

1991年台風19号 (T9119) に伴う青森県南西部の山岳風下側に発生した猛烈な風の形成について

吉 崎 正 憲* 高 咲 良 規** 田 中 洋 祐***
矢 野 雄 大** 中 川 清 隆*

キーワード：リング台風, おろし風, 温帯低気圧化

1. はじめに

台風は、強風による風害、豪雨や大雨による水害、海水の吸上げ作用による高潮害などをもたらす。最盛期の台風はほぼ軸対称構造を持ち、台風の眼ははっきりととらえることができる。ところが、台風が日本付近に近づくと、温帯低気圧化して台風中心に対して非対称的な構造となり台風の眼は見えなくなる。その結果、メソ前線帯に特有の降水パターンや風系の発現、台風が進行する方向の西側にpressure dipの発生、可航半円の山岳斜面域で強風の発生があったりする（藤部 1992, 筆保・塚本 2000, Mashiko 2008）。また台風が日本列島を通過する際に山岳と絡んで局地的な強風が吹くことがあり、地球の自転が効かないような数10kmの山岳スケールではおろし風やはね水現象が発生したりする。それらは各地の特有な名称で呼ばれ、例えば、岡山県（県境は第3図 a に表記）の広戸風（中村ほか 2002, Fudeyasu et al. 2008）、愛媛県のやまじ風（Saito 1994）等があり、その総合的なまとめとして、北畠（2013）がある。ここでは、風の強さに関する呼び方として、簡単のため、 30 m s^{-1} 以上の強さの風を猛烈な風、 15 m s^{-1} から 30 m s^{-1} 以下の強さの風を強風とする。

1991年8月から9月は台風の日本列島への接近や上陸が多かった。中でも、1991年9月25日から28日にかけて出現した台風19号（以後、T9119と呼ぶ）は、長崎県に上陸し非常に強い勢力で日本海を通過した。その際、九州地方や中国地方には高潮を起こし、世界遺産の広島県・厳島神社の鳥居が破壊された。また青森県では猛烈な風が吹き、収穫前のリンゴの落果・倒木の被害が起こった。これから、この台風は通称“リング台風”と呼ばれる。T9119により、死者62名、負傷者1261名、被害

額は5679億円にも達し、当時の台風被害額としては最高金額だった（平成3年台風第19号災害記録誌編集委員会編 1993）。

T9119の調査研究としては、柳野（1992）、藤部（1992, 1993）、梶川ほか（1995）等がある。藤部（1992）は、九州では台風中心の後面に寒冷前線が現れ、急激な強い北西風と気温低下を伴ったことを見出した。また藤部（1993）では、T9119、台風5415（洞爺丸台風）、台風6118（第2室戸台風）の3つの台風を比較し、T9119の中心域は広い低圧部で弱風域があったことを述べている。しかし、T9119が青森県周辺へ接近した時に強風が発生した要因までは言及しなかった。

そこで本研究では、気象庁・非静力学数値予報モデル（Japan Meteorological Agency Non-Hydrostatic Model; JMA-NHM）を用いて、T9119の接近・通過時に発生した青森県南西部の猛烈な風の構造と山岳の影響について調べた。また山岳を除去したときとT9119と同様な経路をとった3つの台風（T0416, T0418, T0514）についても比較し、青森県南西部の山岳域に起きた逆転層の下降・強化によって、強烈なおろし風が形成されただろうことを述べる。

2. 対象地域の地形とT9119の概況

2.1 対象地域の地形

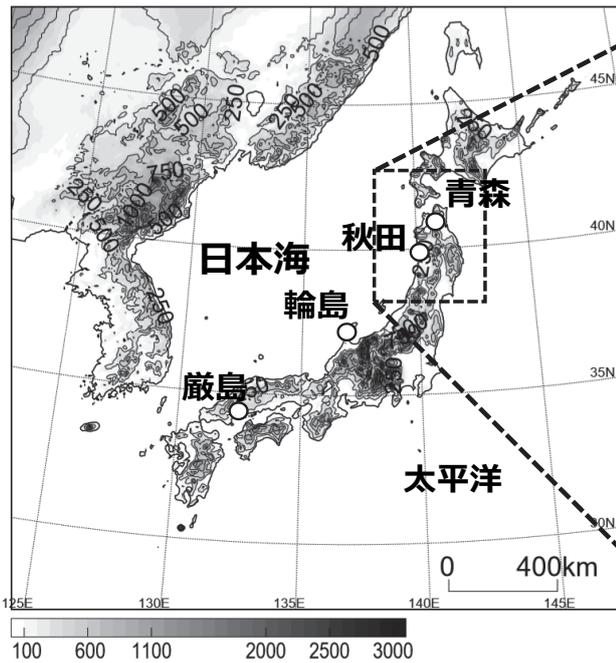
日本および日本周辺の地形の概観と青森県を中心とする東北地方北部～北海道南部の地形分布を第1図に示す。青森県には中央部に位置する八甲田山（最高峰1,584mの複数火山の総称）があり、その西側には津軽平野と岩木山（標高1,625m）や標高1000m級の白神山地がある。

