



幌延深地層研究計画における表層水理調査流域の 水文諸量の空間分布および地下水涵養量の推定

－2004年12月～2009年11月－

Estimation of Groundwater Recharge Rate and Spatial Distribution of Hydrological
Quantities in Surface Hydrogeological Investigation Basin of Horonobe URL Project

- From December 2004 to November 2009 -

山本 陽一 前川 恵輔 横田 秀晴 山崎 雅則

Yoichi YAMAMOTO, Keisuke MAEKAWA, Hideharu YOKOTA and Masanori YAMAZAKI

地層処分研究開発部門

幌延深地層研究ユニット

Horonobe Underground Research Unit

Geological Isolation Research and Development Directorate

February 2012

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

本レポートは独立行政法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)
より発信されています。

独立行政法人日本原子力研究開発機構 研究技術情報部 研究技術情報課
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Intellectual Resources Section, Intellectual Resources Department,
Japan Atomic Energy Agency
2-4 Shirakata Shirane, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2012

幌延深地層研究計画における表層水理調査流域の
水文諸量の空間分布および地下水涵養量の推定
—2004年12月～2009年11月—

日本原子力研究開発機構 地層処分研究開発部門
幌延深地層研究ユニット

山本 陽一[※], 前川 恵輔⁺, 横田 秀晴, 山崎 雅則[※]

(2011年12月1日 受理)

日本原子力研究開発機構では、北海道幌延町で進めている幌延深地層研究計画の一環として表層水理調査を実施している。表層水理調査では、地下水流動解析の境界条件や初期条件の設定に必要な地下水涵養量や表層部の地下水流動系の把握を目的に、気象、河川流量および水質、土壌水分、地下水位等の観測を継続している。

本報告は、表層水理調査の概要を紹介し、2004年12月～2009年11月の調査流域の地下水涵養量を水収支法により検討した結果を示すものである。

地下水涵養量の推定にあたり流出解析を行い、水文要素の空間代表性の問題を明らかにした。その結果、流域全体の地下水涵養量は131mm/yrと推定され、それぞれの流域に対する考察からは、流域内に分布する地質や断層の水理特性との関連を示唆する結果が得られた。

**Estimation of Groundwater Recharge Rate and Spatial Distribution of Hydrological Quantities in Surface Hydrogeological Investigation Basin of Horonobe URL Project
- From December 2004 to November 2009 -**

Yoichi YAMAMOTO[※], Keisuke MAEKAWA⁺, Hideharu YOKOTA and Masanori YAMAZAKI[※]

Horonobe Underground Research Unit
Geological Isolation Research and Development Directorate
Japan Atomic Energy Agency
Horonobe-cho, Teshio-gun, Hokkaido

(Received December 1, 2011)

Japan Atomic Energy Agency has carried out the surface hydrogeological investigation in and around the Horonobe Underground Research Laboratory (URL) area as a part of Horonobe URL project. Observations of meteorology, river flux, water quality, soil moisture and groundwater level have been continued in order to understand the groundwater recharge rate and groundwater flow system in the shallow part, which are required for the setting of boundary and initial condition of the groundwater flow analysis.

This report shows the summary of the surface hydrogeological investigation, and the recharge rates of investigation basins from December 2004 to November 2009 are calculated by using the water budget method.

Spatial estimation of hydrological quantities for the groundwater recharge rate is demonstrated by the runoff analysis. As a result, average of the groundwater recharge rate of whole basins is estimated to 131mm/yr. Suggestive observations related to hydraulic properties of the geology and faults are obtained from consideration to the groundwater recharge rate for each basin.

Keywords: Groundwater Recharge Rate, Horonobe URL Project, Surface Hydrogeological Investigation

+ Geological Isolation Research Unit

※ Collaborating Engineer

目 次

1. はじめに -----	1
2. 表層水理調査手法の概要 -----	2
2.1 調査研究手法 -----	2
2.2 水収支法 -----	4
3. 調査流域の地質地形と被覆条件 -----	6
3.1 調査流域 -----	6
3.2 地質地形 -----	7
3.3 地形解析 -----	9
3.3.1 標高 -----	9
3.3.2 傾斜 -----	11
3.3.3 日射量 -----	13
3.4 植生 -----	15
4. 水収支観測 -----	18
4.1 観測方法 -----	18
4.1.1 気象観測（降水量・蒸発散量） -----	18
4.1.2 河川流量観測 -----	21
4.2 観測結果 -----	24
4.2.1 降水量 -----	24
4.2.2 蒸発散量 -----	30
4.2.3 河川流出高 -----	34
5. 流出解析による水文諸量の空間分布推定 -----	41
5.1 気象特性の把握 -----	41
5.2 水文諸量の推定方法 -----	45
5.2.1 推定フロー -----	45
5.2.2 解析期間 -----	47
5.2.3 流域内区分 -----	48
5.2.4 気象要素 -----	50
5.2.5 降雪水量 -----	50
5.2.6 融雪水量 -----	52
5.2.7 可能蒸発散量 -----	54

5.3 流出解析 -----	54
5.3.1 タンクモデルの構造 -----	54
5.3.2 降雪・融雪係数 -----	55
5.3.3 流量再現結果 -----	56
5.3.4 地下水位 -----	61
5.3.5 水収支と水文諸量の分布 -----	62
6. 地下水涵養量 -----	66
6.1 水収支法による算出結果 -----	66
6.2 地下水涵養量に対する影響要因 -----	72
7. まとめ -----	74
参考文献 -----	76
付録 蒸発散量推定手法 -----	78

Contents

1. Introduction	1
2. Summary of Surface Hydrogeological Investigation	2
2.1 Investigation Method	2
2.2 Water Budget Method	4
3. Hydrogeological Condition of Investigation Basin	6
3.1 Investigation Basin	6
3.2 Geology and Landform	7
3.3 Landform Analysis	9
3.3.1 Elevation	9
3.3.2 Inclination	11
3.3.3 Solar Radiation	13
3.4 Vegetation	15
4. Observation of Water Budget	18
4.1 Observation System	18
4.1.1 Meteorological Observation (Precipitation, Evapotranspiration)	18
4.1.2 River Flux Observation	21
4.2 Observation Result	24
4.2.1 Precipitation	24
4.2.2 Evapotranspiration	30
4.2.3 River Flux	34
5. Spatial Estimation of Hydrological Quantities by Runoff Analysis	41
5.1 Grasp of Meteorological Characteristic	41
5.2 Estimation Method of Hydrological Quantities	45
5.2.1 Estimation Flow	45
5.2.2 Analysis Period	47
5.2.3 Division within Basin	48
5.2.4 Meteorological Elements	50
5.2.5 Snowfall Water	50
5.2.6 Snowmelt Water	52
5.2.7 Potential Evapotranspiration	54

5.3 Runoff Analysis -----	54
5.3.1 Structure of Tank Model -----	54
5.3.2 Coefficient of Snowfall and Snowmelt -----	55
5.3.3 Reproduction Result of River Flux -----	56
5.3.4 Groundwater Level -----	61
5.3.5 Water Budget and Distribution of Hydrological Quantities -----	62
6. Groundwater Recharge Rate -----	66
6.1 Estimation Result by Water Budget Method -----	66
6.2 Influence Factor on Groundwater Recharge Rate -----	72
7. Conclusion -----	74
Reference -----	76
Appendix Estimation Method of Evapotranspiration -----	78

表リスト

表 3.1	流域の特性 -----	7
表 3.2	地質層序表 -----	8
表 3.3	標高帯区分毎の面積率 -----	10
表 3.4	傾斜角区分毎の面積率 -----	12
表 3.5	日射量区分毎の面積率 -----	14
表 3.6	植生区分毎の面積率 -----	16
表 4.1	気象観測項目と観測機器の一覧 -----	18
表 4.2	降水量算出方法の説明 -----	26
表 4.3	各水文年における平均気温, 降水量, 積雪水量 -----	29
表 4.4	蒸発散量推定手法の適用性 -----	30
表 4.5	気象要素と蒸発散量推定手法との関係 -----	31
表 4.6	各推定手法による蒸発散量算出結果 -----	34
表 4.7	<i>H-Q</i> 曲線式の一覧 -----	35
表 4.8	1 水文年あたりの河川流出高 -----	39
表 5.1	年降水量の超過確率 -----	47
表 5.2	流域内区分の面積と面積率 -----	50
表 5.3	積雪調査結果一覧 -----	51
表 5.4	降雪係数の初期値 -----	52
表 5.5	融雪係数の初期値 -----	53
表 5.6	降雪係数の決定値 -----	56
表 5.7	融雪係数の決定値 -----	56
表 5.8	流出解析による P-3 流域の水収支 -----	63
表 5.9	流出解析による P-4 流域の水収支 -----	63
表 5.10	流出解析による P-5 流域の水収支 -----	63
表 5.11	降水量空間分布の同定結果 -----	65
表 6.1	水収支法による地下水涵養量の算出結果 -----	66
表 6.2	流域水収支の各月平均 -----	70

図リスト

図 2.1	表層水理調査手法 -----	2
図 2.2	表層水理調査の体系 -----	3
図 2.3	水収支法の概念 -----	4
図 3.1	表層水理調査・観測対象流域と観測位置 -----	6
図 3.2	調査流域周辺の地質図 -----	8
図 3.3	調査流域の標高帯分布 -----	9
図 3.4	標高帯区分毎の面積率 -----	10
図 3.5	調査流域の傾斜角分布 -----	11
図 3.6	傾斜角区分毎の面積率 -----	12
図 3.7	調査流域内の日射量分布 -----	13
図 3.8	日射量区分毎の面積率 -----	14
図 3.9	調査流域周辺の空中写真 -----	15
図 3.10	調査流域周辺の植生図 -----	16
図 3.11	植生区分毎の面積率 -----	17
図 3.12	調査流域の土地利用図 -----	17
図 4.1	北進気象観測所の模式図 -----	19
図 4.2	北進蒸発散量観測タワーの観測機器設置位置 -----	20
図 4.3	河川流量算出手順 -----	21
図 4.4	河川流量観測システムの模式図 -----	22
図 4.5	観測機器による月降水量集計結果の比較 -----	25
図 4.6	算出方法による降水量積算値の比較 -----	26
図 4.7	日差分時刻による積雪重量積算合計の違い -----	27
図 4.8	2004年12月1日～2009年11月30日の気象観測結果 -----	28
図 4.9	積雪期と非積雪期の降水量変化 -----	29
図 4.10	気象観測結果と各推定手法の月別蒸発散量算出結果 -----	33
図 4.11	各推定手法による蒸発散量の比較 -----	34
図 4.12	河川流量観測点のハイドロ・ハイトグラフ -----	36
図 4.13	降水量と河川流出高の月合計 -----	37
図 4.14	日平均気温と河川流量観測点の日平均水温の変化 -----	38
図 4.15	1水文年あたりの河川流出高の変化 -----	39
図 5.1	気象観測所位置図 -----	41
図 5.2	年平均気温と標高の関係 -----	42
図 5.3	年降水量と標高の関係 -----	42
図 5.4	メッシュ気候値の流域内分布 -----	43
図 5.5	メッシュ気候値の気象要素と標高の関係 -----	44

図 5.6	月降水量の流域内分布	45
図 5.7	水文諸量の空間分布推定方法のフロー	46
図 5.8	年降水量のハーゼンプロット	48
図 5.9	地帯区分の分布	48
図 5.10	標高帯区分の分布	49
図 5.11	流域内区分の分布	49
図 5.12	積雪調査結果に対する積雪水量の同定結果	52
図 5.13	積雪水量変化の再現結果	53
図 5.14	タンクモデルの構造	54
図 5.15	P-3 流域の流出高再現結果	57
図 5.16	P-4 流域の流出高再現結果	58
図 5.17	P-5 流域の流出高再現結果	59
図 5.18	実測流出高と計算流出高の比較	60
図 5.19	年流出高の全流域平均値の推移	60
図 5.20	比較する地下水観測孔の位置	61
図 5.21	P-3 流域内の正規化したタンク内貯留量と地下水位の比較	62
図 5.22	P-4 流域内の正規化したタンク内貯留量と地下水位の比較	62
図 5.23	流出成分の割合	64
図 5.24	各流域および流域内区分の降水量	65
図 6.1	P-3 流域における水収支の年変化	68
図 6.2	P-4 流域における水収支の年変化	68
図 6.3	P-5 流域における水収支の年変化	69
図 6.4	全流域における水収支の年変化	69
図 6.5	P-3 流域における水収支の月別変化	71
図 6.6	P-4 流域における水収支の月別変化	71
図 6.7	P-5 流域における水収支の月別変化	71
図 6.8	全流域における水収支の月別変化	72
図 6.9	深層ボーリングの調査から得られた透水係数の深度分布	73

写真リスト

写真 4.1	北進気象観測所の観測機器設置状況 -----	19
写真 4.2	北進蒸発散量観測タワー -----	20
写真 4.3	河川流量観測システム設置状況 (P-4 地点)-----	22
写真 4.4	河川流量観測状況 -----	23
写真 4.5	メタルウェファー式積雪重量計 -----	24
写真 4.6	冬期における北進気象観測所の状況 -----	25

1. はじめに

北海道幌延町で進めている幌延深地層研究計画で対象とする新第三紀堆積岩分布地域における水理地質特性を明らかにするためには、地質・気象条件に基づいた地下水流動解析が必要となる。地下水流動状態は、水理地質構造のほか動水勾配に関わる地表地形や長期的な水理地質構造の変化などに依存するが、その中で地表部は地下水の浸透場（涵養域）あるいは流出場（流出域）になる。特に、長期間の水循環および深部岩盤を含めた広域の地下水流動系においては、岩盤浸透量（降水が地表から地下の岩盤に浸透する量）は地下水を流動させる駆動力として、地下水流動を規定する大きな要因の一つとなる。

幌延深地層研究計画の一環として実施する表層水理調査は、広域地下水流動解析の境界条件や初期条件の設定に必要な地下水涵養量および表層部の地下水流動系を把握すること、これに必要な調査・研究手法の構築と信頼性向上を目的としている。そして、解析領域内の水文特性を代表するように設定したサンプル流域を対象に、気象、河川流量および水質、土壌水分、地下水位等の観測を継続して行っている^{1),2)}。また、幌延のような寒冷地では冬期の降水量が積雪の形で一時貯留されることや、凍土による地下浸透の阻害など積雪寒冷地特有の現象を考慮する必要があり、このような気候条件における既存の表層水理調査手法の適用性評価や、氷河期等寒冷期の涵養特性として将来の自然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための手法の開発等を含めた地質環境の長期安定性研究へ反映させることも念頭に研究を進めている。

本報告は、2004年12月～2009年11月の表層水理調査・観測対象流域の地下水涵養量を水収支法により検討した結果を示すものである。まず、幌延で進める表層水理調査の考え方や調査手法等の概要を紹介する。次に、水文観測システムと観測結果について説明する。積雪寒冷地では降水量としての積雪水量の算出方法や、蒸発散量に関する植生や推定式の違いによる季節的な変動や特徴などが問題になることから、ここではこれらについての検討結果についても示す。さらに、流域の水収支を議論するには山地・丘陵地帯で特に問題となる水文要素の空間代表性の問題を明らかにして、地下水涵養量の推定精度を向上させることが必要と考えられたことから、調査流域に関する既存資料や観測結果、スノーサーベイ等の調査結果を整理して流域の水循環モデルを構築し、長期流出解析を通してその妥当性を検証することとした。

最後に、これらの検討を踏まえて推定した地下水涵養量について、期間中の年変動や季節変動を示し、設定したそれぞれの流域に対する特徴や地形・植生・地質等との関連について考察する。

2. 表層水理調査手法の概要

2.1 調査研究手法

表層水理調査で対象としている表層部の地下水流動系あるいは地下水涵養量を把握するための調査法としては、それぞれ、現場での実験的あるいは長期ルーチン観測によって直接測定する方法や、水文資料あるいは観測データを用いて間接的に推定する方法がある。これらの各項目の観測あるいは推定法を図 2.1 に示す。

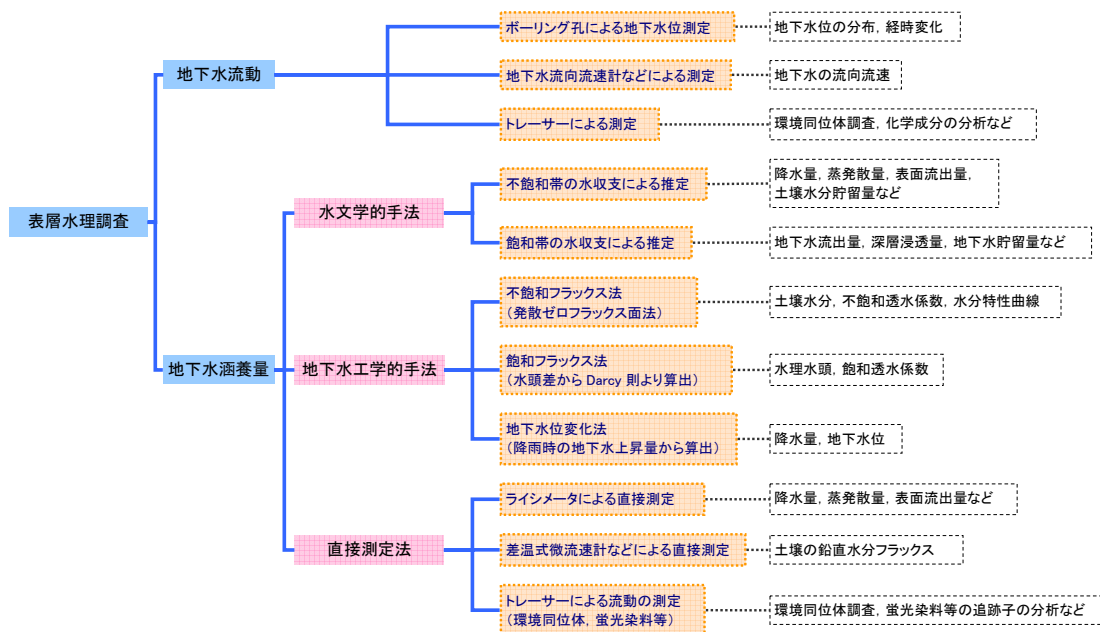


図 2.1 表層水理調査手法

図 2.1 の調査項目において、地下水流動は表層部における地下水位に基づく動水勾配分布とそれに伴う流動系の把握、地下水涵養量は表層部から深部岩盤への浸透量の推定を対象としている。この中で特に地下水涵養量の調査手法については、大きく以下の3つに分類できる。

①地下水工学的的手法（地下水位や土壤水分を用いる涵養量測定法）

地下水位や土壤水分から原位置における鉛直方向のポテンシャル勾配によって鉛直浸透量を求める方法で、a)ダルシー則を不飽和帯まで拡張し、圧力水頭差と不飽和透水係数から不飽和帯のフラックスを算出する不飽和フラックス法（ゼロフラックス面法）、b)降雨時の地下水上昇量から涵養量を算出する地下水位変化法、c)ダルシー則より、飽和透水係数と同一地点における2深度の水頭差から算出する飽和フラックス法などがある。

②水文学的手法（水収支法を用いた間接的手法）

ある流域における地下水涵養量を、水収支によって流域の水文要素から算出する方法で、不飽和帯や飽和帯あるいはこれら全体の水収支に着目する方法などがある。

③直接測定法

タンクに周囲と同じ土壌をつめ、地面と水平になるように地中へ埋設して、水収支から蒸発散量あるいは地下水涵養量を測定するライシメータによる測定その他、差温式微流速計あるいはトレーサーなどを用いて水分の鉛直浸透のフラックスを直接測定する方法などがある。

上記の手法のうち水文学的手法は流域単位での地下水涵養量を対象としているのに対し、地下水工学的手法や直接測定法は測定地点での局所的な地下水涵養量を算出する手法である。この場合、流域レベルにおいては周りの土壌や水・熱環境を全く同じにはできないという問題、つまり空間代表性の問題がある。また、例えば、地下水工学的手法を用いて不飽和帯の水分フラックスを求めようとした場合、土壌水分量測定において要求される精度を大気-地中水連続系で考えると、体積水分量にして0.1%程度となり、現状ではこの精度での測定方法が十分確立されているとはいえない。したがって、これらの方法は水収支法のカロスチェックや、あるいは水理基盤ごとの浸透量の違いを比較・検討することなどを目的として実施すべきと考えられる。

そこで、本研究では、地下水涵養量の推定については水文学的手法を基本とし、その他に地下水位や土壌水分を用いる地下水工学的手法とライシメータを用いて総合的に評価を行う他、浅層ボーリング孔による地下水位の測定によって表層部の地下水位の季節変動や流動系の調査を行っている²⁾。

幌延深地層研究計画における岩盤の水理に関する調査研究では、本報告で述べる表層水理調査を含め地下水流動解析によって得られる調査解析領域内の地下水流動の推定結果を、河川水や地下水の水質の分布、起源、年代等に関する調査・試験の結果および地質・地質構造に関する研究から得られる情報等と比較することにより相互に妥当性の検証を重ね、最終的には広域地下水流動研究に関わるこれらの研究成果の統合化を図ることを目的とする。すなわち、表層水理調査以外の調査研究も含め、広域地下水流動を把握する上で必要となる調査・解析・調査技術の体系化を目指している。図 2.2 に、本研究で実施している表層水理調査の体系を示す。

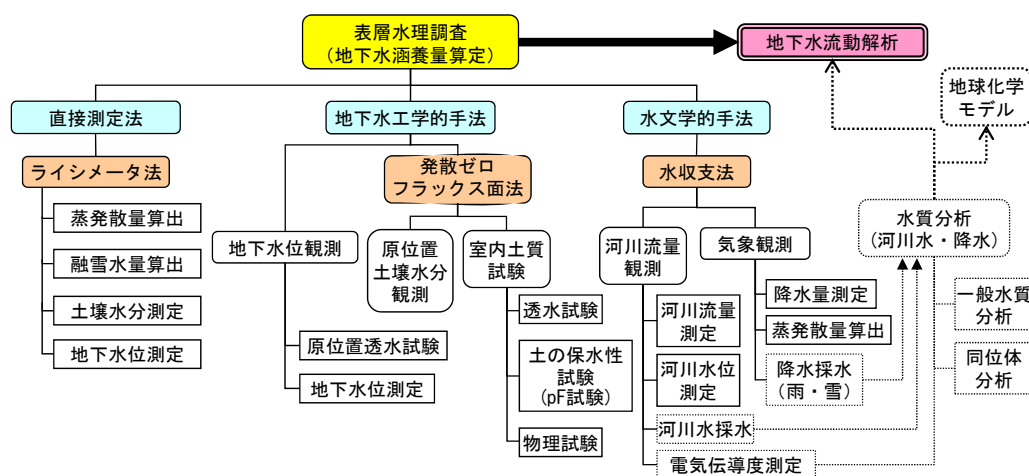


図 2.2 表層水理調査の体系

2.2 水収支法

本研究で適用する水収支法による地下水涵養量の推定手法の概念図を、図 2.3 に示す。
水収支法における不飽和帯の水収支は、以下の式で表される。

$$P = E + R_f + R_i + IG + \Delta S_u \quad (2.1)$$

ここで、 P ：降水量， E ：蒸発散量， R_f ：表面流出量， R_i ：中間流出量， IG ：地下水涵養量， ΔS_u ：土壌水分貯留量の変化

また、飽和帯の水収支は以下の式で表される。

$$IG = R_g + ID + \Delta S_s \quad (2.2)$$

ここで、 R_g ：地下水流出量， ID ：深層浸透量， ΔS_s ：地下水貯留量の変化
式 (2.1) と式 (2.2) から IG を消去すると、

$$P = E + R_f + R_i + R_g + ID + \Delta S_s + \Delta S_u \quad (2.3)$$

式 (2.3) を ID について解くと、

$$ID = P - E - R_f - R_i - R_g - \Delta S_s - \Delta S_u \quad (2.4)$$

となる。

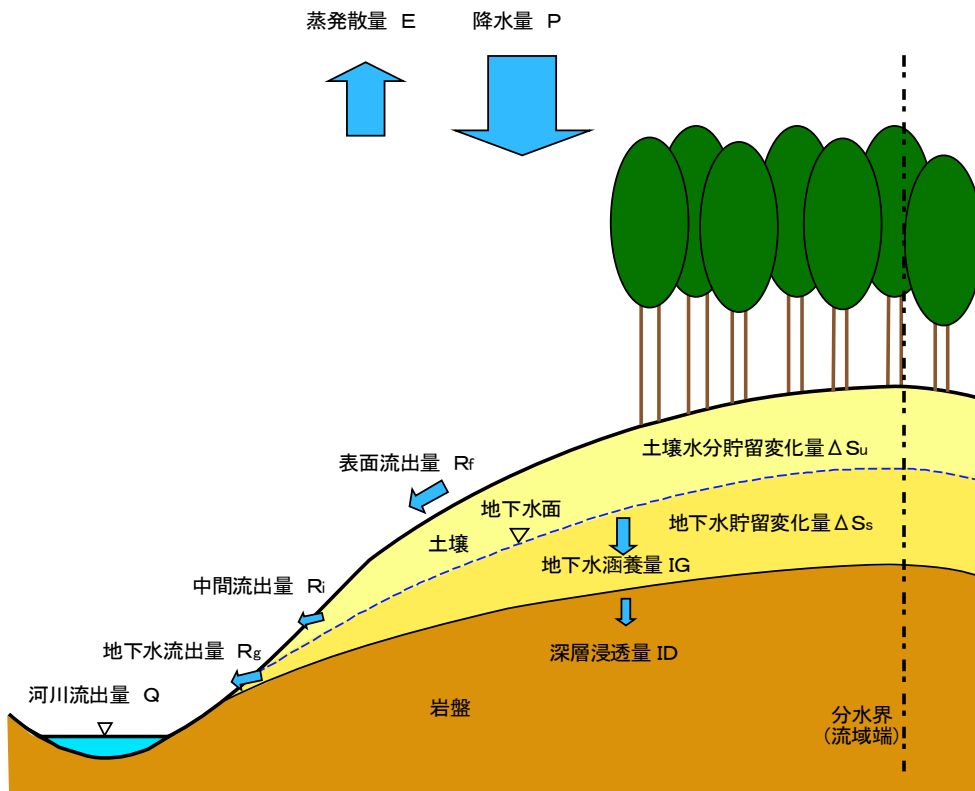


図 2.3 水収支法の概念

流域内における中間流出量 R_i と地下水流出量 R_g については、表面流出量 R_f と併せてそのすべてが河川に流入・流下するものとすれば、河川流出高 Q とおける。また、地下水貯留量の変化 ΔS_s および土壌水分貯留量の変化 ΔS_u については水収支を議論する上で重要な要素のひとつであるが、これらは水収支期間の始めと終わりの地下水面の位置に依存するため、地下水位がほぼ同一となる水収支期間を選定することで無視できる。

以上より、水収支法による深層浸透量 ID は、対象流域における降水量 P から蒸発散量 E および河川流出高 Q を除く以下の式を用いて試算することができる。

$$ID = P - E - Q \quad (2.5)$$

本研究において、深層浸透量 ID が深部岩盤の地下水流動系の評価を目的とした地下水流動解析時に必要となる「地下水涵養量」であるため、便宜上、深層浸透量 ID を地下水涵養量と表現する。

3. 調査流域の地質地形と被覆条件

3.1 調査流域

表層水理調査を行うにあたって、広域地下水流動解析の解析領域すべてを網羅する詳細調査は困難であることから、幌延深地層研究所周辺で解析領域内の水文特性を代表するようにサンプル流域を設定した³⁾。

本研究で表層水理調査・観測の対象とする流域は、図 3.1 に示すように研究所設置地区である幌延町北進地区およびその周辺を流域とする清水川流域(P-3 流域)、一号川流域(P-4 流域)、ペンケエベコロベツ川流域(P-5 流域)の3流域である。それぞれの河川はいずれも天塩川水系の河川で、清水川およびペンケエベコロベツ川は下エベコロベツ川支流の3次河川、一号川はペンケエベコロベツ川支流の4次河川である。

表 3.1 に、後述するこれら流域の特性をまとめる。

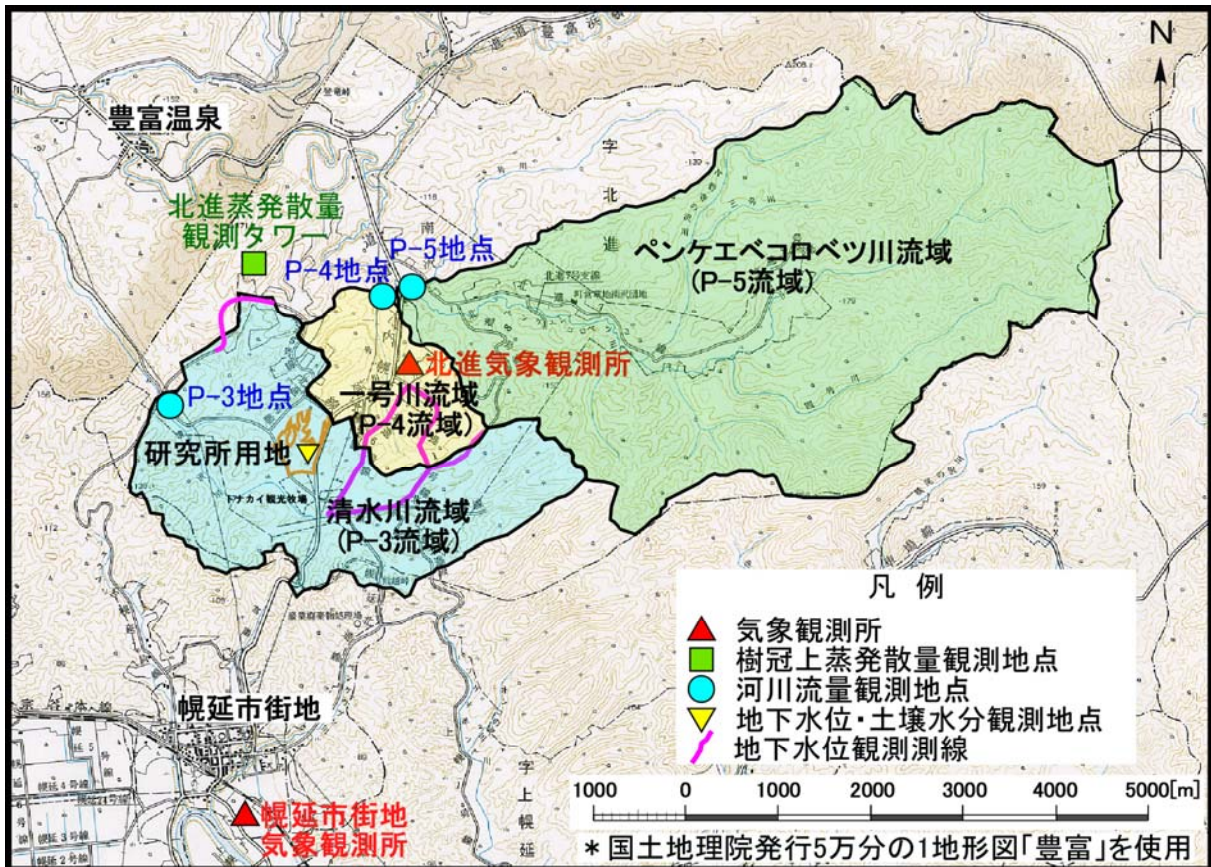


図 3.1 表層水理調査・観測対象流域と観測位置 (2004年～2009年)

表 3.1 流域の特性

流域	流域面積	河川名	地質		地形	植生
P-3	7.6km ²	清水川	上流域	主として声問層，一部に稚内層が分布	谷地形は多いが，起伏が小さい	草地39.7% 広葉樹29.2% 針葉樹19.9%
			中下流域	西側に勇知層，東側に声問層が分布		
P-4	2.3km ²	一号川	流域全体に声問層が分布		谷地形は少なく，起伏も小さい	草地94.9%
P-5	20.8km ²	ペンケ エベコロベツ川	上流域	宗谷夾炭層・増幌層・稚内層が分布	谷地形がやや多く，起伏が大きい	草地18.7% 広葉樹67.7% 針葉樹11.1%
			下流域	声問層が分布		

3.2 地質地形

調査流域周辺は主に新第三紀の堆積岩を基盤とし、河川沿いに沖積堆積物が分布する。図 3.2 に調査流域周辺の地質図を、表 3.2 に主な地層の岩相をそれぞれ示す。幌延深地層研究では、研究所設置地区に十分な厚さで分布する新第三紀中新世の稚内層と中新世～鮮新世の声問層を、主な研究対象地層としている。

P-3 流域の地質は、中・下流域では西側に勇知層，東側に声問層が分布し，上流域では西側に更別層，東側に主として声問層が分布し一部に稚内層も分布する。P-4 流域では流域全体に声問層が分布し，北側の一部に稚内層が分布する。P-5 流域では，主として中・下流域には声問層が分布し，その中央を勇知層が向斜軸に沿って分布している。また，上流域には宗谷夾炭層・稚内層・増幌層が分布する。

調査流域周辺の地形は丘陵～丘陵性山地地形をなし，地形的特徴で分類すると，地形の起伏が大きく谷密度が高い地域，起伏が緩やかで谷密度が低い地域に分けることができる。この地形的特徴と地質の分布は調和的であり，声問層や稚内層の分布範囲の地形は起伏が緩やかで谷密度が低い。P-5 流域の東地域では新第三紀中新世の増幌層以前の地質が分布し，起伏が大きく谷密度が密になっている。

調査流域においては，P-3 流域から P-4 流域を貫くように大曲断層が北北西-南南東方向に走り，P-5 流域中央には南北方向に幌延断層が存在しており，当地域の岩盤への浸透に影響を与えている可能性がある。

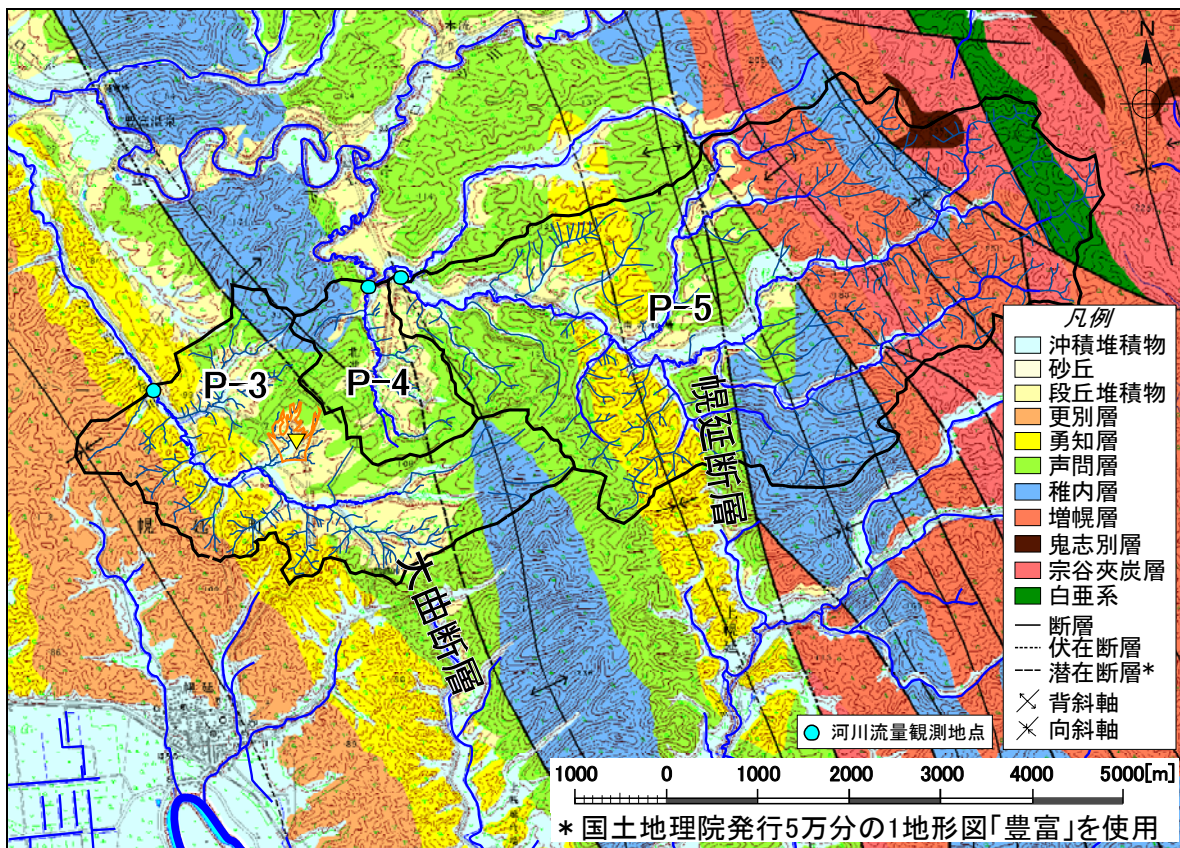


図 3.2 調査流域周辺の地質図

表 3.2 地質層序表

地質年代		記号	地層名	層相
第四紀	現世	a	沖積堆積物	砂・礫および粘土
	更新世	Sa	更別層	砂岩・礫岩および泥岩, 垂炭を挟む
新第三紀	鮮新世	Yc	勇知層	軟質な細粒砂岩, 礫岩を挟む
		Kt	声問層	珩藻質泥岩
	中新世	Wk	稚内層	珩質泥岩および珩質頁岩
		Mp	増幌層	礫岩・砂岩および泥岩, 凝灰岩を挟む
		On	鬼志別層	凝灰質砂岩および泥岩
		Sc	宗谷夾炭層	砂岩・頁岩および礫岩, 石炭および凝灰岩を挟む

3.3 地形解析

3.3.1 標高

図 3.3 に 10m メッシュで表示した調査流域内の標高帯分布を示し、表 3.3 と図 3.4 にそれぞれの流域における標高帯区分毎の面積率について整理した結果を示す。

P-3 流域と P-4 流域の標高は、9 割以上が 50m～150m の範囲にある。P-5 流域では、50m～150m の標高が過半数以上の割合を示すものの、標高 150m 以上の面積率が 3 割以上と比較的多くを占めている。

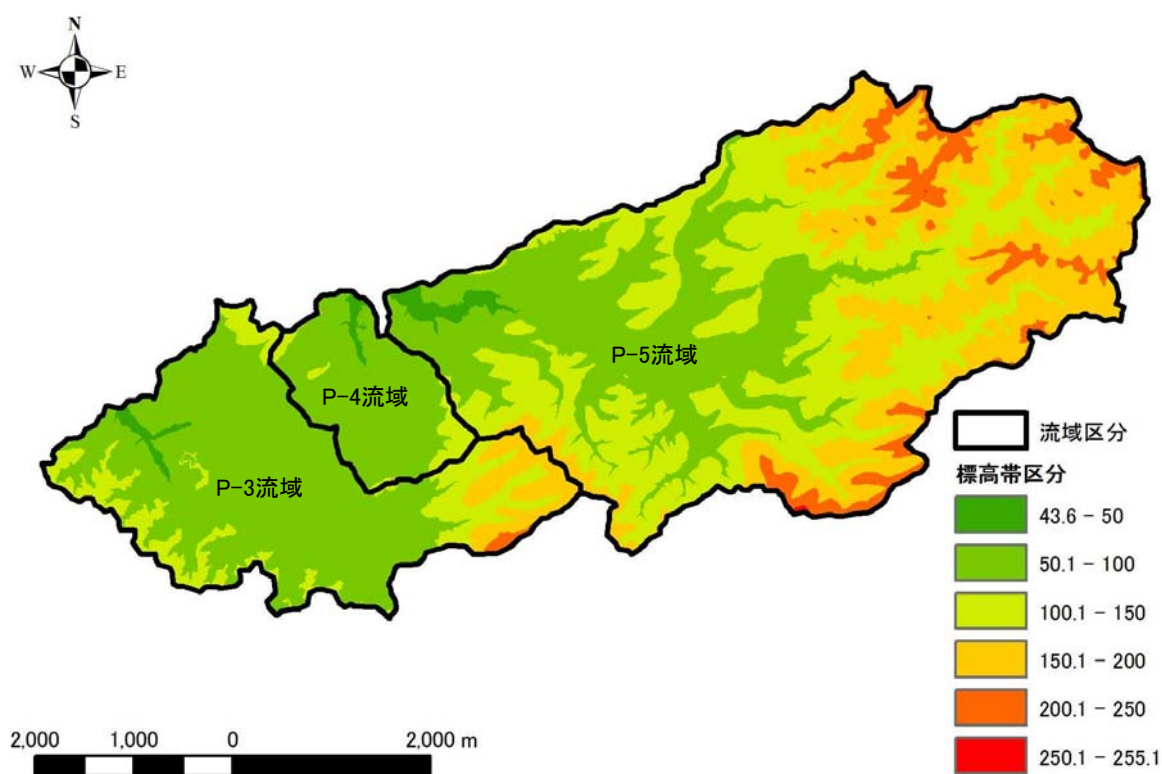


図 3.3 調査流域の標高帯分布

表 3.3 標高帯区分毎の面積率

標高帯区分 (m)	面積率 (%)		
	P-3流域	P-4流域	P-5流域
～50	1.3	3.0	1.0
50～100	71.1	86.7	27.5
100～150	19.0	10.3	36.9
150～200	7.9	0.0	27.8
200～250	0.7	0.0	6.6
250～	0.0	0.0	0.0
最 小	44m	48m	46m
最 大	228m	151m	255m
平 均	92m	79m	131m

