

東アジア広領域における陸域蒸発量の経年変化
とその環境要因の解明

後藤 優

200620222

平成 20 年 1 月

筑波大学大学院環境科学研究科
平成 19 年度修士(環境科学)学位論文

要旨

地球規模な気候変動によって陸域の水循環に変動が生じている。陸域蒸発量の広域的な分布と長期的な変動を把握することは地球環境問題や将来の水資源管理を考える上で大変重要である。本研究では土壤水分量を明示せずに蒸発量を推定する修正補完関係法(Sugita et al. 2001)をこれまでに適用例のない気候条件である乾燥・半乾燥地域モンゴルの実測データに対して適用し、モデルの検証を行った。また、東アジア広域の陸域蒸発量分布を 10 年間にわたって推定し、環境条件との関係を明らかにすることを目的とした。

モンゴル KBU(2003 年 5 月~10 月)におけるモデルの検証結果は、実測値と推定値の相関関係が $R^2=0.64$ 、 $RMSE=20.4W/m^2$ であった。日平均潜熱フラックスの推定値は実測値を良く再現できており、月平均蒸発量の季節変動とも良く一致した。さらに、本結果はタイ、中国における検証の結果と同程度の精度を示したことから、乾燥・半乾燥域における本モデルの有効性が確認された。KBU において補完関係式の変数 η は約 2.5~1.5 で変動しており、群落抵抗 r_s の増大とともに 2.0 から外れていくことが分かった。土壤水分量の実測値と蒸発量の推定値の関係から、補完関係を間接的に表すことができた。土壤水分量の少ない 5、6、8 月は実蒸発量と見かけの可能蒸発量が強く逆相関していたが、7、9、10 月は逆相関の関係が弱く、土壤水分量の変化に対応していなかった。モデル検証地域である KBU は土壤の乾湿状態に依存して補完関係の程度が異なることが認められた。

ISLSCP Initiative II のデータセットを利用して、1986 年~1995 年の東アジア広域蒸発量を推定した。年蒸発量の推定値は既往研究 (Budyko et al. 1977) と同程度の値を示した。また、流域水収支およびフラックス観測の実測値とも良く一致した。このことから、本モデルが広域蒸発量の推定に適用できる可能性が示唆された。

1986 年~1995 年の 10 年間にわたる実蒸発量の経年変化はシベリア南端・中国北部、インド内陸部・タイ中央部で減少傾向を示した。高緯度地域の減少傾向は Brutsaert and Parlange (1988) の補完関係に対応したが、低緯度地域の減少傾向は Peterson et al. (1995) の結果と対応した。また、既往研究のユーラシア大陸におけるパン蒸発量(見かけの可能蒸発量)トレンドは減少傾向を示す報告が多いにも関わらず、本結果はそれと対照的にパン蒸発量が増加、実蒸発量が減少するという結果であった。これは解析期間の時間スケールの違いが原因であると考えられ、今後はさらに長期間の解析が必要とされる。

Keyword: 陸域蒸発量、修正補完関係法、東アジア、土壤水分量、パン蒸発量

修士論文目次

目次.....	i
表目次.....	iii
図目次.....	iv
1. 緒言.....	1
1.1 本研究の背景.....	1
1.1.1 広領域の蒸発量.....	1
1.1.2 蒸発量の測定と推定.....	1
1.1.3 補完関係法.....	2
1.2 本研究の目的.....	3
2. 方法.....	6
2.1 モデルの概要.....	6
2.1.1 修正補完関係法.....	6
2.1.2 大気境界層 (Atmospheric Boundary Layer) サブモデル.....	8
2.2 モデルの検証方法.....	12
2.2.1 データセット.....	12
①地上観測.....	12
②再解析データ.....	14
2.2.2 データの選別.....	20
2.3 広域蒸発量の推定.....	20
2.3.1 対象地域.....	20
2.3.2 データセット.....	22
①地表面データ.....	22
②再解析データ.....	23
2.3.3 データの選別.....	26
3. 結果および考察.....	28
3.1 モデルの検証方法の結果.....	28
3.1.1 実測値と推定値の比較.....	28
3.1.2 係数 η の変動.....	33
3.1.3 係数 η と群落抵抗 r_s の関係.....	33
3.1.4 群落抵抗 r_s と光合成有効放射 (PAR) の関係.....	37
3.1.5 土壌水分量と蒸発量の関係.....	39
3.2 広域蒸発量の推定の結果.....	45
3.2.1 東アジア広領域の蒸発量分布.....	45
3.2.2 蒸発量を支配する因子.....	52
3.2.3 蒸発量の経年変化.....	57

4. 結論	66
謝辭	67
引用文獻	68
付録	71

表目次

表 1	KBU における地上観測項目の一覧	16
表 2	KBU における運動量粗度 z_0 の月平均値.....	18
表 4	領域客観解析データの一覧.....	24
表 4	ISLSCP Initiative II データの一覧	24
表 5	NCEP/NCAR 再解析データの一覧	25
表 6	推定値と実測値の統計量.....	32
表 7	各月の η の平均値	36
表 8	図 19 の観測地域の一覧.....	51

図目次

図 1	異なる湿潤状態におけるエネルギー収支の概念図	4
図 2	蒸発量と可能蒸発量の補完関係の概念図	5
図 3	ABL サブモデルの概念図	11
図 4	地上観測地域	15
図 5	運動量粗度 z_0 の観測値と NDVI より算出された LAI	17
図 6	広域蒸発量推定の対象地域	21
図 7	日平均潜熱フラックスの推定値と実測値の比較	30
図 8	月平均潜熱フラックスの推定値と実測値の季節変化	32
図 9	係数 η の日平均値の変動	34
図 10	係数 η と群落抵抗 r_s の関係	36
図 11	群落抵抗 r_s と PAR の関係	38
図 12	土壌水分量と蒸発量の関係	41
図 13	KBU における月平均土壌水分量	42
図 14	KBU における日平均土壌水分量と日降水量の季節変化	43
図 15	土壌水分量の指標と無次元化した蒸発量の関係	44
図 16	蒸発量の年積算値の分布	47
図 17	η の年平均値の分布	48
図 18	年平均蒸発量の全球分布(Budyko et al. 1977 より引用)	49
図 19	年蒸発量の測定値と推定値の比較	50
図 20	各地域における年積算降水量と年積算蒸発量	54
図 21	各地域における年積算正味放射量と年積算蒸発量	55
図 22	月平均正味放射量の季節変化	56
図 23	年積算蒸発量の経年変化	60
図 24	年積算蒸発量の経年変化(t 検定の結果)	61
図 25	年積算降水量の経年変化	62
図 26	年平均正味放射量の経年変化	63
図 27	正味短波/長波放射量の経年変化	64
図 28	年平均気温の経年変化	65
付図 1	1986 年の月平均実蒸発量の分布	71
付図 2	1986 年の月平均真の可能蒸発量の分布	73
付図 3	1986 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	75
付図 4	1987 年の月平均実蒸発量の分布	77
付図 5	1987 年の月平均真の可能蒸発量の分布	79
付図 6	1987 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	81
付図 7	1988 年の月平均実蒸発量の分布	83

付図 8	1988 年の月平均真の可能蒸発量の分布	85
付図 9	1988 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	87
付図 10	1989 年の月平均実蒸発量の分布	89
付図 11	1989 年の月平均真の可能蒸発量の分布	91
付図 12	1989 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	93
付図 13	1990 年の月平均実蒸発量の分布	95
付図 14	1990 年の月平均真の可能蒸発量の分布	97
付図 15	1990 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	99
付図 16	1991 年の月平均実蒸発量の分布	101
付図 17	1991 年の月平均真の可能蒸発量の分布	103
付図 18	1991 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	105
付図 19	1992 年の月平均実蒸発量の分布	107
付図 20	1992 年の月平均真の可能蒸発量の分布	109
付図 21	1992 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	111
付図 22	1993 年の月平均実蒸発量の分布	113
付図 23	1993 年の月平均真の可能蒸発量の分布	115
付図 24	1993 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	117
付図 25	1994 年の月平均実蒸発量の分布	119
付図 26	1994 年の月平均真の可能蒸発量の分布	121
付図 27	1994 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布	123
付図 28	1995 年の月平均実蒸発量の分布	125
付図 29	1995 年の月平均真の可能蒸発量の分布	127
付図 30	1995 年の月平均見かけ蒸発量の分布	129

1. 緒言

1.1 本研究の背景

1.1.1 広領域の蒸発量

地球上の水循環は大陸-海洋-大気間の水の交換によって行われている。水循環とは、海洋からの蒸発と陸域からの蒸発・蒸発散で大気中に送り込まれた水蒸気が究極的には降水となって地球の表面へと戻る(梶根 1980; 市川 1990)ことをいう。

しかし、近年の地球規模な気候変動の影響で、こうした陸域水循環に変化が生じている。IPCC(気候変動に関する政府間パネル)の第4次評価報告書(IPCC 2007)によると、気候システムの温暖化には疑いの余地がなく、過去100年での昇温傾向は世界平均気温で 0.74°C であるとしている。それに伴い大気中の平均水蒸気量が上昇し、陸域のほとんどにおいて降水量の長期変化傾向が観測された。こうした温暖化の影響で、永久凍土の広範囲にわたる融解、乾燥地域での干ばつの増加、大雨の増加などが予測されている。

これまでの研究では、大気中の水蒸気量は全世界平均で約25mm、総体積は約 13000km^3 だとされている(Nace 1969; 梶根 1980)。水蒸気存在量は量的にはわずかであるが、水循環の中でも重要な役割を果たしている。水循環の実態を明らかにするためには、水蒸気の量的な分布と輸送量を問題にしていかなければならない(梶根 1980)。

以上のことから、地球大気中の水蒸気の分布や陸面からの蒸発量を長期間にわたって把握し、気候変動とどのような関連性があるのかを明らかにする必要がある。陸域からの蒸発量分布とその変動を長期的に把握することは地球規模における環境問題や、将来の水資源管理を考える上でも大変重要である。また、これまでは限られた流域単位の蒸発量を年間総量として求めていることが多く、大規模な蒸発量の変動に関する研究は少なかった。地球規模の環境問題を考える上でも、今後は数百kmスケールの広域な陸域蒸発量を見積もり、季節・年変動を明らかにしておく必要があると考えられる。

1.1.2 蒸発量の測定と推定

蒸発量は水循環速度や水収支の算定にとって欠く事のできない成分であるが、現段階では直接測定のできない成分である(市川 1990)。そもそも蒸発量は観測地点も少ないのが現状で、これまで蒸発量の測定はパン蒸発量計やライシメーター、渦相関法などを用いて行われてきた(梶根 1980)。

パン蒸発量計は各地で長期間にわたって観測されており、それから蒸発量を評価する研究も多く存在する(浅沼ほか 2004)。しかし、パン蒸発量計による観測値はその地域の実際の大気-陸面相互作用を正確に評価していないという議論があり(Brutsaert and Parlange 1998)、ライシメーターなどの実測値も一部の地域にしか存在しないため、蒸発量を他の気象要素から推定するモデル式が必要とされている。陸地からの蒸発量を算定する方法として、蒸発量を平均気温の関数とするソーンスウェイトの式がある(近藤 1994)。しかし、この推定値は十分に湿った地面からの蒸発量の目安と考えるべきであり、実際の陸地からの蒸発は複雑で植生分布や土壌の水分状態に依存する(近藤 1994)。

蒸発量は地表面側の供給可能量、つまり土壌水分量に大きく依存する。しかし、土壌水分量は水文学の中でも不明な点が多い。地域によって土性や間隙率が異なるため、土壌層の厚さやその水分含有量をどう決めるかによってその値が大きく異なってくる(市川 1990) からである。また、乾燥地域の面積や地下水面までの深さの見積もり方も考慮すべきである(樫根 1980)。土壌水分量は土壌水分量計やテンシオメータなどで点での値を実測する方法があるが、その観測点は少ない。近年では衛星観測による土壌水分量の観測が发展しているもののまだ実用性があるとはいえない。また、土壌水分量は垂直的・平面的に大きく変化し分布の変動が激しいため地域の代表性をとることが困難だからである。これまで、土壌水分量を明示的に扱う地表面モデルとして SiB2 モデル(Simple Biosphere Model 2)(Selliers 1995)などが考えられてきたが、パラメータが多く複雑なものであった。今後は土壌水分量を扱わないで、他の気象要素から蒸発量を推定することが必要とされる。

本研究では、可能蒸発量と実蒸発量の補完関係に着目した概念に基づいて蒸発量の推定を行う。補完関係を用いることで、土壌水分情報を必要とせずに蒸発量を表すことができる。以下に補完関係法の概要について述べる。

1.1.3 補完関係法

Bouchet(1963)によって提案された補完関係法(1)は、土壌水分量が既知でなくてもその効果を含んだ蒸発量を求める方法である。

$$E + E_{pa} = 2 \cdot E_{po} \quad \cdots (1)$$

ここで、 E は実際の蒸発量、 E_{pa} は見かけの可能蒸発量、 E_{po} は $E = E_{pa}$ であるときに成り立つような真の可能蒸発量である。真の可能蒸発量は、「広く一様な表面が湿潤であり、それに接触する空気が十分に飽和している場合の蒸発量」と定義することができる。しかし、この可能蒸発量はしばしば最大可能な条件にないとき、つまり乾燥条件であるときの気象データを用いて求められることがある(例えば、パン蒸発量計の測定値など)。これは、表面が十分湿潤なときの蒸発速度とは等しくないため、見かけの可能蒸発量 E_{pa} と表すことができる。

地球上のエネルギー収支は太陽起源の正味放射によって支配されている(図 1)。土壌が十分湿っている地表面では、有効エネルギーがまず水を蒸発させる潜熱に使われるが、乾燥などの影響で実蒸発量が可能蒸発量以下になると蒸発に使われるはずだった余剰のエネルギーが大気を加熱する顕熱 ΔH として利用される。これにより、気温は上昇し、大気の実要求量は増加するため、見かけの可能蒸発量 E_{pa} は増加すると考えられる(Brutsaert 2005; Brutsaert and Parlange 1998)。

$$E_{pa} = E_{po} + \varepsilon_a \Delta H \quad \cdots (2)$$

ここで、 ε_a は選択した E_{pa} の定義に依存する有効パラメータである。 E_{pa} がちょうど ΔH

の分だけ増加すると仮定すると、(1)式が導ける。このように、 E と E_{pa} が逆相関を示す関係を「補完関係」と呼び、(1)式から実蒸発量 E を求めることができる(Brutsaert and Parlange 1998)。ここで補完関係の概念図を図2に示す。

Bouchet(1963)が最初に提案したこの概念は、土壌水分量や群落抵抗などの乾燥度に関わる情報を必要とせずに蒸発量が表わせるという利点がある。しかし、厳密な理論や実験を通して求められた値ではないため、ほとんどの場合において近似的にしか成り立たない。(1)式の係数は限りなく2.0に近づくものの、地域や季節などの環境条件によって変化するので、特定の気象条件を与えてやると2.0から外れていくことが分かっている(Lohmme 1997)。Sugita et al. (2001)では、この係数をモデル内で決定される変数 η として扱い、繰り返し計算することでより正確な η を決定し、実蒸発量を推定する修正補完関係法を提案している。この方法は、これまでタイ中央部(杉田 2003)や中国乾燥域(Sugita et al. 2001)において適用されており、その有効性が確認されている。

しかし、異なる気候条件での広領域な蒸発量を推定するために、他の地域でも同様に利用できるかどうか更なる検討が必要である。

1.2 本研究の目的

本研究では、蒸発量推定モデルである修正補完関係法(Sugita et al. 2001)をこれまで適用例のない気候条件であるモンゴル乾燥域の実測データに対して適用し、モデルの検証を行う。さらに、東アジア大陸を中心とした地域を対象として広域陸域蒸発量の分布を推定し、その経年変化と地域的な環境条件との関係を明らかにすることを目的とする。

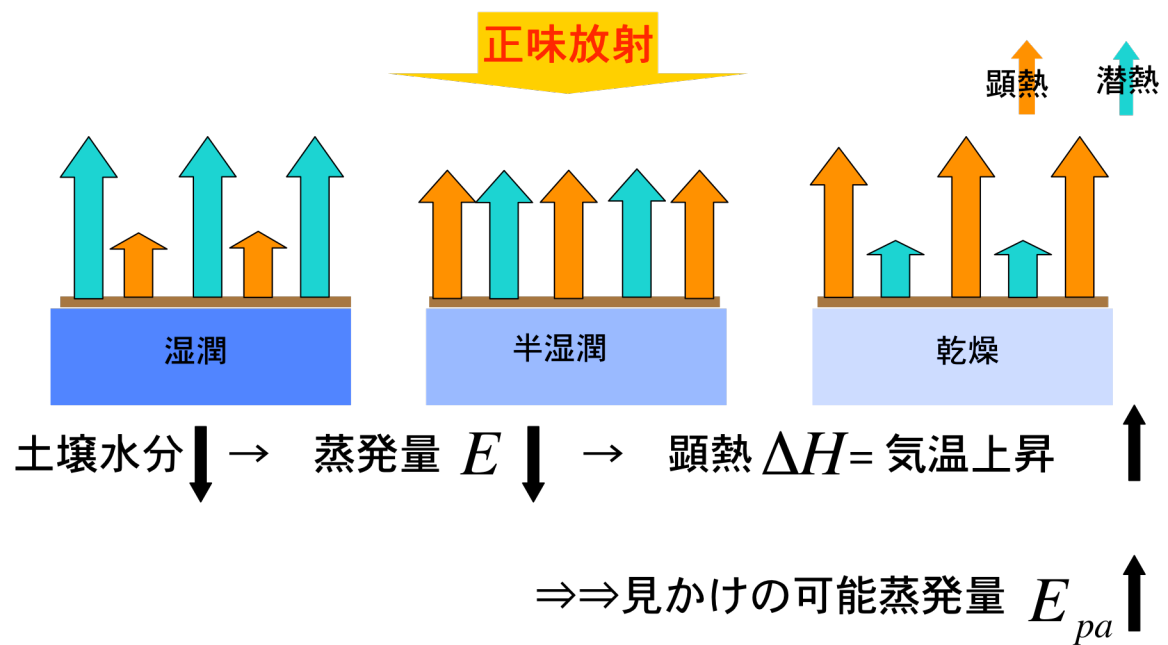


図1 異なる湿潤状態におけるエネルギー収支の概念図
(大槻ら(1984)をもとに図示)

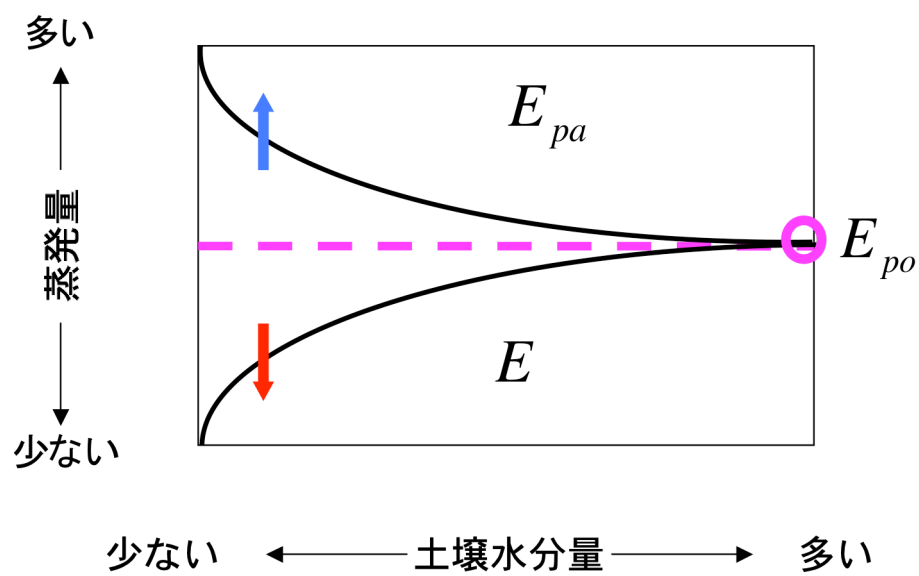


図2 蒸発量と可能蒸発量の補完関係の概念図
 E :実際の蒸発量、 E_{pa} :見かけの可能蒸発量、 E_{po} :真の可能蒸発量

2. 方法

2.1 モデルの概要

2.1.1 修正補完関係法

本研究では、陸域からの蒸発量を推定するために Sugita et al. (2001)によって提案された修正補完関係法を用いる。修正補完関係法では、これまで提唱されてきた補完関係法の係数をモデル内で決定される変数 η として扱っている。

$$E + E_{pa} = \eta \cdot E_{po} \quad \cdots \quad (3)$$

補完関係法では、 E と E_{pa} の関係は $\eta = 2.0$ で逆相間を示すとされてきた(Bouchet 1963; Brutsaert and Parlange 1998)。しかし、(1)式のような関係は $E = E_{po} = E_{pa}$ であるときには成り立つものの、必ずしも正確ではない(Sugita et al. 2001)。これは、蒸発に使われなくなったエネルギーが全て顕熱として利用されると仮定した場合であり、実際の環境条件下ではそれ以外にも様々な環境要因が関わっているからである。例えば、McNaughton and Spriggy(1989)、Lhomme(1997)は、 η を考慮した蒸発量を予測しているが、特定の気象条件を与えると η は2.0から外れていき、(1)式を正確に満たすものではないと結論している。また、Sugita et al. (2001)では気温、湿度、空気力学的抵抗、有効エネルギー量、境界層上端の飽差の勾配、昼時間を変化させ様々な場合について η の変化を考察しているが、その変化は特に群落抵抗 r_s に強く依存することを示した。また、 η を定数ではなく変数として考えることで E と E_{pa} の補完関係を緩め、より正確な実蒸発量の推定を行った。(3)式の E_{pa} 、 E_{po} はPenman(1948)の可能蒸発量 E_{PE} の推定式(4)を用いて表すことができる。

$$E_{PE} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{(R_n - G)}{\ell} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_A \quad \cdots \quad (4)$$

ここで、 R_n : 正味放射量、 G : 地中熱流量、 Δ : 気温 T_a における飽和水蒸気圧曲線の傾き、 γ : 乾湿計定数で $\gamma = c_p p / 0.622 \times l$ と定義され、 c_p : 空気 の定圧比熱、 p : 気圧、 l : 蒸発の潜熱である。また、 E_A は空力項と呼ばれ大気 の乾燥力を表す。この E_A を求めるために、Brutsaert(1982)がモニン-オブコフの相似則から導いた式(5)を用いる。

$$E_A = k u_* \rho (q^* - q) \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{ov}} \right) - \Psi_v \left(\frac{z-d}{L} \right) \right]^{-1} \quad \cdots \quad (5)$$

ここで、 k : カルマン定数、 u_* : 摩擦速度、 ρ : 空気密度、 q^* : 飽和比湿、 q : 比湿、 z : 高さ、 d : 地面修正量、 z_{ov} : 水蒸気に対する粗度長、 Ψ_v : 水蒸気に対する安定度修正関数、 L : オブコフ長である。飽差 $(q^* - q)$ は、 E_{po} については実測値から求める。一方、 E_{pa} には実測値

を利用できないので、後述する大気境界層(ABL)サブモデルを用いて、「水不足が生じない」という条件を仮定し、飽差を推定する。

オブコフ長は長さの単位で表される浮力の効果であり、以下の式で表わせる。

$$L = \frac{u_*^3}{k \frac{g}{T} \frac{H}{\rho c_p}} \quad \cdots \quad (6)$$

ここで、 g :重力加速度、 T :気温、 H :地表面での潜熱フラックスである。分子が摩擦によるエネルギーの生成、分母が浮力によるエネルギーの生成を表している。

安定度修正関数は実験的に決められている。これまで様々な関数型が提案されているが、本研究では Brutsaert(1992)に提案された以下の式を用いる。

$$y < 0.0059 \text{ のとき} \quad \Psi_m(y) = 0$$

$$0.0059 \leq y \leq 15.025 \text{ のとき}$$

$$\Psi_m(y) = 1.47 \ln \left[\frac{(0.28 + y^{0.75})}{(0.28 + (0.0059 + y_0)^{0.75})} \right] - 1.29 \left[y^{1/3} - (0.0059 + y_0)^{1/3} \right]$$

$$y > 15.025 \text{ のとき} \quad \Psi_m(y) = \Psi_m(15.025) \quad \cdots \quad (7)$$

ここで、 Ψ_m :運動量に対する安定度修正関数で、 $y = -(z - d_0)/L$ 、 $y_0 = -z_0/L$ である。また、顕熱に対する安定度修正関数 Ψ_h と潜熱に対する安定度修正関数 Ψ_v は等しいと仮定して以下の式を利用する。

$$\Psi_h = 1.20 \ln \left[\frac{(0.33 + y^{0.78})}{(0.33 + y_{0h}^{0.78})} \right] \quad \cdots \quad (8)$$

・ η の算出方法

補完関係の程度を示す変数 η は、群落抵抗 r_s に強く依存する。そこで、群落抵抗 r_s を用いた Penman-Monteith 式(9)を利用する。Monteith(1973)は植物の生理学的作用を物理現象として考え、(9)式を提案した。これは、物理的に根拠のある Penman 式 (4)に植物の生理活性を含めて考え出された式である。

$$E_{PM} = \frac{\Delta(R_n - G) + c_p \rho (q^* - q) / r_a}{\Delta + \gamma(r_a + r_s) / r_a} \quad \cdots \quad (9)$$

ここで、 r_s :群落抵抗、 r_a :空気力学的抵抗を表す。(9)式は、 $r_s = 0$ のとき Penman 式と等しくなる。(3)の補完関係式で、 E を(4)式で、 E_{po} 、 E_{pa} を(9)で表すと、 η についての式が表せる。

$$\eta = \left(2 - \frac{\gamma r_s / r_a}{\Delta + \gamma + \gamma r_s / r_a} \right) \left[\frac{\Delta(R_n - G) + \rho l D_m / r_a}{\Delta(R_n - G) + \rho l D_{m,wet} / r_a} \right] \quad \cdots (10)$$

ここで、 D_m :特定の r_s に対する飽差、 $D_{m,wet}$: $r_s = 0$ のときの飽差を表す。(10)式から分かるように、① $r_s = 0$ の場合と② r_a が無限大に近づく場合のみ、 $\eta = 2.0$ となり、(1)式の補完関係が成り立つ。

まず、モデルでは初期条件として $\eta = 2.0$ を与え、(4)式と(5)式を用いて(1)式から実蒸発量 E を推定する。一回目の推定値 E を(9)式へ代入し、群落抵抗 r_s を求める。その後、 r_s を(10)式に代入し、改めて η を推定する。このときの η は2.0とは限らない。そして、新たに決定された η を用いて、再び(1)式より実蒸発量を求める。以上の計算を十分に収束するまで行い、実蒸発量を推定する。この方法により、実際の環境条件における E を正確に求めることができると考えられる。

2.1.2 大気境界層(Atmospheric Boundary Layer)サブモデル

大気の飽差 $D = (q^* - q)$ を推定するために、大気境界層(Atmospheric Boundary Layer)サブモデル(Sugita et al. 2001)を用いる。これは、Lhomme et al. (1997)による CBL(Convective Boundary Layer)モデルをベースに、飽差の日中平均値を出力するために部分的な修正を加えたものである。大気境界層中の CO_2 、水蒸気、気温などのフラックス量を推定するための保存則は次のように表せる。

$$h \frac{dC_m}{dt} = F_c + (C_+ - C_m) \frac{dh}{dt} \quad \cdots (11)$$

ここで、 C_m :境界層内のスカラー濃度、 h :境界層高度、 C_+ :自由大気中のスカラー濃度、 t :時間を表す。日中よく混合された大気境界層へのフラックス変化量はこのように表せる。(11)式を特に飽差 D について書くと、

$$\frac{dD_m}{dt} = \frac{D_e - D_m}{T_e} + \left[\frac{D_+ - D_m}{h} \right] \frac{dh}{dt} \quad \cdots (12)$$

(12)式の左辺は境界層内の飽差変化量、右辺第一項は地表面近くの飽差フラックスの流入を表し、 D_e :平衡に達した時の D_m 、 T_e :時定数、 D_+ :大気中の飽差を表す。ABLモデルの概念図を図3に示す。

(12)式の右辺第二項は境界層上端に存在するエントレインメント層からの自由大気を取り込みを表す。温位や比湿のようなフラックスは境界層内では鉛直方向に一定であるが、自由大気との境目で勾配をもって変化する(Brutsaert and Sugita 1994)。このような境界層上端をエントレインメント層と呼ばれており(Stull 1989)、その効果を考慮すると D_+ は次のように表せる。

$$D_+ = \gamma_D z \quad \cdots \quad (13)$$

$$\gamma_D = (\Delta C_p / l) \gamma_\theta - \gamma_q \quad \cdots \quad (14)$$

ここで、 γ_D : 飽差の傾き、 z : 高度、 γ_θ : 温位の傾き、 γ_q : 比湿の傾きである。 γ_D は境界層上端の空気の乾燥具合を調整する関数となっている。

・ γ_D の推定

ABL モデルにはエントレインメント層の γ_D が必要であるが、その観測値は少ない。そこで、Sugita et al. (2001) ではさらに上層の自由大気の飽差 (D_+) から γ_D を推定する回帰式を提案した。様々な地域におけるラジオゾンデ観測で得られた実測の D_+ と高度との関係を解析し、次の回帰式を得た。

$$\gamma_D = \exp(0.0371 D_+) 3.08 \times 10^{-6} \quad \cdots \quad (15)$$

ここで、 γ_D : エントレインメント層における飽差の傾き、 D_+ : 自由大気中(ここでは地上 3km)の飽差を表す。日中の境界層高度は最も発達したときで 1 ~ 2km であるが(Stull 1988; Brutsaert 2005)、十分な高さを考慮して自由大気の高さを地上から 3 km としている。これより、 D_+ が既知であれば、 γ_D を求められる。

(12)式は飽差のある特定の瞬間的なフラックスを表しているため、本研究では Sugita et al. (2001) に基づいて、初期時間を t_0 、日時間を δ として $t = t_0$ から $t = t_0 + \delta$ まで積分して日中の飽差平均値 $\overline{D_m}$ を導く。積分した結果は以下の通りである。

$$\begin{aligned} \overline{D_m} = \frac{1}{\delta} \int_{t_0}^{t_0+\delta} D_m(t) dt = \Delta_D \left\{ 1 - \frac{\tau^{1/2}}{\delta} \left[(t_0 + \delta)^{1/2} - t_0^{1/2} \right] \right\} \\ + \frac{D_x}{\delta} \left\{ \frac{a}{3} \left[(t_0 + \delta)^3 - t_0^3 \right] + \frac{2b}{5} \left[(t_0 + \delta)^{5/2} - t_0^{5/2} \right] + \frac{c}{2} \left[(t_0 + \delta)^2 - t_0^2 \right] \right. \\ \left. + \frac{2d}{3} \left[(t_0 + \delta)^{2/3} - t_0^{2/3} \right] + e\delta + 2f \left[(t_0 + \delta)^{1/2} - t_0^{1/2} \right] \right\} \\ - \frac{\tau^{1/2}}{\delta} \Psi(t_0) \left\{ \exp \left[2 \left(\left(\frac{t_0}{\tau} \right)^{1/2} - \left(\frac{t_0 + \delta}{\tau} \right)^{1/2} \right) \right] - 1 \right\} \quad \cdots \quad (16) \end{aligned}$$

$$\Delta_D = \gamma_D K T_e / 2h \quad \cdots \quad (17)$$

$$D_x = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{r_s}{\rho l} A_x \quad \cdots \quad (18)$$

$$\tau = K(T_e/h)^2 \quad \cdots \quad (19)$$

$$\Psi(t_0) = (D_0 - \Delta_D)t_0^{1/2} + \Delta_D \tau^{1/2}/2 - D_x L(t_0) \quad \cdots \quad (20)$$

$$L(t_0) = at^{2/5} + bt^2 + ct^{3/2} + dt + et^{1/2} + f \quad \cdots \quad (21)$$

こ こ で 、 $a = -4/\delta^2$ 、 $b = 10\tau^{1/2}/\delta^2$ 、 $c = 4[(\delta + 2t_0) - 5\tau]/\delta^2$ 、 $d = -3c\tau^{1/2}/2$ 、
 $e = [-4t_0(\delta + t_0) + 6(\delta + 2t_0)\tau - 30\tau^2]/\delta^2$ 、 $f = -e\tau^{1/2}/2$ である。

また、ABL 高度 h は、日中のある時刻 t における混合層高度として、時間の平方根で与えられる。

$$h(t) = \sqrt{K \cdot t} \quad \cdots \quad (22)$$

$$K = K_x \frac{r_s + \mu}{r_s + \nu} \frac{A}{A_{\max}} \quad \cdots \quad (23)$$

ここで、 K : 拡散の次元を持つ ABL 発達率のパラメーター、 K_x は r_s が最大のときの最大値 K で、 μ 、 ν はそれぞれ群落抵抗 r_s 、ABL 高度 h 、日時間 δ の組み合わせによって決まるパラメーターである。本研究では、 μ 、 ν を以下のように決めた。

(1) 昼時間が 9 時間未満の場合 ($\delta < 9$)

$$K_x = 277.8 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\mu = 60.2 \text{ s/m}$$

$$\nu = 541.3 \text{ s/m}$$

(2) 昼時間が 9 時間以上の場合 ($\delta \geq 9$)

$$K_x = 208.3 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\mu = 59.7 \text{ s/m}$$

$$\nu = 538.6 \text{ s/m}$$

A は K_x のとき有効エネルギーで、 A_{\max} は 300 W/m^2 とした。 K は地表面の粗さや顕熱の影響を受けており、 $r_s = 0$ と仮定することで、土壌が湿っている状態の ABL 高度を推定できる。

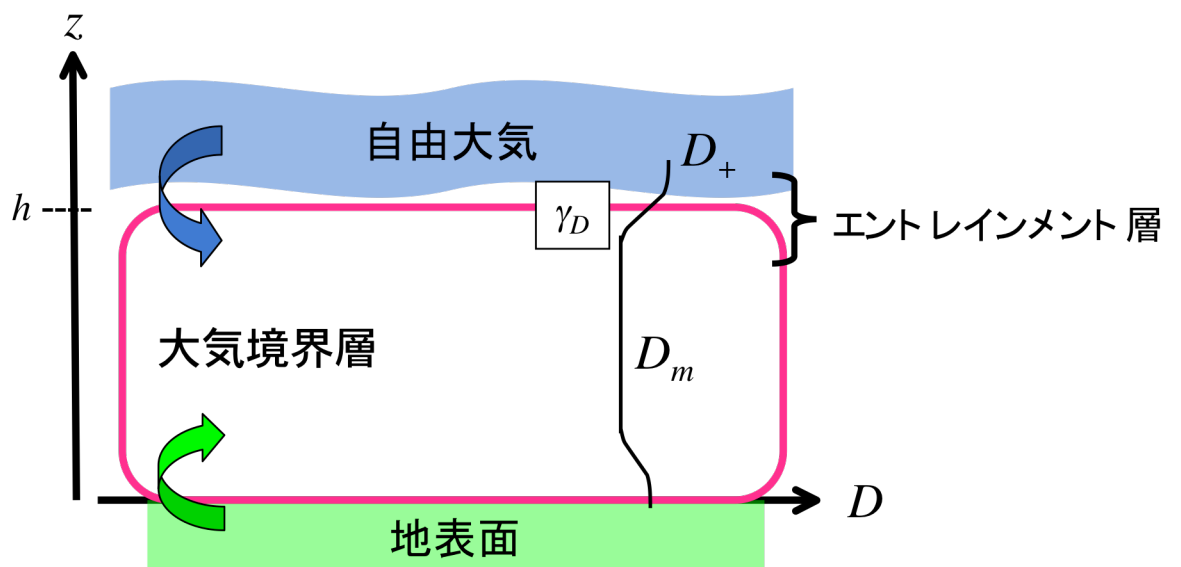


図3 ABLサブモデルの概念図

z : 高度、 h : 大気境界層の高度、
 D_m : 大気境界層内の飽差、 D_+ : 自由大気層内の飽差、 γ_D : 飽差の傾き

2.2. モデルの検証方法

モデルの有効性を確かめるために、修正補完関係法で推定された蒸発量と観測から得られた蒸発量の実測値を真値として比較することで、モデルの精度を検証する。蒸発量の観測値については詳しく後述する。また、推定値と実測値の相関関係から得られた回帰直線の信頼性を確かめるために回帰の標本理論に基づき t 検定を行った。検定方法は以下の通りである。

・ 回帰の標本理論

標本データから得られる回帰方程式を $y = ax + b$ とすると、母集団に対する回帰方程式は $y = ax + \beta$ とおける。回帰係数 β はある特定の b に等しいという仮説検定のための統計量 t は以下のように表せる。

$$t = \frac{b - \beta}{S_{y.x}/S_x} \sqrt{N-2} \quad \cdots \quad (24)$$

$$b \pm \frac{t}{\sqrt{N-2}} \left(\frac{S_{y.x}}{S_x} \right) \quad \cdots \quad (25)$$

$$S_{y.x} = \sqrt{\frac{\sum (y - y_{est})^2}{N}} \quad \cdots \quad (26)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N}} \quad \cdots \quad (27)$$

ここで、 N : サンプル数、 y_{est} : 回帰直線から求めた y の推定値、 \bar{x} : x の平均値を表す。本研究では「 y を実測値、 x を推定値として得られた回帰方程式の傾き a が 1 と異なる」という帰無仮説を立てて、その有意性を検定した。

2.2.1 データセット

① 地上観測

・ 観測地概要

モデルの有効性の検証のために、これまで修正補完関係法が適用されていない地域の実測値を利用する。本研究では、乾燥・半乾燥地域であるモンゴル国ヘルレンバイヤンウラン(Kherlenbayan-Ulaan: 以下 KBU とする)を対象地域とする。KBU は、東経 108°44′、北緯 47°12′、高度 1235m に位置する(図 4)。モンゴルは気温や降水量の南北方向の変化が大きな地域で、具体的に年平均降水量が 250~400mm/年であり、ゴビ地域では 50mm/年であるが、北部地域では 350mm/年と南北差が激しい。降水として降った雨の平均 70~90% が蒸発として地表面から大気に戻っていくとされている(Davaa et al. 2006; 杉田 2003)。これは、大気の蒸発要求量が非常に大きいために降雨のほとんどが地表に到達するとすぐに蒸発して

しまうからである。

KBU では連続的な研究プロジェクトとして、RAISE(Rangelands Atmosphere - hydrosphere - biosphere Interaction Study Experiment in northeastern Asia)が実施された。RAISE は、「北東アジア植生変遷域の水循環と生物・大気圏の相互作用の解明」を目的としており、現地観測と水文プロセスのモデル化、それを利用した将来予測を行っている。2003 年に地表面フラックス観測の集中観測が行われ、その後 2006 年まで補足観測が行われた(Sugita et al. 2007)。地上観測は KBU 集落から西へ約 500 m 離れた草原内に設置された自動観測ステーションで行われた。使用した観測データの一覧を表 1 に示す。

本研究では 2003 年 5 月~10 月の観測データを用いた。以下に各データセットについて述べる。

・正味放射量 R_n

四成分放射計で観測されている正味放射量の観測値は、放射計に到達する間の大気効果の影響を受けていると考えられ、それを補正する必要がある(Kotani and Sugita 2008)。今回は Kotani and Sugita (2008)の方法に基づいて補正した Kato(2007)による R_n を利用した。

・地中熱流量 G

Kato(2007)では、KBU 観測ステーション内の地中熱流量の観測値は必ずしも周囲を代表しているとは言えないとして、異なる地点(観測ステーション周囲 8 地点)における観測値の平均との回帰式を立てデータを補正している。

$$G_{_corrected} = -0.0031G_{_station} + 1.41G_{_station} + 2.95 \quad \cdots \quad (28)$$

ここで、 $G_{_corrected}$:補正された G 、 $G_{_station}$:ステーション内の G の観測値である。本研究ではこの式を用いて補正した G を利用する。

以上の補正の結果、正味放射量、地中熱流量ともに過大評価していたことが分かった。

・潜熱粗度 z_{0v}

潜熱粗度 z_{0v} は顕熱粗度 z_{0h} と等しいと仮定し、放射温度計を用いた地表面温度の観測値を用いる。しかし、放射温度計は植生密度の影響を受けるため、地表面の代表的な温度を測定することが難しい。そこで、運動量粗度 z_0 との関係式(Garratt 1992) から z_{0v} を決定した。

$$\ln\left(\frac{z_0}{z_{0v}}\right) \approx 2 \quad \cdots \quad (29)$$

z_0 には小谷(2007)の観測値を利用した。小谷(2007)による z_0 の 10 日間平均値、および衛星観測によって得られた正規化植生指標(NDVI)から求めた葉面積指数(LAI)の季節変化を

図5に示す。また、各月における z_0 の月平均値を表2に示す。10月については観測値がないため、9月の値を用いることとする。

・蒸発量の真値

モデルから算出した蒸発量推定値と比較するための真値として、渦相関法により算出した潜熱フラックス IE を用いた。

$$IE = l\rho(\overline{w'q'}) \quad \cdots \quad (30)$$

ここで、 l :蒸発のための潜熱、 w' :風速の鉛直成分の変動、 q' :比湿変動である。 w' は超音波風速計、 q' はオープンパス型赤外線ガス分析計を用いて測定した。

観測で得られた IE と他に独立して測定した顕熱フラックス H 、地中熱流量 G 、正味放射量 R_n を熱収支式(31)に適用したとき、収支が必ずしも合わない場合がある。こうした問題は、熱収支不均衡(energy imbalance)として議論されている(Twine et al. 2000)。

$$R_n = H + IE + G \quad \cdots \quad (31)$$

この原因として、測定項目ごとのソースエリアの不一致、境界層内の局地循環により鉛直速度の平均がゼロにならないことなどが挙げられている(小谷, 2004)。これは実測値の過小評価を生み出す。Twine et al. (2000)では、 IE と H の比率であるボーエン比 $\beta(H/IE)$ を用いて、有効エネルギー($=R_n - G$)を再分配するという補正を行っている。

$$IE_{\text{correction}} = \frac{1}{1+\beta}(R_n - G) \quad \cdots \quad (32)$$

ここで、 $IE_{\text{correction}}$:ボーエン比による補正を施した潜熱フラックス、 β :ボーエン比を表す。本研究では、顕熱フラックスに観測データをそのまま使い、潜熱フラックスに上述の補正を施した。 IE と $IE_{\text{correction}}$ を真値として推定値と比較検討した。

②再解析データ

(14)式の γ_θ 、 γ_q を推定するための再解析データとして領域客観解析(JMA/RANAL: 気象庁 2003)を使用した。JMA/RANAL は、地上気象観測、高層観測、衛星観測データから3次元的に分布する格子点状の気象要素をシミュレーションした客観解析データセットである。本研究で使用した JMA/RANAL データセットの一覧を表3に示す。(15)式の定義より、境界層上端は地上3kmとする。KBUの地表面平均気圧が870hpa(2003年5月~10月)であることから、1hpa=約10mとして地上3kmの高度を500hpa~700hpaとした。2高度の気温と相対湿度の勾配から γ_θ 、 γ_D を推定した。

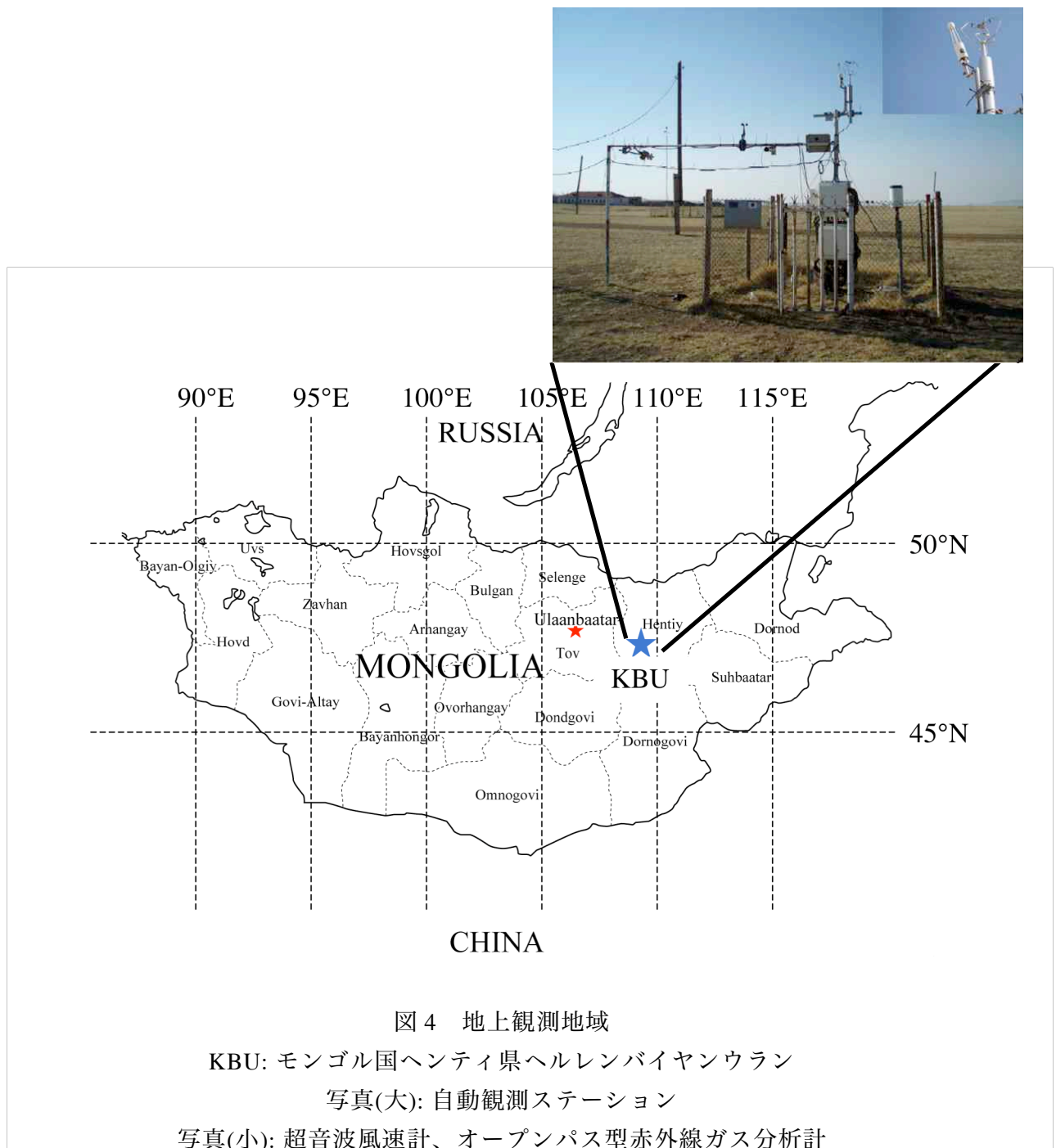


図4 地上観測地域

KBU: モンゴル国ヘンティ県ヘルレンバイヤンウラン

写真(大): 自動観測ステーション

写真(小): 超音波風速計、オープンパス型赤外線ガス分析計

地図は <http://www.freemap.jp/index.html> よりダウンロードしたものに加筆

表 1 KBU における地上観測項目の一覧

要素	測定機器	サンプリング間隔	記録間隔	設置高度(m)	単位
下向き短波放射	放射収支計(CNR1, Kipp & Zone B.V., The Netherlands)	5s	30min.	2.5	W/m ²
上向き短波放射	同上	5s	30min.	2.5	W/m ²
下向き長波放射	同上	5s	30min.	2.5	W/m ²
上向き長波放射	同上	5s	30min.	2.5	W/m ²
顕熱フラックス	超音波風速計 (SAT550, Kaijo Corpotation, Japan)	10Hz	30min.	3	W/m ²
潜熱フラックス	超音波風速計(SAT550, Kaijo Corpotation, Japan), CO ₂ /H ₂ O 赤外線ガス分析計(LI-7500, LI-cor, Inc., USA)	10Hz	30min.	3	W/m ²
摩擦速度	超音波風速計(SAT550, Kaijo Corpotation, Japan)	10Hz	30min.	3	m/s
風速	超音波風速計(SAT550, Kaijo Corpotation, Japan)	10Hz	30min.	3	m/s
風向	超音波風速計(SAT550, Kaijo Corpotation, Japan)	10Hz	30min.	3	—
気温	通風管付き温湿度計(HMD45D, Vaisala Oyj, Finland)	5s	30min.	3	°C
相対湿度	同上	5s	30min.	3	%
地表面温度	赤外線放射温度計(CML303F, CLIMATEC, Inc., Japan)	5s	30min.	—	°C
地中伝導熱	熱流板(HFT-1.1, REBS, inc., USA)	10s	30min.	-0.02, -0.1	W/m ²
体積含水率	TDRセンサー(CS616, Cmbel Scientific Inc., USA)	30min.	30min.	-0.1	m ² /m ²
降水量	転倒ます式雨量計(52202, R. M. Young Company, USA)	30min.	30min.	—	mm

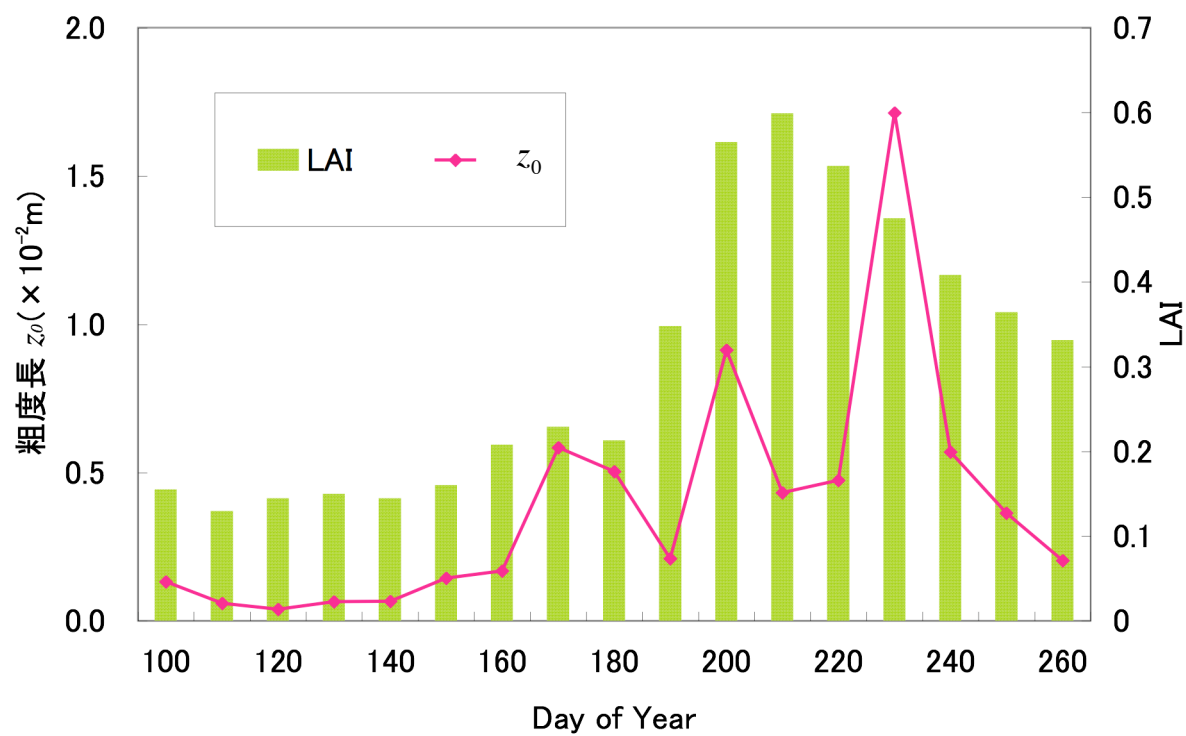


図5 運動量粗度 z_0 の観測値と NDVI より算出された LAI
(小谷(2007)をもとに図示)

