.7cmの間の水を測定する構造となっている。

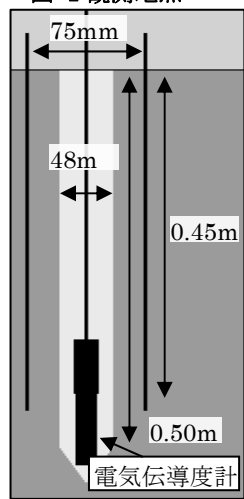


図2 測定方法の模式図

## 4.結果

各地点におけるE.C.と水温の観測結果を図3に示す。図3より、E.C.の変化が3つのパターンに分られる。最下流に位置するP1とP2地点では、E.C.の値が高い状態で維持されており、上流側に位置するP4とP6地点では、E.C.の値が低い状態で維持されている。また、その間に位置するP3とP5地点では、はじめE.C.の高い値が維持されていたが、観測中にE.C.の値に急激な低下が見られた。

P4地点では、測定を開始してから約10分後にE.C.の値がほぼゼロに急低下した。それは、観測孔が砂で埋もれたため、水位が低下しE.C.計のセンサー部分の一部が水面から出たためと考えられる。また、表層が泥質であるP5地点に関しては、最初E.C.の高い値を示していたが、一度引き上げ約5分後にもう一度測定を行ったところ低い値となった。これは、E.C.計のセンサー部分が泥質により、地中水との交換がされなかった為と考えられるが、この間にE.C.の低下があったものと考えられる。

このことから、P3とP5地点付近を境界に海側でE.C.の値が高く、内陸側でE.C.の値が低いような分布が考えられる。そのE.C.の値が急激に低下したP3とP5地点では、観測中に淡水と塩水の境界が通過したものと考えられる。また、干潮時における各観測地点のE.C.の変化から、この淡塩水境界は干潮時に陸側から海側に移動していることを示しており、満潮時には陸側に移動しているものと考えられる。内陸からの地下水は、この境界よりも内陸側で地表に流出しているものと考えられる。ただし、ここでいう淡水には、海水の塩分が1/3~1/2程度含まれており、塩分の混入過程については不明である。

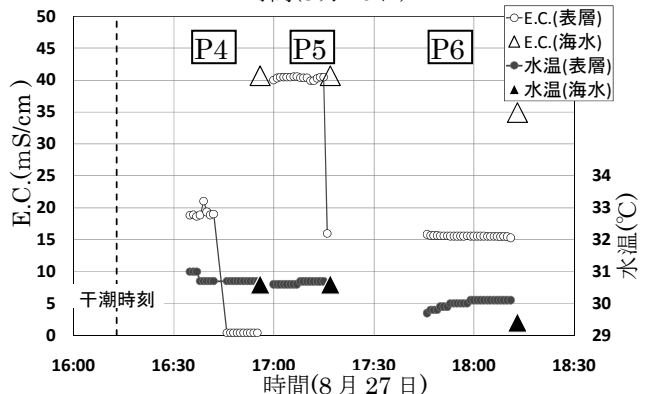
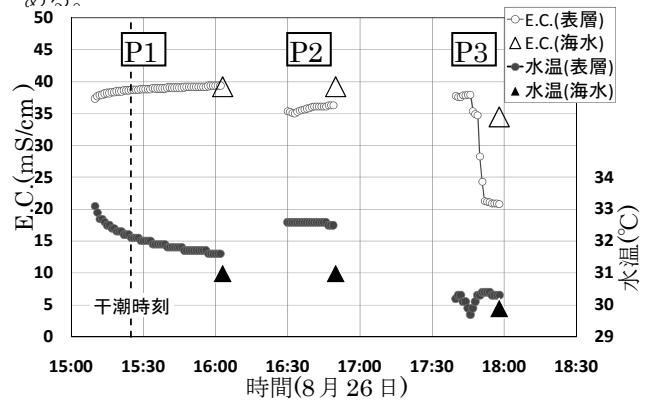


図3 各観測地点のE.C.と水温の変化

## 5) 高梁川河口干潟における表層地下水の電気伝導度の分布と変動(2)

\*篠崎俊典・森山雄介・竹内徹(岡山理大院)・北岡豪一(岡山理大)

### 1.はじめに

干潟は潮汐によって、その表面が海水で覆われたり、露出したりするサイクルを繰り返している場所である。そこには、独特で豊かな生態系が形成されており、それは潮汐に伴う陸水と海水の相互作用によるものと考えられる。

干潟表層で、陸水と海水の動きを明らかにするため、岡山県の高梁川河口の干潟で、2007年8月に水位の鉛直勾配と表層0.4m深の地下水のECの分布とその変動を観測したところ、水位は潮汐に関わらず常に地下1.0mのほうに約10cm潮位よりも高く、水は上向きに流れている条件にあった。干潮時における干潟表層地下水のECは、海側で海水と同程度で、内陸側で海水の半分程度と低い。その間で観測中にECが高い値から低い値へ急激に変化したものがあつた。これはECの高い水と低い水の境界が干潟内に存在することを示唆している。内陸側の水に塩分が含まれている。その塩分がどのような過程で供給されているのかの手がかりを得るため、2008年11月に表層地下水についてECの鉛直分布とその時間変動を観測した。

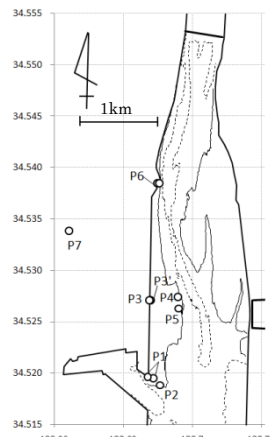


図1 高梁川河口の干潟

### 2.観測場所

観測場所の位置を図1に示す。河床部の実線は、干潮時に干潟となる範囲を示し、点線は滞筋を示す。2007年8月の観測は図1に示したP1からP6で、2008年11月の観測はP1, P3, P3', P6で行った。

また2008年4月に干潟から約1km内陸のP7点でボーリング調査が行われ、掘削中の井戸水とコア中の間隙水のECを測定する機会があつた。

### 3.観測方法

ECの鉛直分布を観測するため、図1の各点に全長にわたりストレーナを切った2mの塩ビパイプをパイプ上端が地表から約3cmになるまで打ち込み、水面から10cmおきにECを測定した。時間変動を観測するため、干潮時に約1時間ごとに数回の観測を行った。

また時間による干潟表層地下水のECの連続変化を観測するため、ECのデータロガをP3から10mほど東のP3'の地下50cmに約24時間設置した。

### 4.結果

P1, P3, P6のECの鉛直分布と時間変動を図2に示す。2007年8月に40cm深でECが海水の半分程度の値が観測されたP6では、今回ECが海水とほぼ同じ値を示し、前回の観測時と明らかに違っていた。また前回急激な変化をしたP3は、今回ECの値は40cm深で高い状態を維持していた。今回観測した各点で、深さ1m付近より下層でECがいくらか低くなっており、塩分の高い水は表層の1mの範囲に存在しさらに深部にはECの低い水があると推定される。

ECの高いP3から10m離れたP3'では、図3にあるよう

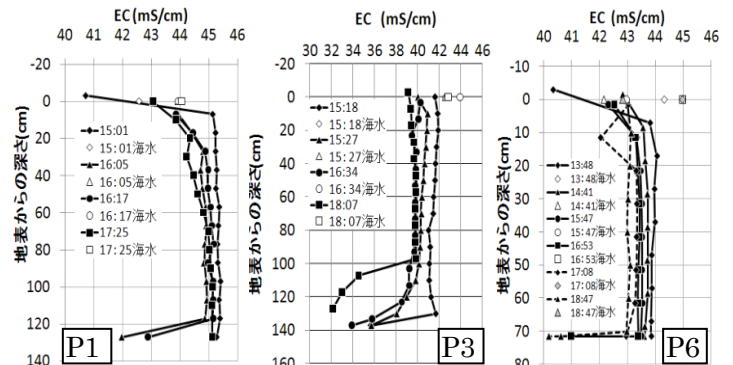


図2 各点のECの鉛直分布と時間変動

に、ECはほぼ海水の半分程度の値であり、時間的な変化はみられなかった。これは、川岸側にECの高い水があり、滞筋側に低い水があつてその間に境界が存在することを示している。

図4は2007年8月と2008年11月のECの分布を比較したものである。図中の●は表層地下水のECが海水程度の値、○はECが海水の半分程度を表す。△は海水程度のECが急激に低下した点を表す。この二つの時期で、ECの分布の状態に違いがみられる。これは川の伏流水の流れの季節変動による影響が考えられる。

2008年4月に内陸の海拔約2mのP7で、深さ22mのボーリング調査が行われ、そのコアの間隙水を遠心分離器で抽出し、そのECを測定した。

その結果は図5に示すように粘土中の間隙水はECが高い。地表でもECの高い水がみられ、地下からECの高い水の湧昇が認められる。粘土中に含まれる塩分は、縄文期の海進時の海水である可能性があると思われる。

このような古い海水が陸地の表層粘土中であつて川岸で、河川の伏流水との間に境界が作られ、その位置が季節的に変動しているものと考えられる。従つて2007年に推定した境界は現海水との境界を表すものではない可能性が生じ、今後の観測によって明らかにしてゆきたい。

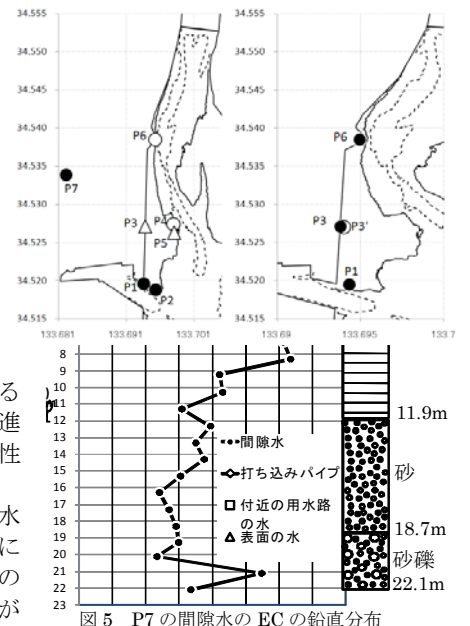
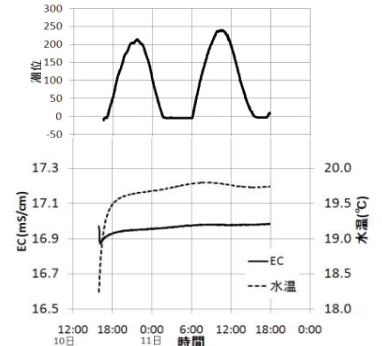