* 立正大学地球環境科学部

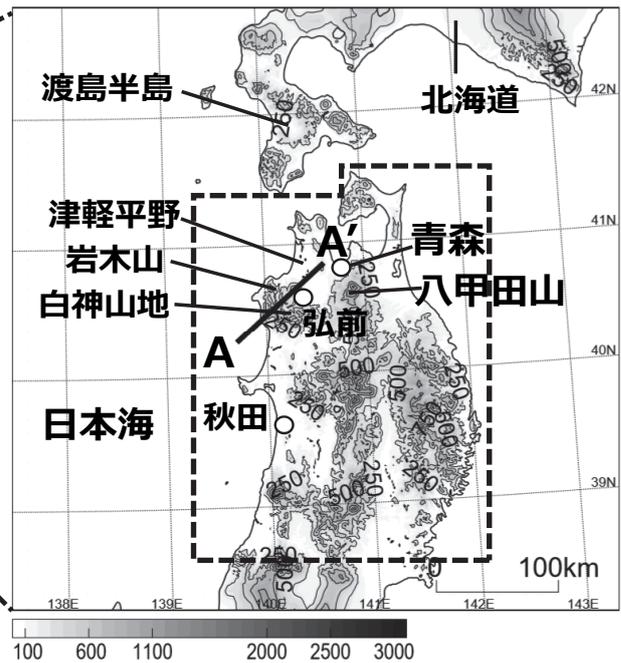
** 立正大学大学院地球環境科学研究科

*** 東芝デジタルソリューションズ

(a) Domain 1

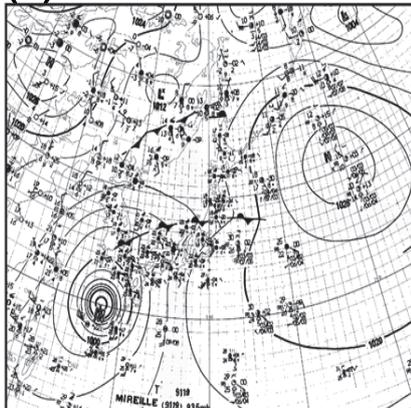


(b) Domain 2

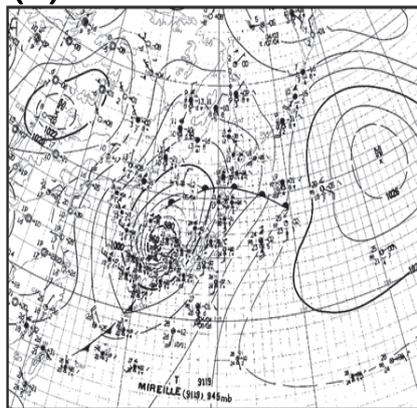


第1図 (a) 日本および日本周辺の地形の概観と (b) 青森県を中心とする東北地方北部～北海道南部の地形分布. (a) の領域は数値モデルのDomain 1の領域であり, 東北地方北部を拡大した領域 (破線域) はDomain 2である. (b) の測線A-A'は, 第8図, 第10図, 第11図における水平方向である. (b) 内部の破線域は第10図下図で用いる山岳を除去した領域にあたる.

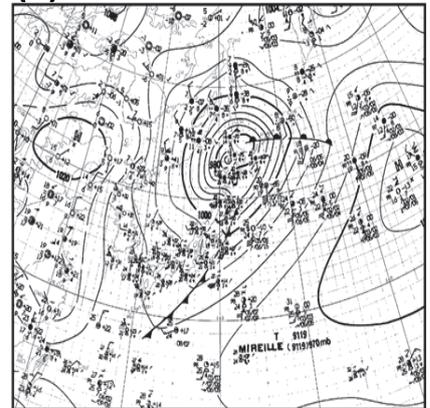
(a) 09260900



(b) 09270900



(c) 09280900



第2図 1991年 (a) 9月26日9時, (b) 27日9時, (c) 28日9時の地上天気図. 実線の等圧線の間隔は4 hPaである.

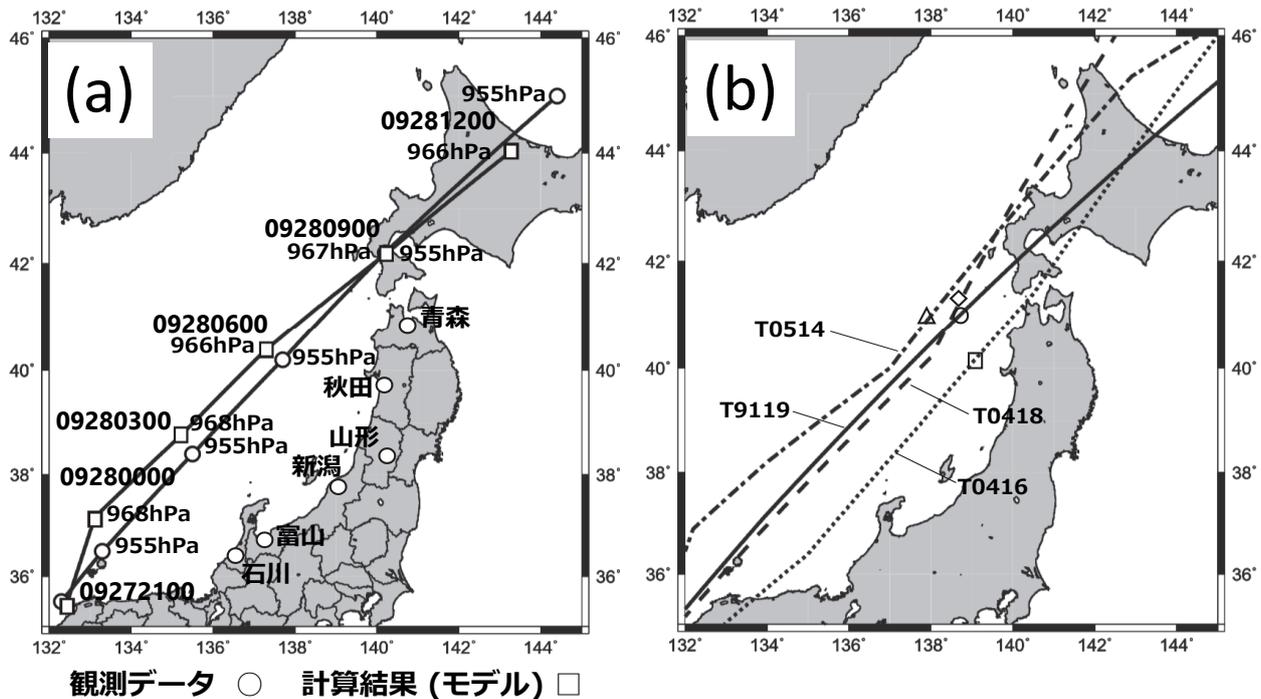
2.2 T9119の概況

T9119が日本海上から北海道・渡島半島に再上陸するまでの9月26日, 27日, 28日の9時の地上天気図を第2図に示す. 以後時間の表記は日本標準時 (Japan Standard Time, JST; JST=世界時+9) とする. 27日9時にはT9119は温帯低気圧化して台風中心の南側に寒冷前線が見られた.

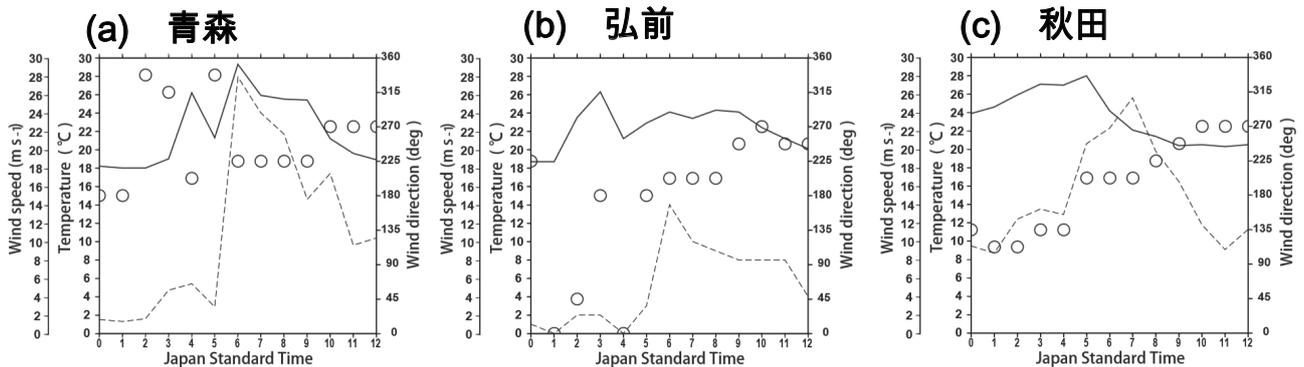
第3図 (a) はT9119のベストトラックの解析データをもとにした経路図である (○参照). 28日3時に

は, 台風中心は石川県・輪島市北の日本海上にあり, 955hPaの強い勢力のままに北東に進み, 9時には北海道・渡島半島に再上陸した.

