



ScienceDirectで入手可能なコンテンツ リスト

極端な気象と気候

ジャーナルのホームページ: [www.elsevier.com/locate/wace](http://www.elsevier.com/locate/wace)



雹による被害の世界的な推定値

アンドレアス・F・プレイン、グレッグ・J・ホランド

国立大気研究センター (NCAR), 3090 センター グリーン ドライブ, ボルダー, コロラド州, 80301, 米国



記事情報	抽象的な
<p>キーワード: ひょうの危険性 アルゴリズム グローバル 激しい対流</p>	<p>人口密集地域でひょう嵐が一度発生すると、1 回のひょう嵐で数十億ドル規模の損失が発生する可能性があります。ひょう嵐による財産の損失は、主に人口密度と富の増加の組み合わせにより、時間の経過とともに増加しています。レポートに基づくひょう観測データだけでは非常に不均一であり、気候と社会の変化を区別することはできません。ここでは、大規模な環境条件からひょうの危険性を推定する統計的アプローチを紹介します。毎日の ERA-Interim 再解析データと、米国土土 (CONUS) からの大規模なひょう観測 (直径 2.5 cm 以上) を使用して、4 つの予測変数によって地域規模での大規模なひょうの頻度を巧みに識別できることを示します。</p> <p>予測因子には、大気的不安定性、氷点下高さ、0 ~ 3 km のウィンド シアーと嵐の相対ヘリシティが含まれます。これらの変数は、地域スケールから地球スケールまで、および毎日から気候時間スケールまでの大規模なひょう発生 の確率を提供するひょうアルゴリズムを開発するために使用されます。アルゴリズムのスキルは、CONUS 上で、オーストラリアとヨーロッパからの独立したひょう観測によってテストされます。これは、さまざまな気候地域で観測された大規模なひょう記録の頻度、年周期、空間パターン、および年々変動を巧みに捕捉します。欠乏は、強い地形力と低いせん断環境のある領域で見られます。このアルゴリズムは、テストされたすべての地域におけるひょうの絶対頻度と大規模なひょうの年間周期をより正確に予測するという点で、確立された激しい対流指数を上回ります。このコードはオープンソースであり、毎日から季節の予測や気候変動による危険への影響の評価など、さまざまなタスクに適用できます。</p>

1.はじめに

世界的には、大規模なひょう (直径 2.5 cm 以上)、竜巻、突風、鉄砲水などの極端な対流による損失が増加しています (ミュンヘン、2016 年; チャンノン、2009 年)。米国では、激しい対流嵐による年間平均損失は 112 億 3,000 万ドル (2016 米ドル換算) であるのに対し、ハリケーンによる損失は 112 億 8,000 万ドル (Gunturi および Tippet, 2017 年) です。損失の増加は主に人口密度と富の増加、および変化に起因するが、対流性嵐の強度と頻度の変化による寄与はより不確実である (Changnon, 2009)。この不確実性は、観測記録が短く一貫性がないこと (Allen and Tippet, 2015)、激しいひょう嵐を解決できる気候モデルシミュレーションのコストが高く能力が限られていること、そして気候システムと激しい対流の間の相互作用の物理的理解が欠けていることによるものです (ティペット他、2015)。

気候の影響を評価するために 3 つのアプローチが使用されています  
大規模なひょう発生時の変動と気候変動。

- 1) 雹パッドまたは被害報告書による雹の観察。ひょうは局所的に発生するため、観測は困難です。ひょうパッドを使用したステーションベースのひょう観測は均一な時間記録を提供できますが、長い記録を持っている国はわずかであり、データアクセスは多くの場合制限されています (例、Xie et al., 2008)。ひょうレポート (例: Changnon and Changnon, 2000; Xie et al., 2008) または経済的損失レポート (Changnon et al., 2000; Changnon, 2009; Barthel and Neumayer, 2012) のいずれかの観測は、ひょうパッド観測の代替手段となります。しかし、社会経済的発展、観察習慣、気候変動の影響は分解する必要があります。レポートベースのひょうデータセットは、一般の人々を含むさまざまな情報源からのひょう発生に関する情報を組み合わせたものです (Hand および Cappelluti, 2011; Allen および Tippet, 2015)。これらのデータセットは、観測点ベースの記録よりも高い空間解像度を持っていますが、ひょうの頻度が人口密度や報告方法によって変化するため、非常に不均一です (Allen and Tippet, 2015)。
- 2) 数値モデルを使用したひょうの動的シミュレーション (Mahoney et al., 2012; Brimelow et al., 2017; Adams-Selin and Ziegler, 2016) は、ひょうのメカニズムを物理的に理解するのに役立ちます。

対応する著者。  
電子メールアドレス: [prein@ucar.edu](mailto:prein@ucar.edu) (AF プレイン)。  
URL: <http://preina03.wixsite.com/andreas-prein> (AF プレイン)。

電の頻度の変化に関連していますが、計算コストが高く、パラメータ化に大きな不確実性が伴います。

関係するプロセス。

3) 環境特性と観察された有害なひょうとの間の経験的關係は、大規模な環境問題を関連付けるために使用されます。

条件 (Brooks.2009; Mohr and Kunz.2013; Allen et al..2015a; ウェスターマイヤーら、2017年。 Mohr et al..2015)、リモート センシング データ (Witt et al., 1998; Féral et al., 2003; Cecil, 2009; Mroz et al., 2017; Ni et al..2017) 、または両方の組み合わせ (Punge et al..2017; Bedka et al., 2018)が発生したことを知らせます。このアプローチは柔軟で計算効率が高いですが、環境条件が次のとおりであることを前提としています。

大規模なひょうの開発は気候温暖化によって変化しないため

そして、すべての好ましい環境は同様に次のことを生み出す可能性があるということです。

大規模な雹。最近、機械学習アルゴリズムが開発されました。

従来の経験的予測手法を改善する有望な結果を示しています(Gagne et al., 2017)。

私たちのアプローチは 3 番目のカテゴリーに属し、大規模なひょうが大きくなる可能性を推定するための環境成分。大きいひょうの形成は、多くの場合、スーパーセル雷雨に関連しています(Moller et al., 1994)。強力なメソスケール対流システム(Houze.2004)、およびパルス嵐 (ミラーとモート、2017) 。巨大なひょうの発生のほとんどは -直径が 5 cm を超える - はスーパーセルに関連しており、強く持続的な上昇気流などの理想的な環境条件 30 分以上存在します(Blair et al., 2017)。こうした嵐は通常、強い対流不安定性、十分な湿気の下で発達します。

低レベル、通常高さによって変化する強いウィンドシアア、そして不安定性を解放できるトリガメカニズム(Newton.1963)。

これらの基本特性の多くは、重大ひょうパラメータ (SHIP; <http://www.spc.noaa.gov/exper/>) などの悪天候予測に使用される現在のひょうパラメータに含まれています。

[mesoanalysis/help/help\\_sighl.html](http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help_sighl.html))。大雹パラメータ (LHP; [http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help\\_lghl.html](http://www.spc.noaa.gov/exper/mesoanalysis/help/help_lghl.html))、Significant Severe パラメータ(Craven et al., 2004)、または Severe 雷雨環境指数(Brooks et al..2003)。

この研究の目的は、次のような合成ひょうアルゴリズムを開発することです。

大規模な環境からひょうの発生確率を導き出す

地域規模から地球規模、日常から気候までの状況

タイムスケール。これは、既存のひょう指数に比べて利点があります。

グローバルな範囲とより高い時間分解能 ( Allen et al., 2015a を参照)、

モデルベースではなく観測ベースの予測変数のみが含まれているため (大規模ひょうパラメータを参照; Allen et al., 2015a)、一般的な激しい対流ではなく大規模なひょうに合わせた調整されているため(Brooks et al., 2015a) ) 。

2003年; Craven et al..2004)、代わりに滑らかな確率を使用します。

不利な雹環境から有利な雹環境への段階的な移行 (ブルックスら、2003)。

大量のひょうが降る環境は一貫していると仮定します

これは、例えば、大規模な雹が降る環境を意味します。

米国では、例えばオーストラリアやヨーロッパでも大規模なひょうが降る可能性がある。

Brooks (2009)およびAllen et al.に示されています。 (2011年) 。グローバルな能力は、従来の環境ベースのアプローチ (通常は雹が降るより小さな地域の環境条件に焦点を当てていた)に対する利点

危険性評価 (例： Mohr および Kunz.2013; Allen および Karoly.2014; アレン他.2015a)。宇宙からのひょう観測でも、

グローバルな範囲を提供しますが、多くの場合、時系列の長さは制限されています

気候変動評価(Cecil と Blankenship.2012)。私たちのアルゴリズムは、変数の分布に関する仮定を回避します。

変数間の特定の関係を規定するものであり、何も必要ありません。

重み付けまたは正規化関数。

私たちのアプローチの構築と評価に使用されるひょうの観測結果はセクション2 に示されています。セクション3では合成ひょうについて説明します。

アルゴリズム。感度分析およびアルゴリズム評価をセクション4 に示します。この論文は全体的な評価で終わります。

大規模なひょうの危険性についてはセクション5に、概要と結論はセクション 5 に記載されています。セクション6。

2.ひょうの観測

私たちは次の 3 つの情報源からの雹の観測を考慮します。 1) 嵐予測センターの嵐イベント データセット(Schaefer と Edwards.1999)、

2) オーストラリア気象局 (BoM) の激しい嵐のアーカイブ (<http://www.bom.gov.au/australia/stormarchive/>)、 3) 欧州過酷嵐研究所 (ESSL) の欧州荒天データベース(Dotzek et al..2009)。すべてのデータセットは共通の期間をカバーしています 1979 年から 2015 年までの日付と時刻、場所、および観測されたひょう石の最大直径。直径 25 mm 以上のひょうレポート (以下、大きなひょう) のみを考慮します。

サンプリングの問題と観察慣行の変化を考慮する (アレンとティベット.2015) 。 BoM および ESSL データセットには、時間的均一性に重大な問題があります。 ESSL データには最も多くのレコードがあります。中央ヨーロッパに属しており、2006 年の統一後、極端な例が急増しています(Groenemeijer et al., 2017)。 BoM データには制限があります

人口密度がまばらであり、正式な制度が存在しないため、1987 年以前の激しい暴風雨レポートの収集メカニズム(Allen と アレン.2016)。

雹の観測に基づいて、私たちは毎日0.7 個の定期的な降雨量を作成します。° 0.7 × ° ERA-Interim再解析グリッドと同一のグリッド上の各領域のグリッドデータセット(Dee et al., 2011)。複数のイベントが報告された場合でも、グリッド セルの値が 1 日あたり 1 回のひょうイベントを超えることはできません。エステ

同じイベントの二重カウントを避け、影響を軽減するためです。

グリッド データ セット上のさまざまな人口密度。

グリッド化されたデータセットからの年間平均大規模なひょう発生量

図 1は、以下に基づくひょうデータセットの問題の一部を示しています。

雹の報告(Allen と Tippett.2015)。すべてのデータセットはより大きな大都市では周辺地域に比べてひょうの頻度が高いのは、都市化された地域では大規模なひょうの検出確率が高くなる (図1a～c)。アレンら。 (2015a) は、米国でも大規模なひょうが降ったことを示しました。

道路網沿いでより頻繁に観察されます。さらに問題点としては、欧州のデータセットでは、国ごとに報告が異なることが示されています

間に見られるような人工的な空間勾配をもたらす実践

図1cのドイツとフランス。

また、観測された大規模なひょうの時系列は不均一であるため、人口密度と報告慣行の変化。時間

隣接する米国における一連のデータ (CONUS;図1d) は、1979 年から 2005 年にかけて非物理的線形増加を示しています(Allen et al., 2015b; Allen とティベット.2015)、オーストラリアの記録は雹の段階的な増加を示しています

