

北東ユーラシア半乾燥草原地帯における地表面水収支の支配要因

Key Controlling Factors of Surface Water Budget at the Semi-Arid Grassland in Northeastern Eurasia

浅沼 順¹・高田久美子²・福井秀典³

Jun ASANUMA・Kumiko Takata・Hidenori Fukui

¹ 正会員 Ph.D. 筑波大学陸域環境研究センター (〒 305-8577 つくば市天王台 1-1-1)

² 理学博士 海洋研究開発機構 地球環境変動領域 地球温暖化予測研究プログラム 全球水文気候過程研究チーム (〒 236-0001 横浜市金沢区昭和町 3173-25)

³ 環境学修士 筑波大学生命環境科学研究科環境科学専攻 (〒 305-8577 つくば市天王台 1-1-1)

In order to identify key factors that controls dynamics of surface hydrological budget at semi-arid/arid climate, NCAR (National Center for Atmospheric Research) Community Land Model ver. 3.5 (CLM3.5) was applied to observations at semi-arid grassland in Mongolia. Validation against the observation shows that CLM3.5 reproduces surface hydrological budget very well.

Using the optimized parameters and the atmospheric forcing data derived from the observations, sensitivity of surface water budget to the various external conditions was investigated at the interannual time scale. During the sensitivity analysis, vegetation were treated as "static", represented by the fixed intra-annual variation of the leaf area index, LAI. It was found that the annual values of evaporative ration, E/P , are sensitive to the annual rainfall and LAI, while the length of the rainy season has a weak influence on E/P . The former suggest that soil moisture memory preserved over during winter has also a key influence on annual E/P .

Key Words: soil moisture, evaporation, water resources in arid climate

1. はじめに

世界の陸面の約 1 / 3 が乾燥・半乾燥気候に属し、その多くは生産性の低い土地である。また、乾燥・半乾燥気候帯に属する社会では、経済成長や社会の発展において水資源の確保は重要な律速ファクターとなっている。このような地域においては表流水に乏しく、水資源を地下水に頼ることがほとんどである。

表流水を無視すれば、地表面における水収支は以下の式で表すことができる。

$$P = E + \Delta S \quad (1)$$

ここで、 P, E はそれぞれ、降水量と蒸発(散)量である。 ΔS は貯留量変化であり、雪氷や湖沼などのような地上での水の貯留が無視できるならば、 ΔS は土壌水分量や地下水位の変化、すなわち利用可能な水資源量の増減である。

古典的には、乾燥・半乾燥気候では、蒸発量 E は降水量 P のほとんどを占め、 ΔS はわずか、あるいは無視しうる程度の量であると言われてきた。例えば、ブディコ^{1,2)}の放射乾燥度の概念では、地表面が吸収する放射エネルギー、すなわち放射収支量 Rn と、降水量が蒸

発するのに必要な熱量 ℓP (ℓ は蒸発潜熱) の比

$$RDI = \frac{Rn}{\ell P} \quad (2)$$

をとり、これを放射乾燥度 RDI と定義した。これは、降水量をすべて蒸発させるのに必要なエネルギーに対してどれくらいの割合を地表面は太陽から得ているかを表している。ブディコは、この放射乾燥度を用いて、世界の気候を水文学的見地から分類し、1 以下を熱帯や温帯などの湿潤地域、1 以上 2 以下をステップ草原やサバンナ、2 以上 3 以下を半砂漠、3 以上を砂漠としている。

このような考えを単純に乾燥・半乾燥地域の水資源に当てはめるならば、これらの地域では、降水量は地表面に残ることなくすべて蒸発し ($\Delta S = 0$)、利用可能な水資源は、気候が現在とは異なる太古に涵養された地下水(すなわち化石水)であり、化石水に依存する社会は持続性のない資源に依存する社会ということになる。

