

柏崎刈羽原子力発電所 6号及び7号炉

竜巻影響評価について  
(補足説明資料)

平成27年10月

東京電力株式会社

## 補足説明資料 目次

1. 竜巻に対する防護	補足 1-1-1
1.1 重大事故等対処施設に対する考慮について	補足 1-1-1
1.2 竜巻防護施設のうち評価対象施設の抽出について	補足 1-2-1
1.3 耐震Sクラス設備について	補足 1-3-1
1.4 竜巻防護施設に波及的影響を及ぼし得る施設の抽出について	補足 1-4-1
2. 基準竜巻・設計竜巻の設定	補足 2-1-1
2.1 数値気象解析にもとづく竜巻検討地域の設定について	補足 2-1-1
2.2 竜巻検討地域において発生した竜巻	補足 2-2-1
2.3 竜巻最大風速のハザード曲線の求め方	補足 2-3-1
2.4 地形効果による竜巻風速への影響について	補足 2-4-1
2.5 設計竜巻の特性値の設定	補足 2-5-1
3. 竜巻影響評価	補足 3-1-1
3.1 竜巻影響評価における保守性について	補足 3-1-1
3.2 設計飛来物の設定	補足 3-2-1
3.3 飛来物の飛散距離および飛散高さの算出方法について	補足 3-3-1
3.4 竜巻防護施設の外殻となる施設および竜巻防護施設に波及的影響を及ぼし得る施設（建屋）等の構造健全性の確認結果	補足 3-4-1
3.5 建屋開口部の調査結果について	補足 3-5-1
3.6 設計竜巻に対する設備の構造健全性の確認結果	補足 3-6-1
3.7 竜巻防護対策の概要について	補足 3-6-1
3.8 自動車の飛距離について	補足 3-7-1
3.9 解析コードについて	補足 3-8-1
3.10 竜巻随伴事象の抽出について	補足 3-9-1

: 今回ご説明範囲

## 数値気象解析にもとづく竜巻検討地域の設定について

### 1. はじめに

一般的に、大気現象の水平方向の広がりについては「水平スケール」と呼ばれ、寿命や周期は「時間スケール」と呼ばれる。図1は雷雨とその関連事象の時空間スケールの関係を示したものである。個々の積雲の時空間スケールは1 km・10分程度であり、発達・組織化（マルチセル化・スーパーセル化）すると10～100 km・数時間～半日程度にまで大きくなる。それに対し、竜巻の時空間スケールは数分・100 m程度である。

竜巻の発生メカニズムを考える際、時空間スケールの階層構造が重要である（図2）。ある大気現象は、スケールのより小さな現象を内包しており、竜巻の場合、竜巻の漏斗雲内の気流は数十メートル～数百メートル規模（マイクロスケールと呼ばれる（Orlanski 1975）；図2では“MISOCYCLONE”と記載されている）の現象であるのに対し、竜巻を引き起こすもとの積乱雲である親雲のスケールは数キロメートル～数十キロメートル規模（メソスケールと呼ばれる。図2では“MESOCYCLONE”と記載されている）である。台風、低気圧、前線等のいわゆる総観場は、数百キロメートル～数千キロメートル規模（総観スケールと呼ばれる。図2では“MASOCYCLONE”と記載されている）として扱われる。また、竜巻内部には吸い込み渦（図2では“Suction Vortex”と記載されている）と呼ばれるさらに強い渦が形成されることもある。

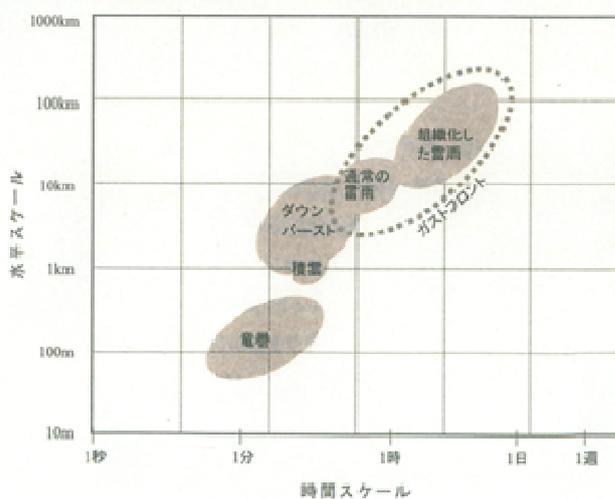


図1 雷雨とその関連現象の時空間スケール（大野 2001）

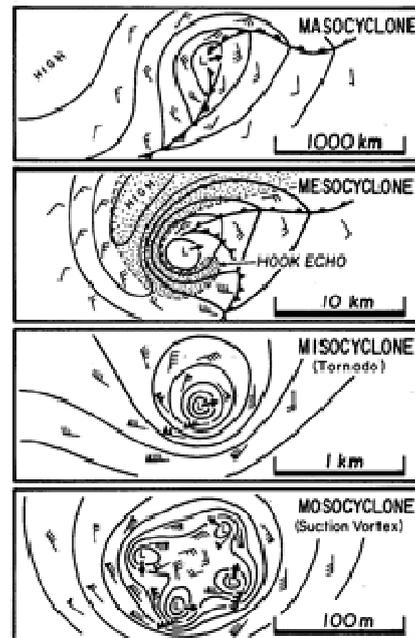


図2 竜巻発生時の渦の多重構造（Fujita 1981）

このように、竜巻の発生にはさまざまなスケールの現象が介在し、異なるスケールの現象が相互作用しているため、竜巻の発生頻度や強度の地域性は複数の時空間スケールで議論する必要がある。気象学における現状として、観測データの欠如や数値シミュレーション技術の不十分さゆえにマイクロスケールの現象の理解が難しく、未知なメカニズムもあると認識されている。一方、総観場の観点では、さまざまなパターンで竜巻が発生していることがわかっており、「日本海側では台風性竜巻の発生が確認されていない」ことや、地域に応じて総観場の割合が異なる等の分析結果が得られている。しかし、例えば、寒冷前線起因のF3 竜巻が実際に発生している（1990 年茂原竜巻や 2006 年佐呂間竜巻等）が、寒冷前線自体は国内どこでも通過しうるため、ある地域においてF3 竜巻が発生し難いことを総観場の分析結果だけで示すのは難しい。

竜巻影響評価ガイド（原子力規制委員会 2013）では、基準竜巻風速  $V_{BI}$  の設定の際に国内最大規模の竜巻ではなく竜巻検討地域内における記録等を参照する場合には、その明確な根拠を提示する必要があると記載されている。そのため、総観スケールの気象場の分析結果のみではなく、メソスケールあるいはマイクロスケールの気象場の特徴から地域性が見られる理由、および竜巻検討地域内の記録を参照して  $V_{BI}$  を設定できる根拠をより気象力学的に明らかにすることが必要である。ただし、上述のように、マイクロスケールでの議論は極めて困難である。

そこで、マイクロスケールで発生する竜巻現象を包含する気象場（以下、環境場と呼ぶ）として、親雲の水平スケールに対応するメソスケールの気象場を対象として、F3 規模以上の竜巻の発生に適した環境場が生起する頻度についてその地域性の有無を検討する。以下、第 2 節では竜巻の発生メカニズムについて簡単に触れ、竜巻発生環境場を議論する上で重要な視点について述べる。第 3 節では、発生環境場の指標として活用されている突風関連指数について、本検討で用いる突風関連指数の概要を述べる。第 4 節では、気象モデルを用いて顕著な竜巻の数値シミュレーションを行い、気象場や突風関連指数の解析結果を考察する。この結果をもとに、第 5 節において過去 50 年間の気象解析データを用いて、突風関連指数の地域性について分析し、F3 規模以上の竜巻発生に適した環境場の生成のし易さを観点とした地域性の有無について考察する。第 6 節では北海道網走支庁佐呂間町にて発生した F3 竜巻の特殊性、および竜巻検討地域設定に対する取り扱いについて述べる。

なお、メソスケールでの地域性を検討するに際し、ヨーロッパ中期予報センターの長期再解析データをもとに、気象モデルを用いたダウンスケーリングと呼ばれる手法により当該スケールに対する空間分解能（水平解像度 5km）を有する気象データを作成した。今回、1961 年～2010 年の 1 時間毎のデータを使用した。その検討フローを図 3 に示す。

過去の既往文献や、国内外で発生した大きな竜巻を対象とした発生環境場に関する解析結果をもとに、不確かさも考慮して突風関連指数の閾値を設定し、長期間にわたる気象データにおいて、その閾値を超過する頻度を算出し、得られた頻度分布において定性的に十分に差があるかどうかを観点として地域性の有無を考察した。

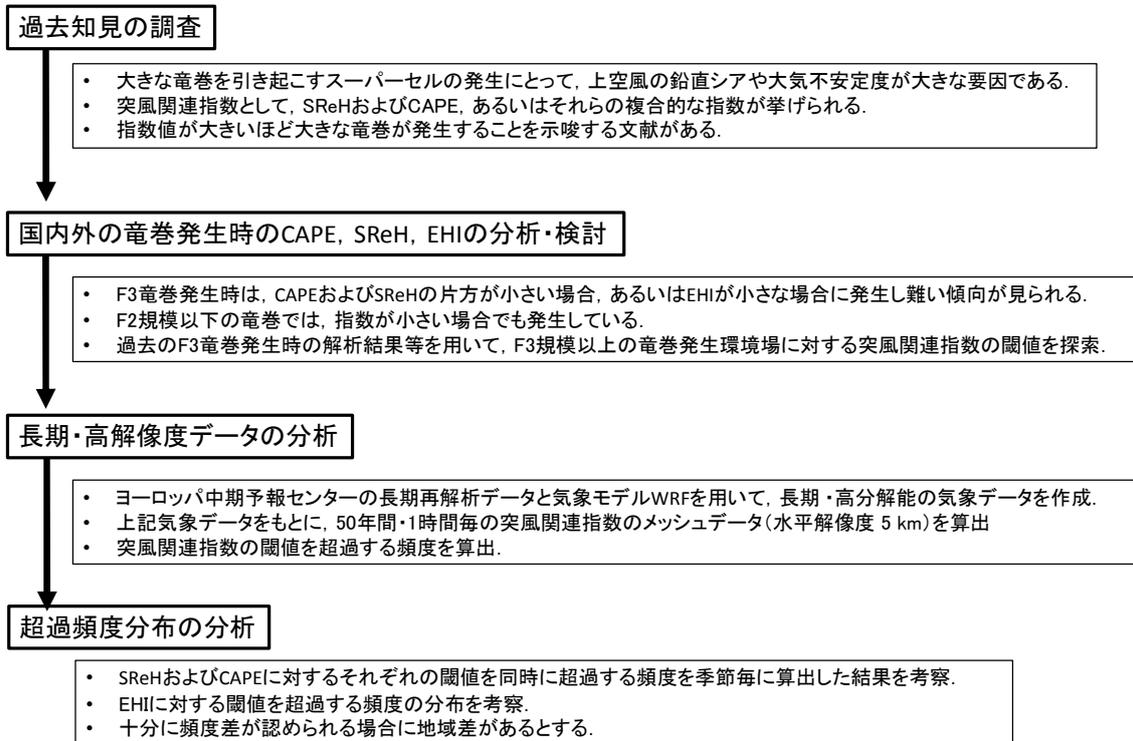


図3 メソスケールでの分析フロー

## 2. 竜巻の発生メカニズム・分類とメソスケール分析の有効性

### 2.1 竜巻の発生メカニズム

竜巻の発生メカニズムは二つに大別されると考えられている(新野 2007)。一つは、スーパーセルと呼ばれる特徴的な構造を有する巨大積乱雲に伴うもの(図4に例示した模式図参照)であり、もう一つは、気温・湿度や風向・風速が急変する局地的な前線(図5に例示した模式図参照)に伴うものである。

スーパーセルを伴う竜巻では、大気下層における鉛直シア(風向が上下で逆転する、あるいは風速が上下で大きく異なる場合に生じる)に伴って水平軸を有した渦管が形成され、それが上昇気流によって数キロメートル上空まで持ち上がる。その際、メソサイクロンと呼ばれる直径3・4km~10km程度の鉛直軸回りの強い渦が積乱雲中にでき、その下部に竜巻が発生する(Klemp and Wilhelmson 1978; 図4参照)。このように、メソサイクロンの形成がこの種の竜巻の最大の特徴である(新野 2007)。図4に示すように、鉛直シアによりスーパーセル内では降水粒子の落下域(下降流域)と上昇流域が分離されるため、巨大な積乱雲にまで発達し、長時間持続しうる。国内で発生したF2規模以上の竜巻に対し、スーパーセルあるいはミニチュア(ミニ)スーパーセルが存在したことを観測・解析した成果も得られている(Suzuki et al. 2000, Mashiko et al. 2009等)。また、水平風速のマイクロスケールの空間スケールを有する竜巻漏斗雲の形成メカニズムについては、水平渦が

上昇気流により引き伸ばされることの影響、あるいはメソサイクロンが地表面付近の上昇気流への影響等が指摘されている (Noda and Niino 2010) が、多くは未解明であり、レーダ観測や数値実験による研究が行われている。しかし、メソサイクロンが強いほど竜巻強度が大きくなるという関係性が、最先端のドップラーレーダを用いた詳細観測により分かっている。(Burgess et al. 2002)

一方、局地前線に伴う竜巻では、気温・湿度、風向・風速が水平方向に鋭く変化する局地的前線面において、水平シア流の不安定や傾圧的作用等により生成した鉛直軸周りの渦が鉛直方向に引き伸ばされることによって発生する (Lee and Wilhelmson 1997)。スーパーセルとは大気成層が大きく異なり (Doswell and Evans 2003)、降水粒子が地上に達する段階になると下降気流が上昇気流を打ち消すため (Byers-Braham の概念)、積乱雲がこれ以上発達せず、衰弱・消滅する。そのため、強い竜巻が生じにくいと考えられている。局地的に水平スケールは数キロメートル以下であり、メソスケールのうち小さなスケール (メソスケール)、あるいはマイクロスケールにあたる。この種の渦は、上記のサイクロンに対してマイソサイクロンと呼ばれている。

## 2.2 竜巻の分類

上記にて説明した発生メカニズムの観点から、メソサイクロンの形成が大きな竜巻の発生と深く係わっていることがわかる。米国では、メソサイクロンが形成される竜巻は、スーパーセル型と呼ばれる F2~F5 規模を想定した顕著な竜巻として分類され、F1 規模以下の竜巻は局地前線等に伴う非スーパーセル型と分類されている (Rasmussen and Blanchard 1998, Doswell and Evans 2003)。国内にて発生した F2-F3 を含めた全ての F3 竜巻(6 事例)<sup>1</sup>もメソサイクロンを伴うスーパーセル型であったと報告されている (表 1)。

そこで、飯塚・加治屋 (2011)、Bluestein (2013) 及びその他の検討 (Rasmussen and Blanchard 1998, Doswell and Evans 2003) と同様に、メソサイクロンの有無で竜巻を分類することとし、メソサイクロンを有する場合を「スーパーセル型」、そうでない場合を「非スーパーセル型」と定義する。

なお、スーパーセル型・非スーパーセル型竜巻の同定に関する国内の検討例として、飯塚・加治屋 (2011) による分析が見られ、2006 年~2009 年間の 3 ヶ年においてスーパーセル型竜巻の竜巻強度は、F2 及び F3 (3 事例)、F1 (6 事例)、F0 (8 事例)、F 不明 (2 事例) であったのに対し、非スーパーセル型竜巻では、F2 及び F3 竜巻 (0 事例)、F1 (9 事例)、F0 (11 事例)、F 不明 (5 事例) であったと報告している。分析期間は短いものの、国内で発生した F3 竜巻のスーパーセル型の竜巻強度の傾向を考慮すれば、大きな竜巻は米国と同様に基本的にスーパーセル型に分類できるといえる。

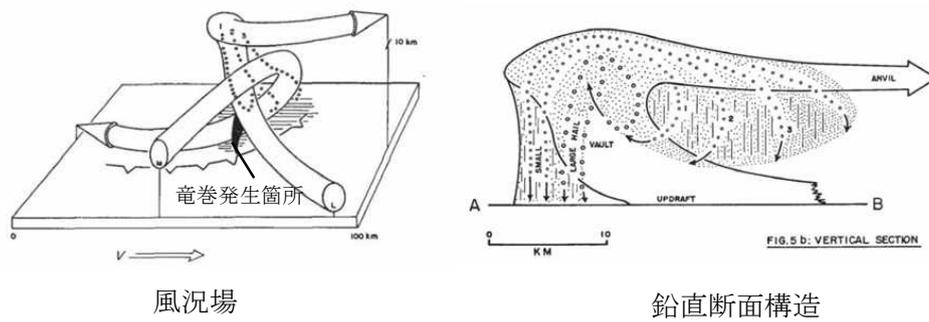
---

<sup>1</sup> 気象庁データベースにおける括弧つき F2-F3 竜巻 (F2-F3) と記載された竜巻は過去に 5 事例 (1960 年代に 4 事例、1990 年に 1 事例) 報告されている。これらの竜巻については解析を実施した文献が見あたらなかったため、表 1 には記載していない。

### 2.3 メソスケールでの分析の有効性

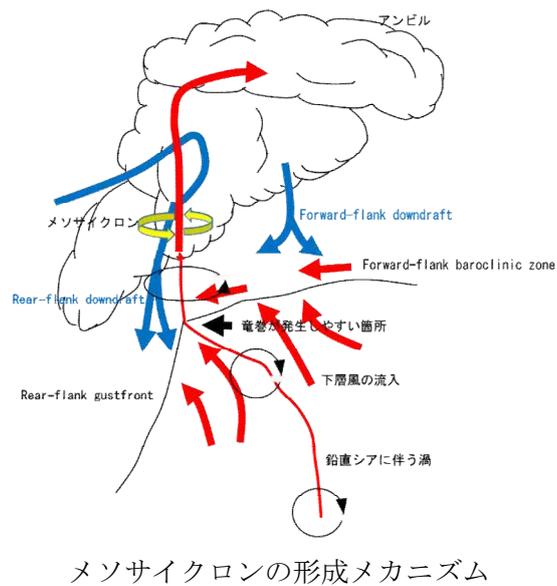
空間スケールの観点では、メソスケール気象場の分析はスーパーセル型竜巻の発生しやすさの傾向・地域性を分析する目的には十分であるが、空間スケールの小さく、竜巻強度も小さい非スーパーセル型竜巻に対しては向かない。また、竜巻強度の観点では、大きな竜巻（国内最大強度の F3 を含む F2 以上の規模の竜巻）の発生のしやすさがメソスケール気象場の分析により検討することができる。したがって、設計基準を考える際には、スーパーセル型竜巻の発生を観点とした地域性を検討することが妥当である。

そこで、3 節以降では、突風関連指数と呼ばれる竜巻の発生のしやすさを指数化した量を用いて、大きな竜巻の発生のしやすさについて分析し、その地域性について検討する。その際、スーパーセル型竜巻はメソサイクロンを有する点が特徴的であり、その発生はメソスケールにおける風の鉛直シアや大気不安定性と深く係わっている (Bluestein 2013, Klemp and Wilhelmson 1978, Rotunno and Klemp 1985, Trapp 2013) ことから、SReH 及び CAPE, あるいは EHI と呼ばれる突風関連指数を用いる。



風況場

鉛直断面構造



メソサイクロンの形成メカニズム

図4 スーパーセル型雷雨の構造 (Browning 1964, Bluestein 2013 に加筆)

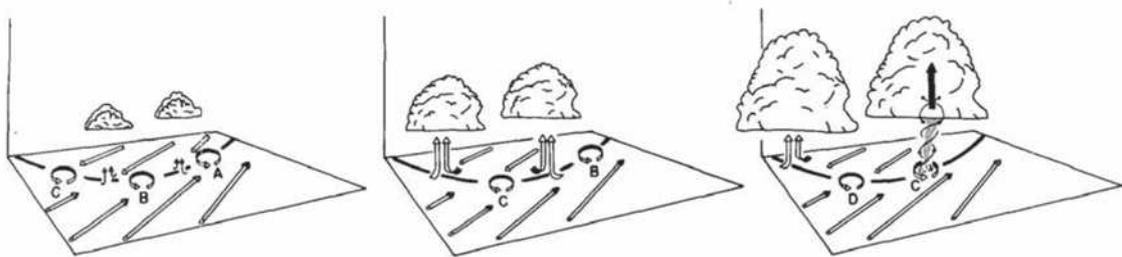
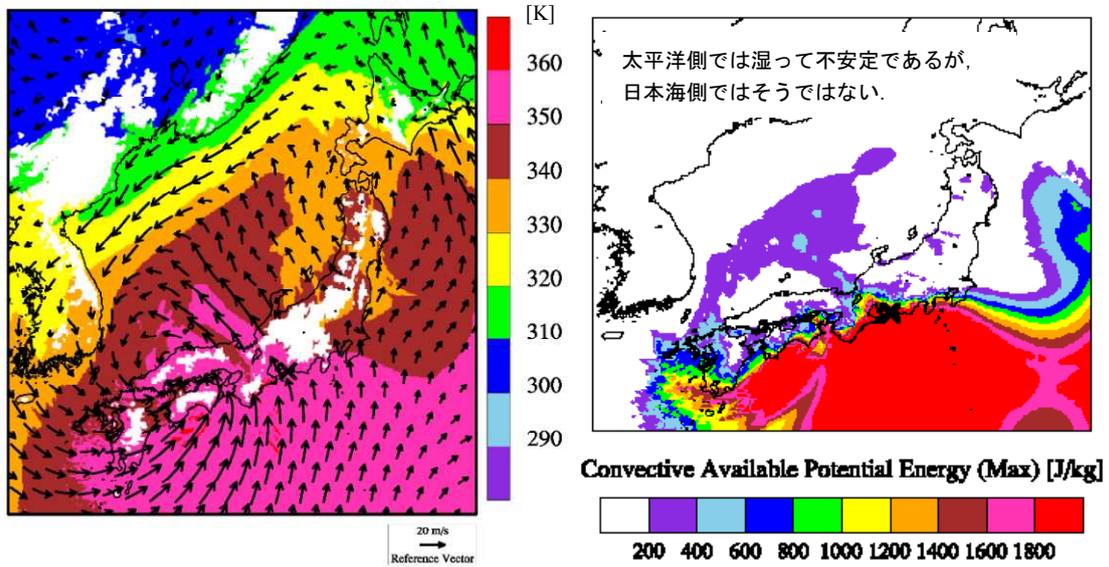
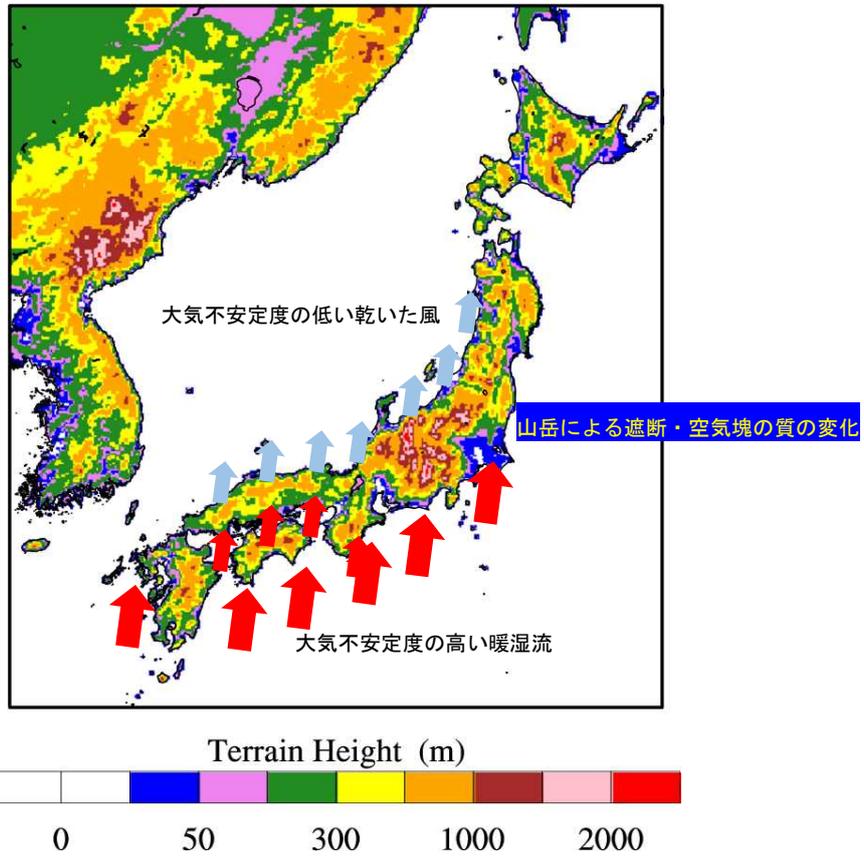


図5 局地前線に伴う竜巻の発生機構に関する模式図 (Wakimoto and Wilson 1989)  
(上向き黒い⇒が上昇気流を表す)



500 m 高度における温位 (カラー) および風向・風速

大気不安定度 (CAPE) の分布

図6 (上) 総観スケールでの気流場の模式図 (カラーは標高を表す) および  
(下) 1999年9月に豊橋にて発生したF3竜巻の事例

表 1 過去に国内にて発生した F3 規模竜巻の概要

発生日	発生場所 (県・市町村)	Fスケール	主な総観場	メソサイクロンの存在を 報告した資料・文献
1971/7/7	埼玉県浦和市	(F3)	台風	Fujita et al. (1972)
1978/2/28	神奈川県川崎市	F2-F3	寒冷前線	村松 (1979)
1990/12/11	千葉県茂原市	F3	暖気の移流	鈴木・新野 (1991)、Niino et al. (1993)
1999/9/24	愛知県豊橋市	F3	台風	坪木ら(2000)
2006/11/7	網走支庁佐呂間町	F3	寒冷前線	Kato and Niino (2007)
2012/5/6	茨城県常総市	F3	気圧の谷	Yamauchi et al. (2013)

3. 突風関連指数

突風関連指数はこれまで数多く提案されており、気象庁における現業においても竜巻探知・予測に活用されている（瀧下 2011 等）。ここでは、国内外で最も知見が蓄積された指数として SReH (Storm Relative Helicity : ストームの動きに相対的なヘリシティ； Davies-Jones et al. 1990), CAPE (Convective Available Potential Energy : 対流位置有効エネルギー； Moncrieff and Miller 1976) を用いる。図 7 および図 8 にそれぞれ、両指数の算出概念を表す。概して、SReH は風の鉛直シア（高度方向の風向・風速差）に伴って発生する大気の水平渦度が親雲に取り込まれる度合、CAPE は大気的不安定度合の指標である。値が大きいほどその度合が高くなる。大気下層の空気塊を「持ち上げて」乾燥断熱線および湿潤断熱線を求め、空気塊が自由対流高度に達した際に積乱雲の発達するポテンシャルとして CAPE を計算する。

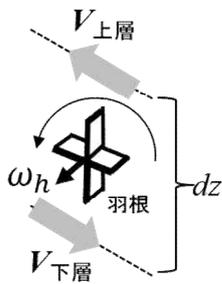


図 7 SReH の算出概念

(左：水平渦度生成に関する模式図、右：水平渦度の親雲への輸送に関する模式図)

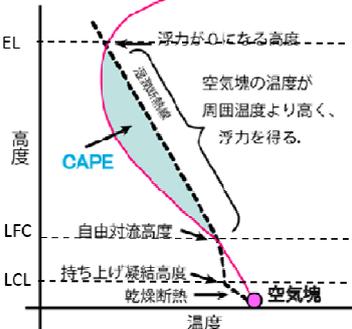


図 8 CAPE の算出概念

両指数の算出式は以下のとおりである。

$$\text{SReH} = \int_{\text{地上}}^{\text{高度3km}} (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \cdot \boldsymbol{\omega} dz \quad (1)$$

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} g \frac{\theta_e'(z) - \theta_e(z)}{\theta_e(z)} dz \quad (2)$$

ここで、式 (1) の  $\mathbf{V}$  は水平風速ベクトル、 $\boldsymbol{\omega}$  は鉛直シアに伴う水平渦度であり、 $\mathbf{C}$  のストームの移動速度は Bunkers et al. (2000) にしたがって、長期再解析データから得られる地上高 6km の平均風速と、シアベクトル(地上高 5.5~6km 層の水平風ベクトルと 0~0.5km 層の水平風ベクトルの差) から算出する関係式にて求めた。式 (2) の  $g$  は重力加速度、 $\theta_e$  はストーム周囲の相当温位、 $\theta_e'$  は持ち上げ空気塊の相当温位であり、 $dz$  は鉛直方向の層厚である。LFC は自由対流高度と呼ばれ、前線周辺の風の水平方向の収束、太陽による地表面加熱、地形による強制上昇等によって、空気塊がこの高度まで何らかの要因で持ち上げられると ( $\theta_e < \theta_e'$  となり) 自身の浮力だけで上昇し、平衡高度 EL ( $\theta_e = \theta_e'$  となる) に達するまで積乱雲が発達する (図 8)。なお、温位とは、式 (3) に示すように気温  $T$  と気圧  $p$  に関する量であり、ある空気塊を断熱的に基準圧力 1000 hPa に戻したときの絶対温度である。気温は高度によって変わるが、温位は同じ空気塊では常に一定 (断熱過程では温位は保存される) な物理量であるため、空気塊のあたたかさ、浮力特性、および不安定性を把握するのに用いられる (付録 A 参照)。

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (R: \text{気体定数}, C_p: \text{定圧比熱}) \quad (3)$$

二つの空気塊を比較した場合、温位の高い空気塊は軽く上昇しやすく (不安定であり)、単位体積中に含みうる水蒸気量が多いと、大きな積乱雲の発生につながる。竜巻が発生する積乱雲の中では、水蒸気が降水粒子に変化しているため、その際に発生する潜熱の影響が考慮された相当温位が保存される。乾燥している気象場では相当温位と温位は等しい。

式 (1) を見ればわかるように、SReH は、上端高度の違いによって値が変わる。上端を地上から 3 km とした場合、その殆どが地上から 1 km までの大気によるヘリシティであるという指摘 (Rasmussen 2003) があるが、1 km 高さは夏場では境界層高さ (雲底高度) 程度と低めであるため、本検討では多くの既往検討と同様に 3 km とする。また、持ち上げる空気塊の性質によって CAPE の値は変わる。地表から 500 m 程度上空までの平均的な性質を持つ空気塊を持ち上げたときの MLCAPE (Mean Layer CAPE) がよく用いられる。本検討では、地表から 500 m 上空までで最も不安定な空気塊を持ち上げる。このようにして求められた CAPE は MUCAPE (Most Unstable CAPE) と呼ばれる。大気下層に冷気がありその上空で対流が発生する場合を考慮することができる。このような場合、MLCAPE では安定な大気とみなされることにより CAPE 値が非常に小さくなる傾向にある (付録 B 参照)。

本検討では、SReH と CAPE に加え、EHI と呼ばれる SReH と CAPE の複合指数を用いた分析も行った。Davies (1993) は EHI 算出に MLCAPE を用いたが、本検討では MUCAPE を用いて以下のように EHI を算出した。

$$EHI = \frac{SReH \times CAPE}{160000} \quad (4)$$

#### 4. 国内で発生した F3 竜巻および日本海側 F2 竜巻の数値シミュレーション

竜巻発生時の気象場（風向・風速，気温，気圧，水蒸気量等）を数値気象モデルにより解析し，その解析結果をもとに突風関連指数を算出する。気象モデルとして WRF (Weather Research and Forecasting) モデル (Skamarock et al. 2005) バージョン 3.2.1 を用いた。WRF モデルは，気象力学・物理現象を数値モデル化したものであり，（竜巻の親雲の水平スケールに対応する）メソスケール（水平方向 2 km ～ 20 km 程度）の気象要素を解析できるコミュニティモデルとして世界的に利用されている（付録 C 参照）。主な計算条件は表 2 に記すとおりである。電力中央研究所による長期高解像度再解析データセット（橋本ら 2013）と同様の条件を採用しており，ネスティングと呼ばれる技法を用いて，水平解像度 15 km で解析した結果をもとに水平解像度 5 km の解析結果を得る。これにより，粗い水平空間分解能（ECMWF ERA-Interim：約 70 km，ECMWF ERA-40：約 250 km）の初期・境界値データから詳細メッシュの気象場を解析できる。なお，30 分間隔で計算結果を出力し，当時の天気図や気象レーダ画像等を参考にして竜巻発生時刻と解析結果における降雨域の通過時刻との違いや，対応する降雨域の有無を確認することにより，計算結果に大きな問題がないことを確認した。気象庁の竜巻等の突風データベースでは，1988 年以降の事例に対しては天気図に加え，レーダ画像も掲載されている。1988 年以降の事例については WRF モデルによる解析結果の適切性をレーダ画像と天気図から判断した。1987 年以前の事例については F3 竜巻については天気図から判断した。基本的に，発生時刻から±1 時間内に擾乱が竜巻発生地点周辺を通過することを適切性の判断基準とした。

表 2 WRF モデルセットアップの概要

水平グリッド間隔	15 km (親領域), 5 km (子領域)
鉛直層数	35
積分時間間隔	90秒 (親領域), 30秒 (子領域)
モデル上端気圧	50 hPa
初期・境界値データ	ECMWF-Interim (1989年～), ERA40 (~1988年)
ネスティング	フィードバック有
積雲対流スキーム	Kain-Fritsch (親領域のみ)
雲物理スキーム	Morrison 2-moment (両領域)
接地層スキーム	2-D Smagorinsky (両領域)
境界層スキーム	YSU (両領域)
地表面スキーム	Noah LSM (両領域)
放射スキーム (長波)	RRTM (両領域)
放射スキーム (短波)	Dudhia (両領域)

分析対象事例は、表 3 に示すとおり、過去に発生した F3 竜巻（1987 年以前の F2-F3 竜巻は除く）、1988 年以降に日本海側で発生した F1-F2, F2 竜巻とした（F3 竜巻は 5 事例, F2-F3 竜巻は 1 事例, F2 竜巻は 3 事例, F1-F2 竜巻は 1 事例）。1987 年以前に発生した竜巻については、（初期値・境界値データとして使用している ECMWF ERA40 の水平空間分解能が約 250 km と粗いために、竜巻通過時刻や発生箇所が実際に比べて乖離する可能性がある<sup>1</sup>ため）この資料では対象としていない。ただし、F3 竜巻に対しては 1987 年以前の竜巻に対しても解析を行い、計算結果の適切性も確認している。なお、対象事例に対して適切性が低いことを理由に除外した事例はない。

---

<sup>1</sup> 5 章では WRF モデルで解析された 1961 年から 50 年間のデータを用いるが、発生時刻や発生箇所に多少の違いがあったとしても事象を漏れなくカウントできれば地域性の検討には問題ない。

表 3 分析対象事例の概要

発生日時	季節	発生地点	Fスケール	計算開始日時	SReH	MaxCAPE
2012/05/06 12:35	暖候期	茨城県常総市	F3	2012/05/06 03時	270	2115
2006/11/07 13:23	寒候期	北海道網走支庁佐呂間町	F3	2006/11/07 03時	714	813
1999/09/24 11:07	暖候期	愛知県豊橋市	F3	1999/09/24 03時	403	2459
1990/12/11 19:13	寒候期	千葉県茂原市	F3	1990/12/11 09時	649	1201
1971/07/07 07:50	暖候期	埼玉県浦和市	F3	1971/07/06 15時	337	1746
1990/02/19 15:15	寒候期	鹿児島県枕崎市	F2-F3	1990/02/19 03時	745	373
1991/06/12 13:30	暖候期	富山県魚津市	F2	1991/06/12 03時	227	1358
1990/04/06 02:55	寒候期	石川県羽咋郡	F2	1990/04/05 15時	484	889
1989/03/16 19:20	寒候期	島根県簸川郡	F2	1989/03/16 09時	329	430
1999/11/25 15:40	寒候期	秋田県八森町	F1-F2	1999/11/25 03時	363	1222

表 3 中の SReH と最大 CAPE の値は、発生地点を中心とした東西・南北 100 km 四方内の最大値である。ここで、最大 CAPE を求めた理由と方法は以下のとおりである。雲物理過程により擾乱（竜巻を伴う積乱雲）が発生すると、発生前の大気不安定な状況が解消されるため、竜巻発生地点の CAPE 値は周囲に比べて低くなる傾向がある。つまり、解析データでは、ある格子点（メッシュ）で竜巻を伴う擾乱が発生している時、その格子点に対する CAPE 値は周辺のメッシュ値に比べて小さめになりうる（瀧下 2011 等）。これは、CAPE 値の大きさをもって竜巻の規模を定量的に検討する際に問題となる。そこで、Rasmussen and Blanchard (1998)を参考に、各格子点に対して、地上～500 m 高度までの平均風向を算出し、その風向に対して当該地点から風下側に扇形の影響範囲を設け、影響範囲内の CAPE 値の最大値を求めるように工夫した（図 9）。その際、扇形の半径は 15 km、中心角として平均風向を中心に± 45 度の範囲をとった。この最大値が最大 CAPE にあたる。このように算定することにより、周辺の CAPE 値の大きな空気塊が当該メッシュを含むスーパーセルに向かって流入することを考慮できる。

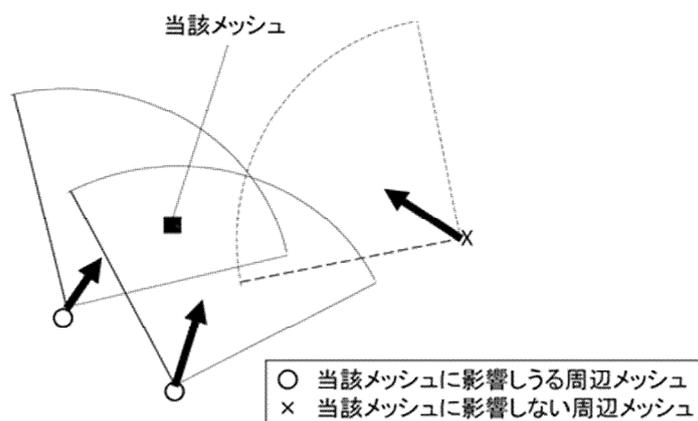


図 9 最大 CAPE 値の抽出方法の概念図

以下では、解析した気象場として、500 m 高度における風向・風速と相当温位の分布図、突風関連指数の解析結果として SReH および最大 CAPE の分布図を示す。全て 5 km 水平解像度の計算結果である。

#### 4.1 2012/05/06 F3 事例（気圧の谷・寒気移流）

太平洋側から南西風が吹き込む一方、（中層では）大陸・日本海側側から寒気を伴う北よりの風が吹いており（図略）、風のシアと大気不安定度が高まっている。SReHの値は東日本の太平洋側で非常に高いが、関東平野周辺ではCAPEが非常に高く、3個の竜巻がほぼ同時に発生した。

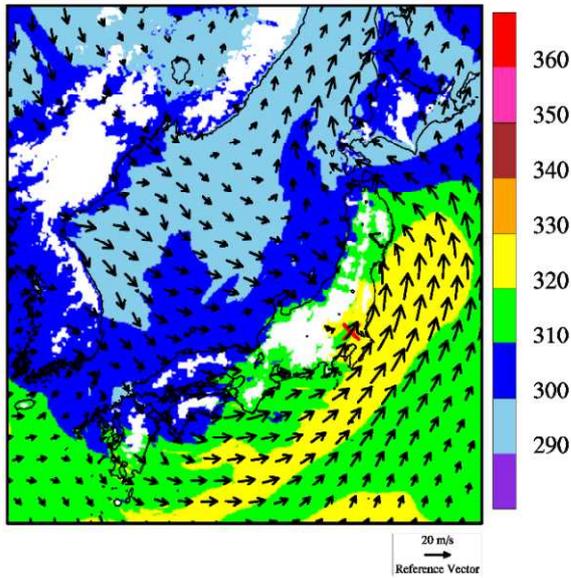
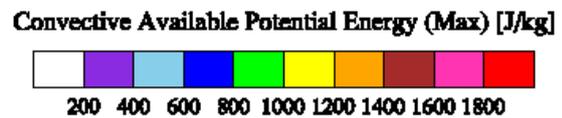
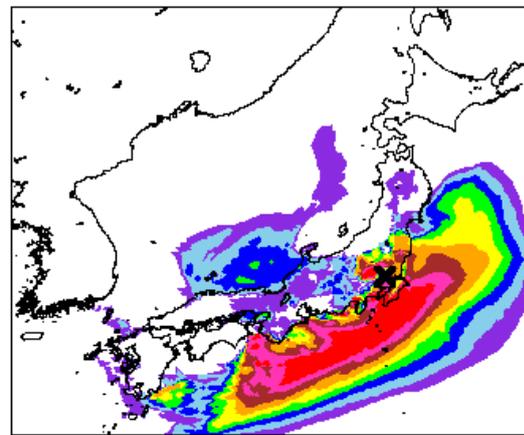
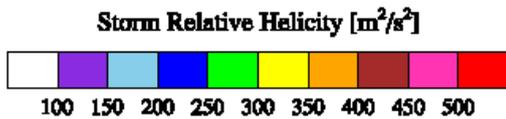
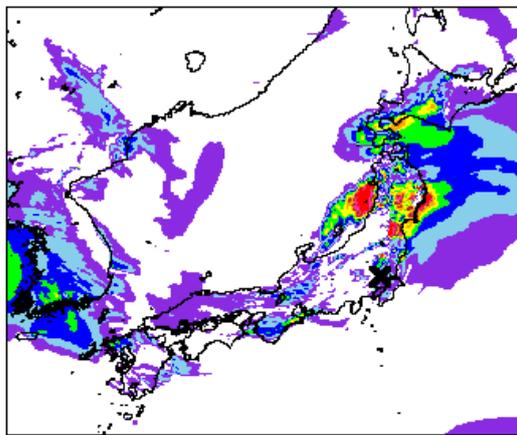


図 10 2012/05/06 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大CAPE



#### 4.2 2006/11/07 F3 事例（寒冷前線・暖気の移流）

寒冷前線の西側では北西～西よりの冷たい風（寒色系）が、東側では南よりの暖かい風（暖色系）が吹いており、気温差と風の収束により積乱雲が発生・発達しやすい状況にある。特に、道東・オホーツク地方には太平洋から暖かく、不安定な空気塊が流入している。大気不安定度は道東の中でも南側で高くなっており、非常に高い風のシア（高い SReH）と相まって親雲が発達しやすい状況が解析されている。なお、同日に、周辺地域において 2 個の小さな竜巻も発生した。日本海側の中でも能登半島周辺より北側で季節風が吹き込み、大気がやや不安定になっている（CAPE が高めにになっている）が、SReH が低く、道東・オホーツク海地方の状況とは異なる。

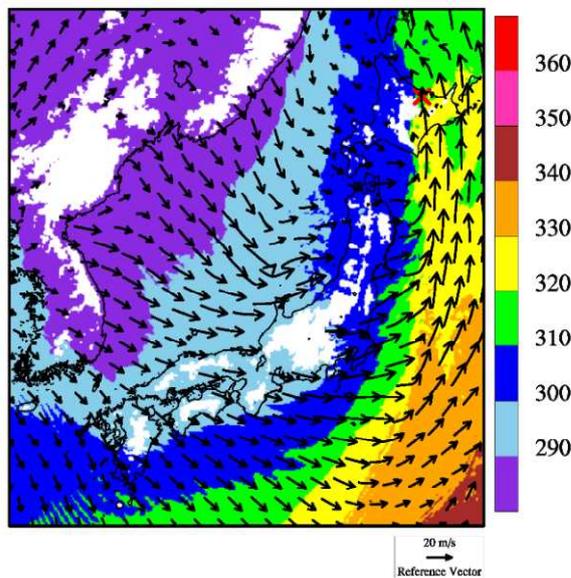
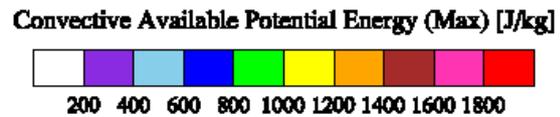
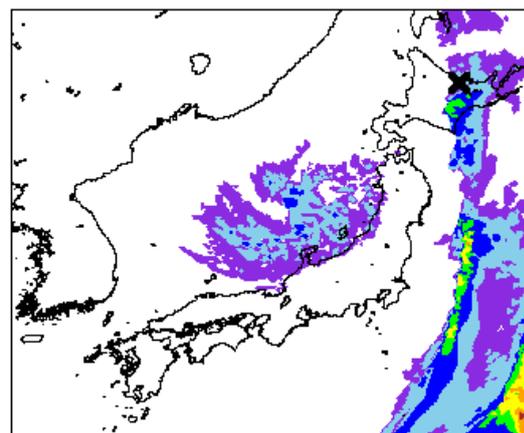
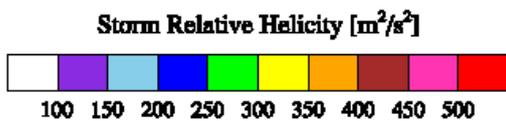
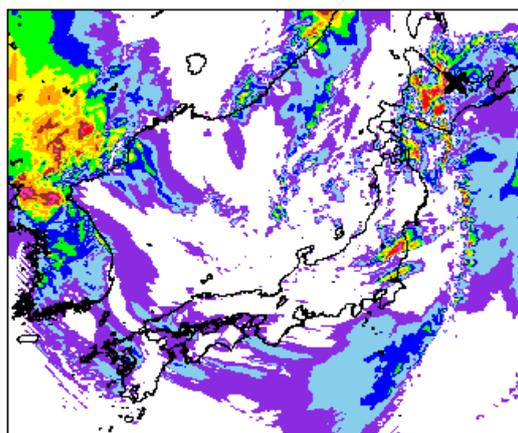


図 11 2006/11/07 F3 事例における気象場と突風関連指数 (左) 500 m 高度における風向・風速および相当温位 (単位: K) (左下) SReH, (右下) 最大 CAPE



