樽前火山流域における洪水流出解析

苫小牧工業高等専門学校専攻科　学生員　○菅原元気
苫小牧工業高等専門学校　正会員　八田茂実
苫小牧工業高等専門学校　正会員　秋野隆英
苫小牧工業高等専門学校　非会員　藤井清志

1. はじめに

わが国には第四紀火山流域が広く分布している．第四紀火山流域は渇水比流量が大きい，減水係数が小さいなどの特徴を持つ．このため利水を目的とした研究がこれまでに多くなされてきているものの，洪水流量が大きくないため，洪水流出に関する研究がほとんどなされていない．しかしながら，噴火などにより透水性が低下する例も報告されており[3),4)]，将来的には洪水流量が大きくなる可能性もある．

本研究では，第四紀火山である樽前山山麓を流域とする小糸魚川を対象に，洪水流出特性を検討し，洪水流出モデルを提案する．更に，樽前山麓を流域とする他の河川についても提案した流出モデルの適合性を検討する．

2. 対象流域の概要

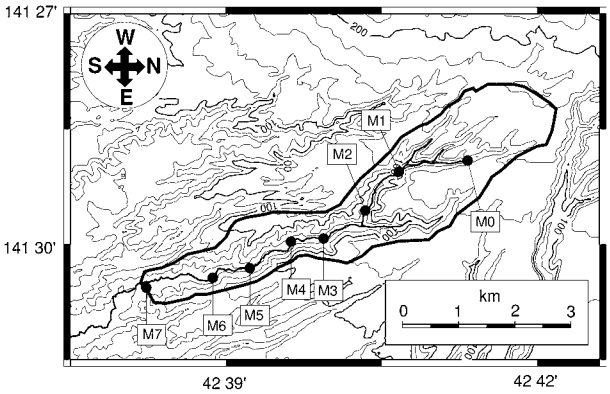
本研究で対象とした小糸魚川流域は，樽前山麓南側に位置する流域面積 8.97km^2，本川延長 7.39km，河道総延長 9.34km，最低標高 27m，最高標高 187m の山地小流域である．流域の概要を図-1 に示す．苫小牧市水道部が行った河道周辺の調査によれば，地表面下 2.5m の位置に 1m 程度の厚さの泥炭層が不連続に見られる他は，地表面下 9.5m の不透水層 (溶結凝灰岩) まで軽石混じりの砂礫層や砂質土層 (飽和透水係数：1.0～4.0×10^{-4}m/s) で覆われている．

本研究では下流端 (M7 地点) 及び本川最上流部の湧水地点 (M0 地点) において，水圧水位計と水温計を設置して水位及び水温を一時間単位で測定し，洪水時には M7 地点に自動サンプラーを設置して一定時間毎に採水を行っている．一方，雨量に関しては，積雪期間を除いて流域の上流付近及び下流部で転倒ます式自記雨量計により一時間単位で測定を行っている．2000 年及び 2001 年の積雪期間を含めた観測資料によれば，年降水量 1800mm に対して年流出高 2700mm であり[5)]，流域内で水収支が完結していないことが分かる．よって，対象流域には地形上の流域界を超えた地中水の流入があるものと考えられる．

