



複数高度で観測された安定同位体比によると、Mongonmorit では 8 月 23 日に 30-46%、KBU では 8 月 21 日に 25-44% の水蒸気が近傍の蒸発散によってもたらされたと推定される<sup>(2)</sup>。モデルによる推定では、同期間中に 25-40% の水蒸気がモンゴルを起源としており、両者の結果は整合的であると考えられる。

**参考文献：**

- (1) Sato et al., 2006: Submitted to J. Geophys. Res.
- (2) Tsujimura et al., 2006: J. Hydrol., doi:10.1016/j.jhydrol.2006.07.025.

## モンゴルにおける雨期中休みとアジアジェットに沿った定在ロスビー波との関係

モンゴルの雨期中休み

1993-2001 年までの 92 地点のモンゴル気象データと NCEP/NCAR 再解析データを用いて、モンゴルの旬降水量の季節とその年々変動の特徴について調査を行った。

図 1 は、異なる 3 つの時間スケールについて、9 年間で平均した面積雨量の季節変化を示している。平均降水量は、6 月上旬に急激に増加し始め、8 月中旬に急激に減少する。この期間に、年降水量の 70-80% がもたらされ、この期間を「モンゴルの雨期」と呼ぶことにする。そして、どの時間スケールで見ても、7 月中旬に降水量が減少する期間があり、これを「雨期中休み」と呼ぶ。

図 2 は、降水量の多い森林ステップに位置する Bayanchandmani(BD)と降水量の少ない沙漠に位置する Khanbogd (KB) の旬降水量の季節変化である。BD の旬降水量は、7 月上旬に最大になり、7 月中旬(雨期中休み)には 1/3 に減少し、8 月上旬に回復する。同じように KB でも、2 つの極大に挟まれた雨期中休みが明瞭に見られることか

ら、年降水量や気候区の違いにかかわらず、モンゴルの雨期中休みが広範囲に起きていることが分かる。

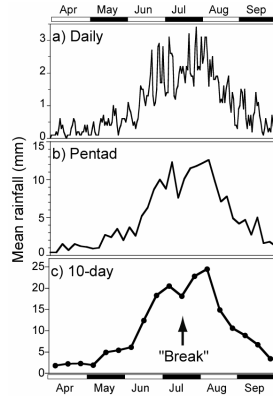


図 1 (左) モンゴル全域 92 地点の降水データから求めた日面積雨量 (a)、半旬面積雨量 (b) と旬面積雨量 (c) の季節変化。矢印は、モンゴルの雨期中休みの時期を示している。

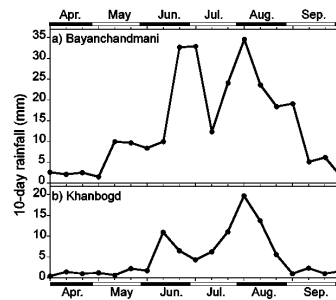


図 2 Bayanchandmani (a:BD) と Khanbogd (b:KB) についての 10 日降水量の季節変化。BD と KB の平均期間は、それぞれ、8 年と 9 年間である。

雨期中休みが発生するメカニズム

この雨期中休みが起きるメカニズムを考える。図 3 は、中休みが起きやすい 7 月中旬について、中休み年と非中休み年の 500hPa 高度差 (中休み年-非中休み年) の分布図である。東経 20 度から 140 度に掛けて、北緯 45 度に沿って波状パターンが卓越して、中休み年にはモンゴル周辺は弱い気圧の谷 (R2) が存在していることが分かる。この波状パターンは、アジアジェットに補足された定在ロスビー波に対応している。

9 年の解析期間のうち 5 年間に、明瞭な雨期中休みが認められた。中休みの期間では、200hPa 高度で定在ロスビー波が卓越し、図 3 の R2 に対応した順圧的な気圧の峰がモンゴルを覆っていた。更に、中休みの年々変動は、定在ロスビー波の年々変動とも一致していた。これらのことから、モンゴルの雨期中休みは、アジアジェットに

補足された定在ロスビー波が原因となり起きていると考えられる。そして、定在ロスビー波は、気候学的に季節と経度方向に対して位相固定しているのので、結果として、雨期中休みは7月中旬に起きやすく、領域もモンゴル周辺に固定されることになる。

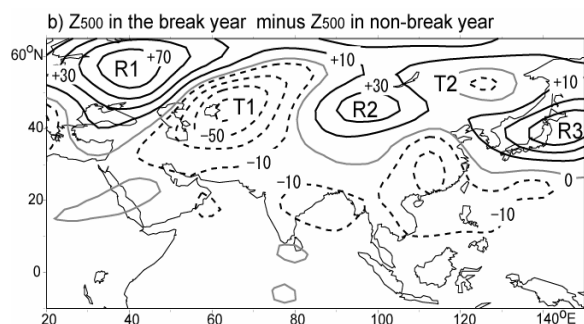


図3 7月中旬について、中休み年と非中休み年の500hPa 高度差（中休み年-非中休み年）の分布図。等値線は、±10m から20m 間隔に引かれている。

#### 参考文献：

- (1) Iwasaki, H., and T. Nii, 2006: The break in Mongolian rainy season and the relation with the stationary Rossby wave along the Asian jet. *J. Climate*, 19, 3394–3405.