第4図は, 28日0時~12時の青森, 弘前, 秋田でのアメダス (Automated Meteorological Data Acquisition System) 観測点の風向・風速・気温の時系列である. 青森では28日0時から5時までは弱風であったが, T9119が接近した頃の6時になると風速は 28 m s^{-1} (6時5分には 53.9 m s^{-1} の最大瞬間風速) を観測した. 強



第3図 (a) T9119のベストトラック(○)とモデル計算(□)の経路と主な県名. (b) T9119(実線), T0416(点線), T0418(破線), T0514(一点鎖線)の経路. (b)の○, □, ◇, △はT9119, T0416, T0418, T0514が青森県に最接近した時間における位置であり, その時の鉛直分布を第11図に示す.



第4図 1991年9月28日0時~12時の(a)青森, (b)弘前, (c)秋田のアメダス観測点の風向(○:°)・風速(破線: $m s^{-1}$)と温度(実線: $^{\circ}C$)の時系列.

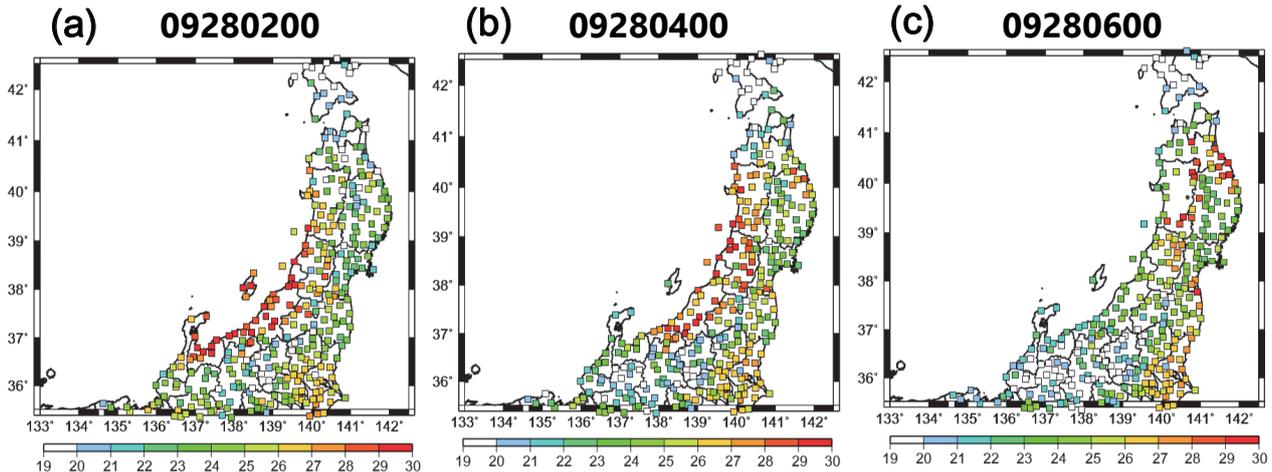
風が吹いた時間帯(6時~9時)では南西風であった. 弘前や秋田でも, 弱いものの青森と同様の風の変動が見られた. こうしてT9119が接近した5時から8時にかけて, 秋田県から青森県までの広い範囲で $10 m s^{-1}$ 以上の南西寄りの風が吹いていた.

第5図はT9119が日本海上を通過したときのアメダス観測点の地上気温の水平分布である. 28日2時には日本海沿岸沿いの富山県~山形県では $29^{\circ}C$ 以上の高温域が存在し, 4時には高温域は新潟県~秋田県と北東に移動し, 6時には青森県南西部へ移動していった. T9119がこれらの地域に接近した頃は9月下旬の夜中から朝方であり, $30^{\circ}C$ 近い気温は季節や地域からいっても異常な高

温であった. 青森アメダス観測点における気温に着目すると, 4時に約 $26^{\circ}C$, 6時に $30^{\circ}C$ 近くと高温になった.

3. 数値モデルの概要

本研究の4章で用いた数値モデルはJMA-NHMであり, その計算領域は2段階である(第1図). まずDomain 1 (D1)は水平格子間隔として $5 km$ (領域 450×450)である. また東北地方を拡大した計算領域をDomain 2 (D2)として, 水平格子間隔は $1 km$ (領域 500×500)で, D1にネスティング計算を行った. 計算時間は, D1では27日21時から40秒間隔で18時間, D2では28日0時



第5図 1991年9月28日 (a) 2時00分, (b) 4時00分, (c) 6時00分におけるアメダス観測点の地上気温(°C)の水平分布.

から3秒間隔で12時間実施した。初期値・境界値として、D1は気象庁55年長期再解析データ (Japanese 55-year Reanalysis; JRA-55) を用いた。D1とD2ともに鉛直層数は40層とした。物理過程のうち雲物理過程では、D1、D2は同じく水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、あられを変数として扱った。

4. 計算結果

4.1 T9119の経路

(ベストトラックの解析値のほかに) モデル計算によるT9119の経路を第3図に示す(□参照)。実況と比べて、モデル計算の台風の中心気圧は10~15hPaほど高かったが同様の経路をたどっていた。これから台風は十分再現されたと判断して、数値実験の結果を以後解析した。

4.2 総観スケールから見た場の構造変動

まずモデル計算による28日2時から10時までの2時間ごとの地上気温、地上気圧、地上風の水平分布を第6図に示す。地上気温は、28日2時には石川県~山形県の海岸付近では29°C以上の高温域が見られ、4時になると、新潟県~秋田県に移動していた。さらに6時になると、高温域は青森県西部にあった。この高温域は、アメダス観測点で観測された地域と同様であった。また地上気圧及び風の場合には台風中心をはっきり見ることができる。中部山岳域から日本海側までの風の様子を見ると、台風中心に向かって南風が吹き込み、日本海側の海岸域の高温は山岳によるフェーン現象であったと考えられる。同様の指摘は柳野(1992)によってもなされた。8時から10時にかけてT9119は青森県から離れることになり高温域

