

(ニューサンシャイン計画)

平成10年度 新エネルギー・産業技術総合開発機構委託業務成果報告書

『大型風力発電システム開発』

大型風力発電システムの開発

「風力発電新技術開発可能性調査
(局所風況予測手法に関する調査)」

平成 11 年 3 月

千代田デイムス・アンド・ムーア株式会社

NEDO 図書・資料室



010014486-4

大型風力発電システム開発 局所風況予測手法に関する調査

調査委託等先名 千代田デイムス・アンド・ムーア株式会社
報告書作成年月 平成11年 3 月 頁数168 頁(本文)

調査目的

本調査は、平成9年度に行った風況予測モデルの概念設計を、本設計に準ずるものにするため、主として概念設計の内容の具体化を図ることを目的として行った。

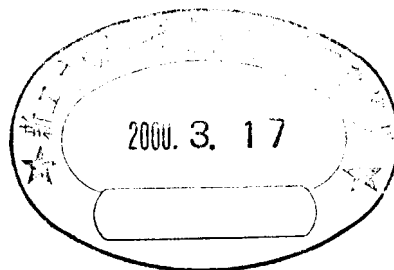
(ニューサンシャイン計画)

平成10年度 新エネルギー・産業技術総合開発機構委託業務成果報告書

『大型風力発電システム開発』

大型風力発電システムの開発

「風力発電新技術開発可能性調査
(局所風況予測手法に関する調査)」



平成 11 年 3 月

千代田デイムス・アンド・ムーア株式会社

まえがき

風力発電の導入には、風車立地候補地点における風況調査が必要となるが、地点の選定には局所風況予測モデルは有効なツールとなる。

本年度の調査研究は、昨年度に引き続いて局所風況予測手法に関する可能性を調査したものである。ここでは、我が国における風況特性として、文献・既往調査に基づき風速と地形との関係、また、我が国における風況の乱れ特性を欧米のそれと比較において取りまとめた。さらに、既存の風況予測モデルについて概観するとともに、局所風況予測モデルの予備的検討として、局所風況予測モデル開発のための基本方針、考慮すべき事項などを踏まえマクロデザインの検討を行い、上空風設定モデルに関する検討および平成9年度に行った風況予測モデルの概念設計の内容の具体化を図るために、3次元数値流体力学モデルの具体的構成に関する調査を実施した。また、併せて既存線形モデルの機能に関する検討を行ったものである。

これらの検討結果から、様々な時空スケールを有する風を対象とし、我が国の地形条件に適合した局所風況予測モデルの開発が妥当なものであると考えられた。

なお、本調査研究を進めるに際して、(株)大林組 技術研究所の御協力を得るとともに、局所風況予測手法に関する調査委員会を設置し、研究調査の内容については同委員会の御指導を仰いだ。委員長並びに委員の各位をはじめ、関係各位には、記して深謝申し上げます。

平成11年3月

千代田デイムス・アンド・ムーア株式会社
代表取締役社長 河上 祐徳

委 員 名 簿

職 務	氏 名	勤 務 先 ・ 所 属	役 職
委員長	村 上 周 三	東京大学生産技術研究所 附属計測技術開発センター	教 授
委 員	松 宮 輝	工業技術院 機械技術研究所	主席研究官
委 員	近 藤 裕 昭	工業技術院 資源環境技術総合 研究所 環境影響予測部	主任研究官
委 員	千 葉 長	気象庁 気象研究所 環境・応用 気象研究部 第二研究室	室 長
委 員	松 坂 知 行	八戸工業大学 情報システム工学研究所	所 長、教授
委 員	菊 山 功 嗣	名古屋大学工学部機械工学科 移動現象工学講座	教 授
委 員	中 西 幹 郎	(財)日本気象協会 調査部 数理応用課	主任研究員
委 員	長 野 靖 尚	名古屋工業大学大学院 都市循環システム工学専攻	教 授

目 次

	頁
I 序章	
1 調査研究の目標.....	1
2 調査研究の内容.....	1
3 研究者氏名.....	3
II 概要	
1 我が国における風況特性.....	5
2 既存の風況予測モデル.....	5
3 局所風況予測モデルの予備的検討.....	6
4 既存線型モデルの機能に係る検討.....	7
5 今後の課題.....	8
1 Characteristics of Wind Resources in Japan	11
2 Overview of previous numerical models applied for wind resource assessment	11
3 A macroscopic design of a local wind resource prediction model.....	12
4 Study of the Functions of Existing Linear Models	14
5 Future Tasks	15
III 研究開発の内容	19
第1章 我が国における風況特性.....	19
1.1 風速と地形との関係.....	19
1.1.1 強風地域における地形の特徴.....	19
1.1.2 乱流強度に及ぼす地形の特徴.....	29
1.1.3 風の鉛直シアーに及ぼす地形の特徴.....	32
1.1.4 安定した風が吹くための地形の特徴.....	32
1.2 我が国における風況の乱れ特性.....	33
1.2.1 乱れ強度の定義.....	33
1.2.2 日本と欧米の乱流強度の比較.....	34
第2章 既存の風況予測モデルの調査.....	43
2.1 はじめに.....	43
2.2 変分法モデル (NOABL, WINDS)	43
2.3 メソスケールモデルと変分法モデルNOABLを併用している例.....	45
2.4 変分法モデルと数値流体力学モデルとの併用の例.....	49
2.5 メソスケール気象モデル (KAMMモデルとWASP)との比較	53
2.6 国内のメソスケール気象モデル.....	56
第3章 局所風況予測モデルの予備的検討.....	63
3.1 局所風況予測モデルのマクロデザイン.....	63
3.1.1 はじめに.....	63
3.1.2 局所風況予測モデルのマクロデザイン.....	63
3.2 上空風設定モデルに関する検討.....	76
3.2.1 GPVデータ	76

3.2.1	上空風の設定方法.....	76
3.3	3次元数値流体力学モデルの具体的構成に係る検討.....	80
3.3.1	基本方程式系の選択.....	80
3.3.2	離散化法の調査.....	83
3.3.3	定常解法・非定常解法の調査.....	85
3.3.4	乱流モデルの調査.....	87
3.3.5	取りあえずdefaultとして組み込む乱流モデルの選定	92
3.3.6	ネスティング法の調査.....	92
3.3.7	GPVの数値流体力学モデルへの組み込み法の調査.....	94
3.3.8	立木、建物障害物処理法の調査.....	95
3.3.9	熱対流の実態、およびこれらの現象の取り入れ方の調査.....	95
第4章	既存線型モデルの機能に係る検討.....	99
4.1	風況観測資料による風の要因解析.....	99
4.1.1	地上風と上空風の風況特性.....	102
4.1.2	風況パターンの分類.....	119
4.2	既存線型モデルの適用性の検討.....	130
4.2.1	既存線型モデルの概況.....	130
4.2.2	既存線型モデルの予測精度の検討.....	132
4.2.3	既存線型モデルの評価.....	152
4.2.4	まとめ	161
第5章	今後の課題.....	163
第6章	参考文献.....	165
付属資料		
1	我が国における風況特性関連資料	
2	局所風況予測モデルの予備的検討関連資料	
3	既存線型モデルの適用性の検討関連資料	
4	米国出張報告	

I 序章

1 調査研究の目標

風力発電の導入には、風車立地候補地点における風況調査が必要となるが、地点の選定には局所風況予測モデルは有効なツールとなる。

平成9年度の風力発電新技術開発可能性調査の検討結果、既に欧米で開発されているモデルに関して、我が国における適用性について一部確認するとともに、複雑な地形・風況条件下では適用が困難なケースもあることを明らかにした。また、併せて実施した風況調査に関するアンケート調査によると、既存モデルに関する上記の問題点を指摘する声が多い一方で、我が国の地形条件に合った局所風況予測手法開発への要望が高いことが分かった。

これらのことを踏まえ、平成9年度には、新たに開発される風況予測モデルの仕様を明らかにするため、概念設計を行った。そして、ここに示した風況予測モデルの開発の基本的な方向性は、海外の動向も含め、現状における実現の可能性を考えると妥当なものであると考えられた。

本年度の調査研究は、平成9年度に行った風況予測モデルの概念設計を、本設計に準ずるものにするため、さらに概念設計の内容の具体化を図る調査を実施することとした。

2 調査研究の内容

本調査研究は以下の内容について、国内外の文献・資料調査及び分析並びに現地調査等によって行う。また、委託先に有識者、風力デベロッパ等から成る検討委員会を設け、調査研究の方向性、内容の検討等を行う。

(1) 我が国における風況特性

主として既往調査資料及び文献を基に、我が国における強風発現地域とその成因、局地風に及ぼす地形の効果を取りまとめるとともに、我が国における風況特性を欧米との比較において明らかにする。

(2) 既存の風況予測モデルの調査

風況の予測や風車設置の適地選定に用いられている既存の数値モデルの事例について取りまとめた。

(3) 局所風況予測モデルの予備的検討

平成11年度以降の本格調査を円滑に進めるため、本年度調査は局所風況予測モデルの本設計に係る予備的検討を行うこととし、主として以下に示す4項目について

調査研究を行う。

1) 局所風況予測モデルのマクロデザイン

本調査研究では、新規に開発する局所風況予測モデルについて、そのマクロデザインの検討を行った。そこでは、新規の局所風況予測モデルを開発するための基本的な方針や、開発に際して考慮すべき点などについて検討した。

2) 上空風の設定モデルに関する検討

① GPV データの試用

- ・磁気テープ読みとり
- ・データ圧縮法の検討

② 上空風の設定方法に関する検討

- ・既存の同種手法の有無、およびそれらの内容の検討
- ・パターン分類のためのパラメータの洗い出し
強風時、弱風時の分類など
- ・統計解析手法の検討

3) 3次元数値流体力学モデルの具体的構成に関する検討

- ・基本法方程式系の選定（運動方程式、連続の式、熱量の輸送式等）
- ・定常解法・非定常解法の調査
- ・差分法の調査
- ・曲線座標系の調査
- ・乱流モデルの調査
- ・Defaultとして組み込む乱流モデルの選定
- ・Nesting法の調査
- ・GPVの数値流体モデルへの組み込み法の調査
- ・立木・建物障害物の処理法の調査
- ・熱的対流（海陸風、山谷風）の実態、およびこれらの現象の取り入れ方の調査

4) 既存線型モデルの機能調査

① 日々の風の駆動原因の調査（高・低気圧、海陸風、etc）

- ・全ての観測日、観測地点の生データ（風向、風速）の出力
- ・海陸風発達日の検出
- ・季節風継続日の検出

- ・気象条件毎の平均風速予測値と観測値との間のズレの評価

②既存線型モデルの性能試験

既存線形モデルの適用限界について検討を行う。

3 研究者氏名

氏 名	所 属	役 職
中尾 徹	環 境 部	執行役員
松崎 憲四郎**	環 境 部	執行役員
尾上 健治**	環 境 部	部 長
臼井 健*	環 境 部	部長付
三冨 竜一	環 境 部	室 長
松崎 加奈恵	環 境 部	室長付
加藤 秀樹	環 境 部	主任研究員
小松 英司**	環 境 部	主任研究員
近藤 敦	環 境 部	研 究 員
小川 豪	環 境 部	研 究 員
青山 郁子	環 境 部	研 究 員
高橋 牧	環 境 部	研 究 員
天春 成樹	環 境 部	研 究 員
梶原 史洋*	環 境 部	研 究 員
坂口 幸三**	環 境 部	研 究 員
熊 小寧	環 境 部	研 究 員
長倉 のり子	環 境 部	研 究 員
松本 茂	環 境 部	研 究 員

*：平成10年10月1日より本調査研究に参加した。

**：平成11年 2月1日より本調査研究に参加した。

II 概 要

1. 我が国における風況特性

局地風況予測モデルの開発に際して、我が国の風況特性に関する基礎的な知見を得るために、文献・既往調査資料を基に風況と地形の関係について取りまとめるとともに、我が国における乱流強度を欧米のそれとの比較において検討した。

強風地域は、山岳・岬・海岸・島嶼・谷筋などであるが、これらの地域の強風は、上空の大気の運動との直接的な繋がりや他、地形による増速、あるいは地形効果に伴う熱的な原因によっても生じることが分かった。乱流強度や鉛直シアの卓越する地域は、起伏の大きな地形など、地形形状と関連の大きいことが示唆された。また、年間を通して比較的安定して風が吹く地域は、強風域と同様、山岳・岬・海岸・島嶼などと考えられ、その地形上の巨視的な特徴は開放度の高いことと推察された。

さらに、我が国の乱流強度は、複雑な地形を反映してか、一般に欧米のそれと比較して大きく、乱流の卓越していることが分かった。

2. 既存の風況予測モデル

風況の予測や風車設置の適地選定において、何らかのかたちで数値モデルが用いられている事例について調査を行った。風況の予測に用いられている数値モデルには、はじめから風況の予測を第1の目標にして作られたモデルであるWASPやAVENU、他の目的で開発されたモデルを改良を加えるなどして援用しているものがある。後者には、大気汚染物質の広域拡散のために開発された変分法モデル、気象学的な研究のために開発されたメソスケールモデル、あるいは工学で多用される乱流解析用の数値流体力学モデルなどがある。風況の予測では、気象学的にはメソスケールから、境界層内のマイクロスケールまでの幅広い空間スケールの現象を対象とするので、2種類以上の数値モデルが併用して用いられている例が少なくない。

ここでは、風況の評価に対して、単一のモデルが用いられている例、あるいは複数の数値モデルが用いられている例を紹介する。複数のモデルを併用する場合は、相対的に空間スケールの大きな流れ場の解析に適しているモデルによって、対象地域の全体的な風の場の概略をつかみ、詳細な検討は、小スケールの現象に適したモデルを用いるというように、計算機資源の節約など計算の効率化を計ることを目的としている。単一のモデルを用いている例として、2.2節では、変分法モデルであるNOABL、WINDSによる地中海サルジニア島の解析例を示した。2.3節では、米国カリフォルニア州の南西部の丘陵地帯の風況解析にメソスケール気象モデルと変分

法モデルを併用している例を、また、2.4節では、変分法モデルでメソスケールの風場を解き、ウインドパーク内の風車近傍の詳細地形の効果を乱流解析用の数値流体モデルで行っているギリシャの例を示した。また、2.5節では、線形モデルWASPとカールスルーエ工科大学のメソスケール気象モデル(KAMMモデル) それぞれを単独に用いた場合の、風況の予測値の比較を行っている事例について示した。また、我が国には気象研究用にメソスケール循環のモデルが数多くあるが、風況の評価に用いられている例が極めて少ない。2.6節では、民間団体のいくつかが行っているメソスケール気象モデルによる風況の解析の事例を示した。

3. 局所風況予測モデルの予備的検討

本調査研究では、新規に開発する局所風況予測モデルについて、そのマクロデザインの検討を行った。ここでは、新規の局所風況予測モデルを開発するための基本的な方針や、開発に際して考慮すべき点などについて検討した。

マクロデザインに関する検討の結果は、本報告書第III部の第3-1図に示されるようにフロー図にまとめられる。図には、局所風況予測モデルの基本的な構成、および開発に際して必要とされる事項が、番号をつけた四角（以下boxと記す）で示されている。図に従って、マクロデザインの概要を以下に示す。

局所風況予測モデルは、box 4 のCFDモデル（CFD：Computational Fluid Dynamics（数値流体力学）の略）を中心にして構成される。CFDモデルは、新規の局所風況予測モデルの中核をなす部分で、複雑な自然地形上の風場を、流体力学の基本方程式系に従って数値解析的な手法で解くモデルである。広範な地形条件や気象条件に対する流れの解析に適用することができ、極めて汎用性が高い。CFDモデルでは、ネスティング(nesting)と呼ばれる方法によって、広域の風場から風車近傍の詳細な風場までを、段階的に計算領域を狭めながら計算する手法をとる。ここでは、5段階程度のネスティングを考える。我が国の国土は非常に複雑な地形を有し、局所的な風況に対し、かなり広範囲の地形や気象条件が関与している。ネスティングを行うのは、そうした広域の風場から、風車近傍の風に至るまでの過程を、計算に効率的に取り入れるためである。図にあるCFDモデルの1次から5次までの各領域は、ネスティングに使われる個々の計算領域を示している。

CFDモデルは、その入力条件として地表条件(box1)および気象条件(box2)を必要とする。地表条件は、地形や地面の被覆状態などを指す。地表条件の設定は、国土数値情報、およびその他の利用可能なデータを用いて行う。気象条件の設定では、気象庁の3次元格子点気象データであるGPV（GPV：Grid Point Values(格子点値)の略）を中心的に利用する。GPVは、地上から上空までの大気の状態が3次元的な

格子点値として提供される唯一のデータで、気象庁の数値予報モデルの初期条件設定にも用いられる。そのため、3次元CFDモデルの入力用として非常に適したデータセットである。ただ、CFDモデルの格子点はGPVの格子とは一般に一致しないので、GPVをCFDモデルに組み入れるためには異なる格子の間のデータの変換処理が必要である。box3は、そうした処理過程を表している。

CFDモデルの計算出力は、必要に応じて風況の評価に適切のように統計処理を施され、局所風況予測モデルの最終的な出力となる。box5は、計算出力データの処理過程を表している。また、局所風況予測モデルでは、風車の建設前の状態における風況の予測値を当面の最終出力とする。ただ、将来的には風車の特性が与えられた場合に、発電量まで評価できるような機能を付加する必要がある可能性がある。box6、7は、そうした可能性も考慮して開発を行うことを表している。

CFDモデルの開発においては、モデルの検証作業が不可欠である。モデルの検証は、主として風の野外観測と風洞実験とによって行う。box9および10は、これらモデルの開発の際に必要とされる事項を示している。

図には、WASPおよびAVENTUの利用としたbox8が示してある。WASPやAVENTUは、既存の風況解析ソフトウェアで、線形化された流体力学方程式に基づくモデルである。これらは線形モデルであるので、適用できる地形条件がかなり限られるが、解法が非常に簡便であるという利点がある。そのため、box8は、線形モデルを局所風況予測モデルの中に、オプションの1つとして考慮に入れる可能性があることを示したものである。

以上が、局所風況予測モデルのマクロデザインに関する概要である。第Ⅲ部3章の3.1節では、局所風況予測モデルのマクロデザインに関して、さらに詳細な記述が与えられている。3.2節および3.3節では、モデルの仕様に関連したやや具体的な事項について検討した結果を示している。

4. 既存線形モデルの機能に係る検討

局所風況予測モデルの開発にあたっては、前述のように地形が比較的平坦な場合に対して、既存線形モデル(WASP、AVENTU)に準じた解法をオプション的に適用することにより、計算時間の短縮を図るといった可能性を考慮している。そこで、これら既存線形モデルの適用限界を明確にするため、その機能について検討を行った。

既存の風況予測モデルについては、前年度の調査で地形と予測精度の関係についての検討を行い、その結果、平坦な地形においては風況の予測に関して信頼しうる精度を有している一方で、複雑または急峻な地形においてはその予測精度は十分でなく、その適応性には限界があることを明らかにした。

そこで本年度は、これら誤差の生ずる原因を気象条件に起因する予測誤差という面を考慮して、既存線型モデルの適用限界について検討した。具体的には、北海道稚内市、福島県天栄村および静岡県大東町を対象サイトとし、これら3地点における地上風(地上高20mにおける実測値)と上空風(GPV データ:850 hPa)の関係を基に観測期間の風向・風速を代表的なパターンに分類した。それにより、上空風と地上風の間には、ほとんどのケースで風向・風速とも相関関係が認められることを示した。

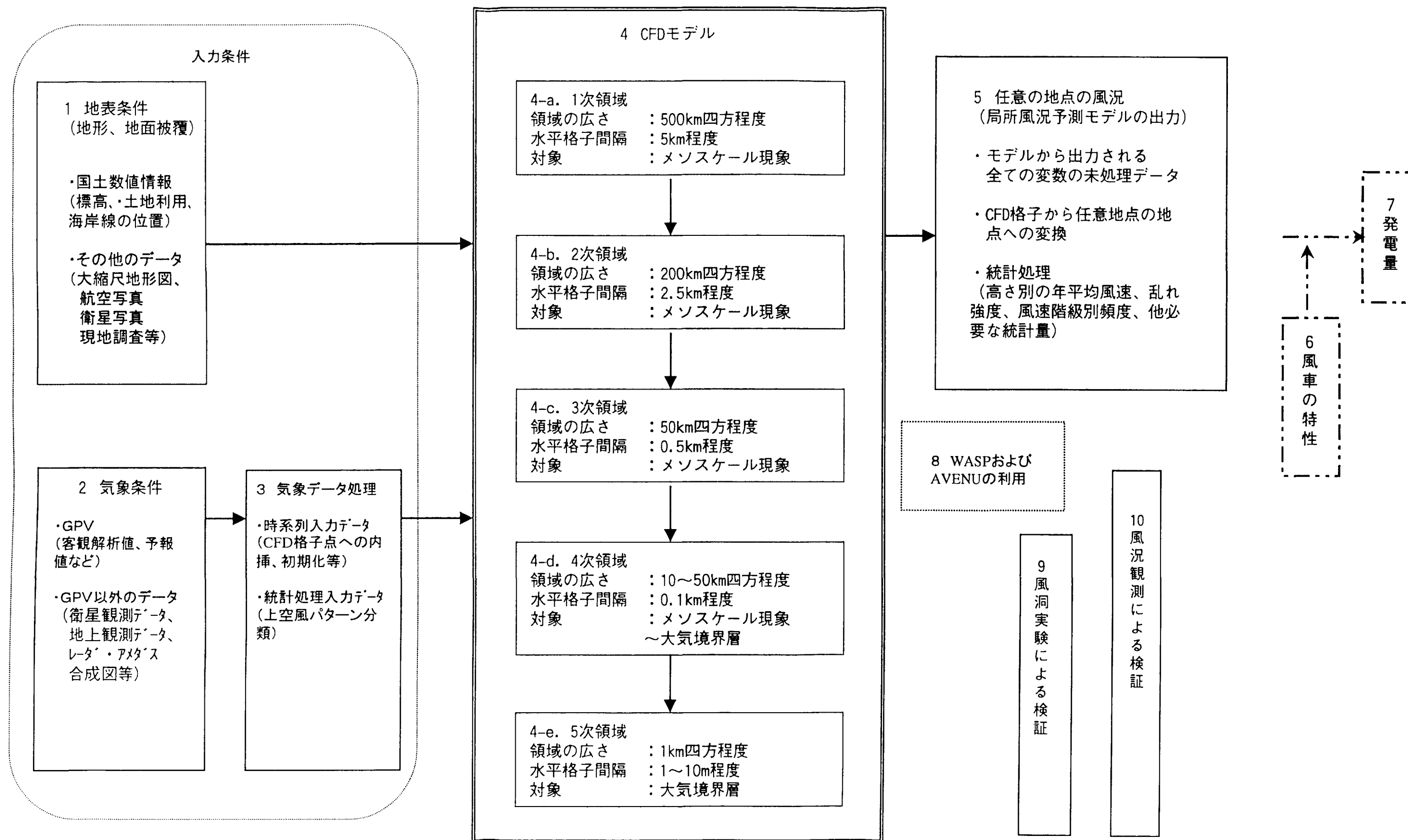
次に分類された気象パターン毎に既存モデルによる風況シミュレーションを行い、予測誤差を比較・検討した。その結果、既存線型モデルの予測精度は入力された実測データへの依存度が非常に高く、海陸風などその成因が熱的な要因による風のように、上空風と地上風の風況が大きく異なる状況下では、上空風データに基づいて風況を予測した場合の予測精度は低下する可能性の高いことが明らかとなった。また、複雑な(傾斜量または起伏量が大きい)地形での予測精度は平坦(単純)な地形に比べて悪化することが改めて示された。

5. 今後の課題

本年度の調査研究では、新規に開発する局所風況予測モデルの予備的検討として、モデルのマクロデザインおよびそれに付随する事項の検討を行った。マクロデザインの検討は、国内の局地風の分布状況、大気境界層内の乱れ強さの我が国と諸外国との間の相違など、気象条件の特性に関する調査、風況予測における数値モデルの利用に関する既往の実施例、問題点に関する調査などを受けて原理的、実用的両方の観点から行われた。

検討の結果得られた局所風況予測モデルのマクロデザインは、我が国の地形や気象条件に対して十分な精度の風況予測を行うモデルを開発するための基本的な方針を表したものである。そこには、モデルを構成する要素、モデルが拠るべき手法・原理、開発の際に考慮すべき点などが含まれ、フロー図形式で与えられている。しかしながら、マクロデザインは、これらモデル開発の基本的な方針を、あくまでも一般的な形で示したものである。モデルの具体的な仕様についてはほとんど何も規定しておらず、単に枠組みのみが与えられているだけである。

したがって、モデルの開発の次の段階では、本調査研究で示されたマクロデザインに従い、モデルの基本方程式や解析コードなど、具体的な仕様を決めて行くことであると考えられる。



第3-1図 局所風況予測手法のマクロデザイン

II Summary

1 Characteristics of Wind Resources in Japan

In order to obtain basic information on the characteristics of wind resources in Japan as a step toward developing a local wind resource prediction model, the relationship of wind resources to topography was summarized based on the available literature and data from previous studies, and a comparison was made between turbulent intensity in Japan, Europe, and the United States.

Areas with high winds include mountains, headlands, sea coasts, islands, and valleys. It was found that, in addition to being directly linked to the dynamics of the upper atmosphere, high winds in these areas are also caused by effects of the terrain which increase wind speed and by thermal factors associated with topographic effects. The findings suggest that the presence of such characteristics as high turbulent intensity and vertical shear is closely related to the form of the terrain, such as large surface irregularities. Also, the areas where winds are relatively stable year-round are thought to be the same as those with high winds, that is, mountains, headlands, sea coasts, islands, etc., and it was inferred that, on a macroscopic scale, their topography is characterized by a high degree of openness.

Further, turbulent intensity was found to be generally higher in Japan than in Europe or the United States, indicating a high level of turbulence which may reflect the greater complexity of the topography.

2 Overview of previous numerical models applied for wind resource assessment

Previous studies on optimal siting of wind power generators and wind resource assessment for limited area with numerical models are surveyed. Several types of models have been utilized for these purposes so far. Some of them are developed primarily for the sake of wind resource assessment, while others are originally developed for different purposes. Well known wind atlas analysis programs named WASP and AVENU are included in the former group. Numerical models included in the latter group such as mass consistent air flow model, which were originally developed for investigation of large-scale dispersion of air

pollutant, meso-scale meteorological models, and engineering numerical fluid dynamics models, come to be utilized for wind resource assessment. Since wind conditions at an arbitrary site are in general integrated results of successive deformation processes of synoptic- scale wind fields by surface topography of wide range of spatial scales, it appears to be rare that these processes can be treated adequately by a single model, except for the situation where meteorological or topographical conditions are quite simple.

Some examples of numerical studies on wind resource assessment will be shown in this report. Among them, some studies are performed by utilizing a single model, while more than two models are used in others. One of the major concern in the studies where more than two different types of models are used is associated with saving computer resources. In such cases, meso-scale general wind field over the region of interest is firstly calculated by a coarse mesh model, and then small scale feature of the wind field in the vicinity of wind turbine is calculated by a fine mesh model.

An application of the mass consistent model (NOABL, WINDS) to winds energy assessment for Sardinia Island, Italy, will be shown in section 2.2. An analysis of wind fields over Southern California hilly region with a meso-scale meteorological model and a mass consistent NOABL model is presented in section 2.3. In section 2.4, effects of small-scale nearby topography on the characteristics of winds which directly hit the wind turbines in EVIA wind park, Greece, are investigated by a two- dimensional k-e turbulent flow model and a meso- scale NOABL model which gives boundary conditions to the fine mesh k-e model. A comparison of prediction of wind potential by Karlsruhe University meso- scale meteorological model (KAMM model, Karlsruhe Atmospheric Mesoscale Model) and by WASP is given in section 2.5. Numerical studies on winds over complex terrain conducted in private companies in Japan are presented in section 2.6.

3 A macroscopic design of a local wind resource prediction model

A macroscopic design toward developing a new local wind resource prediction model is presented. The design is summarized in the figure

in the form of block diagram. The model composed of some major components represented by numbered boxes in the Figure3-1. The main solver of the model is computational fluid dynamics model shown by box No.4, which is one of the most important component of the wind resource evaluation model. Since three-dimensional flow field over natural, complex terrain is solved numerically according to the governing equation of dynamics of the atmosphere in the CFD model, CFD model can be applied for analysing wind field over various types of topographical conditions. Since the topographical feature of Japan is generally more complex than that of central Europe and western coast of United States where a number of wind turbines are already in operation, wind conditions in Japan is considered to be affected by topography of the much wider area. To take into account the geographical situation inherent to Japan, a multiple nested grid system of the order of five is employed in order to computationally efficiently calculate the air flows over natural topography, whose spatial scales ranges from sub-synoptic to microclimatic scales. Five areas shown in the box 4 in the figure represent individual nested grids.

The main solver of the wind resource prediction model (CFD model) requires both topography data (box 1) and meteorological data (box 2) as input of the model. Surface elevation and surface coverage are included in the topography data. Geographical Information System is available as sources of topography data. Any other data set available in preparing the input data of the model is also utilized as well. Atmospheric Grid Point Values (GPV) distributed by Japan Meteorological Agency are extensively used as meteorological input data set, which is, three-dimensional, homogenous gridded atmospheric data set and are used as initial conditions in the operational weather prediction models. It is general that the grid structure of GPV is differ than that of wind resource prediction model, so some interpolation procedure will be needed by which variables defined at the grid point of GPV are transferred to the grid point of CFD model (box 3).

Final product of the wind resource prediction model will be given as a set of statistical quantities calculated from the output of the CFD model. Box 5 represents the statistical processor module. Boxes 6 and 7

are related to the future extension of the function of the wind resource prediction model.