表 2 KBU における運動量粗度 z_0 の月平均値
(2003 年 4 月~9 月)

MONTH	$z_0 (\times 10^{-2}\text{m})$
APR.	0.10
MAY	0.06
JUN.	0.30
JUL.	0.54
AUG.	0.87
SEP.	0.38

表 3 領域客観解析データの一覧

要素	データセット名	高度(hpa)	期間	時間分解能	空間分解能	単位
気温	JMA/RANAL 領域客観解析	700, 500	2003年5-10月	6時間/日	20km	K
相対湿度	JMA/RANAL 領域客観解析	700, 500	2003年5-10月	6時間/日	20km	%

2.2.2 データの選別

・昼時間(有効エネルギーによる選別)

本研究では夜間における蒸発量はないものとし、昼間の蒸発量の平均値を日平均蒸発量として扱う。検証地域である KBU では有効エネルギーが正となることを昼間とする。

$$R_n - G > 0 \quad \cdots \quad (33)$$

30 分平均された観測値が(33)式のときの値を用いて、日平均値とし、モデルに入力した。また、ABL サブモデルで飽差を算出する際に、その地域の昼間の時間 δ が必要となる。

・降雨による観測機器への影響

オープンパス型赤外線分析計は、プローブのレンズ面に水滴が付着すると正しい観測ができない(Asia Flux 運営委員会 2003)。このため、降雨中や降雨後のデータは異常値を示すことが知られている。本研究では、30 分平均観測値のうち降雨があった時間を含む観測日のデータは全て除外することとした。

・明らかな異常値

フラックスデータの時系列の中に、前後から突出したデータがある場合、それを異常値として除外することとした。

2.3 広域蒸発量の推定

2.3.1 対象地域

本研究でのモンゴル乾燥・半乾燥地域での検証結果を含め、他の異なる環境条件における複数のモデル検証結果(中国北西部(Sugita et al. 2001); タイ中央部(杉田 2003))をもとに、対象地域周辺の数千 km スケールの広域陸域蒸発量を推定する。対象範囲は、東経 80° ~ 130° 、北緯 60° ~ 0° 、とする。対象地域を図 6 に示す。ユーラシア大陸を中心とした、東アジア域は乾燥地帯や極域が含まれており、地球温暖化などの気候変化に対し非常に敏感であるため、蒸発量変化と気候変化との関連を調べるうえで重要な意義があると考えられる。また、緯度方向に環境条件が大きく異なっているため、気候に対する影響を比較しやすいと考えられる。

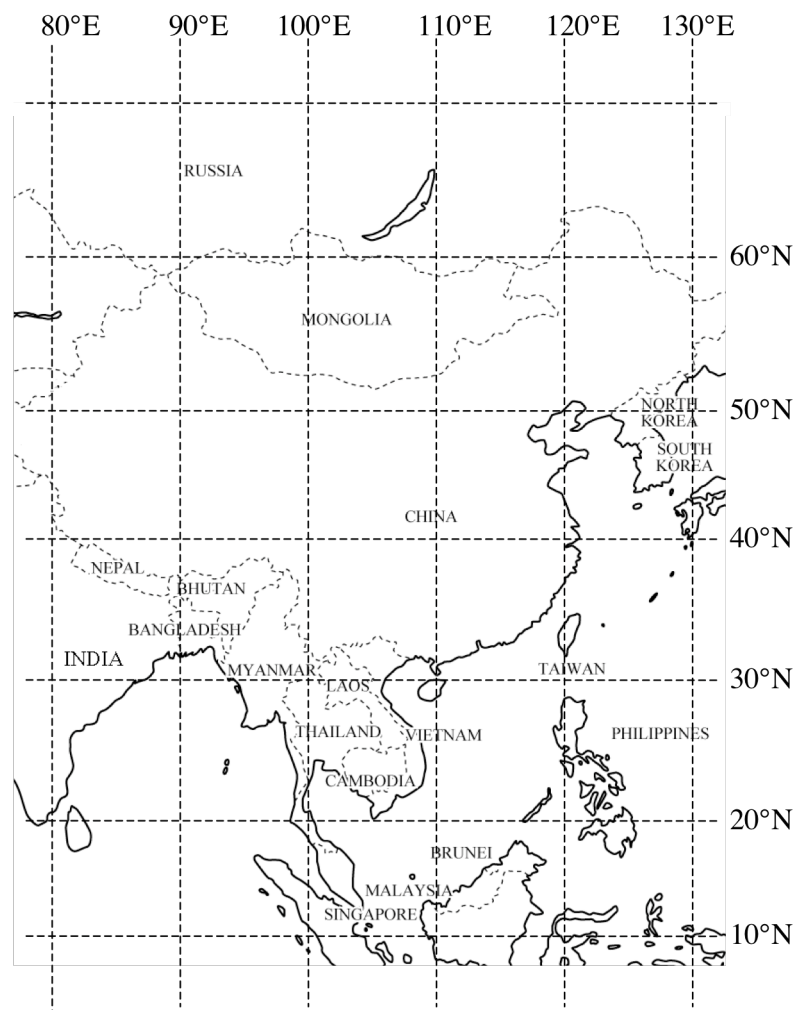


図6 広域蒸発量推定の対象地域
(80° ~ 130° E、0° ~ 60° N)

地図は <http://www.freemap.jp/index.html>
よりダウンロードしたものに加筆

2.3.2 データセット

①地表面データ

本研究では広領域の陸域蒸発量を推定するために、ISLSCP Initiative II(The International Satellite Land Surface Climatology Project Initiative II; 国際衛星陸面気候プロジェクト)のデータセットを使用する。ISLSCP Initiative II は、1986 年~1995 年の 10 年間について、NASA(アメリカ航空宇宙局)などの衛星データや観測値、再解析値を集約したもので、気象学、水文、地形学的なデータを提供している(Hall et al. 2006)。このデータセットは、緯度経度が $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ グリッドで全球を網羅しており、一部の観測値を除いてほぼ全てのデータ項目が共通のグリッドと形式で表されている。本研究では 1986 年~1995 年の 10 年間のデータを用いて蒸発量を推定し、経年変化、季節変化について考察する。

モデルに入力するために使用したデータの一覧を表 4 に示す。以下に各データセットについて述べる。

・ 正味放射 R_n

正味放射 R_n は正味短波放射 S_{net} と正味長波放射 L_{net} の和から算出した。

$$R_n = S_{net} + L_{net} \quad \cdots (34)$$

S_{net} 、 L_{net} は Surface Radiation Budget(SRB)、Cloud and Meteorology Parameters から取得した。このデータは、NASA/GEWEX 国際衛星雲気候計画(ISCCP)の衛星観測データ(1985 年 1 月~1995 年 10 月)から地表面と大気状態のパラメーターを考慮して算出されたものである。3 時間毎フラックスの観測誤差は $25 \sim 30 \text{ W/m}^2$ で、地上観測とのバイアスは 5 W/m^2 である。

・ 地中熱流量 G

地中熱流量 G は熱収支式の他の項から経験的關係として推定することができる。 G と R_n との關係は以下の式で表せる (Brutsaert 1982)。

$$G = C_R R_n \quad \cdots (35)$$

ここで、 C_R : 実験的に求められた定数である。例えば Fuchs and Hadas (1972) では、裸地で $C_R = 0.3$ であるとしている。このように土地被覆の状態から R_n のうち G がどれくらいの割合を占めているかを表す、定数が決定できる。 C_R は土壌水分量や植生タイプによって変化すると考えられている。Choudhury et al. (1987) は植物キャノピーによる放射の減衰を考慮した式を示した。

$$C_R = C_{R0} + \exp(-aLAI) \quad \cdots (36)$$

ここで、 $C_{R0}:C_R$ の土壌に対する値、LAI:葉面積指数、 a :パラメータである。本研究では、 $C_{R0} = 0.4$ 、 $a = 0.5$ として C_R を算出することとした。

・運動量粗度 z_0 、地面修正量 d_0

運動量粗度 z_0 、地面修正量 d_0 は ISLSCP II FASIR NDVI データセット(1982 年～1992 年)から取得した。これは、NOAA 衛星の AVHRR センサーで得られた観測値から算出された NDVI(正規化植生指標)である。NDVI は Los et al. (2000)の手法で LAI(葉面積指数)に換算し、この LAI との関係式によって z_0 、 d_0 を算出している(Sellers et al. 1995)。データの相対的標準誤差(RSE)は、季節間で 30%、年間で 30%である。

しかし、上記の方法では植生がない(LAI=0)砂漠などの地表面で $z_0 = 0$ となってしまう。これを補うために本研究では、中国乾燥域で得られた実測値 $z_{0v} = 0.0216$ m(Tamagawa 1996)と一般的な土壌における値 $z_{0v} = 0.003 \sim 0.01$ m(Garrat 1992)を参考にして、 $z_{0v} = 0.01$ m とすることにした。また、 z_{0h} 、 z_{0v} は 2.2.1 項の(29)式を用いて算出した。

・摩擦速度 u_*

高さ z における平均風速のプロファイルは以下の式で与えられることが知られている。

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d_0}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z-d_0}{L} \right) \right] \quad \cdots (37)$$

ここで、 $u(z)$:高さ z における平均風速、 u_* :乱流の強さを表す摩擦速度、 k :カルマン定数(=0.4)、 d_0 :地面修正量、 z_0 :運動量粗度、 Ψ_m :運動量に対する安定度修正関数で、大気が中立でない場合の浮力の効果を表す。 $[(z-d_0)/L]$ は Monin-Obukhov(1954)が提案した無次元数である。本研究では、 u_* を Sugita et al. (2001)による収束計算によって算出する。

まず、大気の状態が中立であるとして $L = \infty (\Psi_m = 0)$ を仮定する。すると、(35)式より最初の u_* が計算できる。次に算出された u_* を(6)式(2.1.1 項を参照)に代入し、オブコフ長 L を計算する。 L が求まれば、(7)式(2.1.1 項を参照)から Ψ_m を計算することができる。そして、改めて(35)式から u_* を求めることができる。以上を u_* が十分収束するまで行う。

②再解析データ

γ_θ 、 γ_q を推定するための再解析データとして、NCEP/NCAR 再解析データを使用した。NCEP/NCAR 再解析データはラジオゾンデや気象観測値のようにまばらな実測データを四次元同化し(佐藤 1993)、地球上を覆う格子状データに直したものである。データは 6 時間置きに 1 日 4 回計算されている。使用した NCEP/NCAR 再解析データの一覧を表 5 に示す。3km 上空の高度はグリッドごとの地表面気圧をもとに 2 高度の気圧を選択し、2.2.1 項と同様に推定した。

表 4 ISLSCP Initiative II データの一覧

要素	データセット名	期間	時間分解能	空間分解能	単位
正味長波/短波放射	SRB ¹⁾	1986-1995	3時間	1°	W/m ²
下向き短波放射	SRB	1986-1995	3時間	1°	W/m ²
気温(2m)	NCEP II ²⁾	1986-1995	3時間	1°	K
風速(10m)	NCEP II	1986-1995	3時間	1°	m/sec
地表面気圧	ECMWF ³⁾	1986-1995	3時間	1°	Pa
比湿(2m)	NCEP II	1986-1995	3時間	1°	kg/kg
顕熱	NCEP II	1986-1995	3時間(月平均)	1°	W/m ²
葉面積指数	FASIR ⁴⁾	1982-1998	月平均	1°	m/m
粗度長	FASIR	1982-1998	月平均	1°	m
地面修正量	FASIR	1982-1998	月平均	1°	m
土地被覆	Historical Land Cover /Land Use ⁵⁾	1700-1990	20年毎	1°	19class (Land Cover/Use class)
降水量	GPCC ⁶⁾	1986-1995	月積算	1°	mm/月

1) SRB: The Surface Radiation Budget project at NASA

2) NCEP II: The National Centers for Environmental Predictions(NCEP)/Department of Energy(DOE) Atmospheric Model Intercomparison project (AMIP) -II reanalysis

3) ECMWF : The European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis(ERA40)

4) FASIR: Global Biophysical Parameter Fields Derived from the Fourier-Adjusted, Sensor and Solar zenith angle corrected, Interpolated, Reconstructed(FASIR) Normalized Difference Vegetation Index (ND

5) Historical Land Cover/Land Use: Historical Global geographically - explicit Land Cover and Land use Estimates

6) GPCC: Global Precipitation Climatology Centre

表 5 NCEP/NCAR 再解析データの一覧

要素	データセット名	高度(hpa)	期間	時間分解能	空間分解能	単位
気温	NCEP/NCAR reanalysis II	850, 700, 600, 500, 400, 300	1986-1995	6時間/日	2.5°	K
比湿	NCEP/NCAR reanalysis II	850, 700, 600, 500, 400, 300	1986-1995	6時間/日	2.5°	kg/kg

2.3.3 データの選別

・データの日平均化

正味短波放射、正味長波放射、気温、風速、地表面気圧、比湿に関しては3時間毎のデータのうち、下向き短波放射が正のときを日中のデータとして扱う。

$$K > 0 \quad \cdots \quad (38)$$

(38)式の条件のときを平均化し日平均値とした。

・昼間時間の決定(天文学的な日照時間)

ABL サブモデルで飽差を算出する際には、その地域の昼間の時間 δ が必要となる。グリッドごとの昼間の時間は緯度によって異なる。本研究では蔵田・岡田(1984)を参考にして対象グリッドの緯度と対象日の赤緯から日出・日没の時間を求めた。太陽高度は下の式より求められる。

$$\sin h_{sun} = \sin \varphi \cdot \sin \theta + \cos \varphi \cdot \cos \theta \cdot \cos t \quad \cdots \quad (39)$$

ここで、 h_{sun} : 太陽高度、 φ : そのグリッドの緯度、 θ : その月日の赤緯、 t : その時刻の時角を表す。時角 t は、その土地の南中時を 0° 、南中以後を正として1時間を 15° で換算した値である。日出・日没の時角 t_0 は(39)式で $h_{sun} = 0$ とすることで求められる。

$$t_0 = \pm \cos^{-1}(-\tan \varphi \cdot \tan \theta) \quad \cdots \quad (40)$$

絶対値 t_0 を時間に直せば、日出・日没の時間が求められる。この差を対象グリッド、対象日の昼間時間とした。

・対象外地域

本研究では陸域蒸発量を扱うため、海洋、湖等の水面、氷床に該当するグリッドは対象外とした。これは Historical Land Cover/Land Use より得られた土地被覆から判断した。

また、極域などのような昼間でも顕熱が負となるグリッドが存在するため、その地域には大気不安定時の安定度修正関数を使用することはできない。そこで、大気安定時の安定度修正関数として、Cheng and Brutsaert (2005)の関数型を使用する。

$$\Psi_m(y) = -a \ln[y + (1 + y^b)^{1/b}] \quad \cdots \quad (41)$$

ここで、 $y = \frac{-(z - d_0)}{L}$ 、 $a = 6.1$ 、 $b = 2.5$ で一定である。また、大気安定条件下では

$\Psi_m(y) = \Psi_h(y) = \Psi_v(y)$ であるため(Brutsaert 2005)、顕熱に対する安定度修正関数 $\Psi_h(y)$ に対しても(41)式を使うこととする。

3. 結果および考察

3.1 モデルの検証方法の結果

3.1.1 実測値と推定値の比較

KBU における 2003 年 5 月~10 月の日平均潜熱フラックス推定値とボーエン比による補正を施していない真値の潜熱フラックスの比較を図 7(上)に示す。平均二乗偏差(RMSE)は 19.2 W/m^2 で、決定係数 R^2 は 0.54 であった。t 検定を行った結果、回帰直線 $y = ax + b$ の傾き a は 95% および 90% 信頼限界で $a < 1$ であった。このことから、推定値 x は真値 y と良く相関しているものの、やや過大評価しているということが統計的に評価された。ここで、2.2.1 項で述べた energy imbalance を考慮し、ボーエン比による補正を施した実測の潜熱フラックスと推定値の比較を図 7(下)に示す。この結果、実測値の過小評価が修正され、傾き a が 1 に近づく結果となった。RMSE は 20.4 W/m^2 で、 R^2 は 0.64 であった。これは日平均蒸発量に換算すると、およそ 0.36 mm/日 で潜熱フラックスが推定できる精度である。t 検定を行った結果、95% および 90% 信頼限界で傾き a は 1 と異ならないと評価された。すなわち、KBU における日平均潜熱フラックスの推定値とボーエン比による補正を施した実測値には高い相関関係があり、実測値を良く再現できていることがいえる。本研究ではこれ以降、ボーエン比による補正を施した実測値を蒸発量の真値として扱うこととする。

モデルの精度を評価するために、本研究と同様の修正補完関係法を適用した他地域における検証結果と本研究の結果を合わせて表 6 に示す。Sugita et al. (2001) による中国砂漠地帯 (1991 年~1992 年)での検証結果は RMSE が 28.2 W/m^2 であり、タイ (1998 年 12 月~1999 年 2 月)での検証結果は RMSE が $21 \sim 39 \text{ W/m}^2$ であった(杉田 2003)。KBU における結果と中国、タイでの結果を比較すると、 β は全地域で同程度で 1 に等しく、RMSE の値は KBU が他と比べて最も小さかった。一方、 R^2 は KBU が他の地域と比べて最も低く、データのばらつきが大きかった。この要因として、KBU における潜熱フラックスの絶対値の小ささが考えられる。また、対象地域によって真値の観測方法が異なるため (Mitsuta et al. 1995)、その差異が精度の違いを生んでいる可能性があり、3 つの地域を単純に比較することは一概にできない。しかし、全地域での検証結果は比較的近い値をとっており、同程度の精度で推定が行われたということがいえる。以上より、環境条件の異なる複数の地域で本モデルの有効性が確認されたため、検証地域周辺の東アジア広領域の陸域蒸発量の推定に適用できる可能性が示唆された。

・季節変化

日平均潜熱フラックスを各月ごとに平均化した月平均値の季節変化を図 8 に示す。各月の RMSE は $14.0 (8 \text{ 月}) \sim 36.1 \text{ W/m}^2 (10 \text{ 月})$ で、これは月積算蒸発量に換算すると、およそ $7.4 \sim 19.0 \text{ mm/月}$ の精度である。真値との差は各月で異なり、10 月で最小 (-3.1 W/m^2)、7 月で最大 (27.5 W/m^2) であった。6~9 月の夏期において全体的に過小評価しており、それ以外の月では過大評価していた。月平均潜熱フラックスの季節変動は半年間 (5 月~10 月)を通して基本的に実測値と似た傾向を示した。しかし、実測値の潜熱フラックスのピークが 7、

9月であるのに対し、推定値では9月に最大値のピークを迎えていた。この要因として、地表面の状態を表すパラメータである運動量粗度 z_0 の季節変化が影響していると考えられる。図5(2.2.1項を参照)を見ると、衛星観測から得られたNDVIをもとにしたLAIが7月から急激に上昇し始め、大きなピークを迎えていることが分かる。LAIはその後、冬期に向けて徐々に減少していく傾向を示す。一方、地表面で観測された z_0 は、6月から増加し始め、8月で大きく増加している。このように、LAIと z_0 の季節変動の傾向はほとんど類似していたが、必ずしも一致するわけではないということが明らかとなった。本モデルには、地表面を表すパラメータとして z_0 を利用しているが、LAIのような植生を表すパラメータは考慮していない。このことが実測値と推定値の違いを引き起こしている原因の一つだと考えられる。また、9月は他の月に比べて降水日が多かったためデータ数が少なかった(N=16)。そのため、データの信頼性が低い可能性があることを考慮しなければならない。

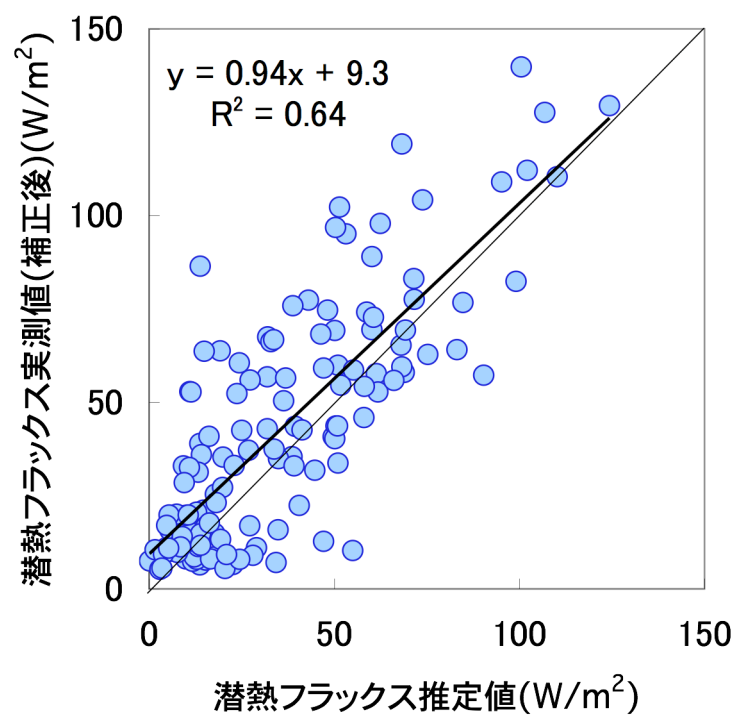
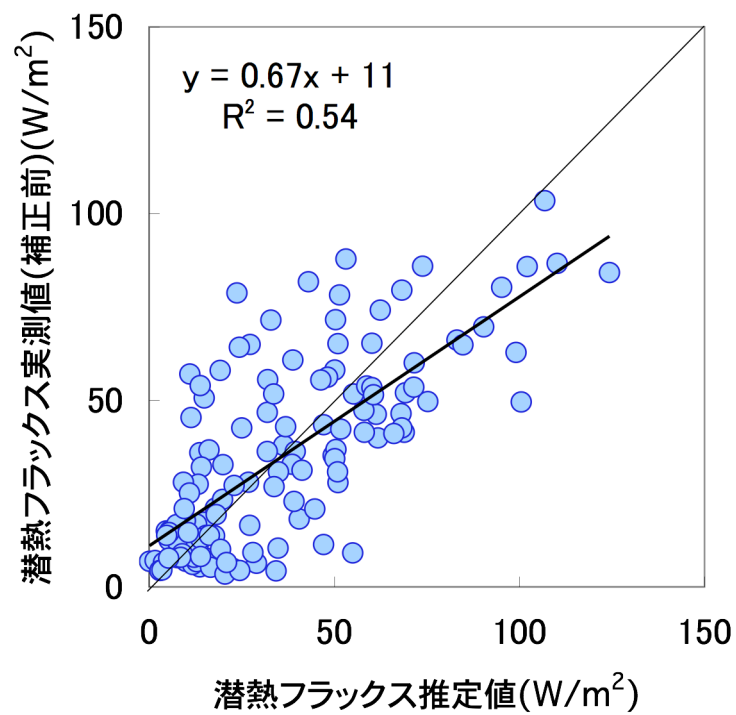


図7 日平均潜熱フラックスの推定値と実測値の比較

上：観測値を利用した実測値と推定値の比較

下：ボーエン比補正を施した実測値と推定値の比較

表 6 推定値と実測値の統計量

Region	Period	β	R^2	$RMSE(W/m^2)$
Mongolia	2003. MAY	0.89	0.73	14.5
	2003. JUN.	1.16	0.78	18.5
	2003. JUL.	0.41	0.23	37.5
	2003. AUG.	0.85	0.73	18.5
	2003. SEP.	0.90	0.62	16.3
	2003. OCT.	0.63	0.52	11.7
	2003.5.1~10.31	0.94	0.64	20.4
Thailand (杉田 2003)	1998-1999	1.01	0.85	21~39
China (Sugita et al. 2001)	1991-1992	0.99	0.74	28.2

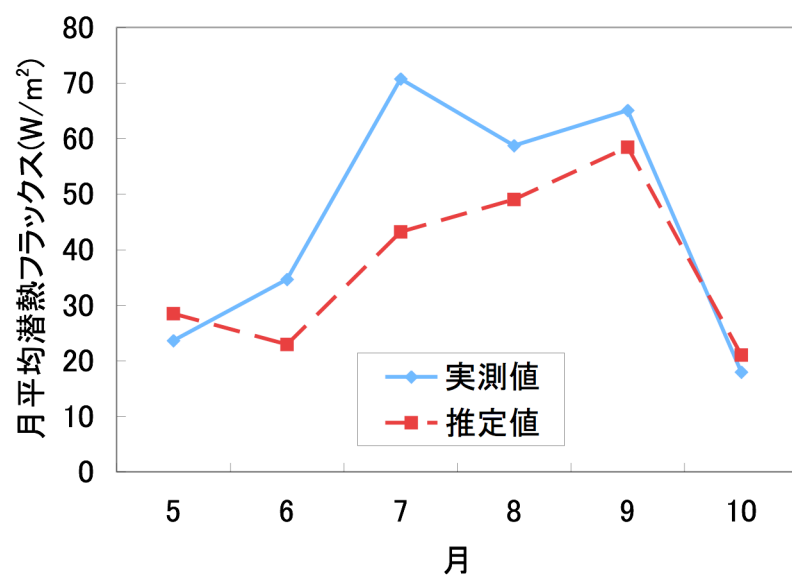


図8 月平均潜熱フラックスの推定値と実測値の季節変化
(2003年5月～10月)

3.1.2 係数 η の変動

モデルから推定された日平均値としての係数 η の季節変化を図9に示す。さらに、各月ごとに平均化した η の月平均値を表に示す。2003年5月~10月において η は2.50~1.51の値をとり、平均値は1.81であった。 η はほとんどの日(全134日のうち13日)において2.0を下回る結果となった。しかし、9月、10月になるにつれて、2.0を上回る傾向が見られた。この要因として対象地域における急激な季節変化が考えられる。KBUは10月頃から気温が氷点下をとることもあり、夏期の気候と大きく異なってくる。この低温の影響が η の季節変動と関連しているものと考えられるが、詳しくは次の項で考察していく。

3.1.3 係数 η と群落抵抗 r_s の関係

係数 η の変動には季節的な環境要因が関わっていると考えられる。 η の値は様々な気象条件や地表面状態によって変化するが、特に群落抵抗 r_s に強く依存することが示されている(Sugita et al. 2001; Lhomme 1997)。 η の日平均値の変動と群落抵抗 r_s の関係を図10に示す。図より、群落抵抗 r_s が増大するとともに、 η が2.0から徐々に外れていくことが分かる。10月の一部の日を除いたほとんどの日において、 η は r_s の増加に伴って2.0より減少していく傾向が見られた。また、 η の変動の程度も月毎に異なることが認められた。5月、7月、8月、9月は、 r_s が1000s/m程度まで増加する間に η が急激に減少するが、 r_s が1000s/mを超えると変化傾向は弱くなり、一定の値(1.6~1.8)になる。こうした η の減少傾向はSugita et al. (2001)のシミュレーションにおける、空気力学的抵抗が大きく(地表面が滑らか)、飽差の傾きが小さい(湿度が低い)ときの条件と一致する。すなわち、モンゴルKBUの地域的な特徴を良く表している結果であることがいえる。

10月の一部の日において、 η が2.0より増加傾向にずれていく日があることが認められた。これは、Sugita et al. (2001)の空気力学的抵抗が小さく(地表面が粗)、低温(気温0°C)である条件の傾向と一致する。3.1.2.項でも述べたが、この時期のKBUにおける気温は他の月に比べ低いため、低温条件の結果として整合性があるといえる。しかし、空気力学的抵抗に関しては、この時期の植生は夏期に比べて少ないことから、地表面が粗な条件とは一致しない。このことから、10月において η が減少する要因には低温条件が大きく寄与しているものと考えられる。

また、本研究で算出された r_s は0~12000 s/mであった。これまで、Sugita et al. (2001)やLhomme (1997)のシミュレーション値よりも大きな値となった。これは一般的な草地面の $r_s = 100 \sim 200$ s/m(Garrat 1992)と比べても30倍程度大きい結果である。KBUはこれまであまり扱われていなかった大きさの r_s を持つ地表面であることがいえる。

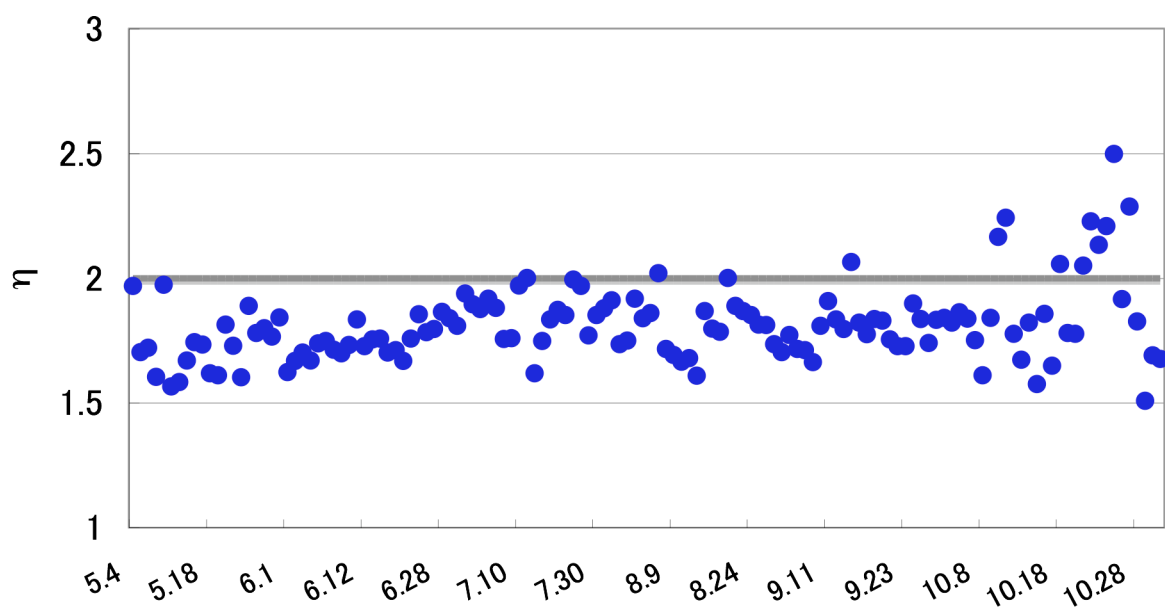


図9 係数 η の日平均値の変動
(2003年5月4日~10月31日)

表 7 各月の η の平均値

MONTH	η
MAY	1.78
JUN.	1.75
JUL.	1.86
AUG.	1.80
SEP.	1.81
OCT.	1.89

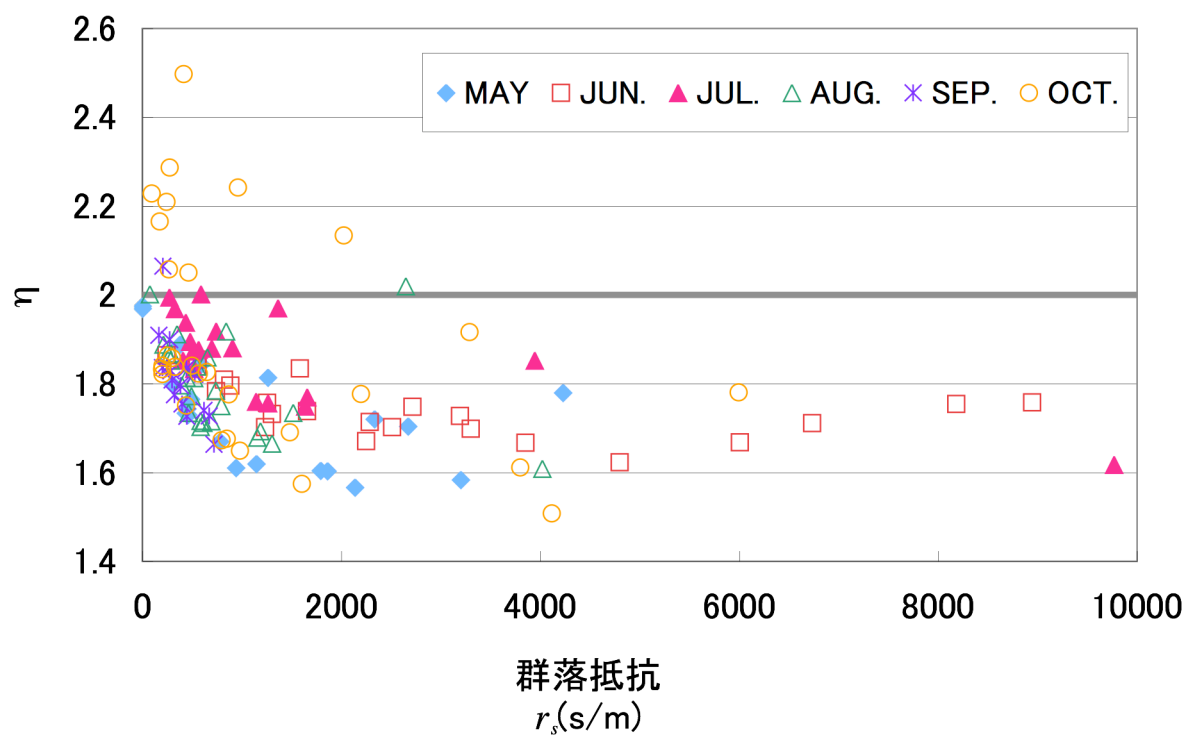


図 10 係数 η と群落抵抗 r_s の関係

3.1.4 群落抵抗 r_s と光合成有効放射量(PAR)の関係

r_s が補完関係のバランスに大きく影響することから、 r_s が他の気象要因とどのような関係にあるのかを見ていく。 r_s は群落レベルの気孔抵抗を表すものであり、植物の生理作用の影響を直接受ける。気孔抵抗の大きさは気孔の開き具合、光の強さ、葉の水ポテンシャル、葉温などで変化する(樫根 1980)。

r_s と光合成有効エネルギー(Photosynthetically active radiation; PAR)の関係を図 11 に示す。PAR は植物の光合成に有効な $0.4 \sim 0.7 \mu\text{m}$ の波長帯の太陽光エネルギーである。PAR は直接観測することができないため、本研究では以下の推定式(Weiss and Norman 1985; Li et al. 2005)を用いて短波放射から算出した。

$$PAR = 2.16 \times S_{down} \quad \cdots (42)$$

ここで、 S_{down} :下向き短波放射である。光合成活動は植生が多い夏期に活発であるため、研究対象地域であるモンゴル KBU の 7、8 月について見てゆく。図より、PAR が増大するに従って r_s が減少していることが分かった。 r_s は日の出とともに急激に減少し、日中には気孔が全開する(樫根 1980)ため、最小となることが知られている。これは、 r_s が PAR の影響を強く受けていることを示唆している。

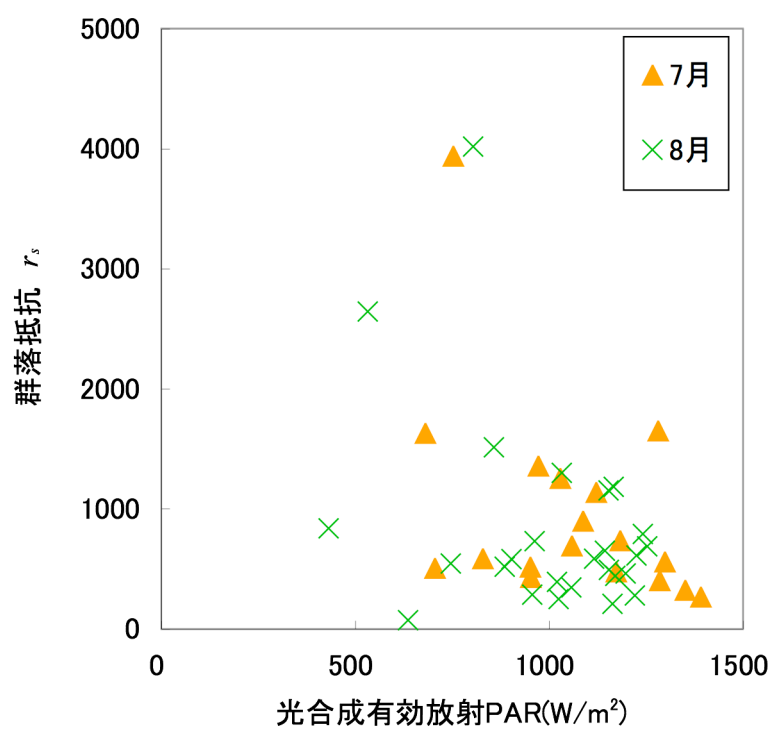


図 11 群落抵抗 r_s と PAR の関係
(植生の成長期である 7 月、8 月)

3.1.5 土壌水分量と蒸発量の関係

土壌水分量が不足すると、植物は気孔を閉じ気孔抵抗を増して蒸散による水の損失を防ごうとする。大気への水蒸気の供給源として、土壌水分量は蒸発量をコントロールする大きな因子である。補完関係は土壌水分量の情報がなくとも蒸発量を表せる方法であるため、算出された蒸発量が実際の土壌水分量の効果を含んでいるのか確かめてみる。KBU では土壌水分量を深度別に観測しており、本研究ではその実測値を利用する。データは TDR センサによって 30 分間隔で得られた深度 0.1m における土壌の体積含水率(表 1)を利用する。

KBU で実測された土壌水分量とモデルより算出された潜熱フラックス(実蒸発量、見かけの可能蒸発量、真の可能蒸発量)の関係を月別に図 12 に示す。土壌水分量に対する蒸発量の変化は月ごとに異なり季節変化していた。全体的な傾向としては、土壌水分量の減少に伴って実蒸発量は減少、見かけの可能蒸発量は増加する傾向が見られた。この傾向は特に 5 月、6 月、8 月において顕著であった。蒸発量と見かけの可能蒸発量が逆相関しているということは、補完関係がより強く表れているものと見るができる。一方、7、9、10 月では逆相関関係が弱く、蒸発量は土壌水分量の変化にあまり対応していないことが分かる。このことから、土壌水分量の違いによって補完関係の程度が異なることが示唆された。

・土壌水分量の季節変化

土壌水分量の月平均実測値の季節変化を図 13 に示す。5、6、8 月は土壌水分量が他の月に比べて明らかに少ないことが分かる。このことから、上述の補完関係の程度と土壌水分量の関連性が示唆された。ここで、KBU における土壌水分量と降水量の変化を図 14 に示す。モンゴルでは夏期は雨期にあたり、年間降水量の 60%以上が夏期に降る (Davaa et al. 2006)。図より、7 月から 9 月の間は降雨の頻度も量も大きいことが見てとれる。しかし、7、8 月の土壌水分量の減少が激しい。これは、7、8 月においては大気の要求量が大いいために降った降水がすぐに蒸発してしまうからだと考えられる。9 月になると土壌水分量の減少傾向は緩やかになる。これに加え、9 月初めに大量の降雨が観測されていることから、10 月は降雨が全く無いにも関わらず、夏以降も十分な土壌水分量が維持されていたのだと考えられる。

・無次元化した蒸発量

蒸発量の単位を無次元化して扱うために、(3)式を変形させると(43)式が作成される。

$$\eta = \frac{E + E_{pa}}{E_{po}} = \frac{E}{E_{po}} + \frac{E_{pa}}{E_{po}} \quad \cdots \quad (43)$$

ここで、 E/E_{po} : 無次元化した実蒸発量、 E_{pa}/E_{po} : 無次元化した見かけの可能蒸発量である。補完関係が成り立つとき、 E/E_{po} と E_{pa}/E_{po} の和は 2.0 を示すはずである。

本モデルで推定された KBU における E/E_{po} 、 E_{pa}/E_{po} 、および土壌水分量の指標とし

て扱う E/E_{pa} (実蒸発量と見かけの蒸発量の比) の関係を図 15 に示す。 E/E_{pa} が減少するとともに E/E_{po} が減少するのに対し、 E_{pa}/E_{po} は増加していくのが分かる。 E/E_{pa} が 0.1 以下になるとその傾向は顕著になり、 E_{pa}/E_{po} が急激に増加する。これは、蒸発量が土壌水分量によって支配されており、その減少に伴って実蒸発量と見かけの可能蒸発量が逆相関するという、補完関係を間接的に表現している。

以上のことから、土壌水分量を利用しない補完関係を利用した本モデルの蒸発量推定値は土壌水分量の実測値とよく対応することが分かった。また、実蒸発量と見かけの可能蒸発量の関係は土壌水分量に強く影響され、土壌の乾湿状態をよく表現できているといえる。

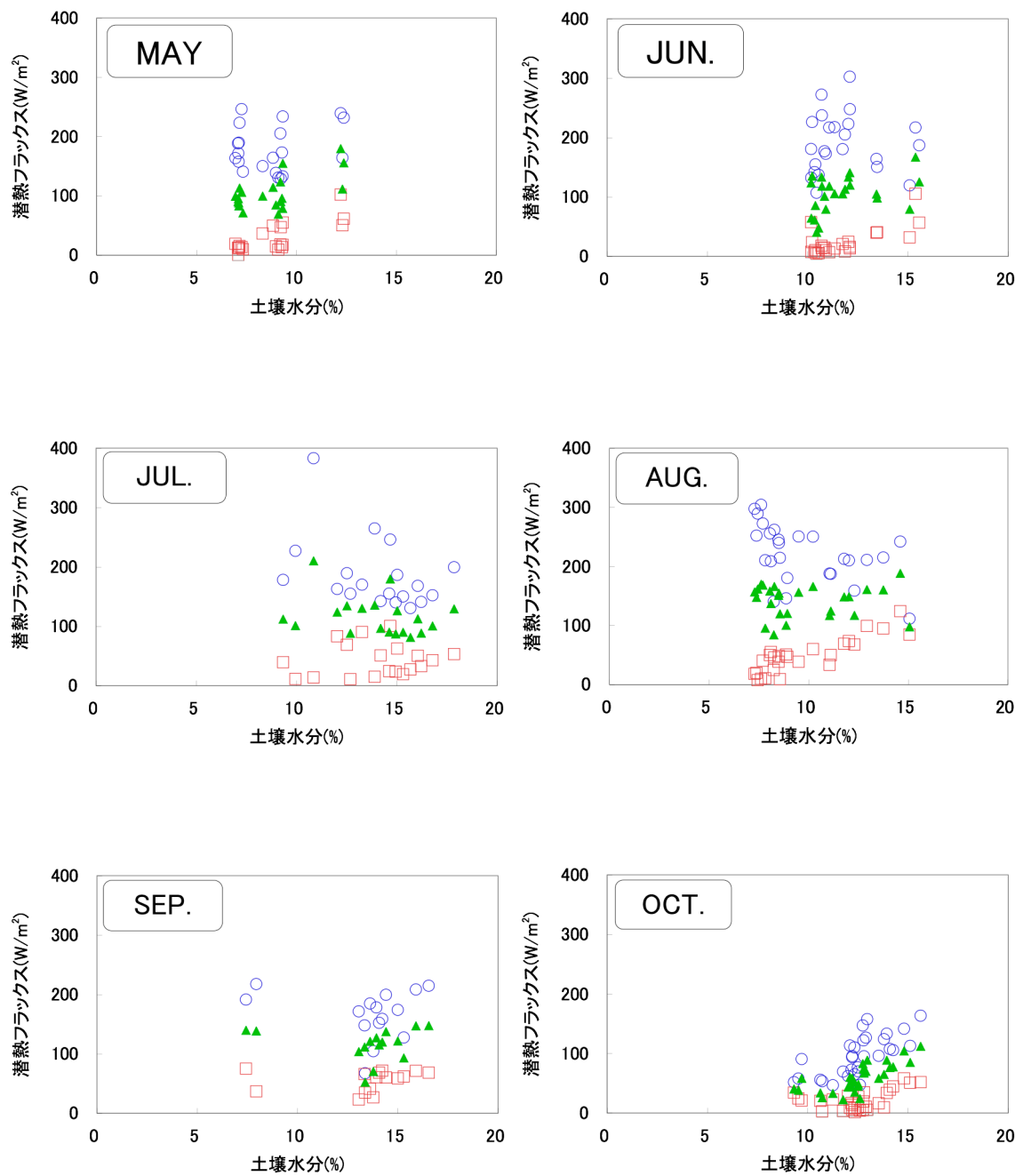


図 12 土壌水分量と蒸発量の関係
赤□:実蒸発量、青○:見かけの可能蒸発量、緑▲: 真の可能蒸発量

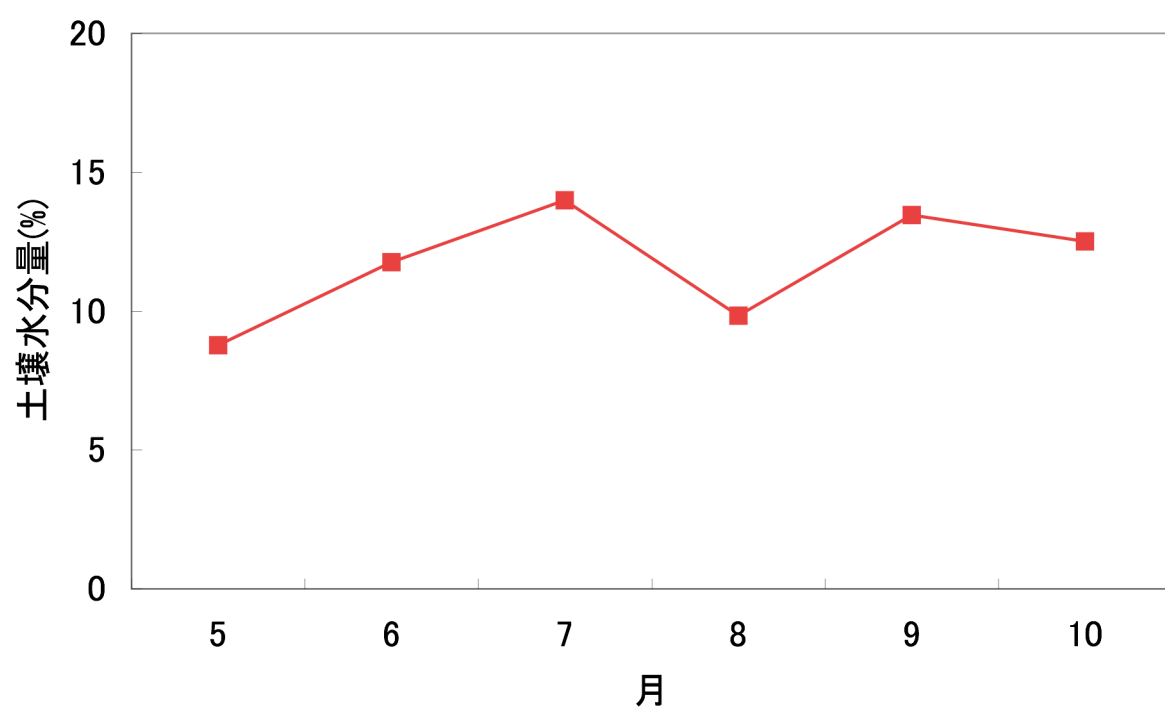


図 13 KBU における月平均土壌水分量
(2003 年 5 月~10 月)

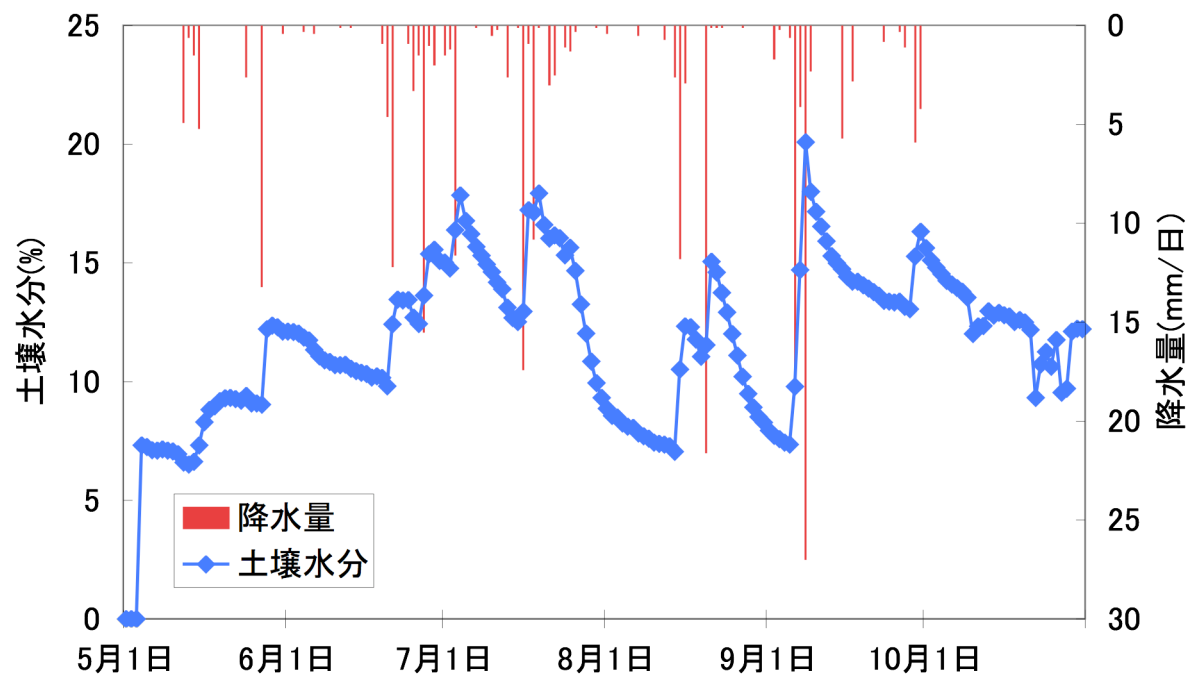


図 14 KBU における日平均土壌水分量と日降水量の季節変化
(2003 年 5 月 1 日~10 月 31 日)