しかしながら後にも述べるように、少なくとも乾燥度の強くない半乾燥地域においては、一年単位で考えると必ずしも $\Delta S = 0$ とはならず、降水量 P と蒸発量 E の比 E/P は年々で変動する。よって、乾燥・半乾燥地域の水資源の現状を正確に把握・理解し、将来の水

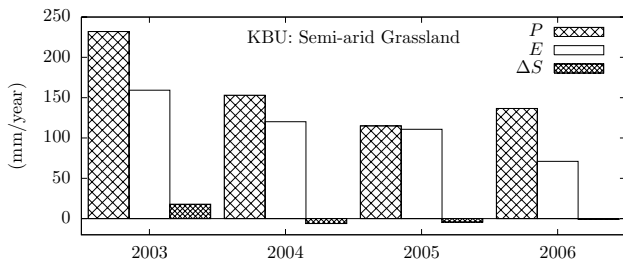


図-1 KBUにおける年間地表面水収支(式(1))の各項の観測値。 $\Delta S > 0$ は土壌水分の増加を意味する。

資源計画に活かすためには、 P と E の関係、あるいは ΔS の変動がどのような要因に依存するかを明らかにすることが必要である。

以上の背景をもとに本研究では、4年間のモンゴル国の草原地帯での水収支観測結果より半乾燥地域における地表面水収支の特性を明らかにするとともに、陸面モデルの感度実験を行い、地表面水収支の支配要因を明らかにすることを目的とする。

2. 対象地点

本研究が対象とするのは、モンゴル国の首都ウランバートルの東方150kmに位置する集落 Kherlen-Bayanulaan(KBU)村(北緯47度12分46秒、東経108度44分33秒)周辺の半乾燥草原である。年降水量は、200mm程度であり、別の計算では、RDIは、3から4の間である。植生は多年生の草原³⁾であり、葉面積指数(LAI)は最大で0.5程度のまばらな草原地帯である。この地域は、ウランバートルへの畜産品の供給地域にあたり、主に冬季に家畜(牛、羊、山羊)の放牧が行われる典型的な過放牧地域であるため、植生の成長は限定される。

KBU近郊では、2003年春より現在も、高精度熱・水収支観測が続けられている。観測の概要は、別^{3,4,5)}に詳述されているので、ここでは本研究に直接関係する部分のみを簡単に述べるにとどめる。顕熱 H ・潜熱 LE の乱流フラックスの計測には、超音波風速計と赤外線湿度計による渦相関法を用い、雨量は0.1mm刻みの転倒ます雨量計によって計測した。また、地温は、白金抵抗型地温計、土壌水分はTDR型の土壌水分計を用いて、それぞれ8深度で計測している。

観測によって得られたデータは、観測後にチェックを行っている。特に渦相関法によるフラックスデータは、FluxnetやAsiaFluxにおいて行われている手法^{6,7)}に倣い、一定基準を満たさない不良データを検出(品質チェック、QC)し、データ補間を行って不良データを置き換えている(ギャップフィル、GF)。

KBUにおける高精度の熱・水収支の長期的な観測は、モンゴルの草原地帯においては、初めてのものである。これまで同じデータを用いて、2003年1年間の炭素収支³⁾、熱収支⁴⁾、水収支⁸⁾とその支配要因について、報

告されている。本研究は、これらを研究をもとにして、多年度にわたる水収支の年々変動を議論しようというものである。

3. 観測結果

観測データから、式(1)の各項目を2003年から4年間についてまとめたものが、図1である。降水量 P と蒸発散量 E はそれぞれ、転倒ます雨量計、渦相関法による観測値である。貯留量変化 ΔS はTDRによる土壌水分量の地表面から深度1.5mまでの変化として計算した。深度1.5mの土壌水分量がほとんど変化しないことから、それよりも深い深度への浸透はほとんど無視できるほど小さいと仮定している。ここで、表層土壌の凍土がほぼ融解する6月から翌年5月までを水文年としている。また、図1の観測値には、たとえば蒸発散量観測の過小評価(いわゆる「インバランス」問題)など、それぞれに誤差(不確実性)を含んでいることに注意が必要である。