Verification of the performance of the model will be tested through comparison of simulation results with wind tunnel tests (box 9) and field observations (box 10).

There remains possibility that linear models such as WASP and AVENU are used as an option of CFD model in the wind resource prediction model, although topographical conditions to which these models can be applied successfully is highly limited. Box 8 means that the utilization of linear models cannot always be excluded.

4 Study of the Functions of Existing Linear Models

In developing a local wind resource prediction model, as discussed above, the possibility of applying solutions based on existing linear models(WASP, AVENU) is being considered as an option in order to shorten computation time in cases where the terrain is relatively flat. The functions of these existing linear models were therefore studied to determine the limits of their application.

In a previous study conducted in FY 1997, the relationship between topography and the accuracy of existing wind resource prediction models was examined. The results showed that there are limits to the adaptability of existing models, since they can predict wind resources on flat terrain with reliable accuracy, but do not provide sufficient accuracy on complex or steep terrain.

A study of the limits of application of existing linear models was therefore conducted in FY 1998, taking into account prediction error caused by meteorological conditions. At each of three sites (Wakkanai-shi, Hokkaido Prefecture; Tenei-mura, Fukushima Prefecture; Daito-cho, Shizuoka Prefecture), wind directions and wind speeds during the observation period were classified into typical patterns based on the relationship between surface winds (measured at a height of 20 m above the ground) and upper winds (GPV data: 850 hPa). The results demonstrated that, in almost all cases, both the direction and the speed of the surface winds were correlated with those of the upper winds.

Next, wind resource simulations were carried out for each of the

classified weather patterns using existing models, and the prediction errors were compared and studied. The results showed that the prediction accuracy of existing linear models is highly dependent on the inputs of observed data. There was found to be a strong likelihood of decreased accuracy when wind resources are predicted based on upper wind data in situations where the upper and surface wind conditions are very different, as in the case of a land and sea breeze or other wind of thermal origin. The study also confirmed the earlier finding that prediction accuracy is lower on complex terrain (with large gradients or surface irregularities) than on simple (flat) terrain.

5 Future Tasks

As a preliminary step toward the development of a new local wind resource prediction model, the macro design of the model and related items were considered in the present study. The macro design was considered in terms of both principles and actual practice, drawing on studies of meteorological characteristics, such as the distribution of local winds in Japan and differences between Japan and other countries in the turbulent intensity within the atmospheric boundary layer, as well as previous examples of the use of numerical models in wind resource prediction and studies of the problems involved.

The resulting macro design is a set of basic guidelines for the development of a model able to predict local wind resources with sufficient accuracy under the topographic and meteorological conditions found in Japan. It is presented in the form of flow diagrams, and includes the model components, appropriate methods and principles, and points to be considered in development. It should be noted, however, that these basic guidelines for model development are presented in general terms; only the framework of the model has been provided, and almost all of the concrete specifications remain to be determined.

Thus, the next stage of development will be to decide the concrete specifications of the model, including the basic equations and analytic codes, in accordance with the macro design indicated by the present study.

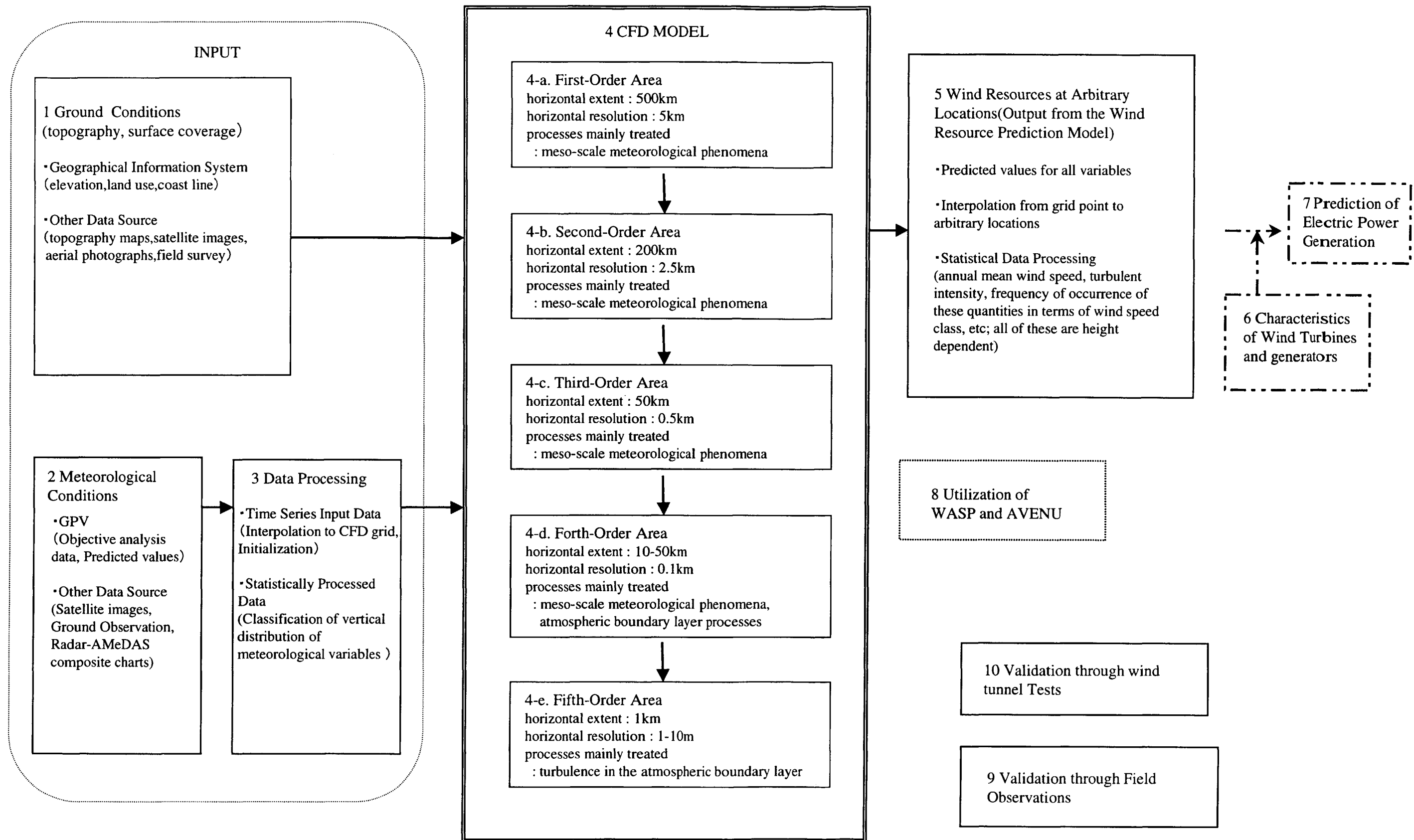


Fig.3-1 Macroscopic design of a Local Wind Resource Prediction Model

III 研究開発の内容

第1章 我が国における風況特性

局地風況予測モデルの開発に際して、我が国の風況特性に関する基礎的な知見を得るために、文献・既往調査資料を基に風況と地形の関係について取りまとめるとともに、我が国における乱流強度を欧米のそれとの比較において検討することとした。

1.1 風速と地形との関係

風力発電の有望地域の特徴として、◎風速が強勢であること、◎乱流強度が小さいこと、◎風の鉛直シアーが小さいこと、および◎安定した風が吹くこと、の4つの条件を次に掲げる理由から、あげることができる。

◎風速が強勢であること。

風力発電にとって最適な風は、各風車で設定されている定格風速(概ね13m/s～25m/s)相当の強勢な風が吹くこと。

◎乱流強度が小さいこと。

乱流強度が小さいことは、風車やブレードに与える機械的な疲労が小さくなり、これは、結果的には風力発電システムの寿命が長くなることに繋がるものである。

◎風の鉛直シアーが小さいこと。

高度による風速の変化(差)が少ないことは、風力発電施設のタワーを高くし高風速を得る必要がないことを示唆するもので、経済的に有利な点となり得る。

◎安定した風が吹くこと。

風速の時間変動(季節・昼夜など)が少ないことは、風力発電の設備利用率の向上に関連するものである。

ここでは、これら4条件を念頭に置き、風況と地形の関係について取りまとめた。

1.1.1 強風地域における地形の特徴

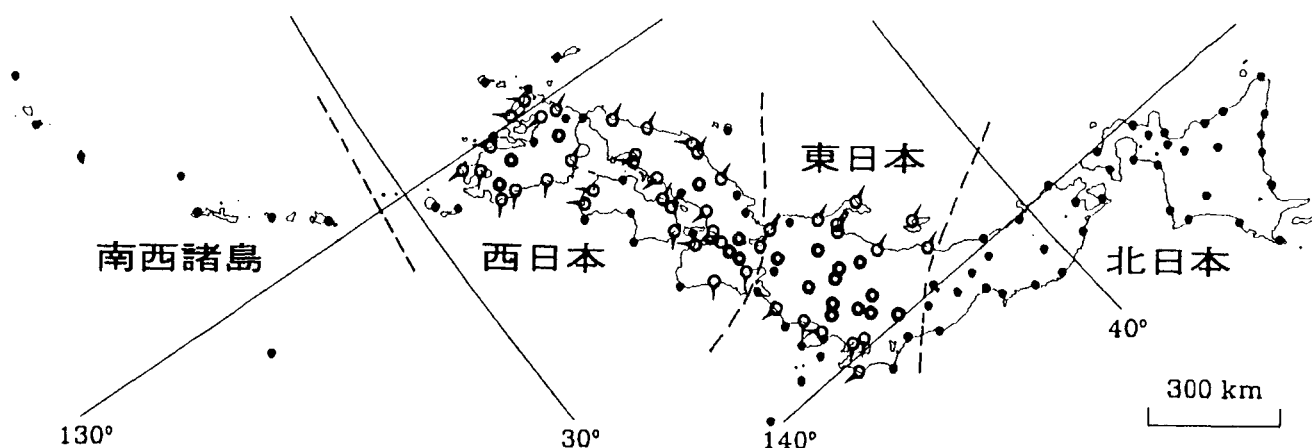
日本における強風に関して藤部(1997)は、長期間の実測資料を使って強風の地域的・季節的な特性を解析しており、ここではこの研究結果の概要を取りまとめるとともに、局地風と地形との関係を調べた。

(1) 強風の地域的・季節的な特性

藤部(1997)は地上気象観測時日別値ファイルを利用し、気象官署における34年間(1961-1994)の日最大風速値を基に解析を試みている。彼は、全国を4ブロック(北

日本、東日本、西日本および南西諸島：第1.1.1-1図)に区分して各地域の特徴を抽出することとし、データの均質化を図るために地点別に毎日の“日最大風速÷その年平均値”を求めた。その値を大きい方から並べた順位(N)は強風の階級の尺度となるものである。つまり、順位がN=10位程度までが数年に1回の強風、N=100位あるいはN=300位は1年に数回程度出現する強風に相当する。

強風の発生頻度は全体の平均に対する割合で表示されており、また、風向別頻度はこれを全風向について平均した値との比で表されている。なお、強風の月別・風向別頻度は、地点毎にばらつきが大きい(特に、風向)、全国と上記4地域について平均した結果で示されている。



第1.1.1-1図 対象地点の分布図 ○印の突起は海までの最短の方向を示す (藤部,1997)

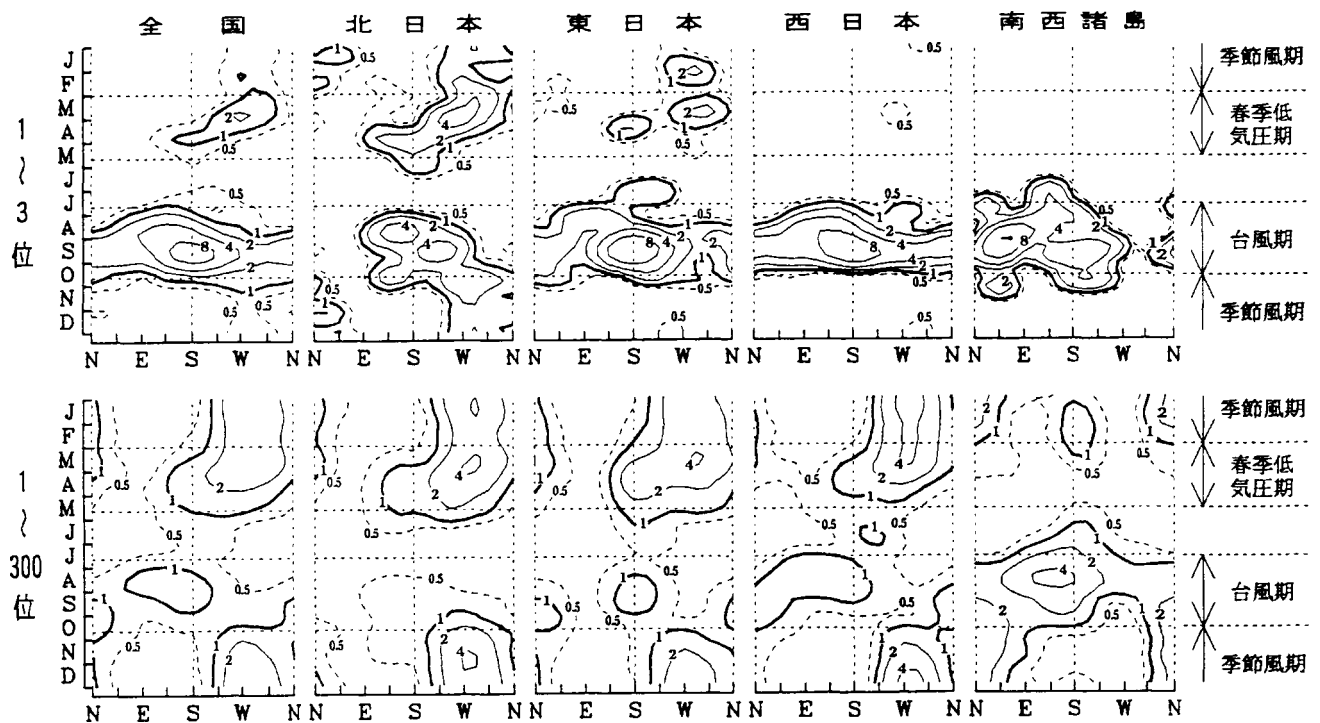
第1.1.1-2図は、全国と4地域における強風の月別・風向別頻度分布である。上図は、Nが1～3位、下図はNが1～300位までの資料に基づいて作図したもので、上述のように、上図は数年に1回の強風、下図は1年に数回程度出現する強風を対象とするものである。

1～3位の強風は、台風期の夏季～初秋に出現頻度が高く、その風向は南風(南西諸島を除く地域)あるいは東風～南風(南西諸島)となっている。また、北日本・東日本では春季を中心に頻度の比較的高い南風～西風が認められる。これら数年に1回の強風は、全国的に台風によるものが顕著であるものの、北日本・東日本では台風以外に季節風や春季低気圧による強風も出現することを示すものである。

1～300位の強風は、1～3位の記録的な強風と異なり、一般に秋季～春季に西寄りの風の出現頻度が高いけれども、南西諸島では夏季～初秋に東風～南風の頻度が高くなっている。このことから1年に数回程度出現する強風は、多くの地域で季節風や春季低気圧による風であるものの、南西諸島では台風によっていることと

推察された。

以上のことから、我が国における強風の成因は、主として台風、季節風、春季低気圧によるものであり、特に、台風は北海道、東北地方を除いて、全国的に記録的な強風となるケースが高いと言える。また、1年を時間スケールとする強風は、南西諸島を除いて、他の地域では季節風、春季低気圧に伴って発現するものと考えられた。



第1.1.1-2図 強風の月別・風向別頻度分布図 頻度(等値線)は全年、全風向について平均値を1とした相対値を表す(藤部,1997)

(2) 強風発現地域の地形的な特徴

平成5年度にNEDOによって開発された全国風況マップによれば、我が国において強風の出現する地域の地形的な特徴は、山岳、岬、海岸、島嶼などであり、このような地形の特徴は和達(1958)や河村(1977)からも窺えることである(参考までに全国風況マップ、和達(1958)と河村(1977)による風況マップを付属資料1-1に示す)。

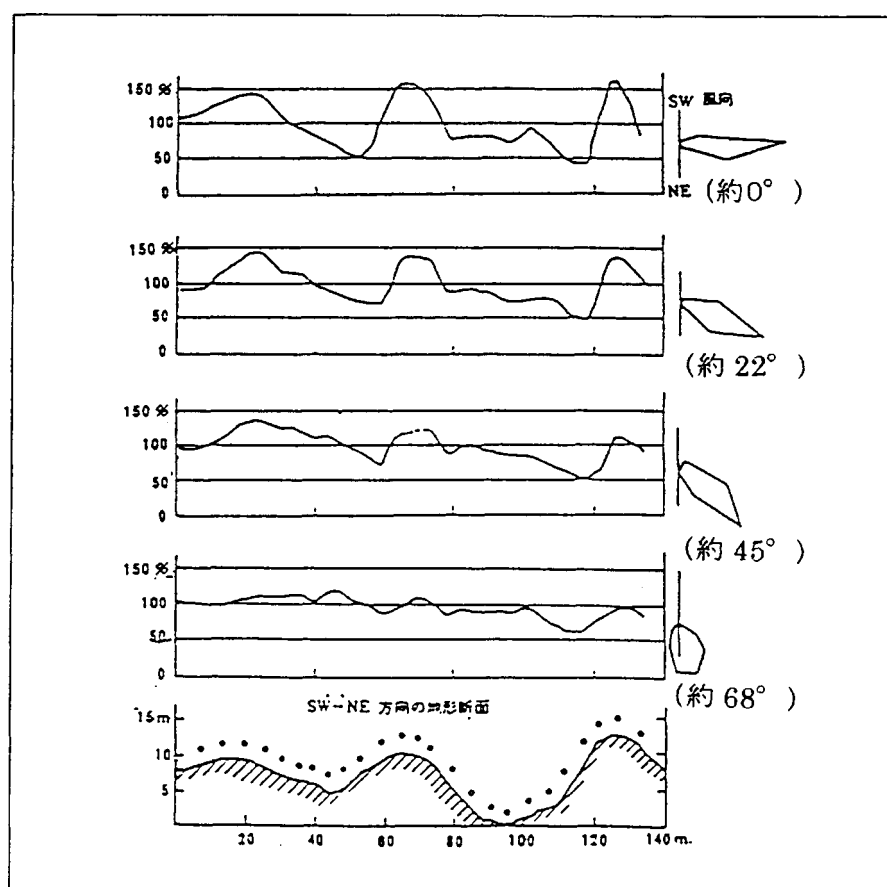
こうした地域では、山岳のように台風、季節風、春季低気圧などによる上空の強風が直接吹き付けたり、あるいは岬、海岸、離島のように乱流強度や風の鉛直シアアの小さい海からの強風が吹き通ることが可能な場となっている他、周囲の地形の影響により風が局所的に増速される地点も存在すると思われる。

これまでの知見から局地的な強風が吹く可能性が高い地形は、岬、稜線、谷筋、

谷の開口部などがあげられている(個々の地形と風との関係は付属資料1-2を参照)。そして一方で、これらの地形は、気流の成層、障害物前後の密度差などの熱的性質にも大きく関与し、強風を発現させることになる。なお、微小・小地形周りの風速の変動に関する既往の知見は付属資料1-3を参照されたい。

強風域の地形的な特徴をマクロに捉えると、

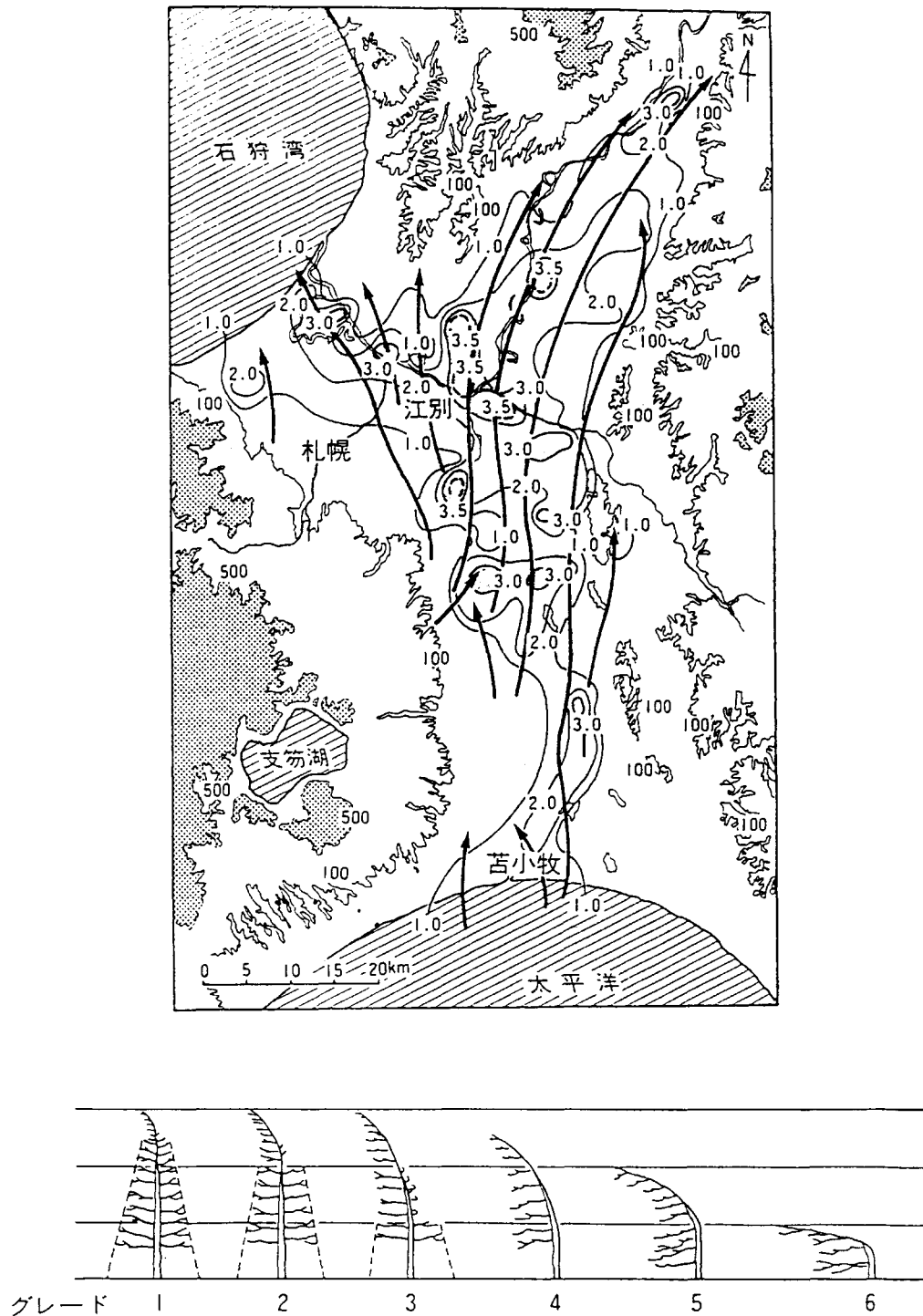
◎岬、稜線では、一般風が障害物に直角に吹く時に特に強化されるため、強風時の大気下層の風向が岬や稜線に直角となる向きに位置する地点で風が強まる。その一例として、Nägeli(1971)の山間部での観測結果をあげることができる(第1.1.1-3図)。図示しているように、SW～NE方向に連なる山頂部において稜線に直角(図中の約0度の風向)に風の吹くケースが、収束効果により最も風速の増速していることが認められる。



第1.1.1-3図 風向による稜線周りの風(Nägeli,1971)

◎拡がりを有した谷筋では、一般風が発散域で増速される。その一例として、大和田・吉野(1971)と吉野(1978)の石狩平野における観測結果をあげることができる(第1.1.1-4図)。図示しているように、気流の発散場が江別付近にみられて

おり、このような地域では風速の大きい上空の風が地表に降りてくるため一般に風が強く、樹木の偏形グレードからも当該地域では最も大きい3.5と風速の強勢なことが示唆されている。



第1.1.1-4図 偏形樹の分布からみた石狩平野の暖候期における南～南東風の流(上図：気流の流線と樹木の偏形度の分布、下図：偏形度のグレード) (和田・吉野,1971;吉野,1978)

◎谷の開口部における強風は、「だし*」、「おろし*」と呼ばれる風と関係している。第1.1.1-5図に清川だし、那須おろしなど、日本の代表的な局地風の分布を示すとともに、それらの気象的な特徴を第1.1.1-1表にとりまとめた(主な局地風についてその詳細を付属資料1-4に示す)。

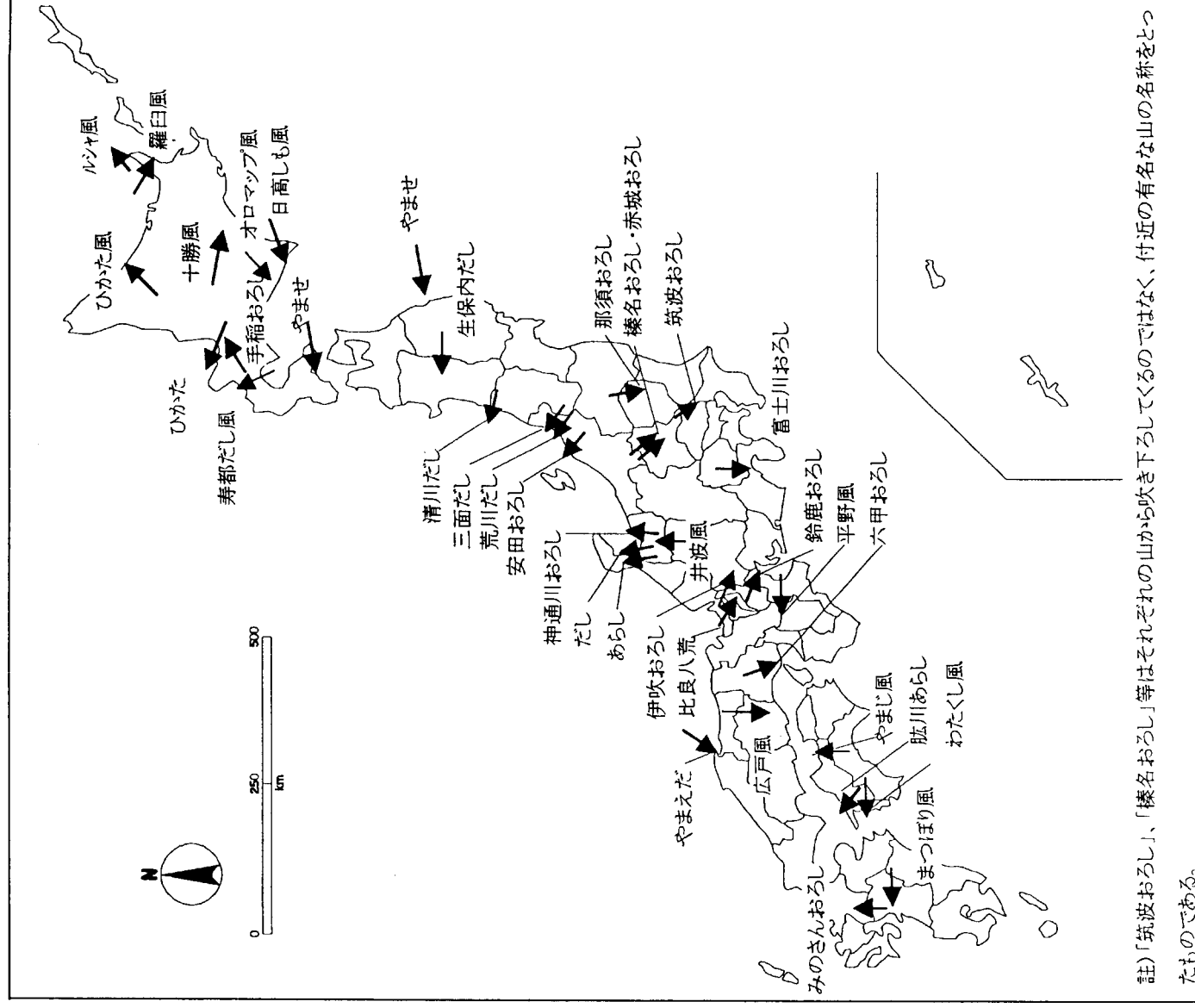
”おろし風”の吹く地域は、山岳の裾野で発生し、中でも峠の陰、谷間の出口などで特に強化される。その山岳地形は複雑なものより、単純な孤立山岳の方が起こりやすく、従って日本の中部山脈やその陰では、発生事例があまり見受けられない。“だし風”の強い地域は、谷の開口部が気流の発散地域となるので、谷の上流域に風が収束する盆地を有している地域に多く発生する。

これら局地風の成因は、主として「山越え気流による風：例、広戸風(第1.1.1-6図)」、「地形による気流の収束・発散に伴う風：例、清川だし(第1.1.1-7図)」、「冷氣塊の滞留したものが、下流に向かって吹き出す風：例、マツボリ風(第1.1.1-8図)」の3つのタイプに大別される。

このように、強風は、上空の大気の運動との直接的な繋がりその他、地形による増速、あるいは地形効果に伴う熱的な原因によっても生じるものと考えられる。

だし：陸から海に吹き、船出に必要な出風(ダシカゼ)の意味で、日本海側では東風または南風、東海地方では北風の風を総称するが、特に日本海側で多く用いられる風名である(浅井ら,1999)。

おろし：山から吹き下ろす冷たい風で、滑降風的一种である。主として太平洋側の地方で使用される風名で、同種の風を日本海側ではダシと呼ばれる(浅井ら,1999)。



第1.1.1-5図 日本の代表的な局地風の分布(宮沢,1982;吉野,1978;
吉野・野口,1985;真木,1987を基に作成)

第1.1.1-1a表 日本 of 代表的な局地風の特徴 (宮沢, 1982、吉野・野口, 1985、吉野, 1986、真木, 1987)