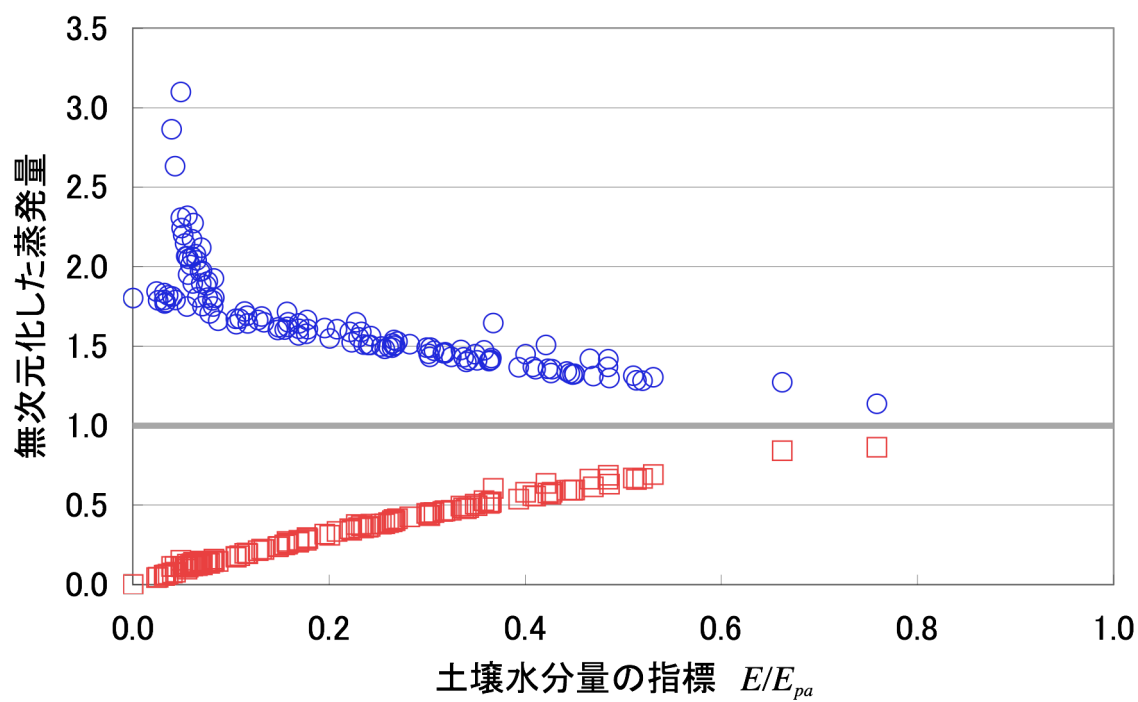


図 15 土壌水分量の指標と無次元化した蒸発量の関係

(2003 年 5 月~10 月)

青○: 無次元化した見かけの可能蒸発量(E_{pa}/E_{po})

赤□: 無次元化した実蒸発量(E/E_{po})

3.2. 広域蒸発量の推定の結果

3.2.1 東アジア広領域の蒸発量分布

ISLSCP Initiative II データセットを用いて、1986 年～1995 年の蒸発量をモデルにより推定した。実蒸発量、真の可能蒸発量、見かけの可能蒸発量の 10 年間平均値の分布を図 16 に示す。また、 η の 10 年間平均値の分布を図 17 に示す。1 グリッドは緯度経度 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ を表す。実蒸発量の分布の全体的な傾向として、降水量の少ない乾燥域で低い、降水量の多い地域で高い、緯度方向に変化していて高緯度になるにつれて蒸発量が少なくなる、などの傾向が見られた。ほとんどの地域において、見かけの可能蒸発量 > 真の可能蒸発量 > 実蒸発量という関係が見られた。実蒸発量は 6~1764 mm/年で、真の可能蒸発量は 55~2388mm/年で実蒸発量に比べ地域的な差異があまり見られなかった。一方、実際の大気状態をもとにした見かけの可能蒸発量は 135~5599 mm/年で、全体的に 500 mm/年以上を示しており、真の可能蒸発量を大きく上回っていた。特にタイ大陸部や、ミャンマー、ロシア東部で 2500 mm/年を上回る大きな見かけの可能蒸発量が見られた。タイ内陸部やミャンマーは、実際の可能蒸発量も 1500 mm/年以上と比較的大きな蒸発量が見られた。しかし、ロシア東部では実際の可能蒸発量が 100 mm/年以下であり実蒸発量と見かけの可能蒸発量の差が大きいことが見てとれる。

η の値は、地域ごとに異なるが 1.5 から 2.5 の値をとり、多くの地域で 2.0 以上の値をとっていた。上記で示した、タイ内陸部、ミャンマーおよびロシア東部は η が 2.5 以上と比較的高い値を示した。 η が 2.0 を下回るような地域は中国内陸部、中国北部の乾燥域、西シベリア付近に多く見られた。

・既往研究との比較

推定された東アジア広域における実蒸発量を Budyko et al. (1977) による世界水収支分布図の年蒸発量の全球分布(図 18)と比較した。大陸北部 40°N 周辺のコビ砂漠やタクラマカン砂漠地帯では蒸発量は非常に低く、100 mm/年以下であった。Budyko et al. (1977) による同じ地域の蒸発量はおよそ 200 mm/年以下であった。降水量の多い中国南部、インド、インドネシアにかけては推定値が 1000 ~ 1500 mm/年を示し、Budyko et al. (1977) では 1000 ~ 1200 mm/年であった。以上より、本研究による広域蒸発量推定値は既存研究の蒸発量推定値と同程度の範囲であり、地域的な特徴を良くとらえている結果であることが示された。

・測定値との比較

世界各地で流域単位や定点観測による蒸発量の観測が行われている。推定された東アジア広域における実蒸発量を各地の年蒸発量の実測値と比較した結果を図 19 に示す。また、各観測地域の一覧を表 8 に示す。観測が行われた地点の緯度経度をもとに、それに対応するグリッドの蒸発量推定値(10 年間平均値)を比較対象としている。また、本研究の解析対象外地域を補足するために、杉田 (2002) の結果を参考としてグラフに加えた。杉田 (2002) では、データ源として ISLSCPI を使用している。比較に用いた実測値について以下に述べる。

一つ目の実測値は、世界中の流域試験の結果をデータベースにした、World Basin Water Budget Database(世界流域水収支データベース) (Kondoh et al. 1999)である。これは、流域単位で得られた年間の降水量と流出量から水収支法(44)(梶根 1980)によって年間蒸発量を求めたものである。

$$E = P - R - i - \Delta S \quad \cdots \quad (44)$$

ここで、 E : 蒸発量、 P : 降水量、 R : 流出量、 i : 地中での流出量、 ΔS : 貯留量変化を表す。流域でこの方法を適用する際には、 i を無視できるような流量測定地点を選び、長年の水収支を考慮して $\Delta S = 0$ とする。すると、降水量(入力)と流出量(出力)の差から蒸発量を求めることができる。本研究では World Basin Water Budget Database から、 $1^\circ \times 1^\circ$ のグリッドサイズに合うような大きな流域かつ長期の観測期間である地域を選び、推定値との比較対象とした。

二つ目の実測値として、GAME(GEWEX Asian Monsoon experiment; GEWEX アジアモンスーン観測計画)の観測データ(Sugita et al., 2005)を利用した。GAME は全球エネルギー・水循環観測計画 (GEWEX) のサブプロジェクトであり、各地域 (GAME-Siberia, GAME-Tibet, GAME-HUBEX, GAME-Tropics)で集中的にフラックス観測を行っている。蒸発量の観測方法は渦相関法である。

三つ目の実測値は、モンゴルにおける長期河川流量データ(Davaa et al. 2006)である。モンゴルでは、1900 年代初期から河川と湖水がモニタリングされており、現在では主たる 75 の河川と 12 の湖沼において流量観測測定ステーションが運用中である。蒸発散量は流域単位の水収支法によって算出された値である。

世界各地の異なる手法で得られた実測値と推定値は高い相関を示した。蒸発量の低いモンゴル(124mm/年)からタイ(1058mm/年)に至るまで、実測値と推定値はほとんど良く一致した。また、杉田(2002)の結果では 1000mm/年程度の比較的大きな蒸発量が実測値よりもやや過大評価されている傾向があった。しかし、本研究の結果はこれが修正され、より真値に近づいていることが分かる。杉田(2002)は ISLSCP Initiative I のデータを利用しており、蒸発量推定値は 1989 年の年平均値である。本研究は 1985~1995 年の 10 年平均値であるため、特定の年変動の影響をそれほど受けずに対象地域における、より一般的な蒸発量を表していると考えられる。

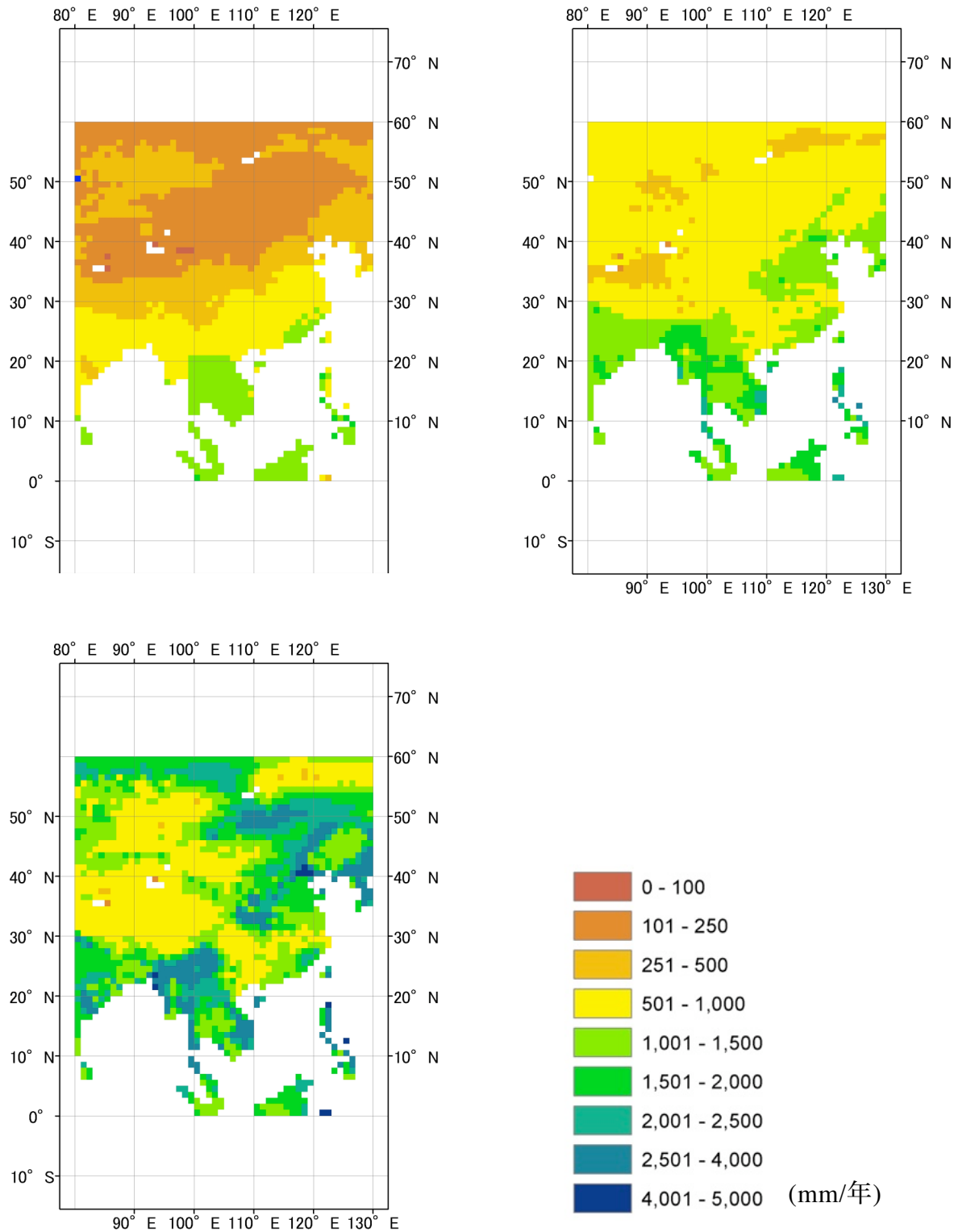


図 16 蒸発量の年積算値の分布(1986 年~1995 年の 10 年間平均値)

左上: 実蒸発量、右上: 真の可能蒸発量、左下: 見かけの可能蒸発量

*¹縦軸: 緯度、横軸: 経度、*² 計算対象外のグリッドは白色

*¹*² 以降の図で全て同じ

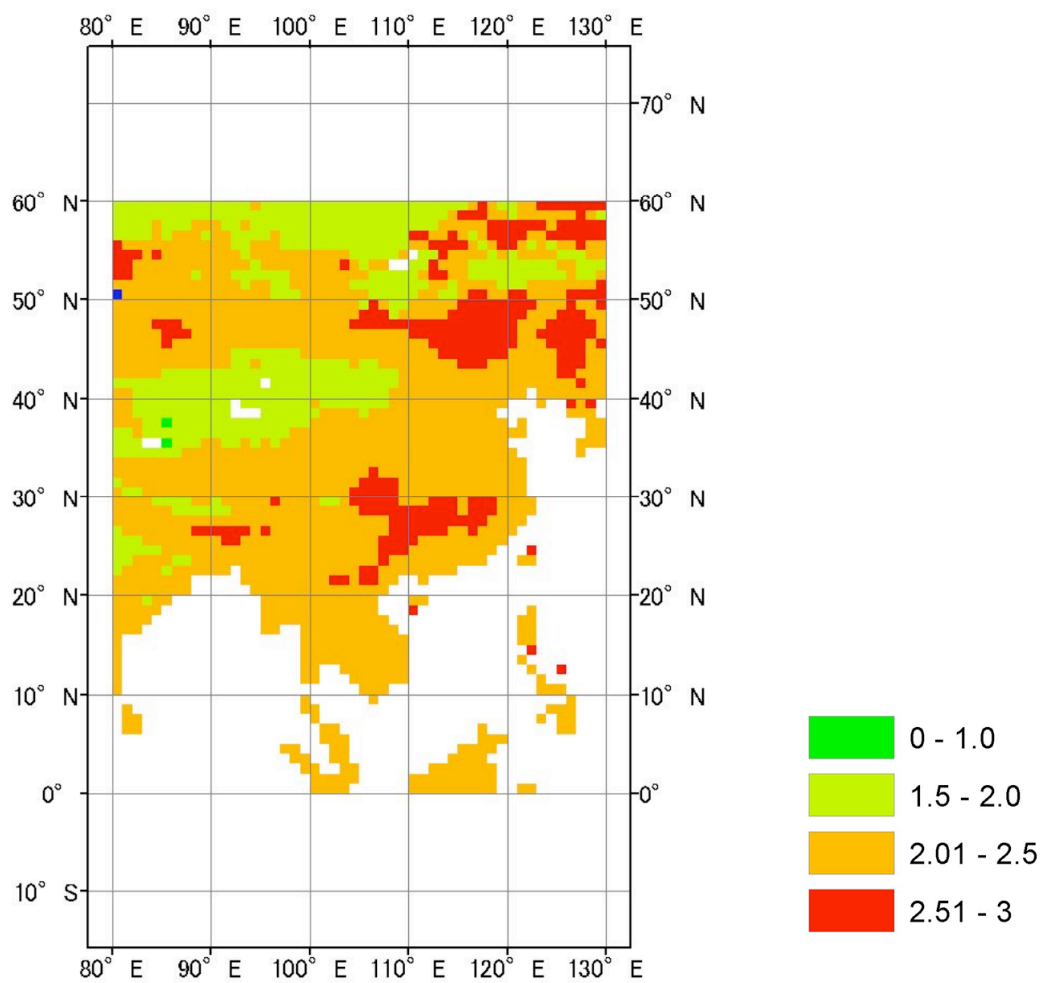


図 17 η の年平均値の分布
(1986 年~1995 年の 10 年間平均値)

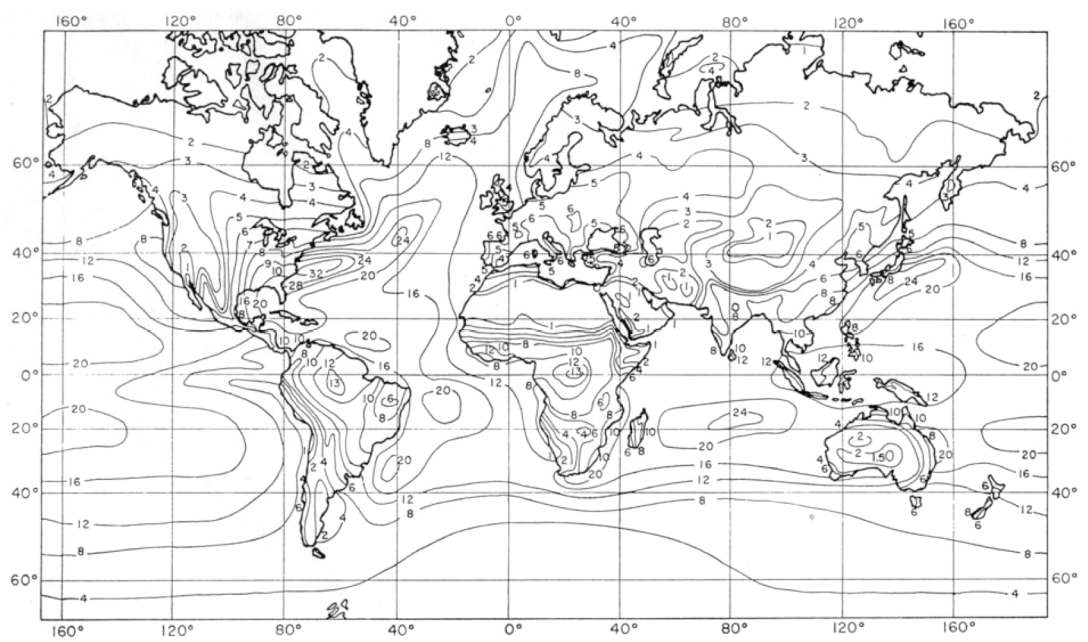


図 18 年平均蒸発量の全球分布(Budyko et al. 1977 より引用)
(単位: dm)

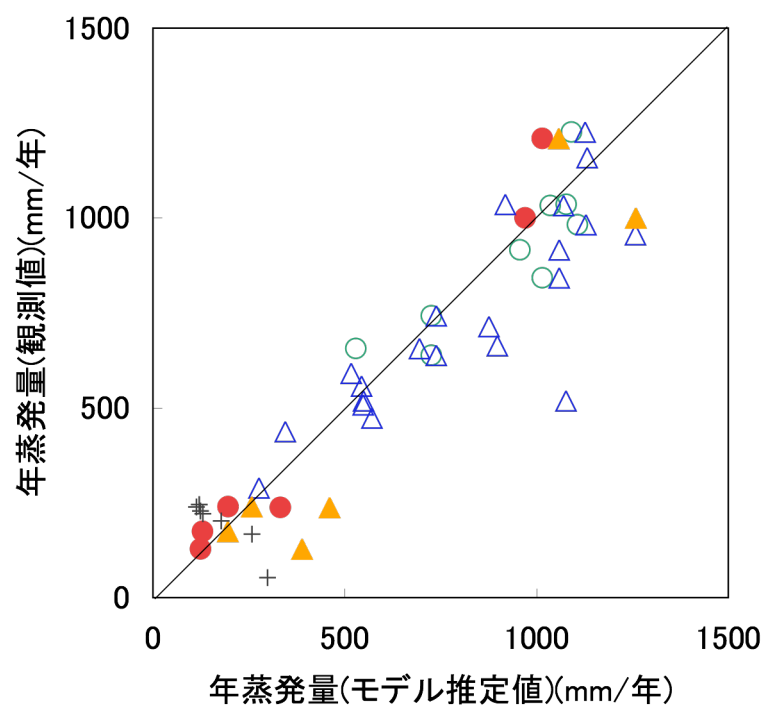


図 19 年蒸発量の測定値と推定値の比較

色付き: GAME プロジェクト (Sugita et al. 2005)

白抜き: World Basin Water Budget Database (Kondoh et al. 1999)

丸: ISLSCP Initiative II を利用して推定 (本研究)

三角: ISLSCP Initiative I を利用して推定 (杉田, 2002)

十字: モンゴルにおける長期河川流量データ (Davaa et al. 2006)

表8 図19の観測地域の一覧

データセット	流域	緯度	経度	国	期間	降水量(P) (mm/年)	流出(R) (mm/年)	蒸発量(Q) (mm/年)
WORLD BASIN WATER BUDGET DATABASE	Linyi	35.02	118.4	中国	1982-1985	747	91	656
	Chao Phraya	17.12	99.5	タイ	1986-1990	1001	85	916
	Bantai	32.72	115.07	中国	1982-1991	921	282	639
	Chao Phraya	17.18	99.49	タイ	1986-1990	1206	132	1074
	Phraya	18.25	99.16	タイ	1986-1995	1059	185	874
	Hubin	32.43	115.42	中国	1982-1991	1144	401	743
	Chao Phraya	16.44	100.15	タイ	1986-1990	1203	221	982
	Nakhonsawan Lower Chao Phraya	15.4	100.6	タイ	1986-1990	1196	163	1033
	AngThong Lower Chao Phraya	14.35	100.27	タイ	1986-1990	1299	72	1227
	Victoria	-15.5	130.9	オーストラリア	-	598	79	519
	Gwydir	-30.5	151.4	オーストラリア	-	840	126	714
	Kallaio	10.6	14.3	カメルーン	1965-1970	812	148	664
	Sanguere	9.2	13.5	カメルーン	1973-1976	1017	61	956
	Spring	54.9	-117.8	カナダ	1966-1971	501	63	438
	Creighton	51.3	-108.5	カナダ	1971-1978	309	20	289
	Upper Rainy	48.6	-93.4	カナダ	1969-1978	740	267	473
	Conestogo	43.8	-80.6	カナダ	1972-1977	1021	430	591
	Humber	43.8	-79.6	カナダ	1962-1979	806	248	558
	Etobicoke	43.6	-79.6	カナダ	1966-1971	840	292	548
	Mimico	43.6	-79.5	カナダ	1965-1971	828	296	532
	Perch	46	-77.4	カナダ	1972-1978	844	336	508
	Casotor	45.3	-75.3	カナダ	1967-1972	922	403	519
	Awach Kabuon	-0.4	34.6	ケニア	1969-1974	1462	303	1159
GAME	Tiksi	71.35	128.46	ロシア	1999-2000	-	-	175
	Yakutuku	62.15	129.37	ロシア	1999-2000	-	-	240
	Mongolia	46.16	102.47	モンゴル	1999-2000	-	-	128
	Koguma	180.48	98.54	タイ	1997-1998	-	-	1000
	Sukhotai	17.3	99.42	タイ	1997-1998	-	-	1210
	Amdo	32.14	91.37	チベット	1997-1998	-	-	238
長期河川流量データ	Delgermuren-Moron	49.36	100.06	モンゴル	1958-1997	238	70.5	167.5
	Onon-Binder	48.38	110.4	モンゴル	1987-1997	364.1	119.3	244.8
	Ongi-Saikhan-Ovoo	46.27	102.18	モンゴル	1981-1997	243.2	4.4	238.8
	Orkhon-Kharkhorin	47.2	102.8	モンゴル	1986-1997	291.5	70.6	220.9
	Kherlen-Undurkhaan	47.21	110.44	モンゴル	1981-1997	247	18.5	228.5
	Ider-Zurkh	48.56	100.1	モンゴル	1983-2000	256.8	54.8	202
	Khovd-Ulgii	48.58	89.56	モンゴル	1982-1997	140.5	87.7	52.8

3.2.2 蒸発量を支配する因子

陸面上のほとんどの気候下において蒸発量の季節変化は、利用できる水の量とエネルギーの量の両方に影響を受ける(Brutsaert, 2005)。すなわち、降水量と正味放射量は蒸発量の支配要因であり、その分布が地球上で大きく異なるために地域的な蒸発量が決定される。本項では降水量、正味放射量と蒸発量を比較し、各地域における特徴を考察する。

蒸発量の特徴を示すために代表的な気候帯のグリッドを一つ抽出し、それぞれの蒸発量、降雨量、正味放射の特徴について検討する。各グリッドはシベリア($60^{\circ} \sim 61^{\circ} \text{ N}$ 、 $99^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{ E}$)、モンゴル($46^{\circ} \sim 47^{\circ} \text{ N}$ 、 $107^{\circ} \sim 108^{\circ} \text{ E}$)、中国($29^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{ N}$ 、 $114^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{ E}$)、チベット($34^{\circ} \sim 35^{\circ} \text{ N}$ 、 $89^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{ E}$)、タイ($114^{\circ} \sim 5^{\circ} \text{ N}$ 、 $104^{\circ} \sim 105^{\circ} \text{ E}$)、インド($24^{\circ} \sim 25^{\circ} \text{ N}$ 、 $79^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{ E}$)より一つ選択した。

・ 蒸発量と降水量の関係

各地域における降水量の年積算値と蒸発量の年積算値の比較を図 20 に示す。降水量に対する蒸発量の割合は地域別に大きく異なっていることが分かる。降水量の多い中国では蒸発量の割合が少なく、およそ 23%程度である。一方、モンゴルやシベリアでは降水量が少ないにもかかわらず、その 60%前後が蒸発していることが分かる。モンゴルの水収支の研究(Dagvadorj 2003; 杉田 2003)によれば、モンゴルでは降水として降った雨の平均 70 ~ 90%が蒸発として地表面から大気に戻っていくとされており、本研究の結果は先行研究よりも少し過小評価しているものと考えられる。また、シベリアでは、夏の融雪水によって地表面がいつも湿っているため、可能蒸発量にほぼ等しい蒸発量があるとされている(近藤 1994)。このことから、降水量は少ないが蒸発量が多いということが伺える。また、比較的蒸発量が少ないチベットでは降水量の 87%程度が蒸発していることが明らかとなった。この地域の年蒸発量は 500 mm/年を超えており、Budyko et al. (1977)の推定値(300 mm/年)より大きく推定している結果となった。

・ 蒸発量と正味放射量 R_n の関係

地表面が吸収する正味放射量 R_n は、潜熱 IE 、顕熱 H 、地中熱流量 G にそれぞれ分配されるが、それは熱収支式で表される。地表に入射するエネルギーを全て水が蒸発するための潜熱として使われると仮定して、実蒸発量との割合について考察した。

各地域における R_n の年積算値と蒸発量の年積算値の比較を図 21 に示す。本来、 R_n は熱量の単位(W/m^2)であるが、ここでは蒸発量の単位(mm/年)に換算してある。全体の傾向として、 R_n に対する蒸発量の割合はおよそ 38%であった。インド、タイでは R_n の半分以上が蒸発量として分配されている。これらの地域は雨期には土壌が湿った条件にあるため、大気側の要求に十分な蒸発が起きていると考えられる。それに対して、モンゴルは R_n に対する蒸発の割合が 14%と他の地域に比べて非常に低かった。これは、モンゴルが乾燥地域であり、土壌水分量が少ないために蒸発に使われるはずだったエネルギーが顕熱として大気を暖めるのに使われているからだと考えられる。一方、シベリアは他の地域に比べ、 R_n は少ないもののモンゴルのおよそ 2 倍の割合(26%)で蒸発のためにエネルギーが使われて

いる。これは、夏期の正味放射量の急激な増加で融雪が起き、地表面が湿っているためだと考えられる。これからも、シベリアの夏期における蒸発量の増加が説明できる。正味放射量の月別の季節変化を図 22 に示す。

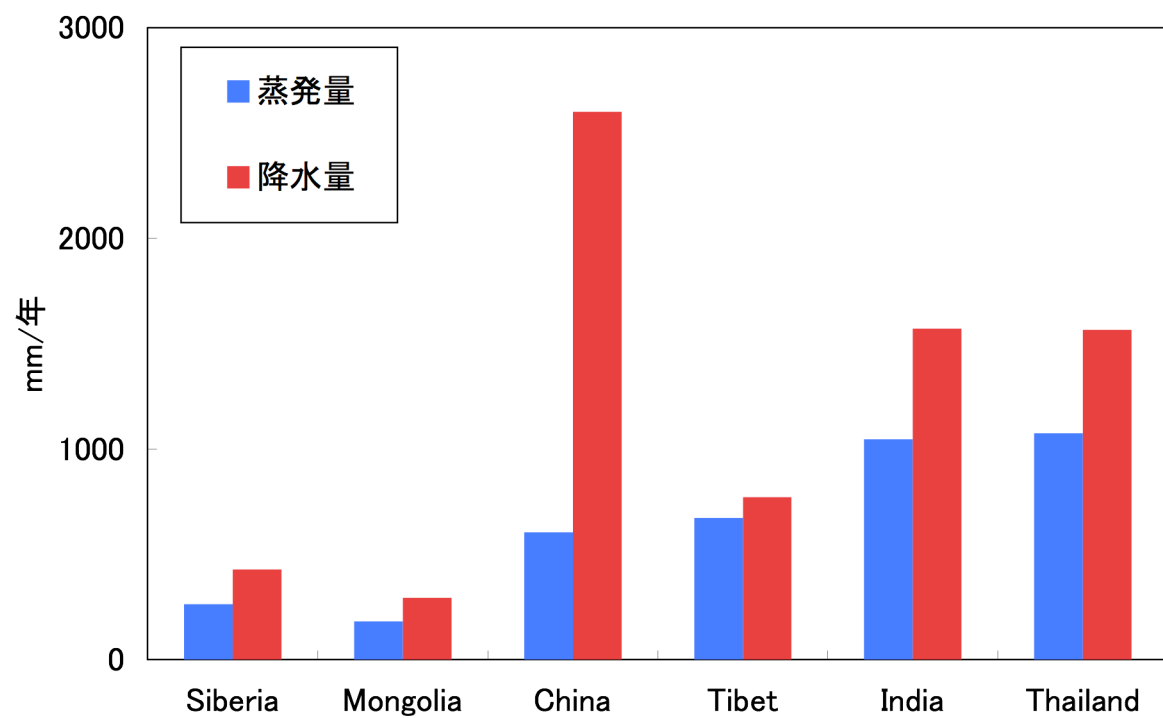


図 20 各地域における年積算降水量と年積算蒸発量
(10 年間平均値)

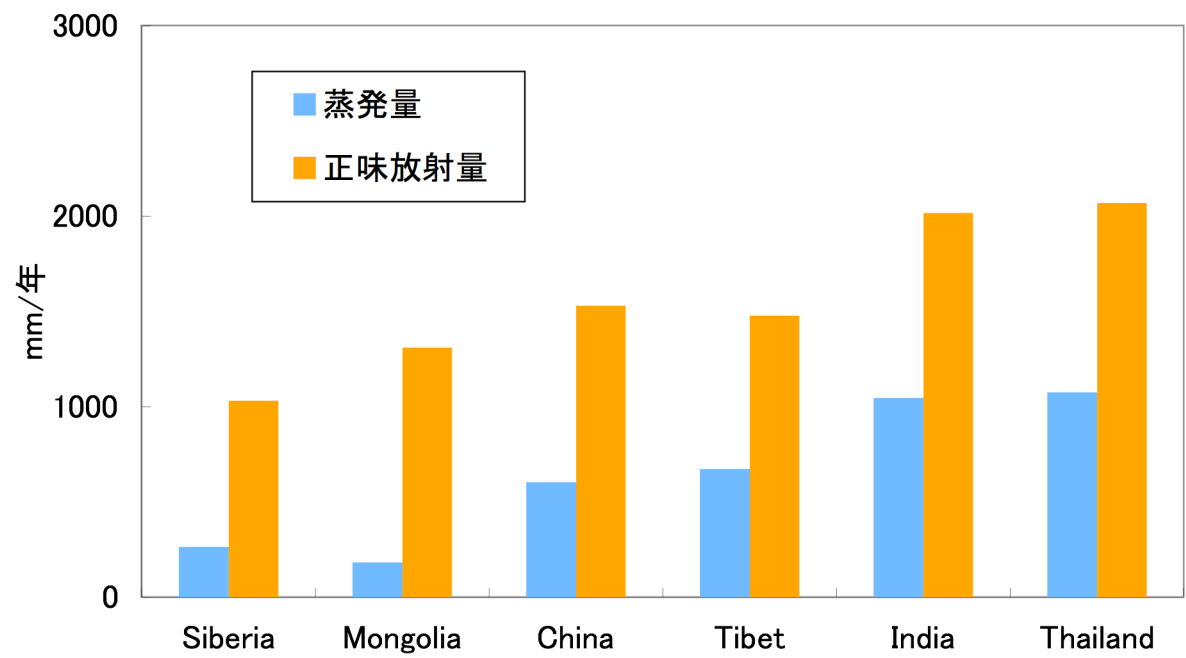


図 21 各地域における年積算正味放射量と年積算蒸発量
(10 年間平均値)

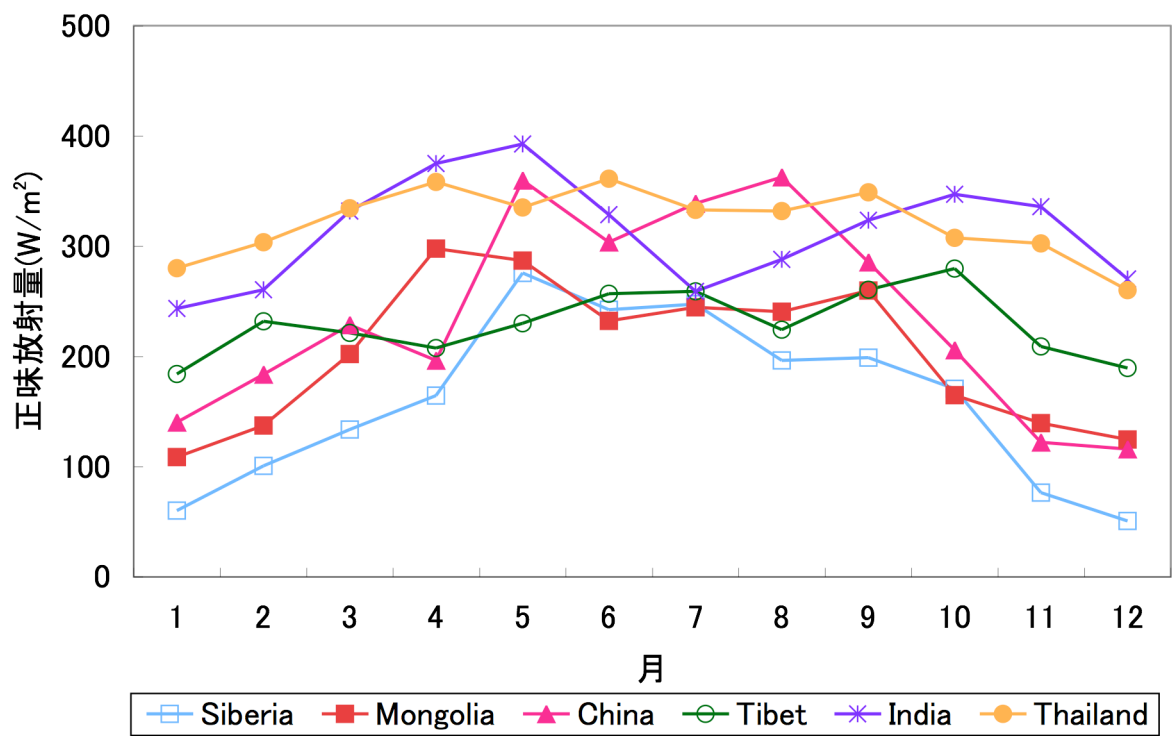


図 22 月平均正味放射量の季節変化(10 年平均値)

3.2.3 蒸発量の経年変化

10 年間(1986 年~1995 年)の蒸発量の経年変化を明らかにするために、長期トレンド解析を行った。時系列に含まれるトレンド成分を最小自乗法により線形回帰直線 $y = ax + b$ の傾きとして求めた。線形トレンドの傾き a の分布を図 23 に示す。また、傾きの統計的有意性は片側 t 検定により検定した。 t 検定の結果、線形トレンドの傾きが 90%信頼限界で増加もしくは減少と評価されたグリッドの分布を図 24 に示す。なお、ノンパラメトリックな検定方法として Man-Kendall rank statistic(Kendall 1938; 松山・谷本 2005)を行ったが t 検定と同様の結果であった。

実蒸発量の 10 年間のトレンドはほとんどの地域で、統計的に有意な減少傾向を示した(図 24(左上))。特に、シベリア南端($60^{\circ} \sim 65^{\circ} \text{ N}$ 、 $95^{\circ} \sim 110^{\circ} \text{ E}$)、中国南部~タイ中央部($22^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{ N}$ 、 $95^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{ E}$)、インド内陸部($30^{\circ} \sim 20^{\circ} \text{ N}$ 、 $80^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{ E}$)、中国北部($50^{\circ} \sim 55^{\circ} \text{ N}$ 、 $80^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{ E}$)で明確な蒸発量の減少が見られた。減少率は $-10 \sim -20 \text{ mm/年}$ であった。一方、実蒸発量が統計的に有意な増加傾向を示した地域は 2 地点のみでモンゴル西部($56^{\circ} \sim 57^{\circ} \text{ N}$ 、 $87^{\circ} \sim 88^{\circ} \text{ E}$)とチベット北部($80^{\circ} \sim 81^{\circ} \text{ N}$ 、 $46^{\circ} \sim 88^{\circ} \text{ E}$)の一部地域であった。真の可能蒸発量は実蒸発量の増加もしくは減少傾向とほぼ同様の分布を示した。加えて、モンゴル東部やモンゴル西部の山脈地帯で増加傾向が認められた(図 24(右上))。身かけの可能蒸発量は減少傾向よりも増加傾向を示す地域が多く見られた(図 24(左下))。シベリア南端($60^{\circ} \sim 65^{\circ} \text{ N}$ 、 $95^{\circ} \sim 110^{\circ} \text{ E}$)、中国北部($50^{\circ} \sim 55^{\circ} \text{ N}$ 、 $80^{\circ} \sim 90^{\circ} \text{ E}$)における身かけの可能蒸発量の増加減少は顕著で、 $20 \sim 30 \text{ mm/年}$ 程度の増加率を示した。この 2 地域は実蒸発量が減少している地域と一致し、この結果は補完関係の定義と整合性があるといえる。一方、中国南部の沿岸部($34^{\circ} \sim 38^{\circ} \text{ N}$ 、 $108^{\circ} \sim 117^{\circ} \text{ E}$)、タイ南部($25^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{ N}$ 、 $100^{\circ} \sim 108^{\circ} \text{ E}$)では身かけの可能蒸発量が -30 mm/年 を超えるような減少率であったにもかかわらず、実蒸発量も減少していた。これは、補完関係の定義と矛盾する。

・ 地域別の蒸発量トレンドの特徴と環境要因との関係

特にトレンドの傾向が顕著な地域に着目し、蒸発量を支配する具体的な環境要因について考察する。降水量、正味放射量、気温の 1986~1995 年のトレンドの分布と、 t 検定の結果(線形トレンドの傾きが 90%信頼限界で増加もしくは減少と評価されたグリッド)の分布をそれぞれ図 25、図 26、図 28 に示す。図 27 には正味放射量の短波/長波各成分の分布と t 検定の結果を示した。

①シベリア南端、中国北部における実蒸発量の減少傾向

この地域は実蒸発量が $-10 \sim -19 \text{ mm/年}$ の減少傾向を示した。気候的特徴は、高緯度の冷帯気候で、年平均実蒸発量は 100 mm/年 を下回る。降水量のトレンドに注目すると、周辺地域の 50° 以北で 24 mm/年 の有意な減少傾向を示した。これにより、土壌水分は減少し地表面は乾燥すると考えられる。また、正味放射量のトレンドは $2 \sim 3 \text{ W/m}^2$ の増加傾向が見られた。これを蒸発量に換算すると $12 \sim 19 \text{ mm/年}$ で、蒸発量の減少量とほとんど同じ量であり、整合性のある結果である。1990 年以前は正味放射量の減少傾向が着目されていたが、近年

は全体的に正味放射量が増加傾向を示しているという報告がある(Wild et al. 2005)。Wild et al. (2005) は、地上観測の結果から 1980 年後半から、ユーラシア大陸中央部で正味放射量の増加を示している。これは本結果のシベリア地域の傾向と一致する。このような正味放射量の増加は真の可能蒸発量と見かけの可能蒸発量の増加につながるはずだが、このとき、真の可能蒸発量は有意な増加傾向を示していない。それよりも、気温のトレンドの増加傾向($0.25^{\circ}\text{C}/\text{年}$)が強く表れている。気象庁(2005)では、北半球の年平均気温上昇率は 1976 年～2004 年で $0.28^{\circ}\text{C}/\text{年}$ であるとしている。これは本結果のシベリア地域の傾向とほぼ同程度の値である。このことから、降水量の減少と気温の増加の 2 点によって見かけの可能蒸発量の増加が引き起こされたと考えられる。この結果、実蒸発量は減少傾向を示すという補完関係が示された。

本論中の見かけの可能蒸発量とは、実際の大気状態を反映した可能蒸発量であるが、これはパン蒸発量計で測定したパン蒸発量と等しい。パン蒸発量は物理的な解釈が曖昧な成分でこれまで様々な議論がなされてきた。例えば Peterson et al. (1995)ではパン蒸発量は実蒸発量に等しいとして、観測値をもとにした米国や旧ソ連のパン蒸発量の減少傾向を実蒸発量の減少傾向だと解釈した。しかし、その後、Brutsaert and Parlange (1988)は補完関係の概念からパン蒸発量の減少傾向は実蒸発量の増加を示しているものであると解釈した。本結果は、Brutsaert and Parlange (1988)の補完関係を支持するものであるが、ユーラシア大陸で観測されているパン蒸発量の減少傾向(Peterson et al. 1995; Liu et al. 2005; Tebakari et al. 2005)とは異なるものであった。徐(2001)では、パン蒸発量の長期的な変化傾向が全球で減少に傾向にあるのではなく地域によって異なると報告しており、本結果はこれを支持するものとなった。また、徐(2001)は解析期間が 16~19 年程度では結果が逆転することもあり得ると示している。前述の Peterson et al. (1995)を始めとするパン蒸発量の変化傾向は 30~50 年間にわたる解析であり、本研究よりも長期間のトレンドを示している。本結果は、こうした長期間の変化傾向の一部分だけを見ている可能性がある。

②インド内陸部、タイ中央部における実蒸発量の減少傾向

この地域は実蒸発量が $-10\sim-30\text{mm}/\text{年}$ の減少傾向を示した。気候的特徴は低緯度の熱帯気候で年平均実蒸発量は $500\sim1500\text{mm}/\text{年}$ である。周辺地域の降水量のトレンドは $-25\text{mm}/\text{年}$ の減少傾向を示しており、土壌水分量は低下していると考えられる。また、正味放射量のトレンドからは有意な減少傾向($-1\sim-2\text{W}/\text{m}^2$)が見られた。これを蒸発量に換算すると $6\sim12\text{mm}/\text{年}$ で、蒸発量の減少量よりも少ない値であった。Ohmura(2006)は最近 50 年間の正味放射量の変動を報告しているが、インド亜大陸では 39 年間 (1964 年~2000 年)で $30\text{W}/\text{m}^2$ の正味放射量の減少が観測されたとしている。これは、およそ $0.76\text{W}/\text{m}^2/\text{年}$ の減少率である。本結果は、これよりやや大きい減少率であるものの、傾向は類似している。この地域の見かけの可能蒸発量は有意に減少しているが、これはタイ(Tebaraki et al. 2005)やインド(Chattopadhyay and Hulme 1997)のパン蒸発量の長期解析の結果と同一であった。このことから、実蒸発量は増加するものと予測されるが、推定された実蒸発量のトレンドは有意に減少傾向を示した。これは Brutsaert and Parlange (1988)の補完関係に当てはまら

ず、Peterson et al. (1995)のように実蒸発量とパン蒸発量が等しいと解釈する方が妥当である。Brutsaert and Parlange (1988)では、補完関係には温度依存性があり、気温の上昇傾向が強いところでは補完関係式が成り立たないことを示している。0.25°C/年の増加率で気温の上昇傾向が強くなっているといえる。気象庁(2005)ではアジア地域の最近 100 年間の気温上昇率を 0.89°C/100 年と報告している。本結果はこれを大きく上回っているが、気象庁(2005)の解析期間は 1880 年~2004 年であり、特に 1970 年代以降の気温上昇が大きいとしている。実際、本研究の解析期間内(1986 年~1995 年)ではさらに大きな上昇率であることが考えられる。

以上、①、②の結果から、環境条件や地表面状態によって、補完関係は必ずしも成り立つものではないということが本結果でも示唆された。

③モンゴル中央部、ゴビ砂漠における実蒸発量の増加傾向

推定された蒸発量のトレンドのうち、有意性のある結果のほとんどは実蒸発量の減少傾向を示した。しかし、統計的有意性のない地域にも注目すると、モンゴル、中央アジアにおいて若干の蒸発量の増加傾向が見られた。降水量のトレンドは 1~25mm/年の有意な増加傾向を示している。Endo et al.(2006)によれば、1960 年~1998 年の約 40 年間の解析から、モンゴル全土で夏期の降水量が増加または減少する傾向が見られており、また Rubock et al. (2000)は、モンゴルにおける土壌水分量の観測値が 25mm/年の上昇率で増加傾向であることを示した。また、正味放射量のトレンドは統計的に有意ではないものの増加傾向($1\text{W}/\text{m}^2$)を示した。このことから、本結果の見かけの可能蒸発量は有意ではないものの減少傾向にあることが示された。そして、これは実蒸発量の増加傾向を示す結果となった。こうしたモンゴル中央部、ゴビ砂漠の蒸発量の変化傾向は統計的に有意な結果とはいえないが、この地域の長期傾向の一部をとらえていると推測することもできる。今後は解析期間を増やすなどしてトレンドの有意性を強め、蒸発量の将来的な変動に注目することが必要である。

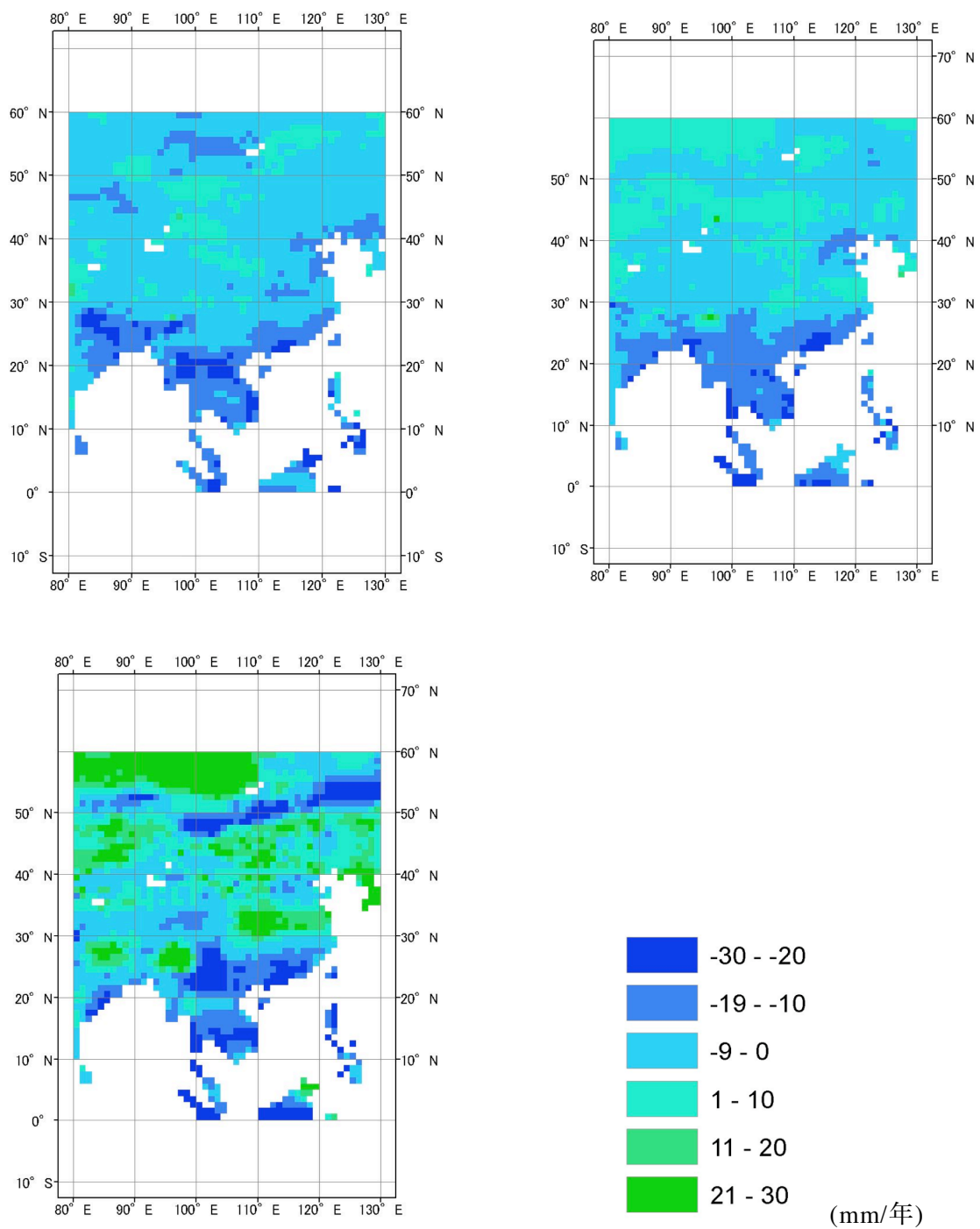


図 23 年積算蒸発量の経年変化(1986 年~1995 年)
 左上: 実蒸発量のトレンド、右上: 真の可能蒸発量のトレンド
 左下: 見かけの可能蒸発量のトレンド