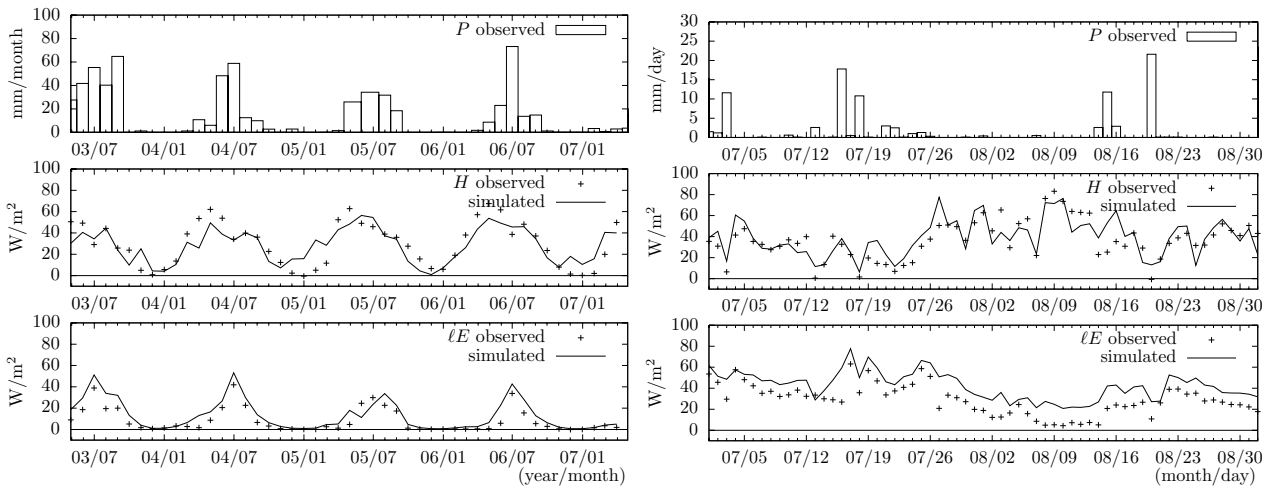
図1は、この対象地域においてはじめて明らかになった、地表面水収支の年々変動である。図1に示す4年間のうち、2003年は多雨年であり、2005年は少雨年である。このように、降水量の年々変動が絶対値とほぼ同じ程度に大きいという、乾燥・半乾燥地域の特徴が捉えられている。

図1に示されているように、年間の降水量 P と蒸発散量 E は必ずしも等しくならず、かつ年々大きく変動する。また、同じような降水量でも同じような蒸発量(あるいは E/P)になるとは限らないことがわかる。また、 ΔS は多雨年の2003年に正(土壌水分の増加)となり、その後の3年間は負(土壌水分の減少)または無視できるほど小さくなっており、多雨年に浸透した土壌水分が越年し、複数年にわたって土壌中に残されている(土壌水分メモリー)可能性が考えられる⁹⁾。

冬季に凍結した土壌水の誘電率は液体水とは異なるため、土壌水分観測に使用しているTDRでは、冬季の観測は不可能である。また、春先に積雪の融解によって土壌水分が涵養されるため、観測値から土壌水分の年間の変動実態を明らかにする事は、必ずしも可能ではない。本研究では、図1に示す年々の水収支の変動と土壌水分の長期的な変動が、どのような因子に依存するかを明らかにするために、対象地域に陸面水文モデルを適用する。

4. モデル概要

使用したモデルは、NCAR(米国国立大気科学研究センター)のCommunity Land Model ver. 3.5(CLM3.5)¹⁰⁾である。CLM3.5は、NCARの大循環モデルCCSM(Community Climate System Model)の陸面モ



(a) 月平均 (2003-2006 年)

(b) 日平均 (2003 年 7 月 1 日-8 月 31 日)