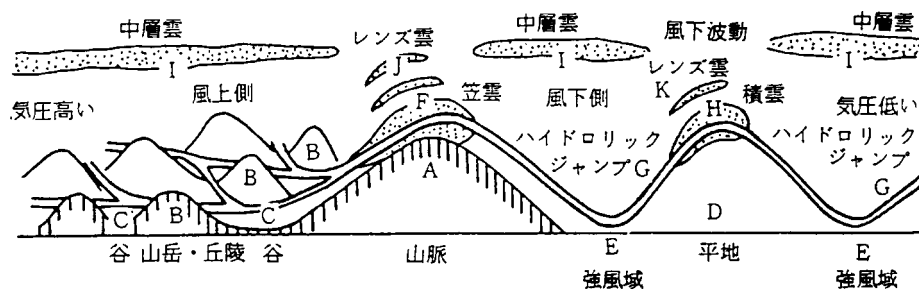
名称	発生地域		風向 (16 方位)	風速 (m/s)	季節	気圧配置など
	広域名	狭域名				
ひかた	北海道	雄武～興部間	SW WSW	10～20	春	北海道北方を低気圧
ひかた	"	小樽付近	E～SE	10～15	春	日本海低気圧
寿都風	"	寿都付近	S～SE	25～30	春	日本海低気圧
羅臼風	"	知床半島の南東岸	NW	時に 25 以上	春	千島付近に発達した低気圧
ルシヤ風	"	知床半島の北西部	SW	20～30	春	日本海低気圧
十勝風	"	十勝平野	W	15～20	春	北海道北方を低気圧通過
オロマツプ風	"	日高南部	E	10～20	春、秋	日本海低気圧、日高山脈から吹き下りる
日高しも風	"	日高山脈の西麓	E 寄り	25～	春、秋	東北地方に発達した低気圧
手稲おろし	"	手稲山～春香山の北東部	SW, W	—	春、秋、冬	高気圧後面、日本海低気圧
やませ	三陸地方 道南地方		NE～SE	10	梅雨期、夏	オホーツク海又は三陸沖に高気圧、日本海に低気圧の梅雨型気圧配置
生保内だし	秋田県	仙北郡田沢湖町生保内付近	E 寄り	平均 8	梅雨期、夏、秋	
清川だし	山形県	東田川郡立川町清川	E 寄り	15～20	"	
三面、荒川だし	新潟県	岩船郡三面、荒川流域	E 寄り	15～	"	
安田おろし	"	北蒲原郡安田町	E 寄り	15～	"	
那須おろし	関東地方		N～NW	10～20	冬	西高東低型
赤城おろし						
筑波おろし						
榛名おろし						
富士川おろし	静岡県	富士川流域				
神通川おろし	富山県	神通川流域	SW	10～15	春～秋	日本海低気圧
井波風	"	東砺波郡井波町	S	10～20	春、秋	日本海低気圧、フェーン型
だし	"	砺波平野	S～SE	10～25	春、秋	日本海低気圧、フェーン型

第1.1.1-1b表

日本の代表的な局地風の特徴

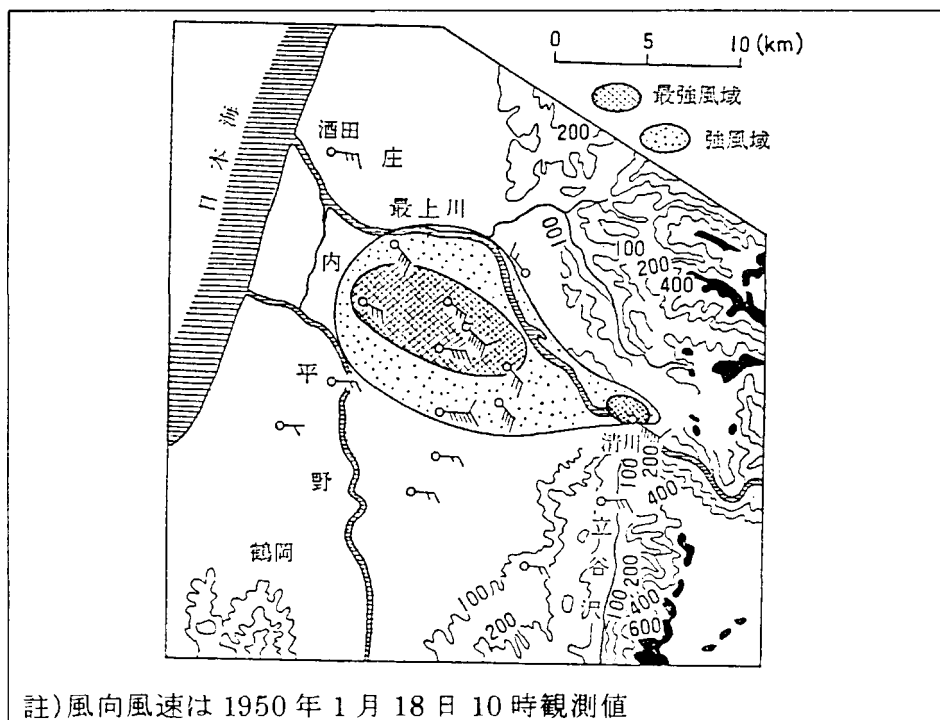
(宮沢, 1982、吉野・野口, 1985、吉野, 1986、真木, 1987)

名称	発生地域		風向	風速	季節	気圧配置など
	広域名	狭域名	(16 方位)	(m/s)		
あらし	富山県	砺波平野青島付近	S~SE	10~20	春~夏	移動性高気圧圏内、山風型
鈴鹿、伊吹、六甲おろし	鈴鹿山脈、伊吹山、六甲山の風下側		N~NW	10~15	冬	西高東低型
比良八荒	琵琶湖西岸 比良山麓	滋賀郡志賀町	NW	10~15	冬~春、秋	寒冷前線通過直後、台風・低気圧が太平洋岸を北東進
平野風	奈良県	吉野郡北東部(高見山西麓)	E 寄り	5~10	6~10 月	太平洋岸低気圧、台風接近時
広戸風	岡山県	那岐山の南麓	NNE	最大瞬間 50	夏~秋	台風または発達した低気圧が四国から大阪湾、紀伊半島を通過
やまじ風	愛媛県	宇摩郡土居町付近 (法皇山麓)	S 寄り	30~40	4~6 月 9~10 月	低気圧や台風が黄海や朝鮮南部にあるとき
肱川あらし	〃	喜多郡長浜町肱川下流	SE	最大瞬間 10 ~20	秋	高気圧圏内、霧を伴う
わたくし風	〃	宇和島市付近	E	10~15	秋	谷間から須賀川沿いに吹き出す
やまえだ	鳥取県	境港市弓ヶ浜	NE	2~9	5 月上~9 月上旬	高気圧圏内、海風のこと
まつぼり風	熊本県	阿蘇火口瀬の立野付近	E	20	春、秋	火口瀬に沈降集積した冷氣塊の吹出し、高気圧圏内
みのさんおろし	福岡県	筑後平野(草野付近)	S	10	春、秋	水縄山地(耳納山)から吹き降ろす

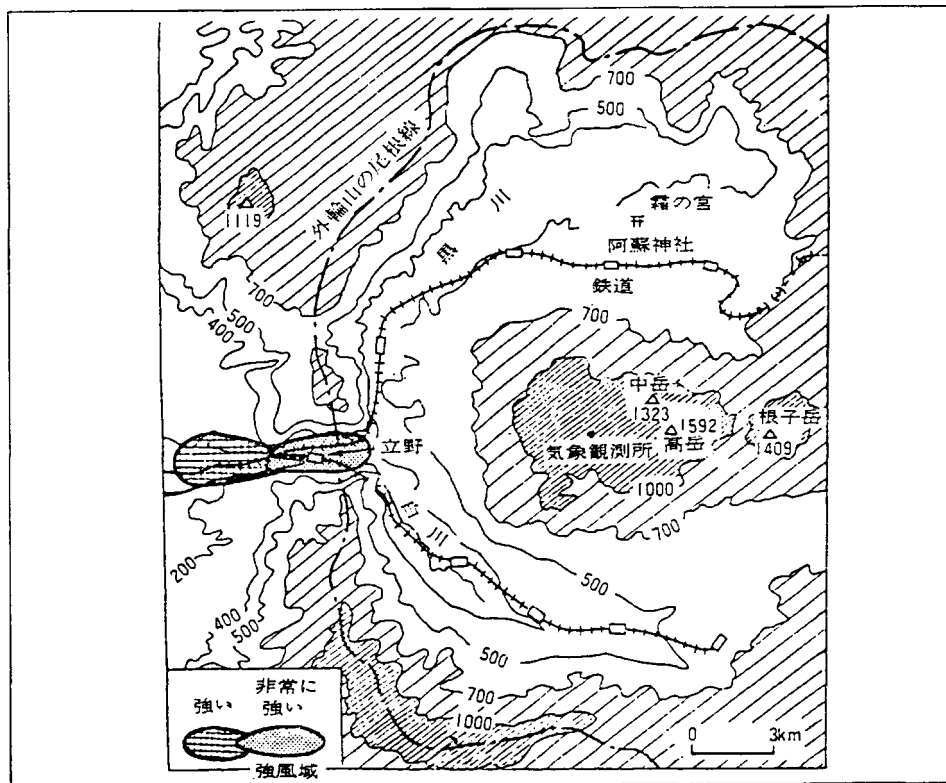


- A: 山頂高度 1,200~2,000m の山が並んだ山脈(A)があり、その平均の高さは 1,000~1,200m。風下斜面の傾斜は 30 度と比較的急で、強風は山脈 A の山列に直角に吹く。気圧は風上側で高く、風下側で低い気圧差がある。
- B: 山脈Aの風上側は平野ではなく、山岳地帯か、丘陵地帯(B)となっている。その平均の高さは数 100m であり、そこに谷が入っている。谷は山脈Aに対して直角に走る場合に強くなります。
- C: 風上側では、風は山岳地帯Bの中を走る谷(C)の間を吹いてきて、加速されて山脈Aを越える。
- D: 風下側は、広い平らな平野か、水面(海面、湖面)。
- E: 最強風が吹くのは、Eのところで山寄りの部分。
- G: 地表面から跳ね返る気流、いわゆるハイドロリックジャンプ現象が発生します。
- H: 山越気流は風下側で定常波を生じます。(風下波動または山岳波動)。

第1.1.1-6図 山越え気流によるおろし風(大谷,1956;吉野,1986;真木,1989)



第1.1.1-7図 清川だしの強風地域(吉野,1961)



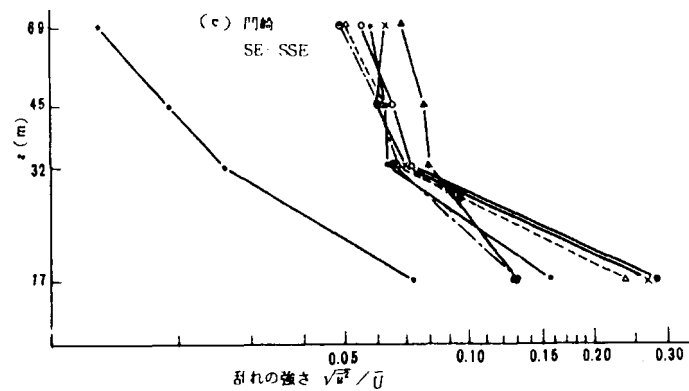
第1.1.1-8図 マツボリ風の強風地域(吉野,1961)

1.1.2 乱流強度に及ぼす地形の特徴

一般に、陸上(大気-陸地)は、洋上(大気-水面)と較べて温度差が大きいことから、乱流強度の卓越していることが窺えるとともに、複雑な地形に伴って風の剥離現象が生起するなど、乱れの大きな場として特徴づけられる。

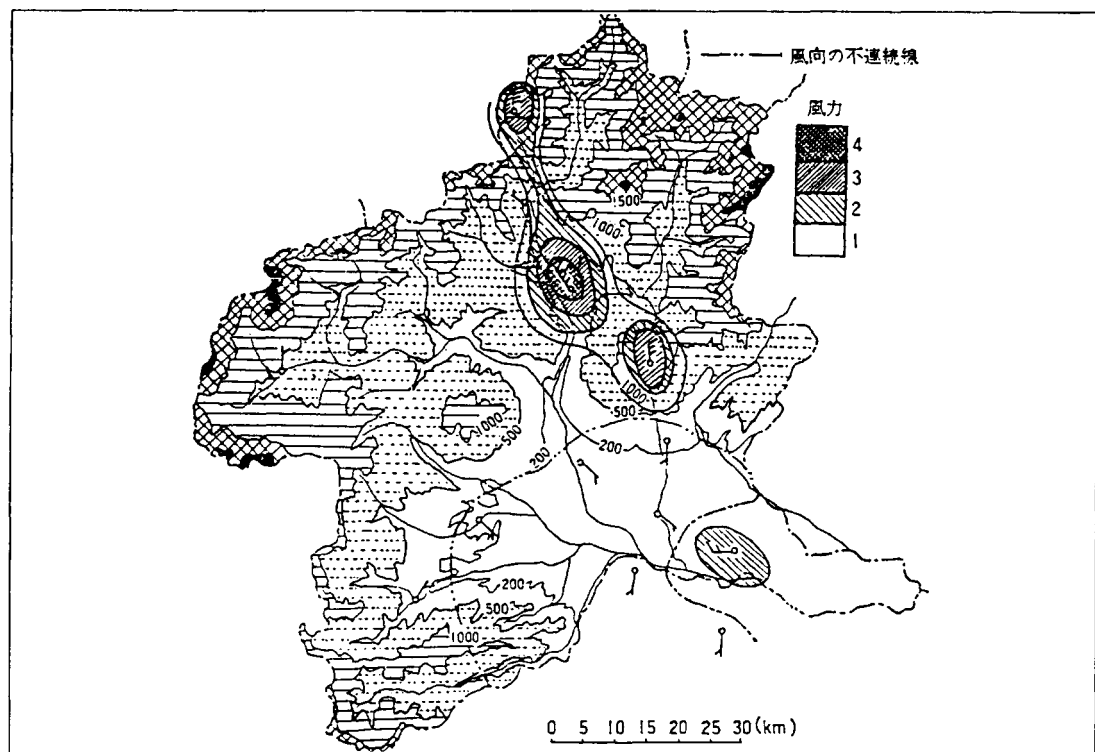
乱流強度の大きい風は、前線通過時の風向の変化に伴う乱れの増加がその代表的なものであるものの、乱流強度の大きな風について地形の特徴を取り上げてみると、「起伏が大きい地形上を吹く風」、「斜面の上端部(気流が剥離する地点)の風」の他、「空っ風(赤城おろし他)」、「小地形周りの収束する風」、「障害物を越えた風」があげられる。これらの中から2.3の実例を以下に紹介する。

「斜面の上端部(気流が剥離する地点)の風」の事例として、日大・生産工(1971)が鳴門海峡に面する門崎(淡路島)の鉄塔で風況観測した結果がある。それによれば、半島直上の最下層の観測層(17m)で乱れが卓越しており(第1.1.2-1図)、これは風上側の上端部からの剥離により生じた後流に覆われたことによるものである(付属資料1-2(1)を参照)。



第1.1.2-1図 乱れの強さの鉛直分布 (日大・生産工,1971)

「空っ風(赤城おろし他)」の例では、関東の空っ風の例にみられるように(付属資料1-3の(5)を参照)、斜面上に強風域が飛び石状態で現れる「はね水現象」が起きている所では、下降した気流が一転して上昇するため乱流の強い場となっているものと推察される(第1.1.2-2図)。

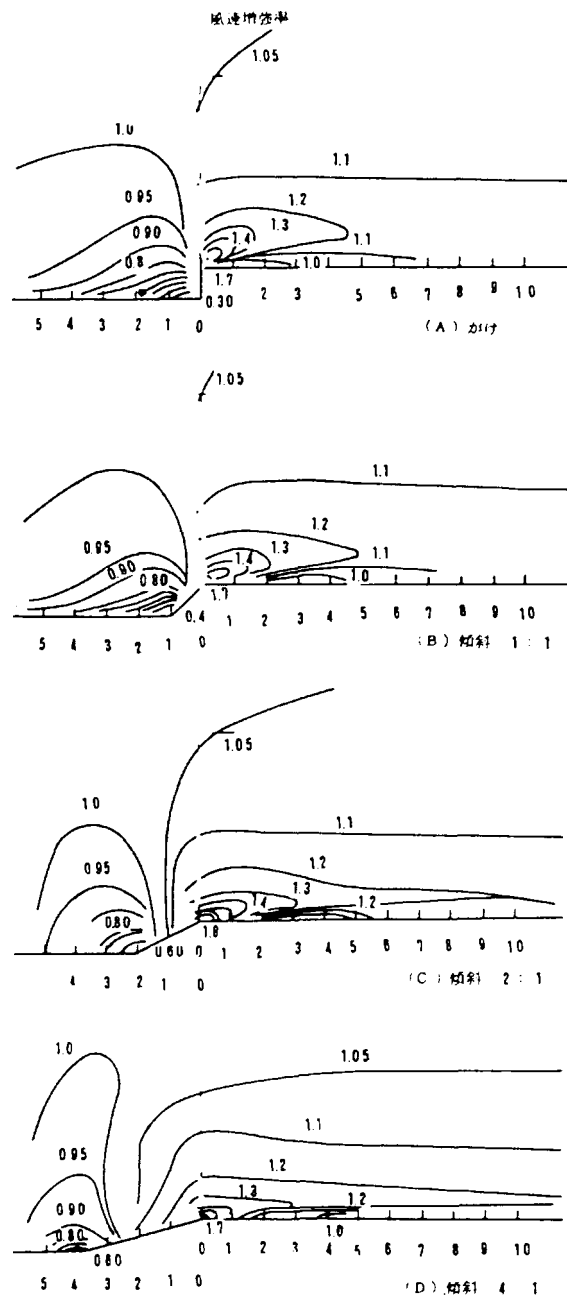


第1.1.2-2図 群馬県内の強風地域(Yabuki and Suzuki,1967)

「障害物を越えた風」の一例として、崖および斜面周りの風速変化を風洞実験により検討した結果をあげることができる(第1.1.2-3図)。崖や斜面の傾斜角によって

風速の変化パターンは異なるものの、風速の増加率の値にはあまり影響はみられない。

一般に、このような地形条件下では、気流が急峻な地形に近づくと圧力が増し、気流の大部分は上の方(圧力の低い方)に向かうものの、法肩で気流が剥離してその下に後流域が形成され、ここでは風が弱く乱れの大きい領域となっている。なお、後流域は傾斜角が増加するにつれて大きくなる傾向が認められる。また、崖や斜面の麓には回転する2次流ができ、乱流が発生する。これは一般流とは風向が反対であるため、風が弱く不安定になる。

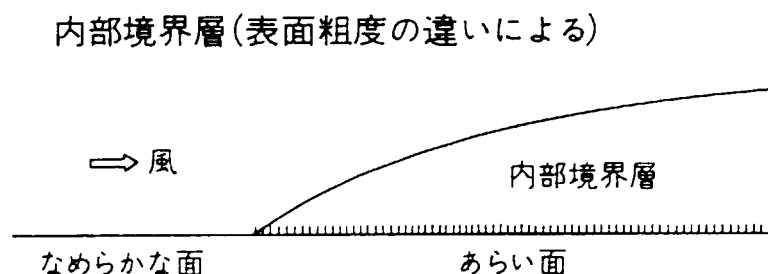


第1.1.2-3図 崖・斜面周りの風速増加率パターン(Bouen and Lindley,1977)

参考までに微小地形・小地形と風の変動(特に乱れ)に関する既往知見を整理して付属資料1-5に示した。

1.1.3 風の鉛直シアーに及ぼす地形の特徴

風速の高度変化は表面粗度(ラフネスとも呼ばれ、表面の荒さの程度を表すもので、粗度係数やベキ指数はその指標である)と密接な関連を有する。一般に、風下と風上の表面粗度が突然変化する場合、その境界線を越えると表面摩擦が変化するために風速が変化する。海風の場合、水面から地表面に吹き込むとき表面摩擦が増加するために風は減速する。この減速の影響は地表面の近くから乱流によって鉛直方向に及び、その影響範囲は距離とともに増大することが知られている。この変化を受けた気層は「内部境界層」と呼ばれ(第1.1.3-1図)、この層内では地表に近いほど乱流が発達し地表面では海上における風速プロファイルから大きくズレ、気流が不安定になっている。



第1.1.3-1図 内部境界層の模式図(吉野ら,1985)

このように、風の鉛直シアーには地表面の粗度あるいは地形の複雑さが関連しており、風が粗度係数の小さい場所から大きい場所に向かって吹いたり、平坦な地形から複雑地形に向かって吹く場合は、内部境界層が発達し、上下層の風速分布が異なることになる。

1.1.4 安定した風が吹くための地形の特徴

風速の時間変動として風速の季節変動を考えてみると、一般に、我が国の風況は冬季に風速が増加し、夏季に減少するパターンを呈する。

年間を通して安定した風力エネルギーを供給するためには、夏季の一般風がなるべく強い地点が風力発電の有望地域となると考え、全国の気象観測所から159箇所の地方気象台・測候所を選定し、1951年～1980年の期間中の統計値(日本気候表その2:気象庁,1982)から夏季(7、8月)の日最大風速10m/s以上の平均出現日数の多

寡を調べることにした。夏季の強風は台風の影響によるものかもしれないが、夏季に日最大風速10m/s以上の平均出現日数が多い気象観測所は、伊吹山、剣山の山岳地や室戸岬で30日を越える他、大島、寿都で20日～25日、稚内・石廊崎・千葉・油津の海岸、石垣島・与那国島・八丈島などの島嶼で10日前後を記録している。

ここで取り上げられた地域は山岳、岬、海岸、島嶼であり、1.1.1款(2)に示した強風発現域と符合する結果となっている。つまり、これらサイトに共通するマクロ的な地形として、開放度の高いことがあげられ、このような地形特性は、年間を通して比較的良好な風が吹く可能性を有するものと推察される。

1.2 我が国における風況の乱流特性

我が国における風力発電有望地域は、山岳、岬、海岸、島嶼などの地域にあり、欧米の風力発電サイトと較べて複雑地形条件下に位置していると考えられる。ここでは乱流強度を取り上げ、我が国と欧米の相違を明らかにすることとした。

1.2.1 乱流強度の定義

「乱流強度(It:Intensity of Turbulence)」は平均風速(平均化時間：10～30分)に対する風速の標準偏差の比と定義されるもので、次式で表される。

$$It = \frac{\sigma}{U}$$

IEC(国際電気標準会議)のTC88(風力発電システムの技術委員会)では、風力発電システムの安全基準の見直し(WG7)で風の乱流強度に関する基準を設けている。風力発電システム第1部の安全基準の見直し(IEC61400-1,Ed2)では、第1.2.1-1図を基に工学的に、より合理的に I_{15} を以下に示すA($I_{15}=0.18$)とB($I_{15}=0.16$)の2つのクラスに分類し、設定されている(松宮,1999)。

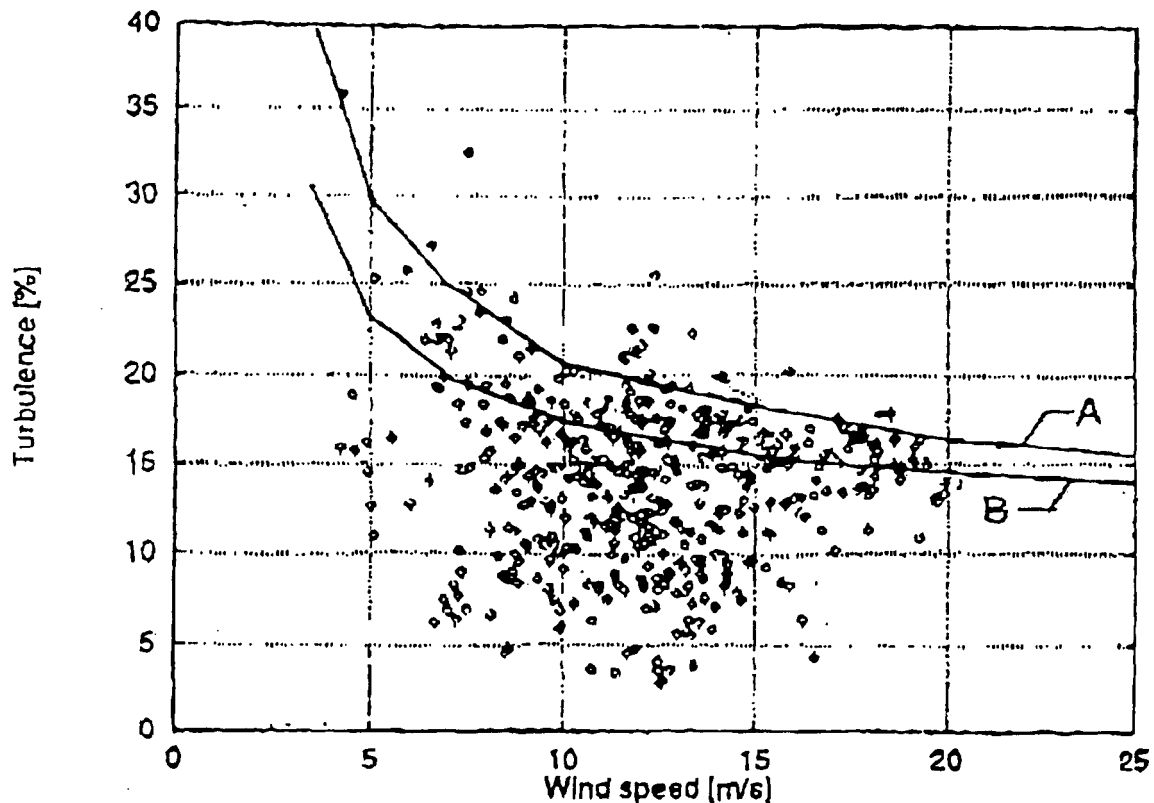
IEC/TC88/WG7による特別調査グループの調査結果

曲線A：グループA(新基準)

風速15m/sで $I_{15}=0.18$

曲線B：グループB

風速15m/sで $I_{15}=0.16$



第1.2.1-1図 風の乱流強度と平均風速の関係(IEC/TC88/WG7,1998)

1.2.2 我が国と欧米の乱流強度の比較

(1) 年平均風速15m/s時の乱流強度

a. 欧州

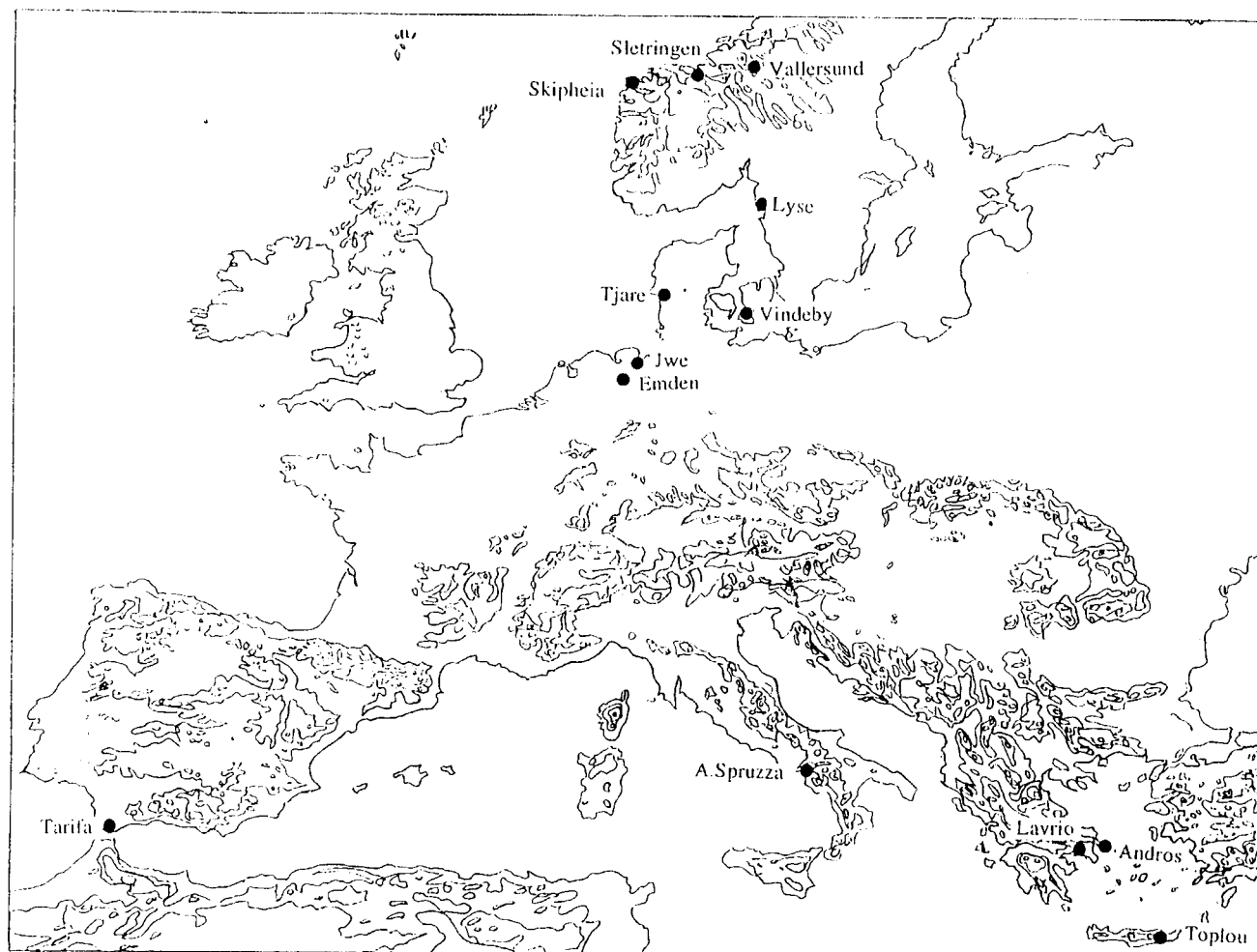
Database on Wind Characteristics(EU-Joule Project Number JOR3-CT95-0061)として公開されている風速と乱流強度の関係図に関わる資料がある。第1.2.2-1図はヨーロッパ各国のデータを全て取り込んで一枚の図に表したものであるが、図示しているように、風速と乱流強度には負の相関関係が存在することが認められるとともに、年平均風速15m/s時の乱流強度(I_{15})はおおよそ5～20%の幅がある。