図5 P7の間隙水のECの鉛直分布

## 6)

# 潮汐に伴う河口干潟表層における鉛直動水勾配の変動

北岡豪一・篠崎俊典\*・森山雄介\*・竹内徹\*・山口一裕（岡山理大，\*：院生）

### 1. はじめに

河口干潟で、地下水と海水の交流を調べるため、海面の水位と地表面（海底）から 1 m 下の地下水の水頭を観測し、両者の差を調べたところ、常に地下水の水頭が海面よりも約 10 cm 高い状態（水位差の振幅は約 1.0 cm）が観測され、地下水が上向きに流れる条件にあることが知られた。これは、上向きのフラックスが潮汐変動の影響を受けずほぼ一定で、海面の昇降に伴う上載荷重の変動がほとんど間隙水圧の変動で受け持たれていることを示していると思われ、これについて検討を試みた。

### 2. 干潟の地下水の式

$$\text{土単位体積あたりの水収支は, } \frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = -\frac{\partial(\rho q)}{\partial z}$$

(1) で表される。ここに、 $n$ ：間隙率、 $\rho$ ：水の密度、 $q$ ：フラックス。ダルシーの法則より(1)は、

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho k \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \quad (2)$$

$\phi$ ：ピエゾ水頭、 $k$ ：透水係数。ある微小空間における地層の全応力 $\sigma$ （上載荷重）は有効応力（地層のマトリックスの受け持つ応力） $\sigma_e$ と間隙水圧 $p$ が受け持つ（ $\sigma = \sigma_e + p$ ）とする考え方によれば、

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho [\alpha(1-n) + \beta n] \frac{\partial p}{\partial t} \quad (3)$$

となる。ここに、 $\beta$ は水の圧縮率、 $\alpha$ は土マトリックスの圧縮率である。ピエゾ水頭で表すと、

$$\frac{\partial(n\rho)}{\partial t} = \rho^2 g [\alpha(1-n) + \beta n] \frac{\partial \phi}{\partial t} = \rho S_0 \frac{\partial \phi}{\partial t} \quad (4)$$

$S_0$ は、単位の水頭低下に伴って単位体積の土から排出される水の体積を表し、比貯留係数とよばれる。 $S_0 = \rho g [\alpha(1-n) + \beta n]$ 。結局、地下水の保存式は、

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} \quad (5)$$

で表される。 $\kappa \equiv k/S_0$ である。

### 3. 潮汐の海底地層中への鉛直伝搬

変動部分 $\phi'$ ： $z=0$ で $\phi' = A \cdot \cos(\omega t - \varepsilon)$ の境界条件で(5)の解は、 $\phi' = A \cdot e^{-kz} \cos(\omega t - kz - \varepsilon)$ 。ここに、

$$k = \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} = \sqrt{\frac{\omega S_0}{2k}} = \sqrt{\frac{\rho g [\alpha(1-n) + \beta n] \cdot \omega}{2k}}$$

定常部分 $\bar{\phi}$ ： $z=0$ で $\bar{\phi} = h_0$ 、水頭勾配 $\gamma$ の解は、 $\bar{\phi} = \gamma z + h_0$ である。 $\phi = \phi' + \bar{\phi}$ より、 $z=0$ で $\phi_0 = h_0 + A \cdot \cos(\omega t - \varepsilon)$ のとき、水頭勾配は、

$$\partial \phi / \partial z = \gamma + \sqrt{2} A k \cdot e^{-kz} \cos(\omega t - kz - 3\pi/4 - \varepsilon)$$

で表される。 $\partial \phi / \partial z \leq 0$ が海水浸入範囲（ $0 \leq z \leq z_c$ ）とすれば  $z_c = (1/k) \ln \theta$ 、 $\theta = (\omega S_0 A) / (-q / (A/\gamma))$ で

表される。 $\theta$ は、地層単位体積あたり、潮位の上昇に伴い地層の弾性特性によって取り込まれる海水量と地下水の上向きの供給量との比である。 $\theta > 1$ のとき海水浸入、 $\theta < 1$ なら  $z_c < 0$  となって海水の浸入は起こらない。

### 4. 計算結果

水位勾配の振幅は  $\sqrt{2} A k \cdot e^{-kz}$  である。これが実測値 0.005 を満たす  $k$  の値は 2 つある（ $0.00238 \text{ m}^{-1}$ 、 $8.16 \text{ m}^{-1}$ ）。変動の位相を計算値と実測値とで比べると、後者の値が実際に対応している。比貯留係数の値として、文献で多く採用されている  $S_0 = 1.0 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  に合わせると、透水係数  $K$  として  $1.26 \text{ cm/s}$  が推定される。これは、砂層の値として矛盾しない。こうして、鉛直水位勾配が 0.1 では動的な水位勾配が負になることはなく、微小振動をともなうことが理解される。

これをもとに動的な水位勾配が負になって海水が浸入できる条件を推定することができる。図 1 は  $K$  が  $3.3 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$  以下であれば海水が浸入することを表す。

図 2 は、一例として、 $K$  が  $1.0 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$  の場合について計算したものである。

この場合、海水が深さ 7 m くらいまで浸入でき、浸入は上げ潮時に起こり、それ以深では水位勾配は負になることはなく、常に上向きに流れていることを示している。海水は表層部分だけで出入りし、1 サイクル全体として、地下水が流出している。このような現象は地層の弾性的な特性によるものである。

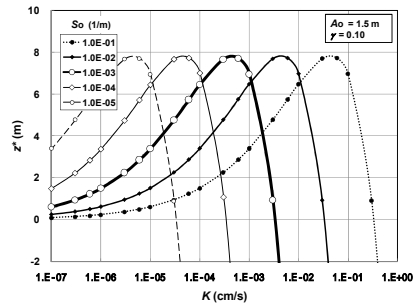


図 1 透水係数と海水浸入深度の関係

この場合、海水が深さ 7 m くらいまで浸入でき、浸入は上げ潮時に起こり、それ以深では水位勾配は負になることはなく、常に上向きに流れていることを示している。海水は表層部分だけで出入りし、1 サイクル全体として、地下水が流出している。このような現象は地層の弾性的な特性によるものである。

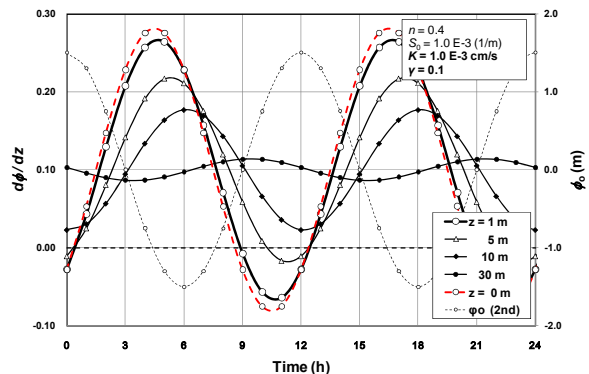


図 2 動水勾配の深さによる違い

## 7)

# 北海道における農業用地下水調査について

深見浩司（北海道立地質研究所）

北海道では、1972（昭和 47）年から農林水産省の補助を得て、畑作地域の水源として地下水を開発する調査（正式名称：畑作振興深層地下水調査）を実施してきた。調査は、2004（平成 16）年に国の補助事業の見直しで終了となったが、この間 141 地区での地下水調査が実施された。調査の実施主体は、北海道の農業基盤整備の計画を担う行政部局であるが、地質研究所は、調査開始当初から、技術的な側面で調査にかかわり、報告書の最終的なとりまとめを担当してきた。

調査は、既存資料や水理地質調査をふまえた上で電気探査を実施し、その結果をもとに試掘地点を決定し、揚水井の試掘調査を実施する。それをういて揚水試験を行って水理常数や地下水の水質などの資料を求め、年度内に報告書をまとめる。年間 2~5 地区の調査が実施されてきた。

ここでは、長年にわたり実施された 141 地区の調査結果について、地質系統との関係を中心にとりまとめることにした。調査対象地区が畑作地域であるため、平野の近辺や丘陵地などが調査地区となっており、地下水の大量利用地域である平野中心部の資料は少ない。しかし、北海道の地下水の賦存状況について、ある程度の知見が得られるであろう。また、

一般的には地下水が得にくいとされる場所でも調査が実施されているなど、逆の意味で貴重な資料をもたらした場合もあった。

全 141 地区を図-1 にプロットした。図から明らかのように、調査地区は多少偏在するが、北海道各地に分布していることがわかる。

これらの調査地区で、作成された調査井の地下水取水対象層を地質系統別にとりまとめ、図-2 に示した。調査対象地層は第四紀更新世の地層が半数以上（79 井）を占め、新第三紀の鮮新世と中新世の地層を対象としたものが、それぞれ 19 井、32 井となっている。中新世の地層を対象とする調査井は調査の後半になってから増加している。これはそれまで取水対象とはなりえないと考えられた地層でも、地下水が採水可能と判断されるようになったことが大きな要因で、本調査から得られた貴重なデータの一つである。

地質系統別の調査井数に相違があるため、正確な分析ではないが、古い地層ほど透水性が悪くなるなどの特徴が得られた。また、地下水の水質分析では主要成分分析を実施しているので、それらの結果についても述べる予定である。