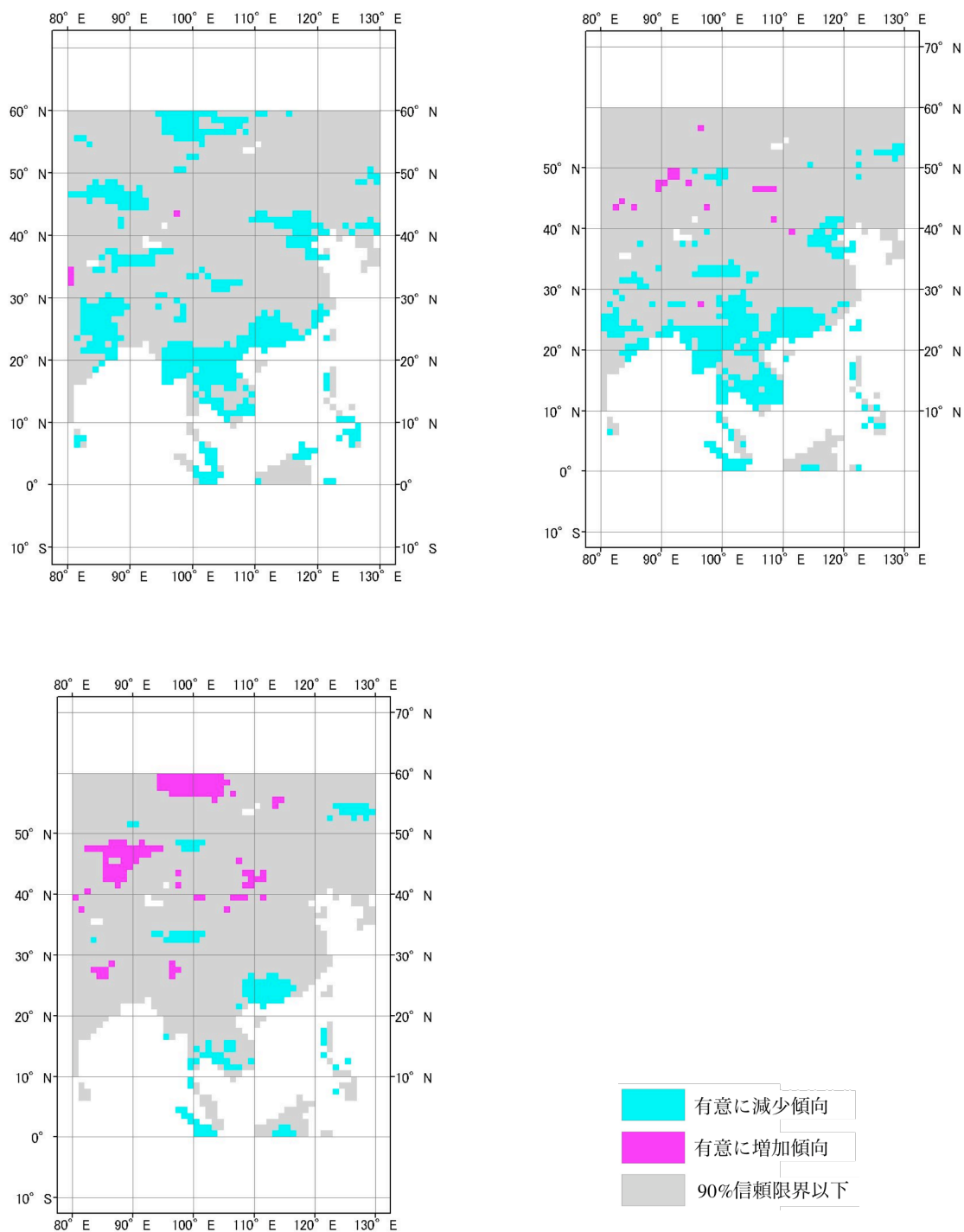


図 24 年積算蒸発量の経年変化(t 検定の結果)(1986 年~1995 年)
 左上: 実蒸発量のトレンド、右上: 真の可能蒸発量のトレンド
 左下: 見かけの可能蒸発量のトレンド

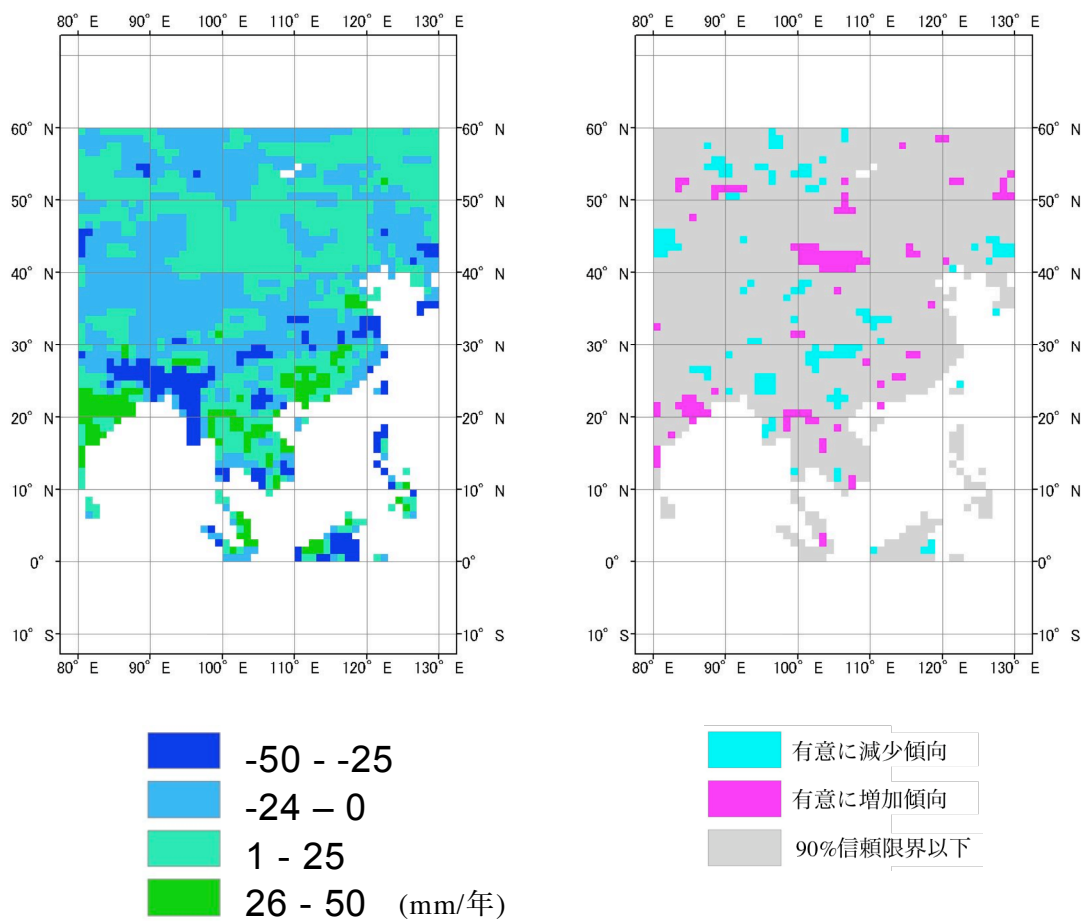


図 25 年積算降水量の経年変化(1986 年~1995 年)
 左: 年積算降水量のトレンド、右: t 検定の結果

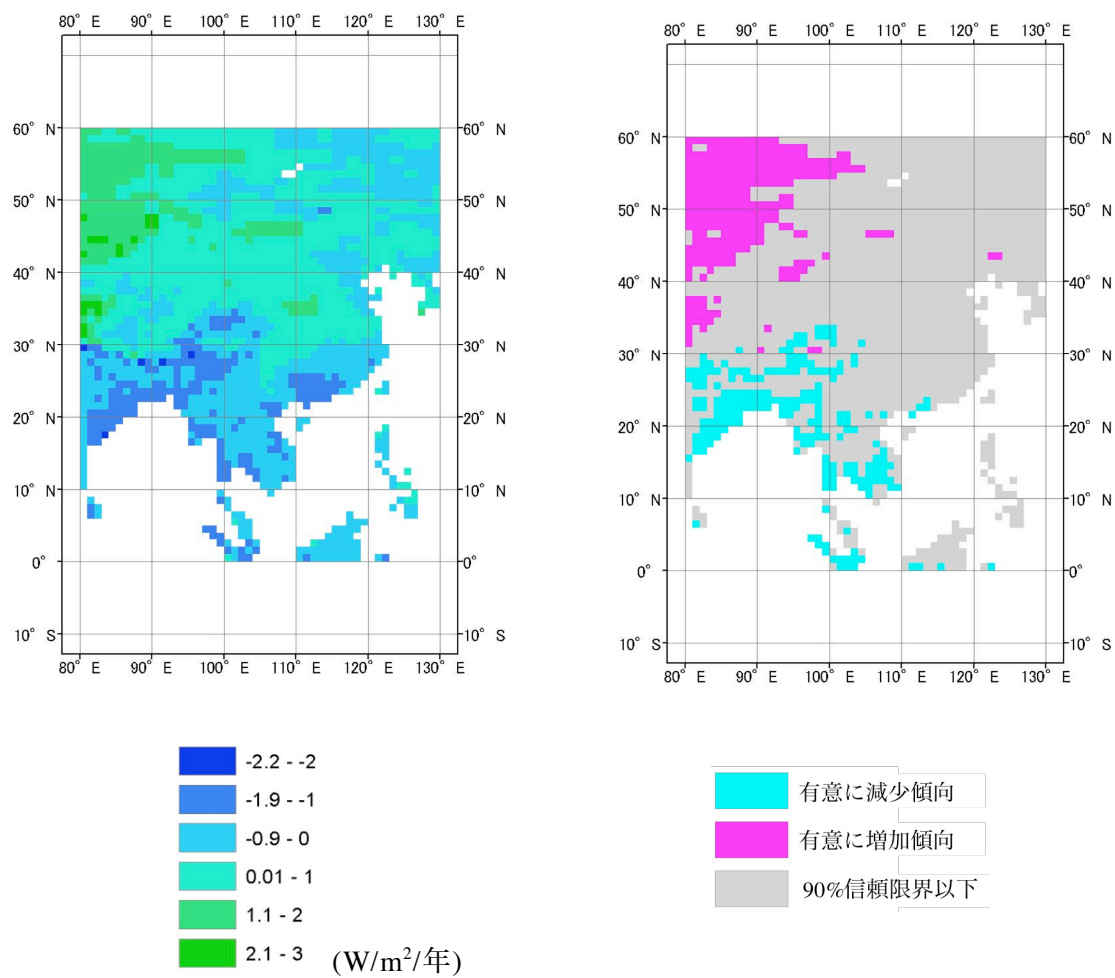


図 26 年平均正味放射量の経年変化(1986 年~1995 年)
左: 年平均正味放射量のトレンド、右: t 検定の結果

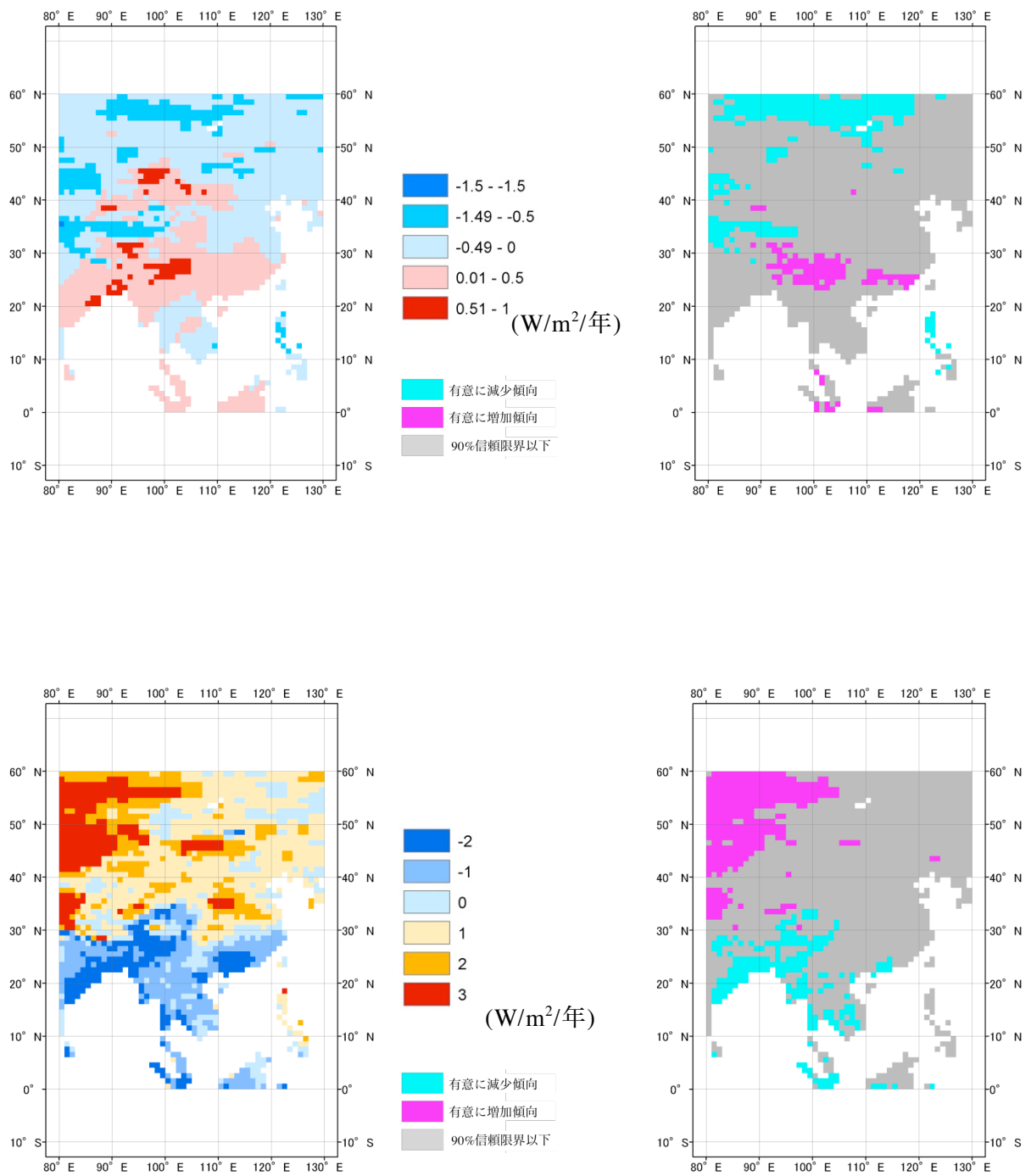


図 27 正味短波/長波放射量の経年変化(1986 年~1995 年)

左上: 正味長波放射量のトレンド、右上: t 検定の結果

左下: 正味短波放射量のトレンド、右下: t 検定の結果

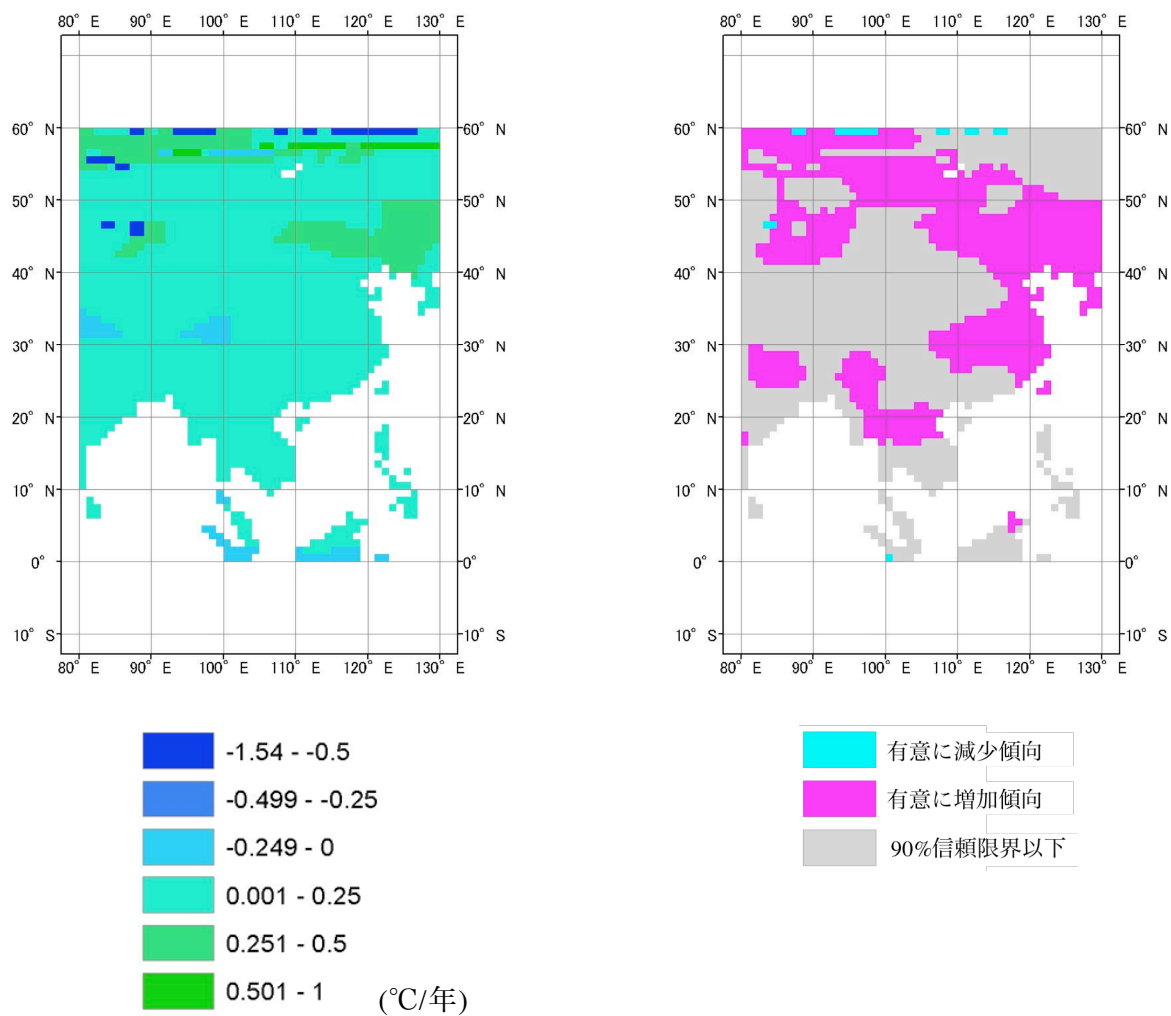


図 28 年平均気温の経年変化(1986 年~1995 年)
左: 年平均気温のトレンド、右: t 検定の結果

4. 結論

蒸発量推定のために修正補完関係法を適用し、モンゴル乾燥域の実測データに対してモデルの検証を行った。これに加え、中国砂漠地域、タイ中央部のモデル検証結果をもとに、東アジア大陸を対象とした広域陸域蒸発量の分布を推定し、その経年変化と環境条件との関係について考察した。本研究で明らかになったことを以下に示す。

・モデルの検証

モンゴル KBU における 2003 年 5 月~10 月の日平均潜熱フラックスは推定値と実測値(ボアエン比による補正)との相関関係が $R^2=0.64$ 、 $RMSE=20.4W/m^2$ であった。これを日蒸発量に換算すると、およそ 0.36mm/日の精度であり、月平均値の季節変化も実測値と良く対応していた。さらに、タイ、中国におけるモデルの精度と同程度の値を示したことから、乾燥・半乾燥域における本モデルの有効性が確認された。

・土壌水分量と蒸発量の関係

KBU における土壌水分量の実測値と推定された蒸発量の関係から、補完関係を間接的に表すことができた。比較的に土壌水分量の少ない 5、6、8 月においては土壌水分量と蒸発量は強く逆相関していたが、7、9、10 月では逆相関の関係は弱く、土壌水分量の変化に対応していなかった。KBU は土壌の乾湿状態に依存して補完関係の程度が異なることが認められた。

・広域蒸発量の推定

ISLSCP Initiative II のデータセットを利用して、1986~1995 年の東アジア広域蒸発量を推定した。年蒸発量の推定値は既往研究 (Budyko et al. 1977)と同程度の値を示した。また、流域水収支およびフラックス観測の実測値とも良く一致した。このことから、広域蒸発量の推定に適用できる可能性が示唆された。

・年積算蒸発量の経年変化

1986~1995 年の 10 年間にわたる実蒸発量トレンドはシベリア南端・中国北部、インド内陸部・タイ中央部で減少傾向を示した。高緯度地域の減少傾向は Brutsaert and Parlange (1988)の補完関係に対応したが、低緯度地域の減少傾向は Peterson et al. (1995)の結果と対応した。また、既往研究のユーラシア大陸におけるパン蒸発量(見かけの可能蒸発量)トレンドは減少傾向を示した結果が多いものの、本結果はそれと対照的にパン蒸発量が増加、実蒸発量が減少するという結果であった。これは解析期間の時間スケールの違いが原因であると考えられ、今後はさらに長期間の解析が必要である。

謝辞

本論文の作成に当たり、筑波大学大学院生命環境科学研究科の杉田倫明教授には熱心に的確な御指導をして頂きました。深く感謝致します。また、浅沼順准教授、松下文経先生には貴重な御意見と御指導を頂きました。

筑波大学大学院流域環境研究室の田瀬則雄教授、福島武彦教授、恩田裕一准教授、辻村真貴准教授にはゼミを通して異なる視点からの貴重な御指導・御鞭撻を賜りました。また、筑波大学大学院生命環境科学研究科の奈佐原顕郎先生には NetCDF データに関する貴重な情報と的確なアドバイスを頂き、大変感謝致します。

NASA ゴダード宇宙飛行センターの David Landis 氏には、ISLSCP Initiative II の3時間毎データセットのうち未だ公開されていないものについて直接提供して頂きました。大変感謝致します。

本学卒業後も快く質問に答えてくださった小谷亜由美先輩(現名古屋大学生命農学科)、加藤秀和先輩にはいつも温かく親身になって御助言を頂きましたこと心より感謝致します。

筑波大学気候学・気象学分野の松枝さん、足立さん、高野君、その他皆様にはプログラムや NCEP/NCAR 再解析データ処理を基礎から丁寧に教えて頂きました。感謝の意を表します。

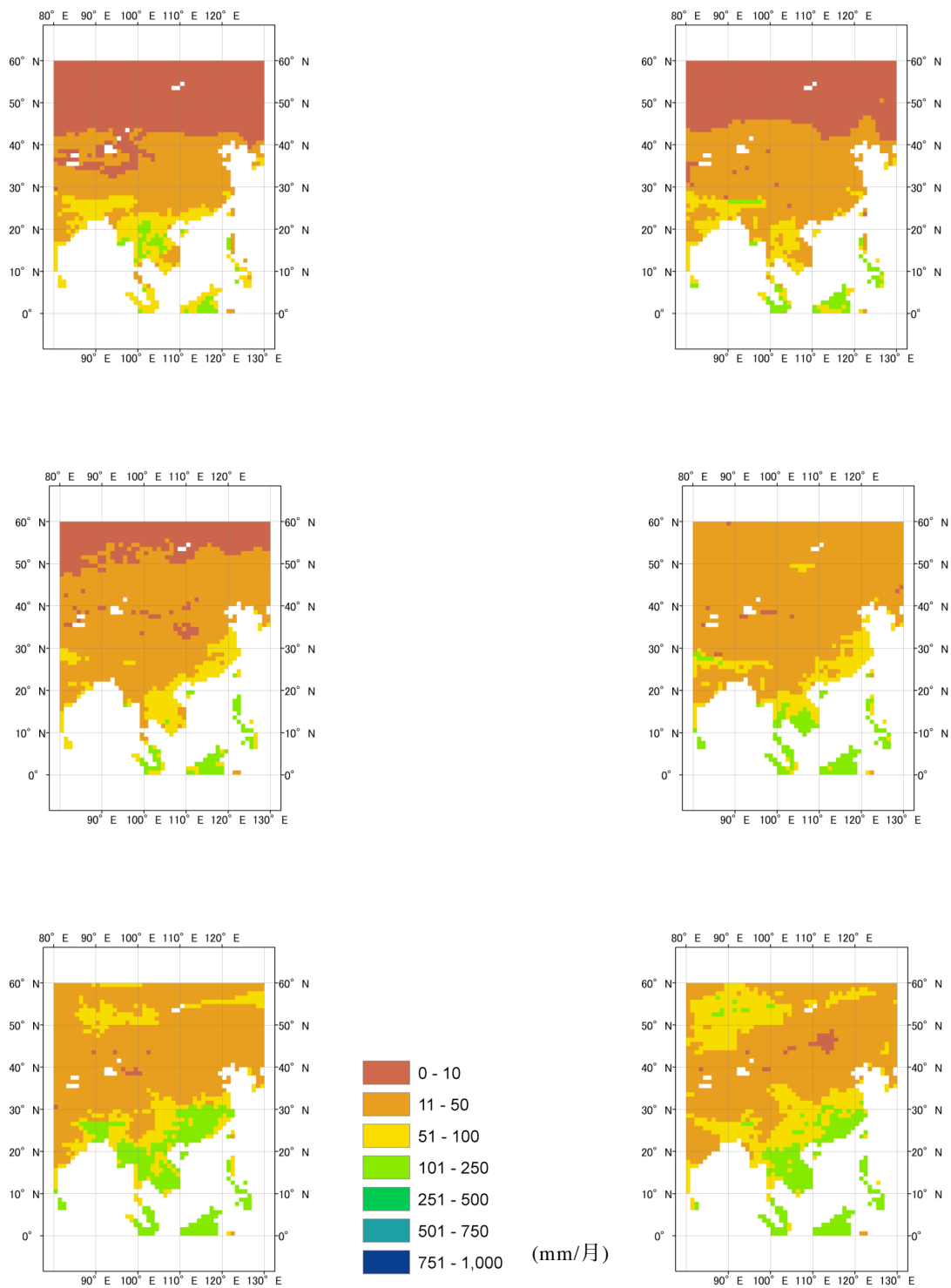
筑波大学大学院環境科学研究科流域環境研究室の相田健君、浅井宏紀さん、大田清宏君、岸和央君、斎藤健志君、スジェン・ポロサド・アマティエさん、内藤大貴君、平岡真合乃さん、吉井英治君、渡邊聖悟君、筑波大学大学院教育研究科の阪口かなえさんには、大変なときには励まし合い、困っているときには助けて頂いたり大変お世話になりました。一緒に過ごした2年間、迷惑ばかりおかけしましたが本当に感謝しています。最後に、父、母、妹には大きな心の支えとなって頂きました。ここに謝辞と致します。

引用文献

- 浅沼順, 上米良秀行, 陸旻皎 (2004): 我が国におけるパン蒸発量の長期変動と水循環変動との関わり. 天気, 51, No.9, 17-28.
- Asia Flux運営委員会 (編) (2003): 陸域生態系における二酸化炭素等のフラックス観測の実際, 独立行政法人国立環境研究所, 茨城, 116p.
- Betts, A. K., M. Zhao, P. A. Dirmeyer, and A.C. Beljaars (2006); Comparison of ERA-40 and NCEP/DOE near-surface data sets with other ISLSCP-II data sets. *J. Geophys. Res.*, 111, D13106, doi:10.1029/2006JD007182.
- Bouchet, R.J. (1963): Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *IAHS Publ*, No.62, 134-142.
- Brutsaert, W. (1982): Evaporation Into the Atmosphere: Theory, History and Application. D. Rreidel, Norwell, Mass., 299p.
- Brutsaert, W. (1992); Stability correction function for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 469-472.
- Brutsaert, W. (2005): Hydrology: An Introduction, Cambridge University Press, 618p.
- Brutsaert, W. and B. Parlange (1998): Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. *Nature*, 30, 396.
- Budyko, M. I., K. P. Voskresensky, I. M. Dolgin, O. A. Drozdov, V. V. Ivanov, E. S. Korotkevichi, L. P. Kuznetsova, A. A. Sokolov, and L. R. Struser(ed.)(1977): Atlas of World Water Balance, The UNESCO Press, 65p.
- Cheng, Y. and W. Brutsaert (2005): Flux-profile relationships for wind speed and temperature in the stable atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Met.*, 114, 519 - 538.
- Choudhury, B. J., S. B. Idso, and R. J. Reginato (1987): Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by infrared-temperature based equation. *Agric. Forest Met.*, 39, 283 - 297.
- Davaa, G., D. Oyunbaatar, M. Sugita (2006): Surface Water of Mongolia. 小長谷有紀(編) モンゴル環境保全ハンドブック, 見聞社, 東京, 55 - 68.
- Fuchs, M. and A. Hadas (1972): the heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Bound.-Layer Met.*, 3, 191 - 200.
- Garratt, J. R. (1992): The Atmospheric Boundary Layer, Cambridge University Press, 316p.
- Hall, F. G., E. B. Colstoun, G. J. Collatz, D. Landis, P. Dirmeyer, A. Betts, G. J. Huffman, L. Bounoua, and B. Meeson (2006): ISLSCP Initiative II global data sets: Surface boundary conditions and atmospheric forcing for land-atmosphere studies. *J. Geophys. Res.*, 111, D22S01.
- IPCC (2007): IPCC WGI Fourth Assessment Report: Summary for policymakers. IPCC Secretariat, Switzerland. 18p.
- 市川正巳 (1990): 総観地理学講座8; 水文学, 朝倉書店, 東京, 270p.

- Kato, H. (2007): Influence of Grazing on Vegetation, Surface Energy and Water Balance over the Mongolian Steppe. MS Thesis, University of Tsukuba, 111p.
- 梶根勇 (1980): 水文学, 大明堂, 東京, 272p.
- Kondoh, A., D. Nakayama, M. Tsujimura, and K. Kuragji (1999): Construction of world basin water budget data base., *J. Japan Soc. Hydrol. & Wat. Resour.*, 12, 511 - 516.
- 気象庁(編) (2003): 気象庁領域客観解析データ (CD-ROM). (財)気象業務支援センター.
- 気象庁(2005): 異常気象レポート2005 近年における世界の異常気象と気候変動 ~その実態と見通し(VII)~, 気象庁, 東京, 391p.
- 小谷亜由美 (2007): モンゴル草原における地表面熱収支の特徴. モンゴル植生変遷域ワークショップ, 54 - 55.
- 小谷亜由美 (2004): 多様な土地利用形態が混在する地域における広域スケールの熱収支. 筑波大学大学院環境科学研究科環境科学専攻 平成14年度修士論文.
- Kotani, A. and M. Sugita (2008): Concise formulae for the atmospheric correction of hemispherical thermal radiation measured near the ground surface. (Submitted).
- 近藤純正 (2000): 地表面に近い大気科学, 東京大学出版会, 東京, 324p.
- 近藤純正 (編)(1994): 水環境の気象学;地表面の水収支・熱収支, 朝倉書店, 東京, 350p.
- 蔵田憲次, 岡田益己 (1984): パソコン環境工学入門—光・熱環境計算法の基礎, サイエンスハウス, 東京, 152p.
- Lhomme, J. P. (1997): An examination of the Priestley-Taylor equation using a convective boundary layer model. *Wat. Resour. Res.*, 33, 2571 - 2578.
- Lhomme, J. P. and B. Monteny (1997): Inferring regional surface fluxes from convective boundary layer characteristics in a Sahelian environment. *Wat. Resour. Res.*, 33, 2563 - 2569.
- Li, S.G., J. Asanuma, W. Eugster, A. Kotani, J. Liu, T. Urano, T. Oikawa, G. Davva, D. Oyunbaatar, and M. Sugita (2005): Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biology*, 11, 1941-1955.
- 松浦陽介 (2005): 衛星データを用いたモンゴル半乾燥域における土地被覆と蒸発散量の推定. 東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻 平成16年度修士論文.
- McNaughton, K. G., and T. W. Springgs (1989): A mixed-layer model for regional evaporation. *Bound.-Layer Met.*, 34, 243 - 262.
- Mitsuta, Y., I. Tamagawa, K. Sahashi, and J. Wang(1995): Estimation of annual evaporation from the Linze desert during HEIFE. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 73, 967 - 974.
- Ohmura, A. (2006): Observed long-term variations of irradiance at the earth's surface. *Space Sci. Rev.*, 125, 111 - 128.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193, 120 - 146.
- 佐藤信夫 (1993): 4次元データ同化とは. 科学, 63, 683 - 685.
- Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Fieled, D. A. Dazlich., C. Zhang,

- G. D. Collelo, and L. Bounoua (1995): A revised land surface parameter (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Climate.*, 9, 676 - 705.
- Stull, R. B. (1988): An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, 666p.
- 杉田倫明 (2003): 水循環のプロセスと生態系の関わり. 科学, 73, 559 - 562.
- 杉田倫明 (2003): 複数の手法を用いた熱帯モンスーン域の広域蒸発量の季節変化の推定. 財団法人アサヒビール学術振興財団研究紀要, 第 18 巻, 149 - 158.
- Sugita, M., J. Asanuma, M. Tsujimura, S. Mariko, M. Lu, F. Kimura, D. Azzaya, and T. Adyasuren (2007): An overview of the rangelands atmosphere-hydrosphere-biosphere interaction study experiment in northeastern Asia (RAISE). *J. Hydrol.*, 333, 3 - 20.
- Sugita, M., J. Usui, I. Tamagawa, and I. Kaihotsu (2001): Complementary relationship with a convective boundary layer model to estimate regional evaporation. *Wat. Resour. Res.*, 37, 353 - 365.
- Tamagawa, I. (1996): Turbulent characteristics and bulk transfer coefficient at desert HEIFE area. *Bound.-Layer Met.*, 77, 1- 20.
- 氏家勝己, 土井誠 (訳)(1981): マグロウヒル大学演習シリーズ; 統計, マグロウヒル好学社, 229p.
- Weiss, A. and J. M. Norman (1985): Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. *Agric. For. Meteorol.*, 34, 205-213.
- Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C. N. Long, E. G. Dutton, B. Forgan, A. kallis, V. Russeak, and A. Tsvetkov(2005): From dimming to brightening: Decadalchange in solar radiation at earth's surface. *Science*, 308, 847 - 850.
- 徐健青(2001): ポテンシャル蒸発量からみた東アジアにおける近年の気候変化. 水文・水資源学会誌, 14, 151 - 170.

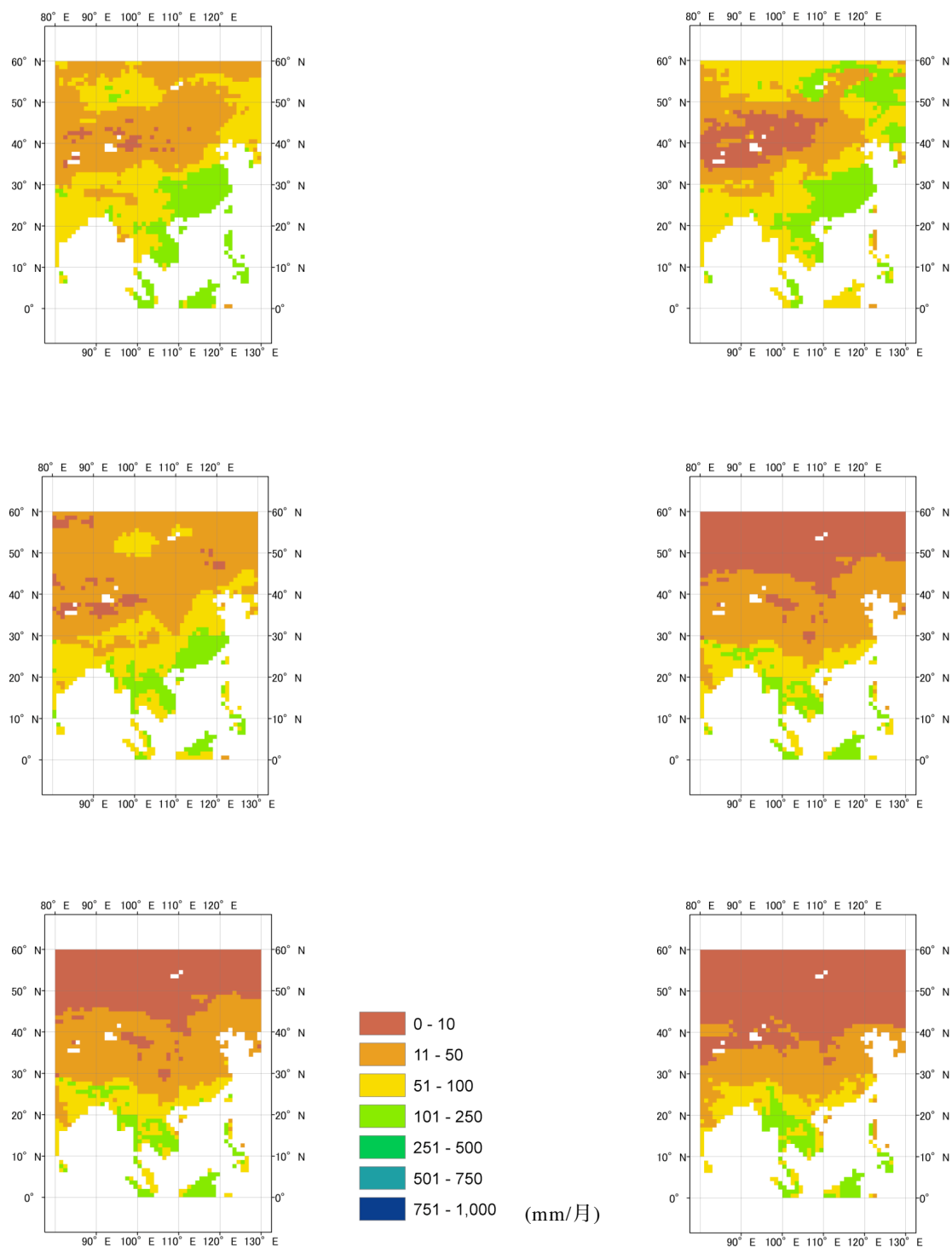


付図 1 1986 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

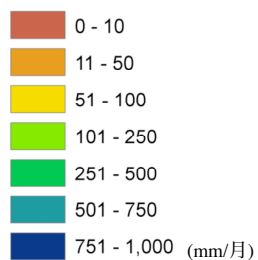
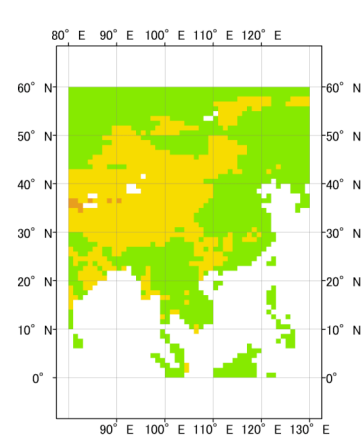
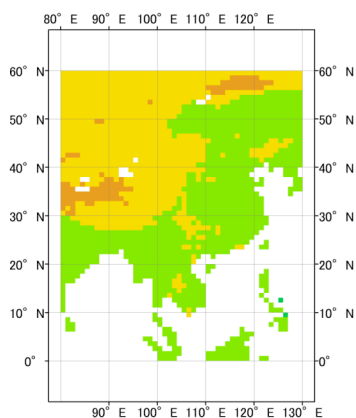
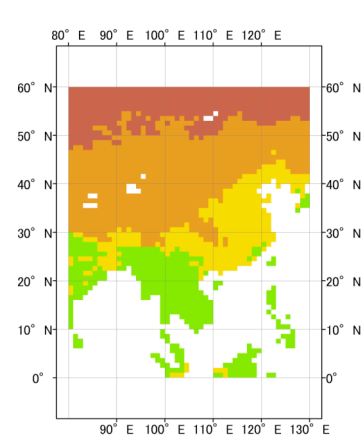
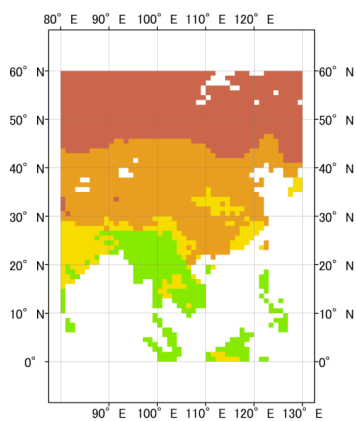
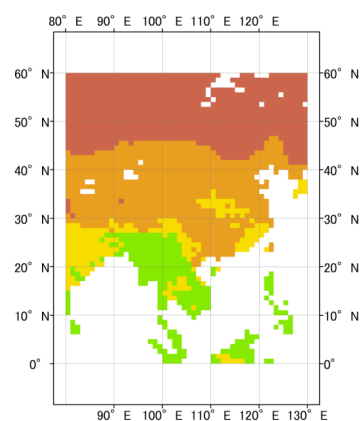
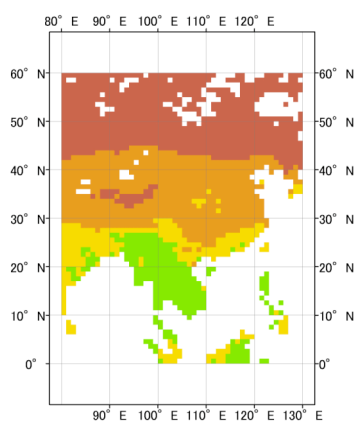