3. 小糸魚川の流出特性

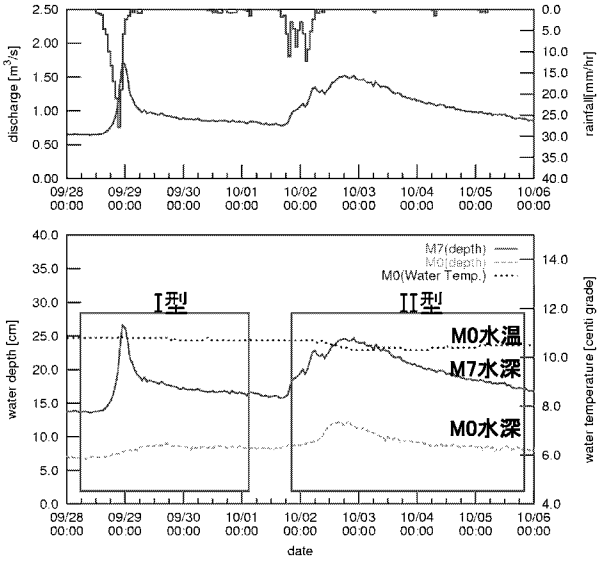
(1) 洪水流出形態の分類

図-2 は洪水時の M7 地点の水位及び M0 地点の水位と水温の変化の一例である．対象流域では大きく 2 つの流出



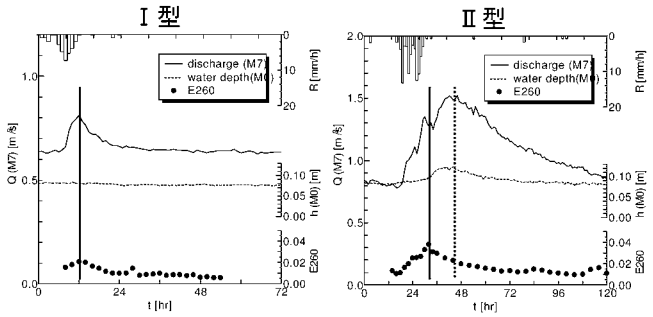
図–1 対象流域の概要

形態が存在する．すなわち，1) 図-2 の前半部に見られるように，洪水時に最上流部の湧水量がほとんど変化しないにもかかわらず，流域末端で大きな流量変化が見られるもの，2) 図-2 の後半部のように湧水量と流域末端の流量の増加傾向が良く一致しているものである．本研究では前者を I 型，後者を II 型の出水と呼ぶことにする．ハイドログラフの形状をみると，I 型は洪水開始からピーク流量の立ち上がりが早く，II 型ではピーク流量の出現が遅いことが分かる．また，II 型では複数のピークを有する場合がある．これらの流出形態の違いは API(先行降雨指数) の大きさに大きく関連する．API は流域の湿潤度を表す指標と考えると，I 型の出水は流域が乾燥した状態で起こりやすく，II 型は湿った状態で起こりやすいと言える．



図–2 洪水時の M0 及び M7 地点の水深と M0 地点の水温の変化

Key Words: 第四紀火山流域，流出解析，流出寄与域
〒 059-1275 北海道苫小牧市錦岡 433 番地



図–3　Ⅰ型及びⅡ型の流出量と E_{260} の変化

(2)　Ⅰ型及びⅡ型出水の流出特性

図-3 は，M7 地点で採水した試料の波長 260nm における吸光度 (E_{260}) をハイドログラフとともにプロットしたものである．E_{260} はフミン質濃度と相関が高く[6]，地表面近くの比較的浅い層からの流出と関係が高いことが報告されている[7),8)]．図を見ると明らかなように，Ⅰ型では流出量のピークと E_{260} のピークが良く一致しており，Ⅱ型では流出量ハイドログラフの第一ピークと E_{260} の増加が対応していることが分かる．つまり，Ⅰ型の出水は比較的浅い層からの流出が主体であり，Ⅱ型の場合はⅠ型の流出に続いて大規模な地中水の流出が現れる基底流出型の流出であると考えられる．

