

大規模アンサンブル気候実験における極端降水の将来変化

水田 亮 (気象研究所)

1. はじめに

気候モデルによる温暖化予測には依然大きな不確実性が存在する。不確実性の要因としては、将来の温室効果ガス排出シナリオによる不確実性、気候モデルが不完全なものであることによる不確実性が挙げられる。これらの不確実性については、多数の気候モデルによる相互比較(CMIP)実験によって評価が行われている。

さらにもう 1 つの不確実性として、海洋の数十年規模の変動や、中高緯度大気的年々変動などに起因する、気候システムの内部変動による不確実性がある。内部変動は温暖化シグナルに対しノイズとして働き、発生頻度の低い現象、かつ空間スケールの小さい現象ほど、このノイズは大きい。これらの極端現象の不確実性はまだ十分に評価できていない。

このような不確実性を評価するため、我々は水平解像度 60km の全球大気モデルと 20km の領域気候

モデルを用いて、高解像度の大规模アンサンブルを行った(Mizuta et al. 2017)。この結果は「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース」(d4PDF)として公開されている。過去の気候や産業革命前に比べて 4°C 上昇した気候などをそれぞれ 5000 年分以上シミュレーションすることで、ごくまれに発生する大雨などの極端現象について、確率的な表現を用いて将来変化の不確実性を議論することができる。

2. 極端降水変化の時空間スケール依存性

図 1 は d4PDF 全球 60km 格子モデルの過去実験 (60 年×100 メンバー) と 4°C 上昇実験 (60 年×90 メンバー) における 1 年に一度、10 年に一度、100 年に一度の日降水量の平面分布、および過去実験から 4°C 上昇実験への変化率を、気候値降水量分布と比較して示したものである。気候値降水量はだまかには熱帯および中高緯度で増加、亜熱帯で減少の傾