共通レポートの導入により 80 年代後半に頻度が増加

実践 (図1e) 、ヨーロッパのデータは指数関数的な増加を示しています

90年代半ばから大きなひょうの頻度が観測されました。検出中

これらの時系列による気候変動の影響は、次の理由により非常に困難です。

時空間的不均一性の影響が大きい。

3. 既存の激しい雷雨指数の例

ここで開発されたあらゆるアルゴリズムを既存の 3 つのアルゴリズムと比較します。

激しい雷雨指数は、毎日の深刻な対流の危険性を推定することができます。1 つ目は重大な深刻な問題です

パラメータ。平均層 CAPE と 0 ～ 6 km の積です。

せん断(Craven et al., 2004)。 Cravenらによると、 (2004) の値

20,000 m3 s 3 を超える場合は、かなりのひょうや嵐が発生する環境を示します。 2番目の指標は激しい雷雨です

環境指数。CAPE 100 の場合は 1.2 ～ 4 km 経過した場合は1

速度< 6.5 K kmー1、および環境条件が適切であれば

ライン2.86 log(0.6 kmー1 ンアー) 1.79 log(CAPE) 8.36とゼロ

それ以外の場合は(Brooks et al., 2003)。 3 番目の指標は重要度です。

雹 パラメーター (船) 、 どの エス 定義済み エース

SHIP [(CAPE J/kg) (MU小雹の混合比 g/kg) (700

ー 500 hPa 減率 K/km) ( 500 mb TEMP C) (0

ー 6 km せん断 m/s)]/

42,000,000。 0 ～ 6 km のせん断は 7 ～ 27 m s-1 の範囲内でなければなりません。

混合比は 11 ～ 13.6 g kg-1 に制限され、 500 hPa

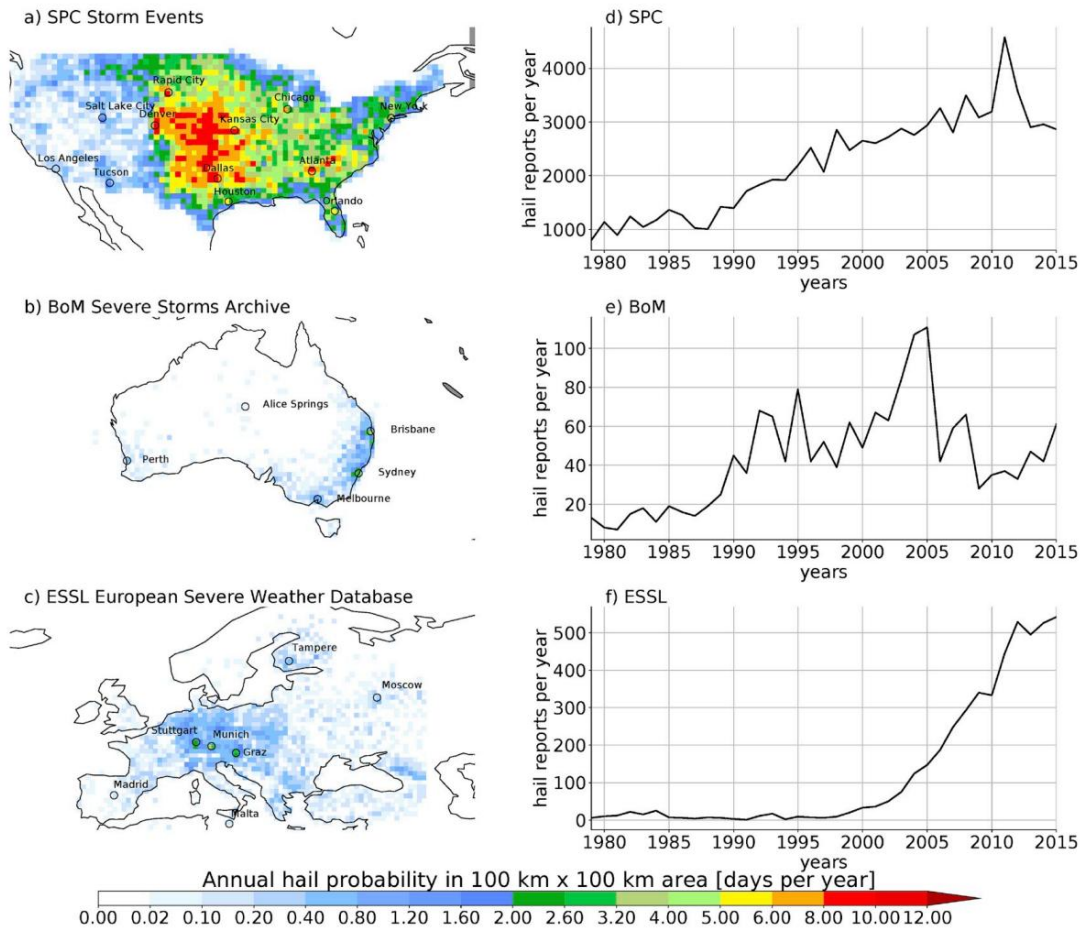


図 1. CONUS (a)、オーストラリア (b)、およびヨーロッパ (c) の 100,100 km の地域で 1979 年から 2015 年の期間に観測された年間平均大雹日頻度。の蓄積された大規模なひょう発生の対応する年間時系列を d ~ f に示します。

暖かい値の場合、温度は -5.5 C に設定されます。計算してから SHIP の初期バージョンでは、次のいずれかの場合にその値が変更されます。  
低下の 3 つの基準が満たされている: 1) MUCAPE < 1300 J kg<sup>-1</sup> の場合、船舶 (MUCAPE/1800) ; 2) 減速度が 700 ~ 500 hPa の場合 < 5.8 K km<sup>-1</sup>、SHIP SHIP (700 500 hPa 減速/5.8);そして 3) もし氷点下は< 2400 m AGL、船舶 (氷点/2400) = \*

4.ヘイルアルゴリズム

私たちは、生のデータに対する予測変数のパラメトリックフィッティングを避けることにしました。雹の観測。代わりに、私たちは CONUS 上での暴風雨予測センターの観測を使用して、次のような環境条件を特定します。  
大量の雹が降った時にも存在していました。私たちはストームを使用します  
予測センターのデータはひょうアルゴリズム開発と  
独立した観測値を使用してアルゴリズムのパフォーマンスを評価する  
オーストラリアとヨーロッパ。 Storm Prediction Center データセットが最適です  
広範囲の気候地域をカバーしており、ヨーロッパとオーストラリアのデータセットを合わせたものよりも桁違いに多く記録された雹の観測値が含まれているため、アルゴリズム開発に最適です。

図1d-f)。

環境予測因子は、1979 年から 2015 年の期間内の ERA-Interim 再分析の 6 時間ごとのモデル レベル データから導出されます。 ERA-Interim の水平グリッド間隔は0.7 (78 km) ° 0.7 × °

赤道)、60 の垂直レベル、6 時間間隔でデータを提供 (Dee et al.,2011)。 22 人の予測者がその能力をテストされます。  
アルゴリズムに予測スキルを追加します (表1 を参照)。予測者  
浮力、垂直風せん断、大気の測定が含まれます。  
湿度と氷点の高さ。同様の予測子は、SHIP パラメーターや LHP パラメーターなどのひょう検出に頻繁に使用されます。

表1  
あらゆるアルゴリズムのテスト済みの単一予測子のリスト。

変数	頭字語	ユニット
0 ~ 1 km のベクトル ウィンド シアー	VS0-1L	m s <sup>-1</sup>
0 ~ 3 km のベクトル ウィンド シアー	VS0-3L	m s <sup>-1</sup>
0 ~ 6 km のベクター ウィンド シアー 0	VS0-6L	m s <sup>-1</sup>
~ 12 km のベクター ウィンド シアー	VS0-12L	m s <sup>-1</sup>
最大CAPE	カペル	J kg <sup>-1</sup>
最小 CIN 上昇凝縮	CINL	J kg <sup>-1</sup>
レベル 700 ~ 500 hPa 平均減速 0	LCLLU	---
~ 1 km 嵐の相対ヘリシティ 0 ~ 3 km 嵐の	LRmILU	Km <sup>-1</sup>
相対ヘリシティ 平均 PBL 相対湿度 700	SRH0-1L	m2秒 <sup>-2</sup>
~ 500 hPa 平均相対湿度 PBL の平均湿	SRH0-3L	m2秒 <sup>-2</sup>
合比 700 ~ 500 hPa 平均混合比 凍結	RHpbILU	%
表面上のレベルの高さ 第 1 モデルでの混合比 凍結	RHmLU	%
レベルでの混合比 PBL での THETA-	MRpbILU	g kg <sup>-1</sup>
E の平均値 700 ~ 500 hPa 第 1 モデルでの	MRmLU	g kg <sup>-1</sup>
THETA-E の露点温度 PBL でのレベルの平均温	FLHU	---
度 700 ~ 500 hPa 平均露点温度	MR1LU	g kg <sup>-1</sup>
	MRfLU	g kg <sup>-1</sup>
	THETA-EpbLL	K
	THETA-EmlL	K
	DT1LU	K
	DTpbILU	K
	DTmLU	K

アレックスらの研究でも。(2015a)およびブルックスら。(2003年)。  
すべての変数は 6 時間ごとの ERA-Interim モデルレベルに基づいています  
響き。頭字語の末尾の指数は、予測子に上限(U)、下限(L)、または上限と下限があるかどうかを示します。  
大規模な雹の発生に対する限界 (UL) 。太字の頭字語は変数を示します



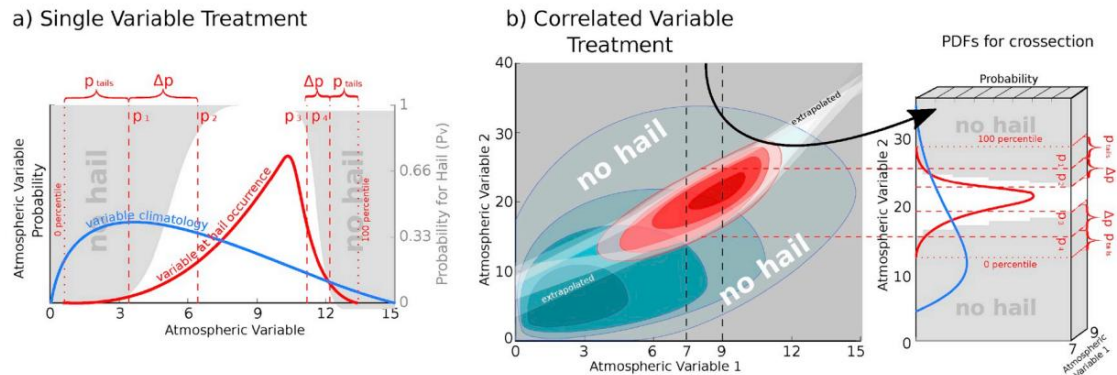


図 2.単一予測変数 (a) および共同予測変数 (b) に対する大規模なひょう環境条件の制約の概略図。単一の予測因子の場合、気候学的には予測子の毎日の記録 (青線) と、ひょうが大量に観測された日に条件付けられた同じ予測子の PDF (赤の実線) が示されています。の場所式(1)で使用される条件付き PDF のパーセンタイル値  $p_1$ 、 $p_2$ 、 $p_3$ 、および  $p_4$  は赤い破線で示され、ゼロおよび 100 パーセンタイルが示されます。赤い点線が付いています。大きなひょうの発生確率 ( $P(v)$ ) は灰色の陰影 (副 y 軸) で示されています。調節変数 (b) の場合、青/赤の等高線が表示されます。気候学的/条件付けられた環境の 2D PDF。雲の環境と雲のない環境の間の移行は、徐々に濃い灰色の等高線で視覚化されます。これらの等高線の境界は、x 軸予測子をサンプル サイズが等しい 35 のビンに分割することによって導出されます。パーセンタイルしきい値は類似したビンごとに計算されます。単一の予測子には適用されますが、計算効率を高めるために、結合予測子の遷移には離散ステップ関数が使用されます (右側のインレイと式(2))。 (この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。)

ヘイルアルゴリズムに含まれています。

大量のひょうが降りやすい環境条件を定義する開発では条件付き予測子を計算します。つまり、大量のひょうが観測された日と場所の状況予測子。このコンディショニングは 3 つのステップで構成されます。1) ERA-暫定ひょう観測位置を含むグリッドセルが選択されます。2) ERA-Interim におけるひょう環境の空間的変位と、ひょう周囲の土 2 グリッドセルの領域の数値拡散を説明するため観察が選択されています。3) 最大の不安定性を持つタイム スライスは次のとおりです。毎日選択され、すべての予測値は対応するサウンディングから計算されます。UTC 時間ではなく現地時間を使用して選択します。1 日に発生する 4 回のスライス。

図 2 は、気候学的確率密度の概略図を示しています。予測子変数 (図 2 の青線) の関数 (PDF) と同じ予測子の条件付き PDF (図 2 の赤い線)。この例では、予測変数が気候学的平均よりも高い場合に、雲が有利に発生します。条件付けられた PDF に基づいて、

変数  $v$  および変数値  $x$  に対する大規模なひょうの確率 ( $P(v)$ ) 低い環境 ( $P(v)$ ) と高い環境 ( $P(v)$ ) 間のスムーズな移行:

$$Q(y) = \begin{cases} 0.5 \cdot 0.5 \tan \left( \frac{\frac{P(y) - P(y_1)}{2}}{(X(y) - x_1)^2} \right) & \text{if } x < \frac{x_{p2} + x_1}{2} \\ 1 - \left[ 0.5 \cdot 0.5 \tan \left( \frac{\frac{P(y) - P(y_2)}{2}}{(X(y) - x_2)^2} \right) \right] & \text{if } x \geq \frac{x_{p2} + x_2}{2} \end{cases} \quad (1)$$

式(1)において、 $p_{i1}$  は条件付き PDF のパーセンタイル値を示します。 $x_{i1}$  は  $x$  の  $p_{i1}$  パーセンタイルを表します。私が持つことができるサブスクリプションは 4 つです。周率の値。  $i=1$  は、ひょう発生の下限を定義する下位の第 1 パーセンタイルと下位の第 2 パーセンタイルを表します。添字  $i=3$ 、 $i=4$  は、pppp のひょう発生の上限を定義する、より高い第 1 パーセンタイルとより高い第 2 パーセンタイルを表します (図 2a)。パーセンタイルは 0 100 <  $p$  である必要があります。  $p=0$  である場合、

$x$  の最小値と  $p=100$  が最大値です。正の定数  $c$  は、遷移の滑らかさを制御します。遷移は  $c=0$  のステップ関数であり、 $c$  が大きい場合は非常に滑らかです。1 つよりも、この研究では  $c=0.3$  を選択します。これにより、 $x(P(v))$  がゼロに近いが得られます。除外するには、

$$= \frac{1}{1 + \exp(-\frac{x - x_{p2}}{c})} - p_4$$

$p_{11}$  は 4 番目のパーセンタイル、 $p_{41}$  は 96 番目です。同様に、 $\Delta_{ppppp} = \frac{1}{1 + \exp(-\frac{x - x_{p2}}{c})} - p_4$  同じ滑らかな移行を実現するために

分布の両端の雲環境から雲以外の環境まで。

ヘイル環境の切り詰めは、ERA-Interim データですが、大量のひょうを発生させる典型的な環境を除外する結果になる可能性もあります。たとえば、雲が降ったことについては後で説明します。ERA-Interim には浮力がない場所で観察されました。非物理的な。当社では広範なテストを実施して、最適な設定を見つけます。ptail と  $p$  はセクション 4.1 で説明します。  $p$  値は同じであると仮定します。すべての予測子。ただし、最適な値は、予測子をシミュレートする際の ERA-Interim の品質と、予測子がひょう発生環境に寄与するかどうかに応じて異なる場合があります。この仮定がなされた

