

十勝平野における北西強風の発生機構に関する考察

力石 國男*・蓬田 安弘**

要旨

アメダスデータと高層気象観測データ(期間:1992~2001年)を解析して、北海道十勝平野の局地的強風である十勝風の特性と発生機構を考察した。十勝風の発生頻度は初冬の11・12月と初春の3・4月に最も高く、最大瞬間風速が15 m/sを超える日は月に5~7日である。総観場の気象条件を調べると、十勝風は北海道東方に低気圧があり札幌上空に強い北西風が吹き込むときに発生している。また札幌では09時段階で大気下層に混合層が発達している。

平均的な十勝風には正午過ぎに最も強く夜間に収まるという日変化が見られる。風は北西方向にある狩勝峠方面から吹き、08時頃から急激に十勝平野全域で強まる。また、風速は風下に向かって次第に増加している。一方、帯広では風が強い日ほど日照時間が長く、下層大気が不安定になっている。これらのことから、十勝平野では日中日射による対流が発生し、熱対流が上空の強風を下層に運ぶために地表で強い北西風が吹くと推測される。

1. はじめに

わが国では赤城おろし(群馬県)・清川だし(山形県)・広戸風(岡山県)をはじめ、各地に“だし”や“おろし”、“風”の名前のついた局地的強風が知られている(吉野, 1990; 荒川, 2001)。それらの多くは風害や農業災害の元凶としてマイナスのイメージを持っているが、清川だしや寿都だし風(北海道)のように風力発電に利用されている事例もある。局地的強風の発生機構を理解することは、防災対策のみならず、風資源の有効利用のためにも重要であるといえる。

局地的強風は、山脈風下の平野で観測されるおろし風(やまじ風, 広戸風, 六甲おろし, 砺波平野の井波風, 関東平野の空っ風, ロッキー山脈山麓のチヌークなど)と、峡谷から平野(あるいは盆地, 海)に吹き抜ける地峡風(清川だし, 寿都だし風, 肱川おろしな

ど)に大別することができる。本報の研究対象である十勝風は、北海道日高山脈の東側に広がる平野で観測される局地的強風であり(吉野, 1990; 荒川, 2001; 大川, 1992)、これまでおろし風(フェーン)であるとされてきた(荒川, 2001)。

おろし風は総観場の風が山脈を越えて吹き降りてくる風を指しており、風が暖かいか冷たいかによって、フェーン型とボラ型に分けられる(吉野, 1976)。また、やまじ風や広戸風、チヌークは夜間の発生頻度が高く、十勝風や空っ風は日中の発生頻度が高いという違いもある。さらに、おろし風の強風域が山麓の狭い範囲で観測される事例が報告されており(Saito and Ikawa, 1991; Lilly and Zipser, 1972; 中村ほか, 2002など)、斜面を下降した気流が地表面から跳ね上がるハイドロリック・ジャンプ現象(例えば小倉, 1991; 荒川, 2001)によると考えられている。おろし風やハイドロリック・ジャンプの力学機構については、いくつかの二次元数値シミュレーションによる研究が知られている(Ikawa and Nagasawa, 1989; Saito and Ikawa, 1991; Saito, 1994; Fujibe *et al.*, 1999)。とくにFujibe *et al.* (1999)はおろし風とそれに逆行する谷風との相互作用を調べ、総観場の風の強さに

* 弘前大学理工学部地球環境学科。

** 弘前大学理工学研究科(現所属:鉄道情報システム(株))。

—2003年9月5日受領—

—2006年7月31日受理—

よって強風域の位置がどのように変化するかを論じている。

一方、最近では強風の発生機構として別のメカニズムも提唱されている。近藤 (1983, 1987), 近藤・桑形 (1984) および Kondo and Kuwagata (1992) は、東北地方の山林火災の大規模な延焼を説明するために、日射による熱対流によって下層大気が上空の強風と混合し下層でも強風が吹くという、熱対流混合風の概念を提唱した。また、山岸・加藤 (1996 b) は宮城県以西の西風強風における熱対流混合風の役割について考察し、山岸 (2002) は空っ風の日変化特性から空っ風は熱対流混合風の特徴を持っていることを示唆した。さらに、蓬田・力石 (2004) は関東平野一円のアメダス観測データを解析し、空っ風の空間分布の日変化特性や、上空の強風との関係、風速と日照時間・大気安定度との関係などから、空っ風は冬型の気圧配置のもとで、日射による熱対流混合によって上空の強風が大気下層に運ばれるために発生すると結論している。

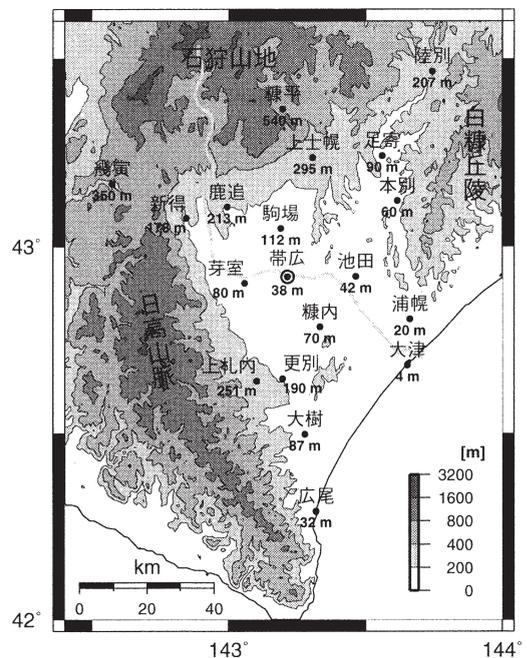
このような背景から、本研究では十勝風の発生機構を、最近の観測データに基づいて再検討する。十勝地方の北西強風についてはこれまでに多くの調査報告がある (足立, 1980; 小玉・田村, 1981; 鷹野ほか, 1994)。また、統計的手法による風の量的予測 (例えば鷹野・菅原, 1993; 千葉・藤本, 1997) や気象庁非静力学モデル (Non Hydrostatic Model) を用いた数値実験も試みられている (大山, 2002)。しかしこれまでに蓄積された十勝風の知識は断片的なものであり、まだ発生メカニズムについて概念的な理解が得られていない。そこで本報では、最近10年間の十勝地方のアメダス観測データと札幌における高層気象データを統計的に解析して、十勝風の面的な広がりや発生時の気象条件、発生時間帯などの特徴を明らかにして、十勝風の発生メカニズムを考察する。