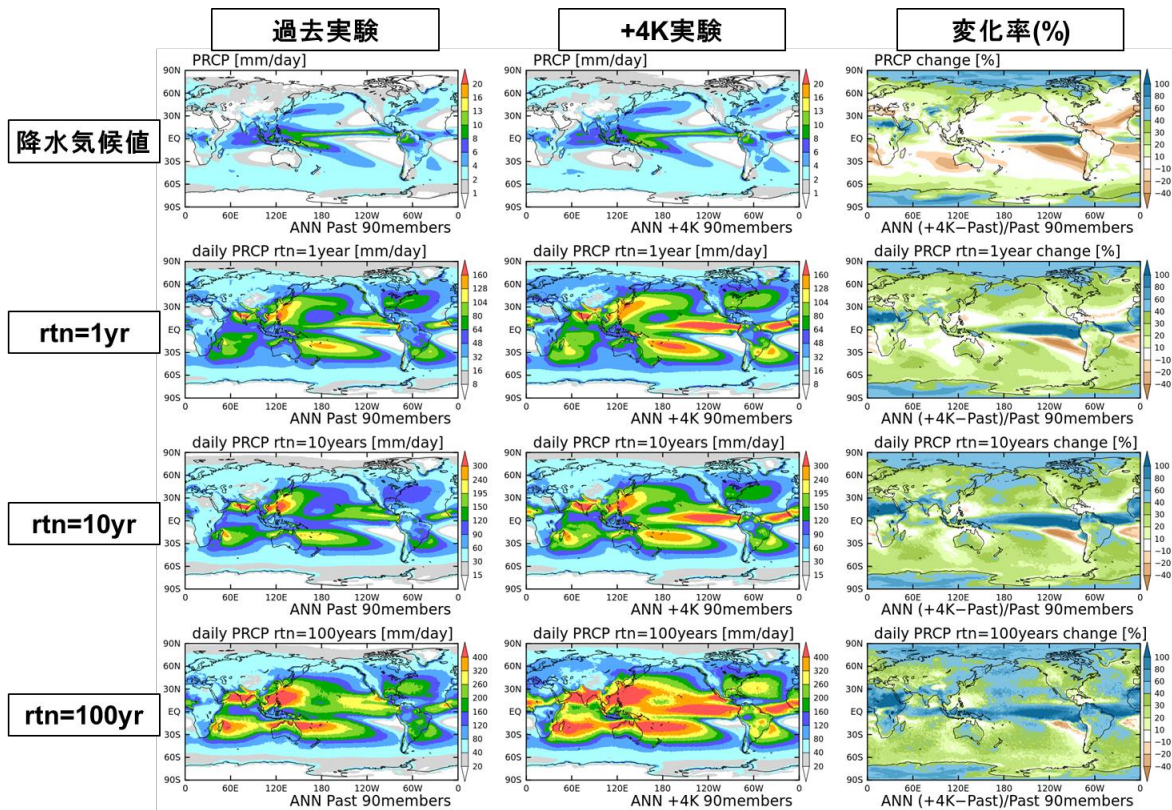


図 1: (上から) 気候値降水量、1 年に一度、10 年に一度、100 年に一度の日降水量の平面分布について、(左) 過去実験の 60 年×90 メンバー平均、(中) 4°C 上昇実験の 60 年×90 メンバー平均、および (右) 過去実験から 4°C 上昇実験への変化率を示したものの。

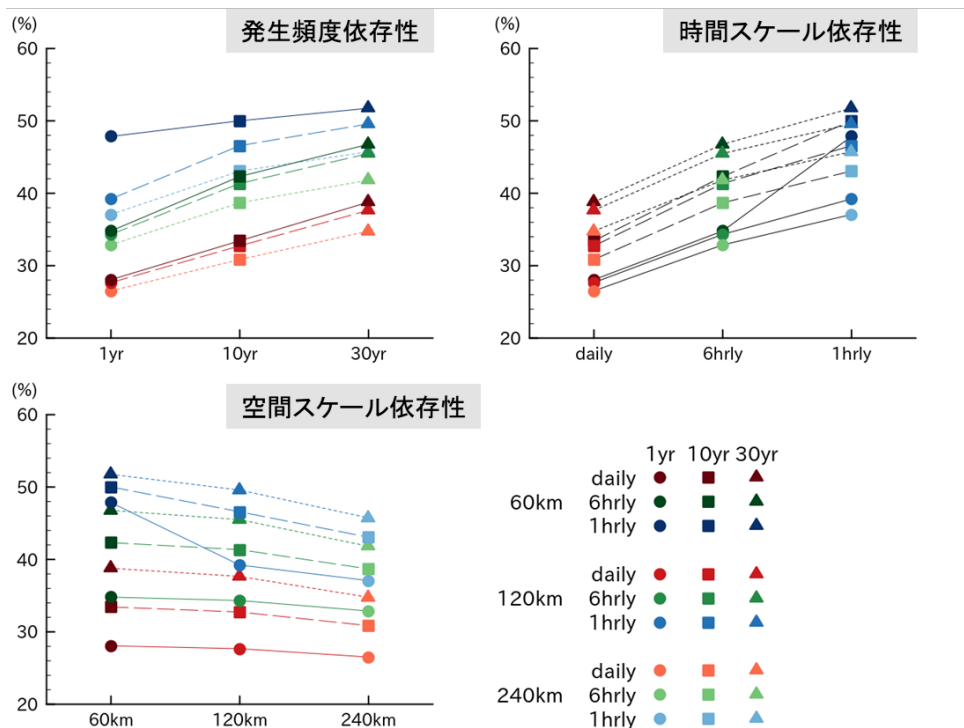


図 2: 全球平均した極端降水の増加率を、再現期間（1年に一度、10年に一度、100年に一度）、降水の時間スケール（日降水量、6時間降水量、1時間降水量）、降水の空間スケール（60kmモデルの1×1格子、2×2格子、4×4格子）を変えて示したもので、（左上）横軸に再現期間をとったもの、（右上）横軸に降水の時間スケールをとったもの、および（左下）横軸に空間スケールをとったもの。

向が見られるが、極端降水量はほとんどの地域で増加が見られる。とくに熱帯の海洋上で増加が大きい。また、ほとんどの地域において、再現期間の長い、すなわち頻度の小さい、強い降水量の事象ほど、増加が大きくなっていることが分かる。

これを全球平均した値で見たものが図2（左上）の濃い赤の線である。1年に一度の日降水量は約28%の増加であるのに対し、30年に一度の日降水量は約39%の増加になっている。他の色の線は降水の時間スケールを日降水量から6時間降水量、1時間降水量と変えて見たもの、および、降水の空間スケールを変えて、60kmモデルの2×2格子、4×4格子で平均した日降水量をそれぞれ求めておいてからその極値を抽出したものである。図2（左上）はこれらを横軸に再現期間をとって並べたもので、どれを見ても頻度の小さい事象ほど増加が大きくなっている。また図2（右上）は横軸に降水の時間スケールをとったもので、短時間降水ほど増加が大きくなっている。図2（左下）は横軸に空間スケールをとったものだが、2×2格子（120km格子相当）、4×4格子（240km格子相当）と変えると増加率は小さくなる。ただしこの降水の空間スケールに対する依存性は他の依存性ほど大きくない。

