

北海道の水文

Hydrologic Processes in Hokkaido

中津川 誠

Makoto NAKATSUGAWA

1. はじめに

地球環境の議論が一つの契機となり、水文学も空間スケールからみて、より広域的な問題を扱う例が多くなってきた。すなわち、山間の小さな流域や流出試験地を対象として培われてきた研究成果をより大きな流域で適用し、また、それを国内だけでなく、諸外国の流域をも対象に、大規模な水循環プロセスにアプローチしようと動きが一つの潮流となっているように感じられる。このような研究の進展は、一つには人工衛星という宇宙から地球の表情をとらえることのできるテクノロジーが充実してきたこと、もう一つには研究分野の横断化によって、対象とする空間スケールが拡大してきたことによると考えられる。地球規模の環境問題を対象とした気象や気候の問題、流域から海域への土砂や水質成分の輸送問題における水理や水質の問題、森林や湿原を対象とした植物や生態系の問題との関与は、ますます水文学の（空間的にも質的にも）広域化を促す要因となろう。

本報告では、北海道という積雪寒冷地を対象場に据え、水文現象に関与する気候の特徴を概観した上で、このような場で広域的な水収支問題を扱うために必要となる研究手法を解説した。具体的には、水収支を考える上で構成要因となる降水量、蒸発散量、積雪・融雪量の把握手法をレビューした。また、その上で、日本の代表的な大河流域である石狩川流域の水収支を、広域水収支の解析事例として示した。

2. 北海道の気候

2-1 気候の特色

(1) 気温

北海道の主要個所の月平均気温（平年値）を図2-1に示す。気温からみた特徴として、第一に対馬暖流の影響下にある日本海側の寿都と、親潮の流れる太平洋側にある根室、ないし海水温の低いオホーツク海側にある網走で差がみられることである。とくに太平洋側では海霧の発生もあって夏は気温が上がらず、日照時間も小さい。第二に旭川のような内陸にある個所で夏と冬の較差（1月と8月の較差で約29℃）が大きいことである。このことはよく大陸的な気候という言葉で表される。第三に網走でみられる夏期の低温がオホーツク海高気圧によってもたらされることである。これはオホーツク海上空から吹き出す湿潤低温気塊で、いわゆる「やませ」と称するものである。

(2) 降水量

図2-2には北海道の降水量分布を、また図2-3には主要個所での降水量の月別平年値を示す。これから、西部多雪域と太平洋側で1200～1600mm、内陸部からオホーツク海側にかけては降水量が800～1000mm程度となっている。これを季節別にみると、12月から3月にかけての冬期は、日本海側から渡島半島にかけて各月とも降水量換算で100～200mmの降雪があり、この降雪は年降水量の30～40%を占めるものである（寿都、札幌の例）。一方、太平洋側から網走管内にかけては各月とも40～60mmの降水量にとどまる（根室、網走の例）。4～6月の春期は、太平洋側で各月とも100～150mmと多雨となる（根室の例）。一方、渡島半島を除く日本海側やオホーツク側では各月とも40～70mmと年間で最も少ない時期となる（寿都、札幌、旭川の例）。夏に入って、7月は全道的に70～100mm、太平洋側では所々200mm以上と多くなる。8月も全道的に100～150mm、太平洋

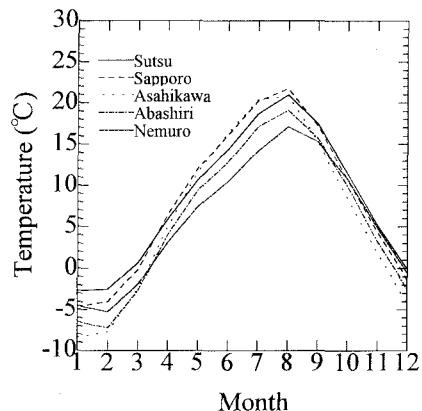


図2-1 道内主要個所の月平均気温
(1961～1990の平均値)

側では所々200mmと多い。その後秋になると本格的な雨のシーズンとなり、9、10月は網走管内が100mm弱のほかは150～200mmと多く、11月に入ると季節風の影響が現れ始め、日本海側で150～200mmと多く（寿都の例）、太平洋側やオホーツク側では50～100mmとやや少なくなっている（根室、網走の例）。

以上のような降水量の季節的变化は、大局的にはシベリア地方からの寒気をもたらす大陸性高気圧と暖気をもたらす北太平洋高気圧の相対的關係にあつて規定されるものと言える。すなわち、発達・減衰の早い前者と、遅い後者の關係においては、春期には両者とも勢力が弱いために、中國大陸から移動性高気圧が東進して晴天をもたらす一方、秋期には急激に勢力を増す前者の影響で北海道付近にフロントが形成され、天氣の変化が激しくなる。

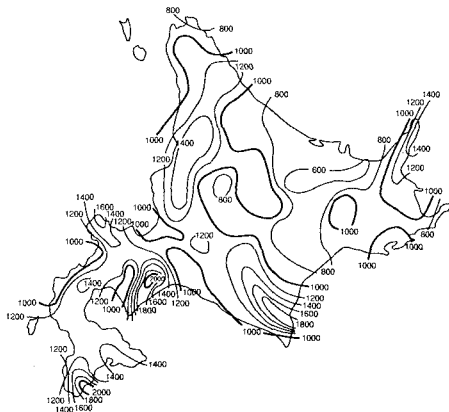


図2-2 年降水量の分布（文献2より）
（1979～1987の平均値）

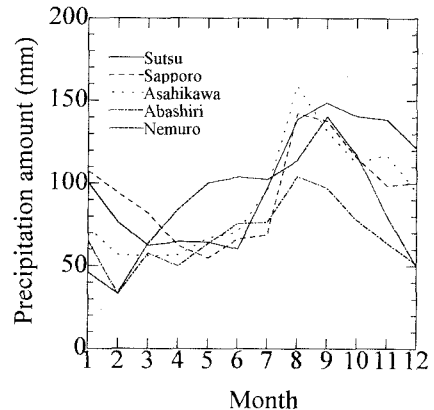


図2-3 道内主要個所の年降水量
（1961～1990の平均値）

次に災害をもたらすような大雨についてみてみる。降雨と災害の關係からすると、その地域の年間降水量の20分の1が1日で降ると災害が起きる可能性が高いといわれている。なお、石狩川のような大河川では過去の雨量データの統計解析により、150年に1回の頻度で流域雨量で260mmの降雨があるとして、それに対処するための治水計画が立てられている³⁾。ところで、気象台や測候所で観測された（1988年までの時点で）日降水量最大値の記録を調べると、1950年の苫小牧の例（8月1日に447.9mm）を除き、一般に150～250mm程度となっている。ただし、テレメータ、ロボット観測所の記録では1970年9月17日に登別（橘池）で557mmという記録がある。また、一雨雨量としては白老町森野で605mm（2日間）、登別市カルルスで686mm（2日間）という記録がある。

大雨の成因としては(1)対流によるもの、(2)地形の影響を受けるもの、(3)前線の活動によるもの、(4)台風によるものに分類され、これらが複合的にもたらす場合が一般的である。このほか、菊池ら⁴⁾の観測で海霧があると大雨を増幅させることがわかっており、これが太平洋側の大雨の多発に関与していると言われている。図2-4には松本⁵⁾が大雨の出現頻度に基づき作成した豪雨発生区分図である。これから北海道の大雨地帯は、日高山脈南東山麓、胆振中部をはじめ南東斜面に集中しているほか、空知・留萌管内に前線性降雨の多発地域がある。

次に冬期間の降雪についてみると、(1)低気圧によるもの、(2)季節風によるもの、(3)西岸小低気圧によるものに大別できる。低気圧による大雪は低気圧前面に湿った暖気が流入し、気温が0℃以下で前線や地形による上昇・収束があり、低気圧の中心が対象地点の南側を通過するときにもたらされる。この低気圧が発達しながらカムチャッカ方面に去り、大陸の高気圧が強まるといわれる西高東低型の気圧配置となって季節風が吹き出し、大雪がもたらされる。これは季節風の寒気により水温の高い日本海の水が蒸発して湿った筋状雲を形成し、日本海側に雪をもたらすことによる。さらにこのような季節風型の気圧配置が解消されかかった時に、北海道西部で局地的大雪がもたらされることがある。この際、北海道西海岸上に特徴的な雲のうずが見いだされ、これが西岸低気圧と称するものである。

図2-5には北海道の最深積雪の分布図を示す。これによると、北海道の多雪地帯は、上川北部から天塩山地に沿っての留萌管内と北空知・中空知、次いで後志管内から胆振北部の大滝にかけてである。