### 4.3 1999/09/24 F3 事例（台風）

台風中心は隠岐の南西沖にあり、四国東部・紀伊半島の沿岸部および濃尾平野では、台風中心から遠く離れているが、太平洋側からの非常に不安定な暖湿流が流れ込み（CAPEが非常に大きく）、SReHも高くなっている。濃尾平野では4個の竜巻（2個のF1、1個のF2、1個のF3）が発生した。台風中心が日本海側にあり、日本海側のSReHは太平洋側に比べて決して小さくはないが、不安定度は格段に小さいのが見てとれる。

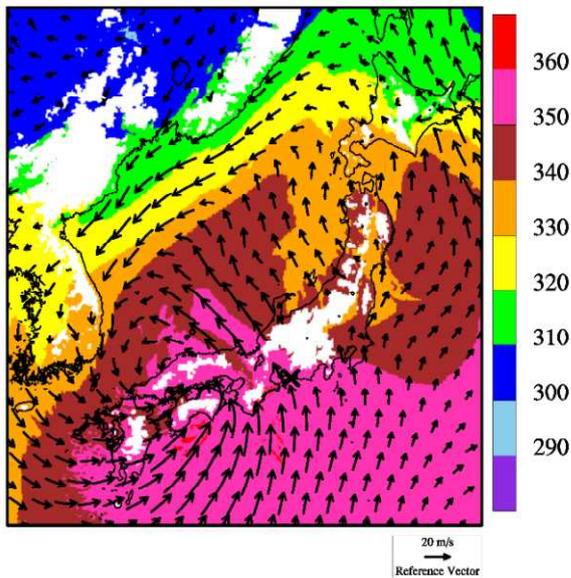
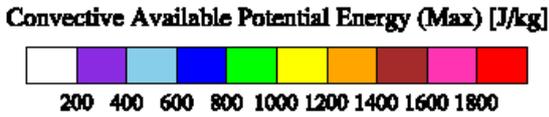
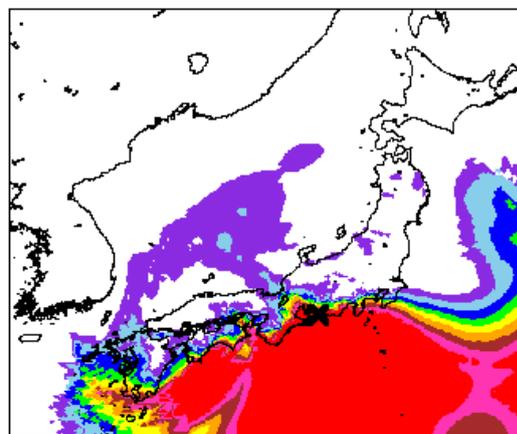
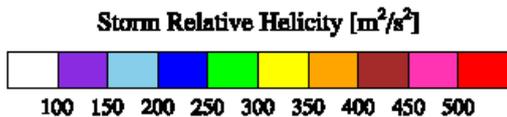
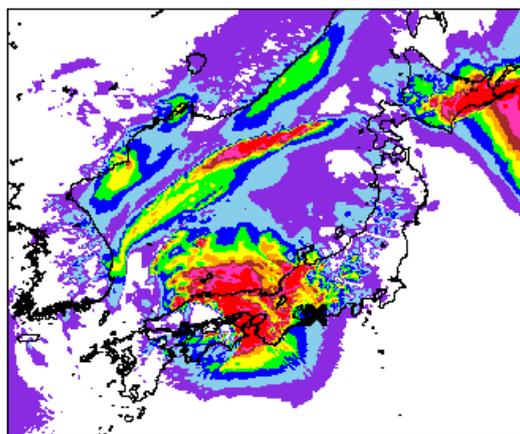


図 12 1999/09/24 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大 CAPE



#### 4.4 1990/12/11 F3 事例（暖気の移流・気圧の谷，寒冷前線）

房総半島と日本海に低気圧があり，房総半島の低気圧からは南西方向に寒冷前線が伸びている。そのため，寒冷前線および房総半島にある低気圧を境に温位差が大きくなっている（寒色系と暖色系（緑色）の境が明瞭である）。房総半島には低気圧中心に向かって暖かく，不安定な空気塊が流入しており，房総半島では局所的に SReH の値も高い（×でやや見づらいが）。房総半島周辺では大小 7 個の竜巻が発生した。

日本海側の低気圧をとりまくように，特に北側で SReH が非常に高くなっているが，温位が低く，CAPE の値も小さくなっている。一方，福島県沖に CAPE の高い領域が見られるが，SReH の値は小さくなく，相当温位も比較的 low，房総半島周辺とは状況が異なる。

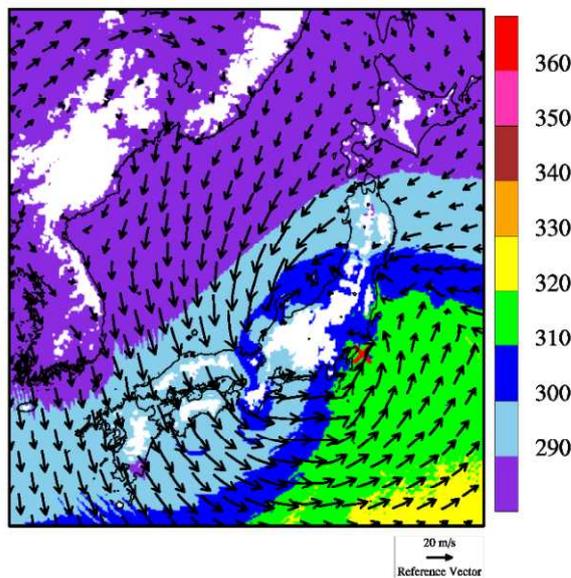
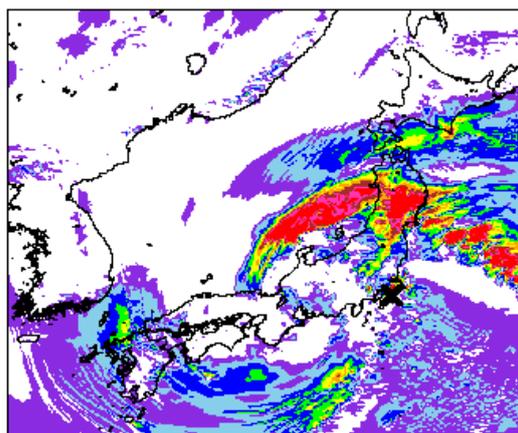
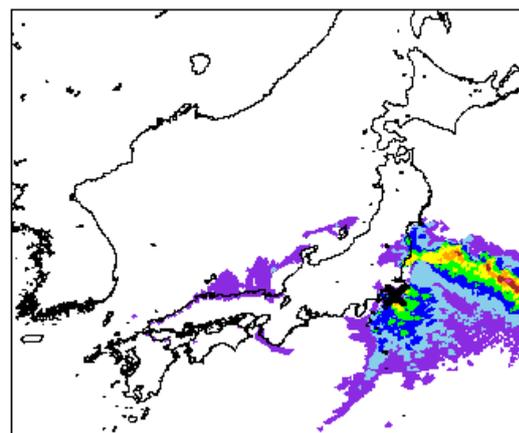


図 13 1990/12/11 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



Storm Relative Helicity [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]  
100 150 200 250 300 350 400 450 500



Convective Available Potential Energy (Max) [J/kg]  
200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 1800

#### 4.5 1971/07/07 F3 事例（台風）

台風を中心は紀伊半島の南西沖にあり，中部から東日本にかけては，太平洋側から非常に CAPE が高く，不安定な空気塊が流入している。SReH は，1999/09/24 F3 事例（豊橋竜巻）ほど大きくはないが，発生地点周辺では SReH が比較的高くなっており（×でやや見づらい），SReH と CAPE の両方が共に大きい環境場となっていた。

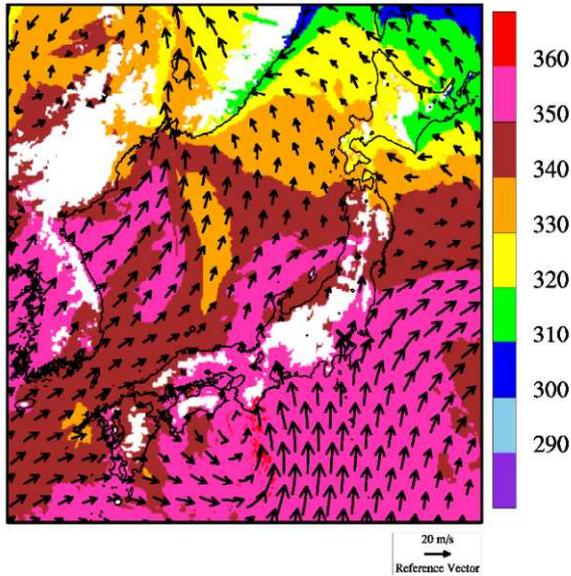
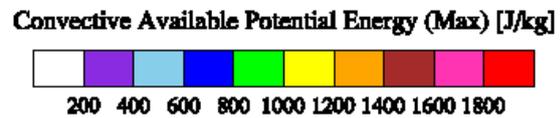
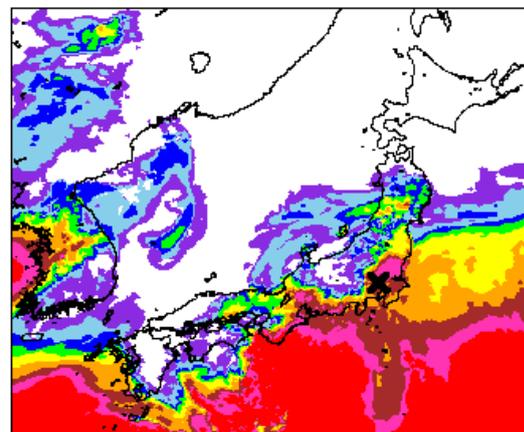
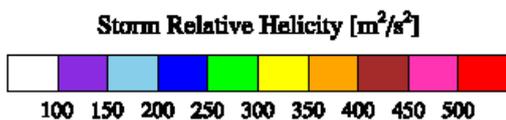
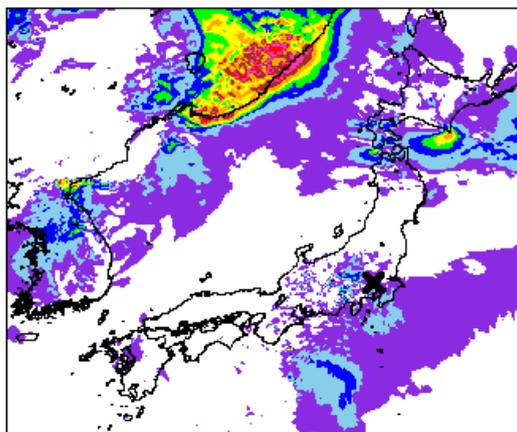


図 14 1971/07/07 F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



#### 4.6 1990/02/19 F2-F3 事例（寒冷前線・暖気の移流・その他（低気圧））

朝鮮半島東部の沖合にある低気圧から寒冷前線と温暖前線が伸び、九州から近畿にかけては比較的暖かい気流が太平洋側から流入している。その中でも発生地点周辺には最も暖かい空気塊が流入しており、鹿児島県南部では局所的に CAPE の値がやや高くなっている。しかし、CAPE 値は F3 竜巻事例に見られるほど高くない。一方、寒冷前線に沿って SReH が非常に高かった。不安定性にやや欠けていたのが、F3 規模には至らなかった理由の一つであると考えられる。

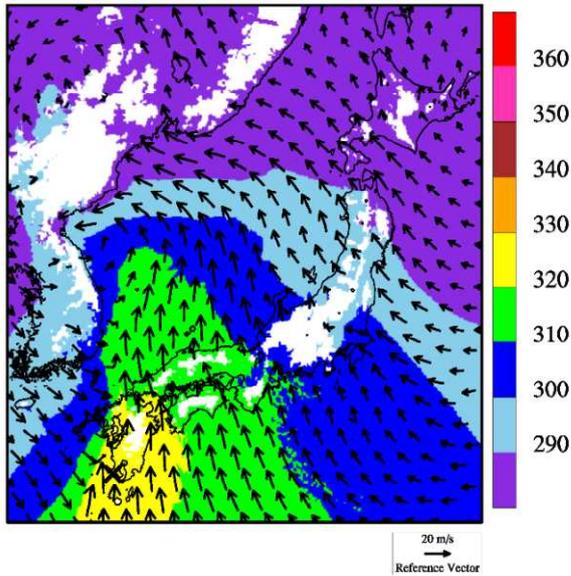
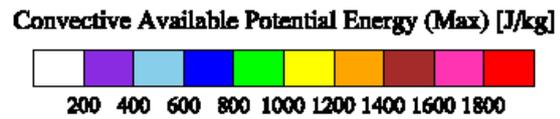
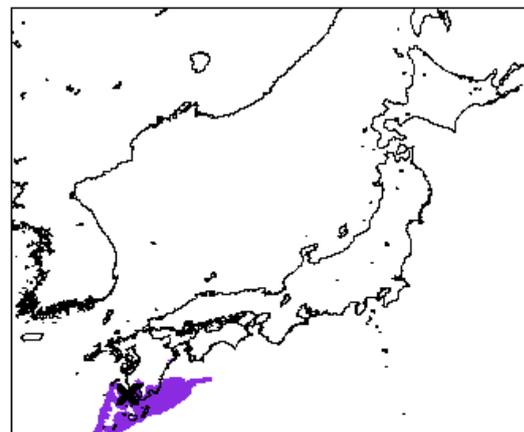
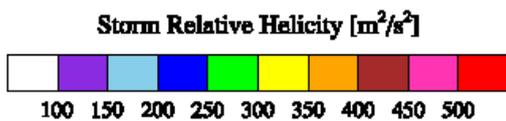
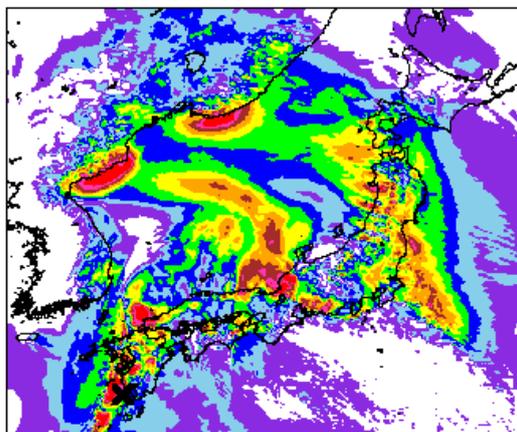


図 15 1990/02/19 F2-F3 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大 CAPE



#### 4.7 1991/06/12 日本海側 F2 事例（寒冷前線・局地性擾乱）

日本海側沿岸に沿って寒冷前線があり，その北側では西南西の風が吹いている。空気塊の暖かさとしては太平洋側と同等のもの（茶色）が，対馬海峡から日本海に入り込んでおり，青森県沖まで到達している。ただし，大気不安定度は暖候期にしては大きくなく，寒冷前線南側の九州から近畿にかけての不安定度（CAPE 分布の赤い領域）と比べるとかなり小さい。SReH の値も特段高い傾向は見られず，F3 発生時の環境場とは様相が異なる。

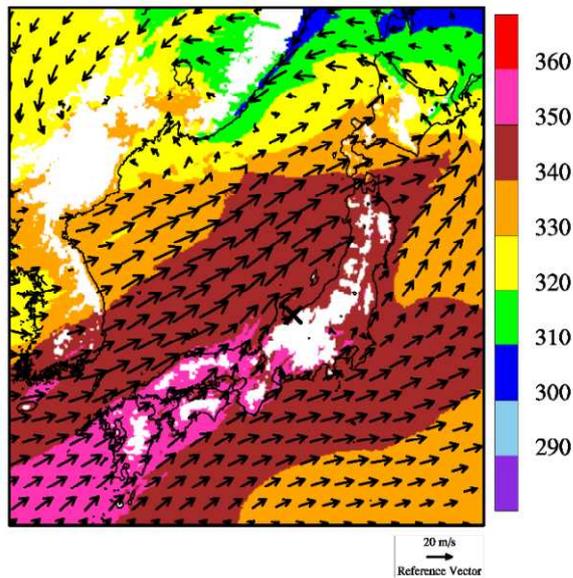
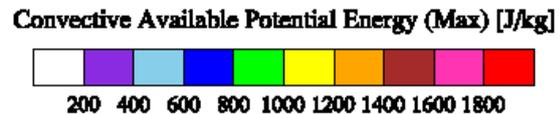
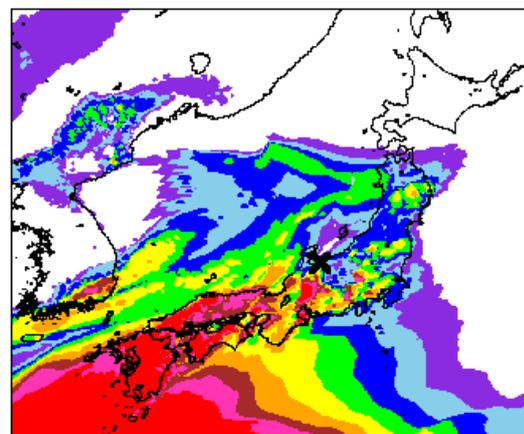
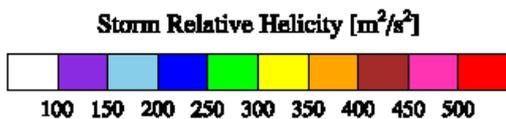
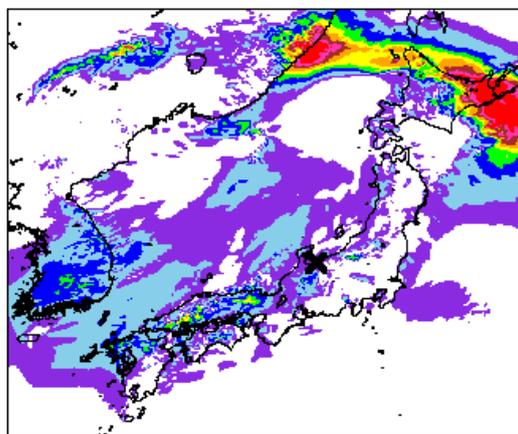


図 16 1991/06/12 F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大 CAPE



#### 4.8 1990/04/06 日本海側 F2 事例 (オホーツク海低気圧・気圧の谷)

オホーツク海にある低気圧と九州の南西海上にある高気圧との間で、西高東低の気圧配置となっており、朝鮮半島東部から季節風が能登半島から敦賀湾に向かって流れ込んでいる。冬季によく見られる状況といえる。能登半島周辺での不安定度の高さは、海上で寒気が暖められて大気が不安定になったことが原因であり、SReH も高めである。特に能登半島周辺では高い。不安定化のメカニズムは異なるが 2006/11/07 F3 竜巻 (佐呂間竜巻) と似た環境場になっている。ただし、SReH が佐呂間竜巻に比べて 4 割程度低く、これが F3 規模に達しなかった理由の一つであると考えられる。

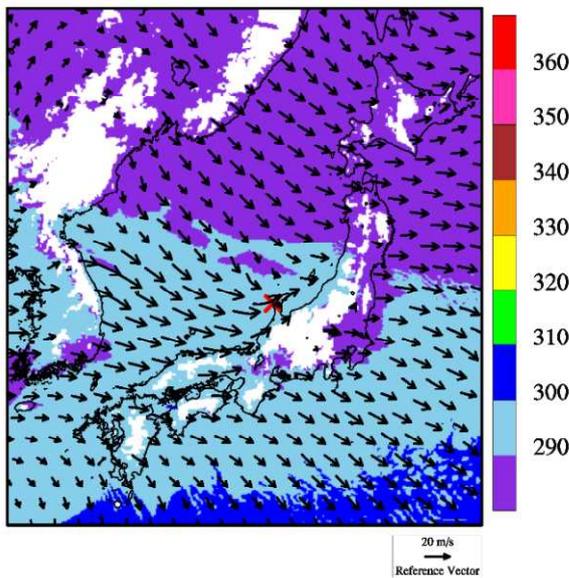
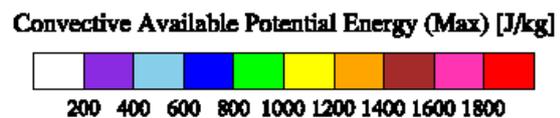
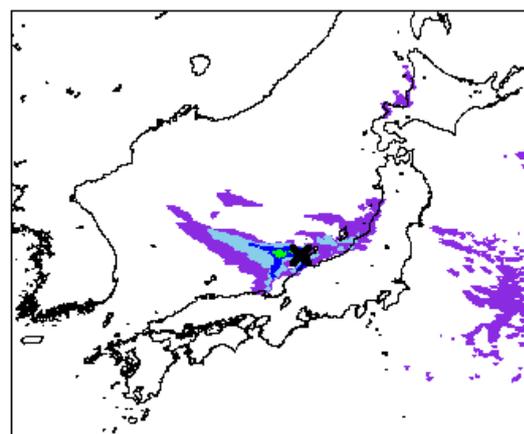
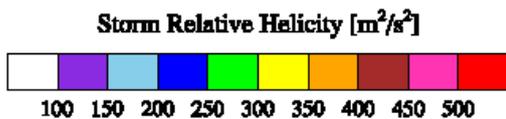
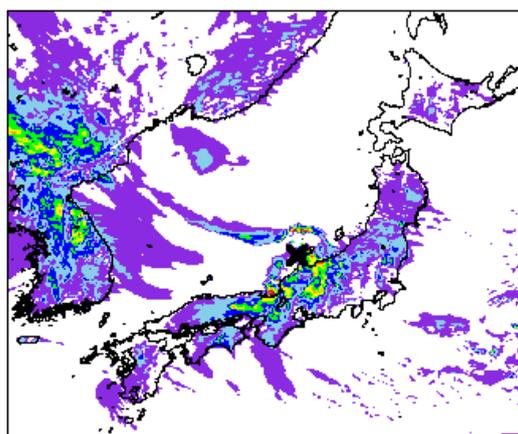


図 17 1990/04/06 F2 事例における気象場と突風関連指数 (左) 500 m 高度における風向・風速および相当温位 (単位: K) (左下) SReH, (右下) 最大 CAPE



4.9 1989/03/16 日本海側 F2 事例（局地性擾乱・寒気の移流）

西高東低の弱い冬型の気圧配置にあり、朝鮮半島から寒気が流入している。島根県の沖で渦状の流れが形成されており、SReH がかなり高くなっている。しかし、やや不安定な大気になっているものの、他の日本海側 F2 事例よりもさらに不安定度が低くなっており、環境場の観点では、F3 規模まで発達するには不安定度合が欠如していたと考えられる。

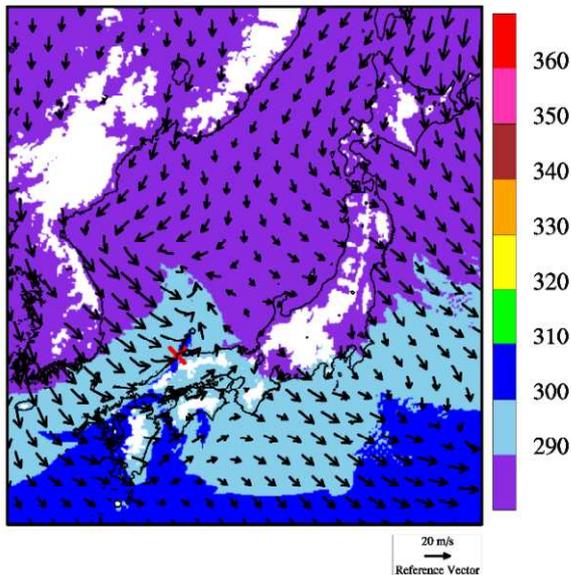
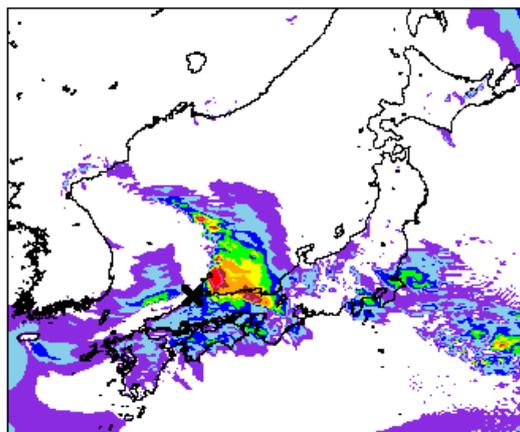
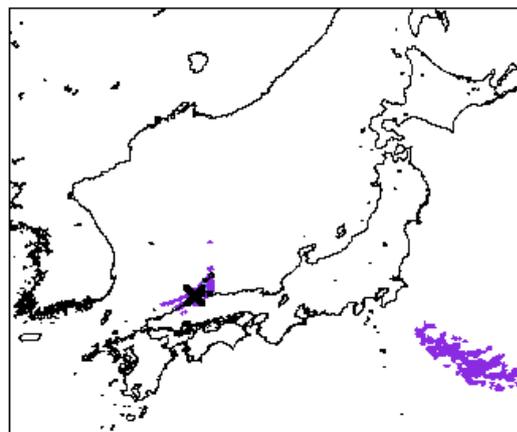


図 18 1989/03/16 F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH、（右下）最大 CAPE



Storm Relative Helicity [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]  
100 150 200 250 300 350 400 450 500



Convective Available Potential Energy (Max) [ $\text{J}/\text{kg}$ ]  
200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 1800

4.10 1999/11/25 日本海側 F1-F2 事例（日本海低気圧・寒冷前線）

北海道の西海上にある低気圧から延びた寒冷前線が日本海沿岸を通過した際に発生した。寒冷前線上では温位のコントラスト（青色と緑色）が明瞭であり，寒冷前線に沿った地域の中でも発生地点周辺はSReHが比較的高く，CAPEの高い範囲の北端部に位置している。CAPEの大きさは，寒候期に発生した F3 竜巻事例を上回ったが，SReHは低かった。

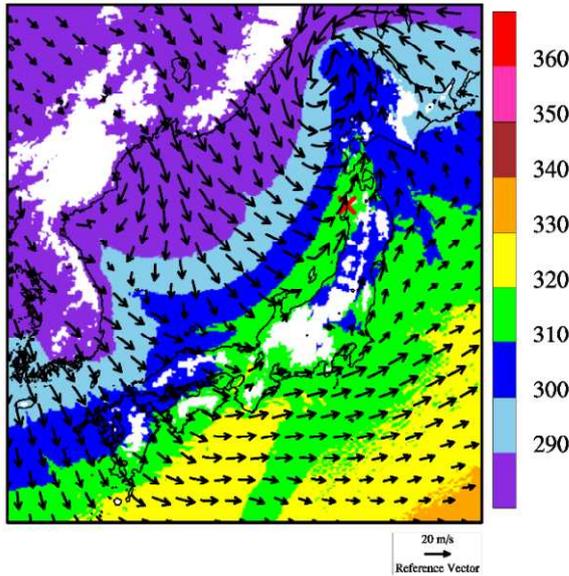
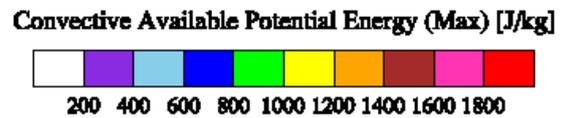
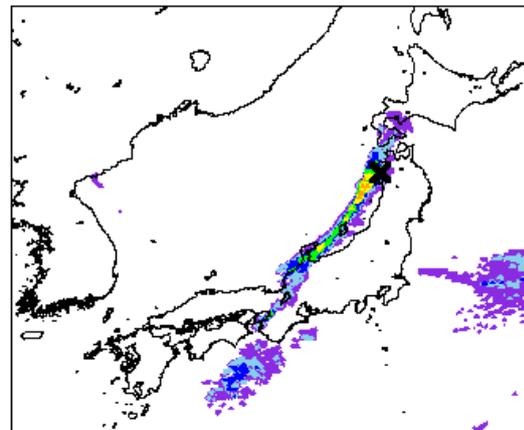
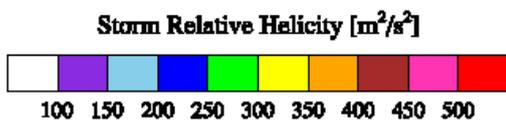
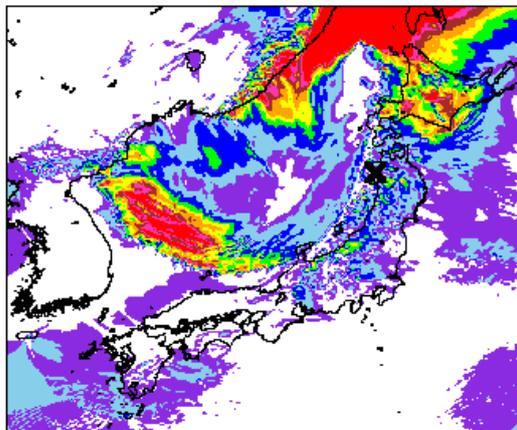


図 19 1999/11/25 F1-F2 事例における気象場と突風関連指数（左）500 m 高度における風向・風速および相当温位（単位：K）（左下）SReH，（右下）最大CAPE



#### 4.11 SReH・CAPE と竜巻強度との間の関係性

10 事例を分析した結果から以下の傾向が見られる。

- ① F3 竜巻事例では共通して、SReH と最大 CAPE の両方が大きく、太平洋側からの暖湿流の流入が見られた。寒候期（11 月～4 月）に発生した事例では CAPE が暖候期（5 月～10 月）に比べて小さいが、SReH が非常に大きく、大気不安定度の小ささを補っているようである。
- ② 今回分析した F2-F3 竜巻時の発生環境場は、CAPE（大気不安定度）が F3 竜巻発生時に比べてかなり低かった。F2 規模と F3 規模とで風速レベルで違いが大きく、本検討において F2-F3 竜巻を F3 竜巻と混合して扱うべきではない。
- ③ F2 竜巻でも SReH は F3 竜巻事例と同レベルの大きさになりうる。冬季の西高東低型の気圧配置下での日本海上での気団変質時、寒冷前線通過時、暖候期の場合は対馬海峡から日本海に向かって空気塊が流れ込む時に大気がやや不安定な状況が見られたが、多くの事例で大気不安定度は F3 竜巻発生時よりも小さかった。不安定度が大きかった事例もあるが、その場合 SReH が大きくなかった。つまり、両指数が共に大きくなる状況は見られなかった<sup>1</sup>。

図 20 は表 3 における SReH と最大 CAPE の値を竜巻のカテゴリ別にプロットしたものである。F3 竜巻においては、暖候期と寒候期で CAPE の大きさが大きく異なっており（5 章参照）、寒候期では暖候期に比べて値が小さいが、SReH が非常に大きい傾向が見られる。

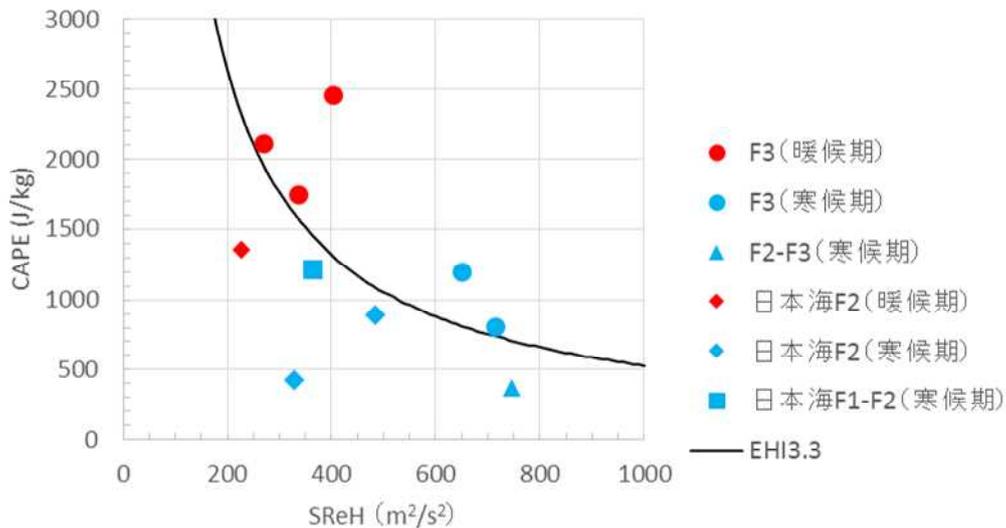


図 20 SReH と最大 CAPE の関係

事例数が少ないことが課題であるが、日本海側の F2 規模竜巻の発生環境場では小さな指

<sup>1</sup>太平洋側の F2, F2-F3 竜巻はこの点で日本海側の F2 竜巻と異なるようである。太平洋側からの暖気流の流入下で起こるため、F3 竜巻と同レベルあるいは大きな指数になるケースが見られる。実際、小さな竜巻が F3 竜巻発生時の前後あるいはほぼ同時に発生することが F3 竜巻 5 事例中 4 事例見られた。

数値の下でも竜巻が発生しているという点において、F3 規模竜巻の発生環境場との違いが見られる。SReHとして  $250 \sim 300 \text{ m}^2/\text{s}^2$  程度以上、(最大) CAPE として  $1600 \text{ J/kg}$  (暖候期) あるいは  $600 \text{ J/kg}$  (寒候期) 程度以上の環境場において F3 竜巻が発生しているとみなすことができる。EHI に対しては、3.3 程度を超える場合に F3 竜巻が発生している。この場合、季節に分けずに通年単位で分析できる可能性がある。

国内外の関連研究をレビューしたものを付録 B に記した。現時点では各研究とも課題がある状況であるが、特に米国での成果では、F3 規模以上とそれ以外といった大きな竜巻とそれ以外を区別けることにおいては両指数が活用できそうである。そこで、次節では、国内最大規模 F3 あるいはそれ以上の規模の竜巻が発生するのに適した環境場を対象に、その生起頻度の地域性について検討する。

## 5. 竜巻発生環境場の生起頻度分析

前節において過去に発生した竜巻に対する環境場を分析したところ、国内で(太平洋側で)発生した F3 竜巻では、SReH と(最大 MU) CAPE の両方が大きな値をとる傾向が見られた。ここでは、SReH と CAPE それぞれに対してある閾値を設け、その閾値を同時に超える頻度を分析することにより、国内最大規模 F3 あるいはそれ以上の規模の竜巻発生を観点とした地域性について議論する。(杉本ら 2014a) また、参考として EHI に対しても同様に検討することとする。

### 5.1 用いる気象データ

突風関連指数の地域性を見出すには、詳細なメッシュ間隔でかつ長期間のデータが必要である。そこで、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の再解析データ ERA-Interim (1989 年以降; 水平分解能約 70 km) および ERA40 (1989 年まで; 水平分解能約 250 km) をもとに、気象モデルを用いて数値的に気象場を解析したデータセット(橋本ら 2011)を用いる。当データセットは、気象庁と電力中央研究所が共同で作成した JRA-25 再解析データ (Onogi et al. 2007) よりも  $5 \text{ km} \cdot 1 \text{ 時間}$  毎と時空間解像度が細かく、豪雨事例の再現性も高まっている(橋本ら 2013)。本検討では、1961 年から 2010 年までの 50 年間にわたって 1 時間毎に解析されたデータを用いる。詳細メッシュでかつこれほど長期間のデータセットは他に類をみない。

ECMWF の再解析データは、地球温暖化予測を目的として世界的に広く活用されており、最も精度が高いものと認識されている。しかし、空間分解能が非常に粗いため、物理的ダウンスケーリング手法として、WRF モデルを用いた長期再解析により  $5 \text{ km}$  メッシュの気象場を算出してデータセットを作成し、本データセットで解析されている上空風、気温、気圧等の気象データを用いて、SReH と CAPE の値を  $1 \text{ 時間} \cdot 5 \text{ km}$  メッシュで算出した。50 年間にわたるデータサンプル数は各メッシュに対して約  $4.4 \times 10^5$  個存在することとなる。

## 5.2 季節間の傾向差

F3 竜巻の発生環境場の特徴として、寒候期（11月～4月）に発生した竜巻のCAPEが暖候期（5月～10月）に比べて小さく、SReHが高い傾向にあった。こうした季節に応じた指数の特徴の違いについて考察する。

図21は、SReHの閾値を $150 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPE（最大CAPEではない）の閾値を $250 \text{ J/kg}$ に設定し、各指数に対する超過頻度（全体の母数に対する割合（%））を各モデル格子点に対して月別に算出したものである。ここでは小さな閾値を設定している<sup>1</sup>。SReHに対しては、日本海および沿岸域では冬季に頻度が大きく、大きな値をとる傾向が示唆されている。また、関東平野、および日高山脈周辺では年間を通じて他地域に比べて高い頻度を有している。7月は全体的に低くなっている。一方、CAPEに対しては、寒候期で低い値をとり、暖候期で高い値をとる傾向が見られ、緯度依存性も見られ、Chuda and Niino (2005)の分析結果と整合している。この緯度依存性は、熱帯域ほど暖かく、高い雲ができやすいことと関係している。CAPEについては、季節・緯度依存性が強く、南に行くほど、暖かい季節になるほど絶対値が大きくなっている。加藤(2008a)でも指摘されているように超過頻度を検討する上ではこの特徴を踏まえる必要がある。そのため、以下の検討では、季節に応じた最大CAPEの閾値を設定して超過頻度を求めている。

ところで、閾値が変わると図21で見られる頻度分布もそれに応じて変わるが、相対的な頻度大小関係はある程度保持される。国内最大規模F3の竜巻は太平洋側沿岸の平野部で発生しているが、CAPEの値は基本的に南ほど高い値をとるため、CAPEの地域性とは整合しない（例えば、沖縄ではF3竜巻は発生していない）。また、SReHにおいても整合しない（例えば、日本海側でF3竜巻は発生していない）。少なくとも片方の指数だけではF3竜巻発生地点の地域傾向を説明することはできない。したがって、SReH・CAPEの関係性（図20）から両方の指数を考慮した場合に説明づけられるか否かがポイントとなる。

## 5.3 同時超過頻度分布に見られる傾向

前節における検討結果（図20）を踏まえ、SReHの閾値を $250 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPEの閾値を $1600 \text{ J/kg}$ （暖候期）あるいは $600 \text{ J/kg}$ （寒候期）として、同時超過頻度を算出する。また、竜巻発生時には降水現象を伴うものと考えられることから、降水量の閾値 $2 \text{ mm/hr}$ を条件に追加した。なお、降水量の閾値については頻度値の大小に若干影響を及ぼすが、結果の解釈には全く影響しないことを確認している。

暖候期・寒候期別に同時超過頻度を算出した結果を図22に示す。また、図23は、気象庁の「竜巻等の突風データベース」で確認されたF2-F3竜巻およびF3竜巻の発生箇所を示したものである。暖候期においては、同時超過頻度0.01%前後の地域が茨城県以西の太平洋側および九州の沿岸域の平野部に広がっており、超過頻度の高い地域はF3規模の竜巻の発生箇所を包含している。つまり、超過頻度の高い地域でF3規模以上の竜巻発生に適し

<sup>1</sup>閾値を小さく設定するという事は、スーパーセルだけではなく、小さな雷雨発生の環境場も捕捉することを意味する。

た環境場が整いやすいことが示唆されている。それに対し、日本海側，東北太平洋側，および北海道・下北半島といった北日本での超過頻度の値は，1～2 オーダ以上小さな値となっている。

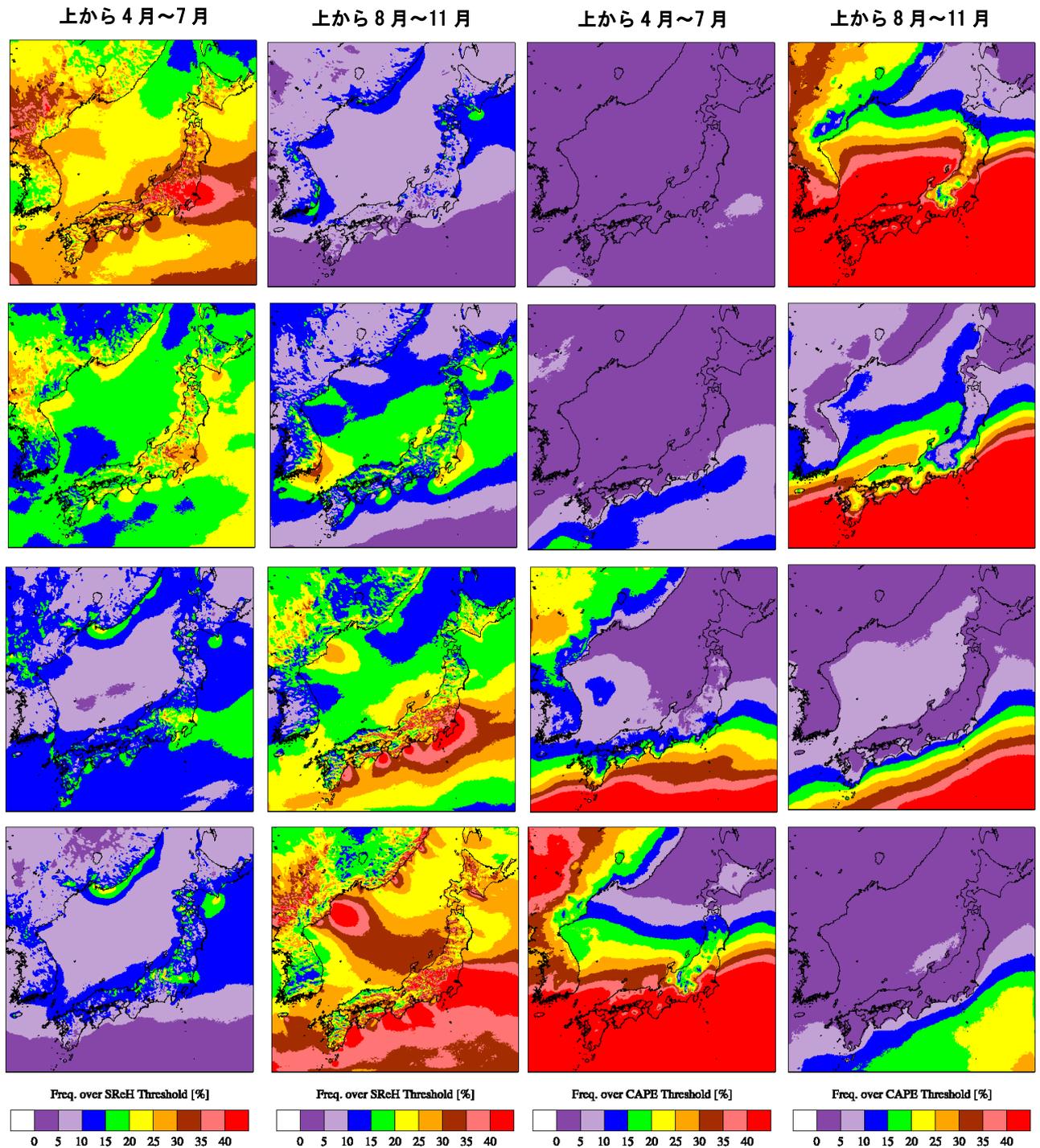


図 21 月別の SReH（左側 2 列）および CAPE（右側 2 列）の超過頻度分布

また、寒候期の超過頻度分布では，頻度が高い地域が南側にシフトしているが，F3 竜巻発生箇所がより沿岸に近い地点に限られていることに対応している。全体的に暖候期に見ら

れる傾向と同様であり、また F3 規模竜巻の発生数に季節間の差が見られないことも反映されている。このように、過去の F3 竜巻発生時の環境場の解析結果を踏まえて設定した SReH と CAPE の閾値を両方超過する頻度の分布は、実際の F3 竜巻の発生箇所の傾向と整合している。

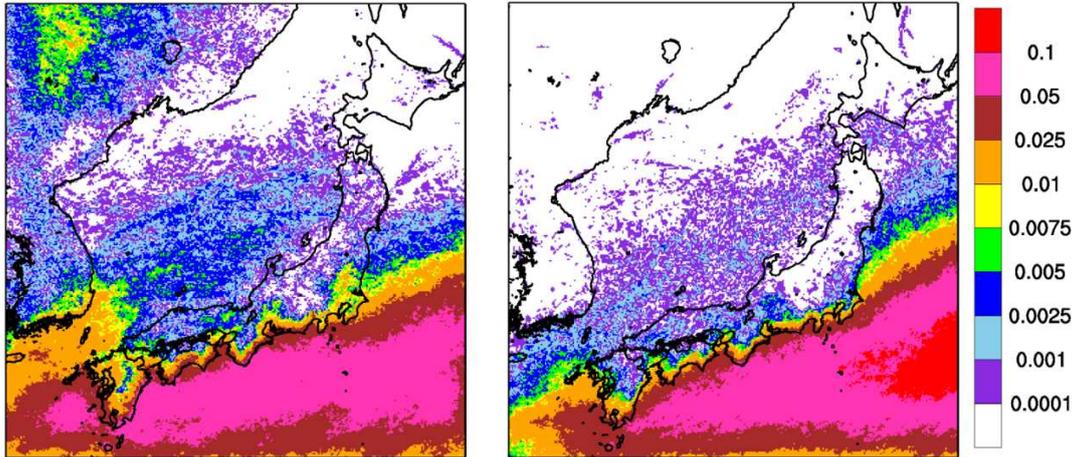


図 22 同時超過頻度分布（単位：%，F3 規模以上を対象；左：暖候期，右：寒候期）  
（実績ベースの閾値（SReH：250  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ，最大 CAPE：1600 J/kg（暖）600 J/kg（寒）））