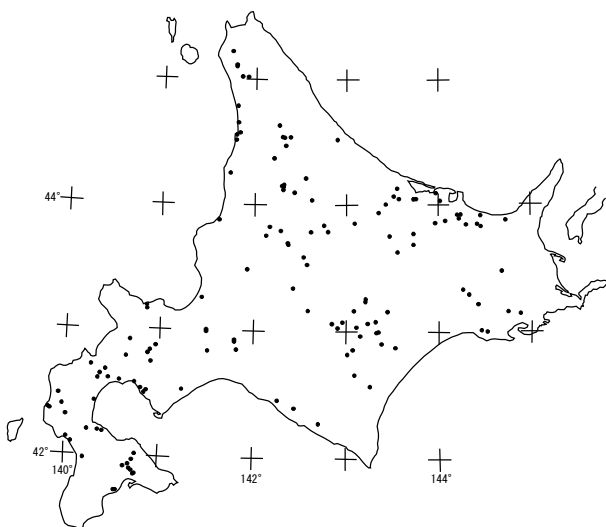


図-1 地下水調査地点位置図（黒丸）

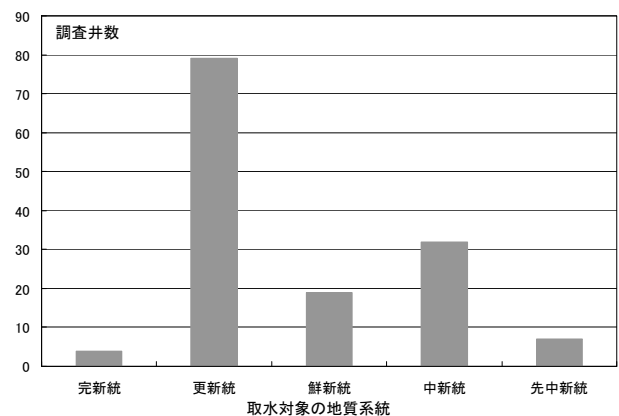


図-2 地質系統別の地下水調査井数

## 8) 札幌扇状地における地下水温・水質分布と地下水流動

\*北村 隆行<sup>1)</sup>、内山 善仁<sup>1)</sup>、池田 隆司<sup>1)</sup>

深見 浩司<sup>2)</sup>、佐倉 保夫<sup>3)</sup>、長谷川 雄太<sup>3)</sup>

1) 北海道大学理学院 2) 北海道立地質研究所 3) 千葉大学理学部

### 1. はじめに

札幌市では、地下水利用が盛んであり、都市化に伴い地盤沈下などの問題も抱えている。さらに、河川改修などにより地下水への涵養・流出状況も変化していることが考えられる。そこで、札幌市周辺において2007年及び2008年8月2～6日に行った地下水温度測定と水質分析の結果と1999～2001年の結果(Dim(2002))との比較、水頭分布(札幌市(1995))などから地下水流動系の推定及び経年変化について考察した。

### 2. 測定・分析方法

温度測定は、札幌扇状地～海岸地域に分布する25箇所の井戸(深度30～200m)にて、分解能0.01℃のデジタルサーミスタ温度計を用いて地下水水面から坑底まで2m間隔で測定した。その結果を基に各井戸の鉛直プロファイル、平面温度分布図を作成した。水質分析は、温度測定後に各井戸のストレーナ深度から採水した地下水を、高速液体クロマトグラフィにより行った。

### 3. 結果

2007年度の平面温度分布(図1)より、全体では南西部から北東部にかけて温度が高くなる傾向が見られ、札幌市中央部や東部では局所的に低くなる地域があった。また、鉛直温度プロファイルの結果とDim(2002)の比較では、浅部の温度が1℃前後上昇している地域が多いが、石狩海岸地域では変化がなく、豊平川沿いにある中島公園では下降する傾向にあった。水質分析の結果から、南西部(豊平川扇状地)で(Ca+Mg)-HCO<sub>3</sub>型が見られ、平野北東部では(Na+K)-HCO<sub>3</sub>型であった。水頭分布は、鉄工団地のある平野北東部で深部帯水層

の水頭値が局所的に低下していた。また、深さ90m前後の透水係数が他地域よりも大きい札幌市東部では、深部帯水層の水頭値が局所的に上昇していた。

### 4. 考察

平面温度分布及び水質分析より、札幌市の地下水流動は、南西部で涵養され、北東部で流出するという広域的流動が推定される。また、発寒扇状地から平野北西部への局所的流動や、札幌市中央部で流出、東部で涵養という局地的流動も見受けられる。鉛直温度プロファイル及び水質分析の比較から、市街地で見られ、海岸地域で見られなかったことから、都市化による影響が推察される。水頭分布より、鉄工団地での大規模揚水による局地的な深部帯水層の水頭低下が発寒扇状地から平野北西部への局所的流動を生み出していると考えられる。札幌市東部では、他地域よりも透水性がよく地表水の涵養が活発であり、温度が低いと考えられる。

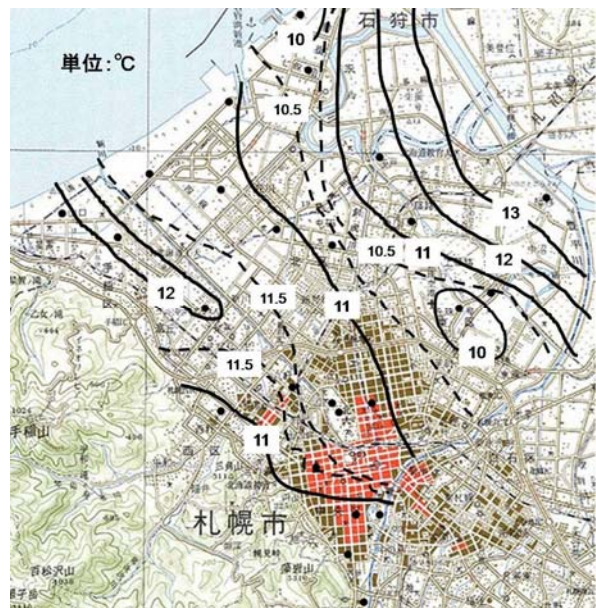


図1: 札幌市における標高-50mの地下水温度分布(2007年)

森木良太<sup>○</sup>（法政大・学）・小寺浩二（法政大・地理）

## I はじめに

東京から 30 km 圏内に位置する新河岸川流域は、昭和 30 年以降に著しく都市化した典型的な都市河川である。急速な都市化に伴い、流域の水環境は大きく変化した。近年の流域下水道整備や親水事業などにより水質は改善しつつあるが、支流の上流部においては水質が改善していない地域も存在する。

本研究では、新河岸川流域の都市化と水環境の関係について研究するため、流域全域の河川水質調査と共に、流域住民の水環境意識調査などを行った。

## II 対象流域

新河岸川流域は、埼玉県から東京都北区まで流れる荒川水系の一级河川である。隅田川に合流するまで、荒川本流の南側に沿って、支流の多くは武蔵野台地、本流は沖積層の低地を流れる。台地では標高 50m 地域で地下水が湧水し、河川水を涵養している。

流域は都市化が著しく、昭和 36 年頃まで 13% 程度だった市街化率が平成 14 年では 49% まで市街化している。本川沿いには田が広がり、支流沿いでは畑地が多い。下水道普及率は、東京都や埼玉県南部は 100% 近いが、川越市や入間市では 80% 台であり、上流と下流で廃水処理環境が大きく異なっている。

## III 研究方法

新河岸川流域の水質面と流域における河川とのつながりを考える親水面の両面から研究を行った。

河川水質は、全流域の水質環境を把握するため、本流・支流の 80 カ所、2008 年の 5 月、6 月、8 月に行い、季節別に比較した。主な調査項目は、EC、WT、DO、pH、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、アルカリ度で、5 月の地点中 40 地点については、主要溶存成分の分析も行った。

また、流域住民の水環境意識を分析するため、アンケート調査を行い、流域の小学校校歌に表現されている「流域環境」と地域性についても調べた。

## IV 結果・考察

新河岸川流域を支流単位で水質分析すると、支流の上流部（特に空堀川や不老川）で NO<sub>3</sub><sup>-</sup> の値が特に高く、黒目川や志木市以南の下流部では低い値が出た。上流部は下水道普及が進んでおらず、農地も多いため、汚濁物質が河川に流入していると考えられる。流域下水道整備の進んだ新河岸川本川や黒目川では、水質は良好であったが、湧水の影響が強い地域では高濃度の NO<sub>3</sub><sup>-</sup> も検出された。

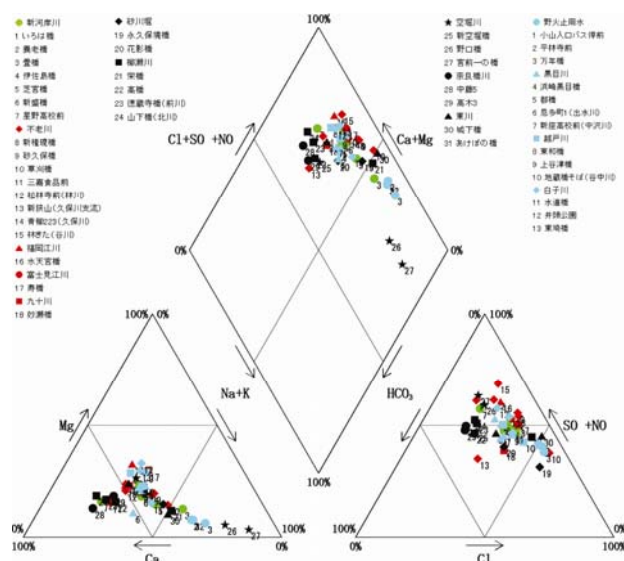


図1 トリリニアダイアグラム (2008年5月)

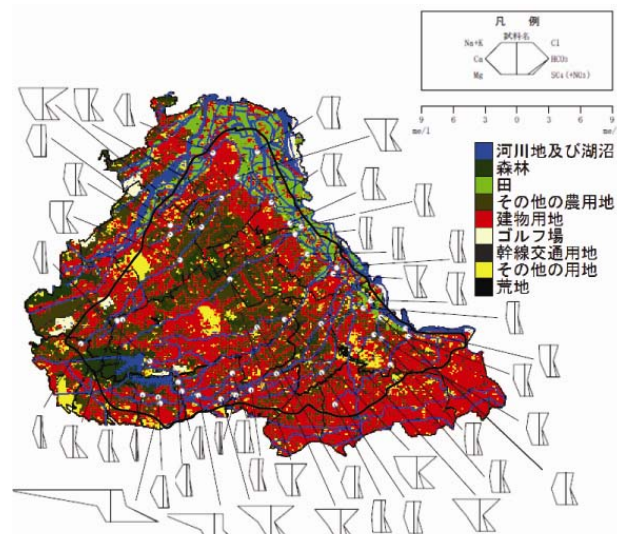


図2 シュティフダイアグラム (2008年5月)