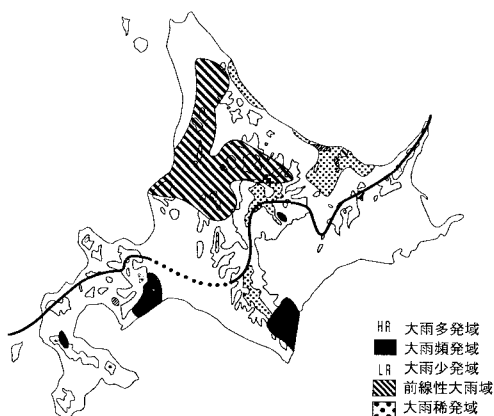


図2-4 豪雨発生域の分布（文献5より）

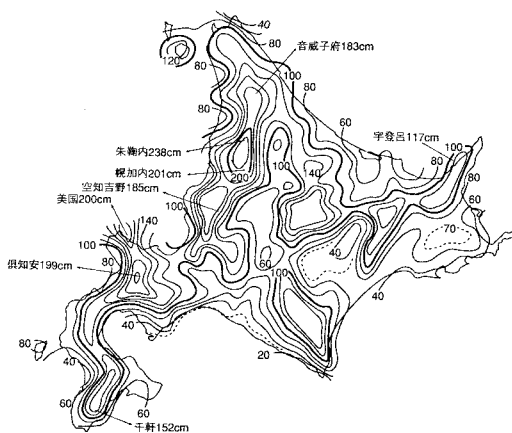


図2-5 最大積雪深の分布（文献1より）
（1960.10～1990.5の30寒候年平均値）

2-2 気象観測データからみた気候変化の動向

地球規模の気温トレンドについては、種々の解析例から100年で0.5度前後の気温上昇が見られることが指摘されている。また、日本における年平均気温は、気象庁の報告⁶⁾によると1910年頃を底に上昇し、1960年頃ピークに達し、その後下降していることが示されている。しかしながら、最近再び上昇傾向を示しているようである。

ところで、地球温暖化によっては単に気温の上昇のみみられるだけでなく、集中豪雨の頻発や、渇水の長期化などが懸念されている。そこで、過去にもそのような事実が見いだせるかどうか調べる必要がある。わが国で体系的な水文データがとられたのは100年程前からである。全国の降雨資料から過去の気候変化を調べようとした例はいくつか見られるが、過去100年間で気温の上昇は認められるものの、降雨量の変化となると明瞭な傾向は見られないという報告が多い。建設省土木研究所⁷⁾は、全国的に温暖な時期には寒冷な時期より豪雨の生起回数が多いことや、2～3カ月の長期にわたる少雨傾向があらわれることを示している。

(1) 気温

図2-6には北海道内各所における年平均気温の5年移動平均を示す。このように北海道においても、数年周期の変動を繰り返しながら、過去100年で気温の傾向的な上昇が認められる。ただし、札幌での気温上昇は過去100年で2℃程度と顕著であり、これは都市化の影響といった局地的な要因によるものと考えられる。他の個所では旭川や帯広もこれと同様の傾向を示していた。寿都は比較的自然的なバックグラウンドで気温が推移しているようにみえ、過去100年で約0.4度の気温上昇が示されている。これは地球全体での平均上昇量にほぼ符合している。このほか、特徴的なものとしては1960年代のはじめにかけてほとんどの個所で気温のピークが現れており、地球上の陸域平均値に対して20年のタイムラグをもって気温の応答がある海洋の影響が反映されているようにみえる。また、最近10年あまりの気温上昇は特に顕著である。

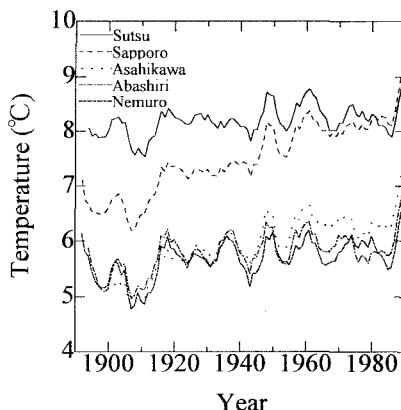


図2-6 年平均気温の変化
（5年移動平均）

図2-7および図2-8には各所における夏期と冬期の平均気温（5年移動平均）の推移を示す。ここで、夏期とは6月から9月の4カ月間、冬期とは12月から3月の4カ月間とした。両期間とも気温の上昇は認められるが、特に冬期にそれが顕著である。最近の気温が高い状態は、主に冬期間の気温が高いことに起因することがわかる。

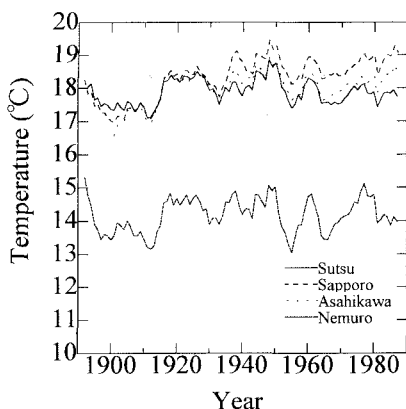


図2-7 夏期(6～9月)平均気温の変化
(5年移動平均)

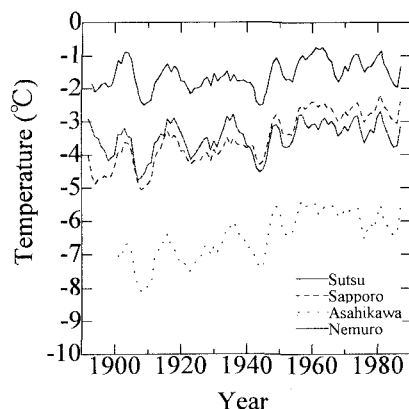


図2-8 冬期(12～3月)平均気温の変化
(5年移動平均)

(2) 降水量

図2-9には、主要個所における年間総降水量の過去100年間にわたる変化を5年移動平均で示している。これから大きな波としては1920年頃、1930年代中頃、1950年代後半～1960年代前半が降水量の多い時期だったことがわかる。また、最近(1980年代中頃)は減少傾向が顕著である。図2-10、図2-11には、夏期(5～10月)と冬期(12～3月)の総降水量の変化を、図2-12には積雪深の変化を示す。当然の結果であるが、年降水量の変化は、オホーツク海側や太平洋側では夏期降水量の変化に、日本海側では冬期降水量の変化に大きく影響されていることがわかる。また、一般的には(1910～1940頃の寿都の例を除いて)冬期降水量の変動は、夏期のそれに比べて小さいものの、積雪深でみると変動がみられることから、降雪量としては年々の変動があると考えられる。

次に図2-13には、集中豪雨の指標として年最大3日雨量(5～10月)の5年移動平均を示す。図から、札幌では1910年代前半、1920年代後半、1960年代前半、1970年代後半～1980年代前半に、寿都では1920年代後半、1960年代前半に、旭川では1950年代前半に、根室では1890年代後半、1910年代後半、1980年代後半にそれぞれ、平均で100mmを上回るような年最大3日雨量のピークがみられる。これは、総降水量の長期的変動傾向とはやや異なり、場所によってまちまちではあるが、数十年おきに突然集中豪雨の規模が大きくなる時期が現れるようなシャープな変化を示している。また、図2-14には、石狩川流域(石狩大橋基準点)の年最大3日雨量の推移を示す。これからは、過去70年のうち、最近豪雨の規模が増大しているようにもみえる。しかしこれが長期的傾向として増大しているものなのか、一時的なものなのかはデータ数からいっても断言することはできない。

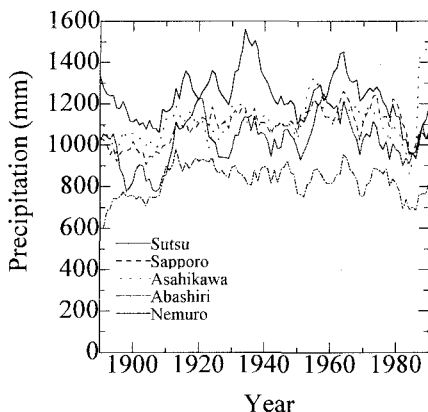


図2-9 年降水量の変化
(5年移動平均)

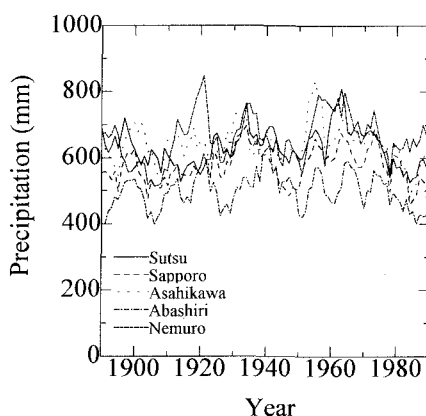


図2-10 夏期(5～10月)降水量の変化
(5年移動平均)