2. 帯広の風速からみた十勝風の季節変化

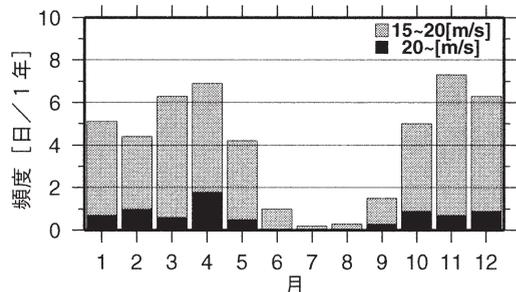
北海道東部の十勝平野はおおよそ60 km×60 kmの面積を持つ平野であり、その周囲には西に日高山脈 (~標高1700 m)、北に石狩山地 (~同2000 m)、東に白糠丘陵 (~同500 m) がそびえている (第1図)。平野の中央部に地域中心都市の帯広があり、南方は太平洋に面している。十勝平野では春や秋にしばしば狩勝峠 (日高山脈と石狩山地の鞍部) 方面から強い北西風が吹いてきて、農業災害をもたらすことが報告されている。

本報では十勝平野および周辺の気象庁アメダス観測データ (期間は1992~2001年の10年間、観測点の位置は第1図参照) を解析した。これらの観測点では毎時の気温・風向風速・降水量・日照時間が記録されている。またアメダスデータに加えて、帯広測候所の最大瞬間風速などの地上気象観測データ、ならびに札幌の高層気象観測データも利用した。

第2図は帯広で最大瞬間風速が15~20 m/s および20 m/s 以上となる日の年間日数 (10年間の平均値) を月別に示したものである。最大瞬間風速が15 m/s



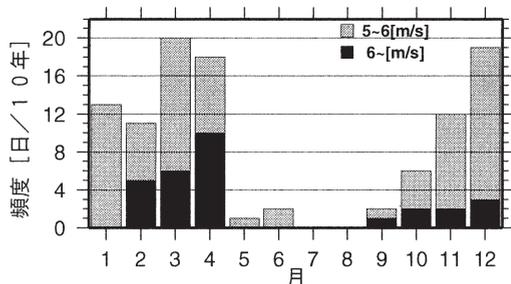
第1図 十勝平野周辺の地形と標高。アメダス観測点の位置を黒点 (帯広は二重丸) で示した。



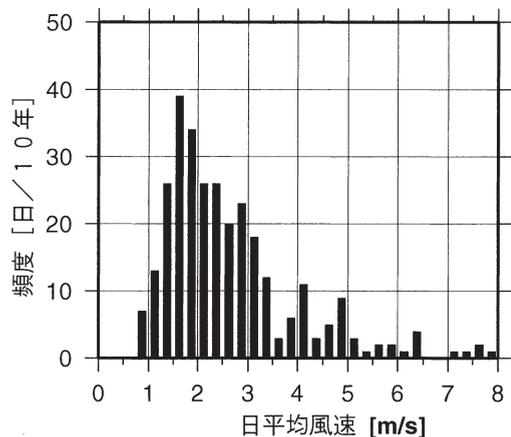
第2図 帯広の最大瞬間風速が15~20 m/s および20 m/s 以上の月別発生日数 (1992~2001年の平均値)。

を超える日数（両者の合計値）は10～5月の寒候期に多いが、厳寒期の1～2月はやや少ない。最も多いのは初冬（11・12月）と初春（3・4月）で、とくに11月と4月は1か月に7日、最大瞬間風速が15 m/sを超える日がある。対照的に、夏期（とくに7・8月）は強風の発生頻度が非常に少ない。

第3図は帯広の日平均風速（ベクトル平均風速の絶対値）が5～6 m/sの日数および6 m/s以上の日数（10年間の合計値）を月別に示したものである。（ベクトル平均の風向は示さなかったが、日平均風速が3.5 m/s以上では風向方位はほとんど西北西である。）日平均風速5 m/s以上の日数は3月、12月、4月の順に多いが（18～20日）、6 m/sを超える日数は4月が最も多い（10日）。しかし暖候期の5～9月は強風の日は非常に少ない。以下の解析では、季節変化の影響を除外するために、4月の観測データのみを取り扱



第3図 帯広の日平均風速（ベクトル平均の絶対値）が5～6 m/sおよび6 m/s以上の月別発生日数（1992～2001年の合計値）。



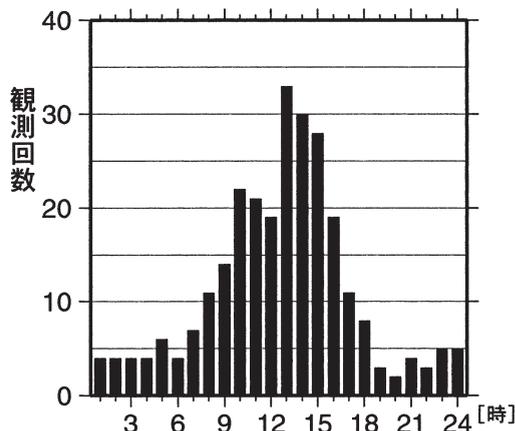
第4図 帯広の日平均風速（ベクトル平均の絶対値）の風速別発生頻度（1992～2001年の4月の合計値）。

う。

第4図に4月（1992～2001年の合計299日）の日平均風速の頻度分布を示した。全体としてレーリー分布曲線によくのっている（平均風速は2.6 m/s）。解析期間中で日平均風速が5 m/sを超えた日数が18日、4 m/sを超えた日数が46日、3.5 m/sを超えた日数が55日（5.5日/年）であった。第2図で4月の最大瞬間風速が15 m/s以上の日数が7日/年であったので、日平均風速が3.5 m/sを超えるとその日の最大瞬間風速が15 m/s以上になると期待される。最大瞬間風速が日平均風速の約4倍にも達するのは、次節でみるように、風は昼間は強いが夜間は弱まるので日平均風速が小さくなるためである。十勝風は十勝平野の強風を指す言葉であるが、本報では便宜上日平均風速が5 m/sを超えた日（合計18日）を強い十勝風が吹いた日、3～5 m/sの日（合計67日）を弱い十勝風が吹いた日、0～3 m/sの日（合計214日）を十勝風が吹かなかった日と定義する。

3. 十勝風の日変化

第5図は帯広におけるアメダスの毎時風速のうち、風速8 m/s以上のデータ数を時刻別に示したものである。強風の発生回数（合計271回）には明瞭な日変化があり、昼間に多く夜間に少ない。昼間（09～18時）の発生回数は全体の69%（186回）を占め、とくに正午過ぎの13～15時だけで34%（91回）になる。前線通過など、メソスケール現象に伴う強風は通過時刻がランダムであるので、日中を好んで発生する十勝風