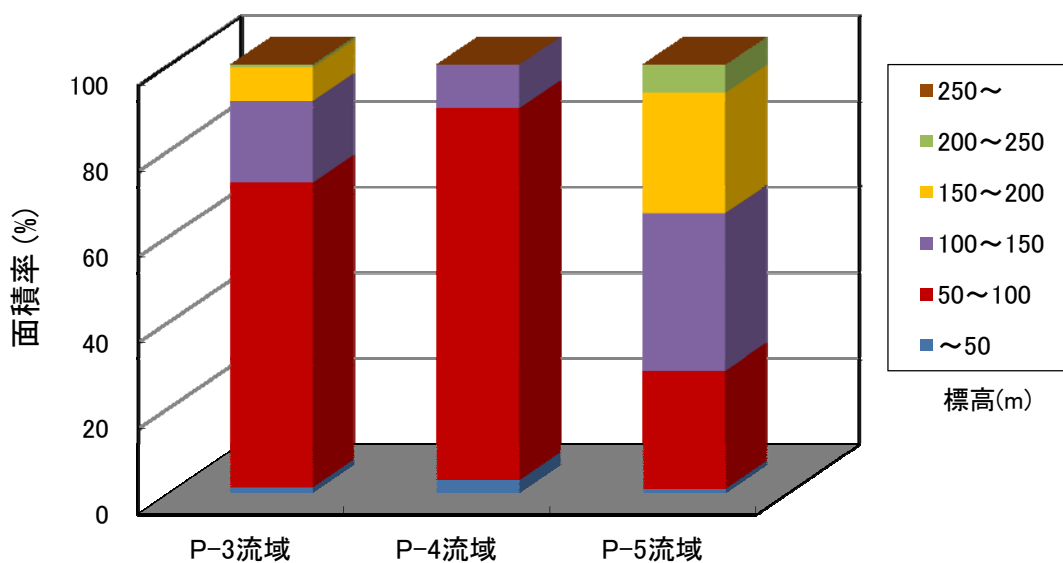


図 3.4 標高帯区分毎の面積率

3.3.2 傾斜

図 3.5 に 10m メッシュで表示した調査流域内の傾斜角分布を示し、表 3.4 と図 3.6 にそれぞれの流域における傾斜角区分毎の面積率について整理した結果を示す。

P-3 流域と P-4 流域では傾斜角 6°以下の面積率が最も多く、P-3 流域の約 6 割、P-4 流域の約 9 割の面積が傾斜角 12°以下である。P-5 流域では傾斜角 6°以下の面積率が他の流域に比べて小さく、傾斜角 18°以上の面積が約 4 割を占める。前述の標高の分布と比較すると、おおむね高標高の地域と傾斜角の急な地域とは調和的な関係にある。

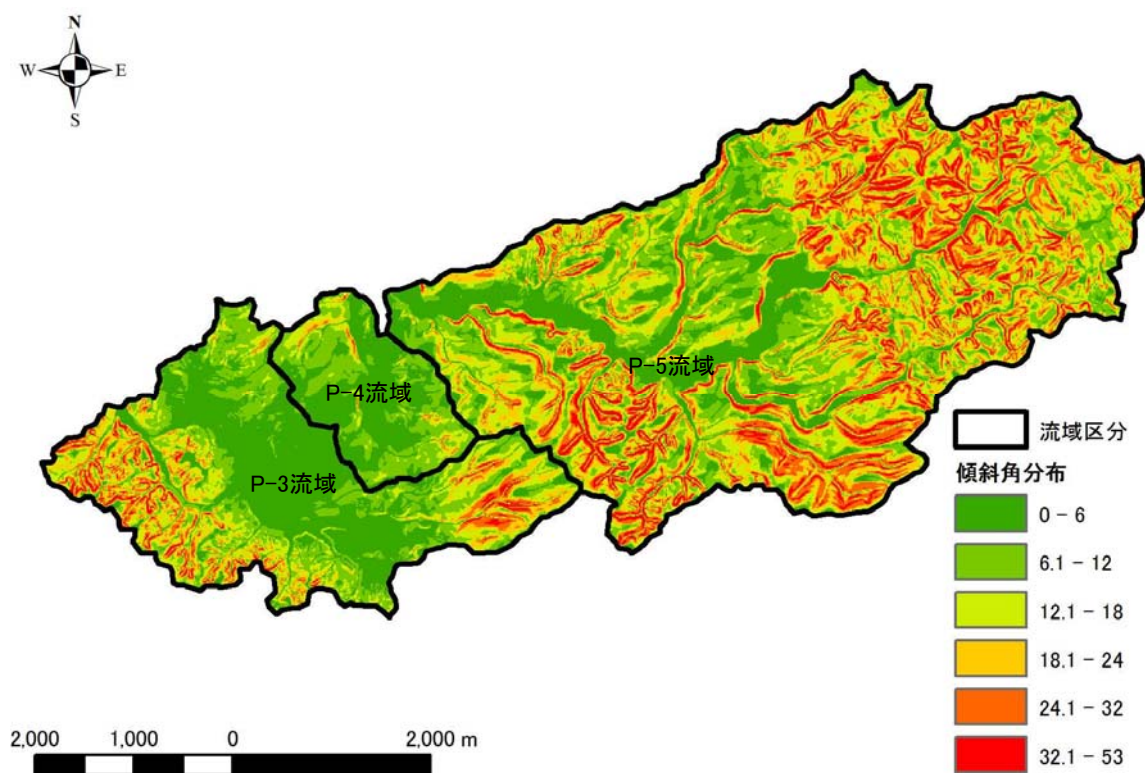


図 3.5 調査流域の傾斜角分布

表 3.4 傾斜角区分毎の面積率

傾斜角区分 (°)	面積率 (%)		
	P-3流域	P-4流域	P-5流域
0~6	37.6	51.1	15.4
6~12	26.5	37.8	22.5
12~18	16.5	8.2	22.2
18~24	10.3	2.1	17.5
24~32	7.0	0.9	15.2
32~	2.1	0.0	7.1
最 小	0°	0°	0°
最 大	49°	34°	53°
平 均	11°	7°	16°

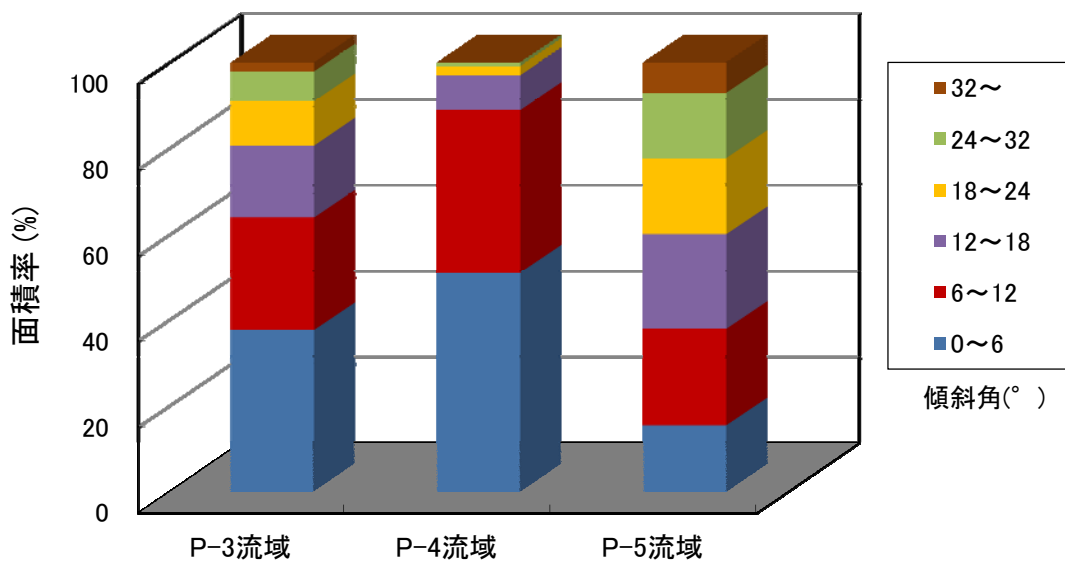


図 3.6 傾斜角区分毎の面積率

3.3.3 日射量

晴天時の日射量を地形と太陽軌道から計算した。図 3.7 に 10m メッシュで表示した調査流域内の日射量分布を示し、表 3.5 と図 3.8 にそれぞれの流域における日射量区分毎の面積率について整理した結果を示す。

P-4 流域は地形が特に平坦であることから、日射量の最頻値は 42~62 千 WH/m² であるが、平均値はどの流域も 50~52 千 WH/m² と大きな相違はない。また、日射量のコントラストが大きい地域と小さい地域と区分できるが、その分布は標高や傾斜角の高い部分で日射量も高くなる傾向を示す。

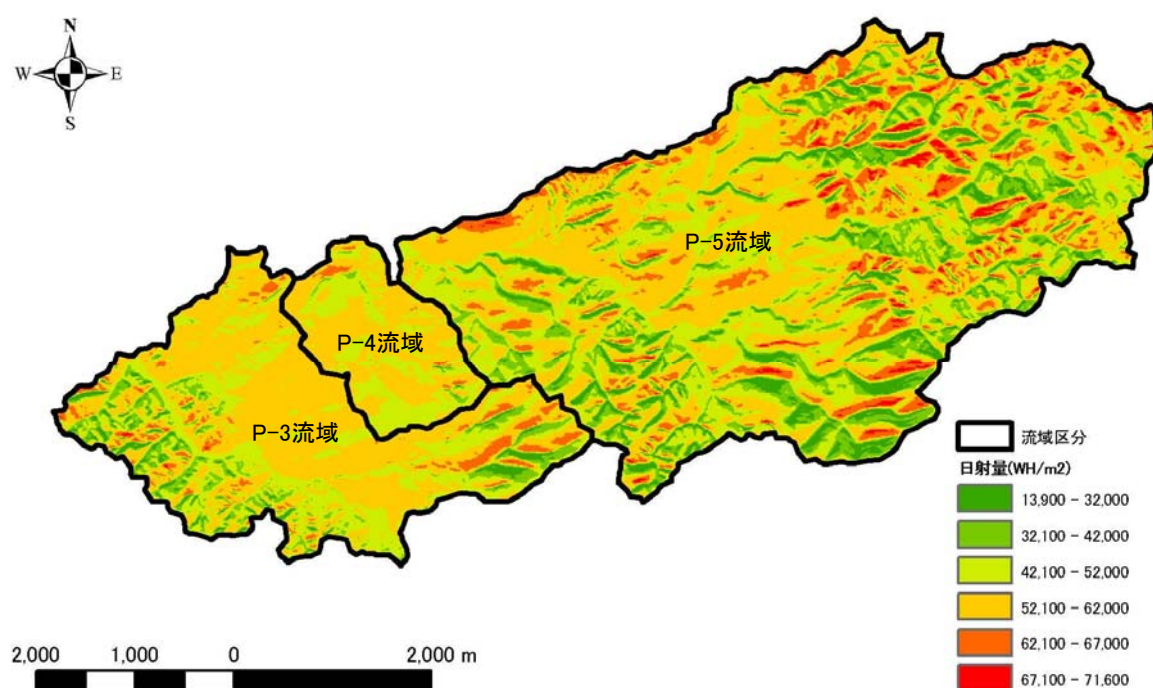


図 3.7 調査流域内の日射量分布

表 3.5 日射量区分毎の面積率

日射量区分 (千WH/m ²)	面積率 (%)		
	P-3流域	P-4流域	P-5流域
0~22	0.2	0.0	0.6
22~32	3.0	0.1	6.7
32~42	8.9	1.3	14.2
42~52	29.7	37.0	27.8
52~62	53.5	60.3	38.8
62~	4.6	1.3	11.8
最 小	13,872 WH/m ²	26,632 WH/m ²	14,017 WH/m ²
最 大	69,014 WH/m ²	67,059 WH/m ²	71,645 WH/m ²
平 均	51,471 WH/m ²	52,648 WH/m ²	50,230 WH/m ²

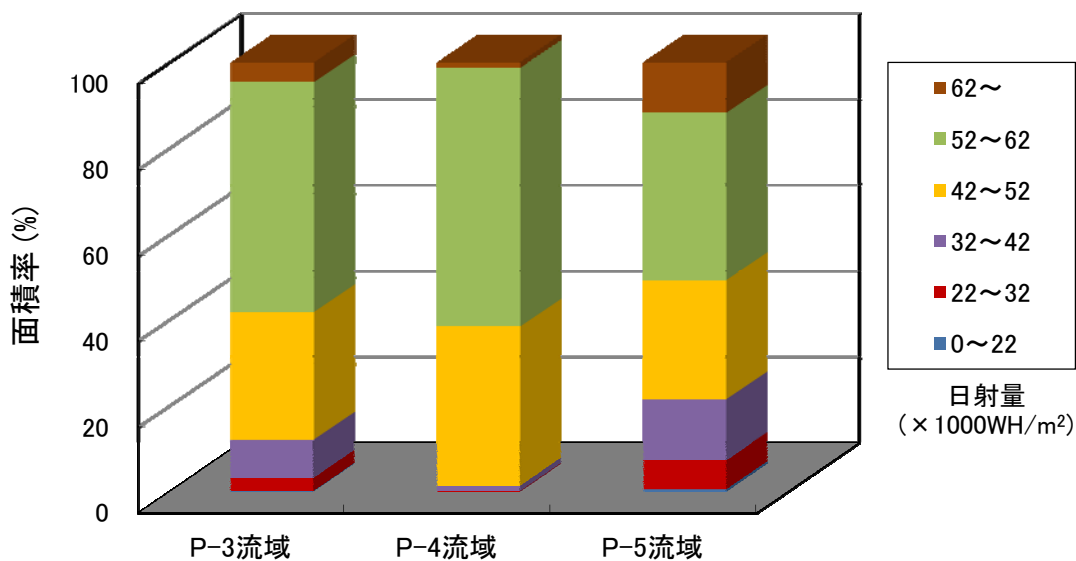


図 3.8 日射量区分毎の面積率

3.4 植生

図 3.9 に調査流域周辺の空中写真（2006 年撮影）を，図 3.10 に植生図をそれぞれ示す。また，表 3.6 と図 3.11 にそれぞれの流域における植生区分毎の面積率について整理した結果を示す。

樹林の分布面積率は P-3 流域 59%，P-4 流域 5%，P-5 流域 81%であり，P-5 流域においてその割合が特に多い。樹林としては広葉樹の分布が比較的広く，植林である針葉樹の分布が狭い。P-4 流域の 95%は草地で，その多くは牧草地である。牧草地は標高 100m 以下に分布しており，声間層の分布状況と概ね一致する。

図 3.12 の土地利用図と図 3.10 の植生図と比較すると，「その他の農用地」は牧草地で「荒地」の植生はササ群落が主体となっていることが分かる。

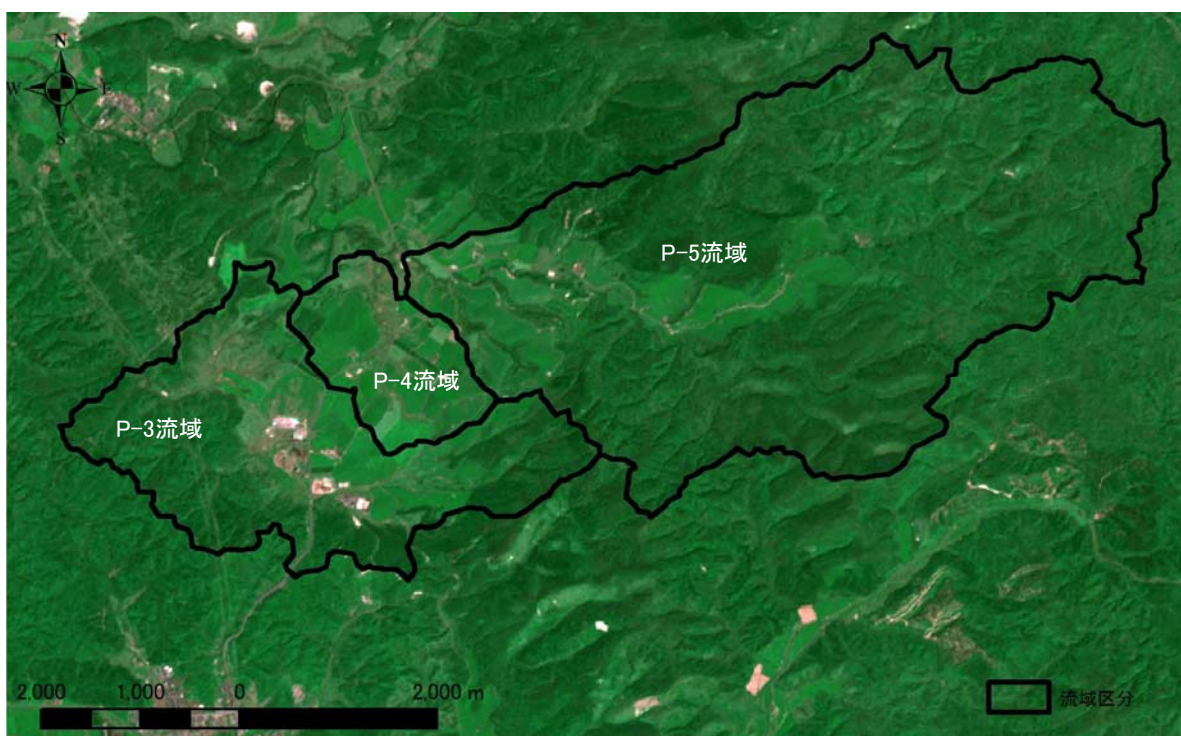


図 3.9 調査流域周辺の空中写真（2006 年撮影）

「国土画像情報（オルソ化空中写真），国土交通省」

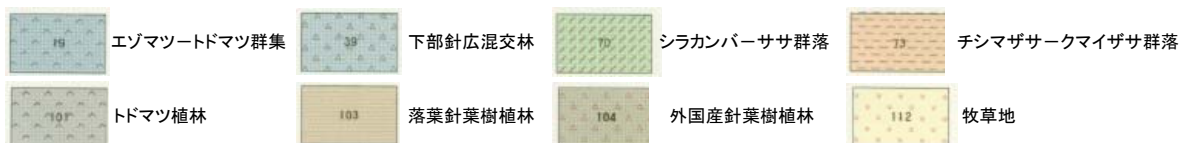
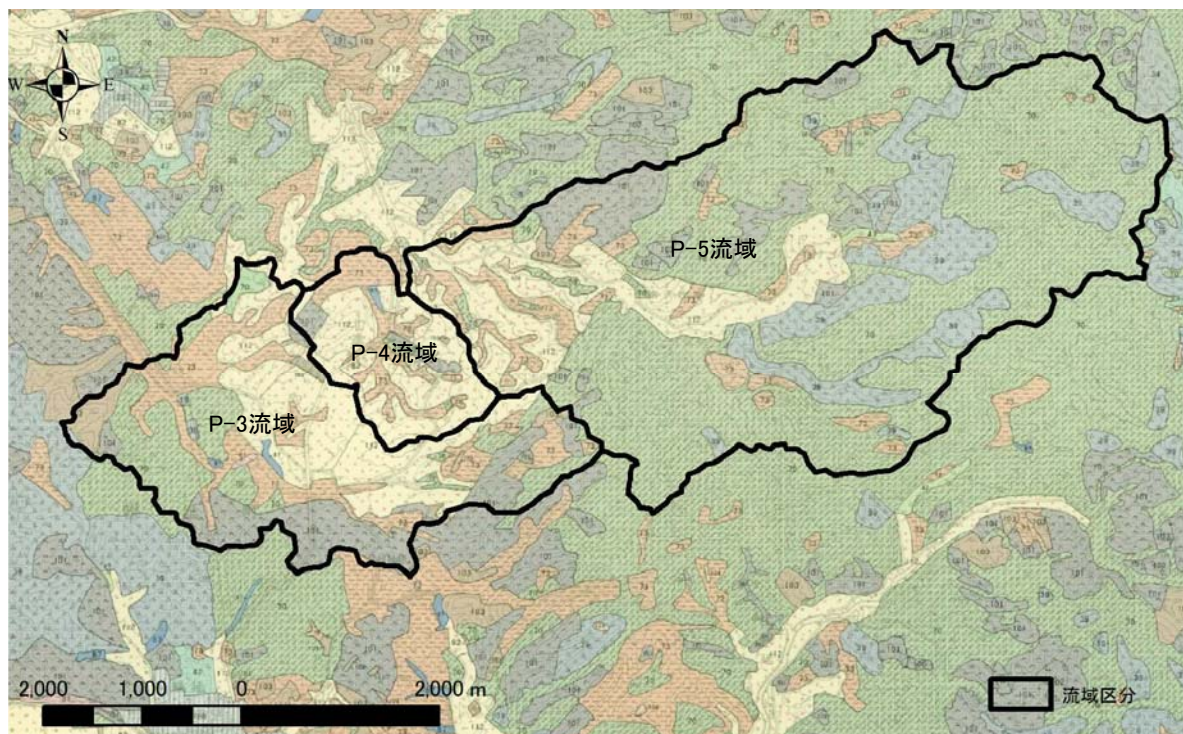


図 3.10 調査流域周辺の植生図

「5 万分の 1 現存植生図，豊富，昭和 59 年度調査，環境省」

表 3.6 植生区分毎の面積率

植生区分	面積率 (%)		
	P-3流域	P-4流域	P-5流域
広葉樹林	29.2	0.1	67.7
針葉樹林	19.9	4.9	11.1
針・広混交林	9.7	0.0	2.2
ササ草地	13.7	17.3	5.7
牧草地	18.5	67.8	12.8
その他の草地	7.5	9.8	0.2
裸地	1.4	0.0	0.1

広葉樹林: 広葉樹の樹冠に覆われる割合が75%以上の林地
 針葉樹林: 針葉樹の樹冠に覆われる割合が75%以上の林地
 針・広混交林: 広葉樹・針葉樹の優勢が75%未満で混じり合っている林地

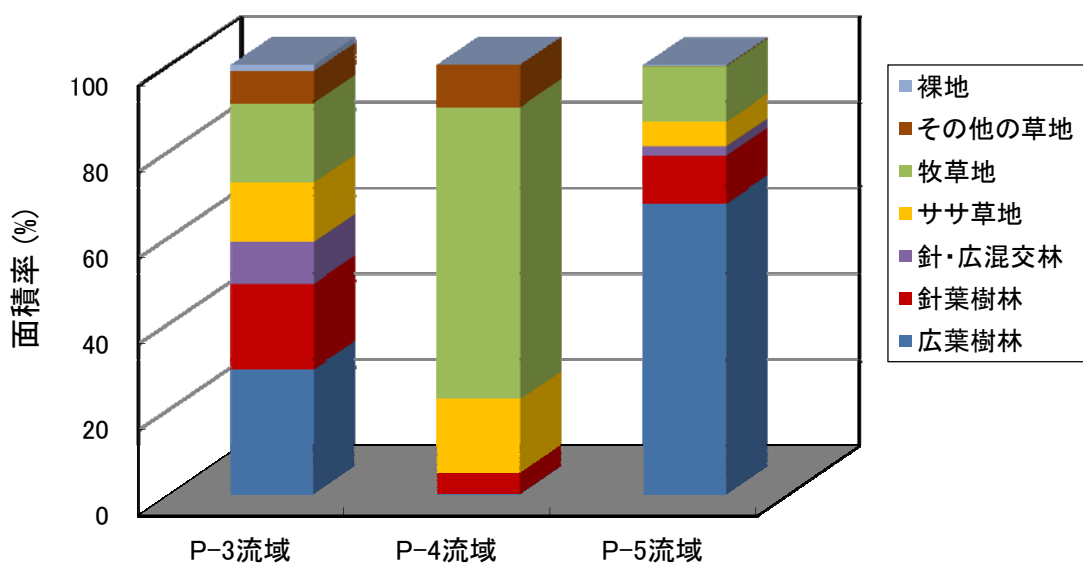


図 3.11 植生区分毎の面積率

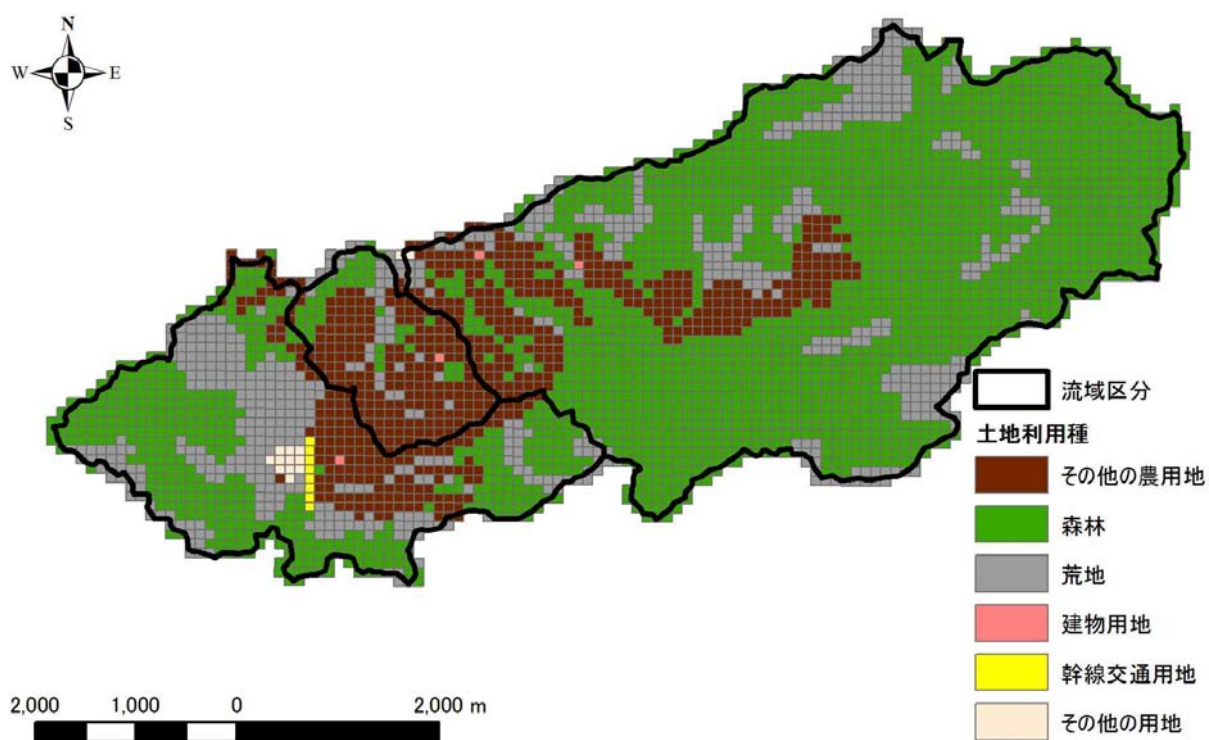


図 3.12 調査流域の土地利用図 (2006 年)

「国土数値情報 土地利用細分メッシュデータ, 国土交通省」

4. 水収支観測

4.1 観測方法

4.1.1 気象観測（降水量・蒸発散量）

調査流域に関する気象観測⁴⁾は、図 3.1 内に示す北進気象観測と北進蒸発散量観測タワーの2箇所で行っている。北進気象観測所は研究所用地に近い牧草地の中に設置して、2003年8月から観測を開始した。北進蒸発散量観測タワーは、研究所用地から北北西へ約2kmの広葉樹林内（シラカバ林、樹高約19m）に設置して、2004年11月から観測を開始した。

気象観測所における観測項目と観測機器の一覧を、表 4.1 に示す。北進気象観測所は、調査流域を代表する気象観測データの取得と、流域の主要な植生である牧草地の蒸発散量の推定を目的として観測項目を設定している。ここで、積雪期の降水量に関して、いつ水式雨雪量計、メタルウェファース式積雪重量計⁵⁾を設置して測定精度の向上を図っている。北進気象観測所の模式図と観測機器設置状況を、図 4.1、写真 4.1 にそれぞれ示す。

北進蒸発散量観測タワーは、樹林帯の中で最も多く分布する広葉樹林からの蒸発散量の推定を目的としており、図 4.2 に示す位置において、風向・風速、温度、湿度、放射収支量、地中熱流量の観測を行っている。北進蒸発散量観測タワーの全体状況を、写真 4.2 に示す。

表 4.1 気象観測項目と観測機器の一覧

観測所	観測要素	品名	規格等		使用期間	備考
			メーカー名	型番		
北進気象	気温	温度湿度計	コーナーシステム	KDC-S2-V	2003.8~2009.7	
	相対湿度		バイサラ	KDC-SO2-V-HMP-45	2009.8~	
	風向・風速	風向風速計	コーナーシステム	KDC-S4	2003.8~2009.7	高度10m
			ヤング	KDC-S4-16B	2009.8~	
	地上風速	3杯風速計	大田計器	No.23-SP	2003.8~2009.7	高度3m
			小笠原計器製作所	VS-125	2009.10~	
	降水量	転倒ます雨量計	横川電子機器	WB0011-00-20	2003.8~2009.7	
		いつ水式雨雪量計	池田計器製作所	RH-5E	2009.8~	
	積雪深	レーザー積雪深計	横川電子機器	B-071	2004.7~	
	積雪重量	積雪重量計	新潟電機	MN-102	2003.8~2009.7	
				MN-301	2009.10~	
	日照時間	日照計	ブリード	PSD-03	2003.12~	
	全天日射量	日射計	英弘精機	MS-402F	2003.8~	
	放射収支量	放射収支計	英弘精機	MF-11	2003.8~	
	地表面温度	放射温度計	クリマテック	CML-303F	2003.8~2009.7	
				CML-303N	2009.10~	
気圧	電気式気圧計	横川電子機器	F4711	2003.12~		
地中熱流量	熱流計	英弘精機	MF-180M	2004.7~		
北進蒸発散量観測タワー	風向・風速	風向風速計	コーナーシステム	KDC-S4-JM	2004.11~	20.2, 23.3, 26.75m
	気温	温度湿度計	コーナーシステム	KDC-S2-V-JM-1.5		20.3, 26.2m
	相対湿度					
	放射収支量	放射収支計	コーナーシステム	KDC-S11-Nrlite		23.15m
	地中熱流量	熱流計	英弘精機	MF-180M		

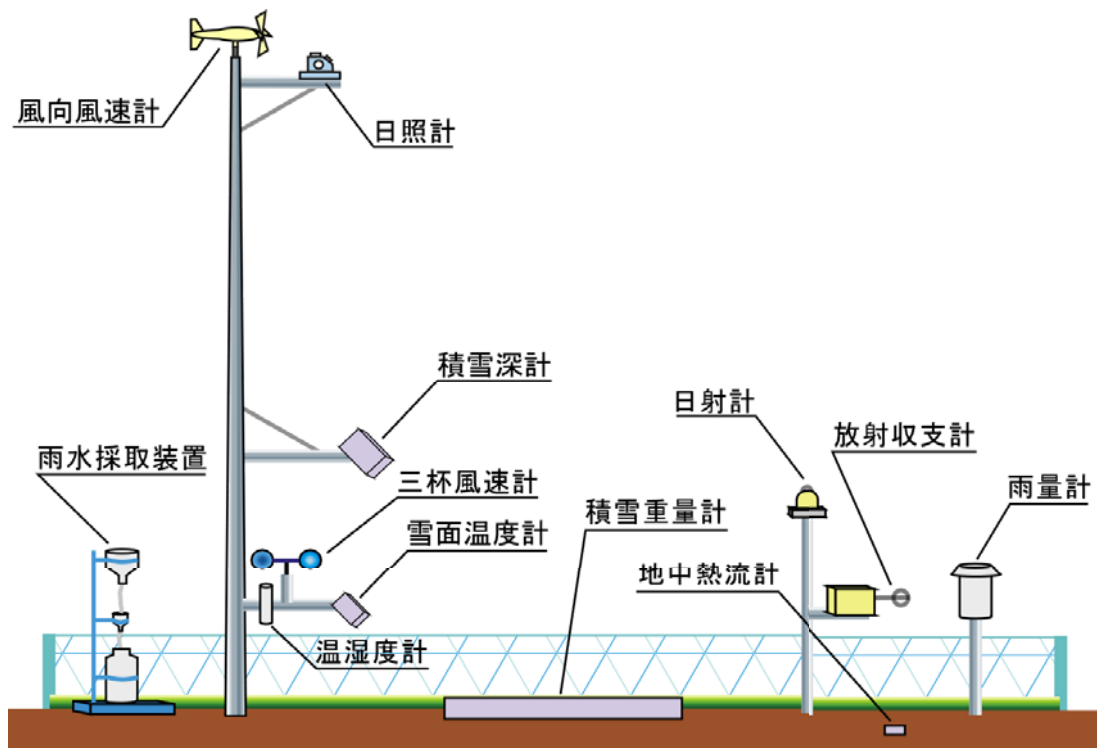


図 4.1 北進気象観測所の模式図

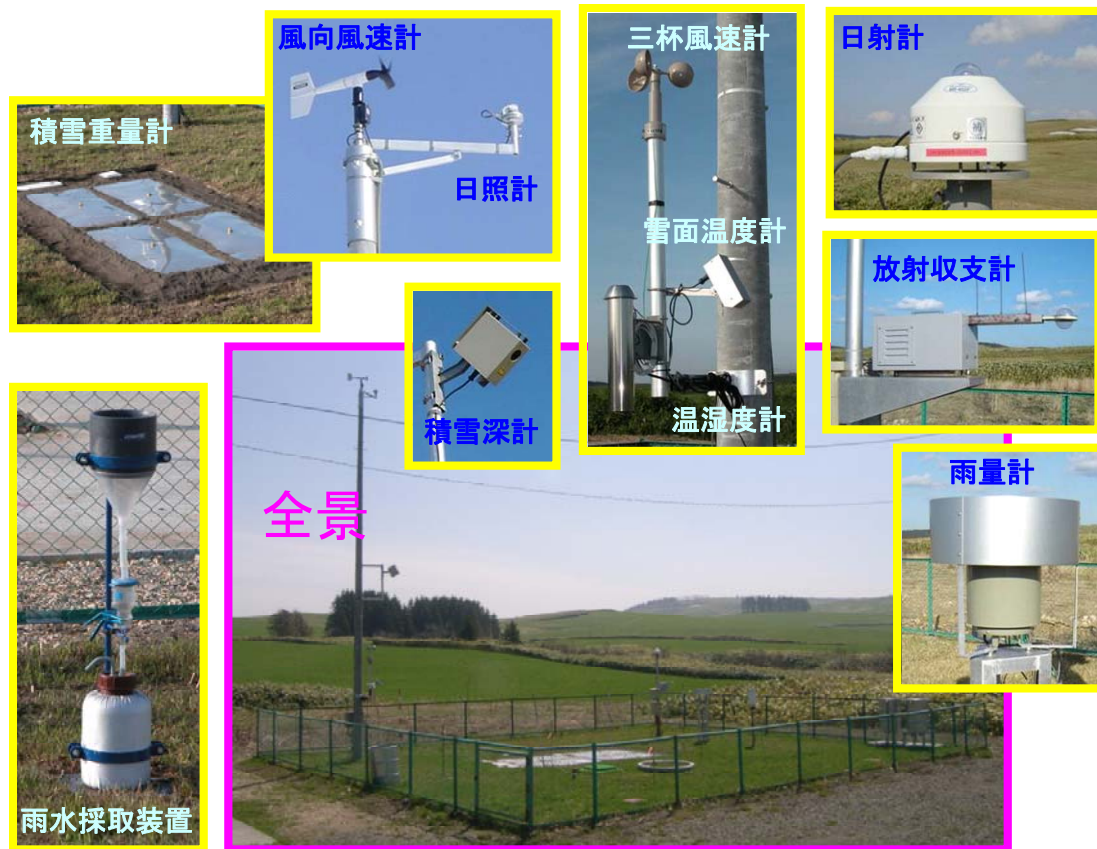


写真 4.1 北進気象観測所の観測機器設置状況

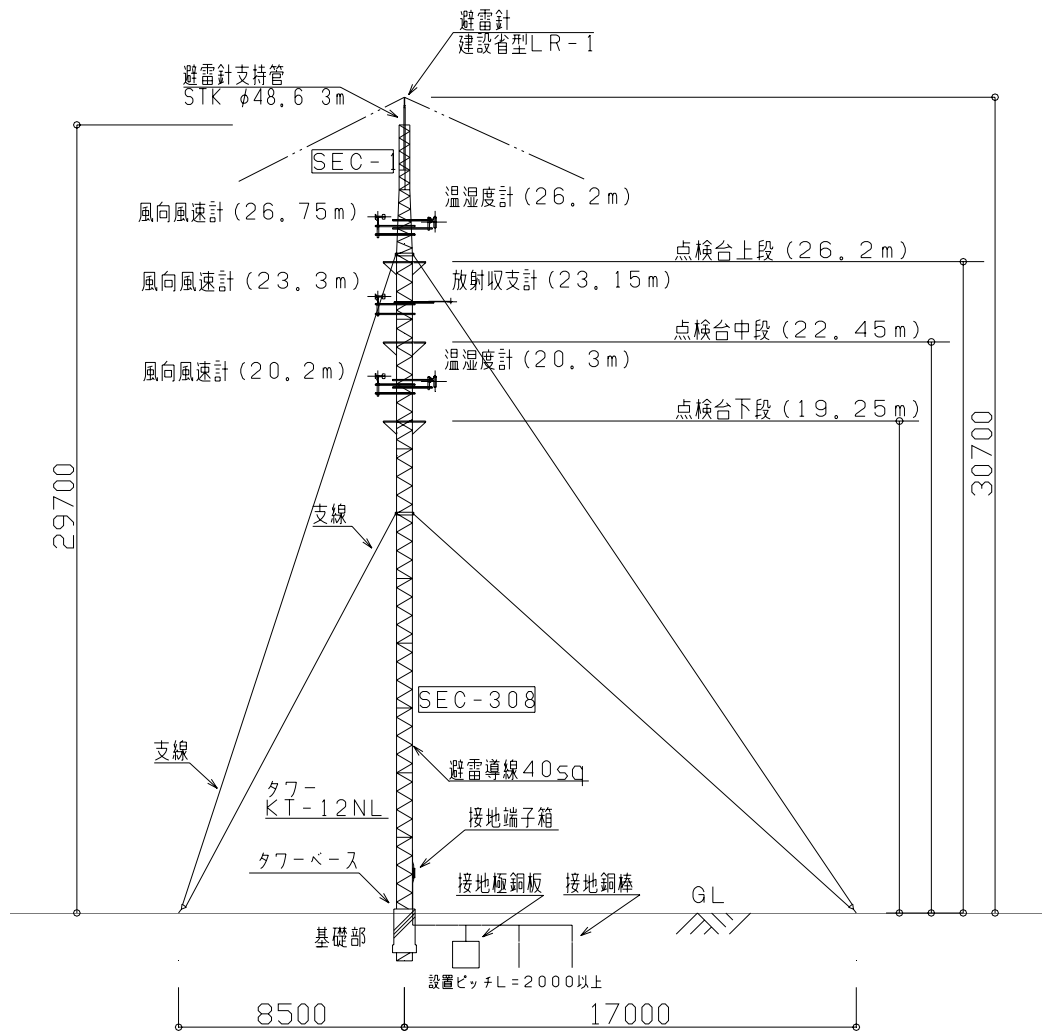


図 4.2 北進蒸発散量観測タワーの観測機器設置位置



遠景



近景

写真 4.2 北進蒸発散量観測タワー

4.1.2 河川流量観測

図 3.1 に示した P-3, P-4, P-5 流域の各地点での河川流量観測は 2004 年 11 月から開始し、それぞれの流域内からの河川流出量を計測している。

河川流量観測の方法には、流速に水位から求めた断面積を乗じる流速計測法と、パーシャルフリューム等を用いて堰の越流公式により求める方法があるが、当該地域は降雨時・融雪時の流量が大きくなることや魚の溯上などに配慮して、自然流路に水圧式水位計を設置して連続的に水位を観測する流速計測法を用いている。

図 4.3 に示すように、流速計測法では河川流量観測システムによって連続的に水位観測を行うとともに、定期的に現地で可搬式の回転式流速計を用いた流量計測を実施して水位 H と流量 Q の関係式 (H - Q 式) を作成し、この式に連続計測している水位を代入することによって時間流量を算出する。

河川流量観測システムの模式図と設置状況をそれぞれ図 4.4, 写真 4.3 に示す。また、 H - Q 式作成のため現地で行う河川流量観測の様子を通常期と冬期について、写真 4.4 に示す。

計測結果から H - Q 曲線を推定する方法は、建設省水文研究会⁶⁾による方法に準拠している。ただし、冬期は河川が結氷し管路流になり自動計測水位に対して H - Q 曲線式が適用できないため、回転式流速計を用いた実測流量から内挿・外挿することで結氷河川の流量を求めている。