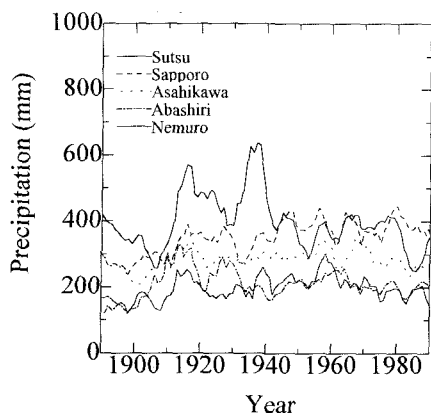


図2-11 冬期(12~3月)降水量の変化
(5年移動平均)

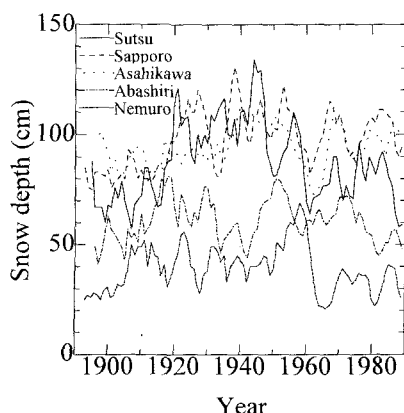


図2-12 最大積雪深の変化
(5年移動平均)

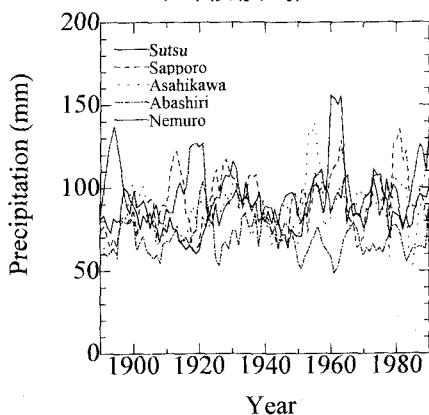


図2-13 年最大3日雨量の変化
(5年移動平均)

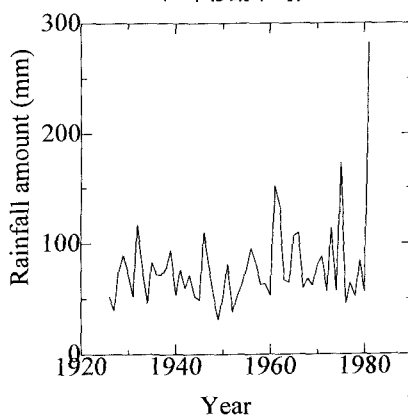


図2-14 年最大3日雨量の変化
(石狩川流域, 石狩大橋地点)

地球温暖化の影響で、北海道でも過去100年で気温の漸増がみられる。ただし、降水量の変化が、それとどのように関連しているかは不明である。また、温暖化が進むと対流活動が活発になって一度に降る降水量が増大するとの見解が出されているが、それに関しては、過去100年で一方的に規模が増大するのではなく、数十年おきにピークがあらわれるような変化をしている。このように局地的な降水量については、気候変化の影響を空間的にとらえた上で分析していく必要がある。

3. 広域水収支の把握のための降水量・蒸発散量・積雪水量・融雪量の推定手法

流域の水循環は、たとえば森林地であれば図3-1に模式的に示されるような過程で構成される。また、長期的視野でみると、流域の水収支は次のように表される。

$$Q = R - E \pm \Delta S \quad (3.1)$$

ここで、 Q は流域からの流出量、 R は降水量、 E は蒸発散量、 ΔS は流域全体の貯留水量差をあらわす。流域全体で水循環や水収支の実態を解明するには降水量と蒸発散量の把握が境界条件として必要不可欠となる。また、北海道のような積雪寒冷地の場合、積雪による長期間にわたる水の貯留と春先の融雪は年間の水循環に大きな役割を果たしており、その把握が必要である。これは、北海道とともに日本有数の積雪地帯である東北地方や北陸地方でも同様である。このような積雪のある流域で、長期的な水収支を検討した最近の事例に風間・沢本¹⁾の報告がある。さらに、水文学がよりグローバルな問題を扱うようになり、日本国内のみならず、世界の大流

域の水収支を解析した沖ら¹²⁾の報告がみられる。今後このような広域的な水収支・水循環については、地球環境の視点からも解明が求められるであろう。そこで、以下では長期的かつ広域的な観点から水収支を把握するため、降水量・蒸発散量・積雪水量・融雪量の推定をおこなった手法と事例を紹介する。

2-1 広域的な降水量の推定

広域的な降水量の把握には、地点ごとに計られている雨量データに面積の重みをつけて推定するのが一般的である。

$$P = \frac{1}{A} \sum_i^n a_i P_i \tag{3.2}$$

ここで、 P は流域平均雨量(mm)、 P_i は各地点雨量(mm)、 A は流域面積(km²)、 a_i は各分割域の面積(km²)。この際の重みの付け方で(1)等雨量線法、(2)支配圏法、(3)Thiessen法、(4)算術平均法などがある。これらの手法のいずれにしても、観測点の数が多いに越したことはない。なお、北海道の石狩川流域では北海道開発局の河川管理用雨量計が134個所に設置されており、設置密度は約100km²に1個所の割合となっている。

ところで、流域全体の降水量を推定するには、雨雪量計のない山岳地などの降水量をどのように推定するかが問題となる。図3-2には、北海道における気象庁雨量計(アメダスを含む)、および北海道開発局で設置している河川管理用雨量計の標高別内訳を示す。これから大半が標高500m以下の個所に設置されていることがわかる。

地形の降水への影響については、世界中でも多くの研究事例があるが、我が国では季節風の関係から夏期は太平洋側の南東斜面、冬期は日本海側の北西斜面で降水量が増幅される。降雨の場合、地形の効果については、川畑¹³⁾が山地での降水量が平地より多いことを指摘したのをはじめ、北海道ではオロフレ山系における近野・菊池¹⁴⁾の研究が代表的なものである。また、日比野¹⁵⁾は夕張岳、御在所山、尾鷲でおこなった観測結果に基づき解析をおこなっている。この中では降雨に影響する降雨タイプ、風の影響、地形形状が考察されている。とくに、標高と降雨量の関係については、降雨の観測時間によらず、総降雨量が大きくなるほど標高に比例して降雨量が増加するとして、次のような整理がなされている。

$$P = P_0 \{ C(z - z_0) + 1 \} \tag{3.3}$$

ここで、標高 z (m)における降雨量を P (mm)、標高 z_0 (m)における観測降雨量を P_0 (mm)、 C は定数で、降雨量の最大値をとるとき 1.0×10^{-3} (1/m)、平均値をとるとき 4.7×10^{-4} (1/m)という値をとる。山地流域の降雨量は一般に平地より多く、防災上の観点からも、このような知見に基づき、広域的な降雨量を補正することが今後必要と考えられる。

降雪量の観測についても、地上雨量計と同様の個所で観測データが収集できる。ただし、メンテナンスの都合上冬期間は観測を休止する個所もある。冬期間の稼働率は北海道開発局の雨量計で全体の41%、アメダスで

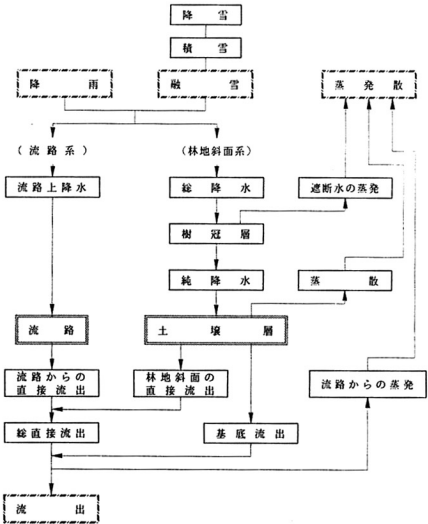


図3-1 水循環の模式図 (文献43を参考)

全道アメダスデータの標高分布 全道開発局雨量計の標高分布

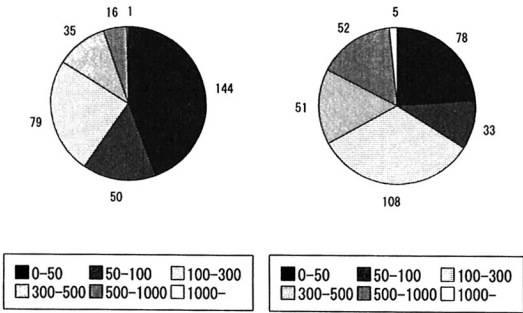


図3-2 北海道にある雨量計の標高分布 (凡例は標高、円グラフ横は個所数)

90%程度となっている。降雪量も降雨量以上に地形や風の影響を受けて、空間的コントラストが大きくなるので、地上観測データだけで広域降水量を推定することは難しい。秀島¹⁶⁾が示したように、石狩川の支川にある徳富川流域で、年流出高3,071mmに対して近傍観測所の年降水量が1,458mmしかなかったという例もある。ただし、降雪は積雪として貯留されるので、積雪量そのものを把握した方が水収支を明らかにしやすいと考えられる。積雪量の推定については後述する。