ヨーロッパ7カ国の個別の資料を基に年平均風速15m/s時の乱流強度(I_{15})を読みとって第1.2.2-1表に掲げるとともに、観測地点図と I_{15} 値の分布図をそれぞれ第1.2.2-2図と第1.2.2-3図に示す(個別サイトにおける風速と乱流強度の関係図は付属資料1-6を参照)。ヨーロッパにおける I_{15} 値は0.08～0.21(平均:0.15)の範囲にあり、デンマークやドイツ北部のサイトの I_{15} 値は小さい値(0.08～0.14)となっている。これは、第1.2.2-2図からも類推されるように、これらのサイトの地形が平坦であることから風の乱れが弱いことによる。反対に、ノルウェー、スウェーデンあるいはギリシャの一部の地点における I_{15} 値は0.2程度となっており、ここでは複雑地形の影響を受けて乱れの卓越していることが示唆される。

第1.2.2-1表

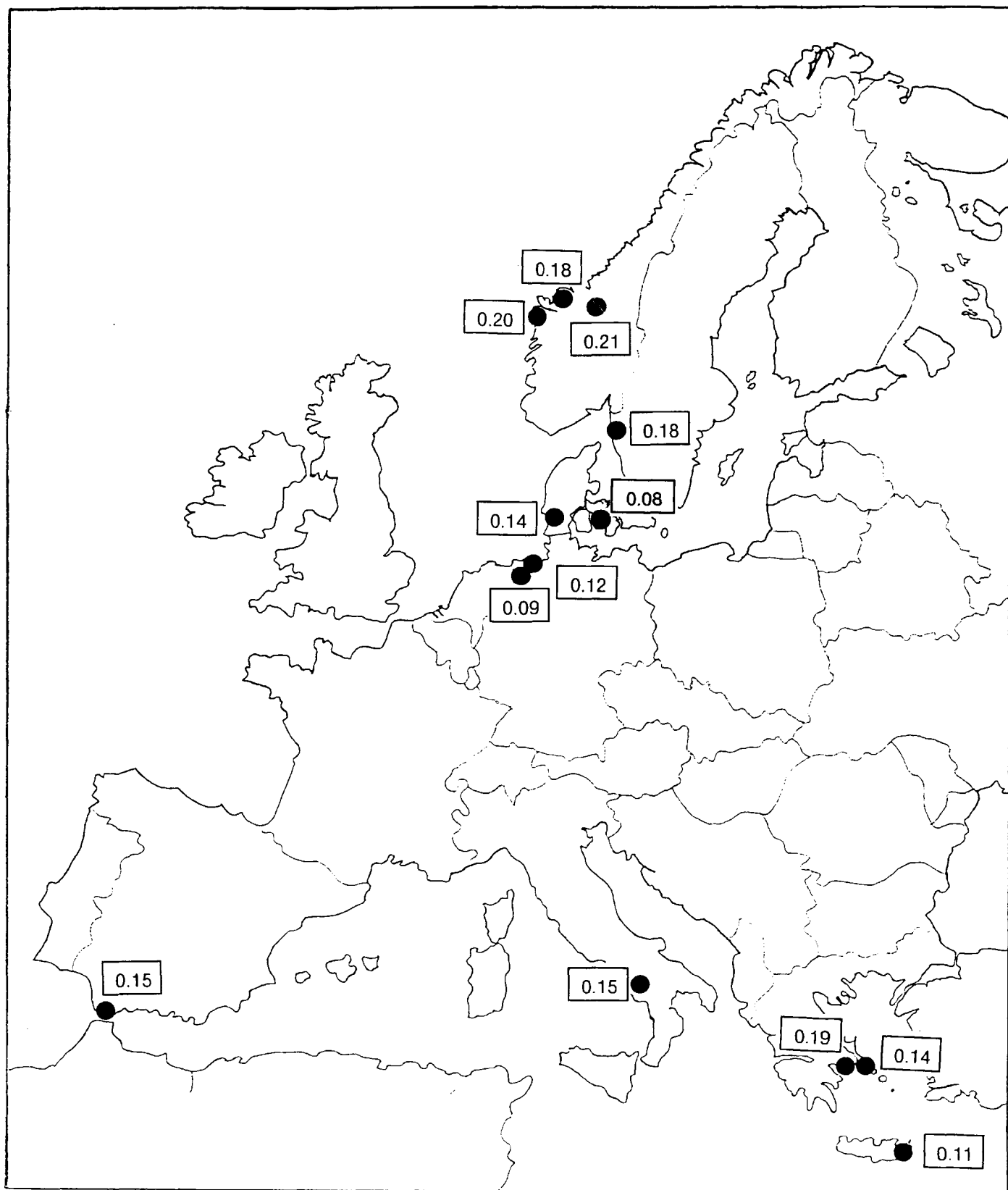
欧州における風況観測地点別乱流強度(I_{15})

国名	地点	位置		海拔高度 (m)	タワー高度 (m)	風速15m/sの時の 乱れ強度	備考
		緯度 (N)	経度 (E)				
ノルウェー	Sletringen	63° 40.0′	8° 20.00′	4	45	0.18	
	Skipheia	63° 40.0′	8° 20.6′	15	45	0.20	
	Vallersund	63° 51.6′	9° 45.1′	38	30	0.21	
スウェーデン	Lyse	58° 17.3′	11° 26.0′	9	65	0.18	
デンマーク	Tjare	55° 24.0′	8° 35.0′	4	90	0.14	
	Vindeby	55° 00.3′	9° 06.0′	0	37	0.08	洋上発電
ドイツ	Jwe	53° 37.1′	8° 03.1′	1	130	0.12	
	Emden	53° 20.3′	7° 09.5′	0	68	0.09	
スペイン	Tarifa	36° 02.6′	5° 34.1′	154	40	0.15	
イタリア	A.Spruzza	41° 35.8′	14° 24.0′	1,350	40	0.15	
ギリシャ	Lavrio	37° 46.1′	24° 04.0′	122	40	0.19	
	Andros	37° 58.0′	24° 44.9′	325	40	0.14	
	Toplou	35° 13.4′	26° 14.1′	145	40	0.11	



第1.2.2-2図

風況観測地点と地形略図



第1.2.2-3図 ヨーロッパにおける乱流強度(I_{15})

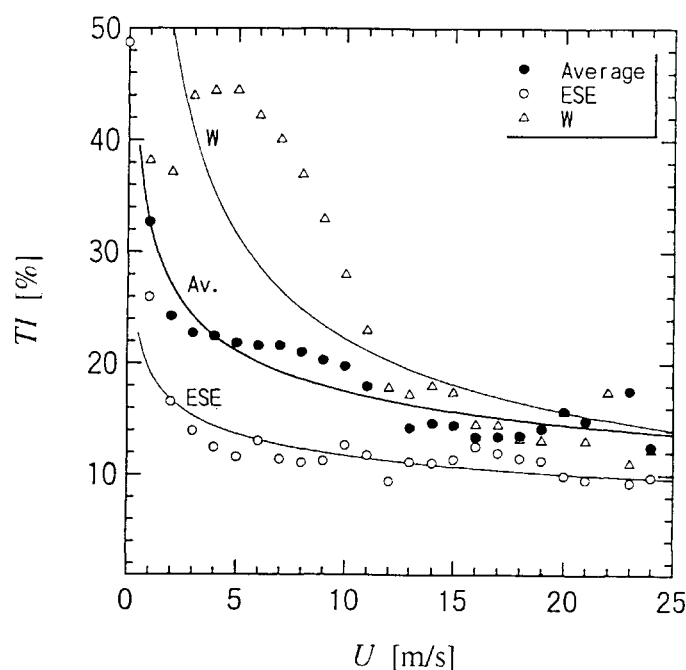
b. 日本

平成7年度(1995年度)以降実施されている「風力開発フィールドテスト事業(風況精査)」の中から10箇所の風況観測地点(下記に選定した自治体と観測期間を示す)の風況データを基に風速と乱流強度の関係図を作成し、年平均風速15m/s時の乱流強度(I_{15})を読みとって第1.2.2-4図に示す(個別サイトにおける風速と乱流強度の関係図は付属資料1-7を参照)。

北海道稚内市(1996.3.20-1997.3.19)、青森県深浦町(1996.11.1-1997.10.31)、
岩手県雫石町(1996.11.1-1997.10.31)、福島県天栄村(1996.11.2-1997.11.1)、
石川県門前町(1996.11.1-1997.10.31)、静岡県大東町(1996.3.5-1997.3.4)、
高知県大豊町(1996.3.16-1997.3.15)、熊本県高森町(1996.11.1-1997.10.31)、
鹿児島県頴娃町(1997.11.1-1998.10.31)、鹿児島県与論町(1997.11.1-1998.10.31)

我が国の乱流強度(I_{15})は、鹿児島県与論町の島嶼(0.15)を除き、各地点とも0.2程度となっており(平均:0.21)、日本の複雑な地形を反映してか、ヨーロッパの諸国の I_{15} 値と比較して概ね大きいことが分かった。なお、松宮(1999)は青森県竜飛岬の風車試験サイトの風観測データから乱流強度を算出し、当該域の乱流強度(I_{15})が、特に西風で異常に大きいこと(Bin処理した平均値レベルで0.18)を指摘している(第1.2.2-5図)。

以上、総括して、我が国は諸外国と較べて乱流の卓越していると言えよう。



注1 記号データは Bin 法による統計処理値を示す (Bin 幅 = 1.0m/s)。

注2 曲線は最小2乗法で与えた特性を示す。

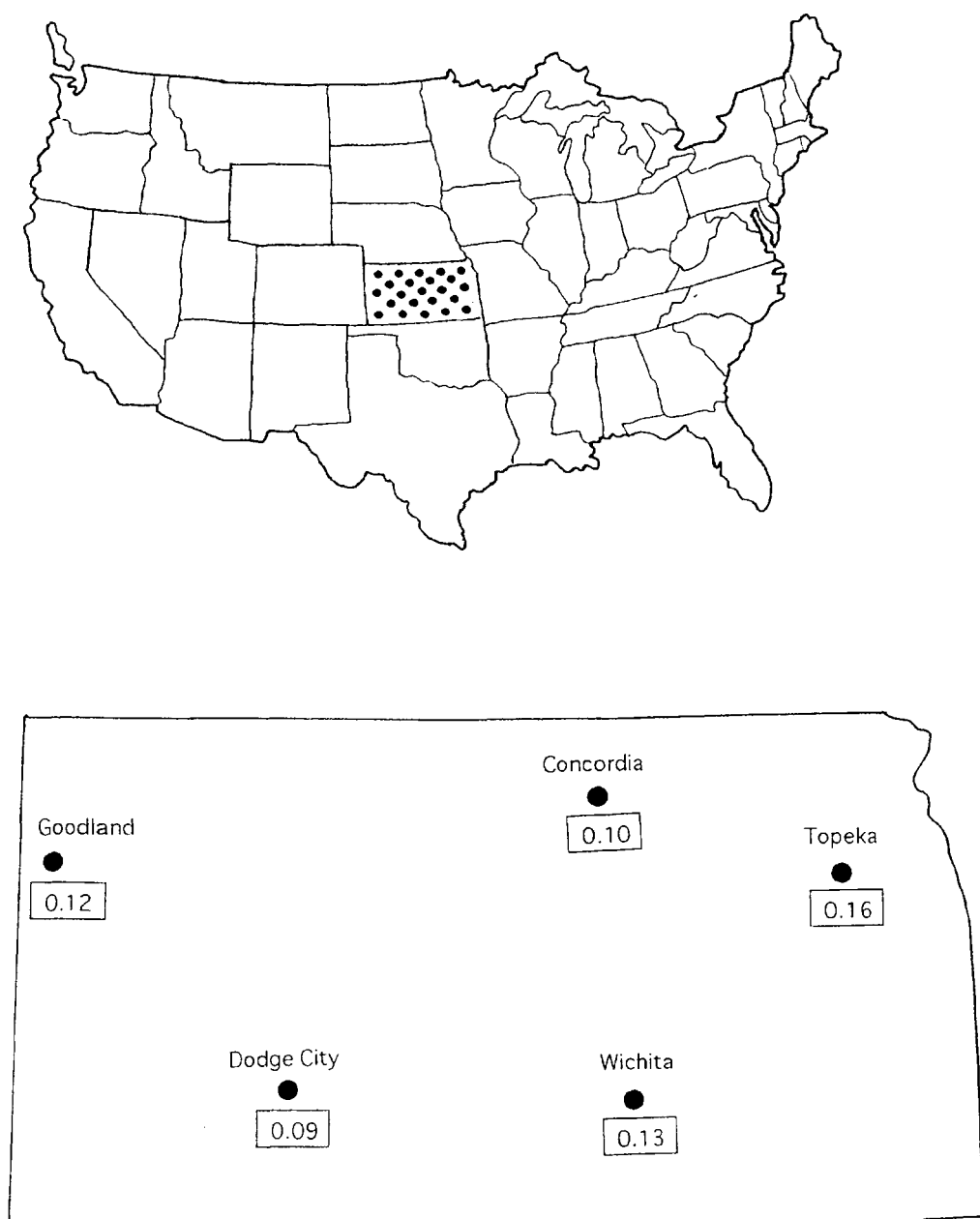
注3 Average, ESE, W はそれぞれ風向きが合成、東南東、西の方位を示す。

第1.2.2-5図 青森県竜飛岬における方位別乱流強度分布(松宮,1999)

(2) 年平均乱流強度

a. 米国

米国カンザス州の5箇所において、1980年8月から1984年9月までの4年1ヶ月間に亘り風況観測が実施されている(Johnson,1984)。ここではこの資料を基に年平均乱流強度を算出し第1.2.2-6図に示した。同州内の年平均乱流強度($I_{a.m.}$)は、5箇所の風況観測地点の平均で0.12となり、最小値はDodge Cityの0.09、最大値はTopekaの0.16であった。

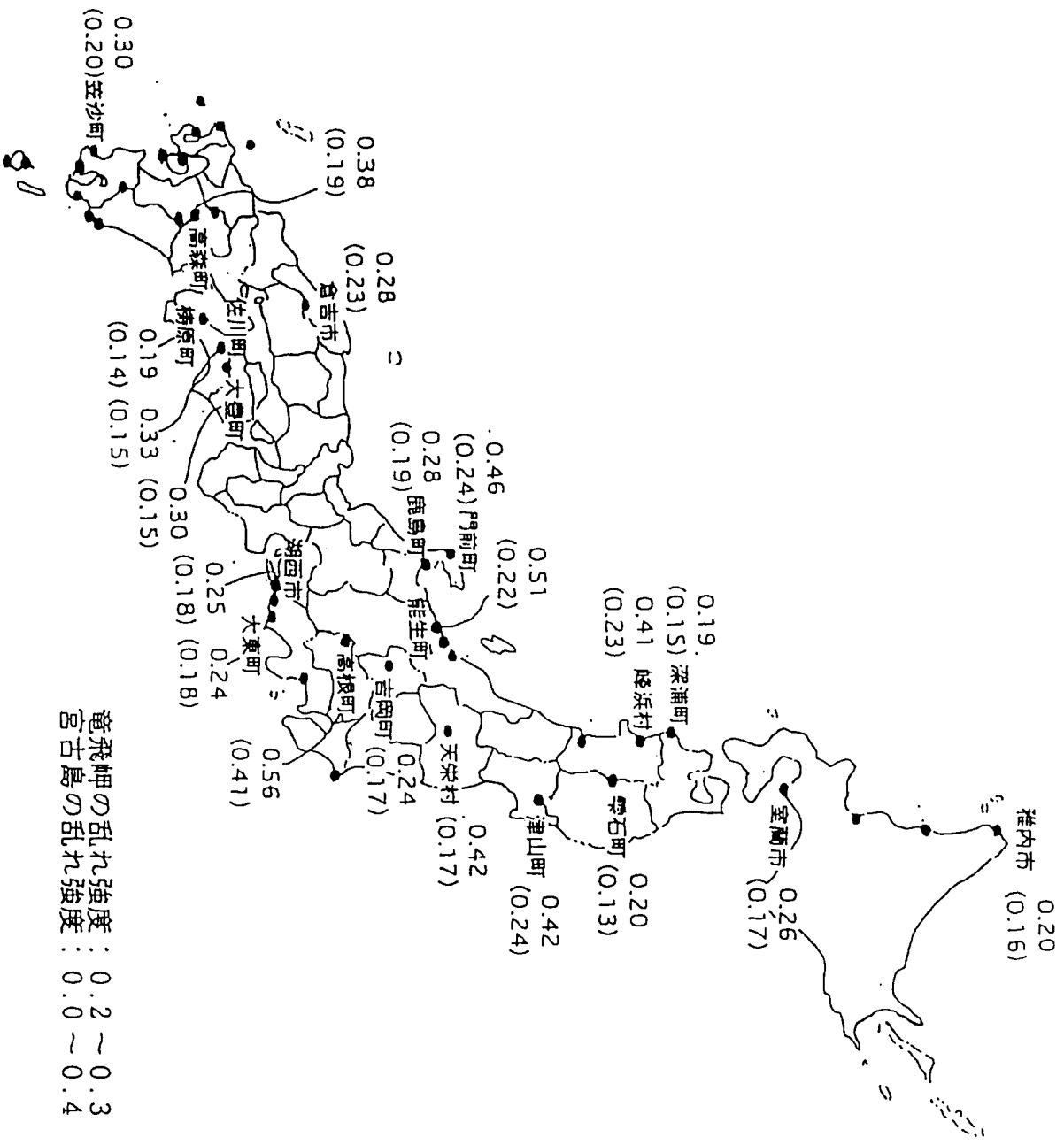


第1.2.2-6図 米国カンザス州における年平均乱流強度($I_{a.m.}$)の分布図

b. 日本

平成7年度・平成8年度の「風力開発フィールドテスト事業(風況精査)」の中から21箇所の風況観測地点における調査結果を基に、我が国の年平均乱流強度($I_{a.m.}$)の分布図を作成した(第1.2.2-7図)。同図には2種類の乱流強度値を掲げているが、上段の数値は風速4 m/s以上の風を対象とした風向別乱流強度の最大値であり、下段の括弧内の数値は全風向の乱流強度の平均値(全データの平均値)である。

いま、括弧内の年平均乱流強度($I_{a.m.}$)の数値をみると、21箇所の風況観測地点の全平均は0.20であり、最小値は岩手県雫石町の0.13、最大値は山梨県高根町の0.41となっている。ここで得られた数値は、一般に上述の米国カンザス州の乱流強度値よりも大きく、日本は年平均乱流強度の点からも乱れが卓越していることが認められた。



竜飛岬の乱れ強度：0.2～0.3
宮古島の乱れ強度：0.0～0.4

- 注) ①上段の数値は、風速4m/s以上の風を対象とした
風向別乱れ強度の最大値を示す。
②下段のカッコ内の数値は全風向の乱れ強度の
平均値を示す。

資料：風力開発プロジェクト事業実施箇所（風況精査）
（平成7年度～平成8年度）

第1.2.2-7図 我が国における年平均乱流強度($I_{a.m}$)の分布図

第2章 既存の風況予測モデルの調査

2.1 はじめに

風車を建設するための好適地選定や、ある地点の風況の予測においては、既に多くの事例において何らかの形で数値モデルが利用されている。それは、特に、ある広がりをもった地域内で風車の設置の適地を選定する際に、それら候補地点全てに対して風の観測を実施してこれを行うことが現実には困難であることが多いからである。用いられる数値モデルは、はじめから風況の解析を第1の目標として開発されたものから、多様な目的のために開発されたモデル、例えば、工学で一般的に利用される数値流体力学モデルや気象学のメソスケールモデルを援用したものまで、いろいろな種類におよぶ。また、ある地点や地域の風況は、評価地点近傍の地形から広域の気象状況に至るまでの、幅広い空間スケールの現象が関与しているが、そうした状況に対応するため、複数の数値モデルを組み合わせて利用している事例もある。

本調査研究では、風況の解析に数値モデルが用いられているいくつかの事例について調査を行った。ここでは、それらについて簡単な紹介を行う。また、風況予測は不規則な表面形状をした自然地形上の風の流れの予測でもある。そのため、特にこれまで風況の予測には用いられていないが、風況の予測にも利用可能であると思われる数値モデルについても調査した。その結果についてもここで合わせて示す。

ところで、風況解析専用開発されたモデルの代表として、デンマークで開発されたWASPや米国のAVENUがある。これらのモデルは、諸外国やわが国での利用実績が非常に高い。しかし、線形化された流体方程式を基礎にして作られたものであるので、適用できる地形条件が起伏の緩慢なものに限られている。これらのモデルは、もともとモデルの入力条件である参照地点 (reference point)における風の観測値の変動と、予測されるべき地点の風速の変動との間に高い相関があるような場合について適用されるべきものである。実際には、モデルの適用範囲を超える地形条件に対しても適用されている例が見られ、そのために風況の評価の精度に問題が生じることが少なからずある。これらの線形モデルの内容に関しては、前年度報告書に詳しく述べてある。したがって、ここでは、主にWASPやAVENU以外のモデルを用いている事例について紹介する。

2.2 変分法モデル (NOABL, WINDS)

変分法を用いて複雑地形上の3次元的な風場を計算する手法はSherman(1978)によって始められたが、方法が非常に簡便であり、流体力学の方程式を直接解くモデルに比べて必要とされる計算機資源がはるかに小さくてすむ。そのため、大気汚染

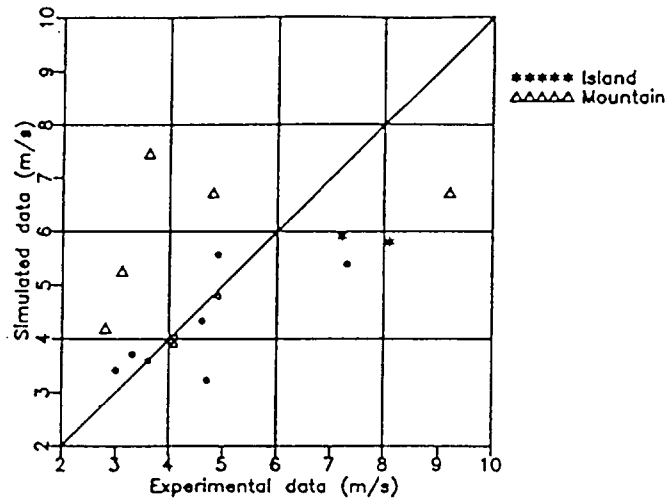
物質の広域の拡散や風況の予測などの実用的な問題にこれまで数多く適用されてきた。変分法モデルでは、解析対象領域を3次元の格子に分割し、初期条件として与えられた3次元の風速場から等出発して、繰り返し計算によって速度場を順次修正して行く方法である。そのとき、非圧縮流体の連続の式が束縛条件として課される。修正は、領域内部で行われた風の実測値の分布をできるだけ反映するように行われる。

風況の予測に多用されてきた変分法モデルの1つに、NOABL(Philips, 1979)がある。NOABLでは、入力条件としていくつかの地上観測と上空の地衡風データを用いる。大気を境界層と自由大気と分け、各観測点で大気境界層内でべき法則に従い自由大気中で地衡風速に等しくなるような風速分布を設定する。それらの風の鉛直分布を、変分計算用の3次元格子点に適当な内挿で割り当て、それを初期条件として風速場を連続の式を満足するように修正していく。NOABLには、地球自転の転向力(Coriolis力)の影響による境界層内の風向のエクマン螺旋構造や、大気の安定度効果が入っていない。変分法モデルは、解法の簡便さという利点がある一方で、初期に設定する風速場が解の精度に影響を与えるという問題点もある。大気境界層の中の風速分布は、大気と地面と間の運動量、熱量の交換および地球自転の転向力の影響を受けている。次に示す、風況解析用のソフトであるWINDSは、変分法モデルにこれらの効果を考慮するように改良したものである。

WINDS (Wind field Interpolation by Non Divergent Schemes, Ratto等(1990))では、大気境界層を接地層とエクマン層とに分け、自由大気と合わせて大気全体を3つに分けて取り扱っている。したがって、初期条件の場合は、大気下層の安定度や転向力によるエクマン螺旋が表現されたものになっている。大気境界層より上の自由大気中では、風向および風速が一樣であると仮定されている。また、境界層の高さも流れの状況によって変化するようになっている。接地層の風速分布は、Monin-Obukovの相似則を適用して対数則に補正項をつけ加えた分布関数で表現している。エクマン層内の風速分布は、Zilinkevich (1989)に従い多項式で表されている。地上風の風向の地衡風からのずれの角度は、安定度を考慮した地衡風抵抗則から与えられるものを用いている。接地層の取り扱いではMonin-Obukov長さを評価する必要があるが、簡便なLiu等(1979)の定式化を用いている。

WINDSによる年平均風速の予測値と観測値とを比較したものを第2.2-1図に示す。この予測例は、地中海のサルジニア島について行われたもので、格子点数 $125 \times 65 \times 5$ 、水平格子間隔はx方向に2.6km、y方向に2.3kmである。入力の気象条件としては、地衡風の統計が用いてある。図によると、標高の高い山岳地域の観測点や離島部においては、観測値の再現性がよくない。その理由として、WINDSには内部境界層を発達取り扱う過程が入っていないので、対称的な断面をもつ地形上の流れが、上流

側と下流側とではほぼ完全に対称的に再現されてしまうという性質があることによる。変分法による解法は簡便である一方、流れ場の物理過程を完全に取り入れることが難しいという問題点もある。



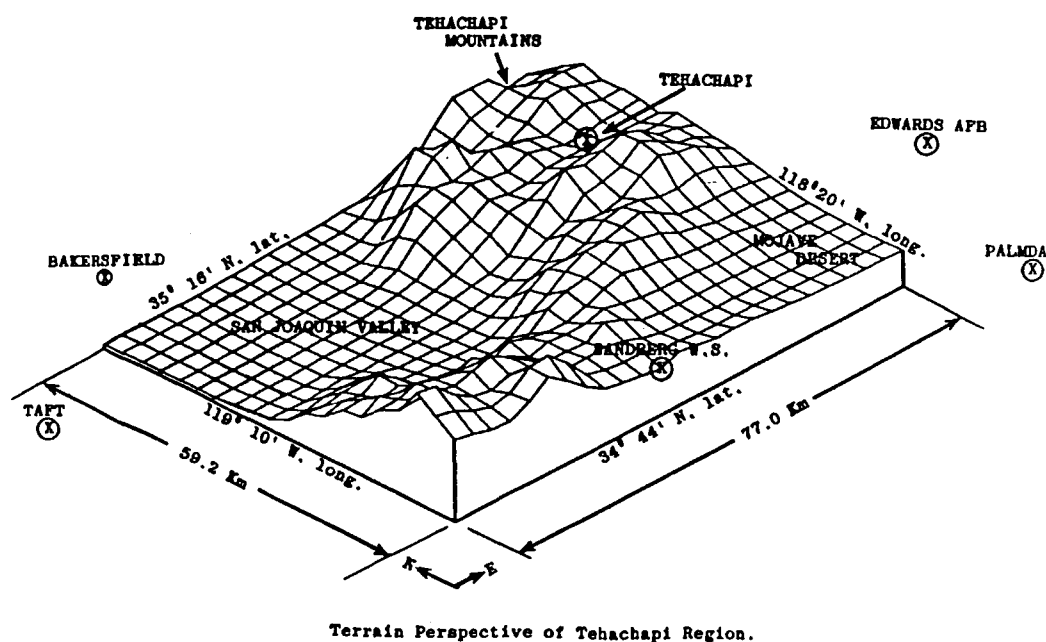
第2.2-1図 WINDSモデルによる年平均風速の予測値と観測値との比較

2.3 メソスケールモデルと変分法モデルNOABLを併用している例

風況予測にメソスケール気象モデルを用いてるものは事例が少ない。Frank and Landberg (1997)によるドイツのカールスルーエ工科大学のメソスケール気象モデル(KAMM Karlsruhe Atmospheric Mesoscale Model, 通称KAMMモデル (Adrian and Fielder, 1991))とWASPとを併用したもの、Traci等(1977)によるプリミティブ方程式モデルと変分法モデル(NOABL)とを併用したものなどがある。メソスケールモデルは、通常、格子間隔が数kmであるので、上記の例では、より詳細な検討はWASPやNOABLなどのモデルを用いて行っている。Frank and Landbergの研究は、昨年度の報告書に示してあるので、ここでは、後者の例について述べる。