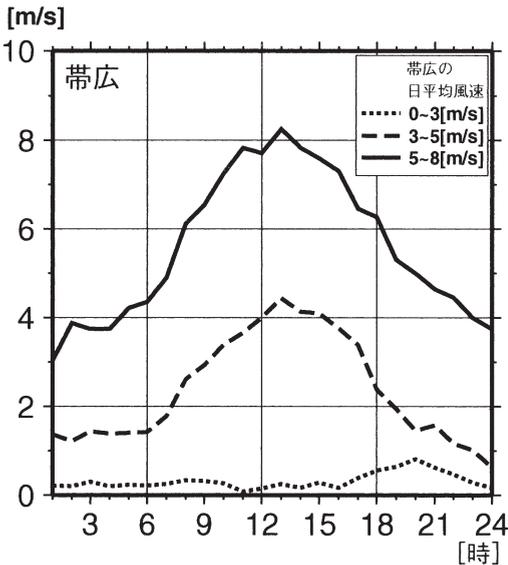


第5図 帯広における8 m/s以上の風速の時刻別発生頻度（1992～2001年4月の合計値）。

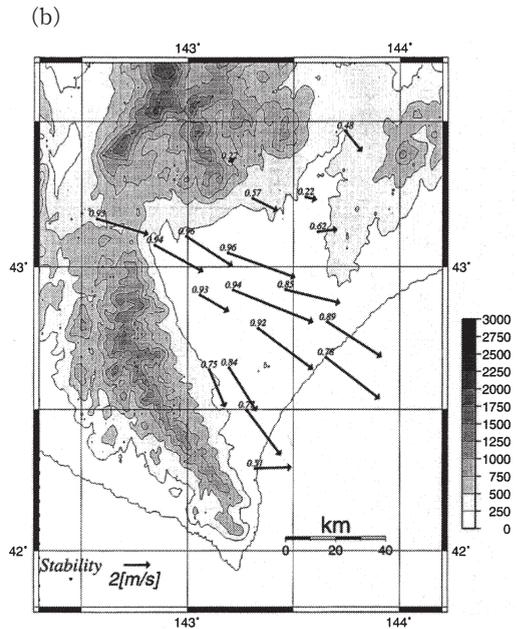
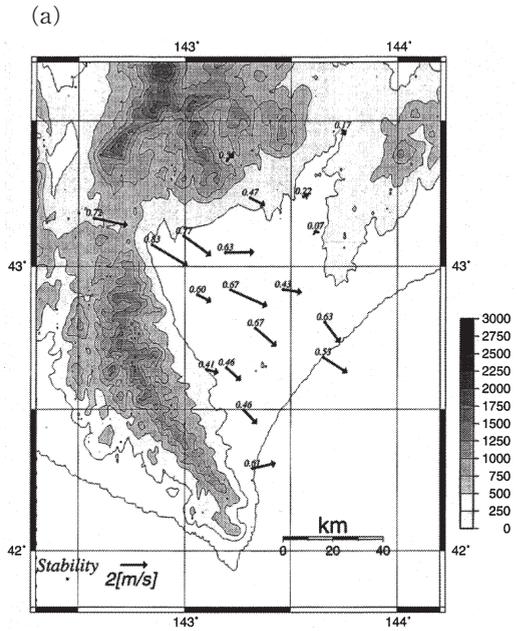
とは性質が異なると考えられる。最大瞬間風速や日最大風速を用いて十勝風を定義すると、メソスケール現象に伴う短時間の強風が混入するので、本報では日平均風速を用いて十勝風を定義した。

第6図は帯広の日平均風速を3段階に分けて風速強度別にベクトル平均した風速(絶対値)の日変化を示している。十勝風が吹かない日(点線)は終日風が弱い。しかし弱い十勝風の日(破線)には日中(08~18時)のみ2~4 m/sの弱風がみられる。一方、強い十勝風が吹いた日(実線)には、深夜~早朝でも4 m/s前後の風速があり、これが日の出(06時, 第8図参照)以降急激に増加し、正午過ぎの13時には最大値約8 m/sに達する。そして、夕方から夜間にかけて4 m/sまで減少するという日変化を示す。(これらのベクトル平均の風向は1日中ほぼ300°の方位である。)すなわち、十勝風は基本的に昼間に発達するが、早朝からすでに普段より強い風が吹いていることが分かる。

十勝風の面的な広がりを把握するために、第7図に01時・09時・13時の十勝平野周辺のベクトル平均風速分布を示した。01時(第7図a)には幾寅から大津を結ぶ線上に2~4 m/sの弱い北西風が吹いている。風ベクトルの風向安定度も0.4~0.7であまり高くない。



第6図 帯広の風速の日変化。実線は日平均風速(ベクトル平均の絶対値)が5~8 m/sの場合(合計18日)、破線は3~5 m/sの場合(合計67日)、点線は0~3 m/sの場合(合計214日)の平均値。



第7図 十勝平野の風速分布の日変化。帯広の日平均風速(ベクトル平均の絶対値)が5~8 m/sの場合(合計18日)の平均値。a) 01時, b) 09時, c) 13時の風速分布(次頁に掲載)。風速ベクトル近傍の数値は風向の安定度(=風速のベクトル平均の絶対値÷風速のスカラー平均値)を示す。

しかし09時(第7図b)には十勝平野の中央部および日高山脈の東側山麓で風速が5~6 m/sに強まり(帯広では6.5 m/s), 風向安定度も0.75以上に増している。風速は13時にさらに強まり(第7図c), 幾寅一帯広一大津に沿って風速約8 m/s, 風向の安定度0.90以上の高い値を示す。十勝風は風速が強いだけでなく, 風向も極めて安定していることがわかる。また日高山脈の東側山麓では等高線に沿って約6 m/sの北北西風が吹き, 北東部の石狩山地山麓(足寄周辺)では4 m/sを越える北西風が吹いている。すなわち, 十勝平野では扇状に広がるように全域で強い風が吹いている。

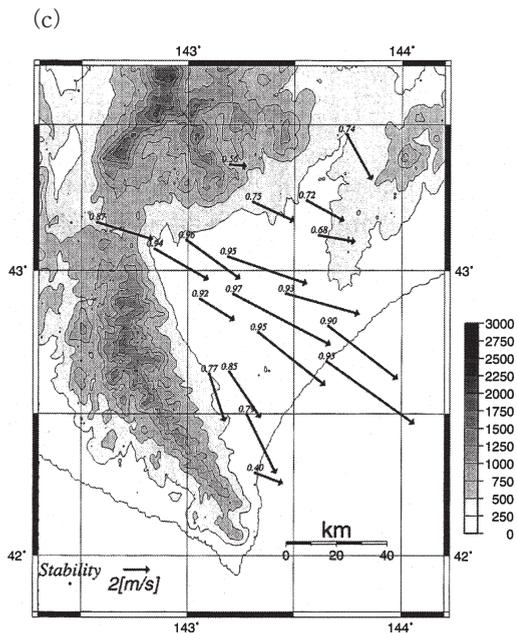
このとき, 狩勝峠の風速は約4 m/sで弱く, 日高山脈を越えて十勝平野南部に吹き込む風(おろし風)は認められない。今, 幾寅一大津を結ぶ線に沿って考えると, 風下方向に風速が次第に増加し, かつ, 北東側では北東方向成分が, 南西側では南西方向成分が次第に増加している。つまり, 十勝風は発散しているといえる。