図-2 観測値とモデル出力の比較。(a),(b)ともに、上から降水量 (P)、顕熱フラックス (H)、潜熱フラックス (LE)。また、図中、棒グラフと点は観測値 (observed)、線は計算値 (simulated) である。

表-1 CLM3.5 のモデル概要

各プロセスの表現	
接地層	モニン = オブコフ相似則
土壤水分	10 層、リチャーズ式
表面流出	TOP モデル
植生分類	植生機能タイプによる分類
必要なフォーシング	
降水量、風速、気温、比湿、日射量	
下向き長波放射量、気圧	
必要なパラメーター	
粗度、地面修正量、植生分類、LAI,SAI (月別)	
土壤粒径分布 (深度別)、植生生理パラメーター	

表-2 計算諸元

計算期間	2003/05/01-2007/04/30
時間ステップ	30 分
空間範囲	対象地域の一次元
フォーシング	観測値を使用
初期値	観測値から 2 年間のスピナップ (土壤水分、地温)
地表面特性	観測値 (土壤特性、LAI、植生分類)

デルであり、BATS¹¹⁾ など独立に開発されてきたいくつかのモデル¹²⁾ を統合してできたものである。CLM3.5 の主な概要を表 1 に示す。

なお、CLM3.5 の機能として、植生の成長 (植生動態) を再現するモジュールや、窒素循環のモジュールなどが存在するが、本研究ではこれらは使用せず、古典的な陸面水文モデルとして用いる。この場合、植生の成長は月別の LAI や草丈を固定して与えることによって表される。

5. 観測データによる検証

対象地点における CLM3.5 の再現性を確認するため、観測データを用いた検証を行った。フォーシングデータ (降水量、風速、気温、比湿、日射量、下向き長波放射、気圧) に観測値を用い、地表面の特性を表すパラメーター (土壤特性、植生分類、植生パラメータなど) には、できるだけ観測データを用いた¹³⁾。なお、本論文に共通の計算条件を表 2 に示す。

図 2(a) は、計算結果と観測値のそれぞれの月平均を比較したものである。雨量計による降雪の捕捉率が低く、フォーシング中の冬季の降水量が過小であることから、モデル中で積雪によるアルベドの変化が再現できていないため、冬季の再現性が悪い時がある (特に 2004 - 2005 年の冬)。なお、この地域の冬季の降雪量はそれほど多くないので¹⁴⁾、年平均や暖候期の水収支への影響はほとんど無視できると考えてよい。また、幾分、暖候期の潜熱フラックスに過大評価が見られるが、観測値に過小評価 (インバランス) の傾向があることを考えると、顕熱・潜熱フラックスともに、おおむね良好な再現性を示しているとして、よいであろう。

図 2(b) は、日平均での比較である。7 月後半から 8 月前半にかけてのほぼ無降水の期間に、潜熱フラックスが減少し、顕熱フラックスが増加するプロセスが、よく再現されている。月平均と同様に、潜熱フラックスに過大評価が見られるが、相対的な時間変化は捉えられており、概ね良好な再現性と考えられる。

以上の結果から、観測データの不確実性も考えると、CLM3.5 の対象地域での地表面水収支の再現性は概ね良好であり、次章の感度分析における利用において前提となる、地表面水・熱収支の主要なプロセスの年内変動、年々変動を十分捉えていると考えられる。