あられアルゴリズムの計算効率を向上させるため。

表 1 のすべての予測変数に下限と上限があるわけではありません。現場での大規模なひょうの危険を制限する物理的な理由があるかどうかを判断するため計算した条件付き分布の上限または下限

ひょうの生産効率と平均ひょうの大きさ (補足)

図 1)。ひょう生産効率は、次の比として定義されます。

条件付き密度関数と無条件密度関数

予測変数 - 例: CAPE のひょう生産効率 =  $4000 \text{ J kg}^{-1}$

5% です。これは、大きなひょうが (観測され) 1 つずつ報告されることを意味します CONUS で CAPE がこれほど高い場合、20 倍になります。下部および/または上部ひょう発生限界は、平均ひょう量の減少によって示されます。

分布の尾部に向けたサイズとひょう効率。予測者

下限および/または上限があるものは、表 1 で強調表示されています。

これまで、大きなひょうの確率  $P(v)$  が単一の予測子に依存することを説明してきましたが、予測子間の相互作用もまた可能性があります。大切にしてください。計算上の限界があるため、テストすることはできません。予測子の 231 通りの可能な組み合わせすべて。代わりに、一番上のものを選択します。ジョイントのボリュームの重複が最小限である 20 個の予測子分布とその条件付き結合分布。重複が少ない予測子の組み合わせには、適切に区別する機能があります。

背景の気候学から環境を評価します。この基準による上位 20 の予測子の組み合わせを、次の表 S1 に示します。

サプリメント。結合予測子はひょうアルゴリズムに含まれています

単一の予測子と同様の方法で。条件付けられた 2D 分布結合予測子 (図 2b の赤い等高線) の場合は、次の条件で 35 のビンに分割されます。x 軸予測子に沿ったサンプル サイズが等しい、つまり各ビン内のポイントの数が等しい。35 ビンはサンプリング解像度間の妥協点です。

統計的堅牢性のためのサンプルサイズ。

各ビンの y 軸データは、大規模なビンの確率を計算するために使用されます。

あられ ( $P(v)$  v12) は個々の変数と同様です。計算効率を高めるために、式(1)の滑らかな遷移関数を 5 ステップのステップ関数 (図 2b の右のはめ込み) に離散化し、その結果、雲の危険性が 1 回ではなく段階的に増加/減少します。

スムーズな移行。

$$Q(y_{t2}) = \begin{cases} 0 & \text{if } x_{p1} < p_1 \\ 0.12 & \text{if } x_{p1} \leq x_{p1} < p_1 + \Delta_{t2} \\ 0.34 & \text{if } x_{p1} + \Delta_{t2} \leq x_{p1} < p_1 + 2\Delta_{t2} \\ 0.66 & \text{if } p_1 + 2\Delta_{t2} \leq x_{p1} < p_1 + 3\Delta_{t2} \\ 0.88 & \text{if } p_1 + 3\Delta_{t2} \leq x_{p1} < p_1 + 4\Delta_{t2} \\ 1 & \text{if } x_{p2} \leq x_{p2} < p_3 \\ \dots & \end{cases} \quad (2)$$

このページは、( )/5。式(2)は増加のみを示しています。  
x環境間の確率。xとxの間の支持的な環境から非p1 1 2 非支持的なものから支持的なものへ  
支持的な環境への移行p3 p4

同等です。  
2D 条件付き分布の裾にある離散電ハザード確率の線形外挿を使用して、電を推定します。

観測された予測空間の外にある危険線形モデルを次のように当てはめます。  
間のスムーズな移行を保証するための最下位/最上位 5 つのピン  
計算および推定された電災害確率。  
環境によって大量のひょうが降る確率 (PH)が与えられます。  
考慮されたP( ) vとP( )の確率の積によって計算されます。エスデ v1 2  
つまり、環境条件が 1 つだけであってもPH はゼロになります。  
大規模な電の発生には好ましくありません。これは問題になる可能性があります  
変数の組み合わせをわずかに変えることでそれぞれを補正するため、  
その他、大きなひょうを生成する環境の能力を高めます。の  
有利な環境と不利な環境の間のスムーズな移行  
部分的にはこの影響も説明されていますが、非典型的な雨によって発生する大きなひょうが原因です。  
後で示すように、環境はアルゴリズムによって捕捉されません。

4.1. モデルの最適化

アルゴリズム最適化の目標は、最も熟練したアルゴリズムを達成することです。  
最小数の予測変数を使用したひょう推定値。うちは3つ使ってます  
アルゴリズムの捕捉能力を最適化するためのメトリクス 1) 形状  
ひょう発生の年間周期、2) ヒットからミスを引いたイベントの合計、  
3) コナスにおける大規模なひょうの気候学的空間パターン。  
最初のメトリクスは、次の値の間の二乗平均平方根誤差 (RMSE) です。  
正規化された観測値 (Om )とモデル化された (Pm )の年間周期 || ||  
CONUS全体の月間平均ひょう頻度:

$$\|Q_{-m}\| = \frac{Q(\bar{y}_{-m})}{\sum Q(\bar{y})} = \frac{\sum_{i=1}^N Q(\bar{y}_{-m})}{\sum_{i=1}^N Q(\bar{y})}$$
  
$$RMSE_{\text{交流}} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \|Q_{-m}\|^2 - \|Q_{-m}\|^2} \quad (3)$$

ここでP( ) H は電災害の確率であり、指数mは  
の月平均です。正規化された頻度を使用して、アンダーサンプリングされたひょう観測による統計  
への影響を最小限に抑え、  
アルゴリズムは、観察された年間周期の形状を再現できます。  
観察不足や人為的な傾向 (アレント  
ティベット,2015) 。 RMSEAC が低いほど優れています。この指標により、  
ひょう災害の季節サイクルがアルゴリズムでよく表現されているということです。

2 番目のメトリクスは、ヒット イベントからミス イベントを引いた正規化された合計です。  
(NHM)。

$$NHM = \sum_{j=1}^N \begin{cases} 1.025 & \text{if } \sum_{i=1}^{j+2} Q_{i,j} - \sum_{i=1}^{j-2} Q_{i,j} > 0 \\ -1.025 & \text{if } \sum_{i=1}^{j+2} Q_{i,j} - \sum_{i=1}^{j-2} Q_{i,j} < 0 \end{cases}$$
  
$$\|_{NHM} = \frac{NHM}{\sum Q_{i,j}} \quad (4)$$

ここで、添え字 i、j、t は緯度、経度、および緯度を表します。  
ひょう現象が観測された日 (t = ... 0,1,2, N )、ひょう観測を中心とした5 × 5 のグリッドセルの  
正方形内のひょう確率P( ) Hの合計が 0.25 以上の場合、これをヒット イベントとしてカウントし  
ます (プラス  
1つ) 。 0.25 より低い場合、アルゴリズムは、  
ひょう現象が観察されました (マイナス 1)より多くの電イベントが捕捉された場合  
NHMを逃した場合よりも陽性です。最後に、NHM を次の合計で割ります。

ひょう確率P( ) Hを求め、過剰予測にペナルティを与えます。完璧なアルゴリズム  
NHM = 1となり、より多くのヒットがあるアルゴリズムになります。  
見逃したイベントのNHMはプラスです || ||。NHMスコアが 1 であることに注意してください。  
電が観測されていないため望ましくありません。この指標により、  
アルゴリズムがひょうの危険性を過剰に予測していないことと、その個人  
電イベントがキャッチされます。  
3 番目の指標は、観測された気候学的平均大電とモデル化された気候学的平均大電の間のス  
ピアマンの R ランク相関係数です。  
CONUS の周波数(Wilks,2011)。完璧なアルゴリズムであれば、  
スピアマンの R は 1 で、スキルを必要としないアルゴリズムではゼロに近くなります。  
この指標は、気候学的平均空間パターンが確実に  
ひょうの危険性はアルゴリズムで捕捉されます。

最適化では、1 から 11 までのptail値をテストします。  
Δp値は 3 ~ 25 です。ptail値を増やすと、p が増加しながら、より多く観察されたひょう環境  
が除外されます。Δ  
値により、より拡散性の高い電危険推定値が得られます。それぞれの尾びれと  
Δp設定では、3 つのスキル スコア メトリックがすべて予測変数ごとに計算されます。  
表S1および表 S1の各予測子の組み合わせ(補足)。目標は、以下につながるP( ) vとP( 1, 2) vvの組み合わせを  
見つけることです。  
可能な限り最高の総合スキル。全体的なスキルは次のように計算されます。  
3 つの指標ごとにスキル スコアをランク付けし、合計します。  
ランク。ランクP( 1) Oの合計が最も低い予測子が考慮されます。  
電の危険を予測するのに最も熟練していること。  
次のステップでは、残りの予測子の確率P( ) vと予測子の組み合わせP( 1, 2) vvがP( ) O1に  
乗算され、予測子が求められます。  
それが最高のスキルスコアにつながります。この手順は次の時点まで実行されます。  
すべての予測子と予測子の組み合わせが含まれます。

$$PPPPPP = (p_1, p_2, \dots, p_N) \quad (5)$$

ここで、Nは 42 - 予測子の数または予測子の組み合わせの数です。  
表 1および表 S1.ある時点でさらに予測子を追加すると、  
大規模な電を予測する能力が低下している。したがって、  
最も熟練したP( ) H推定値を導く予測子の数と  
スキルの増加が小さくなったら、新しい予測子の追加を停止します (つまり、  
全体的なスキルが最大可能スキルの 95% に達したとき)。

図 3 は、アルゴリズムの最も巧みなパラメータ設定を示しています。  
予測子の数が異なります。一般的に、テールリードが大きいセッティングは、  
スキルは低いですが、最適な状態に到達するには少数の変数だけが必要です  
pが小さいパフォーマンスと設定では、スキルと需要が低くなります。  
入力変数が増えました。

hail アルゴリズムの設定としてp=3およびp=25を使用することにしました。これは全  
体的なパフォーマンスが非常に優れており、4 つのアルゴリズムが必要です。  
予測子は次のとおりです: 最大対流間の結合予測子  
利用可能な位置エネルギー (CAPE) と凍結レベルの高さ (FLH)、  
単一の予測因子としての CAPE、および表面から 3 km の嵐相対ヘリシティ  
(SRH0-3)、およびベクトル シアー (VS0-3)。予測子を追加すると、  
アルゴリズムの全体的なスキルは向上しません。結果のパーセンタイル  
単一の予測子に使用されるしきい値 (式(1)を参照)は次のとおりです。  
表 2に電環境を、図4に電環境を示します。

$$PPH = (CAPE, FLH, SRH, VS, PSH) \quad (6)$$

同様の高いスキルスコアにつながる他の設定でも、同様の結果が得られます。  
一連の予測変数を使用し、CONUS と  
他の中緯度地域でも同様ですが、電の推定量は振幅が異なる可能性があります (「  
例として補足図S2) 。

最適化アルゴリズムによって選択される最初の予測子は結合です。  
最も不安定なCAPEとFLHの条件付き分布 (図4d) 。

CAPE は雷雨の潜在的な上昇気流の強さに直接関係しており、さまざまな悪天候指数でその価値  
が証明されています。  
(Brooks et al., 2003; Allen and Karoly, 2014)。CAPEは断然最高です  
気候学的および条件付きの密度分布は重複するだけであるため、電の日と電のない日の間の単一  
の識別子  
21% (図4a)。どの区画を使用すべきかが明らかではないため、  
CAPE を計算するため、最も不安定な CAPE を使用することにしました。  
対流の上昇と浅い境界層に適しています。これまでの研究  
主に米国中部に焦点を当てた研究(Craven et al., 2002) は、次のことを示しました。

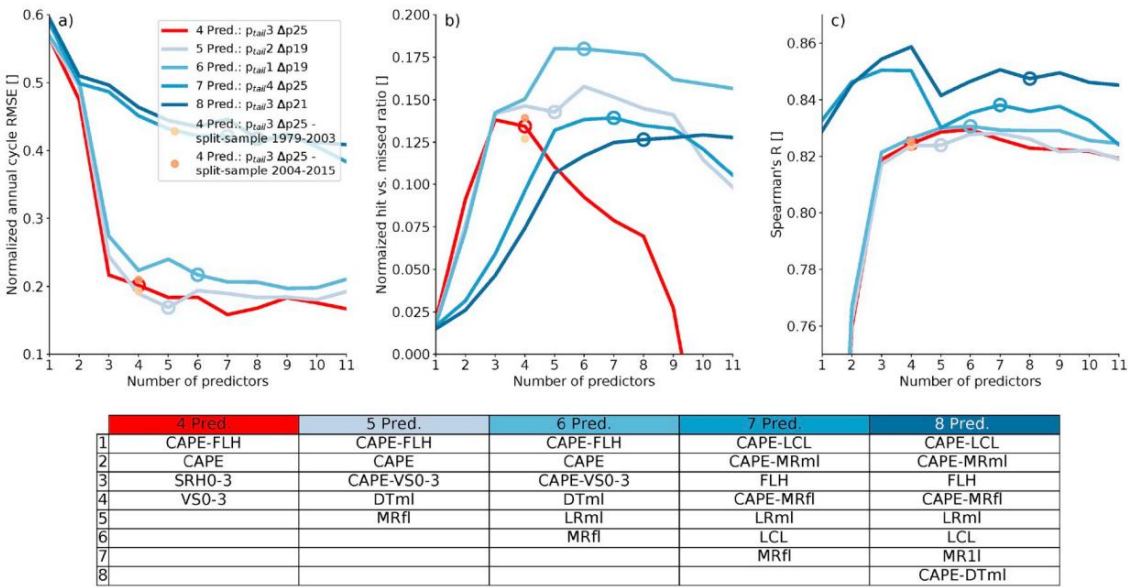


図 3. アルゴリズムの最適化に使用される 3 つのスキルスコア。パネル a は、正規化された月平均電の年周期の二乗平均平方根誤差を示しています。周波数（低いほど良い）。パネル b は正規化されたヒットマイナスミスイベントスコア（高いほど良い）を示し、パネル c はスピアマン順位相関係数を示します。気候学的平均ひょう頻度（高いほど良い）。異なる色の線は、予測者。色付きの円は、アルゴリズムが全体的な最適設定の 95% に達するスキル スコアを示します。これは、予測変数を追加しても大幅な改善にはつながりません。4 つの予測子を使用した最終的なアルゴリズム設定は赤色で表示されます。オレンジ色の塗りつぶされた円はスキルを示します。分割サンプル分析から得られたスコアは、オーバーフィッティングの問題がないことを示しています。下部の表は、さまざまな数の予測子のアルゴリズムの予測子を示しています。予測子の頭字語については、表 1 で説明します。(この図の凡例での色への言及の解釈については、この Web バージョンを参照してください。記事。)