## V おわりに

今回の調査で、下水道整備が遅れている支流上流部での水質汚濁が明らかになった。また、小学校校歌の景観歌詞表現の調査から、地域や設立時代別の違いが明確になった。流域住民の水環境意識については、さらなるアンケートの分析が必要である。

### 参考文献

長田泰宜ら(2002)：不老川における下水処理水還流事業による水質変化と水圏生物相への影響，埼玉県環境科学国際センター報，3，142-149。

○浦野慎一・岡田啓嗣（北大大学院農学研究院）

上田 宏・傳法 隆・春名寛幸（北大北方生物圏 FSC）

### 1. はじめに

地球規模の気候変化が進行する中で、その原因と考えられている CO<sub>2</sub> ガス発生抑制などの対策が話題になっている。しかし、地球温暖化に伴う湿原や湖など陸地水体の熱的環境変化についてはデータが乏しく、まだ正確に把握されていない。例えば、北海道の洞爺湖周辺のアメダスデータを見ると、1980 年以降ほとんどの観測点で気温が上昇しているが、その気温上昇が洞爺湖の水温にどのように影響しているかについては、まだ詳しく検討されていない。

北大大学院農学研究院生物環境物理学研究室では、1994 年から湖にブイを浮かべて水温の垂直分布を 1 時間間隔で観測している。また北大北方圏フィールド科学センター（FSC）の洞爺湖臨湖実験所では、1981 年から湖岸の表面水温を毎日観測している。本研究ではこれらのデータを使って、1981 年から 2004 年までの洞爺湖表層の年平均水温を推定し、水温の長期変化を検討したので結果を報告する。

### 2. 観測方法と平均値の計算方法

使用したデータは、北大生物環境物理学研究室が湖岸から約 300m 沖にブイを浮かべて 1994 年から 1 時間間隔で観測している、深さ 0m（水面）、5m、10m、15m、25m、45m の水温データである。平均水温は、図 1 に示すように、観測した深さの水温をその層の厚さで重み付けし、水面（0m）から 55m 深までと 100m 深までの平均水温を計算した。なお、100m までの平均水温については、100m 深の水温を 4℃ と仮定し、55m から 100m 深までの層の水温を 45m 深と 100m 深（4℃）の平均値として計算した。上記の観測データは、2005 年 5 月以降、何度かトラブルによりデータが途切れたため、ここでは 2005 年までのデータを整理した。

1994 年以前については、水温の垂直分布の連続観測データはない。しかし、北大臨湖実験所が毎朝 10 時に湖岸で観測している水面温度のデータがある。本研究では、この水面温度とブイで観測した水温の垂直分布（平均値）の関係を統計解析し、その関係を使って 1981 年から 1994 年までの水温垂直分布（平均値）を推定した。

### 3. 結果と考察

<水温変化の特徴>洞爺湖は年 2 回の循環期をもつ温帯湖である。深層は 1 年を通じて 4℃ で、水温変化は深さ 50m までの表層で生じる。夏期には 10m から 15m の深さに温度躍層が生じる。冬期には水面付近の温度が 4℃ 以下になるが、結氷するのは極めて稀である。

<水温の長期変化>図 2 は、1981 年から 2004 年までの年平均水温（365 日間移動平均値）の変化である。図から、洞爺湖の平均水温は年変動をしながら 1981 年以降徐々に上昇しているのがわかる。平均的にはこの 24 年間で水面温度と 55m 深までの年平均水温はともに約 0.77℃ 上昇し、また 100m 深までの年平均水温は約 0.43℃ 上昇した。しかしよく見ると、水温上昇は 1981 年から 1994-95 年のピークまでが顕著で、それ以降はやや沈静化しているように見える。水温上昇は、大気温暖化で正味放射量が増加したためと考えられるが、そのプロセスを正確に把握するためには、湖の熱収支の長期変化についての詳しい解析が必要である。

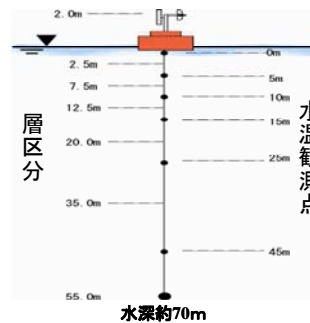


図 1. ブイによる洞爺湖の水温観測の概要

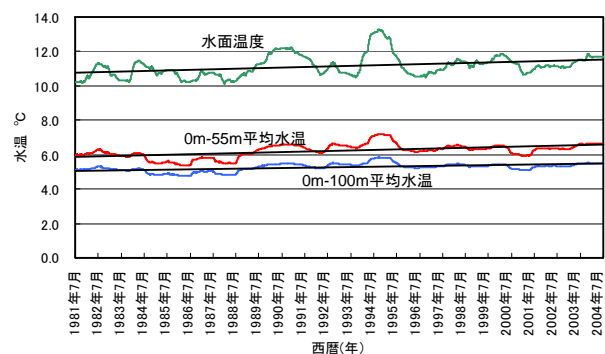


図 2. 洞爺湖の年平均水温の変化 (365 日間移動平均値)

鈴木啓助（信州大学山岳科学総合研究所）

## 1. はじめに

山岳地域の生態系は環境変動に対して極めて敏感であると言われている。高山の生態系は、温度条件や水文条件などの厳しい極限環境下で成立していることや、気温が高度とともに減少するため、温暖化などの影響がより狭い空間で発現することを意味している。これは、わが国の気象官署のデータから、年平均気温が  $1^{\circ}\text{C}$  変化するためには、南北に 118 km 移動しなければならない（図 1 参照）が、気温通減率  $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  から、154 m の標高差があれば気温は  $1^{\circ}\text{C}$  異なることからわかる。また、わが国の山岳地域の生態系は積雪の影響を強く受けている。温暖化によって山岳地域の積雪の多寡が、いかなる影響をうけるのかも重要な問題である。

積雪量の多寡は、生態系への影響のみならず水資源や冷熱源としての問題やスキーなどのレクリエーションにも関わってくる。ここでは、中部山岳地域の中核をなす長野県内における気象庁のデータから、近年の積雪深の変動について検討を行う。

## 2. 方法

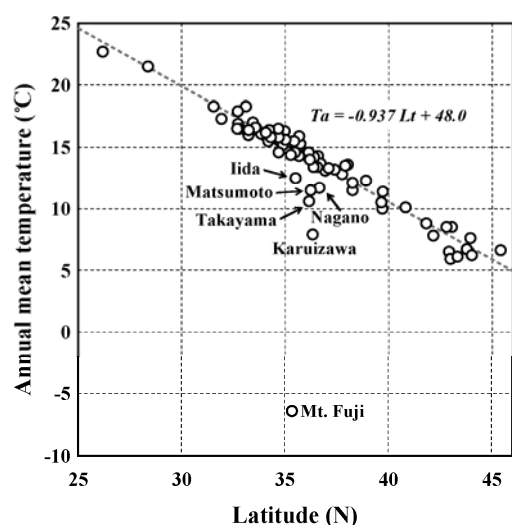


図 1. わが国の気象官署における年平均気温の平年値と緯度の関係

ここで用いるデータは、気象庁 HP > 気象統計情報 > 過去の気象データ検索 からダウンロードしたものである。

## 3. 結果

長野県内 6 地点における年最深積雪深の変動を図 2 に示す。6 地点のグラフとも縦軸は同一である。また、地点名の脇にはその標高も示す。野沢温泉と白馬では 1981 年からのデータが得られているが、菅平では 1982 年から、飯山と小谷では 1984 年から、開田高原では 1992 年からのデータとなっている。それぞれのグラフには 2008 年までの変動の傾向線も示す。長野県の北東部に位置する野沢温泉と飯山では、2006 年の多雪と 2007 年の少雪が顕著である。2007 年の少雪は他の地点でも観測されているが、ふたつの地点における 2006 年の多雪は新潟県内の豪雪と関係している。図 2 の上段の 3 地点では、年最深積雪深の減少傾向が見て取れるが、逆に下段の 3 地点では、年最深積雪深はわずかではあるが増加傾向にある。上段の 3 地点は標高が 600 m 以下であり、下段の 3 地点は標高が 700 m 以上である。

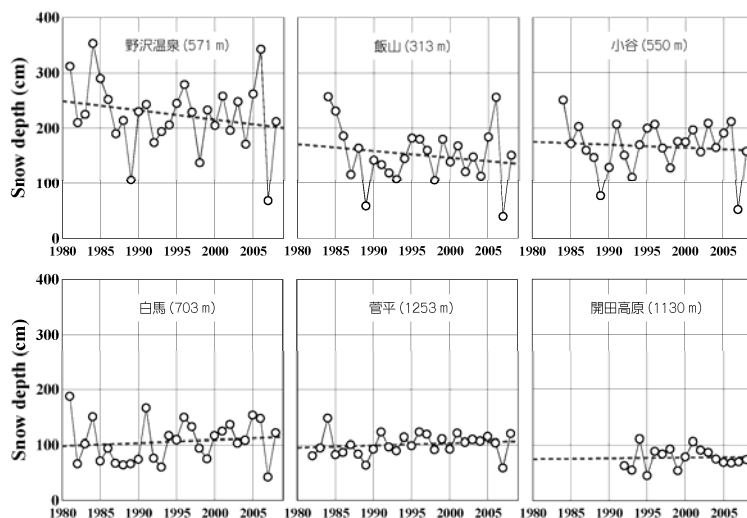


図 2. 各地点における年最深積雪深の変動

## 12) 水路網と地震活動の自己相似性およびそれらの物理的基礎

徳永英二（中央大学）・高波鐵夫(北海道大)

昨年, Gutenberg-Richter スケーリング則や改良型 Omori 公式等, 地震活動とりわけ余震発生の基本法則を説明するモデルとされている ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequence) モデルに代わるべきものとして, BASS (Branching Aftershock Sequence) モデルが提案された (Turcotte *et al.*, 2007). このモデルは自己相似な水路網の構造 (Tokunaga, 2003) にその考えの基礎をおくものである. 図 1 は自己相似な流域と BASS モデルの構造を示したものである.