河川流量観測システムには、電気伝導度計と濁度計を併設し、河川水質の経時的な変化の測定も実施している。

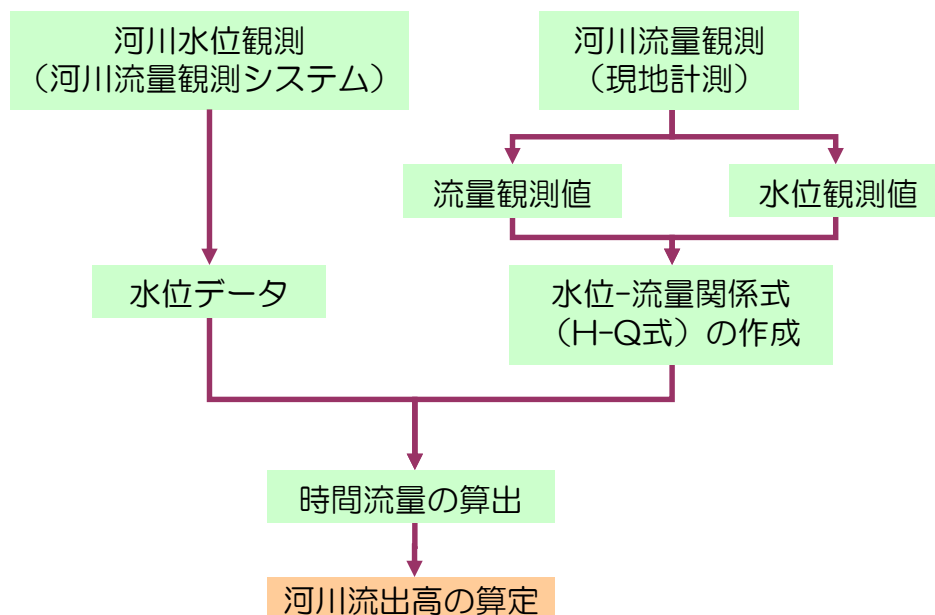


図 4.3 河川流量算出手順

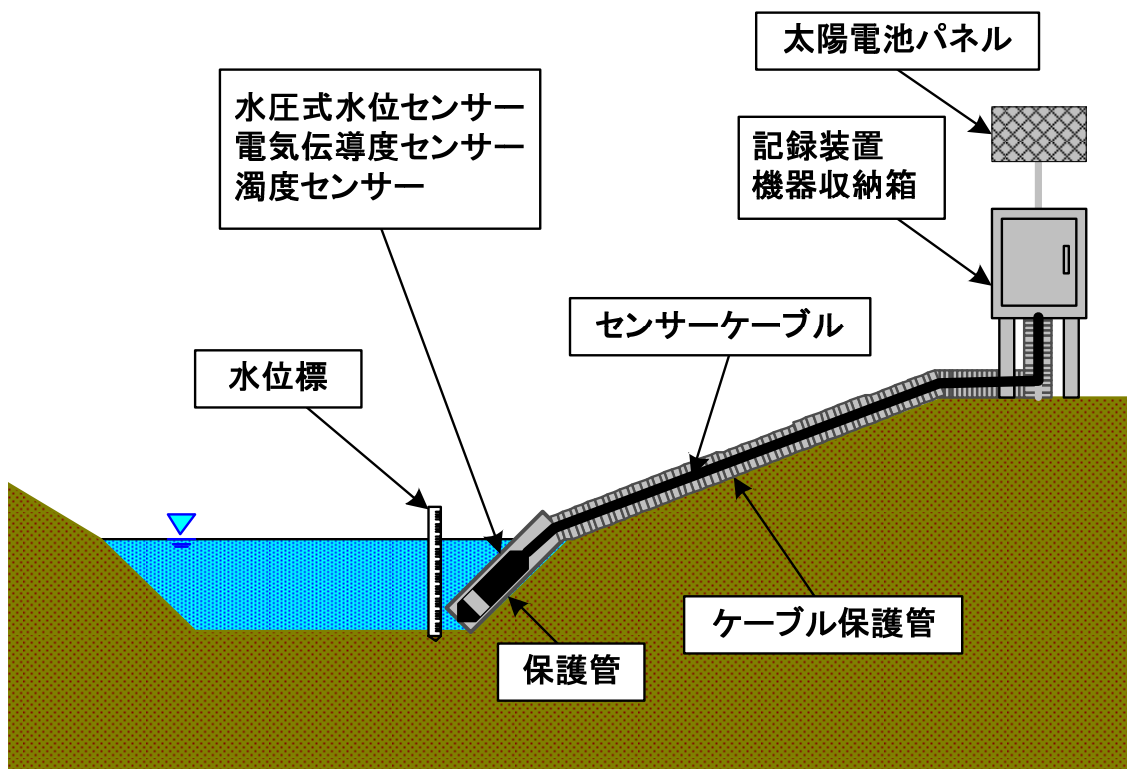


図 4.4 河川流量観測システムの模式図



写真 4.3 河川流量観測システム設置状況 (P-4 地点)



(a) 通常期 (P-3 地点)



(b) 冬期 (結氷期間, P-5 地点)

写真 4.4 河川流量観測状況

4.2 観測結果

4.2.1 降水量

幌延では後述するように、年間の降水量の半分程度を降雪が占めている。このような積雪寒冷地において降水量を正確に求めるためには、降雪を伴う冬期の降水量を正しく評価する必要がある。しかしながら、転倒ます型のように一般的な雨量計による雪の捕捉率は低く、降水量を過小評価してしまうことが知られている⁷⁾。そこで、北進気象観測所では転倒ます型雨量計に加えて、いっ水式雨雪量計と積雪重量計（写真 4.5）による観測を行っている。写真 4.6 に、冬期の北進気象観測所の状況を示す。ここでは、まず積雪を伴う降水量の算出方法について検討する。



写真 4.5 メタルウェファー式積雪重量計

図 4.5 は、北進気象観測所における転倒ます型雨量計、いっ水式雨雪量計、積雪重量計のそれぞれの観測値から求めた月降水量を比較している。ここで、積雪重量計の積雪水量（mm）は直接の観測値である積雪重量（ kg/m^2 ）を、水の密度を 1g/cm^3 として換算している。

図 4.5 に示した期間において、積雪のない 2004 年 8 月～10 月、2005 年 5 月～7 月は転倒ます型雨量計といっ水式雨雪量計で観測される降水量はほぼ等しい。一方、積雪が観測されている 2004 年 11 月～2005 年 4 月において、転倒ます型雨量計で観測される降水量はいっ水式雨量計で観測される降水量をいずれも下回っている。また、2005 年 1 月～3 月の多雪期間の降水量は転倒ます式、いっ水式のいずれの雨雪量計も積雪重量計の値を大きく下回っている。この期

間の積雪重量計の降水量（積雪水量）に対して転倒ます型雨量計，いつ水式雨雪量計の値はそれぞれ，1月：9%，26%，2月：14%，55%，3月：17%，42%に過ぎず，積雪重量計が積雪水量を直接的に表すものであることを考えれば，いずれの雨量計も雪の捕捉率は低いといえる。

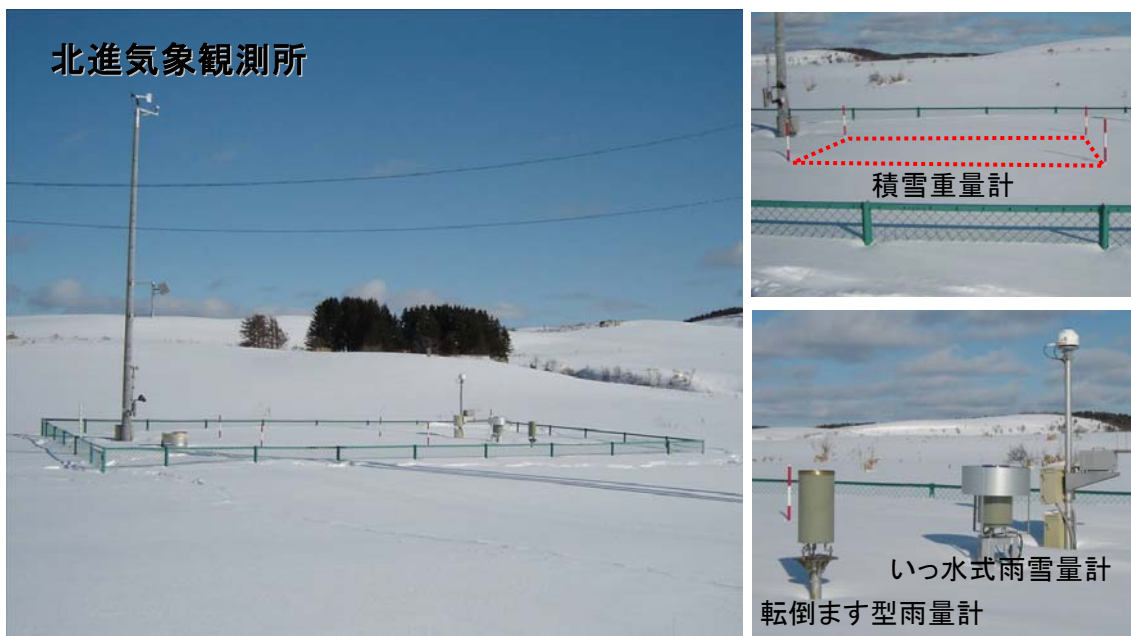


写真 4.6 冬期における北進気象観測所の状況

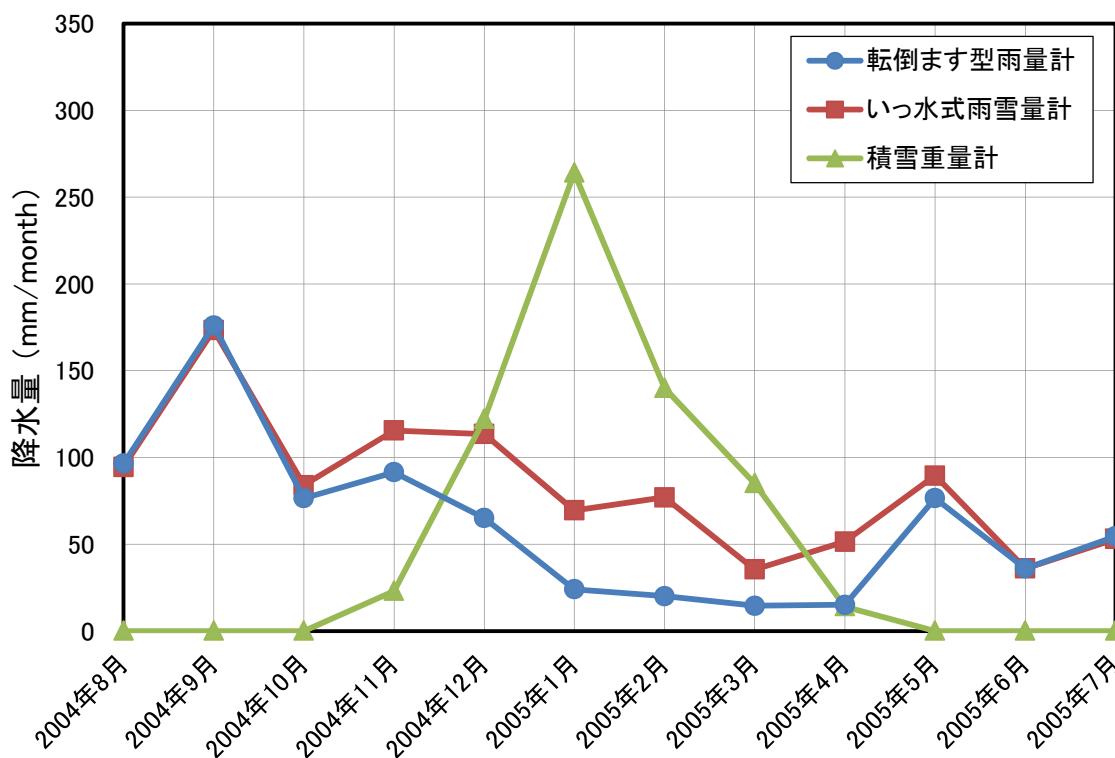


図 4.5 観測機器による月降水量集計結果の比較

いっ水式雨雪量計は円筒型の風よけを備えており、雪の捕捉率は比較的良いとされているが、観測地点は風の強い牧草地にあるため、雪の捕捉率が低いものと考えられる。このことから、根雪開始から終了までの積雪期間の降水量は積雪重量から換算した降水量を、それ以外の非積雪期間は雨量計による降水量を採用することとした。

北進気象観測所における2004年12月～2009年11月の降水量について、毎年12月を開始とする1水文年の日降水量を積算して、図4.6に示すように算出方法で比較した。比較する算出方法を表4.2にまとめる。

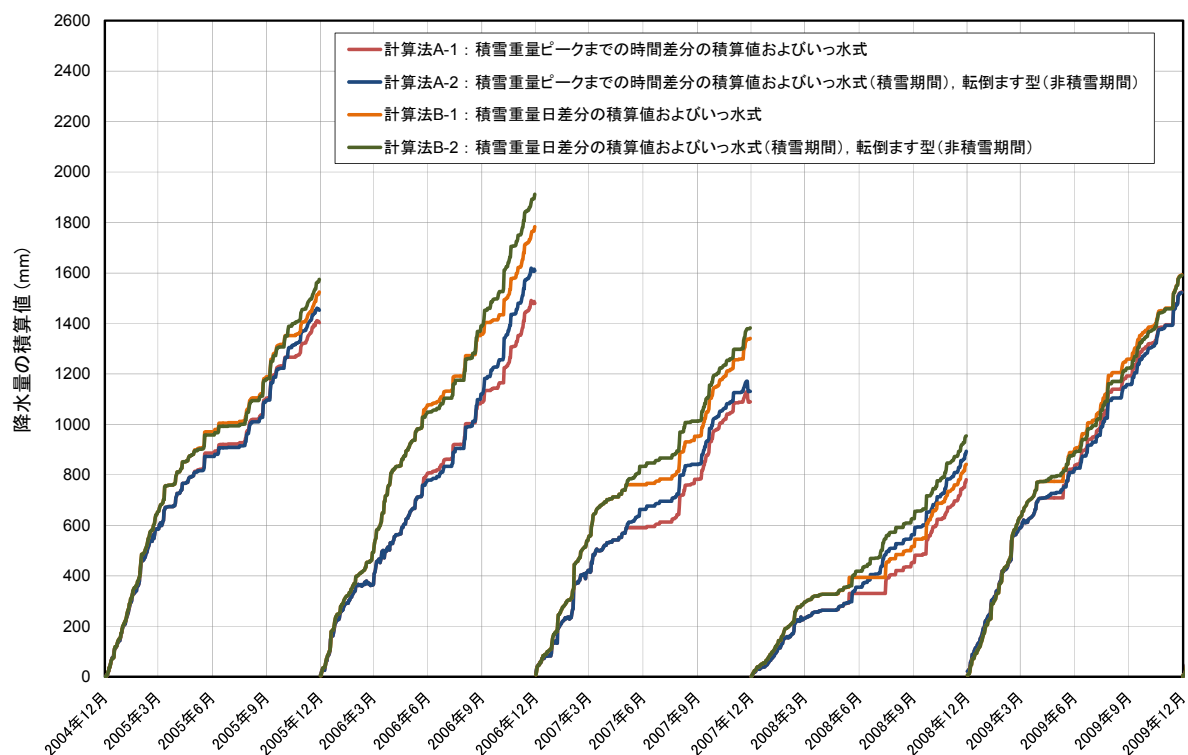


図 4.6 算出方法による降水量積算値の比較

表 4.2 降水量算出方法の説明

計算方法	算出期間		
	非積雪期間	積雪期間(根雪開始から終了まで)	
		積雪重量が最大値を示すまでの期間	積雪重量計が最大値を示した時間以降
A-1	いっ水式雨雪量計の日降水量	積雪重量計観測値から換算した積雪重量の1時間差分を24時間積算(1時～翌0時)した値を日降水量として採用。	いっ水式雨雪量計の日降水量
A-2	転倒ます式雨量計の日降水量		
B-1	いっ水式雨雪量計の日降水量	毎日10時を開始時とした積雪重量計観測値の24時間差分値(日差分値)が1mm以上の場合に日降水量として採用。ただし、いっ水式雨雪量計の日降水量が積雪重量計の日差分値以上の場合には、いっ水式雨雪量計の日降水量を採用。	
B-2	転倒ます式雨量計の日降水量		

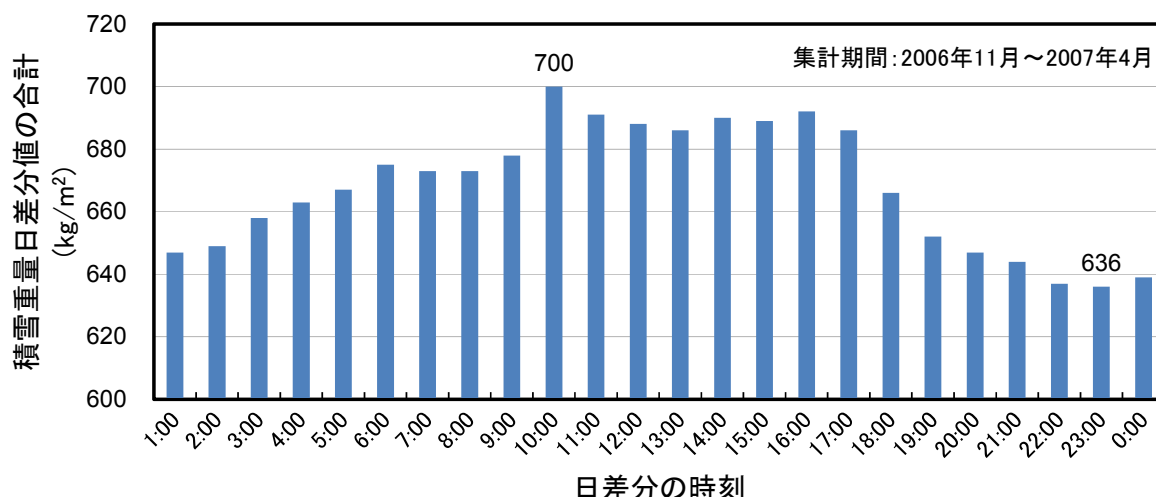


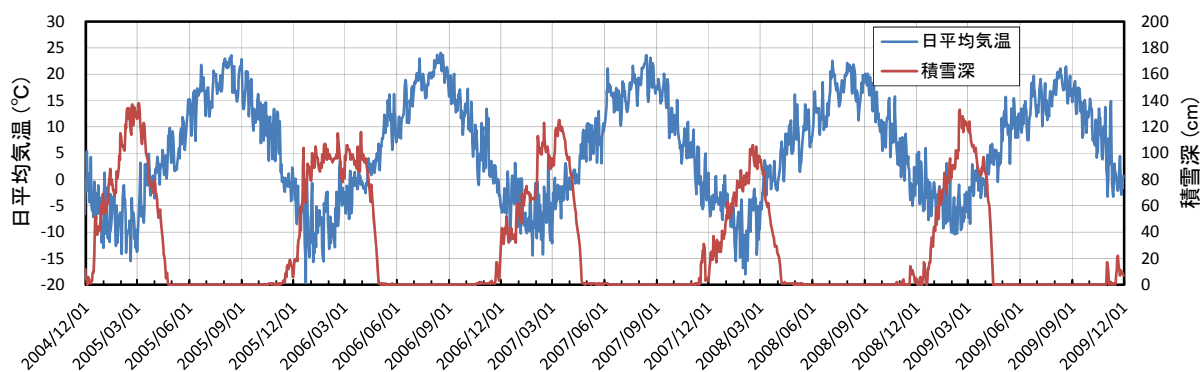
図 4.7 日差分時刻による積雪重量積算合計の違い

その方法は、根雪開始から終了までの積雪期間の降水量として、積雪重量計観測値の1時間差分を24時間積算(1時~翌0時)した値を日降水量として採用する場合と(計算法A)、毎日10時を開始時とした24時間差分値(日差分値)を日降水量として採用する場合(計算法B)、非積雪期間の降水量として転倒ます型雨量計の日降水量を採用する場合と、いっ水式雨雪量計の日降水量を採用する場合のそれぞれの組み合わせとしている。また、積雪重量計は積雪水量を精度良く観測することができるが、雪の降り始めや融雪時期の降雨に対しては十分な捕捉ができない場合も考えられたので、積雪期間において積雪重量計といっ水式雨量計の併用により積雪期の降水量を適切に評価することが可能になると考えた。

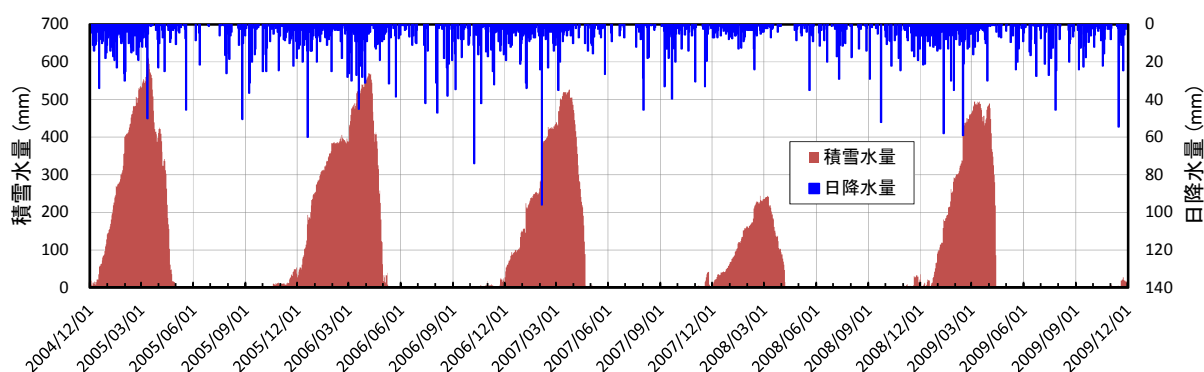
計算法Bに採用した積雪重量の日差分を行う時刻であるが、図4.7に示す検討を踏まえて決定した。ここでは、2006年11月~2007年4月の根雪開始から終了までの積雪期間について、1:00~24:00(0:00)のそれぞれの時刻を起点とする積雪重量の日差分値を積算している。この検討結果からは、どの時刻で日差分を行うかで積算値がそれぞれ異なることが分かる。積算値は日差分値の時刻を10:00とした場合が最大で、23:00とした場合が最小となり、その差は約1割におよぶ。積算値が少ない時刻では融雪等の影響をより多く含んで、降水量を過小評価していると考えられる。そこで、計算法Bでは、10時を起点とする積雪重量の差分値を採用することとした。

図4.6に示したそれぞれの計算法による降水量の積算結果は、1水文年で最大400mm程度異なる年もあり、地下水涵養量を算定する上で無視できない問題を含んでいることが分かる。また、全体的な傾向として、積雪期には積雪重量計の日差分値を用いた場合(計算法B-1, B-2)が、非積雪期には転倒ます型雨量計の観測値を用いた場合(計算法A-2, B-2)により大きな降水量を与えている。

降雨に対する転倒ます型雨量計といっ水式雨雪量計の観測値は、図4.5に示した結果からも明らかであったように、本来両者に問題になる差は生じない。いっ水式雨雪量計は受水器内に入った降雨・降雪が表面のオイル層を通過して水面の高さが増した分だけいっ水口から水が流れ出し、その量を降水量としてカウントするものであるが、蒸発防止用のオイル層があるにも



(a) 日平均気温，積雪深の日最大



(b) 日降水量，積雪水量の日最大

図 4.8 2004 年 12 月 1 日～2009 年 11 月 30 日の気象観測結果
(北進気象観測所)

かわらず、水面がいつ水口に届いていない場合があった。このような場合には、降雨があってもカウントされないか過小評価してしまうので、転倒ます型雨量計に比べて細かな点検整備が要求されることになる。したがって、長期間の連続観測には転倒ます型雨量計の方が扱いやすいと言える。

以上の検討結果から、北進気象観測所における降水量の算出には計算方法 B-2 を採用することとする。

北進気象観測所における 2004 年 12 月 1 日～2009 年 11 月 30 日の 5 年間の気象観測結果を、日平均気温、日降水量、積雪深の日最大、積雪水量の日最大について、図 4.8 に示す。また、12 月を開始とする 1 水文年の平均気温、降水量と各水文年中の積雪水量の最大を表 4.3 に整理して示し、図 4.9 に各水文年の降水量を積雪期と非積雪期で比較して示す。幌延では 11 月から 5 月にかけて積雪が見られるが、例年の根雪開始は 12 月初旬で 4 月中旬から下旬に根雪終了となる。また、11 月の積雪量は少ないこと、4 月～5 月にかけては日平均気温が 0℃を上回る日が多くなって融雪が最も進む時期で、いずれも降水が降雨であることも多い。そこで、ここでは降雨と降雪に分けて考えられるよう、降水のほとんどを降雪が占める 12 月～3 月を積雪期とし、4 月～11 月を非積雪期として整理した。

算出した5ヶ年の平均気温は非積雪期(4月～11月)で11℃, 積雪期で-5℃, 年間では5.7℃となる。降水量は2007年12月～2008年3月の積雪期において例年の半分以下と極端に少ないが, 5ヶ年の平均は非積雪期(4月～11月)で809mm, 積雪期(12月～3月)で681mm, 年間では1489mmとなる。これより, 年間降水量の40%～50%を降雪が占めていることが分かる。

表 4.3 各水文年における平均気温, 降水量, 積雪水量

算出期間	平均気温 (°C)			降水量 (mm)			積雪水量の最大 (mm)
	非積雪期 (4月～11月)	積雪期 (12月～3月)	水文年	非積雪期 (4月～11月)	積雪期 (12月～3月)	合計	
2004/12～2005/11	11.3	-5.5	5.7	798	795	1593	613
2005/12～2006/11	11.2	-6.0	5.5	1106	810	1915	570
2006/12～2007/11	10.8	-4.9	5.6	681	702	1383	527
2007/12～2008/11	11.1	-5.2	5.7	640	327	967	244
2008/12～2009/11	10.6	-3.5	5.9	819	772	1590	495
平均	11.0	-5.0	5.7	809	681	1489	490

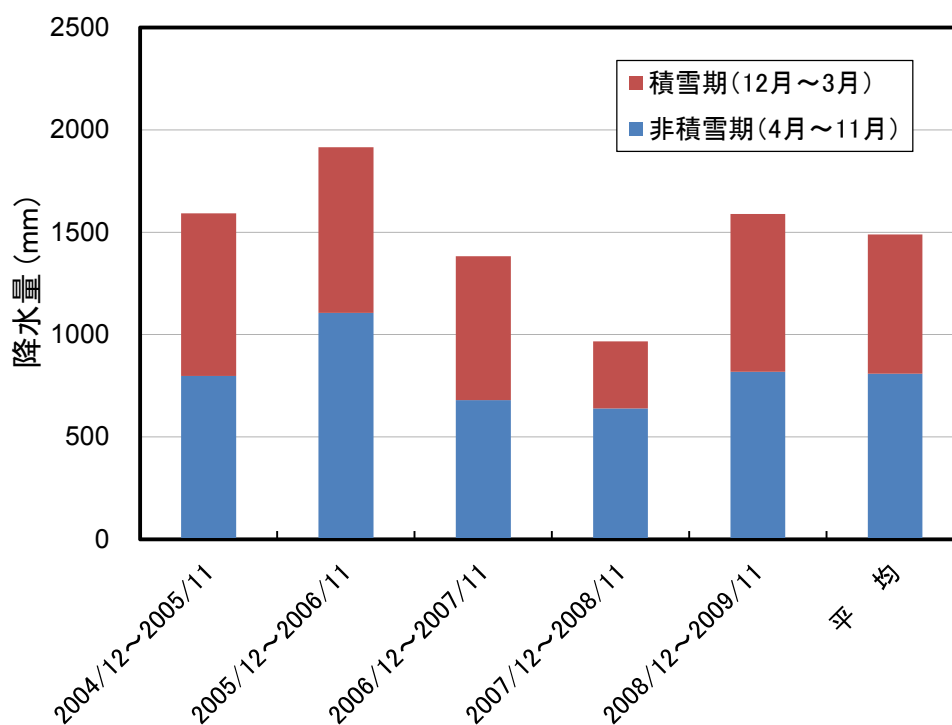


図 4.9 積雪期と非積雪期の降水量変化

4.2.2 蒸発散量

本調査流域の水文環境の特徴として、積雪寒冷地でかつ牧草地と森林が混在していることが挙げられる。このような流域における蒸発散量推定手法の適用性について事前検討した結果を、表 4.4 に示す。森林には樹冠上の蒸発散量を算出可能である傾度法およびボーエン比熱収支法の適用性が、牧草地には水面や粗度の小さい地表面に対して利用できるペンマン法、積雪期には水面や積雪面からの蒸発散量の測定に有効とされるバルク法の適用性がそれぞれ高いと評価できる。

表 4.4 蒸発散量推定手法の適用性

蒸発散量推定手法		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
		ペンマン法	傾度法	ボーエン比熱収支法	バルク法	渦相関法	ソーンズウェイト法	ハーモン法
判定項目	a) データ管理の労力	○	△	○	△	×	○	○
	b) データ取得の容易性	△	×	×	△	△	○	○
	c) 地形の影響	○	○ ^{注1)}	△	○	×	○	○
	d) 冬季の計測	×	○	○	○	○	○	○
	e) 機器のメンテナンス	○	○	○	○	×	○	○
	f) 樹林での適用性	×	○	○	×	○	×	×
	g) 草地での適用性	○	○	○	×	○	×	×
	h) 雪面での計測	×	×	×	○	×	×	×
評価	広葉樹林への適用性評価	×	○ ^{注1)}	○	×	△	×	×
	牧草地への適用性評価	○	△	△	×	△	×	×
	積雪期での適用性評価	×	△	△	○	△	△	△

注1) 適用可能な起伏の小さい観測地点が設定できることが条件。

注2) f) 項が×の場合は適用しない。

注3) g) 項が×の場合は適用しない。

この検討を踏まえて、北進気象観測所ではペンマン法とバルク法、北進蒸発散量観測タワーでは傾度法およびボーエン比熱収支法のそれぞれの蒸発散量推定手法に対応した観測機器を整備している。表 4.5 に、これらの蒸発散量推定手法に経験式であるハーモン法とソーンズウェイト法を加えた場合に必要とされる気象要素とそれぞれの推定手法との関係を整理した。

各手法で算出した 2004 年 12 月～2009 年 11 月の月別蒸発散量を、北進気象観測所における月平均気温、月降水量、月平均風速（地上）、日照時間の月合計とあわせて図 4.10 に示す。また、表 4.6、図 4.11 に毎年 12 月からの 1 水文年における蒸発散量の算出結果を示す。ペンマン法、バルク法、ハーモン法、ソーンズウェイト法は北進気象観測所の観測データから算出したもので、草地に対する蒸発散量となる。ボーエン比熱収支法、傾度法は、北進蒸発散量観測タワーの観測データから算出したもので、森林に対する蒸発散量となる。それぞれの蒸発散量の具体的な算出方法は巻末資料にまとめる。

バルク法であるが、積雪期間中のバルク係数は北海道北部の積雪地帯の野外実験⁸⁾から得られた 2.3×10^{-3} を、非積雪期間は水面上のバルク係数⁹⁾である 1.77×10^{-3} を適用した。

ペンマン法、ハーモン法、ソーンズウェイト法であるが、これらは「水不足がないように給

表 4.5 気象要素と蒸発散量推定手法との関係

観測所	観測要素	観測機器		蒸発散量推定手法					
				ペンマン法	バルク法	ハーモン法	ソーンズウェイト法	ポーエン比熱収支法	傾度法
北進気象	気温	温度湿度計		●	●	●	●		
	相対湿度			●	●				
	風向・風速	風向風速計	高度10m						
	地上風速	3杯風速計	高度3m	●	●				
	降水量	転倒ます雨量計							
		いっ水式雨雪量計							
	積雪深	レーザー積雪深計							
	積雪重量	積雪重量計							
	日照時間	日照計							
	全天日射量	日射計							
	放射収支量	放射収支計		●					
	地表面温度	放射温度計			●				
	気圧	電気式気圧計		●	●			●	●
	地中熱流量	熱流計		●					
北進蒸発散量観測タワー	風向・風速	風向風速計	高度20.2m					●	●
			高度23.3m						
			高度26.75m					●	●
	気温	温度湿度計	高度20.3m					●	●
			高度26.2m					●	●
	相対湿度	温度湿度計	高度20.3m					●	●
			高度26.2m					●	●
	放射収支量	放射収支計	高度23.15m					●	
	地中熱流量	熱流計						●	

水された、植物で完全に覆われた地表面」, すなわち、地面や植被面が水面と同じように水で飽和している状態を仮定している。この方法による蒸発散量は一種の基準量「可能蒸発散量」であり、気候や植生に応じた補正を加えて「実蒸発散量」に相当する値を得る必要がある。実蒸発散量と可能蒸発散量との関係として、例えば Penman¹⁰⁾はその比を 0.6 (11月~2月), 0.7 (3~4月, 9~10月), 0.8 (5~8月), 0.75 (年平均) とイギリスの場合に求めているが、ここでは、中尾¹¹⁾が石狩川上流域を対象に求めた蒸発散係数 0.65 を用いて、可能蒸発散量から実蒸発散量に補正した。

非積雪期間のバルク法についても水面のバルク係数を仮定したことから、同じく蒸発散係数 0.65 を用いて実蒸発散量に補正した。その他、ハーモン法、ソーンズウェイト法においては、幌延町北進地区を北緯 45 度、東経 142 度として日の出時刻と日の入り時刻を算出し、これらの時刻差から可照時間を求めている。計算に用いた可照時間を実際の日照時間と比較して、図 4.10 中に示した。

草地に関してみると、気温から蒸発散量の推定が可能な経験式であるハーモン法とソーンズウェイト法とは、後者で積雪期に算出できない(気温 0°C以下で蒸発散量 0) ことを除けば、図 4.10, 図 4.11 に示すように良く一致している。年最大の月蒸発散量は 80mm 程度、1 水文年で

は 350mm 程度と各年で大きな違いはない。

非積雪期を対象に求めたバルク法の算出結果は、図 4.10 の 2006 年 6 月、8 月、2008 年 7 月、2009 年 6 月、7 月に見られるように、経験式のハーモン法等と比較して極端に小さな値を与える場合がある。同様な傾向はペンマン法にも認めることができ、これらの月の日照時間は可照時間に対して極端に短くなっている。また、例年、相対湿度が最も低く平均風速の大きい 5 月においては、ペンマン法、バルク法とも経験式に比べてやや大きな蒸発散量を与えている。

このような気象要因を評価しきれていない経験式に対して、ペンマン法やバルク法は実際の傾向を表していると考えられるが、表 4.6、図 4.11 に示す 1 水文年の蒸発散量がペンマン法と経験式で同程度であることを考慮すると、バルク法のそれは過小評価していると推察される。この結果から、非積雪期を対象とした草地の蒸発散量の算出には、ペンマン法の適用性が高いと考える。

次に、森林地の蒸発散量である傾度法の結果は、図 4.10 からボーエン比熱収支法やその他の草地の蒸発散量の算出結果も含めピークが夏期であるのに対し、これに 2~3 ヶ月遅れてピークが現れる傾向が認められる。また、その値も他の推定手法による結果とは大幅に異なることから、傾度法は本調査流域への適用性が低いと判断できる。

一方のボーエン比熱収支法では、2005 年~2007 年の非積雪期は草地の蒸発散量と大きな違いはないものの、2008 年および 2009 年の算出結果には草地の他の推定手法による算出結果に比べて突出した値を示す月のあることが分かる。

一般に樹林帯では降水が葉や幹に留まるため遮断蒸発が起こり、草地よりも高めの蒸発量を示す¹²⁾。例えば、ボーエン比を用いてミュンヘンの平均降水量から年水収支の計算を行った結果、蒸発散量は森林で 634mm、草地で 433mm になったという事例が報告¹³⁾されている。表 4.6 に示したように、ペンマン法から求めた草地の 2007 年 12 月から 1 水文年の蒸発散量は 372mm、ボーエン比熱収支法による蒸発散量は 696mm となり、ミュンヘンでの事例とほぼ一致する結果を与えている。このことから、森林地の蒸発散量の算出には、ボーエン比熱収支法の適用性が高いと考える。なお、今後の観測結果の推移をみる必要があるが、2008 年以降の蒸発散量の増加は、観測地における樹冠密度の増大が要因の一つに考えられる。

以上の検討結果から、後出の地下水涵養量の算定に用いる蒸発散量には、草地に関してはペンマン法を、森林地に関してはボーエン比熱収支法を採用することとした。ただし、積雪期に関しては、ペンマン法が積雪時の蒸発散量を算出できないこと、ボーエン比熱収支法の積雪期の月蒸発散量が図 4.10 から 10~30mm/月と札幌での直接測定値¹⁴⁾に比較して、積雪面からの蒸発散量としては過大と考えられることから、草地、森林地ともバルク法の結果を採用することとした。

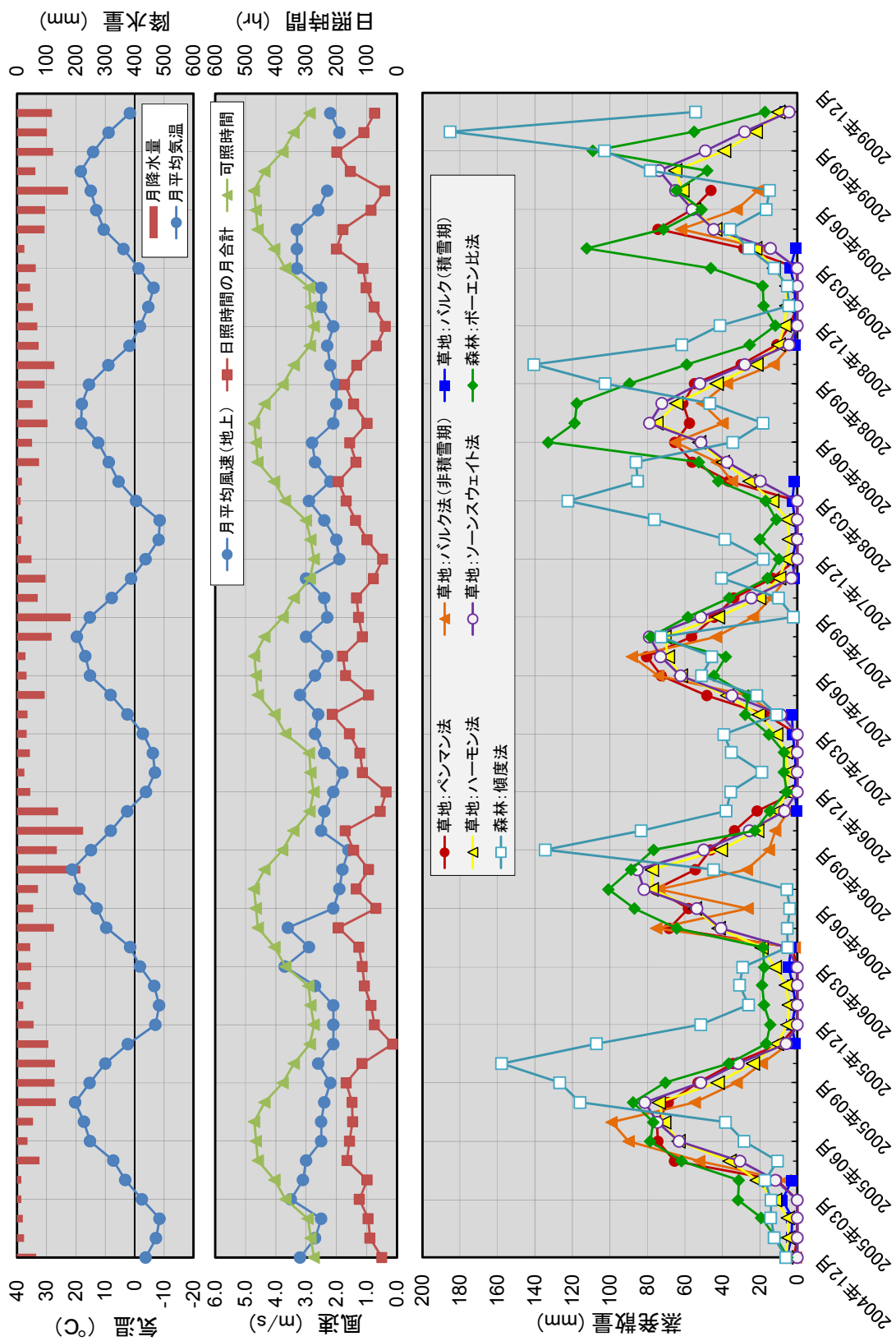


図 4.10 気象観測結果と各推定手法の月別蒸散散量算出結果

表 4.6 各推定手法による蒸発散量算出結果

算出期間	蒸 発 散 量 (mm)						
	草 地					森 林	
	ペンマン法 ^{注1)}	バルク法 ^{注1),2)} (非積雪期)	バルク法 ^{注3)} (積雪期)	ハーモン法 ^{注1)}	ソーンズ ウェイト法 ^{注1)}	ポーエン比熱 収支法	傾度法
2004/12~2005/11	392	359	24	371	350	527	649
2005/12~2006/11	360	236	14	372	349	541	458
2006/12~2007/11	366	287	10	360	337	360	383
2007/12~2008/11	372	287	10	361	344	696	830
2008/12~2009/11	345	269	15	350	335	623	577
平 均	367	287	15	363	343	549	579