極端降水量の増加は、第一近似的には Clausius-

Clapeyron (C-C)の式に従って気温が1℃上昇すると大気中の飽和水蒸気量が約7.5%増加することと関連すると考えられているが、過去実験と4℃上昇実験との全球平均地上気温変化（約3.6K）に対応した増加（25から28%程度）と比べると、図2のほとんどの場合はそれより大きくなっている。また空間パターンについても、地上平均気温変化は中高緯度の方が熱帯より大きく、図1に示されるような熱帯でとくに大きいといった極端降水量変化を説明するものにもなっていない。

3. 熱力学的寄与と力学的寄与の分離

このように、実験からは極端降水の増加率が水蒸気量の増加率より大きい、また短時間降水ほど、頻度の小さい降水ほど、極端降水の増加率が大きい、といった結果が得られるが、それらを解釈するため、極端降水の増加に対する熱力学的寄与と力学的寄与を分離してそれぞれの性質を調べた。

熱力学的寄与と力学的寄与を分離するにあたって、極端降水量を、気温と鉛直速度の鉛直プロファイルのみで見積もる手法(O'Gorman and Schneider 2009; Pfahl et al. 2017)を用いる。

気候モデルで再現される時空間スケールでの極

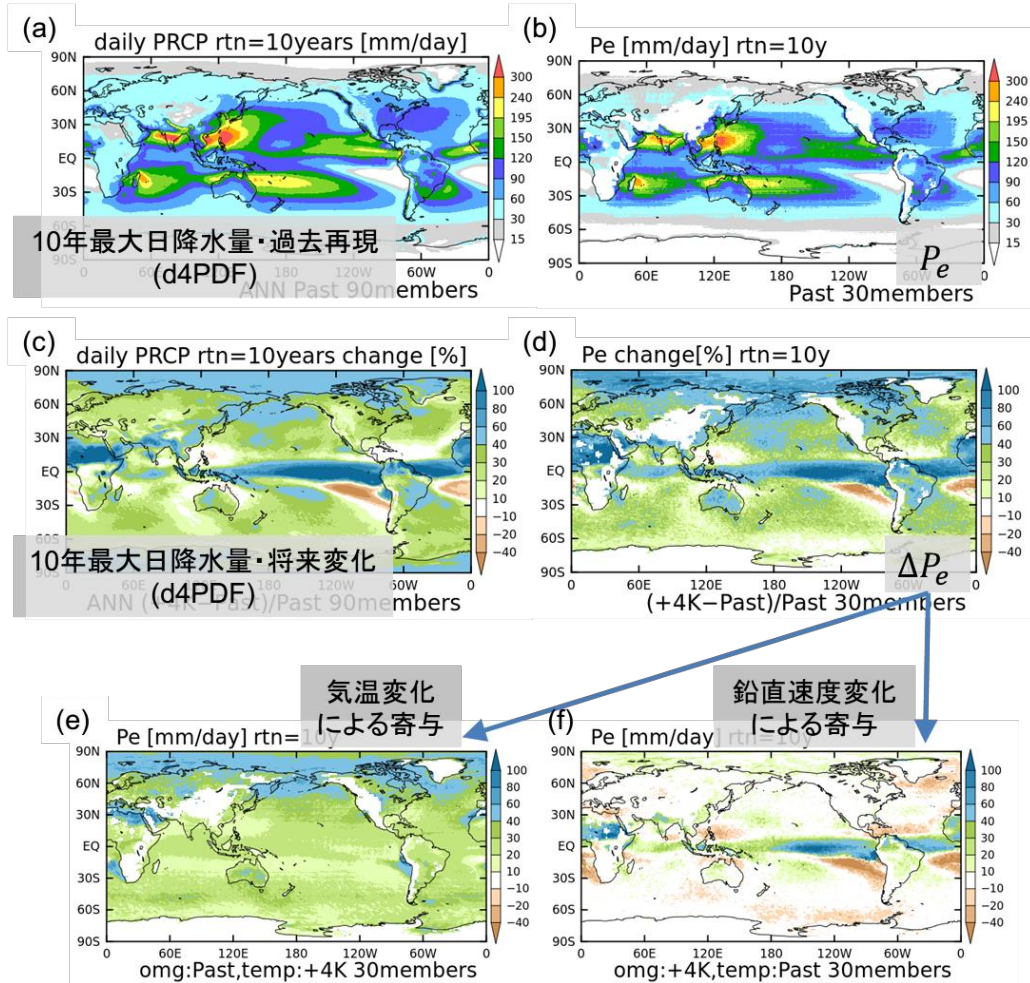


図 3: 10 年最大日降水量について、(a) 過去実験の結果、(c) 4°C 上昇実験における変化率、(b) 過去実験で 10 年最大日降水量を上回った日の気温・鉛直速度のコンポジットから P_e を計算したもの、および (d) その 4°C 上昇実験における変化率。(e) 鉛直速度に過去実験の値を使用したまま気温を 4°C 上昇実験のものを使用した場合の P_e の変化率、(f) 気温に過去実験の値を使用したまま鉛直速度を 4°C 上昇実験のものを使用した場合の P_e の変化率。

端降水量（例えば年最大日降水量） P_e は、

$$P_e \sim - \left\{ \omega_e \frac{dq_s}{dp} \Big|_{\theta^*} \right\} \quad (1)$$