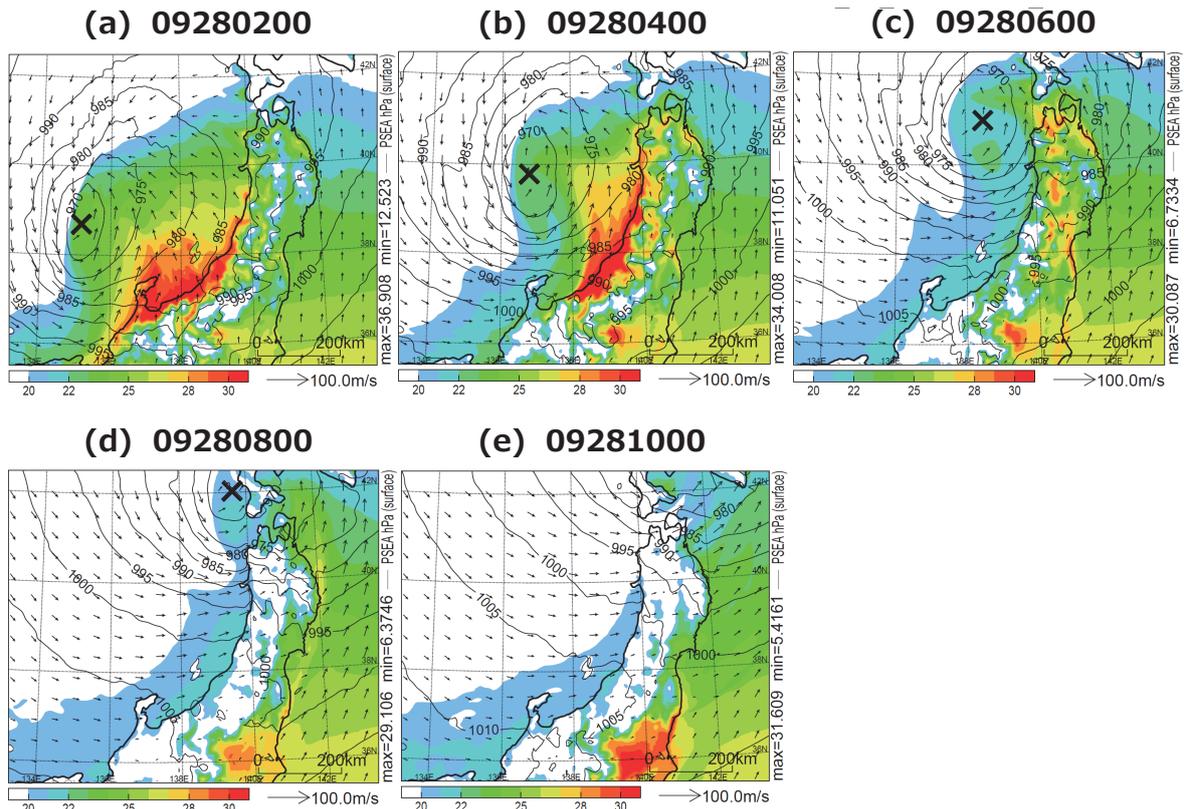
はなくなった。

T9119の構造変動を見るために、高度1.46kmの28日2時から10時までの2時間ごとの風と相当温位の水平分布を第7図に示す。相当温位の分布から、総観スケールの温暖前線や寒冷前線を描くことができた。青森県に注目すると、4時頃に台風中心から南東-北西に延びる温暖前線が通り、6時頃には台風中心から南北に延びる寒冷前線が通った。この寒冷前線の通過により、その西側では総観スケールの寒気が流入していて相当温位は小さい値となった。青森アメダス観測点では6時5分に 53.9 m s^{-1} の最大瞬間風速を記録し(第4図(a))、強風が吹き始めたタイミングは寒冷前線の通過と整合的であった。そのあと9時頃まで強風が持続し、10時になると青森県では前線の影響は見られなくなった。

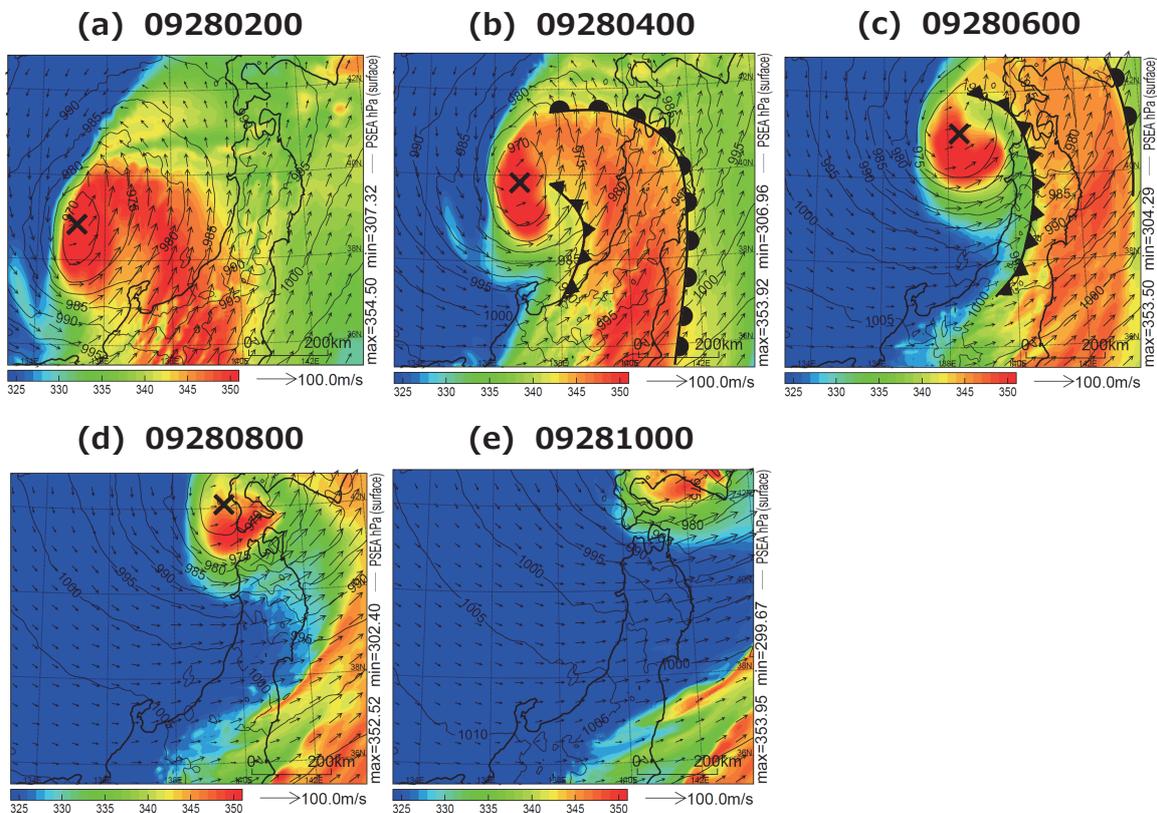
4.3 山岳スケールから見た測線A-A'断面における青森県南西部の気象場

ここでは、数10kmスケールの山岳スケールで測線A-A'(第1図(b)参照)に沿った気象場を眺めてみる。モデルで再現された津軽平野における猛烈な風は6時から8時までの間であった。そこで28日5時30分、6時00分、6時30分の風・鉛直流・温位・水平風の絶対値の鉛直断面図を第8図に示す。