注1) 蒸発散係数0.65を用いて可能蒸発散量から実蒸発散量に補正した値

注2) バルク係数に 1.77×10^{-3} を適用

注3) バルク係数に 2.30×10^{-3} を適用

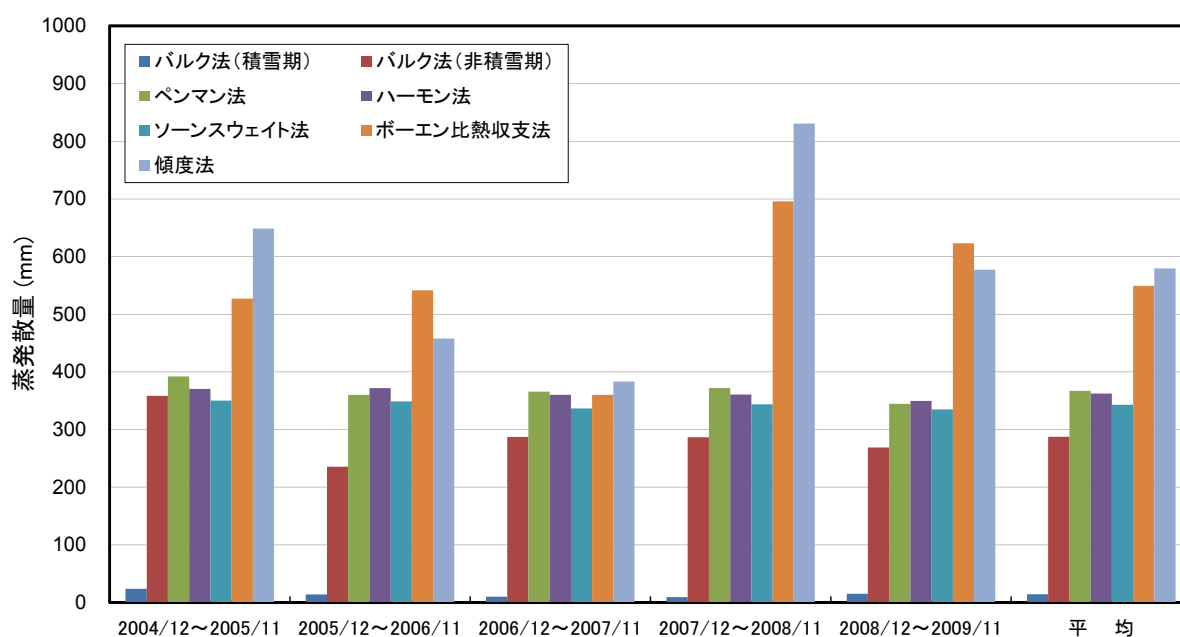


図 4.11 各推定手法による蒸発散量の比較

4.2.3 河川流出高

河川流出高とは河川流量を流域面積で除した値で、降水量と直接対比できる河川流出の特性値である。一般的に、 $H-Q$ 曲線式は自然河川では出水による河床変動の影響を受けることが多い。特に雪解け時の出水では河床形状が大きく変動するため、幌延では毎年、融雪出水のピークを境として $H-Q$ 曲線式を変更している。表 4.7 に $H-Q$ 曲線式の一覧を示す。

表 4.7 H-Q 曲線式の一覧

	適用期間	地点	適用水位 (標高, m)	H-Q 曲線式 水位 H(標高, m) 流量 Q(m ³ /s)
2004年度	2004年 3月～2005年 3月	P-3	<40.070m	$Q = 8.882(H-39.927)^2$
			$\geq 40.070m$ <40.320m	$Q = 4.959(H-39.880)^2$
			$\geq 40.320m$	$Q = 0.831(H-39.251)^2$
	2004年11月～2005年 3月	P-4	-	$Q = 2.117(H-40.647)^2$
		P-5	-	$Q = 6.363(H-41.699)^2$
2005年度	2005年 3月～2006年 3月	P-3	<40.121m	$Q = 5.407(H-39.903)^2$
			$\geq 40.121m$	$Q = 3.920(H-39.865)^2$
		P-4	<41.011m	$Q = 2.133(H-40.704)^2$
			$\geq 41.011m$	$Q = 0.546(H-40.404)^2$
		P-5	<42.066m	$Q = 20.703(H-41.850)^2$
			$\geq 42.066m$	$Q = 4.366(H-41.596)^2$
2006年度	2006年 3月～2007年 3月	P-3	<40.268m	$Q = 4.769(H-39.895)^2$
	$\geq 40.268m$		$Q = 1.453(H-39.594)^2$	
	2006年 3月～2006年 9月	P-4	-	$Q = 2.639(H-40.791)^2$
	2006年 9月～2006年10月		-	$Q = 2.255(H-40.709)^2$
	2006年10月～2007年 3月		-	$Q = 1.653(H-40.639)^2$
	2006年 3月～2006年 8月	P-5	-	$Q = 7.585(H-41.741)^2$
	2006年 8月～2006年11月		-	$Q = 6.960(H-41.710)^2$
2006年11月～2007年 3月	-		$Q = 15.651(H-41.864)^2$	
2007年度	2007年 3月～2008年 3月	P-3	<40.157m	$Q = 4.934(H-39.890)^2$
			$\geq 40.157m$	$Q = 2.477(H-39.780)^2$
		P-4	<40.937m	$Q = 3.207(H-40.709)^2$
			$\geq 40.937m$	$Q = 0.535(H-40.379)^2$
		P-5	-	$Q = 6.358(H-41.684)^2$
2008年度	2008年 3月～2009年 3月	P-3	-	$Q = 4.975(H-39.898)^2$
		P-4	<40.931m	$Q = 8.690(H-40.824)^2$
			$\geq 40.931m$	$Q = 1.313(H-40.655)^2$
	2008年 3月～2009年 4月	P-5	-	$Q = 8.683(H-41.725)^2$
2009年度	2009年 3月～2010年 3月	P-3	<40.077m	$Q = 10.282(H-39.915)^2$
			$\geq 40.077m$	$Q = 1.266(H-39.616)^2$
	2009年 3月～2009年10月	P-4	-	$Q = 1.182(H-40.734)^2$
	2009年10月～2010年 1月		<40.970m	$Q = 4.585(H-40.808)^2$
			$\geq 40.970m$	$Q = 0.809(H-40.584)^2$
	2010年 1月～2010年 4月		-	$Q = 1.182(H-40.734)^2$
2009年 4月～2010年 3月	P-5	-	$Q = 7.465(H-41.823)^2$	

注) 河川結氷期間(概ね12月下旬から3月下旬)はH-Q曲線式の適用不可

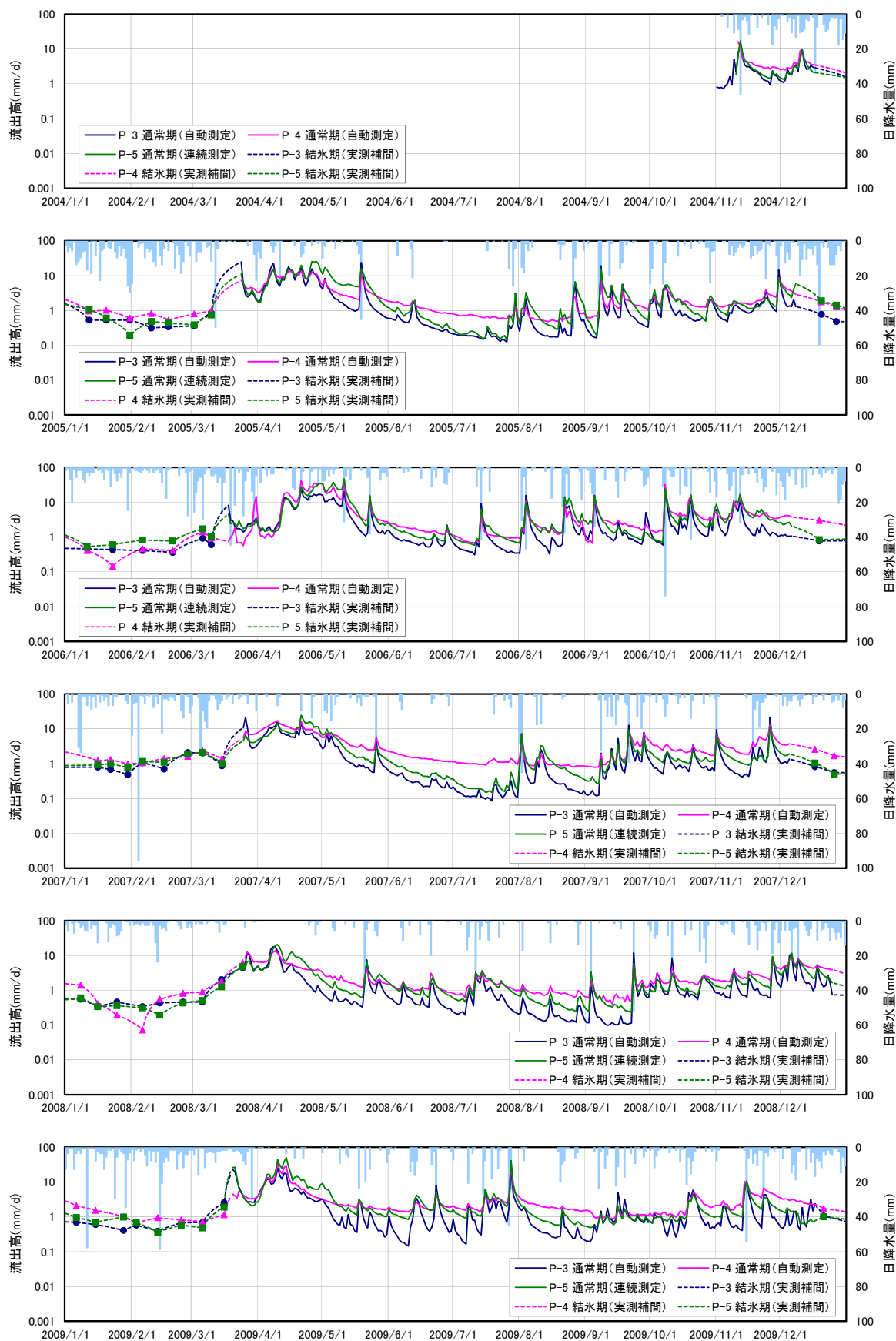


図 4.12 河川流量観測点のハイドロ・ハイトグラフ

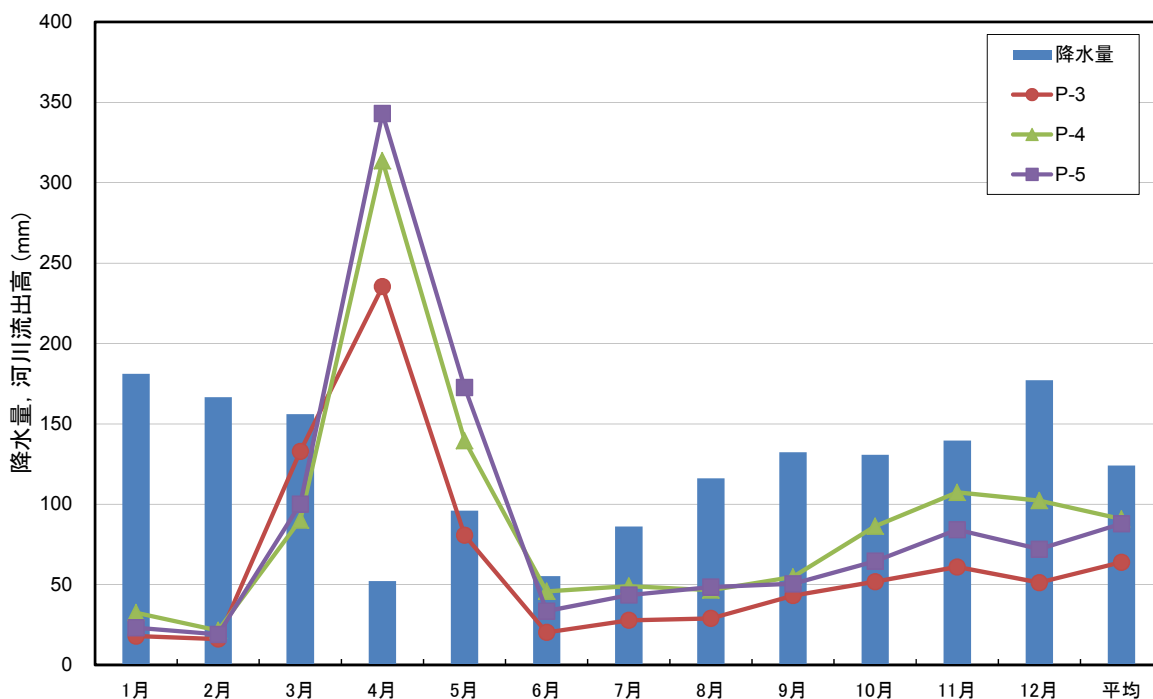


図 4.13 降水量と河川流出高の月合計
(2004年12月～2009年11月までの各月平均)

図 4.12 に日合計値で表した P-3, P-4, P-5 の各河川流量観測点のハイドロ・ハイトグラフを示す。図の実線部分は河川流量観測システムによって得られた河川水位に $H-Q$ 曲線式を適用して河川流量を求めた結果で、破線部分は実測流量から補間することで求めた結氷期の河川流量である。融雪期を除けば P-4 地点の流出高が最も多く、P-3 地点の流出量が最も少ない傾向が認められる。この傾向は、2005年と2007年の夏期渇水期（6月～7月）において特に顕著である。

図 4.13 には、2004年12月～2009年11月までの北進気象観測所における降水量と各河川流出高の月合計値の各月平均を示しているが、融雪の始まる3月にはP-3地点の流出高が多いが、最も融雪の進む4月と引き続く5月の流出高はP-5地点で最も多くなっている。このことは、融雪の開始はP-3地点が早いものの、融雪量はP-5地点が相対的に多いことを表している。表 3.2 に示したように、P-5流域の平均標高がP-3, P-4流域に比べて高いことから、他の流域に比べてP-5流域の降雪量が多い可能性が指摘できる。

図 4.14 に、各河川の日平均水温と北進気象観測所の日平均気温の変化を示す。P-3, P-5地点においては、概ね12月初旬～3月下旬にかけて水温は 0°C となっており、河川は結氷状態にあることが分かる。一方、この期間のP-4地点の水温は気温の影響を受けているが、 $0\sim 3^{\circ}\text{C}$ の範囲で変化しており、 0°C になるのは一時的である。逆に非積雪期の水温はP-4地点が最も低い。

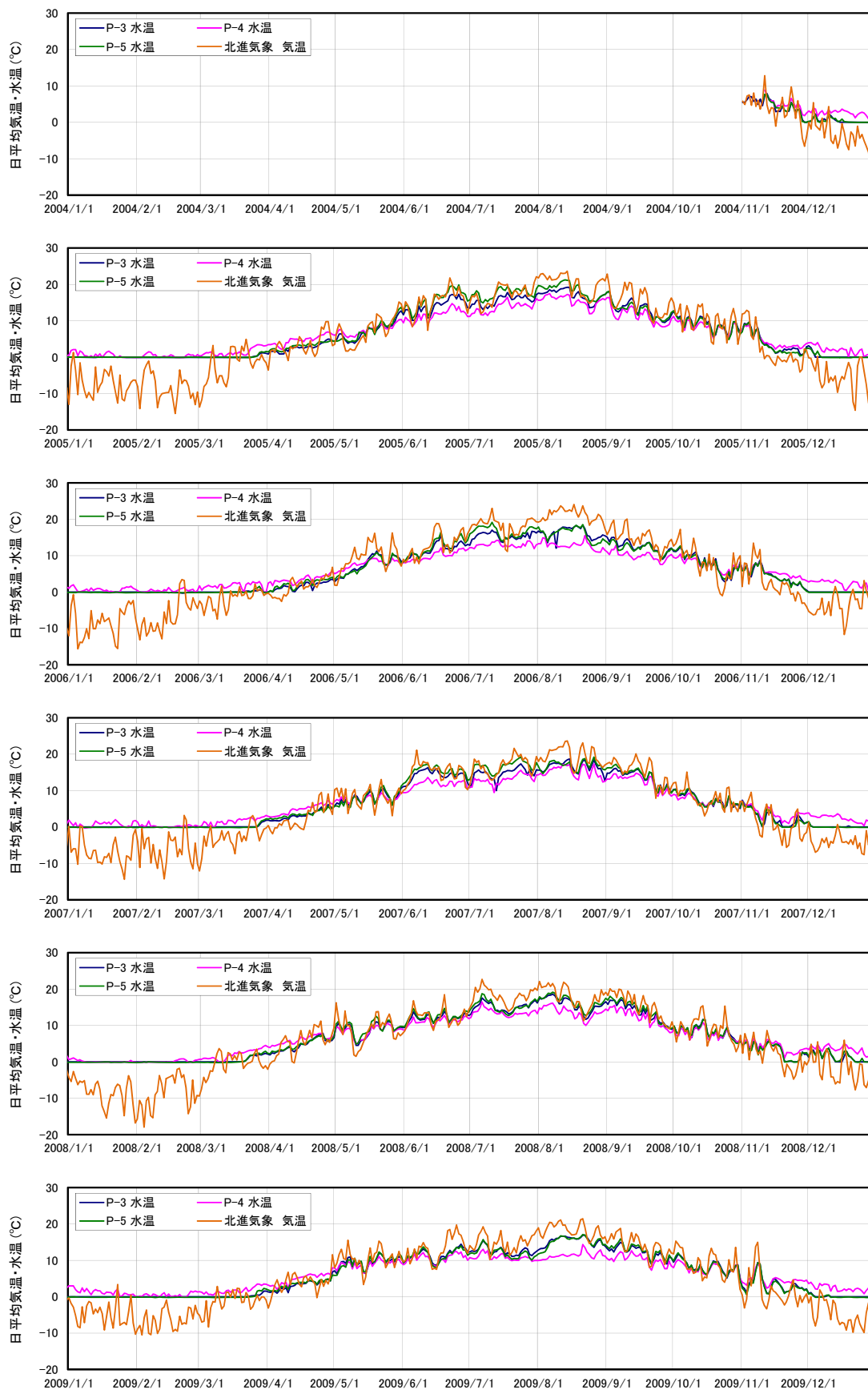


図 4.14 日平均気温と河川流量観測点の日平均水温の変化

表 4.8 1 水文年あたりの河川流出高

算出期間	降水量 (mm)	河川流出高 (mm)		
		P-3	P-4	P-5
2004/12~2005/11	1593	901 (57%)	917 (58%)	1041 (65%)
2005/12~2006/11	1915	966 (50%)	1504 (79%)	1551 (81%)
2006/12~2007/11	1383	695 (50%)	1136 (82%)	831 (60%)
2007/12~2008/11	967	491 (51%)	770 (80%)	651 (67%)
2008/12~2009/11	1590	786 (49%)	1123 (71%)	1200 (75%)
平均	1489	768 (52%)	1090 (73%)	1055 (71%)

降水量は北進気象観測所の観測値
下段()は降水量に対する割合

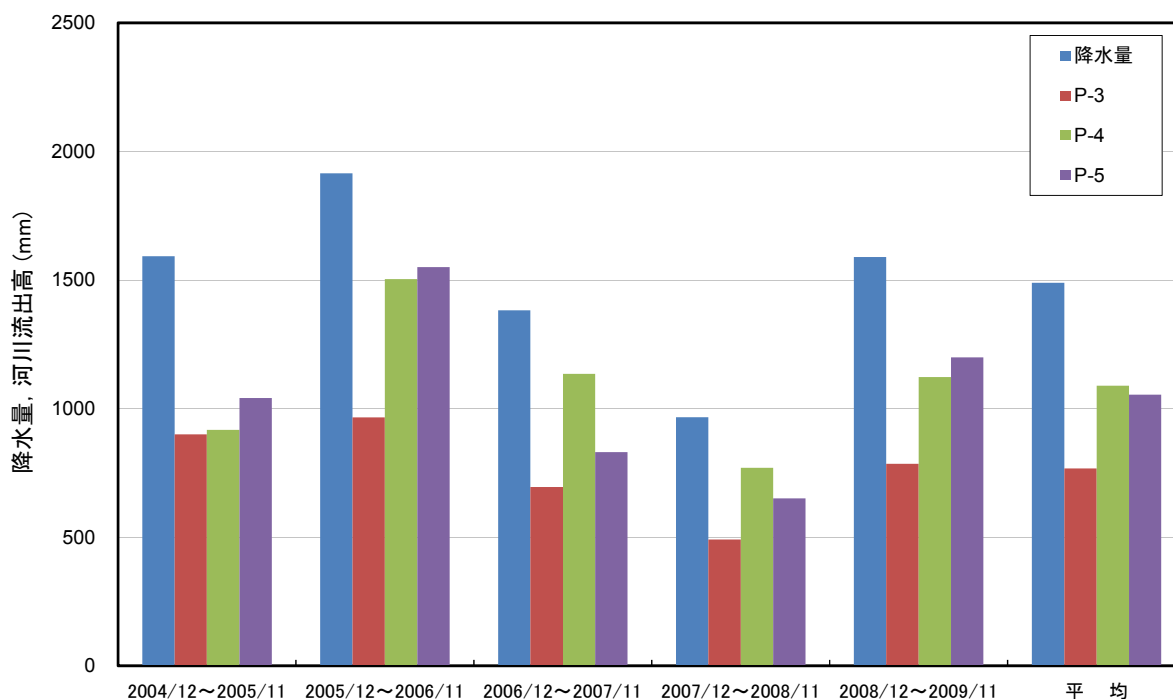


図 4.15 1 水文年あたりの河川流出高の変化

表 4.8, 図 4.15 に, 2004 年 12 月~2009 年 11 月の毎年 12 月から 1 水文年の河川流出高を積算した結果を示す。降水量に対する流出高の割合は平均すると, P-3 流域で約 50%, P-4 と P-5 流域で約 70%である。P-4 流域と P-5 流域の流出高は平均するとほぼ同じであるが, P-4 流域の

流出高が P-5 流域より多い 2006 年 12 月～2008 年 11 月は、1 水文年あたりの降水量が他の年よりも少ない渇水年である。

このような河川流出の特徴は、流域毎の基底流出量の違いを主因として、有効降水量が流域で異なる可能性を示しているものと考えられる。基底流出量が異なる要因としては、地質構造の違いによる透水性や流出特性の違いや地形的分水嶺を超えるような地下水流動が生じていること等を挙げることができる。例えば、相対的に河川流出高の少ない P-3 流域は涵養域的な特徴を、P-4 流域に関する事象は他の流域に比べてより多くの、もしくはより深い層からの地下水の供給があることを表しており、流出域としての特徴を示していると考えられる。

5. 流出解析による水文諸量の空間分布推定

本研究で対象とする流域の範囲に対してそれぞれの水文諸量の観測点には限りがあるので、地下水涵養量の評価に使用する観測値には空間代表性の問題が含まれている。そこで、流域の水文諸量の空間・時間変動を明らかにして、後出の地下水涵養量の推定精度を向上させることを目的とする長期流出解析を実施する。

まず、観測結果や既存資料に基づいて調査流域内の気象要素の空間分布に関する情報を整理する。そして、水文諸量の空間分布を分割した小領域単位で推定した上で、流域の水循環モデルを構築するとともに長期流出解析を行う。解析結果は水文観測データと比較することにより、モデルの適合性を確認して、流域水収支および地下水涵養量の推定に供する。

5.1 気象特性の把握

調査流域周辺の気象特性の把握を目的に、原子力機構による幌延町内の気象観測所⁴⁾(北進、幌延市街地、問寒別、上問寒)と幌延町近傍のアメダス(豊富、天塩、中川、中頓別)の2004年～2008年の気象データを統計整理した。各観測所の位置図を図5.1に示す。5年間のデータで平均化した年平均気温と年間降水量について、観測所標高との関係をそれぞれ図5.2、図5.3に示す。年降水量はいずれも転倒ます型雨量計による統計値を使用しているが、幌延市街地と上問寒については12月～3月の積雪期間中の観測は行っていないので参考値となる。

年平均気温は、調査流域の北進を除くと標高との間に相関が認められるが、気温逓減率は $5.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となり一般的な逓減率($0.5\sim 0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)の10倍と大きい。これは、上問寒、問寒別、中川、中頓別がいずれも盆地地形で、寒冷空気塊の停滞により冬季の気温が低いことに



図 5.1 気象観測所位置図

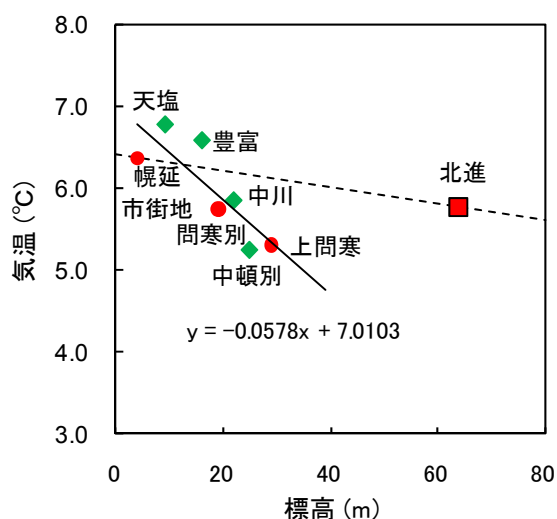


図 5.2 年平均気温と標高の関係

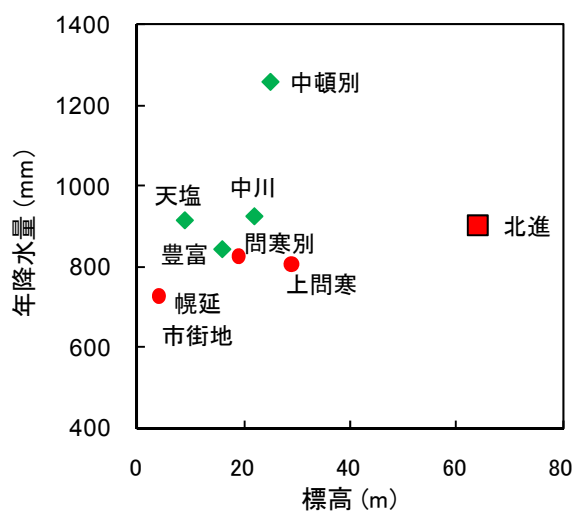


図 5.3 年降水量と標高の関係

よる影響と考えられる。調査流域に最も近い幌延市街地と北進との気象観測所間の気温逓減率は、 $1.0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ であった。図 5.3 に示した年降水量は標高との間に相関は認められず、中頓別と幌延市街地を除くと 900mm 前後の値となっている。

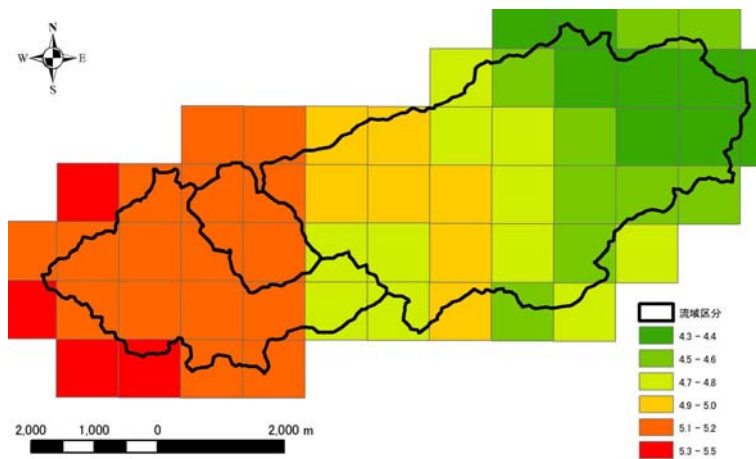
このように、広域的な傾向分析からは、標高に対する気温逓減率が極端に大きく、調査流域内の北進気象観測所の値が例外的になる。また、降水量についても標高との明瞭な傾向が認められない。

本調査流域内における降水量の観測は北進気象観測所だけとなるので、調査流域内の気象特性については、観測値からその分布特性を直接的に評価することができない。そこで、気象庁発行のメッシュ気候値 2000¹⁵⁾ (1km メッシュで整理された気温・降水量・積雪深の平年値：1971年～2000年平均) を収集整理して、調査流域内の気象特性の把握を試みた。

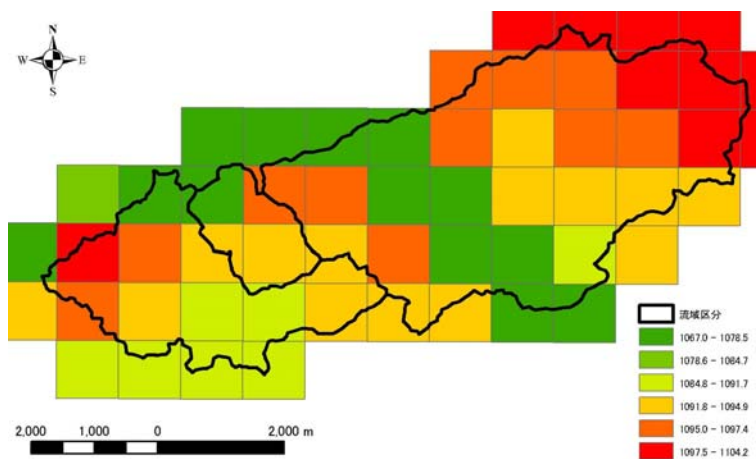
本調査流域におけるメッシュ気候値の年平均気温、年降水量、最深積雪深の分布を図 5.4 に示す。図 3.3 の標高帯分布を参照すると、P-3 流域の最上流部付近と P-5 流域の東側で相対的に標高が高く、その付近で概ね気温が低い傾向がみられる。年降水量は P-5 流域東側で相対的に多いが、最小値と最大値の差は 40mm 程度であり、年降水量の約 4%と小さい。一方、年最深積雪深は西から東へ大きくなる傾向が明らかで、P-5 流域の山地地域で最も大きい。

図 5.5 に、年平均気温、年降水量、年最深積雪深と標高の関係を示す。標高と年平均気温の間には良好な相関があり、逓減率は $0.76^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。年降水量と標高との間の相関性は弱く、 1080mm 以下では負の相関もみられる。年最深積雪深にはばらつきもあるが、標高に対して増加する傾向が認められる。

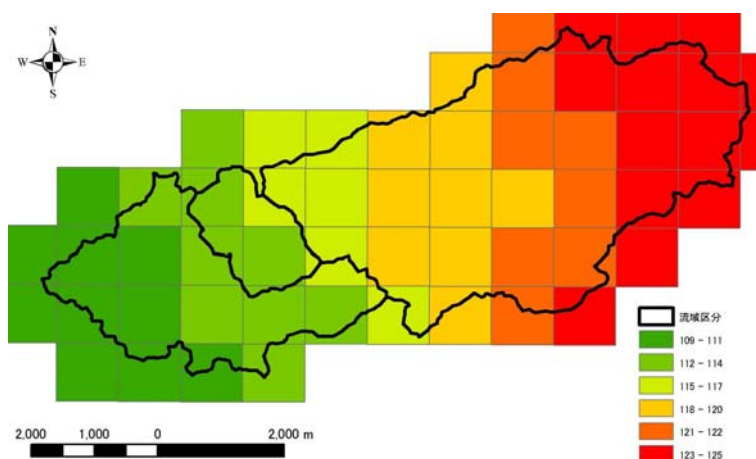
図 5.6 に 1 月と 9 月の月降水量の分布を示したが、1 月の降水量が流域内でばらついているのに対して、9 月の降水量は流域内でほぼ一様である。つまり、降雨と降雪ではその分布状況が異なることを表している。



(a) 年平均気温 (単位 : °C)

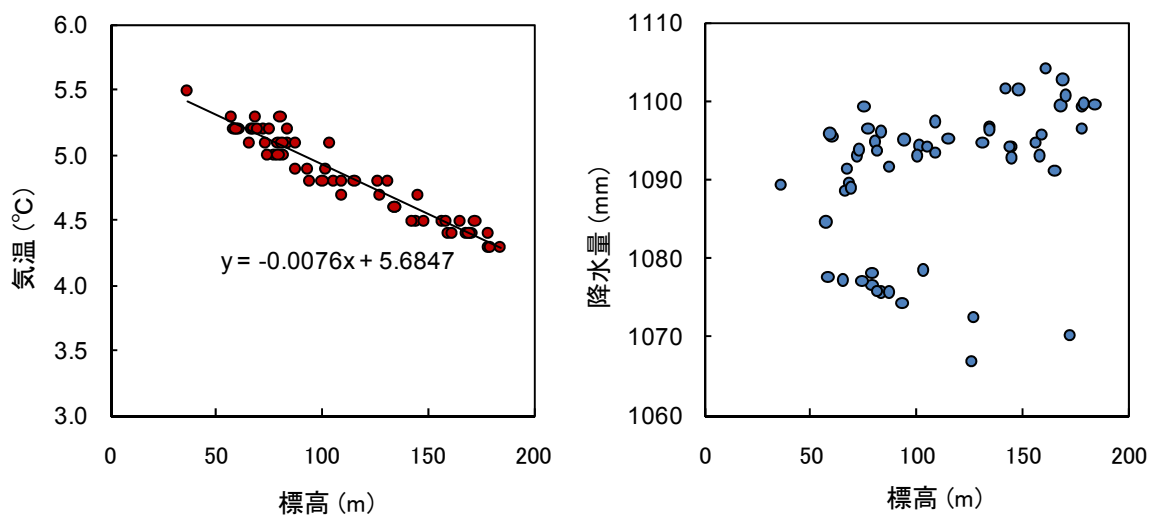


(b) 年降水量 (単位 : mm)



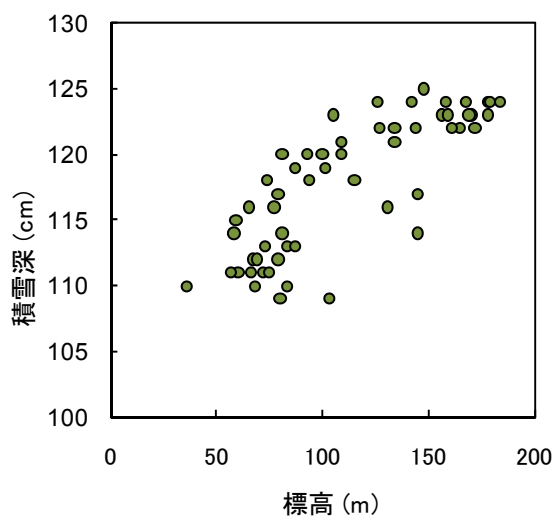
(c) 最深積雪深 (単位 : cm)

図 5.4 メッシュ気候値の流域内分布



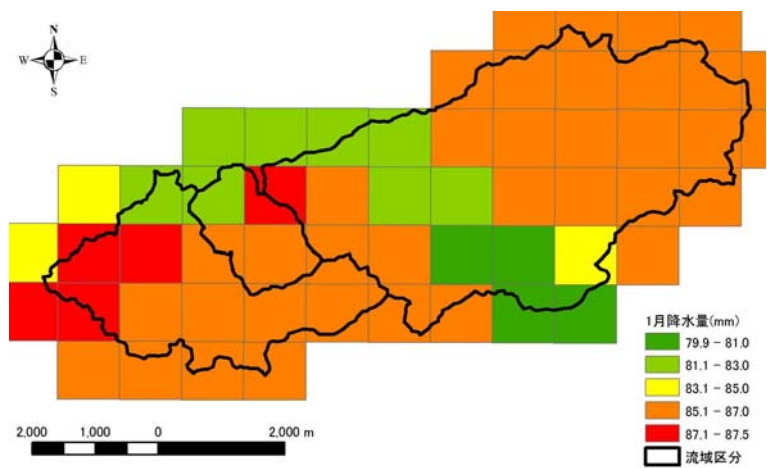
(a) 年平均気温

(b) 年降水量

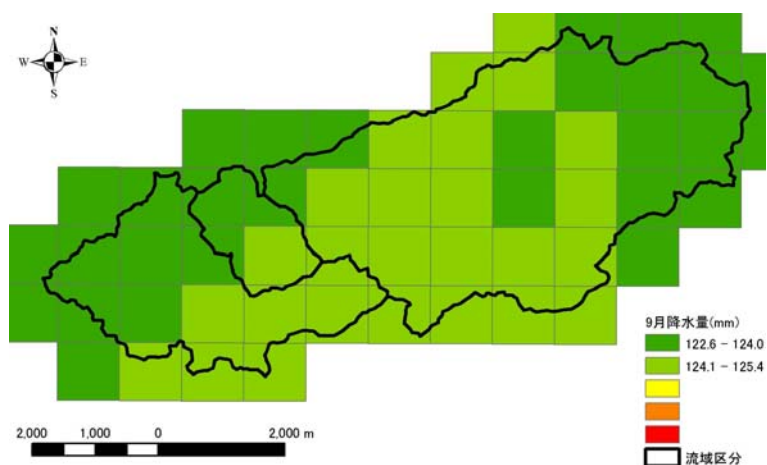


(c) 最深積雪深

図 5.5 メッシュ気候値の気象要素と標高の関係



(a) 1月



(b) 9月

図 5.6 月降水量の流域内分布

5.2 水文諸量の推定方法

5.2.1 推定フロー

流域内の気象特性の整理から、積雪には標高との相関がある一方、夏期の降水量については流域内でほぼ一様とみなせることが分かった。比較的近い北海道幌加内町母子里の試験流域において夏期降水量の空間分布を調べた観測結果¹⁶⁾からも、地形や標高による差異は認められていないことから、本調査流域程度(約 30km²)の範囲の降雨に関しては、流域内で一様とみなしてよいものとする。一方、降雪・積雪・融雪のプロセスについては空間分布を適切に推定することが必要で、例えば近傍の幌延町天塩演習林(問寒別地区)における観測結果¹⁷⁾からは、山地の冬期降水量の高度に対する増加率は、100mあたり20%と推定されている。

図 5.7 に水文諸量の空間分布推定方法のフローを示す。降水量は北進気象観測所の積雪重量

計と雨量計の観測値から降雨と降雪を判断し、降雨については流域全体に北進気象観測所の観測値を適用する。降雪・積雪・融雪については、このプロセスに影響する要素は、標高（気温）、斜面方向（日射量）、地形起伏量（風速）、植生（日射量・風速）等であることから、これらを考慮して流域を細区分し、流域内区分毎の融雪水量を推定することとした。蒸発散量は標高帯毎の気温からゾンスウェイト法により可能蒸発散量を求め、流出解析を通して各流域平均の実蒸発散量を推定する。

流出解析モデルには1列4段のタンクモデルを採用し、推定した流域内降水量から求められる河川流出高の解析解と実測値が整合するようタンクモデルの構造や降雪・融雪に関わる諸係数を試行的に調整する。水文諸量の予測と流出解析は日単位の解析とする。

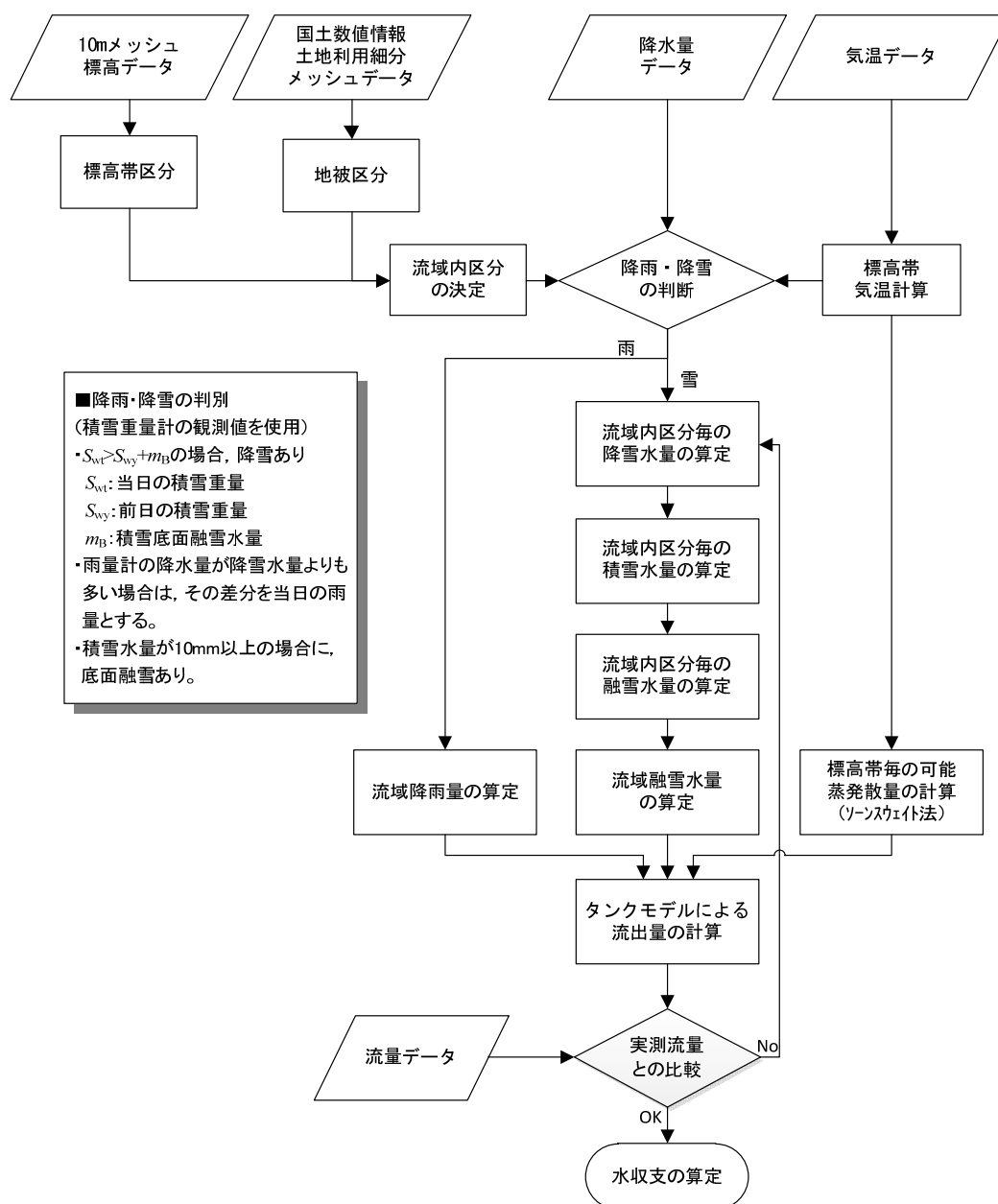


図 5.7 水文諸量の空間分布推定方法のフロー

5.2.2 解析期間

解析期間は、2004年12月1日～2009年11月30日の5年間とする。

水文統計における解析期間の特徴を把握する目的で、30年以上（1978～2009年）の観測データが揃っている気象庁「豊富」アメダスの年降水量について、プロットイング・ポジション法にハーゼンの式を用いた確率降水量を表5.1と図5.8に示した。解析対象年のうち2004年と2006年以外は渇水側との評価になる。特に、2007年と2008年の降水量の再現確率は5%以下（20年以上に1度の確率）と極端な渇水年になっている。