十勝風が昼間に発達する気象学的な要因として日射の作用が考えられる。第8図に帯広と幾寅の1時間当たり日照時間の日変化を風速強度別に示した。十勝風の吹かない日(点線)は日中でも日照時間が非常に短

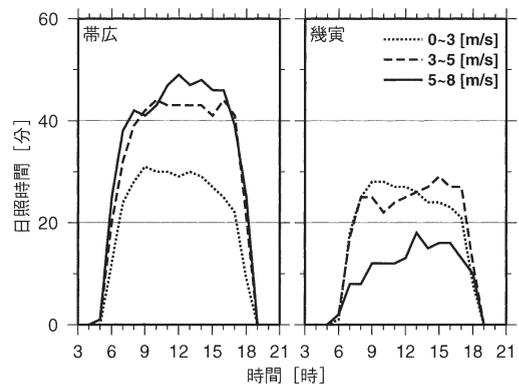
い(30分以下)。しかし, 弱い十勝風が吹く日(破線)や強い十勝風が吹く日(実線)には, 日中の日照時間が40分以上(強い十勝風の日には11~16時で45分以上)に増加する。一方, 狩勝峠にある幾寅では常に日照時間が短い傾向がある。とくに強い十勝風の日には帯広とは逆に日照時間が最小(15分程度)となる。このことは, 十勝風の吹く日には狩勝峠で曇りや雨の天気が多いことを意味している。言い換えれば, 帯広で北西の強い風が吹くとき, 山岳部では雲がかかり, 十勝平野では晴天である。

次に, 第9図に帯広および幾寅の気温の日変化を01時の気温からの偏差として示した。十勝風が吹かない日には, 帯広も幾寅も日照時間が30分以下であるのに(第8図参照), 14時の気温は両地点とも約8°C上昇している。しかし強い十勝風の日には, 帯広では日照時間が40分以上あるのに(第8図参照), 日中の気温上昇は約4°Cにすぎない。そして24時には気温が01時より2.4°C低下している。幾寅ではこの傾向がさらに強まり, 日中の気温上昇がわずか1°Cで, 24時の気温は01時より4°Cも低下している。これらの事実は, 強い十勝風が吹く日には十勝平野周辺に寒気が流れ込んでいることを意味している。荒川(2001)はフェーンとしての十勝風の事例を紹介しているが, 平均的な十勝風の場合は日中の気温があまり上がらないので, フェーンとみなすことには無理があると思われる。

一方, 十勝風が吹く日に見られる強い日射は, 下層大気を不安定にして熱対流を引き起こすことが予想される。大気の安定度は気温の鉛直勾配から知ることが

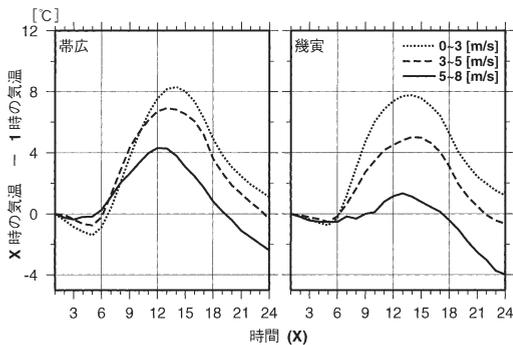


第7図 c) 13時の風速分布。a), b)は前頁に掲載。

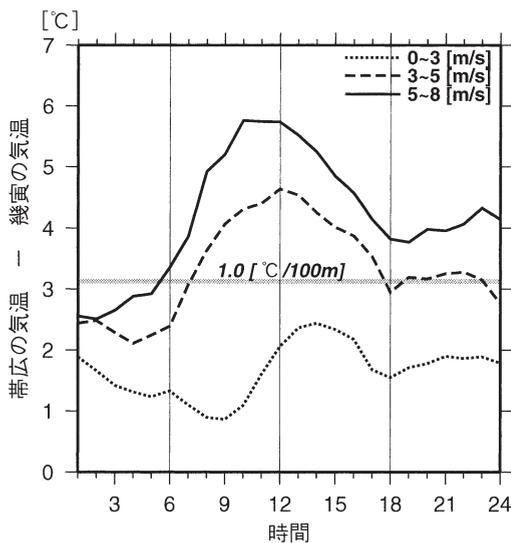


第8図 帯広および幾寅の1時間当たり日照時間の日変化。実線, 破線, 点線はそれぞれ帯広の日平均風速(ベクトル平均の絶対値)が5~8 m/sの場合, 3~5 m/s, 0~3 m/sの場合の平均値。

できるが、帯広では高層気象観測がなされていないので、本報では帯広上空の気温の代わりに標高の高い幾寅の気温を代用する。第10図に帯広と幾寅（標高差312 m）の気温差の日変化を帯広の風速強度別に示した。ここで、幾寅の気温は帯広の312 m 上空の気温と異なるので、気温差の絶対値は信頼性がなく、気温差の変化傾向のみが意味を持っている。十勝風の吹かない日には気温差は約2°C以下であり、大気は安定に成層している。しかし強い十勝風の日には、幾寅は日中



第9図 帯広および幾寅の気温の日変化。01時の気温からの偏差で示してある。実線、破線、点線はそれぞれ帯広の日平均風速（ベクトル平均の絶対値）が5~8 m/s, 3~5 m/s, 0~3 m/s の場合の平均値。



第10図 帯広と幾寅の気温差の日変化。実線、破線、点線はそれぞれ帯広の日平均風速（ベクトル平均の絶対値）が5~8 m/s, 3~5 m/s, 0~3 m/s の場合の平均値。