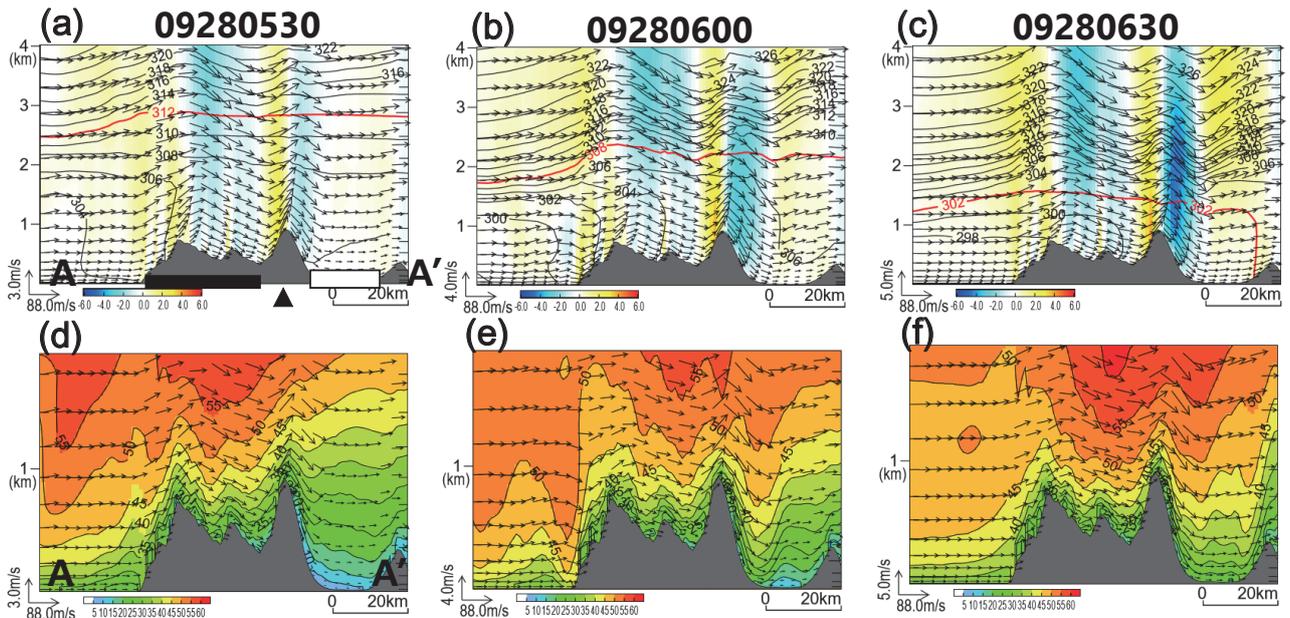
第8図上図の鉛直流をまず見る。モデルは地形に沿った座標系を用いているために山岳の風下側斜面域では下降流が現れるのでその解釈には注意が必要であるが、第8図(a)(b)(c)の比較から、時間とともに下降流を表す青色が濃くなっており、下降流が強化されていたことが分かる。これは、T9119が接近して地上風が強まったことも関係する。



第6図 1991年9月28日 (a) 2時00分, (b) 4時00分, (c) 6時00分, (d) 8時00分, (e) 10時00分における数値モデルによって求められた海面更正気圧 (実線: hPa, 5hPa毎の間隔), 地上気温 (カラー: °C) と地上風 (ベクトル) の水平分布. ×は台風中心を表す.



第7図 1991年9月28日の (a) 2時00分, (b) 4時00分, (c) 6時00分, (d) 8時00分, (e) 10時00分における高度1.46kmの相当温位 (カラー: K) と風 (ベクトル) の水平分布. 半円付実線が温暖前線, 三角付実線が寒冷前線を示す. ×は台風中心を表す.



第8図 測線A-A'に沿った1991年9月28日 (a, d) 5時30分, (b, e) 6時00分, (c, f) 6時30分における (a, b, c) 温位 (実線: K), 風 (ベクトル), 鉛直流 (カラー) と (d, e, f) 風 (ベクトル) と水平風の絶対値 (カラー) の鉛直分布. (a) (b) (c) に逆転層最下層に相当する高度を赤線で示す. (a) に, 白神山地の位置を ■, 岩木山を ▲, 津軽平野を で表す.

第8図下図の高度1~2km付近の水平風の様子を見ると, 白神山地では $45\sim 55\text{ m s}^{-1}$ もの猛烈な風があり, 6時00分から6時30分にはこの猛烈な風域は風下側の岩木山に移動していった. この猛烈な風はこの頃のT9119の最大風速であったと考えられる.

再び第8図上図の温位分布に注目する. 第7図(c)を参照して高度1km以下の温位の水平分布を見ると, 寒冷前線の通過に伴って山岳を挟んで6度近い温位の低下があった. また温位の鉛直方向を見ると, 地上付近では温位傾度は小さかったが, ある高度から大きな傾度を持つ層があった. 通常逆転層は気温の鉛直勾配が逆転する層を指すが, ここでは定義を緩めて, 温位傾度が大きい層を以後「逆転層」と呼ぶことにする. ここでは, 山岳域で1km高さあたり10K以上の層として, そのおおよそ最下層に相当する等温位線を赤い実線で示した. 逆転層は5時30分では(弱いながらも)高度2.5-3km付近, 6時00分では高度1.8-2.5km付近, 6時30分では1.2-1.5km付近に見られた. この時間帯では, 逆転層は徐々に低くなりその強さは強まっていた.

第9図は, 強風が吹いた頃の山岳風上側のA点における7時00分における温位と大気安定度(あるいはBrunt-Vaisala振動数) N および測線A-A'に平行な風 U_p と直交する風 U_n とスコラー数 (Scorer数) の自乗の鉛直分布である. A点の値は10km領域平均である. ここで N の自乗は

$$N^2 = \frac{g}{\Theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (1)$$

と定義される. 高さ方向の座標を z とすると, g は重力加速度, θ は温位, Θ は平均的な温位である. ここでは温位の鉛直傾度の定義から, N では 0.018 s^{-1} 以上となる層が逆転層と定義される. またスコラー数 l の自乗は

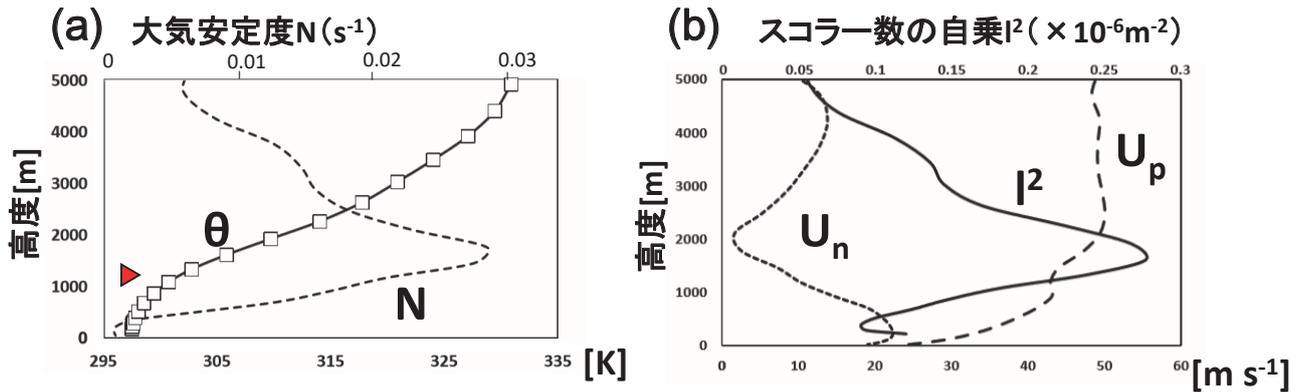
$$l^2 = \frac{N^2}{U_p^2} - \frac{1}{U_p} \frac{d^2 U_p}{dz^2} \quad (2)$$

と定義される.