表 5.1 年降水量の超過確率（豊富アメダス，1978年～2009年）

順位 i	非超過確率 (2i-1)/(2N) (%)	年降水量 (mm)	発生年次	水文基準年
1	1.6	641	2008	
2	4.7	766	2007	
3	7.8	847	1980	
4	10.9	849	2003	1/10 渇水年
5	14.1	871	1986	
6	17.2	892	1993	
7	20.3	908	2009	
8	23.4	933	1984	
9	26.6	937	2005	
10	29.7	951	1979	
11	32.8	959	1983	
12	35.9	1003	1987	
13	39.1	1008	1994	
14	42.2	1022	1982	
15	45.3	1033	1996	
16	48.4	1071	1991	1/2 平水年
17	51.6	1079	2004	
18	54.7	1105	1995	
19	57.8	1110	1988	
20	60.9	1123	1978	
21	64.1	1151	1997	
22	67.2	1156	1992	
23	70.3	1162	1985	
24	73.4	1163	2006	
25	76.6	1171	1998	
26	79.7	1180	2002	
27	82.8	1188	1989	
28	85.9	1190	1990	
29	89.1	1270	2000	1/10 豊水年
30	92.2	1345	1981	
31	95.3	1370	2001	
32	98.4	1476	1999	

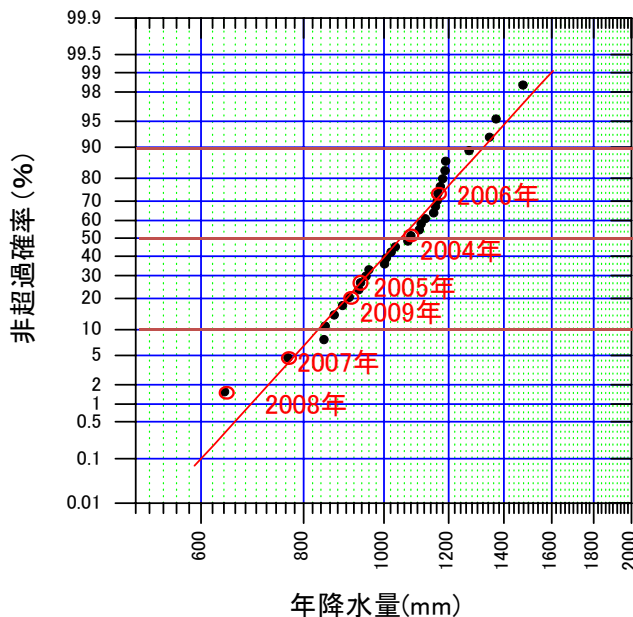


図 5.8 年降水量のハーゼンプロット

5.2.3 流域内区分

降雪・積雪・融雪のプロセスに影響する地形・植生の要素のうち、植生は図 3.12 の土地利用図を基に、「森林」とそれ以外を「草地・裸地」としてまとめ、図 5.9 のように 2 種類の地被に区分する。また、図 3.3 の標高の分布と図 3.5 の地形起伏量（傾斜角）の分布とは概ね調和的であったことから、起伏量の分布を考慮した閾値で、図 5.10 のように流域の標高帯を区分する。

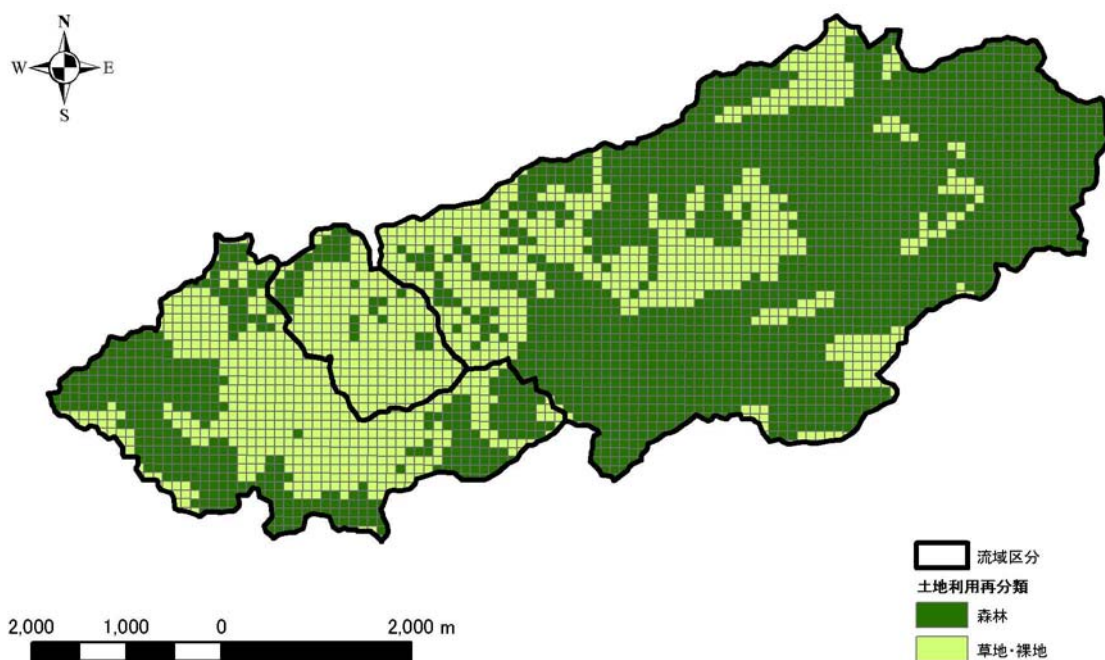


図 5.9 地被区分の分布

これらの区分を合わせて、図 5.11 に示すように流域を 8 つの項目（植生 2 区分×標高 4 区分）で区分する。各流域内区分の面積と面積率は、表 5.2 に示す通りである。なお、流域の細区分には 100m メッシュデータを用いている。

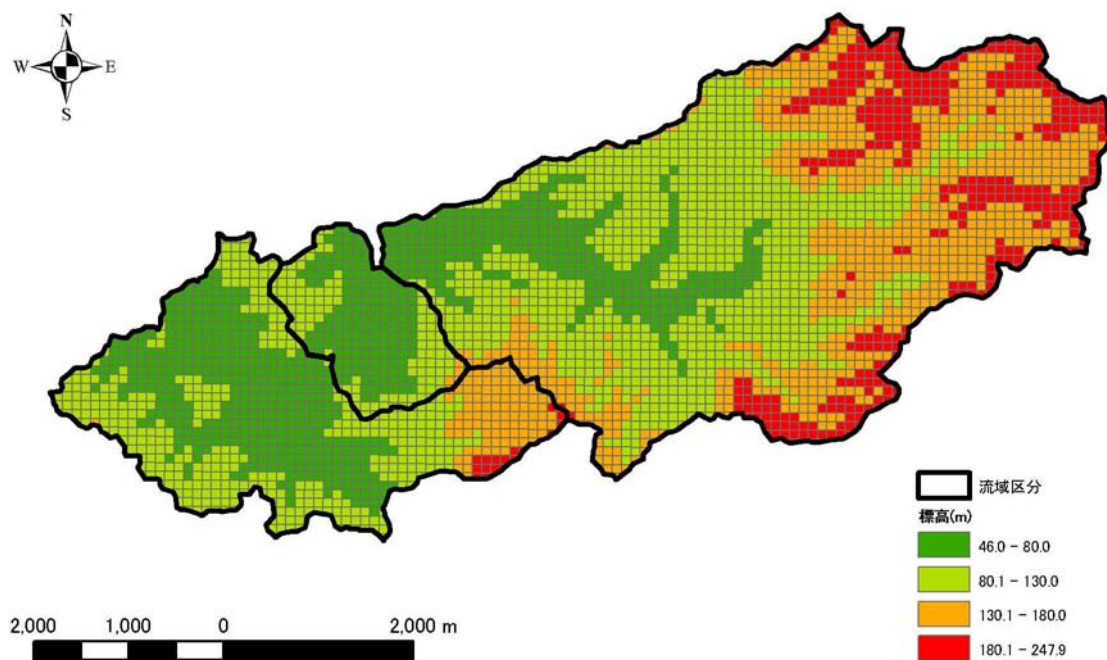


図 5.10 標高帯区分の分布

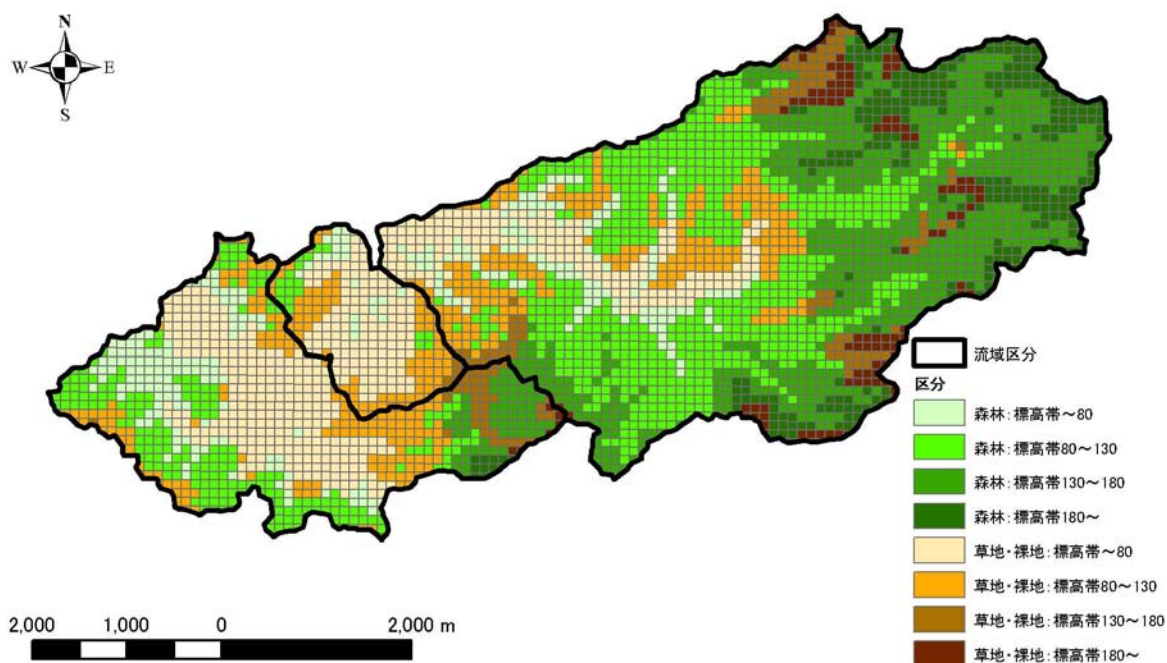


図 5.11 流域内区分の分布

表 5.2 流域内区分の面積と面積率

流域内区分	P-3流域		P-4流域		P-5流域	
	面積 (km ²)	面積率 (%)	面積 (km ²)	面積率 (%)	面積 (km ²)	面積率 (%)
I 森林:標高帯~80 _m	1.13	14.7	0.21	8.8	1.11	5.3
II 森林:標高帯80 _m ~130 _m	1.85	24.1	0.18	7.6	6.15	29.6
III 森林:標高帯130 _m ~180 _m	0.53	6.9	0	0.0	5.67	27.3
IV 森林:標高帯180 _m ~	0.08	1.0	0	0.0	2.47	11.9
V 草地・裸地:標高帯~80 _m	2.36	30.8	1.21	50.8	1.63	7.8
VI 草地・裸地:標高帯80 _m ~130 _m	1.34	17.5	0.74	31.1	2.08	10.0
VII 草地・裸地:標高帯130 _m ~180 _m	0.33	4.3	0.04	1.7	0.8	3.8
VIII 草地・裸地:標高帯180 _m ~	0.05	0.7	0	0.0	0.89	4.3
総面積	7.67	100.0	2.38	100.0	20.8	100.0

5.2.4 気象要素

気温は、図 5.5(a)のメッシュ気候値の気温と標高の相関から、気温逓減率を 0.76°C/100m とし、北進気象観測所の観測値から標高帯毎に算出する。

降雨量は北進気象観測所の観測値を流域全体に適用する。降雨と降雪は積雪重量計の観測値から判断する。ここで、積雪水量が前日からの積雪底面融雪水量以上に増加した場合に、その差分を基準点である気象観測所の降雪水量とする。ここで、積雪重量計の日差分値は 4.2.1 項での検討を踏まえて、毎日 10 時を開始時とした 24 時間差分値を採用する。また、雨量計の観測値が推定された降雪水量より多い場合は、同日にその差分量の降雨があったものとする。なお、積雪底面からの融雪は、積雪が安定的に存在する時期に生じるものと考え、積雪水量が 10mm 以下の場合は 0mm とする。

5.2.5 降雪水量

北進気象観測所の推定降雪水量 S_{f0} に区分毎の割増係数 C_{si} を乗じたものを流域内区分の降雪水量 S_{fi} とし、各流域内区分の面積で重みづけ平均したものを流域の降雪水量とする。

$$S_{fi} = S_{f0} \times C_{si} \quad (5.1)$$

各区分の割増係数 C_{si} は、標高帯毎の割増係数 C_{hj} と植生毎の割増係数 C_{gk} の積とする。

$$C_{si} = C_{hj} \times C_{gk} \quad (5.2)$$

標高帯毎の割増係数 C_{hj} は標高に応じて一定に増加すると仮定して、次式で与える。

$$C_{hj} = 1 + C_h \frac{h_i - h_0}{100} \quad (5.3)$$

ここで、 h_i : 標高(m), h_0 : 北進気象観測所の標高(m), C_h : 高度に対する感度係数

したがって、各流域内区分の降雪水量 S_{fi} は気象観測所の降雪水量 S_{fo} から、次のように求められる。

$$S_{fi} = S_{fo} C_{gk} \left(1 + C_h \frac{h_i - h_o}{100} \right) \quad (5.4)$$

これらの割増係数は流出解析による流量の再現過程で調整するが、その初期値は表 5.3 に示す流域の積雪調査結果¹⁸⁾の各地点の積雪水量と、式(5.4)の S_{fo} に北進気象観測所の積雪水量を代入して求めた積雪水量 S_{fi} との誤差が最少となるように、最小二乗法によって求めた。

図 5.12 に積雪調査結果に対する積雪水量の同定結果を示す。ここで、北進気象観測所は「草地・裸地」に位置することから、「草地・裸地」の割増係数は $C_{gk}=1.0$ とした。また、高度に対する感度係数は $C_h=0.13$ とし、流域区分毎の割増係数の初期値は表 5.4 のように与えられた。

表 5.3 積雪調査結果一覧

No.	地点名	積雪深 (cm)	積雪水量 (mm)	積雪密度 (g/cm ³)	標高 (m)	地形条件	植生	備考
1	P-3基準	79	257	0.33	65	平坦地で周囲が開ける	芝地	
2	P-3-1	104	309	0.30	80	山地部	針葉樹	
3	P-3-2	76	246	0.32	70	平坦地で周囲が開ける	ササ地	
4	P-3-3	96	288	0.30	70	熊越峠(概ね切土)	針葉樹	
5	P-3-4	82	262	0.32	80	北側にやや地形が開ける	針葉樹	
6	P-3-5	101	360	0.36	90	周囲の開けた平坦地	草地	
7	P-3-6	116	412	0.36	100	丘陵部で周囲が開ける	ササ地	
8	P-3-7	73	208	0.29	110	ゆるい山地斜面	牧草地	
9	P-4基準	92	301	0.33	64	ゆるい起伏のある平坦地	ササ地	北進気象観測所
10	P-4-1	82	251	0.31	70	平坦地	牧草地	
11	P-4-2	80	277	0.35	80	西側に開けた平坦地	牧草地	
12	P-4-3	98	287	0.29	90	周囲の開けた平坦地	ササ地	
13	P-4-4	80	254	0.32	110	丘陵部頂上付近	針葉樹	
14	P-5基準	98	294	0.30	50	広い谷間の中の平坦地	牧草地	
15	P-5-1	91	270	0.30	50	広い谷間の中の平坦地	牧草地	
16	P-5-2	97	356	0.37	60	広い谷間の中の平坦地	牧草地	
17	P-5-3	93	341	0.37	70	広い谷間の中の平坦地	牧草地	
18	P-5-4	108	378	0.35	90	南北に山地斜面が迫る溪流部	針葉樹	
19	P-5-5	135	450	0.33	100	溪流部	針葉樹	
20	P-5-6	124	451	0.36	150	山地尾根上	針葉樹	
21	P-5-7	115	403	0.35	200	山地尾根上	針葉樹	
22	P-5-8	90	311	0.35	249	山頂	針葉樹	
23	タワー地点	98	321	0.33	150		針葉樹	

調査実施日 2008年3月4日

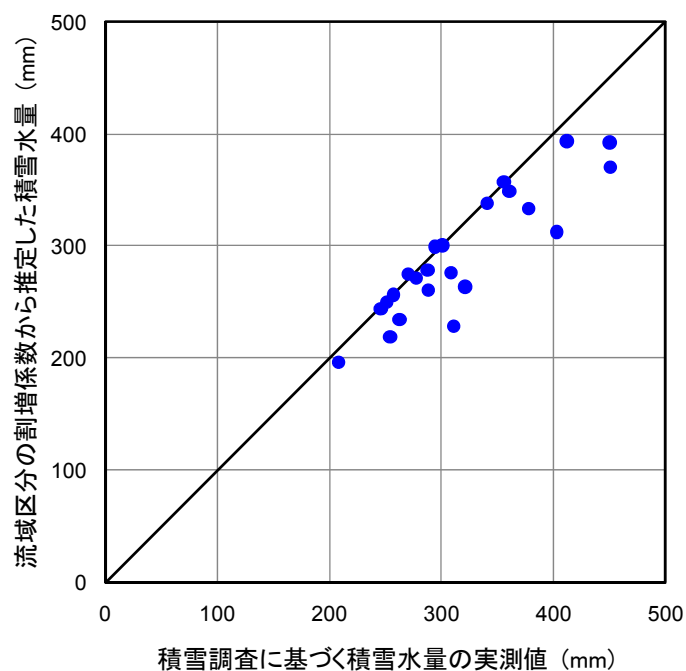


図 5.12 積雪調査結果に対する積雪水量の同定結果

表 5.4 降雪係数の初期値

流域内区分	植生毎の割増係数 C_{gk}	標高帯毎の割増係数 C_{hj}	区分毎の割増係数 C_{si}
I 森林: 標高帯 $\sim 80_m$	1.10	1.00	1.10
II 森林: 標高帯 $80_m \sim 130_m$	1.10	1.05	1.16
III 森林: 標高帯 $130_m \sim 180_m$	1.10	1.12	1.23
IV 森林: 標高帯 $180_m \sim$	1.10	1.20	1.32
V 草地・裸地: 標高帯 $\sim 80_m$	1.00	1.00	1.00
VI 草地・裸地: 標高帯 $80_m \sim 130_m$	1.00	1.05	1.05
VII 草地・裸地: 標高帯 $130_m \sim 180_m$	1.00	1.12	1.12
VIII 草地・裸地: 標高帯 $180_m \sim$	1.00	1.20	1.20

5.2.6 融雪水量

融雪水量は次式¹⁹⁾から流域内区分毎に算出し、それぞれの面積で加重平均した値を流域融雪水量とする。

$$M = KT + \frac{1}{l_M} pT + m_B \tag{5.5}$$

ここで、 M : 融雪水量(mm/d)、 K : 融雪係数(mm/°C)、 p : 降水量(mm/d)、 T : 気温(°C) (ただし $T < 0$ の場合、 $T=0$)、 l_M : 融解潜熱(=80cal/g)、 m_B : 積雪底面融雪水量(mm/d)

積雪底面融雪水量は天塩演習林での観測値¹⁷⁾を参考に、 $m_B = 0.3\text{mm/d}$ とした。小林²⁰⁾は、融雪流出のピークの遅れは積雪50cmにつき1~1.5時間程度であり、流域面積が広くなるにつれて遅れ時間の増加はわずかであることを明らかにしている。したがって、本調査流域においても融雪流出の遅れは数時間程度であると想定されることから、日単位の本解析では融雪流出の遅れを無視する。

表 5.5 融雪係数の初期値

積雪・融雪期	融雪係数
2004-2005年	8
2005-2006年	9
2006-2007年	12
2007-2008年	5
2008-2009年	9

融雪係数の初期値は、北進気象観測所における積雪重量計から判別する降雪量をもとに再現される積雪水量変化の消雪時期が、積雪重量計の観測値と同時期となるように設定する。なお、積雪面のアルベードや風速によって熱収支の様子は異なるので、融雪係数は季節や年、場所によって異なると考えるのが自然である。そこで、融雪係数は各水文年毎に設定する。設定した融雪係数の初期値を表 5.5 に、積雪水量の再現結果を図 5.13 に示す。

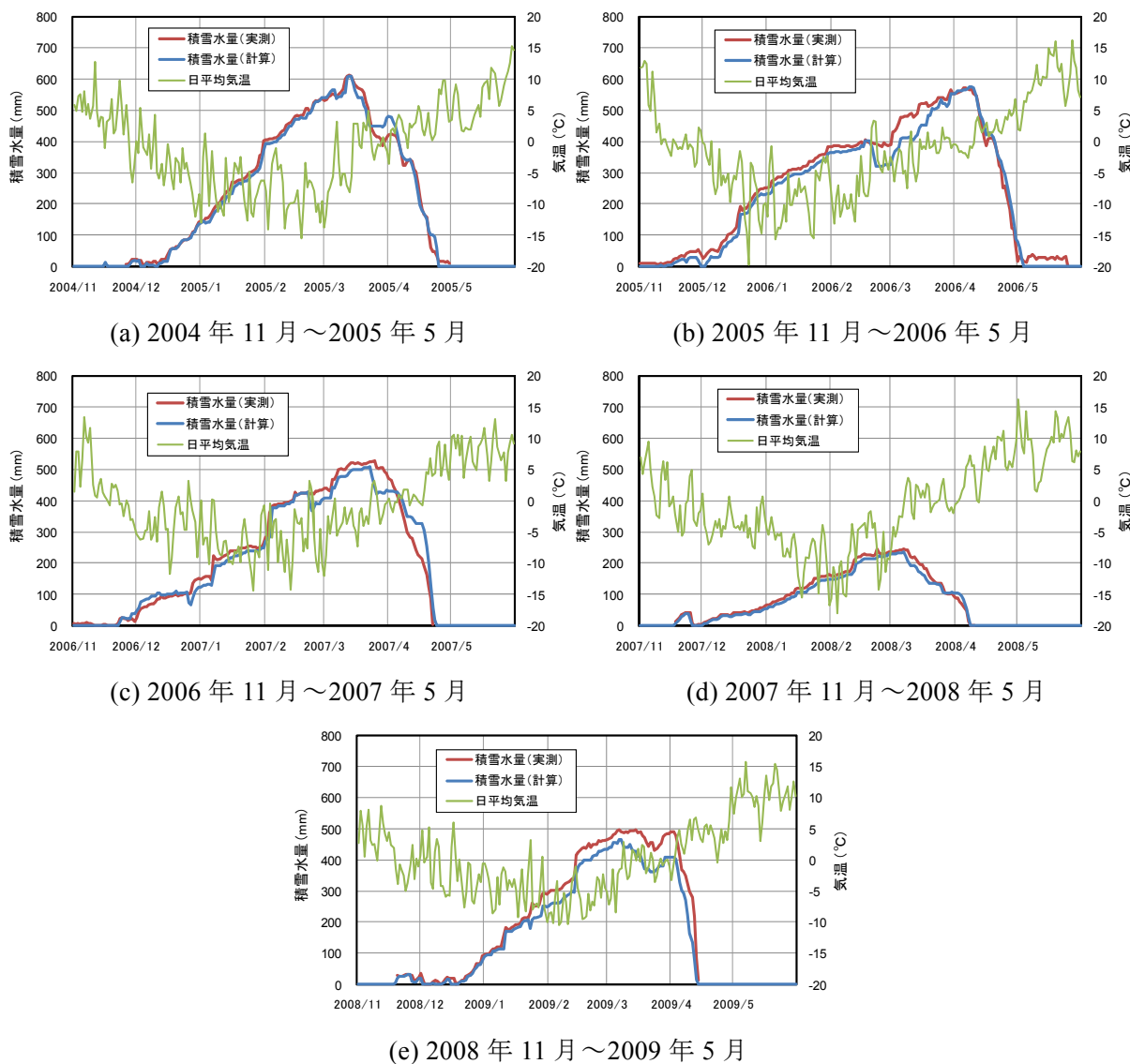


図 5.13 積雪水量変化の再現結果（北進気象観測所）

5.2.7 可能蒸発散量

メッシュの標高から気温を算出し、これを基に標高帯区分毎の月可能蒸発散量をゾーンスウェイト法により算出する。そして、標高帯の面積率に応じた加重平均値を月の日数で除したものを、日可能蒸発散量としてタンクモデルに入力する。

5.3 流出解析

5.3.1 タンクモデルの構造

流出解析は1列4段のタンクモデルを採用した日流量解析とした。最終的に同定したタンクモデルの構造を図5.14に示す。

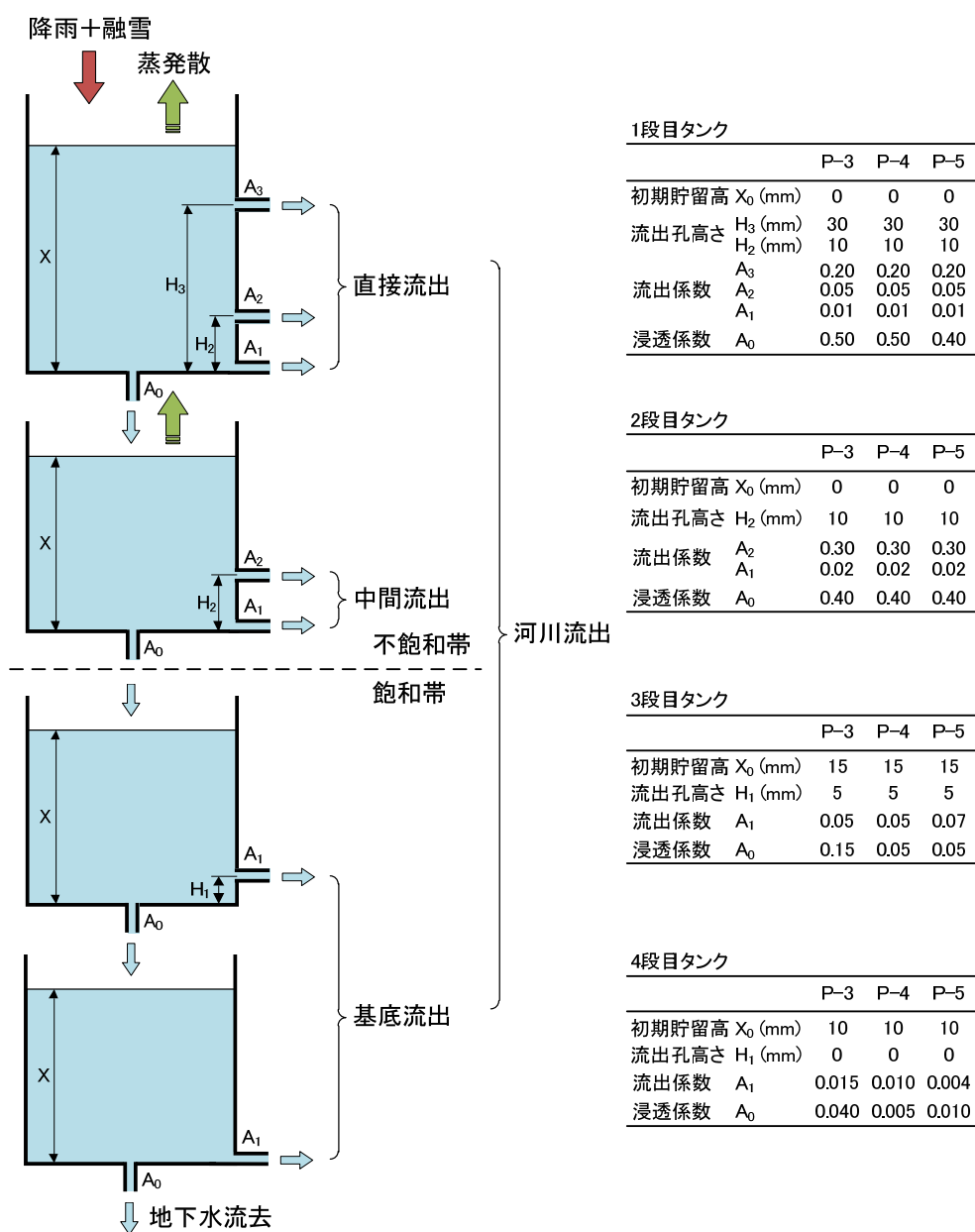


図 5.14 タンクモデルの構造

各タンクには横孔（流出孔）および底孔（浸透孔）が設けられており、横孔からの流出高の合計が河川流出高となる。後述するが、本流域表層部の地下水位観測結果と流出解析の貯留量変化の比較から、3 段目タンクが地下水位変動を表していることが明らかであった。したがって、各タンクの流出成分は、1 段目が直接流出（表面流出）、2 段目が中間流出、3 段目および4 段目が基底流出（地下水流出）となる。また、4 段目タンク底には地下水流去孔を設けており、ここでの浸透量が本研究の目的とする地下水涵養量（深層浸透量）に相当する。

タンクモデルにおける蒸発散量の取扱いは以下の通りである。

- ① 1 段目タンクに日降雨量+日融雪水量を注入し、日可能蒸発散量を差し引く。
- ② 1 段目のタンクの貯水位が少なく日可能蒸発散量の全量を差し引けない場合、2 段目のタンクから残分を差し引く。
- ③ 2 段目のタンクを含めてもその全量を差し引けない場合でも、3 段目のタンクからは残分を差し引かない。
- ④ 降水量が 5mm/d 以上の日には蒸発散は発生しないと考え、タンクから日可能蒸発散量を差し引くことはしない。

5.3.2 降雪・融雪係数

タンクモデルには日単位の降雨量と融雪水量を入力する。ここで、融雪水量に関わる諸係数は先に示した方法で初期値を設定し、流出解析による流量再現過程で調整を行った。その同定手順は以下の通りである。

- ① 積雪重量計の観測値を用いて北進気象観測所の積雪・融雪を再現するように融雪係数の初期値を設定する（表 5.5, 図 5.13）。
- ② ①で再現した降雨量・降雪水量を流域全体に適用し、タンクモデルの構造を検討する。
- ③ 積雪調査結果をもとに設定した流域内区分毎の降雪に関する諸係数の初期値（表 5.4）を適用し、タンクモデルの構造を調整する。
- ④ ③の結果から課題点を考察し、各流域の流量実測値と最も適合するよう流域内区分毎の諸係数を調整する。

最終的に決定した降雪・融雪の諸係数の一覧を表 5.6, 表 5.7 に示す。降雪に関しては、森林と草地・裸地ともに「標高帯 80m~130m」の標高割増係数を初期値の 1.05 から 1.00 に変更した。融雪係数であるが、北進気象観測所のある P-4 流域での調整はわずかで済んだが、P-3 流域と P-5 流域では各年の調整幅が大きくなった。これは、融雪の最も進む時期（例年 4 月）の流出高と整合するよう調整した結果である。

表 5.6 降雪係数の決定値

流域内区分	P-3				P-4				P-5			
	植生 割増 係数 C _{gk}	標高 割増 係数 C _{hj}	割増 係数 C _{si}	面積 率 (%)	植生 割増 係数 C _{gk}	標高 割増 係数 C _{hj}	割増 係数 C _{si}	面積 率 (%)	植生 割増 係数 C _{gk}	標高 割増 係数 C _{hj}	割増 係数 C _{si}	面積 率 (%)
I 森林: 標高帯~80 _m	1.10	1.00	1.10	14.7	1.10	1.00	1.10	8.7	1.10	1.00	1.10	5.3
II 森林: 標高帯80 _m ~130 _m	1.10	1.00	1.10	24.1	1.10	1.00	1.10	7.4	1.10	1.00	1.10	29.6
III 森林: 標高帯130 _m ~180 _m	1.10	1.12	1.23	7.0	—	—	—	0.0	1.10	1.12	1.23	27.3
IV 森林: 標高帯180 _m ~	1.10	1.20	1.32	1.1	—	—	—	0.0	1.10	1.20	1.32	11.9
V 草地・裸地: 標高帯~80 _m	1.00	1.00	1.00	30.8	1.00	1.00	1.00	51.0	1.00	1.00	1.00	7.8
VI 草地・裸地: 標高帯80 _m ~130 _m	1.00	1.00	1.00	17.5	1.00	1.00	1.00	31.1	1.00	1.00	1.00	10.0
VII 草地・裸地: 標高帯130 _m ~180 _m	1.00	1.12	1.12	4.4	1.00	1.12	1.12	1.8	1.00	1.12	1.12	3.8
VIII 草地・裸地: 標高帯180 _m ~	1.00	1.20	1.20	0.6	—	—	—	0.0	1.00	1.20	1.20	4.3

表 5.7 融雪係数の決定値

積雪・融雪期	P-3	P-4	P-5
2004-2005年	9	9	8
2005-2006年	10	10	10
2006-2007年	15	12	18
2007-2008年	4	5	3.5
2008-2009年	10	9	8

5.3.3 流量再現結果

P-3, P-4, P-5 各流域の流出高再現結果を、それぞれ図 5.15, 図 5.16, 図 5.17 のハイドロ・ハイトグラフに示す。流出高の再現の過程では、流出高の最も高くなる融雪期から渇水期（4月～8月頃）にかけて実測値と計算結果が最も整合するようにモデルの調整を行ったが、引き続き積雪期間についても流出高の変動を良好に再現できていることが分かる。

図 5.18 には 12 月を開始とする各水文年の実測流出高と計算流出高の比較を、図 5.19 には年流出高の流域平均値をそれぞれ比較して示した。各流域の実測値と計算値の差は一部を除いて、概ね±15%の範囲に納まっている。また、全流域の加重平均で表した 5 年間の年平均流出高は、実測値が 986mm/yr で計算値が 992mm/yr とほぼ等しい。