で見積もることができることがすでに示されている (Pfahl et al. 2017)。ここで ω_e は極端降水が発生した日における鉛直速度、 q_s は飽和比湿、 θ^* は飽和相当温位で、 $\{\}$ は鉛直積分を表す。この式は、 θ^* を保存しながら空気塊を ω_e で持ち上げたときの凝結量について、鉛直に積算したものを表している。このように表すことで、極端降水量の変化を熱力学的な寄与（気温変化による q_s の変化による寄与）と力学的な寄与（ ω_e の変化による寄与）に分離することができる。

d4PDF の過去実験 30 メンバー分の結果を用いて、各グリッドで 10 年最大日降水量を上回った日

の気温・鉛直速度の鉛直プロファイルをコンポジットし、(1) 式から P_e を計算した (図 3b)。実際の 10 年最大日降水量 (図 3a) と比較すると、 P_e による見積もりが空間分布も量的にも特徴をよく捉えていることが分かる (計算の都合上標高の高い陸上では計算できていないので白抜きにしている)。4°C 上昇実験においても同様に見積もられるので、過去実験からの変化率 (図 3d) も実際の 10 年最大日降水量変化率 (図 3c) と同様のものになる。

次に、図 3e は、鉛直速度に過去実験の値を使用したまま、気温を 4°C 上昇実験のものを使用した場合の変化で、これが気温変化による熱力学的寄与に当たる。一方気温に過去実験の値を使用したまま鉛直速度を 4°C 上昇実験のものを使用した場合の変化 (図 3f) が鉛直速度変化による力学的寄与に当た

る。前者の熱力学的寄与は、全球どこでも増加になっているのに対し、後者の力学的寄与がおおよその地理分布を決めている。

4. 各々の寄与の時空間スケールによる違い

熱力学的寄与は鉛直各層の飽和水蒸気量の変化から計算されるが、どの層でも変化率は大きな差はなく、地上比湿の変化率の空間分布(図4a)でほぼ代表することができる。また力学的寄与は鉛直各層の鉛直速度の変化から計算されるが、500hPaの鉛直速度変化率(図4b)と最も近い値となる。

そこでこれらについて、再現期間・空間スケール・時間スケールを変えたものを比較した。地上比湿変化(図4c,e,g)については、再現期間・空間スケール・時間スケールによらず、変化率は空間分布を含めほとんど変わらない。この変化は気候値の水蒸気量変化とも似ており、増加率はC-Cに従った値に近い。一方、500hPa鉛直流の変化(図4d,f,h)については、発生頻度がまれなもの(図4d)、時間スケールが短いもの(図4h)ほど増加が大きいことが明瞭である。