ところで、降水量をリモートセンシングによってとらえる手段には、レーダ雨雪量計という強力な武器がある。これは降水粒子からの反射電波を検知して降水量に換算するもので、原理的には空間的な降水量の分布が瞬時に把握できる。レーダによる降雨観測については吉野¹⁷⁾が、降雪観測については堺¹⁸⁾が詳しくレビューしたものががあるので、それを参照されたい。レーダ雨雪量計は電波を介して間接的に計測するものなので、その換算方程式（いわゆるレーダ方程式）が降水量の精度向上の鍵を握る。レーダ方程式のパラメータは、とくに降水粒子の粒径分布によって異なってくるので、それを二重偏波レーダや地上雨滴計で計測しようという試みもある。その一方で、レーダ雨量を地上雨量から補正する（キャリブレーション）手法が現実的には用いられている。

北海道には、図3-3に示すように北海道開発局が4箇所（道南、道央、道東、道北）にレーダを設置している。このうち、霧裏山にある道東レーダと函岳にある道北レーダはアンテナの仰角を逐次変えることで等高度面の降水量を観測する走査（CAPPI, Constant Altitude Plan Position Indicator）をおこなっている。図3-4にはCAPPIによって得られた等高度面の3次元降水量分布を示す。これによって、観測条件の空間的均一性が保持できるので、観測精度の向上が期待できる。なお、気象庁でも北海道内に計3基（函館、札幌、釧路）のレーダを設置し、仰角可変観測をおこなっている。

また、衛星データそのものから広域降水量を推定しようという試みもみられる。このうち、竹内ら^{19),20)}は静止気象衛星（GMS）のIR（赤外）輝度温度やNOAAのOLR（Outgoing Longwave Radiation）情報を用いて東南アジアの降雨量を推定している。

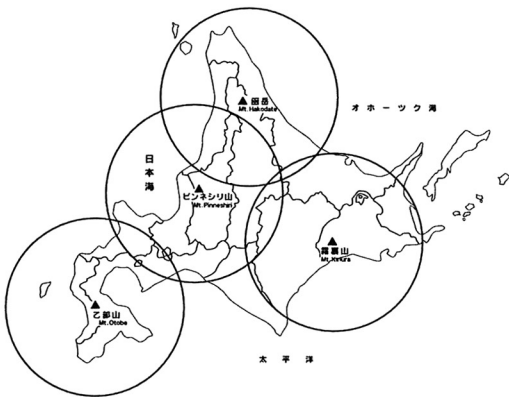


図3-3 北海道開発局のレーダ雨雪量計の位置と観測範囲

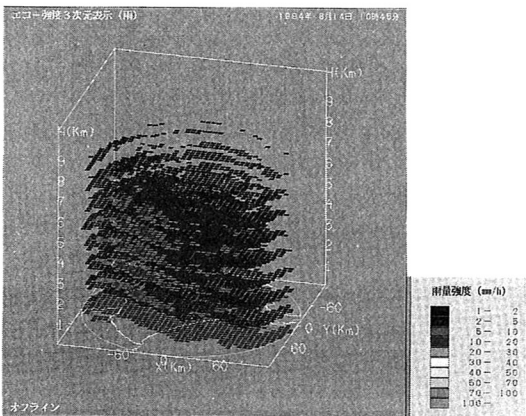


図3-4 道東レーダの等高度（CAPPI）観測で得られた降雨の3次元分布（1994.8.14 10:45）

2-2 広域的な蒸発散量の推定

流域からの蒸発散を考える場合、通常の水面や土壌からの蒸発のほか、植生がある場合、植物が根から吸い上げた水を気孔からの蒸発、いわゆる蒸散のほか、葉や枝で遮断された降水の蒸発、いわゆる遮断蒸発を考慮する必要がある。

これら個々のプロセスについては、秤量法、水収支法、乱流変動法（渦相関法）、熱収支法、空気力学的手法、複合法と分類されるような計測・推定手法がある。現状で流域における実際の蒸発散量を求めるには、流域条件等を踏まえ、(1)PANで計測した実測蒸発量に経験定数を乗ずる方法、(2)蒸発散能（可能最大蒸発散量）式に補正係数を乗ずる方法、(3)近似的に直接蒸発散量を推定する方法が考えられる。

このうち、(2)の蒸発散能式には1)Thornthwaite式、2)Hamon式、3)Penman式などがあり、とくに、1)および2)では気温データさえあれば蒸発散能が推定できる。また、3)のPenman式は地表面での水供給が十分という条件の下、熱収支の手法と空気力学的の手法を組み合わせで定式化されたものがある。なお、Penman式は厳密には蒸発能を推定する式だが、丈の低い草地でも蒸発散能式として適用可能であることが検証されており、気温、湿度、日射量、風速が与えられれば蒸発散能を算出することができる。

(3)の代表的手法として補完法がある。補完法は「実蒸発散量 E_a とPenmanの可能蒸発散量 E_{pen} は土壌水分の変化に対して補完しあい ($\delta E_a + \delta E_{pen} = 0$ 、一方が増えれば他方はその分だけ減る)、両者の和は可能蒸発散量 E_{pt} の2倍に等しい ($E_a + E_{pen} = 2E_{pt}$)」と仮定して実蒸発散量を求めたもので、これを実蒸発散量の推定に適用した手法として1)Brutsaertら²¹⁾の方法、2)Morton²²⁾の方法がある。このうち、Mortonの方法は E_{pen} 、 E_{pt} を次のように修正Penman式、修正Priestley and Taylor式で表現している。

$$E_a = 2E_{pt} - E_{pen} = 2\psi \frac{R_n + M}{l} - \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \lambda} \frac{R_n}{l} + \frac{\lambda}{\Delta + \lambda} \frac{F}{l} (e_{sat} - e) \right\} \quad (3.4)$$

ここで、 ψ はエネルギー荷重係数、 R_n は放射収支量 (W/m^2)、 M は移流項 (W/m^2)、 l は水の蒸発潜熱 (J/kg)、 Δ は飽和水蒸気圧に気温に対する勾配 (hPa/K)、 e_{sat} は飽和水蒸気圧 (hPa)、 e は水蒸気圧 (hPa)、 F は水蒸気輸送係数 ($W/m^2/hPa$) でこれらは別途文献を参照のこと。また、 $\lambda = \gamma + 4\epsilon\sigma(T_a + 273)^3/F$ 、 γ は乾湿計定数 (hPa/K)、 ϵ は射出率、 σ はStefan-Boltzmann定数 ($W/m^2/K$)、 T_a は気温をあらわす。

ところで、植生地においては、鉛直方向の温度プロファイルにより、植物群落における放射温度 $T_R(K)$ 、顕熱輸送に有効な温度 $T_H(K)$ 、水蒸気フラックスに有効な温度 $T_E(K)$ がそれぞれ異なるとして、近藤²³⁾は単層モデル法および2層モデル法による蒸発散量の推定手法を提案している。このうち、単層モデルでは次のような植生群落全体の熱収支式、顕熱、潜熱フラックス式を考える。

$$(1 - \alpha)S + L \downarrow - G = \sigma T_R^4 + H + lE, \quad H = c_p \rho C_H u (T_H - T), \quad E = \rho \beta C_H u [q_{sat}(T_E) - q] \quad (3.5)$$

ここで、 S は全天日射量 (W/m^2)、 α はアルベド、 $L \downarrow$ は下向き長波放射量 (W/m^2)、 G は地中伝導熱量 (W/m^2)、 H は顕熱量 (W/m^2)、 T は気温 (K)、 c_p は定圧比熱 ($J/kg/K$)、 ρ は空気密度、 C_H は顕熱バルク係数、 u は風速 (m/s)、 E は蒸発量 ($kg/m^2/s$)、 β は蒸発効率、 q_{sat} は飽和比湿、 q は比湿をあらわす。最初に T_R 、 T_H 、 T_E を代表する温度を T_e として、 $T_R = T_H = T_E = T_e$ から上式を解いて T_e を求める。この T_e を T_H ないし T_E に代入すれば顕熱フラックス、蒸発量を求めることができる。 β は実蒸発散量を得るために種々の植生地で整理されている。なお、このような考え方に沿って精度向上を目指すため、植生群落を地面と植被層に分離して熱収支を考慮したものが2層モデル法である。

遮断蒸発については、降水強度が小さい場合（降水は樹体に全て捕捉され、蒸発に寄与）と大きい場合（降水中の一面中濡れた樹体からの蒸発と、降水後に残存している蒸発の和）について分けて考える方法²³⁾があるが、長期的かつ広域的な蒸発量を考えるときには、蒸発散能の補正係数の中に含めて考慮しているのが実状である。

積雪面からの蒸発量は小島ら²⁴⁾によって北海道の札幌および母子里で計測された事例がある。これによると、札幌の1～3月の日蒸発量の平均値はそれぞれ0.13、0.27および0.37mm/dであり、この間蒸発によって失われる量は降水量の6.9%以下であると推定されている。なお、バルク法で蒸発量を推定する場合に用いられる潜熱の無次元バルク係数 C_E は、 3.1×10^{-3} という値が得られている。