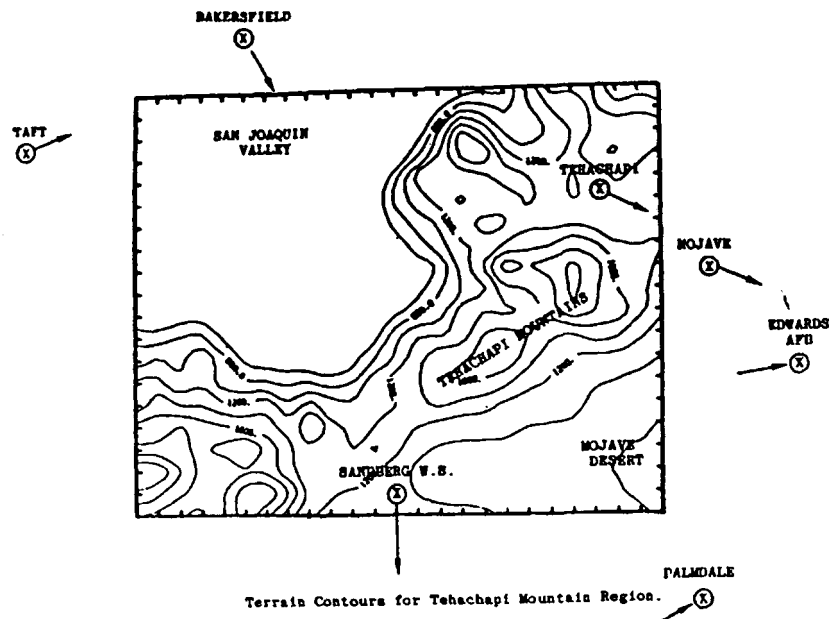
Traci等は、米国ロサンゼルス以北西約100kmに位置するカリフォルニア州のTehachapi付近の山岳地帯の東西77km、南北59kmの地域の風況評価を試験的に行っている。第2.3-1図は、解析対象地域の地形の鳥瞰図、および平面図である。地面の標高は、600～1600mである。風況を決める最も主たる要因は、その地域の代表的な総観規模の気圧配置である。当該地域では11月の総観場が年間の特徴的な総観場を代表している。この地域の北西には、標高が2000mを越えるシエラネバダ山脈の西側の谷が広がっているが、年間を通じて卓越している西よりの風がシエラネバダ山脈を越える手前でchannel風となり、当該地域へ北西よりの風として流入してくる。

Tehachapi周辺は第2.3-1図にあるように、北東から南西に走行をもつ尾根状の丘陵になっているので、卓越風に対して直角方向に近く、丘陵による風の増速には適した地域である。Traci等は、11月の2つの代表的気圧配置についてメソスケールモデルによって、領域全体の風速分布の概略を計算し、その結果をTehachapi近傍のさらに詳細な風況分布の評価に用いている。詳細な分布の評価は、Tehachapiを含む20km四方程度の領域を対象として、変分法モデルNOABLを用いて11月の19日間分の地上観測に対して行っている。メソスケールモデルの結果は、NOABLモデルの上空の条件を設定するのに用いられているが、それは2例しか計算されていないので、NOABLの計算で対象としている19日間を、メソスケールの計算を行った2つの代表的な総観場に分類しているものと思われる。第2.3-2図に、メソスケールモデルによる風速ベクトル、平均風速分布、乱れ強度分布が示されている。第2.3-3図は、変分法モデル

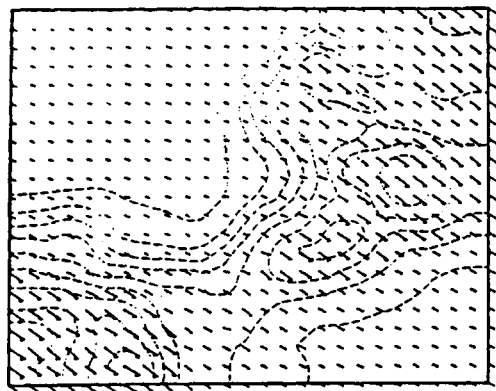


第2.3-1図 評価対象領域の地形（鳥瞰図）

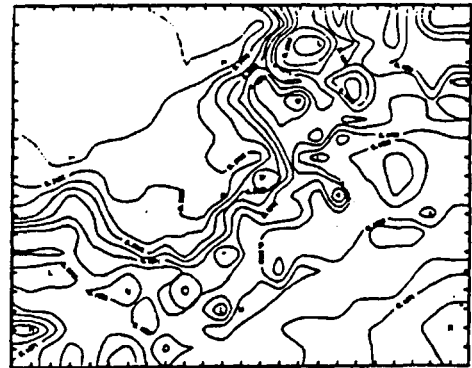
NOABLによる平均風速、およびワイブルパラメータの分布である。ワイブルパラメータは、NOABLで計算した全てのケースに対して、ワイブル分布にあてはめたものである。また、第2.3-4図は、計算領域内にある観測地点の風速出現頻度分布と計算によるものとを比較した図である。計算は、11月1カ月であるが観測値は1年間のものを用いている。図では、非常によく一致しているが、この理由については、原著者は特に言及していない。



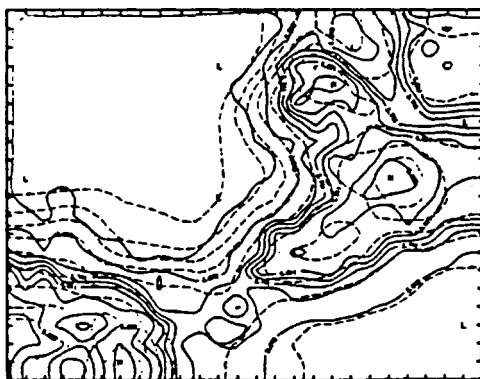
第2.3-1図（続き） 評価対象領域の地形（平面図）



a. Velocity Vectors

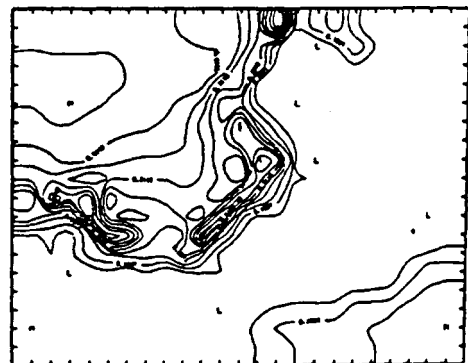


a. Mean Square Turbulent Velocity Fluctuation (m^2/sec^2) at ~21 m to 32 m AGL



b. Wind Speed (m/sec)

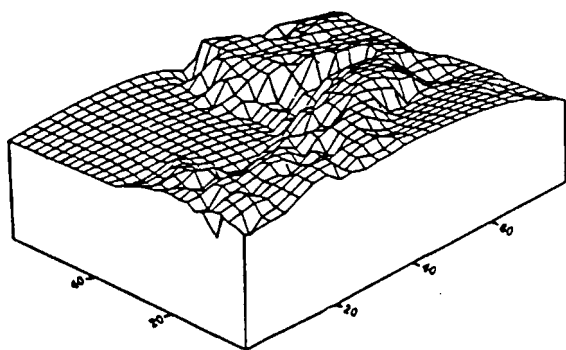
Near Surface Velocity Vector and Wind Speed Contours (~42 m to 63 m AGL) Tehachapi Flow Field Computation (1230 GMT, 11/15/74).



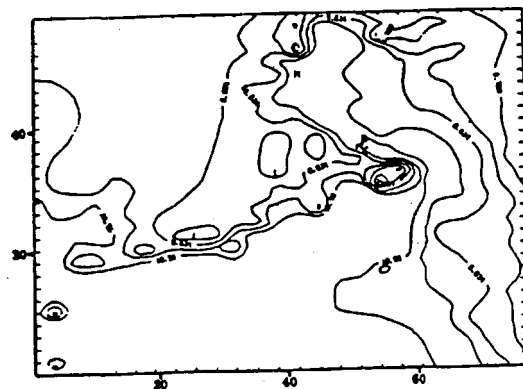
b. Mean Square Turbulent Velocity Fluctuation (m^2/sec^2) at ~87 m to 130 m AGL

Near Surface Mean Square Turbulent Velocity Fluctuation Contours Tehachapi Flow Field Computation (1230 GMT, 11/15/74).

第2.3-2図 メソスケール気象モデルによる計算例.



(b) Wind Speed Perspective Plot



(a) Mean Wind Speed $\langle V \rangle$, (m/sec)

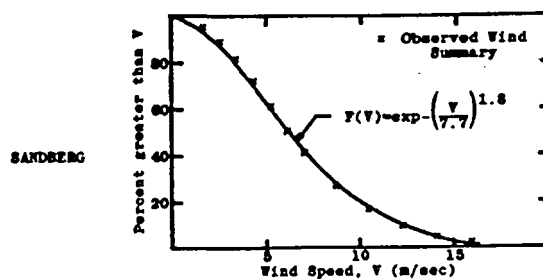
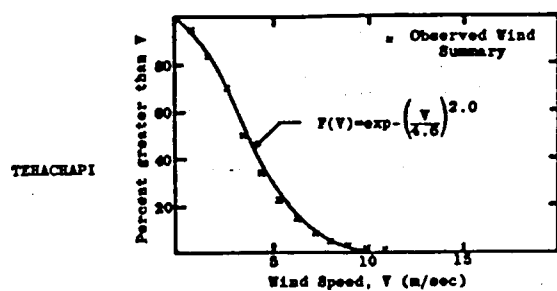


(a) Wind Speed Standard Deviation, $\langle (V-\bar{V})^2 \rangle^{1/2}$, (m/sec).



(a) Wind Energy Content $\langle V^3 \rangle$, (m³/sec³)

第2.3-3図 変分法モデルによる、Techachapi近傍の計算例.



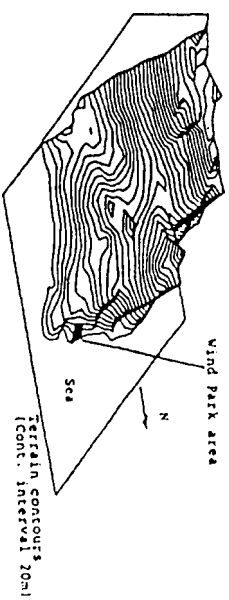
第2.3-4図 風速の出現頻度分布の計算と観測との比較.

2.4 変分法モデルと数値流体力学モデルとの併用の例

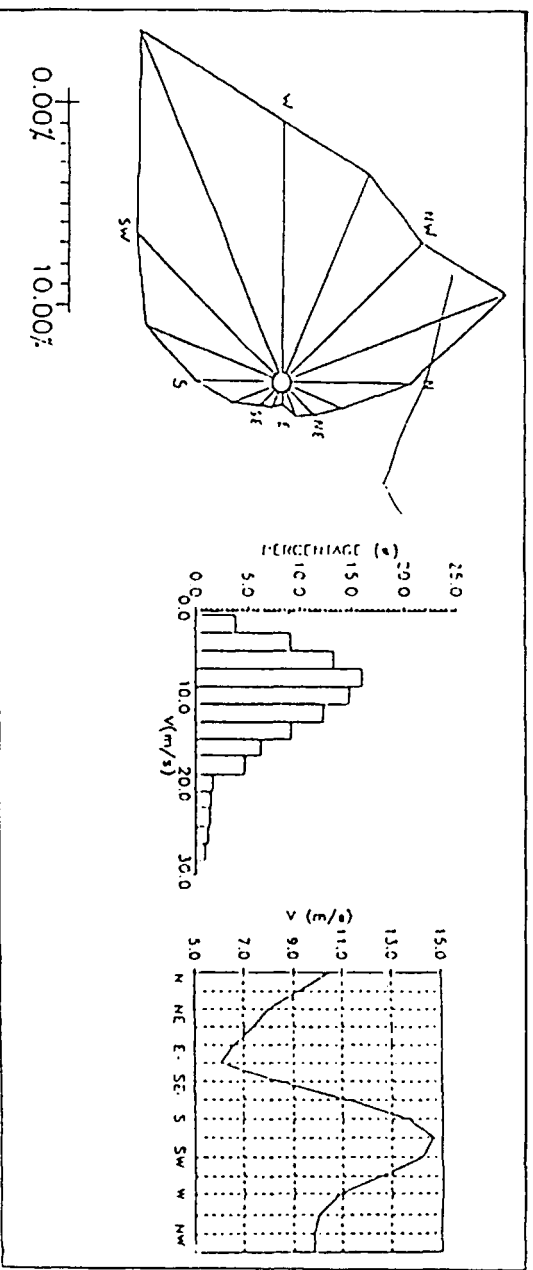
Trifonopoulos and Bergeles (1990) は、ギリシアのEVIA ウインドパークの風況評価において、変分法モデルと2次元の数値流体力学モデル（レイノルズ平均Navier-Stokesモデル）とを併用している。変分法モデルは、ウインドパーク周囲のメソスケールの風の場合を計算するのに用い、数値流体力学モデルをウインドパーク内の詳細地形の影響を評価するのに用いている。変分法モデルは、前述のNOABLモデルである。また、数値流体力学モデルは、乱流モデルとして標準k- ϵ モデルを用いている。

当該ウインドパークはアテネの東方約200kmのところに位置し、周辺の地形は第2.4-1図に示すようになっている。変分法モデルでは、ウインドパークを含む18km×17kmの地域を、1kmの格子点間隔をもつ格子に分割したものが計算領域である。変分法モデルの入力条件には、約200km離れたアテネの高層気象観測データのみが用いられている。第2.4-2図に、計算に用いたアテネの高度700mbの風配、および風向別出現頻度が示してある。変分法モデルによる計算は16風向の上空風全てについて行い、それぞれの風向に対して得られる計算領域内の風速分布を、上空風の各風向の出現頻度で重みつけた平均をとって求めている。第2.4-3図は、変分法モデルで得られた地上10mの年平均風速分布が示してある。計算では、ウインドパーク周辺の年間平均風速6.4m/sが得られている。

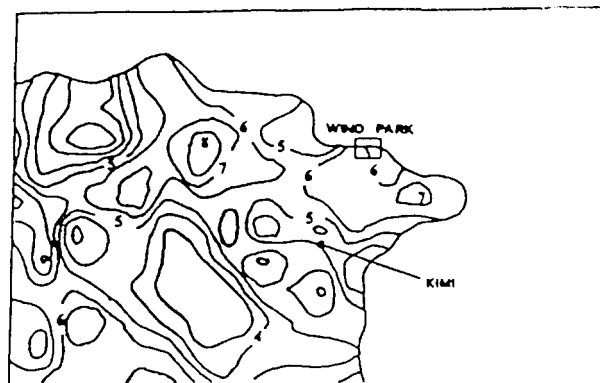
当該ウインドパークには、海岸に面した北向きの崖の上に、既に3基の風車が設置されているが、2次元数値流体力学モデルは、各風車を通る南北方向の鉛直断面内について実施されている。計算には、直交曲線座標系が用いられており、各風車を通る断面内の格子分割を第2.4-4図に示す。計算は、北風のみについて行われている。流入境界条件は、海上の大気境界層の厚さを400mとし、境界層上端で10m/sとなるような風が与えられている。第2.4-5図には、各風車を通る断面内の風速分布が、また、風車1については乱流エネルギーの分布も示されている。各断面とも1st rowと記された位置に風車がある。計算によると、現在の風車の位置は、崖による風速増加が大きい地点に設置されているものの、風速シアーや乱れが大きい部分に位置していることがわかる。こうした計算は、新たに建てられる風車の位置の選定に用いられている。図には、2nd rowという印があるが、そこは新たに風車を設置する位置であり、崖から内陸側にあるため風速は既存の風車の位置よりもやや小さくなるものの、流れのシアーや乱れの小さい部分が選ばれている。



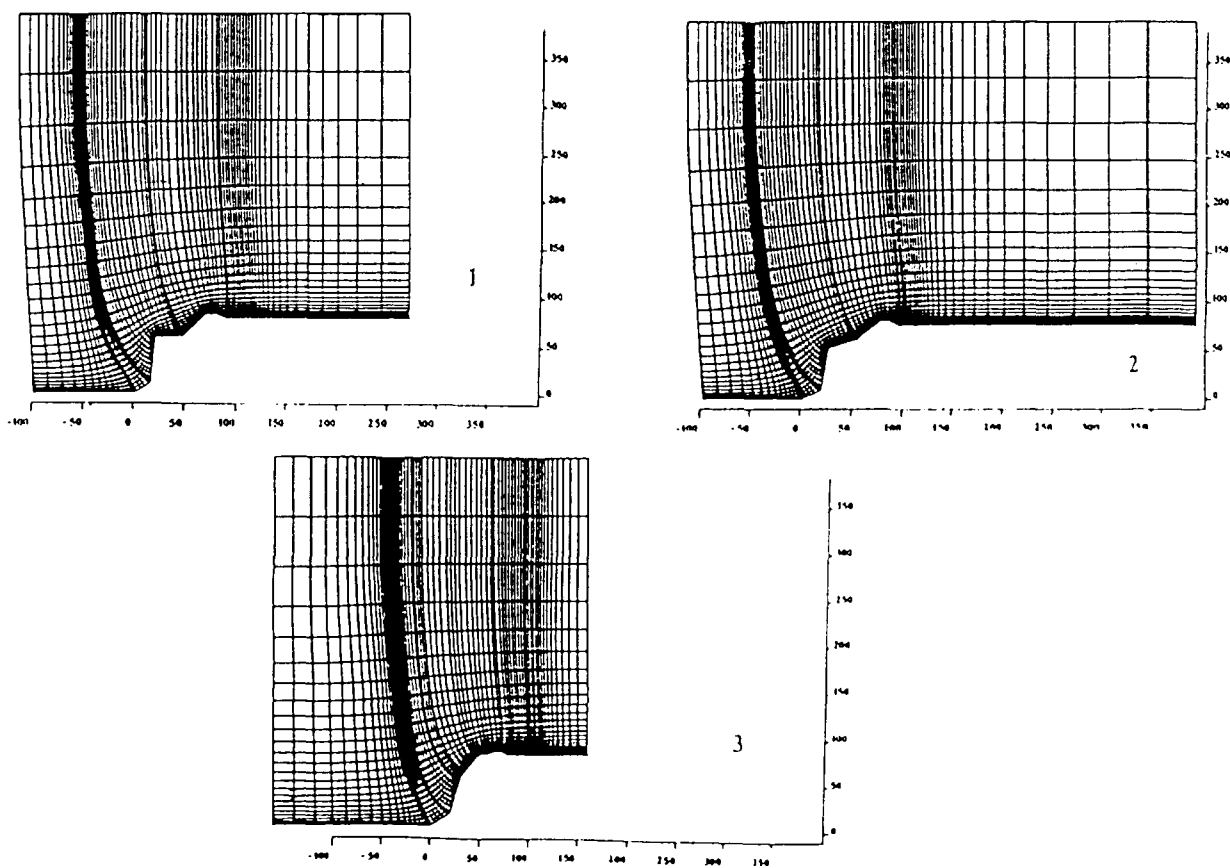
第2.4-1図 ウインドパーク周辺の地形



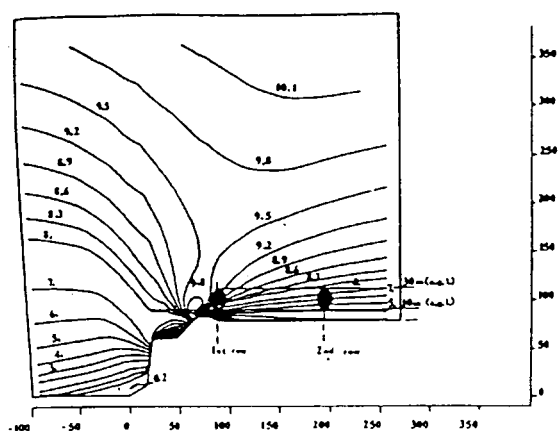
第2.4-2図 アテネにおける高層風 (750mb面) の風配、風向別出現頻度、風向別平均風速



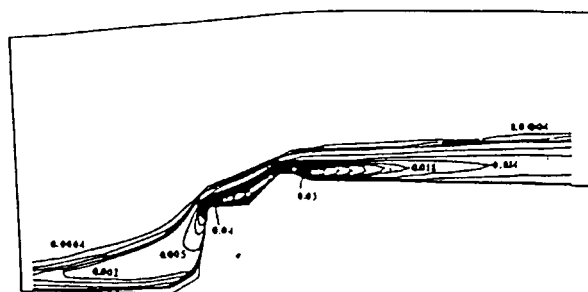
第2.4 -3図 変分法による地上10mの年平均風速



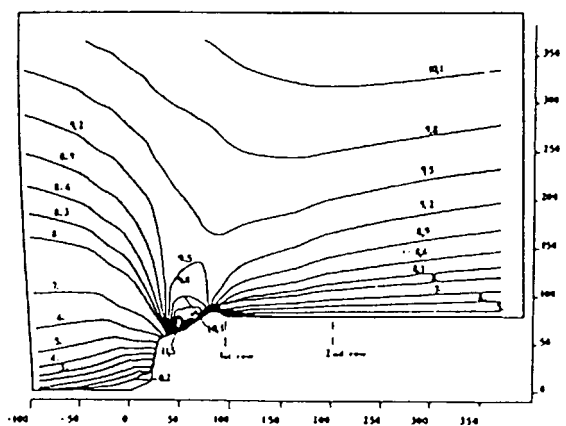
第2.4 -4図 2次元数値流体力学モデルの計算に用いた格子



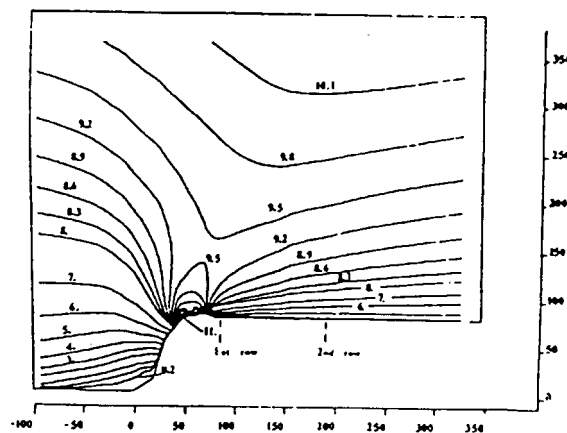
Wind speed contours(m/s) through the WG1.



Turbulence intensity contours(k/U^2) through the WG1.



Wind speed contours(m/s) through the WG2.



Wind speed contours(m/s) through the WG3.

第2.4 -5図

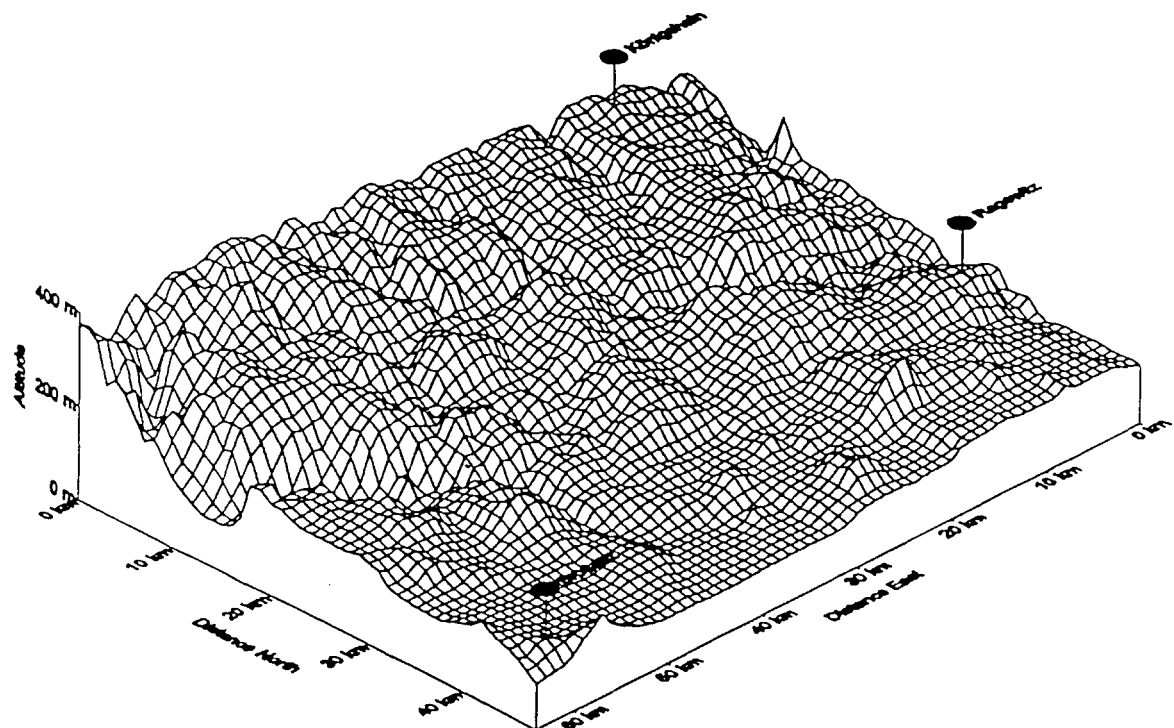
既存の3台の風車を通る南北鉛直断面内の風速分布 なお、風車1については、乱流エネルギーの分布も示してある(左上図)。

2.5 メソスケール気象モデル (KAMMモデルとWASP)との比較

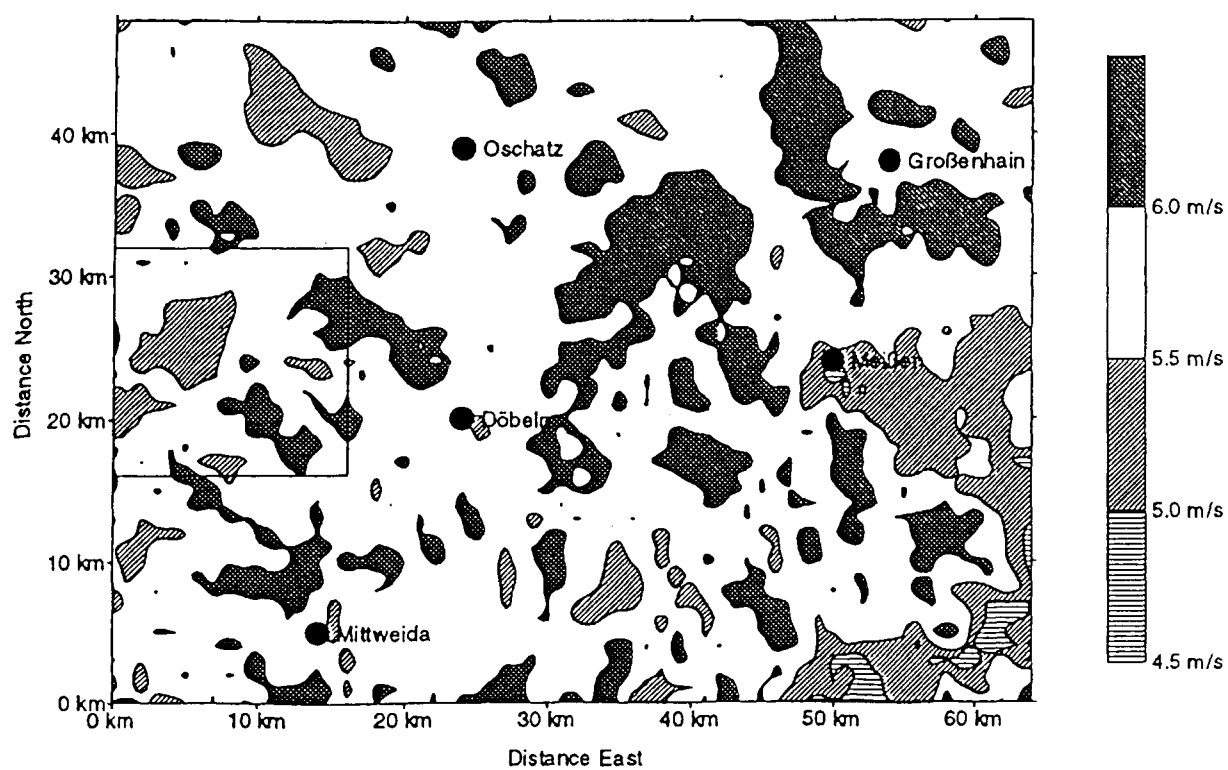
Hirsch 等(1996)は、ドイツのカールスルーエ工科大学の非静水圧・非弾性メソスケール気象モデル (KAMMモデル、Adrian and Fiedler, 1991)とWASPとの比較を行っている。評価対象とした地域は、ドイツ東部の山稜から北部平原に地形が変化する付近の東西約60km、南北約50kmの地域である。地形を第2.5-1に示す。この地域内で、約7年間の特別観測の期間中に図にある3カ所で風の観測が実施されている。

WASPによる風況計算では、この地域を12の区画に分割し、それぞれについて地面粗度分布図を作成して行っている。WASPの入力条件となるreference pointにおける風速は、第2.5-1の地形図の中の右上の観測地点の92年11月から94年10月までの2年分である。評価対象地域内を0.25kmの間隔の格子に分割し、各格子点毎にWASPを適用して得られた地上30mの年平均風速分布が第2.5-2図に示してある。この地域では、年間平均値で5~6m/sが得られている。図では、標高と風速関係がいくつか見られる。特に風速が6m/sを越える地域は、この地域の中の標高の高い部分と大体において対応している。風速が最も小さく出ているのは、エルベ川の河谷に沿ってである。

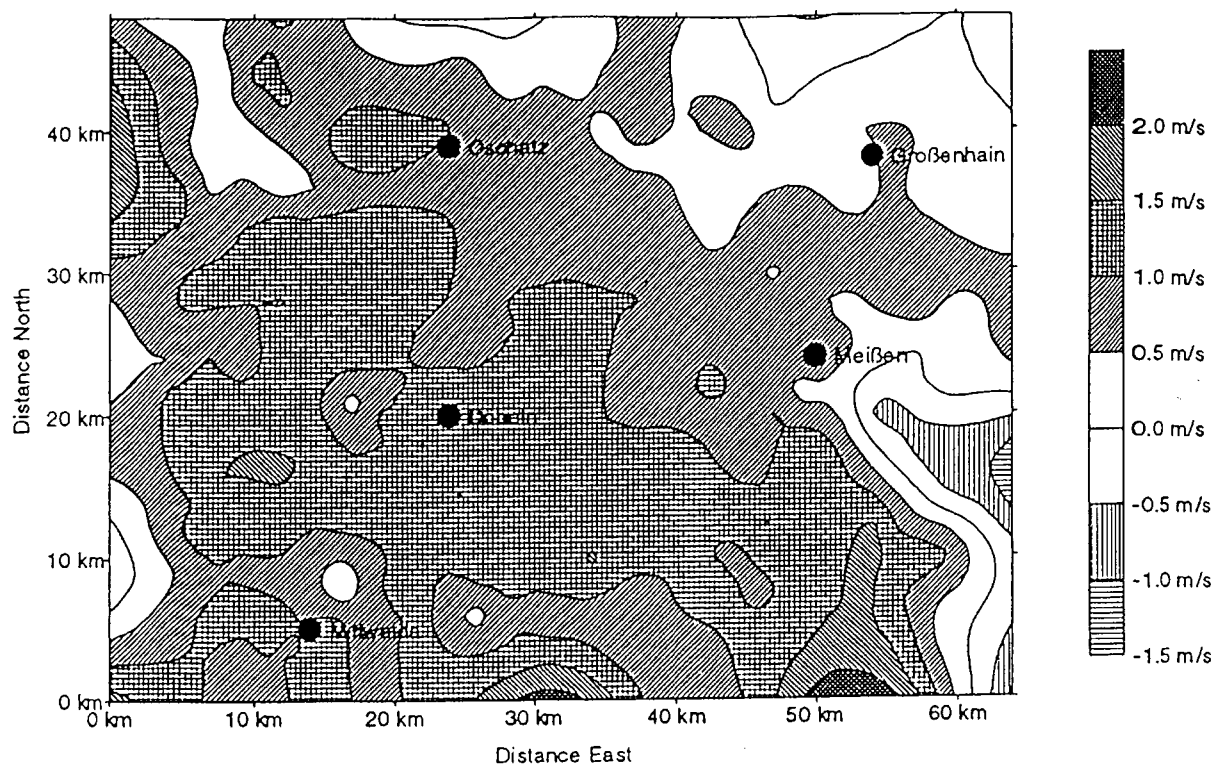
一方、メソスケール気象モデル (以下KAMMモデルと略記) による計算は、領域内部を格子点間隔5kmの格子に分割し、高層気象観測値Pragueにおける、1984年から1993年にかけての10年間の上空750mbの風向風速データを120のクラスに分類したものを入力条件として行っている。計算では、気温の鉛直構造はクラス分類せず、対流圏の代表的な温度減率を用いている。モデルによる計算結果は、W地形と風速との関係がはっきりしないものとなった。そこで、KAMMモデルの空間分解能を5kmから2.5kmにあげ、そのかわり上空風のクラス分類を120から60に減じて同様の計算を行っている。空間分解能を上げることにより、地形と風速との関係にややはっきりとしたものが見られるようになった。それでも、WASPとKAMMモデルとの間には、少なからぬ差異が認められる。KAMMモデルとWASPとの風速評価値の差を第2.5-3図に示した。同時に風速がWASPによる評価より、1m/s~2m/s程度全体的に大きい。このことについて、KAMMモデルでは小刻みな起伏による摩擦の効果がWASPほど十分に評価されていないためであることが指摘されている。さらに、領域内の3カ所の風況観測値のデータと比較しているが、第2.5-1図の左下の観測点で0.3m/sの過小評価、他の2地点で0.3m/sと0.7m/sの過大評価となった。ワイブルパラメータについては、許容範囲を超える差が得られている。著者等は、メソスケールモデル単独では、風況予測には不十分であることを結論づけている。



第2.5-1図 計算対象領域の地形 3つの黒丸は、特別観測における風況観測地点である。



第2.5-2図 WASPによって得られた年平均風速分布（地上40m）.