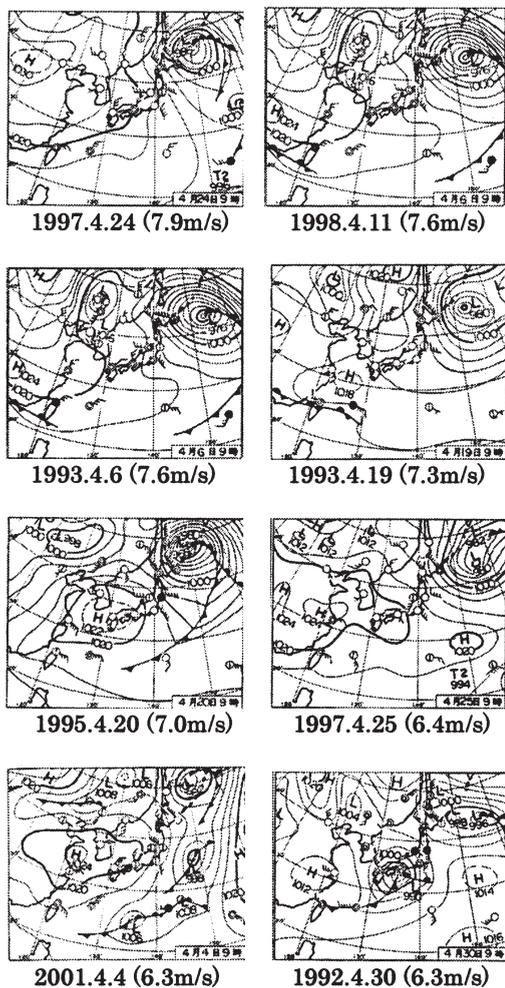
帯広より5°C以上も気温が低くなり、大気は不安定になっている。したがって、十勝風が吹く日には十勝平野で08~15時頃に対流が発生していることが示唆される。（帯広と幾寅の気温差が乾燥断熱減率を越えるのは、幾寅では日照時間短いため日中の気温上昇が抑えられ、気温が帯広上空312 m の気温より低くなっているためであると考えられる。）

4. 十勝風と総観場の気象との関係

以上の解析結果から、十勝風では日射による熱対流が重要な役割を演じていることが推察される。しかし十勝風は晴天日なら必ず発生するわけではなく、寒候期に月に数回発生するのみである。したがって、十勝風発現の直接の原因は総観場の気象条件にあると考えられる。そこで、強い十勝風が吹いた18日間の地上天気図（09時）のうち、帯広の日平均風速が大きい順に上位8事例を第11図に示した。いずれも北海道東方に発達した低気圧があり、北海道では低気圧後面の強い北西風が吹いている。（強い十勝風が吹いた18事例のうち最下位2例を除いて同様な気圧配置であった。）この時期（4月）の低気圧は移動性低気圧であるので、十勝風は基本的には移動性低気圧の気圧配置のときに発現すると考えられる。しかし冬型のときも似たような気圧配置になり、北海道に強い北西季節風が吹くので、十勝風は冬型の気圧配置下でも吹くと思われる。吉野・甲斐（1977）によれば、わが国では冬型の気圧配置は冬期に多く、移動性低気圧の発現頻度は春期と秋期に多い。十勝風は厳寒期ではなく初冬と初春で発生頻度が最大になるが（第2~3図）、それはこのような移動性低気圧や冬型気圧配置の月別発生頻度を反映していると思われる。

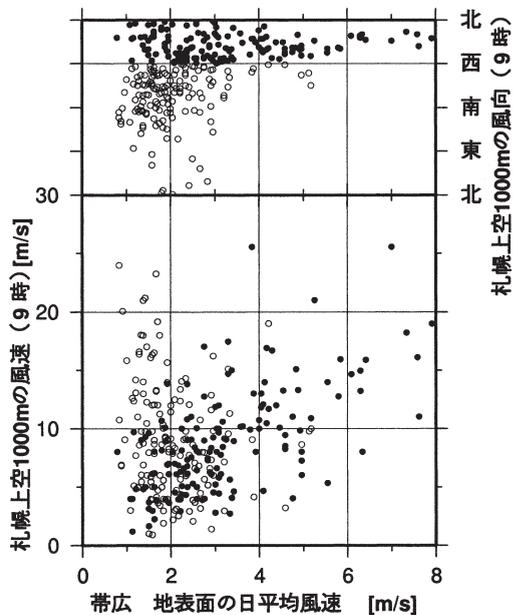
次に、帯広の西北西の方向約150 km に位置する札幌の高層気象データと十勝風との関係を調べた。第12図は帯広の日平均風速と札幌上空1000 m の09時の風速（瞬時値）の関係を、帯広の風向が西~北の場合とそれ以外の場合に分けて示したものである。帯広の日平均風速が3 m/s 以下の日には札幌上空の風向はばらばらであるが、3 m/s を超えると北西方向に定まる。また風向を西~北方向に限定すると、ばらつきはあるものの、帯広と地上風と札幌上空の風に比例関係が認められる。すなわち、十勝風が吹く日には札幌上空でも強い風が吹いていることがわかる。

第13図は、帯広の24時間のベクトル平均の風向が西~北であった日（合計120日）について、ベクトル平



第11図 強い十勝風が吹いた日の09時の気圧配置。天気図は「気象」(日本気象協会発行)による。帯広での日平均風速が強かった上位8位のみを示した。天気図の下の数字は年月日および帯広の日平均風速(括弧内)。

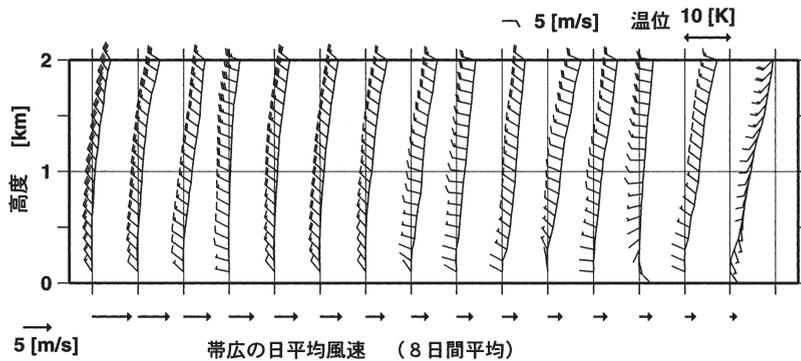
均の風速が大きい順に8事例ずつとり、札幌上空の09時の温位・風向風速の鉛直分布の平均値を示したものである。例えば左から1番目の鉛直分布は帯広の日平均風速が1~8番目に強い日の、札幌上空の平均風速と平均温位(地上100mの温位を基準にした値)の鉛直分布である。これから、帯広の日平均風速が強いほど札幌上空の風速も強いことが明らかである。また、帯広の日平均風速が強い場合は札幌の09時の温位分布が800m付近まで(3番目は400m付近まで)垂直に立っており、対流が発生していることがわかる。09時



第12図 帯広の日平均風速(ベクトル平均の絶対値)と札幌の1000m高度の風速および風向との関係。●印は帯広の風向が北~西の場合、○印はそれ以外の風向の場合。

にはまだ日射による対流活動が発達していないと思われるので、この対流は上空への寒気の流入による対流であると考えられる。つまり、十勝風の吹く日には、平均的にみて放射冷却による大気安定層が形成されていないと推定される。下層大気が成層していると、日射による対流がそれをつき破るのにより多くのエネルギーを要するので、早朝に成層していない方が日射による日中の熱対流を容易にする。総観規模では札幌と帯広の気象条件に大きな違いがないと考えられるので、札幌における09時段階の混合層の形成は、帯広の日中の対流を誘発しやすいと考えることができる。