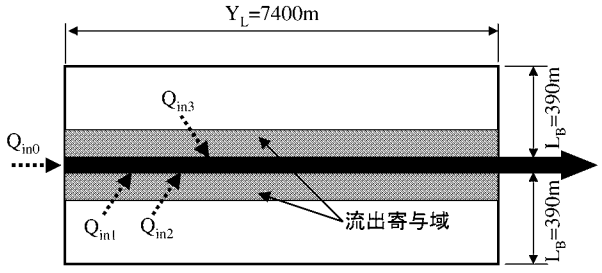
4.　流域のモデル化と流出計算

(1)　流域のモデル化

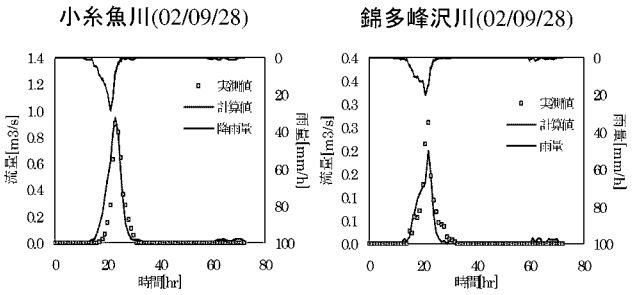
対象流域では水収支が完結しておらず，特に上流域で流域界を越えた地中水の流入が考えられる．このため，本研究では水源部の流量変動がほとんど見られないⅠ型の出水について流出計算を行った．計算に当たっては，小糸魚川流域を図-4 のように矩形に近似し，Kinematic wave 法を用いて計算を行った．本川上流部及び上流側の支川の本川合流地点で流量を与えることとし，斜面勾配を 1/10，河道断面を長方形断面に近似した．また，対象流域では透水性が大きく，斜面域全体からの流出が生じているとは考えにくいため，河道および河道近傍の流出寄与域に入力された降雨が流出するものとした．具体的には直接流出の流出率を河道近傍の流出寄与域の面積率とし，河道から一定幅の流出寄与域を設定する．なお，対象とした小糸魚川流域では，Ⅰ型出水の 4 出水例で流出率はほぼ一定で，いずれも河道を中心として 16m の領域が流出寄与域になる．

(2)　計算結果

小糸魚川流域の流出計算を行った結果の一例を図-5(左)に示す．図より先に示した条件で実測流量をほぼ再現できることが分かる．更に，図-5(右) は小糸魚川に隣接する錦多峰沢川流域を対象とし，流域と流出寄与域の面積率も同様として，同様のモデルで計算した結果を示している．



図–4　流域のモデル化



図–5　Ⅰ型出水の直接流出の再現結果

ピーク流量が実測値より若干小さくなっているが，ハイドログラフの形状をほぼ再現可能である．

5.　おわりに

本研究では，洪水流出形態の分類を行ったうえで，観測資料に基づきその流出経路を検討した．この結果，1)Ⅰ型出水は地表面に近い比較的浅い層からの流出である，2)Ⅱ型出水はⅠ型出水に続いて大規模な地中水流出が現れる基底流出型の流出であることを示した．また，Ⅰ型出水を対象として洪水の主体が河道および河道近傍の流出寄与域からの流出によるものとして小糸魚川流域及び隣接する錦多峰沢川流域の流出計算を行った．その結果，提案した流出モデルで両流域ともⅠ型出水を再現できることを示した．今後は水源付近の流出特性を検討したうえでⅡ型出水についてもモデル化を図る必要がある．

参考文献

1) 高橋裕：河川水文学，共立出版，1978.
2) 八田茂実，秋野隆英，藤井清志：樽前火山流域の流出特性について，水工学論文集，48，pp.349-354，2004.
3) 恩田裕一，竹中千里，水山高久：雲仙火山灰が浸透能低下を引き起こす原因，雲仙火山砂防研究報告第 2 号，pp.32-37，1996.
4) 池谷浩，ヘンドロヤント，小杉賢一朗，水山高久：火山噴出物の被覆による浸透能の減少－雲仙における比較試験－，雲仙火山砂防研究報告第 2 号，pp.27-31，1996.
5) 八田茂実，秋野隆英，藤井清志，照井文哉：苫小牧周辺河川の流出特性，土木学会北海道支部論文報告集，58，pp.314-317，2002.
6) 丹保憲仁，亀井翼：自然系，都市系の流出指標としての紫外部吸光度と TOC，水文・水資源学会 1988 年研究発表要旨集，pp.180-181，1988.
7) 嵯峨浩：山地流域の降雨流出現象に関する研究，北海道大学学位論文，pp.97-99，1991.
8) 早川博，内島邦秀：富里ダム流出試験地の流出特性について，土木学会北海道支部論文報告集，49，pp.324-329，1993.