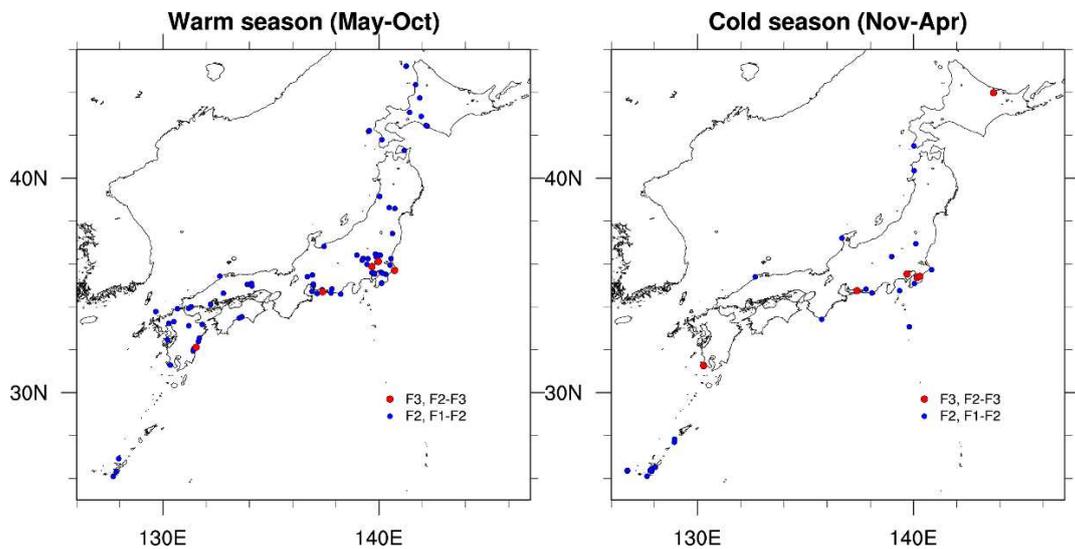


図 23 F3 竜巻（F2-F3 を含む）および F2 竜巻（F1-F2 を含む）の発生箇所  
（左：暖候期，右：寒候期）

同時超過頻度分布は、閾値を「超過する」という意味において、F3 規模あるいはそれ以上の規模の竜巻が発生するのに適した環境場の生起しやすさを表現していると解釈できる。この分布では、高標高山岳（九州山地，四国山地，中国山地，中央アルプス等）の南北で頻度が大きく異なっており、これら山岳によって太平洋側からの暖気流が遮断される効果

(図 6 参照) が大きな竜巻の発生に影響していることも示唆されている。

EHI を用いた場合、図 22 に見られる両季節の傾向の中間的な傾向が見られる。図 24 は、EHI の閾値を 3.3 (図 20 参照) にした際の超過頻度分布である。通年単位で閾値を設定しているため、中間的な傾向を示すのは妥当である。また、SReH と CAPE の両方の指数を用いる方法においても問題がないことを示唆している。つまり、米国とは異なり (付録 B 参照)、国内においては、SReH あるいは CAPE の片方が異常に大きく、EHI がある程度高い値を示すような事例が稀であるからである。

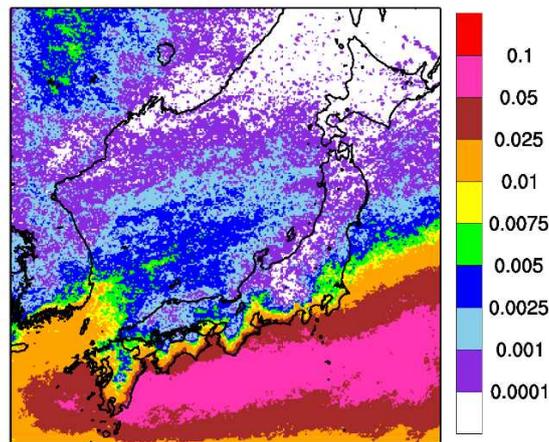


図 24 超過頻度分布 (単位は % ; 通年 ; EHI の閾値 : 3.3)

#### 5.4 F3 規模の最大風速を考慮すべき地域

図 22 より国内最大規模の F3 竜巻が発生するのに適した環境場が形成される頻度には地域差があることがわかった。この分布形態から実際に F3 規模の竜巻を考慮すべき地域を特定するには確率論的な議論が必要である。つまり、国内の竜巻影響評価ガイドで記載されている超過確率  $10^{-5}$ 、米国の評価ガイド等 (Ramsdell and Rishel 2007, U.S. NRC 2007) で記載されている超過確率  $10^{-7}$  を参考として必要となる風速レベルを考慮する必要がある。

図 25 は、ハザード評価と同様に海上 F 不明竜巻を按分して各 F スケール竜巻の 51.5 年間 (1961 年～2012 年 6 月) 擬似発生数を分析し、F スケール毎に発生率 (対象 F スケールの発生数/擬似発生数) を地域別にプロットしたものである。太平洋側と北日本とでは竜巻の全発生数に大差はないことから、この発生率で対象 F スケール竜巻の発生しやすさを概ね把握することができる。Dotzek et al. (2005) と同様、F スケールが大きくなるほど指数的に頻度が低減しているが、F3 規模の発生率は、茨城県以西太平洋側・九州沿岸では、その他の地域に比べ 1 オーダ程度発生率が高くなっており、突風関連指数の分析結果と整合していることがわかる。日本海側沿岸や東北太平洋側・下北半島では、F3 竜巻が発生していないため、もっと頻度が小さくなることが予想できる。また、F2 規模になると地域差が小さくなり、F0 規模ではむしろ太平洋側の方が若干少なくなることも見てとれる。

九州電力川内発電所を対象とした竜巻影響評価において、(海岸線に対して陸側・海側 5 km

の竜巻検討地域に対する) ハザード評価結果では、F3 規模竜巻 (風速 93 m/s) に対する超過確率は、大凡  $10^{-6} \sim 10^{-7}$  にある。上記のように、日本海側を含む北日本では F3 規模竜巻の発生しやすさ、および発生数は、太平洋側に比べて少なくとも 1 オーダは低いことを考慮すると、F3 規模竜巻の風速が生起する確率は、超過確率にして  $10^{-7} \sim 10^{-8}$  を下回る。この超過確率レベルは米国の評価ガイドに規定されているレベルを下回っている。そのため、北日本・日本海側の地域では、F3 規模竜巻の風速レベルは基準竜巻風速としては想定範囲外の範疇に入ると考えることができる。

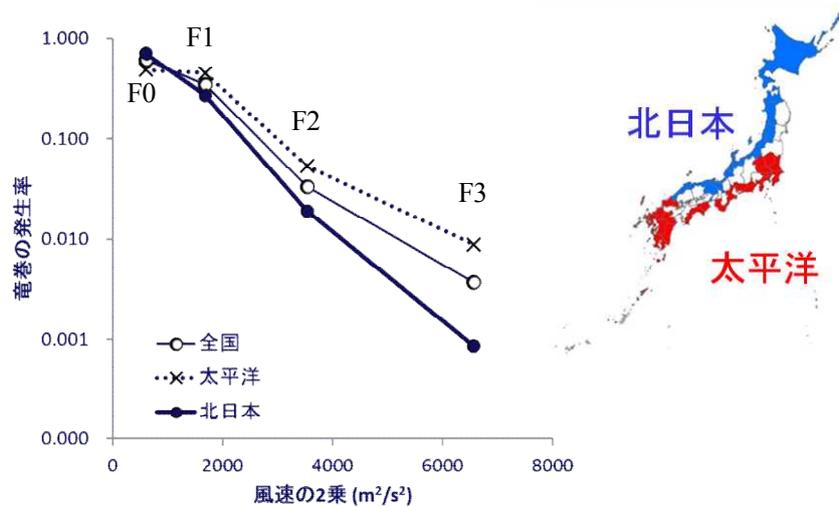


図 25 各 F スケールの発生率

### 5.5 閾値が同時超過頻度の分析結果に及ぼす感度

小さな閾値を設定すると、雷雨 (非竜巻)・小さな竜巻の発生を勘案することとなるため、全体的に頻度値が上昇し、(発生実績と同様に) 地域性が明瞭でなくなる。一方、非常に大きな閾値を設定すると、F4・F5 規模の非常に大きな竜巻に着目することになり、高頻度域は太平洋側のさらに限定された地域になる。杉本ら (2014b) は、国内最大規模の F3 規模が発生する環境場として適切な閾値を、SReH については  $150 \sim 550 \text{ m}^2/\text{s}^2$  の範囲 ( $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$  刻み)、最大 CAPE に対しては、 $200 \sim 1500 \text{ J/kg}$  ( $100 \text{ J/kg}$  刻み) の範囲の値の組み合わせで検討した。最適とみなされた組み合わせに対する結果は図 22 に示した結果に概ね沿ったものとなっている (付録 E)。

突風関連指数を用いたメソスケール分析はスーパーセル型竜巻に適するため、非スーパーセル型竜巻を含む F2 規模の竜巻を含めた分析に SReH や CAPE といった突風関連指数を用いる適用性は微妙ではあるが、ここでは F2 規模以上の竜巻の発生頻度を念頭においた閾値について考えてみる。図 20 の結果から両指数の閾値を

SReH :  $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$

最大 CAPE :  $1000 \text{ J/kg}$  (暖候期),  $350 \text{ J/kg}$  (寒候期)

とする<sup>1</sup>。ただし、暖候期については 参考にできる竜巻が 1 事例しかないため、650 J/kg の 閾値についても検討する。EHI を用いる場合、島根県で発生した 1989/03/16 F2 事例以外 は 1.5~2.0 前後の EHI に入っているが、1989/03/16 F2 事例では 0.8 強にとどまっ ている。そこで、1.5 と 0.8 を EHI の閾値として超過頻度の算出を試みる。

同時超過頻度の算出結果を図 26 に示す。F3 規模以上の竜巻を対象とする場合よりも頻 度は全体的に上がっている。図 22 では奄美・沖縄方面では本州（茨城県以西）太平洋側に 比べて頻度がやや低くなる傾向が推測されるが、図 26 では奄美・沖縄地方でも値が高い傾 向が推測され、実際の発生箇所（図 23）に整合している。

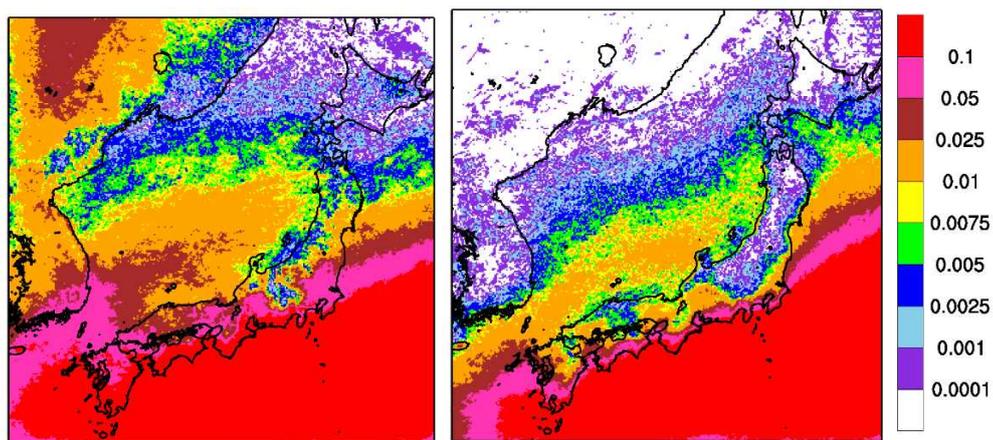


図 26 同時超過頻度分布（単位：%，F2 規模以上を対象；左：暖候期，右：寒候期）  
 (SReH の閾値：200 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>，最大 CAPE の閾値：1000 J/kg（暖）350 J/kg（寒））

暖候期においては、福島県から宮城県の太平洋側および本州日本海側沿岸での頻度が高 まり、中部地方以西では内陸も含めて頻度が高く、東日本も内陸深くまで頻度が高くなっ ている。実際の F2 規模以上の発生箇所の多くを含包できている。しかし、北海道の石狩地 方以北で F2 竜巻が計 4 個発生しているが、同時超過頻度はかなり低い。CAPE の閾値を 1000 J/kg から 650 J/kg 程度まで落とすと対応性は高まり（図 27）、能登半島以北の日本海側・ 北日本における頻度は本州・中日本以南に比べて少し低い程度となって、全体的に地域間 の差は薄れる。図 25（F2 規模以上の場合、全国平均からの差は、太平洋側とそれ以外の 地域ともに 1 オーダの差はない）を踏まえると、図 27 の方がベターと考えられる。

<sup>1</sup>太平洋側 F2・F1-F2 竜巻の場合は F3 規模に対する閾値を同時に超過する竜巻がいくつか存在する。その 一部は F3 竜巻（茂原竜巻，豊橋竜巻，つくば竜巻）とともに発生したものである。環境場としては F3 竜 巻が発生しうる状況下でも、マイクロスケールの気象メカニズム等で小さな竜巻が発生することがあると 解釈できる。つまり、閾値は、環境場（親雲スケールの気象場）を観点とした、対象規模の竜巻が発生す るための「必要条件」であるといえる。

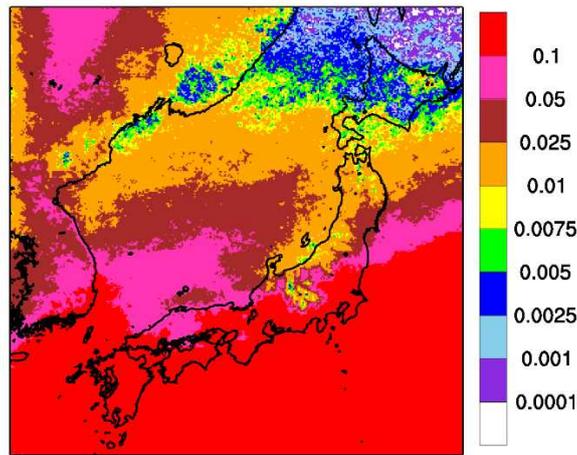


図 27 同時超過頻度分布 (単位：%, 暖候期)

(SReH の閾値 :  $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , 最大 CAPE の閾値 :  $650 \text{ J/kg}$ )

オホーツク地方で頻度が高く, F2 規模程度の竜巻が発生する環境場は東北・道南地方に匹敵した確率で形成されうるといえる。

寒候期においても福島県から宮城県の太平洋側, 襟裳岬から道南方面の沿岸部, および本州・道南の日本海側沿岸で頻度が大きくなっている。道南より北側の日本海側沿岸で頻度が増えていないのは実態と整合している。中央アルプス以北の中央山地で頻度は低目である。この地域で竜巻は 2 箇所発生している (図 23) が, 共に F1-F2 規模の小さな竜巻である (図 28)。

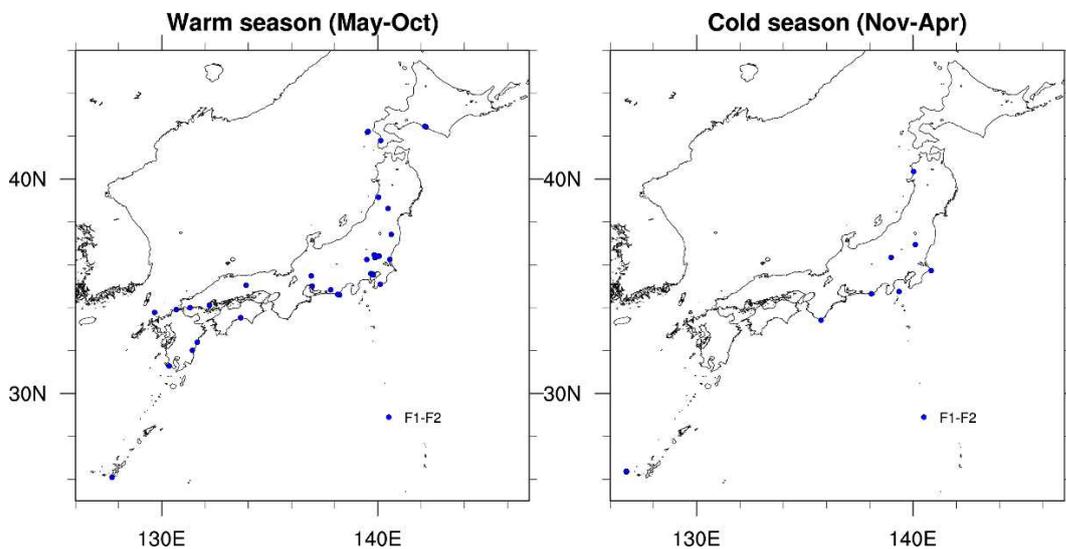


図 28 F1-F2 竜巻の発生箇所

第 4 節における個別竜巻の分析事例において, 暖候期に対しては 1988 年以降に発生した F2 あるいは F1-F2 竜巻が 1 事例しかない。図 26 に示した東北太平洋側沿岸から道南・道東にかけての頻度において, 暖候期の方が低いというのは海水温の高さの季節性との整合性にも欠けるため, 最大 CAPE の閾値は  $1000 \text{ J/kg}$  よりも小さくした方がよいと思われる

る。図 27 で用いた閾値 650 J/kg の妥当性の判断は今後発生するであろう F2 規模の竜巻の発生を踏まえた分析結果をもとに再度検討する必要があるが、概ね発生状況の地域性は表現できている。

EHI を用いた場合、EHI 1.5 では、図 26 の暖候期、寒候期の状況を平均的に見た時の頻度分布に大凡あてはまる（図 29 左図）。1989/03/16 F2 事例を参考に 0.8 まで閾値を下げると、地域性は殆ど見られなくなる（図 29 右図）。上述のように、暖候期の分布は図 26 よりも閾値を下げた図 27 の分布の方がよい傾向が見られることから、EHI 1.5 の結果は頻度を過少に評価している可能性がある。しかし、閾値を 0.8 まで落とした結果では、茨城県以西太平洋側+九州沿岸と、それ以外の地域との差がかなり小さく、落としすぎのようである。いずれにしても、F2 規模以上の竜巻を対象とする場合、F3 規模以上を対象とする場合とは異なって季節間での発生数の差があり（図 23）、EHI を用いた通年評価をすることについては議論の余地が大きい。

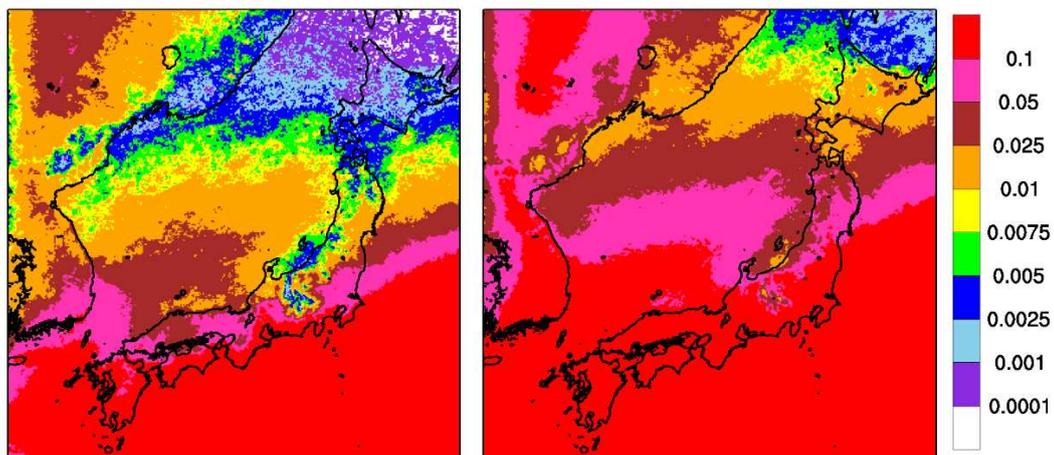


図 29 超過頻度分布（単位は %；通年；EHI の閾値：（左）1.5，（右）0.8）

## 6. 佐呂間竜巻に対する考察

図 22 の同時超過頻度分布において、北海道では超過頻度が非常に低いですが、網走支庁網走支庁佐呂間町では F3 竜巻が発生している。ここではこの竜巻に対する考察および影響評価における取り扱いの方向性について述べる。

佐呂間竜巻の発生メカニズムについて過去の知見を踏まえ、図 30 のように模式的に示した。図 11 に示したように、当竜巻発生時においては、太平洋側からの暖気流が道東・オホーツク地方に流入している環境下で、高い SReH を伴う寒冷前線が通過しており、図 20 に示すように、SReH、CAPE とともに一定の高さを保持していた。この意味で、太平洋側で過去に発生した F3 竜巻の環境場の特徴と同様の特徴を有する。ただし、CAPE については、図 11 に示したように、SReH とは異なり、降水域が発達した日高山脈の東側に広く高い値をとっているわけではなかった。一方、加藤（2008b）が以下のように指摘しているように、この竜巻に対しては周辺地形によるマイクロスケールの影響を無視できない。

「下層での鉛直シアの強化は、ガストフロントの前面下層の気圧低下による水平風加速

に加えて、強い鉛直渦度生成領域の風上（南南東）側に南南西～北北東に伸びる最大標高 600 m 以上で幅 10 km ほどの尾根による山岳波の影響を少なからず受けている。実際の竜巻発生位置の風上側にも同様な尾根が存在していることから、佐呂間竜巻は地形の影響を受けて発生したと考えられる。」

このマイクロスケールの効果は環境場では考慮できない（解像できない）ため、両指数の値は、特に SReH では図 20 でプロットした結果よりも高まっている可能性が高い<sup>1</sup>。

前節でも議論したように、オホーツク地方は北海道の中でも F2 規模以上の竜巻であれば本州北日本と同等の頻度で環境場が形成されやすい地域であるが、F3 規模以上の竜巻に対しては環境場が形成されがたい、つまり F3 規模に到る程度に大気不安定な空気塊の流入と高渦度を有した総観場の通過が同時に発生する頻度が極めて低い。佐呂間竜巻が地形影響を受けていることを踏まえると、竜巻発生を観点とした気候としては、この地域で F3 規模

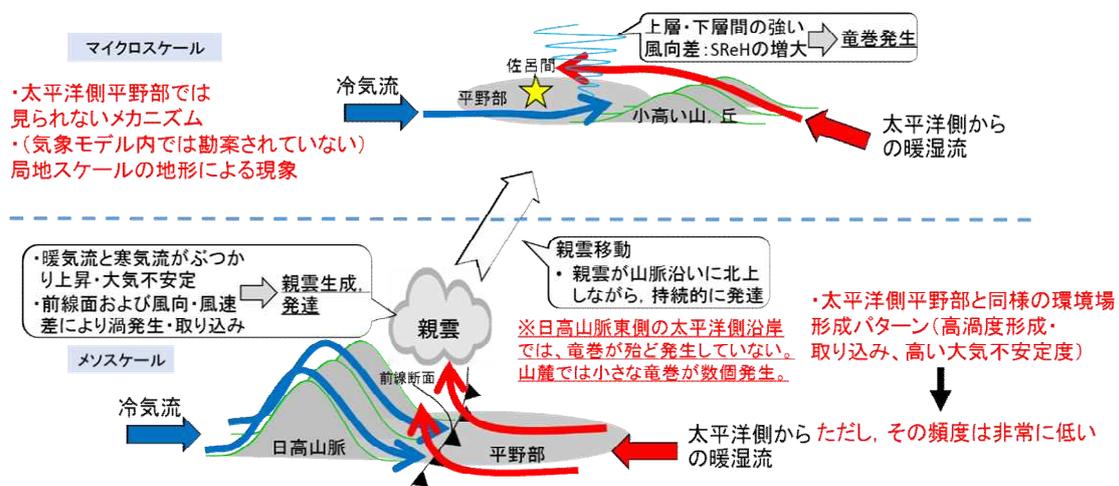


図 30 佐呂間竜巻の発生メカニズムに関する模式図

の竜巻発生に適した環境場は極めて生起しがたく、佐呂間竜巻発生時においても F3 規模竜巻の発生には（特に最大 CAPE においては）微妙な環境場であった<sup>2</sup>が、近隣の周辺地形の影響を強く受けて F3 規模の竜巻発生に到ったと解釈するのが妥当と考えられる。

上述のように、竜巻発生環境場に関する同時超過頻度分布（図 22）、および発生率の分析結果（図 25）をもととした超過確率の議論では、竜巻検討地域の設定および基準竜巻風速  $V_{B1}$  の設定に佐呂間竜巻を特段考慮する必要はない。それはこの竜巻が基準竜巻設定で対象としている地域性・空間スケールよりも局地的・小さな空間スケールを有する地形影響を受けたものであるからである。むしろ、この影響については、竜巻影響評価ガイドにおける設計竜巻  $V_D$  の設定時に考慮するのがガイドの趣旨に沿っている。

佐呂間竜巻のような竜巻が発生するかどうかについては、当時の気象場（総観場（寒冷

<sup>1</sup> MLCAPE の値は非常に小さく（瀧下ら 2011）、MUCAPE の値は大きめであることから、尾根を乗り越えた先の佐呂間町上空における（寒冷前線起因の）冷気流の上側で、大気が局所的に不安定になっている可能性は否定できない。

<sup>2</sup> 佐呂間竜巻は季節の変わり目に発生したが、暖候期の傾向が強かった（図 26 参照）といえる。

前線)、気流場、大気不安定度)と周辺地形の類似性を確認すればよい。確認のポイントとしては、これまでに説明した気象場の分析結果を踏まえれば以下の2点である。

- ・太平洋側からの暖湿流が高標高山岳等に遮断されずに直接流入しうる地域である。
- ・近隣地形(数キロ程度四方の範囲)において、(太平洋側からの)暖気流の流入方向に尾根状の丘・山が存在すること。

この条件を満たせば、寒冷前線通過時に、暖かい空気塊が尾根を乗り越えて寒冷前線起因の冷気流の上側に流入できる。このような確認を行う必要があるのは、東北太平洋側や北海道オホーツク地方・道南地方等太平洋に面した地域に立地した発電所である。発電所は沿岸部に立地しているため、佐呂間竜巻で影響を及ぼしたような尾根形状の島が沖近くに存在するかがポイントとなる。日本海側沿岸部に立地した発電所においては、高標高山岳の影響が大きい(図6)、不安定性の非常に大きい暖湿流が流れ込むような状況は生じがたい。

## 7. まとめと今後の課題

以上、数値気象モデルおよびモデル解析データをもととした竜巻検討地域の設定方法について、特に検討地域における最大竜巻規模を基準竜巻風速  $V_{B1}$  として採用できるかどうかを観点として、竜巻発生環境場の分析を行った。その結果、以下の結果が得られた。

- ・ F3 規模の竜巻、F2-F3 規模の竜巻(1988年以降)、日本海側 F2 規模の竜巻(1988年以降)、および日本海側 F1-F2 規模の竜巻(1988年以降)を対象に、WRF モデルと ECMWF 再解析データを用いた気象解析を行い、5 km 解像度での気象場と突風関連指数(SReH・CAPE)の分布を分析した。
- ・ 上記竜巻事例に対して竜巻発生地点周辺における SReH と CAPE の両指数の値を分析し、F3 規模以上の場合と F2 規模以上の場合の両方に対して、地域性を考える際の妥当な閾値について検討した。
- ・ F3 規模以上の竜巻を対象とした閾値を同時に超過する頻度の分布を50年間の長期再解析データをもとに算定した。その結果、茨城県以西の太平洋側沿岸および九州沿岸の平野部で頻度が高く、実際の竜巻発生箇所とも整合していた。一方、その他の地域では、上記太平洋側地域に比べて1~2オーダ以下の頻度であった。
- ・ 総観スケールでの気流場では、日本列島の高標高山脈によって太平洋側から流れ込む不安定性の高い暖湿流が遮断され(図6)、この気流パターンがF3規模の大きな竜巻が日本海側で発生せず、茨城県以西の太平洋側沿岸域において発生するという実績と関係していると考えられる。大きな竜巻はさまざまな総観場区分に発生しているが、総観場区分で「局地性」と判定された竜巻は、スケールの小さな非スーパーセル型であり、上記太平洋側沿岸域と対応していない。一方、総観場として「台風性」と判定された大きな竜巻の発生箇所は対応している。そのため、台風性の大きな竜巻の発生箇所を検討地域の設定の参考にすることは一つの方法として考えられる。

- ・ 同時超過頻度分布の特徴は、擬似竜巻発生数を用いた F3 竜巻の発生率の地域差と対応していた。2 つの突風関連指数を用いた分析は地域性検討に有効であると考えられる。また、超過確率の観点では、 $10^{-7}$  の超過確率以上の風速を検討対象とするのであれば、F3 竜巻の風速レベルを考慮すべき地域は上記太平洋側・九州の沿岸域に限られる。
- ・ 佐呂間竜巻に関連して、オホーツク地方は気候的には F2 竜巻が一定以上の生起確率で発生しうる地域であるが、F3 規模以上の竜巻発生環境場は極めて形成されがたい地域である。佐呂間竜巻に対しては周辺地形の影響を少なからず受けたことが報告されており、基準竜巻設定ではなく、設計竜巻設定時にこの竜巻と類似したものが発生する可能性を定性的に考慮するのが評価ガイドに沿っている。
- ・ EHI を用いた評価は、F3 規模以上の場合では概ね良好であるが、F2 規模以上の場合では、季節間の発生数の違いが大きいため、通年レベルでの評価が難しいようである。現時点では、季節を分けて SReH と最大 CAPE を用いて評価する方がベターだと思われる。
- ・ メソスケールで分析した結果は、竜巻の発生メカニズムの観点において、大きな竜巻の発生に対する大気場の必要条件を把握する上で有効である。総観場傾向から設定した検討地域は、メソスケールでの分析結果と整合した。
- ・ メソスケールでの検討によって得られた必要条件的な傾向は、突風関連指数の分析においては、実際には大きな竜巻が発生しなくとも発生しうる環境場であった事例を排除していないため、実態よりも広い範囲で大きな竜巻が発生しうる地域を評価する点において保守的な評価を行っているといえる。

今後の課題として、将来的な気候変動により規模や発生数の増加傾向となることは否定できないため、最新のデータ・知見をもって気候変動の影響に注視し、必要に応じて見直しを実施していくものとする。

#### 参考文献

- Bluestein, H. B., 2013: Severe Convective Storms and Tornadoes. Springer, 456 pp.
- Brady, R. H., and E. J. Szoke, 1989: A case study of nonmesocyclone tornado development in northeast Colorado: similarities to waterspout formation. Mon. Wea. Rev., 843-856.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. J. Atmos. Res., 21, 634-639.
- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. Wea. Forecasting, 15, 61-79.

- Burgess, D. W., M. A. Magsig, J. Wurman, D. C. Doswell, and Y. Richardson, 2002: Radar observations of the 3 May 1999 Oklahoma City tornado. *Wea. Forecasting*, 17, 456-471.
- Chuda, T., and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 83, 391-408.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davis-Jones, R., D. Burgess, and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB., Canada, Amer. Meteor. Soc., 588-592.
- Doswell III, C. A., and J. S. Evans, 2003: Proximity sounding analysis for derechos and supercells: an assessment of similarities and differences. *Atmos. Res.*, 67-68, 117-133.
- Dotzek, N., M. V. Kurgansky, J. Grieser, B. Feuerstein, and P. Nevir, 2005: Observational evidence for exponential tornado intensity distributions over specific kinetic energy. *Geophys. Res. Letters*, 32, L24813, doi:10.1029/2005GL024583.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scale. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: Simulations of right- and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.
- Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997: The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: Evolution of a family of tornadoes along a weak outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2387-2415.
- Mashiko, W., H. Niino, and T. Kato, 2009: Numerical simulation of tornadogenesis in an outer-rainband minisupercell of typhoon Shanshan on 17 September 2006. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 4238-4260.
- Moncrieff, M., and M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 373-394.
- Noda, A. T., and H. Niino, 2010: A numerical investigation of a supercell tornado: Genesis and vorticity budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88, 135-159.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 56, 527-530.

- Ramsdell, J. V. Jr., and J. P. Rishel, 2007: Tornado climatology of the contiguous United States. NUREG/CR-4461, Revision 2.
- Rasmussen, E. N.: 2003: Refined supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 18, 530-535.
- Rasmussen, E. N., and D. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Roberts, R. D., and J. W. Wilson, 1995: The genesis of three nonsupercell tornadoes observed with dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3408-3436.
- Rotunno, R., and J. B. Klemp, 1985: On the rotation and propagation of simulated supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, 42, 271-292.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers: A description of the advanced research WRF version 2. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-468+STR, 88 pp., 2005.
- Suzuki, O, H. Niino, H. Ohno, and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with Typhoon 9019. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1868-1882.
- Trapp, R. J., 2013: *Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere*. Cambridge, 346 pp.
- U. S. NUCLEAR REGULATORY COMMISSION: REGULATORY GUIDE 1.76, 2007: Design-Basis Tornado and Tornado Missiles for Nuclear Power Plants, Revision 1.
- Wakimoto, R. M., and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1113-1140.
- 飯塚義浩, 加治屋秋実, 2011: 数値予報資料から求めた竜巻に関連する大気環境指数の統計的検証. *天気*, 58, 19-30.
- 大野久雄, 2001: *雷雨とメソ気象*. 東京堂出版, 309 pp.
- 原子力規制委員会, 2013: 原子力発電所の竜巻評価ガイドの制定について. 原管研発第13061911号, 2013年6月19日制定  
([http://www.nsr.go.jp/nra/kettei/data/20130628\\_jitsuyoutatsumaki.pdf](http://www.nsr.go.jp/nra/kettei/data/20130628_jitsuyoutatsumaki.pdf)).
- 加藤輝之, 2008a: 竜巻発生の環境場に関する研究 (I) - 竜巻をもたらす発生環境に関する統計的研究 -, 平成19年度科学技術振興調整費 重要政策課題への機動的対応の推進, 6-12.
- 加藤輝之, 2008b: 竜巻発生の環境場に関する研究 (III) - スーパーセルを伴う竜巻の発生機構の研究 -, 平成19年度科学技術振興調整費 重要政策課題への機動的対応の推進, 39-44.
- 杉本聡一郎, 野原大輔, 平口博丸, 2014a: 国内既往最大規模の竜巻を対象とした発生頻度の地域性について. 2014年度保全学会年次学術講演会, 395-402.
- 杉本聡一郎, 野原大輔, 平口博丸, 2014b: 突風関連指数を用いた大きな竜巻の発生環境場の地域性に関する検討. 2014年度日本気象学会春季大会講演予稿集, B464.

- 瀧下洋一，2011：竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について－突風に関する防災  
気象情報の改善－．測候時報，78，57-93.
- 新野 宏，2007：竜巻．天気，54，933-936.
- 橋本篤，平口博丸，豊田康嗣，中屋耕，2011：温暖化に伴う日本の気候変化予測（その1）  
－気象予測・解析システム NuWFAS の長期気候予測への適用性評価－．電力中央研究所報  
告 N10044，22pp.
- 橋本篤，平口博丸，田村英寿，服部康男，松梨史郎，2013：領域気候モデルを用いた過去  
53年間の気象・気候再現．電力中央研究所報告，N13004，18 pp.

## 付録 A 温位について

気体の状態方程式によれば、同じ気圧下で密度が小さいほど気体の温度は高くなる。したがって、ある空気塊が周囲よりも高温であれば、その空気塊は浮力を得て上昇する。この時、下層での空気塊の気温が高いからといって、ある高い高度に断熱的に持ち上げた空気塊は、その高度の周囲の気温より高いとは限らない。同じ高度（気圧）で気温の高低を比較してはじめて、空気塊が浮力を受けるかどうかがわかる。温位を用いれば、本文の式(3)のように、1000 hPa という基準気圧（高度）での気温を算出するため、二つの空気塊の相対的な暖かさや浮力の発生有無を容易に判断できる。

1 万メートル程度上空における飛行機の客室内の気温を例にとる。客室内は与圧されて 800 hPa 程度の気圧となっており、温位は 310 K 程度とする。それに対し、飛行高度での気圧（100～200 hPa）での気温が約 $-70^{\circ}\text{C}$ とすると温位は 360 K 程度である。外気をそのまま取り込むと、温位は保存するため、客室内では温位 360 K に対する気温は約  $60^{\circ}\text{C}$  となるため、外気を取り込んだ際に空気を冷やす必要がある（吉崎・加藤 2007）。上空ほど気温は低いため、パラドックス的に感じるが、このように温位を用いれば空気塊の暖かさについて容易に把握・比較することが可能である。温位が高いほど暖かく、上昇しやすいということから、大気不安定性を論じるのに温位や相当温位が使われるのはそういう理由である。

### 参考文献

吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187 pp.

付録 B SReH および CAPE と竜巻強度との関係に関する過去文献のレビュー

B-1 これまでの知見整理

Davies (1993)は、最も近い観測点で得られたラジオゾンデデータから SReH をはじめとした鉛直シア関係の指数に関する調査を行い、例えば 0-3km SReH については、平均値として F2・F3 竜巻の場合  $369 \text{ m}^2/\text{s}^2$  (21 事例)、F4・F5 竜巻の場合  $539 \text{ m}^2/\text{s}^2$  (10 事例) と報告した。ただし、スーパーセル竜巻のポテンシャルの見積もりには、大気不安定性と風のシアもしくは SReH の組み合わせを調べるべきであると指摘している。Johns et al. (1993) は、F2 規模以上の竜巻に対して 0-2km SReH と CAPE との間に図 B-1 の関係性を報告した。殆どの F2 規模以上の竜巻が  $\text{EHI} (= \text{CAPE} \times \text{SReH} / 160000)$  が 2 程度を超える場合に発生していることがみてとれる。また、F4・F5 規模の竜巻 (図中の Violent ○) の場合、より大きな EHI で発生している傾向にある。関連した成果は、 $\text{EHI} > 2$  でスーパーセルが発達する可能性が非常に高く、 $\text{EHI} > 4$  で非常に大きな竜巻が発生する可能性が高いとする文献にも見られる (Davies 1993)。

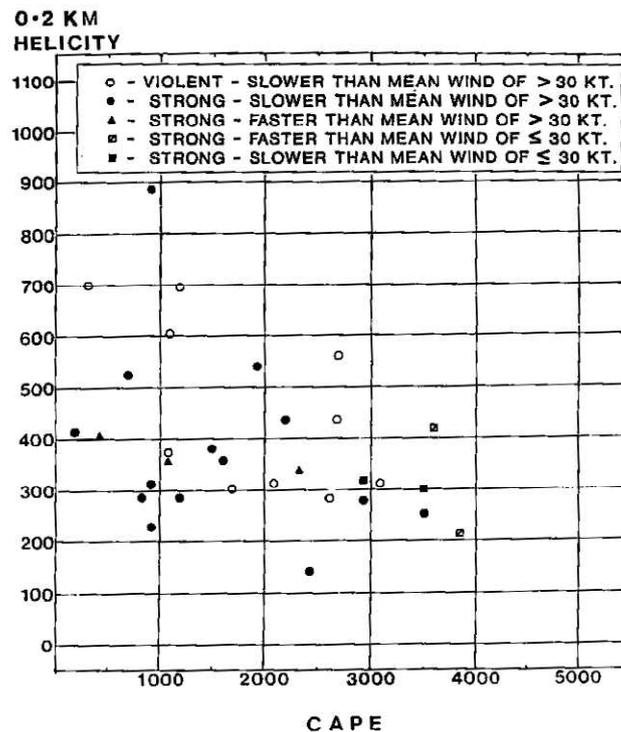


図 B-1 CAPE と 0-2km SReH の関係 (プロットは F2 規模以上。○は F4・F5 規模)

Rasmussen and Blanchard (1998)は、1992 年に米国で実施されたラジオゾンデデータ (0 時 UTC (世界標準時) の約 3000 のデータ) を分析し、竜巻発生地点から 400 km 以内の観測地点のデータから竜巻発生時の突風関連指数の気候学的特性について調べた。F2 規模以上の竜巻とそれ以外の差 (中央値の差) は、SReH, CAPE 単独で用いる場合よりも両方を複

合させた EHI の方が区別できていることが見てとれる (図 B-2)。ただし、F2 規模以上の竜巻が発生した範囲のうち値の小さな EHI で F1 規模以下の竜巻が発生しているケースもある。全ての竜巻・非竜巻を対象とすると、EHI のヒストグラムの結果では、竜巻発生指標としての EHI の有効性が低いと考えられるという報告もある (櫻井・川村 2008)。上記で取りあげた各文献を踏まえれば、突風関連指数の適用性は F0・F1 規模以上か非竜巻かという小さな竜巻の発生有無の区別には向かず、F2 規模以上か否かの区別では適用性が高まり、むしろ F3・F4 規模以上か否かといった大きな竜巻の発生有無を議論するのに適しているといえる。なお、Rasmussen and Blanchard (1988)では、F3 規模以上の高強度の竜巻とそれ以外を区別することについては検討していない。

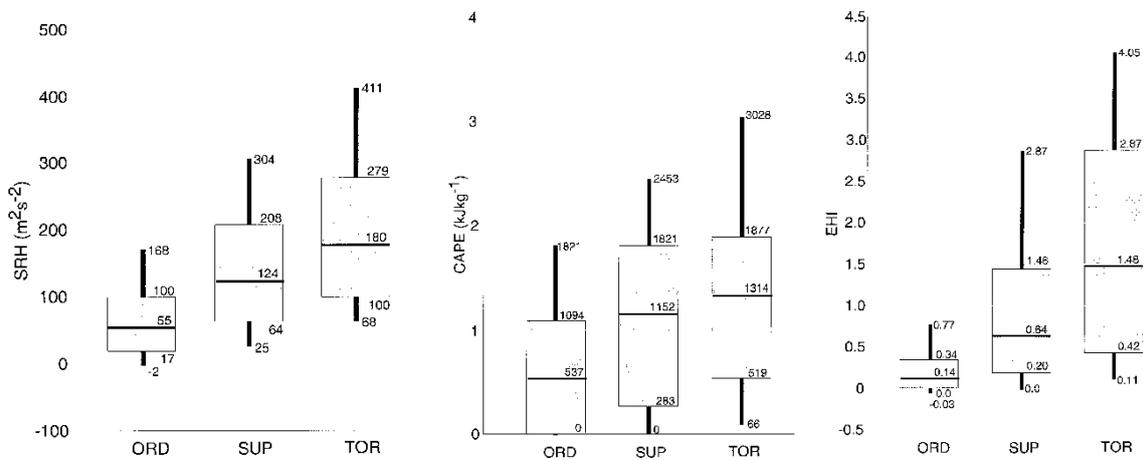


図 B-2 各突風指数 (左: SReH, 中: CAPE, 右: EHI) に対する箱ひげ図 (箱は値の小さい方から 25%から 75%の範囲を表し、箱中の太線は中央値を示す。TOR は F2 規模以上の竜巻, SUP は F1 規模以下の竜巻, ORD は非スーパーセル雷雨を表す。)

Rasmussen (2003)は、SReH を求める際の地上からの層厚について検討し、これまでガイドライン的に使われてきた 0-3km SReH (Davies-Jones et al. 1990) の殆どは、地上から 1 km までの大気 (0-1km SReH) に起因するため、SReH 算出の層厚を 0-1km とすることを提案している。その他、SReH を求める際のストームの移動ベクトル算出方法についてもいくつか方法がある。指数の算出手法に関連して、CAPE についてはより複雑である。特に、数値モデルによる解析値・予測値を算出する場合、対流不安定が解消されることにより CAPE 値が小さく見積もられる場合がある (瀧下 2011)。そのため、Rasmussen and Blanchard (1998) では、その影響を軽減する算出方法を用いている。また、CAPE を算出する際の持ち上げ空気塊の性質によりさまざまな種類の CAPE がある。例えば、地上数キロまでの大気の平均的な性質を持たせることもあれば (MLCAPE と呼ばれる)、最大の不安定度になる高さの空気塊を持ち上げることもできる (MUCAPE)。MLCAPE がよく用いられることが多いが、一般的に MUCAPE の方が値は高く (Chuda and Niino 2008)、米国の SPC (Storm Prediction Center) のような実運用の場で MUCAPE が SCP (= MUCAPE/1000 × 0-3km SReH/100 × Bulk Richardson Number/40) の算出に用いられる場合がある (※今回の検討でも MUCAPE を用

いている)。特に、下層に寒気があり、その上に暖気がある安定した条件下のケース（佐呂間竜巻の佐呂間町付近では地形影響でその傾向が増大していると考えられる）では MLCAPE にもとづく不安定度は非常に小さくなる。このように、SReH や CAPE の算出方法についても議論すべき余地がある。

ゾンデデータを用いる解析は、竜巻発生地点との距離差が大きいことが課題である。そこで、数値気象モデルによる解析・予測による格子点データを用いた分析もなされている。米国の水平解像度 40 km 予報データ（1 時間毎）を用いた分析では（Thompson et al. 2003）、SReH、CAPE、EHI の全体的な傾向として Rasmussen and Blanchard（1988）と同様の結果が得られているが、F2 規模以上の竜巻に対する EHI の中央値が 2 程度と大きくなる等、Davies（1993）に近い結果となっている。SCP では F2 規模以上とそれ以外の差が顕著であり（図 B-3）、CAPE や SReH に関連した複合関連指数として EHI 以外の指数の検討の余地がある。

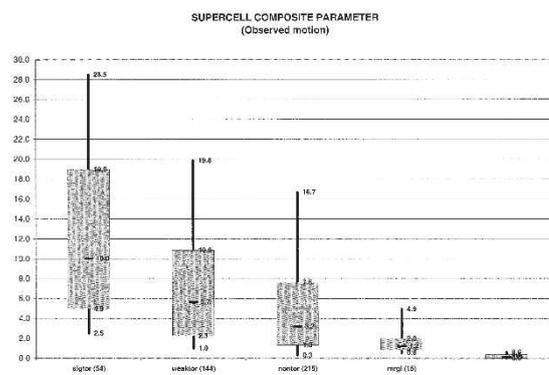


図 B-3 SCP に対する箱ひげ図（sigtor は F2 規模以上，weaktor は F1 規模以下，nontor は非竜巻，mrgl はややスーパーセル化したストーム，nonsuper は非スーパーセルストームを表し，括弧内の数字は事例数を表す。箱ひげ図の意味は図 B-2 と同じ。）