表 2  
式(1)で使用されるパラメータ。値は条件付き PDF に基づいています  
CONUS では  $q = 3$  および  $q = 25$  となります。

変数と単位	XP1	XP2	XP3	XP4
ケープ [J kg <sup>-1</sup> ]	105	646	–	–
VS0-3 [ms <sup>-1</sup> ]	6.9	12.7	–	–
SRH0-3 [m2 s <sup>-2</sup> ]	35	138	–	–

最低 100 hPa で平均した平均層区画の CAPE は次のようになります。  
大規模なひょうの発生を予測するのは得意ですが、次のような他の地域でも可能です。  
オーストラリアは通常、水分貯留層が浅く、計算上、  
最低 50 hPa を超える平均プロットの CAPE は有益です(Allen  
他、2011年。アレンとカロリー、2014)。したがって、最大の CAPE を使用すると、  
より広範なひょう発生環境を考慮する取り組みです。FLH は高すぎるため、ひょうの発生にと  
って重要です  
氷点下に達すると、ひょう石が氷点に達する前に溶けてしまう可能性があります。  
(Dessens et al., 2015)一方、融解レベルが低すぎると、表面の融解が制限される可能性があります。  
上昇気流の速度が強い地域の過冷却水の量。  
この共同予測変数は、FLH が低い場合、CAPE が低い環境で大規模なひょうが発生する可能性  
があることを示しています。FLH が増加すると、より大きな CAPE も必要になります。この共同  
予測子は、環境を制約しません。  
またはゼロのCAPE (図4d)。これにより、CAPEを追加することが有益になります。  
アルゴリズムの 2 番目の予測子(図4a)。私たちの 3 番目の予測子  
アルゴリズムは SRH0-3 であり、すべての点で大幅な改善につながります。  
3 人はスキルスコアを考慮しました(図3)。SRH0-3 はサイクロンのプロキシです  
スーパーセル雷雨で発生する上昇気流の回転(デヴィスと  
ポナード、1990)。SRH0-3 の値が大きいくほど有利であることが示されています  
大規模なひょうの開発のため(Rasmussen と Blanchard、1998)。SRH0-3  
wrfを使用して計算されました。wrf-python パッケージの srhel 関数  
(Ladwig、2018)。これはKain らの論文に基づいています。(2008年)。4 番目に、  
VS0 ~ 3 の下限により、正規化された年間サイクルが改善され、  
スピアマンのRランク相関。ウィンドシアは重要な役割を果たします  
嵐の組織化による上昇気流の増幅と維持  
(ワイズマンとクレンプ、1982年;ラズムッセンとブランチャード、1998年;ブルックス

他、2003年。デニスとクムジアン、2017)。VS0-3とSRH0-3を追加  
このアルゴリズムにより、年間の電のピーク頻度が真夏から春の終わりにシフトします。ラージ  
渦シミュレーションの使用(Dennis と  
Kumjian、2017)は、VS0-3 が場合によってはひょうを軽減できることを示しています。  
嵐の中の質量とその深層、0 ~ 6kmのせん断は、より大きな影響を与える可能性があります。  
信頼できる予測器。これは、ひょうの予測には深層せん断よりも低中層せん断が有利であるという  
我々の調査結果とは対照的です。  
統計モデリングでは、モデルの過剰適合を避けるように注意する必要があります。オーバー  
フィッティングとは、データセットに非常に密接に対応する、過度に複雑なアルゴリズムの定式  
化を意味します。  
追加データを確実にモデル化できない、または将来の観測を予測できない  
(ウィルクス、2011)。派生アルゴリズムが過学習にならないようにするために、  
2 つのテストを使用します。1) 分割サンプル相互検証では、半分のみが使用されます。  
観測されたひょう観測値はモデルのトレーニングに使用され、その他の観測値は使用されます。  
半分は独立した検証用です。私たちの場合、これは、  
2002 年初頭の時系列。分割サンプルのひょう推定値  
元の推定値と非常によく似たスキルを持っています (オレンジ色の円)  
図3a-c)、これはアルゴリズムがオーバーフィットしていないことを意味します。2)  
からの独立したひょう観測によるアルゴリズムの評価  
セクション5 に示されているヨーロッパとオーストラリアには、感染の兆候は見られません。  
過学習。

4.2. 電環境の地域依存性

アルゴリズムの開発は電の観測のみに基づいています  
コナスから。派生したあられ環境の堅牢性をテストするには -  
ヨーロッパとオーストラリアの電環境が適切かどうかを調査します。  
CONUS で見つかったものと同様です。10位との比較  
CONUS、ヨーロッパ、オーストラリアのサブ地域における条件付き PDF の CAPE、VS0 ~ 3、お  
よび SRH0 ~ 3 のパーセンタイル(図5a ~ c) は、次のことを示しています。  
電環境には違いがある可能性があります。ケープは明らかに  
CONUS のほとんどの地域ではこれより高くなります。オーストラリアと中央ヨーロッパの条件  
付き PDF は、特に値が より大きい場合によく一致します。  
ただし、Allen と Karoly (2014) は、ERA-Interim が 2 kJ kg<sup>-1</sup> であることを示しました。  
オーストラリアのCAPEを組織的に過小評価している。VS0-3も同様です  
オーストラリアとコナスでは、ヨーロッパのひょう嵐では低くなっています。エステ



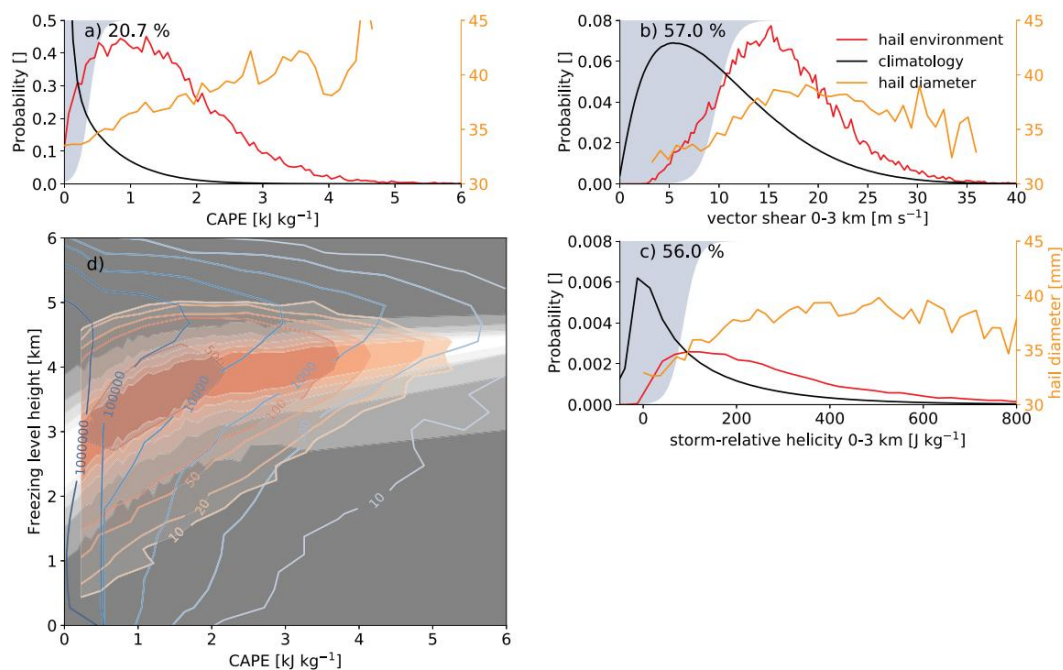


図 4. CONUS 環境の 1979 年から 2015 年のすべての日の気候 PDF (黒線) と CAPE, MRFL, DTml の条件付き PDF (赤実線) (それぞれパネル a ~ c)。左上隅の値は、2 つの PDF 間の重複領域を示します。さらに、対応する予測変数に基づいて条件付けされた平均観測最大ひょうサイズがオレンジ色の線 (右の y 軸) で示されています。パネル d は、気候に関する CAPE と FLH の結合分布 (青い等高線) と雹の日で条件付けた (赤い等高線) を示しています。パネル a ~ c では、背景の灰色の領域は、方程式 (1) に従って、0 から 1 (y 軸の下から上) までのひょう発生確率を示しています。パネル d の濃い灰色から明るい灰色の等高線は、方程式 (2) による結合予測子のひょう確率の推移を示しています。(この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。)

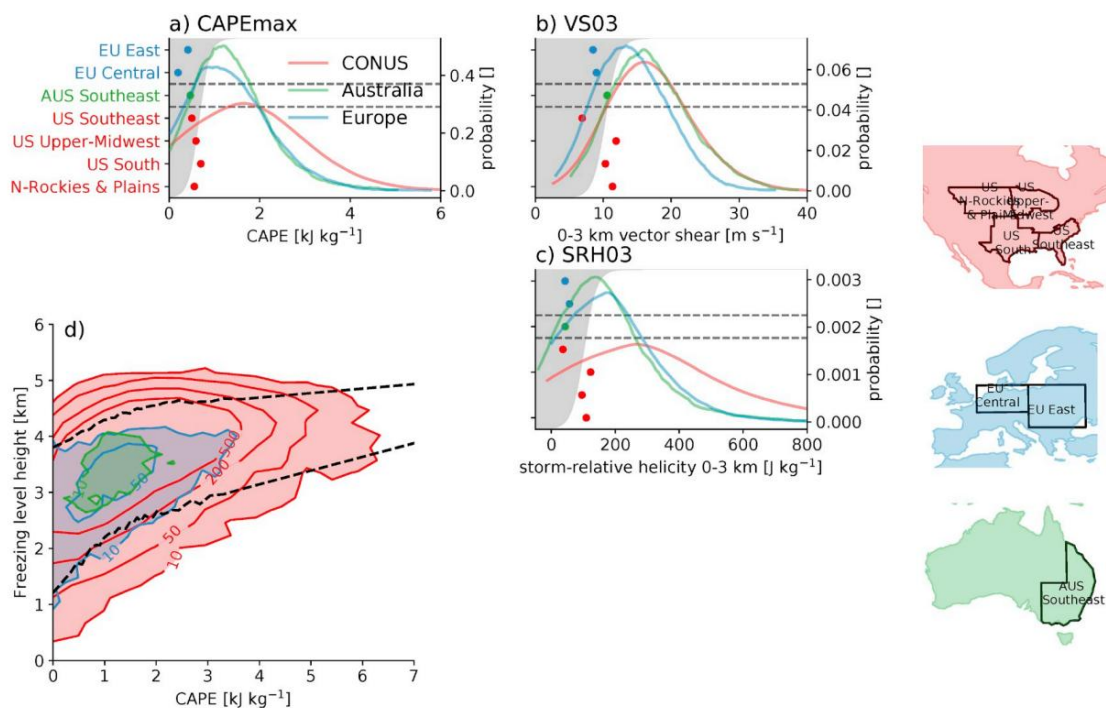


図 5. 図 4 と同様ですが、CONUS (赤)、オーストラリア (緑)、およびヨーロッパ (青) の条件付き PDF を示しています。PDF からノイズを除去するために、25 ポイントの移動平均平滑化が適用されています。パネル a ~ c の色付きマーカーは、ヨーロッパ、オーストラリア、CONUS のさまざまな気候地域の条件付けされた PDF の 11 パーセンタイルを示しています。右側の地図ではその地域が強調表示されています。パネル d は、CAPE と FLH の間の条件付き結合分布を示しており、赤、青、緑の等高線がそれぞれ CONUS、ヨーロッパ、オーストラリアのひょう生成環境を示しています。黒い破線は、アルゴリズムで大きなひょうが発生する可能性がある領域の輪郭を示しています。(この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。)