付図 1 1986 年の月平均実蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

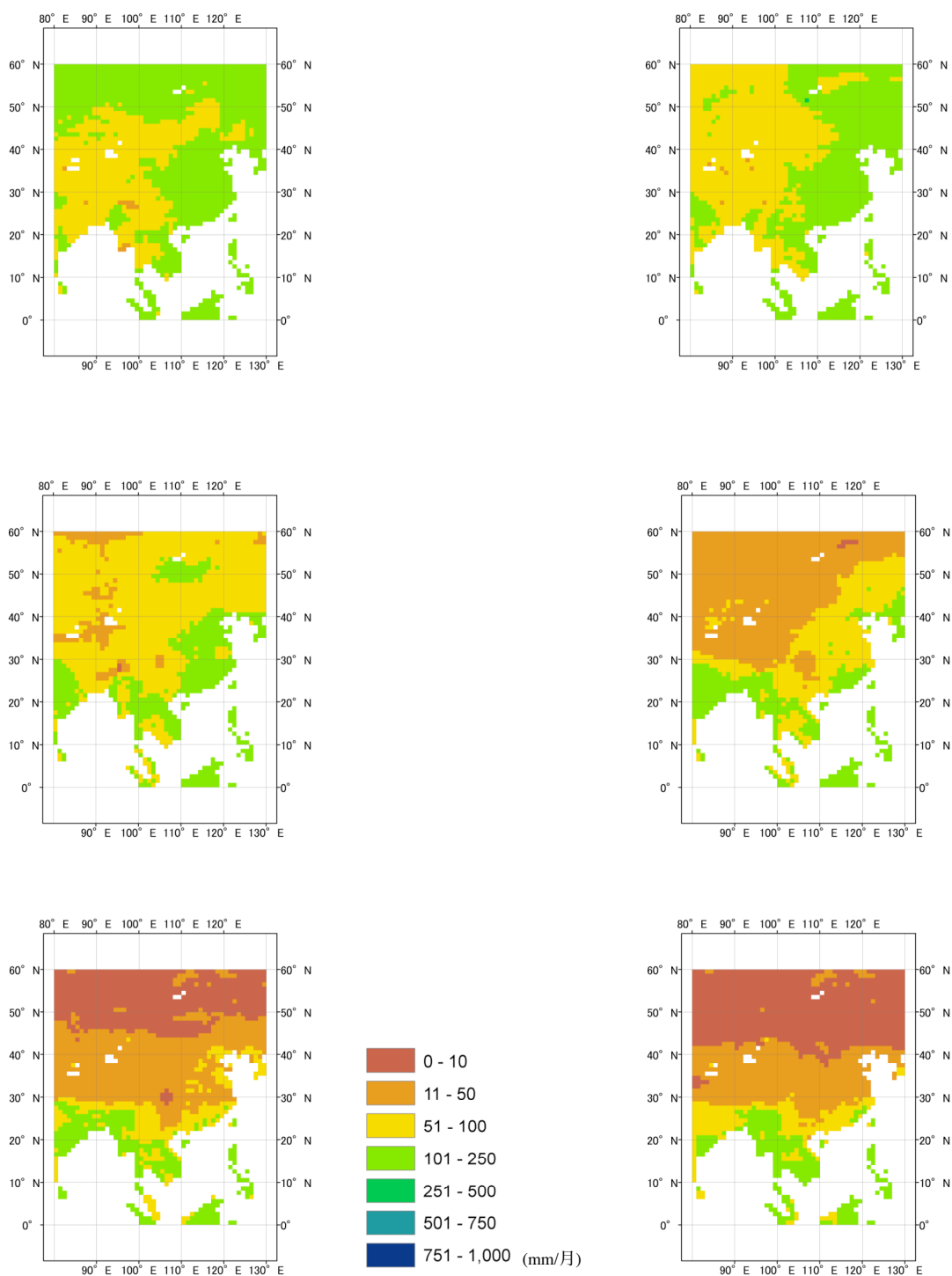


付図 2 1986 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

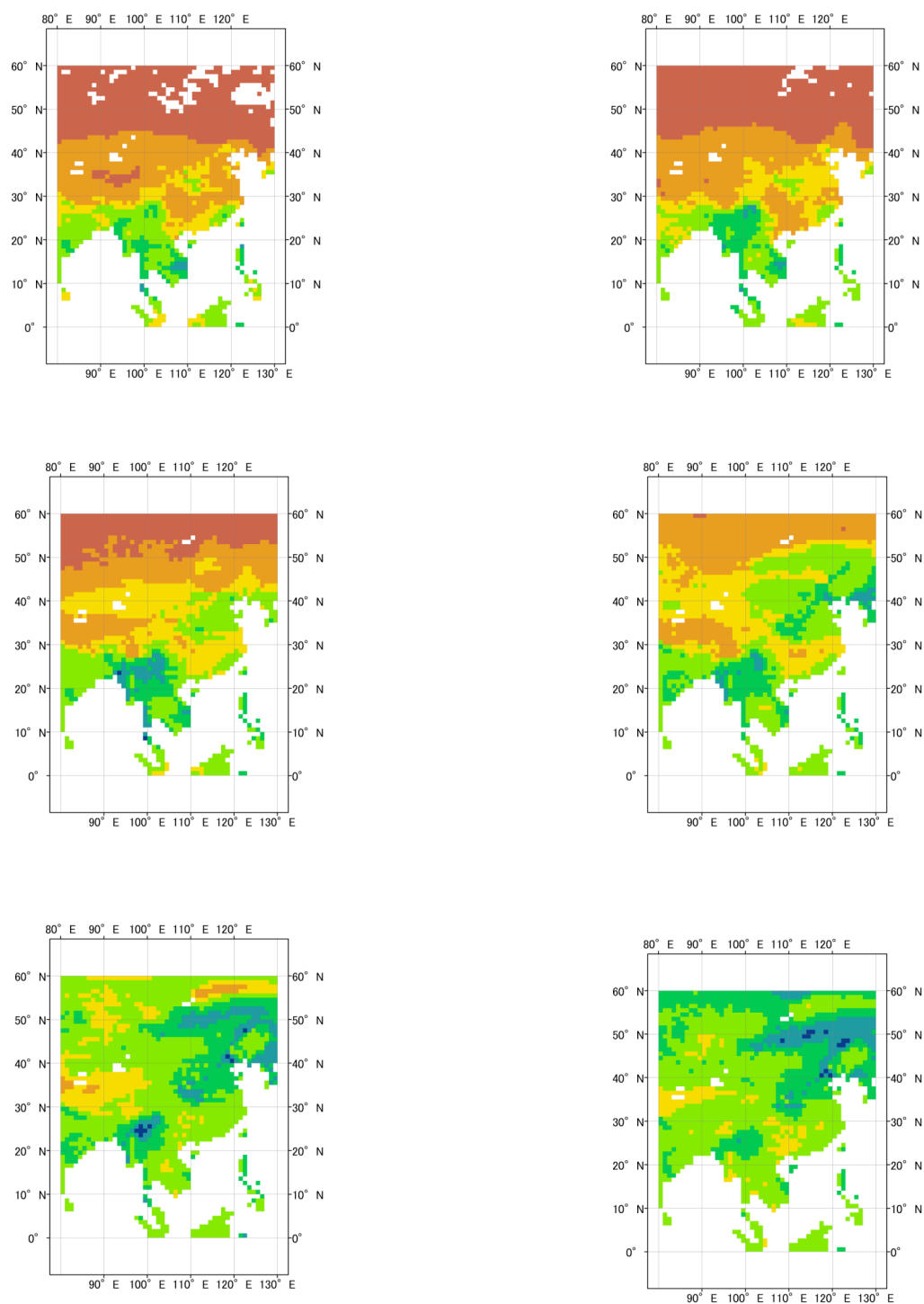


付図2 1986年の月平均真の可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

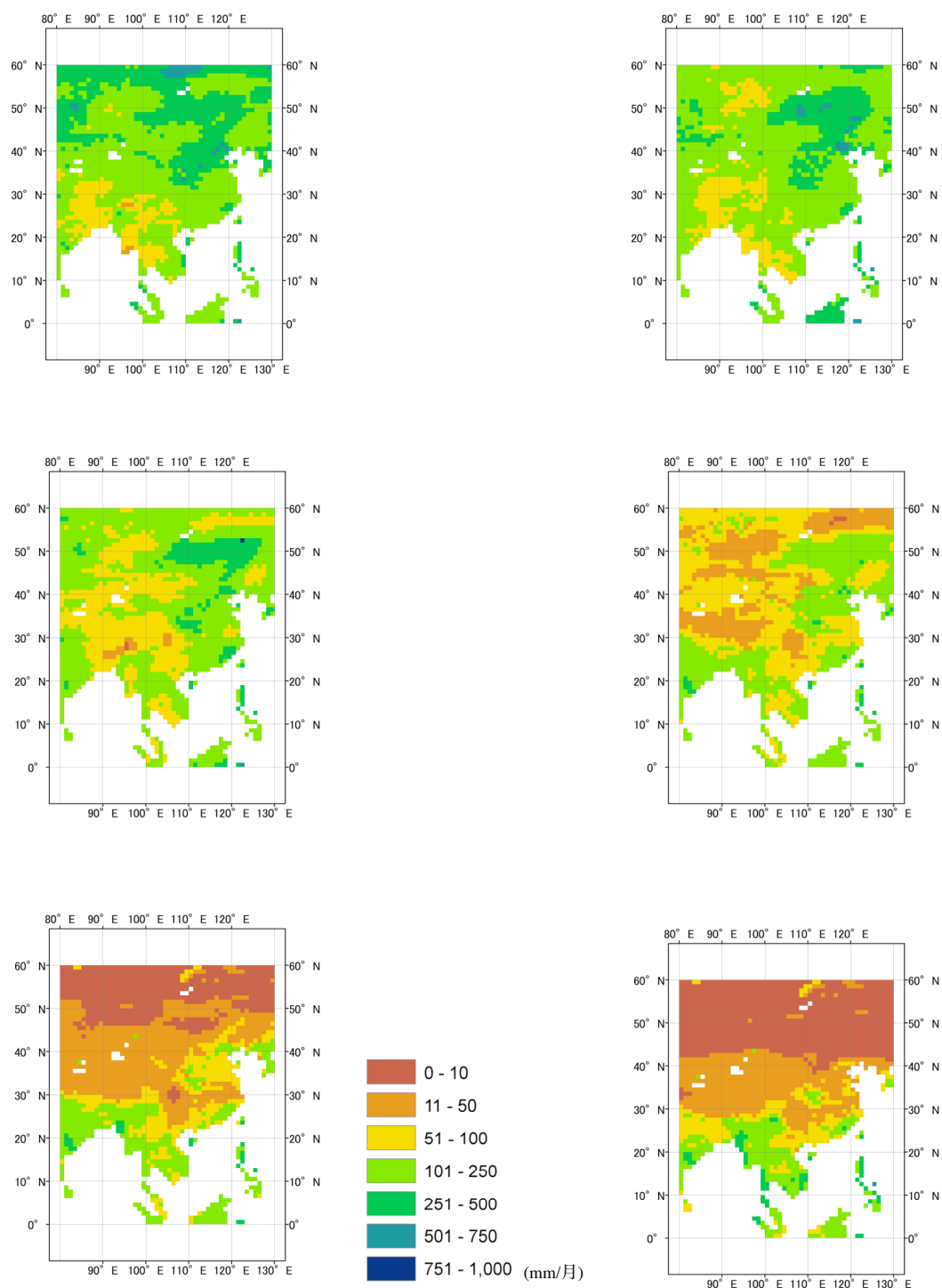


付図3 1986年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

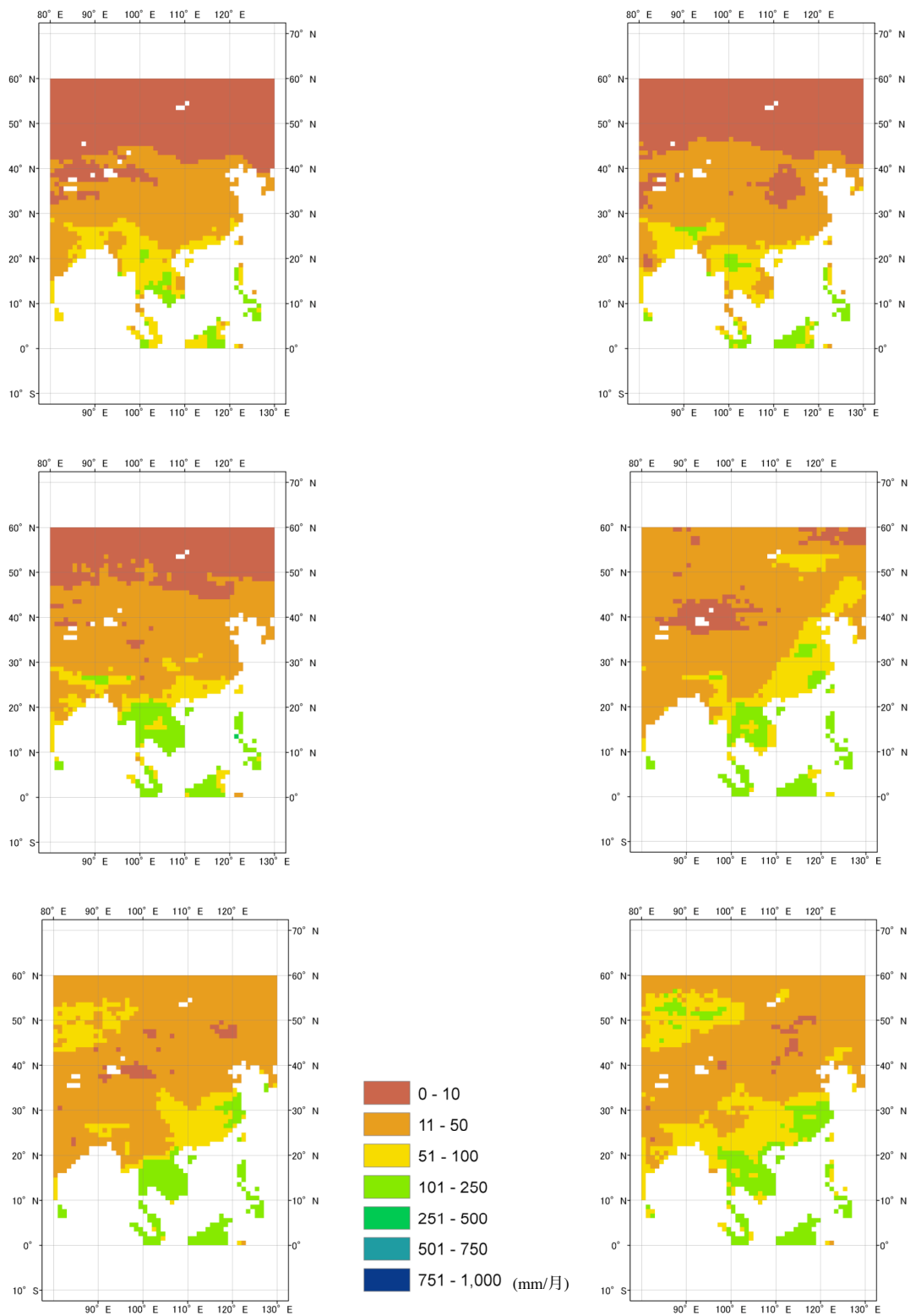


付図3 1986年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

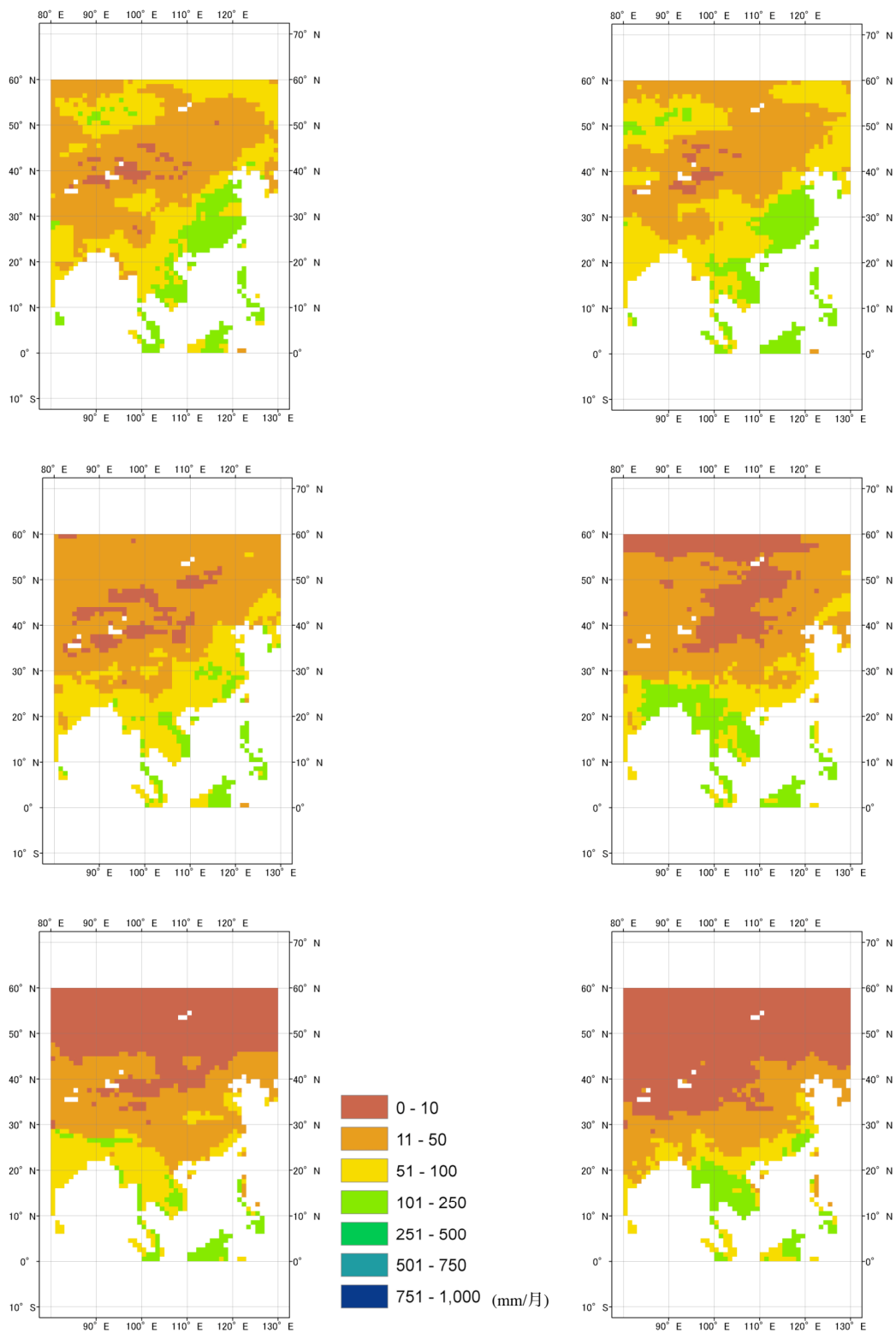


付図4 1987年の月平均実蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

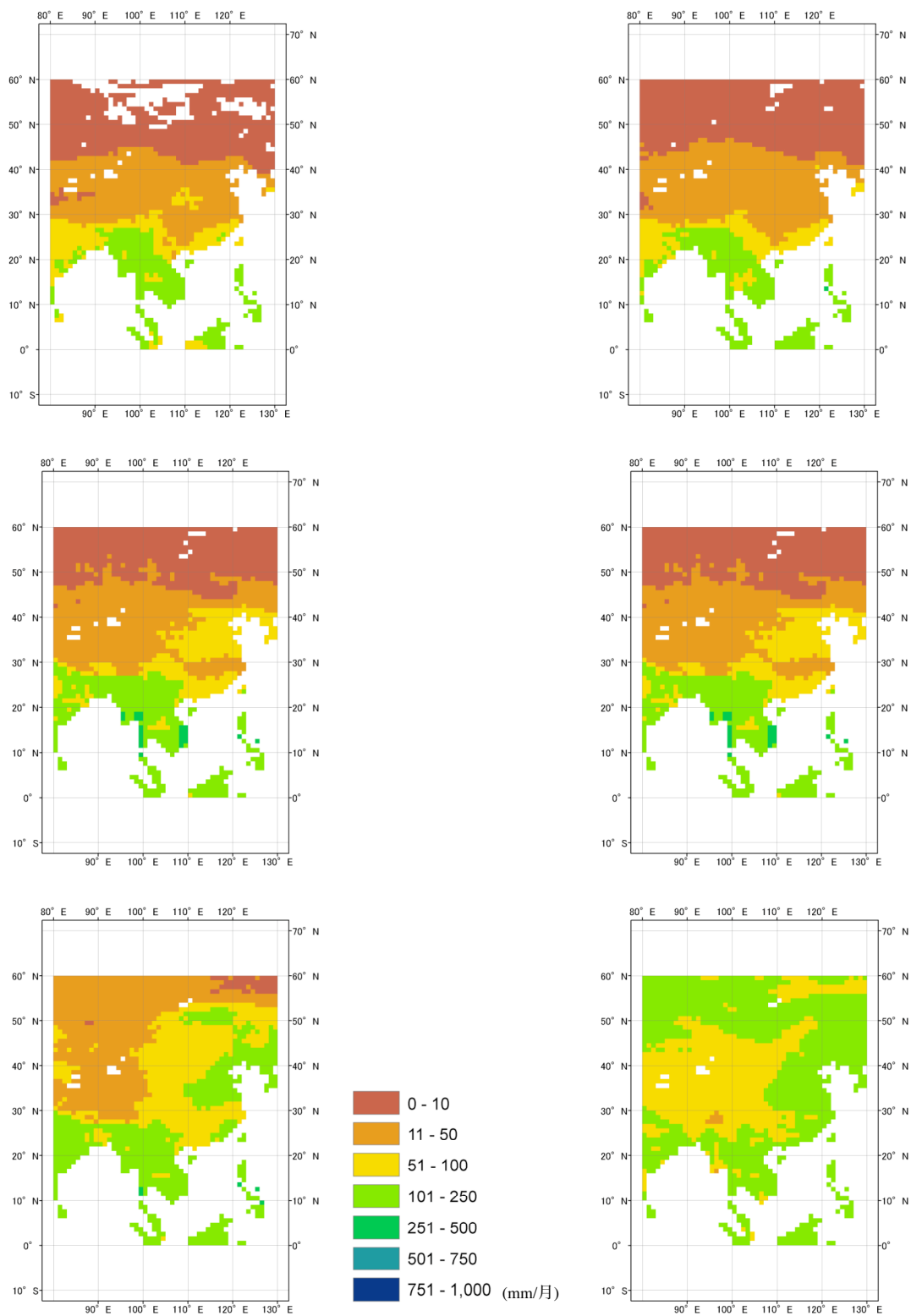


付図4 1987年の月平均実蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

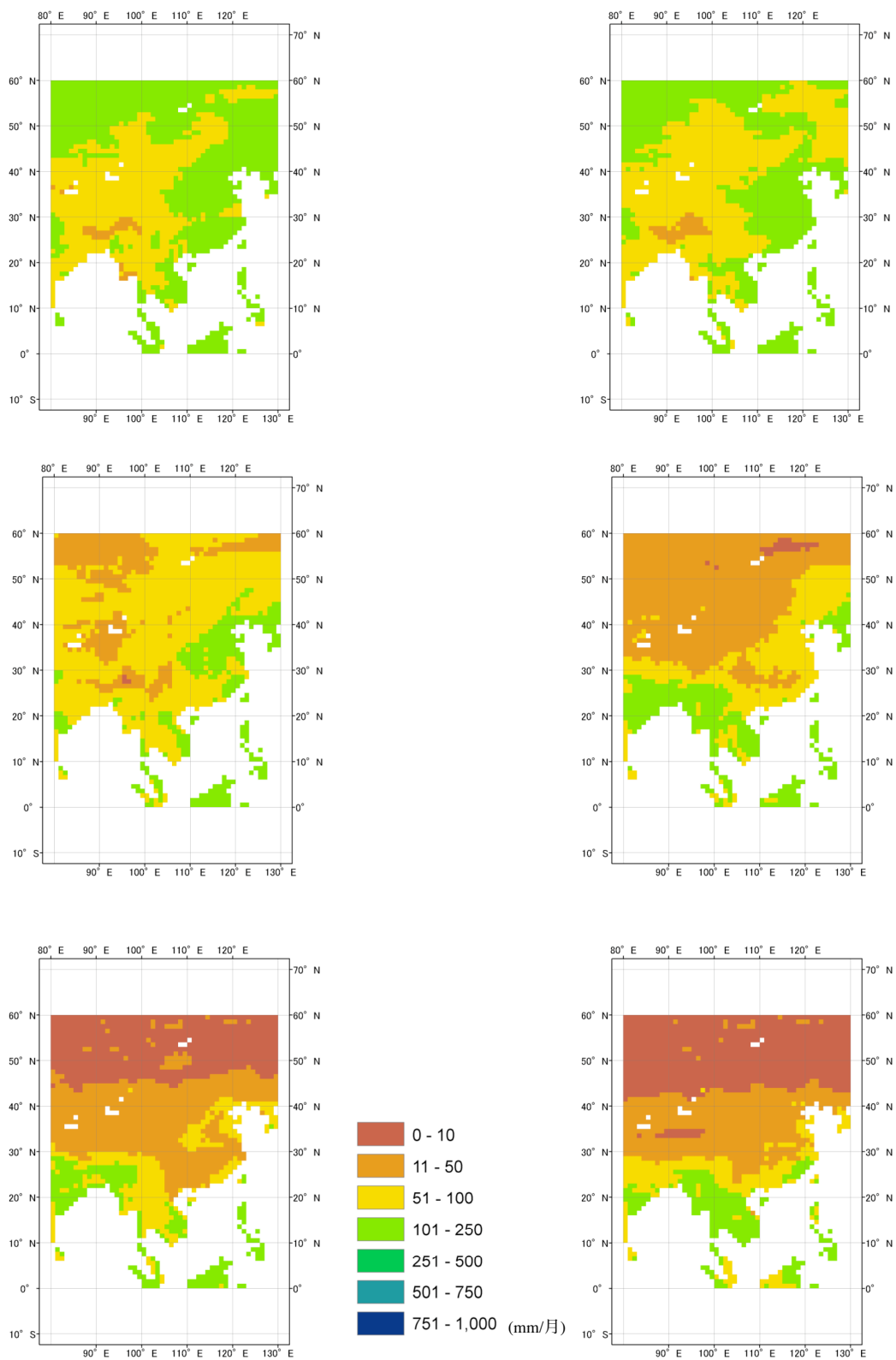


付図 5 1987 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

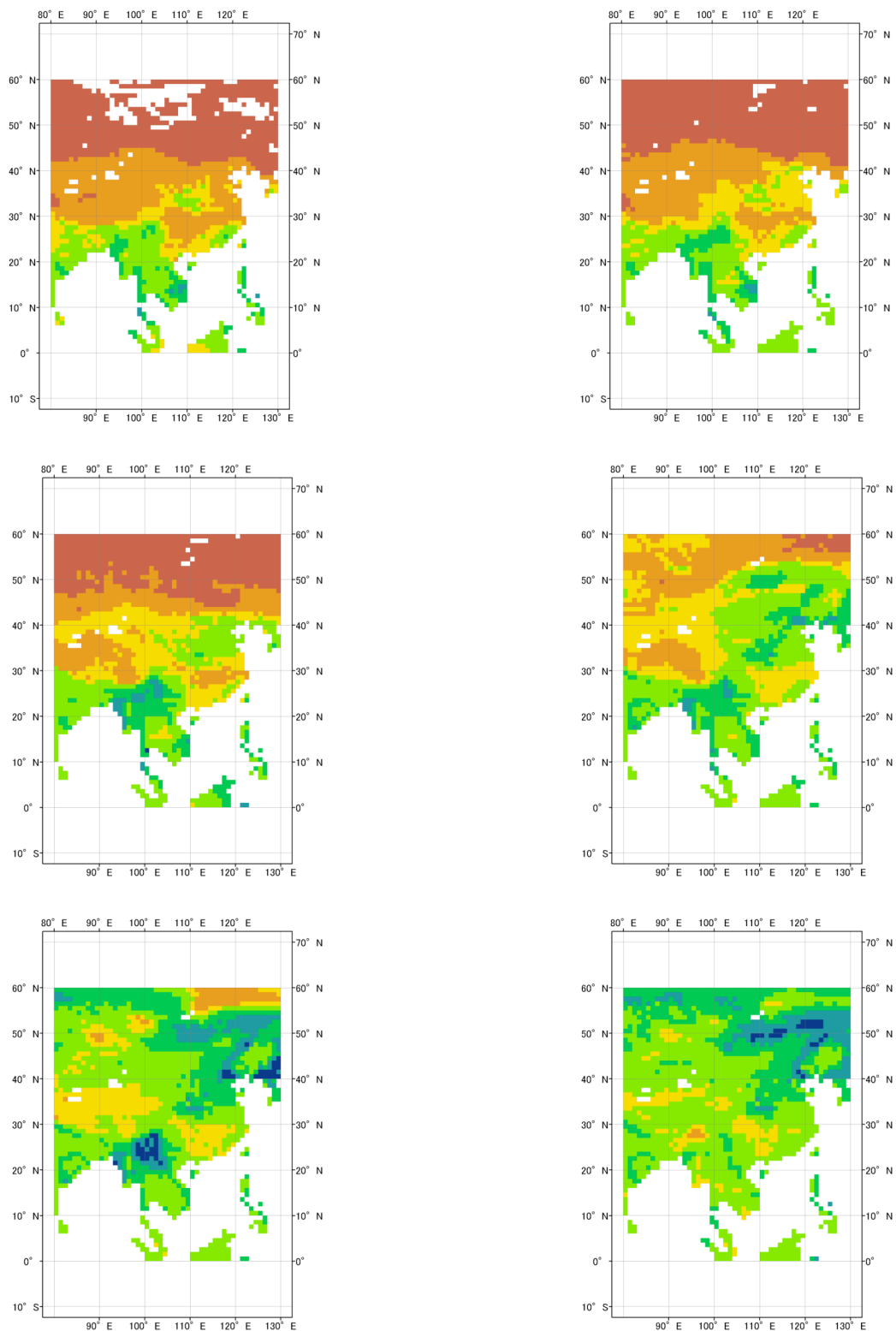


付図5 1987年の月平均真の可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

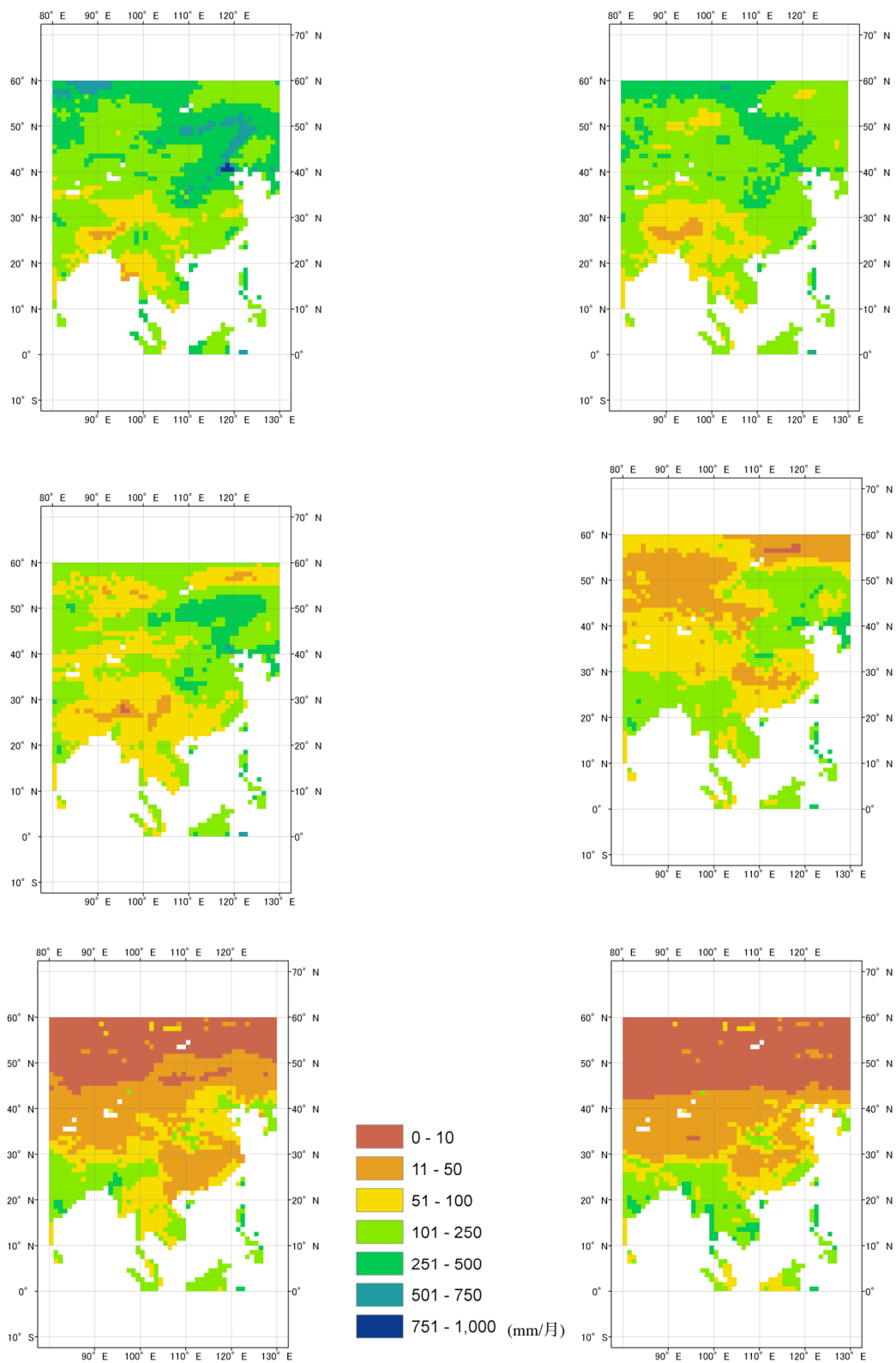


付図6 1987年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

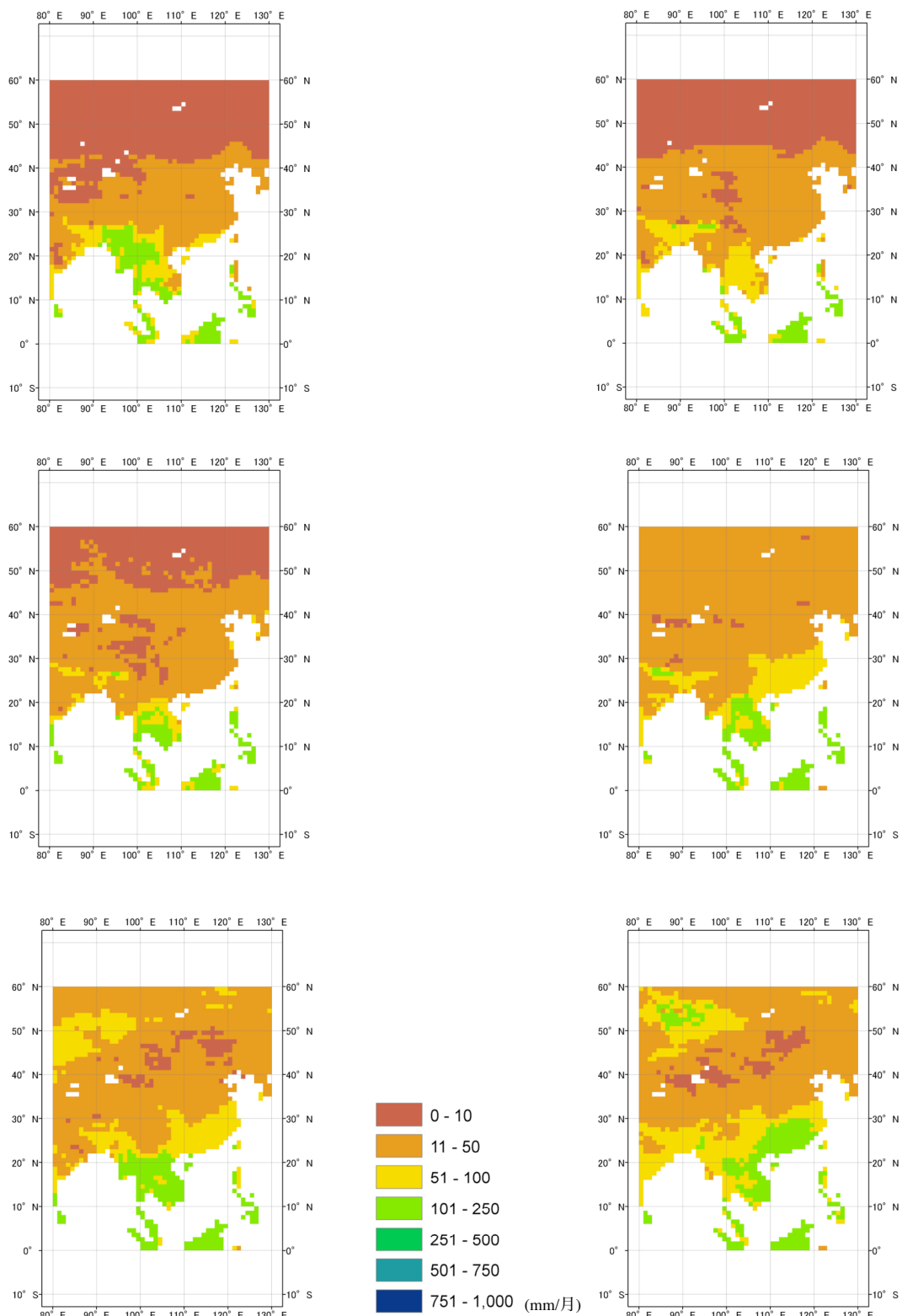


付図 6 1987 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

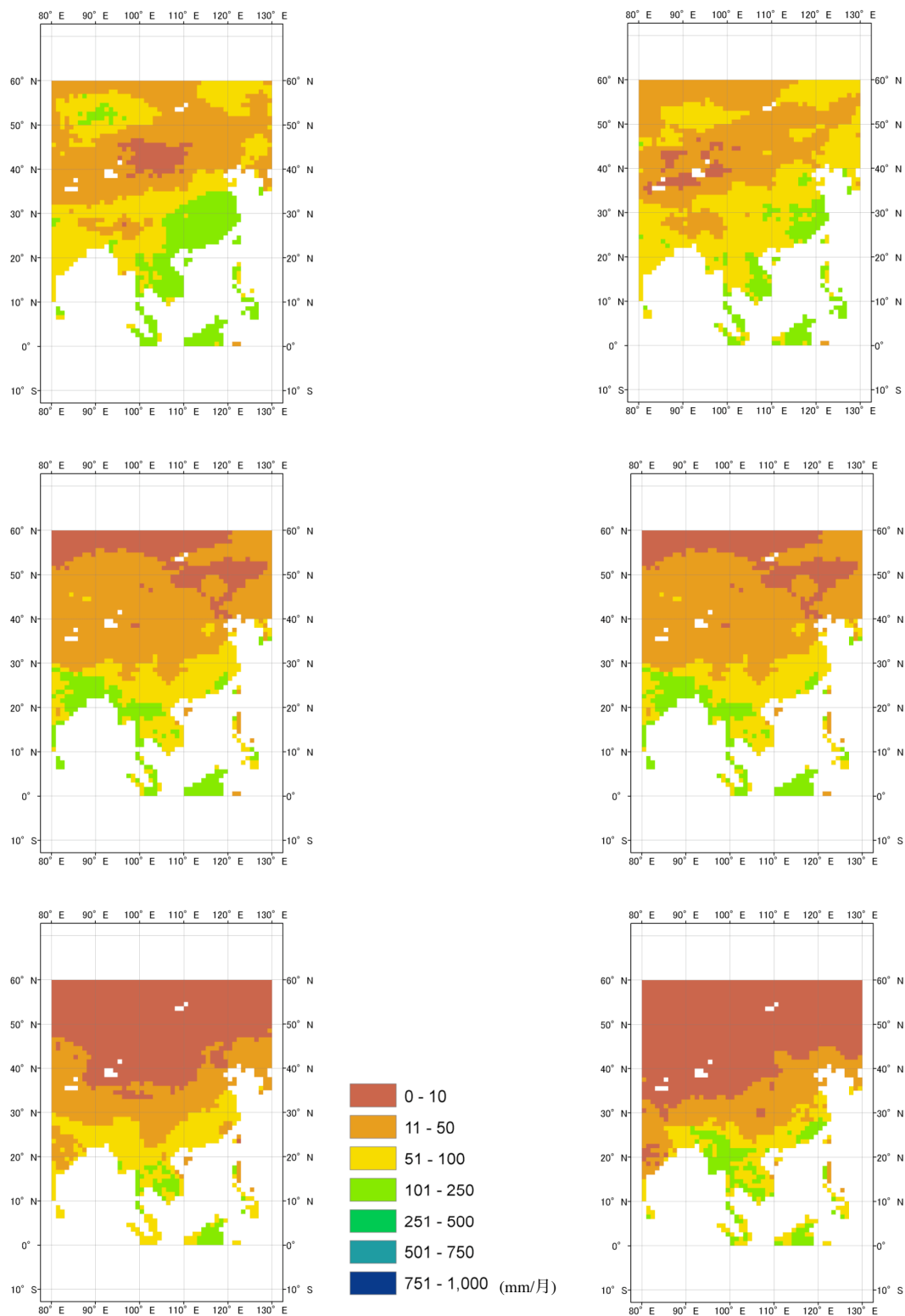


付図7 1988年の月平均実蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

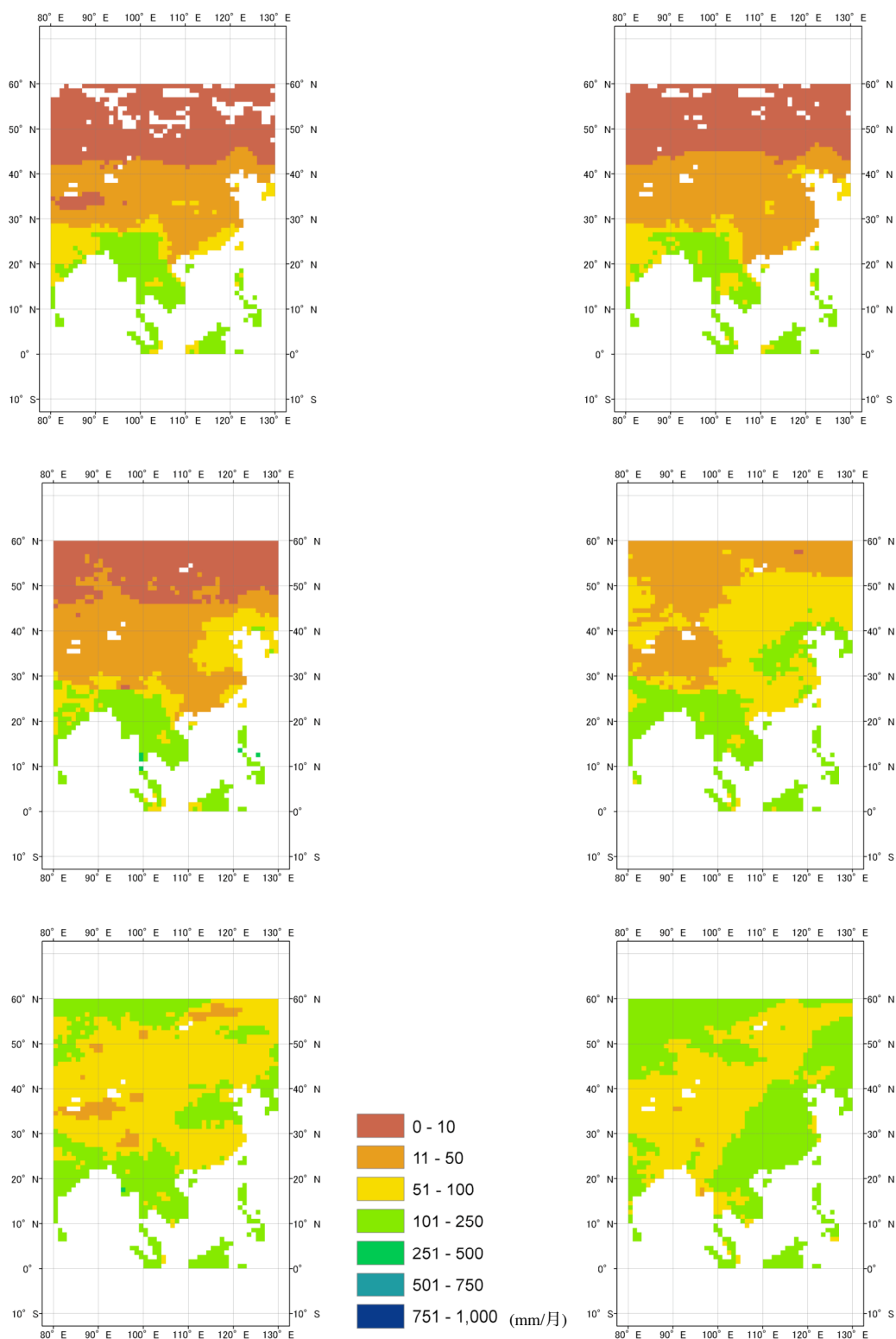


付図7 1988年の月平均実蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

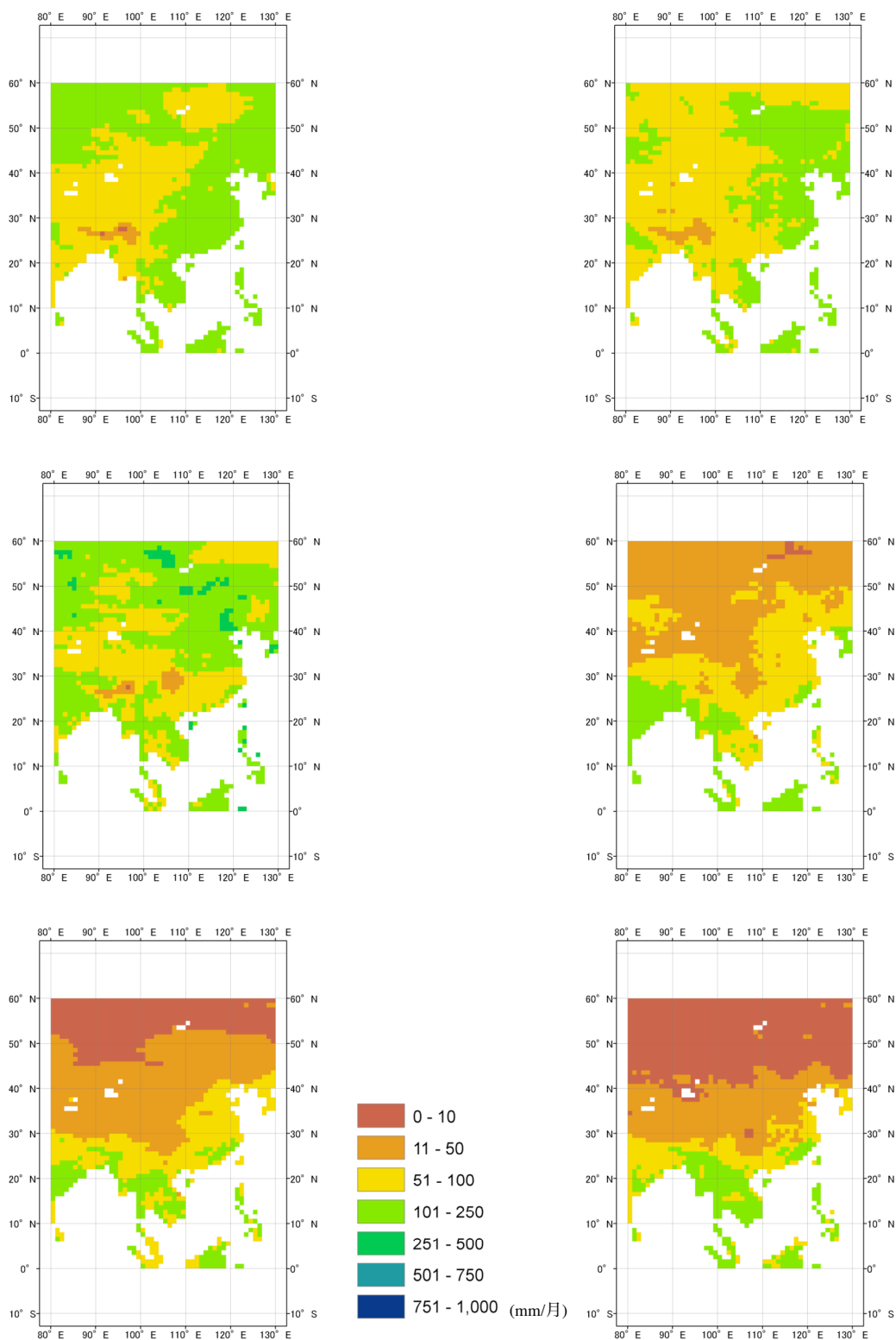


付図 8 1988 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

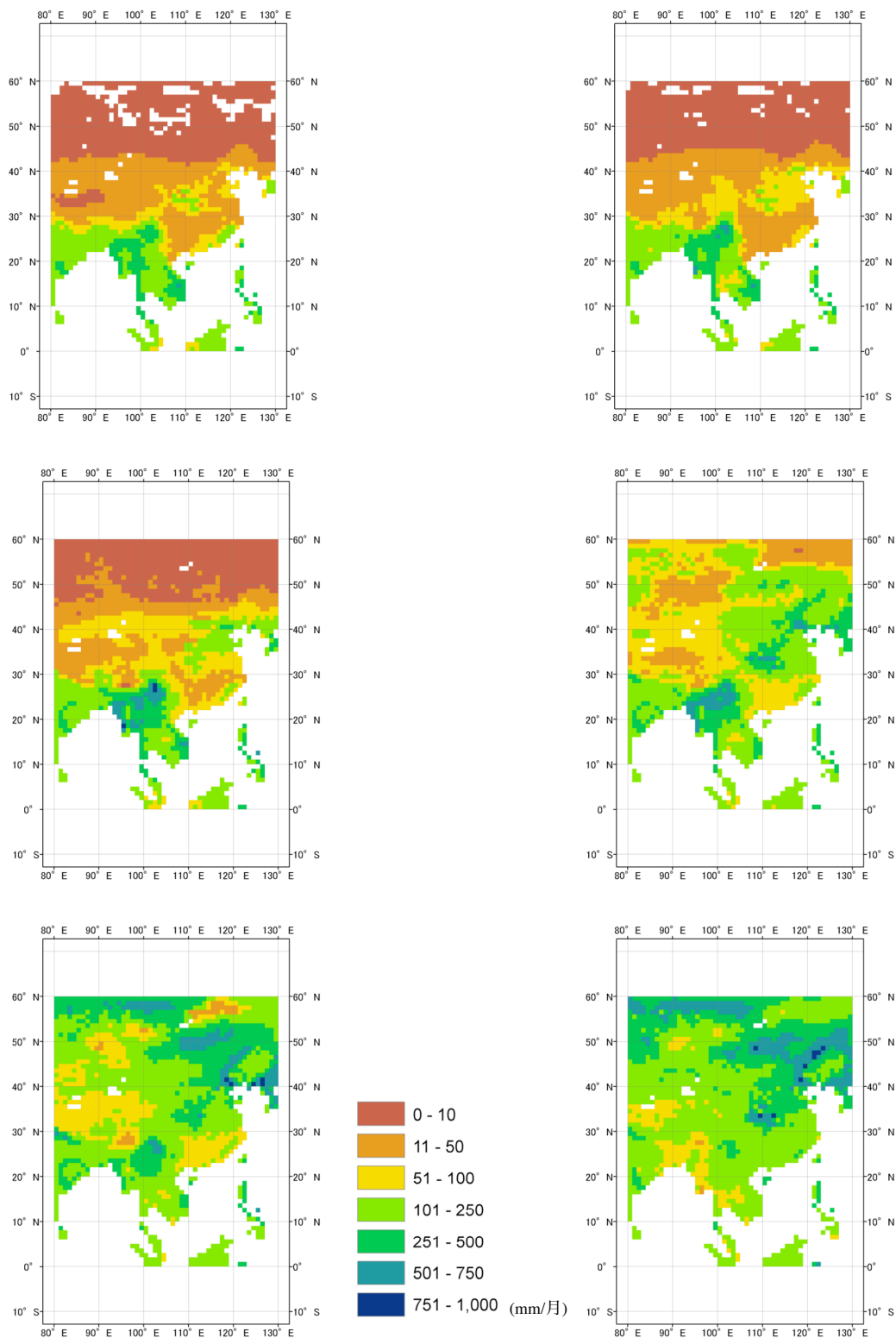


付図8 1988年の月平均真の可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

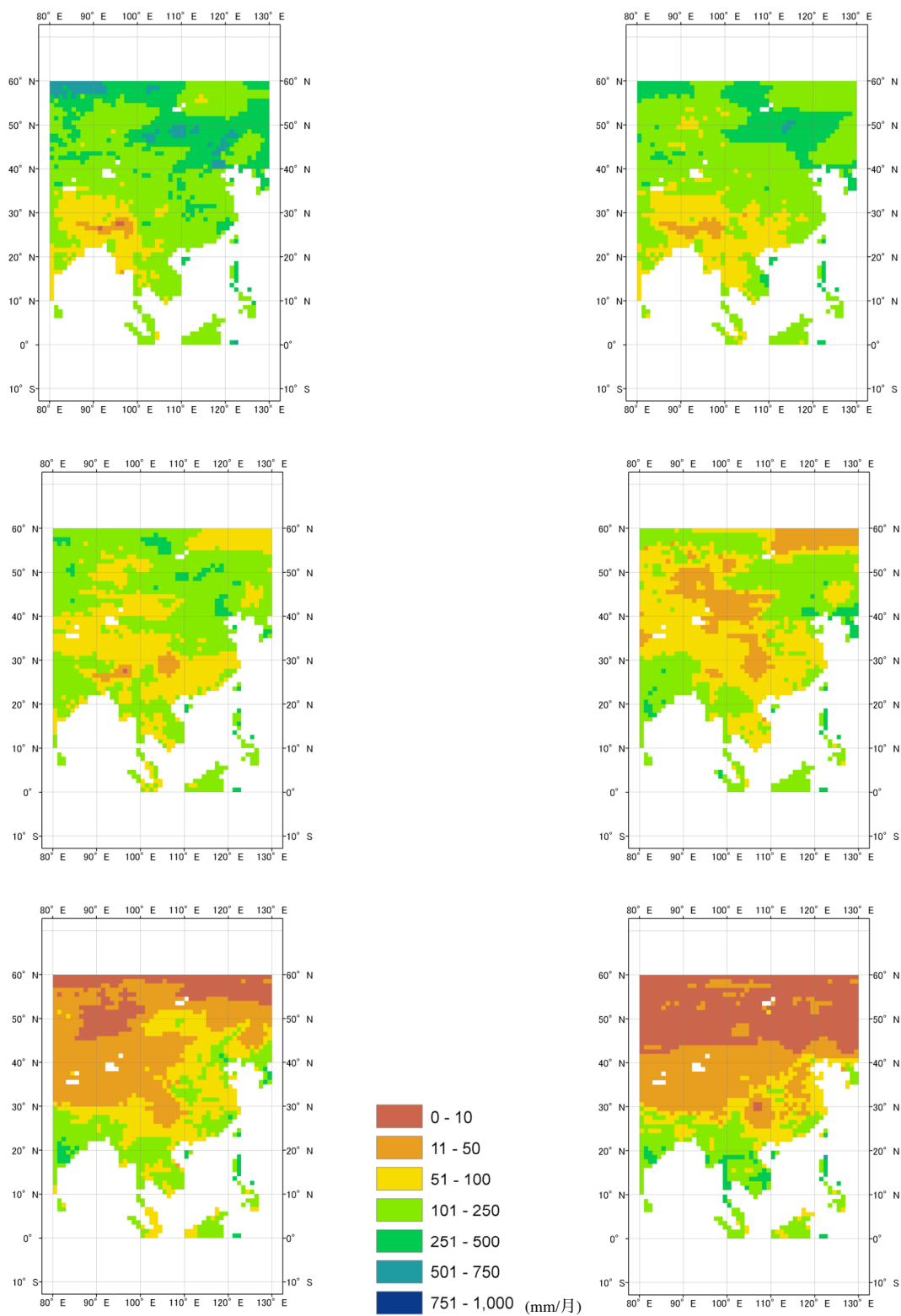


付図9 1988年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

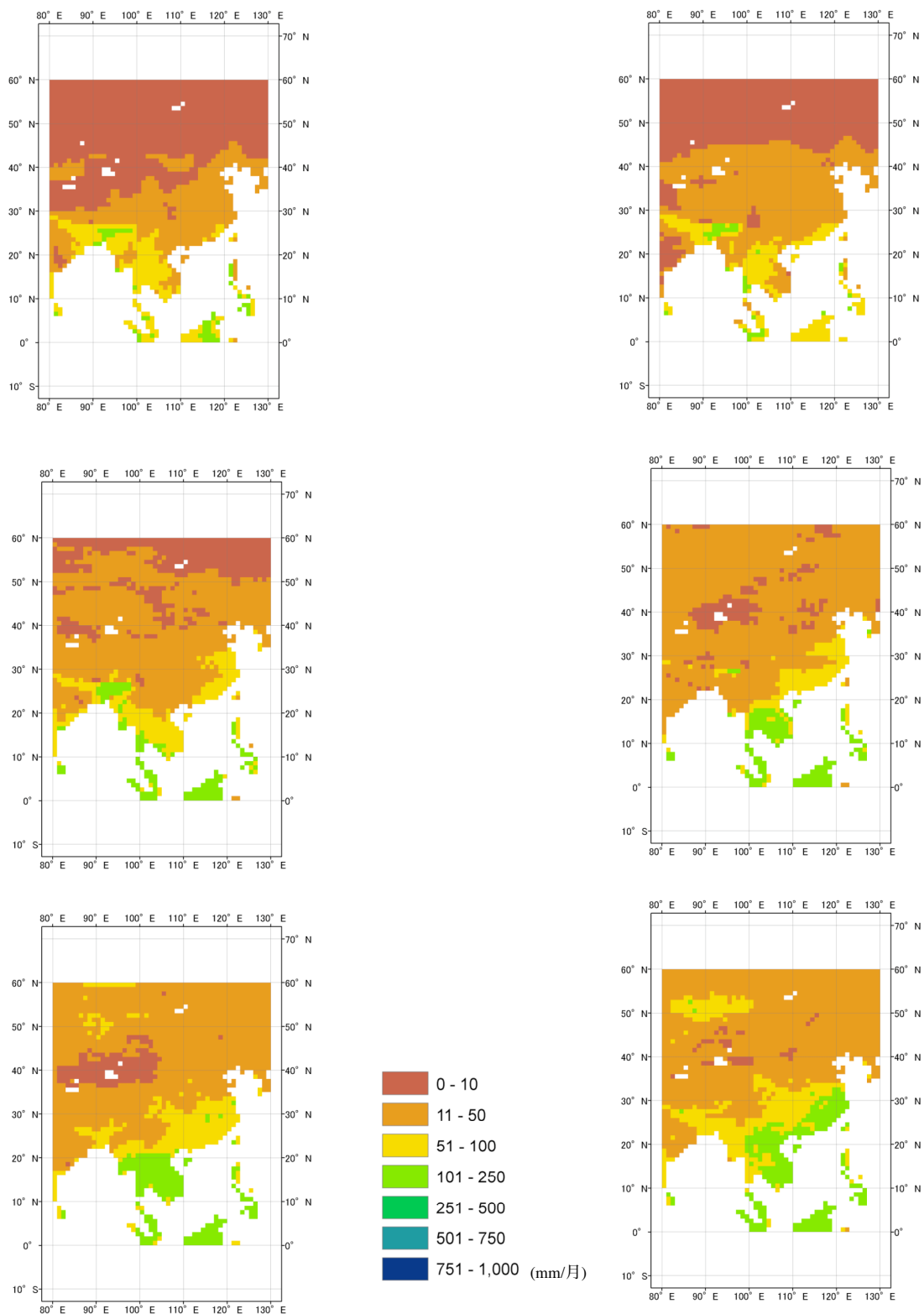


付図9 1988年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

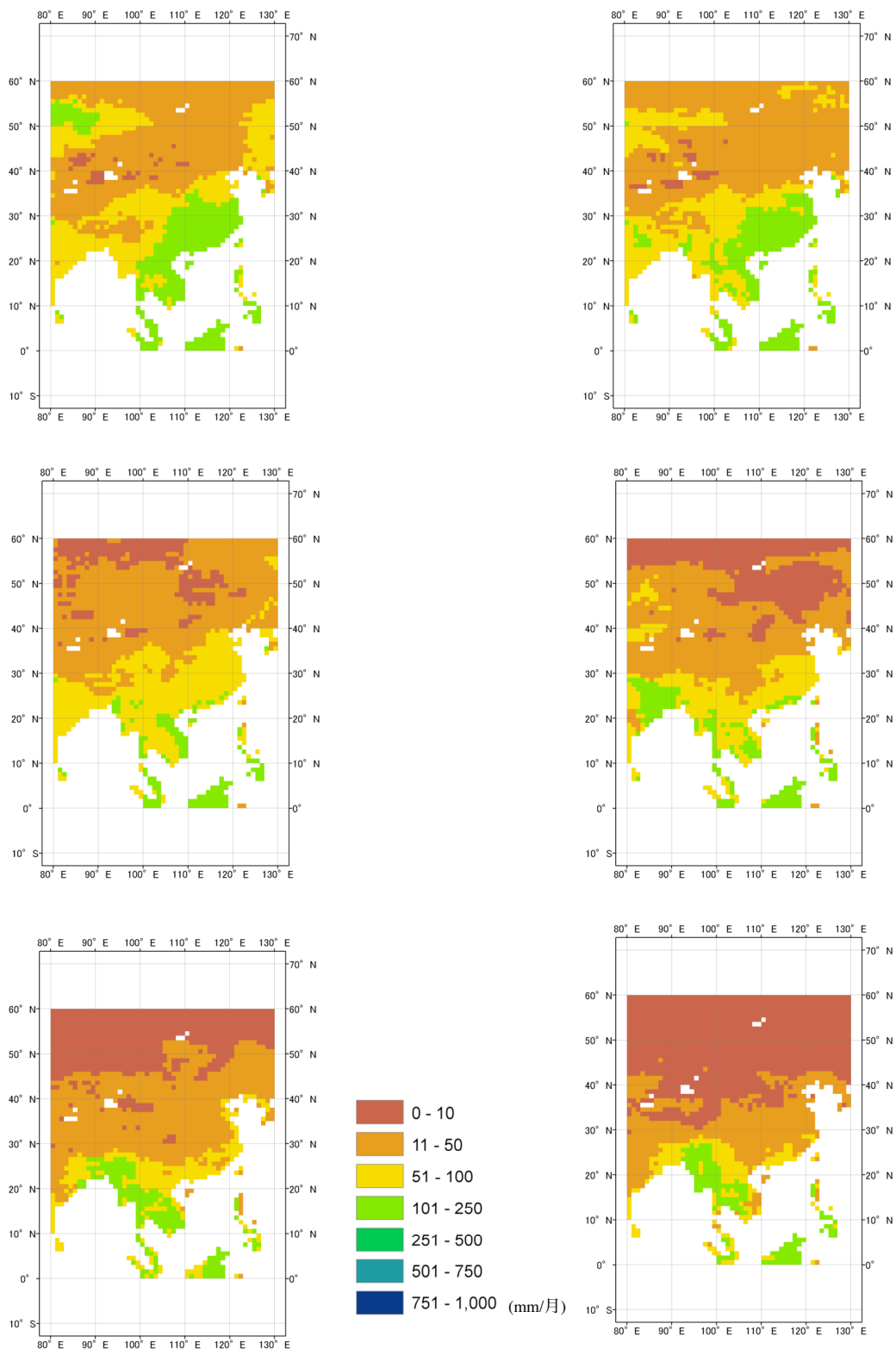


付図10 1989年の月平均実蒸発量の分布(1月～6月)