飯塚・加治屋（2011）は、気象庁のメソ客観解析データ（水平解像度 10 km・鉛直総数 16 層・3 時間毎）のデータを用いて、2006 年 2 月から 3 ヶ年の間に発生した 141 個の竜巻・非発生事例を分析した。その際、発生地点から 40 km 範囲内に存在する格子点に対する突風関連指数の最大値をピックアップしている。他文献と同様に CAPE や SReH 単独では竜巻・非竜巻の区別、あるいはスーパーセル竜巻・非スーパーセルの区別が明瞭でないが、EHI のような複合パラメータではより明瞭になっている（図 B-4）。図 B-4 では F スケール別の傾向も示されているが、F1 規模と F2・F3 規模（F3 は佐呂間竜巻のみ）との間に差はなく、米国の結果とはやや異なる。現象論の観点では、大きな竜巻はスーパーセル化が明瞭となり、大きな空間スケールの現象が駆動力（large-scale forcing）となって発生するため、数 km から十数 km 程度の空間代表性を有する格子点データやラジオゾンデデータをもととした突風関連指数で十分に議論ができる一方、小さな竜巻は大きな竜巻を伴わない場合は large-scale forcing の影響が小さい、局地的な擾乱に伴う頻度が多くなるため、突風関連指数との関連性が薄れていると解釈できる。

瀧下（2011）は、気象庁の数値予報資料（MSM）（気象庁メソ客観解析データと空間分解能等は同じ仕様だが解析データではなく、予報データである）を用いて、2004 年から 3 ヶ年

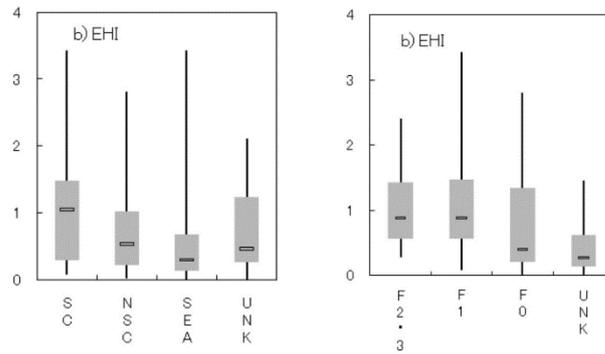


図 B-4 EHI に対する箱ひげ図 (左: 竜巻種別, 右: F スケール別; SC はスーパーセル型竜巻, NSC はノンスーパーセル型竜巻, SEA は海上竜巻, UNK は陸上竜巻でスーパーセル判定ができなかった竜巻を表す。)

に発生した竜巻やダウンバースト発生時の SReH, CAPE, EHI の関係を調べた (図 B-5)。発生地点を中心とした 50 km 四方内の最大の値を採用している。この図から、最も大きく、唯一の F3 竜巻である佐呂間竜巻の環境場において (ML) CAPE が非常に小さく (それゆえ、EHI も非常に小さく)、また、F1 竜巻と F2・F3 竜巻で特段の違いが見られないことから、指数で竜巻強度を判断するのは困難であると結論づけている。

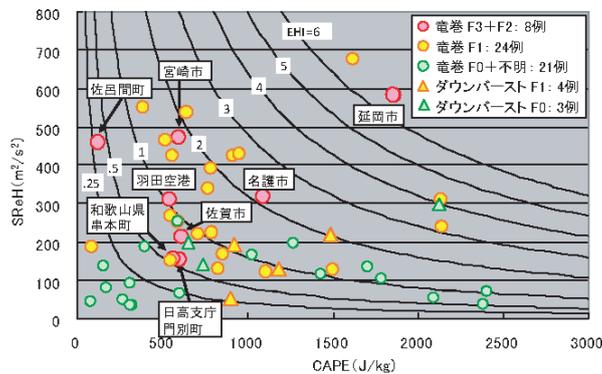


図 B-5 竜巻およびダウンバースト事例における分析例

F1 竜巻と F2・F3 竜巻の区別については、これまで挙げた文献同様、やはり困難なようである。しかし、佐呂間竜巻において CAPE 値が非常に小さい点についてはその解釈に注意しなければならない。同種のデータを用いた飯塚・加治屋 (2011)は、850 hPa 以下の総数は 7 層しかなく、ゾンデ観測データよりも鉛直分解能が粗いため、結果の解釈には注意を要することを指摘している。つまり、CAPE 算出において、適切な空気塊を持ち上げていない可能性は否定できない。また、加藤 (2008a)が指摘するように、佐呂間竜巻発生時には、佐呂間町の南東側にある山を暖気流が乗り越え、佐呂間町付近では下層では冷たい西よりの気流と、その直上に東よりの暖気流が流れ込み、鉛直シアが増大していたと考えられる。このような場合、地表面付近がやや安定傾向となるため上述のように、MLCAPE の値は非常

に小さくなる。MUCAPE の場合は地表面付近の大気が冷たい場合に、その上空で発生しうる elevated convection を考慮できるが、佐呂間竜巻に対して結果的に CAPE 値が大きくなる (本文参照)。つまり、算出方法に検討の余地が大きいため、佐呂間竜巻といった 1 つの F3 竜巻事例をもって、SReH, CAPE 系の突風関連指数の限界を断じることは難しい。

## B-2 今後の研究の方向性

以上のように、検討時点でのデータの品質等々が低かった等、各文献ともに検討の余地があり、今後は各文献の知見を全て踏まえた解析方法・データをもって分析・考察することが重要である。大局的には、スーパーセル化が顕著な (F3 規模程度以上の) 大きな竜巻とそれ以外の竜巻の発生環境場は、EHI 値の差が有意である傾向が見られることから、SReH 値と CAPE 値とから地域レベルでの傾向を議論できる可能性がある。また、こうした突風関連指数の活用は、F2 規模以上とそれ以外の比較が限度であり、F1 規模以上とそれ以外というように、小さな竜巻の発生予測への指数の活用は向かないと考えられる。

欧米や国内の気象学会では、突風関連指数の有効性について現在も検討がなされている。もととするデータ品質の観点では、これまで離れた箇所の高層ゾンデデータや空間解像度の粗い解析・予測データをもとに分析されてきた点が課題であり、高精度な解析データをもって、これまでの文献・知見が正しいかどうか確認する必要がある。その際、過去文献において指数値の算出に工夫されている点を可能な限り採用するとともに、SReH, CAPE をはじめとした単一指数もしくはそれらの組み合わせ (加藤 2008b) に加え、EHI, SCP, STP 等の複合パラメータの説明性の高さについて広範に適用性を検討することが求められる。

現時点では、時空間解像度の高い長期気象解析データ (水平解像度 5km・10 分毎データ) をもとに、CAPE に対する算出方法を工夫した上で、SReH, CAPE の特性、加藤 (2008b) と同様に SReH と CAPE を組み合わせて用いた方法、および EHI について検討し、SReH と CAPE を用いる方法と EHI を用いる手法とでは、F3 規模以上の竜巻が発生する地域性を観点とした解析結果に大差がないことを確認した (本文参照)。

## 参考文献

- Chuda, T., and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 391-408.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO., Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davies, J. M., and R. H. Johns, 1993: Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. 1. Wind shear and instability. The Tornado: Its structure dynamics, prediction, and hazards. C. Church, D. Burgess, C. Doswell and R. Davies-Jones, Eds., American Geophysical Union, 573-582.
- Johns, R. H., J. M. Davies, and P. W. Leftwich, 1993: Some wind and instability

- parameters associated with strong and violent tornadoes. 2. Variations in the combination of wind and instability parameters. *The Tornado: Its structure dynamics, prediction, and hazards*. C. Church, D. Burgess, C. Doswell and R. Davies-Jones, Eds., American Geophysical Union, 573-582.
- Rasmussen, E. N., and D. O. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Rasmussen, E. N.: 2003: Refined supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 18, 530-535.
- Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore, and P. Markowski, 2003: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. *Wea. Forecasting*, 18, 1243-1261.
- 飯塚義浩, 加治屋秋実, 2011: 数値予報資料から求めた竜巻に関連する大気環境指数の統計的検証. *天気*, 58, 19-30.
- 加藤輝之, 2008a: 竜巻発生の環境場に関する研究 (III) -スーパーセルを伴う竜巻の発生機構の研究-, 平成 19 年度科学技術振興調整費 重要政策課題への機動的対応の推進, 39-44.
- 加藤輝之, 2008b: 竜巻発生の環境場に関する研究 (I) -竜巻をもたらす発生環境に関する統計的研究-, 平成 19 年度科学技術振興調整費 重要政策課題への機動的対応の推進, 6-12.
- 瀧下洋一, 2011: 竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について -突風に関する防災気象情報の改善-. *測候時報*, 78, 57-93.

## 付録 C 気象モデルの概要

気象モデルとは、物理・力学的法則に基づいて、物理量の時間変化を計算機により数値的に解くために各諸過程を概念化したもので、気象庁による日々の気象予報もこの気象モデルを用いて実施されている。図 C-1 のように計算対象領域を 3 次元格子で覆い、各格子点上で気圧、風などの物理量を定義する。観測データや気象庁等の解析・予報結果をもとに計算開始時刻の物理量を決めて、計算領域境界部の値を時々刻々変化させながら(図 C-2)、運動方程式、熱力学方程式、連続式、および水分量の保存式等を数値積分すると、将来時刻における気象要素の値が計算される。各方程式中の運動量や熱・水のソース・シンク項は各物理過程によって生み出される(例えば、水蒸気から水滴が生成されるとその潜熱が熱力学方程式中のソースとなる)が、気象モデルでは図 C-3 に示すような物理過程がモデル化され、力学系の各保存式のソルバーと連携している。

この種の気象モデルは、放射性汚染気塊の輸送量計算にも使用されており、WSPEEDI-II (Worldwide version of System for Prediction of Environmental Emergency Dose Information; 世界版緊急時環境線量情報予測システム第 2 版)では、本検討に用いた WRF モデルの前身に位置づけられる MM5 (PSU/NCAR Mesoscale Model version 5 ; Dudhia 1993) が気象場の入力情報の作成に用いられている(山澤ら 1997)。WRF モデルは、MM5 の力学系・物理モデル共に大幅な改良が加えることにより開発されたものであり、現在米国においては気象の現業・研究の両面で活用されている。また、わが国を含めた諸外国においても広く活用されている。

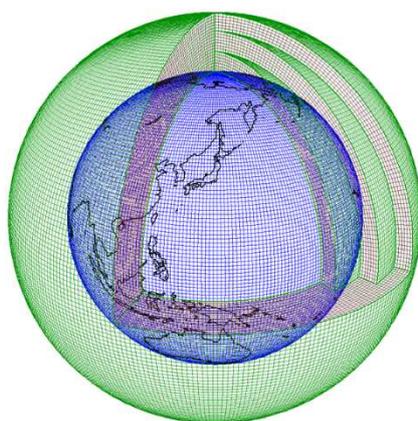


図 C-1 計算グリッド構造の例

(気象庁ホームページ <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-1.html> より)

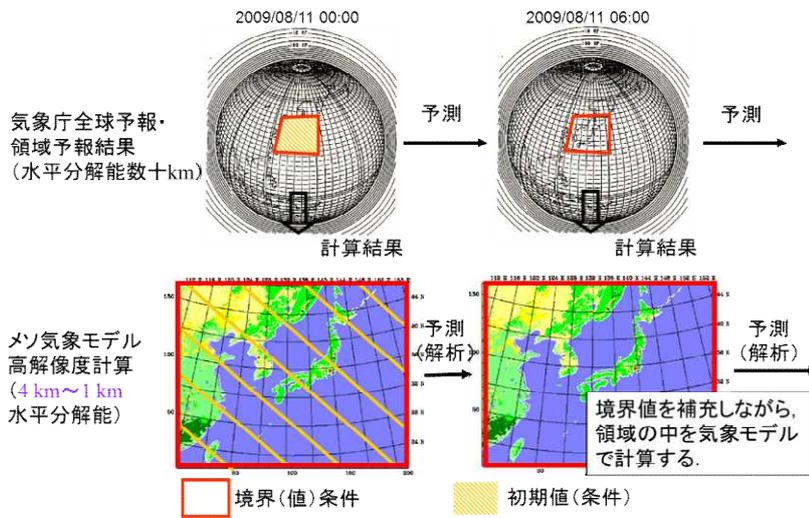


図 C-2 気象モデルを用いた解析・予測計算の流れの概念図 (気象庁全球モデルを例に)

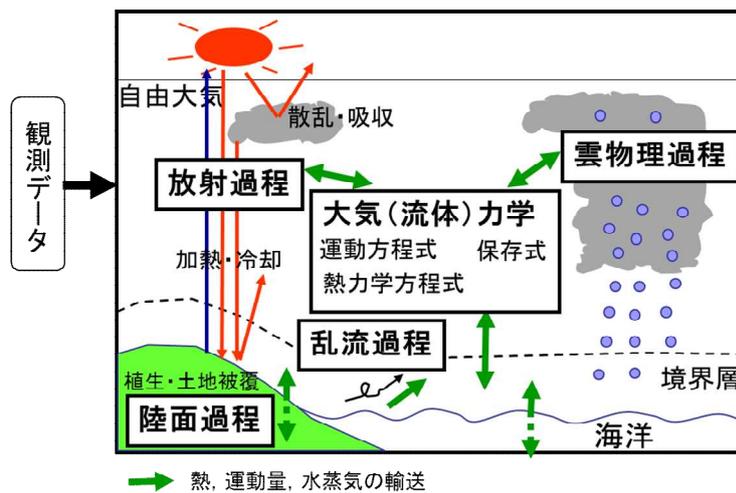


図 C-3 気象モデルを用いた計算の模式図

参考文献

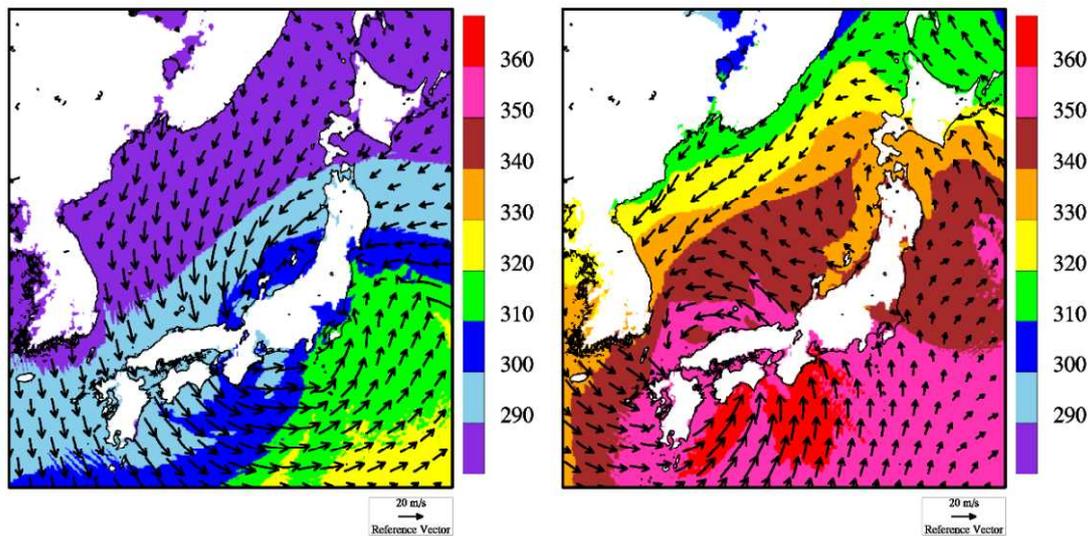
Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. Mon. Wea. Rev., 121, 1493-1513.

山澤弘実, 茅野政道, 永井晴康, 古野朗子, 1997: 緊急時環境線量情報予測システム (世界版) WSPEEDI の開発と検証. 日本原子力学会誌, 39, 881-892.

## 付録 D 高標高山岳が及ぼす影響

1990年12月11日に千葉県茂原市で発生した日本最大級F3竜巻時(総観場:暖気の移流, 気圧の谷, 寒冷前線)の海拔100m高度における気象場(風向・風速および相当温位の分布)を図D-1左図に示す。太平洋上は(相当温位の高い)暖かく湿潤な大気状態にあり, 12月の冬季としては暖かく湿った大気(緑色)が太平洋側から千葉県南東部房総半島沿岸に発生した地点に流れ込んでいることが解析されている。この大気は内陸部に中心をもつ低気圧の大きな渦に沿って日本海側へ運ばれているが, 日本海側では, 相当温位が低くなり, 不安定性が解消されていることがわかる。

このような高い山岳の南側と北側で空気塊の性質が変わることはいずれのF3規模の竜巻でも見られている(例えば, 図D-1右図)。太平洋側から流入した大気下層の空気塊が山岳を越えようとした場合, 空気塊の上昇に伴い気温が低下し, 昇り斜面上空で空気塊が飽和して降水粒子が生成され, 湿潤不安定な状態が解消されることもある。この場合, 空気塊が山岳を乗り越えたとしても乾燥・安定化の進んだ空気塊になるため, 太平洋沿岸部で竜巻を引き起こした大気が, 例えば日本列島の中央部に存在する高く複雑な山岳域を湿潤不安定な状態のまま乗り越えて日本海側に流入して大きな竜巻を引き起こすことは考えられない。つまり, 台風等の接近・通過時の渦度が高い時間帯に同時に太平洋側から暖かく湿った空気塊が特に開けた平野部(関東平野, 濃尾平野, 宮崎平野等)に流入するというF3規模竜巻の発生シナリオが日本海側ではあてはまりにくいことを示唆している。



図D-1 海拔100m高度における風向・風速および相当温位(単位:K)  
(左:1990/12/11 F3事例, 右:1999/09/24 F3事例)

付録 E 閾値の感度

突風関連指数に不確実性が存在するのは確かである。そこで、今回設定した閾値に対してばらつき分を考慮し、ばらつき分が超過頻度分布にどのような影響を及ぼすかについて確認した。

(a) EHI

今回用いた閾値 3.3 に対し、3.0 および 3.6 (もともとの値の±1 割程度) の閾値にした場合の超過頻度分布を図 E-1 に示す。閾値を 3.6 にした場合、関東平野内での F3 竜巻の発生箇所を含包できておらず (図 E-2 参照)、値として大きすぎることをわかる。一方、閾値を 3.0 にすると、対馬海上からの暖気流入に対応して島根県沖に高い値 (超過頻度分布の 0.01% 前後以上) が見られるようになる。いずれの閾値においても、日本海側沿岸域・北日本と太平洋側沿岸域との差は維持されている。

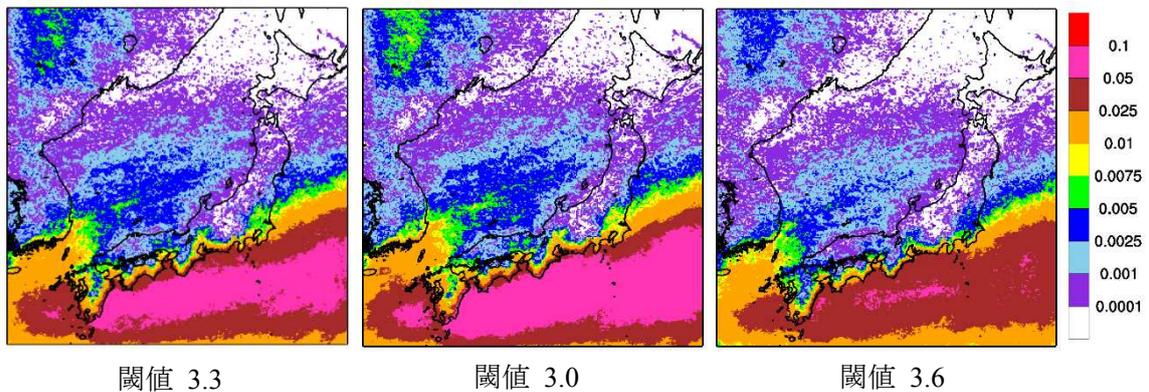


図 E-1 同時超過頻度分布 (単位は %。EHI の閾値は左から、3.3, 3.0, 3.6 である。)

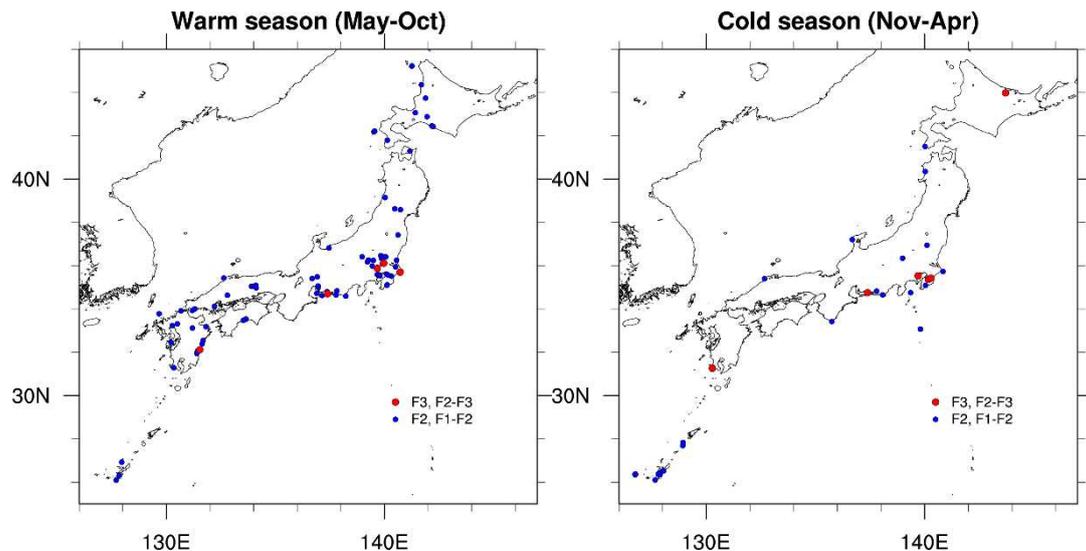


図 E-2 F3 竜巻 (F2-F3 を含む) および F2 竜巻 (F1-F2 を含む) の発生箇所 (左: 暖候期, 右: 寒候期)

(b) SReH と CAPE (暖候期)

今回用いた閾値は、SReH が  $250 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、CAPE が  $1600 \text{ J/kg}$  である。そこで、SReH を  $200 \sim 300 \text{ m}^2/\text{s}^2$  ( $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$  刻み)、CAPE を  $1550 \sim 1650 \text{ J/kg}$  ( $50 \text{ J/kg}$  刻み) で変化させ、各組み合わせで検討した。図 E-3 は 5 ケース分プロットしたものである。閾値を小さくするほど、頻度は全体的に大きくなる。

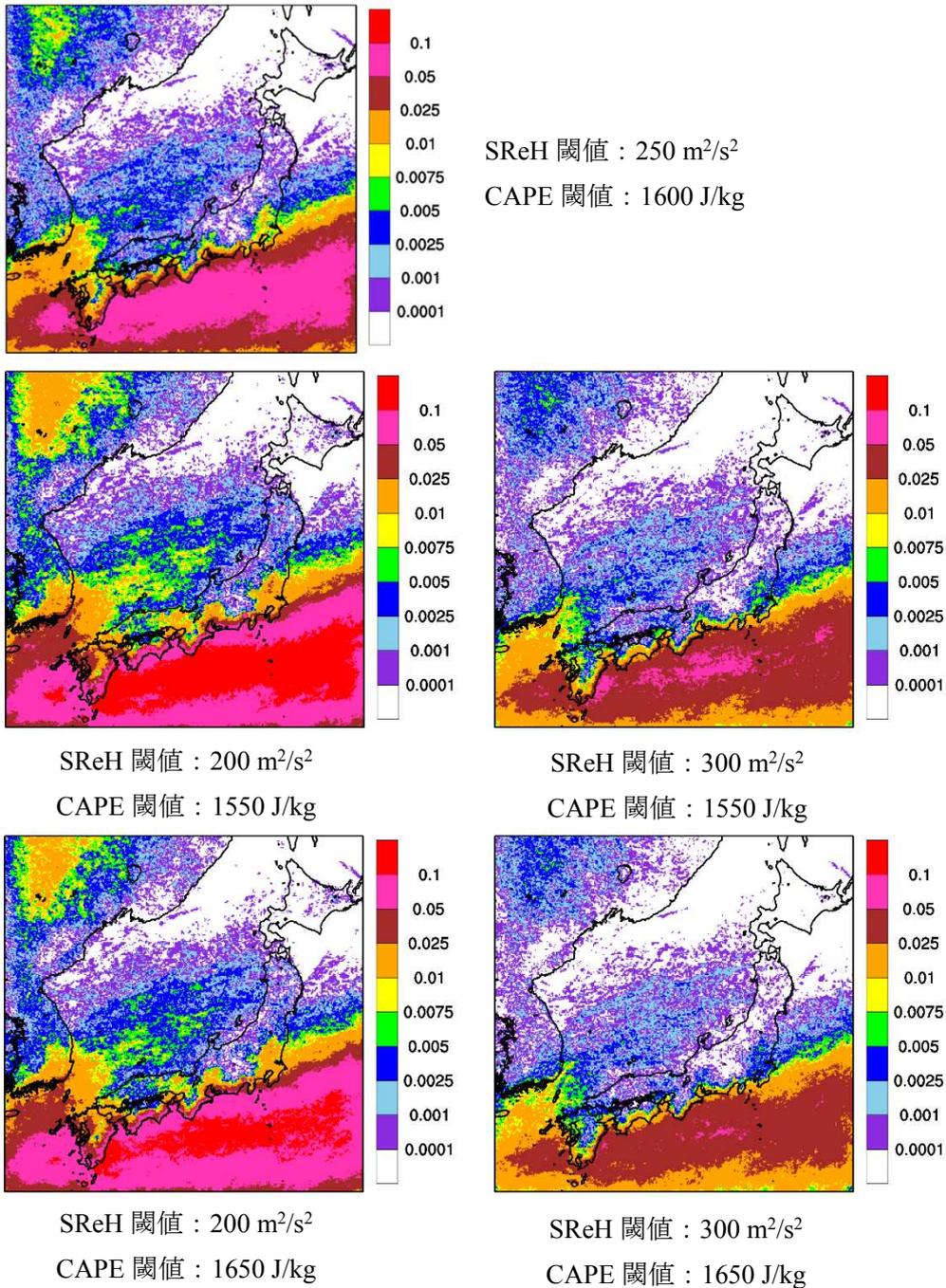
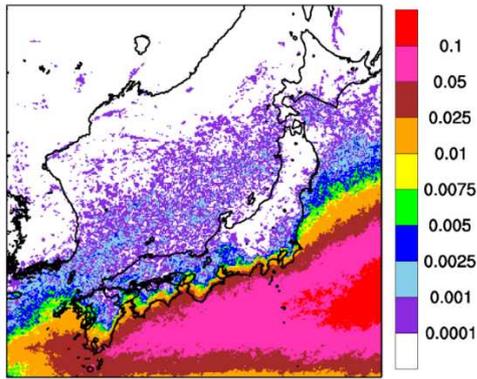


図 E-3 同時超過頻度分布 (暖候期, 単位は %)

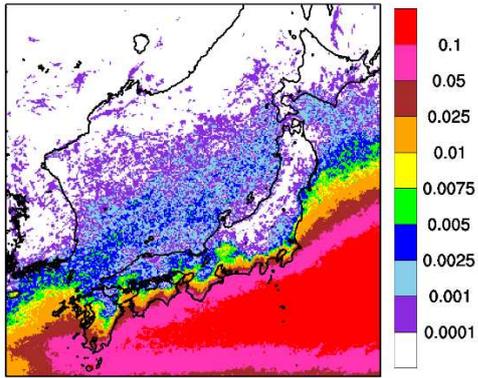
今回設定した閾値（SReH の閾値：250 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>，CAPE の閾値：1600 J/kg）に対する頻度分布の 0.01 %前後よりも大きな地域が，発生箇所を包含していることがわかる。特に，いずれかの閾値を大きくすると，EHI の場合と同様に，関東平野内の F3 竜巻の発生箇所を包含できない傾向にある。特に SReH の感度が高い。SReH と CAPE の両方の閾値を小さくした場合（SReH：200 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>，CAPE の閾値：1550 J/kg）においては，全体的な頻度は高まり，内陸部深くまで頻度が高まっており，閾値を小さくしすぎていることがわかるが，それでも日本海側沿岸・北日本と茨城県以西太平洋側との差異は維持されている。

図 E-4 は寒候期に対する図であるが，今回設定した閾値（SReH の閾値：250 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>，CAPE の閾値：600 J/kg）に対しては，0.025 %前後より大きな値をとる地域が F3 竜巻の発生箇所を包含している。暖候期ほど閾値に敏感ではないが，暖候期に対する感度分析の傾向が寒候期に対しても見られる。

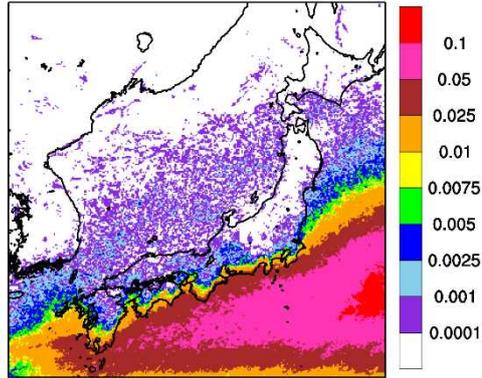
平成 27 年 2 月 3 日の審査会合において用いた閾値は，今回の検討のように感度解析的に閾値を変えて決めたわけではない。あくまで，数は少ないながらも過去の F3 竜巻発生時の環境場を解析し，下限の指数値を決めたが，その結果は F3 竜巻の発生の実態をよく表現できていると考えられる。閾値に幅を持たせた分析結果では，閾値を小さくするほど，小さな竜巻が発生する環境場をカウントするため，超過頻度が大きくなる。暖候期は寒候期に比べて閾値にやや敏感であるが，茨城県以西の太平洋側沿岸域と，日本海側および北日本の沿岸域との差は維持されることを確認できた。これは，EHI を用いる場合でも，CAPE と SReH を用いる場合においても同様である。



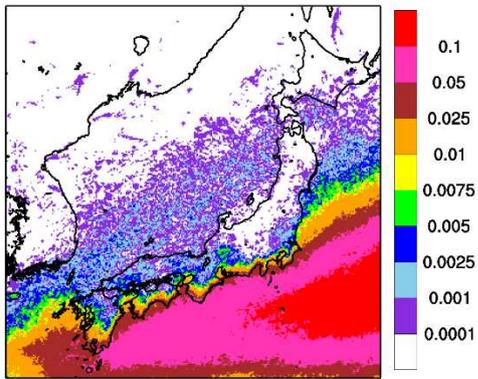
SReH 閾値 : 250 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>  
 CAPE 閾値 : 600 J/kg



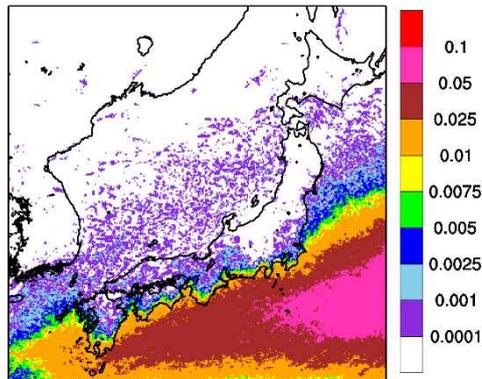
SReH 閾値 : 200 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>  
 CAPE 閾値 : 550 J/kg



SReH 閾値 : 300 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>  
 CAPE 閾値 : 550 J/kg



SReH 閾値 : 200 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>  
 CAPE 閾値 : 650 J/kg



SReH 閾値 : 300 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>  
 CAPE 閾値 : 650 J/kg

図 E-4 同時超過頻度分布 (寒候期, 単位は %)

## 竜巻検討地域において発生した竜巻

竜巻検討地域において1961年から2012年6月に発生した竜巻の一覧を下表に示す。

	発生日時	発生位置緯度	発生位置経度	Fスケール	現象区別
001	1962年09月28日14時20分	45度13分30秒	141度15分25秒	(F2)	竜巻
002	1965年09月30日02時35分	39度44分33秒	140度4分46秒	F1	竜巻
003	1965年09月30日03時00分	39度19分29秒	140度0分10秒	F0～F1	竜巻またはダウンバースト
004	1968年01月08日09時50分	37度13分48秒	138度19分22秒	F1	竜巻
005	1969年06月22日09時00分	34度37分30秒	131度36分10秒	F1	竜巻
006	1969年11月18日07時08分	38度54分31秒	139度50分7秒	F1	竜巻
007	1971年02月01日00時20分	36度41分10秒	136度40分30秒	F1	竜巻
008	1971年10月17日05時00分	44度21分23秒	141度41分30秒	(F2)	竜巻
009	1971年10月17日05時00分	44度21分23秒	141度41分30秒	F0～F1	竜巻
010	1972年11月21日17時05分	36度53分27秒	137度24分57秒	F1	竜巻
011	1973年05月21日16時30分	36度49分56秒	136度44分45秒	F0～F1	竜巻
012	1973年09月27日23時00分	45度26分20秒	141度2分10秒	F1	竜巻
013	1973年10月22日13時20分	39度41分41秒	140度4分20秒	F1	竜巻
014	1974年08月08日05時05分	40度16分53秒	140度3分24秒	F0～F1	竜巻
015	1974年10月03日19時05分	42度11分20秒	139度31分0秒	(F1～F2)	竜巻
016	1974年10月20日15時00分	41度47分45秒	140度7分47秒	(F1～F2)	竜巻
017	1975年05月31日18時10分	35度25分57秒	132度37分42秒	(F2)	竜巻
018	1975年05月31日18時10分	35度26分6秒	132度37分57秒	F0～F1	竜巻
019	1975年05月31日18時40分	35度25分8秒	132度37分53秒	F0～F1	竜巻
020	1975年09月08日01時30分	42度12分52秒	139度32分58秒	(F1～F2)	竜巻
021	1977年01月13日01時30分	36度34分5秒	136度34分0秒	F0～F1	竜巻
022	1978年08月14日10時40分	45度5分0秒	141度38分0秒	不明	竜巻
023	1979年10月31日13時00分	37度8分21秒	136度41分2秒	F0～F1	竜巻
024	1979年11月02日01時58分	41度30分7秒	140度1分6秒	(F2)	竜巻
025	1984年11月19日22時00分	35度26分4秒	133度19分22秒	F1	竜巻
026	1987年01月11日01時32分	40度2分27秒	139度56分19秒	F0～F1	竜巻
027	1987年01月11日02時00分	40度6分9秒	139度57分57秒	F1	竜巻
028	1989年03月16日19時20分	35度24分0秒	132度40分0秒	(F2)	竜巻
029	1990年04月06日02時55分	37度12分10秒	136度40分56秒	F2	竜巻
030	1991年01月13日14時48分	38度1分25秒	138度12分20秒	不明	竜巻
031	1991年02月15日11時00分	35度33分54秒	135度52分53秒	F1	竜巻
032	1991年09月17日08時50分	42度49分12秒	140度12分50秒	不明	竜巻
033	1991年12月11日20時10分	36度35分59秒	136度38分0秒	F1	竜巻
034	1992年09月13日08時50分	45度26分50秒	141度40分0秒	不明	竜巻
035	1992年09月17日09時05分	43度50分50秒	141度29分55秒	F1	竜巻
036	1992年09月17日09時05分	43度50分50秒	141度29分55秒	不明	竜巻
037	1993年09月26日15時52分	43度57分17秒	141度36分54秒	不明	竜巻
038	1993年10月17日09時30分	36度55分9秒	136度43分51秒	不明	竜巻
039	1993年10月23日17時00分	38度5分30秒	138度12分30秒	不明	竜巻
040	1993年11月24日13時50分	37度13分27秒	138度12分49秒	不明	竜巻
041	1994年03月26日11時40分	38度48分32秒	139度46分19秒	F1	竜巻
042	1994年09月01日16時00分	37度59分6秒	139度2分56秒	不明	竜巻
043	1995年12月01日13時51分	36度26分13秒	136度25分3秒	不明	竜巻
044	1996年09月05日10時20分	39度15分18秒	139度54分1秒	不明	竜巻
045	1996年10月08日23時07分	44度43分7秒	141度48分15秒	F1	竜巻
046	1996年11月30日07時05分	37度23分39秒	138度34分14秒	F1	竜巻
047	1997年01月22日09時20分	37度54分58秒	139度2分0秒	F0	竜巻
048	1998年09月24日15時00分	35度38分26秒	134度55分31秒	不明	竜巻
049	1998年10月31日08時40分	37度19分6秒	136度42分10秒	不明	竜巻
050	1998年11月15日22時30分	38度56分40秒	139度49分22秒	F1	竜巻

051	1999年10月08日09時30分	36度43分56秒	136度40分18秒	不明	竜巻
052	1999年10月29日21時25分	40度13分10秒	140度4分11秒	F0～F1	竜巻
053	1999年11月25日15時40分	40度20分50秒	140度1分37秒	(F1～F2)	竜巻
054	2000年07月25日06時20分	36度8分1秒	136度4分13秒	不明	竜巻
055	2000年07月25日06時30分	36度13分26秒	136度8分2秒	不明	竜巻
056	2001年06月01日13時20分	40度32分7秒	139度56分44秒	F1	竜巻
057	2001年06月19日14時50分	35度37分58秒	136度3分11秒	F1	竜巻
058	2002年09月23日14時30分	36度58分15秒	137度33分15秒	F0～F1	竜巻
059	2002年09月24日13時15分	39度30分6秒	140度4分56秒	F1	竜巻
060	2002年11月04日11時20分	36度21分14秒	136度19分32秒	F0	竜巻
061	2002年11月05日10時30分	35度38分45秒	135度56分16秒	不明	竜巻
062	2003年10月18日16時25分	36度11分51秒	136度7分2秒	不明	竜巻
063	2004年08月15日12時10分	45度27分22秒	141度2分1秒	F0未満	竜巻
064	2005年01月12日07時50分	35度32分0秒	134度3分30秒	不明	竜巻
065	2005年12月05日11時50分	35度23分26秒	132度42分50秒	F1	竜巻またはダウンバースト
066	2005年12月25日19時10分	38度51分16秒	139度47分16秒	F1	竜巻
067	2006年11月09日12時05分	42度3分31秒	139度26分50秒	F1	竜巻
068	2007年08月24日08時20分	38度47分40秒	139度42分0秒	不明	竜巻
069	2007年08月24日08時20分	38度47分40秒	139度42分0秒	不明	竜巻
070	2007年10月01日14時25分	43度23分0秒	140度26分30秒	不明	竜巻
071	2007年10月01日14時27分	43度17分8秒	140度20分16秒	不明	竜巻
072	2007年10月01日15時30分	42度26分26秒	139度47分30秒	不明	竜巻
073	2007年10月04日13時36分	44度53分0秒	141度41分0秒	不明	竜巻
074	2007年10月04日16時30分	42度27分15秒	139度50分20秒	不明	竜巻
075	2007年10月11日09時55分	40度47分21秒	140度7分54秒	不明	竜巻
076	2007年10月11日10時25分	40度47分21秒	140度7分54秒	不明	竜巻
077	2007年10月16日15時23分	35度36分35秒	133度5分10秒	不明	竜巻
078	2007年11月22日09時00分	36度54分32秒	137度24分56秒	不明	竜巻または漏斗雲
079	2007年12月02日01時30分	38度54分26秒	139度50分18秒	F0	竜巻
080	2008年06月01日12時50分	40度23分20秒	139度58分55秒	不明	竜巻
081	2008年07月30日08時03分	35度34分20秒	134度13分5秒	不明	竜巻
082	2008年07月30日08時28分	35度33分5秒	134度10分56秒	不明	竜巻または漏斗雲
083	2008年07月30日08時28分	35度33分5秒	134度10分56秒	不明	竜巻または漏斗雲
084	2008年07月30日08時41分	35度33分36秒	134度11分26秒	不明	竜巻または漏斗雲
085	2008年07月30日08時55分	35度34分48秒	134度9分30秒	不明	竜巻
086	2008年07月30日09時01分	35度34分16秒	134度9分26秒	不明	竜巻
087	2008年07月30日09時18分	35度34分6秒	134度8分16秒	不明	竜巻
088	2008年08月14日11時25分	38度55分10秒	139度48分31秒	不明	竜巻
089	2008年08月15日16時20分	35度30分51秒	133度59分38秒	F0以下	竜巻
090	2008年09月14日08時33分	45度28分53秒	141度50分14秒	不明	竜巻
091	2008年09月14日08時47分	45度29分22秒	141度37分30秒	不明	竜巻
092	2008年09月21日11時07分	38度28分16秒	139度28分39秒	不明	竜巻
093	2008年10月01日11時55分	40度1分15秒	139度45分45秒	不明	竜巻
094	2008年10月01日11時55分	40度0分37秒	139度44分9秒	不明	竜巻
095	2008年10月10日09時05分	39度47分5秒	140度0分55秒	不明	竜巻
096	2008年10月10日10時20分	39度44分36秒	140度0分23秒	不明	竜巻
097	2008年10月10日12時07分	39度40分20秒	140度1分7秒	不明	竜巻
098	2008年10月11日00時45分	41度51分7秒	140度7分37秒	F0	竜巻
099	2008年10月15日13時48分	37度51分36秒	138度54分57秒	F0	竜巻
100	2008年10月15日14時47分	38度40分48秒	139度34分48秒	不明	竜巻
101	2008年10月15日16時10分	38度22分2秒	139度26分44秒	不明	竜巻
102	2008年10月26日18時30分	37度56分11秒	139度6分24秒	F0	竜巻
103	2008年10月27日14時55分	36度9分11秒	136度4分16秒	不明	竜巻
104	2008年10月30日12時33分	35度32分51秒	134度12分26秒	不明	竜巻
105	2008年10月30日12時38分	35度35分1秒	134度17分35秒	F0	竜巻
106	2008年10月30日12時50分	35度34分34秒	134度16分10秒	不明	竜巻
107	2008年10月31日07時30分	37度7分33秒	136度42分25秒	不明	竜巻

108	2008年11月02日16時20分	37度44分35秒	138度48分7秒	不明	竜巻
109	2008年11月19日08時36分	36度27分26秒	136度23分41秒	不明	竜巻または漏斗雲
110	2008年11月19日11時45分	37度55分41秒	139度1分4秒	不明	竜巻
111	2008年11月20日08時30分	37度26分19秒	138度34分17秒	不明	竜巻
112	2008年11月20日08時40分	36度56分37秒	136度44分33秒	不明	竜巻
113	2008年11月20日08時42分	36度56分37秒	136度44分33秒	不明	竜巻
114	2008年11月20日08時42分	36度56分37秒	136度44分33秒	不明	竜巻
115	2008年11月20日09時40分	37度27分8秒	138度34分43秒	不明	竜巻
116	2008年11月20日10時00分	36度41分30秒	136度33分4秒	不明	竜巻または漏斗雲
117	2008年11月23日10時20分	36度59分16秒	136度46分25秒	F0~F1	竜巻
118	2009年01月24日11時05分	42度5分27秒	139度23分57秒	不明	竜巻
119	2009年01月24日11時15分	42度0分27秒	139度27分46秒	不明	竜巻
120	2009年02月07日20時15分	39度41分6秒	140度5分11秒	F0	竜巻
121	2009年03月14日17時26分	35度35分53秒	134度13分28秒	不明	竜巻または漏斗雲
122	2009年08月23日18時37分	38度36分36秒	139度34分27秒	不明	竜巻
123	2009年08月23日18時51分	38度37分26秒	139度35分7秒	不明	竜巻
124	2009年09月10日13時30分	37度25分26秒	138度32分38秒	不明	竜巻
125	2009年09月10日13時35分	37度25分26秒	138度32分38秒	不明	竜巻
126	2009年09月13日03時40分	38度34分7秒	139度33分9秒	F0	竜巻
127	2009年10月04日12時50分	39度39分55秒	140度4分26秒	不明	竜巻
128	2009年10月27日13時10分	37度2分7秒	137度49分14秒	不明	竜巻
129	2009年10月30日07時26分	40度30分18秒	139度59分57秒	F0	竜巻
130	2009年10月30日09時20分	40度9分56秒	140度0分26秒	F1	竜巻
131	2009年11月03日06時25分	36度52分52秒	137度21分58秒	不明	竜巻または漏斗雲
132	2009年11月03日06時37分	36度54分8秒	137度22分38秒	不明	竜巻
133	2009年11月03日06時38分	36度54分8秒	137度22分38秒	不明	竜巻
134	2009年11月03日06時39分	36度53分27秒	137度22分8秒	不明	竜巻
135	2009年11月03日06時43分	36度54分56秒	137度23分51秒	不明	竜巻
136	2009年12月18日02時00分	36度34分20秒	136度33分53秒	F0	竜巻
137	2009年12月18日11時03分	35度34分22秒	134度14分26秒	不明	竜巻または漏斗雲
138	2010年08月25日12時30分	43度57分25秒	141度35分10秒	不明	竜巻
139	2010年08月25日13時05分	43度59分0秒	141度39分15秒	F0未満	竜巻
140	2010年09月07日03時45分	39度46分12秒	140度3分59秒	F0	竜巻
141	2010年09月16日14時30分	35度37分0秒	134度24分5秒	不明	竜巻
142	2010年09月17日10時45分	37度38分56秒	138度44分42秒	不明	竜巻
143	2010年09月17日10時55分	37度38分3秒	138度45分37秒	F0以下	竜巻
144	2010年10月15日04時30分	37度10分5秒	136度40分32秒	F0	竜巻
145	2010年10月15日17時00分	38度3分23秒	139度19分23秒	F0	竜巻
146	2010年10月15日17時05分	38度4分24秒	139度21分9秒	F1	竜巻
147	2010年10月17日12時40分	40度22分52秒	139度59分42秒	F0	竜巻
148	2010年10月17日13時20分	39度51分44秒	140度1分32秒	F0	竜巻
149	2010年10月26日07時00分	43度24分30秒	141度22分0秒	不明	竜巻
150	2010年10月26日07時05分	43度24分30秒	141度19分0秒	不明	竜巻
151	2010年10月26日07時05分	43度8分28秒	140度23分6秒	不明	竜巻
152	2010年10月26日07時10分	43度23分40秒	141度25分50秒	F0未満	竜巻
153	2010年10月26日07時10分	43度24分0秒	141度24分40秒	不明	竜巻
154	2010年10月26日07時38分	43度22分30秒	141度24分15秒	不明	竜巻
155	2010年10月26日08時10分	43度8分38秒	140度23分6秒	不明	竜巻
156	2010年10月26日15時50分	41度51分39秒	140度6分25秒	不明	竜巻
157	2010年11月12日13時15分	40度19分0秒	140度1分47秒	F0	竜巻
158	2010年11月29日09時20分	37度0分3秒	136度46分18秒	F0	竜巻
159	2010年11月29日12時18分	36度15分21秒	136度6分51秒	不明	竜巻または漏斗雲
160	2010年11月29日12時24分	36度15分23秒	136度6分59秒	不明	竜巻
161	2010年11月29日12時25分	36度15分17秒	136度6分37秒	不明	竜巻
162	2010年12月03日15時30分	37度50分58秒	138度55分4秒	F0	竜巻
163	2010年12月03日15時36分	37度52分15秒	138度58分57秒	F0未満	竜巻
164	2010年12月03日15時45分	37度53分11秒	139度2分24秒	F1	竜巻