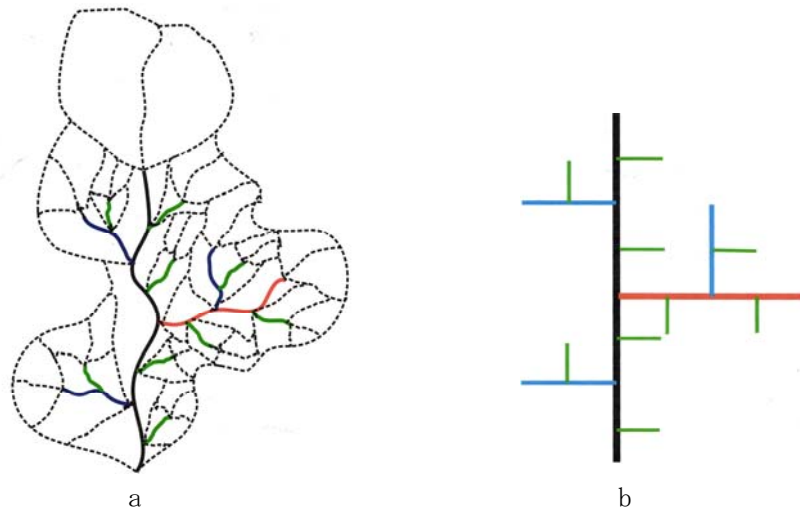


図 1 (a) 自己相似な流域 (水路網) と, (b) 自己相似な余震の発生構造 ((Holliday *et al.*, 2008) の図の一部を取り出して描きなおしたものである).

流域では, ある次数の水路の先端にはそれより 1 次低次水路が 2 本流入し, そこにはそれらの水路を涵養する流域 (図 1 - a では水路が描かれていない) が存在する. 自己相似な流域のパターンは, このような部分を除いた区域での側方からの水路の合流の仕方によって決まる. 余震の発生構造を表す図ではこのような部分は不要である. 図 1 - b と図 1 - a の水路網とは位相同型である. BASS モデルでは, 本震が様々なレベルの余震を発生し, それらの余震がまた同じ構造で様々なレベルの余震を発生するという状況が考えられている. 図 1 - b はこのことを分岐図で示したものである.

流域 (水路網) の自己相似性の物理的根拠は, Yang (1971) の水路の等落差則 (次数付けされた水路の最上端と最下端の高度差が水路の次数によらず一定であるという法則) に依拠して, 古典量子統計にみられるエネルギーレベルの等間隔性を漸近的に満足するような系を考え, その系で水路を流れる単位量の水が失うポテンシャル・エネルギー (平均値) の最も確からしい状態を想定することによって説明することができる (Tokunaga, 2003).

地震波の場合, マグニチュードが等差 (等間隔) 的に増加すれば, エネルギーは等比的に増加する. したがって, 水路網や古典的量子統計での説明方法を採用することはできない. そこで発表者らは, エネルギーと頻度の関係で最も確からしい状態を求めるため, 以下の

ような工夫を行った。地震のマグニチュードは通常小数第 2 位を四捨五入して得られた 2 桁の数値で表される。このことに注目し、一連の本震・余震が発生した時空間を  $N$  個の 4 次元細胞に分割し、一つ細胞の中では地震が一つだけ発生するか発生しないとする。  $N$  およびその中で地震が発生した細胞の数の割合をそれぞれ一定とし、マグニチュードがある値より小さい余震の総エネルギーが一定値に漸近する系を想定した。

マグニチュードが  $i$  (2 桁の数値) の余震の数を  $n_i$  とする。それらの中で最小のものと最大のもの (四捨五入前の値, 以下同様) をそれぞれ一つずつ減らし、代わりにマグニチュードが  $(i-1)$  なるものの中で最大のものやマグニチュードが  $(i+1)$  なるものの中で最小ものをそれぞれ一つだけ増やす。結果、累計値  $(n_{i-1} + n_i + n_{i+1})$  は変わらないが、これらのマグニチュードに対応する地震波の総エネルギーは増加する。  $(i-1)$  を 1.9,  $i$  を 2.0,  $(i+1)$  を 2.1 とした場合、それぞれのそれぞれのマグニチュードに小数第 2 位 (数値としては 3 桁) までとって、上記の操作をすることにより増加した総エネルギーの値を表 1 の第 2 列に示す。第 3, 4 列は、それぞれ第 3 位 (4 桁), 第 4 位 (5 桁) までとって同じ操作を行なった計算値である。マグニチュードからエネルギーへの計算は Utsu (2002) の式によった。

表 1 マグニチュード 1.9 を増加, 2.0 を減少, 2.1 を増加させたときにとる桁数とエネルギー増減の関係

桁数	3	4	5
エネルギー増	$1.2608 \times 10^8$	$1.2552 \times 10^8$	$1.2546 \times 10^8$
エネルギー減	$1.2534 \times 10^8$	$1.2544 \times 10^8$	$1.2545 \times 10^8$
増減差	$+0.0074 \times 10^8$	$+0.0008 \times 10^8$	$+0.0001 \times 10^8$

小数第 2 位で操作を行った場合、総エネルギーの増加分はマグニチュード 2.0 の余震 1 個分の 1 パーセントを多少上回るが、 $i$  がこの値の全余震のエネルギーに対する割合はその数が多いほど小さくなる。このような操作が行われるためには、小数第 2 位のすべての数値を十分にカバーするだけ地震の数が必要である。マグニチュードがより小さくなれば総エネルギー増加の割合はより小さくなるはずである。すなわち、余震活動は、入れ子構造をつくり、総数が一定の条件を満たしながら、総エネルギーが一定の状態に漸近する。その場合の最も確からしい状態が、Gutenberg-Richter スケーリング則等を満足する。

#### 文献

- Holliday, J. R., Turcotte, D. L., and Rundle, J. B. (2008) A review of earthquake statistics: fault and seismicity-based models, ETAS and BASS: Pure appl. geophys. 165, 1003-1024.
- Utsu, T. (2002) Relationship between magnitude scales: in ed. Lee, W. H. K., Kanamori, H., Jennings, P. C., and Kisslinger, C.: International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A, Academic Press, Amsterdam, 733-746.
- Tokunaga, E., (2003) Tiling properties of drainage basins and their physical bases: in ed. Evans, I. S., Dikau, R., Tokunaga, E., Ohmori, H., and Hirano, M.: Concepts and modelling in geomorphology-international perspectives-, TERRAPUB, Tokyo, 147-166.
- Turcotte, D. L., Holliday, J. R., and Rundle, J. B. (2007) BASS, an alternative to ETAS: Geophys. Res. Lett. 34, L12303.
- Yang, C. T. (1971) Potential energy and stream morphology: Water Resour. Res., 7, 311-322.

# 13) アラスカ・ユーコン河の流出とベーリング海への影響(2)

\* 知北和久<sup>1</sup>・工藤 勲<sup>2</sup>・和田知之<sup>1</sup>・齋藤誠一<sup>2</sup>・岡田一樹<sup>1</sup>

1. 北大・理 2. 北大・水産

## はじめに

今年 10 月の陸水学会札幌大会で発表した内容の続編である。2008 年度から 3 年計画ではじまった「アラスカ・ユーコン河とベーリング海との相互作用」に関する研究について、今年の調査で得られた知見（観測結果とモデリング）を紹介する。ユーコン河の流域は、面積  $8.55 \times 10^5 \text{ km}^2$  で日本国土の約 2.4 倍であり、北極圏をまたぐ亜寒帯に属する。流域の南部高山域は、氷河被覆域で流域全体の約 1.1 % を占め、他の多く(流域全体の 74.8 %)は林床下に不連続永久凍土を有する針葉樹林帯である。

6 月～9 月には、この氷河域からの盛んな土砂供給と河川土砂流出によって、ベーリング海に面するユーコン・デルタ沖には顕著な懸濁プリズムが形成される。

## 方法と結果

図 1 に、ユーコン河流域と観測点の位置を示す。PLS, YKB, NEN 地点で流量・水温・濁度のモニタリングをしながら、ALK 地点付近のデルタ沖合に発達する懸濁プリズムの内外でプロファイラーによる船上観測を行った。図 2 は、PLS 地点における日平均の水温・懸濁物質濃度 (SSC)・流量・土砂流出量の年間変動を示す。2008 年夏季は氷河の融解が顕著で、7 月～8 月上旬の間氷河融解に伴う SSC と土砂流出量の大きな変動が認められる。なお、河の結氷期間は水温変化から 2007 年 10 月 18 日～5 月 15 日の約 7 ヶ月間である。図 3 は、ユーコン河デルタと沖合の 2008 年 7 月 6 日 MODIS 可視像で見た懸濁プリズムの様子を示す。この日の PLS 地点における土砂流出量は 1,960 kg/s で、比較的低い値とった(図 2)。ユーコン河デルタ上では、ALK 地点の流量が他の分岐川に比べ