以上の結果をまとめると、十勝風は北海道東方海上に低気圧があって北海道に北西風が吹き込むときに発生している。このとき札幌では09時段階で上空の風が強く、地表付近では混合層が発達している。この対流は、日射による地表面加熱ではなく、上空への寒気の流入によって発生していると考えられる。寒気の流入は総観規模現象であり、帯広でも札幌と同様に早朝でも混合層が発達していると推察される。このため、日射による地表面加熱が日中の対流活動を活発にし、熱対流が上空の強い風を地表付近まで運ぶために十勝風



第13図 帯広の年平均風速（下段にベクトル表示）と札幌上空の温位および風向風速の関係、帯広の風速が強い順に8日間ずつ平均した値を示す。

が発生していることが考えられる。十勝風の強さは上空の風の強さに比例し、また対流活動が最も強まる時間帯（正午過ぎ）に最大となる。

5. まとめと考察

5.1 熱対流混合風としての十勝風

本報では北海道十勝平野周辺のアメダスデータと札幌の高層気象観測データを統計的に解析して、十勝平野の強風の発生状況を調べた。十勝風は10～5月の寒候期に発生するが、発生頻度は初冬（11・12月）と初春（3・4月）に最も高く、月に5～7日間程度になる。総観規模の気象条件との関係を見ると、十勝風が発生するとき北海道東方海上に低気圧があって、北海道に強い北西風が吹き込んでいる。また風上の札幌では上空で強い風が吹いており、札幌の風が強い日ほど帯広の風も強い（第12～13図）。

十勝風の大きな特徴は昼間に強まり夜間に弱まるという日変化である。風は日射の強い昼間に強く日射のない夜間に弱いことから、十勝風と日射の因果関係が予想される。実際、帯広の日照時間が長い日ほど帯広の風が強い傾向がある（第8図）。一般に、日射が強いときは大気下層が熱的に不安定になり対流が生じる。大気の安定度の指標となる帯広と幾寅（高度差312 m）の気温差をみると（第10図）、帯広の風が強い日ほど大気が不安定である。すなわち、十勝風が吹く日は十勝平野で活発な対流活動が発生している。

一方、十勝平野の風は09時頃から十勝平野全域で一斉に強まり、13時には北西強風の地域は扇形状に広まっている（第7図c）。幾寅—大津を結ぶ線に沿って考えると、風は風下方向にも北東—南西方向にも分散している。このような状況は、以下に示すように、

日射による熱対流が上空の強い風を地表まで運ぶことによって発生していることが説明できる。日射によって生じる熱対流が上層の強い風と下層の弱い風を混合することは、すでに近藤（1983, 1987）、近藤・桑形（1984）およびKondo and Kuwagata（1992）が東北地方の山林火災の延焼メカニズムとして提唱している。十勝風と近藤らの熱対

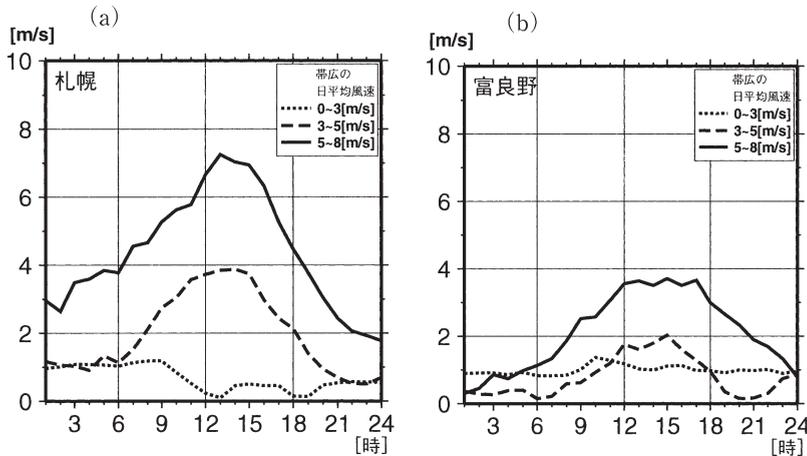
流混合風との違いは、十勝風では放射冷却による成層がなく09時段階ですでに地表付近に混合層が発達していたことと、混合風の吹き出しが気温の上昇を伴っていないことである。

十勝平野における熱対流混合風の強さは、上空の風の強さならびにそれを引き降ろす熱対流の強さに比例する。したがって、上空の風が強くても対流が発生しない場合や、対流が発生しても上空の風が弱い場合は、熱対流混合風は発達しない。

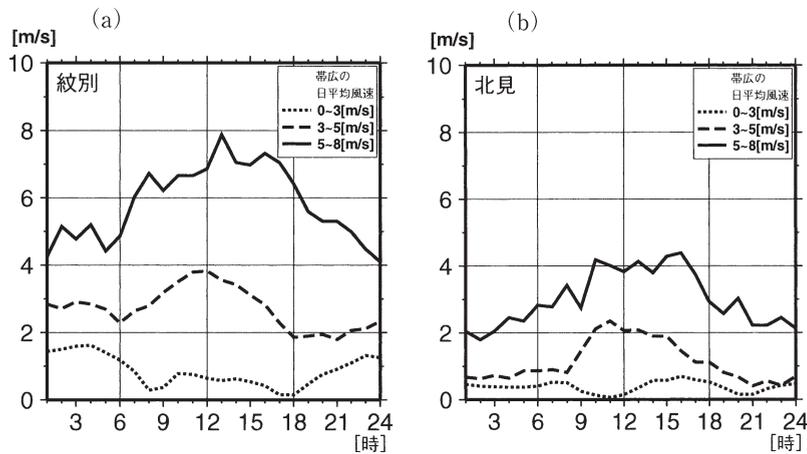
5.2 十勝平野以外の風速状況

十勝風が吹くとき、北海道東方に低気圧があって、北海道には低気圧後面の強い北西風が吹き込んでいる。このような気象条件は北海道全域で同じであるので、十勝平野だけでなく北海道の広い範囲で強風が吹いている可能性がある。そこで稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、富良野、紋別、網走、北見について、帯広で強い十勝風が吹いた日、弱い十勝風が吹いた日、十勝風が吹かなかった日に分けて風の日変化を調べた。第14図a, bは十勝平野の風上にある札幌と富良野の風の日変化を示している。強い十勝風の日には石狩平野内の札幌、岩見沢（図略）で早朝からやや風が強くなり、昼過ぎに6～7 m/sの強い風が吹いている。第15図a, bはオホーツク海沿岸の紋別と北見の風の日変化を示している。西側に平野が広がる紋別と網走（図略）では強い風（7～8 m/s）が吹いているが、内陸に入った北見では風速は最大でも4 m/s程度である。