広域的な蒸発散量は、熱収支の手法によって推定した近藤ら^{25),26),27),28)}の検討例がある。これは全国の気象条件、地被状態から蒸発散量を推定したもので、地被状態としては浅い水面、森林、舗装地、芝生地が対象となっている。図3-5および図3-6には、浅い水面と森林を地被状態として推定された全国の蒸発（散）量の分布を示す。なお、以上の推定には1986～1990（5カ年）の66個所の気象官署データが用いられている。これから、浅い水面からの蒸発量は北日本・北陸地方では500mm/y、関東以南では700mm/y、また、森林では600～900mm/yで、このうち遮断蒸発量の割合が30～50%という推定結果が得られている。さらに、舗装地では降水日の遮断蒸発で100～200mm/y、芝生地では森林より300mm/y程度小さいという結果が得られている。

このほか、衛星データを活用して熱環境を把握し、それを広域蒸発散量の推定に適用する試みがなされている。これに関するわが国の研究例に関しては佐渡²⁹⁾のレビューに詳しいのでそれを参照してもらいたい。このうち、佐渡³⁰⁾の研究事例を以下に示す。

この手法では、(1)LANDSAT/TM データによる土地被覆分類、(2)NDVI の算出による地表面アルベドの推定、(3) 地形、気象のメッシュデータ作成、(4)Morton 式（非積雪期）、小島式（積雪期）による蒸発散量の推定、という手順を踏む。このうち、(2) の NDVI（Normalized vegetation index）は次のように表される。

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \tag{3.6}$$

ここで、NIR は近赤外域の輝度、VIS は可視域の輝度で、NDVI は -1 ～ +1 の範囲にあり、植生が多いほど、またその活力度が大きいほど大きな値をもつ。NDVI は LANDSAT/TM のほか、LANDSAT/MSS, SPOT/HRV-XS, MOS1/MESSR, NOAA/AVHRR, JERS1/VNIR などの衛星データからも推定可能である。この NDVI は対象区域（メッシュ）内の浸透域、不浸透域の分離に用いられ、浸透域を基準（草地）としてメッシュ内のアルベドを推定する。(3) の気象データは地形との関係で回帰式をつくって補間し、これらから (4) の Morton 式（前出）、小島式（パルク式）によって流域全体の蒸発散量を算出する。なお、この手法を道東の常呂川流域（1,930km²）に適用し、1973～1988 年（13 年間）のデータから地被別に月蒸発散量を求めた結果を図 3-7 に示す。これから現況の年蒸発散量は 487mm/y 程度になると推定されている。

以上のような衛星データを用いた手法は、情報の充実化にともない適当なグラントools をおこなえば、広域蒸発散量の推定にきわめて有効と考えられ、ますます利用価値が高まっていくと考えられる。

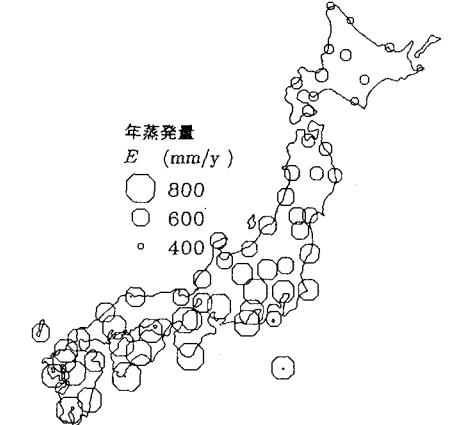


図 3-5 浅い水面からの年蒸発量の分布
(文献 25 より)

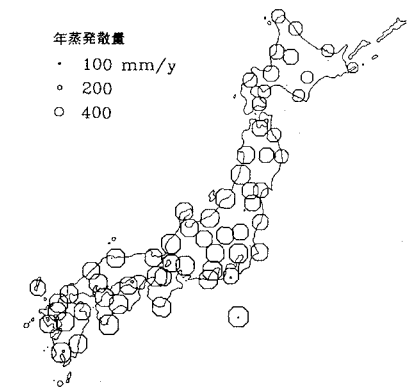


図 3-6 森林からの年蒸発散量の分布
(文献 27 より)

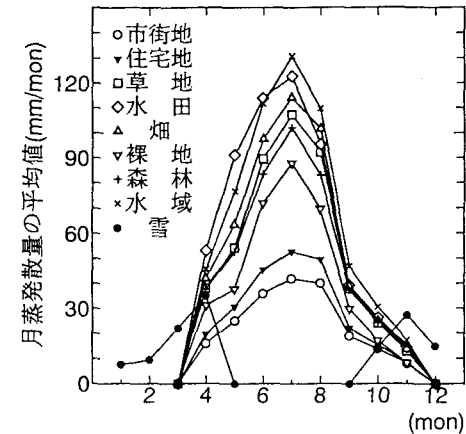


図 3-7 常呂川流域で推定された地被別月蒸発量
(文献 30 より)

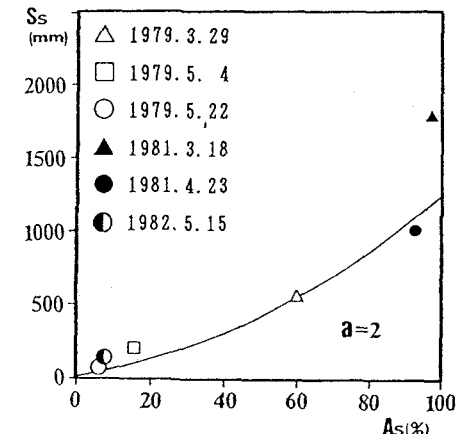


図 3-6 魚野川流域における積雪面積率と積雪水量
(文献 39 より)

2-3 広域的な積雪水量・融雪量の推定

積雪寒冷地においては、水資源および防災上（融雪出水）の観点から積雪水量と融雪流出量を的確に把握する必要がある。積雪量の把握については、流域の踏査によるスノーサーベイが一般的であるが、遭難の危険性などから場所と時期が限定されるとともに、空間的には線上での積雪水量しかわかり得ないため、それを流域全体に拡張する際に誤差が生じる場合がある。そこで、各種リモートセンシングの活用が考案され、丸安ら³¹⁾の航空写真を用いた解析や、衛星画像を使う手法が提案されている。後者については、LANDSAT データを利用して山地積雪量の解析をおこなった武田ら³²⁾の報告が先駆的なものである。また、再帰時間の短い NOAA の画像データを利用した解析例は、沢本・風間³³⁾の報告があるが、解像度が粗いので、適用範囲は大きな流域に限られる。これらの中で、小池ら³⁴⁾は次のように流域積雪水量を推定している。

流域内の全積雪水量 S_s 、積雪域の流域面積率 A_s は、積雪水量の高度分布 $S(h)$ 、流域面積率の高度分布 $A(h)$ を用いて次のようにあらわされる。

$$S_s = \int_{H_0}^{H_H} S(h)A(h)dh, \quad A_s = \frac{1}{A_t} \int_{H_0}^{H_H} A(h)dh \quad (3.7)$$

ここで、 H_H は流域最高標高、 H_0 は雪線標高、 A_t は全流域面積である。いま、 $A(h)$ 、 $S(h)$ を標高 h の適当な関数としてあらわし、両式の連立によって S_s を A_s の関数としてあらわす。これによって A_s が衛星情報から得られれば、積雪水量と流域面積の空間的分布を考慮した全積雪水量の推定が可能となる。図 3-8 には魚野川流域 (355km^2) で推定された積雪水量を示す。この推定結果は水収支法で得られた値（図中の記号）と比較検証されている。

次に融雪量は、実用的観点から気温をファクターとして推定する手法と、雪に対する熱収支を全般的に考慮したものに分類される。気温のみから融雪量を推定するには、気温と融雪量の比例関係に基づくデグリーデイ法やデグリーアワー法が実用的見地から開発されてきた。融雪熱収支の考え方に関しては小島³⁵⁾の報告や近藤²³⁾の著書が参考となる。また、最近の熱収支に基づく融雪量の推定手法に関しては、最近では山崎²⁶⁾の報告がある。

融雪流出については、降雨と同様にタンクモデルや貯留関数、また、日野・長谷部³⁷⁾のように自己回帰（AR）モデルの適用例もみられる。この中で、融雪熱収支を簡便に推定できるようにパラメタライズし、広域的な融雪流出量を推定した例として、次のような小池ら^{38),39)}の報告がある。