以下の感度分析では、この検証におけるモデル出力をコントロール (CTL) として、他の条件でのモデル

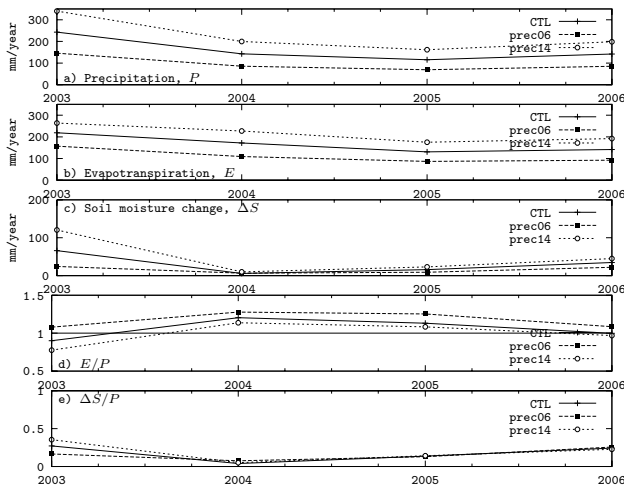


図-3 降水量に対する感度(年平均)。上から、a) 降水量 (P)、b) 蒸発散量 (E)、c) 土壌水分量変化 (ΔS)、d) E/P 、e) $\Delta S/P$ 。

出力と比較する。

6. 感度分析

(1) 降水量に対する感度

陸面水収支に影響を与えるファクターとして、まず降水量そのものが考えられる。よって、トータルの降水量に対する感度分析を行った。観測値に一定の倍率(0.6, 0.8, 1.2, 1.4)をかけた降水量をモデルに与え、その出力を比較した。ここでは、それぞれ、prec06、prec08、prec12、prec14と呼ぶこととする。結果は単調減少・増加であったため、prec06とprec14の結果のみをCTLに併せて表示する。図3がその結果である。

図3b)が示すとおり、当然ながら降水量が増えるとそれに伴って、蒸発量が増加する。しかしながら、 E の P に対する感度は一定ではなく、図3d)にあるとおり、降水量の増加に伴い E/P は減少する。これは、図3c)に示す土壌水分の変化量 ΔS からわかるように、降水が多いほど土壌中への浸透が多くなるからである。これは特に多雨年である2003年に顕著である。この傾向は、降水量を増やしていく(湿潤気候になる)と、降水のうち土壌に浸透する割合が増え、地下水を涵養し河川へ流出するようになる、という湿潤気候での一般的な傾向と一致する。

図3で興味深いのは、CTLにおいて、 E/P の年々変動が降水量とその履歴に関係がありそうなことである。すなわち、2003年はこの地域の平年値からも多い多雨年であり、降水がすべて暖候期の間で蒸発せず、冬季の凍結・春の融解という過程を経て翌年まで持ち越す。持ち越した土壌水分は、その後の年に蒸発するので、2004年、2005年は、降水量よりも蒸発量が多く($E/P > 1$)になっている。しかしながら、この「メモリー」は2006年までは続かず、この年は E/P は、1に近くなっている。