165	2010年12月09日17時10分	37度12分36秒	138度18分7秒	F0～F1	竜巻
166	2010年12月15日07時56分	36度51分20秒	137度23分5秒	不明	竜巻
167	2010年12月16日08時00分	38度2分43秒	138度37分10秒	不明	竜巻
168	2010年12月17日10時20分	42度52分12秒	140度18分46秒	不明	竜巻
169	2010年12月18日07時18分	35度34分17秒	134度10分6秒	不明	竜巻または漏斗雲
170	2010年12月24日15時57分	35度34分17秒	134度10分4秒	不明	竜巻
171	2010年12月27日01時30分	37度1分3秒	136度44分37秒	F0	竜巻
172	2010年12月29日13時50分	35度46分56秒	135度14分0秒	不明	竜巻
173	2010年12月29日14時00分	35度46分54秒	135度12分6秒	不明	竜巻
174	2011年01月03日14時52分	38度3分48秒	139度16分7秒	不明	竜巻
175	2011年03月09日11時30分	36度13分1秒	136度11分51秒	F0未満	竜巻または漏斗雲
176	2011年03月09日17時25分	35度34分6秒	134度8分57秒	不明	竜巻
177	2011年03月31日09時50分	37度10分31秒	138度13分58秒	F0未満	竜巻または漏斗雲
178	2011年08月13日17時32分	40度29分8秒	139度53分20秒	不明	竜巻
179	2011年08月20日18時30分	43度5分3秒	140度22分46秒	不明	竜巻
180	2011年08月20日18時40分	43度4分56秒	140度23分57秒	不明	竜巻
181	2011年08月20日18時45分	43度4分52秒	140度24分37秒	不明	竜巻
182	2011年08月22日12時05分	45度19分0秒	140度58分47秒	不明	竜巻または漏斗雲
183	2011年09月20日05時50分	45度25分27秒	141度41分35秒	不明	竜巻
184	2011年11月15日16時10分	37度2分0秒	137度42分0秒	不明	竜巻
185	2011年11月15日16時12分	37度2分0秒	137度42分0秒	不明	竜巻
186	2011年11月15日16時14分	37度2分0秒	137度42分0秒	不明	竜巻
187	2011年11月15日16時15分	37度2分0秒	137度42分0秒	不明	竜巻
188	2011年11月15日16時20分	37度2分0秒	137度42分0秒	不明	竜巻
189	2011年11月24日12時10分	36度56分25秒	137度23分30秒	不明	竜巻または漏斗雲
190	2011年11月25日06時27分	36度53分45秒	137度23分0秒	不明	竜巻または漏斗雲
191	2011年12月24日12時10分	36度48分30秒	136度42分0秒	不明	竜巻
192	2012年02月01日04時15分	35度21分41秒	132度40分40秒	F0	竜巻

気象庁 「竜巻等の突風データベース」より作成

### 2.3 竜巻最大風速のハザード曲線の求め方

「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」（以下、「竜巻影響評価ガイド」という）に基づき、竜巻に遭遇し、かつ竜巻がある風速以上になる確率モデルの推定法（Wen and Chu 及び Garson et. al）に基づいて竜巻最大風速のハザード曲線を算定し、 $V_{B2}$  を算定した。具体的には、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究の成果（以下、「東京工芸大学委託成果」という）も参考とし以下のとおり算定した。

#### （1）評価フロー

本評価は、竜巻の発生頻度の分析、竜巻風速・被害幅・被害長さの確率密度分布及び相関係数の算定、ならびにハザード曲線の算出によって構成されている。評価フローを図 1.1 に示す。

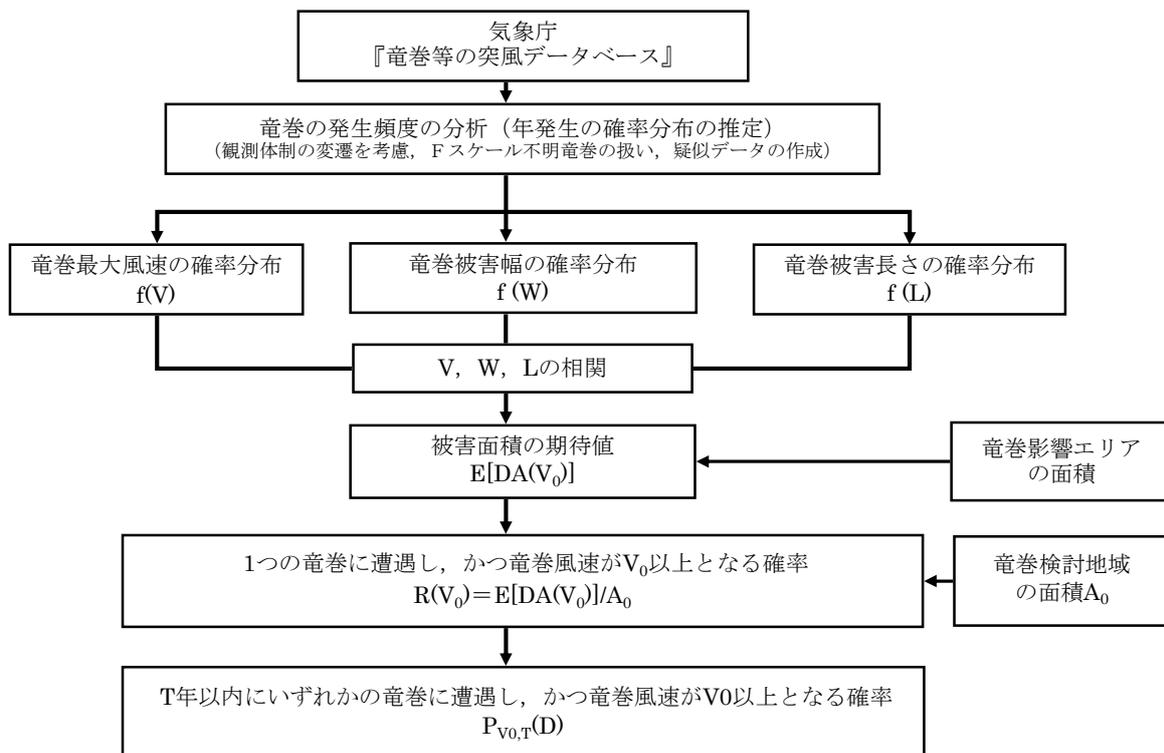


図 1.1 竜巻最大風速ハザード曲線の算定フロー

#### （2）竜巻の発生頻度の分析

##### ①適用データ

気象庁「竜巻等の突風データベース」より竜巻検討地域における 1961 年～2012 年 6 月までの竜巻発生データを用いた。

##### ②竜巻の発生頻度

気象庁「竜巻等の突風データベース」は 1961 年以降のデータがデータベース化されているが、観測体制は近年になるほど強化されており、年代により観測値の質にばらつきがある。観測体制が強化された 2007 年以降は、発生数が非常に多くなっており、海上竜巻の増加が特に顕著である。ただし、これら海上竜巻の多くは、その詳細が“不明”となっているのも特徴である。

観測体制の変遷や観測された竜巻の特徴を考慮して、解析に用いるデータの観測期間を以下のように設定した。

- ✓ 観測体制が強化された 2007～2012/6 (5.5 年間)
- ✓ 観測体制が整備された 1991～2012/6 (21.5 年間)
- ✓ 観測記録が整備された 1961～2012/6 (51.5 年間)

上記 3 つの観測期間について、竜巻発生数、年間平均発生数およびその標準偏差を F スケール毎に調査した結果を表 2.1 に示す。同表の 1～3 段目までは、1961～、1991～、2007～2012/6 の結果をそれぞれ表し、小計は F0 から F3 竜巻の発生数の合計、総数は不明（陸上・海上）も含めた合計を表す。

1961 年以降の 51.5 年間で、192 個の竜巻が観測されているが、このうち 5 つの竜巻は海側の 5km 以遠から竜巻検討地域に入ってきた海上竜巻である。陸側 5km 以遠から当該領域に進入した竜巻は無い。ここでは、ガイド等に基づき、竜巻検討地域に進入あるいは通過した竜巻も発生と見なして解析を行う。

192 個の竜巻のうちの約 21% (40 個) を F1 竜巻が占め、不明は半数以上 (118 個) となっている。不明竜巻の多く (98 個) は 2007 年以降の 5.5 年間に観測されており、それらの殆ど (91 個) が海上竜巻である。F0 竜巻についても、その 9 割以上 (24 個中 22 個) が 2007 年以降の観測である。

一方、F2 竜巻については、51.5 年間で 10 個観測されているが、2007 年以降の発生例は無く、観測体制の強化に伴う影響をそれほど受けていないことが示唆される。また、F3 竜巻の観測例が無いのも、本竜巻検討地域の特徴である。

以上の結果を踏まえ、各観測期間のデータを頭語して、擬似的な 51.5 年間のデータや統計量を F スケール毎に作成した。その基本的な考え方は以下のとおりである。

- i. 被害が小さくて見過ごされやすい F0 および F 不明竜巻は、観測体制が強化された 2007 年以降の年間発生数や標準偏差を採用する。
- ii. 被害が比較的軽微な F1 竜巻については、観測体制が整備された 1991 年以降の年間発生数や標準偏差を採用する。
- iii. 被害が比較的大きく見逃されることが少ない F2,3 竜巻については、観測データが整備された 1961 年以降の全期間の年間発生数や標準偏差を採用する。
- iv. 51.5 年間の発生数を、①～③の観測期間との比率から F スケール毎に推計する。

このようにして得られた結果（以下、疑似データと呼ぶ）を表 2.1 の 4 段目に示す。ここでの小計には、陸上での不明竜巻を含めた。その結果、51.5 年間に発生した竜巻 1187 個のうち、不明も含む陸上竜巻が 333 個、海上竜巻は 853 個と推定された。

竜巻は、被害があつて初めてその F スケールが推定されるため、陸上での不明竜巻（上陸竜巻の F 不明を含む）は被害が少ない F0 竜巻に分類するのが合理的である。その一方、海上の F スケール不明の竜巻については、その F スケールを推定することは困難であるが、沿岸部近傍での竜巻の発生特性は陸上と海上では類似していると考えられる【参考資料 1】。そこで、以下のような仮定の下に、検討地域の竜巻発生数を推計した。

- v. 陸上で発生あるいは上陸した F 不明竜巻は F0 に含める。これにより、全ての陸上竜巻を F0～F3 に分類する。
- vi. 沿岸部近傍での海上竜巻の発生特性は、陸上竜巻の発生特性と類似しているとの仮定の下、不明な海上竜巻の発生数を陸上竜巻の F スケール別発生比率で按分する。

このようにして得られた結果を表 2.1 の 5 段目に示す。検討領域における 51.5 年間の竜巻の発生総数は 1187 個、その 8 割以上が F0、1 割強が F1 と推定された。また、F2 竜巻は、実際の観測数は 51.5 年間で 10 個であったが、海上竜巻を考慮したため、疑似データでは 36 個に増加している。

また、図 2.1 に示す日本における竜巻強度分布の変遷より、理想的な竜巻強度分布（縦軸：竜巻の発生率、横軸：風速の二乗）は直線上になる。今回の実施した疑似データ作成方法においても、直線となる期間から F スケール毎の使用データを選定しており、適切な方法と考えられる。

表 2.1 竜巻発生数の解析結果

竜巻検討地域 (沿岸±5km)	発生数の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	74	24	40	10	0	13	105	192
	平均値(年)	1.44	0.47	0.78	0.19	-	0.25	2.04	3.73
	標準偏差(年)	2.25	1.75	0.90	0.49	-	0.71	5.92	7.81
	CV(年)	1.56	3.76	1.16	2.52	-	2.83	2.90	2.09
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	46	24	21	1	0	12	105	163
	平均値(年)	2.14	1.12	0.98	0.05	-	0.56	4.88	7.58
	標準偏差(年)	3.11	2.61	0.91	0.22	-	1.02	8.49	11.07
	CV(年)	1.45	2.34	0.93	4.64	-	1.83	1.74	1.46
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	27	22	5	0	0	7	91	125
	平均値(年)	4.91	4.00	0.91	-	-	1.27	16.55	22.73
	標準偏差(年)	5.55	4.32	1.24	-	-	1.69	11.41	15.10
	CV(年)	1.13	1.08	1.36	-	-	1.33	0.69	0.66
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	333	206	51	10	0	66	853	1186
	平均値(年)	6.44	4.00	0.98	0.19	-	1.27	16.55	22.99
	標準偏差(年)	4.75	4.32	0.91	0.49	-	1.69	11.41	12.36
	CV(年)	0.74	1.08	0.93	2.52	-	1.33	0.69	0.54
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	1187	969	182	36	0	0	0	1187
	平均値(年)	23.05	18.82	3.53	0.70	-	-	-	23.05
	標準偏差(年)	8.97	8.76	1.72	0.92	-	-	-	8.97
	CV(年)	0.39	0.47	0.49	1.32	-	-	-	0.39

日本における竜巻強度分布の変遷

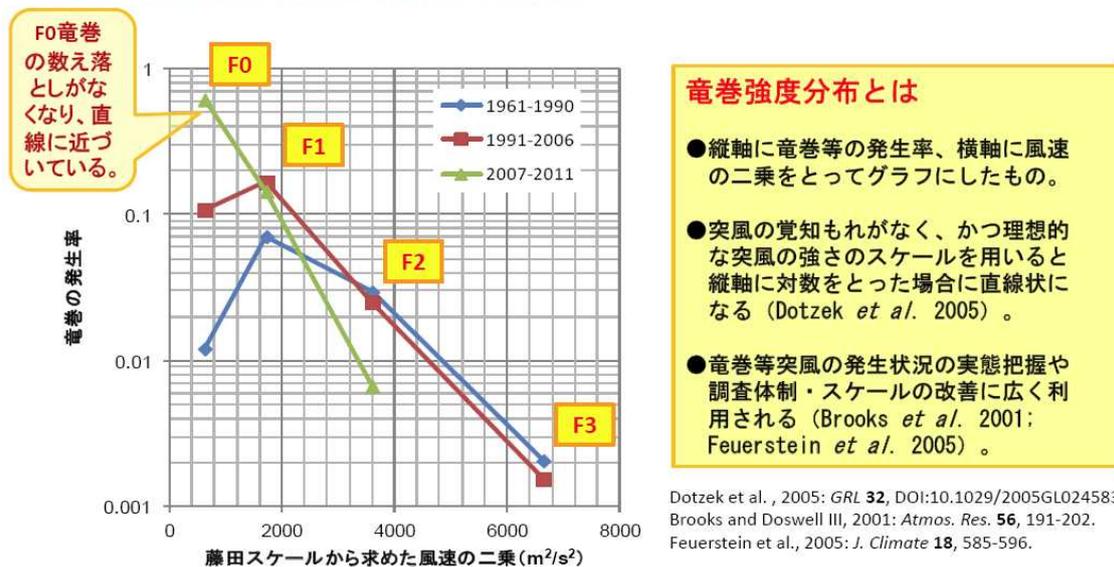


図 2.1 日本における竜巻強度分布の変遷

(出典：気象庁「竜巻等突風の強さの評定に関する検討会」第一回資料 3)

### ③年発生数の確率密度分布の設定

設定に当たっては、竜巻は気象事象の中でも極めて稀に発生する事象であり、発生数の変動（標準偏差）が大きい分布であることから、東京工芸大学委託成果にならってポリヤ分布により設定した。なお、ポリヤ分布は、竜巻影響評価ガイドにおいて推奨されているポアソン分布を一般化したものであり、年発生数の年々変動の実態をポアソン分布よりも適合性が高い形で表現できることを確認している。【参考資料 2】

#### （3）竜巻の被害幅，被害長さの分析

竜巻発生数と同様にして、3つの観測期間を対象にして、被害幅の観測データを解析した結果を表 3.1 に示す。ここで記載した F 不明とは、被害幅と F スケールの両方もしくは片方が不明であることを表す。また、気象庁のデータベース上で、被害幅が 0m と記録されている竜巻も不明扱いとし、解析対象からは除外した。

本竜巻検討地域では、51.5 年間に 192 個の竜巻が観測されているが、F スケールが分かっているものが 74 個（表 2.1 の 1 段目の小計）、F スケールと幅の両方が分かっているものが 55 個（表 3.1 の 1 段目の小計）である。被害幅の解析に利用可能なデータ数は、発生数のデータ数に比べてかなり少ないことが分かる。先に推定した F スケール毎の発生数（表 2.1）との整合性も確保する必要がある。そこで、以下のようにして 51.5 年間の被害幅の統計量を推定した。

- ① 統計量を確保するために、1961 年以降の観測データを使用し、F スケール別に被害幅データを抽出する。このデータをもとに、F スケール別に被害幅のデータや平均値・標準偏差を求める（表 3.1 の上段）。
- ② 各スケール別の 51.5 年間のデータ数は、①で得られる観測値ではなく、表 2.1 で推定された 51.5 年間の疑似データの発生数とする。
- ③ 具体的には、①で抽出された F スケール別の被害幅データを大きい順に並び替え、②で設定した 51.5 年間の発生数分だけ繰り返しサンプリングを行い、51.5 年間の疑似データ（幅のデータ）を作成する。
- ④ 作成された疑似データの平均値や標準偏差を求める。

このようにして求めた結果を表 3.1 の最下段に示す。F スケール別の平均値や標準偏差は、繰り返しサンプリングを行っている関係で、最上段の観測値とは若干異なっている（若干大きい）。以上により、F スケール毎の被害幅の発生特性を保持しつつ、発生数との整合性を確保することができる。

被害長さについても、被害幅と同様の解析を行った。結果を表 3.2 に示す。

表 3.1 竜巻の被害幅の解析結果

竜巻検討地域 (沿岸±5km)	竜巻幅 の統計 (m)	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	55	23	26	6	0	32	105	192
	平均値 (m)	124	120	113	190	-			
	標準偏差 (m)	151	125	104	349	-			
	CV	1.22	1.04	0.92	1.84	-			
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	42	23	18	1	0	16	105	163
	平均値 (m)	123	120	128	100	-			
	標準偏差 (m)	117	125	116	0	-			
	CV	0.96	1.04	0.91	0.00	-			
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	26	21	5	0	0	8	91	125
	平均値 (m)	127	126	132	-	-			
	標準偏差 (m)	116	129	54	-	-			
	CV	0.91	1.03	0.41	-	-			
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	1187	969	182	36	0	0	0	1187
	平均値 (m)	121	120	113	190	-			
	標準偏差 (m)	131	123	102	323	-			
	CV	1.08	1.02	0.90	1.70	-			

表 3.2 竜巻の被害長さの解析結果

竜巻検討地域 (沿岸±5km)	被害長さ の統計(km)	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	57	23	28	6	0	30	105	192
	平均値 (km)	2.516	1.139	3.550	2.967	-			
	標準偏差 (km)	4.039	1.486	5.243	3.462	-			
	CV	1.61	1.30	1.48	1.17	-			
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	41	23	17	1	0	17	105	163
	平均値 (km)	1.502	1.139	2.024	1.000	-			
	標準偏差 (km)	1.943	1.486	2.467	0.000	-			
	CV	1.29	1.30	1.22	0.00	-			
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	26	21	5	0	0	8	91	125
	平均値 (km)	1.800	1.219	4.240	-	-			
	標準偏差 (km)	2.300	1.533	3.618	-	-			
	CV	1.28	1.26	0.85	-	-			
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	1187	969	182	36	0	0	0	1187
	平均値 (km)	1.607	1.149	3.780	2.967	-			
	標準偏差 (km)	2.697	1.466	5.287	3.205	-			
	CV	1.68	1.28	1.40	1.08	-			

#### (4) 竜巻風速，被害幅，被害長さの確率分布，相関係数

竜巻ハザードを評価するためには，一つの竜巻が発生した際の，竜巻風速・被害幅・被害長さの確率分布が必要となる。そこで，本竜巻検討地域における 51.5 年間の竜巻の発生数・被害幅・被害長さのデータ（表 4.1）を用いて各確率密度分布を求める。その際，竜巻影響評価ガイドならびに東京工芸大学委託成果を参照して，確率密度関数が対数正規分布にしたがうものとした。

##### ①竜巻風速の確率密度分布

竜巻風速の確率密度分布の算定結果を図 4.1 に示す。算定結果は，年超過確率の図より観測結果を適切に表現出来る形となっており，風速の大きいエリアにおいても不自然な形となっていない。

##### ②竜巻の被害幅の確率密度分布

竜巻の被害幅の確率密度分布の算定結果を図 4.2 に示す。算定結果は，年超過確率の図より観測結果を適切に推定できていることがわかる。

##### ③竜巻の被害長さの確率密度分布

竜巻の被害長さの確率密度分布の算定結果を図 4.3 に示す。算定結果は，年超過確率の図より観測結果を適切に推定できていることがわかる。

ハザード曲線を算定する際，2 変量または 3 変量の確率分布関数を対象とするため，竜巻風速，被害幅，被害長さの相関係数の検討を実施した。相関係数は，1961 年以降の観測データで，3 変量が同時に観測されているデータを用いるのが理想的であるが，十分なデータ数を確保するため，風速と幅のみが観測されているデータ等，2 変量の比較が行える観測データも併せて用いて相関係数を算定した。なお，竜巻風速，被害幅，被害長さの確率密度分布の推定では，発生頻度が重要であるために繰り返しサンプリングを行ったデータを用いたが，以下の理由により，相関係数の推定ではそのような措置を行わず，観測の元データをもとに推定した。

F スケール不明や F0 竜巻では，被害規模が小さいために被害幅や被害長さの観測データが F2 竜巻に比べて得られる機会が少なく，ばらつきも大きいものと考えられる。そのようなデータをサンプリングにより増やすと，F2 竜巻で見られる相関の高さが反映されない算定結果になることが懸念される。

表 4.2 に示す算定結果によれば，本竜巻検討地域では，竜巻風速と被害長さには相関係数 0.31 程度，被害幅と被害長さには，0.46 程度の相関が認められた。相関を求めた際のデータ数，平均値，標準偏差余及び相関係数を表 4.2 に示す。

表 4.1 竜巻検討地域における竜巻パラメータ (51.5年間の推定結果)

	パラメータ	統計量	小計	竜巻スケール			
				F0	F1	F2	F3
疑似 51.5年間 (全竜巻)	発生数	期間内総数	1187	969	182	36	0
		平均値(年)	23.05	18.82	3.53	0.70	-
		標準偏差(年)	8.97	8.76	1.72	0.92	-
		CV(年)	0.39	0.47	0.49	1.32	-
	被害幅	期間内総数	1187	969	182	36	0
		平均値(m)	121	120	113	190	-
		標準偏差(m)	131	123	102	323	-
		CV	1.08	1.02	0.90	1.70	-
	被害長さ	期間内総数	1187	969	182	36	0
		平均値(km)	1.607	1.149	3.780	2.967	-
		標準偏差(km)	2.697	1.466	5.287	3.205	-
		CV	1.68	1.28	1.40	1.08	-

表 4.2(1) 相関係数算定に用いた竜巻風速, 被害幅, 被害長さのデータ数 (単位 : 個)

データ数	風速	被害幅	被害長さ
風速	74	55	57
被害幅	55	59	54
被害長さ	57	54	59

表 4.2(2) 竜巻風速, 被害幅, 被害長さの相関係数 (単位無し)

相関係数	風速	被害幅	被害長さ
風速	1.000	-0.050*	0.312
被害幅	-0.050*	1.000	0.462
被害長さ	0.312	0.462	1.000

\*風速と被害幅は無相関との知見が得られたため, ハザード算定の際には, 相関係数 0 として計算

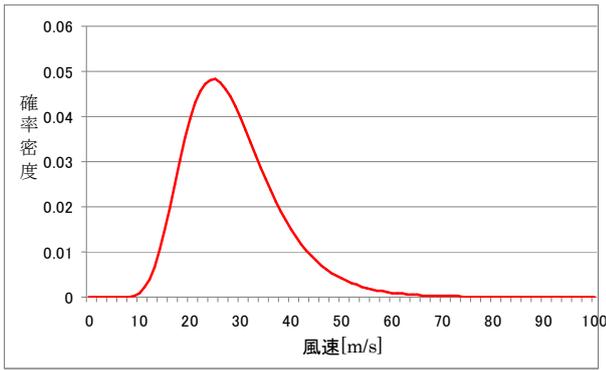


図 4.1(1) 竜巻風速の確率密度分布

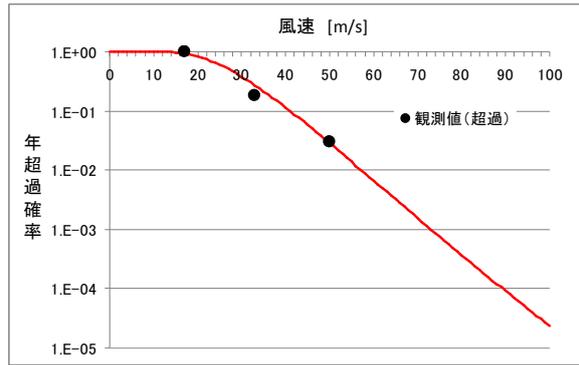


図 4.1(2) 竜巻風速の年超過確率分布

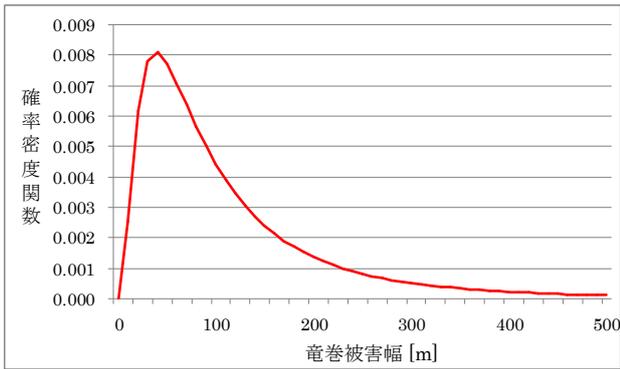


図 4.2(1) 被害幅の確率密度分布

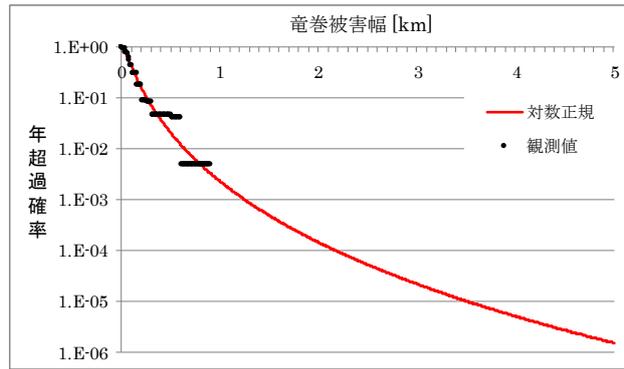


図 4.2(2) 被害幅の年超過確率分布

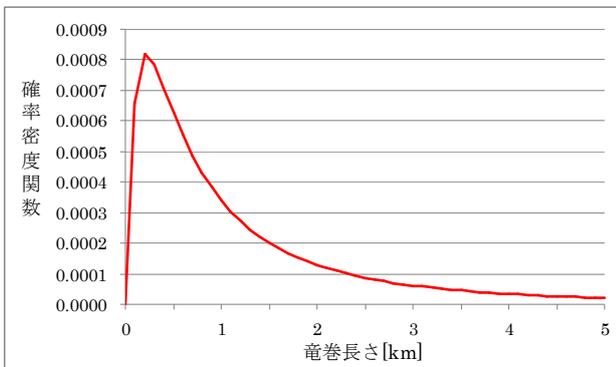


図 4.3(1) 被害長さの確率密度分布

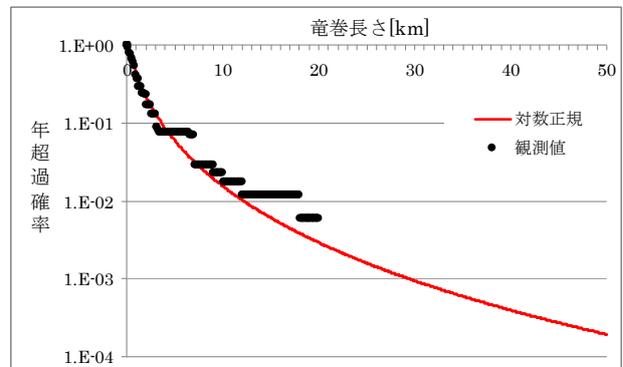


図 4.3(2) 被害長さの年超過確率分布

#### (5) 竜巻影響エリア

竜巻影響エリアは、柏崎刈羽原子力発電所の号機ごとに設定する。号機ごとのすべての評価対象施設の設置面積の合計値及び推定される竜巻被害域(被害幅、被害長さから設定)に基づいて、竜巻影響エリアを設定する。

図 5.1 に柏崎刈羽原子力発電所 6 号機の竜巻影響エリア，図 5.2 に 7 号機の竜巻影響エリアを示す。竜巻影響エリアは、柏崎刈羽原子力発電所 6 号機または 7 号機の評価対象施設を含む長方形エリアの対角線長さが約 260m であることを考慮して、各号機の評価対象施設を包絡する円形のエリア（直径 300m，面積約  $7.1 \times 10^4 \text{m}^2$ ）として設定する。なお，竜巻影響エリアを円形とするため，竜巻の移動方向には依存性は生じない。

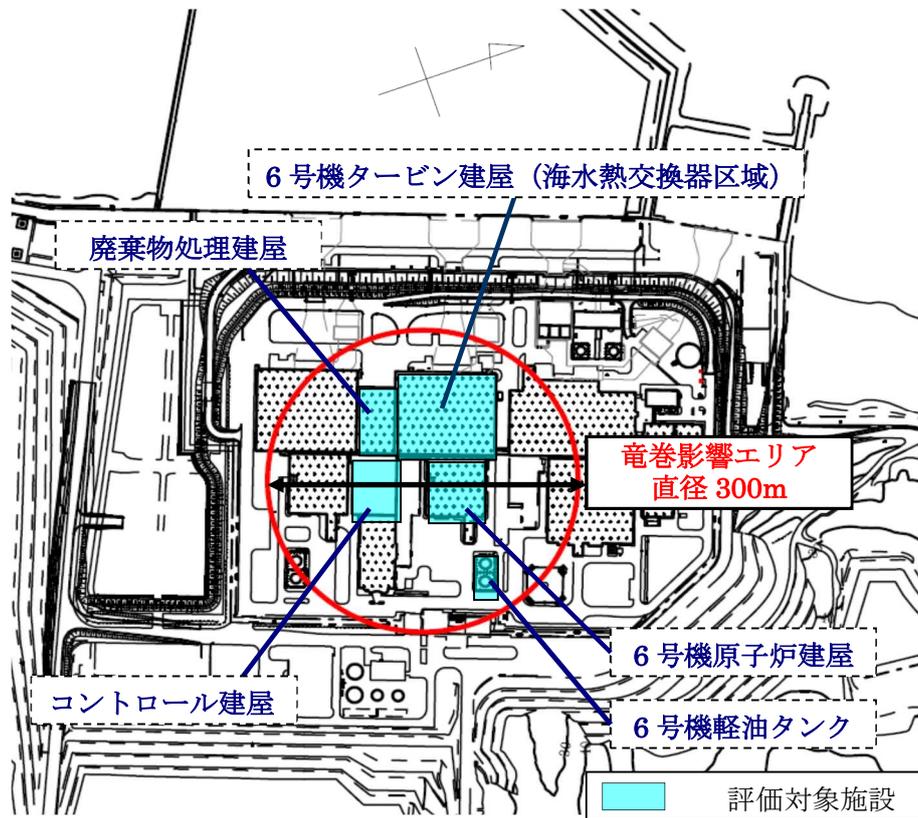


図5.1 6号機 竜巻影響エリア

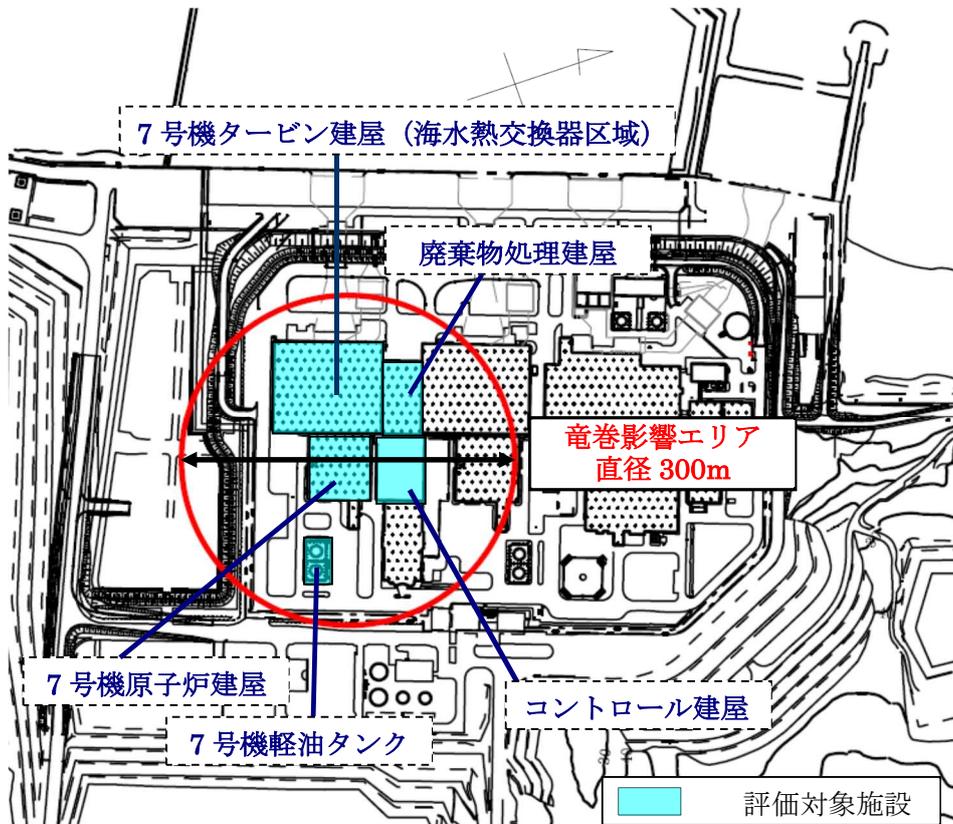


図5.2 7号機 竜巻影響エリア

(6) ハザード曲線の算定

東京工芸大学委託成果によれば、Wen and Chu が竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速がある値以上になる確率モデルの推定法を提案している。竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定した場合、竜巻の年発生数の確率分布は、(6.1)式に示すポリヤ分布の適合性が良いとされている。本ハザード曲線の算定においても、東京工芸大学委託成果にならって適合性の良いポリヤ分布により設定した。

$$P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} (1 + \beta vT)^{-N-1} \beta \prod_{k=1}^{N-1} (1 + \beta k) \quad (6.1)$$

ここで、

- $N$  : 竜巻の年発生数
- $v$  : 竜巻の年平均発生数
- $T$  : 年数
- $\sigma$  : 竜巻の年発生数の標準偏差

$$\beta = \left( \frac{\sigma^2}{v} - 1 \right) \times \frac{1}{v} \quad (6.2)$$

対象とする構造物が、 $T$  年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、その竜巻の風速が  $V_0$  以上となる確率は式(6.1)から導出され以下の式(6.3)となる。

$$P_{V_0, T}(D) = 1 - [1 + \beta v R(V_0) T]^{-1/\beta}$$

- $D$  : 対象とする構造物が風速  $V_0$  以上の竜巻に遭遇する事象
- $R(V_0)$  : リスク評価対象構造物が 1 つの竜巻に遭遇し、竜巻風速が  $V_0$  以上となる確率

$$R(V_0) = \frac{E[DA(V_0)]}{A_0} \quad (6.3)$$

- $DA(V_0)$  : 竜巻による構造物の被害面積
- $E[DA(V_0)]$  :  $DA(V_0)$  の期待値
- $A_0$  : リスクの評価対象とする地域の面積

次に、 $E[DA(V_0)]$  の求め方を説明する。

1 個の竜巻の風速が  $V_0$  以上となる面積  $DA(V_0)$  は以下のように表される。

$$\begin{aligned} DA(V_0) &= WL + HL + WG + AB && ; V_i \geq V_0 \\ DA(V_0) &= 0 && ; V_i < V_0 \end{aligned} \quad (6.4)$$

ここで、 $W$  は竜巻の被害幅、 $L$  は被害長さ、 $A, B$  は構造物の寸法、 $H$  と  $G$  は竜巻の被害幅や被害長さ方向への構造物の投影長さである。

上記の関係を、竜巻風速・被害幅・被害長さ・竜巻移動方向の確率分布を用いると、式(6.5)のように表すことができる。

$$\begin{aligned}
E[DA(V_0)] &= \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\
&+ \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_0^\infty H(\alpha) l f(V, l, \alpha) dV dl d\alpha + \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) G(\alpha) f(V, w, \alpha) dV dw d\alpha \\
&+ AB \int_{V_0}^\infty f(V) dV
\end{aligned} \tag{6.5}$$

ここで,

$V$  : 竜巻最大風速

$w$  : 竜巻の被害幅

$l$  : 竜巻の被害長さ

$\alpha$  : 竜巻の移動方向

$f(\cdot)$  : 確率密度分布

$H(\alpha) = B|\sin\alpha| + A|\cos\alpha|$

$G(\alpha) = A|\sin\alpha| + B|\cos\alpha|$

$$W(V_0) = \left( \frac{V_{\min}}{V_0} \right)^{1/1.6} w \tag{6.6}$$

式(6.5)の右辺第1項は、被害幅と被害長さの積、即ち被害面積を表しており、いわゆる点構造物に対する被害、第2項と第3項は、被害幅・被害長さとの積、即ち面構造物あるいは線状構造物の被害面積を表す。竜巻の幅は長さに対して短いため、第3項の寄与は第2項に比べて1オーダー小さい。第4項は建物面積  $AB$  に依存する項である。

$W(V_0)$ は、竜巻の被害幅のうち風速が  $V_0$ 以上となる部分の幅であり、式(6.6)により算出される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相に分布があることが考慮されている。 $V_{\min}$ は、竜巻被害が発生する最小風速であり、Garson は **gale intensity velocity** と呼んでいる (Gale とは非常に強い風の意)。米国の気象局 (National Weather Service) では、34~47 ノット (17.5~24.2m/s) とされている。日本の気象庁では、気象通報にも用いられている風力階級において、風力8が疾強風 (gale, 17.2~20.7m/s)、風力9は大強風 (strong gale, 20.8~24.4m/s) と分類されており、風力9では「屋根瓦が飛ぶ。人家に被害が出始める」とされている。以上を参考にして、 $V_{\min}=25\text{m/s}$  とした。この値は、F0 (17~32m/s) のほぼ中央値に相当する。なお、この値よりも小さな  $V_{\min}$  (例えば、F0の最小風速 17m/s) を用いると、風速  $V_0$ 以上となる被害面積は小さくなる。

また、 $H(\alpha)$ 及び  $G(\alpha)$ はそれぞれ、竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に竜巻影響評価対象構造物を投影した時の長さである。5節にて竜巻影響エリアを円形(直

径  $D_0$ ) で設定しているため、竜巻の移動方向には依存せず、一定値となる。

$$H(\alpha) = G(\alpha) = D_0 \quad (6.7)$$

従って、式(6.5)は式(6.5')と表すことができる。

$$\begin{aligned} E[DA(V_0)] &= \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\ &+ D_0 \int_0^\infty \int_0^\infty l f(V, l) dV dl + D_0 \int_0^\infty \int_0^\infty W(V_0) f(V, w) dV dw \\ &+ (D_0^2 \pi / 4) \int_{V_0}^\infty f(V) dV \end{aligned} \quad (6.5')$$

2変量, 3変量の対数正規分布は、以下の式(6.8)または式(6.9)のように表される。

$\mu, \sigma, \rho$  は、 $\ln(x), \ln(y), \ln(z)$ の平均値, 標準偏差及び相関係数であり、本評価では4節にて求めた竜巻風速, 被害幅, 被害長さの確率密度分布の平均値, 標準偏差及び相関係数を  $\mu, \sigma$  ならびに  $\rho$  に適用して、同時確率密度関数  $f$  を定めた。

$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y\sqrt{1-\rho^2}} \frac{1}{xy} \exp\left[-\frac{1}{2(1-\rho^2)}\left\{\left(\frac{\ln(x)-\mu_x}{\sigma_x}\right)^2 - 2\rho\left(\frac{\ln(x)-\mu_x}{\sigma_x}\right)\left(\frac{\ln(y)-\mu_y}{\sigma_y}\right) + \left(\frac{\ln(y)-\mu_y}{\sigma_y}\right)^2\right\}\right] \quad (6.8)$$

$$\begin{aligned} f(x, y, z) &= \frac{1}{(2\pi)^{3/2} \begin{vmatrix} \sigma_x^2 & \sigma_x\sigma_y\rho_{xy} & \sigma_x\sigma_z\rho_{xz} \\ \sigma_x\sigma_y\rho_{xy} & \sigma_y^2 & \sigma_y\sigma_z\rho_{yz} \\ \sigma_x\sigma_z\rho_{xz} & \sigma_y\sigma_z\rho_{yz} & \sigma_z^2 \end{vmatrix}^{1/2}} \times \frac{1}{xyz} \\ &\times \exp\left[-\frac{1}{2} \begin{pmatrix} \ln(x)-\mu_x & \ln(y)-\mu_y & \ln(z)-\mu_z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sigma_x^2 & \sigma_x\sigma_y\rho_{xy} & \sigma_x\sigma_z\rho_{xz} \\ \sigma_x\sigma_y\rho_{xy} & \sigma_y^2 & \sigma_y\sigma_z\rho_{yz} \\ \sigma_x\sigma_z\rho_{xz} & \sigma_y\sigma_z\rho_{yz} & \sigma_z^2 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \ln(x)-\mu_x \\ \ln(y)-\mu_y \\ \ln(z)-\mu_z \end{pmatrix}\right] \end{aligned} \quad (6.9)$$

(7) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速( $V_{B2}$ )

以上より、ハザード曲線の算定結果を図 7.1 に示す。竜巻最大風速のハザード曲線により設定する最大風速  $V_{B2}$  は、竜巻影響評価ガイドを参考に年超過確率  $10^{-5}$  に相当する竜巻風速  $V_{B2}$  は、58.3m/s とする。なお、竜巻影響評価ガイドで要求されている、1km 毎の短冊領域でのハザード曲線による最大風速  $V_{B2}$  算定については、評価を実施したものの、その技術的説明性が乏しいと考え、 $V_B$  の設定には使用しないものとした。【参考資料 3】

また、不確かさ要素のハザード算定結果への影響を検討した。【参考資料 5】

図 7.2(a)に示した、データ、確率分布形選択及びデータ量が少ないことによる不確かさを表したハザード曲線により、これらの不確かさが十分小さいことを確認した。更に、疑似データに F3 竜巻を 4 個追加した感度解析結果を図 7.2(b)に示す。この場合の年超過確率  $10^{-5}$  に相当する竜巻風速は 62.2m/s となり、かなり保守的な仮定をおいてもハザードへの影響は限定的であることから、データの高い安定性を確認した。