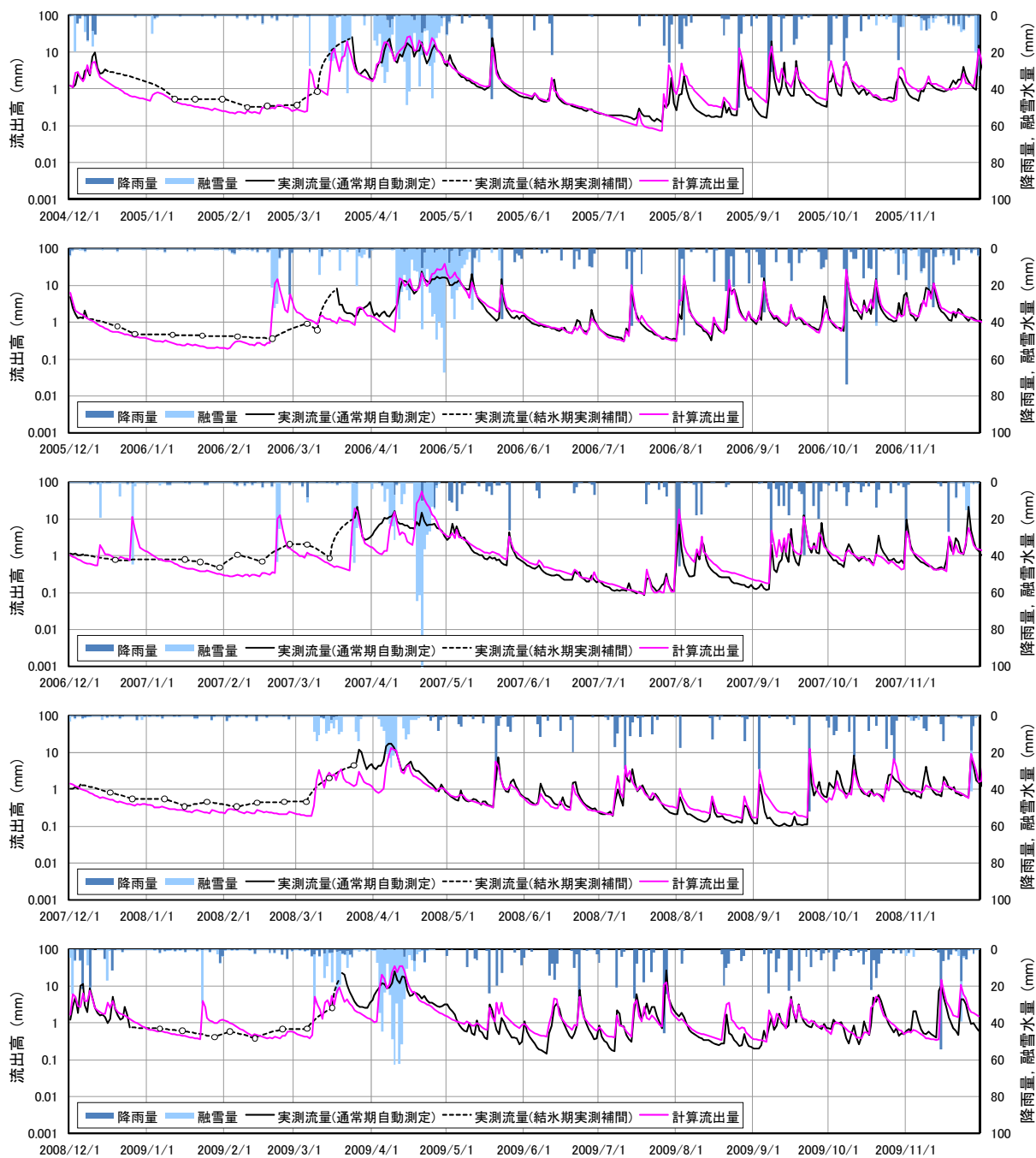


図 5.15 P-3 流域の流出高再現結果

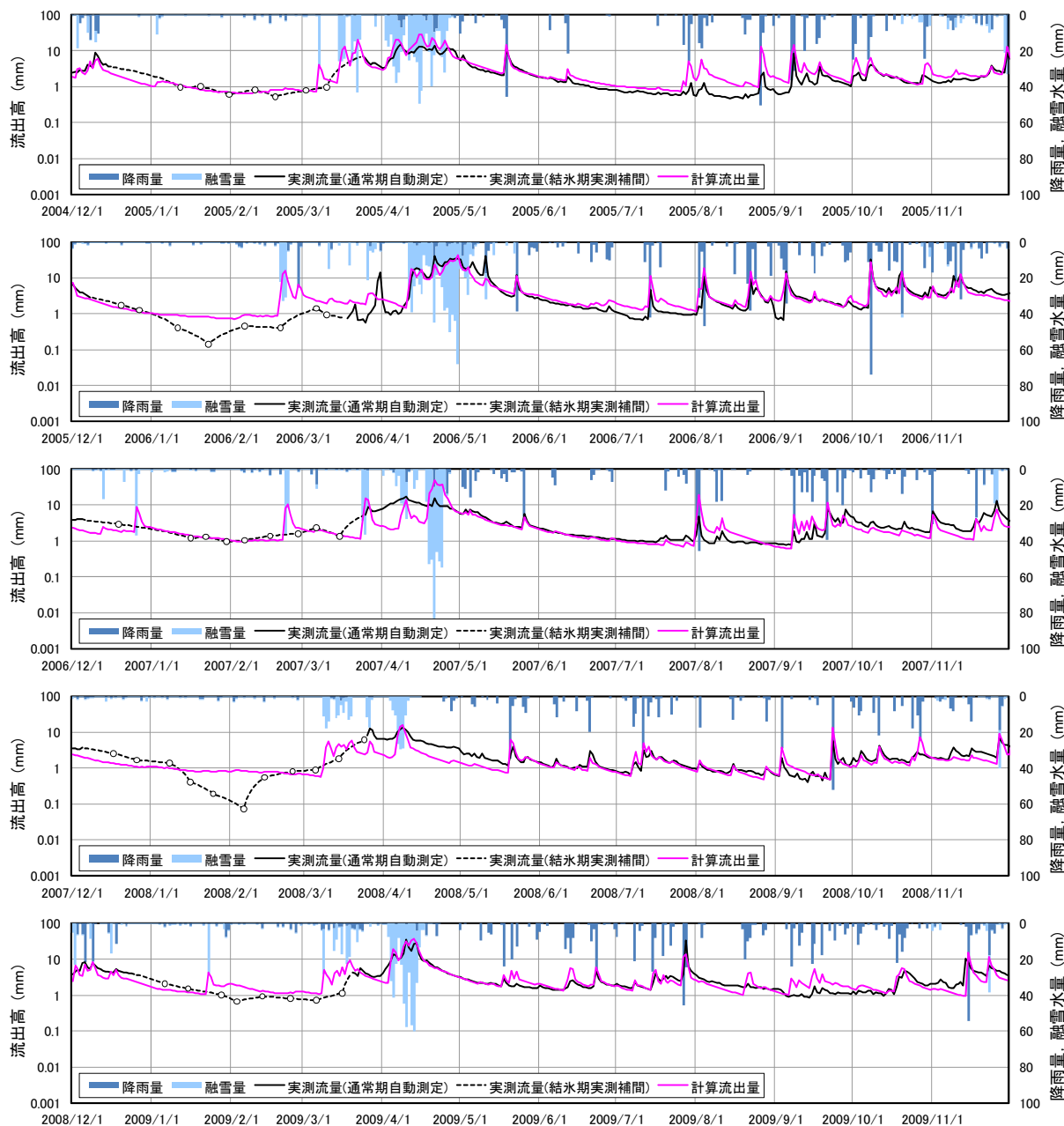


図 5.16 P-4 流域の流出高再現結果

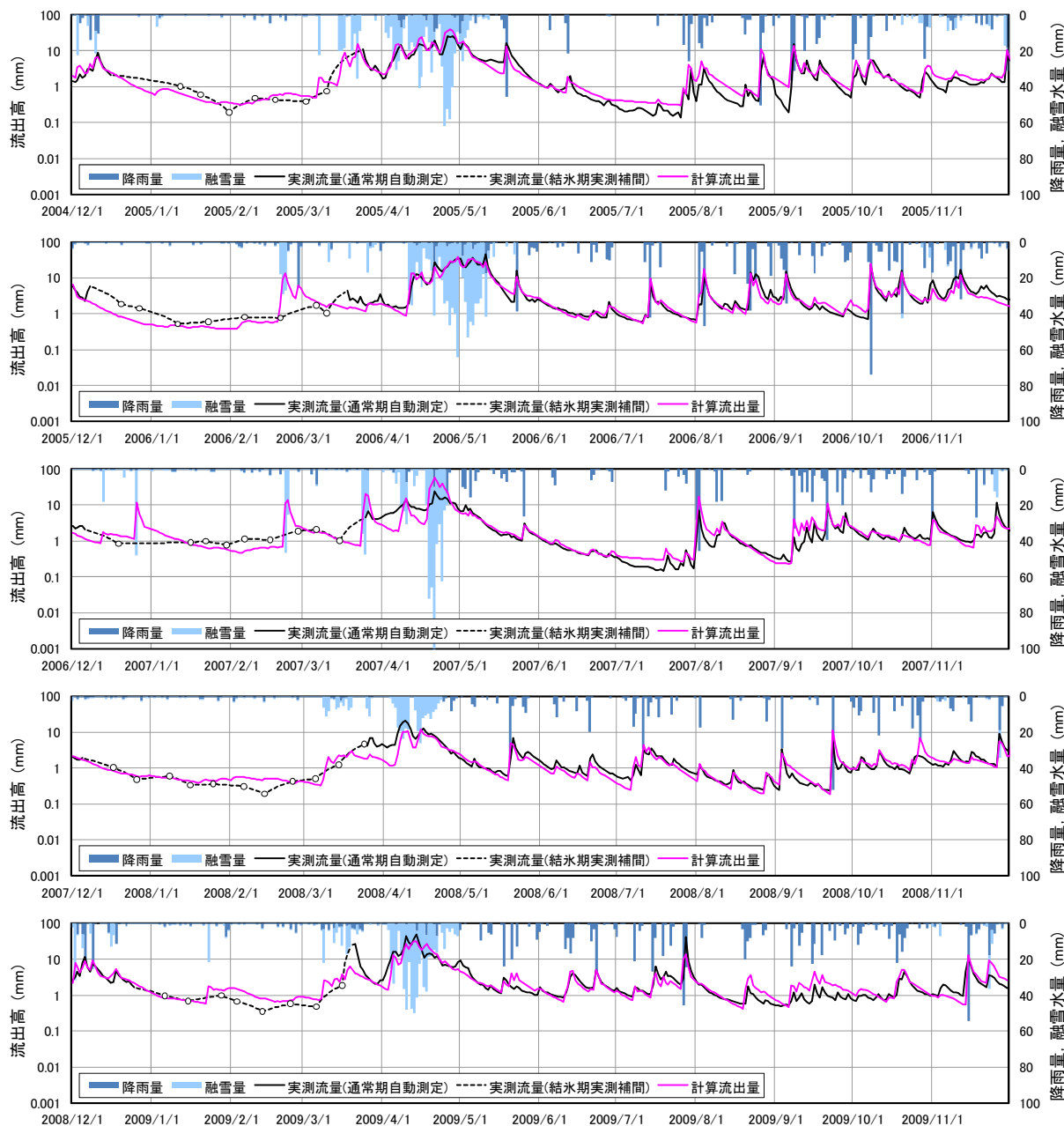


図 5.17 P-5 流域の流出高再現結果

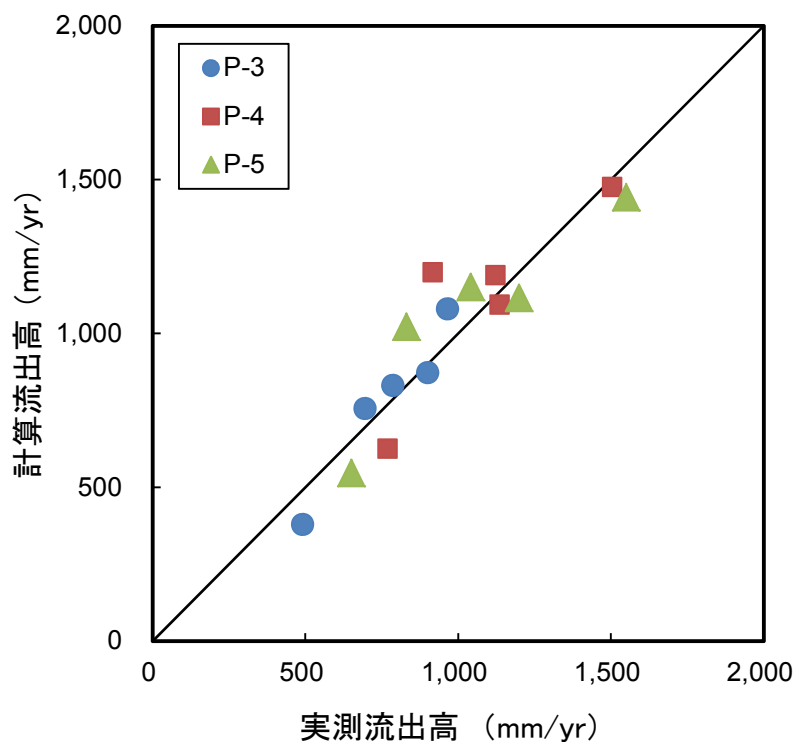


図 5.18 実測流出高と計算流出高の比較

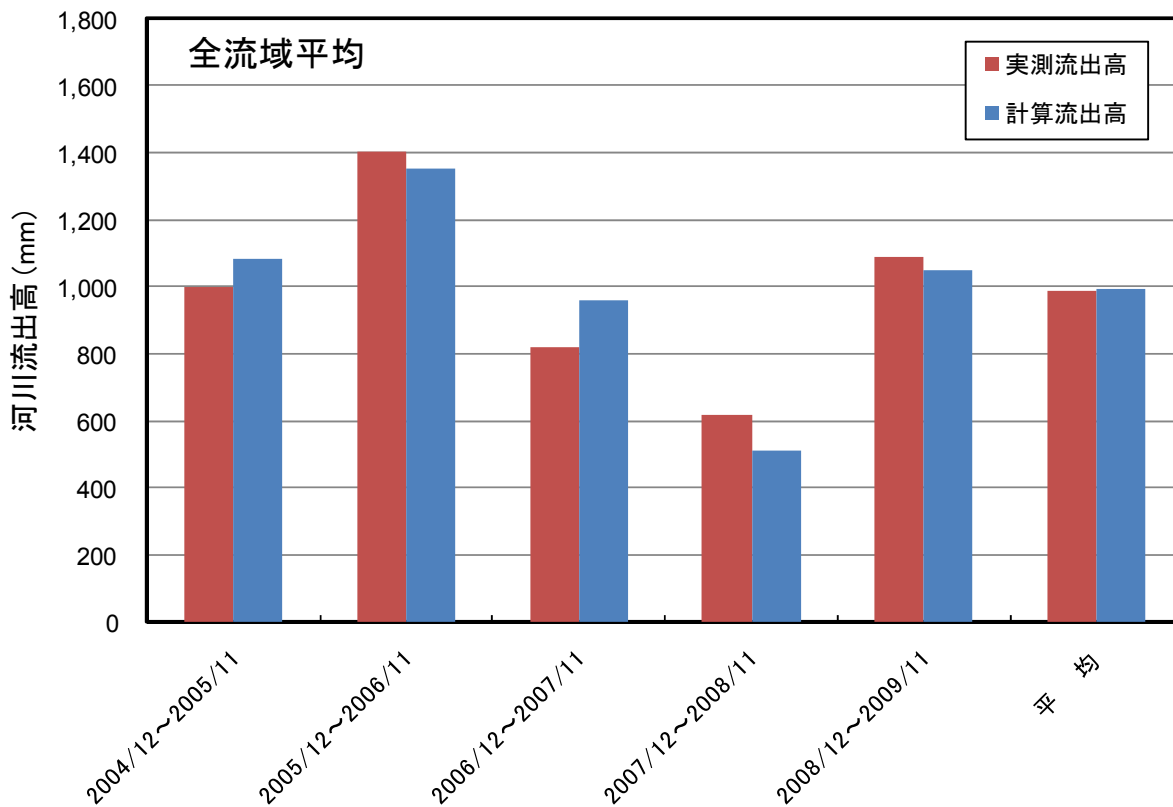


図 5.19 年流出高の全流域平均値の推移

5.3.4 地下水位

タンクモデルにおいて、タンク内貯留量は地下水位と関連付けて考えることができる。そこで、図 5.20 に位置を示す調査流域表層部の地下水観測孔の水位観測結果と P-3 および P-4 流域のタンク内貯留量を比較して、それぞれ図 5.21, 図 5.22 に示した。

地下水観測孔 H15-1-03 は P-3 流域内の観測孔で、H16-1-12 は P-4 流域内の観測孔である。ここで、タンクモデルの貯留量は流域の平均的な地下水位の変動を表すのに対して、地下水観測孔での水位はその位置における地質や地下水流動、スクリーン深度等の構造の影響を受けるため、両者の変動幅を直接的に比較することは難しいので、図に示す期間中の最小値を 0 とし、最大値を 1 とするような変動幅の正規化を行った。

両流域とも地下水位とタンク内貯留量のピークのタイミングや、降雨や融雪のイベントに伴う反応・変動性状は、3 段目タンクの結果が最も調和的であることから、本解析では 3 段目タンクが地下水位面を有する最上位の帯水層であると見なすことができる。

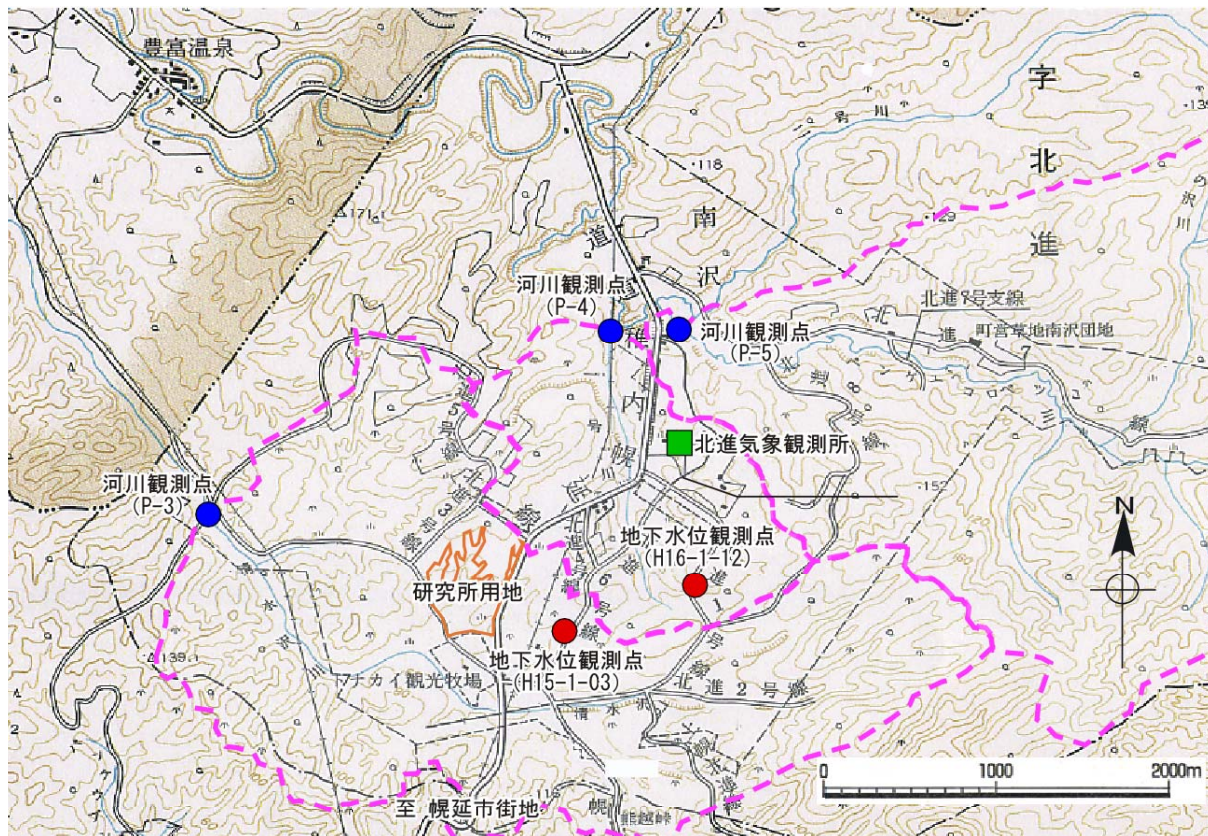


図 5.20 比較する地下水観測孔の位置

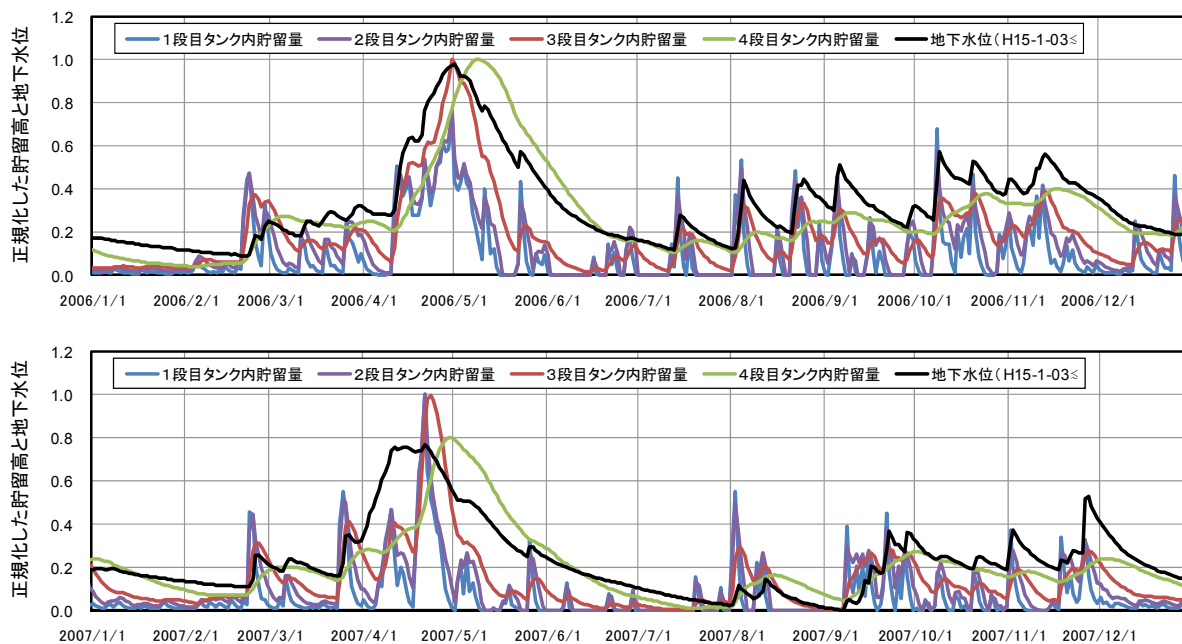


図 5.21 P-3 流域内の正規化したタンク内貯留量と地下水位の比較

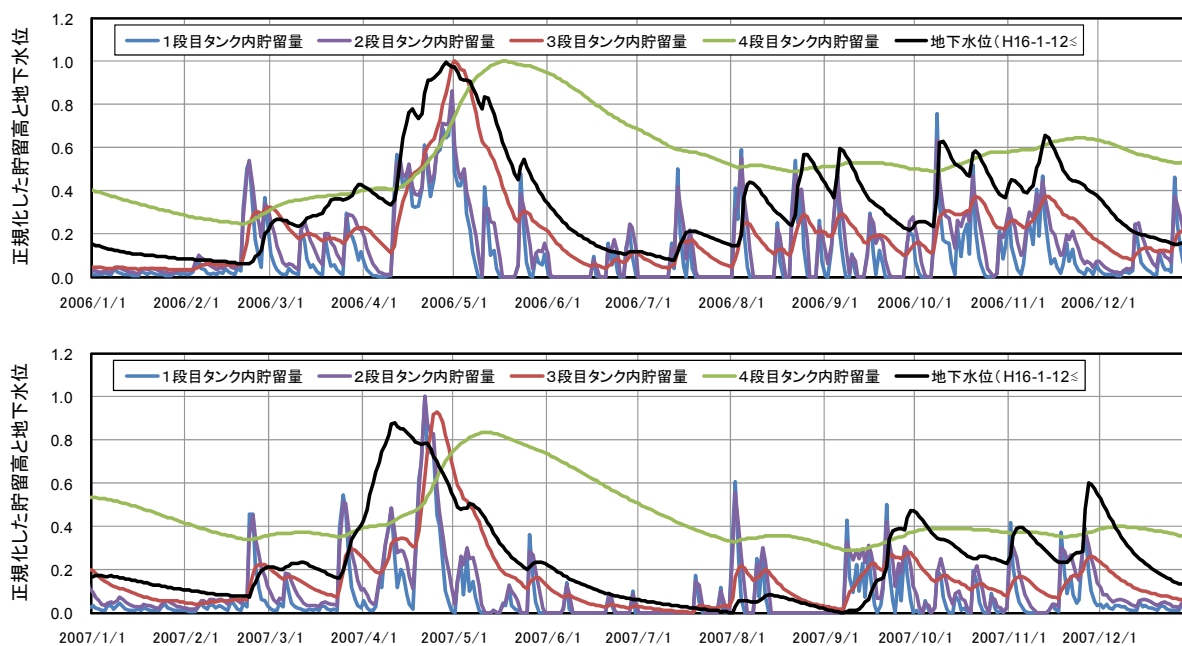


図 5.22 P-4 流域内の正規化したタンク内貯留量と地下水位の比較

5.3.5 水収支と水文諸量の分布

流出解析から算出された P-3, P-4, P-5 各流域の水収支を表 5.8, 表 5.9, 表 5.10 にそれぞれ示す。

流出解析から算出された実蒸発散量は、ソーススイート法より設定した可能蒸発散量の 40%~50%となっている。既往の研究^{10),11)}から、年間の平均的な蒸発散係数は 70%程度の値を

示すと考えられるので、今回の流出解析の結果は実蒸発散量を過少に評価していると考えられる。このため、蒸発散量をより適切に評価できるよう流量再現過程でタンクモデルの修正を試みたが、ここに示した結果に比べて流出高の再現精度は悪くなる方向に作用した。したがって、今回の流出解析では流出量を精度良く再現することにより、流域内の降水量分布に関する知見を得ることを優先した。蒸発散量の適切な表現は今後の課題である。一方で流出高と降水量に関しては、モデル化の方法およびパラメータの設定において観測値や調査結果を基にしていることから、適切に表現されていると判断される。

表 5.8 流出解析による P-3 流域の水収支

算出期間	降水量			蒸発散量			流出高				地下水 流去量
	降雨量	融雪量	合計	可能	実	実/可	表面	中間	基底	合計	
2004/12~2005/11	721	933	1,654	539	193	36%	165	318	389	873	561
2005/12~2006/11	1,007	938	1,945	536	234	44%	225	389	466	1,080	656
2006/12~2007/11	684	777	1,461	526	205	39%	166	253	337	756	502
2007/12~2008/11	629	343	972	538	228	42%	51	107	221	379	363
2008/12~2009/11	930	725	1,655	527	251	48%	157	283	391	832	569
平均	794	743	1,537	533	222	42%	153	270	361	784	530

(単位: mm)

表 5.9 流出解析による P-4 流域の水収支

算出期間	降水量			蒸発散量			流出高				地下水 流去量
	降雨量	融雪量	合計	可能	実	実/可	表面	中間	基底	合計	
2004/12~2005/11	721	898	1,619	542	193	36%	160	307	732	1,198	156
2005/12~2006/11	1,007	891	1,898	538	236	44%	218	373	885	1,476	189
2006/12~2007/11	684	749	1,432	529	206	39%	160	245	689	1,094	165
2007/12~2008/11	629	323	952	540	221	41%	52	109	464	625	113
2008/12~2009/11	930	694	1,624	530	251	47%	151	274	764	1,190	168
平均	794	711	1,505	536	221	41%	148	262	707	1,117	158

(単位: mm)

表 5.10 流出解析による P-5 流域の水収支

算出期間	降水量			蒸発散量			流出高				地下水 流去量
	降雨量	融雪量	合計	可能	実	実/可	表面	中間	基底	合計	
2004/12~2005/11	721	993	1,713	532	205	39%	229	298	624	1,150	294
2005/12~2006/11	1,007	1,028	2,035	528	243	46%	322	376	744	1,443	351
2006/12~2007/11	684	830	1,513	519	211	41%	231	239	552	1,022	310
2007/12~2008/11	629	370	999	532	236	44%	63	98	386	546	222
2008/12~2009/11	930	792	1,722	521	271	52%	203	264	648	1,115	320
平均	794	803	1,597	526	233	44%	209	255	591	1,055	299

(単位: mm)

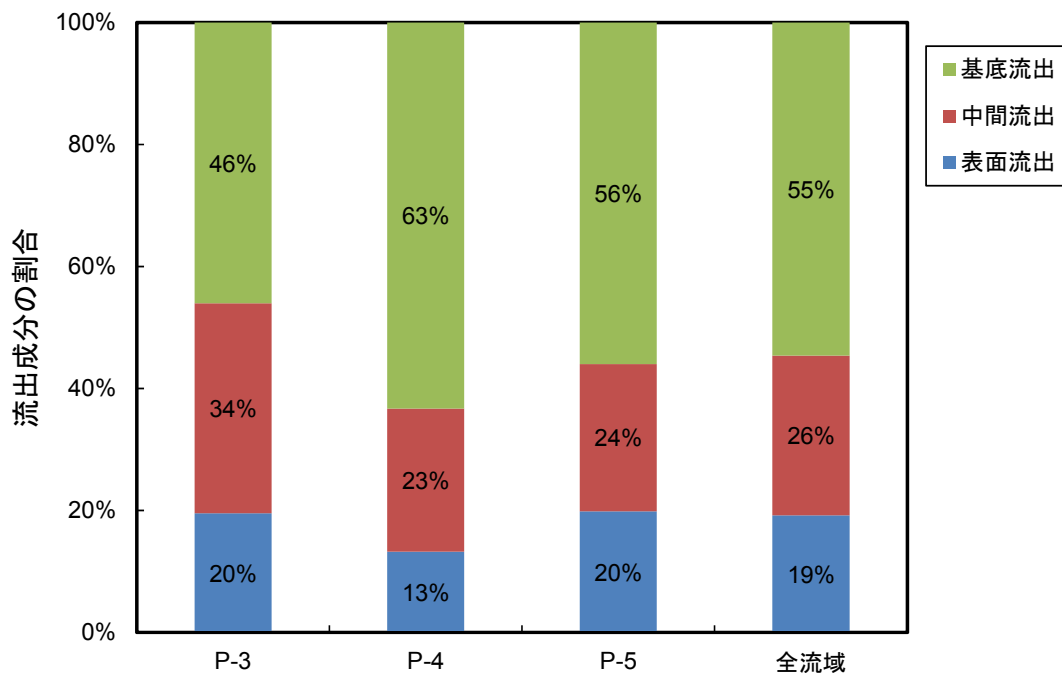


図 5.23 流出成分の割合

表 5.8～表 5.10 に示した水収支において、地下水涵養量に相当する地下水流去量は以上の理由から蒸発散量の過小評価分に相当する水量を過大に表してしまっていることに注意が必要であるが、その量は P-3 流域で最も多く、次いで P-5 流域、P-4 流域と続く。ちなみに、蒸発散係数を 0.65 に仮定した場合の 5 年間平均の地下水流去量は、P-3 流域：407mm、P-4 流域：40mm、P-5 流域：200mm となる。

各流域の流出成分の割合を図 5.23 に示す。降雨イベント直後には流出成分の多くを表面流出が占めるとの結果が得られているが、解析期間中を平均すると図に示すように、いずれの流域も基底流出の割合が最も多い。個々の流域に関して、P-3 流域では他の流域に比べて中間流出の割合が多いのが特徴である。P-4 流域では基底流出の割合が他の流域に比べて最も多く、流出域の特徴と考えられる。P-5 流域の流出成分は、全流域平均の割合とほぼ同じである。

表 5.11, 図 5.24 は、降水量について各流域および流域内区分の 5 年間の年平均値を整理して、その空間分布を示すものである。北進気象観測所の降雪水量に対する各流域内区分の比率は表 5.6 に示した割増係数 C_{si} に他ならないが、割増係数の最も大きい「森林：標高帯 180m～」で気象観測所の 1.32 倍となる。各流域の降雪水量は北進気象観測所の値に対して、P-3 流域：6%増、P-4 流域：2%増、P-5 流域：15%増で、全流域では 12%増となる。降雨量は流域全体で同じとしているので、平均的な年間の降水量は北進気象観測所の 1,489mm に対して、P-3 流域：3%増、P-4 流域：1%増、P-5 流域：7%増で、全流域では 5%増とその分布割合は半減している。

表 5.11 降水量空間分布の同定結果
(2004年12月～2009年11月の年平均)

流域および区分		降水量 (mm/yr)		
		降雨量	降雪水量	合計
流域内区分	I 森林: 標高帯～80 _m	794	763	1,557
	II 森林: 標高帯80 _m ～130 _m	794	765	1,559
	III 森林: 標高帯130 _m ～180 _m	794	855	1,649
	IV 森林: 標高帯180 _m ～	794	915	1,709
	V 草地・裸地: 標高帯～80 _m	794	694	1,488
	VI 草地・裸地: 標高帯80 _m ～130 _m	794	695	1,489
	VII 草地・裸地: 標高帯130 _m ～180 _m	794	778	1,572
	VIII 草地・裸地: 標高帯180 _m ～	794	832	1,626
P-3流域		794	740	1,534
P-4流域		794	707	1,501
P-5流域		794	798	1,592
全流域		794	777	1,571
北進気象観測所		794	695	1,489

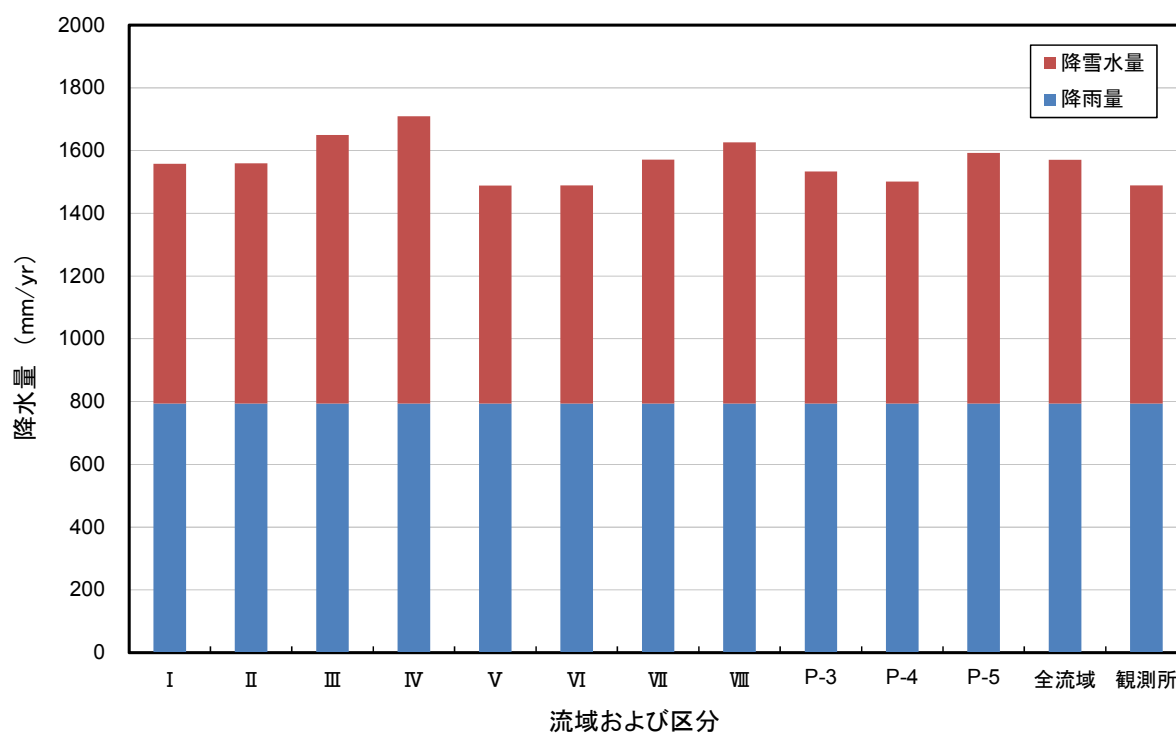


図 5.24 各流域および流域内区分の降水量
(2004年12月～2009年11月の年平均)

6. 地下水涵養量

6.1 水収支法による算出結果

2004年12月1日～2009年11月30日における調査流域の降水量，蒸発散量，河川流出高を集計し，年間の地下水涵養量を水収支法により算出した結果を表6.1に示す。また，P-3，P-4，P-5の各流域および全流域の水文諸量と地下水涵養量の年変化を，図6.1，図6.2，図6.3，図6.4にそれぞれ示す。尚，全流域の集計結果はP-3，P-4，P-5各流域の面積比に対する加重平均による。

水収支法で1年単位の計算をする場合には，水分貯留量の変化を無視するために水分貯留の繰越が最も少ない季節を収支計算の区切りとする必要があるが，日本では11月頃がよいと言われている²¹⁾。観測結果からは，11月にも比較的まとまった降雨イベントがありこれに伴う地下水位の変動も認められることから，本研究では12月を水収支の計算をする水文年の区切りとした。

表6.1 水収支法による地下水涵養量の算出結果

算出期間		2004/12～2005/11	2005/12～2006/11	2006/12～2007/11	2007/12～2008/11	2008/12～2009/11	2004/12～2009/11 (5年平均)
P-3 (7,647km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,654mm	1,945mm	1,461mm	972mm	1,655mm	1,537mm
	蒸発散量	436mm (26.4%)	437mm (22.5%)	340mm (23.3%)	539mm (55.4%)	476mm (28.8%)	446mm (29.0%)
	河川流出高	901mm (54.4%)	966mm (49.6%)	695mm (47.6%)	491mm (50.5%)	786mm (47.5%)	768mm (49.9%)
	地下水涵養量	317mm (19.2%)	543mm (27.9%)	426mm (29.1%)	-57mm (-5.9%)	393mm (23.8%)	324mm (21.1%)
P-4 (2,315km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,619mm	1,898mm	1,432mm	952mm	1,624mm	1,505mm
	蒸発散量	418mm (25.8%)	380mm (20.0%)	373mm (26.1%)	395mm (41.5%)	370mm (22.8%)	387mm (25.7%)
	河川流出高	917mm (56.7%)	1,504mm (79.2%)	1,136mm (79.3%)	770mm (80.9%)	1,123mm (69.1%)	1,090mm (72.4%)
	地下水涵養量	284mm (17.5%)	14mm (0.8%)	-77mm (-5.4%)	-213mm (-22.3%)	131mm (8.1%)	28mm (1.8%)
P-5 (20,798km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,713mm	2,035mm	1,513mm	999mm	1,722mm	1,597mm
	蒸発散量	444mm (25.9%)	460mm (22.6%)	326mm (21.6%)	598mm (59.9%)	520mm (30.2%)	470mm (29.4%)
	河川流出高	1,041mm (60.8%)	1,551mm (76.2%)	831mm (54.9%)	651mm (65.1%)	1,200mm (69.7%)	1,055mm (66.1%)
	地下水涵養量	229mm (13.3%)	24mm (1.2%)	356mm (23.5%)	-250mm (-25.0%)	2mm (0.1%)	72mm (4.5%)
全流域 (30,760km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,691mm	2,002mm	1,494mm	989mm	1,698mm	1,575mm
	蒸発散量	440mm (26.0%)	448mm (22.4%)	333mm (22.3%)	568mm (57.5%)	498mm (29.3%)	458mm (29.0%)
	河川流出高	997mm (58.9%)	1,402mm (70.0%)	820mm (54.9%)	620mm (62.7%)	1,091mm (64.3%)	986mm (62.6%)
	地下水涵養量	255mm (15.1%)	152mm (7.6%)	340mm (22.8%)	-199mm (-20.2%)	109mm (6.4%)	131mm (8.3%)

※下段()は降水量に対する割合

地下水涵養量の算出に用いる水文諸量の諸元は、以下の通りである。

降水量：

流出解析により流域内の空間分布を評価した値を使用。期間内の降雨量と融雪水量の合計値。

蒸発散量：

草地にはペンマン法を、森林地にはボーエン比熱収支法を採用して、それぞれ北進気象観測所、北進蒸発散量観測タワーの気象観測データから推定した蒸発散量を、流域内の植生（草地または森林）の面積比に対して加重平均して求めた値を使用。積雪時は草地、森林ともバルク法の値を採用。

河川流出高：

各流域河川流量観測点の河川水位に、 $H-Q$ 曲線式を適用して求めた河川流量を流域面積で除した値。河川結氷期間は、回転式流速計を用いた実測流量から内挿・外挿して求めた値から集計。

期間中の地下水涵養量は水文年による変化を認めることができるが、5年間の平均では P-3 流域 324mm/yr, P-4 流域 28mm/yr, P-5 流域 72mm/yr, 全流域 131mm/yr となり、いずれも涵養域を示す結果となった。全流域の地下水涵養量は年間降水量の 8%程度である。ただし、2007 年 12 月～2008 年 11 月は、いずれの流域も地下水涵養量はマイナスとなり流出域との評価になっている。この期間は極端な渇水年で止むを得ない面があるが、水文年単位の水収支の評価における地下水涵養量の大きな変動は、無視できない貯留量変化があったことを表している。この影響を低減するためには、できるだけ長期間にわたる水収支観測を行うことが重要で、ダム建設に際しては 10 年程度の水収支の評価が必要とされている。したがって、本研究においても今後数年程度は観測を継続して、水収支の評価と地下水涵養量の信頼性検討を進める必要がある。

全般的な特徴としては、地下水涵養量の絶対量は P-3 流域が最も多く、研究所設置地区周辺流域の主要な涵養域となっていることが分かる。一方、P-4 流域は地下水涵養量の平均値の絶対量が年間降水量の 2%以下と小さく、河川流出の割合が相対的に多いことや河川水温に認められた事実からは流出域としての傾向が強いと判断される。P-5 流域は流出域ではないものの地下水涵養量は少なく、降水量から蒸発散量を差し引いた有効降水量と河川流出量がほぼバランスした状態にある。

水収支の季節変動を見るため、表 6.2 に 2004 年 12 月 1 日～2009 年 11 月 30 日の調査流域水収支の各月平均を示し、図 6.5、図 6.6、図 6.7、図 6.8 にそれぞれ P-3、P-4、P-5 の各流域および全流域の水収支の月別変化を示した。地下水涵養量は融雪が最も進む 4 月に最大となる。引き続き 5 月の地下水涵養量は大きくマイナスとなるが、これは融雪に伴う貯留水の流出が続いているためであると理解できる。6 月は降水量よりも蒸発散量の方が多く等、6 月～8 月にかけては降水量に対する蒸発散量の割合が大きく、地下水涵養量はマイナス側にある。積雪期間中には地下水涵養量がプラスになる場合があり、底面融雪による涵養が行われていることが分かる。