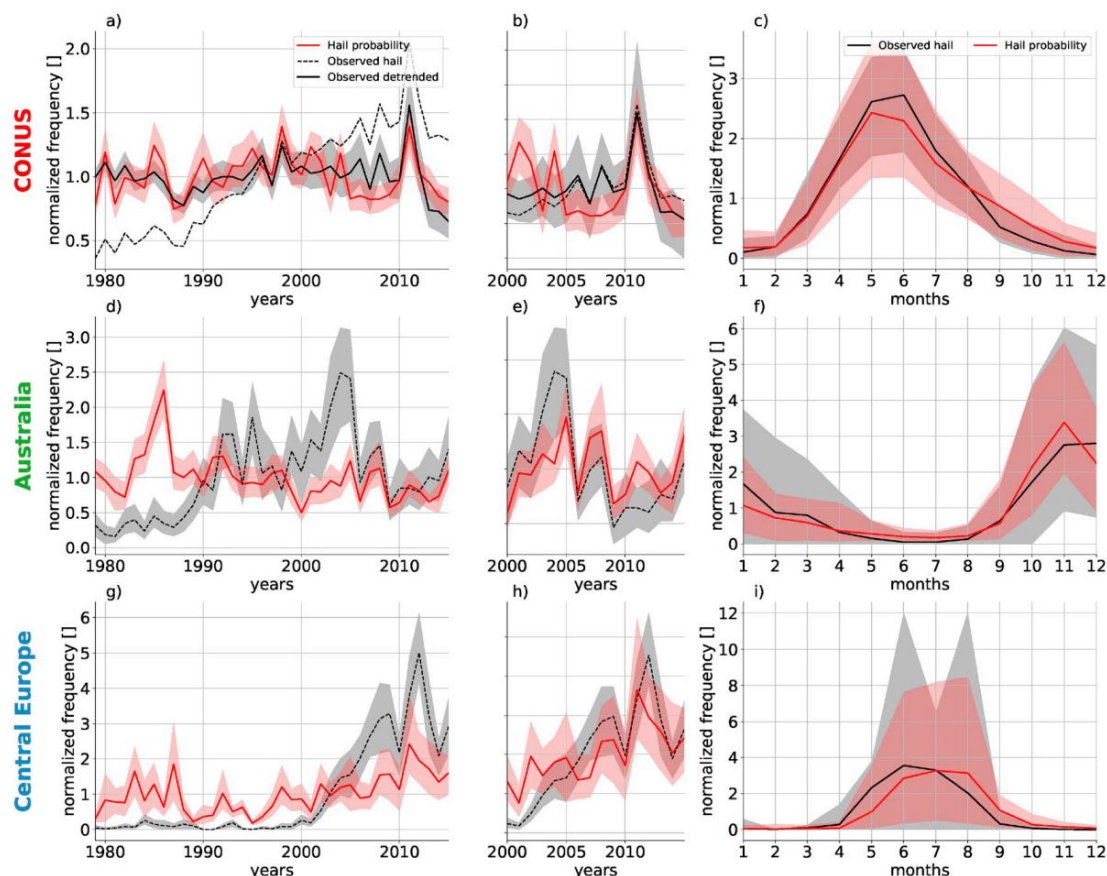


図6.コナス（上段）、オーストラリア（中段）、中央ヨーロッパ（下段）の気候平均（1979年～2015年）で正規化した年間雹発生頻度。2000～2015年の拡大図をパネル b.e.および h に示します。黒の破線は正規化されたひょうの観測値を示し、黒の実線は傾向を除去した正規化された観測値（CONUS のみ）、赤線はモデル化されたひょうの確率を示します。影は、100 個のブートストラップ サンプルの各年における毎日のサンプリングの不確実性の 5～95 パーセンタイルを示します。右側のパネル（c,f,i）は、観測およびモデル化された雹の頻度の正規化された年間サイクルを示しています。等高線は、年間変動の 5～95 パーセンタイルの広がりを示しています。（この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。）

これは、ヨーロッパのひょう嵐における低せん断環境を補う地形効果に関連している可能性があります。低せん断環境は米国南東部でも見られ、パルス嵐により低せん断環境では直径 2.5 cm のひょうが発生する可能性があります (Miller and Mote, 2017)。SRH0-3 でも大きな差が生じ、CONUS の値は明らかにヨーロッパやオーストラリアよりも大きくなっています。米国南東部のみ、SRH0-3 PDF の 10 パーセンタイルがヨーロッパおよびオーストラリア地域と同様に低いです。CAPE と FLH の共同条件付き PDF は互いによく一致しており、CONUS の雹環境に基づく雹環境制限にはヨーロッパとオーストラリアの条件が含まれています (図 5d)。条件付き PDF は 3 大陸間で異なる場合がありますが、10 パーセンタイル (図 5a～c の円) は通常、不利な環境から有利な環境への移行領域内に収まります (背景の灰色の陰影)。これは、極端な対流嵐の環境での類似性を発見した以前の研究と一致しています (Brooks, 2009; Allen and Karoly, 2014)。

ただし、これらの違いにより、ひょうの危険性の推定に系統的なバイアスが生じる可能性があります。

## 5. ヒールアルゴリズムの評価

### 5.1 年間サイクルと年々変動

時空間的にかなりの不均一性があるため、生のひょう観測値をアルゴリズム評価に使用することはできませんが、毎月のひょう頻度の正規化された年周期と傾向を除去した年ごとの変動により、より公平な情報が得られます。似ている

アレナに。(2015a) 人為的な傾向を除去し、観測された年間変動とモデル化された年々変動の比較を簡素化するために、CONUS が観測した年間平均ひょう頻度を線形的に除去しました。ヨーロッパとオーストラリアは非常に非線形な時間的发展のため、生の観測値のみを示します。

CONUS の場合、ひょうアルゴリズムは、観測された年次時系列の主な変動、特に 1980 年、1998 年、2011 年のピーク年と、1987 年、1988 年、2007 年、2014 年、2015 年の最低年を捉えることができます (図 6a)。および b)。CONUS における大規模なひょうの頻度の変動は、エルニーニョと南方振動のサイクルに部分的に起因しており (Allen et al., 2015b)、私たちのアルゴリズムはこの信号を検出できます (図示せず)。ひょう観測には大きな不確実性があるため、モデル化された年間頻度と観測された年間頻度の間のわずかな違いを拡大解釈すべきではありません。また、月平均ひょう頻度のモデル化された正規化された年間サイクルもよく捉えられています (図 6c)。

最大の違いは、アルゴリズムが観測された正規化周波数を過大評価する 9 月と 10 月に発生します。これらの違いは他のひょうモデルにも見られ (Allen et al., 2015a)、その起源については後で説明します。

オーストラリアで観測された年間時系列は、

CONUS のもの (図 6d)、ひょうアルゴリズムによってキャプチャされます。2000 年から 2015 年までのより最近の期間に焦点を当てると、アルゴリズムが正規化された年々変動の主要モードを捕捉できることがわかります (図 6e)。また、正規化された雹の頻度の年間サイクルもよく捉えられています (図 6f)。アルゴリズムの開発解除は CONUS データのみに基づいているため、オーストラリアにおけるアルゴリズムの全体的な良好なパフォーマンスは心強いものです。



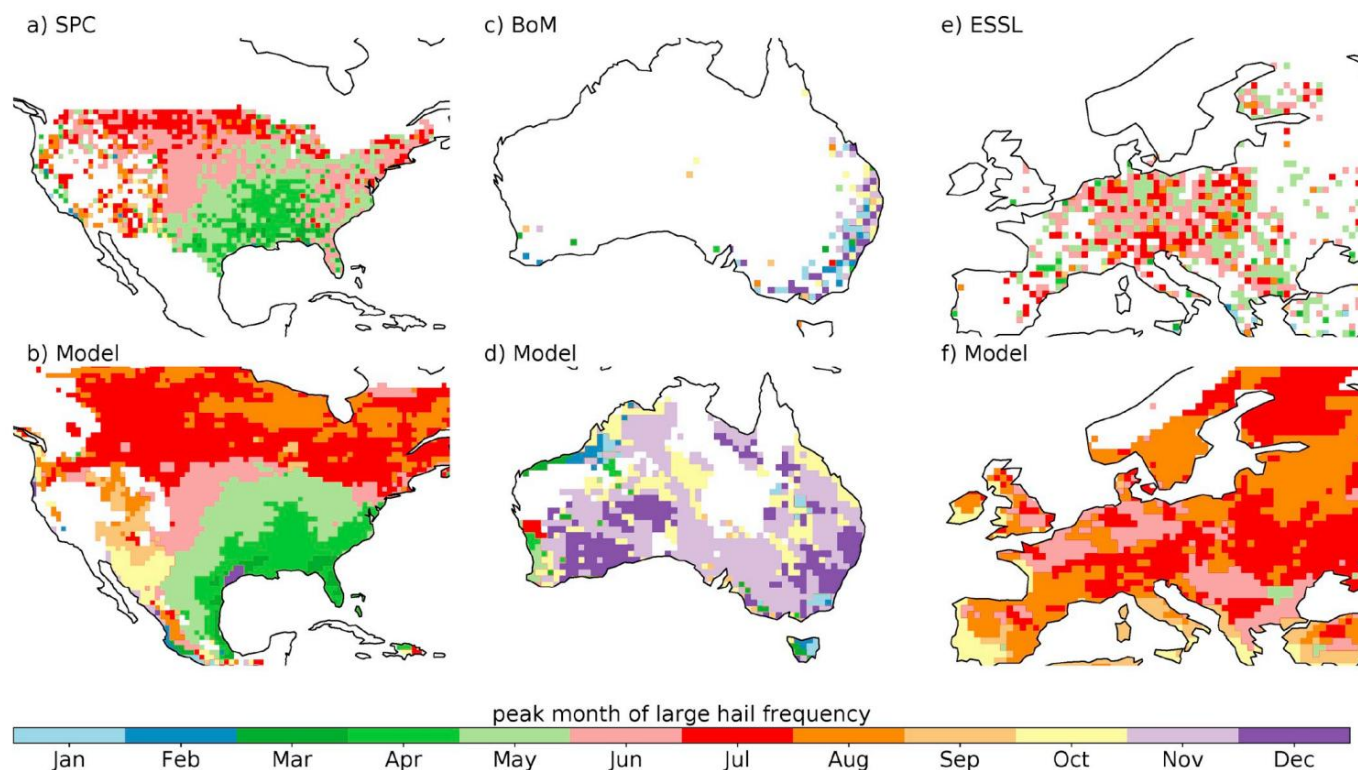


図 7. CONUS、オーストラリア、ヨーロッパにおける大規模なひょうの発生頻度を色分けした、観測された月（上のパネル）とシミュレーションされた月（下のパネル）（左から右）。2000 年から 2015 年の期間において、100 × 100 km の範囲内で年間 2 回以上大きな雹の日があった地域が表示されます。（この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web パージョンを参照してください。）

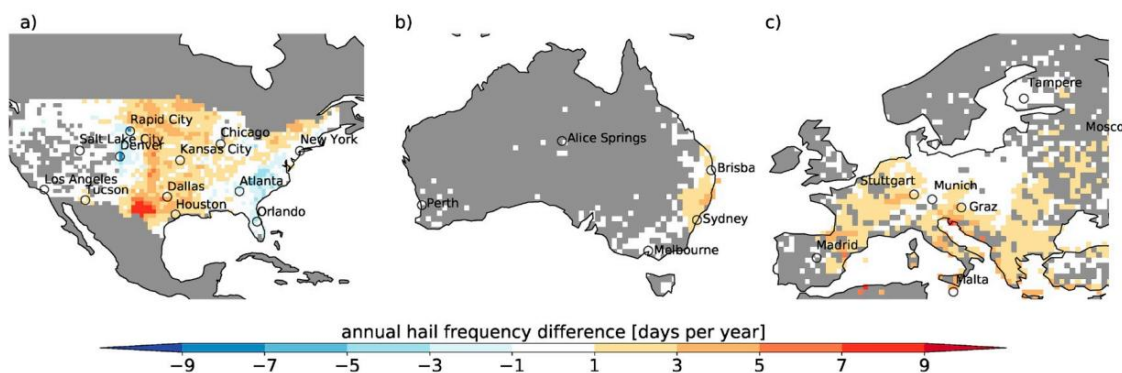


図 8. 差 - シミュレーション値から観測値を差し引いた値 - 2005 年から 2015 年の期間の年間平均雹日数。この 11 年間に大きなひょうが観測されなかった地域は灰色で表示されます。

ヨーロッパでのアルゴリズムの評価は、ひょう観測の実質的な不均一性のために最も困難であり（図 6g）、時系列はスキル分析よりも主に一貫性のために示されています。私たちは、観測範囲が比較的高い中央ヨーロッパ地域（青い地図の図 5）に焦点を当てることにしました。このアルゴリズムは、近年観測された変動の主なモードを定性的に捉えることができ（図 6h）、モデル化された周期の中央値は 1 か月シフトされていますが、年間の変動を考慮して年間周期をかなり良好に表現しています。この変化の説明の 1 つは、私たちのアルゴリズムが大規模なひょう石の特定においてより効果的であると仮定すると、5 月と 6 月のより頻繁ではあるが小規模なイベントと比較して、6 月と 7 月には非常に被害を与える大きなひょう石の頻度が高かったことである可能性があります（Punge および Kunz, 2016）。巨大な雹。

CONUS における大規模なひょう発生頻度の観測およびモデル化されたピーク月は、観測とアルゴリズムの間でよく一致しており、季節的な北方への伝播を示しています（図 7a および b）。3 月と 4 月のピークは南東部で発生し、真夏から晩夏のピークは南東部で発生します。

平原、ロッキー山脈、北東部で見られます。最も大きな違いは、ノースカロライナ州からフロリダ州までの大西洋南部の海岸沿いで発生しており、そこでの観測ではピーク月が部分的に示されています。CONUS の西半分では、大規模なひょうの頻度が低いため、観測されたピーク月のパターンにノイズが多く、評価が複雑になっています。オーストラリアでは、国の大部分でひょうの頻度がアンダーサンプリングされていることにより比較が複雑になっていますが、モデル化された結果と観測された結果はよく一致しています（図 7c および d）。大規模なひょうは、国のほとんどの地域で初夏に最も頻繁に発生し、西海岸沿いでは夏の終わりに発生します。このアルゴリズムは、図 6i と一致して、ヨーロッパでのひょう発生を 1 か月シフトしているようですが、ノイズが多ければ観測記録の詳細な分析は不可能です（図 7e および f）。