左上: 1月、右上: 2月

左中: 3月、右中: 4月

左下: 5月、右下: 6月

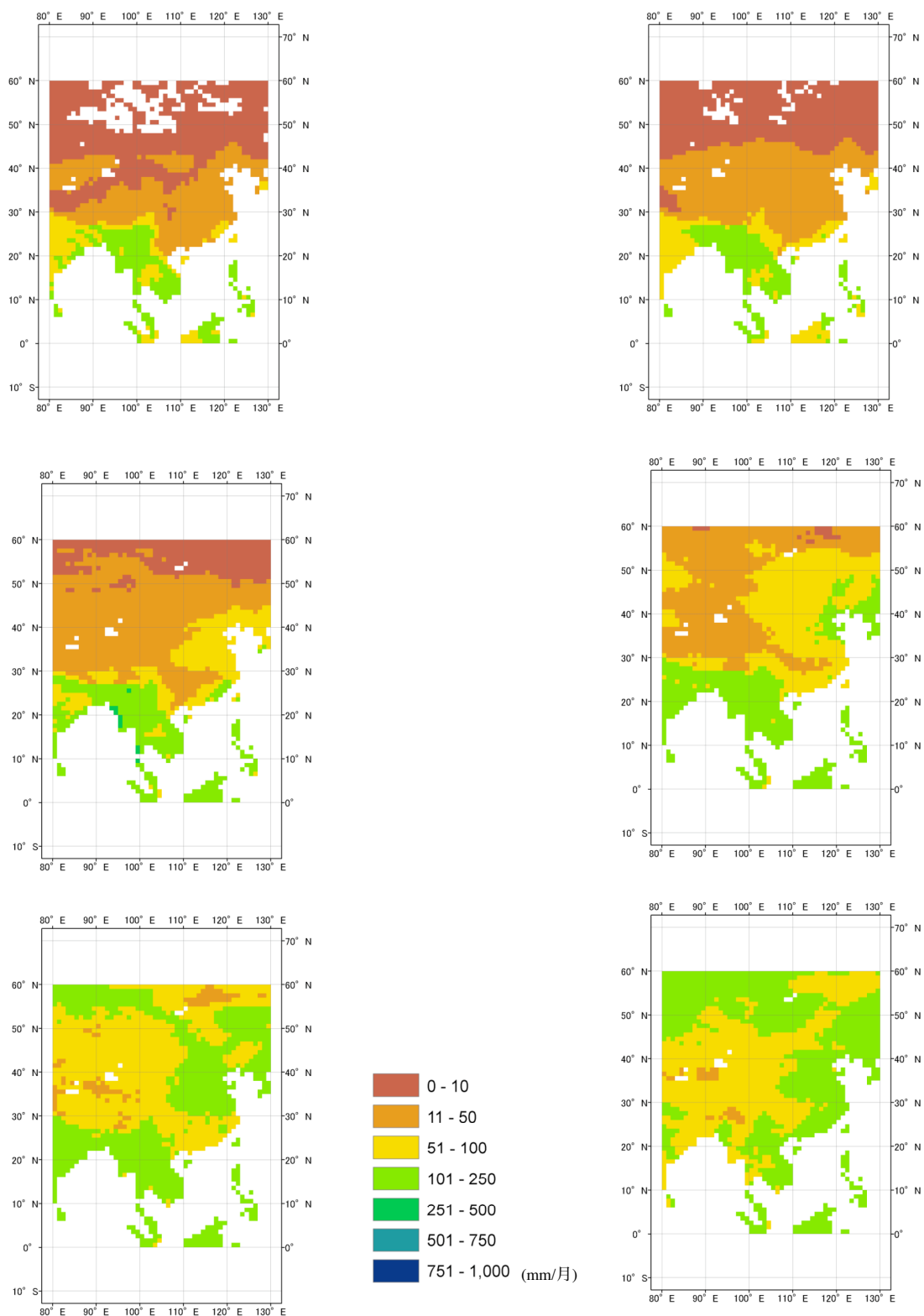


付図 10 1989 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

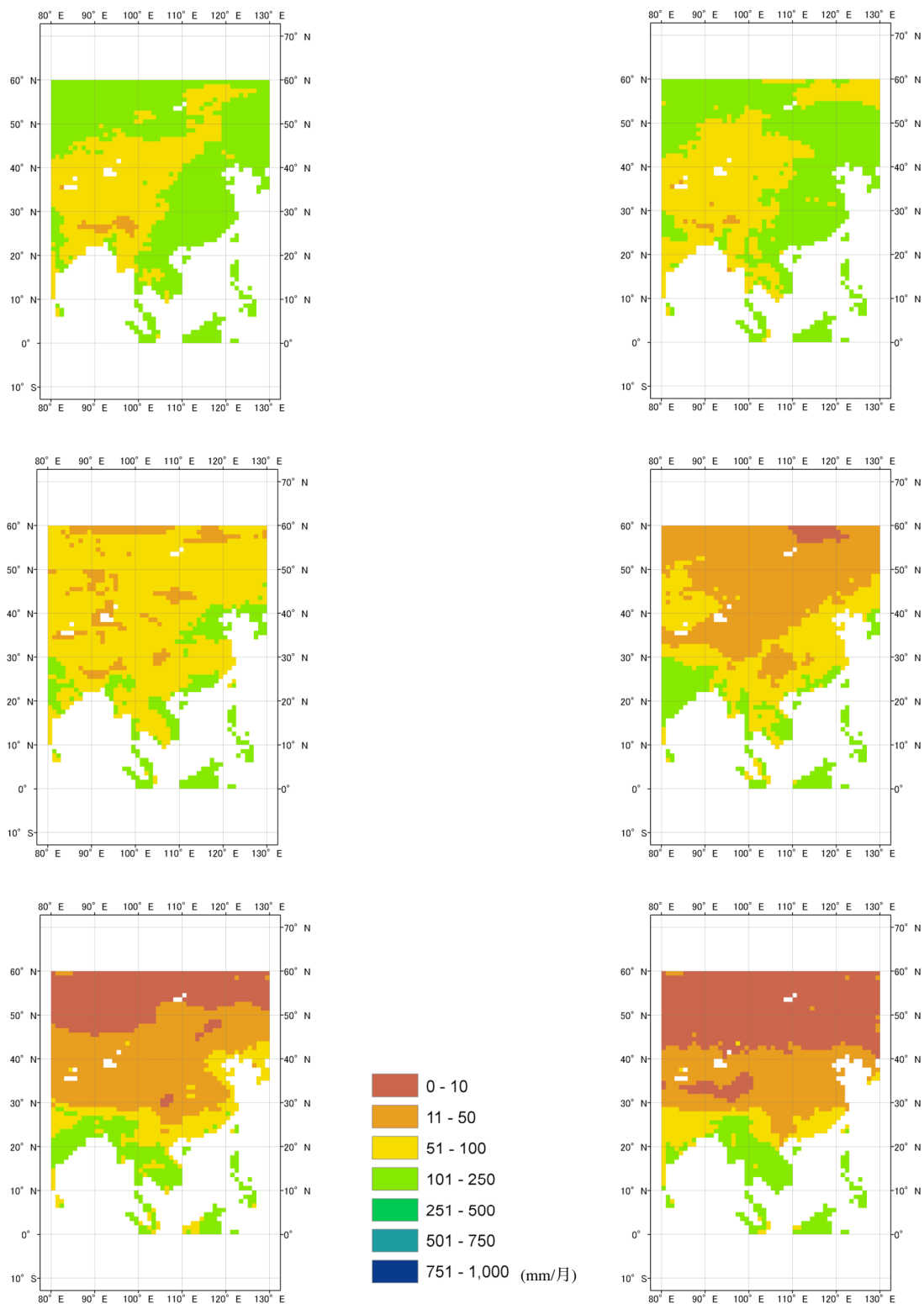


付図 11 1989 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

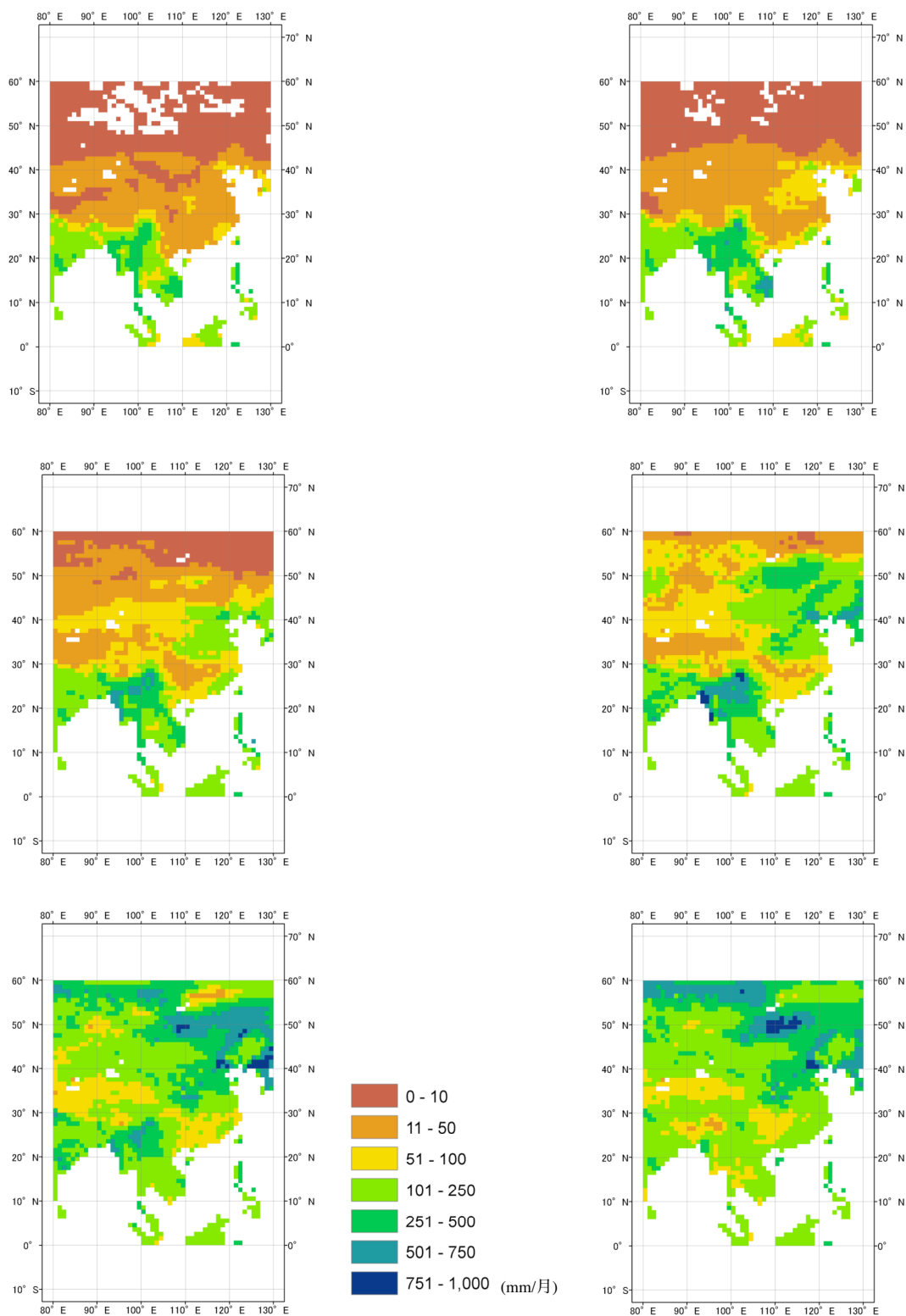


付図 11 1989 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

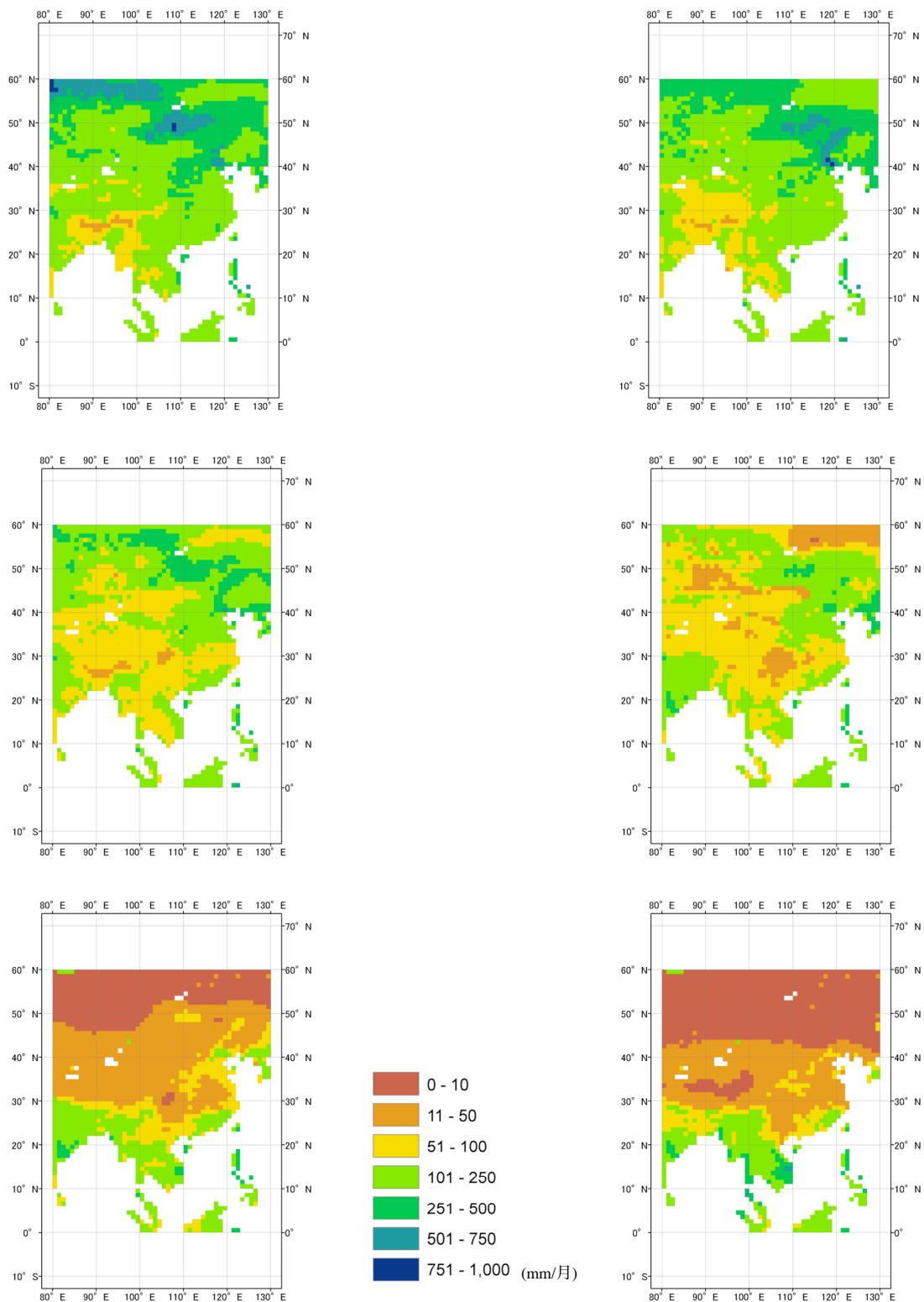


付図 12 1989 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

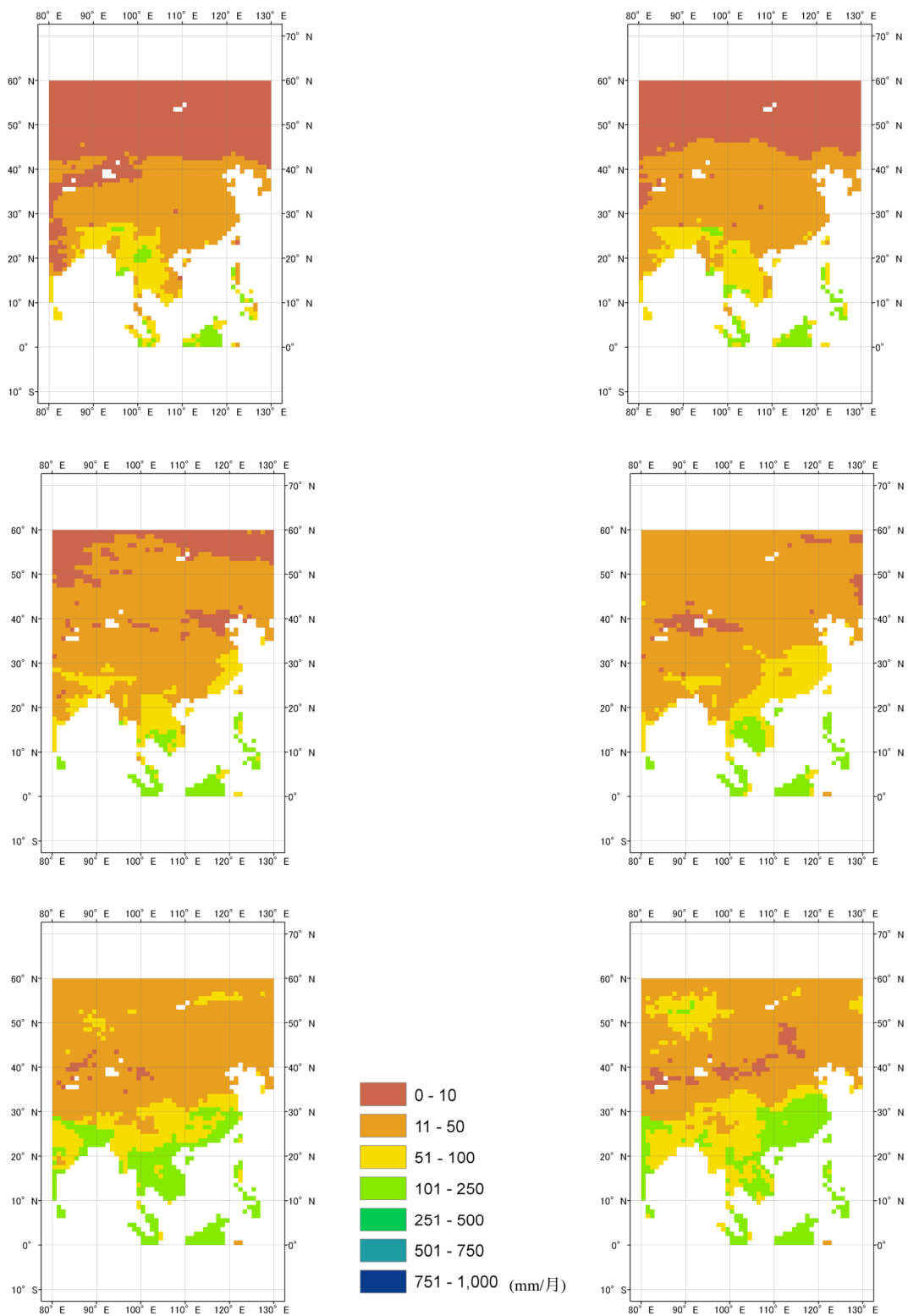


付図12 1989年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7月～12月)