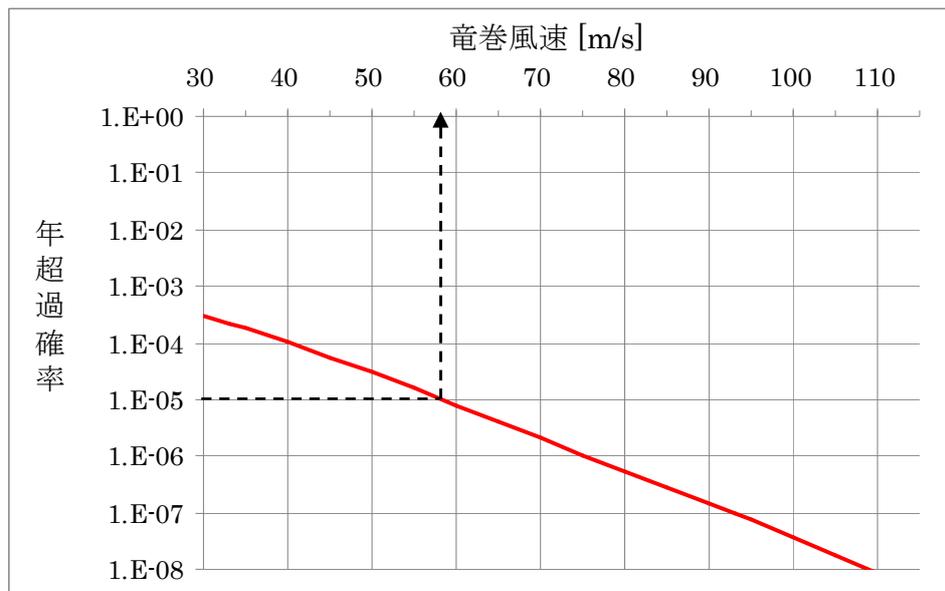
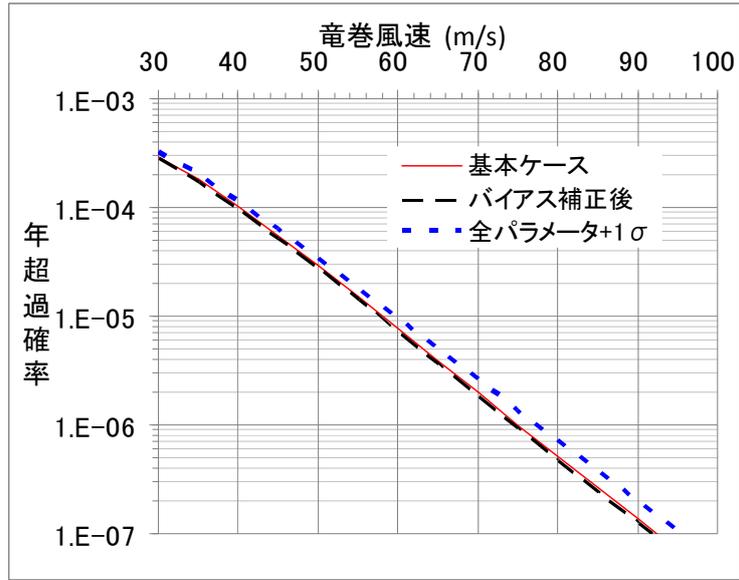
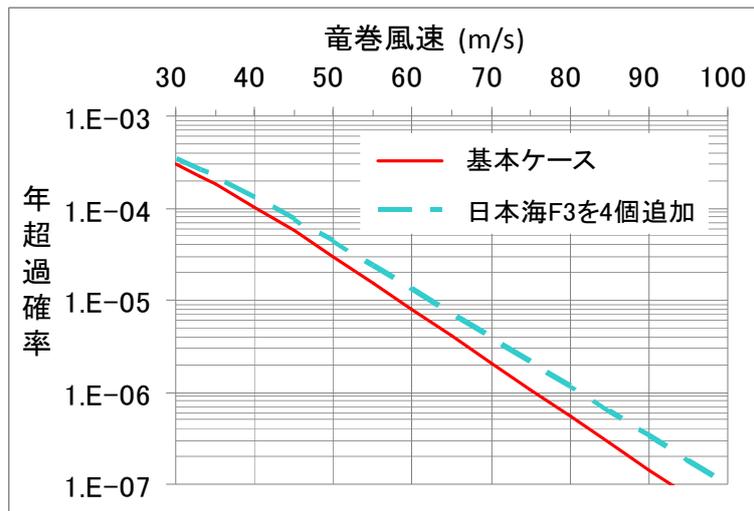


図7.1 竜巻最大風速のハザード曲線（海側，陸側5km範囲）



(a) バイアス補正後及び全パラメータ+1 $\sigma$ のハザード



(b) 竜巻風速の年超過確率分布

図7.2 ハザード不確実さ検討結果

## 【参考資料 1】

### 海上の F スケール不明竜巻の按分方法の妥当性について

51.5 年間の疑似データを推定する際に、海上で発生した F スケール不明竜巻（非上陸竜巻）を、F スケールが判明している陸上竜巻（含む上陸竜巻）の F スケール毎の発生比率で按分している。そこでは、沿岸部近傍での竜巻の発生特性は陸上と海上とは類似している、と仮定している。他の合理的な按分方法も無いのが実情ではあるが、観測結果を基に、この仮定の妥当性について考察する。

ここでは、陸上で発生した竜巻（以後、陸上竜巻と呼ぶ）と、水上で発生しその後上陸した竜巻（以後、上陸竜巻と呼ぶ）を区別して考える。

表 1 および図 1 は、陸上竜巻、上陸竜巻および（陸上＋上陸）竜巻のそれぞれの竜巻区分に対して、F0, F1, F2 以上の竜巻が占める割合である。全国の上陸竜巻の場合、F スケール毎の割合はそれぞれ 30, 45, 24% となっており、陸上竜巻との間に大きな差は無い（数%以内）。上陸竜巻は海上で発生した竜巻であることから、海上での F スケール不明竜巻の F スケール毎の発生割合は、上陸竜巻の発生割合と同様だと考えられる。

上陸竜巻と陸上竜巻の発生割合に大きな差は見られないことは、海側と陸側の F スケール毎の発生割合が類似していることを示唆している。従って、海上での F 不明竜巻を、陸上竜巻（あるいは（陸上＋上陸）竜巻）の発生割合で按分する手法は妥当な方法だと考えられる。

一方、日本海側の上陸竜巻の場合、F スケール毎の割合はそれぞれ 50, 34, 16% であり、陸上竜巻の値と 10～20% 程度異なる。日本海側の場合、F0 の割合が全国の値に比べて大きく、逆に F スケールの大きな竜巻の割合が同程度少なくなっており、地域的な特性が見られる。上陸竜巻と陸上竜巻の割合の差が、地域特性によるものかデータ数が少ない事によるものか判断できないが、（陸上＋上陸）竜巻の割合は、全国の値に比較的近くなる（F0 の数が多いという地域特性は残る）。従って、（陸上＋上陸）竜巻の割合で按分する本手法は、データ数が少ない場合にも有効な手法だと考えられる。

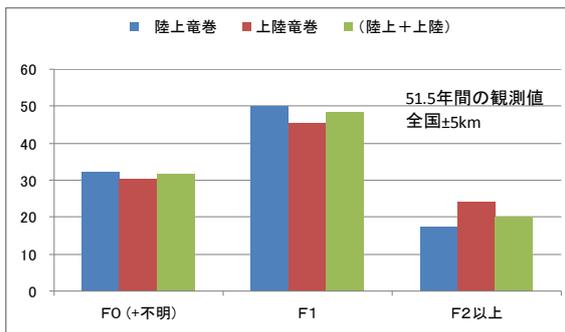
表1 Fスケール毎の竜巻発生数の割合

(a) 全国沿岸±5km

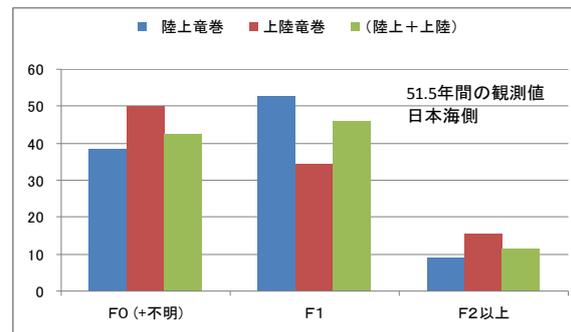
発生数の割合 (%)	FO (+不明)	F1	F2以上
陸上竜巻	32	50	18
上陸竜巻	30	45	24
(陸上+上陸)	32	48	20

(b) 日本海側

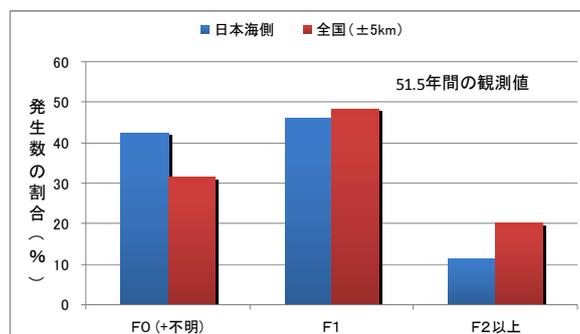
発生数の割合 (%)	FO (+不明)	F1	F2以上
陸上竜巻	38	53	9
上陸竜巻	50	34	16
(陸上+上陸)	43	46	11



(a) 全国±5km



(b) 日本海側



(c) (陸上+上陸) 竜巻

図1 Fスケール毎の発生数の割合

## 【参考資料 2】

竜巻発生数の確率分布（ポアソン、ポリヤ分布）がハザード結果に及ぼす影響

### 1. 竜巻発生確率とハザード曲線

Wen and Chu は、竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速がある値以上となる確率の推定法を提案している。それによれば、竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定した場合、竜巻の年発生数の確率分布はポアソン分布もしくはポリヤ分布に適合する。

$$\text{ポアソン分布： } P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} \exp(-vT) \quad (1)$$

$$\text{ポリヤ分布： } P_T(N) = \frac{(vT)^N}{N!} (1 + \beta vT)^{-(N+1/\beta)} \prod_{k=1}^{N-1} (1 + \beta k) \quad (2)$$

ここで、 $N$  は竜巻の年発生数、 $v$  は竜巻の年平均発生数、 $T$  は年数である。

また、 $T$  年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、 $V_0$  以上の竜巻風速に見舞われる確率  $P_{V_0,T}(D)$  は次式で表される。

$$\text{ポアソン分布： } P_{V_0,T}(D) = 1 - \exp[-vR(V_0)T] \quad (3)$$

$$\text{ポリヤ分布： } P_{V_0,T}(D) = 1 - [1 + \beta vR(V_0)T]^{-1/\beta} \quad (4)$$

ここで、 $R(V_0)$  は、検討対象とする構造物が、ある一つの竜巻に遭遇し、竜巻風速が  $V_0$  以上となる確率である。

### 2. ポアソン分布とポリヤ分布

ポアソン過程とは、ある現象がランダムに起こる場合に、今までの発生状況がそれ以降の発生に影響を与えず、かつ発生が時間的に一様に推移する現象を表す数学的モデルであり、以下のような仮定に基づいている。

- ① 事象は時間・空間のいかなる場所でもランダムに発生する
- ② 与えられた時間・空間の区間内で、事象の発生は他の任意の区間に対して独立である
- ③ 微小区間  $\Delta t$  における事象発生確率は  $\Delta t$  に比例する。  $\Delta t$  の間に事象が 2 回以上発生する確率は無視できる

ポアソン分布に従う現象例としては、交通事故件数、大量生産の不良品数、火災件数、遺伝子の突然変異など数多くある。ポアソン分布の分散は平均値に等しいが、観測される現象の中には、その分散が平均値から外れている現象もある。

ポリヤ分布は、分散と平均値が異なるような現象への適合度が高く、 $\beta$  が大きい場合は分散の大きな分布形を表し、 $\beta \rightarrow 0$  の時にはポアソン分布に近づく。Thom (1963) は、米国中部を対象とした竜巻発生数の分析を行い、ポアソン過程が実態と乖離する

場合があることを指摘するとともに、ポリヤ分布による適合性が高いことを示した。また、東京工芸大学委託成果では、陸上竜巻（含む上陸竜巻）および水上竜巻のいずれに対しても、ポリヤ分布の適合度が高いことを示した。

ポリヤ分布は、疫病の流行、ある単語を含む文書数を数える文書頻度などの言語処理などに活用されており、ある事象が起こった場合に、それによって周囲にも現象が起こりやすくなる現象（弱い伝播性）が考慮されている。竜巻の場合では、前線や台風により竜巻が発生した場合、同時多発的に複数の竜巻が発生する（tornado outbreak と呼ばれる）状況が考えられる（Wen and Chu, 1973）。

### 3. 確率論から見た近似式

式(3)(4)に基づき、ポアソン分布とポリヤ分布に基づく竜巻ハザードを実際に計算すると、両者にほとんど違いが見られない。以下では、その理由について考察する。

ある一つの竜巻に遭遇し、竜巻風速が  $V_0$  以上となるような被害を受ける確率を  $R(V_0)$  とすると、このような竜巻被害を受けない確率は次式で表される。

$$\text{（被害を受けない確率）} = 1 - R(V_0) \quad (5)$$

同様に、 $N$  個の竜巻が発生したときに、いずれの竜巻に対しても被害を受けない確率は次式で表される（独立性を仮定）。

$$\text{（} N \text{個の竜巻で被害を受けない確率）} = [1 - R(V_0)]^N \quad (6)$$

逆に、 $N$  個の竜巻が発生したときに、いずれかの竜巻により被害（最低 1 回，最大  $N$  回）を受ける確率は次式となる。

$$\text{（} N \text{個のいずれかの竜巻で被害を受ける確率）} = 1 - [1 - R(V_0)]^N \quad (7)$$

従って、1 年間に  $N$  個の竜巻が発生する確率を  $P(N)$  とすると、これによる被害確率は、

$$\left\{ 1 - [1 - R(V_0)]^N \right\} P(N) \quad (8)$$

となる。 $R(V_0)$  が十分小さければ、上式は次のように近似できる。

$$\left\{ 1 - [1 - R(V_0)]^N \right\} P(N) \approx R(V_0) \times N \times P(N) \quad (9)$$

ここで、次の近似を用いている。

$$[1 - R(V_0)]^N \approx 1 - N \times R(V_0) \quad (10)$$

竜巻被害の場合、 $R(V_0)$  は通常  $10^{-3}$  以下であるから、式(10)の近似は非常に良い精度で成り立つ。

以上のことから、式(9)より、1 年間にいずれかの竜巻により被害を受ける確率は次式で近似できる。

$$P_{V_0}(D) \approx \sum_{N=1}^{\infty} [R(V_0) \times N \times P(N)] = R(V_0) \sum_{N=1}^{\infty} [N \times P(N)] = \nu R(V_0) \quad (11)$$

即ち、被害確率は竜巻発生数の平均値  $\nu$  のみに依存し、標準偏差は勿論、確率分布にも無関係であり、ポリヤ分布とポアソン分布によるハザードの結果は一致することが理解できる。

#### 4. ポアソン分布とポリヤ分布のハザードの近似式

3. では、確率論的な観点だけで近似式を誘導したが、ここでは式(3) (4)の近似式を直接求め、上記の結果を検証する。

式(8)の  $P(N)$  としてポアソン分布を仮定し、

$$\begin{aligned} \left\{ 1 - [1 - R(V_0)]^N \right\} P(N) &= P(N) - [1 - R(V_0)]^N P(N) \\ &= P(N) - [1 - R(V_0)]^N \frac{\nu^N}{N!} \exp(-\nu) = P(N) - \frac{(\nu - \nu R(V_0))^N}{N!} \exp(-\nu) \end{aligned} \quad (12)$$

となることを考慮すると、式(11)の厳密な式は以下の通りである。

$$\begin{aligned} P_{V_0}(D) &= \sum_{N=1}^{\infty} \left\{ P(N) - \frac{(\nu - \nu R(V_0))^N}{N!} \exp(-\nu) \right\} \\ &= 1 - \exp(\nu - \nu R(V_0)) \exp(-\nu) \\ &= 1 - \exp(-\nu R(V_0)) \end{aligned} \quad (13)$$

即ち、ポアソン分布によるハザード評価の式(3)が導かれる。ここで、次の関係式を用いている。

$$\exp(x) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^n}{n!} \quad (14)$$

従って、式(3) (あるいは式(13)) は、式(14)を用いると、

$$P_{V_0}(D) = 1 - \exp(-\nu R(V_0)) = 1 - \left( 1 + \frac{(-\nu R(V_0))}{1!} + \frac{(-\nu R(V_0))^2}{2!} + \dots \right) \quad (15)$$

と表され、 $R(V_0)$  が小さい場合は、次式で近似できる。

$$P_{V_0}(D) \approx \nu R(V_0) \quad (16)$$

ポリヤ分布の場合も同様に、一般の 2 項定理を用いると、次式で近似できる。

$$\begin{aligned} P_{V_0}(D) &= 1 - [1 + \beta \nu R(V_0)]^{-1/\beta} = 1 - \left( 1 + \left( \frac{-1}{\beta} \right) \beta \nu R(V_0) + \dots \right) \\ &\approx \nu R(V_0) \end{aligned} \quad (17)$$

以上のことから、竜巻のように一つの竜巻に対する被害確率が非常に小さな現象に対しては、年被害確率は竜巻発生数の平均値にのみ依存し、発生数の確率分布形状にはほとんど無関係であることが分かる。

【参考資料 3】

1km 毎の領域での竜巻ハザード曲線について

1. 保守性を考慮したハザード曲線の算定

竜巻発生確認数のばらつきや F スケールの偏りがあることから、ハザード曲線に保守性を持たせるために、以下のような条件で算定を行った。計算に使用するパラメータは表 1.1 に示す。

- ・ 竜巻発生数は、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した竜巻である通過竜巻もカウント
- ・ 被害幅及び被害長さは、それぞれ1km範囲内の被害幅及び被害長さを用いる
- ・ 海側の竜巻発生位置は不明な場合が多く、竜巻移動経路が短冊を横切る長さを精度良く求められないため、海側0-1kmのセグメント長さの評価に陸側0-1km短冊の値を代用する方法を用いる

表 1.1 保守的なハザード曲線算定に用いるパラメータ

竜巻検討地域 (1km毎エリア)	統計量	発生数 (個)	風速 (m/s)	幅 (m)	長さ (m)	相関係数		
						U ~ W	U ~ L	W ~ L
陸 0-1km	平均値	4.41	28.5	128	632	(検討地域±5kmの値を代用)		
	標準偏差	3.40	9.7	154	448			
陸 1-2km	平均値	1.90	29.4	197	766			
	標準偏差	2.17	8.6	173	434			
陸 2-3km	平均値	1.98	28.1	174	684			
	標準偏差	1.58	8.8	180	366			
陸 3-4km	平均値	1.09	30.6	213	861			
	標準偏差	0.79	8.6	216	310			
陸 4-5km	平均値	0.87	31.3	299	1029			
	標準偏差	0.99	9.0	247	132			
海 0-1km	平均値	8.99	28.0	100	632			
	標準偏差	4.93	9.3	120	448			

以上の条件で算定したハザード曲線を海側，陸側 5km 範囲内でのハザード曲線と併せて図 1.1 に示す。

図 1.1 より，年超過確率  $10^{-5}$  に相当する風速が最も大きく評価されたのは，海側 0 ~ 1km 範囲での 58.4m/s であった。

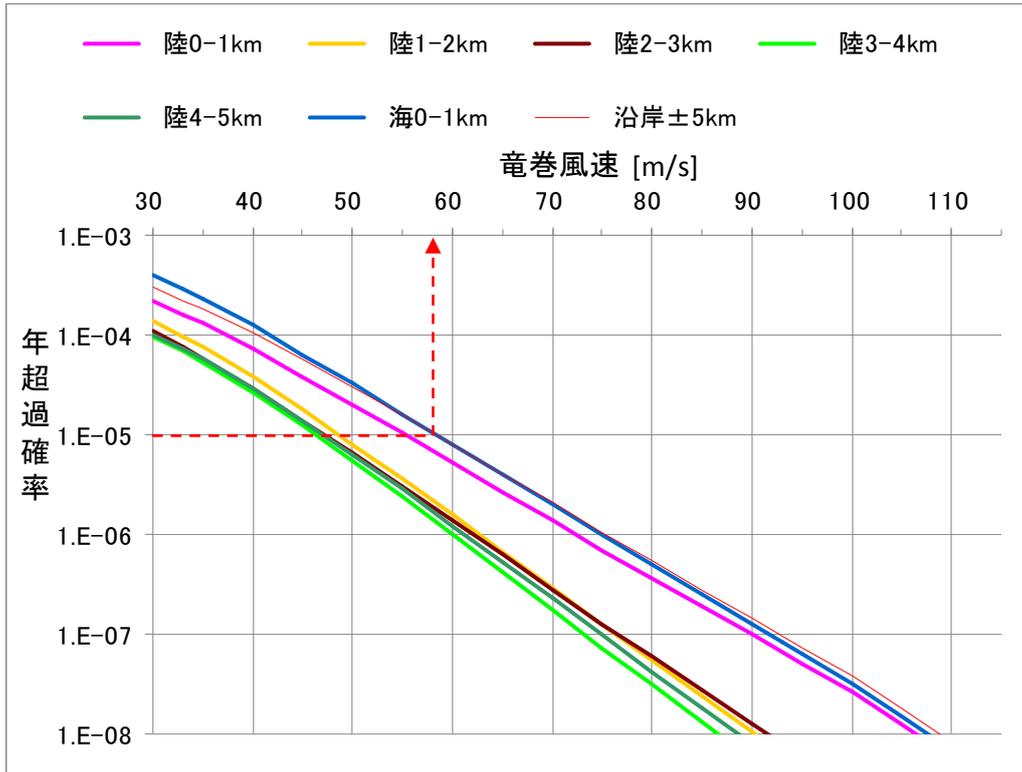


図 1.1 1km 範囲毎のハザード曲線と±5km 範囲のハザード曲線

表1.2 年超過確率 $10^{-5}$ に対応した竜巻風速

短冊ケース	竜巻風速[m/s]
陸0-1km	55.2
陸1-2km	48.7
陸2-3km	47.2
陸3-4km	46.4
陸4-5km	47.1
海0-1km	58.4
(参考) 海側及び陸側各±5km	58.3

参考に陸側0～1km, 1～2km, 2～3km, 3～4km, 4～5km, 海側0～1kmの竜巻発生・通過数を表1.3～1.8に示す。

表 1.3 陸側0-1km範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (陸0-1km)	発生数・通過数の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	47	15	23	9	0	12	0	59
	平均値(年)	0.91	0.29	0.45	0.17	-	0.23	-	1.15
	標準偏差(年)	1.51	1.13	0.61	0.43	-	0.71	-	1.90
	CV(年)	1.65	3.89	1.37	2.47	-	3.03	-	1.66
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	28	15	12	1	0	11	0	39
	平均値(年)	1.30	0.70	0.56	0.05	-	0.51	-	1.81
	標準偏差(年)	2.03	1.69	0.60	0.22	-	1.02	-	2.63
	CV(年)	1.56	2.43	1.08	4.64	-	2.00	-	1.45
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	17	14	3	0	0	6	0	23
	平均値(年)	3.09	2.55	0.55	-	-	1.09	-	4.18
	標準偏差(年)	3.63	2.81	0.88	-	-	1.77	-	4.70
	CV(年)	1.17	1.11	1.62	-	-	1.62	-	1.12
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	227	132	29	9	0	57	0	227
	平均値(年)	4.37	2.55	0.56	0.17	-	1.09	-	4.37
	標準偏差(年)	3.40	2.81	0.60	0.43	-	1.77	-	3.40
	CV(年)	0.78	1.11	1.08	2.47	-	1.62	-	0.78
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	227	189	29	9	0	0	0	227
	平均値(年)	4.41	3.67	0.56	0.17	-	-	-	4.41
	標準偏差(年)	3.40	3.32	0.60	0.43	-	-	-	3.40
	CV(年)	0.77	0.91	1.07	2.47	-	-	-	0.77

表 1.4 陸側1-2km範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (陸1-2km)	発生数・通過数の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	29	9	17	3	0	1	0	30
	平均値(年)	0.56	0.17	0.33	0.06	-	0.02	-	0.58
	標準偏差(年)	1.13	0.76	0.59	0.24	-	0.14	-	1.13
	CV(年)	2.01	4.37	1.78	4.06	-	7.18	-	1.94
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	18	9	8	1	0	0	0	18
	平均値(年)	0.84	0.42	0.37	0.05	-	-	-	0.84
	標準偏差(年)	1.58	1.15	0.59	0.22	-	-	-	1.58
	CV(年)	1.89	2.76	1.58	4.64	-	-	-	1.89
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	12	8	4	0	0	0	0	12
	平均値(年)	2.18	1.45	0.73	-	-	-	-	2.18
	標準偏差(年)	2.84	2.08	0.86	-	-	-	-	2.84
	CV(年)	1.30	1.43	1.19	-	-	-	-	1.30
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	98	75	20	3	0	0	0	98
	平均値(年)	1.88	1.45	0.37	0.06	-	-	-	1.88
	標準偏差(年)	2.17	2.08	0.59	0.24	-	-	-	2.17
	CV(年)	1.15	1.43	1.58	4.06	-	-	-	1.15
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	98	75	20	3	0	0	0	98
	平均値(年)	1.90	1.46	0.39	0.06	-	-	-	1.90
	標準偏差(年)	2.17	2.08	0.59	0.24	-	-	-	2.17
	CV(年)	1.15	1.43	1.58	4.06	-	-	-	1.15

表 1.5 陸側 2-3km 範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (陸 2-3 km)	発生数・通過数 の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	25	10	13	2	0	0	0	25
	平均値(年)	0.49	0.19	0.25	0.04	-	-	-	0.49
	標準偏差(年)	1.00	0.66	0.56	0.20	-	-	-	1.00
	CV(年)	2.07	3.41	2.21	5.02	-	-	-	2.07
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	16	10	6	0	0	0	0	16
	平均値(年)	0.74	0.47	0.28	-	-	-	-	0.74
	標準偏差(年)	1.37	0.97	0.56	-	-	-	-	1.37
	CV(年)	1.84	2.09	2.00	-	-	-	-	1.84
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	12	9	3	0	0	0	0	12
	平均値(年)	2.18	1.64	0.55	-	-	-	-	2.18
	標準偏差(年)	2.22	1.46	0.88	-	-	-	-	2.22
	CV(年)	1.02	0.89	1.62	-	-	-	-	1.02
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	102	85	15	2	0	0	0	102
	平均値(年)	1.95	1.64	0.28	0.04	-	-	-	1.95
	標準偏差(年)	1.58	1.46	0.56	0.20	-	-	-	1.58
	CV(年)	0.81	0.89	2.00	5.02	-	-	-	0.81
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	102	85	15	2	0	0	0	102
	平均値(年)	1.98	1.65	0.29	0.04	-	-	-	1.98
	標準偏差(年)	1.58	1.46	0.56	0.20	-	-	-	1.58
	CV(年)	0.81	0.89	2.00	5.02	-	-	-	0.81

表 1.6 陸側 3-4km 範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (陸 3-4 km)	発生数・通過数 の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	20	4	15	1	0	0	0	20
	平均値(年)	0.39	0.08	0.29	0.02	-	-	-	0.39
	標準偏差(年)	0.66	0.27	0.57	0.14	-	-	-	0.66
	CV(年)	1.71	3.48	1.97	7.18	-	-	-	1.71
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	11	4	7	0	0	0	0	11
	平均値(年)	0.51	0.19	0.33	-	-	-	-	0.51
	標準偏差(年)	0.75	0.40	0.57	-	-	-	-	0.75
	CV(年)	1.46	2.15	1.77	-	-	-	-	1.46
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	7	4	3	0	0	0	0	7
	平均値(年)	1.27	0.73	0.55	-	-	-	-	1.27
	標準偏差(年)	1.04	0.55	0.88	-	-	-	-	1.04
	CV(年)	0.82	0.75	1.62	-	-	-	-	0.82
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	56	38	17	1	0	0	0	56
	平均値(年)	1.07	0.73	0.33	0.02	-	-	-	1.07
	標準偏差(年)	0.79	0.55	0.57	0.14	-	-	-	0.79
	CV(年)	0.74	0.75	1.77	7.18	-	-	-	0.74
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	56	38	17	1	0	0	0	56
	平均値(年)	1.09	0.74	0.33	0.02	-	-	-	1.09
	標準偏差(年)	0.79	0.55	0.57	0.14	-	-	-	0.79
	CV(年)	0.74	0.75	1.77	7.18	-	-	-	0.74

表 1.7 陸側 4-5km 範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (陸 4-5 km)	発生数・通過数 の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	15	2	12	1	0	1	0	16
	平均値(年)	0.29	0.04	0.23	0.02	-	0.02	-	0.31
	標準偏差(年)	0.64	0.20	0.62	0.14	-	0.14	-	0.65
	CV(年)	2.20	5.02	2.65	7.18	-	7.18	-	2.08
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	8	2	6	0	0	1	0	9
	平均値(年)	0.37	0.09	0.28	-	-	0.05	-	0.42
	標準偏差(年)	0.74	0.30	0.71	-	-	0.22	-	0.74
	CV(年)	1.98	3.20	2.55	-	-	4.64	-	1.78
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	6	2	4	0	0	1	0	7
	平均値(年)	1.09	0.36	0.73	-	-	0.18	-	1.27
	標準偏差(年)	1.16	0.55	1.28	-	-	0.43	-	1.04
	CV(年)	1.06	1.50	1.76	-	-	2.37	-	0.82
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	45	19	15	1	0	10	0	45
	平均値(年)	0.84	0.36	0.28	0.02	-	0.18	-	0.84
	標準偏差(年)	0.99	0.55	0.71	0.14	-	0.43	-	0.99
	CV(年)	1.18	1.50	2.55	7.18	-	2.37	-	1.18
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	45	29	15	1	0	0	0	45
	平均値(年)	0.87	0.56	0.29	0.02	-	-	-	0.87
	標準偏差(年)	0.99	0.69	0.71	0.14	-	-	-	0.99
	CV(年)	1.18	1.27	2.55	7.18	-	-	-	1.18

表 1.8 海側 0-1km 範囲の竜巻発生・通過数

竜巻検討地域 (海 0-1 km)	発生数・通過数 の統計	小計	竜巻スケール				不明		総数 (含む不明)
			F0	F1	F2	F3	(陸上)	(海上)	
1961～ 2012/6 (51.5年間)	期間内総数	25	8	12	5	0	9	38	72
	平均値(年)	0.49	0.16	0.23	0.10	-	0.17	0.74	1.40
	標準偏差(年)	0.90	0.75	0.43	0.30	-	0.62	2.52	3.35
	CV(年)	1.86	4.86	1.83	3.08	-	3.55	3.41	2.40
1991～ 2012/6 (21.5年間)	期間内総数	15	8	6	1	0	8	38	61
	平均値(年)	0.70	0.37	0.28	0.05	-	0.37	1.77	2.84
	標準偏差(年)	1.23	1.15	0.46	0.22	-	0.91	3.71	4.86
	CV(年)	1.76	3.09	1.65	4.64	-	2.45	2.10	1.71
2007～ 2012/6 (5.5年間)	期間内総数	9	8	1	0	0	5	34	48
	平均値(年)	1.64	1.45	0.18	-	-	0.91	6.18	8.73
	標準偏差(年)	2.19	2.08	0.43	-	-	1.69	5.79	7.50
	CV(年)	1.34	1.43	2.37	-	-	1.86	0.94	0.86
疑似 51.5年間 (陸上竜巻)	期間内総数	142	75	15	5	0	47	319	461
	平均値(年)	2.74	1.45	0.28	0.10	-	0.91	6.18	8.92
	標準偏差(年)	2.73	2.08	0.46	0.30	-	1.69	5.79	6.40
	CV(年)	1.00	1.43	1.65	3.08	-	1.86	0.94	0.72
疑似 51.5年間 (全竜巻)	期間内総数	463	397	49	17	0	0	0	463
	平均値(年)	8.99	7.71	0.95	0.33	-	-	-	8.99
	標準偏差(年)	4.93	4.83	0.83	0.54	-	-	-	4.93
	CV(年)	0.55	0.63	0.92	1.71	-	-	-	0.55

## 2. 1km 毎の領域で竜巻ハザードを求める際の問題点

原子力発電所の竜巻影響評価ガイド（以下、ガイド）では、以下のように述べられている。

- ✓ 海岸線から陸側及び海側それぞれ5kmの範囲を目安に竜巻検討地域を設定する
- ✓ 上記の場合、少なくとも1km範囲ごとに竜巻の年発生数の確率分布を算定し、そのうちの  $V_{B2}$  が最も大きな値として設定される確率分布を設計で用いること
- ✓ 竜巻最大風速の確率密度分布の設定にあたっては、竜巻検討地域を1km範囲ごとに区切ってそれぞれの範囲の確率分布を算定し、そのうちの  $V_{B2}$  が最も大きな値として設定される確率分布を設定する等、配慮すること

また、2013年10月出された JNES の『原子力発電所の竜巻影響評価ガイド(案)及び解説』には、以下のような記述がある。

- ✓ 【発生数】データ数確保の観点から、それぞれの竜巻の発生地点と消滅地点の2点を直線で結び、直線が複数の細分化した地域に跨る場合は全ての細分化地域で竜巻が発生したとする。
- ✓ 【竜巻風速・幅・長さ・移動方向】確率分布は、データ数確保の観点から、竜巻検討地域全体で評価する。竜巻の発生地点と消滅地点が竜巻検討地域外であっても、その2点を結ぶ直線が竜巻検討地域を通過するあるいは接する場合は、竜巻検討地域に属するものとする。

このようなガイドや解説の考え方にに基づき、竜巻検討地域（±5km 範囲）を通過する竜巻も発生数にカウントするだけではなく、1.では1km 毎の短冊領域についても通過数を発生数にカウントして評価を行っている。

通過数を発生数と見なす方法や、1km 毎の短冊領域でハザードを求める考え方には問題点が多い。ここでは、以下の3つの視点からその問題点を考察する。

1. Wen and Chu モデルの理論的仮定との不整合
2. 発生数と通過数の関係
3. 竜巻データベースの質

## 2.1 Wen and Chu モデルの物理的な意味

Wen and Chu の確率論的なモデルでは、直径  $D_0$  の円形構造物に対して、1つの竜巻の風速が  $V_0$  以上となる面積  $DA(V_0)$  の期待値  $E[DA(V_0)]$  は以下で表される。

$$\begin{aligned}
 E[DA(V_0)] = & \int_0^\infty \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) l f(V, w, l) dV dw dl \\
 & + D_0 \int_0^\infty \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty l f(V, l, \alpha) dV dl d\alpha + D_0 \int_0^\infty \int_0^\infty \int_{V_0}^\infty W(V_0) f(V, w, \alpha) dV dw d\alpha \\
 & + (D_0^2 \pi / 4) \int_{V_0}^\infty f(V) dV
 \end{aligned} \tag{1}$$

ここで、 $V, w, l, \alpha$  は、それぞれ竜巻の最大風速、幅、長さおよび移動方向である。また、 $f(x, y, z)$  は  $x, y, z$  の同時確率密度分布、 $W(V_0)$  は幅方向の補正率である。

式(1)において竜巻長さ  $L$  を  $0 \sim \infty$  まで積分していることから分かるように、Wen and Chu のモデルでは、面的に一様な竜巻パラメータ（同時確率密度分布）を持つ無限に広い領域を想定している。ただし、出現確率が非常に低ければ寄与率は無視できるため、無限に広い領域あるいは無限大の長さの竜巻を考える必要はない。しかし、結果に影響を与える竜巻の長さの範囲内では場の均一性を確保しておく必要がある。海岸線から 1km 毎の短冊に区切って竜巻パラメータを求めハザードを計算することは、そのパラメータ特性が陸側・海側の両方に広い範囲で続いていることを想定していることになる。

竜巻長さの評価は、風速と共に、ハザードの評価に最も大きな影響を与えるため、非常に狭い範囲で評価された竜巻パラメータを使用する事は問題が大きい。

## 2.2 発生数と通過数の関係

無限に広い領域を帯状に区切った図 2.1 のような領域を想定し、点  $O$  で発生した長さ  $L$  の竜巻の移動を考える。それぞれの方向（ $\theta = 0$  度の方向（海岸線を想定）は帯状の領域に平行、 $\theta = 90$  度の方向（図の上向き）に  $x$  軸）へ移動する確率は一様であると仮定した場合、 $x$  軸方向への移動距離  $x/L$  について示した結果を図 2.2 に示す。竜巻長さが 1.6km 程度（沿岸±5km での竜巻長さ平均値（疑似データ））であれば、海岸線から 1km 以上離れた場所に到達する確率は 0.5 程度、0.5km 離れた場所に到達する確率は 0.8 程度もある。図 2.1 は竜巻移動方向が半円内で一様とした場合であるが、 $\theta = 90$  度の方向に移動方向が集中していれば、通過確率は更に高くなる。また区間を短くすればするほど、移動距離の長い竜巻ほど、見かけの発生密度の増加は顕著になり、ハザードを必要以上に過大に評価することにつながる。

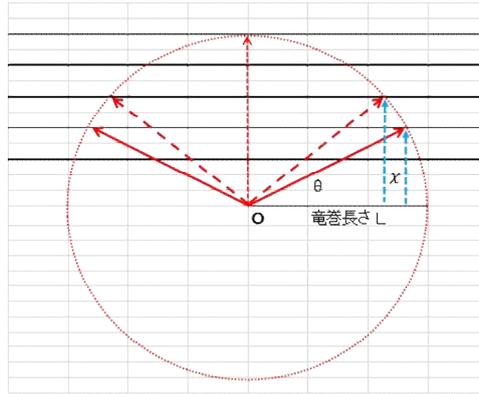


図 2.1 竜巻の発生と移動の概念図

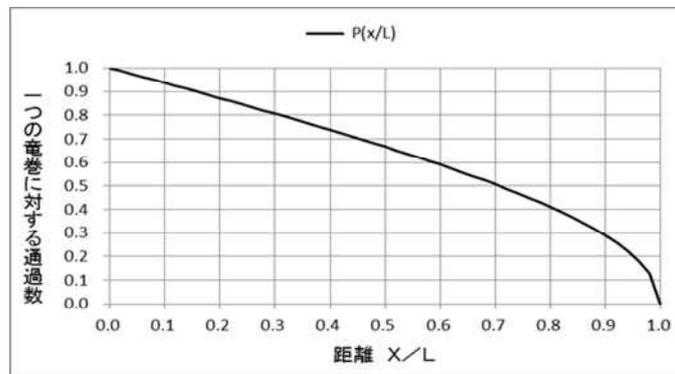


図 2.2 帯状領域での竜巻の通過数

### 2.3 竜巻データベースの質

上陸竜巻（水上で発生し、その後上陸した竜巻）の場合、その発生場所の緯度・経度は陸上を指す場合が多く、上陸地点もしくは被害の発生地点（陸上）がデータベースに記されているものと考えられる。即ち、上陸竜巻の多くは、本当の発生位置（海上）を特定することは難しい。このような竜巻に関しては、海岸から 1km 以内の海側<sup>1</sup>で発生したものとするとともに、上陸後の竜巻パラメータ（F スケール、被害長さ、被害幅）を解析に用いている。

一方、沿岸域を 1km 毎の短冊領域で評価する場合は、発生・消滅場所の緯度・経度情報から短冊内での発生数と通過数および短冊内の竜巻長さ（セグメントの長さ）を解析することになる。上陸竜巻の緯度・経度情報は、多くの場合、海側を指していないため、陸側の F スケールや竜巻幅は分かっているが、海側のセグメントの長さを評価することができない。

一方、水上（上陸せず）の竜巻は、緯度・経度情報からセグメントの長さを求める

<sup>1</sup> 海岸線を通じた竜巻と位置づけるのが正しいが、沿岸部を発生位置としている。沿岸部での発生数が多い一因とも言える。

ことは可能であるが、逆に F スケールや幅などのパラメータは不明である。更に、目撃情報を基にした発生・消滅位置の緯度経度から求めた竜巻長さと、陸上での実際の被害域から求めた竜巻長さとは質的に異なるデータである。

また、海上竜巻の緯度経度情報の精度についても、陸上竜巻の場合、その誤差は±1秒と非常に小さいが、海上竜巻の場合には±10～±30秒程度のものが多く、竜巻によっては±1分というものもある。一般に、沖合になればなるほど誤差範囲は大きくなり、沖合 5km では±2～±3分の誤差範囲と記されたデータも少なくない。

## 2. 4 発生数・同時確率密度分布・ハザードの関係

竜巻の(年平均)発生数  $\nu$ 、同時確率密度分布  $f(x,y,z)$ 、および竜巻ハザード (1年間にいずれかの竜巻により  $V_0$  以上の被害を受ける確率  $P_{V_0}(D)$ ) の関係について整理する。竜巻のハザード  $P_{V_0}(D)$  は、竜巻の年平均発生数  $\nu$  と次の関係にある。

$$P_{V_0}(D) \approx \nu R(V_0) = \nu \frac{E[DA(V_0)]}{A_0} \quad (2)$$

即ち、竜巻の場合、ハザードは年平均発生数  $\nu$ 、 $E[DA(V_0)]$  に比例し、竜巻検討地域の面積  $A_0$  に反比例する。

1km 幅の短冊では  $A_0$  が 1/10 になるため、( $E[\cdot]$  は一定とすると)  $\nu$  が 1/10 近くにならない限りかなり大きなハザードを与える。

被害面積期待値  $E[\cdot]$  は、竜巻風速、被害幅、被害長さおよび移動方向がそれぞれ無相関だと仮定すると、次式で近似できる。

$$E[DA(V_0)] \approx (1-F(V_0)) \times [w\bar{l} + D_0\bar{l} + \bar{w}D_0 + (\pi D_0^2/4)] \quad (3)$$

即ち、被害面積期待値は、風速の超過確率  $(1-F(V_0))$  に比例する。また、上式の第 1 項、第 2 項の寄与度が大きいので、平均被害長さ  $\bar{l}$  にもほぼ比例する。

1km 幅の短冊の場合、被害長さ  $l$  を全長で取ると、(式(2)も考慮すると) 非常に大きなハザードとなる。

同時確率密度分布  $f(x,y,z)$  は、竜巻パラメータが  $x,y,z$  となる一つの竜巻の出現確率を表している。従って、 $N$  個の竜巻があった場合、それらの竜巻のパラメータの出現割合 ( $N$  個に対する割合) のみが確率分布に反映され、個数  $N$  は平均値  $\nu$  を通じてハザードに反映される (式(2)参照)。

日本の場合、沿岸部で竜巻の発生数 (含む上陸数) は多いが、比率的には F スケールの小さなものが支配的である。一方、内陸部 (例えば陸側 4～5km) では発生数は少ないが、相対的に F スケールの大きな竜巻の比率が大きい。しかも、F スケールの大きな竜巻は沿岸部から移動してくるため、通過竜巻も考慮したハザードは予想以上に厳しくなることがある。

## 2. 5 まとめ

1km 毎の短冊でハザードを求めることは、Wen and Chu の数学的モデルが仮定している条件を満足していない。また、Wen and Chu のモデルは、一つの竜巻の出現確率（同時確率密度分布）に基づくものであり、竜巻パラメータに応じた通過数は必然的に満足されている。従って、通過数を発生数と見なすことは、発生数を過剰に評価することになる。

短冊の区間を短く取れば取るほど、あるいは竜巻長さが長くなればなるほど、通過数を考慮した発生数の密度は高くなるという不合理性を有している。通過数は、定常な状態では一定値になることから、場の均一性を確認するために使用すべきであり、発生数と混同してはならない。

海上竜巻の緯度・経度情報を基に、1km 刻みで海上竜巻を精度良く解析することは困難である。一方で、近年、海上竜巻が数多く観測・目撃されていることを考えると、その影響は考慮すべきと考える。観測精度やデータの質等を勘案すると、海域 5km 程度の範囲内での海上竜巻の発生数を考慮しつつ、海上竜巻の特性を陸上竜巻の特性で代用する手法は妥当なものであると考える。また、海岸線から±5km の範囲は、F2 クラスの竜巻長さの平均値及びばらつき（平均値 2.967km，標準偏差 3.205km）を考慮しても、Wen and Chu のモデルの適用範囲内にあると考える。

## 【参考資料 4】

### 短冊ケース海側 0-1km の評価方法について

#### 1. はじめに

海側の竜巻発生位置は不明な場合が多く、セグメント長さが精度良く求められないため、海側 0-1km のセグメント長さの評価に陸側 0-1km 短冊の値などを代用する方法を用いて評価した。

#### 2. 海側 0-1km 短冊でのセグメント長さの設定

海側 0-1km のセグメント長さは、竜巻特性が最も類似している隣接する陸側 0-1km 短冊での値で代用するのが合理的であると考えられる (CASE 2-6B~6D)。

一方、図 2.1 の上陸竜巻の発生位置から推察されるように、陸側 0-1km 短冊のセグメント長さは過小評価されている可能性がある。そこで、発生位置が海側あるいは海岸線にない上陸竜巻については、その発生位置を海岸線にまで外挿し、陸側 0-1km のセグメント長さ (表 2.1 の右端の欄参照) を保守的に評価し (CASE 3-1)、それを用いて海側 0-1km のハザードを評価した (CASE 3-2)。

上陸竜巻の場合、海側の発生位置は明確ではないが、全ての上陸竜巻が海側 0-1km 短冊を通過したとする極端な場合を想定し、移動経路を海側 1km まで外挿した場合のセグメント長さも参考のために求め、海側に発生位置がある上陸竜巻はその発生位置を真とし、陸側に発生位置がある場合のみ海側 1km を発生位置とした場合を、外挿混合と呼び、セグメント長さの比較を行った (表 3.1 の参考欄を参照)。

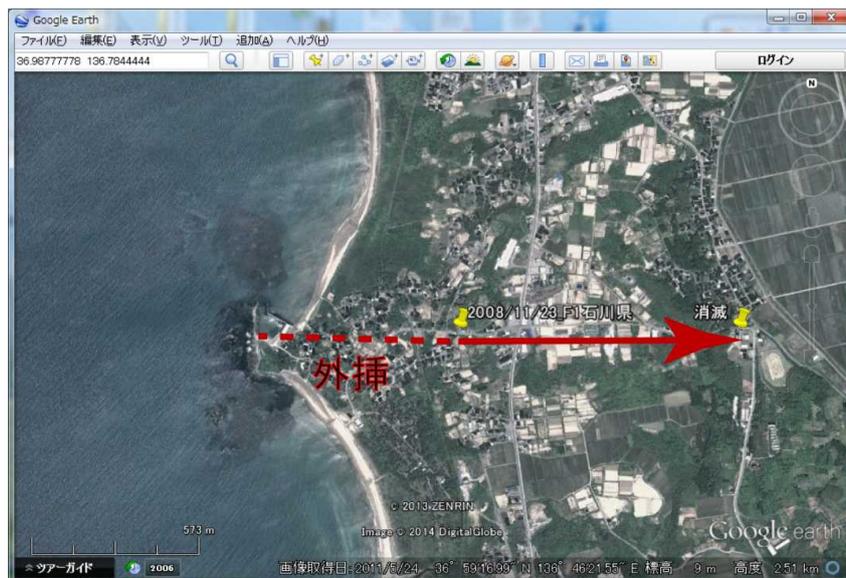


図 2.1 上陸竜巻のデータベース上の発生・消滅位置の一例(2008/11/23 の竜巻)