最初に、流域をメッシュに分割し、それぞれで融雪量 M_c を次式から推定する。

$$M_c = M_r + M_d + M_p \quad (3.8)$$

ここで、 M_r は放射収支による融雪量をあらわし日射量や気温、気温変化から、 M_d は気温（顕熱）融雪量をあらわしデグリーアワー法で、 M_p は降雨と潜熱による融雪量をあらわし降雨量や気温からそれぞれ推定できる。次に地形データからメッシュをつなぐ河道網を作成し、Kinematic wave 法と Manning 式によって融雪流出量を算出する。このほか、流量データから逆探法（AR 法）によって融雪量を推定し、これからモデルパラメータをキャリブレーションして融雪流出量の推定精度を向上させた著者ら⁴⁰⁾の検討例があるが、それは次節で具体的に解説する。

なお、積雪・融雪に関する知見は著者⁴¹⁾、Nakatsugawa and Koike⁴²⁾および堺¹⁸⁾がレビューしたものもあるので、参照のこと。

4. 石狩川流域の水収支

石狩川は幹川流路延長 268km（日本第 3 位）、流域面積 14,330km²（日本第 2 位）のわが国有数の河川である。図 4-1 には流域の位置図を示す。流域内の降水量についてみると、石狩大橋地点で平均年降水量は約 1,300mm であり、全国的にはどちらかというと少ない方に属する。また、季節別には秋期や冬期に降水量が多いという点で、高緯度で日本海側にある気候帯の特徴を示す。また、図 4-2 には定山溪ダム流域（104km²）、図 4-3 には豊平川流域（雁来地点、650.6km²）、図 4-4 には石狩川流域（石狩大橋地点、12,696.7km²）の 1990～1992 年における流出高を示す。図からわかるように、石狩川流域では融雪期（4～6 月）に年間流出高の半分以上が流出し、豊平川流域は日本海側の多雪地帯であるため、とくにそのウエイトが大きい。また、石狩川では夏期の降水にともなう流出は年によって変動傾向が異なるが、融雪による流出高は、年毎の変動が少なくかなり安定して

いることがわかる。以下では前節で示したような広域水収支の解析例として、石狩川流域の積雪水量の把握をおこない、水収支の状況を調べた結果を示す。

4-1 積雪水量の推定と検証

最初に、流域からの流出が（ダム貯留や取水などの人為的影響を受けない）自然の状態で生起する定山溪ダム流域において、積雪水量の推定を試みる。ここでは、次のようにリモートセンシング情報により積雪水量を推定することを考える。この推定手順は、(1) 航空写真による雪線の抽出、(2) 雪線上における積雪水量の推定、(3) 雪線上の点で推定した積雪水量から流域全体の積雪水量の推定となっている。これらの手順については、図4-5に示す。この際、雪線上での積雪水量の推定と、それをどのように流域全体に拡張するかが推定精度の鍵を握る。

雪線上での積雪水量、すなわち融雪量は融雪モデルで推定できる。ここでは簡便に気温のみで推定できるデグリーデイ法を用いた。この際、雪線上の気温は、ダム管理所で観測されている気温データを標高に対する線形補正によって与える。また、デグリーデイファクター（DDF）については、全流域の積分値である流量からチューニングすることを考える。雪線上の点で推定された積雪水量から流域全体の積雪水量を推定するには、なるべく多くの画像情報を取得することで対応した。

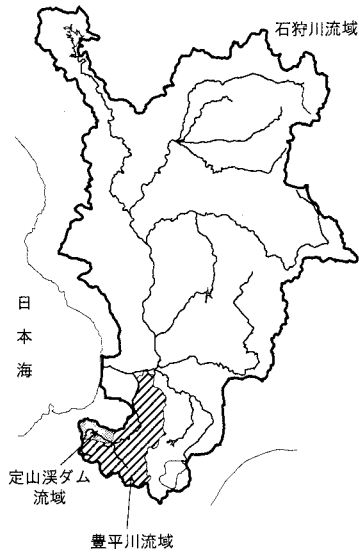


図4-1 石狩川流域の構成

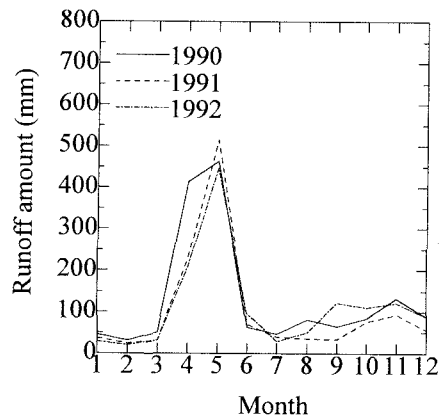


図4-2 定山溪ダム流域の流出高

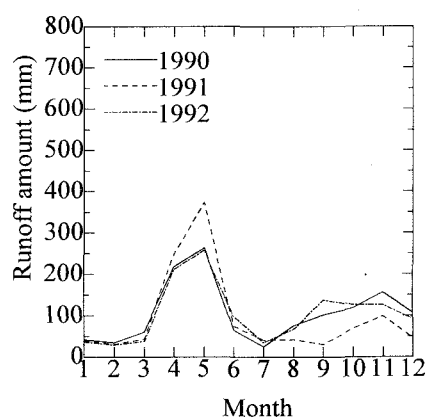


図4-3 豊平川流域（雁来）の流出高

ところで、流域を代表する融雪係数（DDF）を求めるため、日野ら³⁷⁾による成分分離AR法により、流出量から融雪量を逆探し、その再現を最も良くおこなえるようなDDFを求める方法をとった（図4-5参照）。この際、最初に夏期のデータ（7～11月）のみを用い、流出のAR過程を定式化する。次に、これを用いて年間を通じた降水量の逆推定をおこない、融雪期には（降雨量を除く）これを融雪相当量とみなす。最終的に、得られた融雪量相当量を再現できるようにDDFを調整する。1991～1993年の3カ年の検討結果から、定山溪ダム流域では、融雪係数は $0.33\text{g/cm}^2/\text{deg/day}$ (3.3mm/deg/day) となった。図4-6には逆推定された融雪量と、上記のDDFから積算暖度法で求められた融雪量を比較している。この結果推定された積雪水量の分布を図4-7に示す。