## 5.2. 年間大量の雹の発生頻度

セクション 2 で説明したように、周波数を導き出すのは困難です。

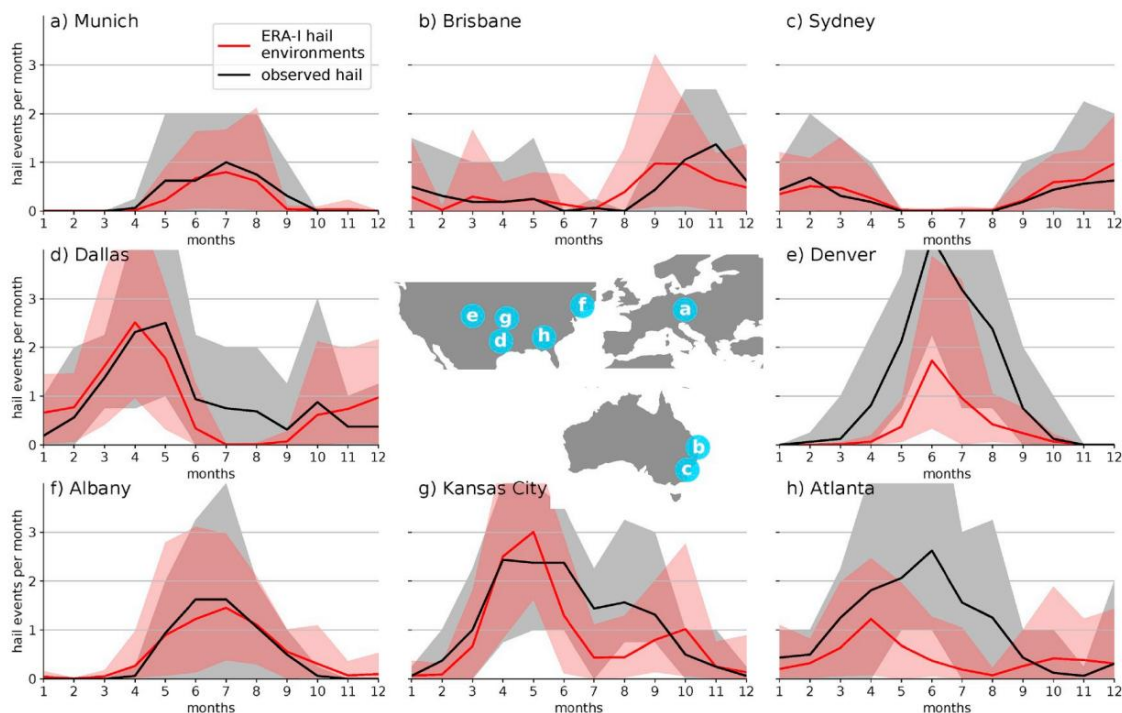


図 9. 2000 年から 2015 年の期間内の CONUS、オーストラリア、およびヨーロッパの特定の都市における観測された (黒) およびシミュレートされた (赤) 絶対ひょう頻度の平均年周期 (都市の位置は地図に示されています)。各都市を中心とする最も近い 3×3 グリッドセルとその周囲の陸上セルからの月間最大ひょう頻度が表示されます。等高線は、年間変動の 5 ~ 95 パーセンタイルの広がりを示します。(この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。)

アンダーサンプリングと人為的な傾向による観測結果からの大量のひょうの発生 (Allen and Tippet, 2015)。これは、推定される雹の危険性がある程度過剰に予測することが望ましいことを意味しており、CONUS、オーストラリア、ヨーロッパのほとんどの地域でこの傾向が見られます (図 8)。ひょう観測の範囲が改善されたため、私たちは最近 11 年間 (2005 ~ 2015 年) に焦点を当てて分析を行います (図 1 を参照)。CONUS では、コロラド州とワイオミング州の前線地域とア巴拉チア山脈の東の地域のみが、観測された大規模なひょうの頻度よりも低いことを示しています。

これは、ERA-Interim データの空間分解能が低いために、ひょうの発生に対する地形学的影響が欠落していることに関連していると考えられます。最大のプラスの差はテキサス州南東部で発生します。この領域での過大評価は、再解析結果では十分にシミュレートされていない強力な対流阻害に関連している可能性があります (Brooks et al., 2003; Gensini and Ashley, 2011)。一般に、観測上の漁獲量が少ない人口密集地域では、差は小さくなります。同様の特徴はオーストラリアやヨーロッパでも見られます。

人口密集地域でのひょう観測の精度が高いことを利用して、2005 年から 2015 年の期間内の地域スケールでの頻度、年周期、および年々変動を捕捉するアルゴリズムのパフォーマンスを評価します。このアルゴリズムは、世界中の多くの都市で許容可能なパフォーマンスを示しています (図 9)。最も大きな違いはデンバーとアトランタで発生しており、図 8a ですでに偏りが低いと特定されている領域にあります。また、ダラスとカンザスシティでは夏の終わりに低い偏りを示しています。再解析データを入力として使用する他のひょうモデルでも、これらの領域で同様の違いが示されています (Allen et al., 2015a)。

ひょうアルゴリズムが観測されたひょうの頻度を再現できない理由をよりよく理解するために、3 つの焦点領域で観測されたひょうの日とモデル化されたひょうの日の間の予測変数の違いを調査します (図 10)。まず、秋のひょうの推定値で 42.5% の過剰予測が見られるミネソタ州とアイオワ州の間の地域に焦点を当てます (図 8 など)。観測された雹の日とモデル化された雹の日を条件とした CAPE の PDF は非常に似ています (図 10a)。VS0-3 および SRH0-3 (図 10b) は、モデル化されたひょう現象よりも観測された方がわずかに低ですが、両方の PDF は実質的に重なり合っています (図 10b)。また、その他の環境変数

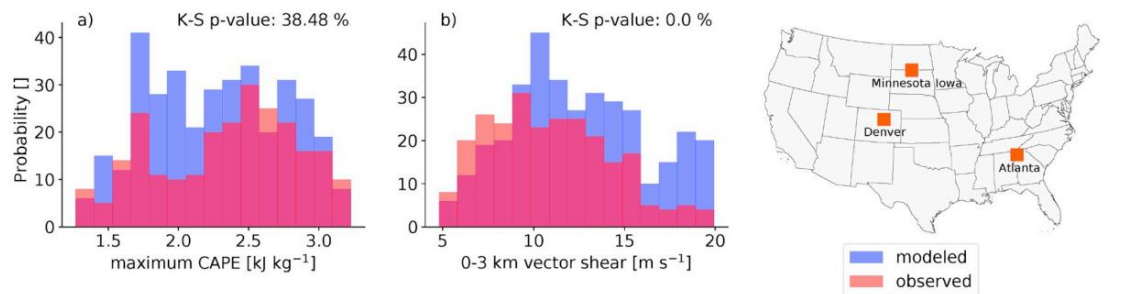
CIN などの値と湿度は一致します。これは、過剰予測が調査された予測変数の違いに起因するものではないことを意味します。

考えられるバイアス源は、この地域でのひょうの観測不足、ERA-Interim 測定の誤り、および/または大規模なひょう発生の可能性の実現を妨げるトリガーメカニズムの欠落などです。2 番目の地域は 6 月のデンバーに焦点を当てており、アルゴリズムではひょう頻度のピークが 59.3% 過小評価されています (図 9e)。観測されたひょうは、米国の他の地域と比較して FLH、CAPE、SRH0-3 が異常に低い環境で部分的に発生しています (図 10c-e)。この地域でバイアスが低い理由として考えられるのは、ERA-Interim では地形の表現が不十分であるため、雹を発生させる嵐に対する地形効果が欠落していることです。3 番目の地域は、6 月のアトランタに焦点を当てており、ひょうアルゴリズムはひょうの頻度を 88% 過小評価しています。この領域では CAPE は十分に高いですが (図 10f)、観測されたひょう嵐が発生する VS0-3 および SRH0-3 が非常に低いため、大幅な過小評価につながります。米国南東部では、夏の間、高頻度のパルス雷雨が発生します。これは、弱いせん断環境で発生することが知られていますが、大量のひょうを発生させる可能性があります (Miller and Mote, 2017)。この地域におけるひょうの大きさの報告の信頼性に関する既知の問題が、低いバイアスの一因となっている (Cintineo et al., 2012; Allen et al., 2015a)。たとえば、Allen と Tippet (2015) は、2010 年のひょうの大きさの分類の変更により、一晩で直径 0.75 インチのひょうが減少し、それに対応して 1 インチを超えるひょうが増加したことを示しています。

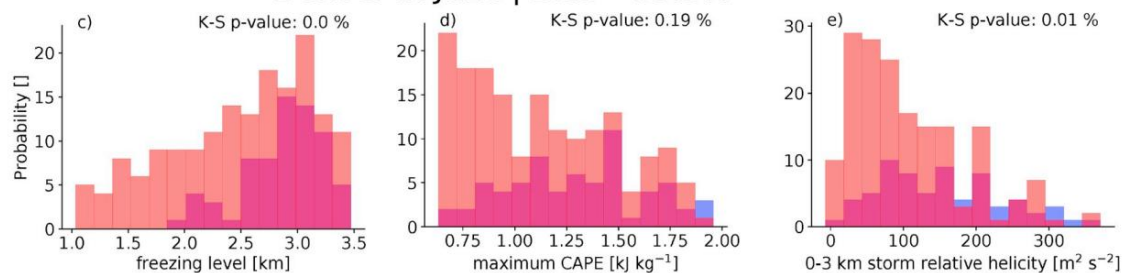
### 5.3. 世界的な大雹の危険性と他の悪天候指数との比較

同様の大規模な環境条件が CONUS、ヨーロッパ、オーストラリアでも大規模なひょう嵐につながるため、私たちは世界規模でひょうハザード アルゴリズムを適用することに自信を持っています。図 11 は、雹の危険がありやすいいくつかのホットスポットを示しています。最も有名なものは、米国平原のロッキー山脈の風下側にあります。その他のホットスポットは、アルゼンチンのアンデス山脈の風下側、ヒマラヤ山脈の南麓、中央アフリカ、アラビアの山々にもあります。

## Minnesota-Iowa in Sept. | Bias=42.5 %



## Denver in June | Bias=-59.3%



## Atlanta in June | Bias=-88%

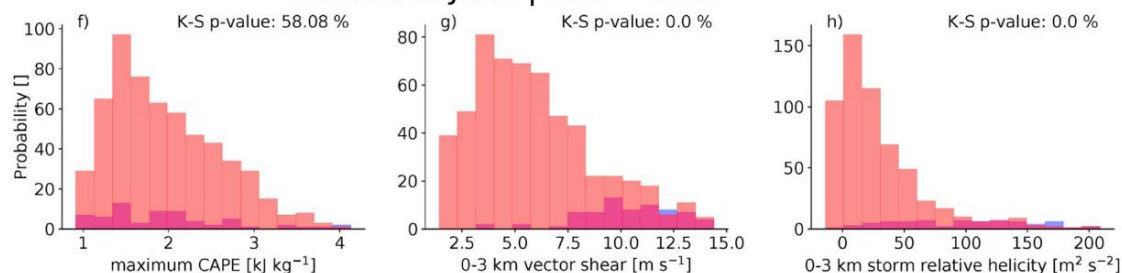


図 10. 観測されたひょう現象 (赤) とモデル化されたひょう現象 (青) の間の大規模ひょう予測因子の密度関数の違いを示されているのは、9月のミネソタとアイオワの境界での 2000 年から 2015 年の結果です。そこでは、ひょうの推定値が 42.5% 高すぎます (パネル a および b)。また、6 月中にデンバー (パネル c ~ e) とアトランタに集中した地域 (パネル f ~ h) が示されています。ここで、アルゴリズムは観測されたひょうの頻度をそれぞれ 59.3% と 88% 過小評価します。両側コルモゴロフ-スミルノフ (K-S) 検定の P 値は、各パネルの右上隅に表示されます。5% 未満の値は、分布が大きく異なることを示します。調査地域は右上の地図に示されています。

(この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web バージョンを参照してください。)

半島。この地図は、ひょう形成における地形と陸海のコントラストの重要性を明確に示しています。また、ひょうの危険性のゾーン依存性も示しており、赤道地域では危険性が低く、± 30° 付近で危険性が最も高く、極方向では± 60° で危険性が低くなります。さらに、大陸の東側は通常、西側よりも大規模なひょうの危険性が高くなります。

図 11a のひょうハザード マップは、重大な厳しいパラメータ (図 11b; Craven et al., 2004)、厳しい雷雨環境指数 (図 11c; Brooks et al., 2003) と比較して、同様のホットスポット領域を部分的に強調しています。、SHIP パラメータ (11d)。これらの指数のうち最初の 2 つは、特に雹環境や雹直径の閾値に特化したものではなく、むしろ激しい対流嵐に合わせて調整されているため、直接比較するのは複雑ですが、熱帯における激しい対流のリスクがはるかに高いことは明らかです。アフリカ (SHIP を除く)、アラビア海、メキシコ湾、オーストラリア北部上空。Cecil と Blankenship (2012) および (Mroz et al., 2017) は、衛星データを使用して、一般に、凍結レベルが高いオーストラリア北西部を含む熱帯および亜熱帯で高い雹の危険性を示しています。オーストラリアでの雹の観測 (図 1b) では、これらの高い周波数は確認されていません。これは、Allen and Allen (2016) および Bedka et al. (2016) によって裏付けられています。(2018 年)。しかし、地上観測が不足しているため、熱帯および亜熱帯における大規模なひょうの危険性は十分に理解されていません。

SHIP パラメータは、厳しい雹環境を捉えるように設計されているため、推定値とより直接的に比較できます。SHIP 指数が 0.5 より大きい場合、大きなひょうが発生する可能性が高いと考えられます。

SHIP は、CONUS とアルゼンチンの坑井にある雹の危険性が高いホットスポットを把握していますが、特に亜熱帯沿岸地域では雹の危険性を大幅に過大評価する傾向があり、危険性の高い地域と低い地域との勾配が急です。SHIP は、CONUS での大規模なひょうの発生を捕捉するように調整されており、ヨーロッパとオーストラリア南東部でのひょうの発生頻度を観測値よりも大幅に低く予測しています。

地域規模で見ると、私たちの結果は Bedka らによるひょう推定値とよく比較されました。(2018) はオーストラリア上空で南東部海岸を危険にさらされている主な地域として強調しており、ニューサウスウェールズ州北部とクイーンズランド州南部の 1,002 地域で年間最大 6 回のひょうがピーク頻度で発生しています。この地域は他の悪天候指標でも強調されていますが、悪天候の日数は激しいひょう観測で示される日数よりも 2 ~ 3 倍多く、ひょうの危険性評価への適用は困難であることを意味します。