このように、強い十勝風の吹く日には北海道の広い範囲で強い風が吹き、いずれも昼間に風速が大きく夜間に小さいという日変化を示す。平野にある観測点の正午過ぎの風速を比較すると、広い平野内にある札幌



第14図 札幌 (a) と富良野 (b) の風速の日変化。実線、破線、点線はそれぞれ帯広の日平均風速 (ベクトル平均の絶対値) が5~8 m/s, 3~5 m/s, 0~3 m/s の場合の平均値。



第15図 紋別 (a), 北見 (b) の風速の日変化。実線、破線、点線はそれぞれ帯広の日平均風速 (ベクトル平均の絶対値) が5~8 m/s, 3~5 m/s, 0~3 m/s の場合の平均値。

幌, 岩見沢, 帯広, 紋別, 網走では風速が大きく, 盆地内にある旭川, 富良野や山岳に近い北見では風速 4 m/s 以下と小さい。このことから, 広い平野では対流混合による強風の鉛直輸送が長時間作用するため, 風速を強めていることが示唆される。

風の強さと山岳との関係を見ると, 山岳の風下にある帯広, 紋別, 網走では日中の風が非常に強いが (7~8 m/s), 風上に山岳のない稚内 (図略), 留萌 (図略), 札幌, 岩見沢 (図略) でも, 正午過ぎの風が 6~7 m/s に達する。このことから, 山岳は風速を増加させる効果や, 山越え気流による晴天効果は持つて

いるが, 平野部に強風を吹かせるための必要条件ではないことが分かる。言い換えると, 十勝風の発生には日高山脈や石狩山地は副次的な効果しか持っていないといえる。

5.3 地峡風およびおろし風との比較

本報の解析結果によれば, 十勝風は十勝平野の広い範囲で同時に発生し, 平野全体に扇形状に広まりながら発達している。これに対し, 清川だし・肱川あらし・まつぼり風などのように, 山岳の力学効果で引き起こされる地峡風においては, 谷筋の延長線沿いの狭い範囲で強風が観測され, やがて次第に減速する (山岸, 2002; 山岸・加藤, 1996 a)。また, 上述の地峡風はいずれも夜間に多く発生しているのに, 十勝風はほとんど昼間に発生している。これらの事実は, 十勝風が上記の地峡風とは性格が異なることを意味している。

また, ハイドロリック・ジャンプ現象を伴うおろし風の場合には, 強風域は山麓から10~20 km 程度の範囲に限定され, それより風下では逆風領域が期待される (例えば Lilly and Zipser, 1972; Saito and Ikawa, 1991; 中村ほか, 2002)。

しかし, 十勝風の風域は数十 km 先まで広がっており, ハイドロリック・ジャンプの特徴を示していない。したがって, 十勝風の構造はハイドロリック・ジャンプを伴うおろし風と異なっているといえる。

5.4 関東平野の空っ風との比較

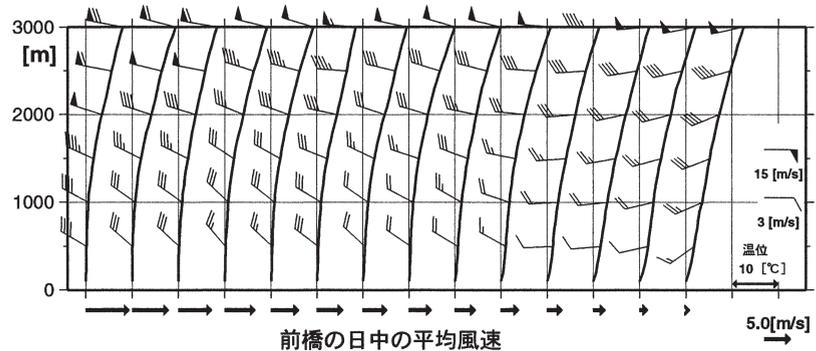
最後に, 関東平野の「空っ風」の発生機構と比較して, 本稿の考察の妥当性を吟味したい。蓬田・力石 (2004) によれば, 空っ風は発達した低気圧が関東平

野東方にある時に吹く。発生時期は十勝風と同様に寒候期(12~4月)であるが、最も発生頻度が高いのは2~3月である。また空っ風の場合にも01時の気温より24時の気温が約2°C低いことから、寒気が流入していることがわかる。第16図は、前橋の日中11~15時の平均風速が大きい順に、輪島上空の09時の温位と風向風速の鉛直分布(それぞれの鉛直分布は、風速が大きい順に51日間ずつの平均値を示す。温位分布は地表の温位を基準にした相対値を示したものである。これによる

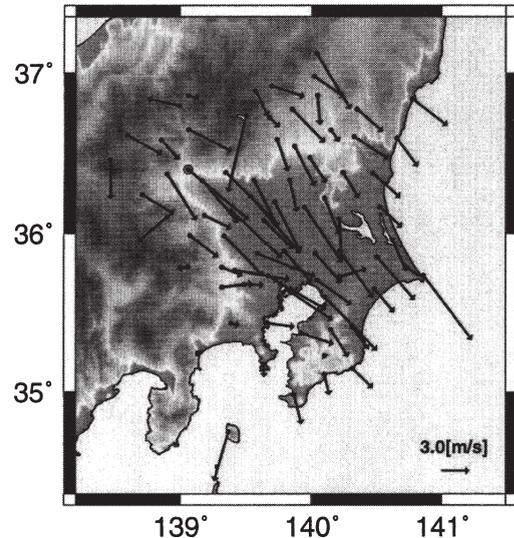
と、前橋の風が強いほど輪島上空の風が強い。また平均風速の上位5位までは、地表600~800m付近まで温位が直立しており、大気下層で対流混合が発達していることがわかる。これは帯広の風速と札幌上空の温位・風速の関係と全く同様である。

風の日変化については、空っ風も日射が強まる日中に発達し、日射のない夜間に収まる。風は09時頃から関東平野の広い範囲で一斉に強まり、14時頃に最大になって、18時過ぎに衰退する。前橋と草津(標高差1111m)の気温差から、風が強い日・時間帯ほど大気が不安定になっていることが分かる。第17図は、1992~2001年の12~3月の期間で、前橋の日最大風速が10~14m/sであった日(合計39日)の14時の関東平野周辺の風速分布を示したものである。空っ風は都市の地表摩擦による減速作用を受けながら、前橋の南東約150kmまで吹き渡っており、地峡風やおろし風とは考えにくい。地表摩擦は見かけ上の収束場を作るため、空っ風には十勝風のように明白な発散場は見られない。しかし、空っ風が摩擦による減衰を補って長距離吹き渡るのは、常にエネルギーが注入されているからであると考えられる。エネルギー源として上空の強い風以外は考えにくいので、日中の日射による熱対流が上空の強風を下層に運んでいると考ええると、うまく説明することができる。実際、日照時間が長い日・時間帯ほど前橋の風が強いことは、この仮説を裏付けるものである。