これらの全球平均値を取ったものが図5で、地上比湿の増加率はいずれの指標においてもほぼ一

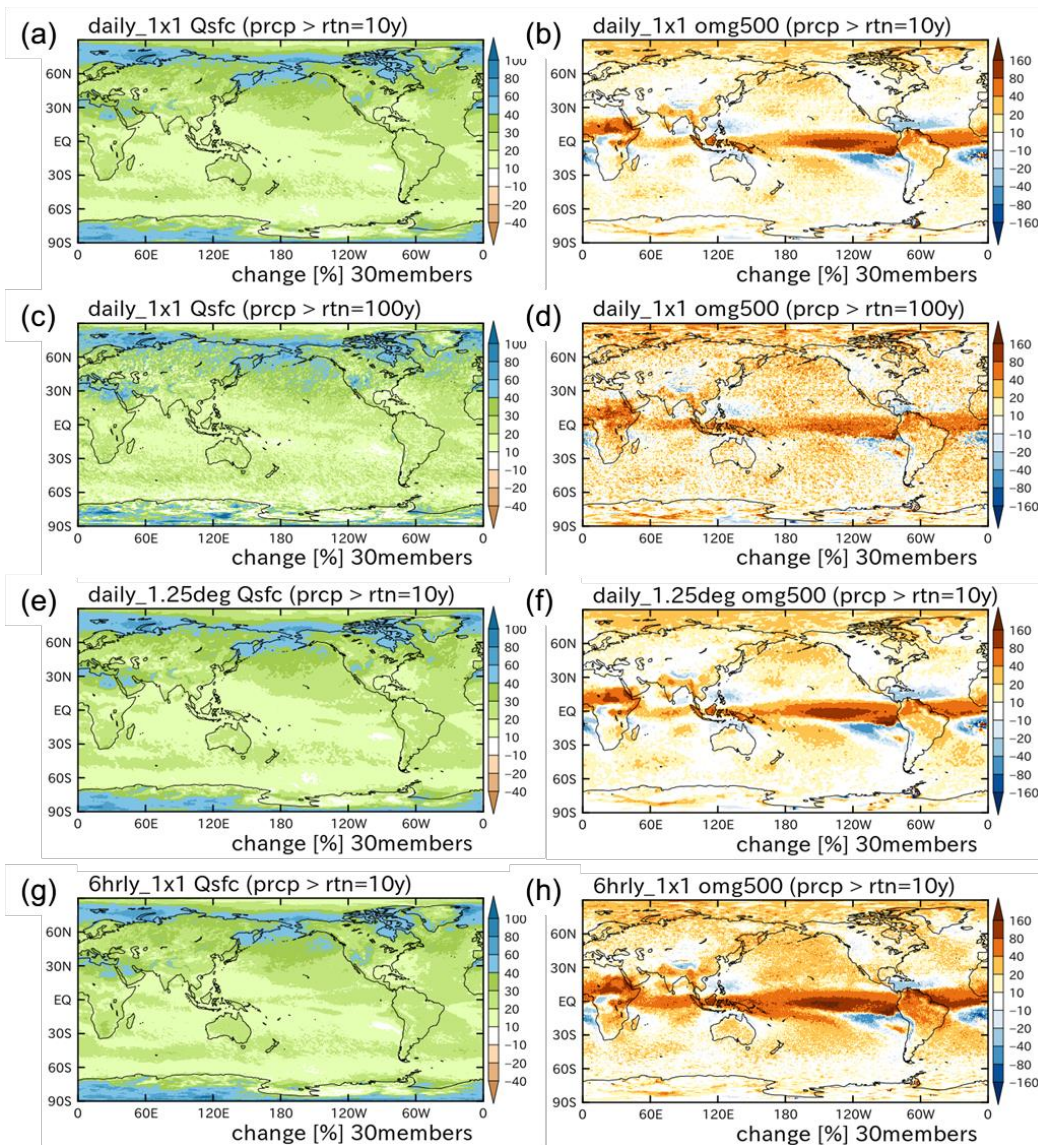


図4: (左) 地上比湿の変化率の空間分布、および(右) 500hPa鉛直流の変化率の空間分布。(a,b) 10年最大日降水量、(c,d) 100年最大日降水量、(e,f) 2×2格子の10年最大日降水量、(g,h) 10年最大6時間降水量を超える日でそれぞれコンポジットした値の変化率を表す。