## 空港レーダーを用いた降水量分布がモンゴルの NDVI 偏差分布に及ぼす影響についての研究

### データと解析領域

ウランバートル空港レーダーで求められた降水量分布と NDVI 偏差分布との関係について調査を行った。図1は、高度1kmにおける2003-2005年までの平均暖候期（6-8月）のレーダー降水量の分布である。レーダー探査範囲には影域が多く、全域の解析は不可能である。比較的データの質が高く、森林ステップと乾燥ステップの二つの植生域を含むライン N-S（幅20km）について、降水量分布と NDVI 偏差分布との比較を行

う。NDVI データは、SOPT Vegetation を用いた。

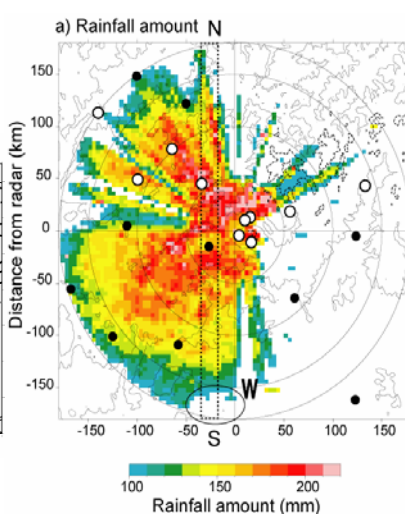


図1 2003-2005年までの平均暖候期降水量分布。降水量の推定には高度1kmのCAPPIデータを用いた。影域が多いが、探査範囲南端のWと記されている領域は、実際に、降水量が少ない領域である。

### 降水量分布の NDVI 偏差分布への影響

図2は、2003-2005年についてのラインN-Sに沿った旬降水量と NDVI 偏差の時間-経度断面図である。乾燥ステップ植生域 ( $y < +40$  km) については、7-8月に正の NDVI 偏差域が2003年と2004年に見られ(図2b, 2d)、それに対して、2005年7月には負の偏差域(図2f)が見られる。

2003年と2004年の正の NDVI 偏差に先行して、多量の降水が6-7月にもたらされている(図2のI, II)。それに対して、負の NDVI 偏差が見られた2005年7月には、先行する無降水期間が見られる(図2のIV)。乾燥ステップにおいては、夏の NDVI の年々変動とレーダー降水量との対応が良く対応しており、その時間差は10-30日であった。この時間差相関の特徴は、Iwasaki (2006a)の結果とも整合的である。このように、気象レーダーにより、夏の正(負)の NDVI 偏差に対して、正(負)の降水偏差が先行する様子を明らかにすることができた。加えて、2004年7月には、 $y = -140$  kmを境に、その南では降水が急激に少なくなっている(図2のIII)。降水の減少に対応して、NDVI 偏差も負に転じている。このように、気象レーダーによって、正の NDVI 偏差の広がりについての情報も得ることができる。

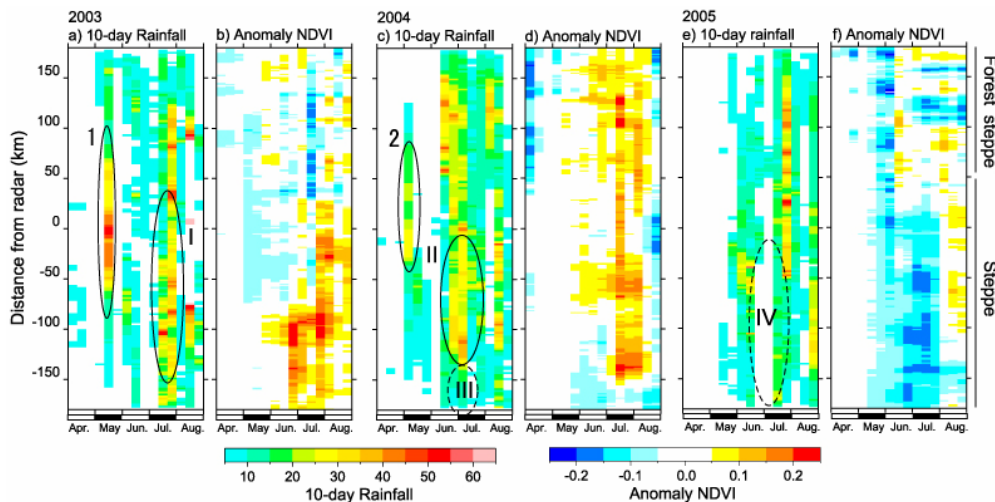


図2 2003年から2005年についてのライン N-S に沿った旬降水量と NDVI 偏差の時間-緯度断面図. 楕円で、降水量が多かった領域 (I, II, 1 and 2) と少なかった領域 (III and IV) を示してある.