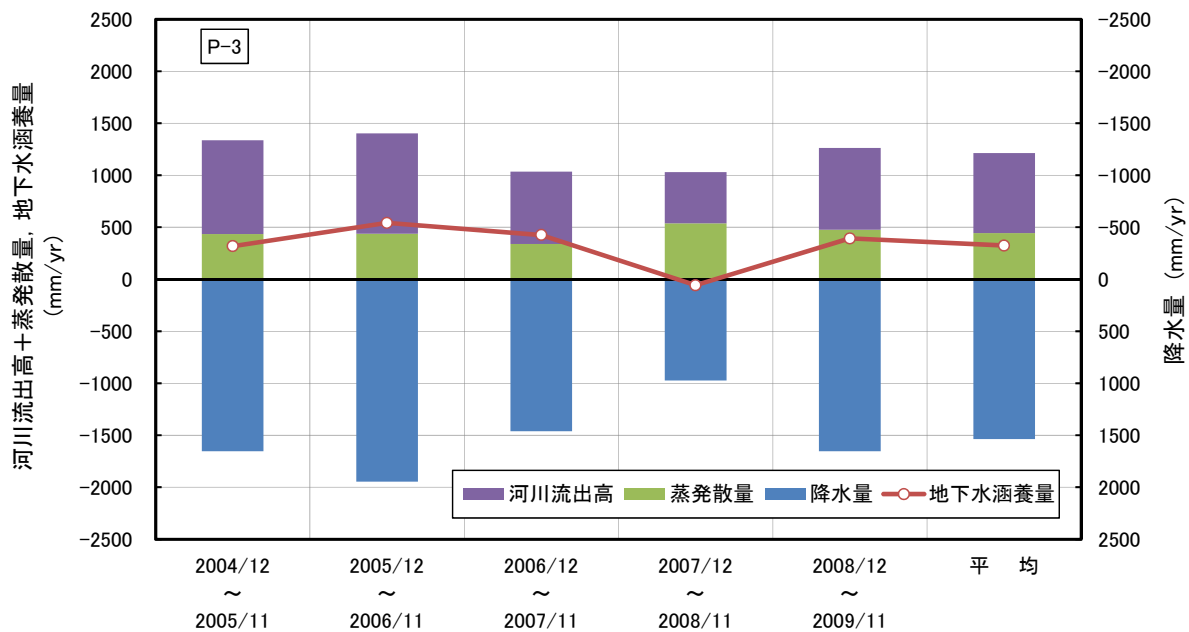


図 6.1 P-3 流域における水収支の年変化

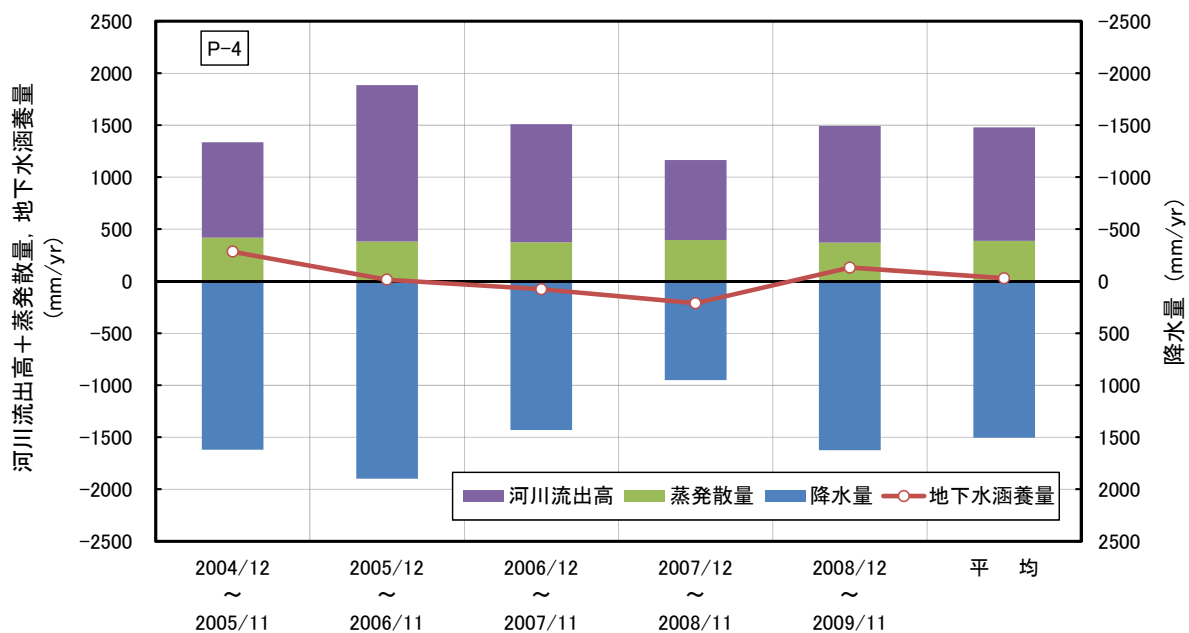


図 6.2 P-4 流域における水収支の年変化

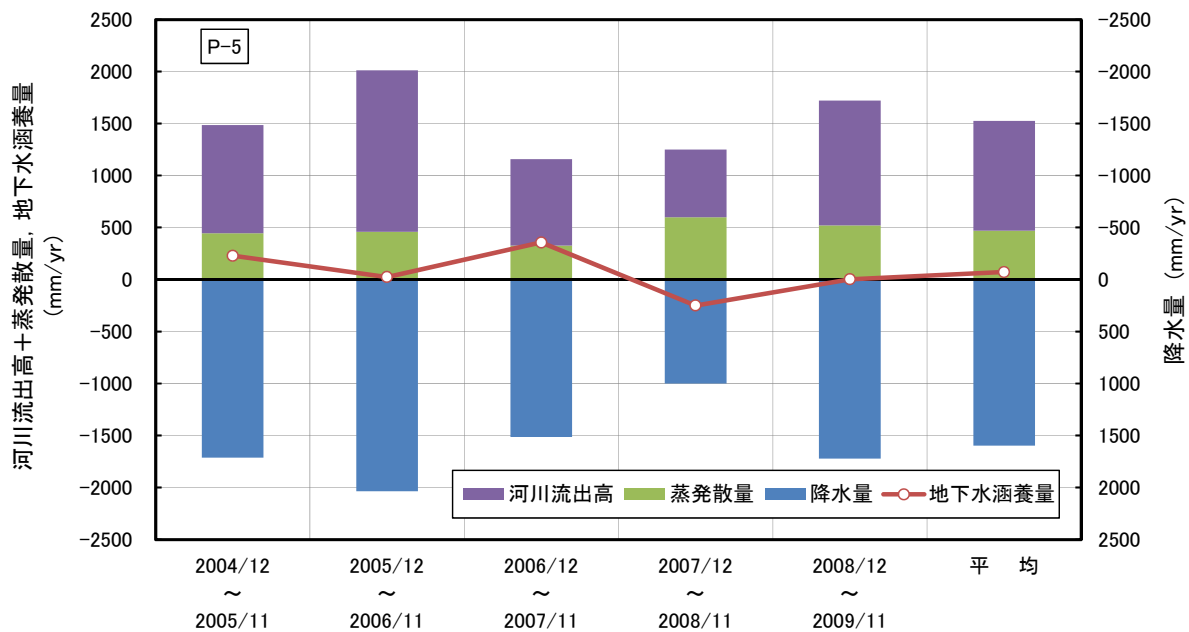


図 6.3 P-5 流域における水収支の年変化

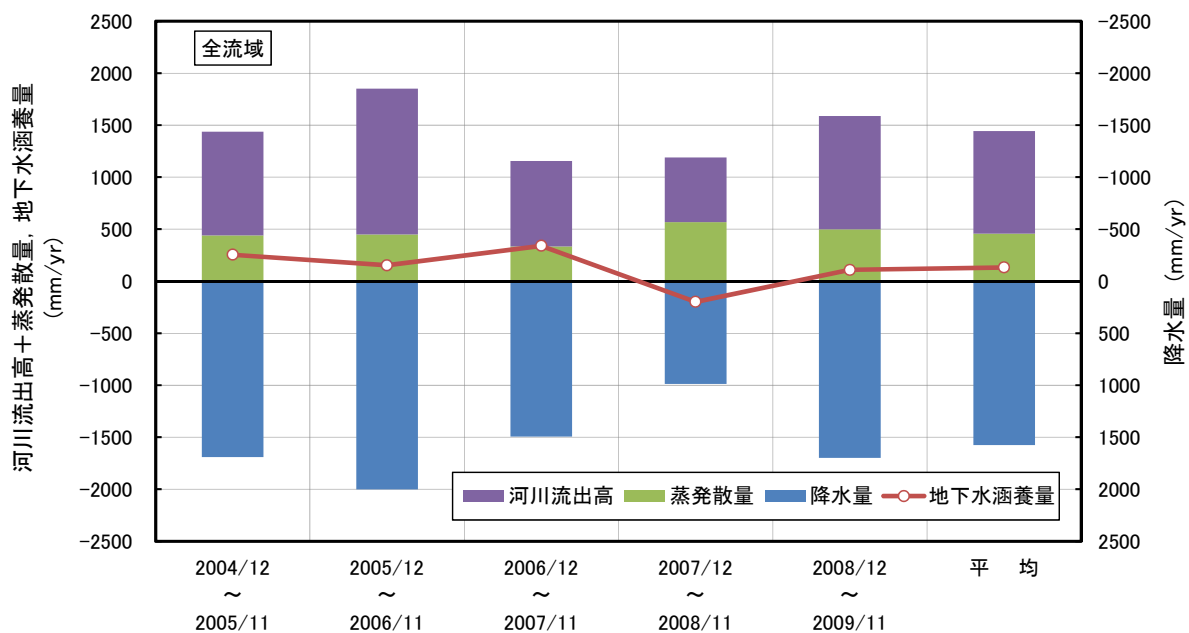


図 6.4 全流域における水収支の年変化

表 6.2 流域水収支の各月平均

項目	流域等	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
降水量 (降雨量+降雪水量)	北進気象	181.2	166.6	156.0	52.1	96.1	55.3	86.2	116.1	132.4	130.7	139.6	177.1	124.1
	北進気象	28.9	57.5	146.1	430.1	113.5	55.3	86.2	116.1	132.4	130.7	127.3	68.9	124.4
降水量 (降雨量+融雪水量)	P-3	28.3	59.6	139.5	466.7	125.2	55.3	86.2	116.1	132.4	131.1	125.8	71.2	128.1
	P-4	28.2	57.9	143.8	449.6	110.0	55.3	86.2	116.1	132.4	130.8	126.5	68.2	125.4
	P-5	25.3	58.5	115.4	508.4	171.9	55.3	86.2	116.1	132.4	131.6	121.6	73.8	133.0
	全流域	26.3	58.7	123.5	493.6	155.7	55.3	86.2	116.1	132.4	131.4	123.0	72.8	131.2
蒸発散量	草地	1.3	1.9	4.3	21.3	62.5	65.3	66.9	61.4	47.5	30.8	14.6	4.0	31.8
	森林	3.2	2.2	5.5	27.3	58.6	81.7	80.7	89.6	81.2	41.9	13.6	4.7	40.9
	P-3	2.4	2.1	5.0	24.9	60.2	74.9	75.0	78.0	67.3	37.3	14.0	4.4	37.1
	P-4	1.4	1.9	4.3	21.6	62.3	66.1	67.6	62.9	49.2	31.3	14.6	4.1	32.3
	P-5	2.9	2.1	5.3	26.2	59.3	78.6	78.1	84.3	74.8	39.8	13.8	4.6	39.1
全流域	2.6	2.1	5.2	25.5	59.8	76.7	76.5	81.1	71.0	38.5	13.9	4.5	38.1	
河川流出高	P-3	18.0	16.2	132.9	235.4	80.7	20.3	27.8	29.0	43.2	51.8	61.0	51.2	64.0
	P-4	32.6	21.5	90.3	313.8	139.6	45.8	49.1	46.6	54.8	86.3	107.4	102.3	90.8
	P-5	23.1	19.0	100.1	343.1	172.7	33.5	43.5	48.5	50.5	64.6	84.2	72.0	87.9
	全流域	22.6	18.5	107.5	314.1	147.3	31.2	40.0	43.5	49.0	63.0	80.2	69.1	82.2
地下水涵養量	P-3	7.9	41.4	1.5	206.4	-15.7	-39.9	-16.6	9.1	21.9	41.9	50.7	15.6	27.0
	P-4	-5.7	34.5	49.2	114.1	-91.8	-56.6	-30.5	6.6	28.4	13.2	4.6	-38.2	2.3
	P-5	-0.7	37.3	10.0	139.1	-60.0	-56.8	-35.3	-16.7	7.1	27.2	23.6	-2.8	6.0
	全流域	1.0	38.1	10.8	154.0	-51.4	-52.6	-30.3	-8.5	12.4	29.8	28.9	-0.9	11.0

(集計期間:2004年12月1日~2009年11月30日, 単位:mm/month)

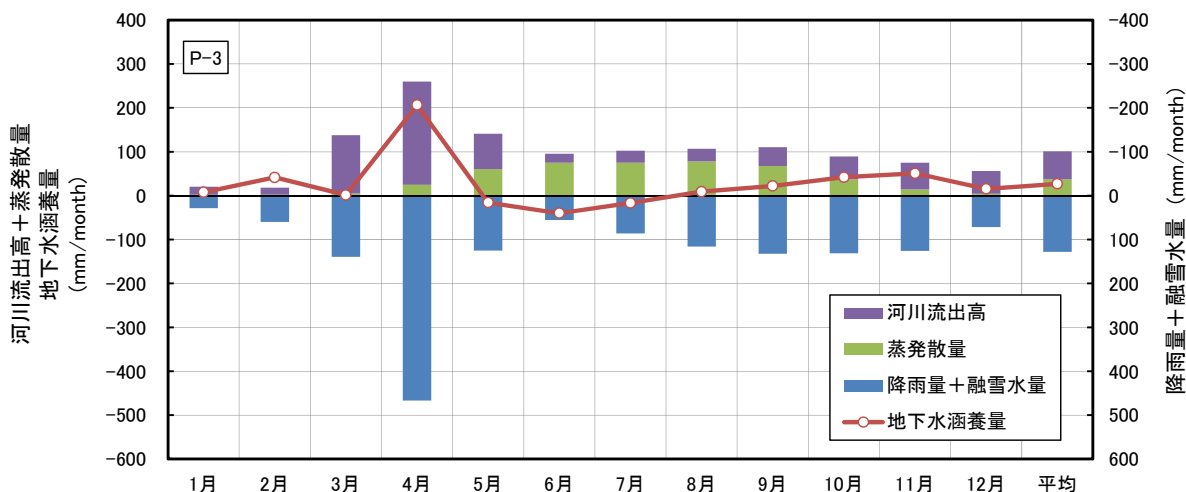


図 6.5 P-3 流域における水収支の月別変化

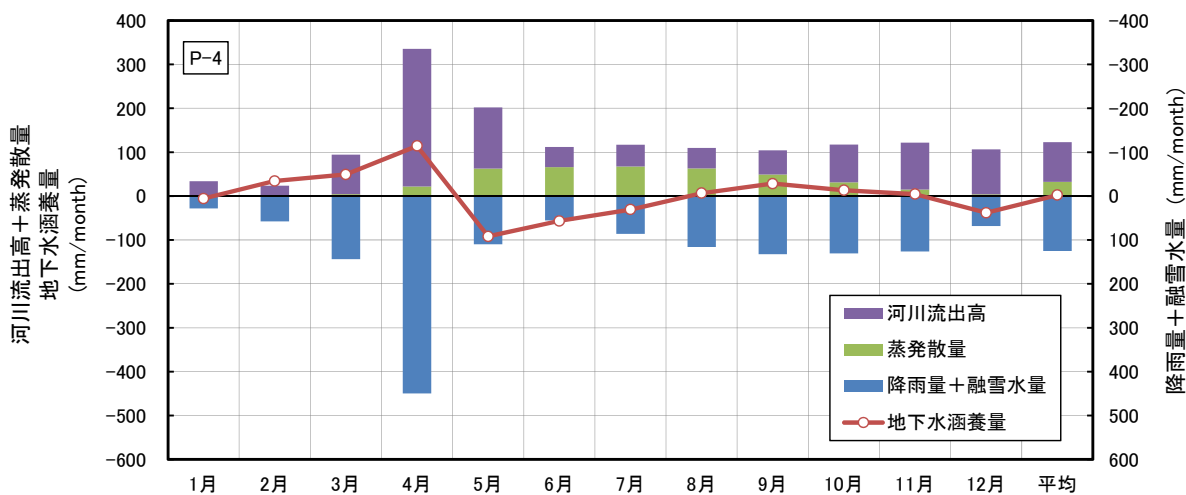


図 6.6 P-4 流域における水収支の月別変化

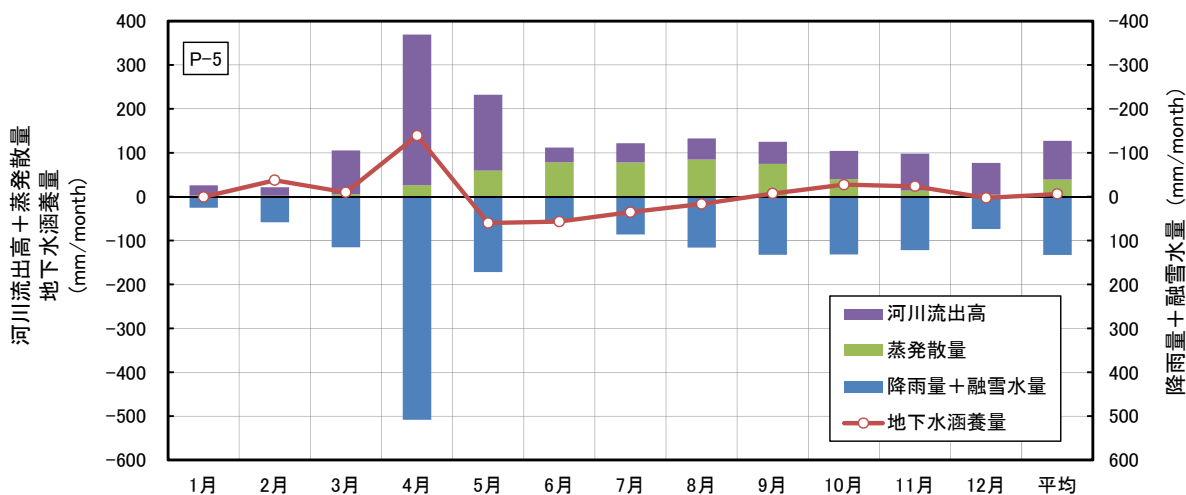


図 6.7 P-5 流域における水収支の月別変化

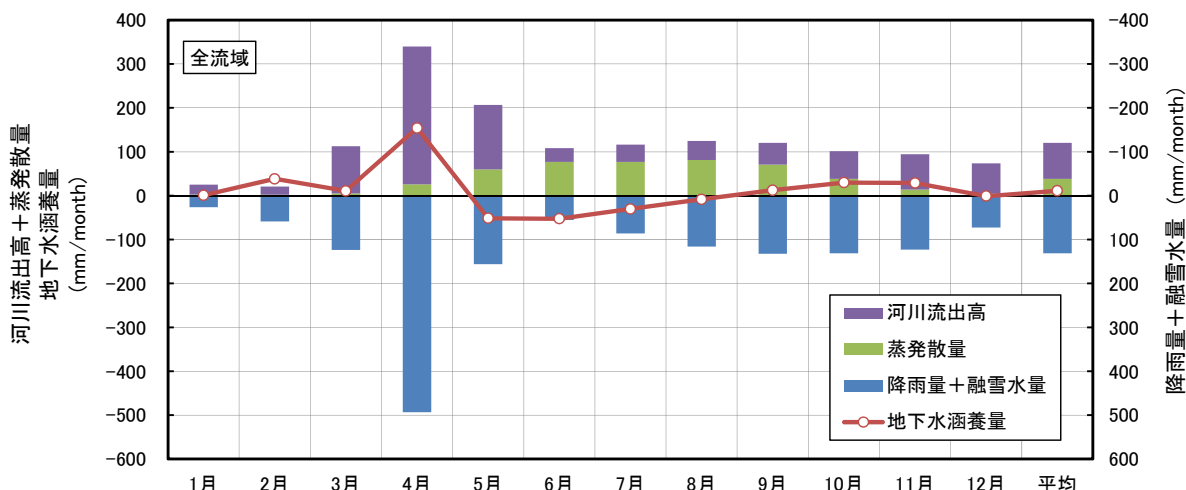


図 6.8 全流域における水収支の月別変化

6.2 地下水涵養量に対する影響要因

地下水涵養量の算出結果は、流域により涵養・流出の程度が異なることが示された。地下水涵養量への影響因子として、地形、地質、植生といった水文環境を挙げることができるが、この他に山地・丘陵地では基盤岩の割れ目の影響が無視できない²²⁾といわれている。

表 6.1 に示した水収支の 5 年平均から、降水量と蒸発散量は P-5 流域 > P-3 流域 > P-4 流域の順となる。降水量の差は積雪の空間分布を評価した結果であり標高が高いほど、蒸発散量は森林の占める割合が多いほど、それぞれの値は大きくなる。このように、地形と植生の影響はそれぞれ降水量と蒸発散量に対してより直接的に反映される。

降水量から蒸発散量を差し引いた有効降水量は P-5 流域 (1,127mm/yr) > P-4 流域 (1,118mm/yr) > P-3 流域 (1,091mm/yr) である。ここで、P-3 流域と P-5 流域の有効降水量の差は 36mm/yr となるのに対して、両者の地下水涵養量の差は 252mm/yr と大きい。P-3 流域と P-5 流域では植生の違いはないが、地形的には表 3.4 に示したように後者で 18° 以上のより高傾斜の地形が占める割合が多い。高傾斜の地形は雨水貯留容量が小さく河川流出が多くなる要因となり、結果として地下水涵養量が少なくなる要因になりうる。植生が地下水涵養量におよぼす影響については、本検討結果にその影響を示す傾向を認めることができない。

地質や基盤岩の割れ目に関しては、図 3.2 の地質図に示したように本調査流域全体、各小流域内にさまざまな地質が分布しており、断層や褶曲等の地質構造も発達している。いくつかの地層の透水性に関する情報として、大島ら²³⁾による調査結果からは、下位の地層ほど小さくなる傾向が認められ、最上位の更別層の透水係数で $1.0 \times 10^{-6} \text{m/s}$ 前後、その下位の勇知層で 1 桁小さくなり $1.0 \times 10^{-7} \text{m/s}$ 前後、その下位の声問層上部層では更別層より 2 桁小さい $5.0 \times 10^{-9} \text{m/s}$ 前後となっている。P-5 流域東側上流部に分布する増幌層、宗谷夾炭層はより下位の地層で透水性は低いと考えられる。

図 6.9 は本調査流域内に配置されている深層ボーリング調査から得られた主要な地層の透水係数の深度分布を示している²⁴⁾。図から、すべての地層で透水係数の深度依存性が認められる

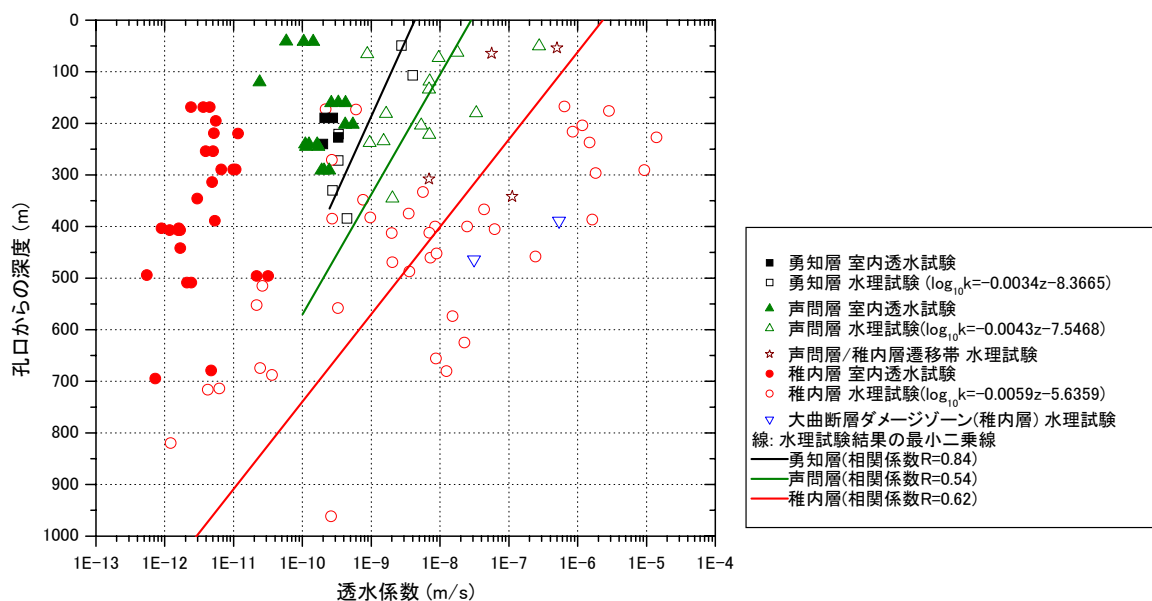


図 6.9 深層ボーリングの調査から得られた透水係数の深度分布²⁴⁾

が、表層に近い深度では稚内層上部の透水係数が 10^{-6}m/s オーダーと最も透水性が高い。稚内層は褶曲構造に関連した割れ目形態の違いを示し、背斜軸では非せん断割れ目が卓越して透水性の高い割れ目ネットワークを形成している可能性が考えられている²⁵⁾。

透水係数が 2 桁以上小さい地層中の地下水流動は相対的に極めて小さく、難透水性に扱うことも可能であることから、本調査流域では更別層と背斜構造を伴う上部稚内層が主要な透水層になっていると評価される。

本調査流域において更別層は P-3 流域西側上流部にのみ分布しており、流域の境界部に向斜軸が走っている。したがって、ここを涵養源としながらも一部は地層内で流域西側に流動する経路が考えられる。また、背斜構造の稚内層は図 3.2 に示すように大曲断層に並行して分布しており、比抵抗探索からはそれらに沿って天水の浸透を示す高比抵抗ゾーン、すなわち高透水性ゾーンの存在が認められている²⁶⁾。この上部稚内層は P-3 流域南側上流部と P-3 流域と P-4 流域北側の一部に分布しているが、地形的な動水勾配を考慮すると、P-3 流域南側の高標高部を涵養源として降水の一部が割れ目帯を通り、地形的分水嶺を超えて P-4 流域に流出している経路が考えられる。

このように、地層や割れ目帯の透水性との関連からは、いずれも P-3 流域の西側上流部と南側の高標高部が本調査流域の主要な涵養源として考えられたが、P-3 流域の地下水涵養量が多いとする水収支法の推定結果と調和的な結論を与えている。したがって、本調査流域の地下水涵養量に対して地形や植生の影響は限定的で、地層や割れ目帯の透水性が支配的な要因として影響を与えていると評価できる。

7. まとめ

本報告では、幌延深地層研究計画で実施している表層水理調査の概要を述べ、2004年12月～2009年11月の調査・観測対象流域の地下水涵養量を水収支法により検討した結果を示した。

以下に、本研究で得られた主な知見をまとめる。

(1) 水文環境

- ・調査流域内の地形的特徴と地質の分布は調和的で、声問層や稚内層の分布範囲の地形は起伏が緩やかで谷密度が低い。新第三紀中新世の増幌層以前の地質が分布する地形は、起伏が大きく谷密度が密になっている。
- ・地形解析の結果、調和的な分布を示す高標高の地域と傾斜角の急な地域で、日射量も高くなる傾向を示した。
- ・流域全体の約70%に樹林が分布しており、P-5流域においてその割合が特に多い。草地の多くは牧草地で、標高100m以下に分布して声問層の分布状況と概ね一致している。

(2) 水収支観測結果

- ・積雪期間中の転倒ます型雨量計と水式雨雪量計の観測値を積雪重量計の観測値と比較したところ、いずれの雨量計も雪の捕捉率は50%以下で、積雪期間中の降水量の観測手段として、その適用性は低いことが分かった。このため、根雪開始から終了までの積雪期間の降水量は積雪重量から換算した降水量を、それ以外の非積雪期間は雨量計による降水量を採用することとした。また、降水量算出における積雪水量の日差分値は、10時を起点とする日差分値を採用するのが適当であった。
- ・北進気象観測所で観測された降水量の5ヶ年の平均は、非積雪期（4月～11月）で808mm、積雪期（12月～3月）で680mm、年間では約1500mmであった。これより、年間降水量の40%～50%は降雪が占めていることが分かった。
- ・蒸発散量の推定手法として、草地にはペンマン法が森林地にはボーエン比熱収支法の適用性がそれぞれ高く、積雪期にはいずれもバルク法を採用するのが適当であると評価された。
- ・融雪期の河川流出高はP-5地点で最も高く、渇水期などそれ以外の期間ではP-4地点の流出高が最も高いことが示された。
- ・P-4地点の河川水温は他の地点と比較して、積雪期に高く、非積雪期には低い水温を示していた。
- ・河川流出の特徴から、流域毎の基底流出量の違いを主因として、有効降水量が流域で異なることが考えられた。また、相対的に河川流出高の少ないP-3流域は涵養域的な特徴を、P-4流域は他の流域に比べてより多いか、もしくはより深い層からの地下水の供給があることを示しており流出域的な特徴を有していた。

(3) 水文諸量の空間分布推定

- ・流域内の気象特性の整理から、積雪には標高との相関がある一方、夏期の降水量については

流域内でほぼ一様とみなせることが分かった。そこで、流域内を小領域に分割して降雪・積雪・融雪のプロセスを考慮した水循環モデルを作成し、1列4段のタンクモデルを採用した長期流出解析により水文要素の空間分布推定を行った。

- ・流出解析の結果は、実蒸発散量を過小評価していたが、各流域の流出高を良好に表現していた。
- ・降水量分布に関して、「森林：標高帯 180m～」の流域内区分では気象観測所の 1.32 倍の降雪量になると評価された。各流域の降雪水量は北進気象観測所の値に対して、P-3 流域：6%増，P-4 流域：2%増，P-5 流域：15%増で、全流域では 12%増となった。一方で降雨量は流域全体で同じとしているので、平均的な年間の降水量は北進気象観測所の 1,489mm に対して、P-3 流域：3%増，P-4 流域：1%増，P-5 流域：7%増で、全流域では 5%増と評価された。

(4) 地下水涵養量

- ・水収支法により各流域の地下水涵養量を算出した。集計期間中の地下水涵養量は平均で、P-3 流域 324mm/yr，P-4 流域 28mm/yr，P-5 流域 72mm/yr，全流域 131mm/yr と推定された。全流域の地下水涵養量は年間降水量の約 8%であった。
- ・2007 年 12 月～2008 年 11 月は極端な渇水年で、いずれの流域も地下水涵養量はマイナスとなり流出域との評価になった。水文年単位の水収支の評価におけるこのような地下水涵養量の変動は、無視できない貯留量変化があることを表していると考えられた。この影響を低減するためにはできるだけ長期間にわたる水収支観測を行うことが必要で、10 年程度が目安になる。
- ・水収支の季節変動を見たところ、地下水涵養量は融雪が最も進む 4 月に最大となっていた。また、積雪期間中の地下水涵養量がプラスになる場合があり、底面融雪による涵養が行われていることが分かった。
- ・各流域の水収支の比較から、調査流域の地下水涵養量は地形や地被条件である植生より、地質や割れ目帯の透水性の影響を強く反映していることが分かった。主要な涵養源は更別層が分布する P-3 流域西側上流部と大曲断層近傍の稚内層上の P-3 流域南側高標高部で、後者においては降水の一部が割れ目帯を通り、地形的分水嶺を超えて P-4 流域に流出していることが考えられた。

参考文献

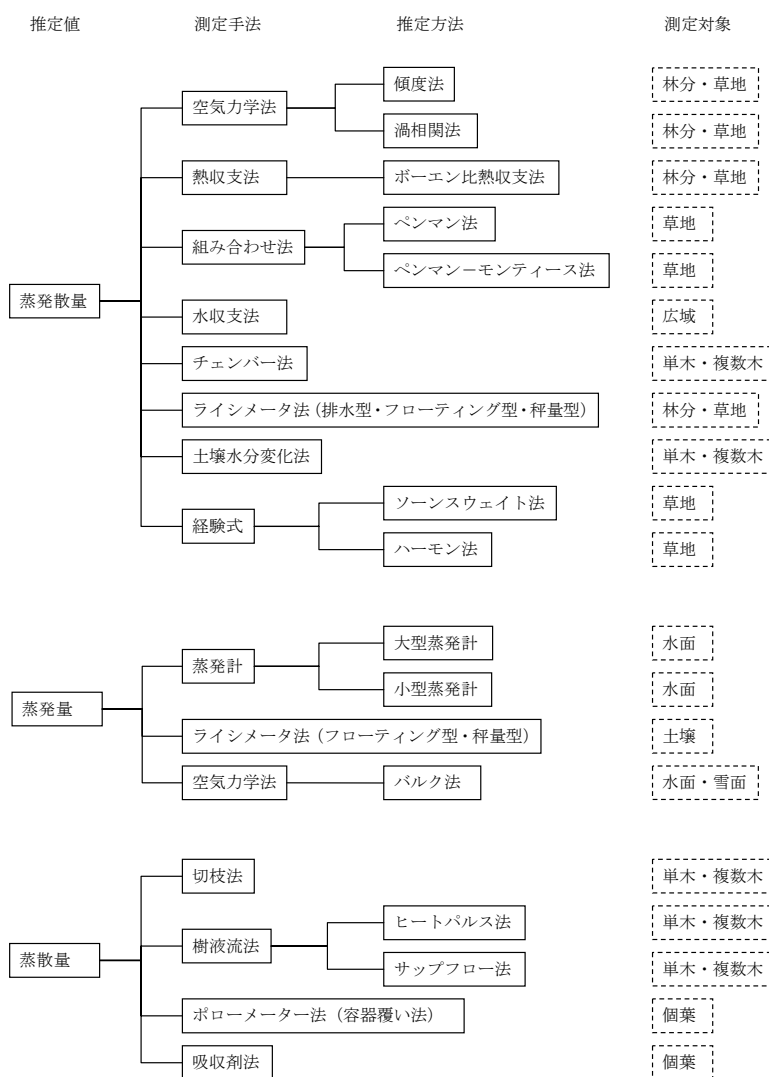
- 1) 瀬尾昭治, 竹内竜史, 操上広志, 原稔: “幌延深地層研究計画における水収支法による地下水涵養量の推定—2003年8月～2004年7月—”, 核燃料サイクル開発機構技術資料, JNC TN5400 2005-005 (2005).
- 2) 戸村豪治, 操上広志, 柴野一則, 國丸貴紀, 原稔: “幌延深地層研究における表層水理調査の現状”, JAEA-Research 2007-063 (2007).
- 3) 今村遼平, 若松尚則, 小田川信哉: “深地層研究所(仮称)計画における表層水理観測計画の策定”, JNC TJ1410 2001-001 (2001).
- 4) 山本陽一, 前川恵輔: “1986年～2009年幌延気象観測統計”, JAEA-Data/Code 2010-014 (2010).
- 5) 木村忠志: “Metal Waferによる積雪相当水量の観測”, 国立防災科学技術センター研究報告, No.31, pp.203-217 (1983).
- 6) 建設省水文研究会: “水文観測”, 社団法人全日本建設技術協会 (1996).
- 7) 横山宏太郎, 大野宏之, 小南靖弘, 井上 聡, 川方俊和: “冬期における降水量計の捕捉特性”, 日本雪氷学会誌 雪氷, 65 卷 3 号, pp.303-316 (2003).
- 8) N. Ishikawa and Y. Kodama: “Transfer coefficients of sensible heat on a snowmelt surface”, *Meteorol. Atmos. phy.*, 53, pp.233-240 (1994).
- 9) 近藤純正: “水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—”, 朝倉書店, p.137 (1994).
- 10) H. L. Penman: “Natural evaporation from open water, bare soil and grass”, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and physical Sciences*, Vol.193, No.1032, pp.120-145 (1948).
- 11) 中尾欣四郎: “湖沼水位の安定性についての研究”, 北海道大学地球物理学研究報告, 25, pp.25-87 (1971).
- 12) 山崎道夫, 廣岡俊彦: “気象と環境の科学”, 養賢堂, (1993).
- 13) A. Baumgartner: “Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands”, *Int. Symp. Forest hydrology*, See Sopper and Lull, pp.381-389 (1967).
- 14) 小島賢治: “札幌の冬期間に観測された積雪表面からの蒸発量”, 低温科学, 物理篇, 43, pp.41-49 (1985).
- 15) 気象庁: “メッシュ気候値 2000”, CD-ROM, 気象業務支援センター, (2002).
- 16) 石井吉之, 小林 大二, 野村 睦: “母子里における夏期降水量の空間分布”, 低温科学, 物理篇, 資料集, 51, pp.49-58 (1993).
- 17) 野村睦, 佐藤冬樹, 芦谷大太郎, 榎本浩志: “気温と降雪深による山地の積雪深と積雪水量の推定”, 北海道大学農学部演習林研究報告, 56(2), pp.11-19 (1999).
- 18) 山本陽一, 横田秀晴, 前川恵輔: “北海道幌延地域における積雪調査”, 日本地下水学会 2009 年秋季講演会講演要旨, pp.276-279 (2009).
- 19) 菅原正巳: “流出解析法”, 共立出版, p.101 (1970).
- 20) 小林大二: “融雪流出の遅れ I”, 低温科学, 物理篇, 40, pp.61-66 (1982).
- 21) 新井正: “地域分析のための熱・水収支水文学”, 古今書院, p.61 (2004).

- 22) 小野寺真一，辻村真貴：“山地の地下水涵養”，雨水浸透・地下水涵養，日本地下水学会編，理工図書，p.129 (2001).
- 23) 大島洋志，西田道人，前川統一郎，平山利晶，藤原幹之，嵐正治：“幌延町開進地区における地下水流動解析研究”，核燃料サイクル開発機構，JNC TJ1400 99-045 (1995).
- 24) 操上広志，竹内竜史，藪内聡，瀬尾昭治，戸村豪治，柴野一則，原稔，國丸貴紀：“幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究”，土木学会論文集 C, Vol.64, No.3, pp.680-695 (2008).
- 25) 野原壯，常盤哲也，山田治：“褶曲に関連した珪質堆積岩の密度と透水性の特徴—幌延地域大曲断層の検討事例—”，2010年日本地震学会秋季大会講演予稿集，p.224 (2010).
- 26) 石井英一，安江健一，田中竹延，津久井朗太，松尾公一，杉山和稔，松尾重明：“北海道北部，幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性”，地質学雑誌，Vol.112, No.5, pp.301-304 (2006).