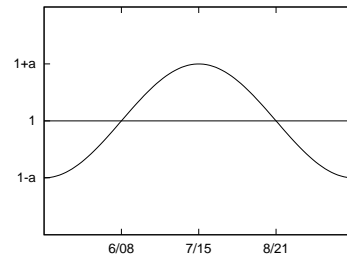


図-4 降水の集中度に関する感度実験で、降水量に施した倍率。

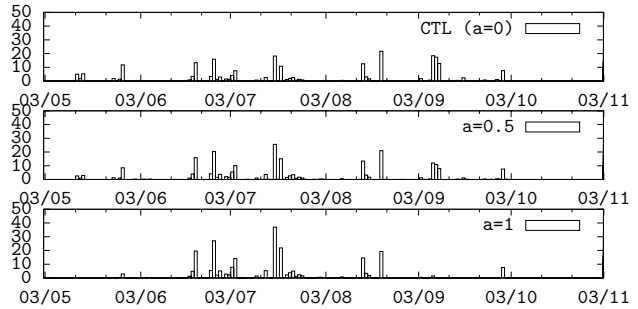


図-5 降水の集中度に関する感度実験で、フォーシングとして用いた降水量(2003年5月-10月)。

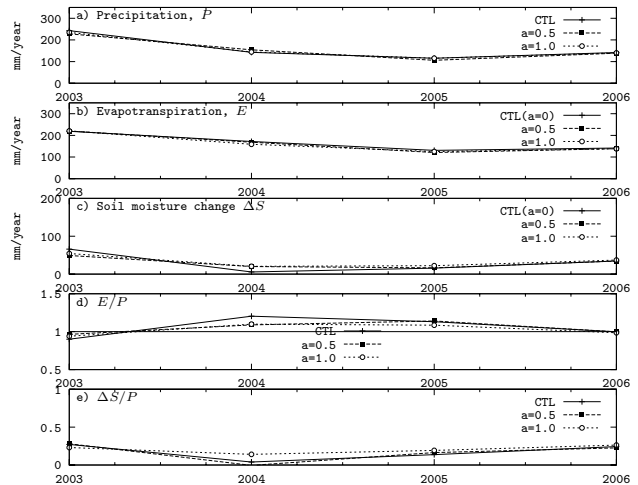


図-6 降水量の集中度に関する感度(年平均)。上から、a) 降水量 (P)、b) 蒸発散量 (E)、c) 土壌水分量変化 (ΔS)、d) E/P 、e) $\Delta S/P$ 。

(2) 降水の集中度に関する感度

対象地域の雨期は、6月から8月のおおよそ3ヶ月間であるが、この期間に、降水量の集中度が、地表面水収支にどのような影響を与えるかを、感度実験によって調べた。すなわち、強い降雨が短い期間に集中する場合と、弱い降雨が長期間にわたって継続する場合の比較である。

単純にかつ効果的に感度分析を行うため、本研究では毎年7月15日を中心とした前後150日の期間に対して、降水量に図4に示すような倍率をかける。図中の a はその倍率をコントロールするパラメータであるが、CTL($a = 0$)に比較して、 $a > 0$ の時は雨量が7/15周辺期間に集中する。ここでは、 $a = 0.5, 1.0$ として、それ

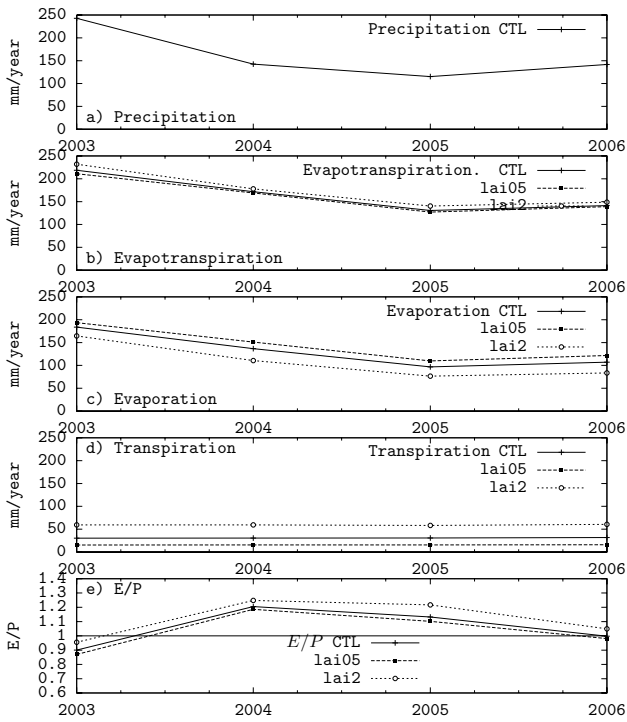


図-7 植生量に対する感度（年平均）。a) 年積算降水量 (P)、b) 蒸発散量、c) 蒸発量、d) 蒸散量、e) E/P 。

それぞれに対して、降水フォーシングデータを作成し、モデルに適用した結果を比較した。各年の降水の季節変動パターンによっては、この方法は総降水量自身も変化してしまうので、総降水量が変化しないよう、さらに補正をかけている。