私たちのアルゴリズムは、熱帯地域でのひょうの頻度が Bedka らの推定よりも高いことを示しています。(2018 年)。中国で観測された大規模なひょうの頻度は、私たちの推定とよく一致しており (Li et al., 2018, 図 7 を参照)、最も頻度が高かったのは中国の北東部と北部、中国中南部、そして極北西部でした。ただし、このアルゴリズムは、中国中部とチベット高原の一部の周波数を過小評価する傾向があります。

Le Roux and Olivier (1996) は最大の危険地域をさらに内陸に移しているが、大きなひょうの頻度と空間パターンは南アフリカでの研究とよく一致している (Blamey et al., 2017)。ヨーロッパ上でのひょう発生頻度の推定では、アルプス、ピレネー、カルパティア山脈の周囲が最も危険な地域であることが明らかに強調されています (Punge et al., 2014)。



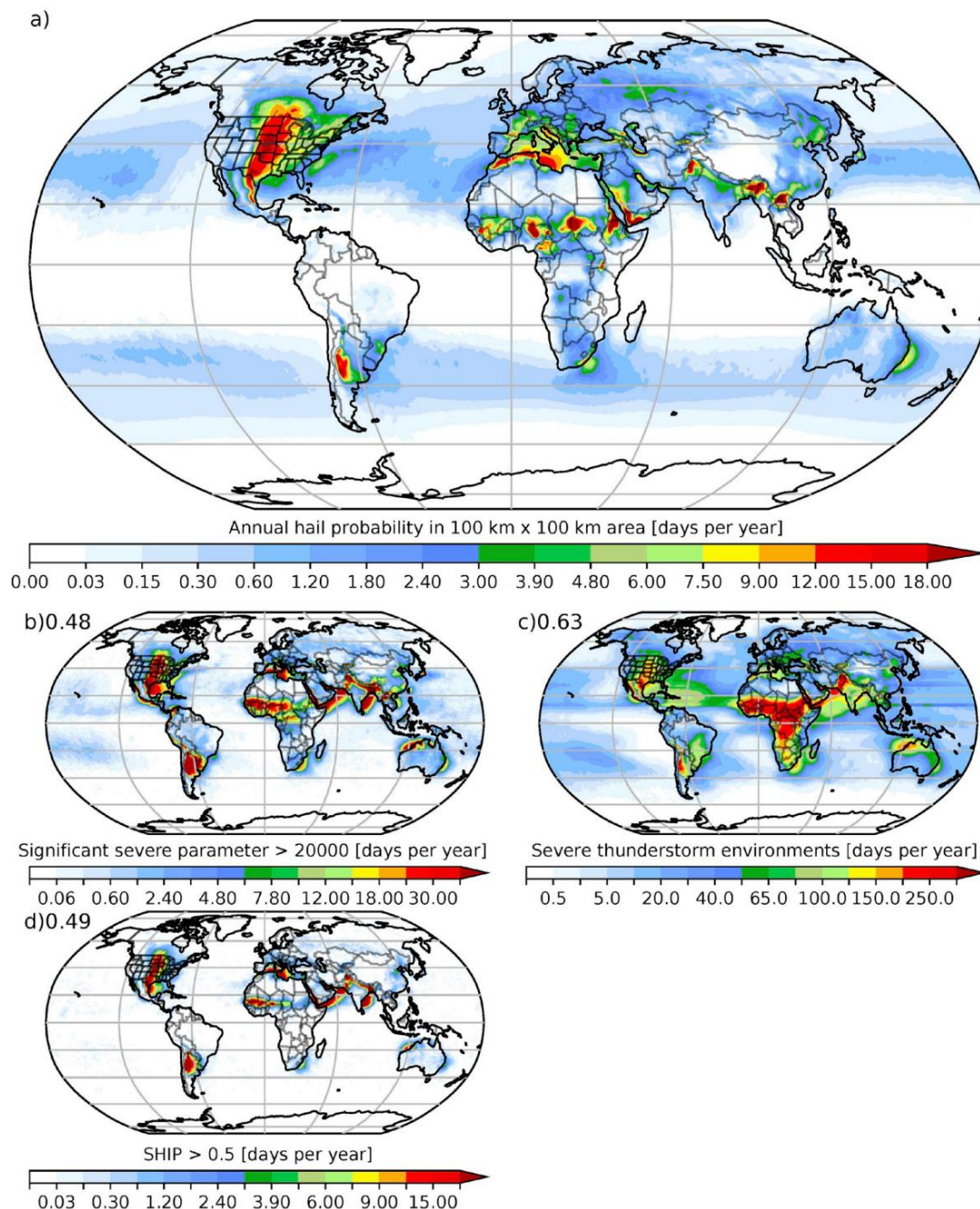


図 11. 1979 年から 2015 年までの 100 × 100 km のエリアに正規化された世界の年間平均大雹確率 (パネル a)。重大な重症が発生した年間日数パラメータが 20,000 より大きい (パネル b)。厳しい雷雨環境 (パネル c)。SHIP パラメータ > 0.5 (パネル d)。パネルの左上隅の数字 b~d は、パネル a のひょう頻度推定値と比較したスピアマンの順位相関係数を示しています。

2017年;モールら、2015年。Punge と Kunz, 2016)。私たちの意見に同意見積り。ブンゲラ。(2017)雹には北アフリカも含まれる周波数の推定値ですが、アルゴリズムでは過剰に予測されているようです。マーティンズら。(2017)ブラジルにおける破壊的なひょう嵐を評価し、ブラジル南部を第一次として強調し、ブラジル南東部を主要として強調表示します。二次ホットスポットは私たちの推定とよく一致しています。また、アルゼンチンにおける雹の頻度の空間パターンは、国の南部での偏りの低さを除いて観測結果とよく一致している (Mezher et al., 2012)。

大規模な雹の頻度の正規化された年間サイクルの比較重要な厳しいパラメータ、激しい雷雨を使用して推定する環境インデックス、および SHIP (定義についてはセクション3を参照) これらの指数) は、私たちの推定値が次の観測値に最も近いことを示しています。

CONUS (図12a)。他の指数は、ひょうリスクを過小評価しています。春にはリスクを過大評価し、夏の終わりと秋にはリスクを過大評価します。私たちのひょうアルゴリズムも、オーストラリアの他の指数を上回っています (図12b)。以上中央ヨーロッパでは、すべてのパラメータが雹の危険性が約 1 か月シフトしたことを示しています (図12c)。重要な重症パラメータと SHIP パラメータは 6 月に顕著な最大値を示します。私たちの雹発生頻度の推定値は、正規化された年間周期 RMSE がすべての地域で最も低くなります。

(図12d)。特にオーストラリアの他の指数を上回っています。SHIP 指数は CONUS よりもかなり優れたパフォーマンスを示していますが、最低水準となっています。他の地域でのスキルは、米国を占領するために調整されていることを示していますひょう嵐。

比較する他の 3 つのインデックスに注意することが重要です。私たちのアルゴリズムは、雹を捕捉するために特別に開発されたものではありません

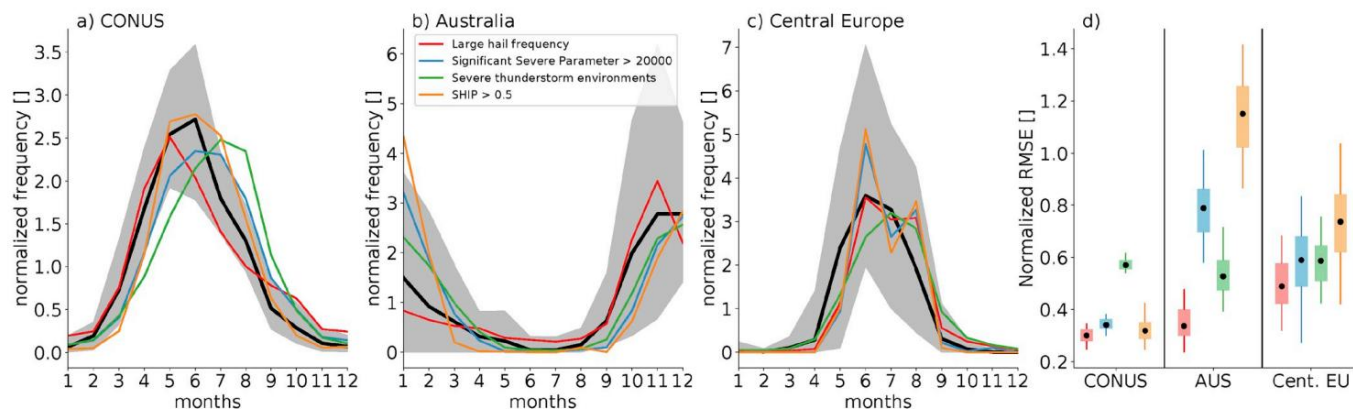


図 12. 観測された大規模なひょうの頻度 (黒) と 4 つのひょう指数の正規化された年間サイクル: 1) 私たちのひょうアルゴリズムの大規模なひょうの頻度 (赤), 2) 20,000 を超える重大なひょうの頻度 (青), 3) 厳しい雷雨環境 (緑色), および 4) SHIP > 0.5 (オレンジ色)。2000 年から 2015 年の期間における CONUS、オーストラリア、中央ヨーロッパ (パネル a ~ c) の結果を示します。パネル d は、100 メンバーのブートストラップ アンサンブルによる正規化された年周期 RMSE の箱ひげ統計を示しています。(この図の凡例での色への言及の解釈については、この記事の Web ページを参照してください。)

直径 25 mm を超えるひょうの頻度推定のパフォーマンスの向上がある程度期待できるはずで

## 6. まとめと結論

提示されたひょうアルゴリズムは、大量のひょうの観測中に存在する 4 つの環境成分に基づいています。このアルゴリズムは米国のひょう観測に基づいて開発され (Schaefer と Edwards, 1999 年)、そのパフォーマンスは米国、オーストラリア、ヨーロッパでテストされています。このアルゴリズムには以下のスキルがあります。

- 地域規模から大陸規模までの雹発生頻度の年周期の形状を再現する。

- 観測されたひょうの発生頻度をシミュレートする。• 観測されたひょうの頻度とその空間パターンを再現する。

- 季節の進化と、

- 観測された大雹発生頻度の年々変動をシミュレートする。  
クエンシース。

最も大きな欠陥は、偏りの少ないひょう危険推定値をもたらしたもので、局地規模の強制力が強い地域や、異常な条件でひょう雨が発生する地域や季節に見られます。前者の欠乏は、特に山の風下側の地域に影響を及ぼします。これは、ERA-Interim 入力変数の粗いグリッド間隔と体系的なバイアスが原因である可能性があります。後者は、夏の間、パルス嵐が激しい対流の主なモードである米国南東部に影響を及ぼします。抑制が強い地域では、ひょうの頻度が過剰に予測される可能性があります。

このアルゴリズムは、雷パッドや衛星データからの既存の電リスク推定値とよく比較されます。これは、中緯度の主要なひょう危険地域の空間的位置に関する他の環境成分ベースの指数の推定ともよく一致します。大きな違いは、大規模なひょうの危険が十分に観察されていない熱帯地域と亜熱帯地域で発生します。

既存のアプローチと比較した利点は、さまざまな測深データ (つまり、観測、予測、気候モデル測深) を扱う柔軟性、日次および準日次のひょうリスク推定値を提供できること、世界規模の範囲、もう 1 つは、スケーリング パラメーターを必要とせず、パラメーター化された確率分布ファミリーのみに基づいていないノンパラメトリック アプローチです。私たちのアルゴリズムは、ひょう災害の年間サイクルの把握と、大規模なひょうの頻度を予測する精度の点で、日次ベースで危険評価を提供する、広く使用されている 3 つの環境ベースの厳しい対流指数よりも優れていることを示します。米国全体の月平均では、アルゴリズムは Allen らによるひょうモデルと同様に機能します。(2015a)、これも 4 つの予測入力変数を使用しますが、アルゴリズムはより単純です。

私たちのアルゴリズムは、地域規模から地球規模までのひょう予測や気候評価など、幅広い用途に使用できます。その統計的アプローチと入力変数は、複数の対流極値に焦点を当てた既存のひょうモデルや指数 (Gensini and Ashley, 2011; Allen et al., 2015a; Brooks et al., 2003) とは異なりますが、2 つの主要な予測変数である CAPE と SRH – Allen らによるひょうモデルに似ています。(2015a)。また、ヘイル アルゴリズムのスキルは、ERA-Interim 入力データの品質に大きく依存しており、時間や場所によって異なります。個々の公開資産のローカル ポイントのひょう周波数を導出するには、提示された大規模なひょう周波数を転送する必要があります。

さらに注意すべき点は、暴風雨を引き起こすメカニズム (例: 地層の持ち上げ、収束流) がアルゴリズムに含まれていないため、これらのプロセスが重要な地域ではひょうの危険性が過小評価されたり、強い雨が降っている地域ではひょうの危険性が過大評価されたりすることです。損害、例えばテキサス州南東部。ただし、洗練された対流分解モデルでも、このプロセスをシミュレートするのは困難です (Gagne et al., 2017)。

今後の研究は、さまざまな再解析、ラジオゾンデ データ、気候モデルなどのさまざまな入力データ セットに対するアルゴリズムの感度を評価することを目的としています。アルゴリズムの将来の開発には、観測されたひょう環境と観測された最大ひょうサイズとの関係に基づく確率的な最大ひょうサイズ分布推定が含まれる可能性があります。さらに、将来の研究は、歴史的なひょうハザード評価の傾向、エルニーニョ-南方振動などの大規模な気候変動の地球規模の影響、将来の気候における大規模なひょう災害の潜在的な変化に焦点を当てます。別の方向では、Punge らのように、衛星観測をひょう環境と組み合わせで使用します。(2017) または Bedka et al. (2018) は、世界的なひょう災害についての理解を深め、提示されたデータの時間空間精度を高めることを約束しています。

## 謝辞

国立大気研究センター (NCAR) は米国国立科学財団 (NSF) から資金提供を受けており、この研究は NSF 助成金 1048829 「高解像度での地域気候予測への次世代アプローチの開発」によって部分的に支援されました。データセットを利用できるようにくださった暴風雨予測センター (SPC)、オーストラリア気象局 (BoM)、および欧州重大暴風研究所 (ESSL) に感謝します。コンピュータ リソースは、計算情報システム研究所 (NCAR Community Computing; <http://n2t.net/ark:/85065/d7wd3xhc>) によって提供されました。チャールズ・ナイト博士、アンドリュー・ヘイムズフィールド博士、スタンリー・トリアー博士、

ヒュー・モリソン氏、ジェームス・ダン博士、ブルース・バックリー氏には建設的なコメントをいただきました。



A.F. プレイン,G.J.