蒸発散量推定手法

蒸発散量とは、地表または水面・雪面からの水分の気化（蒸発）と植物を通して行われる気化（蒸散）を合わせた水分の移動量である。現在、蒸発散の観測方法は確立されているとはいえず、付図.1に示すようにいくつかの推定手法が提示されている。

蒸発散量の測定法は、①経験的手法（ゾーンズウェイト法・ハーモン法などのように気温を用いて経験的に求める手法）、②空気力学的手法（傾度法のように空気力学で考える手法）、③熱収支的手法（ボーエン比熱収支法のようにエネルギー収支で考える手法）、④組み合わせ法（ペンマン法などのようにエネルギー収支と空気力学の手法を組み合わせた方法）、⑤水量法（水分の減少量を直接測定する蒸発計・ライシメータ法など）、⑥水収支法（流域内の水の流出入を測定することによって求める方法）に大別することができる。それぞれの手法によって前提となる仮定条件が異なるため、地域特性や目的に応じて適切な算出手法を選定する必要がある。



付図.1 蒸発散量・蒸発量・蒸散量推定手法の系統図

1. 経験的手法

(a) ソーンズウェイト法

水面あるいは土壌面からの蒸発と植物の蒸散作用の合計として蒸発散という概念を取り入れ、植物の生育も化学反応であると考えて、アメリカ合衆国の実測値に合うように経験的に定められた月毎の可能蒸発散量を気温から算出する方法である¹⁾。

実蒸発散量を推定するには、地被状態と季節による経験的な係数を乗ずる必要があり、本研究では蒸発散係数に 0.65 を採用した。可能蒸発散の適用できる必要条件是、「水不足がないように給水された植物で完全に覆われた地表面」とされている。対象とする植生は一般には丈の低い緑草をさすものと考えられている。また、夏期にはやや過大、冬期にはやや過小の値を与えるといわれている。

この方法では日照時間が 12 時間の日が 30 日間ある月を標準としていることから、緯度に応じた昼の長さを補正する必要がある。本研究では、幌延町北進地区を北緯 45°、東経 142° として日の出時刻と日の入り時刻を算出し、これらの時刻差から可照時間を求めた。また、気温に対して 0°C~26°C を適用範囲としているので、0°C 以下は蒸発散量なしとした。

$$E_p = 16D_0 \left(\frac{10t_j}{J} \right)^a \quad (1)$$

$$a = (492390 + 17920J - 77.1J^2 + 0.675J^3) 10^{-6} \quad (2)$$

$$J = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{t_j}{5} \right)^{1.514} \quad (3)$$

E_p : 可能蒸発散量 (mm/month)

D_0 : 可照時間 (12 時間を 1 単位とする)

J : 熱示数

t_j : j 月の月平均気温 (°C)

(b) ハーモン法

ハーモン法もソーンズウェイト法と同様に気温のみを用い、緯度に応じて提案された月別可照時間と日平均気温ごとに示された飽和絶対湿度の値から経験的に定められた可能蒸発散量を求める方法である¹⁾。実蒸発散量を推定するには、ソーンズウェイト法と同様に地状態と季節による経験的な係数を乗ずる必要があり、本研究では蒸発散係数に 0.65 を採用した。

ソーンズウェイト法もハーモン法も時間変化や種々の土地利用下での詳細な蒸発散量の算定はできないが、気温のみで推定可能なため、データの不十分な広い地域からの長期的な推定に用いられる。実際の適用にあたっては他の方法と併用するのが良い。

$$E_p = 0.14D_0^2 P_t \quad (4)$$

E_p : 可能蒸発散量 (mm/d)

D_0 : 可照時間 (12 時間を 1 単位とする)

P_t : 日平均気温に対する飽和絶対湿度 (g/m^3)

飽和絶対湿度 P_t (g/m^3) は次式で与えられる。

$$P_t = 216.7(e/T) \quad (5)$$

e : 水蒸気圧 (hPa)

T : 気温 (絶対温度) (K) T (K) = 273.15 + t ($^{\circ}\text{C}$)

飽和水蒸気圧 e_{sat} (hPa) は気温 t ($^{\circ}\text{C}$) から次式で与えることができる。

$$e_{\text{sat}} = 6.1078 \times 10^{7.5t/(237.3+t)} \quad (6)$$

この方法ではソーンズウェイト法と同様に、日照時間が 12 時間の日が 30 日間ある月を標準としていることから、緯度に応じた昼の長さを補正する必要がある。本研究では幌延町北進地区を北緯 45° 、東経 142° として日の出時刻と日の入り時刻を算出し、これらの時刻差から可照時間を求めた。

2. 空気力学法

地表付近の空気層は一般に乱流状態であり、ここで生じている拡散は乱流拡散である。この乱流によって運動量、顕熱、水蒸気(蒸発)、その他の気体成分や微粒子が鉛直方向に運ばれる。

これら物理量の各瞬間における輸送の方向は上向きであったり下向きであったりするが、地表付近の気層の気温、比湿に鉛直分布がある場では、時間的に平均すると0となる鉛直方向の風速変動が顕熱と潜熱(水蒸気)の輸送をもたらす。これはまた、一地点の鉛直方向の風速と気温、比湿の変動から、顕熱、潜熱フラックスが求められることを示している。

このように風速・気温・水蒸気量の垂直分布を測定し、接地層内の垂直分布より係数やフラックスを決定する方法を、一般に空気力学法という。

(a) 渦相関法

空気力学法において乱流拡散の原理に基づき、個々の乱れの渦を追従性の早い測器ではかつて輸送量を求める方法を渦相関法という。風速の変動成分、気温の変動成分、比湿の変動成分をとらえることによって直接的に水蒸気フラックスを計算するため他の蒸発散量の推定手法より精度が高いと考えられている。ただし、渦相関法を適用する場合には、水平方向に一樣な厚さをもつ平らな面を仮定するため、比較的広い面積をもった平林地での実績が多い。

また、水蒸気の変動量を測定する赤外線式湿度計は、頻繁なメンテナンスが必要となる他、観測データ量が膨大になり、大容量の記録装置の設置や頻繁なデータ回収など、他の観測手法と比較するとデータの管理工程で労力がかかる²⁾。

$$E = \rho \overline{W'q'} \quad (7)$$

$$H = \rho C_p \overline{W'\theta'} \quad (8)$$

- E : 蒸発散量 (g/cm²/s)
- H : 顕熱伝達量 (cal/cm²/s)
- ρ : 空気密度 (g/cm³)
- W' : 風速の鉛直成分偏差 (cm/s)
- q' : 比湿の偏差 (%%)
- C_p : 空気の定圧比熱 (cal/g/°C)
- θ' : 温度の偏差 (%)

(b) 傾度法（プロファイル法）

空気力学法において顕熱、潜熱フラックスをもたらす気温、比湿の鉛直分布は、風速の鉛直分布とともに形成される。近年では、渦相関法のように個々の乱れの渦を追従性の早い測器ではかって輸送量を求める方法もあるが、乱流を平均流と関連づけて風速鉛直分布から推定するのが古典的かつ基本的な方法である³⁾。水平で一様な植被面上の風速分布は、対数法則と呼ばれる関数で良く近似されるので、平均値の鉛直分布の観測から輸送量が求められる。

傾度法では前提条件として、観測地点において風速の鉛直分布が対数法則で分布していることを確認する必要がある。また、複数高度での気温、比湿、風速の差から顕熱伝達量、潜熱伝達量を求めるため精度の高い気温計が必要で、実際に2高度の風速差が小さい状態では適用が難しい。さらに、傾度法の適用には大気が安定していることが条件となり、起伏の多い森林上では粗度層が存在し、渦による拡散が促進されて普遍的なフラックスとプロファイルの関係が成り立たないことも考えられる。したがって、観測地は傾斜地や尾根上は極力避け、樹種・樹高がそろっている場所が望ましい。樹種によって風に与える抵抗力は異なるため、観測地点特有の地面修正量を算出する必要もある。

傾度法の基本式を以下に示す。ここでは、蒸発散量が風速による関数と水面と空気の水蒸気圧の差に関係するとしている。

$$E = f(u)(e_s - e_a) \quad (9)$$

E : 蒸発散量

$f(u)$: 風速 u の関数

e_s : 蒸発面の水蒸気圧 (hPa)

e_a : 蒸発面上のある高さの水蒸気圧 (hPa)

樹冠付近では大気が移動すると、樹冠と大気間に生ずる摩擦のため樹冠付近の大気は一般に乱流状態となっている。このことから、傾度法に用いる風速、比湿、気温は乱流状態の中で変動していると考えられ、このような乱流状態で生ずる拡散を乱流拡散という。したがって、傾度法に用いる風速や水蒸気圧差はそれぞれ「運動量の乱流拡散係数」や「水蒸気の乱流拡散係数」として考える必要がある。

一方、乱流状態における蒸発散は、樹冠を通過する風の間を生じた摩擦に起因する乱流や気温、比湿の鉛直差に依存すると考えられる。そこで、まず乱流状態における風速、気温、湿度のとりえ方、次に乱流状態における蒸発散量について考える。乱流状態にある樹冠付近の風速は、「平均風速」と大気の乱れによる「変動成分」で表現される。乱流状態の風速を水平成分と垂直成分に分離すると、それぞれの瞬間風速は次のように表される。

$$u = U + u' \quad (10)$$

u : 水平方向の瞬間風速 (cm/s)

U : 水平方向の平均風速 (cm/s)

u' : 水平方向の風速の変動成分 (cm/s)

$$v = V + v' \quad (11)$$

- v : 鉛直方向の瞬間風速 (cm/s)
- V : 鉛直方向の平均風速 (cm/s)
- v' : 鉛直方向の風速の変動成分 (cm/s)

同様に乱流状態では，気温 T ，比湿 q についても，それぞれ次のように表せる。

$$T = \bar{T} - T' \quad (12)$$

- T : 気温 (°C)
- \bar{T} : 時間平均の気温 (°C)
- T' : 気温の変動成分 (°C)

$$q = \bar{q} - q' \quad (13)$$

- q : 比湿 (%/%)
- \bar{q} : 時間平均の比湿 (%/%)
- q' : 比湿の変動成分 (%/%)

蒸発散量 E は比湿 q (%/%)，風速 v (cm/s)，空気の密度 ρ (g/cm³) を用いて次式で表される。

$$E = \rho q v \quad (14)$$

式(14)の q と v に，乱流状態における式(11)と式(13)を代入すると，次式が導かれる。

$$E = \rho \overline{q'v'} \quad (15)$$

式(15)は樹冠上の比湿に鉛直分布がある場合，巨視的時間でみると，鉛直方向の風速の変動成分 から蒸発散量が算出できることを示している。このことは，ある地点における鉛直方向の風速，気温，比湿の変動成分から蒸発散量が求められることを示している。風速の鉛直分布は樹冠との摩擦によって発生しており，せん断応力は異なる高度における風速の差で表すことができることから，風速の鉛直分布から鉛直方向の風速の変動成分を推定することができる。

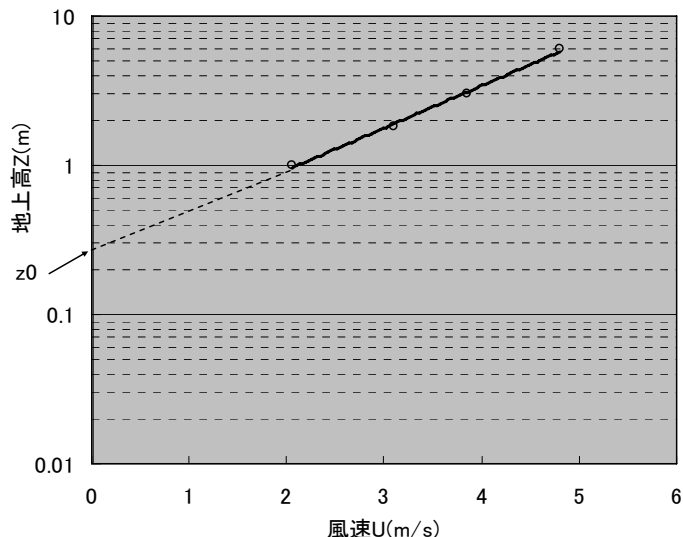
ここで，水平で一様な平坦地における接地境界層の風速鉛直分布は，次式に示すような「対数則」に従う。

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (16)$$

- z : 地表からの高さ (cm) $U(z)$: 高さ z の風速 (cm/s)
- U_* : 摩擦速度 (cm/s) κ : カルマン定数 (0.41)
- z_0 : 粗度 (cm)

この対数則が成り立つ場合，付図.2 に示すように縦軸を対数軸として地表面からの高さをと

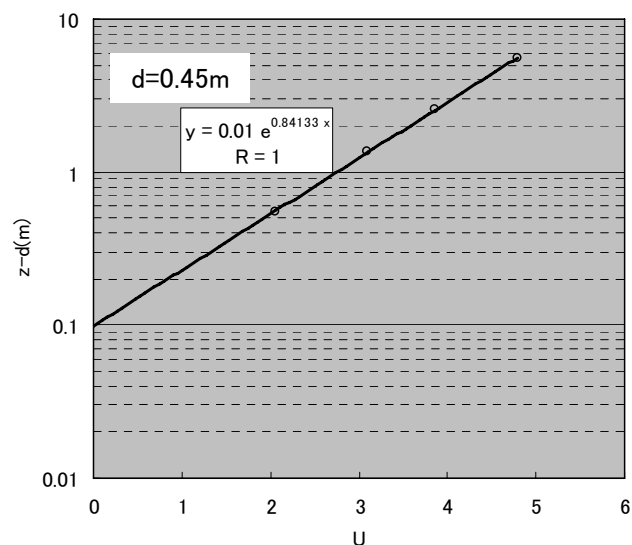
り，横軸に風速をとってプロットすると観測値はほぼ一直線に並ぶ。その線を下方に延長して $U=0$ になる高度が z_0 である。 z_0 はあくまでも積分定数であり， $z=z_0$ で実際の風速が 0 になる意味ではない。



付図.2 風速の鉛直分布の観測から粗度 z_0 を求める方法

一方，植生地の場合は，風速に対する地表面の基準は不明確である。そこで適当に地表面の基準を試行錯誤で決めると風速の対数分布が得られる。そのとき風速と地表面基準からの風速の観測高さとの相関係数が最もよくなるような地表面基準を地面修正量と呼ぶ。

付図.3 は地面修正量を $d=0.45\text{m}$ とし，粗度 z_0 を求めた例である。この例では $z_0=0.1\text{m}$ となる。この地面修正量 d を用いて風速の「対数則」は，式(17)のように表せる。 z_0 と d は風速の鉛直分布の観測から同時に求めることができる。 z_0 は地物の幾何学的な高さ h とその配列状態に依存する。



付図.3 植生地で風速分布の観測から地面修正量 d と粗度 z_0 を求めた例

付表.1 各種地表面の粗度の概略値⁴⁾

地表面状態	粗度
森林	0.3~1.0(m)
草地	0.01~0.03(m)
平らな積雪面	1.4×10^{-4}
平らな裸地	10^{-4}

代表的な地表面における z_0 の概略値を付表.1 に示した。地物がまばらな場合は $d=0$ であるが、多くの畑作地は $d=0.7h$ 程度、森林ではよると平均樹高の 61~92%、平均 78%といわれている⁵⁾。地物が非常に密の場合は $d=h$ に漸近する。

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (17)$$

z : 地表からの高さ (cm)

$U(z)$: 高さ z の風速 (cm/s)

U_* : 摩擦速度 (cm/s)

κ : カルマン定数 (0.41)

z_0 : 粗度 (cm)

d : 地面修正量 (cm)

風速の鉛直分布と乱流状態における風速の変動は、以下のように関連付けされる。まず、風速の変動成分と局所的な風のながれ状態を比例定数で結びつけると、次式のようになる。

$$-u'v' = K_m \frac{dU}{dz} \quad (18)$$

u' : 水平主流方向の風速の変動成分 (cm/s)

v' : 鉛直方向の風速の変動成分 (cm/s)

K_m : 運動量の乱流拡散係数 (cm^2/s)

dU/dz : 局所的な流れの状態 (変化率)

$-u'v'$ が高さによって変わらないと仮定すると、次のようになる。

$$-u'v' = U_* \quad (19)$$

$$K_m = \kappa U_* (z-d) \quad (20)$$

ここで、式(20)の関係式と $z=d+z_0$ で $U=0$ となる境界条件を与えると、式(17)の関係式が得られることから、上式は境界条件が成り立てば風速の変動成分と風速の垂直分布の関係が、対数法則の下で成り立っているといえる。

K_m は運動量の乱流拡散係数であり、式(20)で示すように摩擦速度と高度($z-d$)は比例する。こ

れは風の乱れが渦の集合からなっており、渦の大きさが境界面からの距離とともに大きくなり、風速の増加につれて渦が空気を混合することを示している。これらの前提となっている式(18)は、この関係からもたらされる対数法則による風速の鉛直分布が実際の現象とよく一致することから、式(18)の仮定は乱流変動を風速の鉛直分布と結びつける関係式として妥当であると考えられている。

風速の鉛直分布を運動量の乱流拡散係数を導入して求めたのと同様に、比湿の垂直分布も乱流拡散係数を導入すると、次式のようにになる。

$$E = -\rho K_v \frac{dq}{dz} \quad (21)$$

- E : 蒸発散量 (g/cm²/s)
- P : 空気の密度 (g/cm³)
- K_v : 潜熱輸送の乱流拡散係数 (cm²/s)
- dq/dz : 鉛直方向の比湿変化率 (%/%)

このように、傾度法は乱流状態における風速と比湿の鉛直差を乱流拡散係数を用いて表している。したがって、傾度法による蒸発散量は2高度の風速と比湿から、次のように求めることができる。

$$E = \frac{-\rho \kappa^2 (q_2 - q_1)(u_2 - u_1)}{\left(\ln \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^2} \quad (22)$$

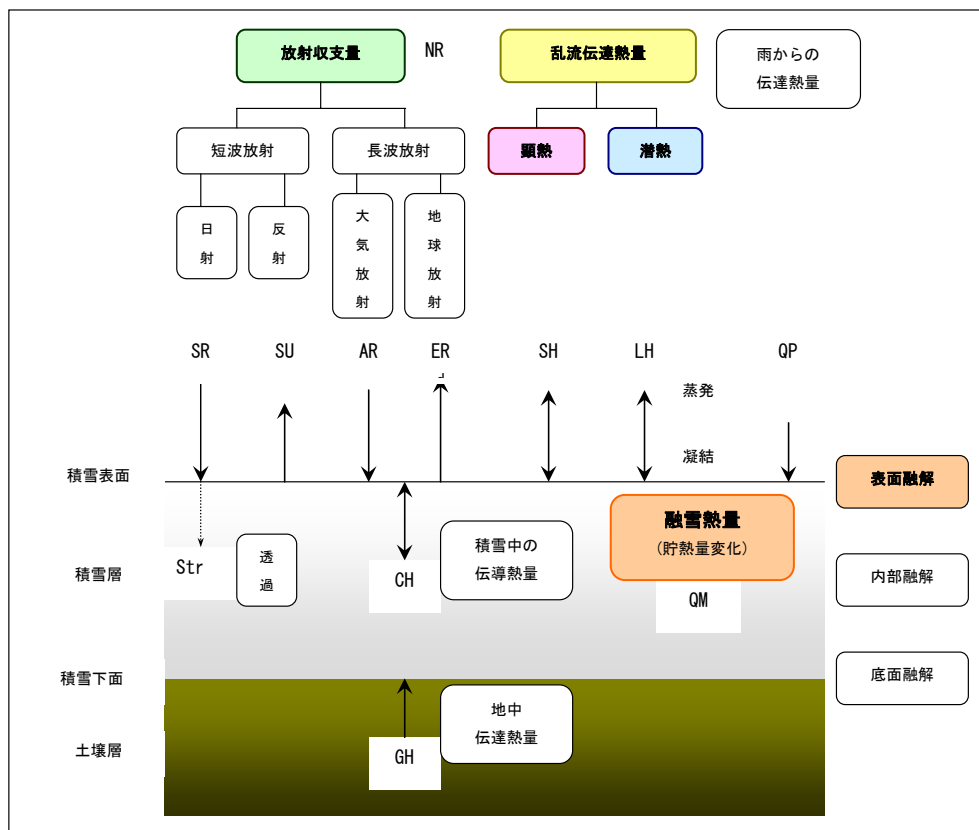
- u_1, u_2 : 2高度の風速
- q_1, q_2 : 2高度の比湿

(c) バルク法

バルク法は、界面と気層との間の顕熱輸送量が温位と風速の積に比例すること、また界面からの蒸発もしくは凝結に伴う潜熱輸送量が比湿の差と風速の積に比例することを利用する方法で、傾度法における拡散係数の代わりにバルク係数を用いて1基準高度における風速と温度、比湿および界面における温度によって蒸発量を算出する⁶⁾。適用に際しては、あらかじめ地表面の風（運動量）、気温（顕熱）、水蒸気（蒸発）に対する粗度を決めておく必要がある。水面や積雪面あるいは広域面積を対象としたときの蒸発量の測定に有効である。

付図.4に、積雪層に出入りする熱量の概念図を示す。放射収支量 NR は、積雪に照射される日射量 SR と反射量 SU の差、および大気や雲からの長波放射 AR 、積雪表面からの長波放射 ER の授受総量であり、正味積雪に吸収された放射量を表す。積雪中の伝導熱量 CH は積雪層中の温度勾配に比例して積雪中を伝わる熱量、地中熱流量 GH は土壌から積雪底面に与えられる熱量である。また、降雨によっても積雪層には熱量 QP が伝達される。顕熱伝達量 SH は風によって輸送される大気を持つ熱量、潜熱伝達量 LH は風を介して大気中の水蒸気が雪面へ凝結、もしくは蒸発する際に輸送される量である。

顕熱伝達量、潜熱伝達量は、気温、大気中の水蒸気、および風速に依存し、昼夜の別を問わず積雪に接する大気の状態によって、熱量、輸送方向が決定される。



付図.4 積雪層に出入りする熱量の概念図

顕熱伝達量，潜熱伝達量を求めるバルク式を以下に示す。

$$SH = \rho C_p K_H (AT - ST) WS \quad (23)$$

$$LH = \rho L K_E (Aq - Sq) WS \quad (24)$$

- SH : 顕熱輸送量
- LH : 潜熱輸送量
- ρ : 大気の密度 (g/cm³)
- C_p : 大気の定圧比熱 (0.2404cal/g/°C)
- L : 水の蒸発による潜熱 (cal/g)
- AT : 一高度 (1.5m) の気温 (°C)
- Aq : 一高度 (1.5m) の比湿 (%/%)
- ST : 積雪表面温度 (°C)
- Sq : 積雪表面の比湿 (%/%)
- WS : 一高度 (2m) の風速 (cm/s)
- K_H : 顕熱伝達量の無次元バルク係数
- K_E : 潜熱伝達量の無次元バルク係数

大気の比湿は気温と相対湿度から，積雪表面の比湿は積雪表面温度の飽和比湿にほかならないことから，積雪表面温度から算出する。積雪表面からの蒸発量は，潜熱伝達量を蒸発の潜熱で除すことで求められる。

水の蒸発による潜熱 L は，気温 T (°C) を用いて次の実験式から求めることができる。

$$\begin{aligned} L &= 2.50025 \times 10^6 - 2.365 \times 10^3 T \quad (\text{J/kg}) \quad (25) \\ &= (2.50025 \times 10^6 - 2.365 \times 10^3 T) 23.92 \times 10^{-5} \quad (\text{cal/g}) \end{aligned}$$

大気の密度 ρ (g/cm³) は，次式で与えられる。

$$\rho = 1.293 \frac{273.15}{273.15 + T} \left(\frac{p}{1013.25} \right) \left(1 - 0.378 \frac{e}{p} \right) \quad (26)$$

- T : 気温 (°C)
- p : 大気圧 (hPa)
- e : 雪面上の水蒸気圧 (hPa)

雪面上の水蒸気圧 e (hPa) は，気温 T (°C) と湿度 RH (%) を用いて次式で表される。

$$\begin{aligned} e &= e_{\text{sat}} \frac{RH}{100} \quad (27) \\ &= 6.1078 \times 10^{9.5T/(265.3+T)} \frac{RH}{100} \end{aligned}$$

比湿 Sq (%/%) は、水蒸気圧 e (hPa) と大気圧 p (hPa) を用いて次式で表される。

$$Sq = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad (28)$$

積雪表面の比湿 Sq は、雪面（地表面）温度における飽和比湿にほかならないが、雪面温度は 0°C 以上にならないといわれている⁷⁾。そこで、本研究では、積雪深が 1cm 以上ある条件下で雪面温度が 0°C を超えた場合、測定された雪面温度は測定による誤差であるとし、雪面温度は 0°C として扱った。一方、積雪がない場合は地表面の温度として、観測値をそのまま用いた。

バルク係数は中立状態では $K_H=K_E$ であるが、大気の安定度や風速に依存する。積雪面上などの安定大気の下では $K_H=K_E$ が仮定でき⁸⁾、なめらかな積雪表面のバルク係数として $2.0\sim 2.3 \times 10^{-3}$ が得られている。本研究では $K_H=K_E$ とし、北海道北部の積雪地帯における野外実験から得られた 2.3×10^{-3} をバルク係数⁹⁾に用いている。

無積雪期の蒸発散量を算定する場合は、地表面が完全湿潤面であると仮定し、可能蒸発散量として算出する。この時のバルク定数には、水面上の値¹⁰⁾である 1.77×10^{-3} を用いた。また、地表面が積雪面ではなく水面と仮定することから、水面上の水蒸気圧 e (hPa) は次式を用いることになる。

$$\begin{aligned} e &= e_{\text{sat}} \frac{RH}{100} \\ &= 6.1078 \times 10^{7.5T/(237.3+T)} \frac{RH}{100} \end{aligned} \quad (29)$$

T : 気温 ($^{\circ}\text{C}$)

RH : 湿度 (%)

3. 熱収支法

熱収支法は地表が受ける放射エネルギーの収支から求める方法である。エネルギー収支の模式図を付図.5に示す。ここで、森林における熱収支式は次式で表される。

$$R_n = H + LE + G + P \quad (30)$$

R_n : 地表が受ける放射エネルギー (純放射量)

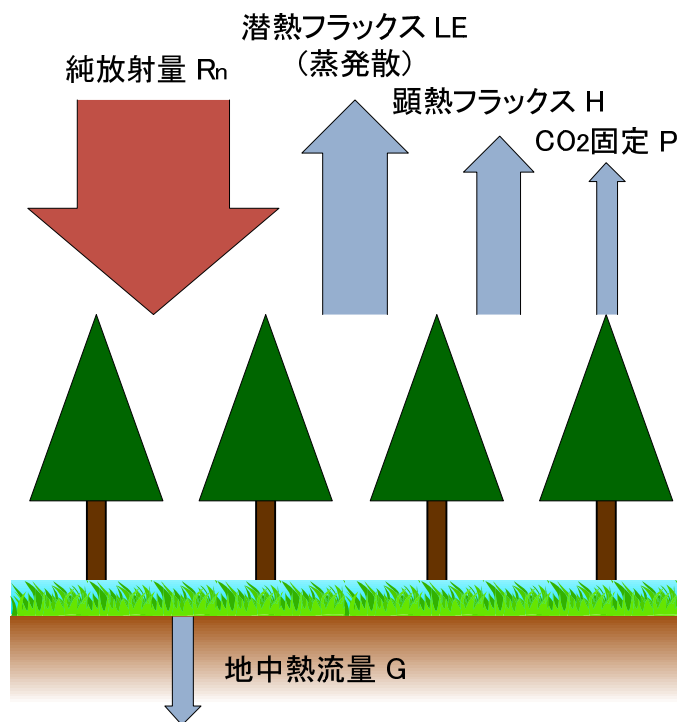
H : 顕熱フラックス

LE : 蒸発散による潜熱フラックス

G : 地中熱流量

P : 光合成による二酸化炭素の固定

潜熱フラックスは、蒸発潜熱 L と蒸発散量 E の積で表される。顕熱フラックス H は、地表付近で暖められた空気が上空に運ばれる熱量である。光合成による二酸化炭素の固定 P は植物を生成する重要な要素ではあるが、放射エネルギーに比べ非常に小さいため無視できる。したがって、純放射量と地中熱流量の計測、潜熱、顕熱フラックスの関係を明確にすれば蒸発散量を推定できる¹¹⁾。また、この式から蒸発散量を求めるには、 R_n は放射収支計、 G は地中熱流量計等から直接測定可能であるので、顕熱フラックス H をどのようにして求めるかがポイントとなる。



付図.5 エネルギー収支の模式図

(a) ボーエン比熱収支法

ボーエン比 β は顕熱フラックス H と潜熱フラックス LE の比であり、次式で表される。

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (31)$$

顕熱フラックス H と潜熱フラックス LE の微分項を差分近似すると、それぞれ以下のようになる。

$$H = -\rho C_p K_h \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \quad (32)$$

$$LE = -\frac{\rho C_p}{\gamma} K_v \frac{e_2 - e_1}{z_2 - z_1} \quad (33)$$

K_h : 顕熱の乱流拡散係数

K_v : 潜熱の乱流拡散係数

C_p : 大気の定圧比熱 (0.2404cal/g/°C)

γ : 乾湿計定数 (hPa/°C)

空気中では、近似的に顕熱と潜熱の乱流拡散係数が同じであると考えられることから、式(32)、式(33)を式(31)に代入すると、ボーエン比 β は次のように書き直される。

$$\beta = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (34)$$

T_1, T_2 : 2 高度の気温 (°C)

e_1, e_2 : 2 高度の水蒸気圧 (hPa)

乾湿計定数 γ は次式で与えられる。

$$\gamma = \frac{C_p p}{0.622L} \quad (35)$$

C_p : 大気の定圧比熱 (0.2404cal/g/°C)

p : 気圧 (hPa)

L : 水の蒸発による潜熱 (cal/g)

ここで、水蒸気圧 e_1, e_2 と潜熱 L は気温 T (°C) と湿度 RH (%) を用いて、それぞれ式(29)、式(25)のように与えることができる。

ボーエン比を用いると、式(30)のエネルギー収支式から蒸発散量は次式のように与えることができる。

$$E = \frac{R_n - G}{L(1 + \beta)} \tag{36}$$

これらの関係を用いると、2 高度の気温と湿度、純放射量と地中熱流量の観測値があれば蒸発散量を算出できることになる。ただし、ボーエン比熱収支法ではエネルギー収支式を用いているため、測定地点の下方において水平方向の顕熱・潜熱の出入りがあると（すなわち風が少しでもあると）理論上適用できない。

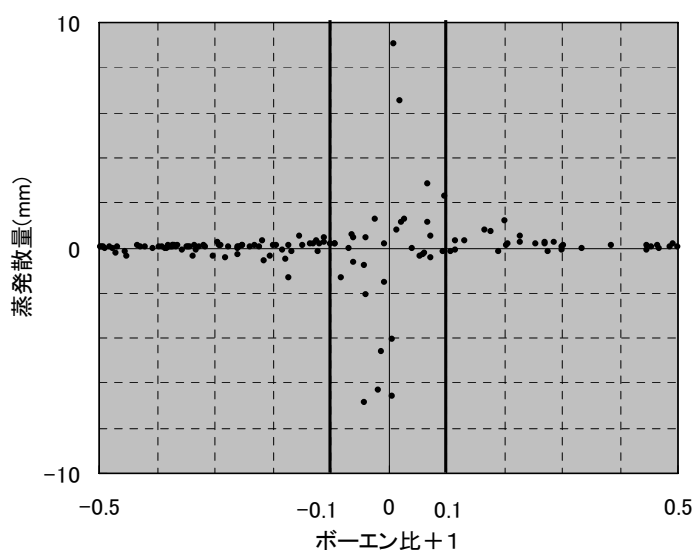
ボーエン比を用いてミュンヘンの平均降水量から年水収支の計算を行った結果、蒸発散量は、森林 634mm > 耕地 520mm > 草地 433mm > 裸地 297mm というデータが得られている¹²⁾。

式(34)より分かるように、ボーエン比は2 高度の水蒸気圧差に反比例することになる。付図.6 は北進蒸発散量観測タワーの 11 月から 2 月の観測結果に基づく蒸発散量と（ボーエン比+1）の関係を見たものであるが、冬期は2 高度間の蒸気圧差が非常に小さく、ボーエン比は分母の $(e_2 - e_1)$ が 0 に近づき発散または非常に大きな値となり、結果として蒸発散量はほとんど 0 に収束してしまう。なお、現実的な冬期のボーエン比は大きくても 6~7 程度¹³⁾である。一方、式(36)の $(1 + \beta)$ の値が 0 に近づくと蒸発散量は非常に大きな値となる。付図.6 からは、（ボーエン比+1）の値が -0.1~+0.1 の場合に異常な大きさの蒸発散量が計算されることがわかった。したがって、本研究では（ボーエン比+1）の値が -0.1~+0.1 の場合は蒸発散量を求めないこととした。

以上のことから、本研究では北進蒸発散量観測タワーの観測結果を用いて蒸発散量を算出する際に、次の2つの制約条件を設けた。

条件 1 : ボーエン比の絶対値が 7 以下であること。

条件 2 : $(1 + \text{ボーエン比})$ の絶対値が 0.1 以上であること。



付図.6 ボーエン比+1 と蒸発散量の関係

4. 組合せ法

(a) ペンマン法

熱収支法とバルク式（空気力学法）を組み合わせ、水面と完全に湿潤な地面からの蒸発量（可能蒸発量）を推定する方法で、この可能蒸発量に一定の係数（風速関数）を乗ずることによって実蒸発散量を求める^{5),14),15),16)}。飽和に近い裸地面、湿潤な草地の場合にも風速関数を適切に選ぶことによってより、妥当な推定値が得られるとされている。

可能蒸発散の適用できる必要条件是ゾーンスウェイト法と同様に「水不足がないように給水された植物で完全に覆われた地表面」とされ、対象とする植生は一般には丈の低い緑草をさすものと考えられることが多いが、蒸発比が明らかになれば同様の植生が生育する広範囲の蒸発散量推定に対して有効である。

次式に可能蒸発散量の算定式を示す。

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \left(\frac{R_n - G}{L} \right) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_A \quad (37)$$

- E : 可能蒸発散量 (g/cm²/s)
- Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配 (hPa/°C)
- γ : 乾湿計定数 (hPa/°C) ……式(35)
- R_n : 純放射量 (cal/cm²/s)
- G : 地中熱流量 (cal/cm²/s)
- L : 水の蒸発潜熱 (cal/g) ……式(25)
- E_A : 空気の drying power

式(37)中の Δ と E_A は、それぞれ次のように与えられる。

$$\Delta = \left(6.1078(2500 - 2.4T) / 0.4615(273.15 + T)^2 \right) 10^{7.5T / (237.3 + T)} \quad (38)$$

T : 気温 (°C)

$$E_A = f(u)(e_{\text{sat}} - e_a) \quad (39)$$

e_{sat} : 温度 T (°C) における飽和水蒸気圧 (hPa) ……式(6)

e_a : 蒸発面上のある高さの水蒸気圧 (hPa)

ここで、ペンマンは $f(u)$ について、以下の経験式を提案している。

$$f(u) = 0.26(1.0 + 0.537u_2) \quad (40)$$

$$f(u) = 0.26(0.5 + 0.537u_2) \quad (41)$$

u_2 : 高さ 2m での風速 (m/s)

E_A と $f(u)$ に上記の単位を用いると、 E_A の単位は mm/d となる点に注意が必要である。

このように、ペンマン法では 1 高度の風速と気温、湿度、ならびに、純放射量、地中熱流量の観測から蒸発散量を推定することができる。

式(37)で算出される値は大気側の要求する最大の蒸発散量（可能蒸発散量）である。しかしながら、現実には地表面側のコントロールが効くため、実際の蒸発散量はその値より小さくなる。実蒸発散量と可能蒸発散量の関係として、Penman¹⁴⁾はその比（蒸発散係数）を 0.6（11月～2月）、0.7（3～4月、9～10月）、0.8（5～8月）、0.75（年平均）とイギリスの場合に求めている。本研究では、北海道の蒸発散係数の代表値として、中尾¹⁷⁾が石狩川上流域を対象に求めた 0.65 を用いて、実蒸発散量を算出した。

(b) ペンマン－モンティース法

ペンマン式において日長効果と気孔ファクターを考慮し、植物の生理作用に伴う蒸散活動を主として葉面気孔の開閉におき、バルク輸送係数の代わりに空気力学的抵抗と群落抵抗を用いる手法である⁵⁾。

$$E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p (e_{\text{sat}} T - e_a) / \gamma_a}{L(\Delta + \gamma(1 + r_c / \gamma_a))} \quad (42)$$

E : 可能蒸発散量 (g/cm²/s)

Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配 (hPa/°C) ……式(38)

R_n : 純放射量 (cal/cm²/s)

G : 地中熱流量 (cal/cm²/s)

ρ : 大気の密度 (g/cm³)

C_p : 大気の定圧比熱 (0.2404cal/g/°C)

γ : 乾湿計定数 (hPa/°C) ……式(35)

L : 水の蒸発潜熱 (cal/g) ……式(25)

e_{sat} : 温度 T (°C) における飽和水蒸気圧 (hPa) ……式(6)

e_a : 蒸発面上のある高さの水蒸気圧 (hPa)

T : 気温 (°C)

γ_a : 空気力学抵抗 (s/m)

γ_c : 群落抵抗 (s/m)

5. 水量法

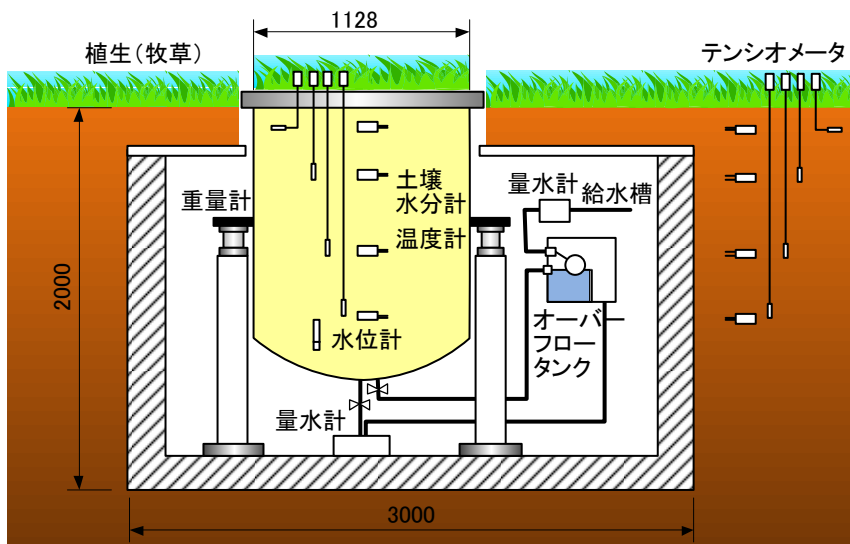
(a) 蒸発計

蒸発計は円筒型容器に入れた水の蒸発量を直接測定するもので、湖沼や地面からの蒸発量や植生地からの蒸発散量の概略値を得るものとして使われる。蒸発計内部の水温が上がるために、通常は広域水面からの蒸発量よりもかなり大きくなる。冬季は凍結により観測不能となる。

(b) ライシメータ

タンクに周囲と同じ土壌をつめ、地面と水平になるように地中へ埋設したもので秤量型と非秤量型とに分けられる。高感度の秤量式ライシメータの感度は蒸発高で $\pm 0.01\text{mm}$ 程度である。ウェイングライシメーター（Weighing Lysimeter）は対象とする土壌を不攪乱状態でサンプリングし、それをそのまま金属容器に入れて土壌中に設置し、その重量変化を測定（金属容器の下に天秤を設置）して収支的に蒸発散量を得る方法である¹⁸⁾。ウェイングライシメーターの土壌中には地下水面を設定し、重力自動排水で地下水面をコントロールすることも可能である。測定精度は高く、総合的には蒸発散量の測定には有効な方法であるが、局所的な蒸発散量を測定する手法であるため、連続観測ではなく短期間のスポット的な計測で、観測地のキャリブレーションや妥当性の評価に用いるのが望ましいと考えられる。

日本原子力研究開発機構では、付図.7に概要を示すウェイングライシメータを北進気象観測所内に設置して、2008年7月から調査流域内の主要な植生である牧草地での蒸発散量の測定を開始している¹⁹⁾。



付図.7 ウェイングライシメータの概要

(c) 蒸散量測定

蒸散量の現場での測定法は、切り枝法、吸収剤法、ポローメーター法、樹液流速法がある。切り枝法は実際に枝や樹木を切り取って重量や吸水量の変化から蒸散量を測定するため、原位

置での連続観測ができないことや代表性の問題から野外観測に適した方法ではない。

ポローメーター法は対象とする樹木全部をプラスチックシートで覆って、出入口の温度差から蒸散速度を推定するものである。樹液流速法は樹液流測定センサーを樹木に挿入し樹液流速度を求める方法で、技術面や簡便さに優れている。しかし、蒸散量のみの推定は個葉や単木、複数木を対象した局所的な手法であるため、ライシメータ法と同様に連続観測ではなく短期間のスポット的な計測で、観測地のキャリブレーションや妥当性の評価に用いるのが望ましいと考えられる。

6. 水収支法

水収支法は深層岩盤への地下水涵養が無いものと考えて、水収支から逆に蒸発散量を推定する方法である。水収支法による地下水涵養量の測定というテーマからはずれるためここでは除外する。

参考文献

- 1) 土木学会編：“水理公式集”，土木学会, p.625 (1985).
- 2) 水谷完治, 池田武文, 清水晃, 河合英二, 竹下幸：“赤外線湿度変動計を用いたスギ人工林の蒸発散量の測定”，日本林学会誌, 74, vol.2, pp.91-96 (1992).
- 3) 山本荘毅：“新版 地下水調査法”，初版, 古今書院, pp.297 (1983).
- 4) 近藤純正：“水環境の気象学 地表面の水収支・熱収支”，初版, 朝倉書店, pp.100-101 (1994).
- 5) 服部重昭：“蒸発散推定式の誘導仮定の解説と林分への適用における問題点”，林試研報, 332, pp.139-165 (1985).
- 6) Nakabayashi, H., Y. Kodama, Y. Takeuchi, T. Ozeki and N. Ishikawa: “Characteristics of heat balance during the snowmelt season in Ny-Alesund, Spitsbergen Island”, Mem. Natl. Inst. Poler Res. No.51, pp.255-266 (1996).
- 7) 日本気象学会：“地表面フラックス測定法”，気象研究ノート, 第 199 号, p.194 (2001).
- 8) D. H. Mail and R. J. Granger: “Snow surface energy exchange”, Water Reour. Res., 17, pp.609-627 (1981).
- 9) N. Ishikawa and Y. Kodama: “Transfer coefficients of sensible heat on a snowmelt surface”, Meteorol. Atmos. phy., 53, pp.233-240 (1994).
- 10) 近藤純正：“水環境の気象学 地表面の水収支・熱収支”，初版, 朝倉書店, p.137 (1994).
- 11) 塚本良則：“森林水文学”，初版, 文永堂出版, pp.61-68 (1992).
- 12) A. Baumgartner: “Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands”, Int. Symp. Forest hydrology, See Sopper and Lull, pp.381-389 (1967).
- 13) 朝倉正：“気象ハンドブック”，新版, 朝倉書店, p.419 (1995).
- 14) Penman, H. L.: “Natural evaporation from open water, bare soil and grass”, Royal Society, Series A, 193, pp.120-145 (1948).
- 15) Penman, H. L.: “Estimating evaporation”, Trans. Am. Geophys. Union, 37, pp.43-50 (1956).
- 16) Penman, H. L.: “Vegetation and Hydorology”, Tech. Commun, No.53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England, p.124 (1963).
- 17) 中尾欣四郎：“湖沼水位の安定性についての研究”，北海道大学地球物理学研究報告, 25, pp.25-87 (1971).
- 18) 日本地下水学会編：“雨水浸透・地下水涵養”，理工図書, pp.29-30 (2001).
- 19) 山本陽一, 横田秀晴：“ライシメータによる北海道幌延調査流域の蒸発散量測定”，土木学会年次学術講演会講演概要集, 第 2 部, Vol.66, pp.385-386 (2011).

This is a blank page.

国際単位系 (SI)

表1. SI基本単位

基本量	SI基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質の量	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI基本単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m ²
体積	立法メートル	m ³
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比体積	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率 ^(b)	(数字の)	1
比透磁率 ^(b)	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 ^(b)	m ² /m ²
周波数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷, 電気量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静電容量	ファラド	F	C/V	m ² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m ² kg ⁻¹ s ³ A ²
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光照射度	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
放射線量	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
酸素活性化	カタール	kat		s ⁻¹ mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。
 (d) ヘルツは周期現象についてのみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。
 (e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。
 (f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g) 単位シーベルト (PV.2002.70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI組立単位		
	名称	記号	SI基本単位による表し方
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ = s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² = s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比エネルギー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
体積エネルギー	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電荷密度	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電表面積	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m ³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ⁴ m ⁻² kg s ⁻³ = m ² kg s ⁻³
酵素活性濃度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m ² sr)	m ² m ⁻² kg s ⁻³ = kg s ⁻³
	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ³ s ⁻¹ mol

表5. SI接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10 ²⁴	ヨタ	Y	10 ¹	デシ	d
10 ²¹	ゼタ	Z	10 ²	センチ	c
10 ¹⁸	エクサ	E	10 ³	ミリ	m
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁶	マイクロ	μ
10 ¹²	テラ	T	10 ⁹	ナノ	n
10 ⁹	ギガ	G	10 ¹²	ピコ	p
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹⁸	アト	a
10 ²	ヘクタ	h	10 ⁻²¹	ゼプト	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	ヨクト	y

表6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI単位による値
分	min	1 min=60s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	'	1'=(1/60)°=(π/10800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天文単位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1 MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1 mmHg=133.322 Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1 nm=100 pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852 m
バトン	b	1 b=100 fm ² =(10 ¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
ノット	kn	1 kn=(1852/3600) m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的関係は、 対数量の定義に依存。
ベクレル	B	
デジベル	dB	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI単位で表される数値
エル	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1 Pa s
ストークス	St	1 St=1 cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹
スチルブ	sb	1 sb=1 cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²
フオト	ph	1 ph=1 cd sr cm ⁻² 10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1 cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm ² =10 ⁻⁸ Wb
ガウス	G	1 G=1 Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド ^(c)	Oe	1 Oe _e =(10 ³ /4π) A m ⁻¹

(c) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「△」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R=2.58×10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1 cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
フェルミ	f	1 フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1メートル系カラット=200 mg=2×10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr=(101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm=101 325 Pa
カロリ	cal	1 cal=4.1858 J (「15°C」カロリ), 4.1868 J (「IT」カロリ), 4.184 J (「熱化学」カロリ)
マイクロン	μ	1 μ=1 μm=10 ⁻⁶ m