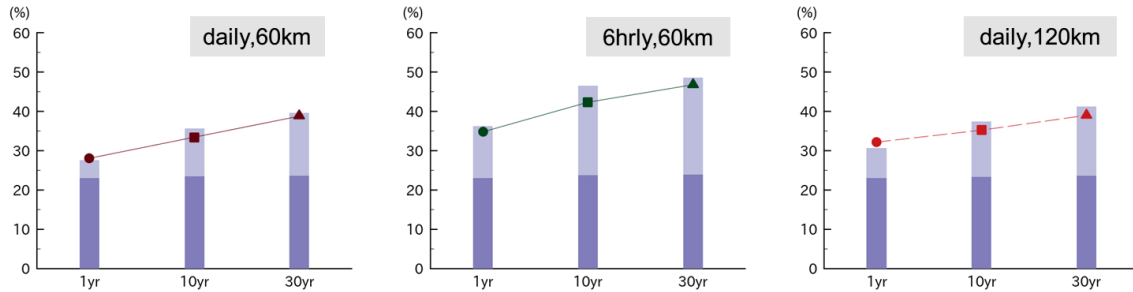


図 5: 全球平均の地上比湿の変化率（濃紫）500hPa 鉛直流の変化率（薄紫）、および全球平均の極端降水量（折れ線）。（左）日降水量、（中）6 時間降水量、（右）2×2 格子の日降水量について、再現期間を 1 年に一度、10 年に一度、100 年に一度に変えたもの。

定の値を示すが、500hPa 鉛直流の増加率は再現期間・時間スケールによって大きく値が異なっている。そして両者を合計すると、折れ線で示した極端降水増加率に近い値となる。

5. まとめと考察

d4PDF のデータを用いて、極端な降水現象の温暖化による変化を調べた。極端降水の増加率は、短時間降水ほど、頻度の小さい極端降水ほど、増加が大きい。また Clausius-Clapeyron の関係(約 7.5%/°C)で算出される飽和水蒸気量の増加率とは、空間パターンも全球平均値も一致しない。

これらの関係を理解するため、極端降水の増加に対する熱力学的寄与と力学的寄与を分離してそれぞれの性質を調べた。各グリッドで極端降水の起きる日での気温・鉛直速度をコンポジットしたものからそれらを見積もったところ、気温変化に伴う熱力学的寄与は C-C に近い変化だが、鉛直速度変化に伴う力学的寄与が極端降水変化の地理分布や、頻度・時間スケール間の増加率の差異に寄与していることがわかった。

短時間降水の極端値が C-C を超えて増加する可能性については以前より指摘されており、以下のようなメカニズムが考えられている(e.g. Lenderink et al. 2017)。同じ背景場の下で生じた対流であっても、地上比湿の増加から CAPE (対流有効位置エネルギー)が増加することにより、浮力による上昇流が中層で強まる。極端降水時にはそのような上昇流が大きな面積を占めることから、下層での収束(質量収束・水蒸気収束とも)が強化され、平均場の地上比湿の増加よりも多い水蒸気が上空へ運ばれることになる。それによりさらに CAPE が増加するという正のフィードバックが働くので、C-C の 2 倍程度まで増加することがあり得るというものである。

どのような時間スケール・空間スケールでその効

果がどの程度働くか等についてはまだ調べられていないため、今回の結果をそのような観点から調べて、鉛直速度変化率がスケールによって異なる原因などについて、関連性を議論する必要がある。ただし今回使用したモデルは対流パラメタリゼーションを用いた単一のモデルであることに留意しなければならない。領域モデルを含め、対流パラメタリゼーションを使用しない、より高解像度のモデルを複数比較することにより、より短い時間スケール・小さい空間スケールについてどの程度一貫性があるかを今後調べる必要がある。

References

- Lenderink, G., R. Barbero, J. M. Loriaux, and H. J. Fowler, 2017: Super-Clausius-Clapeyron scaling of extreme hourly convective precipitation and its relation to large-scale atmospheric conditions. *J. Climate*, **30**, 6037–6052, doi:10.1175/JCLI-D-16-0808.1.
- Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita, and M. Kimoto, 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 1383–1398, doi:10.1175/BAMS-D-16-0099.1.
- O’Gorman, P. A., and T. Schneider, 2009: Scaling of Precipitation Extremes over a Wide Range of Climates Simulated with an Idealized GCM. *J. Climate*, **22**, 5676–5685.
- Pfahl, S., P. A. O’Gorman, and E. M. Fischer, 2017: Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nature Clim. Change*, **7**, 423–428, doi:10.1038/NCLIMATE3287.