図5は、実際にモデルに与えた降水量であり、 a の値によって、効果的に降水量の集中度がコントロールされていることがわかる。図6は、降水量の集中度によって E/P が減少し、 $\Delta S/P$ が増加することを示している。この原因の一つとして、時間降水量の頻度分布と土壌への浸透との関係が考えられる。すなわち、降雨強度が強ければ、降雨が土壌深くへ浸透しやすくなり、そのため降雨後の蒸発が少なくなる傾向にある、というものである。また、もう一つの効果として考えられるのは、9月後半の降水は冬の初めに凍結してそのまま翌年春まで持ち越し易い⁹⁾ため、9月の降水量が減少すると翌年まで持ち越す土壌水分 (ΔS) が減少することが考えられる。いずれかは、本研究の手法では必ずしも明らかにならないため、今後のさらなる検討が必要である。

(3) 植生量に対する感度分析

対象とする地域は半乾燥草原であり、降水量の多寡によって植生の成長が変わり、それによって地表面水収支が変化することは、十分に考えられる。前述した様に本研究では、CLM3.5の植生動態（植生成長）モジュールは使用せず、植生は年内の変化を月別の固定値で与えることで表現しており、年々の降水量の多寡による植生の成長の年々変動は表現されていない。よっ

て、ここでは植生量に対する感度実験を行い、植生量による地表面水収支への影響を調べることにする。

植生量の感度実験は、固定値として与える LAI を半分（0.5倍、lai05）、2倍（lai2）にすることによって行った。図7に感度分析の結果を示す。図7は上から、降水量、蒸発散量、土壌面蒸発量、蒸散量、そして E/P である。LAIが増加すると、蒸散量が増えるが、地表面に照射する日射が減少するため、土壌面蒸発量は減少する。その結果、効果は相殺するが、蒸散量の増加の方が効果として大きいので、蒸発散量は増加することになる。植生量に対する効果は、年々の変化はあまり見られなかった。

本研究では、LAIを一律に増減しており、その年々変動は考慮していない。しかしながら、蒸発散量の年々変動パターンは土壌面蒸発で決まっているが、LAIによる感度は蒸散の方が大きい。よって、LAIの年々変動が E/P の年々変動に影響を及ぼす可能性があり、さらなる感度分析が必要である。

7. 結論

モンゴル地域の半乾燥草原における地表面水収支の年々変動が、現地観測によってはじめて明らかになった。これによると年単位では、必ずしも降水量のすべてが蒸発する ($P = E$) わけではないこと、多雨年の降水がその後冬季の土壌中の凍結を経て、翌年まで持ち越すことが明らかとなった。

観測の欠点を補い、水収支の年々変動の支配要因を明らかにする目的で、観測値をフォーシングにして陸面水文モデル NCAR-CLM3.5 を適用した。まず、観測値を用いた検証を行い、月単位においては概ね良好な水収支の再現性を得た。

また、年単位での地表面水収支を支配する要因を明らかにする目的で、陸面モデルの感度分析をおこなった。これによると、年降水量と夏季への降水の集中度（あるいは降水強度）が年平均 $\Delta S/P$ および E/P に影響を及ぼすことが明らかとなった。すなわち年降水量や夏季への降水の集中度が大きくなると、 $\Delta S/P$ が増加し E/P が減少する傾向が見られた。一方、植生 (LAI) の増減の地表面水収支への影響は、蒸発と蒸散で逆向きであるため、蒸発散へ対する影響は限定的になることが明らかになった。また、それぞれの要因への水収支各項目の感度は、多雨年と少雨年で異なる、すなわちその年の降水量そのものに依存することも明らかとなった。

本研究から明らかになったのは、古典的理論では降水量のすべてが蒸発していると考えられてきた乾燥地域においても、年々変動の時間スケールでは、降水が一時的に土壌中に浸透して越年し、時に数年のスケールで土壌中に貯留される、というダイナミックな過程がわずかながらでも存在することである。これは、夏に蒸発しきれなかった土壌水分が、冬季の凍結を経て翌