左上: 7月、右上: 8月

左中: 9月、右中: 10月

左下: 11月、右下: 12月

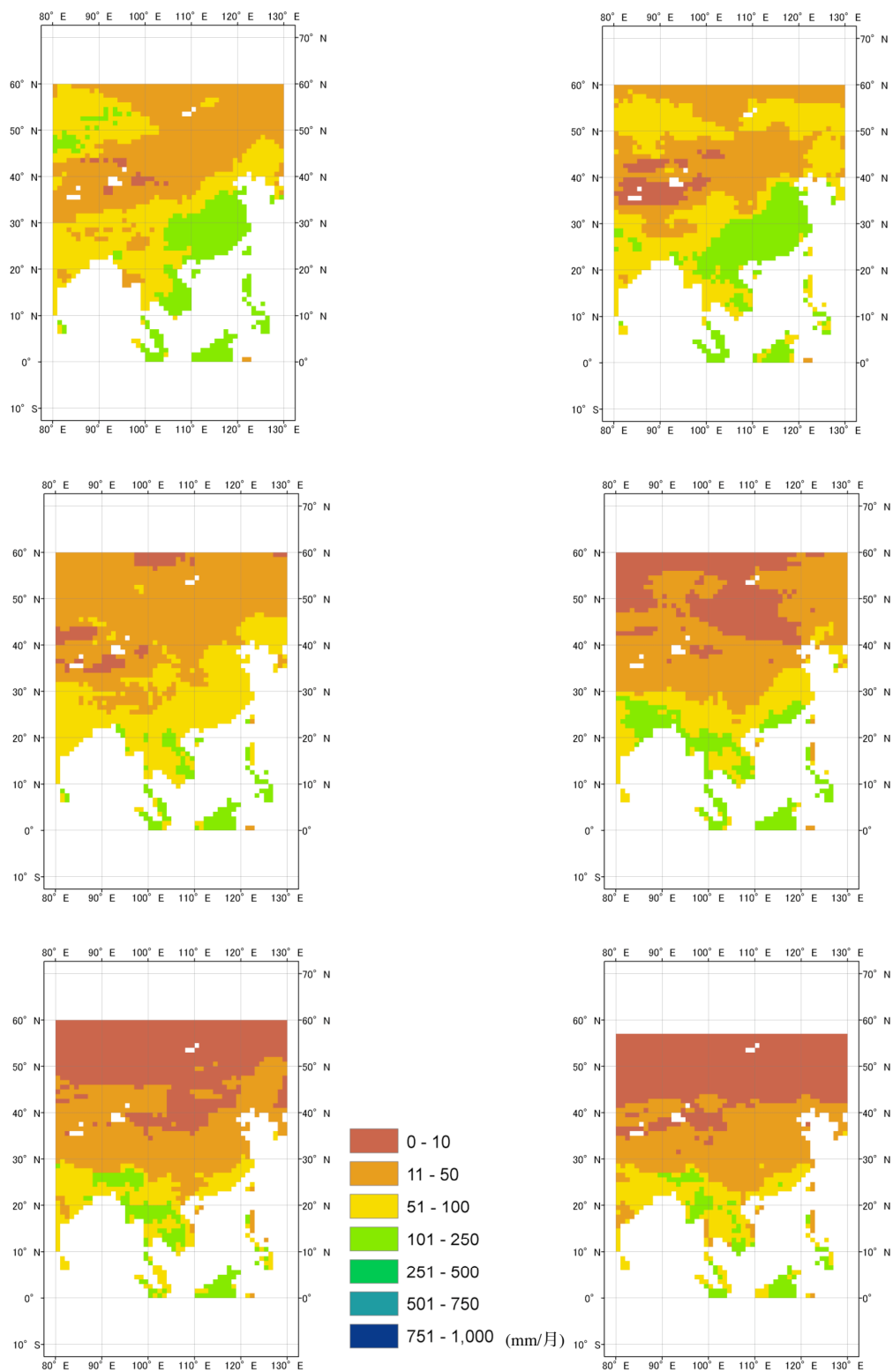


付図 13 1990 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

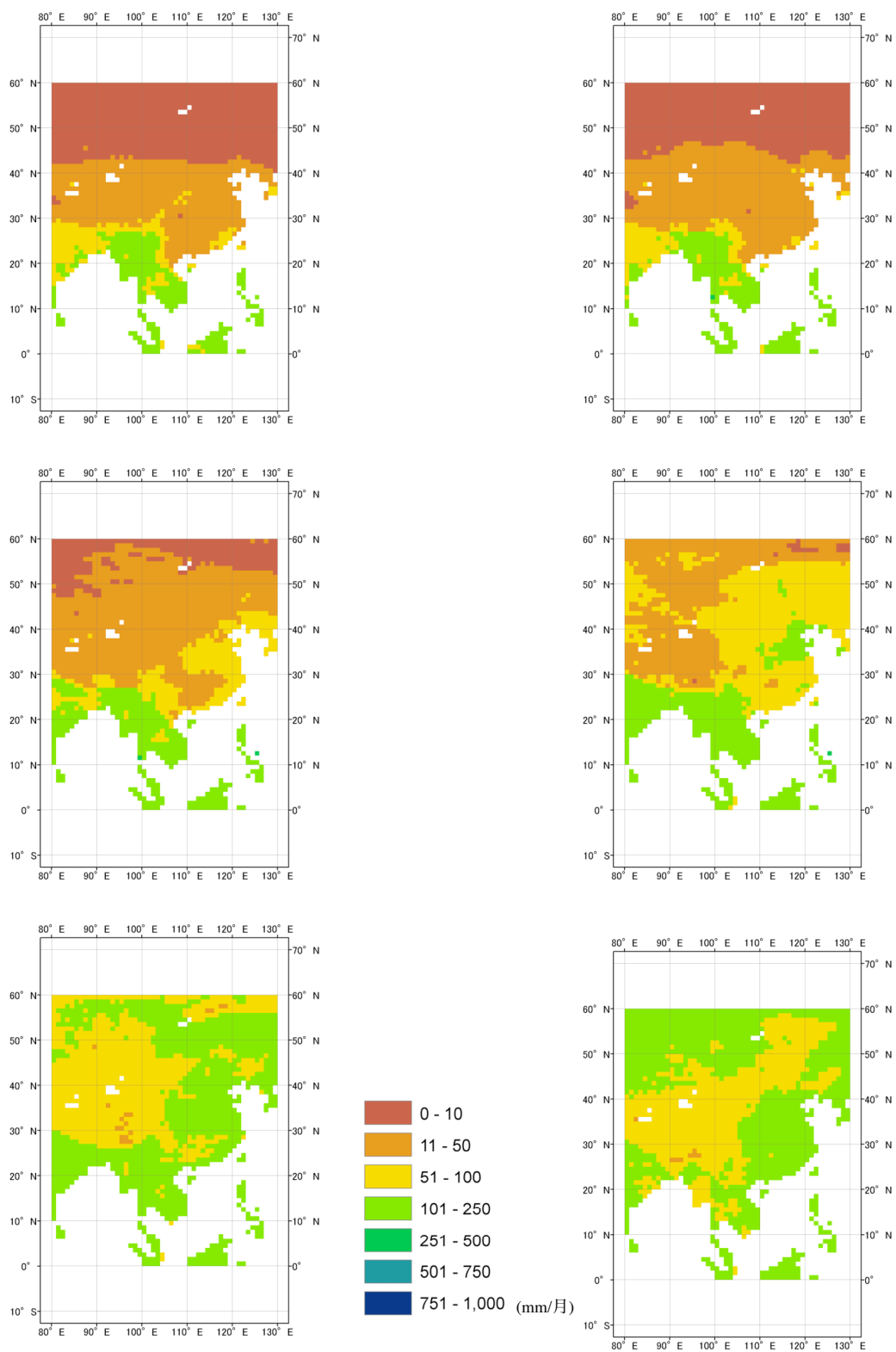


付図 13 1990 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

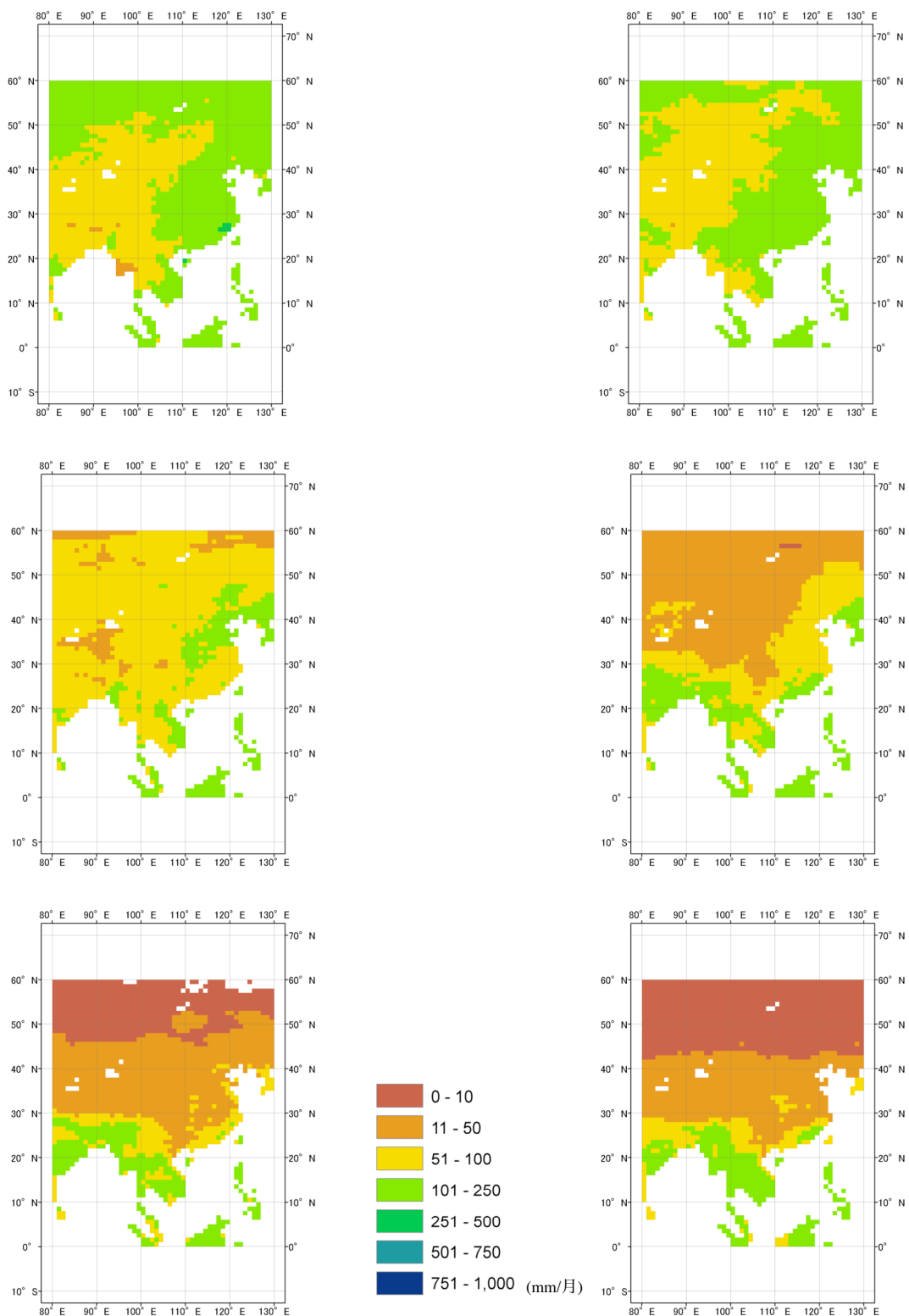


付図 14 1990 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

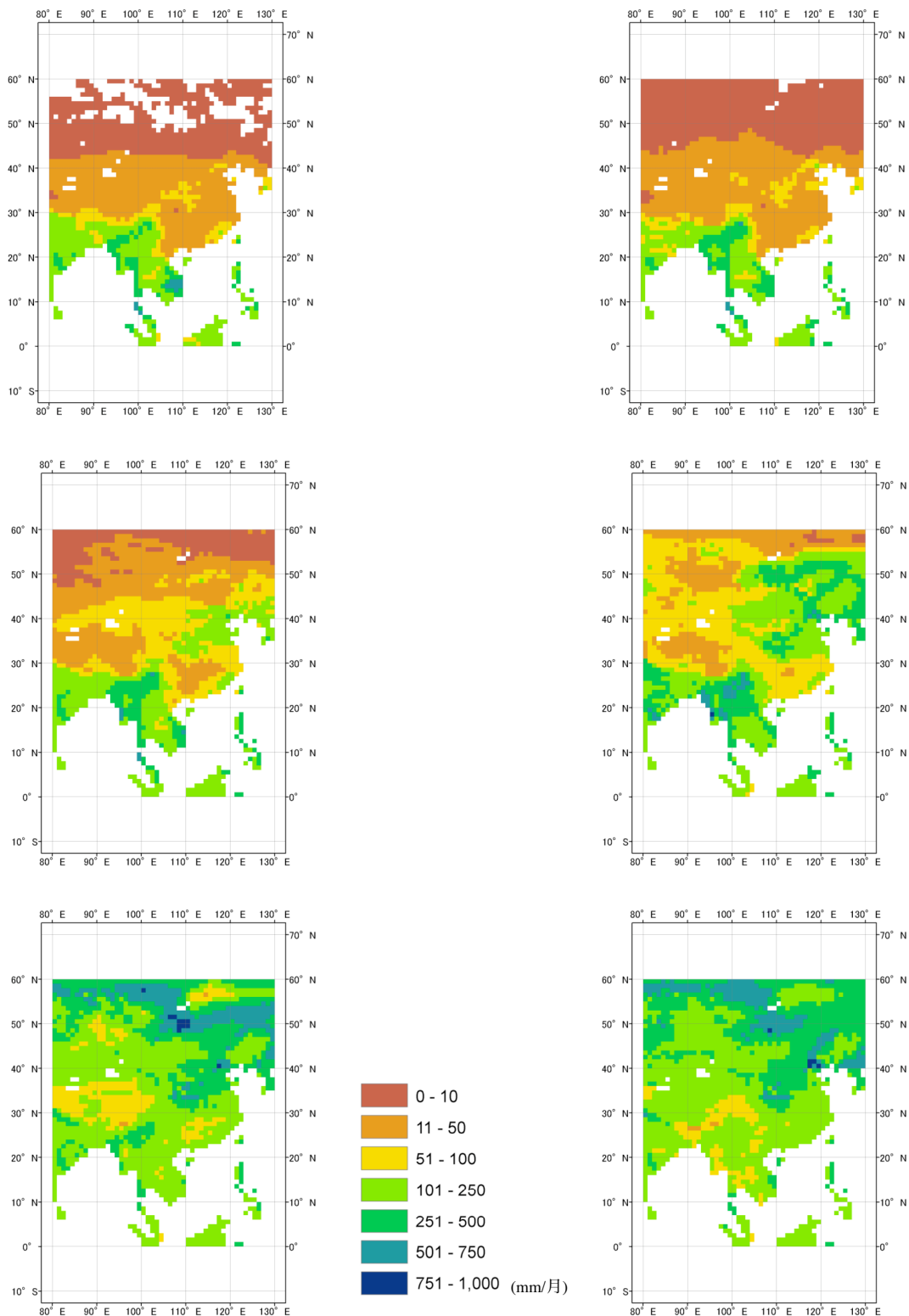


付図 14 1990 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

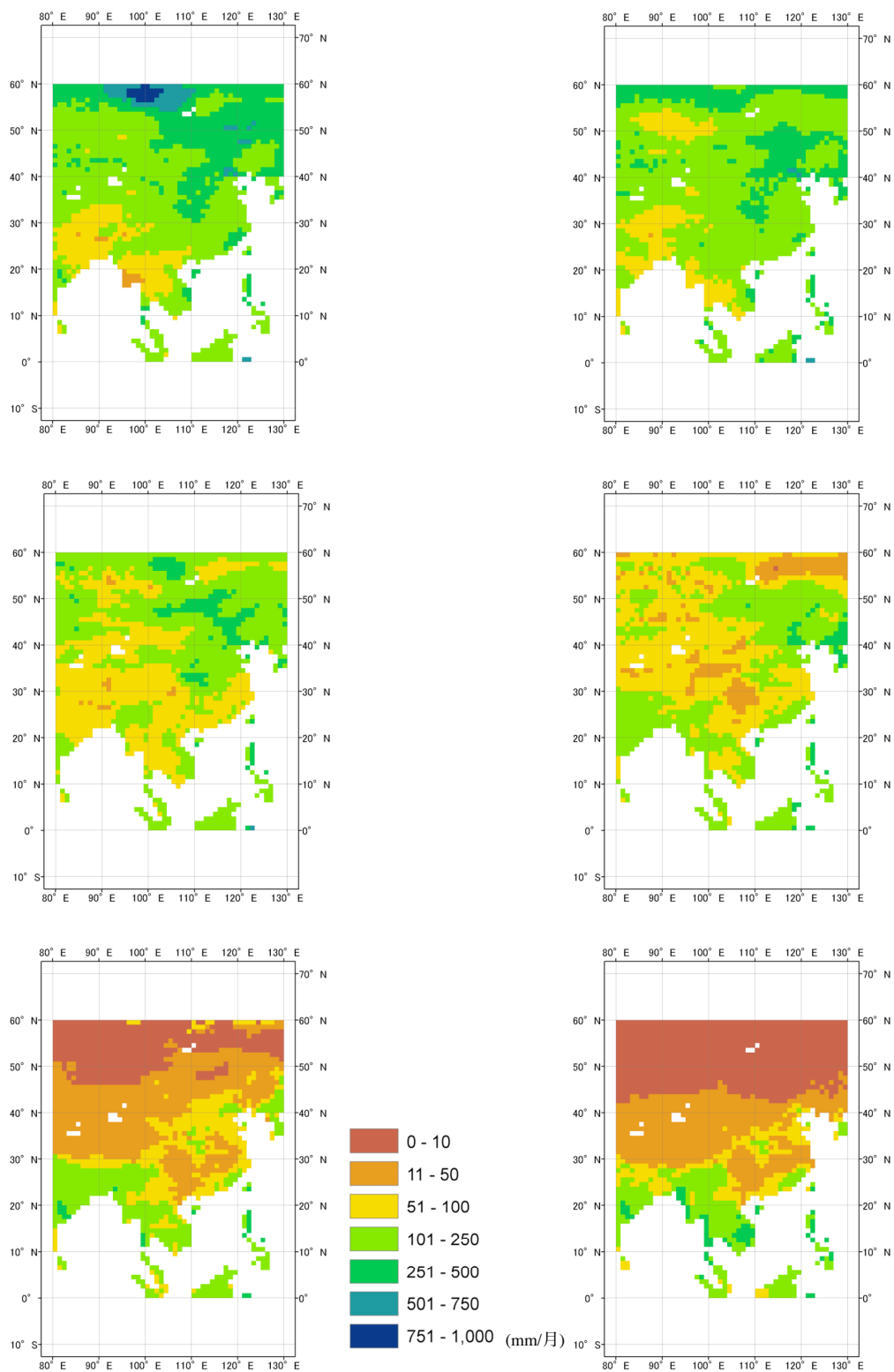


付図 15 1990 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

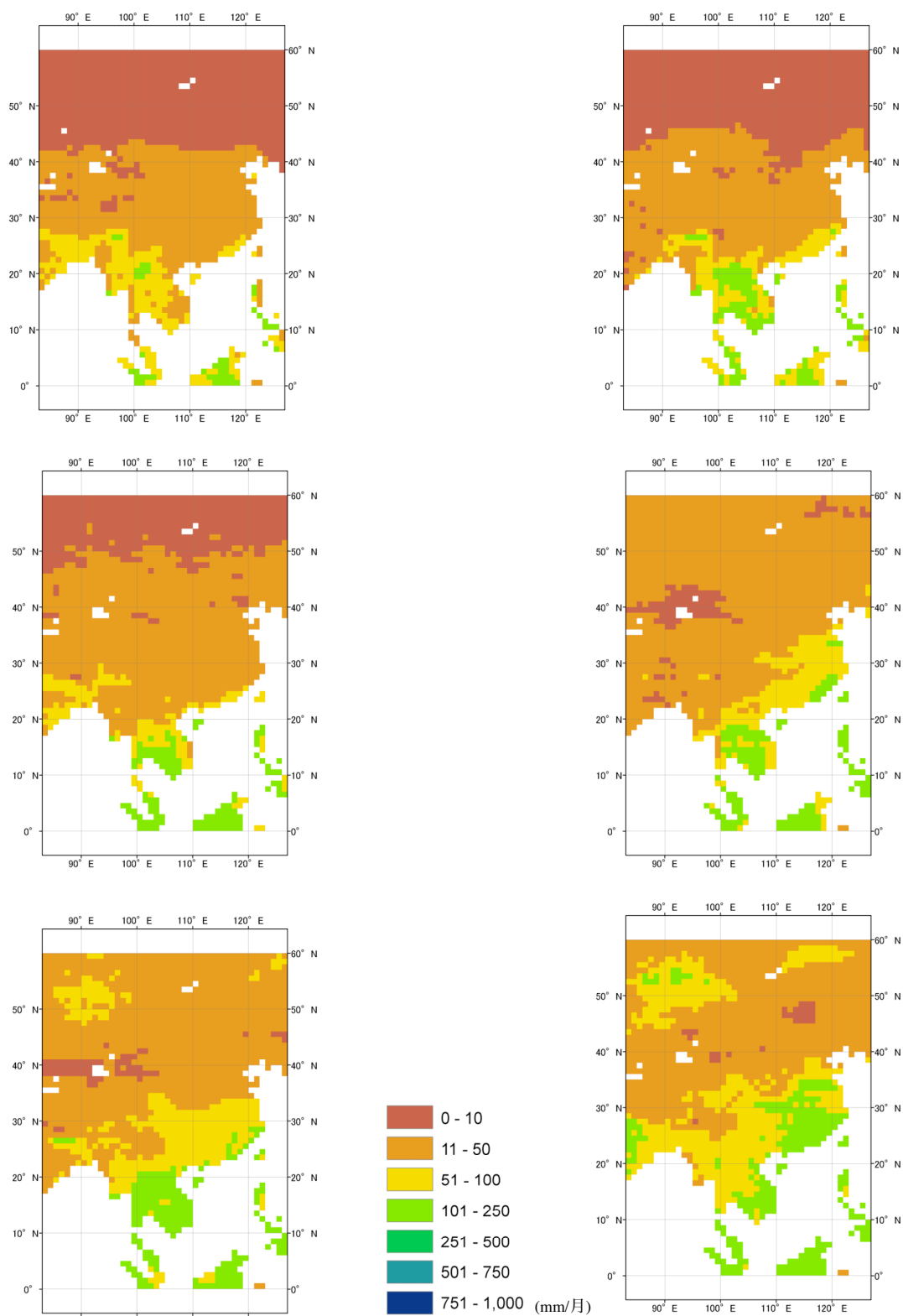


付図 15 1990 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

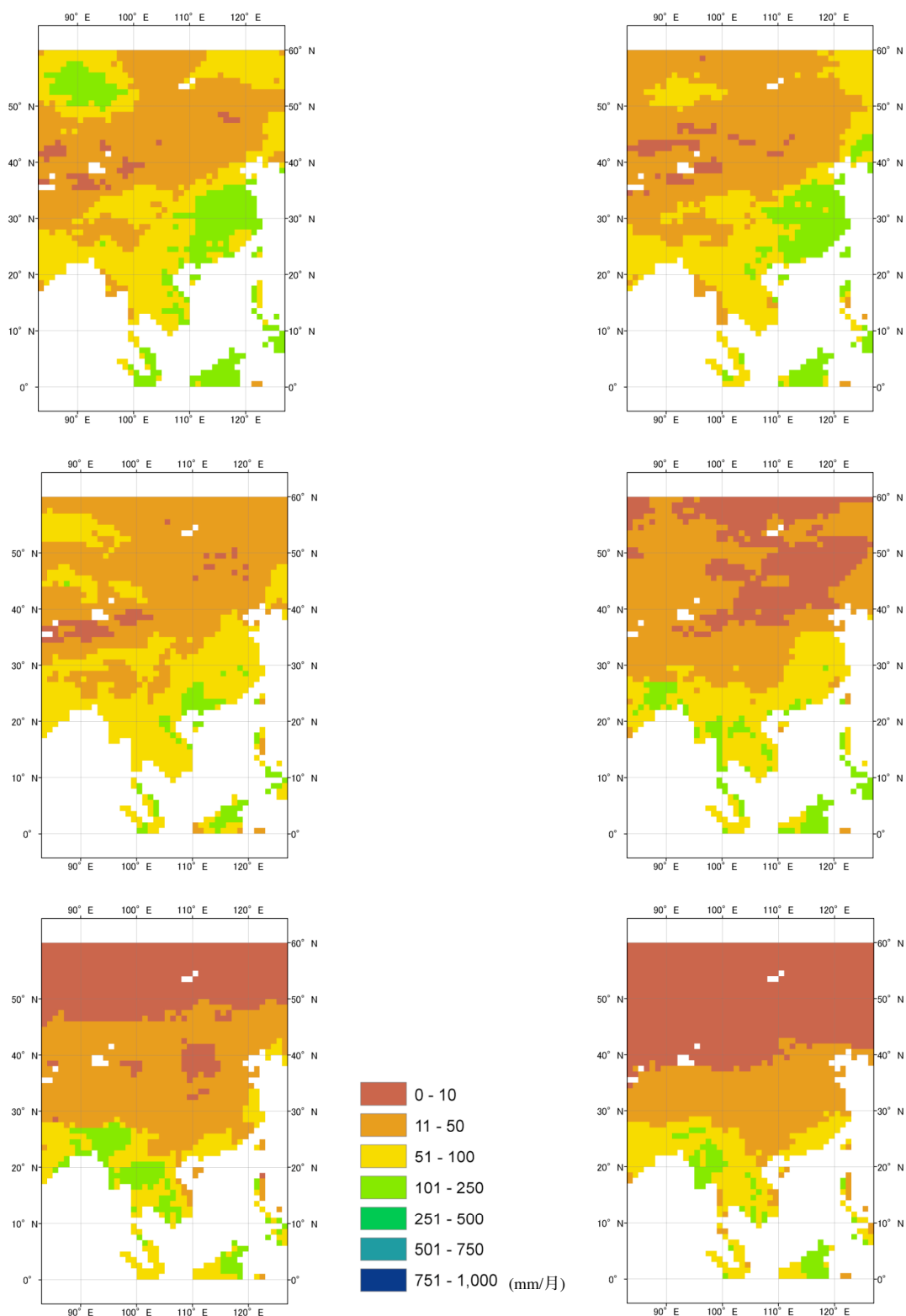


付図 16 1991 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

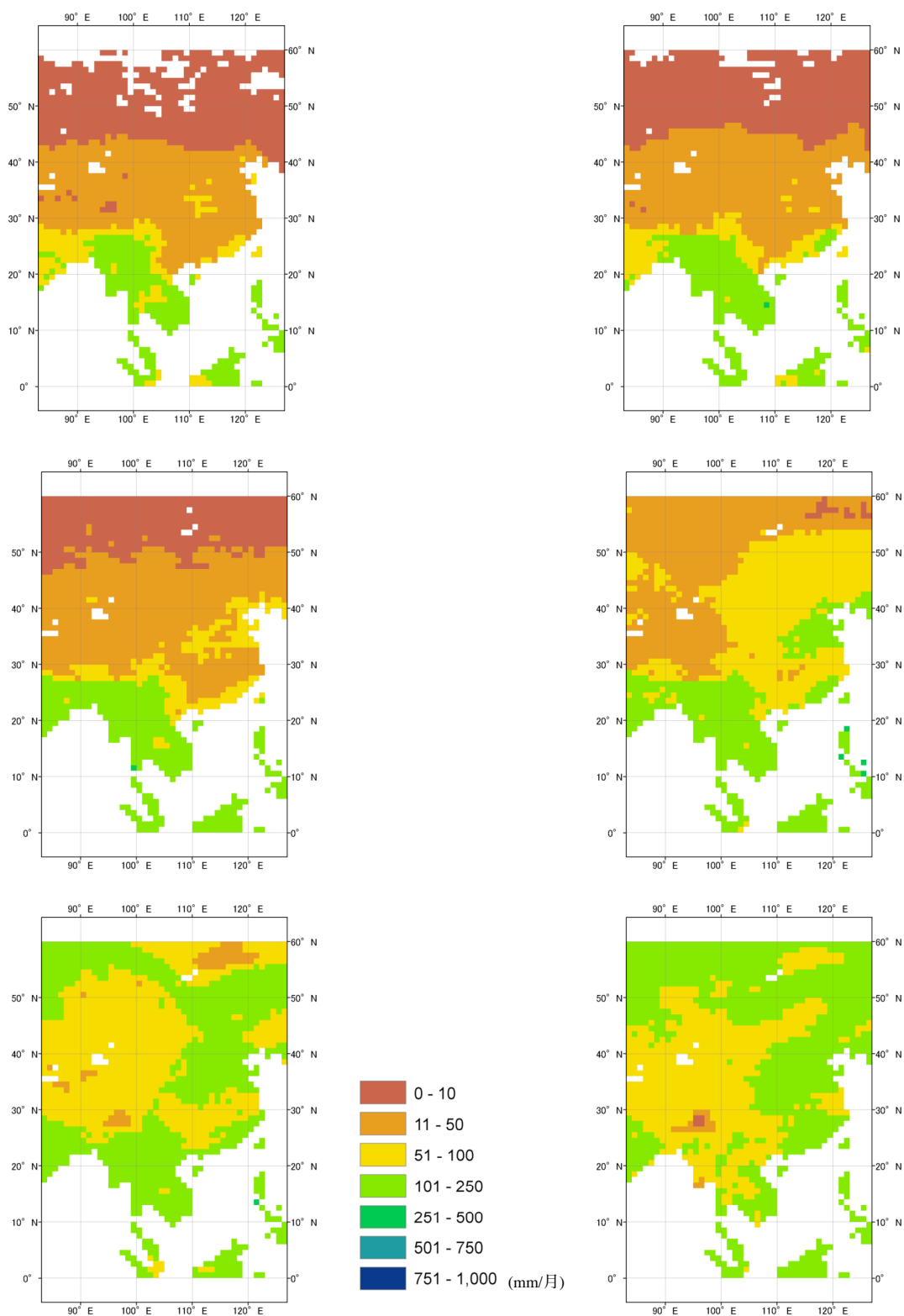


付図 16 1991 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

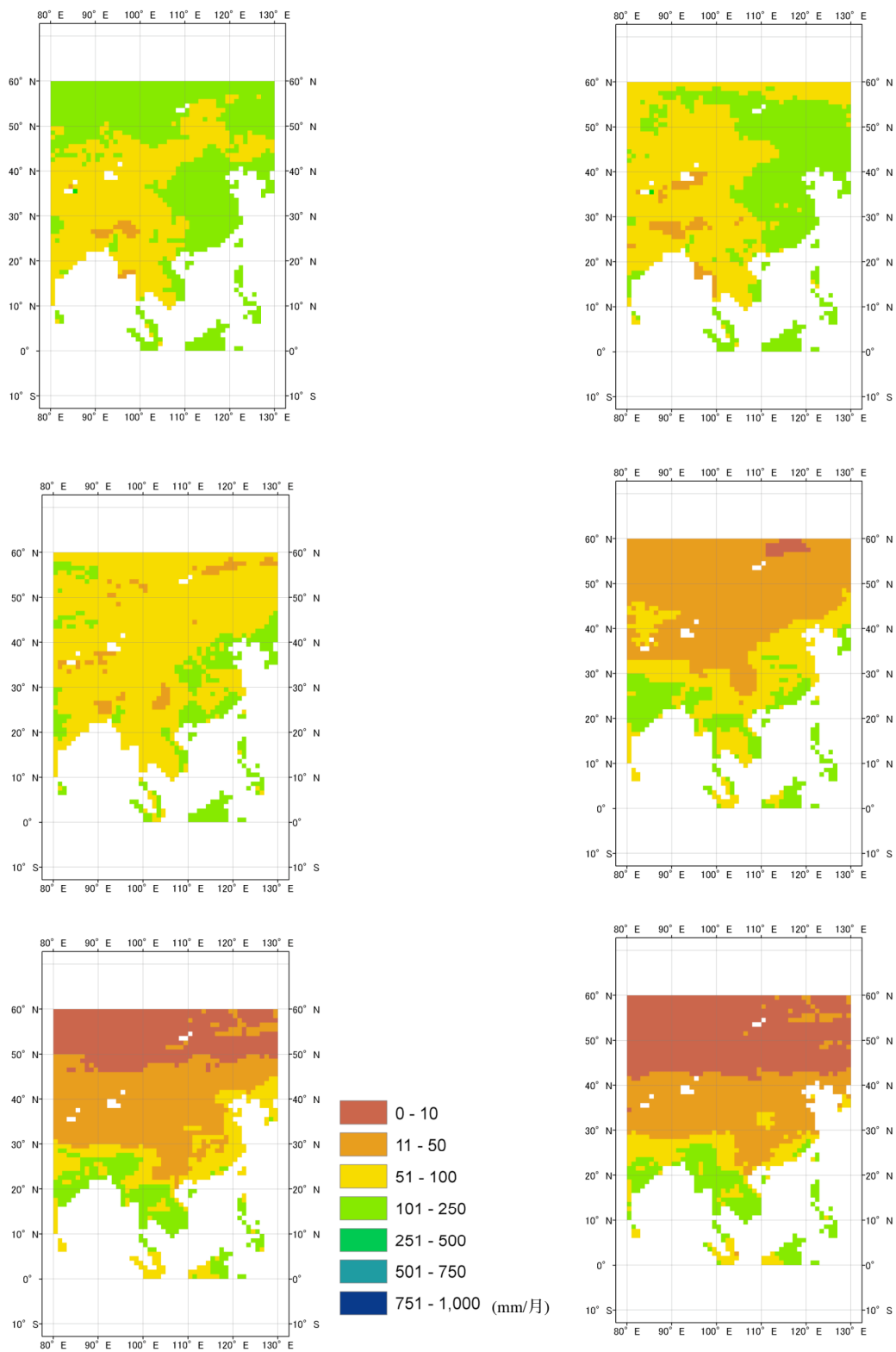


付図 17 1991 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

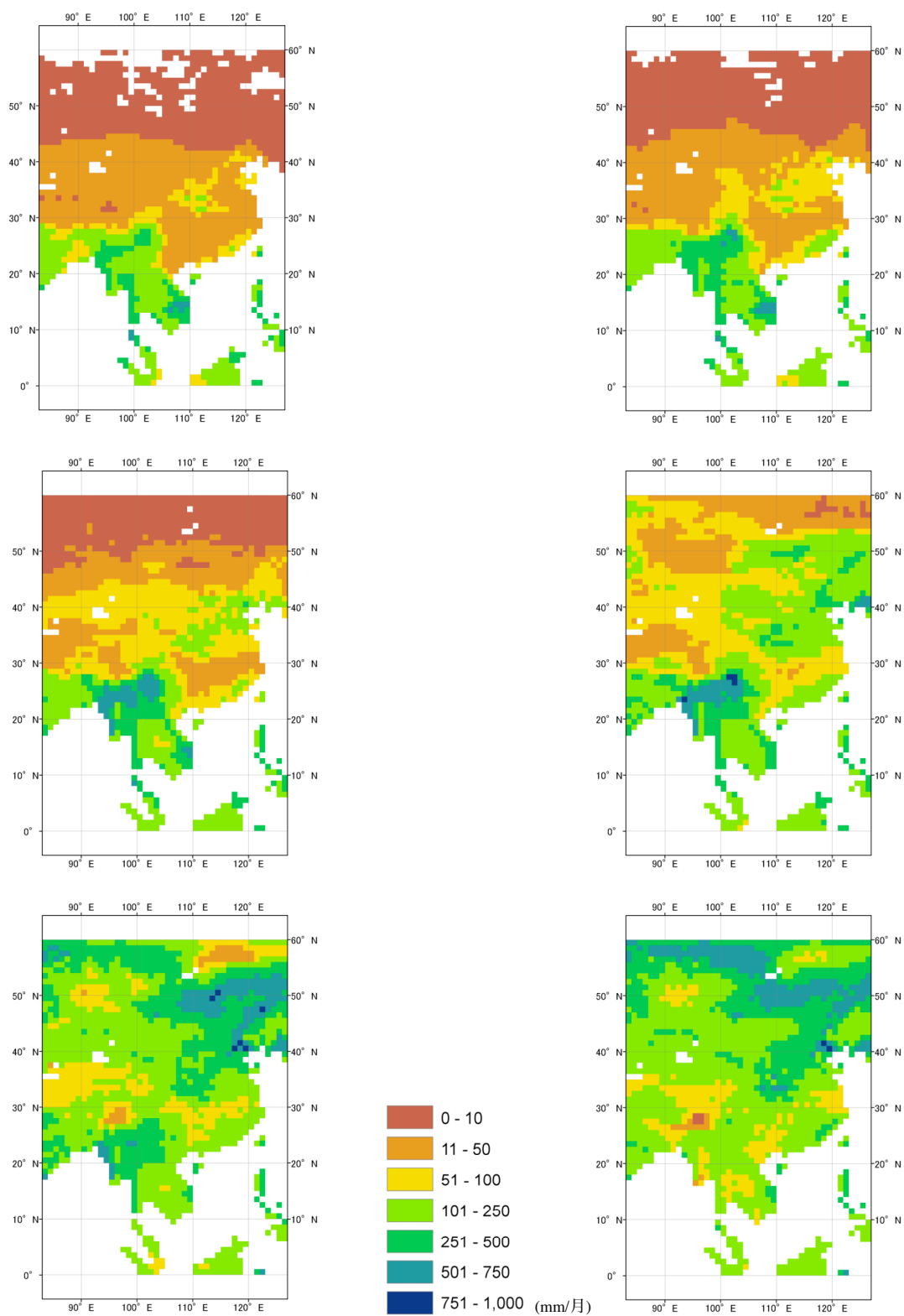


付図 17 1991 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

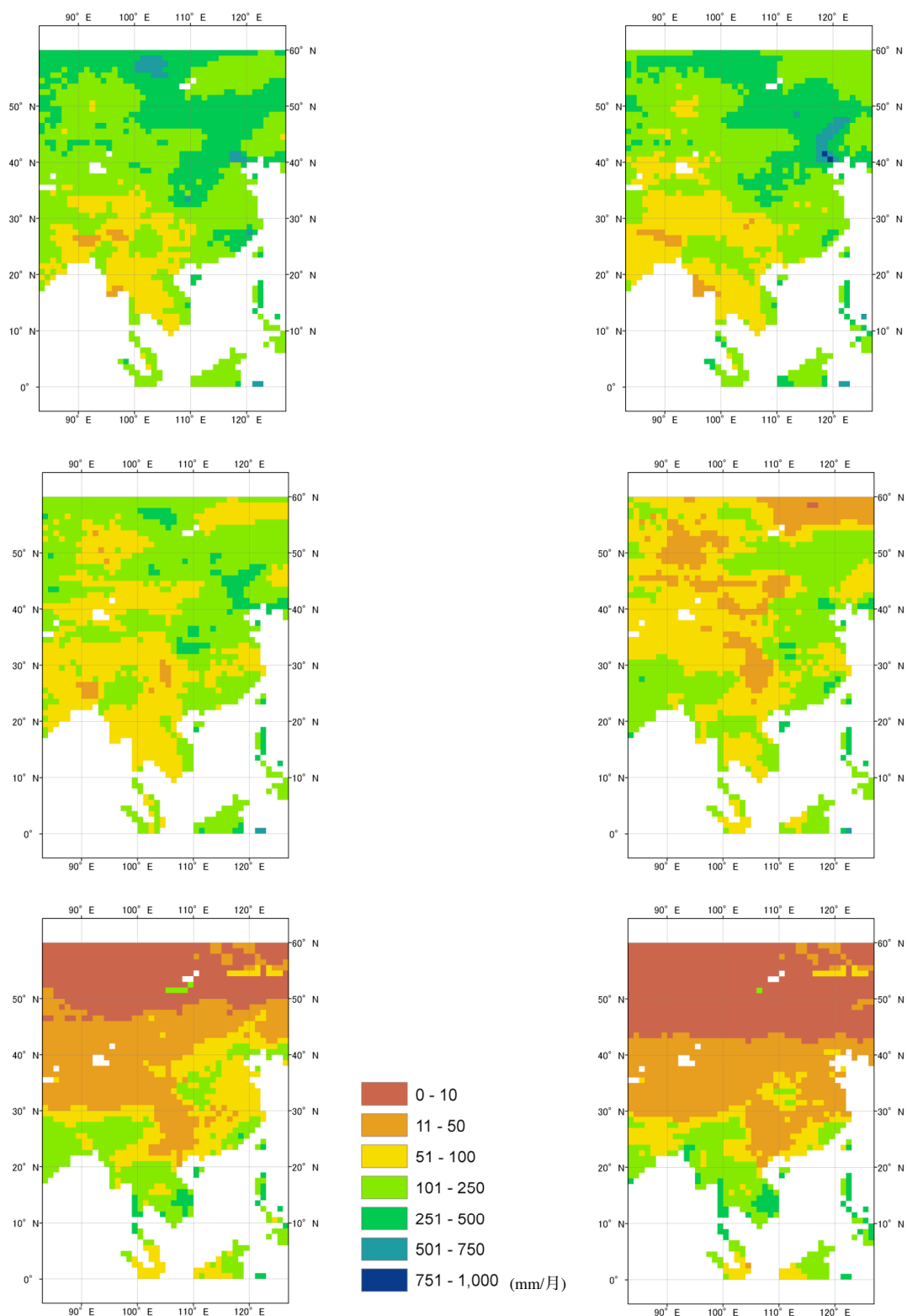


付図 18 1991 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

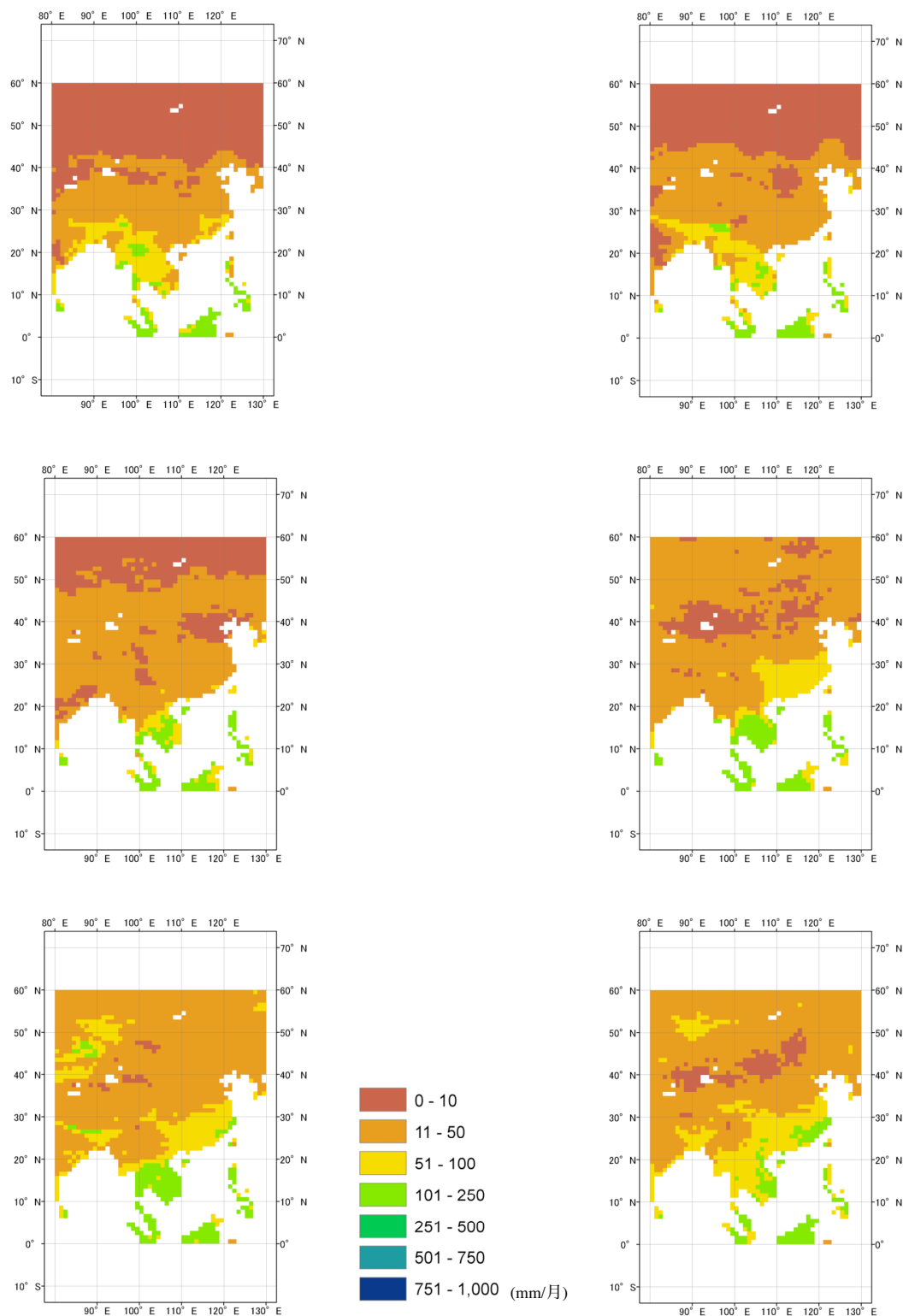


付図 18 1991 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

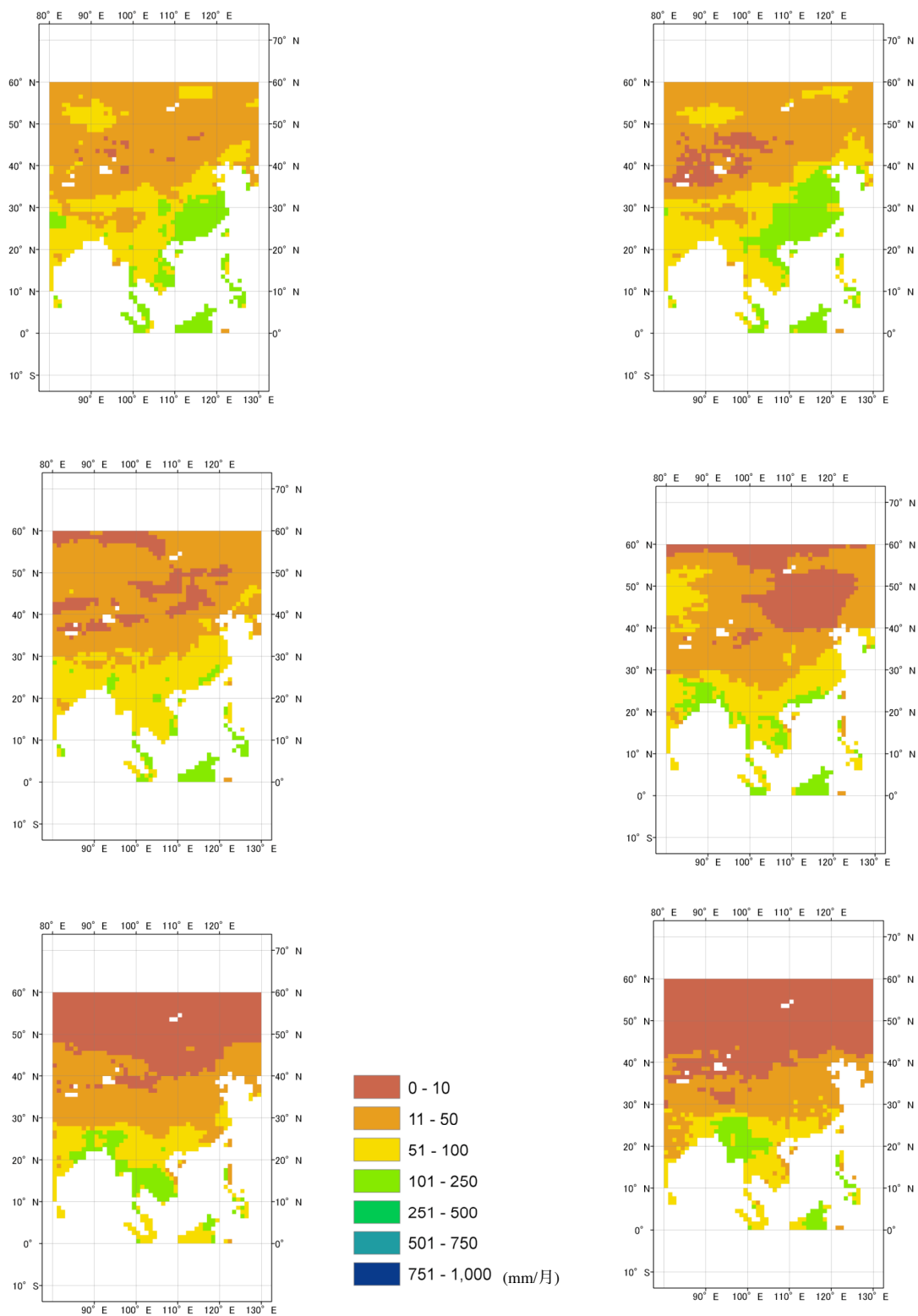


付図 19 1992 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

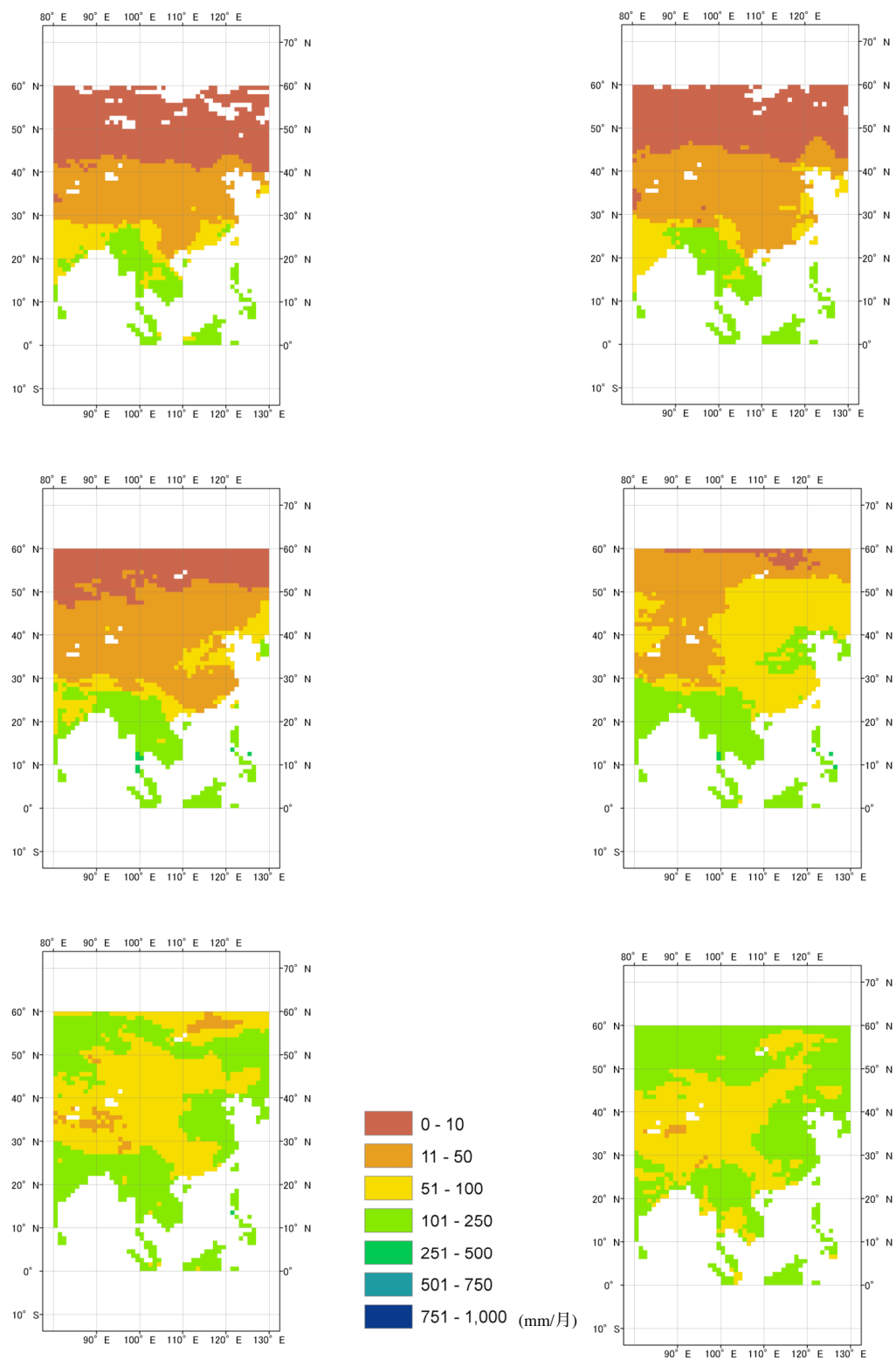


付図 19 1992 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

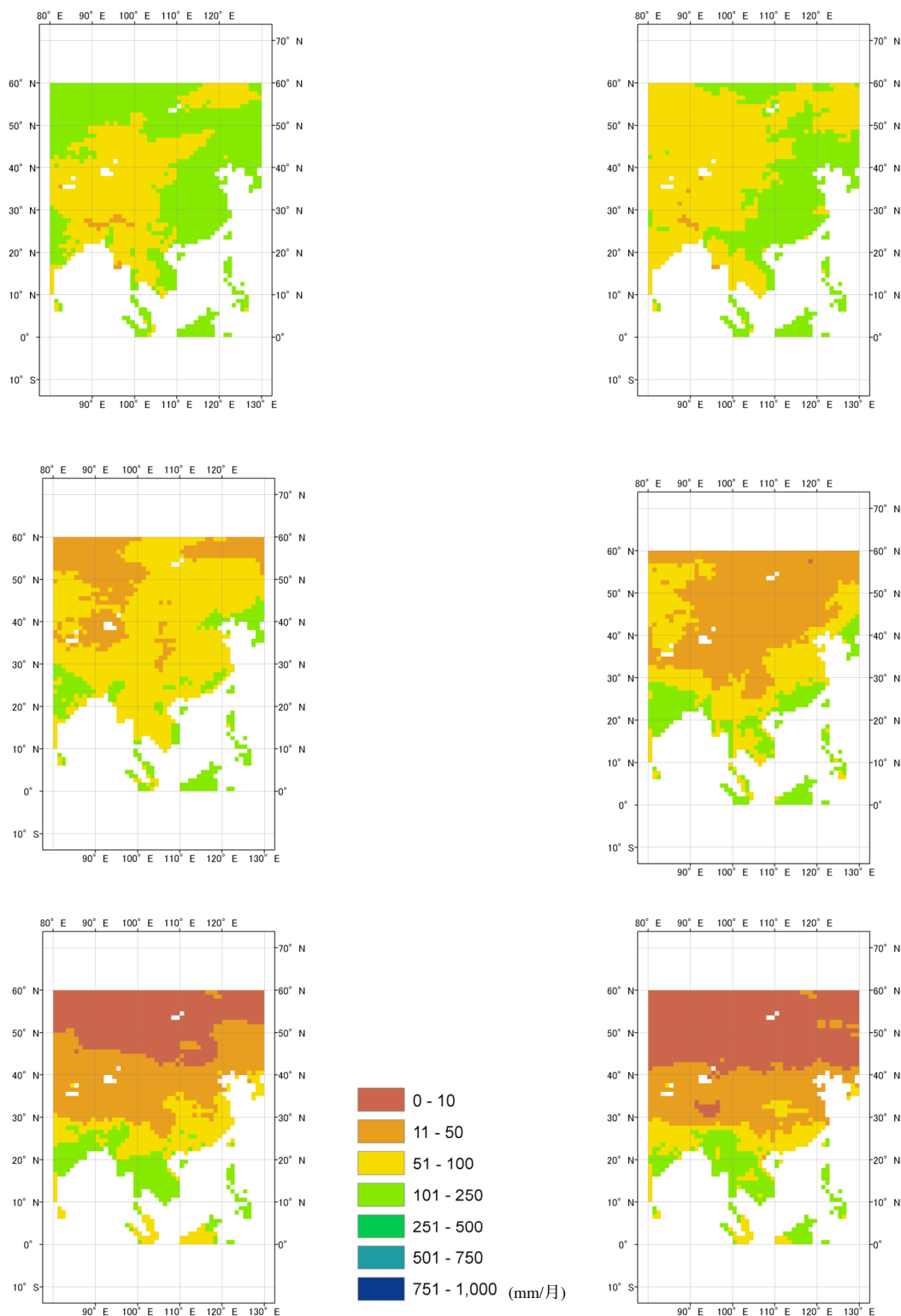


付図 20 1992 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

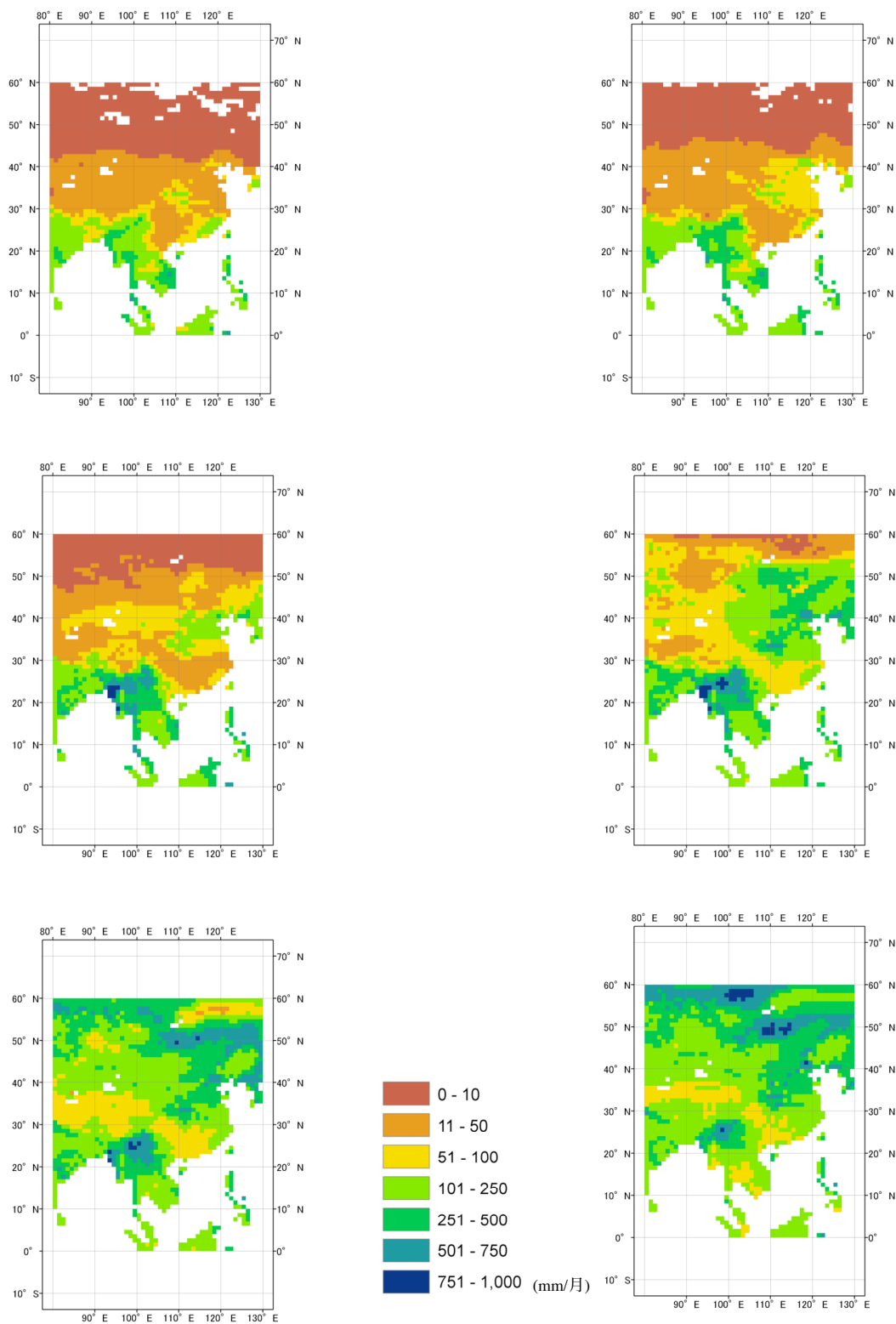


付図 20 1992 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

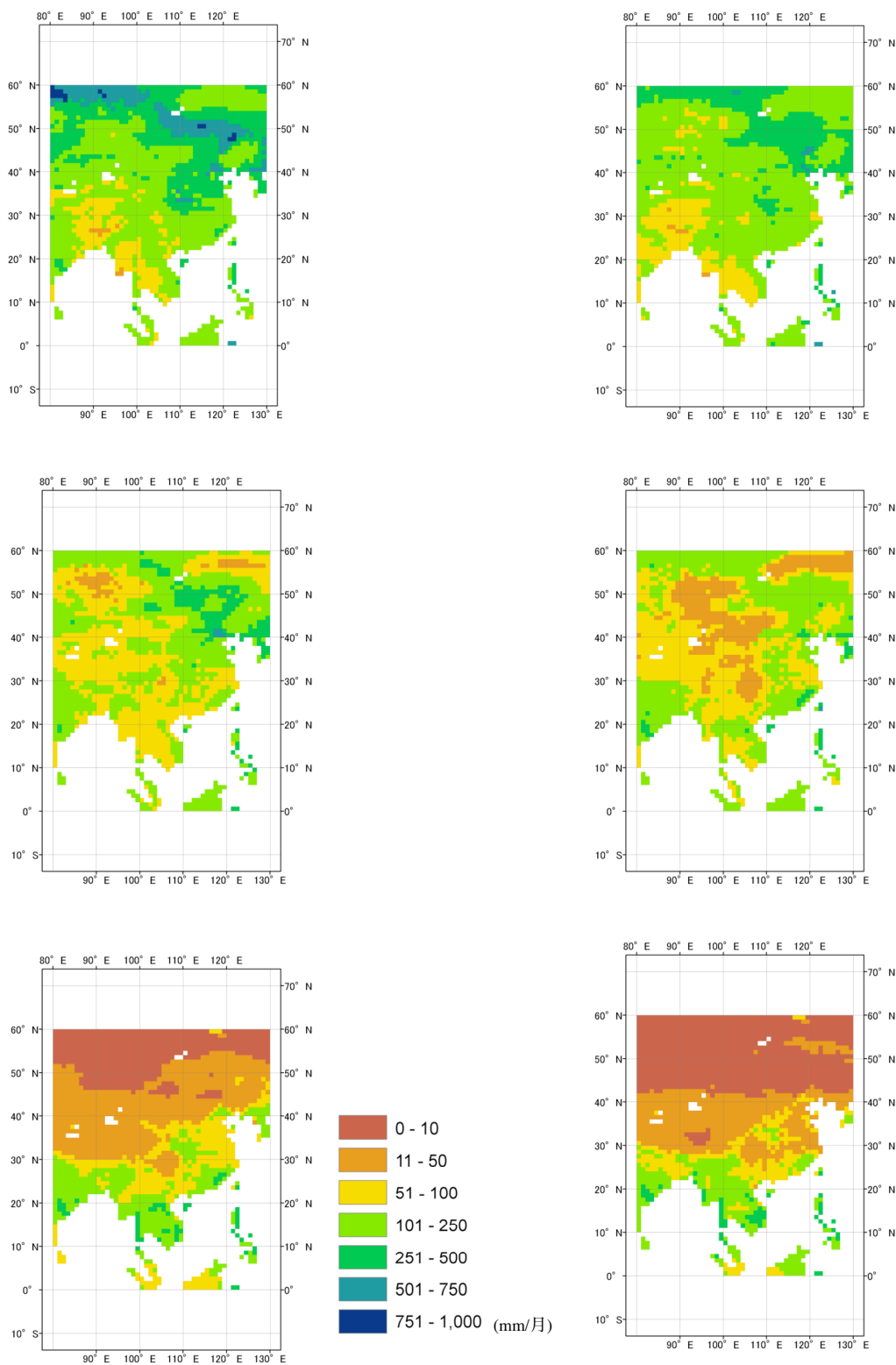


付図 21 1992 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

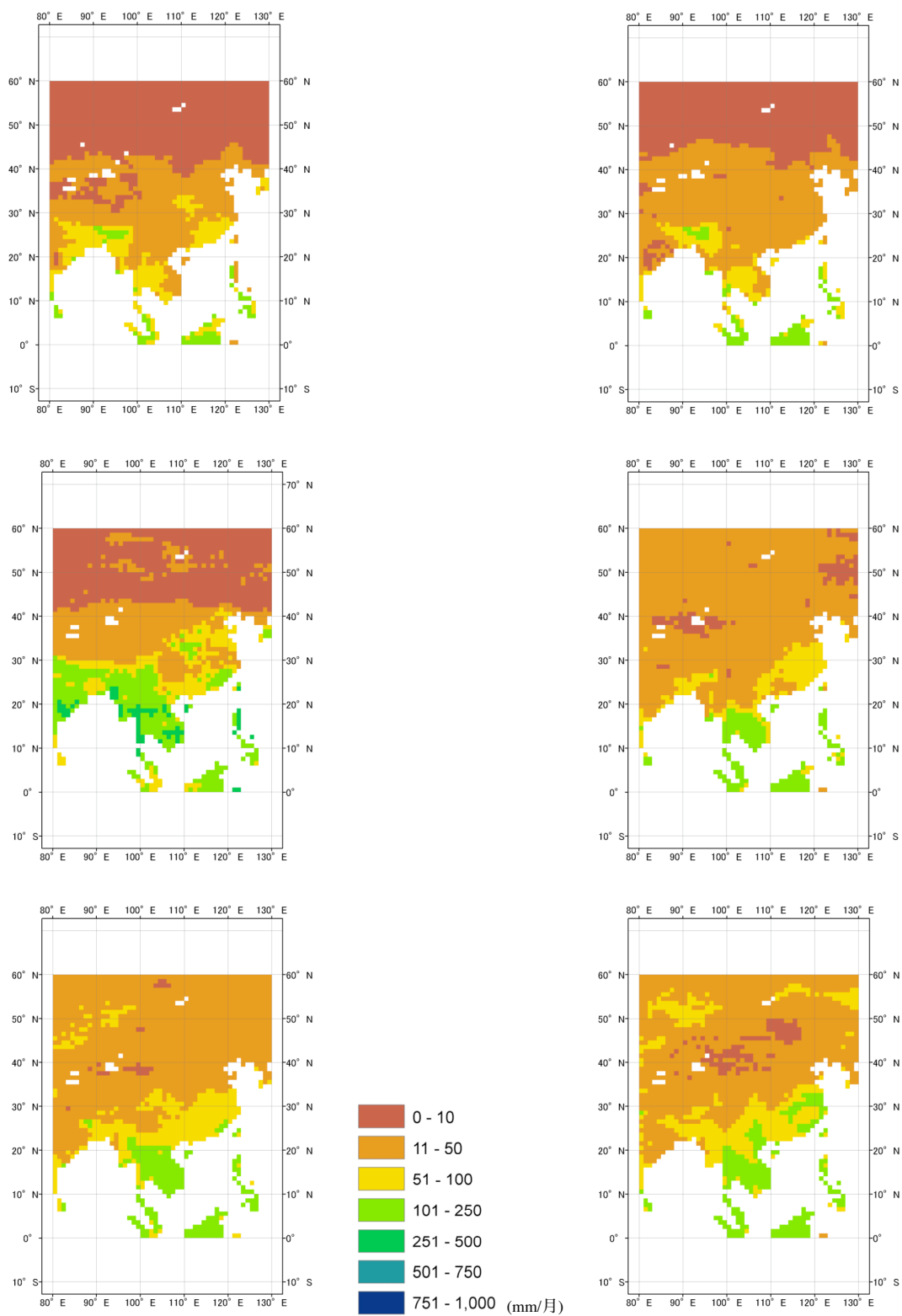


付図 21 1992 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

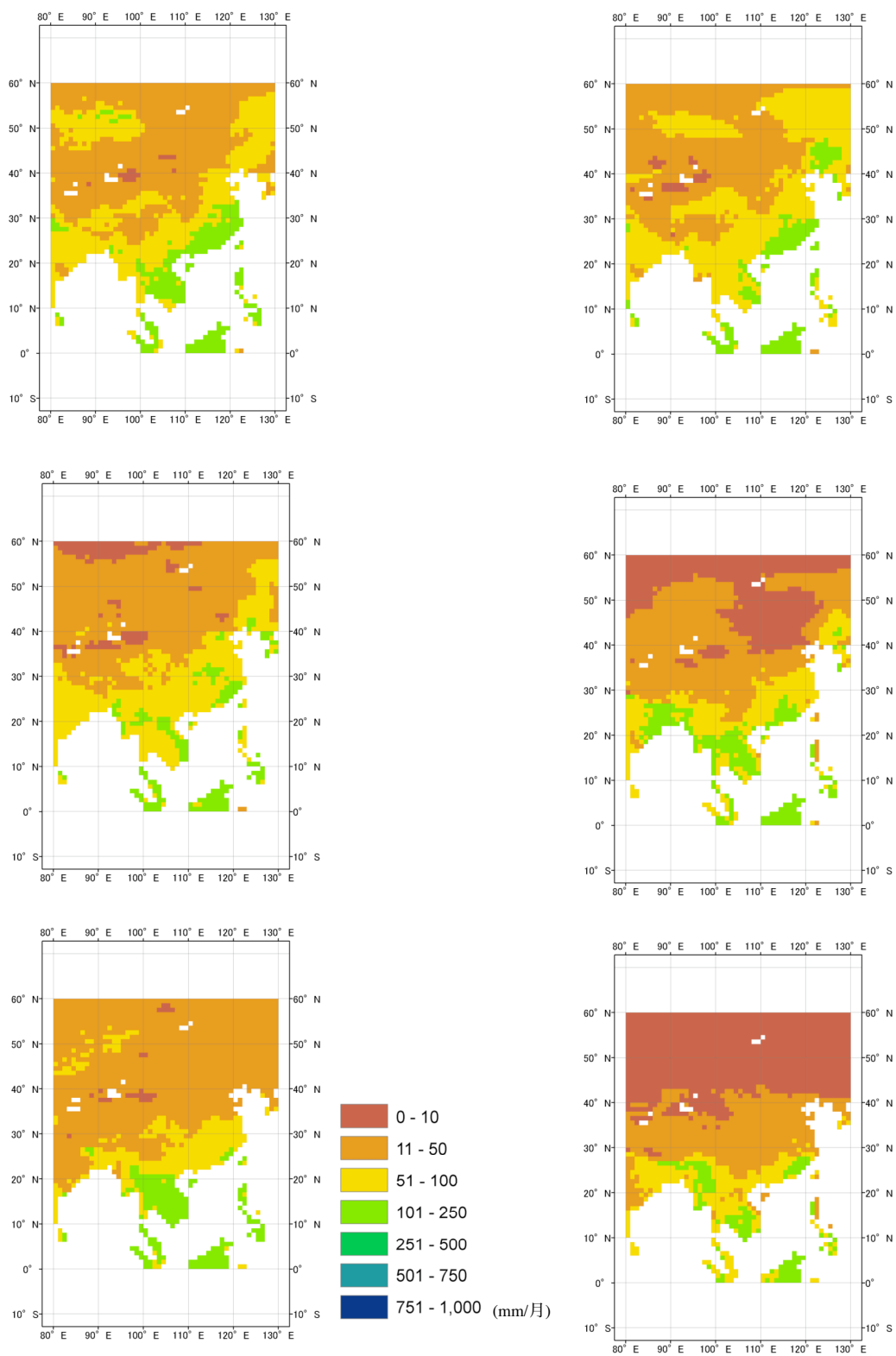


付図 22 1993 年の月平均実蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