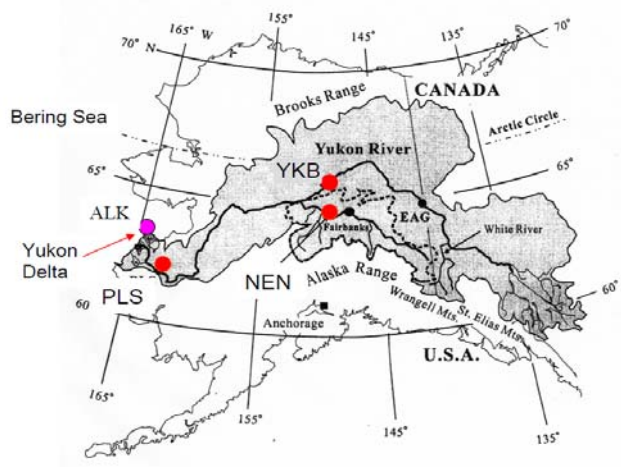


図 1. アラスカ・ユーコン河流域 (灰色) と観測点の位置。

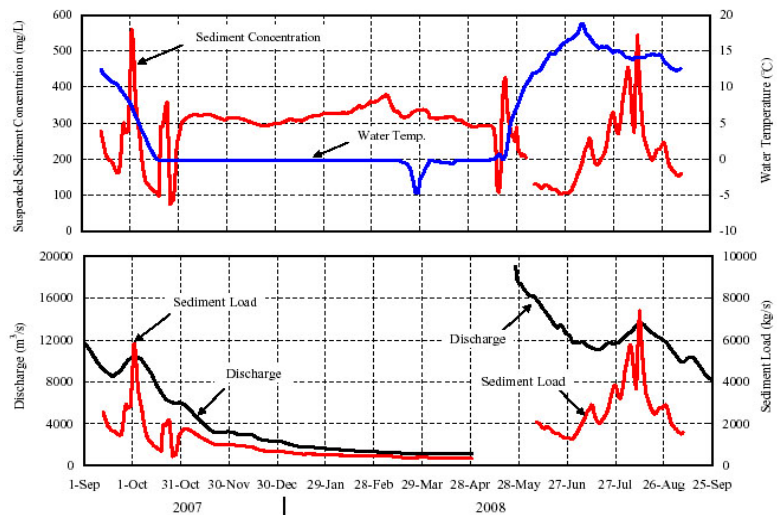


図 2. PLS 地点における 2007 年 9 月～2008 年 9 月の水温・懸濁物質濃度・流量・土砂流出量の時間変化 (日平均値)。

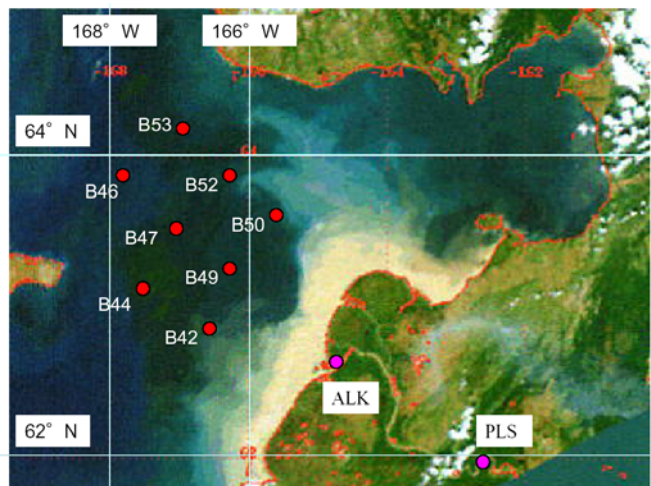


図 3. ユーコン河デルタ沖に形成された懸濁プリズムと観測点の位置 (2008 年 7 月 6 日 MODIS 画像)

なり大きい。このため、河川土砂は主に ALK 地点を  
通ってベーリング海流入後、一部はデルタ西岸に  
沿った北向き沿岸流に乗って北上していたことがわ  
かる。

図 4 は、デルタ沖合の B50~B53 地点でプロファ  
イラーによって得た濁度・水温・塩分の分布を示す  
(図 3 参照)。B52 地点沖合下層に約 0°C の海水が  
存在し、懸濁プリズムはごく表層に浮いた状態で広  
がっていることがわかる。結果として、懸濁プリズ  
ムの北方向への拡散の様子は、PLS 地点の土砂流出  
変動に依らず常に認められた。また、図 3 に見られ  
るデルタ周辺の高濁度ゾーンは、土砂流出量変動に  
拠らずほぼ同面積で存在した。このことから、懸濁  
ゾーンより沖合では濁水が下層へ貫入する「懸濁底  
層流」が形成され、ユーコン河の土砂流出量は、こ

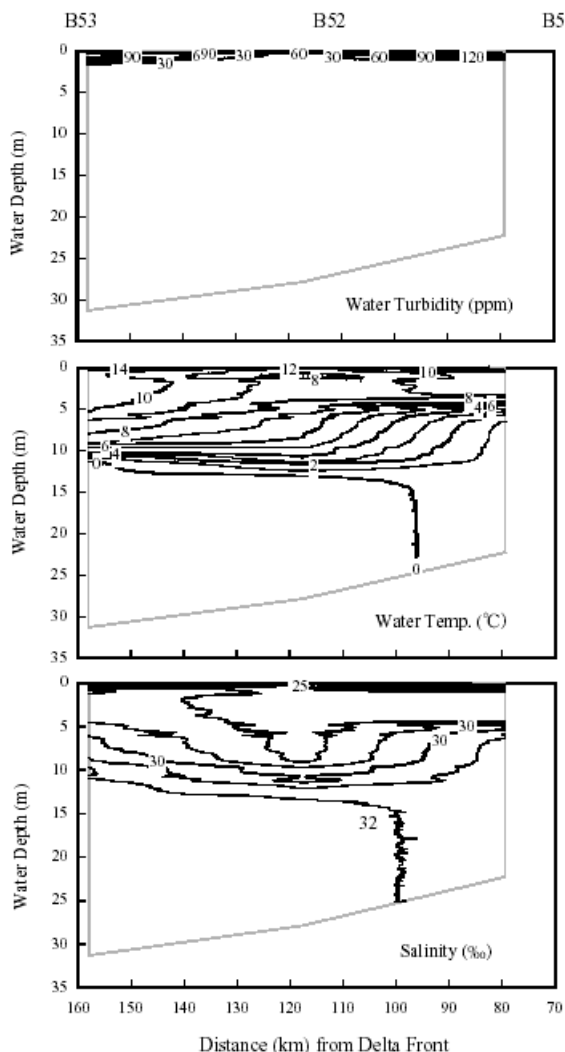


図 4. ユーコン河デルタ沖 B50~B53 地点で得た濁度・  
水温・塩分の分布 (2008 年 7 月 3 日).

の密度流の強弱を決定していることが考えられる。

現在、引き続いてデルタとその沖合の実寸模型を  
使った懸濁プリズムに関する数値実験を実施してお  
り (図 5), 懸濁プリズムの挙動が沿岸流, 吹送流,  
懸濁物質の粒度, 土砂流出量などどのように関係  
しているかを検討中である。

他方, PLS 地点の流量と懸濁物質濃度の時系列デ  
ータに対しタンクモデルと sediment rating curve に  
よる流出解析を進めている。図 6 は 2008 年夏季デ  
ータに対する計算結果で、比較的良く再現されてい  
る。

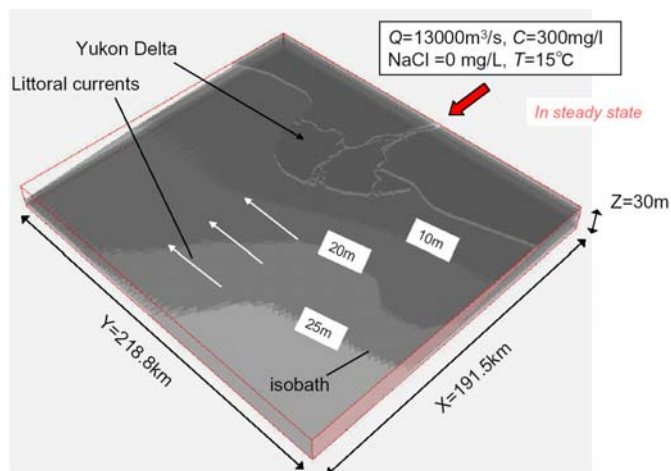


図 5. ユーコン河デルタと沖合の実寸模型。

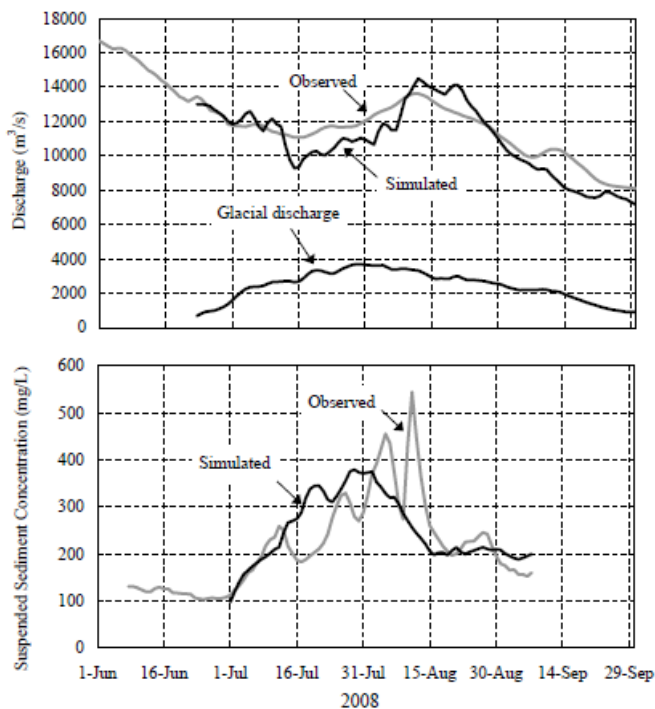


図 6. PLS 地点の 2008 年 6 月~9 月の流量と懸濁物質  
濃度の時系列に対する解析結果。

高橋雅博<sup>1</sup>・石井吉之<sup>1</sup>・喜澤一史<sup>2</sup>( <sup>1</sup> : 北海道大学低温科学研究所、<sup>2</sup> : 北海道開発局豊平川ダム統合管理所)

**はじめに** 融雪期に降雨が生じると河川は著しく増水する。降雨によって融雪が進んだために洪水が起きたと考えられがちであるが、一般に中緯度地帯では融雪期の気温はそれ程高くなく、降雨による融雪量は少ない(石川, 1994)。また、大雨時の融雪出水に積雪が果たす役割に関して、中津川・星(2001)は豊平川上流域(134km<sup>2</sup>)において融雪期に3日間雨量100mm以上の2つの融雪出水を比較し、積雪内部での貯留効果の大小によって流出率が大きく異なることを報告した。一方、石井(2007)は石狩川支流雨龍川源頭部の母子里において、融雪初期(積雪深1.8m)の約20mmの降雨が、ほとんどハイエトグラフの形を変えずに3時間の遅れで積雪底面から流出し、積雪内部での貯留効果が見られない例を報告している。同様の相反する結果は海外でも報告されている。このように降雨と融雪が重なった時の出水現象については、まだ十分に理解が進んでいない。そこで、札幌市郊外の定山溪ダム流域(104km<sup>2</sup>; 図)における融雪期の降雨流出を解析し、著しい河川増水が起きる要因を検討した。

**方法** 対象流域では北海道開発局によって降雨量・積雪深・気温・河川流量などの基本的な水文観測が継続的に行なわれている。これらの中から1990年以降の4~5月に降雨量が多かった年を選び、降雨と融雪が重なった時の22出水例を抽出した。また、流域内での面積融雪量を知るために、2008年3~5月に流域内の7地点で気温・積雪量・降雨量を観測し、degree-day法によって標高帯(200m間隔)別の融雪量を推定し全流域の総融雪量を求めた。