第2.5-3図 KAMMモデル、WASPによる風速評価の差

参考までに、事例1から4までのモデルの仕様の概略を示しておく。

<H社>

基本方程式
圧力
連続式
予報型従属変数
診断型予報変数
座標系
最大空間次元数
最小水平分解能
鉛直分解能
計算領域
初期条件
解法
サブグリッド応力、
積雲対流
放射
湿潤過程

Mass Consistent 変分法モデル
原理的には非静水圧
完全非圧縮
なし
U, V, W
水平方向、鉛直方向ともにデカルト座標
3
500m
100m
100km四方程式、上境界地上1.5km
地上観測からべき法則で上方へ外挿
繰り返し法
考慮せず
なし
なし
なし

<C社>

基本方程式
圧力
連続式
予報変数

診断的に求められる変数
座標系
最大空間次元数
最小水平分解能
鉛直分解能
計算領域
初期条件
解法
側面境界条件
上方境界条件
地面条件

サブグリッド応力、拡散係数

地面条件
積雲対流

放射

Navier-Stokes方程式のアンサンブル平均量方程式
静水圧
非弾性型
U, V, θ (温位), q_2 (乱流エネルギー)
qv, qc, qr (水蒸気、雲粒、雨粒混合比)
W, π (Exner関数), l (混合距離)
水平方向：デカルト座標、鉛直方向： $z^* (z - \sigma)$
3
2.5km
可変、最下層（接地層）10m
数100km四方、上境界地上12km
総観規模の実況値 (GPV:客観解析)
Euler-backwardと陰解法の併用
放射境界条件
放射境界条件
Moni-Obukov則（摩擦速度、摩擦温度）、凹凸障害物
は粗度で表現
鉛直方向：クロージャーモデル(レベル2.0)
水平方向：スマゴリンスキーモデル
地中5層熱伝導モデル
Kuoのパラメタリゼーション
暖かい雲の物理の直接計算のオプションあり
太陽放射（水蒸気による吸収、雲による吸収、分子
散乱、雲による散乱）
大気放射（水蒸気、炭酸ガス、雲による吸収）

<K協会>

基本方程式
圧力
連続式
予報変数
診断的に求められる変数
座標系
最大空間次元数
最小水平分解能
鉛直分解能
計算領域
初期条件
解法
側面境界条件
上方境界条件
地面条件

サブグリッド応力、拡散係数

積雲対流
放射

Navier-Stokes方程式のアンサンブル平均量方程式
静水圧、非静水圧両方可
非弾性型
 U, V, θ (温位), q_2 (乱流エネルギー), 総水分量 qw
 W, π (Exner関数), l (混合距離)
水平方向：デカルト座標、鉛直方向： $z^* (z - \sigma)$
3
1km可、通常10km
可変、最下層（接地層）10m
数100km四方、上境界地上5km
総観規模の実況値 (GPV:客観解析)
陽解法
放射境界条件
放射境界条件
Moni-Obukov則（摩擦速度、摩擦温度）、凹凸障害物
は粗度で表現
地面の熱収支は、1層のスラブモデルで取扱う
鉛直方向：クロージャーモデル(レベル2.5)
水平方向：スマゴリンスキーモデル
アンサンブル平均雲モデル（暖かい雲）
太陽放射（水蒸気による吸収、雲による吸収、
分子散乱、雲による散乱）
大気放射（水蒸気、炭酸ガス、雲による吸収）

<k社>

基本方程式
圧力
連続式
予報変数
比)
診断的に求められる変数
座標系
最大空間次元数
最小水平分解能
鉛直分解能
計算領域
初期条件
解法
側面境界条件
上方境界条件
地面条件

サブグリッド応力、拡散係数

積雲対流
放射

Navier-Stokes方程式のアンサンブル平均量方程式
静水圧
非弾性型
 U, V, θ (温位), q_2 (乱流エネルギー), qv (水蒸気混合
比)
 W, π (Exner関数), l (混合距離)
水平方向：デカルト座標、鉛直方向： $z^* (z - \sigma)$
3
1km可、通常10km
可変、最下層（接地層）10m
数100km四方、上境界地上5km
指定気圧面(高度3000m程度)に一様風速を与える
松野法（繰り返し法）
放射境界条件
放射境界条件
Moni-Obukov則（摩擦速度、摩擦温度）
凹凸障害物は粗度で表現
鉛直方向：クロージャーモデル(レベル2.5)
水平方向：スマゴリンスキーモデル
なし
太陽放射（水蒸気による吸収、雲による吸収、分子
散乱、雲による散乱）
大気放射（水蒸気、炭酸ガス、雲による吸収）

第3章 局所風況予測モデルの予備的検討

3.1 局所風況予測モデルのマクロデザイン

3.1.1 はじめに

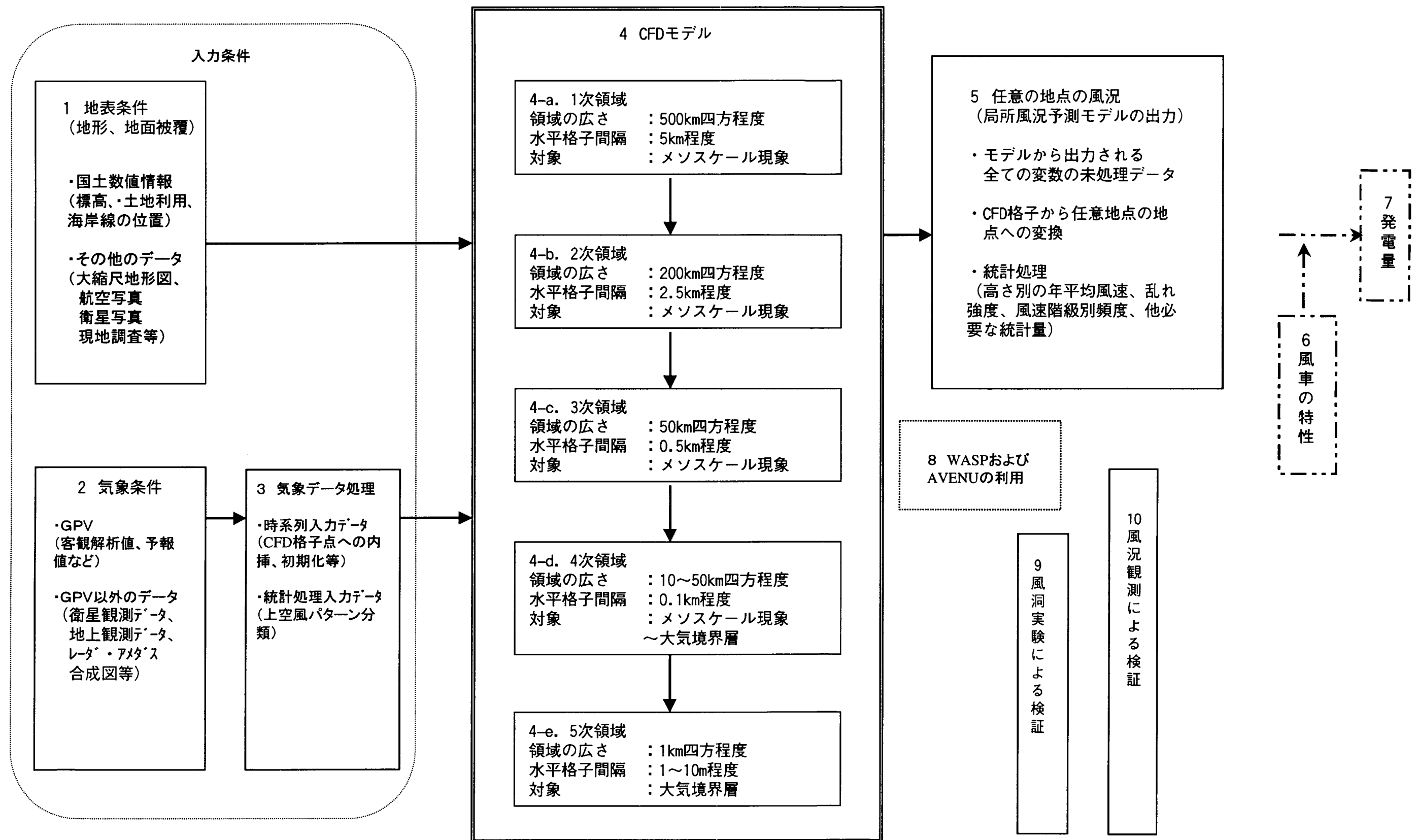
任意の地点や地域の風況は、様々な気象学的要因や地形的条件によって決まる。そのため、風況を予測するモデルを開発するには、風況を支配するそうした因子を十分に考慮する必要がある。ある地点の風は、日々の天候の変化をもたらす低気圧や前線、高気圧の通過、それらの起こり方の季節的变化、あるいは海陸風などの天候の日内変化を起こす気象現象など、非常に多岐にわたる原因で引き起こされ、時間的にも複雑に変動する。同時に、その地点の近隣の大小様々なスケールの地形や、地面の被覆状態によってさらに変形を受けたものとなっている。遙か遠望にある地形が影響を与えることもある。我が国の国土は、南北方向に3,000kmにもおよび、気候帯が亜熱帯から亜寒帯へと変化するため、気象状況の季節変化の仕方に著しい地域的な非一様性が見られる。地形条件についても日本列島の地質学的な要因で、起伏の複雑さの程度や、平野の占める割合など、地理的に極めて多様である。このような、気象学的多様性と、地形的な多様性との2つが合わさって特定の地点の風況を特徴づけている。

本調査研究では、我が国のこうした気象的、地形的状況に十分な精度で対応することの可能な局所風況予測モデルについて、そのマクロデザインの検討を行ってきた。そこでは、モデルで再現すべき現象からはじめて、モデルの使用者にどのような形の出力を提供すべきかについて等も含め、原理的、実用的両側面からの検討を行った。検討は平成9年度の報告書「大型風力システムの開発（風況予測手法に関する研究）」における基本的な見解を発展的に踏襲する形で行われた。ここでは、そうした検討の結果得られた局所風況予測モデルのマクロデザインについて述べる。さらに、マクロデザインに関連する補足的事項については、第3.3節で述べである。

3.1.2 局所風況予測モデルのマクロデザイン

(1) 全体構成

局所風況予測モデルの全体構成をあらわすフロー図を第3.1.2-1図に示す。図には、モデルの主要な構成要素、開発の際に考慮すべき点などが、番号の付いた四角（以下boxと称す）で表されている。モデルは、全体で3つの主要な部分からなる。それらは、入力条件の設定に関する部分（box 1、box 2、box 3）、風の場合を計算する部分（box 4）、出力に関する部分（box 5）である。これらの中で、



第3.1.2-1図 局所風況予測手法のマクロデザイン

box 4 は、風のを計算する部分で、局所風況予測モデルの中核をなす部分である。昨年度の先導的調査研究の結果を受けて、風のを具体的な計算には、数値流体力学モデル（Computational Fluid Dynamics Model: 以下CFDモデルと略称する）を採用する。そのため、ここに示すマクロデザインは、CFDモデルを中核とするモデルであることを念頭において作られている。入力条件の中で、box 1 は地表条件に関する部分であり、box 2、box 3 は気象条件に関する部分である。box 6、box 7 は、局所風況予測モデルの将来的な機能拡張に関連している。局所風況予測モデルは、当面、風車の建設前における風況の予測を目指すため、box 5 をモデルの最終的な出力としている。しかし、将来的には、風車の特性（box 6）が与えられた場合に、発電量（box 7）を予測する機能を付加することが望ましいことを表している。box 9、およびbox10は、モデルの開発段階において、検証のために必要となる風の野外観測や風洞実験である。以下において、第3.1.2-1図に従って局所風況予測モデルのマクロデザインに関する説明を行う。

(2) 入力条件について

局所風況予測モデルの主たる入力条件は、box 1 の地表条件とbox2の気象条件である。地表条件は、標高、地面粗度、地上の障害物（建物、植生など）である。地表条件を設定するのに必要なデータがbox 1 の中に示されている。その中で、国土地理院が作成する国土数値情報は、既にデジタル化されたデータとして利用可能である。国土数値情報には、標高、土地利用、海岸線の位置などがあるが、そのうち1kmメッシュ、および250mメッシュの標高データは全国をカバーしている。これらの入力データは、全てCFDモデルの格子に適合するように変換する必要がある。後述するようにCFDモデルは、数次のネスティング(nesting)を行って、広域の風のを計算から段階的に分解能を上げつつ計算領域を狭め、最終的に風車候補地点近傍の風のを計算する手順をとる。したがって、国土数値情報とCFDモデルの計算格子の格子間隔は必ずしも一致しない。そのため、数値地図のメッシュ値を適当な内挿などによってCFDモデルの格子点上に値を落とし込む必要がある。また、CFDモデルの特に5次領域では、国土数値情報の最も細密な格子よりも、より高い分解能の地表面情報が必要となる。同時に、造成工事による地形・地面被覆の改変や大きな建物の建設などは、既存の情報の範囲内では十分に把握されていないこともあり得る。そのため、大縮尺の地形図からデジタイザーなどによって地形情報を直接離散化したり、高分解能の衛星写真や航空写真による地形判読を行ったりすることなども、より詳細な、あるいは局地的地表条件として、入力条件の設定のために利用するデータとして考慮しておく必要がある。

気象条件は、box 2 に示されるようにbox 1 の地表条件と並んで3次元のCFDモデルの重要な初期条件および境界条件を与える。局所風況予測モデルでは、そのた

めのデータとして、3次元格子点気象データである気象庁のGPV (Grid Point Values (格子点値)) の客観解析データを用いる(詳細は3.2.1を参照)。客観解析気象データは、観測データから格子点上に内挿する際に、日本域予報モデル(JSM、水平格子間隔約20km)の予報値を初期値として最適内挿法によって作成されているので、格子間隔20kmで表現され得る程度の地形の影響も反映された内容となっている。GPVの水平格子間隔は約20kmであり、鉛直方向も高度による一般に数100m以上である。したがって、地形条件の場合と同様に、GPVから与えられる気象条件をCFDモデルの格子に割り当てる必要がある。box 3は、そのための気象データ処理ルーチンである。気象データ処理ルーチンは、互いに異なる間分解能をもつ格子間のデータ割り付けのための単なる内・外挿だけではなく、初期条件に含まれ、計算誤差の原因となる雑音を除く過程も含む。box 3は、数値予報モデルにおけるイニシヤリゼーション(initialization, 初期化)に相当する。GPVで与えられる情報は、いわば格子スケールで平均化された量である。しかし、それ以上の高分解能のデータが必要になることがある。例えば、水蒸気量などの大気中の水分に関係した量は、GPVの格子間隔程度の空間平均値は、必ずしも対応するスケールの空間分布をよく代表しているわけではない。それは、これらの量の空間分布を決める支配的過程が、GPVの格子スケール以下の現象に負うところが大きいからである。大気の水分量は、相変化潜熱の放出によって大気の安定度を変動させるので、流れの場にも大きく影響する。また、海陸風循環などでは、その強度は沿岸部の海面水温の詳細分布にも左右される。これらの例は、後述するようにCFDモデルの2次元領域以上の高次元領域において問題となることが想定される。そのため、局所風況予報モデルの気象条件設定用データとして、GPVよりも空間分解能の高いものが必要となることが十分にあり得る。そのため、レーザ・ドラス合成図や衛星観測データなどを利用することも想定しておく必要があると考えられる。box 2にこれらが示してあるのはこうした事情による。

(3) CFDモデルについて

1) はじめに

第3.1.2-1図のbox 4で示されているCFDモデル(数値流体力学モデル、Computational Fluid Dynamicsモデル)は、局所風況予報モデルの中核的部分である。CFDモデルは、流体力学の運動を記述する微分方程式系(Navier-Stokes方程式)を、適当な初期・境界条件の下で数値的に積分して解(流れの場)を求めるものである。微分方程式を数値的に解くには、もとの方程式を差分法やスパースル法で離散化し、数値的な積分によってこれを行う。精度の高い風況予測を行うには、風車設置地点近傍では数mから10m程度のスケールをもつ乱流渦の効果を適切に評価しなければならない。風車あるいは風車建設候補地点近傍の風の流れ

は、周辺の微細地形、他の既存の風車、大きな建物、樹木などの影響を受けたものであるが、風力エネルギーは風速の3乗に比例するため、これらの影響を十分に評価する必要がある。その一方において、モデルの入力条件となる総観規模の気象現象は空間スケール1,000km以上にもおよぶ。このように、局所風況の予測においては、幅広い空間スケールの現象を同時に扱うことが要求される。上述のように風車近傍では数m程度の渦の効果を表現しなければならないため、必要とされるCFDモデルの最も小さい格子間隔は1m程度となろう。一方、入力条件としてGPVを用いるので、水平格子間隔が20km程度の粗さでさえも精度よく表現される程度に空間スケールの大きな総観規模の気象現象を出発点としていることになる。そのため、風車近傍の局所的な風の場合は、総観規模の気象の場合から出発して、大きな山脈から風車近傍の微小地形に至るまで、その間の全ての空間スケールの地形によって段階的に変形を受けた最終の結果であると考えることができる。こうした、段階的な流れの変形過程を効率的に取り扱うためには、計算領域のネスティングを行うことが有効である。我が国の地形条件、および気象現象の時空スケールの階層構造（第3.1.2-2図）を考慮すると、box 4に示されるように、5次程度のネスティングが必要であると考えられる。次に、各次数の計算領域の大きさ、空間分解能、その中で取り扱われるべき気象現象等について具体的に述べる。

2) 各次数の領域の諸元について

第3.1.2-1表に、各次数の領域の諸元を示す。表に示されるように、1次領域から高次領域へ向けて、領域の広さが小さくなると同時に計算格子の空間分解能が大きくなっている。その中で、5次領域は風車設置地点やロータに直接流入する風の場の詳細を計算する領域で、モデルの最終的な出力と直接関係している。1次から4次までの領域は、GPVから出発して5次領域用の境界条件を設定するための、いわば段階的な過程である。

表の第4列には、各領域の主要な着目点が示してある。まず、5次領域であるが、上述のように5次領域は、風車建設位置に直接流入する風を計算するため、大気境界層の中でも高度数100m以下の、地面に近い部分の流れを再現するために設けられた領域である。領域の広さは、水平方向には風車の高さの10倍程度、すなわち数100m～1km程度は必要である。鉛直方向には、0.5～1kmをとれば十分と考えられる。風車設置予定地点近傍の詳細な地形や建物・樹木の影響や他の風車の影響を考慮するため、格子間隔は水平方向、鉛直方向ともに最小で1m～10m程度にとる必要がある。

5次領域の外側の4次領域は、5次領域に流入する十分に発達した大気境界層をもつ流れを生成する領域である。そのため、4次領域の広さは、5次領域へ流

時間－空間スケールによる気象現象の分類

Ts Ls	Ts					
	1カ月((β Ls) ⁻¹)	1日(f ⁻¹)	1時間(N ⁻¹)	1分((g/H) ^{-0.5})	1秒	
10,000 km	定在波	超長波	潮汐波			マクロ α
		傾圧不安定波				マクロ β
2,000 km			前線および台風			メソ α
			夜間下層ジェット スコールライン 慣性波 雲クラスター 都市の影響			メソ β
200 km				雷 晴天乱流 内部重力波 山岳効果 霧		メソ γ
				トルネード 深い対流 短波長の重力波		マイクロ α
20 km					砂塵旋風 サーマル ウェーク	マイクロ β
					ブルーム 粗度 乱流	マイクロ γ
200 m						
20 m						
	気候学的スケール		総観および惑星スケール	メソスケール	マイクロスケール	

W.R.Cotton and R.T.Anthes (1989) "Storm and Cloud Dynamics"
Academic Press, 883pp より引用(若干改変)

第3.1.2-2図 気象現象の時間－空間スケール

第 3.1.2-1 表 CFD モデルの各次数の計算領域に関する記載事項

	解析領域の大きさ	格子間隔	着目点	表現される気象現象	主対象	考慮すべき力学過程	乱流モデル	物理過程	座標系	備考
1 次領域	水平方向 ～ 500km 鉛直方向 ～ 10km	水平方向 ～ 5.0km 鉛直方向 10～500m	・総観規模の流れに影響を与えるメソ α スケールの地形の影響で、数値予報モデルや GPV で表現が十分にされていない過程の再現。 ・非定常計算が望ましい	格子スケール ・前線の移動の地形による変形 ・地形性低気圧 ・大規模山岳（中部山岳、奥羽山脈等）の効果（長波長の山岳波、重力波抵抗による総観規模の流れの減速等） サブグリッドスケール ・渦粘性、渦拡散 ・積雲対流による、熱、運動量、物質輸送	自由 大気	静水圧 非静水圧 慣性力 Coriolis 力 温度・密度成層 格子平均された応力	RANS モデル 例えば、k- ϵ 型や（改良型も含む） レベル 2.5 程度のクロージャーモデル等 接地層は Monin-Obukov 則などのマクロ的条件	・地面熱収支 ・放射 ・湿潤過程	水平：直交座標 鉛直：地形に沿った曲線座標（z- σ 、or z* 座標）	* 地形は、格子点標高、格子平均標高など
2 次領域	水平方向 ～ 200km 鉛直方向 ～ 10km	水平方向 ～ 2.5km 鉛直方向 10～500m	・数時間～半日程の時間スケールをもつ現象。 ・Coriolis 力の効果が無視できない過程。 ・非定常計算が望ましい	格子スケール ・山岳効果（山岳波、風下波、おろし風、跳ね水） 迂回流、だし風） ・力学的谷風（channel 流） ・大規模海陸風 ・都市の影響 サブグリッドスケール ・渦粘性、渦拡散 ・積雲対流による、熱、運動量、物質輸送	自由 大気	静水圧 非静水圧 慣性力 Coriolis 力 温度・密度成層 格子平均された応力	RANS モデル 例えば、k- ϵ 型や（改良型も含む） レベル 2.5 程度のクロージャーモデル等 接地層は Monin-Obukov 則などのマクロ的条件	・地面熱収支 ・放射 ・湿潤過程	水平：直交座標 鉛直：地形に沿った曲線座標（z- σ 、or z* 座標）	* 地形は、格子点標高、格子平均標高など
3 次領域	水平方向 ～ 50km 鉛直方向 ～ 10km	水平方向 ～ 0.5km 鉛直方向 10～500m	・メソスケールの現象のやや詳細な側面。 ・外部強制力に対する応答時間が 1 時間程度の現象も含む。 ・Coriolis 力の効果は必ずしも無視できない場合がある。 ・非定常計算が望ましい	格子スケール ・山岳効果 ・海風前線 ・湖沼風 ・都市の影響 ・積乱雲、下降突風 サブグリッドスケール ・渦粘性、渦拡散	自由 大気	静水圧 非静水圧 慣性力 Coriolis 力 温度・密度成層 格子平均された応力	RANS モデル 例えば、k- ϵ 型や（改良型も含む） レベル 2.5 程度のクロージャーモデル等 接地層は Monin-Obukov 則などのマクロ的条件	・地面熱収支 ・放射 ・湿潤過程	水平：直交座標 鉛直：地形に沿った曲線座標（z- σ 、or z* 座標）	* 地形は、格子点標高、格子平均標高など
4 次領域	水平方向 ～ 10～40km 鉛直方向 ～ 2～3 km	水平方向 ～ 0.1km 鉛直方向 10～100m	・3 次までの領域で与えられる場に対し、十分な吹送距離をもった大気境界層を発達させる。 ・非定常計算が望ましい	格子スケール ・小丘による増速、剥離、後流 ・対流混合層 ・積雲対流 ・内部重力波 ・湖沼風 ・都市の効果、土地利用 サブグリッドスケール ・渦粘性、渦拡散	大気 境界層	静水圧 非静水圧 慣性力 Coriolis 力 温度・密度成層 格子平均された応力（エクマン螺旋）	RANS モデル 例えば、k- ϵ 型や（改良型も含む） レベル 2.5 程度のクロージャーモデル等 接地層は Monin-Obukov 則などのマクロ的条件	・地面熱収支 ・放射 ・湿潤過程	水平：直交座標 鉛直：地形に沿った曲線座標（z- σ 、or z* 座標）	* 地形は、格子点標高
5 次領域	水平方向 ～ 1 km 鉛直方向 ～ 0.5～1 km	水平方向 ～ 1～10m 鉛直方向 1～10m	・大気境界層内、特に地面近傍の流れの詳細 ・非定常計算が望ましい	格子スケール ・地形による増速、剥離、後流 ・建物 ・樹木 ・既存の他風車の影響、複数風車間の影響 物理モデルを必要とするサブグリッド過程 ・渦粘性、渦拡散	大気 境界層	非静水圧 慣性力 格子平均された応力	RANS モデル 例えば、k- ϵ 型（改良型も含む） 壁面近傍は、マクロ的条件	必要な場合は、地面熱収支、放射、湿潤過程などの非断熱過程を考慮する。	水平：直交座標 鉛直：地形に沿った曲線座標（z- σ 、or z* 座標） * 計算領域に崖や、建物が含まれる場合は z- σ は使えない。その時は、鉛直方向は単なる z 座標とする。	* 地形は、格子点標高

入する大気境界層内の流れの性質が、4次領域の境界を外側に向かって仮想的に広げてもそれ以上変化しないようになるまでに、境界層が十分に発達できる程度の広さであることが要求される。したがって、地面の粗度や起伏の分布の状況にもよるが、水平方向に10km~50km程度の広さが必要と考えられる。鉛直方向には、対流混合層全体が完全に包含される高さなければならないので、2~3km程度は必要であろう。対流混合層のサーマルなどは陽に表現する必要があるため、格子間隔は水平、鉛直方向ともに100m程度が求められる。地面付近では、物理量が上下方向に大きく変化するので鉛直方向の格子間隔は、10m程度とする必要があろう。また、4次領域は、5次領域と同様に大気境界層の構造の再現が計算の主目的の領域であるが、その一方で、4次領域の流れの駆動原因は、より広範囲の大地形の影響を受けた自由大気中の流れである。したがって、自由大気中の流れ場と大気境界層内の流れ場とをつなぐ一種のインターフェースとしての働きもする。