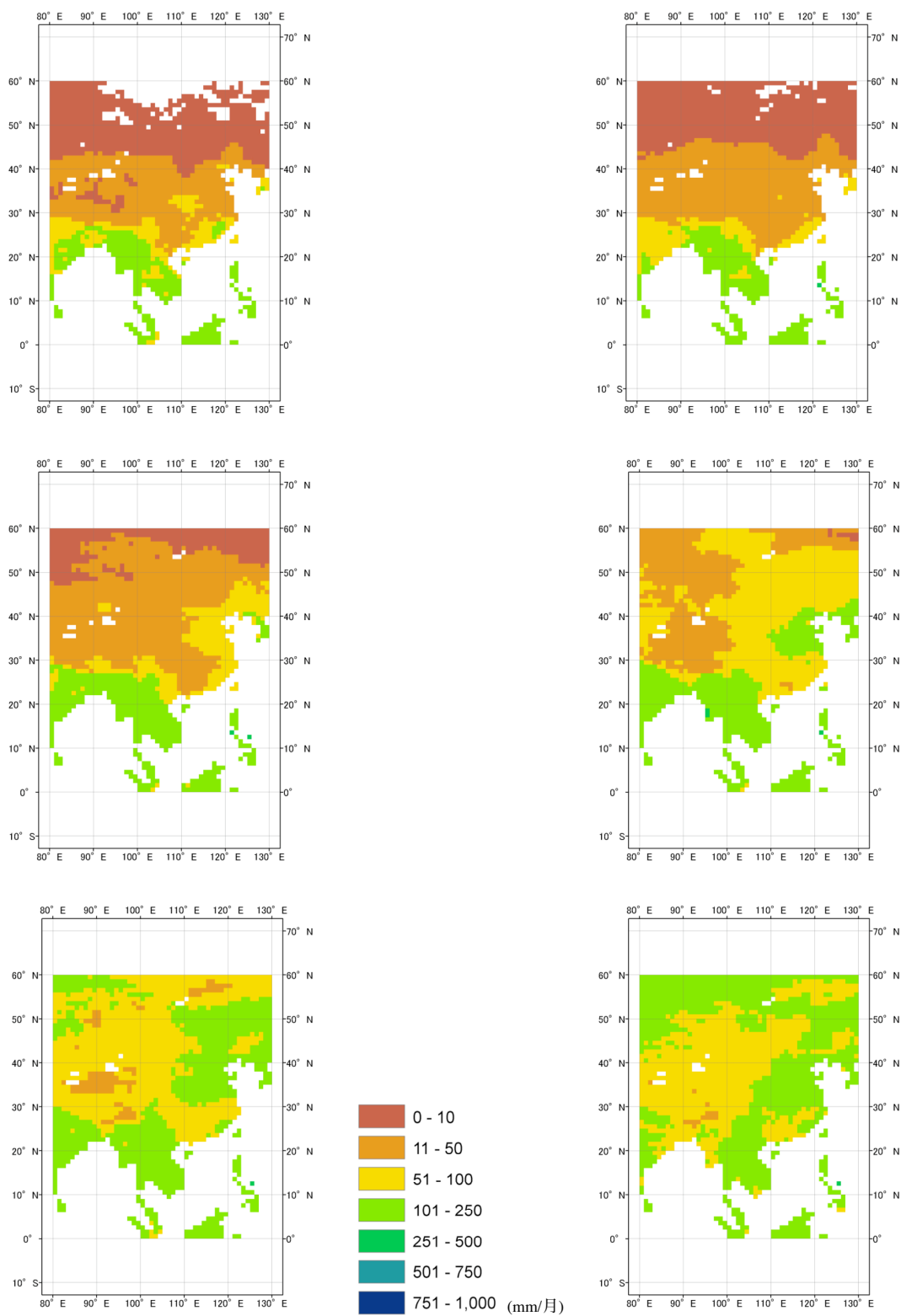


付図 22 1993 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

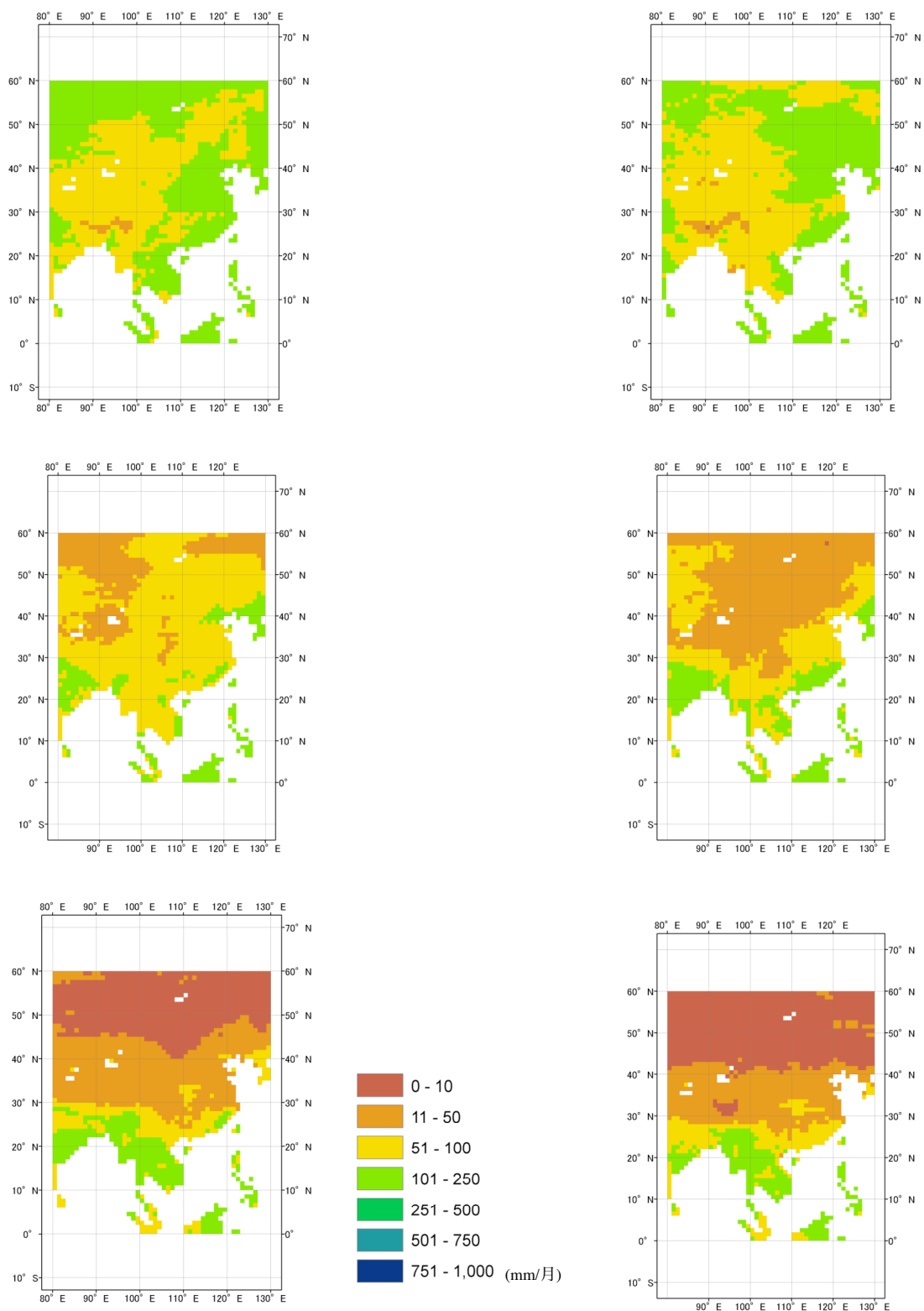


付図 23 1993 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

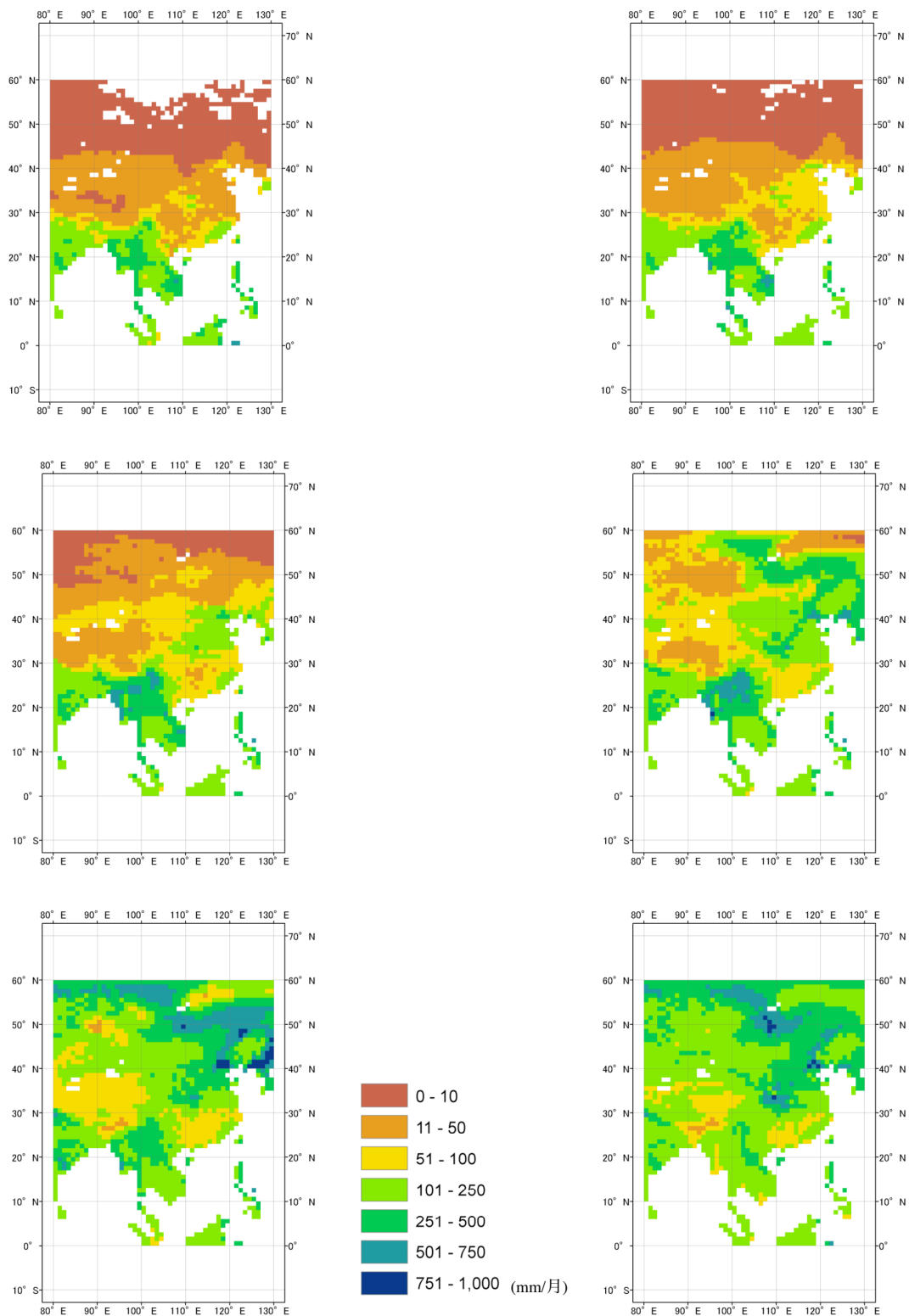


付図 23 1993 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

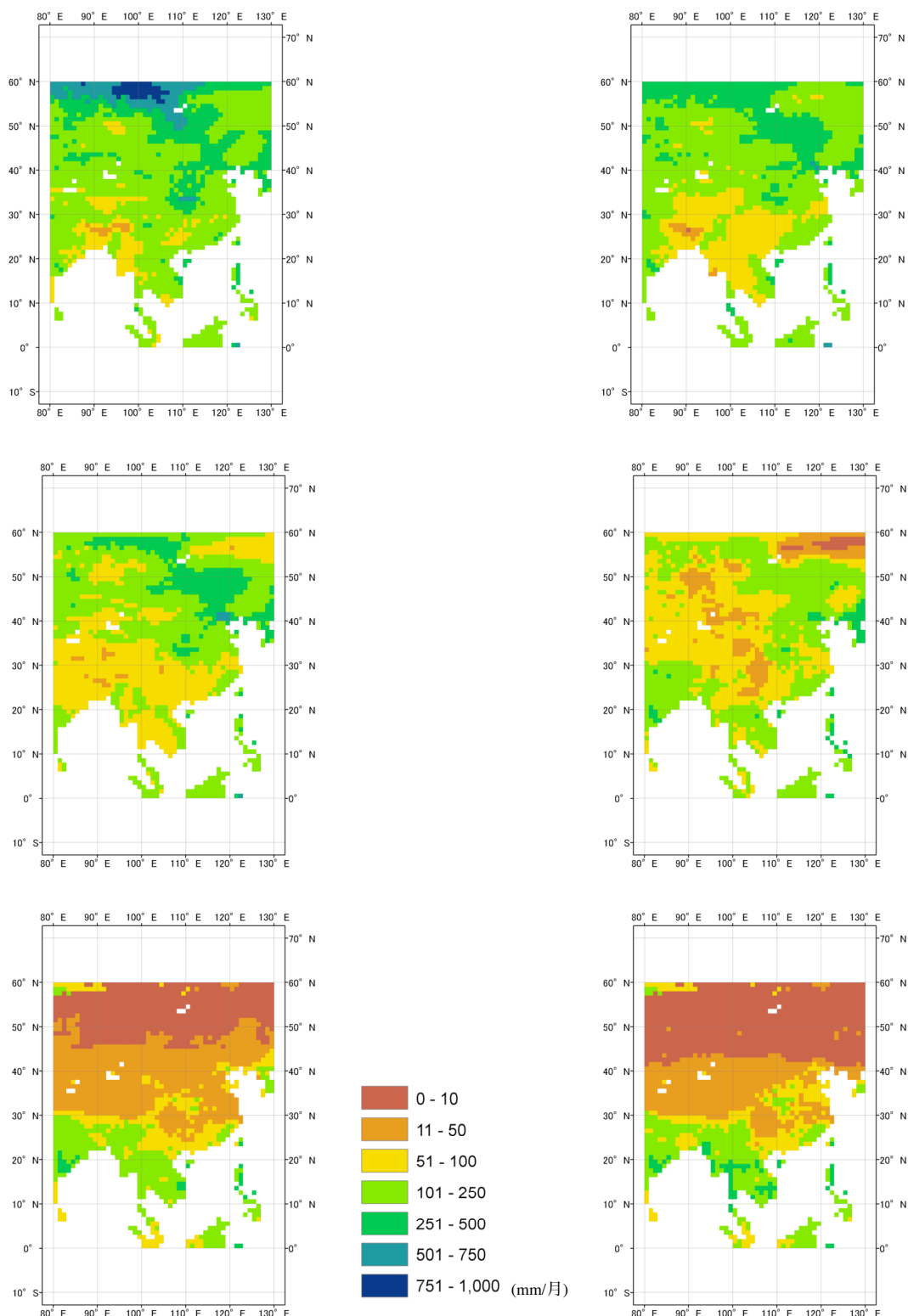


付図 24 1993 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

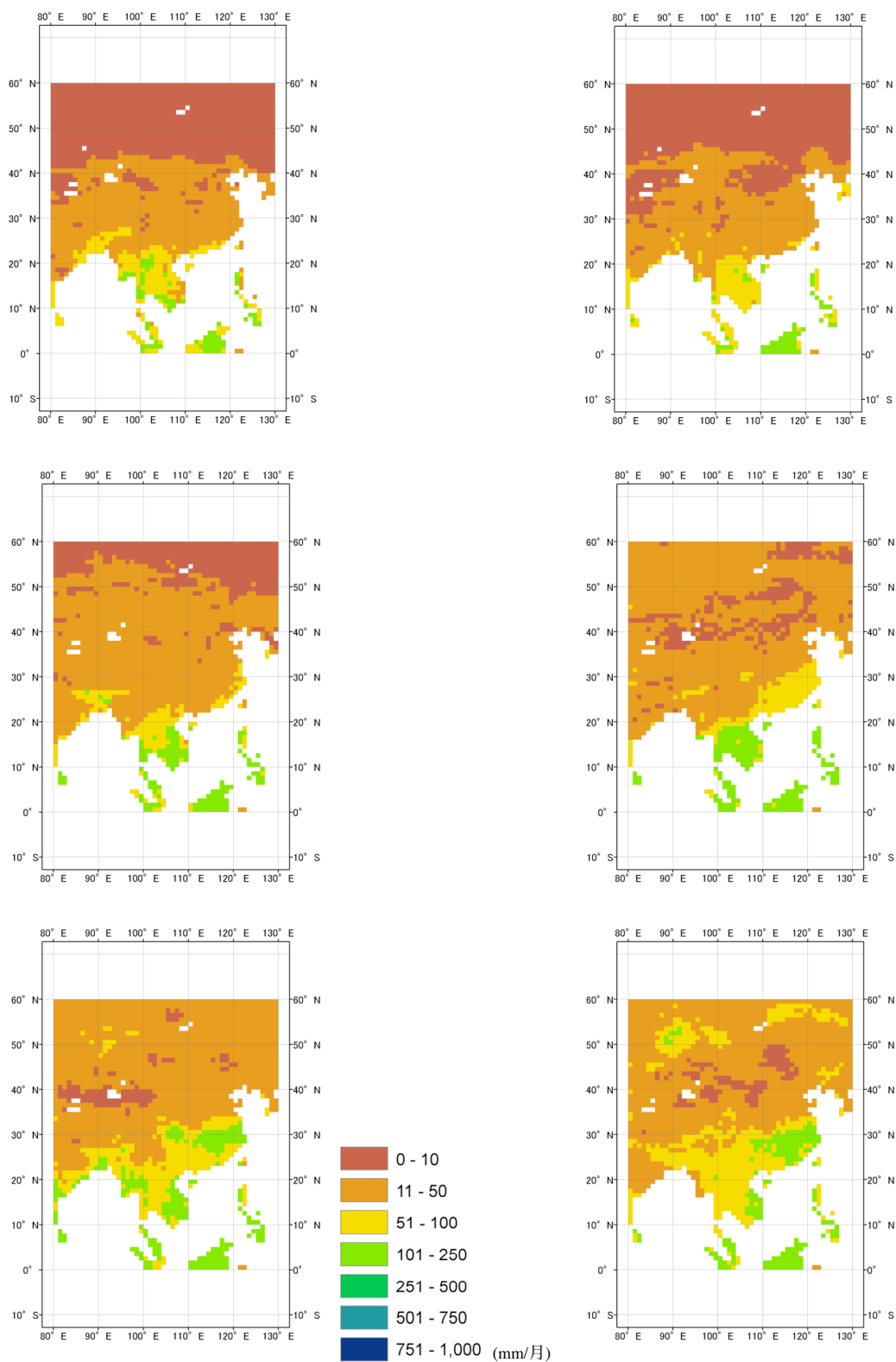


付図 24 1993 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

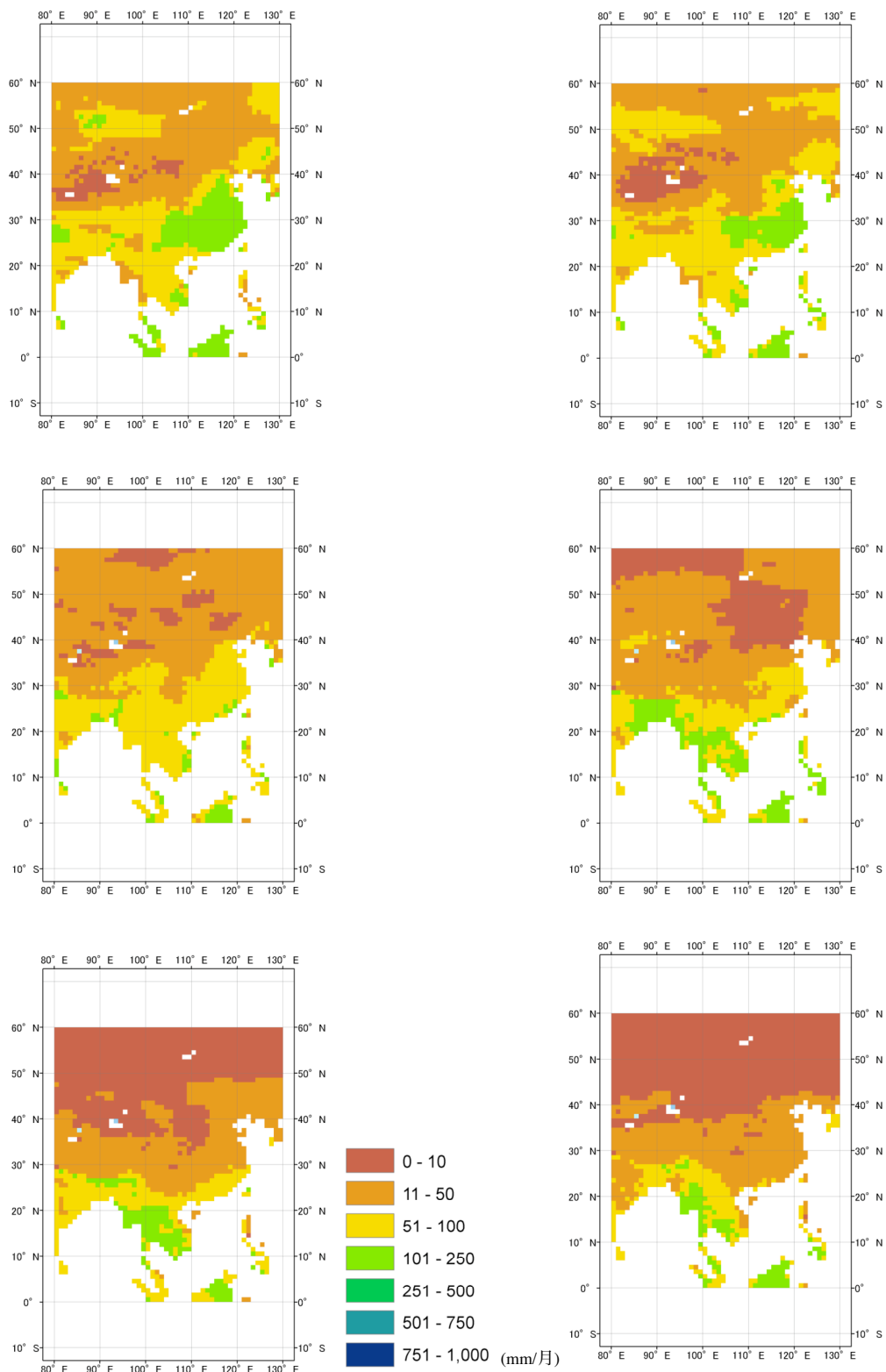


付図 25 1994 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

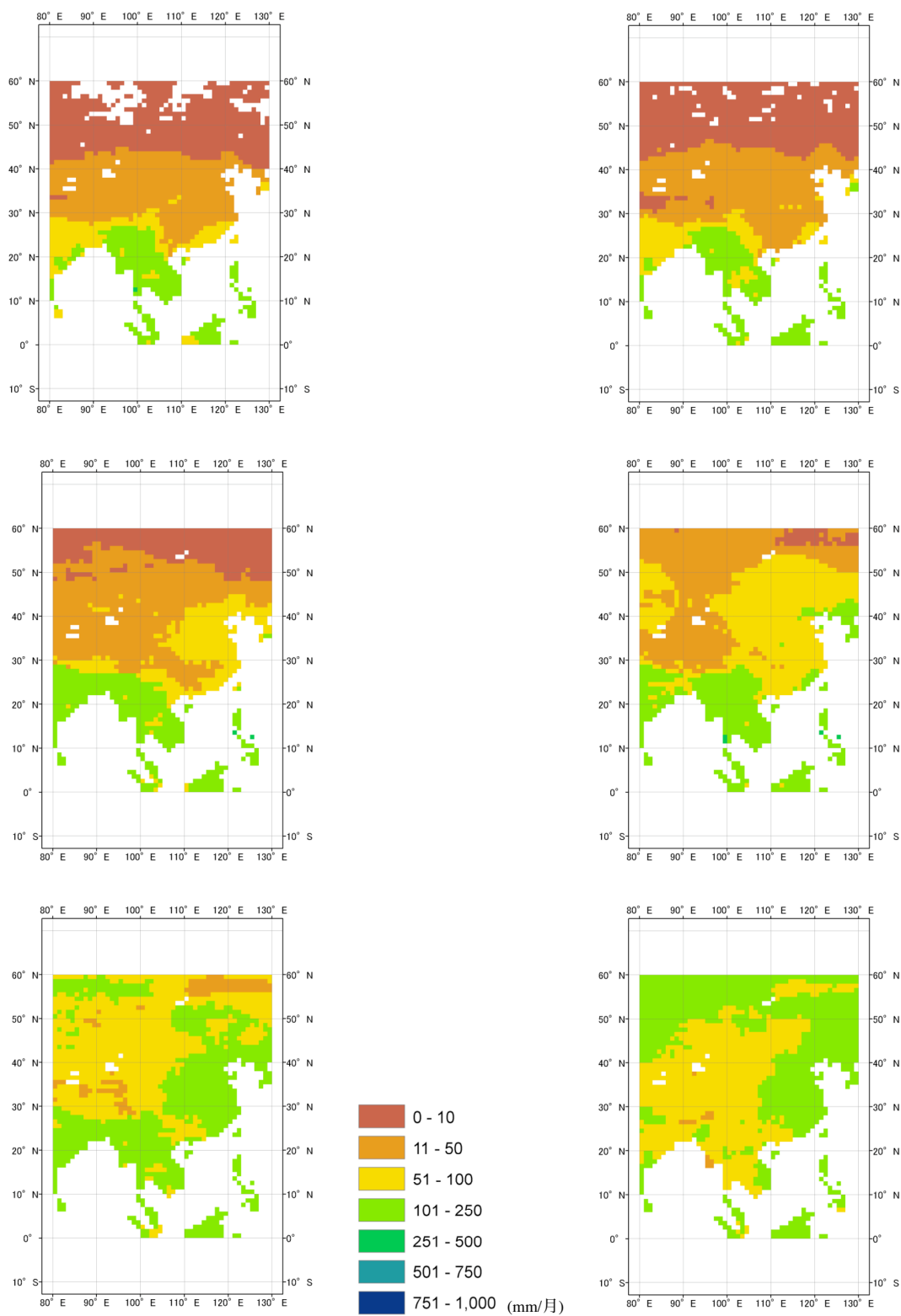


付図 25 1994 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

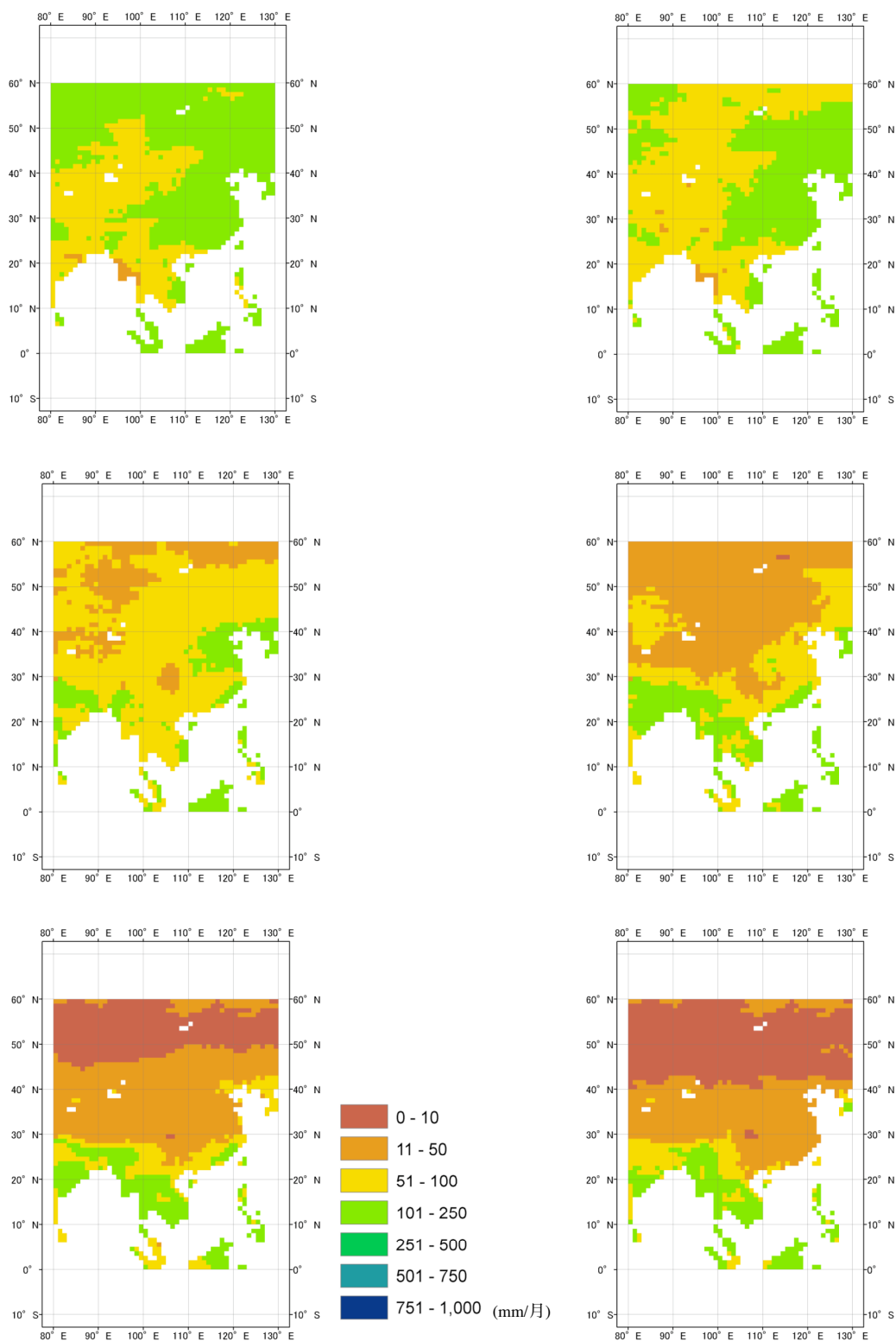


付図 26 1994 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

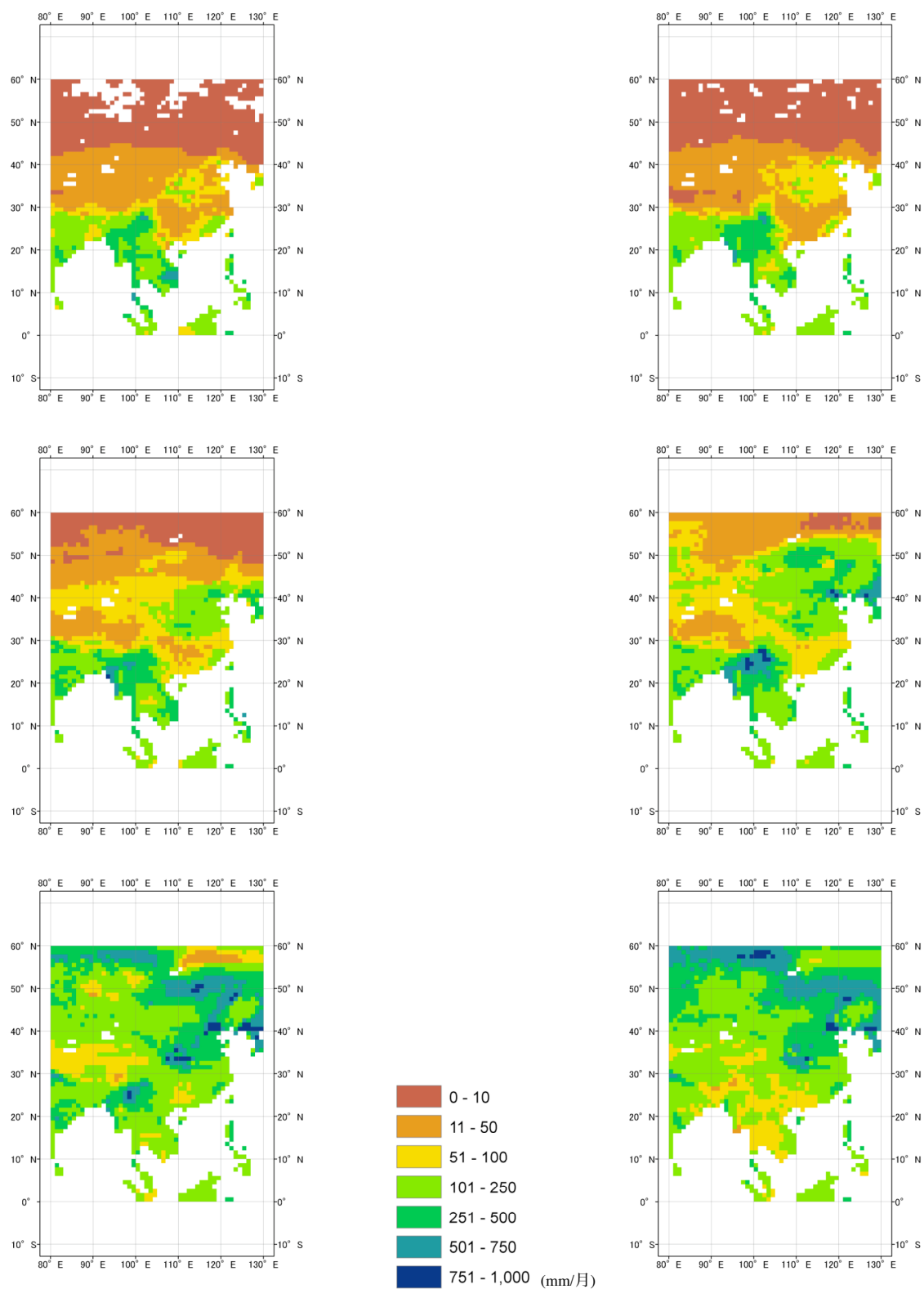


付図 26 1994 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

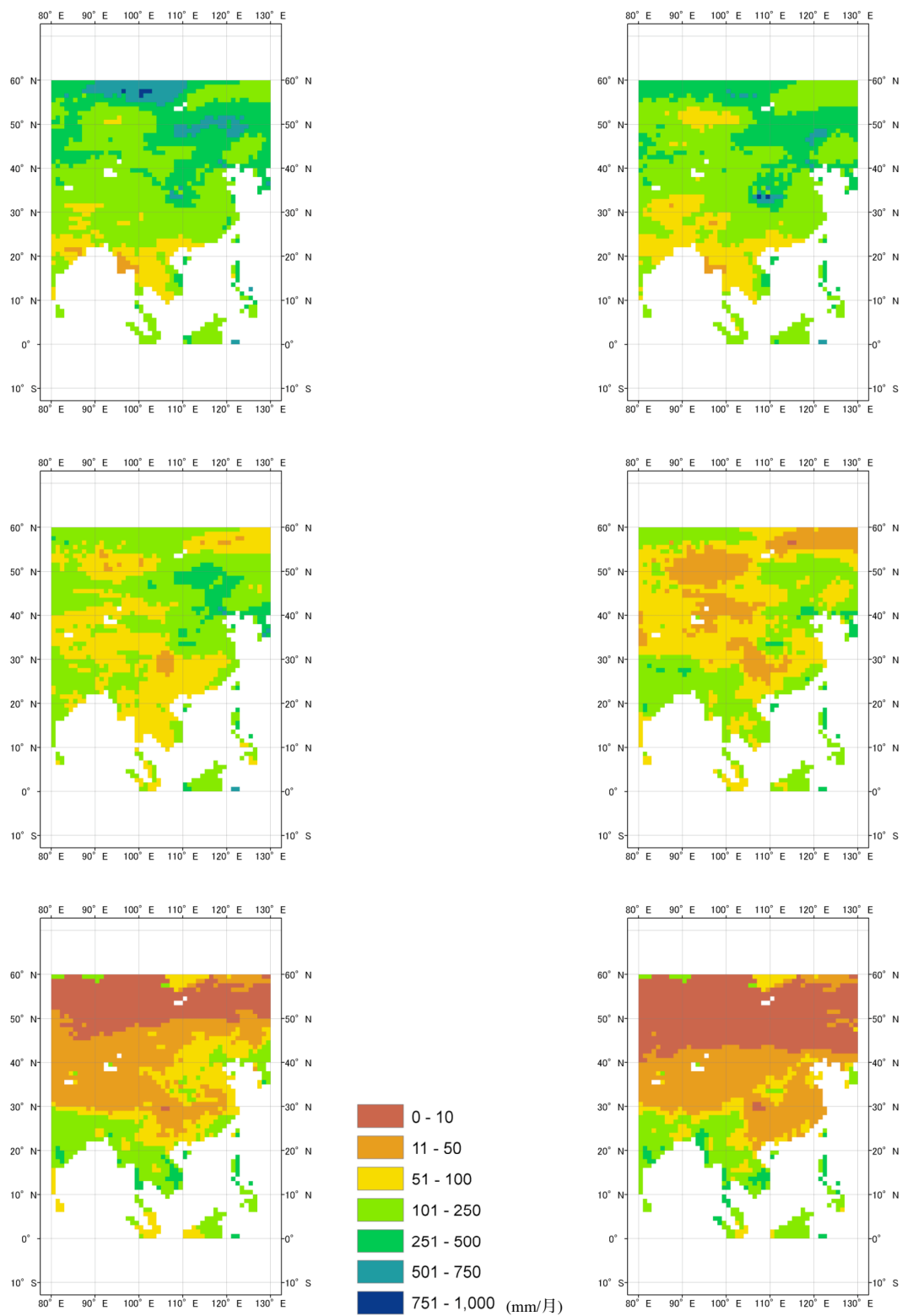


付図 27 1994 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月

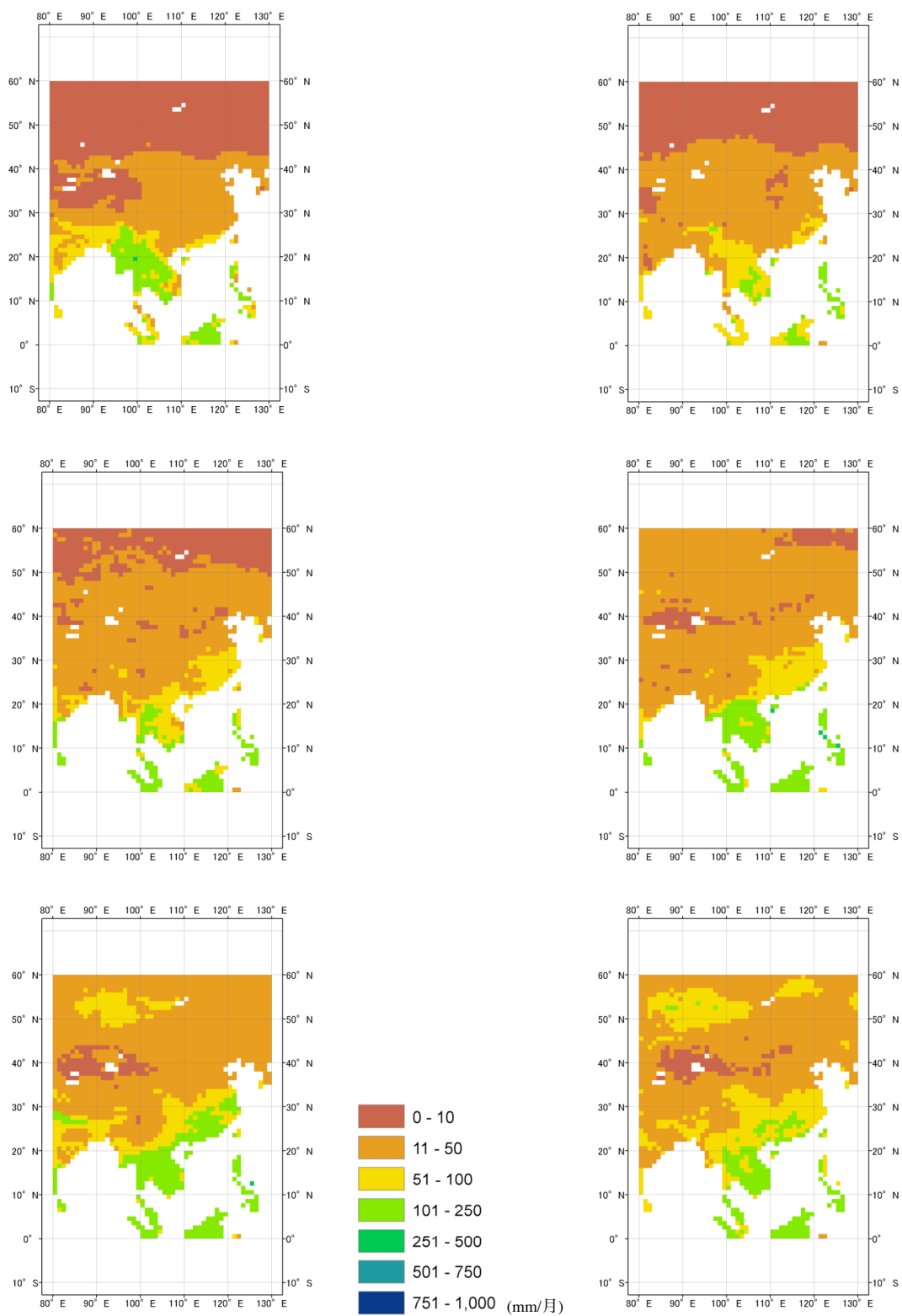


付図 27 1994 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月 ~ 12 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左中: 9 月、右中: 10 月

左下: 11 月、右下: 12 月

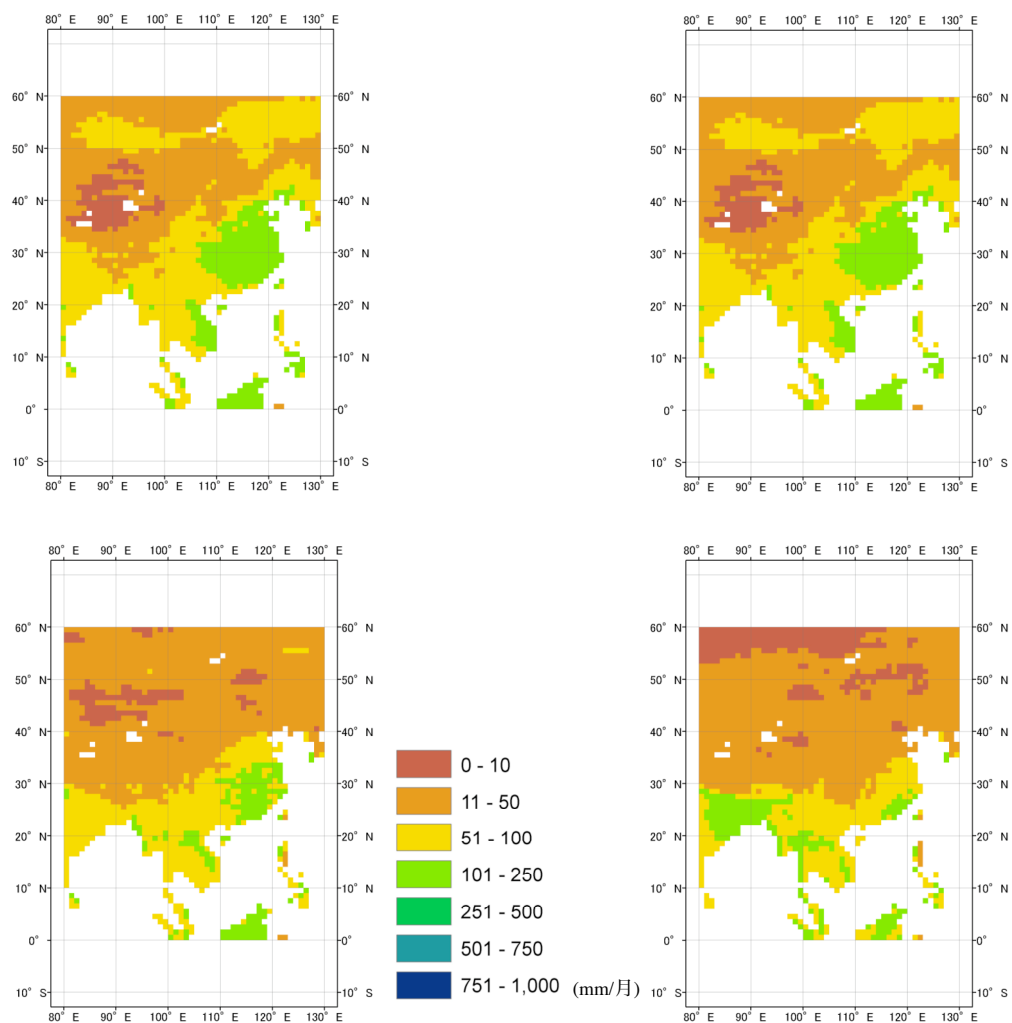


付図 28 1995 年の月平均実蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

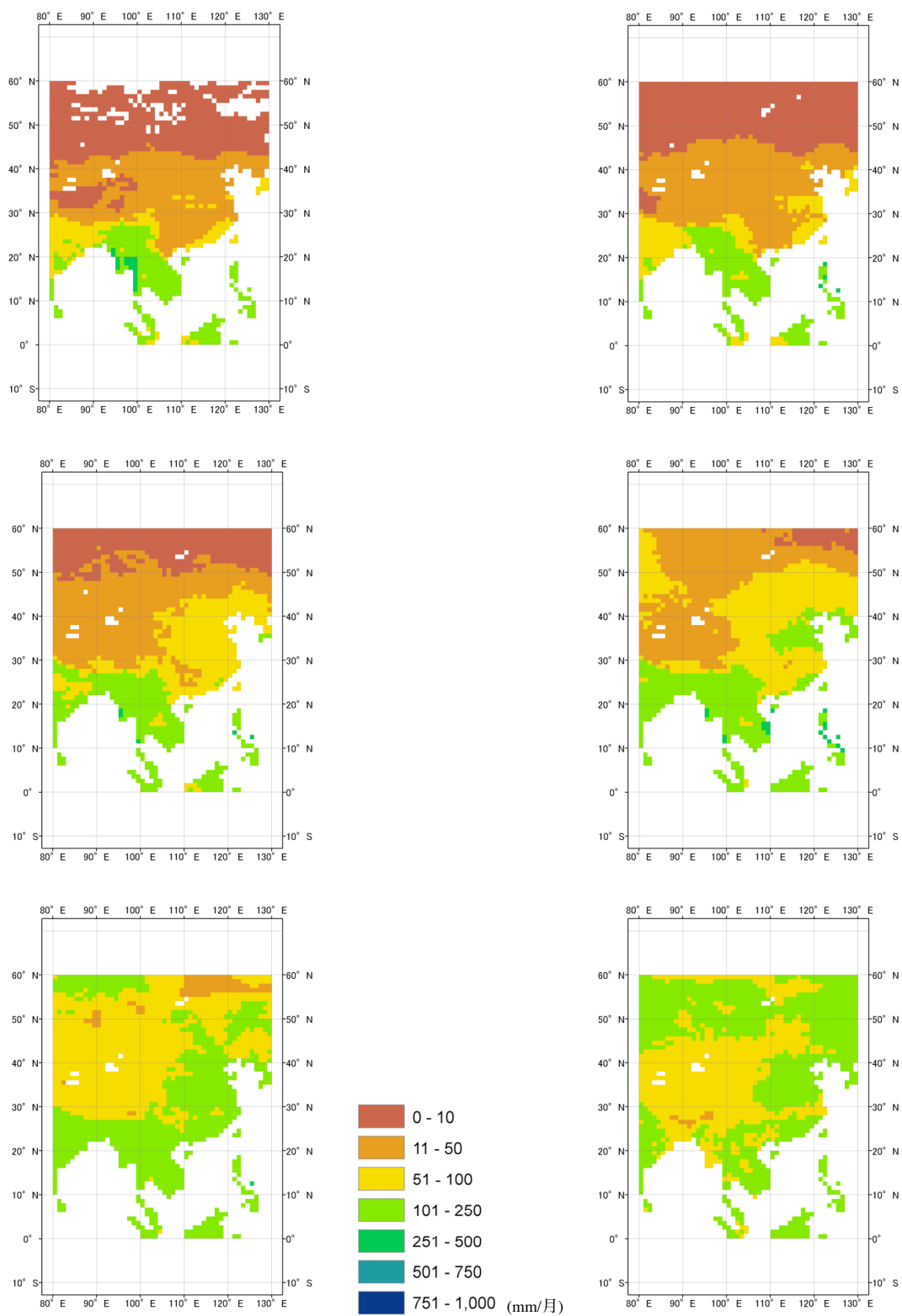
左下: 5 月、右下: 6 月



付図 28 1995 年の月平均実蒸発量の分布(7 月～10 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左下: 9 月、右下: 10 月

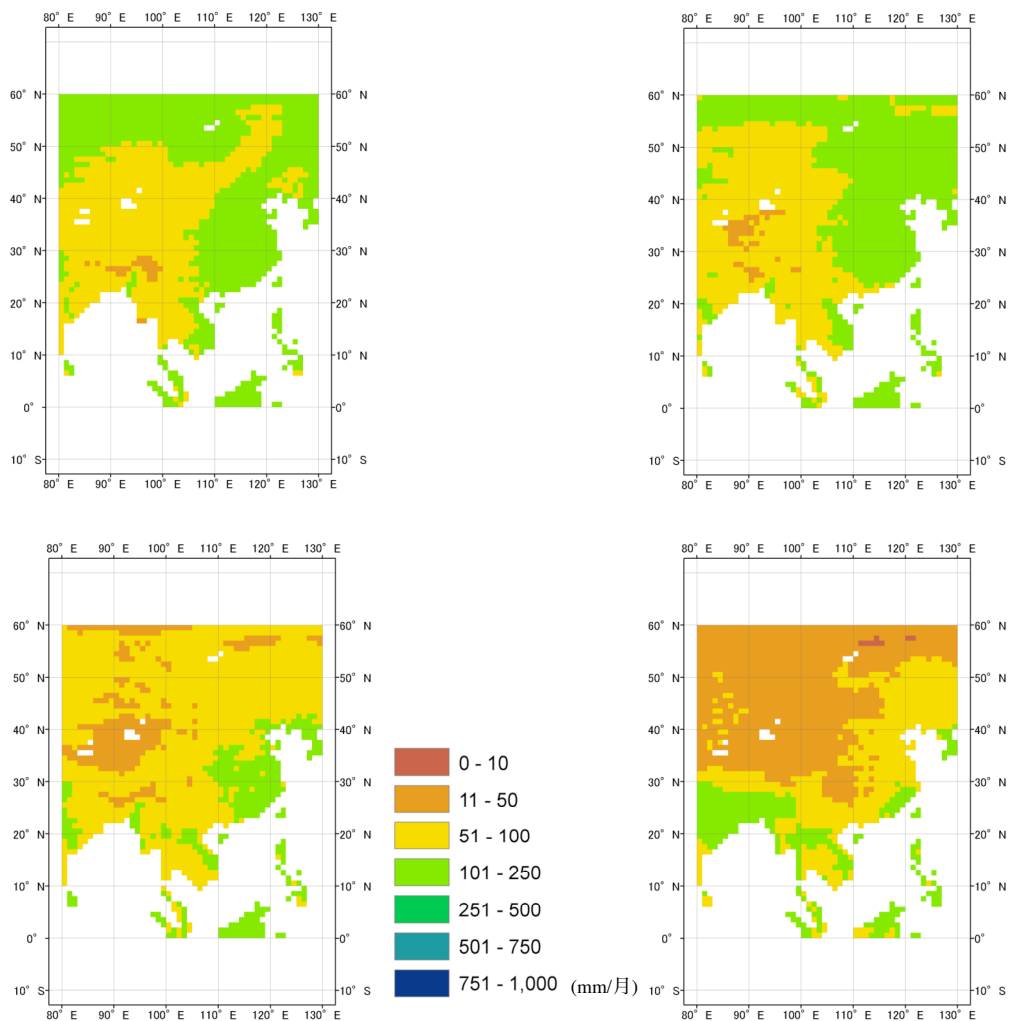


付図 29 1995 年の月平均真の可能蒸発量の分布(1 月 ~ 6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

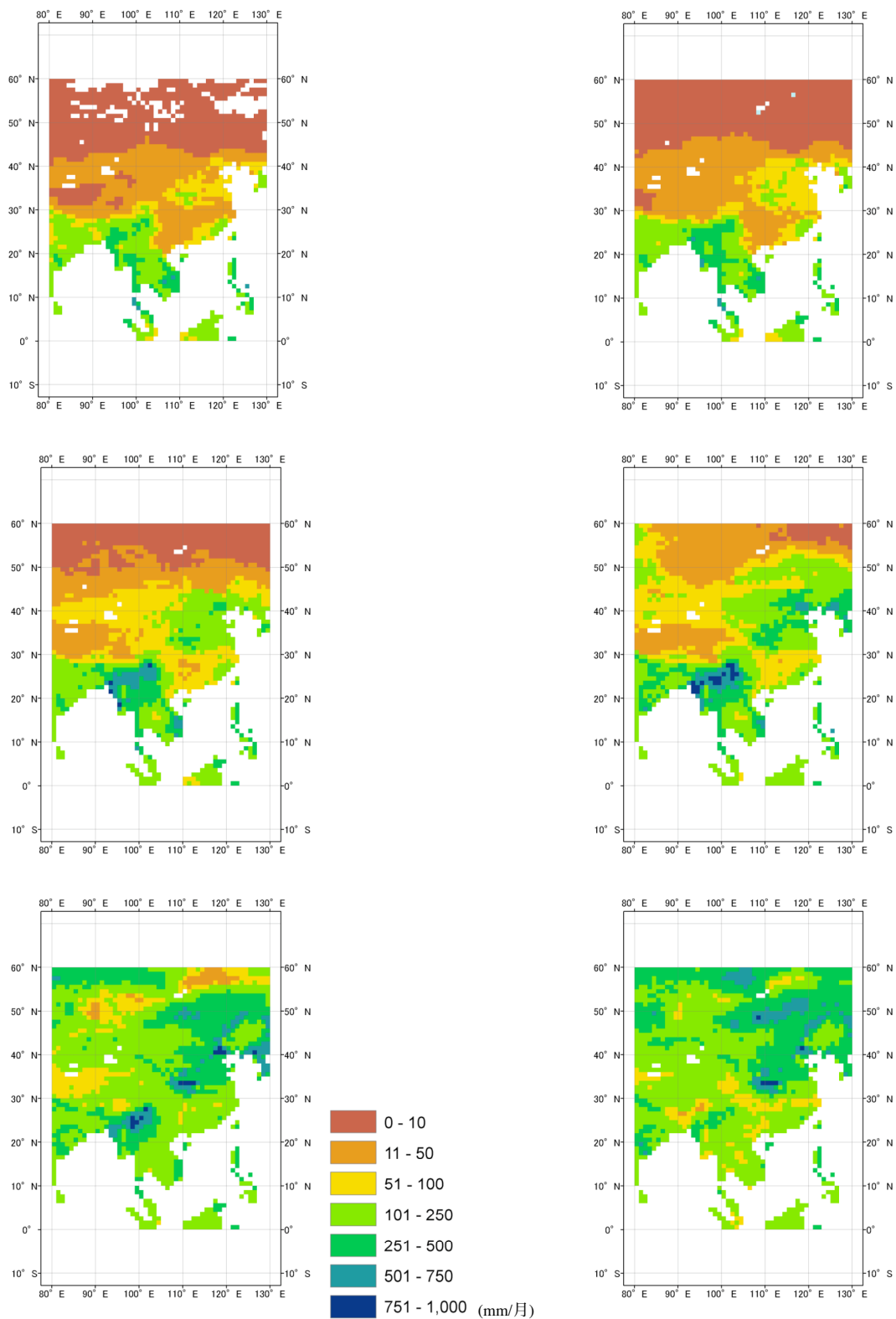
左下: 5 月、右下: 6 月



付図 29 1995 年の月平均真の可能蒸発量の分布(7 月～10 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左下: 9 月、右下: 10 月

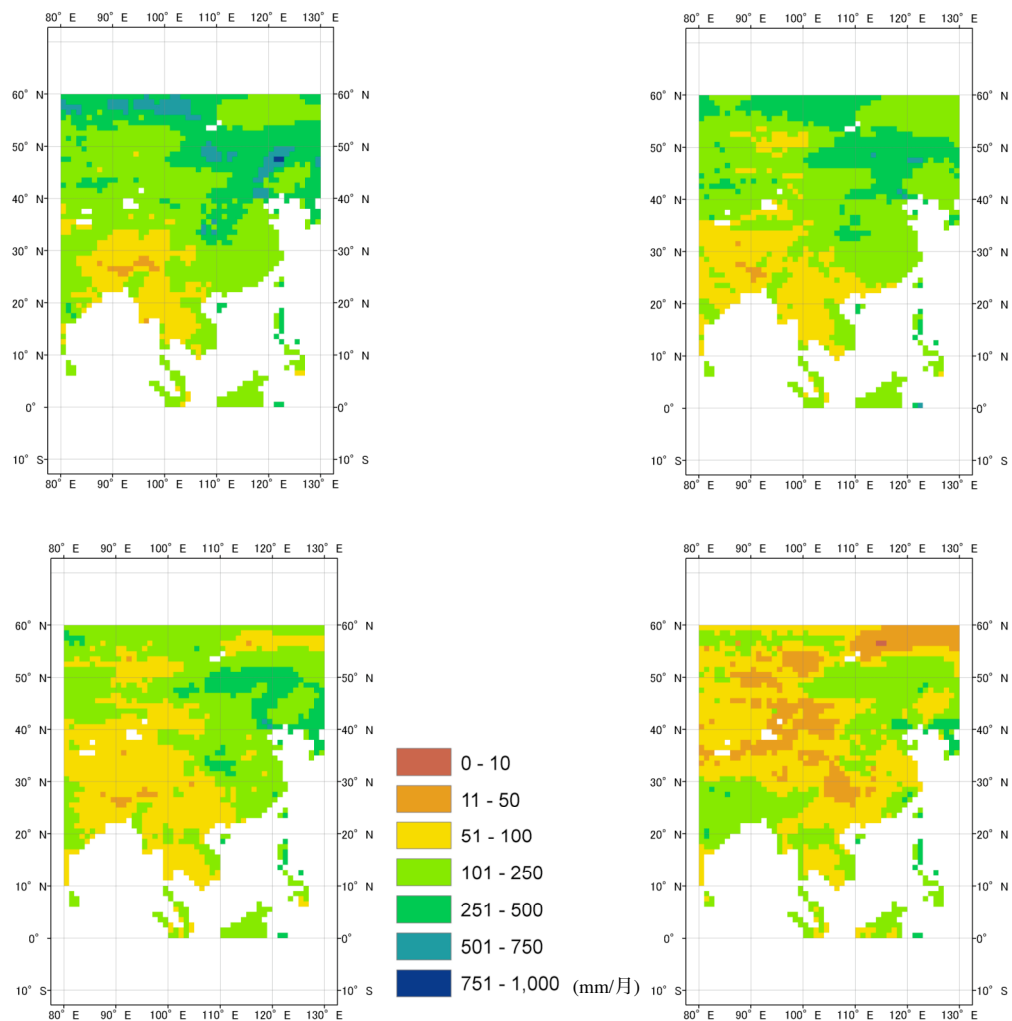


付図 30 1995 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(1 月～6 月)

左上: 1 月、右上: 2 月

左中: 3 月、右中: 4 月

左下: 5 月、右下: 6 月



付図 30 1995 年の月平均見かけの可能蒸発量の分布(7 月～10 月)

左上: 7 月、右上: 8 月

左下: 9 月、右下: 10 月