**結果** 1) 融雪係数: 対象流域の標高幅は400~1000mと小さいため、雪面低下法で得られた融雪量と積算気温量から求めた各地点の融雪係数(degree-day factor)には標高毎の差異が見られなかった。週1回全地点で得られた融雪係数を平均すると0.52cm/°Cとなり、面積融雪量の算定にはこの値を用いた。

2) 流出率: 当該降雨及び融雪量に対応する河川流出量は水平分離に近い形でハイドログラフから切り取った。すなわち、流量の立ち上がりから、ピークおよびその後の減水を経て、次

の増水が起きるまでの点を直線で結び、この直線より上の部分を流出高と考えた。この直線は多くの場合水平またはそれに近いものとなり、そうならない場合は解析例から除外した。こうして求めた流出率([流出高]/[降雨量+融雪量])は0.07~0.34と大きくばらついた。流出率と降雨量・強度・継続時間・初期流量・ピーク流量などの影響因子との関係を調べたが、いずれも有意な傾向は見られなかった。また、6~8月の夏期及び9~10月の秋期の降雨流出時の流出率は夏期が0.03~0.05、秋期が0.17程度となり、降雨と融雪が重なった場合には秋期以上に大きな流出率となる例も多いことがわかった。こうした場合の入力量(降雨量と融雪量)の内訳を調べると、融雪量が47~73%を占めていた。すなわち、融雪期に30mmの降雨があると融雪量と合わせて60mm以上の入力量となり、このために30mmの降雨量に見合わない著しい河川増水が起きると考えられる。

しかし、降雨時の融雪量は晴天日の融雪量ほど大きくはならないという既往の研究結果(小島ほか, 1973; 宍戸ほか, 2005)もあり、今回求めたdegree-day法による融雪量の妥当性を熱収支観測結果などから吟味する必要がある。

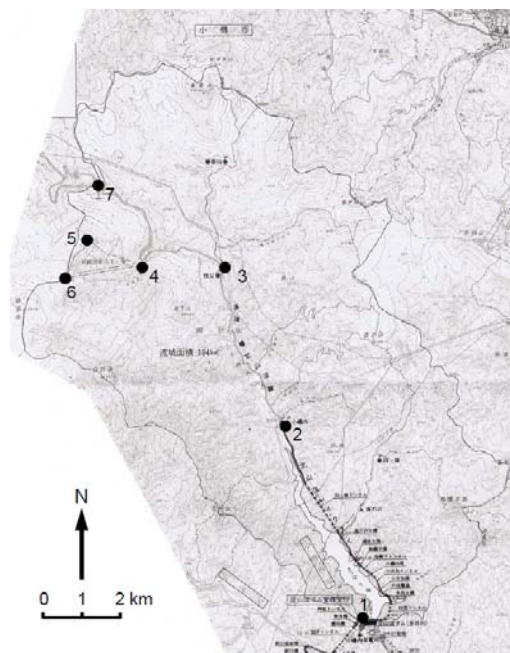


図. 定山溪ダム流域と2008年の融雪量観測地点

※米山亜里沙（法政大・学）・小寺浩二（法政大）・飯泉佳子（JIRCAS）・寺園淳子（JIRCAS）

I はじめに

河川流域からの物質流出は、沿岸域や海域に影響を及ぼすが、流域の地質・地形・土壌・土地利用等により物質流出に差異が生じる。沖縄県の島々の河川は、周辺海域のサンゴ礁などの生態系に影響を与えており、流域環境の特性や変化は様々である。対象とする石垣島には、主な河川流域に宮良川・名蔵川・轟川などがあり、流域単位での土砂・栄養塩流出の研究が行われてきた（大澤 2004・坂西ほか 2007・仲宗根ほか 2001 等）。特に、農作物の変化や、赤土流出の問題に関しては、轟川や名蔵川などで集中的な調査が進められているが、石垣島全体の河川の特徴や流域環境変化に関する研究はあまり行われていない。そこで、本研究では、石垣島諸河川の河川特性と流出物質の特徴について明らかにすることを試みる。

II 研究方法

諸河川の水文特性を把握するために、ストレーラー法に基づく水系図を 25000 の 1 地形図より作成し、27 流域の流域面積・流路総長・流路延長・水系密度・流域形状係数等の流域特性値を算出した。また、各河川の水質特性を把握するため、2008 年 5 月に南部地域 45 地点、8 月に全域 59 地点で調査を行い、採水後アルカリ度の測定、イオンクロマトグラフィーによる陽イオン・陰イオン分析、吸光度法による全窒素・全リン分析を実施した。

III 結果および考察

1) 流域特性 北部には、流域面積が狭く勾配

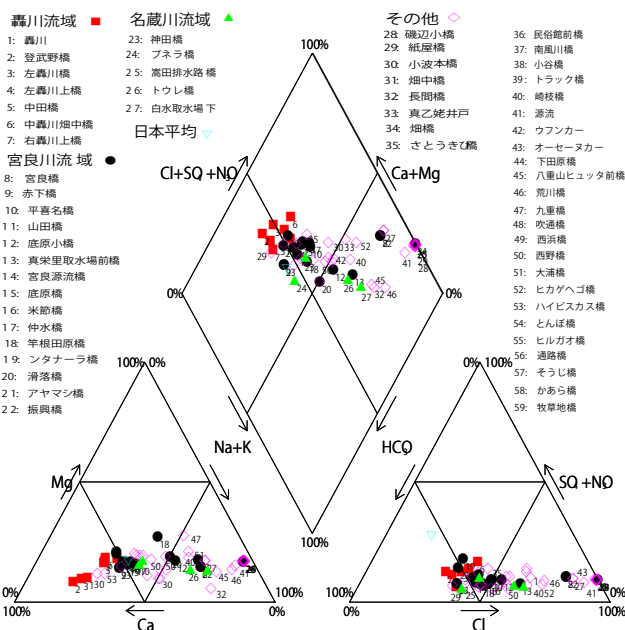


図 1 化学組成

の急な河川が多く、規模の大きな川は南部に集中している。流域形状係数で 1 を超える流域は 1 つで、0.20~0.40 が多い。

2) 主要溶存成分

於茂登花崗岩類を源流とする河川では、イオン含有量が少ないことが知られている（川野ら 2002）が、本研究でも同様の傾向が見られた。全体的に NaCl が全国平均よりも多く海塩の影響と考えられるが、轟川流域では CaHCO3 型が顕著であり、石灰岩層の影響が示唆される。水質は、流域や地域による共通性が見られたが、新川川などでは排水の影響がみられ、井戸水の塩水化も観測された。

3) 全窒素・全リン

全窒素量は生活排水や農業排水が流入する新川川や轟川流域、宮良川支流で多い。宮良川支流の底原川は、全窒素量は少ないものの、地点によってはアンモニア態窒素や亜硝酸態窒素が存在し、流域内の水田が影響していることが示唆される。また全リンは 0.04mg/l 以上の地点も多く、COD との相関が高い。

IV おわりに

水文特性や水質により諸河川の特性を明確にすることができた。特に流域の大きい宮良川では地点により水質が異なっており、地質や土地利用の影響が示唆され、さらに詳細な流域特性に関する検討をすすめる必要がある。

参考文献

坂西研二・中村乾（2007）：石垣島宮良川流域における懸濁性土壌、窒素およびリンの推定流出量、水土の知、農業農村工学会, Vol.75 No.9,821-824

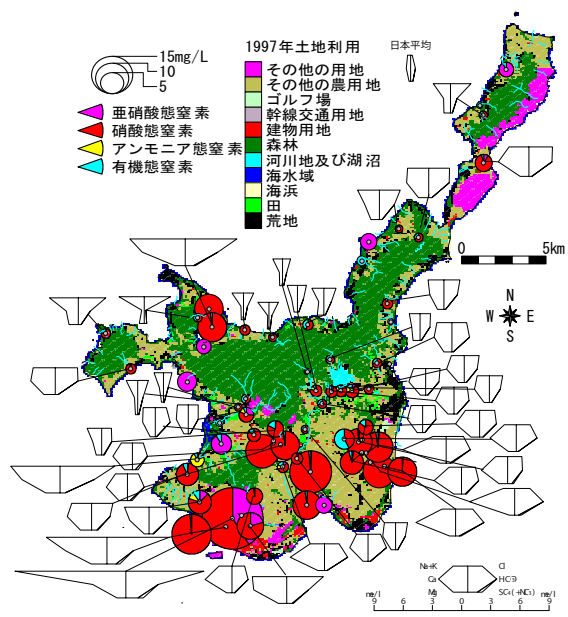


図 2 各地点の各形態窒素割合と化学組成

\*小寺浩二（法政大）・森本洋一（法政大・学）

林 裕子（てるはの森の会）・西崎貴子（地域環境科学研究会）

I はじめに

大淀川支流本庄川流域には、全国でも貴重な照葉樹林の自然林が多く残っており、その保全や再生に関して様々な努力が行われている。また、落葉樹・針葉樹などの林相の違いによる流出の違いなどに関する研究は古くから行われてきているが、照葉樹林地域に関する研究は限られており、本庄川流域でも研究事例は少ない。

そこで、本庄川支流の綾北川・綾南川および本庄川・大淀川下流の流量の長期変動を解析し、この流域の流出特性とその変化について考察した。あわせて、大淀川流域全体の流域特性解析の中から、本庄川の特徴を抽出し、流出特性に関係深い流域特性の影響について検討した。

II 研究方法

まず、50000分の1地形図からストレーラー法に基づく水系網図を作成し、各4次流域の流域特性値を測定・算出し、本庄川の大部分を占める綾北川・綾南川・深年川の流域特性を明らかにした。次に、流量の長期観測結果から、大淀川各支流の流出特性を求め、本庄川の特徴を示した。特に、本庄川については、大正年代～昭和



図1 大淀川の水系網と主な支流

30年代の流量要覧の値も用いて、長期的な変動特性について明確にした。

III 結果および考察

1) 流域特性 本庄川は、岩瀬川と同じく、水系密度も水系頻度も高いが、4次流が長く、3次流・2次流が短いなど、大淀川の流域の中でも特異な流域特性がある。しかし、深年川は、水系密度が高い割に水系頻度が低く、2次流が長い特殊な流域形状を持つ。

2) 流出特性 流量要覧と流量年表から得られた流況の解析により、長期的な変動特性が明確になった。渇水流量が少ないことは、渇水期でも植物による蒸散が盛んであることを物語り、照葉樹林帯の特徴が明らかになった。

IV おわりに

流域内にも人工林である針葉樹や落葉樹は分布し、場所によって林相は異なっている。今後は、地質の違いなども踏まえて、源流域単位の流出・水質特性について研究していくことが必要である。

参考文献

西崎貴子・小寺浩二(2002):大淀川の流域特性—主な支流の水系と流出について、水文地理学研究報告 6, 2-21.