ERA-Interim データは ECMWF の MARS アーカイブから取得できます  
(<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=ml/>)。暴風雨予測センターの暴風雨イベント データは、<https://www.ncdc.noaa.gov/stormevents/ftp.jsp> からダウンロードできます。 BoM Severe Storms Archive データは<http://www.bom.gov.au/australia/stormarchive/and>から取得できます。 ESSL のヨーロッパ悪天候データベースは <https://www.eswd.eu/> にあります。毎日のひょう危険推定値は、 <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.888881?format=html#download>から自由にダウンロードできます。雹の危険アルゴリズムは、リンクエストに応じて著者から入手できます。

付録 A. 補足データ

この記事の補足データは、オンライン<https://doi.org/10.1016/j.wace.2018.10.004>でご覧いただけます。

参考文献

Adams-Selin,RD,Ziegler,CL,2016,WRF 内で 1 次元の雹成長モデルを使用して雹を予測します。月気象 Rev. 144、4919–4939。

Allen, JT,Allen, ER,2016 年。オーストラリアの激しい雷雨に関するレビュー。アトモス。牛肉。178,347–366。

JT アレン,DJ カロリー。2014 年。オーストラリアの激しい雷雨の気候学。1979 年から 2011 年の環境: 年々変動と ENSO の影響。 Int. J. Climatol. 34,81–97。

JT アレン,DJ カロリー。ジョージア州ミズ。2011 年。オーストラリアおよび関連する雷雨環境。

アレン,JT,ティベット,MK,2015,米国のひょうレポートの特徴: 1955–2014,EJ。激しい嵐の隕石。 10。

アレン,J.T.,ティベット,M.K.,ソーベル,A.H.,2015a,米国の毎月の雹の発生と大規模な気象環境を関連付ける経験的モデル。 J. Adv. モデル。地球システム7,226–243。

アレン,J.T.,ティベット,M.K.,ソーベル,A.H.,2015b,米国における竜巻とひょうの頻度に対するエルニーニョ/南方振動の影響。ナット&ジオン。 8,278。

Barthel, F.,Neumayer, E.,2012 年。正規化された保険損害の傾向分析。自然災害。気候変動 113,215–237。

Bedka,KM,Allen,JT,Punge,HJ,Kunz,M.,Simanovic,D.,2018,MTSAT日本の先進的な気象画像観測装置から得られた、オーストラリア上空の長期オーバーシュート対流雲頂検出データベース。 J. Appl.メテオロール。クリマトル。 57,937–951。

ブレア,SF,ラフリンJM,カバノー,DE,サンダース,KJ,カレンズ,SR,ブーリン,JL,クーパー, DT,デローシュ,DR,レイトン,JW,フリッチ,RV 他,2017,高解像度のあらわ観察: NWS 警告操作への影響。天気予報。 32,1101–1119。

Blamey, R.,Middleton, C.,Lennard, C.,Reason, C.,2017 年。南アフリカ全土の潜在的な厳しい対流環境の気候学。気候ダイナモ。 49,2161–2178。

ブライムロウJC,パロウス,WR,ハネジックJM,2017年。人為的気候変動に応じて変化する北米上空の雹の脅威。ナット。 7,516 ～ 522 を変更します。

Brooks, H.E.,2009,再解析データからのヨーロッパと米国の激しい対流の近接音。アトモス。解像度93,546–553。

Brooks, HE, Lee, JW, Craven, JP, 2003 年。激しい雷の空間分布  
地球規模の再解析データから嵐と竜巻の環境を分析します。アトモス。解像度67,73～94。

Cecil,DJ,2009。ひょう嵐の代用としてのパッシブマイクロ波輝度温度。 J. 応用メテオロール。クリマトル。 48,1281–1286。

Cecil,DJ,Blankenship,CB,2012 年。受動的衛星マイクロ波画像装置によって推定された激しいひょう嵐の世界的な気候学に向けて。 J.クライム。 25,687–703。

南東部チャンノン,2009 年。米国で大規模なひょう被害が増加。気候変動 96、161–166。

チャンノン S.A.,チャンノン D.,2000 年。米国におけるひょう発生量の長期変動。 J.クライム。 13,658–664。

SA チャンノン,Pielke Jr.,RA,D. チャンノン,RT シルプス,R.ブルワーティ,2000 年。異常気象や極端な気候による損失の増加は人的要因によって説明されます。ブル。午前。メテオロール。学会 81,437–442。

Cintineo,JL,Smith,TM,Lakshmanan,V.,Brooks,HE,Ortega,KL,2012,米国本土の客観的高解像度ひょう気候学。天気予報。 27,1235–1248。

Craven, JP,Brooks, HE,Hart, JA,2004。導出された測深のベースライン気候学  
深<湿った対流に関連するパラメータ。国立天気ダイジェスト 28,13–24。

Craven,JP,Jewell,RE,Brooks,HE.,2002年。観測された対流雲底の高さと、2つの異なる揚水区画の揚水凝縮レベルの比較。  
天気予報。 17,885–890。

Davies, J.,Ponald, B.,1990 年。In: トルネード予測パラメータとしてのヘリシティのテスト。第 16 回激しい局地的嵐に関する会議のプレプリント。ケイナンは尋ねます。アメル。流星。 Soc. アルタ。カナダ。pp. 588–593。

ディー,DP,アッパラ,S.,シモンズ,A.,ベリスフォード,P.,ポリ,P.,小林,S.,アンドレー,U.,バルマセダ,M.,バルサモ,G.,バウアー,P.,他al.,2011,ERA-Interim 再分析: データ同化システムの構成とパフォーマンス。 QJRメテオロール。学会 137,553–597。

Dennis, EJ,Kumjian, MR,2017年。垂直風せん断がひょうの成長に及ぼす影響シミュレートされたスーパーセル。 J.アトモス。科学 74,641–663。

Dessens, J.,Berthet, C.,Sanchez, J.,2015 年。  
融解レベルの高さの増加。アトモス。解像度 158,245 ～ 253。

Dotzek, N.,Groenemeijer, P.,Feuerstein, B.,Holzer, AM,2009 年。欧州厳しい気象データベース ESWD を使用した ESSL の厳しい対流性嵐研究の概要。  
アトモス。解像度 93,575–586。

Féral, L.,Sauvageot, H.,Soula, S.,2003 年。S バンドと C バンドのレーダー反射率の差を使用したひょう検出。 J.アトモス。海。テクノロジー。 20,233–248。

D.J. ガニア A. マクガヴァン,S.E. ハウプト,R.A. ソバシュ,J.K. ウィリアムズ,M. シュエ,2017 年。対流を許容するアンサンブルに適用される機械学習を使用した嵐ベースの確率的ひょう予測。天気予報。 32,1819 ～ 1840 年。

Gensini,VA,Ashley,WS,2011,北米地域の再分析から得た、潜在的に厳しい対流環境の気候学。元。激しい嵐の隕石。 6。

Groenemeijer, P.,Pú ik, T.,Holzer, AM,Antonescu, B.,Riemann-Campe, K.,Schultz, DM,Kühne, T.,Feuerstein, B.,Brooks, HE,Doswell III, CA,他al.,2017,ヨーロッパの激しい対流性嵐: ヨーロッパの激しい嵐の研究所以の 10 年間の研究と教育。ブル。メテオロールです。学会 98,2641–2651。

Gunturi, P.,Tippett, M.,2017 年。深刻な雷雨リスクの管理:米国の竜巻とひょうの頻度に対する ENSO の影響。テクニカルレポート Willis Re-Tech 担当者

Hand, W.H.,Cappelluti, G.,2011 年。英国気象庁の対流診断手順 (CDP) とモデル分析を使用した世界的なひょう気候学。メテオロール。応用18、446–458。

Houze,RA.,2004 年。メソスケール対流システム。地球物理学教師。 42。

Kain,JS,Weiss,SJ,Bright,DR,Baldwin,ME,Levit,JJ,Carbin,GW,Schwartz,CS, Weisman,ML,Droegemeier,KK, Weber,DB 他,2008。第一世代の動作可能な対流を可能にする NWP の水平解像度。天気予報。 23,931–952。

Ladwig, B.,2018,wrf-python ドキュメント。テクニカルレポートリリース1.2.0。

Le Roux, N.,Olivier, J.,1996 年。一般化された加算インタラクティブ手法を使用したひょう頻度のモデリング。 S.Afr.地理。 J. 78,7–12。

Li, X.,Zhang, Q.,Zou, T.,Lin, J.,Kong, H.,Ren, Z.,2018 年。中国における雹の頻度と規模の気候学,1980 ～ 2015 年。 J. Appl.メテオロール。クリマトル。 57,875–887。

Mahoney, K.,Alexander, MA,Thompson, G.,Barsugli, JJ,Scott, JD,2012 年。コロラドの山々の高解像度シミュレーションにおける雹と洪水のリスクの変化。ナット。気候変更2,125。

マーティンズ,JA,ブランド,VS,カプチム,ミネソタ,フェリックス,RR,マーティンズ,LD,フレITAS,ED,フロリダ州コンサルベス,R. ハラック,MAS ディアス,DJ セシル,2017 年。ブラジルにおける破壊的なひょう嵐の気候学。アトモス。解像度184,126–138。

Mezher,RN,Doyle,M.,Barros,V.,2012年。アルゼンチンにおけるひょうの気候学。アトモス。牛肉。114,70–82。

Miller, PW,Mote, TL,2017。パルス雷雨の定義を標準化。ブル。メテオロールです。学会 98,905–913。

Mohr, S.,Kunz, M.,2013 年。ドイツとヨーロッパにおける雹現象に関連する対流パラメータの最近の傾向と変動性。アトモス。解像度 123,211 ～ 228。

Mohr, S.,Kunz, M.,Keuler, K.,2015 年。ドイツにおける過去および将来の雹の可能性を推定するための物流モデルの開発と応用。 J. Geophys. Res.: 大気120,3939–3956。

Moller, AR,Doswell III, CA,Foster, MP,Woodall, GR,1994。スーパーセルの雷雨環境と嵐の構造の適用上の認識。天気予報。 9,327–347。

Mroz, K.,Battaglia, A.,Lang, TJ,Cecil, DJ,Tanelli, S.,Tridon, F.,2017,GPM Core Observatory 衛星センサー用のひょう検出アルゴリズム。 J. Appl.メテオロール。クリマトル。 56,1939 ～ 1957 年。

ミュンヘン,RE,2016 年。2015 年の自然災害の分析。評価。見解。 2016 年問題。トピックス ジオ。

Newton,C.W.,1963年。激しい対流嵐のダイナミクス。発生中: 局地的に激しい暴風雨。スプリングー。pp. 33～58。

Ni, X.,Liu, C.,Cecil, DJ,Zhang, Q.,2017 年。衛星受動マイクロ波放射計と降水レーダーを使用したひょうの検出について。 J. Appl.メテオロール。クリマトル。 56、2693 ～ 2709 年。

Punge, H.,Bedka, K.,Kunz, M.,Reinbold, A.,2017 年。ヨーロッパは、オーバーシュート上位検出と ERA-INTERIM再分析の組み合わせに基づいています。アトモス。解像度 198,34–43。

Punge, H.,Bedka, K.,Kunz, M.,Werner, A.,2014 年。新しい物理ベースの確率的イベントヨーロッパの雹のカタログ。ナット&ハザード 73,1625–1645。

Punge, H.J.,Kunz, M.,2016 年。ヨーロッパにおけるひょう観測とひょう嵐の特徴:レビュー。アトモス。解像度176,159–184。

Rasmussen,EN,Blanchard,DO,1998年。測深由来のスーパーセルと竜巻予測パラメータのベースライン気候学。天気予報。 13,1148–1164。

Schaefer, J.,Edwards, R.,1999,SPC 竜巻/激しい雷雨データベース。で: プレプリント。第 11 回応用気候学に関する会議。vol. 6 アメル。流星。ソサエティ。テキサス州ダラス。

MK ティベットJT アレンバーゲンニア州ゲンシーニ,ヘラ州ブルックス,2015 年。気候と危険な対流天候。現在の気候変動レポート 1,60–73。

Weisman, ML,Klemp, JB,1982 年。数値的にシミュレートされた対流性嵐の垂直方向の風せん断力と浮力への依存性。月気象 Rev. 110,504–520。

Westermayer, A.,Groenemeijer, P.,Pistotnik, G.,Sausen, R.,Faust, E.,2017 年。再解析データから雷雨に適した環境を特定。メテオロール。 Z. 26,59–70。

Wilks,D.S.,2011年。大気科学における統計的手法。vol. 100 アカデミックプレス。

Witt, A.,Elits, MD,Stumpf, GJ,Johnson, J.,Mitchell, EDW,Thomas, KW,1998,WSR -88D 用の強化されたひょう検出アルゴリズム。天気予報。 13,286–303。

Xie, B.,Zhang, Q.,Wang, Y.,2008 年。1960 年から 2005 年の中国におけるひょうの傾向。地球物理学。レス。 35。