**参考文献：**

(1) Iwasaki, H., 2006a: Impact of interannual variability of meteorological parameters on vegetation activity over Mongolia, J. Meteor. Soc. Japan, 84, 745-762.

(2) Iwasaki, H., 2006b: Study on Influence of Rainfall Distribution on NDVI Anomaly over the Arid Regions in Mongolia Using an Operational Weather Radar, SOLA, 2, 168-171

## ウランバートル周辺の対流活動度と可降水量の日変化, 及び, 土壌水分量が夜間の対流活動度に与える影響

これは可降水量の変動に対して蒸発散の寄与率が小さいこと, および, 可降水量の時間変化と積乱雲活動の日変化とが無関係であることを意味している.

そして, ここで特筆すべきことは, UB 周辺の対流活動は, 夕方までに殆ど消滅してしまうことであり, これは湿潤域の対流活動の日変化の特徴と大きく異なっている. 次の章では, 数値モデルを利用して, なぜ, 乾燥域である UB 周辺では夕方から夜間に積乱雲が活発にならないのかを考察する.

### ウランバートル周辺の対流活動度と可降水量の日変化

乾燥域としての特徴を持つウランバートル (UB) 周辺のレーダーから推定された対流活動度と GPS 可降水量の日変化について特徴を調べた.

図1に示すように, UB 周辺の対流活動は11時頃から急激に活発になり, 14時に最大に達して, 19-20時には殆ど消滅するという明瞭な日変化を示す. 一方, GPS 可降水量の日変化成分は極めて小さく (図略), そ

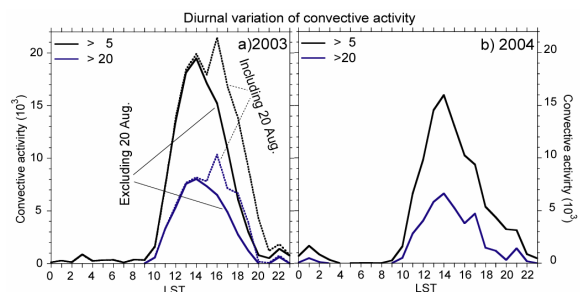


図1 2003年と2004年についての, レーダー探査範囲で積算した降水量の日変化. 対流活動は, 5 mm/h以上と20 mm/h以上の降水強度について積算してある.

## 土壌水分量が対流活動度の日変化に与える影響

表 1 に示すように土壌水分量を変化させて、UB 周辺の積乱雲活動の再現実験を行った。図 2 は、各ケースについて、計算領域で積算した降水量の日変化を示している。湿潤土壌実験 (SM05 と SM07) では、蒸発散により境界層の水蒸気が増加して、潜在的な不安定が作られて、それが夜間まで維持される。夜間においても、一般風の地形収束に伴い、積乱雲が山脈の南で形成される。それに対して、乾燥土壌実験 (SM01 と SM03) においては、境界層の水蒸気が少ないため潜在的な不安定は夜間まで維持されることはなく、山脈の南側で地形収束が起きていても、積乱雲は発生しない。この特徴は、図 1 に示した実際の対流活動の日変化の特徴と一致している。

つまり、実際の UB 周辺の土壌は乾燥しているため、蒸発散量が少なく、夜間まで潜在的な不安定は維持することができない。そのため、新しい積乱雲が発生することはないと考えることができる。

表 1 Run types

Run type	SM01	SM03	SM05	SM07
土壌水分量	0.1	0.3	0.5	0.7

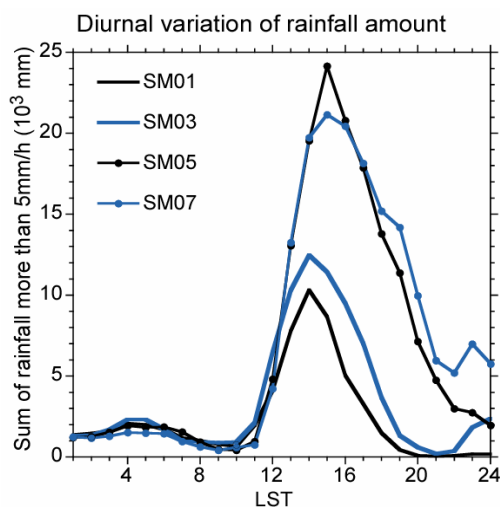


図 2 SM01 から SM07 までの領域で積算した降水量の日変化。

## 参考文献：

- (1) Iwasaki, H., T. Sato, T. Nii, F. Kimura, K. Nakagawa, I. Kaihotsu and T. Koike, 2007: Diurnal variation of convective activity and precipitable water around Ulaanbaator, Mongolia, and impact of soil moisture on convective activity in the nighttime. Submitted to Mon. Wea. Rev.