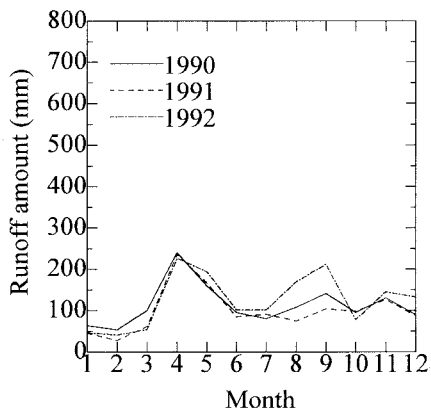


図4-4 石狩川流域（石狩大橋）の流出高

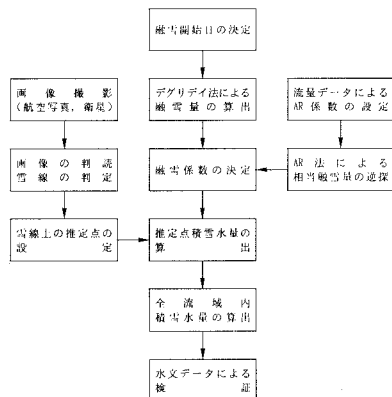


図4-5 積雪水量の推定手順

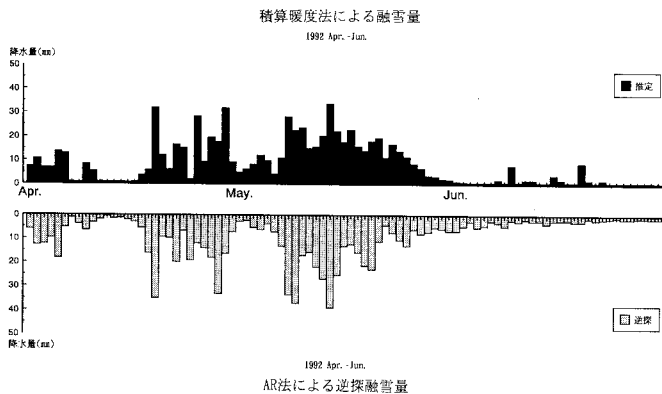


図4-6 逆探融雪量とデグリーデイ法で推定された融雪量の比較（1992）

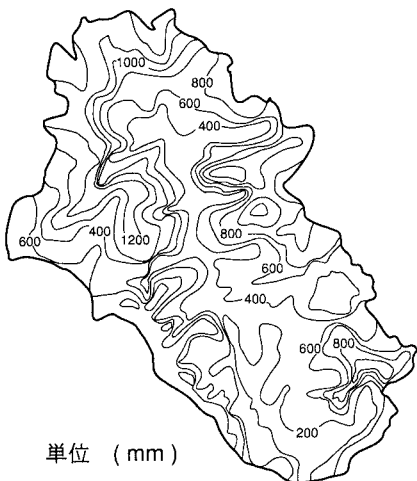


図4-7 定山溪ダム流域の推定積雪水量分布（1992）

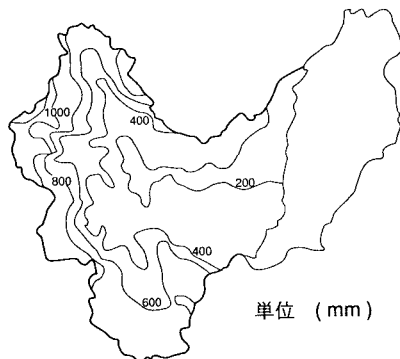


図4-8 豊平川流域の推定積雪水量分布（1992）

次に豊平川流域（雁来地点）についても上記と同様な方法論で積雪水量を推定した。ここでは、対象領域が拡大したため、雪線抽出のために衛星画像（LANDSAT/MSS-TM, MOSI/MESSR）を用いた。また、豊平川には上流に北海道開発局の定山溪ダム、豊平峡ダムのほか、北海道電力の発電用ダム、浄水場の取水など河川水の貯留、取水、分水等があって、自然の状態の流況とはかなり異なっている。北海道開発局石狩川開発建設部では、そのような過程を補正して自然状態での流量（自然流量と称する）を推定しているので、それを検証データとして、上述したようにDDFの調整を図った。ここでは1987、1990、1992年の3カ年の解析により、最も再現性の良いDDFは $0.37\text{g}/\text{cm}^2/\text{deg}/\text{day}$ （ $3.7\text{mm}/\text{deg}/\text{day}$ ）となった。図4-8には推定された積雪水量の分布を示す。

最終的に石狩川流域（石狩大橋地点）における積雪水量も同様な方法論で推定した。対象領域は大きく広がったので、雪線の抽出にNOAA/AVHRRの利用が可能となった。また、デグリーデイ法を適用するために必要な気温は、最寄りの気象官署、アメダス観測地点の観測データを標高に対し線形補正して与えた。石狩川も流域の開発が進み、貯留、取排水の形態は複雑である。いまのところ豊平川のように自然流量としては整理されていないので、逆探法で融雪期のDDFを調整するような方法論は適用できない。定山溪ダムと豊平川のDDFが近い値だったので、ここでは便宜的に石狩川全流域の融雪係数を $0.33\text{g}/\text{cm}^2/\text{deg}/\text{day}$ （ $3.3\text{mm}/\text{deg}/\text{day}$ ）とした。この結果推定された石狩川全流域の積雪水量分布を図4-9に示す。積雪水量の妥当性の検証は一つは雪線の再現によっておこなった。図4-10には衛星画像から抽出された雪線と再現結果を比較している。

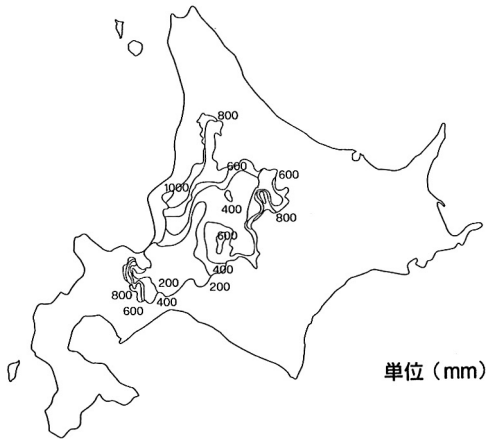
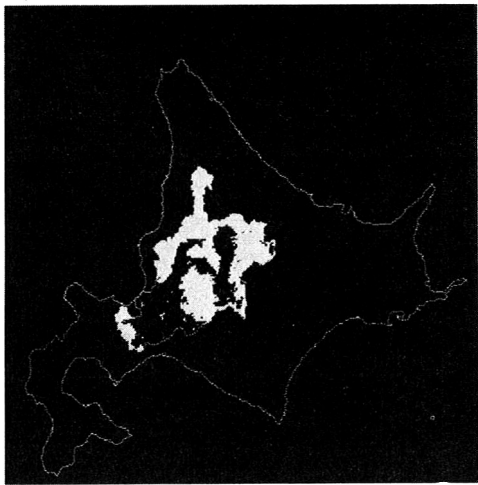


図4-9 石狩川流域の推定積雪水量分布（1987）

1) NOAA から抽出された雪線



2) デグリーデイ法で再現された雪線



図4-10 石狩川流域の積雪域の抽出と再現（1987.4.23）

4-2 流域水文諸量の推定と水収支の検証

次に上記3流域の水収支を検証し、推定された積雪水量の妥当性を評価する。最初に定山溪ダム流域であるが、図4-11には融雪期（4～7月）の水収支を評価したものである。図中の推定値とは、推定された積雪水量と期間中の降雨量、基底流量（1～3月の平均流出高）を加え、Thorntwaite法による蒸発散量を差し引いたもの

である。図からスノーサーベイは流域内の積雪水量を過大に推定していることがわかる。また、図4-12には豊平川流域における融雪期（3～7月）の水収支の検証結果を同様に示す。豊平川の流域降水量はアメダスデータから Thiessen 法によって求めた。

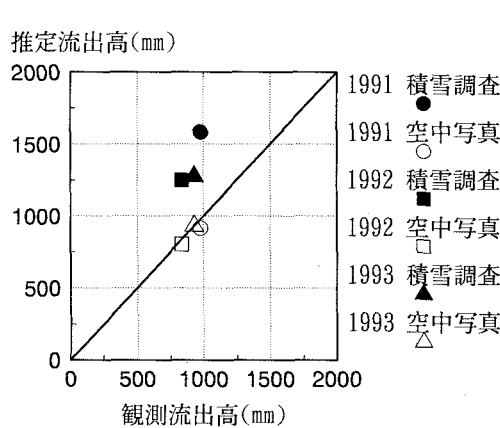


図 4-11 定山溪ダム流域の水収支の検証

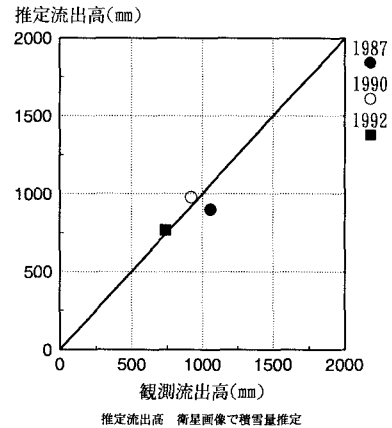


図 4-12 豊平川流域（雁来）の水収支の検証

石狩川流域の水収支を評価するには、流域内のデータを用いて広域的な降水量と蒸発散量を推定していくことが必要である。降水量については、アメダスのデータを用い、Thiessen 法によって流域平均降水量を求めた。この際、気温データから判断して 0°C を上回る場合を雨、下回る場合を雪と判定して、降雨の場合のみを降雨量として使用した。また、蒸発散量については、アメダスの気温データに Thornthwaite 法を適用して推算したが、石狩川流域の蒸発散量は概ね $400\sim 600\text{mm}$ の領域に分布していた。なお、この手法で得られるのは可能蒸発散量であり、前節で示したような手法（例えば補完法など）で実蒸発散量を得ることが今後必要であろう。

石狩川全流域での水収支の検証は、年間総流出高、降雨量、蒸発散量からおこない、推算された積雪水量の評価をおこなった。表4-1に水収支の検証結果を示す。この結果を見ると、実状から考えて年間の有効降水量が $800\sim 1000\text{mm}$ というのはそれほど悪い推定でないといえる。ただし、推定値と実測値には概ね $150\sim 350\text{mm}$ の差がみられ、それは次の要因に由来すると考えられる。

表 4-1 水収支の検証結果 (石狩川流域、石狩大橋地点)

年	1987	1989	1992
降雨量(A)	754	988	995
積雪水量(B)	435	350	305
蒸発散量(C)	386	344	355
推定流出高(A+B-C)	803	994	945
観測流出高	1128	1143	1296

単位は mm

- (1) Thiessen 法による降水量の推定において、とくに地形の影響が考慮しきれないこと。
- (2) 積雪水量の推定において、とくに地形の影響が考慮しきれないこと。
- (3) 蒸発散量を Thornthwaite 法で可能蒸発散量として推定していること。
- (4) 流域の貯留量変化が不明であること。
- (5) 流域外と地下水のやりとりがあること。
- (6) 流量観測値そのものに誤差があること。

この中で、(3)の蒸発散量については、Penman 法や Hamon 法でも比較のため算出しているが、Thornthwaite 法が最も小さな値を算出しており、実蒸発散量に近い推定がなされていると考えられる。また、(5)は地質構造によっては地下水のやりとりも考えられるが、それについては不明である。(6)は石狩大橋地点が感潮区間であるため、水位のみから流量を推定する場合に誤差を生じる可能性がある。この問題については、流域の水管理にも影響してくるため北海道開発局でも鋭意改善に取り組んでいる。結果として、水文学上は(1)、(2)、(4)についての精度向上が求められる。(1)の降水量の補正については前節で示した日比野¹⁵⁾の手法など、(2)の積雪量の補正については小池²⁴⁾の手法などを適用していく必要がある。また、(4)については、広域的な貯留量を