東西方向 x と鉛直方向 z の2次元において, 一つの波数 k をもつ山岳 ($\sin(kx)$) で山岳の高度 h が非常に小さい場合を考えると, 山岳波を記述する方程式のうち, 例えば, 鉛直流 w に関して,

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + (l^2 - k^2)w = 0, \quad (3)$$

とまとめることができる (Durrant, 1986). 特に, 静力学近似が成り立ちスコラー数の鉛直方向の値が一様の場合には, w は z 方向に波形となり山岳から発する上向きの山岳波だけが得られる. それに対して, スコラー数が鉛直方向に大きく変動する場合には山岳から発する上向きの山岳波は途中の層で屈折・反射して, 地上との間でふたをされたような状態となって地上風は強まったりする. これが強烈な風-おろし風-として観測されるようになる. したがって, おろし風の形成には, 地上からある高度までの間でスコラー数が鉛直方向に大きく変化する



第9図 A点付近における1991年9月28日7時00分の(a) 温位(K)と大気安定度 N (s^{-1})と(b) 測線A-A'に平行な風 U_p と直交する風 U_n とScorer数の自乗 I^2 (m^{-2})の鉛直分布。(a)の▶は7時00分の逆転層最下層の高さを表す。

ることが重要である。スコラー数は二つの項からなり、そのうち N^2 と U_p の大きさの寄与が大きい。 U_p は $U_p=0$ 近傍($U_p=0$ を臨界層という)でスコラー数は大きな値となりうる。実際、臨界層($U_p=0$)がある事例(Fudeyasu et al. 2008)もあるが、一般に(2)式の右辺第1項が大きく温位分布に逆転層がある場合が多い。

第9図の場合は高さ1.2km付近で N^2 が大きく変わっており、それに伴って、スコラー数の自乗 I^2 も大きくなっていた。したがって、T9119による青森県南西部の山岳風下側で強烈な風(おろし風)が形成されたのは、 N^2 の高度変動が大きく山岳波が屈折・反射しやすい状況であったからと考えられる。

5. 議論

ここでは、山岳を除去したときの水平風との比較、およびT9119と同様の経路を通ったほかの台風との比較によって、T9119に伴った青森県南西部の山岳風下側で強烈な風が吹いた理由について議論する。

5.1 山岳を除去した場合の水平風との比較

地上に近い高度130mにおける風を見るために、測線A-A'に沿う水平風の時間変動を第10図に示す。破線の楕円域である津軽平野付近に注目すると、山岳がある場合では6時から8時頃まで $35 m s^{-1}$ 近くの風が吹いていた(第10図(b))。一方、山岳を除去した場合の津軽平野における水平風(破線の楕円域)を眺めると、 $30 m s^{-1}$ 前後の強さの風が吹いていた(第10図(d))。山岳を除去した場合は、第1図(b)の破線域の山岳を高度0mとして、初期時間28日0時から計算を行った。風の強さに関して、山岳を除去しなかった場合の約 $35 m s^{-1}$ に比

べて、山岳を除去した場合にはそれほど強い風は吹かなかったことになる。この差は山岳の有無によるものである。一見、風は山岳の存在にはあまり影響を受けなかったように見えるが、風の強さは運動エネルギーであって風速の二乗に比例するので、エネルギーの観点からは山岳効果はかなり大きかったというべきであろう。

5.2 T9119と3つ(T0416, T0418, T0514)の台風事例との比較

台風が青森県南西部に接近・通過するときに、T9119と同様に、おろし風が常に発生するのかどうか関心がある。そこで、台風の経路がT9119のものと類似したT0416, T0418, T0514の3つの台風事例について調べた。

第3図(b)にDomain 1における3つの台風の経路と中心気圧の水平分布を示す。青森県に接近した頃の台風中心の気圧は、T0416では975hPa, T0418では965hPa, T0514では985hPaであり、T9119の場合よりも10~30hPaほど高かった。

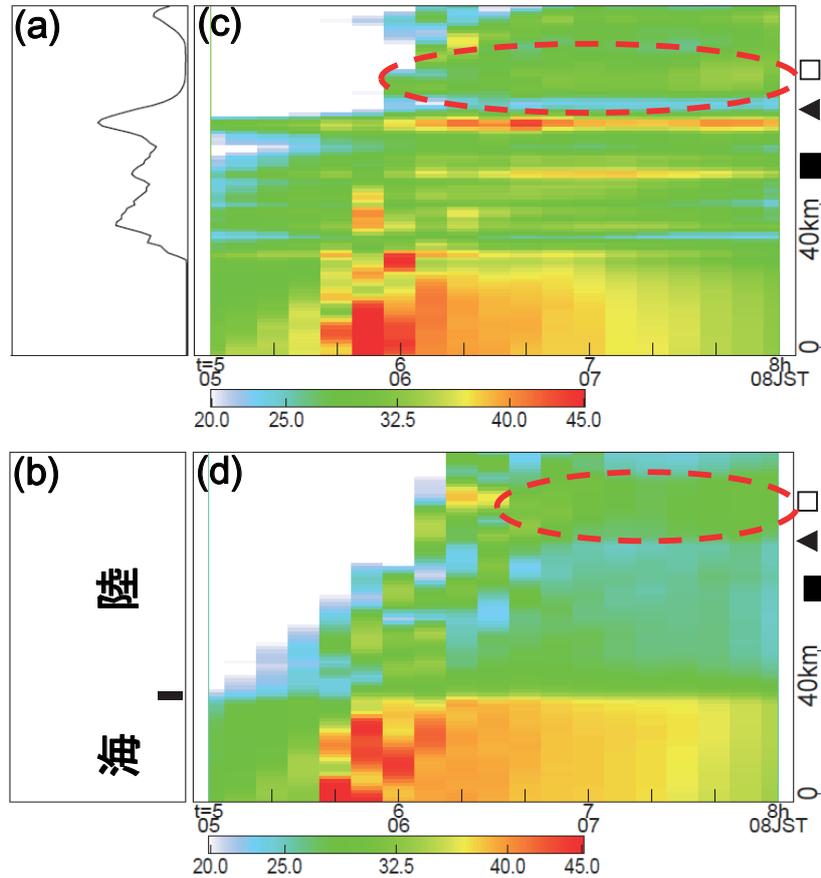
第11図は、第1図(b)の測線A-A'に沿った風と鉛直流と温位と水平風の絶対値の鉛直断面図である。図の時刻はそれぞれの台風が最も青森県に接近した時間である。風の場合に関して、3つの台風事例では青森県南西部の山岳風下側にはT9119ほどの強い風は吹かなかった。温位分布に関しても高さ4kmまでの高度で逆転層があったのはT0418だけであり、その逆転層の高度は約2kmでありその強さも大きくなかった(図略)。また3つの台風はいずれも温帯低気圧化していたが(図略)、総観スケールの前線は青森県からそれぞれ9時あるいは21時の天気図から見て大きく離れていたことも強い風を作れなかった理由と考えられる。これから、山岳に見られる強い風は、単に強風をもたらすような擾乱の接近に