表 2.1 竜巻検討地域の竜巻データ一覧と 1km 短冊でのセグメント長さ

日本 海	発生日時		発生場所		発生位置		F Scale	被害長 (km)	被害幅 (m)	竜巻 区分	海側1km短冊のセグメント長さ (km)					陸側1km短冊のセグメント長さ (km)				上陸竜巻の外挿			
	年月日	時刻	都道府県	市町村	緯度	経度					4-5km	3-4km	2-3km	1-2km	0-1km	0-1km	1-2km	2-3km	3-4km	4-5km	海1まで	混合	陸0まで
1	19750531	18:10	島根県	簸川郡大社町	35.433	132.628	2	1.8	50	OL					0.842					1.139	1.139	0.906	
2	19890316	19:20	島根県	簸川郡大社町	35.4	132.667	2	-999	-999	OL					-999					-999	-999		
3	19900406	2:55	石川県	羽咋郡富来町	37.203	136.682	2	10	900	OL					0	1.023	1.053	1.259	1.129	0.807	1.301	0	1.023
4	19741003	19:05	北海道	奥尻郡奥尻町	42.189	139.517	1.5	-999	-999	OL					-999						-999	-999	
5	19991125	15:40	秋田県	八森町	40.347	140.027	1.5	1	100	OL					0.896	0.123					1.024	1.024	1.000
6	19680108	9:50	新潟県	中頸城郡大潟	37.23	138.323	1	-999	-999	OL					1.151	1.164	1.161	1.173	1.173		1.182	1.182	1.201
7	19690622	9:00	山口県	阿武郡須佐町	34.625	131.603	1	6.5	200	OL					2.873	2.383					3.087	3.087	5.095
8	19721121	17:05	富山県	黒部市	36.891	137.416	1	-999	-999	OL					0						0	0	
9	19920917	9:05	北海道	増毛町	43.847	141.499	1	-999	20	OL					-999						-999	-999	
10	20010601	13:20	青森県	西津軽郡岩崎	40.535	139.946	1	0.8	150	OL					0.189						1.108	1.108	0.217
11	20040815	12:10	北海道	礼文郡礼文町	45.456	141.034	1	-999	-999	OL					0						0	0	
12	19730521	16:30	石川県	羽咋郡押水町	36.832	136.746	0.5	2	30	OL					1.084	0.978					1.088	1.088	1.090
13	19750531	18:10	島根県	簸川郡大社町	35.435	132.633	0.5	1.3	50	OL					0.361	0.133					1.539	0.361	0.133
14	19791031	13:00	石川県	羽咋郡富来町	37.139	136.684	0.5	-999	20	OL					0.243	3.1	1.123	0.081			1.881	0.243	3.1
15	20020923	14:30	富山県	下新川郡朝日	36.971	137.554	0.5	2	500	OL					0.945	1.028	1.021	0.14			1.021	0.945	1.028
16	20081123	10:20	石川県	羽咋郡志賀町	36.988	136.774	0.5	1	150	OL					0.528	0.437					1.224	1.224	1.139
17	20081015	13:48	新潟県	新潟市	37.86	138.916	0	2	70	OL					0.558	1.001	1.004	0.78			1.006	1.006	1.000
18	20081030	12:38	鳥取県	岩美郡岩美町	35.584	134.293	0	0.8	3	OL					0.018	0.802					1.268	0.018	0.802
19	20091030	7:26	青森県	西津軽郡深浦	40.505	139.999	0	0.1	30	OL					0						0	0	
20	20100917	10:55	新潟県	長岡市	37.634	138.76	0	2.5	150	OL					0.001	1.041	1.13	0.412			1.040	0.001	1.041
21	20101015	4:30	石川県	羽咋郡志賀町	37.168	136.676	0	0.1	30	OL					0.049						1.115	1.115	0.104
22	20101015	17:00	新潟県	胎内市	38.056	139.323	0	0.8	200	OL					0.819						1.123	1.123	0.889
23	20101017	12:40	秋田県	山本郡八峰町	40.381	139.995	0	0.5	100	OL					0.475						1.507	1.507	0.489
24	20101227	1:30	石川県	羽咋郡志賀町	37.018	136.744	0	0.7	80	OL					0.606						1.037	1.037	0.744
25	19780814	10:40	北海道	豊富町	45.083	141.633	-999	1.2	20	OL					0.962	0.135					1.126	1.126	1.092
26	19930926	15:52	北海道	留萌市	43.955	141.615	-999	0	0	OL				0.435	2.436	0.556					2.436	2.436	0.556
27	19960905	10:20	秋田県	由利郡金浦町	39.255	139.9	-999	0	0	OL					1.013						1.092	1.013	
28	20090823	18:37	山形県	鶴岡市	38.61	139.574	-999	-999	-999	OL					0						0	0	
29	20090823	18:51	山形県	鶴岡市	38.624	139.585	-999	-999	-999	OL					0						0	0	
30	20091004	12:50	秋田県	秋田市	39.665	140.074	-999	-999	-999	OL					0						0	0	
31	20091027	13:10	新潟県	糸魚川市	37.035	137.821	-999	-999	-999	OL					0						0	0	
32	20101026	7:10	北海道	石狩市	43.394	141.431	-999	0.1	20	OL					0.009	0.182					1.858	0.009	0.182

### 3. 竜巻パラメータの推定結果及び竜巻ハザードの推定結果

ハザードの計算条件を表 3.1 に示す。また、ハザードの推定結果を図 3.1 および表 3.2 に示す。陸側 0-1km の長さで代用した場合 (CASE 2-6B) は、ハザードの風速は 58.4m/s と±5km ケースとほぼ同じとなる。

海側 0-1km のハザードは、不確実性が最も大きな短冊であり、そのセグメント長さの取り方によって結果が 59~62m/s の範囲となるが、いずれにおいても  $V_B(=69m/s)$  を上回らない。

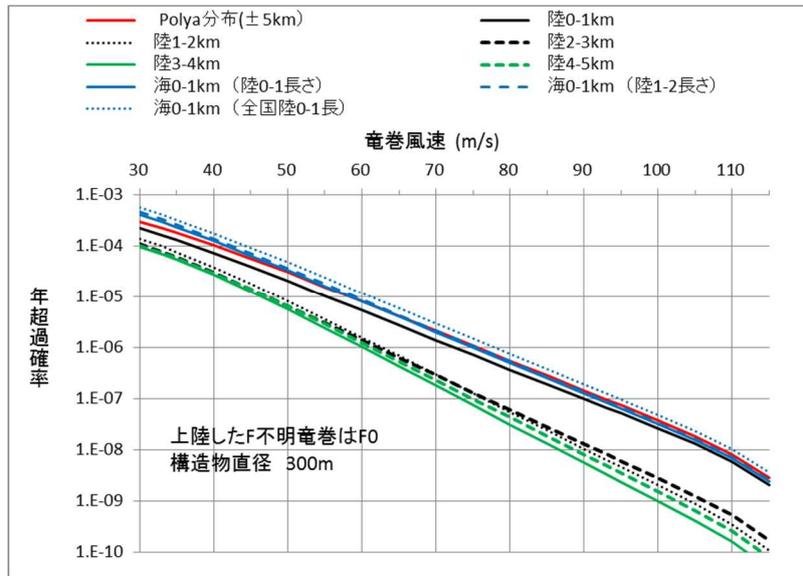
表 3.1 竜巻ハザードの計算条件

検討ケース	竜巻検討地域 (日本海側±5km)	統計量	発生数 (個)	風速 (m/s)	幅 (m)	長さ (m)	相関係数		
							U ~ W	U ~ L	W ~ L
CASE 1A-1	±5km (V-様分布)	平均値	23.05	28.6	121	1607	(0.05)	0.31	0.46
		標準偏差	8.97	9.4	131	2697			
CASE 2-1	陸 0-1km	平均値	4.41	28.5	128	632	同上 (検討地域±5kmの値を 代用)		
		標準偏差	3.40	9.7	154	448			
CASE 2-2	陸 1-2km	平均値	1.90	29.4	197	766			
		標準偏差	2.17	8.6	173	434			
CASE 2-3	陸 2-3km	平均値	1.98	28.1	174	684			
		標準偏差	1.58	8.8	180	366			
CASE 2-4	陸 3-4km	平均値	1.09	30.6	213	861			
		標準偏差	0.79	8.6	216	310			
CASE 2-5	陸 4-5km	平均値	0.87	31.3	299	1029			
		標準偏差	0.99	9.0	247	132			
CASE 2-6A	海 0-1km	平均値	8.99	28.0	100	65			
		標準偏差	4.93	9.3	120	183			
CASE 2-6B	海 0-1km (陸0-1km長さ)	平均値	8.99	28.0	100	632			
		標準偏差	4.93	9.3	120	448			
CASE 2-6C	海 0-1km (陸1-2km長さ)	平均値	8.99	28.0	100	766			
		標準偏差	4.93	9.3	120	434			
CASE 2-6D	海 0-1km (全国陸0-1km長さ)	平均値	8.99	28.0	100	896			
		標準偏差	4.93	9.3	120	810			
CASE 3-1	陸 0-1km (外挿)	平均値	4.41	28.5	128	703			
		標準偏差	3.40	9.7	154	582			
CASE 3-2	海 0-1km (陸0-1km外挿長さ)	平均値	8.99	28.0	100	703			
		標準偏差	4.93	9.3	120	582			
参考	海側 0-1km 外挿混合	平均値	8.99	28.0	100	874			
		標準偏差	4.93	9.3	120	574			

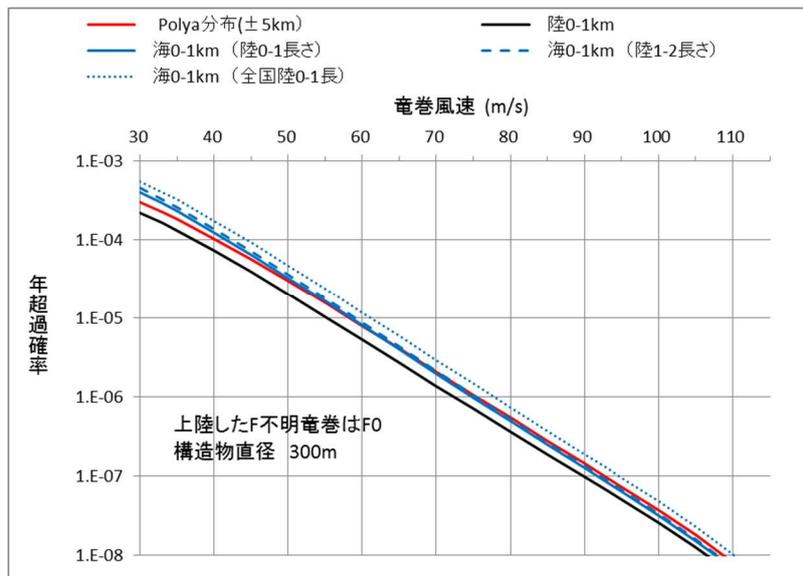
(注)風速のゴシックは、風速を F スケール内の一様分布で推定。その他は中央値。

(注)相関係数の赤字は負の相関を表す。負の相関の場合は、無相関 (=0) とする。

1km 短冊の相関係数は、±5km 領域での値を代用。



(a) 短冊領域のハザード比較



(b) 海岸線付近のハザード比較

図 3.1 短冊領域におけるハザードの推定結果

表 3.2 超過確率に対応した竜巻風速

検討ケース	柏崎刈羽原子力発電所 【建物直径 300m】	超過確率 (Polya)に対応する風速				
		1.E-04	1.E-05	1.E-06	1.E-07	1.E-08
CASE 1A-1	±5km (V-様分布)	40.3	58.3	75.4	92.7	108.7
CASE 1A-2	±5km (V 中央値)	38.8	53.6	67.1	80.4	93.9
CASE 2-1	陸側 0-1km	37.2	55.2	72.4	89.9	106.6
CASE 2-2	陸側 1-2km	32.7	48.7	62.6	76.4	90.3
CASE 2-3	陸側 2-3km	30.6	47.2	62.0	76.6	91.6
CASE 2-4	陸側 3-4km	---	46.4	60.1	73.3	86.5
CASE 2-5	陸側 4-5km	30.1	47.1	61.2	74.9	88.6
CASE 2-6A	海側 0-1km	32.1	49.7	65.8	82.0	98.6
CASE 2-6B	海 0-1km (陸0-1km長さ)	41.6	58.4	74.9	91.7	107.7
CASE 2-6C	海 0-1km (陸1-2km長さ)	42.4	59.0	75.4	92.1	108.0
CASE 2-6D	海 0-1km (全国陸0-1km長)	44.3	61.1	77.8	94.7	110.2
CASE 3-1	陸 0-1km (外挿)	38.1	56.0	73.2	90.6	107.2
CASE 3-2	海 0-1km (陸0-1km外挿)	42.6	59.5	76.0	92.9	108.7

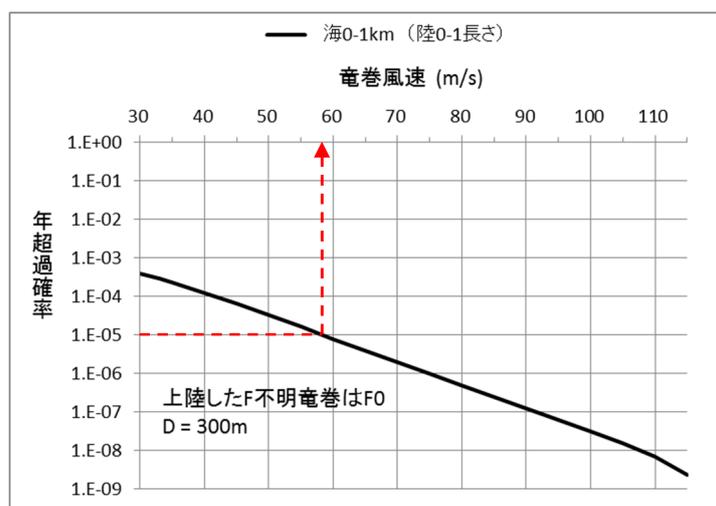


図 3.2 竜巻検討地域における海側 0-1km のハザード (CASE 2-6B)

## 【参考資料 5】

### 竜巻ハザードの推定幅（推定誤差）に関する考察

#### 1. はじめに

自然現象評価では、不確実さの存在を認識することが重要であるため、竜巻ハザードに関わる不確実さ要素について以下の通り整理した。

##### ① 確率分布形選択に伴う不確実さ（認識論的不確実さ）

確率分布形選択に伴うパラメータ不確実さ

⇒2.1 節で検討

##### ② データ量が少ないことに伴う不確実さ（認識論的不確実さ）

データ収集期間が 51.5 年間分であることから、地震等と比較するとデータ量が少ないことに伴うパラメータ不確実さ

⇒2.1 節, 2.2 節で検討

##### ③ データの不確実さ（偶然的な不確実さ）

今後データ収集が進み、疑似データ同様のデータが収集されたとした場合でも残る、データそのものの不確実さ

⇒2.1 節で検討

これらの不確実さ要素がハザード評価に及ぼす影響について検討する。

#### 2. 不確実さ要素の影響検討

##### 2. 1 竜巻パラメータとハザードの推定誤差（①, ②, ③）

疑似データ 1187 個の竜巻データに対して、Jackknife 法を適用した。Jackknife 法は水文統計分野で広く使用される手法で、国土交通省が定める河川行政の技術分野に関する基準である「河川砂防技術基準」においても、確率分布モデルのバイアスを補正すると共に、その安定性を評価する手法として挙げられている。母集団分布を仮定しないノンパラメトリックな方法であり、高い適用性をもつ。

Jackknife 法は大きさ  $n$  個の標本のうち  $i$  番目の 1 データのみを欠いたデータ数  $n-1$  個の標本を全ての  $i$  について作成し ( $n$  セット作成することになる)、これらの標本から求めた統計量をもとに不偏推定値及びそのまわりの推定誤差を算定する手法である。(具体的な計算方法は後述)

$n$  個の全データを使って求められた再現期待値 (例えば風速平均値の場合、 $n$  セットの風速平均の平均) を  $P_0$  とすると、バイアス補正した推定値 (以下、Jackknife 推定値という)  $P^*$  とその標準偏差の推定値 (以下、Jackknife 推定幅という)  $\Delta P^*$  は次式で与えられる。

$$P^* = P_0 + (n-1)(P_0 - \bar{P}) \quad (1)$$

$$\Delta P^* = \sqrt{n-1} \Delta P \quad (2)$$

ここで、 $\bar{P}$  は分布を仮定した場合の推定値（以下、単に推定値という）、 $\Delta P$  は n セットの風速平均データの標準偏差、式(1)の下線部がバイアスと呼ばれ、母数の真の値と推定値の差である。

本検討で得られた結果を表 1 に示す。

例えば風速の平均値の場合、Jackknife 推定値は 28.622m/s であり、対数正規分布を仮定した場合の推定値 28.591m/s とほぼ同じである。また、Jackknife 推定幅は 0.236m/s と推定される<sup>1)</sup>。

これらの平均値と標準偏差、及びそれぞれの推定幅を基に、全てのパラメータを +1 $\sigma$  とした場合のハザードを計算した。計算条件の一覧を表 2 に示す。また、ハザードの推定結果を図 1、図 2、及び表 3 に示す。

図 1 よりデータの変動に伴うバイアス誤差は小さいことが確認できる。(①、②の不確実さ推定)

ハザードについては表 3 より、サンプリング誤差に伴う不確実さについて信頼度 84% をカバーする値として、年超過確率  $10^{-5}$  において 59.72m/s であると言える。(③の不確実さを考慮)

表 1 Jackknife 法により得られた竜巻パラメータの特性

日本海 疑似データ1187個	風速(U)		幅(W)		長さ(L)		相関係数		
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	U~W	U~L	W~L
平均	28.591	9.391	123.0	130.3	1607.1	2697.4	0.0210	0.2892	0.4928
標準偏差	0.007	0.008	0.1	0.2	2.3	5.5	0.0009	0.0008	0.0007
全データ	28.591	9.391	123.0	130.3	1607.1	2697.4	0.0210	0.2892	0.4928
バイアス	-0.031	-0.042	0.2	0.0	-0.5	-6.3	0.0404	0.0332	0.0200
Jackknife 推定値	28.622	9.433	122.8	130.3	1607.6	2703.7	-0.0194	0.2560	0.4728
Jackknife 推定幅	0.236	0.270	3.8	6.7	78.3	188.3	0.0321	0.0284	0.0235

表 2 ハザードの計算条件

ケース名	統計量	発生数	風速(U)	幅(W)	長さ(L)	U~W	U~L	W~L
基本(全データ)	平均	23.049	28.591	122.977	1607.077	0.0210	0.2892	0.4928
	標準偏差	8.972	9.391	130.320	2697.369			
バイアス補正後	平均	23.049	28.622	122.807	1607.573	-0.0194	0.2560	0.4728
	標準偏差	8.972	9.433	130.350	2703.693			
風速・幅・長さ・相関 (+1 $\sigma$ )	平均	23.049	28.858	126.591	1685.861	0.0128	0.2844	0.4964
	標準偏差	8.972	9.703	137.088	2891.977			

注) 発生数の平均と標準偏差は、疑似データの値を使用。

注) 負の相関係数は0と置く。

<sup>1)</sup> 疑似データの場合、F スケールの小さな竜巻の割合が多く、幅や長さの変動が小さくなる。

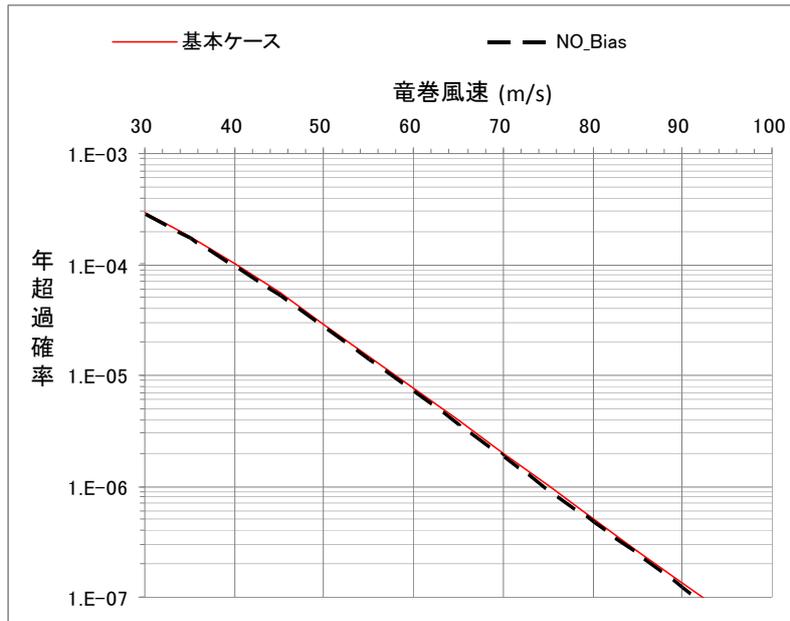


図1 基本ケースとバイアス補正後ケースのハザード算定結果比較

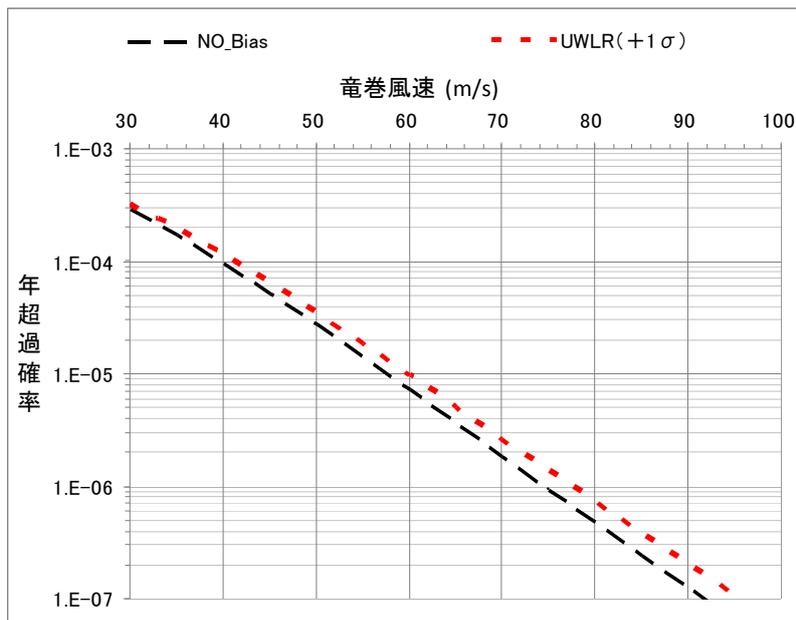


図2 バイアス補正後ケースと全パラメータ+1σケースのハザード算定結果比較

表3 ハザード推定結果

ケース名	超過確率に対応する竜巻風速				バイアス補正後の竜巻風速との差			
	1.E-04	1.E-05	1.E-06	1.E-07	1.E-04	1.E-05	1.E-06	1.E-07
基本(全データ)	40.15	58.02	75.06	92.25	0.47	0.56	0.61	0.64
バイアス補正後	39.68	57.46	74.45	91.61	-	-	-	-
風速・幅・長さ・相関(+1σ)	41.16	59.72	77.56	95.49	1.48	2.26	3.11	3.88

<疑似データ無しの場合の解析>

疑似データの場合、F スケールの小さな竜巻の割合が多く、幅や長さの変動が小さくなる傾向がある。そのため、3種類の竜巻パラメータがすべて判明している52個の竜巻観測データのみを用いて同様の検討を実施した。即ち、観測データは均質なデータから成り、疑似データは存在しない。パラメータの推定結果を表4、計算条件の一覧を表5、ハザードの推定結果を図3、図4、及び表6に示す。疑似データの場合と比較して、Jackknife 推定幅は大きくなっていることがわかる。したがってハザードの推定幅についても大きくなる傾向があるものの、発生数の違い<sup>2</sup>を考慮し年超過確率 $10^{-6}$ の最大風速を見ても、幅は10m/s程度であることが確認できる。

表4 Jackknife 法により得られた竜巻パラメータの特性 (疑似データ無し)

日本海 生データ52個	風速		幅		長さ		相関係数		
	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	平均値	標準偏差	U~W	U~L	W~L
平均	36.337	11.655	129.8	154.8	1815.4	2227.7	0.0023	0.3210	0.4399
標準偏差	0.226	0.143	3.0	6.5	43.3	59.7	0.0090	0.0168	0.0171
全データ	36.337	11.656	129.8	154.9	1815.4	2228.5	0.0000	0.3210	0.4399
バイアス	0.002	-0.045	0.0	-7.0	0.0	-40.7	0.1154	-0.0022	0.0006
Jackknife 推定値	36.335	11.700	129.8	162.0	1815.4	2269.3	-0.1154	0.3232	0.4393
Jackknife 推定幅	1.616	1.021	21.5	46.7	309.0	426.1	0.0645	0.1198	0.1221

表5 ハザードの計算条件 (疑似データ無し)

ケース名	統計量	発生数	風速	幅	長さ	U~W	U~L	W~L
基本(全データ)	平均	1.010	36.3365	129.769	1815.385	0.0023	0.3210	0.4399
	標準偏差		11.6550	154.791	2227.749			
バイアス補正後	平均	1.010	36.3346	129.759	1815.400	-0.1154	0.3232	0.4393
	標準偏差		11.7004	161.961	2269.288			
風速・幅・長さ・相関 (+1σ)	平均	1.010	37.9509	151.243	2124.444	-0.0510	0.4429	0.5614
	標準偏差		12.7212	208.638	2695.378			

<sup>2</sup> 発生数が少なくなるため、最大風速の年超過確率自体は小さくなる。

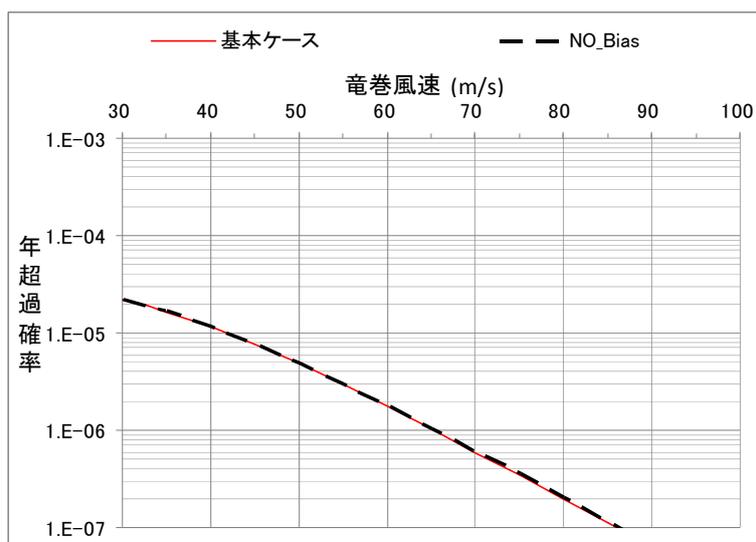


図3 基本ケースとバイアス補正後ケースのハザード算定結果比較  
(疑似データ無し)

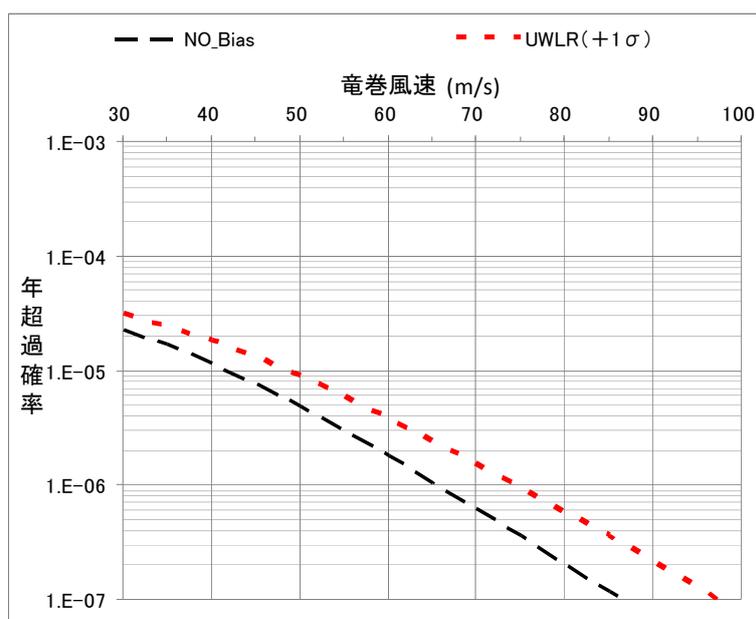


図4 バイアス補正後ケースと全パラメータ+1 $\sigma$ ケースのハザード算定結果比較  
(疑似データ無し)

表6 ハザード推定結果 (疑似データ無し)

ケース名	超過確率に対応する竜巻風速			バイアス補正後の竜巻風速との差		
	1.E-05	1.E-06	1.E-07	1.E-05	1.E-06	1.E-07
基本(全データ)	41.77	65.26	85.98	-0.11	-0.25	-0.39
バイアス補正後	41.88	65.51	86.37	-	-	-
風速・幅・長さ・相関(+1 $\sigma$ )	48.42	74.45	97.32	6.54	8.94	10.95

## 2. 2 日本海側での F3 竜巻がハザードに与える影響 (②)

日本海側では F3 竜巻の観測事例は無いが、F3 竜巻が 1 つあったと仮定した場合(明日、F3 竜巻が発生した場合、あるいは F3 竜巻が 1 つ見逃されていた場合を考慮) のハザードへの影響を検討した。

データに、1999 年 9 月 24 日に豊橋で観測された F3 竜巻(長さ 18km, 幅 550m) を一つ加えて疑似データを作成した<sup>3</sup>。日本海に多く見られる海上不明竜巻を陸上竜巻の F スケール比率で按分する影響で、F3 竜巻は疑似データ上 4 個となった。これを基にハザードを推定したところ、年超過確率  $10^{-5}$  に相当する風速は、62.2m/s に増加した。

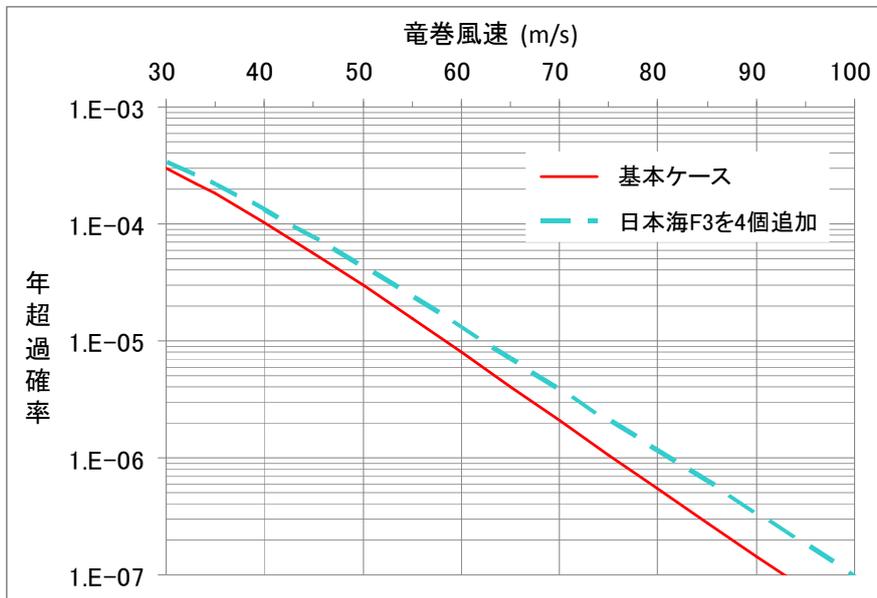


図 5 F3 竜巻発生を仮定した場合の竜巻風速の年超過確率分布

<sup>3</sup> 太平洋側沿岸±5km において、F3 竜巻は豊橋の事例のみであり、その他の F3 竜巻は F2~F3 を F3 として扱っている。また、竜巻長さも 18km と長く、かなり厳しい竜巻を対象としている。

### 3. まとめ

不確実要素のハザード算定への影響について以下のような結果が得られた。

① 確率分布形選択に伴う不確実さ（認識論的不確実さ）

⇒バイアス補正を実施してもハザードは年超過確率  $10^{-5}$  において  $1\text{m/s}$  以下の変化であったことから、影響は限定的である。

② データ量が少ないことに伴う不確実さ（認識論的不確実さ）

⇒②同様、バイアス補正を実施してもハザードは年超過確率  $10^{-5}$  において  $1\text{m/s}$  以下の変化であったことから、安定した標本となっており、母集団の確率特性をよく表現できていると考えられる。また仮に、データに F3 竜巻を 4 個追加した場合も、年超過確率  $10^{-5}$  において竜巻風速は  $62.2\text{m/s}$  となった。

③ データ（疑似データ）の不確実さ（偶然的な不確実さ）

⇒データの不確実さを考慮したハザード評価により、サンプリング誤差の不確実さについて信頼度 84% をカバーする値として、年超過確率  $10^{-5}$  において  $59.72\text{m/s}$  であると言える。

以上より、 $V_B=69\text{m/s}$  は高い信頼度を持った数値と推測されることから、合理的に望ましい対策を検討するために使用可能な数値と判断できる。

#### — Jackknife 法の具体的な手順 —

大きさ  $n$  の標本の各データを  $X_1, X_2, \dots, X_n$  とする。これを用いて求める母集団の特性を推定する統計量（竜巻ハザードの場合、各パラメータの平均及び分散）を

$$\hat{\psi} = \psi(X_1, X_2, \dots, X_n)$$

とする。大きさ  $n$  個の標本のうち  $i$  番目の 1 データのみを欠いたデータ数  $n-1$  個の標本を用いた統計量を

$$\hat{\psi}_{(i)} = \psi(X_1, X_2, \dots, X_{i-1}, X_{i+1}, \dots, X_n)$$

とする。 $\hat{\psi}_{(i)}$  の平均値を

$$\hat{\psi}_{(\bullet)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \hat{\psi}_{(i)} \quad (3)$$

により求める。バイアス値は次式で与えられる。

$$\hat{BIAS} = (n-1)(\hat{\psi}_{(\bullet)} - \hat{\psi}) \quad (4)$$

これを用いて統計量のバイアスを補正した Jackknife 推定値は次式で与えられる。

$$\tilde{\psi} = \hat{\psi} - \hat{BIAS} = n\hat{\psi} - (n-1)\hat{\psi}_{(\bullet)}$$

また、Jackknife 法による推定幅は、

$$\hat{VAR} = \frac{n-1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{\psi}_{(i)} - \hat{\psi}_{(\bullet)})^2 \quad (5)$$

で求められる。

## 地形効果による竜巻風速への影響について

## 1. はじめに

「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」において、丘陵等による地形効果によって竜巻が増幅する可能性があると考えられることから、原子力発電所が立地する地域において、設計対象施設の周辺地形等によって竜巻が増幅される可能性について検討を行い、その検討結果に基づいて設計竜巻の最大風速( $V_D$ )を設定することが求められている。

ここでは、既往の研究に基づく地形起伏の竜巻の風速への影響に関する知見を取りまとめる。

## 2. 対象とする地形起伏スケールの整理

竜巻に対する地形の効果は、スーパーセルスケールへの関与によるメソスケールでの「発生」などへの影響と、渦の旋回流への関与によるマイクロスケールでの「風速」などへの影響とに大別される。

前者への言及として、例えば、Markowsk and Dotezk(2011)による数値気象モデル(CM1)を用いた検討などがある。ここでは、メソスケールの地形（尾根幅数十km程度）が、CAPEやSRHといった、竜巻の発生要因を支配するパラメータに与える影響が論点となる。加藤らによる佐呂間竜巻への分析もこれに相当すると考えられる。

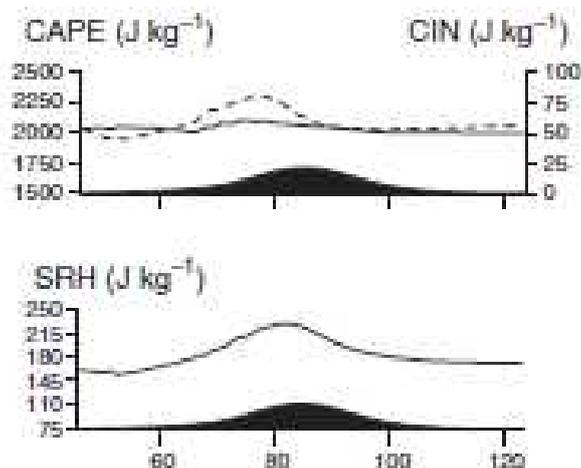


図 1 メソスケール尾根地形に起因する CAPE, SRH などのパラメータの変化を調べた例

一方、竜巻風速  $V_D$  に対する地形影響には、後者が相当する。ここでは、タッチダウンした漏斗雲により発生する旋回流およびそれに随伴して生じる強風への地形影響が論点となる。ここで考慮すべき地形の規模としては、前述のメソスケールのものと比べて小さく数百 m 規模と考えられる (Karstens 2012, Lewellen 2012)。

### 3. マイクロスケールの地形の起伏が竜巻の旋回流強度および強風に与える影響

マイクロスケールの地形の起伏が竜巻の旋回流および強風に与える影響の定量的評価は、未だ、研究課題である (Karstens 2012)。しかしながら、定性的な知見を与える関連研究は存在する。そこで用いられている主な手法は、①被害状況調査、②風洞実験、③数値シミュレーションとなる。

①被害状況調査 (Forbes 1998, Karstens 2012) では、実際の竜巻の被害を精査し、被害状況と地形特性との関係を調べる。これにより、被害が発生しやすい地形特性を分析し、そこから旋回流強度および風速の強弱を類推することになる。

②風洞実験 (Karstens 2012) では、風洞実験の測定部に尾根や斜面といった地形模型を入れ、その上部に竜巻発生装置を設置し、それを移動させたときの、地表面近傍の圧力・風速分布を調べる。



図2 風洞実験の様子 (Karstens 2012)

③数値シミュレーション (Lewellen 2012) では、竜巻の旋回流や移動および地形の起伏を模擬した流体解析コードによる、数値実験を行い、旋回流の強度や風速および竜巻の構造に関連する圧力分布を調べる。

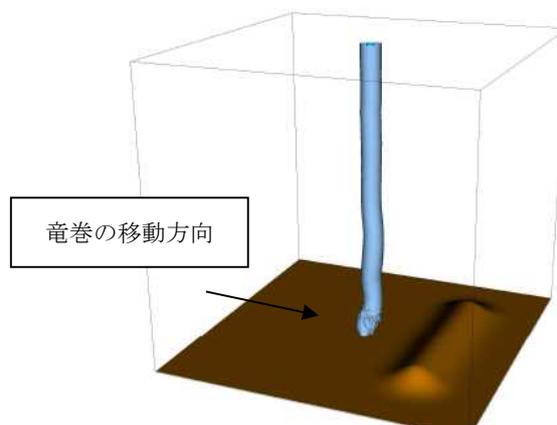


図3 数値シミュレーションのセットアップ

これらを通じて、マイクロスケールの地形の起伏に起因する竜巻の旋回流や風速の強化に対する知見が得られている。被害状況調査により、竜巻の強化が下り斜面や尾根の裾で生じる可能性が示唆されている (Forbes 1998, Karstens 2012)。また、実被害調査の知見を支持する結果が風洞実験・数値シミュレーションにおいても確認されている。2次元尾根地形を対象とした場合の風洞実験 (Karstens 2012) および数値シミュレーション (Lewellen2012) の結果をそれぞれ、図 4, 図 5 に示す。風洞実験の結果である図 4 において、(a)に示す2次元尾根地形を図中左側から右側に竜巻を模擬した旋回流が移動するとき、地表面で測定された圧力の最大値が(b)になる。ここで実験仕様の制約上、風速のデータは取得されておらず、風速に相当するものとして、圧力勾配 (圧力の高いところから低いところに流れる風の駆動力になり、風速に相当する) を(c)に示している。(c)の結果から、

- ① 圧力勾配 (図(c)) が斜面において、正・負の値を持つこと (=旋回流が強弱する)
- ② 尾根の上・下流の平たん部ではほぼフラットとなること (=旋回流の強度が変化しない)

を理解できる。

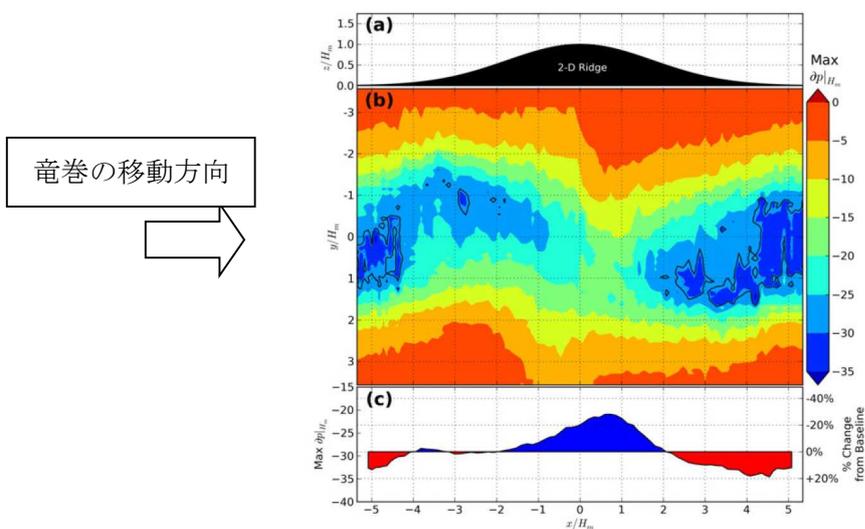


図 4 尾根地形を竜巻が通過するときの地表面圧力および圧力勾配 (風速に相当)

数値シミュレーション結果である図 5 において、ピーク圧力が(a), 風速が(b)になる。シミュレーションは風速の取り扱いを可能としており、(b)のような結果の議論を可能としている。図中の黒色実線が等高線を意味し、竜巻は、図 4 と同じく図中左側から右側へと移動している。この結果も、下記のとおり図 4 の知見と整合している。

- ・上り斜面では圧力が増加し（緑色→赤色）、下り斜面では圧力が減少（赤色→緑色）する（実験で得られた知見①を支持）
- ・ピーク圧力の高い領域は尾根頂部に限定され、平坦部の圧力は上流側と下流側とで同レベルとなる。（実験で得られた知見②を支持）

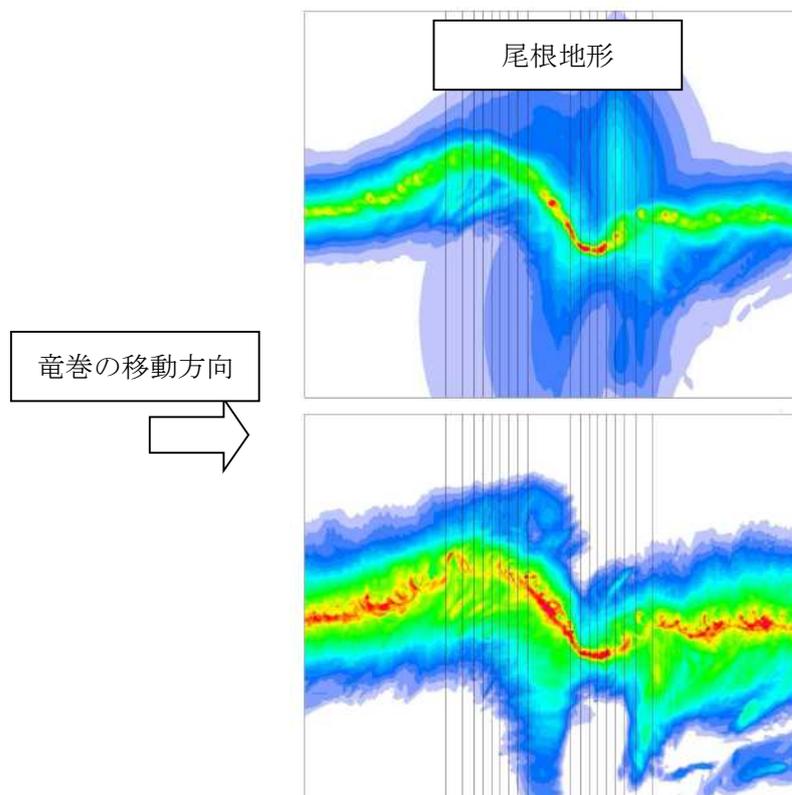


図 5 尾根地形を竜巻が通過するときの地表面ピーク圧力および風速

ここで地形の規模として尾根高さ  $H_m$  に対して  $\pm 5H_m$  を考慮していることにも留意を願いたい。これは、尾根高さが 100m の場合、 $\pm 500m$  にわたる地形を対象としていることを意味する。

また、これらの研究が、地形の起伏の影響範囲が、斜面および尾根・山の頂・裾部に限定されることを示唆していることを強調したい。図 4, 5 にみられるとおり、地形の下流側の平坦部における風速や圧力の値は、地形を乗り越える前の上流部の値に相当する。

#### 4. 柏崎での地形起伏の効果

竜巻集中地域と竜巻検討地域で発生した竜巻の移動経路の発生頻度を図 6 に示す。北東から東南東に向かう竜巻が顕著であることを確認できる。すなわち、地形影響を議論する際には、特に、柏崎サイトより西側に注視すればよいといえる。

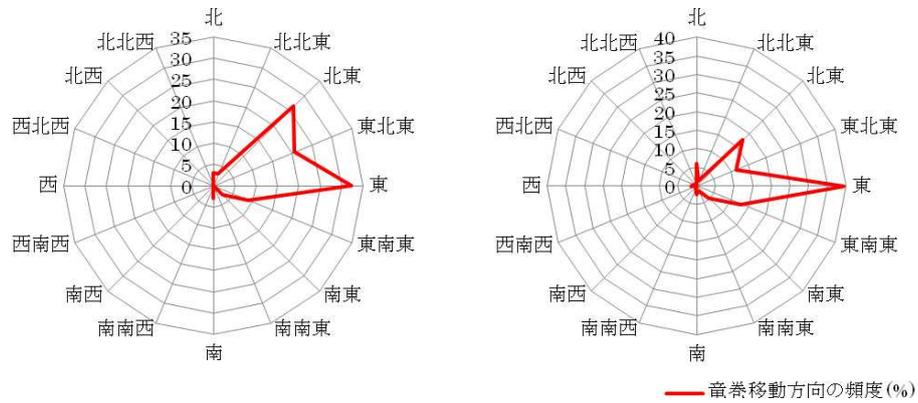


図 6 竜巻の移動経路の発生頻度（左：竜巻集中地域，右：竜巻検討地域）

柏崎を含む周辺の地形状況を図 7 に示す。図中において、地形の起伏を等値線から確認することができる。参考までに、粗度区分もカラーコンタで併記している。また、図 8 には、東向きの移動経路を勘案して、東西方向の鉛直断面の地形起伏を示した。

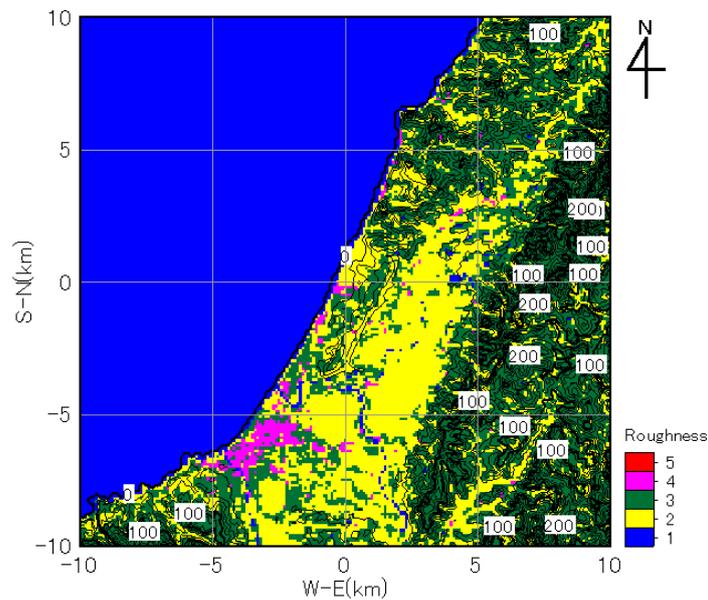


図 7 柏崎周辺の地形起伏

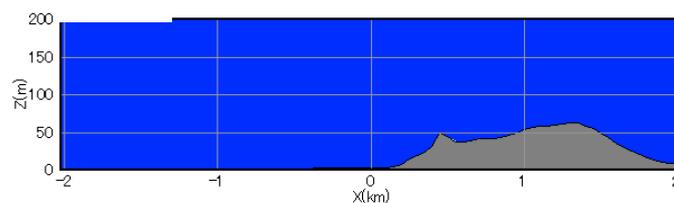


図 8 柏崎東西方向の鉛直断面での地形起伏

これらの結果から、柏崎周辺の数km領域において、「尾根高さ  $H_m$  に対して $\pm 5H_m$ 」という既往の研究が示している影響範囲の大きさに該当する地形が存在しないことがわかる。特に、西側については、海が占有し、地形を平坦と判断しうることを理解できる。

さらに、地形の起伏に伴う風速の増減について、数値シミュレーションによる検討も行った。図9に、8風向の結果を示す。なお、実際の風況シミュレーションでは地形の起伏と粗度の影響とを重畳させることが一般的であるが、ここでは地表面粗度を一様（粗度区分Ⅱ）とした結果を示している。これは、地形効果への議論を明確に示すことを意図したものである（別途、地表面粗度の影響を考慮したシミュレーション結果も実施し、ここで提示した結論との整合を核にしている）。図中のカラーコンタが増減速率（ $\times 10$ ）を示す。原点位置が該当地点となる。このコンターから、該当地点において、地形による風速の顕著な変調は見られず、風の場合に対する地形の起伏の影響は小さいと判断される。

#### 参考文献

Forbes GS (1998) Topographic influences on tornadoes in Pennsylvania. Proc 19th Conf Severe local storms Amer Meteorol Soc, Minneapolis, MN, pp.269-272.