1次から3次までの領域では、自由大気と地形との相互作用が主たる計算対象となる。気象学的にはメソスケール現象を取り扱うことになる。1次領域では、GPVデータによって外力として与えられる総観規模の流れ場が、大規模な山岳などで変形される過程を取り扱う。したがって、領域は、数100km程度の水平方向の広さが必要である。特に境界条件設定の便宜上、計算領域の境界はできるだけ海上にあることが望ましいので、500km程度の広さまでとることを想定すべきであると考えられる。また、鉛直方向には、対流圏全体を含める必要があるため10km以上である。空間分解能については、低気圧の通過に伴う前線の移動や地形性低気圧、長波長の山岳波などが十分に再現可能であることを考えると、最低でも水平格子間隔5km程度は必要である。2次領域は、メソスケール現象の中で、数時間~半日程度の時間スケールを有し、地球の自転の効果が必ずしも無視し得ないような現象を取り扱う。表の第5列で示されるように、山岳波、おろし風、力学的な谷風、関東地方に発達するような大規模海陸風などが再現されるべき現象となる。これらの現象の一部は、その駆動源として熱的な効果が卓越する。2次領域の大きさは、対象とする現象が完全に計算領域内部に含まれるよう水平方向には200km程度の広さが、また、鉛直方向には対流圏全体を含む10km以上の高さが必要と考えられる。水平格子間隔は、2~3km程度で十分であると思われるので、表では中間をとって2.5kmとしてある。3次領域は、メソスケール現象でも時間スケールが1時間程度、空間スケールが10数km程度の現象を対象としている。3次領域で表現される現象には、海風前線、湖沼風、内部重力波、ヒートアイランド循環などがある。積乱雲のような強い鉛直対流も含まれる。地球自転の転向力は、2次領域と同様に必ずしも無視できない。領域の大きさは、水平方向には50km程度が、また、鉛直方向には積乱雲のような背の高い対流も取り扱えるようにすると、やはり対流圏全体を含めた10km以上の高さ

する必要がある。

ところで、3次領域と4次領域は、相互に似通った水平規模をもっている。4次領域の広さは、5次領域の側面境界に十分に発達した境界層を提供するために必要とされる吹送距離から決まる。これに対して、3次領域の広さはメソスケール気象現象の時空スケールの階層構造から得られたものである。したがって、風況を解析する対象地域の地理的な条件によっては、3次領域と4次領域とを区別をすることがないこともあり得る。その場合は、領域の広さが3次領域に準じ、空間分解能が4次領域程度であるような、3次領域と4次領域の両方の性格を合わせ持った領域が設定されることになる。

(4) 出力

CFDモデルを非定常的に計算する場合、何の加工も施さないものとして、全てのネスティング領域、全ての従属変数について、時間積分の積分時間にわたり、間隔が時間積分の刻み幅の時系列が格子点の総数分得られる。当然、これらの値は各々の3次元領域の各格子点において定義されている。定常計算を行う場合には、時系列ではないが、やはり同様に全ての領域、全ての従属変数について、格子点の総数分の定常値が得られる。

CFDモデルの各次数の領域からの出力の中で、風況と直接的な関係が最も深いのは5次領域からの出力である。また、時系列的な出力データに適当な統計処理を行ったものが風況予測のためには実用的であると考えられる。モデルは、多様な問題に対応し得るような統計計算ルーチンをもつ必要がある。統計量としては、各格子点毎の年平均風速、月平均風速、乱流強度、風力エネルギー、風速階級別出現頻度、さらにはこれらの統計量の風向依存性などである。もちろん統計量はこれらのみに限ることなく、ワイブルパラメータなどの極値統計量も含め広範に対応できるようにする必要がある。さらには、風車の耐風設計に資するような情報ができることが望ましいであろう。また、こうした出力は、5次領域のみではなくより低次の領域においても出力できるようにしておくことがよいと思われる。それは、低次領域の統計量をもとにして一種のウインドアトラスのようなデータベースを構築しておけば、風況予測において必ずしも1次領域から5次領域までの全てを解く必要がない場合もあり得るからである。

ところで、風車の建設地点はCFDモデルの格子点の位置とは必ずしも一致するとは限らない。もちろん、風車建設地点が格子点と一致するように領域を定めることもできるが、複数の風車を想定する場合には、全ての風車の位置に格子点を合わせることは一般に困難である。したがって、格子点で定義されている従属変数の時系列、あるいはそれから得られている統計値を風車の位置における値に直す処理が必要となる。そして、モデルの最終的な出力は風車の位置における従属

変数の時系列、あるいはその統計量ということになる。もちろん出力は3次元的に与えられる。また、必要に応じて、与えられた広がりをもった領域について、予測された諸量の平面分布なども描けるようにする必要があると考えられる。

(5) モデルの検証について

box9およびbox10は、モデルの開発段階において風洞実験や野外実測による検証が必要であることを示している。実測による検証は、いくつかのテスト地域を設け、そこにおいて気象測器を複数箇所設置して一定期間観測を行い、対応する期間のGPVデータなどの気象データを入力条件とした風況予測モデルの出力と比較することによってこれを行うのが一般的であると思われる。比較は、観測された気象観測値、観測地点に最近隣の格子点の計算値、それぞれの時系列やその統計量に対して行う。実測による検証は、最大で3次領域程度の広さの地域について行えばよいであろうと思われる。それ以上の広さのCFDモデルの低次領域に対しては、モデルの結果と比較される観測データとしては、気象庁の定常観測地点における観測値を用いるのが实际的であると思われる。

実験による検証は、風洞実験によってこれを行うことになる。自然地形の起伏の多くは、傾斜は大きくても10~20%程度であり、この程度の勾配はむしろなだらかである。そのため、起伏による流れの剥離の有無などの微妙な問題などは、野外における実測からこれをとらえることは非常に困難である。こうした境界層内の流れ場の詳細な側面のCFDモデルによる再現性の検証は、制御された条件下で実施される風洞実験の結果との比較でこれを行う以外には方法がない。そのため、風洞実験によるモデルの検証は不可欠と考えられる。

(6) その他

box3の中に、上空風のパターン分類とあるが、これは、解析対象領域が洋上の小さな孤島など周囲に障害物が全くなく、また、上空風がはっきりとした統計的傾向を有するような場合に、上空の気象条件を統計的にパターン分類して各パターン毎に流れを解くために、入力用の気象データを統計処理する部分である。この方法が有効なのは、解析に必要な領域が狭く、単一の格子点のGPVのみで上空の気象状況が完全に代表できるような場合に限られる。したがって、こうした方法が適用できるのは、きわめて特殊な条件に限られるであろう。ただ、この方法が適用できる可能性を完全には排除することができないのでここに示した。

図には、WASPおよびAVENUの利用としたbox8が示してある。WASPやAVENUは、既存の風況解析ソフトウェアで、線形化された流体力学方程式に基づくモデルである。これらは線形モデルであるので、適用できる地形条件がかなり限られるが、解法が非常に簡便であるという利点がある。そのため、box8は、線

形モデルを局所風況予測モデルの中に、オプションの1つとして考慮に入れる可能性があることを示したものである。

3.2 上空風設定モデルに関する検討

CFDモデルの入力条件としての上空風の設定にGPV (Grid Point Values(格子点値)) を主に使用する。ここではGPVデータの概要とGPVをCFDモデルに組み入れるための処理過程に関する手法についてとりまとめた。

3.2.1 GPVデータ

GPVデータは、気象庁の数値予報モデルの初期条件設定に使用されている3次元格子点気象データである。格子点とは、気象庁の数値予報に使用されているモデル(全球モデル、アジア域モデル、日本域モデルなど)の計算用格子点のことで、対応するモデルによって格子点の水平、鉛直分解能が異なる。一例として、全球モデルはGSM(Global Spectral Model)としてGSM海上、GSM週間およびGSM航空A、また、日本域モデルはRSM(Regional Spectral Model)としてRSM上層、RSM地上およびRSM航空BのGPVデータが完備されており、個別のファイルデータは前述のように水平・鉛直方向の格子点が異なる他、気象要素、予報時間等に相違がみられる(詳細は付属資料3-1を参照)。

局所風況予測には、分解能が最も高い日本域予報モデルの中でもRSM上層とRSM地上の各モデルは必要と考えられ、水平格子間隔は約20kmとなっている。さらに、GPVには客観解析データと数値予報モデルの予報値の2種類がある。気象業務支援センターから通常配布されているのは、客観解析データの方である。客観解析データとは、地上では1時間毎、上層では12時間毎(但し、風向・風速は6時間毎)の観測値を基に1日に2回の解析を行い、3次元の格子点データとしたものである。

GPV客観解析データは、主として総観規模(synoptic scale, シノプティックスケール)の気象現象を表現している。総観規模現象は、通常天気図にかかれていた程度の気象現象をさし、一般に、水平スケールは1,000km以上である。客観解析気象データは、観測データから格子点上に内挿する際に、日本域予報モデル(JSM、水平格子間隔約20km)の予報値を初期値とする最適内挿法によって作成されているので、格子間隔20kmで表現され得る程度の地形の影響も反映された内容となっている。

3.2.1 上空風の設定方法

数値予報モデルにおけるイニシャリゼーション(initialization:初期化)に関わるものとして、GPVから与えられる気象条件をCFDモデルの格子に割り当てる上で時

空間的な問題がある。

時間的な問題は上空風のGPV客観解析データと地上風の変動に関わる時間スケールの相違である。GPV(客観解析値)は、前述のように1日2回(00:00z、12:00z)であり、1年間で730データとなる。一方、地上付近の風は、対流混合層、海陸風循環、山谷風循環などの発達のように、時間スケールが数時間程度のメソスケール現象の影響を直接的に受ける。このほか、力学的に励起される山岳波も、多くは同程度の時間スケールをもつ。そのため、仮に1日2回のGPV客観解析データが、その前後6時間(合計12時間)の上空風の状態を代表しているとみて、1次領域から5次領域にいたるまでの流れを完全に定常解として求めたのでは、その間に時間変化するメソスケール現象の影響を十分に評価することができない。また、気圧配置の持続性が高い(冬の西高東低型、夏の太平洋高気圧の張り出しなど)場合を除いて、12時間の間に総観規模の気圧配置そのものが顕著に変化することがあり得る。また、空間的な問題点は、互いに異なる空間分解能をもつ格子間のデータ割り付けのための内・外挿方法に代表される。

ここでは、上空風データの時間分解能の向上を含めて、上空風の設定方法について検討を行った。

(1) 時系列データによる入力

総観場で決まる上空風条件を、パターン分類などによらないで可能な限り長期間の上空風データを時系列的に与える。具体的には、次のような方法が候補としてあげられる。なお、4.1.2款ではGPV(850hPa)の3時間毎の予報値を含んだ時系列データを用いて上空風の風速値に基づいてパターン分類(強風時・弱風時)を行った。

イ) 最近数ヶ年のGPV格子(水平分解能20km)のデータによる時間密度の向上

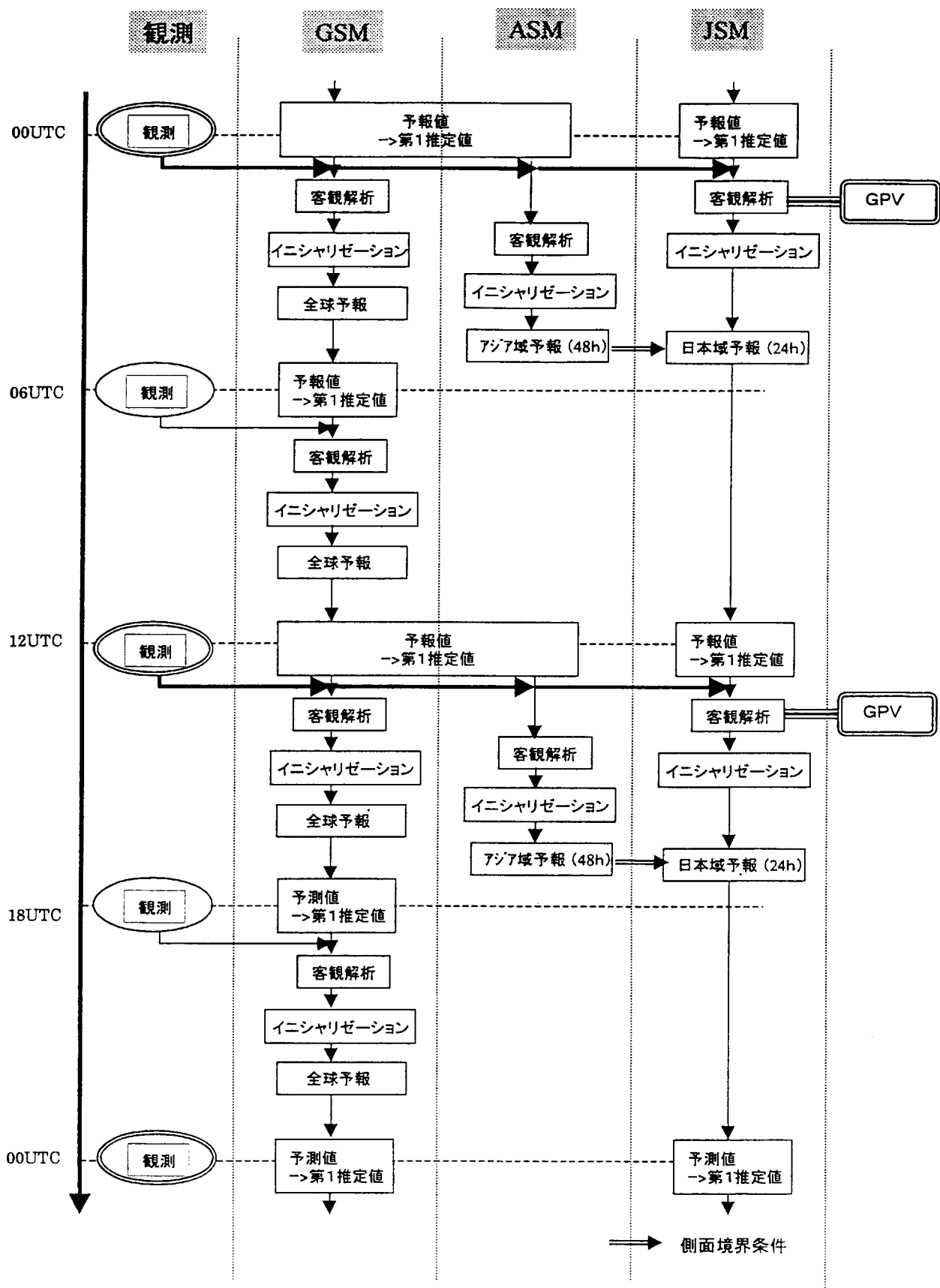
- ・ GPV(客観解析データ：12時間毎)に加え、より時間密度の高いGPV(3時間毎の予報値、空間分解能は落ちるが6時間毎の全球解析値等)を用いる(第3.2.1-1図)。
- ・ 客観解析データと予報値を用いて、時間的な内挿を行う(第3.2.1-2図)。

ロ) 1次領域のモデル(あるいは高次領域モデルも同時に)の長期間(例えば数年分)予想

- ・ GPV(客観解析値)とGPV(予報値)を適当にデータ同化させて、1次領域モデル(あるいは2次領域も同時に)を非定常的に長期間の計算を行い、適宜(1時間毎、3時間毎、6時間毎他)、より高次の領域の計算向けに出力する。

(2) 標準年の設定による方法

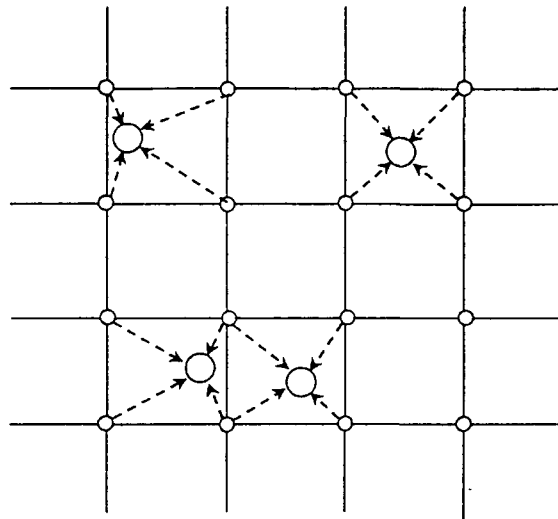
(1)と同様であるが、ある種の標準的な年を設定して、上記イ)もしくはロ)を行う。



第3.2.1-1図 時間密度の高いGPVデータの作成方法

客観解析の例(最適内挿法)

Step1 変数Φについて、第1推定値(予報モデルの予報値、格子点値)から、観測所における予報値を内挿で求める。



○ 第1推定値(予報値)

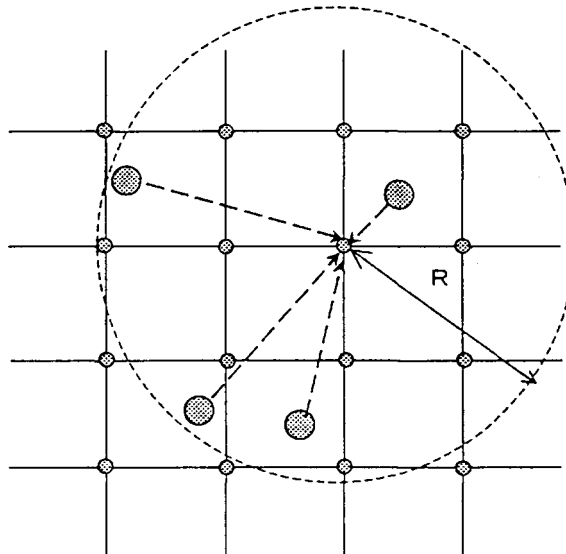
○ 観測所

$$\phi_{stn(n)}^{pred} = \frac{\sum_{i,j} w_{i,j} \phi_{i,j}^{pred}}{\sum_{i,j} w_{i,j}}$$

Step2 観測所における、変数Φの観測値と内挿で選られた予報値との差δΦを求める。

$$\delta\phi_{stn(n)} = \phi_{stn(n)}^{pred} - \phi_{stn(n)}^{obs}$$

Step3 着目する格子点の第1推定値を、その格子点から半径Rにある観測点の予測値と推定値との差を用いて修正する。



$$\phi_{i,j}^{analysed} = \phi_{i,j}^{pred} + \frac{\sum_n w_n \delta\phi_{stn(n)}}{\sum_n w_n}$$

第3.2.1-2図 客観解析データと予報値による時間的な内挿方法

(3) 統計処理等に基づくパターン分類による方法

上空風のパターン分類方法には、GPVの特定の等圧面における風向・風速別階級分類による方法の他、GPVの各格子点について、気象データ(風向、風速、気温等)の鉛直分布をクラスター分析のような統計的手法を用いてパターン分類し、それぞれのパターンの出現頻度を求めて分類する方法が考えられる。また、分類はこれら2つの方法のいずれか、もしくは併用で行うことも可能である。いずれの方法にしる、各パターン別に局所風況予測モデルを用いてシミュレーションを行い、出現頻度で重み付けしてモデルの出力とする。

この方法は、解析領域内に複数のGPV格子がある場合、それらをどう処理するかが問題となる。単一のGPV格子点が、地域を代表する良好な上空風条件を与える場合、例えば洋上の小さな孤島の風況解析のような問題に対して有効と考えられる。

3.3 3次元数値流体力学モデルの具体的構成に係る検討

ここでは、第3.1.2-1表を再び参照しながら3.1節を補足する形で、3次元数値流体力学モデル(CFDモデル)の構成についてさらに具体的な検討を行った結果を述べる。ただし、ここにおける検討はモデルのマクロデザインの域を出るものではなく、局所風況予測モデルを構成する上での一般的な注意点を定性的な形で述べたものである。

3.3.1 基本方程式系の選択

大気の運動の支配方程式系は、運動方程式、連続の式、熱量の保存式、および状態方程式である。また、大気中には水蒸気、雲粒、雨粒などの水分量が含まれるので、いわゆる湿潤過程を考慮した解析を行う場合には、これら水分量の保存式も含める必要がある。雲粒や雨粒は、水蒸気が相変化したものであるが、相変化の際に潜熱を放出するため局所的な大気の安定度を変化させ、それは流れの性状に影響を与える。潜熱の放出・吸収の影響は熱量の保存式の湧き出し項として与えられる。大気の運動の支配方程式の従属変数(予報変数)は、風速の3成分(u :東西、 v :南北、および w :鉛直)と、熱力学量(ρ :密度、 T :温度、 p :圧力)である。3つの熱力学量のうち、独立なものは2つであり、残りの1つは状態方程式から決まる。湿潤過程を取り扱う場合は、さらに水分関係の諸量(水蒸気、雲粒、雨粒、氷晶などの混合比)が従属変数として加わる。

CFDモデルでは、通常の数値流体力学におけるのと同様に、全ての従属変数を便宜的に格子スケールの平均量と格子スケール以下(サブグリッドスケール)の

変動量とに分けて取り扱い、格子スケールの平均量を基本的な従属変数とする。したがって、支配方程式系は全て格子スケールの平均量について記述されることになる。格子スケール以下の量が平均量の時間変化に影響を与える場合には、その過程を全て格子平均された量で表現するよう物理モデルによるパラメータ化を行う。物理的なパラメータ化が必要なものは、主に格子スケール以下の乱流による運動量や熱量、物質量の渦輸送である。これらの扱いは特に4次、および5次領域で非常に重要になる。格子スケールの量で、系の力学において考慮する力が第3.1.2-1表の第6列に示してある。これらについて、列举的に述べる。

1) 慣性力

表の中で慣性力とあるのは、運動方程式中の非線形移流項のことである。局所風況予測モデルでは一般的な非線形の流れ場を取り扱うので、慣性力は全ての次数の領域で必ず含める必要がある。

2) 地球の自転による転向力(Coriolis力)

地球の自転の効果による見かけの力、転向力 (Coriolis力) は、原則として4次領域まで考慮するとよいと思われる。この中で1次領域、2次領域では、自由大気中の力学において他の力の大きさと比較して無視し得ない大きさを有するためであり、また、4次領域では、大気境界層中のエクマン効果の再現の問題があるためである。3次領域は主として自由大気中の流れの中でも空間スケールが小さい現象を再現するものであり、同種の現象を取り扱う既往の研究では転向力はしばしば無視される。しかし、流速が大きかったり、あるいは時間スケールの大きな現象では、系の時間発展において転向力は意味のある働きをする。そのため、3次領域においても転向力は含める方がよいであろう。

3) 圧力 (静水圧および非静水圧)

圧力については次のように考えられる。圧力は、静水圧と非静水圧に分けて考えることができる。ある点における静水圧は、その点よりも上方にある大気の静止質量のみで決まる圧力である。これに対し、大気の運動 (収束や発散など) に起因する圧力成分を非静水圧という。大気の運動方程式のスケールアナリシスによれば(Haltiner and Williams, 1980)、運動の水平スケールが鉛直スケールに対して非常に大きい場合には、運動はほとんど水平面内の2次元的なものと見なしてよいものとなり、圧力はほぼ静水圧で近似できる。高気圧・低気圧などの大気中の総観規模現象は、水平方向に1,000kmオーダーの規模であるのに対し、鉛直方向には高々対流圏の高度の10kmであり、水平方向のスケールに対し鉛直方向の規模

は100分の1以下である。そのため、圧力は非常によい近似で静水圧である。

これに対し、積乱雲対流は、水平、鉛直両方向ともに同程度の10kmオーダーのスケールをもっている。積雲対流や対流混合層内のサーマルも水平、鉛直両方向のスケールともに1km~2,3km程度である。また、水平波長に対して鉛直方向の振幅が大きな、おろし風を引き起こすような有限振幅山岳波も、水平スケールと鉛直スケールが同程度になる。これら、鉛直方向の運動のスケールが水平方向のそれに比べて同程度に大きい現象では、圧力場は静水圧と非静水圧の両方を考えなければならない。一般の海風は、運動の水平スケールに対する鉛直スケールは10分の1程度であり、これは必ずしも小さいとはいえない。海風前線付近では水平スケールに対する鉛直スケールの比はさらに大きくなる。海風による圧力場を静水圧で近似することは正確ではないが、大きな誤差は含まないような現象であるといえる(Cotton and Anthes, 1989)。局所風況予測モデルで取り扱う気象現象は第3.1.2-1表の第5列に各領域別に示されているが、それらのほとんどは、運動の鉛直方向のスケールが水平方向のそれに対して必ずしも十分に小さくはない。特に4次や5次領域で取り扱う、対流混合層のサーマルや強制対流の渦運動、地形や建物による剥離流、後流は、圧力の中でも非静水圧成分が支配的となる。総観規模の気象現象の数値モデルで常用される静水圧近似は、Adrian and Fiedler (1991)によれば、水平方向の格子間隔を15km程度にとっても十分に表現できる程度に水平方向スケールが大きな現象に対してのみ有効であるという指摘がある。彼は、同時にYamada (1985)による研究で、静水圧近似の運動方程式に基づくモデルを、水平格子間隔を0.5km程度にまで小さくとらねばならない現象に適用していることの妥当性を疑問視している。こうした事情から、局所風況予測モデルでは、原則として圧力は、静水圧と非静水圧との両方を取り扱う必要がある。

4) 温度・密度成層

局所風況予測モデルは、境界層内部の乱流を含め、メソスケール以下の気象現象が主たる解析対象の一つである。これらの気象現象には、山岳波、風下波のような内部重力波、熱対流である海陸風やヒートアイランド循環、対流混合層内のサーマルなど、浮力が主要な役割をものが多く含まれる。さらに、内部重力波の復元力のように背景場の大気の密度成層によって断熱運動においても働く浮力と、熱対流のように非断熱加熱が浮力の源になっているものとの両方がある。メソスケール現象あるいは大気境界層全体が主対象となっている1次~4次領域では、温度・密度成層の考慮は必須であると考えられる。一方、5次領域では、発達した乱流では力学的な効果が卓越するため、多くの場合成層の効果を無視してもよいと思われる。

5) 格子スケール以下の渦粘性・渦拡散

サブグリッドスケールの渦粘性や渦拡散については、3.3.4で触れる。

3.3.2 離散化法の調査

CDFモデルでは、運動方程式など流れ場を支配する連立微分方程式系を何らかの方法で離散化して代数的に時間積分する必要がある。流体の運動を解くための離散化の方法には、大きく分けてスペクトル法と差分法とがある(Haltiner and Williams, 1989)。

(1) スペクトル法

スペクトル法は、解析対象領域全体で定義される直交関数系（直交基底）によって、支配方程式系を展開し、展開係数の時間変化を計算するものである。したがって、問題が物理空間か波数空間へと変換して解かれることになる。スペクトル法に用いる直交関数系は、領域が矩形であるときには三角関数が、球形であるときには球面調和関数が、また、円形である場合にはフーリエ・ベッセル関数が用いられることが多い。既存の局所風況予測モデルのWASPやAVENUでは、基本方程式がフーリエ・ベッセル展開されている。スペクトルに展開される方程式系が線形である場合には、問題は完全に展開係数の時間発展問題に帰着でき、初期および境界条件も直交基底で表現することによって、物理空間を全く認識すること無く問題を解くことができる。しかし、流体力学の基本方程式系には、非線型の移流項が含まれるため、この項の計算は多くはスペクトル展開したものを一旦再合成して物理空間に直してから行われる。そのため、流体計算におけるスペクトル法は疑似スペクトル法とも呼ばれる。

スペクトル法は、後述する差分法に対していくつかの利点がある。まず、利点の大きなものは離散化の方法が一意であるということである。差分法の場合、解の精度や計算の安定性が微分を差分へ置き換える具体的なやり方に大きく依存するが、スペクトル法にはそのようなことは全くない。精度は展開する直交関数の次数、つまり切断波数のみによって決まる。また、切断波数を明確に設定するため非線型不安定性がかなりの程度にまで回避できる。さらに、展開の基底関数系として、シュツルム-リウビル演算子の固有関数を用いることで、陰解法による大きな刻み幅を用いた時間前進が容易になる。こうした利点を生かし、気象の分野では、全球の大気大循環モデルから領域モデルに至るまで、スペクトル法が多用されている。気象庁の全球予報モデル (GMS: Global Spectral Model) や日本域モデル (Japan Spectral Model) もスペクトル法を用いている。

しかし、スペクトル法にはいくつかの短所がある。まず、それぞれの基底関数

は領域全体で定義されるため、計算領域内の狭い範囲で生じる誤差などの情報が即座に領域全体に反映される。また、海と陸との境界など、状況が急変する場所では、Gibbsの現象が起きるためその付近での精度が落ちる。展開する基底関数の性質上、周期境界条件が適用できるような問題以外は、数値計算上相当の工夫を必要とする。また、計算領域の中に障害物がある場合には、スペクトル法による定式化が極めて複雑になり、スペクトル法の利点をうまく生かすことができない。局所風況予測モデルでは、1次から5次までの計算領域の大きさや、地形的条件などから周期的境界条件を用いることはまず不可能なことは明らかである。また、5次領域においては障害物や、崖などを直接取扱う必要がある。一方において数値モデルを開発する上では、1次領域から5次領域まで共通した解析方法を用いるのが望ましい。これらの状況を勘案すると、スペクトル法は局所風況予測モデルには適しない方法であると考えられる。

(2) 差分法

支配方程式の離散化で、もう1つの代表的な方法は差分法である。差分法は、数値流体力学の分野で最も一般的に用いられる方法である。差分法では、支配方程式に現れる微分項を有限の差分で置き換えるので、流体の運動を記述するのに必要な情報が大幅に減じられ、きわめて限られた情報で運動を追跡することになる。この事情はスペクトル法も同じである。

差分法による微分方程式の解法では、微分から差分への置き換えに際して、i)一貫性(consistency)、ii)精度(accuracy)、iii)安定性(stability)を維持することが大切である。

i)の一貫性は、微分を有限差分に置き換える際に、差分における表現が差分の時間あるいは空間の刻み幅を限りなく小さくしたときに差分が微分に収束するように差分を定式化することである。

ii)の精度については次のとおりである。一般に互いにわずかに異なる独立変数に対する関数値の差は、独立変数の差のテイラー展開で表される。差分法による微分の表現の精度は、テイラー展開の次数を何次までを考慮するかで決まる。次数が高いほど、差分の精度は一般に上がる。しかし、同時に、次数が高いと差分を定義するのに必要な格子点数が空間方向あるいは時間方向に多くなるので、空間差分においては計算の境界における差分表示の工夫が、また、時間微分においては計算モードの成長の回避などが問題となる。

iii)の安定性は、一般に線形安定性をさす。流体力学の基本方程式は、時間および空間の両方の微分を含むので、時間と空間の両方について差分法の組み合わせを適切に行わないと、線形不安定性を引き起こす。線形不安定性は、極微少な擾乱に対する不安定性であるので、線形不安定性を引き起こす差分法では、積分の