以上、空っ風も十勝風と同様な気象条件下で発生し、同じような日変化特性を持っている。(唯一の違いは、発生頻度が十勝風は11・12月及び3・4月に高



第16図 前橋の日中の平均風速の大きさと輪島上空の09時の温位・風向風速の鉛直分布。前橋の平均風速は風向が西~北であるときの11~15時の平均値で、それぞれの鉛直分布は、風速が大きい順に51日間ずつの平均値を示す。温位分布は地表の温位を基準にした相対値を示す。データ期間は1992~2001年の12~3月。



第17図 前橋の日最大風速が10~14m/sの場合(合計39日間)の関東平野周辺の風速分布(14時)。データ期間は1992~2001年の12~3月。

い)の対し、空っ風は2・3月に高いことである。)このことは、十勝風と空っ風は気象学的に全く同じメカニズムで発生していること、すなわち、いずれも熱対流混合風であることを示唆している。

謝辞

本稿の初稿をまとめるにあたり近藤純正東北大学名誉教授から貴重なご助言を受けました。原稿の改訂に際しては担当編集委員ならびに2人のレビューアーか

ら非常に有益なコメントを頂きました。また十勝風の調査研究についての文献調査では新千歳航空測候所の前田秀樹氏にお世話になりました。これらの方々から心からの謝意を表します。

参 考 文 献

- 足立正昭, 1980: 十勝地方の風の特性について, 札幌管区研究会誌, 611-612.
- 荒川正一, 2001: 局地風のいろいろ, 成山堂書店, 149 pp.
- 千葉達雄, 藤本崇志, 1997: 十勝地方の風の量的予報について (第3報), 札幌管区研究会誌, 50-51.
- Fujibe, F., K. Saito, D. S. Wratt and S. G. Bradley, 1999: A numerical study on the diurnal variation of low-level wind in the lee of a two-dimensional mountain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 827-843.
- Ikawa, M. and Y. Nagasawa, 1989: A numerical study of a dynamically induced foehn observed in the Abashiri-Ohmu area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 429-458.
- 小玉英司, 田村憲次, 1981: 十勝の北西風について, 札幌管区研究会誌, 73-74.
- 近藤純正, 1983: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風 (1), *天気*, **30**, 545-552.
- 近藤純正, 1987: 身近な気象の科学 (第6章大規模林野火災と異常強風), 東京大学出版会, 189pp.
- 近藤純正, 桑形恒男, 1984: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風 (2), *天気*, **31**, 37-44, 52.
- Kondo, J. and T. Kuwagata, 1992: Enhancement of forest fires over northeastern Japan due to atypical strong dry wind, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 386-396.
- Lilly, D. K and E. J. Zisper, 1972: The Front Range windstorm of 11 January 1972-A meteorological narrative, *Weatherwise*, **25**, 56-63.
- 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, 亀井紀男, 鎌田忠彦, 筆保弘徳, 2002: 那岐山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, 1991: おろし風, *気象*, **35**, 11798-11801.
- 大川 隆, 1992: 北海道の動気候, 北海道大学図書刊行会, 246pp.
- 大山哲男, 2002: 十勝川沿いに吹く強風について (NHM を用いた数値実験), 札幌管区研究会誌, 34-35.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 301-329.
- Saito, K. and M. Ikawa, 1991: A numerical study of the local downslope wind "Yamaji-kaze" in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 31-56.
- 鷹野弘文, 菅原 博, 1993: 帯広の風の量的予想, 札幌管区研究会誌, 37-38.
- 鷹野弘文, 菅原 博, 田中文夫, 1994: 十勝の強風について, 札幌管区研究会誌, 33-34.
- 塚本 修, 中村みゆき, 上甲 実, 白鳥 勇, 森藤香, 2002: 「広戸風」と「やまじ風」, 第17回風工学シンポジウム論文集, 47-52.
- 山岸米二郎, 2002: 気象予報のための風の基礎知識, オーム社, 189pp.
- 山岸米二郎, 加藤 廣, 1996 a: 山形県北部の局地強風の発現機構の考察, *研究時報*, **48**, 3-14.
- 山岸米二郎, 加藤 廣, 1996 b: 宮城県の強風の統計的, 総観的特徴と発現機構の考察, *研究時報*, **48**, 15-32.
- 蓬田安弘, 力石國男, 2004: 関東平野の局地風「空っ風」の日変化特性と熱対流混合の役割, 第18回風工学シンポジウム論文集, 23-28.
- 吉野正敏, 1976: フェーンとボラとおろし, *科学*, **46**, 500-506.
- 吉野正敏, 1990: 風の世界, 東京大学出版会, 224pp.
- 吉野正敏, 甲斐啓子, 1977: 日本の季節区分と各季節の特徴, *地理学評論*, **50**, 635-651.

On the Generation of the Strong Northwesterly Winds in the Tokachi Plain

Kunio RIKIISHI* and Yasuhiro YOMOGITA**

* *Department of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University,
3 Bunkyo-cho, Hirosaki, 036-8561, Japan.*

** *Department of Earth and Environmental Sciences, Hirosaki University
(Present affiliation : Railway Information Systems Co. Ltd, 2-2-2, Yoyogi,
Shibuya-ku, Tokyo, 151-8578, Japan).*

(Received 5 September 2003 ; Accepted 31 July 2006)

Abstract

Characteristics of strong northwesterly winds in the Tokachi Plain, Tokachi winds, are investigated by analyzing hourly meteorological observations at AMeDAS stations and upper air observations at Sapporo for the years 1992–2001. It is shown that the Tokachi winds are most frequently observed during the early winter (November–December) and the early spring (March and April) when strong northwesterly winds blow above Sapporo under synoptic meteorological conditions of a strong low pressure to the east of Hokkaido. At the same time, strong upper air winds blow over Sapporo being associated with a convective surface layer even in the early morning.

The Tokachi winds are found to show a clear diurnal variation with strong wind speeds in the early afternoon and weak speeds in the mid-night. In general, the northwesterly winds begin to blow from the Karikachi Pass to the Pacific in the early morning, and then the wind speed increases with time as they spread over the Tokachi Plain. On the other hand, higher wind speeds in the Tokachi Plain are accompanied with longer sunshine durations, implying that the air is unstable to cause vertical convection. Consequently, we may conclude that the Tokachi winds are caused by the transport of strong upper winds to the surface layer through the thermal convection over the Tokachi Plain during the daytime.