年に越年する土壌水分量が、翌年に持ち越す現象、すなわち寒冷地域の土壌水分メモリーと呼ばれる現象である。

本研究は、初期的な感度分析を行ったものであり、降水量の年々変動に伴う植生量の年々変動の水収支の影響や、降水量の季節変動パターンの影響など、半乾燥地の水収支への支配要因を詳細に明らかにするには、さらに詳細な感度分析が必要となる。

謝辞

本研究の実施に当たって、AsiaFlux におけるデータ管理方法について、北海道大学大学院農学研究院の平田竜一博士にご教授頂いた。ここに記して謝意を表するものである。また、本研究の一部は文部科学省科学研究費補助金（代表:松本淳、課題番号: 20240075）の財政的支援を受けた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Budyko M.: 気候と生命. 東京大学出版会, 1973. 内嶋善兵衛・岩切敏 訳.
- 2) 近藤純正: 身近な気象の科学-熱エネルギーの流れ. 東京大学出版会, 1987.
- 3) Li S.G., Asanuma J., Eugster W., Kotani A., Liu J.J., Urano T., Oikawa T., Davaa G., Oyunbaatar D. and Sugita M.: Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biology*, vol. 11, pp. 1941–1955, 2005.
- 4) Li S.G., Eugster W., Asanuma J., Kotani A., Davaa G., Oyunbaatar D. and Sugita M.: Energy partitioning and its biophysical controls above a grazing steppe in central Mongolia. *Agri. and Forest Meteorol.*, vol. 137, pp. 89–106, 2006.
- 5) Sugita M., Asanuma J., Tsujimura M., Mariko S., Lu M., Kimura F., Azzaya D. and Adyasuren T.: An overview of the rangelands atmosphere-hydrosphere-biosphere interaction study experiment in northeastern Asia (RAISE). *J. Hydrol.*, vol. 333, pp. 3–20, 2007.
- 6) Hirata R., Saigusa N., Yamamoto S., Ohtani Y., Ide R., Asanuma J., Gamo M., Hirano T., Kondo H., Kosugi Y., Li S.G., Nakai Y., Takagi K., Tani M. and Wang H.: Spatial distribution of carbon balance in forest ecosystems across east Asia. *Agri. and Forest Meteorol.*, vol. 148, pp. 761–775, 2008.
- 7) Papale D., Reichstein M., Aubinet M., Canfora E., Bernhofer C., Kutsch W., Longdoz B., Rambal S., Valentini R., Vesala T. and Yakir D.: Towards a standardized processing of net ecosystem exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences*, vol. 3(4), pp. 571–583, 2006.
- 8) Li S.G., Asanuma J., Kotani A., Davaa G. and Oyunbaatar D.: Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. *J. Hydrol.*, vol. 333, pp. 133–143, 2007.
- 9) 篠田雅人: 乾燥地域における土壌水分メモリー—その機能と研究の意義—. *沙漠研究*, vol. 14(4), 2005.
- 10) Dai Y., Zeng X., Dickinson R., Baker I., Bonan G., Bosilovich M., Denning A., Dirmeyer P., Houser P., Niu G., Oleson K., Schlosser C. and Yang Z.: The Common Land Model. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 84(8), pp. 1013–1023, 2003.
- 11) Dickinson R.E., Henderson-Sellers A. and Kennedy P.J.: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. Tech. Rep. NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, US, 1993.
- 12) Bonan G.B.: Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide. Tech. Rep. NCAR/TN-417-STR, National Center for Atmospheric Research, US, 1996.
- 13) 福井秀典: モンゴル半乾燥地域における陸面モデルの検証. Master's thesis, 筑波大学大学院生命環境科学研究科環境科学専攻, 2009.
- 14) Morinaga Y. and Tian S.F.S.M.: Winter snow anomaly and atmospheric circulation in Mongolia. *International J. Clim.*, vol. 23(13), pp. 1627–1636, 2003.

(2009.9.30 受付)