よって形成されるわけではないということがいえる。

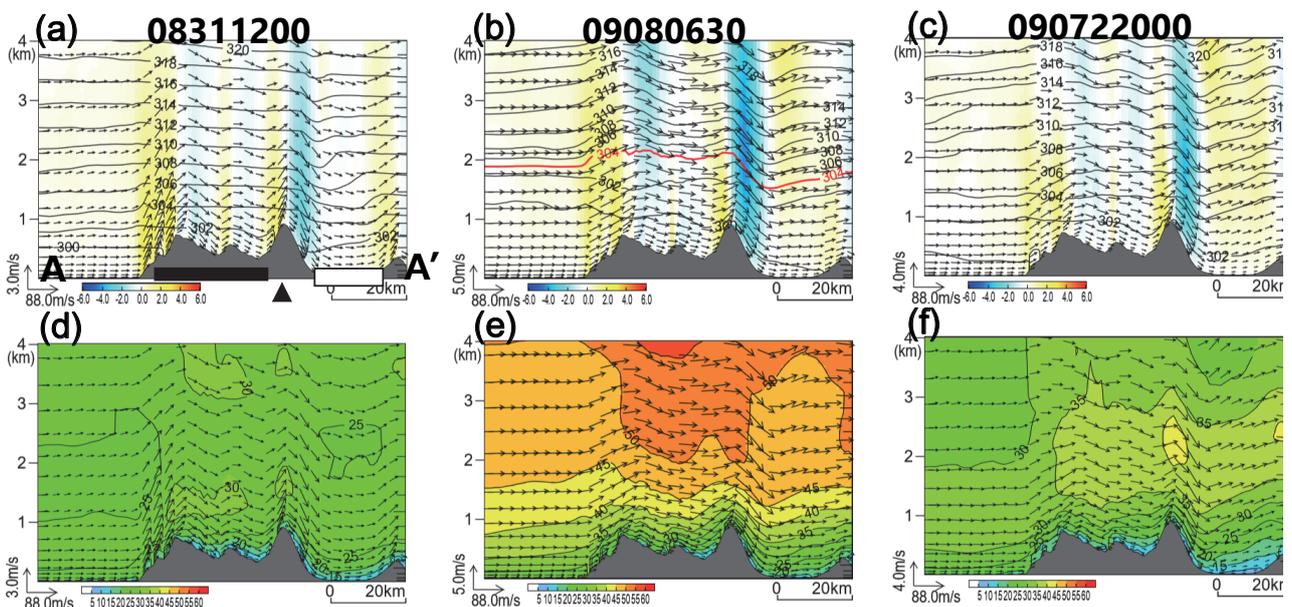
風下側で見られた逆転層の下降・強化によって、そこで

山岳を除去した実験およびT9119と同様の経路を通った三つの台風事例と比較した結果、青森県南西部の山岳

猛烈な風-おろし風-が形成されたものと推測される。



第10図 モデル高度130mにおける1991年9月28日5時00分～8時00分の測線A-A'における (a, c) 実際の山岳の場合と (b, d) 山岳を除去した場合の水平風 ($m s^{-1}$) の時間変動。(c) と (d) の右側に白神山の位置を■, 岩木山を▲, 津軽平野を□で表す。



第11図 第8図と同じ。ただし、(a, d) T0416の2004年8月31日12時00分, (b, e) T0418の2004年9月8日6時30分, (c, f) T0514の2005年9月7日22時00分において青森県に最接近した時間である。

6. まとめ

1991年9月28日台風19号 (T9119) が日本海上を通過したとき、青森県南西部の山岳域 (岩木山・白神山地) の風下側では 30 m s^{-1} 近くの猛烈な風が吹いた。この猛烈な風の形成に関して、JMA-NHMを用いて調べた。その概念図は第12図にまとめた。

このおろし風の形成を総観スケールから眺めると、温帯低気圧化したT9119から南北に延びる寒冷前線があり、その西側に逆転層が形成されていた。山岳を除去した場合やT9119と同様の経路をもつほかの台風事例では、T9119のような強烈な風は吹かなかった。こうしたことから、T9119の場合、青森県南西部の山岳風下側で風が強烈となったのは逆転層の強化・下降によって形成されたものと考えられる。

付録：2層流体において山岳のある場合の運動

コリオリ力が効かない凸凹のある地形のもとで流れがあると、2層の不連続な安定成層における流体の運動では、おろし風やはね水現象などの現象が見られる (Long 1953, 1954)。流体の上層の密度を ρ_1 、下層の密度を ρ_2 ($> \rho_1$) と2層に分け一様な風 U を考えると、

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} g H}} \quad (\text{A1})$$

無次元量 Fr が定義される。これはフルード数 (Froude 数) と呼ばれる。ここで、

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1, \quad \bar{\rho} = \frac{1}{2}(\rho_1 + \rho_2) \quad (\text{A2})$$