求めることは困難であり、単年で水循環がクローズしている保証もないので、地下水データなどもみながら、ある程度長期的な検証をおこなう必要がある。

ところで、より短期的な水収支の検証には河川の自然流量が必要となるが、石狩川の石狩大橋地点ではダムによる貯留、水道、発電等の複雑な取水があって、その影響を取り除き、流量もどしによって自然流量を算出する必要がある。日本の大河川の場合、水利用の形態が複雑であり、自然流量の算出のためには、流量、取水量（もしくは水利権水量）のデータを極力収集しておくことが望まれる。

5. おわりに

北海道を対象とした水文的特徴を解説し、積雪寒冷地流域の水収支を把握するための方法論をレビューした。また、実際例として石狩川流域の水収支の状況を試算してみた。

現在の環境問題は影響が多様化・広域化し、究極的には地球規模にまで拡大するところまできている。このような問題は、数多くの観測事実や解析から自然のメカニズムに対する理解が進んだことと、文明の発展で人間社会の与えるインパクトが拡大して関心が高まったとみることができる。いずれにしても水文学で扱う水循環の問題は、多くの問題と境界を接しており、多様化する環境問題に対処するには、他分野との関わりを深めていく必要がある。今から1年半ほど前にアメリカのコロラド川を上流から見学する機会を得た。この際、そのスケールの大きさとともに、多彩な分野の研究者が連携して研究を進めている状況に感銘を受けた。石狩川のような日本の大河川でもこのような横断的なプロジェクト研究ができれば素晴らしいことと考える。

参考文献

- 1) 大川隆, 1992: 北海道の動気候, 北海道大学図書刊行会, 96-146.
- 2) (財) 日本気象協会北海道本部, 1991: 北海道の気候, 1991年版, 339-340.
- 3) 北海道開発局, 1994: 千歳川放水路計画に関する技術報告, 1-20-1-41.
- 4) Iwanami, K., K. Kikuchi and T. Taniguchi, 1988: A possible rainfall mechanism in the Orofure mountain range, Hokkaido, Japan—the rainfall enhancement by a two layer cloud structure—, J. Meteor. Soc. Japan, **66**, 497-504.
- 5) 松本淳, 1985: 北海道の豪雨, 地学雑誌, **94**, 181-193.
- 6) 気象庁, 1984: 近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて (III), 大蔵省印刷局, 294.
- 7) 吉野文雄, 1990: 地球温暖化による水文循環への影響予測, 土木学会誌別冊増刊, 地球環境とシビルエンジニア, **75**, 18-21.
- 8) 秀島好昭, 1992: 北海道における降水量の変動と長期傾向, 開発土木研究所月報, **464**, 2-11.
- 9) 中津川誠, 1995: 積雪寒冷地の水文現象のモデル化と環境変化がそれらに与える影響に関する研究, 開発土木研究所報告, **106**, 5-22.
- 10) 中津川誠, 1992: 地球温暖化の水循環への影響について, 開発土木研究所月報, **470**, 23-35.
- 11) 風間聡, 沢本正樹, 1994: 積雪のある流域における水収支について, 水工学論文集, **38**, 113-118.
- 12) 沖大幹, 虫明功臣, 江守正多, 沼口敦, 1995: 大気大循環モデルによる大河川の流域水循環と水収支推定, 水工学論文集, **39**, 103-108.
- 13) 川畑幸夫編著, 1961: 水文気象学, 地人書館.
- 14) 近野好文, 菊池勝弘, 1981: 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨特性 (I)—降雨量分布—, 北海道地球物理学報告, **39**, 1-18.

- 15) 日比野忠史, 1995: 山地流域における降雨の特性に関する研究, 広島大学博士論文, 21-44.
- 16) 秀島好昭, 1994: 山岳地流域の積雪賦存量の監視と融雪水の農業利水に関する研究, 開発土木研究所報告, **102**, 86-97.
- 17) 吉野文雄, 1990: レーダによる降雨観測, 水文・水資源研究のためのリモートセンシング講座, 水文・水資源学会, 125-146.
- 18) 堺茂樹, 1993: 降雪・積雪・融雪の観測と解析, 1993年度水工学に関する夏期研修会講義集, **24**, A-6-1-A-6-17.
- 19) 竹内邦良, 小泉栄一, 池田元栄, 村上勝人, 1994: 東南アジア地域でのGMS-IR-地上降雨量関係における「年降雨量効果」について, 水工学論文集, **38**, 51-56.
- 20) 竹内邦良, 小泉栄一, 1993: 衛星OLR情報による地上降雨量推定の試み, 水文・水資源学会1993年研究発表会要旨集, 40-41.
- 21) Brutsaert, W and H. Stricker, 1979: An advection - aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration, Water Resour. Res., **15**(2), 443-450.
- 22) Morton, F.I., 1978: Estimating evapotranspiration from potential evaporation: practicality of an iconoclastic approach, J. Hydrology, **38**, 1-32.
- 23) 近藤純正編著, 1994: 水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-, 朝倉書店.
- 24) 小島賢治, 石川信敬, 本山秀明, 山田芳則, 1985: 積雪の蒸発量-札幌と母子里での測定結果-, 低温科学物理篇, **44**, 49-61.
- 25) 近藤純正, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象(1)-放射量と水面蒸発-, 水文・水資源学会誌, **5**(2), 13-27.
- 26) 近藤純正, 中園信, 渡辺力, 1992: 日本の水文気象(2)-森林における降雨の遮断蒸発量-, 水文・水資源学会誌, **5**(2), 29-36.
- 27) 近藤純正, 中園信, 渡辺力, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象(3)-森林における蒸発散量-, 水文・水資源学会誌, **5**(4), 8-18.
- 28) 近藤純正, 中園信, 1992: 日本の水文気象(4)-地域代表風速, 熱収支の季節変化, 舗装地と芝生地の蒸発散量-, 水文・水資源学会誌, **6**(1), 9-18.
- 29) 佐渡公明, 1994: 衛星データを用いた広域蒸発散量の推定, 水文・水資源学会誌, **7**(4), 315-324.
- 30) 佐渡公明, 1993: ランドサットTMデータを用いた広域蒸発散量の推定, 水資源研究センター研究報告, **13**, 51-61.
- 31) 丸安隆和, 内田正人, 田浦秀春, 1968: 航空写真による積雪分布および積雪量の解析手法に関する研究, 土木学会論文集, **153**, 41-54.
- 32) 武田要, 高橋裕, 1981: LANDSAT 雪線情報と積算暖度法による流域最大積雪水量算定に関する研究, 土木学会論文報告集, **311**, 81-92.
- 33) 風間聡, 沢本正樹, 1994: 東北地方の積雪量の計算について, 水工学論文集, **37**, 153-158.
- 34) 小池俊雄, 高橋裕, 吉野昭一, 1985: 積雪面積情報による流域積雪水量の推定, 土木学会論文集, **357**, 159-165.
- 35) 小島賢治, 1979: 融雪機構と熱収支, 気象研究ノート, **136**, 1-38.

- 36) 山崎剛, 1993; 融雪機構のモデリング, モデリング技術の最近の進歩に関する講座, 水文・水資源学会, 91-106.
- 37) 日野幹雄, 長谷部正彦, 1985; 水文流出解析, 森北出版, 80-147.
- 38) 小池俊雄, 高橋裕, 吉野昭一, 1985: 融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集, **363**, 165-174.
- 39) 小池俊雄, 早川典生, 後藤巖, 古谷浩, 八田茂美, 1989: 魚野川流域における融雪流出解析の総合化, 水理講演会論文集, **33**, 127-132.
- 40) 中津川誠, 星清, 山口昌志, 1994; 流出パターンを反映した流域融雪モデルの構築, 水文・水資源学会 1994 年研究発表会要旨集, 328-329.
- 41) 中津川誠, 1990: 雪に係わる水文現象を扱った既往知見について-関連論文のレビュー-, 北海道開発局開発土木研究所月報, **443**, 24-40.
- 42) Nakatsugawa, M and T. Koike, 1993: Snow Hydrology, Journal of Hydrosience and Hydraulic Engineering, No.SI-3, Hydrology, 101-111.
- 43) 塚本良則編, 1992: 森林水文学, 文永堂出版.
- 44) 日野幹雄, 太田猛彦, 砂田憲吾, 渡辺邦夫, 1989: 洪水の数値予報, 森北出版, 36-40.
- 45) 水理公式集, 1985: 土木学会, 141-150.
- 46) 山口昌志, 橋本識秀, 中津川誠, 1994; 定山溪ダムの流出特性について, 土木学会北海道支部論文報告集, 330-333.
- 47) 虫明成生, 瀬戸島政博, 中津川誠, 1994; リモートセンシングと AR 法を用いた融雪量算定手法の検討, 水文・水資源学会 1994 年研究発表会要旨集, 106-107.