Karstens CD (2012) Observations and laboratory simulations of tornadoes in complex topographical regions. Graduate theses and dissertations of Iowa state univ, paper12778.

Lewellen DC (2012) Effects of topography on tornado dynamics: A simulation study. 26th Conference on Severe Local Storms Amer Meteorol Soc, Nashville, TN, 4B.1.

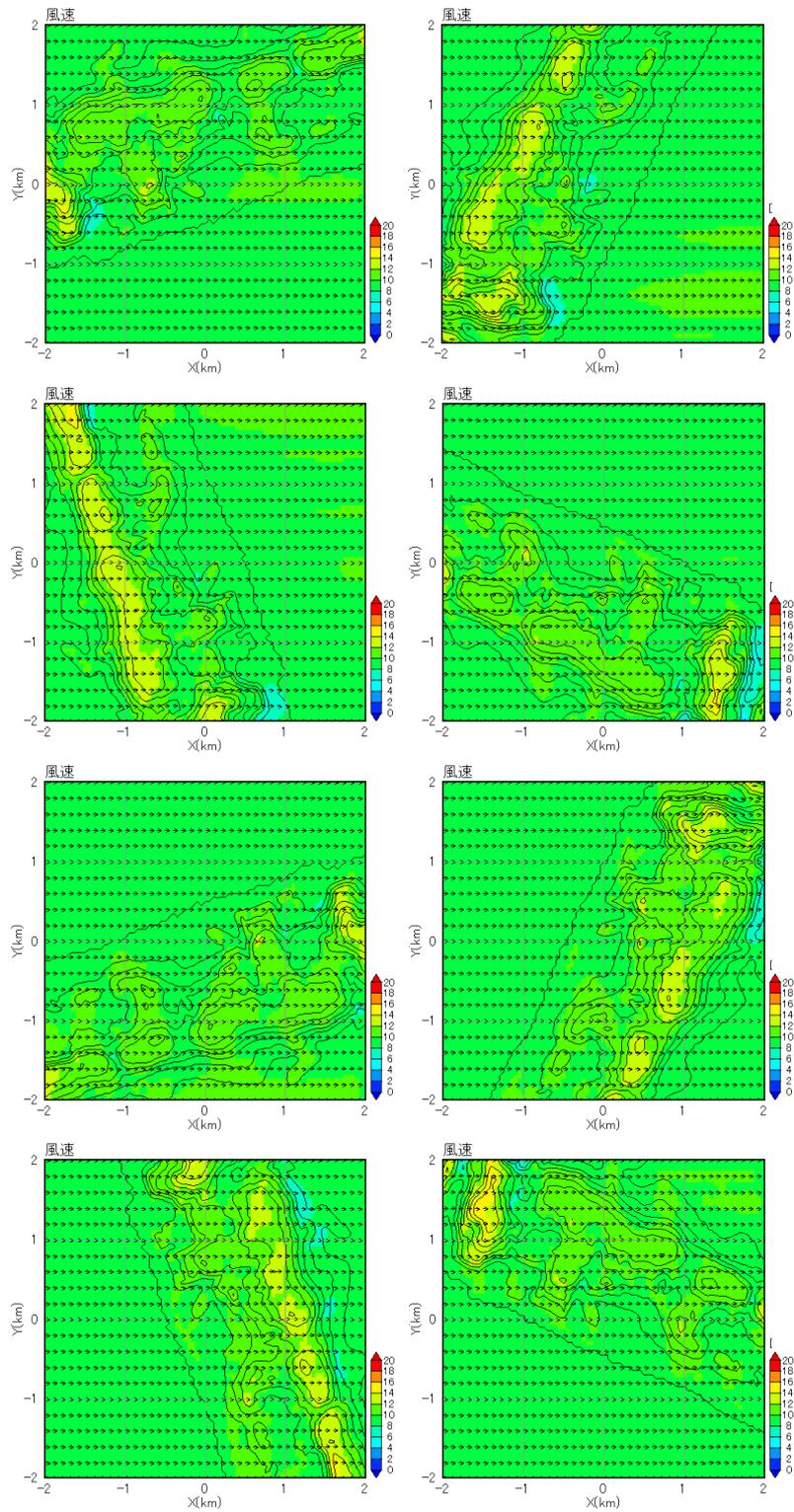


図 9 柏崎周辺の風速の増減率 (8 風向)

参考資料 1：地形の起伏に起因する竜巻の旋回流の強弱に対する物理的解釈

ここでは、本資料で示した地形の起伏による竜巻の旋回流の強弱に対する物理的解釈を示す。なおここで示す、角運動量保存則に基づく解釈の妥当性を、被害状況調査（Forbes 1998, Karstens 2012）や風洞実験（Karstens 2012）も支持している。

一般的に、回転する流れでは、「回転の中心からの距離」と「周方向の回転速度」の積が一定になるという性質がある。これは角運動量保存則と呼ばれるが、角運動量保存則と Holton (1992) を参考に、竜巻旋回流が形成された後における渦の伸長・収縮に伴う旋回流風速の増速・減速機構を以下に導く。竜巻のコア部分を一つの鉛直軸を有する剛体運動の気柱と仮定すると、上り坂を越える場合（図の渦 1 から渦 2 へ移動する場合）には渦の長さが短くなる。その際、角運動量の保存則は次式のように表される。

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{r_1} \int_0^{h_1} (\rho r^2 \omega_1) dh \cdot r dr d\varphi = \int_0^{2\pi} \int_0^{r_2} \int_0^{h_2} (\rho r^2 \omega_2) dh \cdot r dr d\varphi \quad \text{①}$$

$$\frac{1}{4} r_1^4 \omega_1 h_1 = \frac{1}{4} r_2^4 \omega_2 h_2 \quad \text{②}$$

ここで、 $\omega$  は角速度、 $r$  は渦コア（気柱）の半径、 $h$  は渦コア（気柱）の高さ、 $\rho$  は空気密度であり、添字の 1 と 2 はそれぞれ、渦 1 と渦 2 に対する値を表す。また、気柱の体積が保存されるので、式③が成立する。

$$\pi r_1^2 h_1 = \pi r_2^2 h_2 \Rightarrow r_2^2 = \frac{h_1}{h_2} r_1^2 \quad \text{③}$$

この関係を式②に代入すると、式④が得られる。

$$\frac{\omega_1}{h_1} = \frac{\omega_2}{h_2} \Rightarrow \frac{d}{dt} \left( \frac{\omega}{h} \right) = 0 \quad \text{④}$$

④の関係式は「渦位（ポテンシャル渦度）の保存式」に相当するものであり、角速度 $\omega$ は地上高さ $h$ に比例することがわかる。また、③より、渦の半径 $r$ は $h^{1/2}$ に反比例するので、竜巻の最大接線風速（ $\omega \times r$ ）は $h^{1/2}$ に比例する。そのため、竜巻の渦が上り斜面を移動する時、基本的に渦は弱まり、下り斜面を移動する時には強まる。

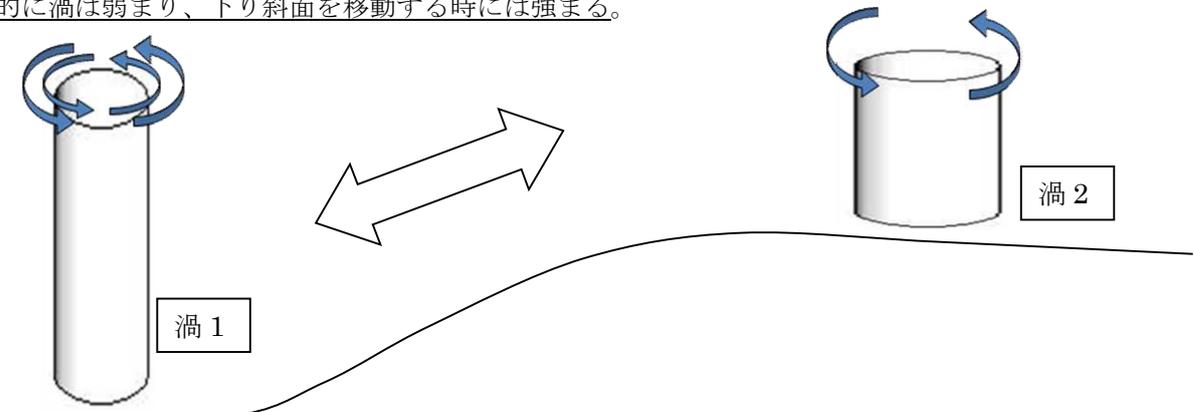


図 竜巻の旋回流の地形影響に関する模式図

参考資料 2：竜巻による旋回流を対象とした数値シミュレーションへのレビュー

竜巻影響評価ガイドおよびその解説に記載されている参考文献において、地形影響による旋回流の強化の評価技術として、数値シミュレーションの援用が例示されている。ここでは、ラージエディシミュレーション (LES) という技法が用いられている。LES では、風の運動を支配する方程式系を数値的に解くことにより、風の三次元分布の非定常な変化を求める。計算自体には仮定が少ないのが長所であるが、膨大な計算資源が必要であること、計算の初期・境界条件の設定が難しいこと、が欠点である。竜巻の実際の流れ場を対象とした場合、より難しいものとなる。

具体的には、LES では、風の変動を大規模なものと同規模なものに分離し、前者を数値シミュレーションの中で直接的に再現し、後者を物理法則から妥当性を類推できる仮定にもとづくモデル (サブグリッドモデル) で表現する。そのため、計算精度が格子解像度、計算手法やサブグリッドモデルの現象再現性に強く依存する。一方、表 1 に示すように、近年の竜巻数値流体計算に用いられている格子解像度や計算手法には、様々なものが用いられており、適切な手法として統一的な知見が得られていないのが現状といえる。

このことを勘案して、本資料では、数値シミュレーションの結果を援用して、旋回流の増減への定性的評価およびその挙動への物理的解釈を与えることとし、定量的な数値の取り扱いを行わないこととした。

表 1 近年の竜巻数値流体計算の主要仕様

文献	解析体系	地表面境界条件	乱流モデル	解析手法	格子解像度	解析領域
Lewellen (2013)	複雑地形上実スケール竜巻	空力的粗度	LES (TKE 型)	Lewellen(2007)と同じ (IB 法を付加)	5m 以下	2x2x2km
Natarajan and Hangan (2012)	実験スケール竜巻	不明 (ノンスリップ?)	LES (動的スマゴリンスキ型)	商用コード Fluent ベース (2 次精度中心差分 hexahedral grid)	不明 (セル数は 2.5e6)	実験サイズ (半径=0.4m)
Maruyama(2011)	実験スケール竜巻	ノンスリップ	LES (標準スマゴリンスキ型)	RIAM-COMPACT (Kajishima Sheme)	最大風速半径の 1/8	実験サイズ
Lewellen et al. (2008)	飛散物を含む実スケール竜巻	空力的粗度	LES (TKE 型)	Lewellen(2007)と同様 (2 流体モデルを付加)	不明	不明
Lewellen and Lewellen (2007)	実スケール竜巻	空力的粗度	LES (TKE 型)	2 次精度中心差分	不明	不明

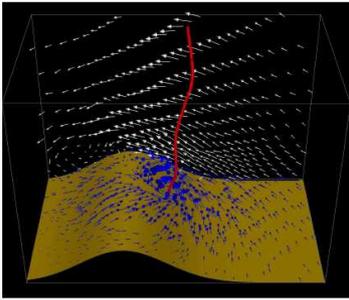
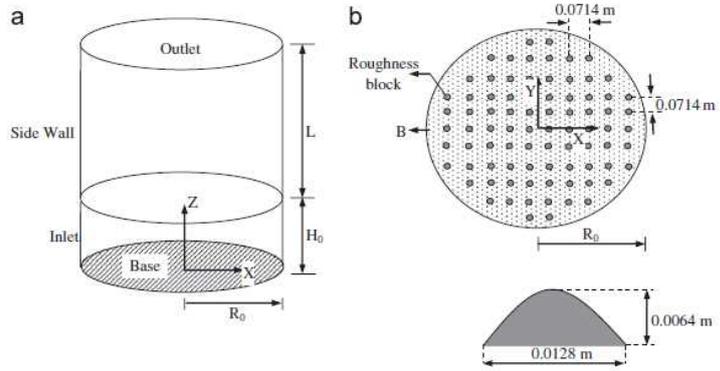


Figure 7: Sample velocity vectors 10 m above the surface (blue) and on a selected vertical plane (white) for a tornado heading upslope (moving right to left); vectors are given in a reference frame with the ground at rest. The red line represents the mean vortex core position at the time. The simulation case is that of fig. 4.

(a) Lewellen (2012)



(b) Natarajan and Hangan

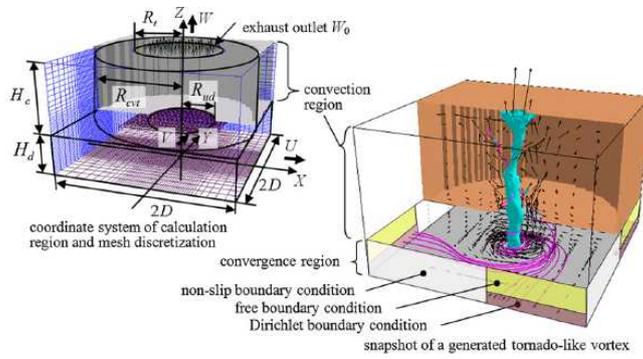


Fig. 1. Numerical tornado simulator.

(c) Maruyama (2011)

図1 近年の竜巻数値流体計算の解析モデル

地表面粗度について

1. 概要

本資料において、既往の研究に基づく地表面粗度の物理的意味および竜巻などの暴風時の風速への影響に関する知見を取りまとめる。

2. 地表面粗度の定義

大気の運動（風）は、地表面の影響を受けるが、地表面に近いほどその影響は強い。影響を受ける範囲は 1-2 km に及ぶことが一般的で、その範囲を大気境界層と呼ぶ。その中でも表面から数十メートルまでの領域は特にその影響が著しく、「接地層」といわれる（竹内・近藤 1981）。

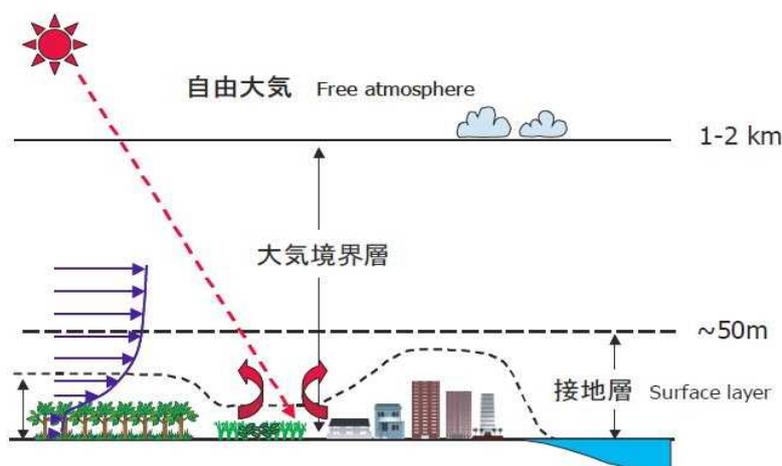


図 1 大気の鉛直構造の模式図

風速は、地表面において 0 となり上空に向かうにつれて増加する。強風状態において、この風速の鉛直分布は対数分布と合致する。この対数分布の性状は、地表面の細かな凸凹が与える摩擦抵抗により定まる。この摩擦抵抗による風速分布への効果を示す指標を「粗度長」（地表面粗度）と定義する（塩谷 1992；近藤 2000）。

接地層内の風速  $U$  は、地表面からの高さ  $z$  に対して、粗度長  $z_0$  を用いて

$$U(z) = c \ln(z/z_0) \tag{1}$$

により整理される（ここで、 $c$  は係数）。

3. 粗度長の値

粗度長の値は、既往の研究において、様々な地表面状態に対して示されている。そこで

得られている概略値を以下に示す。

地表面	粗度長 [m]
水 (広くて静かな面)	$10^{-6} - 10^{-5}$
砂・砂漠	0.0003
土	0.001 - 0.01
草 (草丈 0.02 - 0.1 m)	0.003 - 0.01
草 (草丈 0.25 - 1.0 m)	0.04 - 0.10
農地	0.04 - 0.20
果樹園	0.5 - 1.0
森林	1.0 - 6.0
大都市 (東京)	2.0

竹内・近藤 1981 より

地表面	粗度長 [m]
湖や海面	$10^{-3} - 10^{-5}$
水田	0.01 - 0.05
草 (草丈 0.1 m)	0.01 - 0.03
草 (草丈 1.0 m)	0.1 - 0.3
田園集落	0.2 - 0.5
森林	0.3 - 1.0
大都市	1 - 3

近藤 2000 より

粗度長が地表面の細かな凹凸の度合いに呼応し増減することを確認できる

#### 4. 粗度長を加味した風速の算定

この粗度長を考慮した建築物の耐風設計 (強風を対象とした建築物の風荷重設定) 手順を日本建築学会が取りまとめている (日本建築学会 2004)。ここでは、地表面の状況に応じた粗度長の変化を 5 つの区分に分類して取り扱うことにしている。

粗度区分	評価地点および風上側地域の地表面の状況
I	海面または湖面のような、ほとんど障害物のない地域
II	田園地帯や草原のような農作物程度の障害物がある地域、樹木、低層建築物などが散在している地域
III	樹木・低層建築物が多数存在する地域、あるいは中層建築物 (4 - 9 階) が散在している地域
IV	中層建築物 (4 - 9 階) が主となる市街地
V	高層建築物 (10 階以上) が密集する市街地

そして、式(1)の対数分布を近似するものとして、次式で示される分布とともに、各粗度

区分に対して式中のパラメータとして下表の値を提示している。

$$U(z) = c(z/z_G)^\alpha \quad (zb < z \leq z_G) \quad (2)$$

粗度区分	I	II	III	IV	V
$z_b$ (m)	5	5	10	20	30
$z_G$ (m)	250	350	450	550	650
$\alpha$	0.1	0.15	0.2	0.27	0.35

地表面の凹凸が大きくなるほど、 $z_b$ ,  $z_G$ ,  $\alpha$  (べき指数) の値も大きくなる。  
粗度区分 I-V に対して、式(2)から得られる風速の鉛直分布を図 2 に示す。

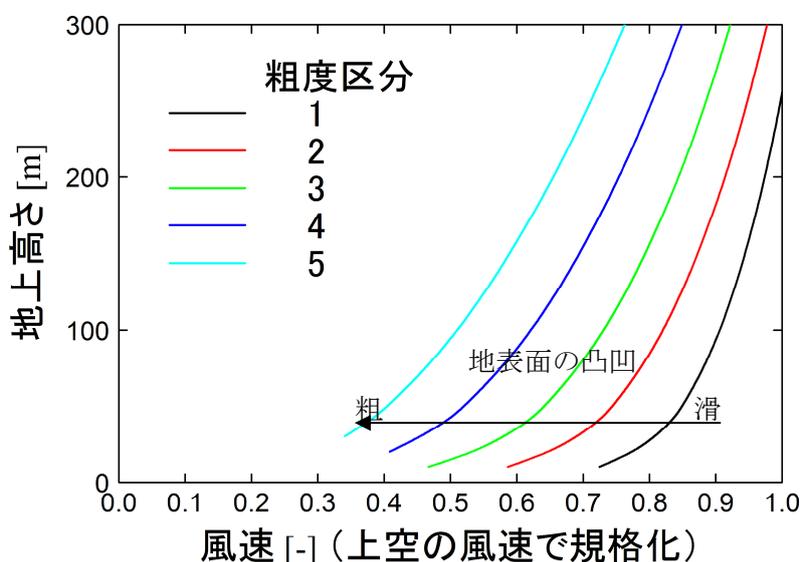


図 2 粗度区分と風速の鉛直分布との関係

ここで、地表面の凹凸による地表面近傍における風速の減速を議論するため、同一の上空風速 ( $z = z_G$  の風速) に対する分布を提示している。すなわち、横軸の数字は地表面粗度の影響に起因する減速の度合いを意味する。地上に近づくにつれて・粗度区分が大きくなるにつれて、地表面近傍の風速が小さくなることを確認できる。例えば、地上高さ 10 m の風速は、粗度区分が I から II に変化することで 20% 程度低下し、III に変化することで 35% 程度低下する。

#### 5. 竜巻の風速に対する粗度長の効果

4 章に示した風速の算定手順は、強風を対象としたものであり、地表面状態が森林など柔なものからビルなどの剛なものまでを包括して、地表面の凹凸が、強風の減衰をもたらすことを示唆するものである。

なお、竜巻は通常の強風と異なり、強い渦（旋回流）構造を有する。地表面粗度は、この竜巻の旋回流を減衰させる効果を有する（例えば、Dessens 1972, Leslie 1977, Lewellen and Sheng 1979, Rostek and Snow 1985, Church 1993, Natarajan and Hangan 2012）。また、地表面粗度の構成物が飛来物として運動することも竜巻の風速を大きく減少させることも示唆されている（Lewellen et al. 2008）。

これらの知見から、表面の凹凸、すなわち地表面粗度、の増加とともに竜巻に起因する強風の風速が低下するといえる。

#### 参考文献

近藤（2000） 地表面に近い大気の科学 324pp

塩谷（1992） 強風の性質 開発者 201pp

竹内・近藤（1981） 大気科学講座 1 地表に近い大気 東大出版 226pp

日本建築学会（2004） 建築物荷重指針・同解説 丸善 651pp

Church CR (1993) The tornado: its structure, dynamics, prediction and hazards. American Geophysics Union.

Hattori Y et al. (2010) Wind-tunnel experiment on logarithmic-layer turbulence under the influence of overlying detached eddies. *Boundary-Layer Meteorol* 134, pp269-283.

Leslie F W (1997) Surface roughness effects on suction vortex formation. *J Atmos Sci* 34, pp.1022-1027.

Lewellen WS, Sheng YP (1979) Influence of surface conditions on tornado wind distribution. *Proc 11th Conf Severe local storms*, pp.375-378.

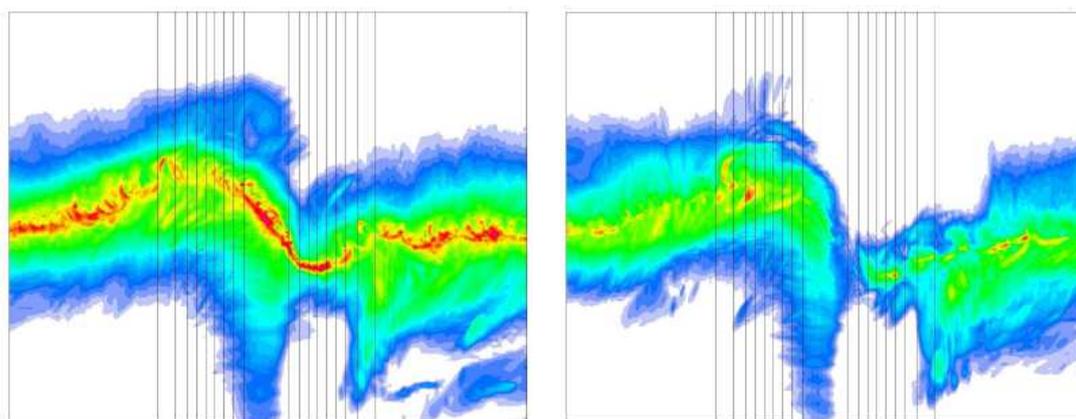
Lewellen DC, Gong B, Lewellen WS (2008) Effects of finescale debris on near-surface tornado dynamics. *J Atmos Scipp*.3247-3262.

Natarajan D, Hangan H (2012) Large eddy simulations of translation and surface roughness effects on tornado-like vortices. *J Wind Eng Ind Aerodyn* 104-106, pp.577-584.

Rostek WF, Snow JT (1985) Surface roughness effects on tornado like vortices. *Proc. 15th Conf Severe local storms*, pp.252-255.

添付資料：地形と粗度との重畳について

ここでは、本資料で示した粗度による竜巻の減衰について、別資料で示した地形効果との重畳について言及する。地表面粗度と地形効果との重畳について、Lewellen (2012) により実施された LES が一つの知見を与えている。この LES では、高さ 100m の尾根を越える竜巻の減衰を 2 種類の地表面粗度 ( $z_0 = 2 \text{ cm}$  と  $20 \text{ cm}$ ) に対して調べている。それにより得られた最大風速のカラーコンタを以下に示す。



地表面粗度  $z_0=2\text{cm}$  の場合

地表面粗度  $z_0=20\text{cm}$  の場合

図 最大風速のカラーコンタ

地表面粗度の値によらず、地形の起伏に伴う竜巻進路は蛇行している。竜巻の移動に伴う、最大瞬間風速の値の強弱は、地表面粗度に伴い異なる挙動を呈するが、地表面粗度の増加は、最大風速の低下に寄与していることを確認できる。

この結果は、本資料が説明した地表面粗度による竜巻風速の減衰について、地形の起伏が重畳する場合も同様の結論となることを示唆する。

参考文献：

Lewellen, D. C. (2012) Effects of topography on tornado dynamics: A simulation study. 26th Conference on Severe Local Storms, Amer. Meteorol. Soc., Nashville, TN, 4B.1.

## 設計竜巻の特性値の設定

当社の竜巻影響評価においては、フジタの竜巻工学モデル DBT-77 (DBT: Design Basis Tornado) を適用していることから、設計竜巻の特性値を以下の通り設定する。

### 1. フジタモデル DBT-77 について

フジタモデルには、Fujita Work Book<sup>(1)</sup>の 6 章に記載されているフジタモデル DBT-77 と 7 章に記載されているフジタモデル DBT-78 があり、フジタモデル DBT-78 はフジタモデル DBT-77 で模擬した大きな竜巻の中に小さな吸込渦 (suction vortices) を加えた多重渦型のモデルである。(図 1)

米国 NRC ガイド<sup>(2)</sup>に記載されているフジタモデルは、「内側のコアと外側のコアの間にある環には、強い竜巻の吸引渦が形成され、親竜巻の中心の回りで回転する (In the annulus between the inner core radius and the outer core radius, suction vortices form in strong tornadoes and rotate around the center of the parent tornado)」とあるように、多重渦型のフジタモデル DBT-78 のことを述べている。

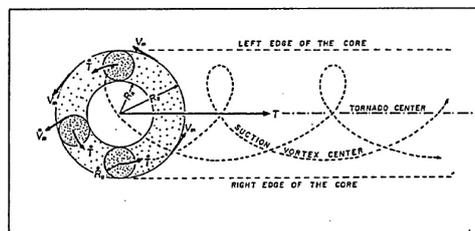


Figure 8.2 Fujita's latest model of multiple-vortex tornadoes for engineering applications. The design-basis tornado model in Chapter 6 developed in 1977 was identified as "DBT-77". Design-basis suction-vortex parameters in Chapter 7 were added to the DBT-77 in constructing this latest analytical model, to be identified as "DBT-78".

図 1 DBT-78 モデルの模式図<sup>(1)</sup>

米国 NRC ガイドでは、フジタモデル DBT-78 中の小さな吸込渦は半径が小さく、圧力の時間変化率が半径に反比例して大きくなることを考慮して、同ガイドで採用したランキン渦モデルでも保守的に圧力の時間変化率が大きくなるように、改訂前 (2007 年以前) の同ガイドで採用されていた最大接線風速半径 45.7m を選択している。

また、米国ローレンス・リバモア国立研究所報告書<sup>(3)</sup>では、「多重渦型のフジタモデル DBT-78 で考慮されている吸込渦はすぐに減衰することから、大多数の専門家は竜巻被災の重要因子ではないと考えている」と述べており、単一渦型のフジタモデル DBT-77 を飛来物評価の竜巻風速場として選定している。

DBT-77 モデルの入力パラメータは移動速度，最大接線風速及び最大接線風速半径であり，これらについて制限は Fujita Work Book<sup>(1)</sup> では記載されておらず，特に制限はないものと考えられることを踏まえ，以下の通り設計竜巻の特性値を設定する。

### (1) 設計竜巻の移動速度 ( $V_T$ )

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて移動速度 ( $V_T$ ) は，下記の式にて設定される。

$$V_T = 0.15 \cdot V_D \text{ (評価ガイドの 3.1 式)} \quad (1)$$

一方，この式は日本の竜巻観測記録（気象庁データベース）に基づいた竜巻移動速度（平均値）と最大風速との関係<sup>(4)</sup>を参照して設定されており，風速場モデルに関わらず用いることができることから，フジタモデルでも適用できる。

また，参考に， $V_D=92\text{m/s}$  の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での移動速度を以下に示す。

表 1 設計竜巻の移動速度 ( $V_T$ ) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
移動速度 ( $V_T$ )	14m/s	14m/s

### (2) 設計竜巻の最大接線風速 ( $V_{Rm}$ )

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大接線風速 ( $V_{Rm}$ ) は，竜巻の最大風速から移動速度 ( $V_T$ ) を引いた値として，下記の式にて設定される。

$$V_{Rm} = V_D - V_T \text{ (評価ガイドの 3.2 式)} \quad (2)$$

一方，上記式は，風速場によらないのでフジタモデルでも適用できる。

また，参考に， $V_D=92\text{m/s}$  の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での最大接線風速を以下に示す。

表 2 設計竜巻の最大接線風速 ( $V_{Rm}$ ) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大接線風速 ( $V_{Rm}$ )	78m/s	78m/s

### (3) 設計竜巻の最大接線風速半径 ( $R_m$ )

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大接線風速半径 ( $R_m$ ) については，観測された被害幅を用いて推定している。

竜巻によって被害が生じる風速を  $V_0$  とした場合， $R_m$  を超えた範囲では，風速  $V = V_{Rm} \cdot (R_m/r)$  と表せるため，被害が生じる風速  $V_0$  と，被害幅  $r_0$ ，及び最大接線風速  $V_{Rm}$  が分かれば最大接線風速半径  $R_m$  を得ることができる。(図 2)

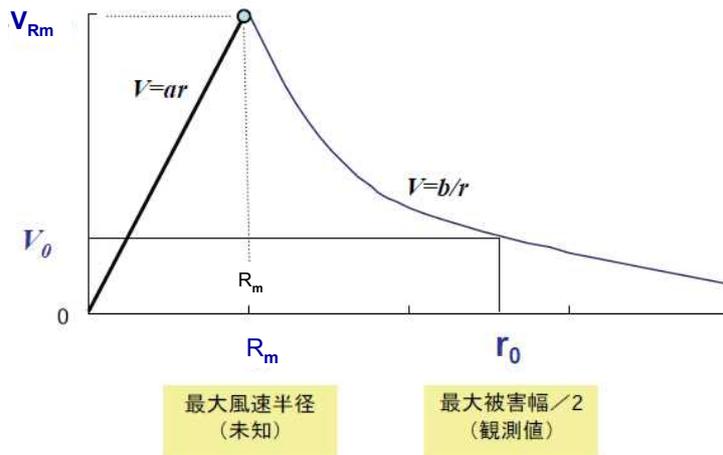


図2 竜巻半径と風速との関係

例えば，東京工芸大報告書<sup>(4)</sup>p.163の仮定2より，最大風速  $V_{Rm}=70\text{m/s}$  (F3あるいはF3に近いF2竜巻)，被害幅250mの1/2である  $r_0 = 125\text{m}$ ，被害が生じる風速  $V_0 = 17\text{m/s}$ ，とするとこれを基に設定する最大接線風速半径 ( $R_m$ ) は，下記の通り。

$$\begin{aligned}
 R_m &= r_0 \cdot V_0 / V_{Rm} \\
 R_m &= 125 \cdot 17 / 70 \\
 R_m &\doteq 30.36 \text{ (m)}
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

一方，フジタモデルの水平風速  $V$  は接線風速と径方向風速を合成したものであるので，外部コア半径の外側では水平風速  $V$  は以下で与えられる。

$$\begin{aligned}
 V &= \sqrt{V_\theta^2 + V_r^2} \\
 &= F_r(r) F_h(z) V_m \sqrt{1 + \tan^2 \alpha_0}
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

$$\text{ここで， } F_r(r) = \frac{R_m}{r}, \quad F_h(z) = \begin{cases} z^{k_0} & (z < 1) \\ \exp(-k(z-1)) & (z \geq 1) \end{cases}
 \tag{5}$$

$$\tan \alpha_0 = \begin{cases} -A(1 - z^{1.5}) & (z < 1) \\ B\{1 - \exp(-k(z-1))\} & (z \geq 1) \end{cases}
 \tag{6}$$

フジタモデルでは，ランキン渦モデルと異なり高さによって風速が変化するが，外部コア半径の内側では  $r$  に比例して風速が大きくなり，外部コア半径の外側では  $r$  に反比例して小さくなる点ではランキン渦モデルと同様である。(ランキン渦モデルと同様に，竜巻半径と風速の関係は図2の通りとなる)

また，接線風速  $V$  が最大となるのは，流入層の上端 ( $z=1$ ) であるが，このとき  $F_h(z)=1$ ，

$\tan \alpha_0 = 0$  となるので、外部コア半径の外側ではランキン渦モデルと同様に  $V = V_m R_m / r$  が成立する。

従って、被害幅から最大接線風速半径を推定する際に、ランキン渦モデルと同様に求めることができると考えられるため、本検討においてはガイドを参照して最大接線風速半径  $R_m = 30\text{m}$  を設定する。

また、参考に、 $V_b = 92\text{m/s}$  の際のランキン渦モデルとフジタモデル DBT-77 での最大接線風速半径を以下に示す。

表 3 設計竜巻の最大接線風速半径 ( $R_m$ ) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大接線風速半径 ( $R_m$ )	30m	30m

#### (4) 設計竜巻の最大気圧低下量 ( $\Delta P_{\max}$ )・最大気圧低下率 ( $(dp/dt)_{\max}$ )

ランキン渦モデルを仮定したガイドにおいて最大気圧低下量 ( $\Delta P_{\max}$ )・最大気圧低下率 ( $(dp/dt)_{\max}$ ) は、それぞれ  $\rho V_{Rm}^2$ ,  $(V_T/R_m) \cdot \Delta P_{\max}$  と設定される。

一方、フジタモデルにおける設計竜巻の最大気圧低下量・最大気圧低下率については、速度分布が既知である場合、流れの連続式と運動量保存式から導出される以下の圧力ポアソン方程式を解くことにより、圧力を求めることができる。

$$\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial^2 p}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial x_3^2} \right) = - \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left( U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j \partial x_j} \right) \quad (7)$$

ここで、 $x_i$  は座標 ( $x, y, z$ ) を、 $U_i$  および  $p$  は風速ベクトルおよび圧力を表す。また、 $\nu$  は動粘性係数を、 $\rho$  は空気密度を表す。なお、添え字  $i, j$  は 1 から 3 までの整数とする。

式(7)を解くために有限要素法（計算方法の詳細は参考文献(5), (6)を参照）を用い、一辺 300m ( $10R_m$ ) の立方体を解析領域として、この領域を 1 辺 100 個の有限要素に分割した。竜巻（最大接線風速  $V_{Rm} = 78\text{m/s}$ , 半径  $R_m = 30\text{m}$ ）の中心が解析領域の角部に位置するものとして、各節点に Fujita モデルの風速値を与えた。移動速度  $V_{tr}$  は圧力分布には影響しないため、ここでの計算では  $V_{tr} = 0$  とした。

図 3 に Fujita モデルの圧力分布（空気密度で除したもの）を示す。空気密度で除した最大圧力差は  $5149.8\text{m}^2/\text{s}^2$  であるので、これに空気密度  $1.226\text{kg}/\text{m}^3$  を乗じて最大圧力差を求めた。ただし、この結果は一辺 300m ( $10R_m$ ) の立方体を解析領域とした有限領域での数値解析結果であるので、これを無限領域における最大気圧低下量とするために、さらに補正係数 1.0066 を乗じた（表 4）。なお、この補正係数 1.0066 は、ランキン渦に対する最大圧力差の有限領域での数値解析結果と無限領域での理論値の比から求めた。

図 4 に Fujita モデルの圧力（空気密度で除したもの）の  $x$ -方向空間微分値を示す。

x-方向空間微分値（絶対値）の最大値は 240.2 m/s<sup>2</sup> であり、最大気圧変化率はこの値に移動速度と空気密度を乗じることにより、式(8)のように求められる。ただし、数値解析誤差を考慮するため、さらに補正係数 1.0096 を乗じて最大気圧低下率とした（表5）。なお、この補正係数 1.0096 は、ランキン渦に対する最大気圧変化率の有限領域での数値解析結果と無限領域での理論値の比から求めた。

$$\frac{\partial p}{\partial t} = V_{tr} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (8)$$

表4 最大気圧低下量

最大風速	最大接線風速	空気密度で除した最大圧力差	最大気圧低下量
92m/s	78m/s	5149.8m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	6355Pa

表5 最大気圧低下率

最大風速	最大接線風速	移動速度	空気密度で除した最大圧力低下率	最大気圧低下率
92m/s	78m/s	14m/s	240.2m/s <sup>2</sup>	4163Pa/s

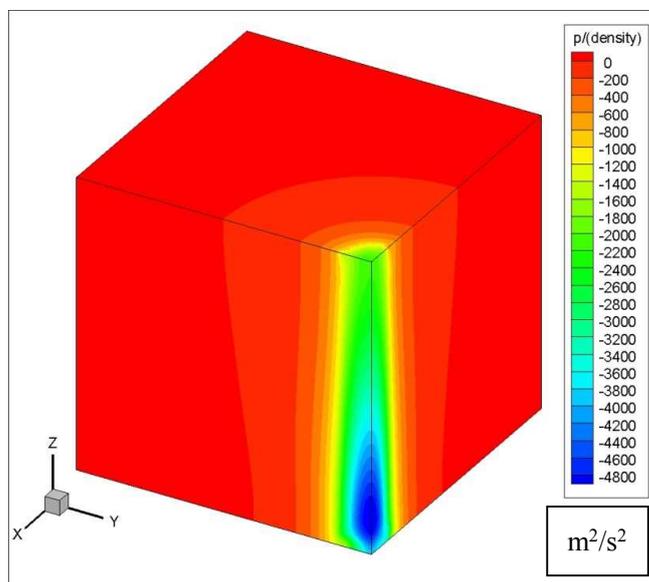


図3 最大接線風速  $V_{tr}=78\text{m/s}$  における Fujita モデルの圧力分布 (圧力は空気密度で除したもの、最大値  $92.83\text{m}^2/\text{s}^2$ 、最小値  $-5056.99\text{m}^2/\text{s}^2$ )

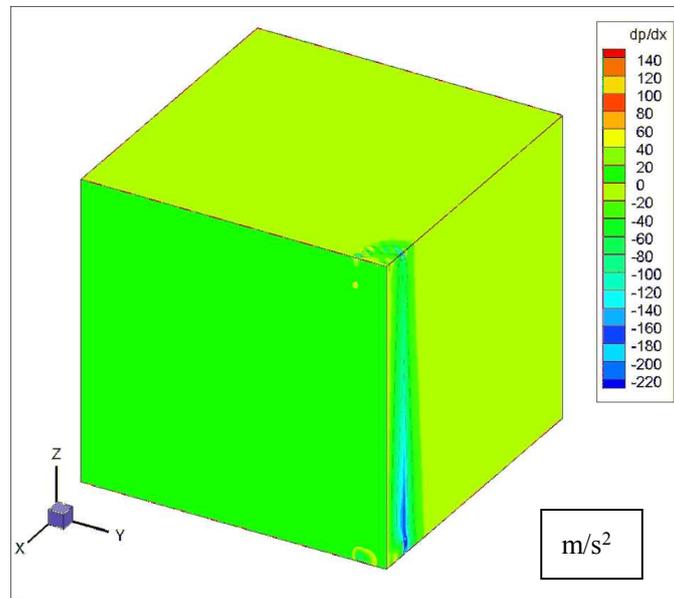


図4 最大接線風速  $V_{Rm}=78\text{m/s}$  における Fujita モデルの圧力（空気密度で除したもの）の  $x$ -方向空間微分値（最大値  $163.3\text{m/s}^2$ ，最小値  $-240.2\text{m/s}^2$ ）

また、参考に、 $V_D=92\text{m/s}$  の際において、ガイドに基づき計算したランキン渦モデルの最大気圧低下量・最大気圧低下率と上記の数値解析により計算したフジタモデル DBT-77 の最大気圧低下量・最大気圧低下率を以下に示す。

ランキン渦モデルの圧力分布はガイドの簡易な式で求めているが、フジタモデルの圧力分布は複雑であり、上記の数値解析により求めている。そのため、フジタモデルにおける圧力の空間微分値は、局所的に大きな場所が発生することから、最大気圧低下率がランキン渦モデルより大きくなっている。

表6 設計竜巻の最大気圧低下量 ( $\Delta P_{\max}$ )・最大気圧低下率 ( $(dp/dt)_{\max}$ ) の比較

	ランキン渦モデル	フジタモデル DBT-77
最大気圧低下量 ( $\Delta P_{\max}$ )	7459Pa	6355 Pa
最大気圧低下率 ( $(dp/dt)_{\max}$ )	3481Pa/s	4163Pa/s

参考文献

- (1)Fujita, T. T., “Workbook of tornadoes and high winds for engineering applications ” (1978), U. Chicago.
- (2)U.S. Nuclear Regulatory Commission, Design-basis tornado and tornado missiles for nuclear power plants, Regulatory Guide 1.76, Revision 1 (2007).
- (3)Rationale for Wind-Borne Missile Criteria for DOE facilities, UCRL-CR-135687, Lawrence Livermore National Laboratory, 1999
- (4) 東京工芸大学, 平成 21~22 年度原子力安全基盤調査研究(平成 22 年度) 竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究, 独立行政法人原子力安全基盤機構委託研究成果報告書, 2011.

- (5) Y. Eguchi, S. Sugimoto, H. Hattori and H. Hirakuchi, “Tornado Pressure Retrieval from Fujita’s Engineering Model, DBT-77”, Proceedings of the 6th International Conference on Vortex Flows and Vortex Models (ICVFM Nagoya 2014), November 17 - 20, 2014, Nagoya, Japan.
- (6) 江口 譲, 服部康男, 流速場情報に基づく圧力場計算法の提案, 第 72 回ターボ機械協会 大分講演会(2014. 10. 3)

3. 竜巻影響評価

3.1 竜巻影響評価の概要及び保守性について

図 3.1.1 に竜巻影響評価の概要及び保守性確保の状況を示す。竜巻影響評価については、その不確実性を踏まえて、各ステップに対し保守性を考慮している。