であり、 g は重力加速度の大きさ、 ρ_2 の厚みは H とする。

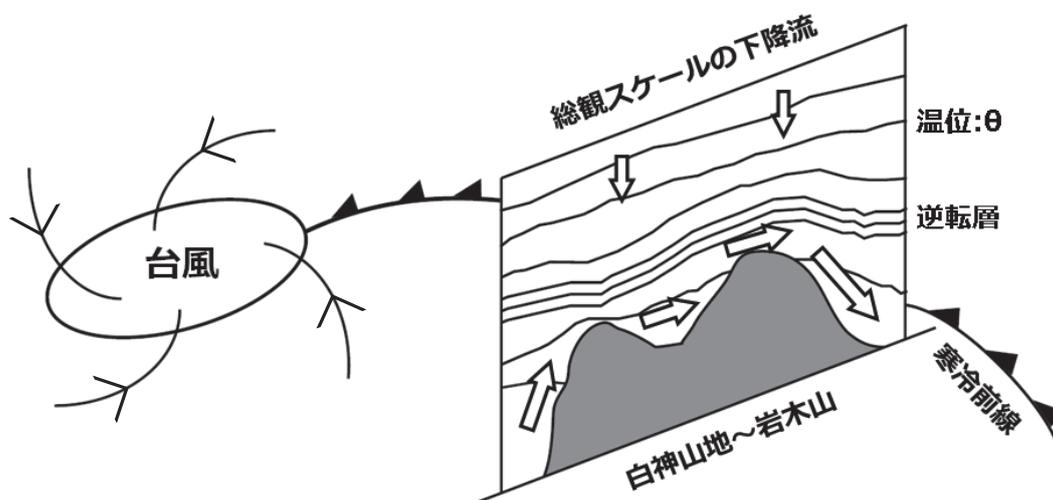
またもう一つの無次元量として、

$$\eta = \frac{h}{H} \quad (\text{A3})$$

がある。ここで h ($< H$) は山岳の高さである。二層流体中の運動は二つの無次元量でまとめられる。ここでは H が十分大きいとすると、 $Fr < 1$ のとき運動は安定 (亜臨界)、 $Fr > 1$ のときは不安定 (超臨界) となる。おろし風は超臨界の状態となると、はね水現象 (hydraulic jump) を引き起こしたりする。詳しくは齊藤 (1994) 等を参照してほしい。また大気など温位が連続的に変わる場合、フルード数に相当する量として、(2) 式のスコラー数がある。しかし、スコラー数は無次元量ではなく距離の逆数の次元量であることに気を付ける。この場合のおろし風やはね水現象の研究として、Scorer (1949), Durran (1986), Saito (1992, 1993, 1994), 齊藤 (1994) 等があり、またそれらをまとめた教科書として Houze (2014) 等がある。観測例としては、Lilly and Zipser (1972) があり、手頃な本としては吉野 (1965), 小倉 (1994), 浅井 (1996), 荒川 (2000) 等がある。

謝辞

本研究では、気象庁のJMA-NHMを用いて、初期値と境界値としてはJRA-55、台風トラックデータを利用して計算を行うことができた。また作図ソフトのmplotは加藤輝之氏 (気象庁数値予報課・気象研究所) に提供していただいた。一部の作図には、Generic Mapping Tools (GMT) を利用した。また本稿の執筆に関して、査読者には非常に有益なコメントをいただいた。深く感謝する。



第12図 T9119に伴う青森県南西部の山岳風下側に見られたおろし風概念図。

参考文献

- 荒川正一, 2000: 局地風のいろいろ. 成山堂書店, 149pp.
- 浅井富雄, 1996: ローカル気象学. 東京大学出版会, 233pp.
- Durran, D. R., 1986: Mountain waves. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, edited by P. S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 472-492.
- 筆保弘徳・塚本修, 2000: 台風9810号で観測された顕著な Pressure Dip. *天気*, **47**, 443-451.
- Fudeyasu, H., T. Kuwagata, Y. Ohashi, S. Suzuki, Y. Kiyahara, and Y. Hozumi, 2008: Numerical study of the local downslope wind "Hirodo-Kaze" in Japan, *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 27-39.
- 藤部文昭, 1992: 九州北部における台風9119中心域の地上風分布, *日本気象学会予稿集*, **62**, 233.
- 藤部文昭, 1993: 台風9119による東北地方の強風の特徴. 一洞爺丸・第2室戸台風との比較— *天気*, **40**, 403-412.
- 平成3年台風第19号災害記録誌編集委員会編, 1993: 台風第19号: その記録と教訓 平成3年9月28日, *青森県総務部消防防災課*, 459pp.
- Houze, R. A., Jr. 2014: *Cloud Dynamics (2nd Edition)*. Elsevier, 432pp.
- 梶川正弘, 薄木征三, 武藤哲男, 1995: 台風9119号による秋田県の強風域と森林被害との関係, *自然災害科学*, **13**, 249-254.
- 北畠尚子, 2013: 台風の温帯低気圧化. 台風研究の最前線 (上) —台風力学— *気象研究ノート*, 第226号, 第5章, 127-148.
- Lilly, D. K. and E. J. Zipser 1972: The Front Range windstorm of 11 January 1972 - a meteorological narrative, *Weatherwise*, **25**, 56-63.
- Long, R. R., 1953: Some aspects of the flow of stratified fluids. 1. A theoretical investigation. *Tellus*, **5**, 42-58.
- Long, R. R., 1954: Some aspects of the flow of stratified fluids. 2. Experiments with a two-fluid system. *Tellus*, **6**, 97-115.
- Mashiko, W., 2008: Formation mechanism of a low-level jet during the passage of Typhoon Ma-on (2004) over the southern Kanto district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 183-202.
- 中村みゆき, 上甲実, 塚本修, 金森恒雄, 東克彦, 川田一昭, 木邨弘, 亀井紀夫, 鎌田忠彦, 筆保弘徳, 2002: 那岐山頂における観測からみたおろし風 (広戸風) の発生条件. *天気*, **49**, 129-139.
- 小倉義光, 1994: お天気の世界 森北出版, 226pp.
- Saito, K., 1992: Shallow water flow having a lee hydraulic jump over a mountain range in a channel of variable width. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 775-782.
- Saito, K., 1993: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part2: Nonlinear aspect of the 3-D flow over a mountain range with a col. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 247-272.
- 斉藤和雄, 1994: 山越え気流について (おろし風を中心として). *天気*, **41**, 731-750.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan. Part3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 301-329.
- Scorer, R., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75**, 41-56.
- 柳野健, 1992: 台風9119号による昇温と数値実験, *日本気象学会予稿集*, **61**, 14.
- 吉野正敏, 1965: 小気候, 地人書館, 274pp.

Formation of intense winds on the leeward side of the mountains in the southwestern Aomori Prefecture accompanied with T9119

YOSHIZAKI Masanori* , TAKASAKI Yoshinori** , TANAKA Yousuke***

YANO Yudai** and NAKAGAWA Kiyotaka*

* Faculty of Geo-Environmental Science, Rissho University

** Graduate School of Geo-Environmental Science, Rissho University

*** Toshiba Digital Solutions Corporation

Abstract :

When T9119 (Typhoon 19, 1991) passed over the Sea of Japan at 28 September, intense winds over 30 m s^{-1} occurred on the leeward side of the mountains (Mt. Iwaki and Shirakami Mountains) in the southwestern Aomori Prefecture, and brought severe damages, such as falls of apples just before the harvest and so on. The present study aims at clarifying the formation process of the intense winds. The structure of T9119 changed into mid-latitude cyclone and the cold front aligning in the north-south direction passed over the Aomori Prefecture during the intense wind stage. The inversion layer where the gradient of potential temperature in the vertical direction changes drastically formed over the mountain areas in the southwestern Aomori Prefecture, and enhanced as well as descended with time. From the comparison of no topography case and three typhoon cases which passed similar courses to T9119, it is considered that the intense winds might be induced by enhancement and descent of the inversion layer on the leeward side of the mountains.