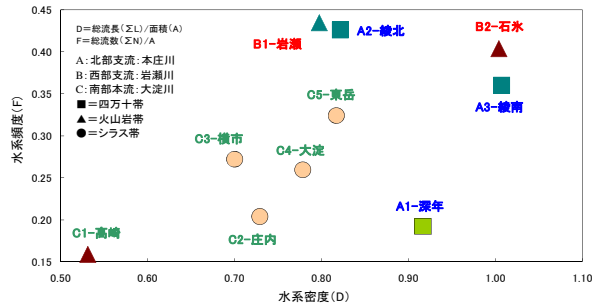


図2 各支流の水系密度と水系頻度

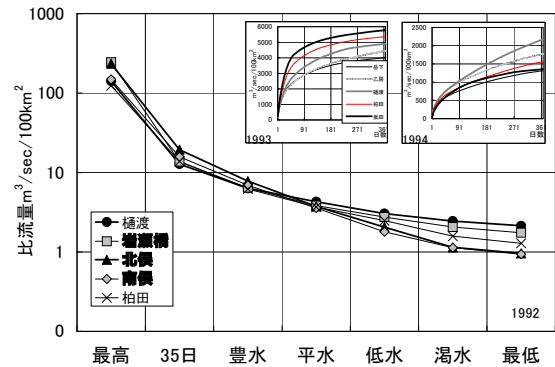


図3 大淀川主要観測地点での流況

○佐伯寅彦、木村賢人（北大農学院）

浦野慎一、岡田啓嗣（北大農学研究院）

小川善一（榎大林組）、菊池工（山本建設(株)）

**1. はじめに** 自然氷を利用した省エネ型農水産物貯蔵庫は、寒冷地における自然エネルギー利用の低温貯蔵庫としてその普及が期待されている。しかし、この貯蔵庫は冷熱損失を最小限にするため施設を断熱構造にする必要があり、初期コストが高くなる。そのため、この貯蔵庫を実用化し普及させるためには、適切な断熱構造の把握を基礎にした、初期コストを安く抑えるための熱的設計基準が必要である。そこで本研究では、稚内に建設された実験施設で2007年の夏期に熱収支を観測し、施設の熱的問題を検討した。また、2008年は換気による熱損失を抑えるために風除室を設置したので、継続して観測を行い風除室の熱的効果を検討した。

**2. 方法** 観測した施設は、稚内市声間に建設された実験貯蔵庫である。貯蔵庫の形状はかまぼこ形で、大きさは幅10m、奥行き12m、高さ5mである。2008年度からはシャッター前に2.5mの風除室を設置した。外壁には断熱材としてウレタンフォームを内外に合計150mm使用し、熱貫流抵抗は $1.72 \text{ m}^2\text{h}^\circ\text{C}/\text{kJ}^{-1}$ である。この貯蔵庫では農産物だけでなく水産物の貯蔵も行うため、目標庫内温度は4~5月は $-1^\circ\text{C}$ 、6~10月は $3^\circ\text{C}$ としている。そのため、製氷用の水として通常の水28 tonの他に融点が $-3^\circ\text{C}$ の5%プロピレングリコール溶液12.5 tonと海水25 tonを使用した。床にはホタテ貝殻を敷き詰め、その間に27 ton製氷した。2008年度はそれに加えて、床の上に約13 tonの雪を投入した。2月に氷結厚を求めて測定した結果、実際の貯氷量は、2007年度は約80 ton、2008年度は約87 tonだった。

**3. 結果と考察** 両年の外気温・庫内気温の推移を図に示した。2007年・2008年の両年とも、外気温はほぼ同様に推移した。2007年は8月31日に庫内の氷が全て融解し庫内気温の上昇がやや急になったのに対し、2008年度は観測期間内に融解が完了せず、低温維持期間が長かった。

解析期間の庫内の氷の融解量を、以下の式で推定した。

$$W = (Q_w + Q_f + Q_v + Q_{FAN}) / L \quad (1)$$

ここで、 $W$ は融解量( $\text{ton day}^{-1}$ )、 $Q_w$ 、 $Q_f$ はそれぞれ壁・

床を通じた熱流入量( $\text{MJ day}^{-1}$ )、 $Q_v$ は換気（すきま風、人の出入り）による熱交換量( $\text{MJ day}^{-1}$ )、 $Q_{FAN}$ は内部に設置したファンの発熱量( $\text{MJ day}^{-1}$ )、 $L$ は氷1 ton 当たりの融解潜熱( $\text{MJ ton}^{-1}$ )である。 $Q_w$ 、 $Q_f$ 、 $Q_{FAN}$ は施設の設計値と内外の温度差を用いて求めた。また、換気量は以下の式を用いて計算した。

$$Q_v = V \cdot \rho \cdot C_{pa} \cdot \Delta T_{air} \quad (2)$$

ここで、 $V$ は1日あたりの換気量( $\text{m}^3\text{day}^{-1}$ )、 $\rho$ は空気密度( $\text{kgm}^{-3}$ )、 $C_{pa}$ は空気の比熱( $\text{kJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ )、 $\Delta T_{air}$ は内外気温差( $^\circ\text{C}$ )である。この貯蔵庫では自然換気が生じており、その換気量は不明である。そこで、2007年は8月31日に全ての氷が融解したため、8月31日時点での $Q_w$ 、 $Q_f$ 、 $Q_{FAN}$ による融解量の計算値56.3 tonと実際に融解した氷量80 tonとの差を換気による融解量として換気量を推定した。その結果、2007年の平均換気回数は $0.34 \text{ 回 h}^{-1}$ となった。それぞれの要素による融解量は、全体の約1/2を床からの熱流入が占め、壁からの熱流入と換気による熱交換がそれぞれ約1/4であることが分かった。このうち床からの熱流入は面積が相対的に小さいにもかかわらず最も大きな値となっており、また、換気による熱交換も大きいためこれらについて対策が必要である事が分かった。2008年は観測期間内に融解が完了しなかったため、10月31日時点での $Q_w$ 、 $Q_f$ 、 $Q_{FAN}$ による融解量の計算値77.6 tonと貯氷量87 tonとの差を換気による融解量として推定した。その結果、2008年の平均換気回数は $0.09 \text{ 回 h}^{-1}$ となり、換気による熱交換の影響を大幅に抑えることができた。

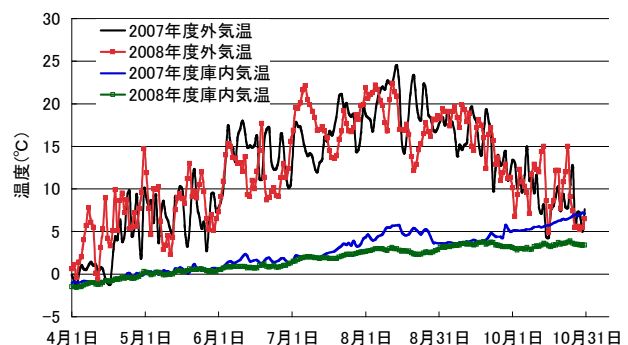


図. 外気温と庫内気温の推移

柏谷健二（金沢大学・環日本海域環境研究センター）

20年前の1988年11月、旧ソ連邦・科学アカデミー最高幹部会議はバイカル湖の国際共同研究を目的として、その国際的な開放を決定した。ソ連の科学アカデミー・シベリヤ支部は、共同研究を行うための組織としてバイカル国際生態学センター（BICER）の設立を呼びかけるワークショップを1990年4月にイルクーツクで開催した。わが国では、1991年3月に日本BICER協議会を設立し、バイカル湖に関する国際共同研究の組織化が行われてきた。その一つとしてバイカル掘削プロジェクト（BDP）が進められてきた。国立環境研究所を中心として開始されたプロジェクトであるが、現在はバイカル湖の流域にあるモンゴル・フブスグル湖の掘削プロジェクト（HDP）に引き継がれている。今回は、これまでの経緯とバイカル湖とフブスグル湖の比較研究のいくつかを報告する。

#### Baikal

名称	掘削場所	長さ	年
1. BDP-93	Buguldeika Saddle	100m	1993
2. BDP-96	Academician Ridge	200m	1996
3. BDP-97	Southern Basin	42m	1997
4. BDP-98	Academician Ridge	600m	1998
5. BDP-99	Posolskaya Bank	300m	1999

#### Hovsgol

1. 2002 KDP-1 55m 1.0 Myr Russia (Limnological Institute, RAS)、Mongolia (Institute of Geology & Mineral Resources)
2. 2004 HDP04 81m 1.0 Myr Japan (Nagoya Univ., Kanazawa Univ.)、Mongolia (Institute of Geology & Mineral Resources)、Russia (Geochemical Institute, RAS)、Korea (Korea Institute of Geoscience & Mineral Resources)
3. 2006 HDP06 28m 0.4-0.5? Myr Japan (Nagoya Univ., Kanazawa Univ.)、Mongolia (Institute of Geology & Mineral Resources)、Russia (Geochemical Institute, RAS)、Korea (Korea Institute of Geoscience & Mineral Resources)
4. 2008 HDP-08 12m 0.2? Myr Japan (Kanazawa Univ., Nagoya Univ.)、Mongolia (Institute of Geology & Mineral Resources)、Russia (Geochemical Institute, RAS)、Korea (Korea Institute of Geoscience & Mineral Resources)
5. 2009 HDP09 250m? 3.0? Myr Japan (Kanazawa Univ., Nagoya Univ.)、Mongolia (Institute of Geology & Mineral Resources)、Russia (Geochemical Institute, RAS)、Korea (Korea Institute of Geoscience & Mineral Resources)