初期の段階で計算が破綻してしまう。

これらは、i)~iii)は、差分法を用いる場合に最低限満たしていなければならない条件である。差分法による解法では、これらの条件の他に保存則の確保の問題がある。保存量としては、質量、運動量、エネルギー（運動エネルギー、内部エネルギー、位置エネルギー）がある。質量は、連続の式をフラックス形式で記述することによって自動的に満足される。計算領域全体での、運動量やエネルギーの保存を厳密に満足させるには、差分法の取り方に工夫がいる。Arakawa (1972) は、静水圧平衡を仮定した全球の大気大循環モデルで、内部エネルギーを含む全エネルギーを完全に保存するような差分スキームを提唱している。しかし、一方において、差分法におけるこうした領域全体にわたる保存性は、一種の束縛条件として働くので、保存性の代償として計算の局所的な精度が犠牲にされることがあり得る。そのため、計算の局所的な精度と領域全体での保存性を適度にバランスさせることが大切であると考えられる。

3.3.3 定常解法・非定常解法の調査

CFDモデルでは、初期条件や境界条件として気象庁のGPV客観解析データやGPV予報値などを積極的に活用することを考えている。しかし、これらのデータの時間密度は、客観解析データのみでは12時間おきに1データ、予報値を含めても3時間おきに1データである。こうした時間間隔で与えられる外力に対して、CFDモデルで設定している各次数の領域の中では、流れ場が定常状態に達している可能性はかなり低いと思われる。また、日射を受けて発生する海陸風などの熱循環は、時間発展的な現象である。そのため、CFDモデルは、特殊な場合を除いて非定常的な風場を計算することになると考えられる。非定常的に流れ場を解くことは、気象学では最も一般的である。工学的な数値流体力学では、気象学よりも定常問題を解く機会が圧倒的に多いが、それでも非定常問題はかなりのウェイトを占める。数値的な解法は若干異なるが、非線形の支配方程式系の解を求める非定常問題も定常問題も原理的にはほとんど差がない。非定常問題では、通常初期条件から出発して、3.3.2で述べたように線型安定性の規準を満足する大きさの時間刻みで時間積分を実施し、各時間ステップ毎の場を追跡する。

これに対し定常問題では、初期条件から出発して、非定常問題の時間積分と同様に、繰り返し計算的に初期に与えられた場を境界条件や強制力に適合するよう徐々に修正してゆく。そして、定常状態が得られるまで修正が繰り返される。このとき、系の時間発展の経路は問題にされず、最終的な定常状態のみに関心が向けられる。

流体の運動方程式は、時間について1階の、空間については1階および2階の

微分を含む微分方程式系である。従属変数 X_i の方程式は次の形をしており、数学的には自律系の連立微分方程式である。

$$\partial X_i / \partial t = f(X_1, X_2, \dots, X_m) \quad (3.3.1)$$

いま、時間方向の微分を時間刻み幅 τ の1次精度の前進微分で表すと、次のようになる。

$$\{X_i(n+1) - X_i(n)\} / \tau = f(X_1(n), X_2(n), \dots, X_m(n)) \quad (3.3.2)$$

式(3.3.2)は、従属変数の値を時刻 n から $n+1$ へと前進させるのに、値が既知である時刻 n における従属変数のみを用いて行っている。このような、時間的な前進のさせ方を陽解法という。これに対し、

$$\{X_i(n+1) - X_i(n)\} / \tau = f(X_1(n+1), X_2(n+1), \dots, X_m(n+1)) \quad (3.3.3)$$

のように、変数 X_i の変化率の計算において、値が未知である時刻 $n+1$ の従属変数値を用いる方法を陰解法という。陰解法では、時刻 $n+1$ の従属変数値が両辺に現れるため、 $X_i(n+1)$ を求めるためには、変化率 f の中で時刻レベル $n+1$ が関与する項を含む微分演算子に関する逆問題を解く必要がある。陰解法は、陽解法に比べて数値計算上複雑な手続きが必要であるが、陽解法に見られるように時間積分の際の刻み幅が線型安定性の制約を受けないため、大きな時間刻みを用いて安定に積分を実行することができる。

時間積分の方法は、これまで多くの研究者によって考案されている。差分方程式は、あくまでも微分方程式を近似的に表現するものなので、微分方程式の正解を数学的な厳密に追跡できるものは存在しない。また、差分法の振る舞いは、近似の元になる方程式の性質（2次の微分方程式における、楕円型、双曲型、方物型など）と、時間差分－空間差分の組み合わせ方によって大きく異なる。安定に積分できる差分法が必ずしも精度がよいとも限らない。微分方程式を差分法で離散化すると、離散化という理由のみによっていくつかの現象が現れる。例えば、波動や移流型の方程式では、離散化することによって擾乱の位相速度が歪められる数値的分散性が現れる。数値的分散性は、擾乱の波長に対して格子点数が少ないほどその影響が大きく出る。また、微分を差分近似する際の精度が低いほど大きい。成層流体である大気が複雑地形上を通過すると、必ず何らかの形の内部重力波が励起され、その影響は地上風速にも及ぶ。したがって、物理的な分散性が

適正に表されるような格子間隔の設定をしたり、必要に応じ高次差分を用いることが重要である。また、時間積分の際に、時間方向に前進差分をとり、空間方向に上流差分をとる組み合わせを用いると、その組み合わせ自身に擾乱を散逸させる働きが含まれてしまう。これは、数値粘性と呼ばれるものであるが、雑音を消退させ時間積分を安定に実行させるためには有効であるものの、対象とする系が有する物理的な粘性に上乗せしてその作用が働くため、信号にまで影響を与えてしまう。そのため、擾乱を過度に減衰させないような差分法の組み合わせを選ぶことが大切である。

時間積分において、陰解法は前述のように陽解法と比べて安定性が高いが、それは、陰解法自身に、擾乱が空間を伝播する速度を減じる働きがあるからである。例えば、拡散方程式に陰解法を適用しある程度以上の時間刻みで積分すると、系は見かけ上拡散係数が小さくなったような振る舞いをする。また、波動方程式に適用すると、位相速度が小さくなる。こうした陰解法の性質は、数値予報などで利用されている。天気予報においては、天候の変化を支配するのは高気圧や低気圧のような擾乱であるが、これらの位相速度はせいぜい数10m/sである。これに対し、予報に用いる方程式系には300m/s程度の位相速度で伝播する高周波内部重力波成分もその解として含まれる。しかし、予報にとってはこうした高周波成分は単なる雑音であり、正確に表現する必要が無い。そのため、運動方程式の中で高周波成分を発生させる可能性のある項を陰解法で積分し、他の項を陽解法で解き、計算量の節約を計る工夫がされている。このように、陰解法は現象が空間を広がる速さを変化させてしまうので、時間変化する問題には一般に向かない。もちろん陰解法でも、時間積分の刻み幅を十分小さくとることによって、位相速度や拡散係数の変化を小さく押さえることができるが、その程度にまで刻み幅を小さくとると陽解法を採用するほうが簡単かつ効率的に積分することができる場合が多い。これに対し、定常問題においては、現象が時間変化する途上は問われず、最終的な定常状態のみが関心事である。そのため、定常状態の計算に対しては、陰解法の採用で効率よく問題を解くことのできる可能性が高い。

3.3.4 乱流モデルの調査

発電用の風車はかなり大型のものであっても、その全体は大気境界層の下層部分に位置する。大気境界層内部の流れは、いわゆる乱流現象で特徴づけられる。大気境界層中の乱流渦は、主に地表面の起伏や障害物と風との相互作用で生成され、平均流によって流されて風車設置地点に流入する。局所風況予測モデルにおけるCFDモデルの5次、あるいは4次領域ではこうした境界層内の乱流場の適切な再現が主対象である。特に5次領域では、切り立った崖の周辺の流れや、近隣

の大きな建造物の影響、森林が切れて裸地に移行するような地面被覆の不連続的な変化が流れに与える影響などを直接取り扱わなければならない。そのため、4次領域、5次領域では乱流場のモデル化に特に注意を払う必要がある。

数値流体力学における乱流現象の解析方法には、大きく分けて3つの方法があり(Murakami, 1998)、次の通りである。

(1) DNS (Direct Numerical Simulation)

(2) LES (Large Eddy Simulation)

(3) RANS (Raynolds Averaged Navier-Stokes equation)モデル

これらの中で、(1)のDNSは、Navier-Stokes方程式の直接シミュレーションと呼ばれる手法で、Navier-Stokes方程式に何の手も加えずに直接的に離散化して積分するものである。(2)のLESは、Large Eddy Simulationと称され、Navier-Stokes方程式に適当な大きさの空間的なフィルターを施し、それ以上の大きさのみの乱流渦を表現する解析法である。(3)のRANSモデルは、アンサンブル平均（レイノルズ平均）された形のNavier-Stokes方程式を用いる解析方法である。

(1) DNS

DNSは、オリジナルのNavier-Stokes方程式を直接的に離散化するので、原理的には最も明快である。しかし、例えば差分法によって流れの正確なシミュレーションを行うには、コルモゴロフの長さ程度の格子間隔をとらなければならない。局所風況の予測では、レイノルズ数が $10E+06$ あるいはそれ以上の現象が対象となるので、3次元的な流れの解析のためには $10E+13$ もの格子点が必要となる。現在、最高レベルの計算機を用いて格子点数が $10E+7$ から $10E+8$ 程度のシミュレーションが行われているが、レイノルズ数で5000程度である。そして、解析の対象は、比較的レイノルズ数の小さい円管内の流れ、チャンネル流、等方的乱流場などの非常に限られたものになっている。DNSは、現時点では実用的な流れの解析というよりは、むしろ乱流モデルの改良などにおいて、実験と並びある意味でツールズとして用いられることが多い(数値流体力学編集委員会, 1995)。

DNSは、現在の最高速の計算機を用いたとしても、実用的な問題にこの方法を適用するのは非常に困難である。それに対し、LESは、乱流のエネルギースペクトルに見られる特徴を利用して、ある大きさ以上の乱流渦を直接計算し、それより小さい渦の効果はモデル化して取り扱う(数値流体力学編集委員会, 1995)。それによって、DNSでは実際的に不可能に近いような高いレイノルズ数の流れの場も

解くことができる。乱流場のエネルギースペクトルは、異なるスケールの渦の非線形的な力学的相互作用によって、大きなスケールの渦から小さなスケールの渦へとエネルギーが伝播してゆき、最終的には粘性によって散逸し熱へ変換される。これをエネルギーカスケードという。乱流場の最も大きい渦は、一般に方向性をもつ平均流によって作られるので、大きい渦（エネルギー保有渦）には統計的に非等方性が現れる。大きい渦は非線形効果によって、より小さな渦へと分裂を繰り返してゆく。そして、渦のスケールが小さくなればなるほど、小スケールの渦の統計的性質は等方的なものに近くなり、元の大きな渦の非等方性は次第に関係がなくなってくる。これは、コルモゴロフの局所等方性の仮説といわれる。局所等方性が現れる領域を平衡領域という。さらに渦のスケールが小さくなると粘性の効果が卓越してくる。粘性散逸は、渦の大きさがコルモゴロフの長さ程度になると急激に大きくなる。平衡領域では、高周波数側へのエネルギーの伝達率は散逸率と等しいと考えられている。エネルギー保有渦とコルモゴロフ長さとの比は、レイノルズ数の4分の3乗に比例して大きくなる。したがって、レイノルズ数が十分に大きいと、平衡領域の波数範囲が広くなり、平衡領域の内でも低波数側では波数間のエネルギーの伝播に対して粘性がほとんど効かない波数域が形成される。これを慣性小領域という。

(2) LES

LESは、慣性小領域よりも大きな渦を格子スケール(GS)の渦として直接計算し、格子スケール以下（サブグリッドスケール(SGS)）は、格子スケールの変数を使ってモデル化される。Navier-Stokes方程式に、慣性小領域程度のスケールの空間フィルターを施して格子スケールの変数に対する方程式を求めると、サブグリッドスケールの運動の効果が、形式的に格子スケールの流れ場の変形運動による応力として現れる。応力は、具体的には格子スケールの変形速度の関数に比例する形で与えられる。したがって、LESにおける調整可能なパラメータはこの定数のみであるため、極めて一般的である印象を与える。

LESは、はじめ比例係数が定数であるスマゴリンスキーモデルであったが、LESを様々な流れに適用し実験との比較がなされた結果、流れの全体の領域について一様な比例定数では十分に流れ場を再現できない事例が多く報告されるようになり、比例係数が流れ場の性質によって動的に決まるダイナミックスマゴリンスキーモデルが開発された(Gelmano et al., 1991)。ダイナミックスマゴリンスキーモデルは、多くの研究者によって様々な改良が加えられている。

LESは、乱流のエネルギーカスケードの性質をうまく利用することによって、高レイノルズ数の非等方的乱流場をDNSよりはるかに大きい格子間隔で解くことを可能にした。しかし、それでも局所風況予測モデルで取り扱う実大のスケール

においては、特に地面や障害物の壁面付近で非常に細密な格子が必要とされる。3次元問題では格子点数は極めて大きくなる。また、LESでは、境界条件として変動する乱流場を与える必要があるため、これまで、パイプの中の流れのように周期的境界条件が適用できるような問題に対して主に適用されてきた。Murakami (1998)は、鈍い形をした物体を横切るような高レイノルズ数流れに対しては、周期的境界条件の適用はほとんど無理であることを指摘している。LESは、そのモデルの性質上、用いられるとすると5次元領域に対してであると考えられるが、実際の複雑な被覆の地面において変動する乱流場を境界条件として与えることは極めて難しい。

(3) RANSモデル

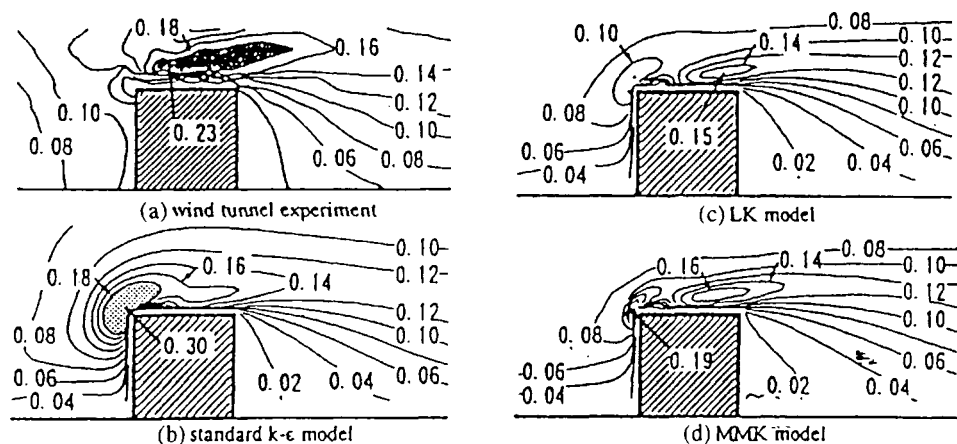
RANSモデルは、上記(1)～(3)の中で、現時点ではレイノルズ数の大きな実用上の問題に対して最も有効なモデルであるといえる。この状況は当分変化しないであろう。RANSモデルの代表としては、 $k-\epsilon$ モデルがある(Launder and Spalding, 1974)。 k および ϵ は、それぞれ乱流エネルギーおよび散逸率である。 $k-\epsilon$ モデルは、運動方程式において従属変数をレイノルズ平均された量とそれからのずれの成分に分けた上で、ずれの成分を変動量として乱流エネルギー k と散逸率 ϵ との2つの輸送方程式を求め、平均量の輸送方程式とともに解くものである。 $k-\epsilon$ モデルは、LESと比べると高度にモデル化されている。変動量が平均量に与える影響は、渦粘性係数や、渦拡散係数として乱流エネルギーおよび散逸率から計算される。 $k-\epsilon$ モデルは、流れの格子スケールの平均場を主たる解析対象とし、それ以下のスケールの現象が高度にモデル化されているので、格子間隔を大きく取ることができるという利点がある。そのため、風工学の問題など、レイノルズ数の大きな実用的な流れの解析において、これまで非常に多用されてきた。風工学では、建物回りの流れのように不規則な鈍い形状の回りの流れを解く問題が多いが、 $k-\epsilon$ モデルでは例えば一様流に対して軸が直交するようにおかれた2次元角柱を横切る流れにおいて、上流側の角付近で実験と比べて乱流エネルギーが過大評価されるという問題があった(第3.3.4-1図)。これは、角柱の角の近傍では、流速場の剪断変形は非常に大きいものの乱流エネルギーの生成率がそれほど大きくないという風洞実験に見られる傾向がうまく再現していないためであった。

これに対し、Kato and Launder, 1993)は、元々の $k-\epsilon$ モデル(標準 $k-\epsilon$ モデル)において、乱流エネルギー k の生成項が平均流の剪断変形のみで定義されていることに問題があるという事実に着目して、乱流エネルギー輸送方程式の生成項を剪断変形と回転変形との両方の効果を含み得るように改良し(LKモデル)、変形速度の大きさに対して乱流エネルギーの生成を抑制するような定式化をした。こうした改良によって、角柱回りの乱流エネルギーの分布が大幅に改善された。また、

Murakami et al. (1998) は、さらにLKモデルが有していいたいくつかの問題点を回避するために、乱流エネルギーの生成項ではなく、渦粘性係数と乱流エネルギー、散逸率とを関係づける式に回転の効果を含ませる改良をし、角柱回りの乱流エネルギーの分布（第3.3.4-1図）や圧力係数（第3.3.4-2図）について実験と比較した。その結果、LKモデルと比べてより高い再現性を得ている。

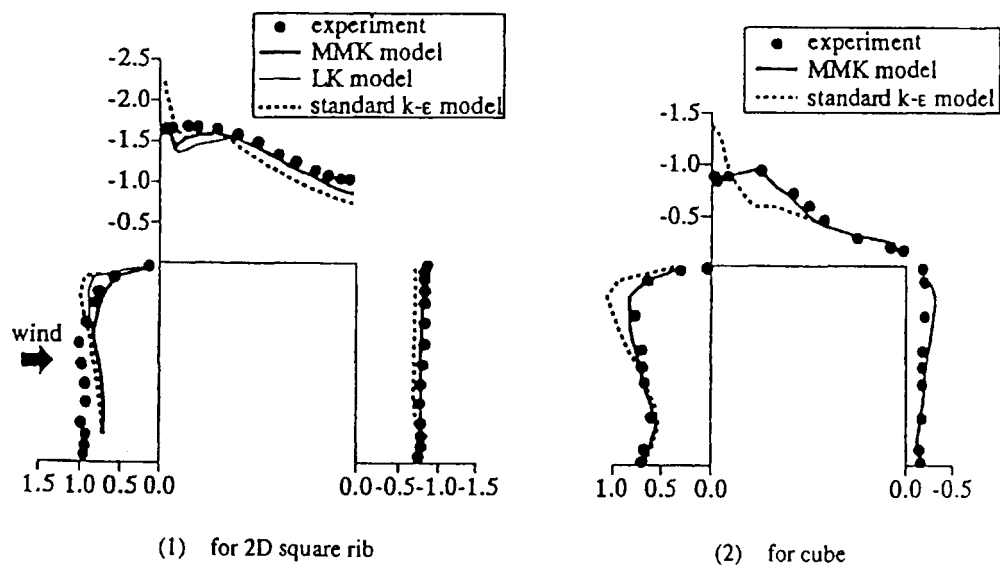
RANSモデルの一種であるが、気象学でよく用いられるモデルにクロージャーモデル(Stull, 1989; Yamada, 1983)がある。流れ場を記述する従属変数をアンサンブル平均とそれからのずれの成分に分解する場合、平均量とずれの成分のそれぞれについて保存方程式（輸送方程式）を書くことができる。平均場の保存方程式には、ずれの成分の2次の量の相関を含む項が現れる。ずれの成分の2次の量は、さらにそれに対する保存式を書き下すことができるが、そこにはさらにずれの量の3次の相関を含む項が現れる。このように、ある次数の保存方程式には必ずそれより高次の相関項が現れて方程式が閉じない。そこで、高次の相関項を、着目する方程式の従属変数の次数、あるいはそれよりも低次の量を用いてモデル化し（パラメータ化し）、場の方程式系を数学的に閉じさせる問題をクロージャーの問題という。k- ϵ モデルもクロージャーモデルのひとつである。

気象学では、kと ϵ の代わりにkとl（混合距離）とを用いた定式化が行われる。k- ϵ モデルと同様に、kとlから渦粘性係数や渦拡散係数を作ることができる。気象学で、散逸率の代わりに混合距離が用いられるのは、乱流現象は大気境界層におけるものが主であり、大気の乱流の状態は水平方向対して鉛直方向に非常に大きく変化し、したがって、極めて異方性の高い2次元的な乱流場であることがその理由の1つになっている。k-lモデルもk- ϵ モデルも、設定可能な格子間隔は互いに似通った程度であり、実用的には同様の有効性がある。



Comparison of turbulent energy k for revised $k-\epsilon$ models (around 2D square rib).

第3.3.4-1図 標準および改良型 $k-\epsilon$ モデルと実験との比較
(2次元角柱周りの乱流エネルギー分布)



Comparison of mean pressure coefficient for revised $k-\epsilon$ models

第3.3.4-2図 標準および改良型 $k-\epsilon$ モデルによる2次元物体周りの圧力係数と実験との比較

3.3.5 取りあえずdefaultとして組み込む乱流モデルの選定

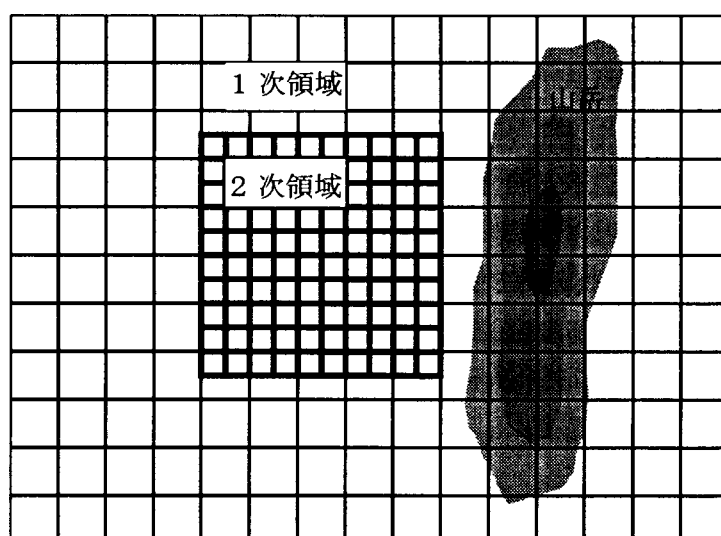
3.3.4の議論から、局所風況モデルでは全ての次数の領域においてRANSモデルに基礎をおくものが実用上適当であると考えられる。ここでいうRANSモデルは、乱流クロージャモデル、標準型や改良型などの $k-\epsilon$ モデルなどを指す。

3.3.6 ネスティング法の調査

数値流体力学における格子のネスティングは、ある空間分解能を有する格子の内部の一部に、さらに細密な格子を埋め込むことである。第3.3.6-1図にネスティング格子の一例の平面図を示す。1次領域の中に2次領域が組み入れられている。図では、2次領域の水平分解能は、1次領域のその2倍である。ネスティングを行う場合、主たる関心の対象は、通常細密な格子中の流れ場の詳細な構造であり、図では2次領域の方にあたる。外側の粗い格子をもつ1次領域は、2次領域内の流れに対し外的な駆動力を提供する。図には1次領域内に山岳を含んでいるが、関心の対象は2次領域内部の風のみであっていても、2次領域内部に外部からもたらされる風が遠く離れた山岳の影響を強く受けているような場合には、山岳

の効果を含んだ風をあらかじめ計算しておく必要がある。ネスティングは一般にこうした状況に対して行われる。さらに、ネスティングされた2次領域の流れが、1次領域の風の場に反作用を与え、それを問題とすることもある。

格子ネスティングやそれに準じる方法は、多くの数値流体力学の解析において見られる。気象庁の数値予報では、格子間隔が200km程度の全球予報モデルで大規模スケールの気圧配置を計算し、それを入力条件として格子間隔約20kmの日本域モデルを走らせ、地域的に詳細な予報を行っている。また、Anthes (1972) は、熱帯低気圧の数値モデルで熱帯低気圧本体部分を表現する詳細な格子と、それがおかれている背景場を表現する粗い格子とを使っている。環境工学の分野でも、ヒートアイランド循環のシミュレーション解析で、都市域を詳細な格子で覆い、その周辺に広域の地形や海陸分布などの影響を受けて都市域へ流入する風を計算するための粗い格子を設定する計算例が多数ある。



第3.3.6-1図 ネスティング格子の例

ネスティングを行う場合、細密な方の格子（2次領域）上の変数値は、外側の粗い格子（1次領域）から適当に内挿されて引き渡される。そして、細密格子内部の場が解かれる。内部の流れが解かれた結果は、はじめとは反対に平均操作などによって外側の格子点に割り当てられ、その結果に基づいてさらに外側の格子の流れ場が解かれることがある。このように、相異なる分解能の格子間で相互に情報が交換されるようなネスティングを2方向ネスティングという。これに対し、粗い格子における系の時間発展の計算では細密な格子からの情報の返還を受けず、細密な格子のみが粗い格子から一方的にの情報を受ける場合を1方向ネスティングという。

ネスティングを行うとき、注意すべき点がいくつかある。第3.3.6-1図の例にならうと、2次領域では1次領域の2倍の水平分解能を持っているので、表現可能な擾乱の最大波数は1次領域の2倍である。一般には、細密側の格子は粗な側の格子の数倍程度の空間分解能を有することが珍しくない。そのため、2方向ネスティングにおいて、細密格子から粗格子へ情報を伝達する際に、粗格子では表現不可能な高い波数の擾乱をあらかじめフィルタリングするなどして除去しておかないと、粗い格子内部でエイリアシングエラーを引き起こしてしまう。これは、計算境界条件の取り方にも関係している。細密格子内部には、物理的に意味があるが粗格子では表現できない擾乱が数多く存在する。そのため、それらの擾乱が、反射せずに細密格子の外部へスムーズに出て行けるような境界条件を設定する必要がある。反射が起こると、物理的には存在しないはずのエネルギーが細密格子内部に残ってしまう。流体のような非線型系では、そうした擾乱が残ると波数間のエネルギー伝播があるため、たとえ粗格子で表現不可能な高波数の擾乱をフィルタリングで除去しても、粗格子側で表現可能な擾乱に対してもそのエネルギーに誤差を生じてしまう。したがって、境界において擾乱の反射を極力押さえるような境界条件を採用することが大切である。境界において反射を押さえるには、細密格子の計算領域の外側に粗格子とは相互に無関係な粘性の高い領域を設け、そこに細密格子内部から出てきた擾乱を摩擦によって減衰させる方法や、そうした計算上の領域は設けずに、適当な方法で擾乱の位相速度を周波数成分別に評価して、境界を通過させるいわゆる放射境界条件の適用などが考えられる。ここでの議論は、水平方向だけでなく鉛直方向のネスティングに対してもあてはまる。

3.3.7 GPVの数値流体力学モデルへの組み込み法の調査

GPVと直接的にデータのやり取りを行うのは、局所風況予測モデルではほとんど全ての場合1次領域である。GPVは、客観解析値は12時間毎の、予報値はそれが利用可能である場合には3時間毎の値として提供される。GPVは、その格子間隔はCFDモデルの1次領域の格子間隔よりもはるかに粗く、また、鉛直座標には指定気圧面のジオポテンシャル高度が用いられている。

一方において、CFDモデルは幾何学的な高度に準拠した座標を用いている。そのため、GPVから得られる情報は適当な内挿法によってCFDモデルの格子点に機械的に割り当てられなければならない。格子点に値が割り当てられると、静水圧平衡が仮定されている数値予報モデルにおけるのと同様に、数値積分のための初期化作業（イニシャリゼーション）を行う必要がある。GPVから単純に内挿によって与えられた場は、質量の保存などの束縛条件を一般には満たしていない。そのため、これらが満たされるよう速度場やスカラー場を修正するのである。数値予

報モデルは、イニシャリゼーションにおいて、主に計算上の雑音となる内部重力波を除去するための作業が行われる。

局所風況予測モデルは、内部重力波を表現できる仕様にはなっているが、1次領域は格子間隔を5km程度にとるので、表現可能な内部重力波は波長が30km程度となる。一方において、GPVで表現可能な重力波は原理的には100km以上のオーダーの波長を有するものである。そのため、GPVから提供されるデータには、初期条件の中に物理的に意味のある重力波を設定できるような分解能はない。したがって、CFDモデルにおけるイニシャリゼーションも数値予報モデルに準拠した方法で行うのが望ましいと考えられる。また、数時間ごとに与えられるGPVのデータを、4次元データ同化のように動的に与える方がよいか、単に初期条件として与える方がよいかについては、予測精度のよい方を採用することになると考えられる。これは、4次元的なデータ同化が必ずしも予測精度の向上にはつながらないという報告があるからである(増田, 1981)。

3.3.8 立木、建物障害物処理法の調査

1次領域～4次領域では、水平方向の格子間隔が100m～数kmと大きいので、立ち木や障害物は地面粗度として取扱うのが合理的と考えられる。特に1領域から3次領域については、国土数値情報などが利用できる場合には、既往の研究をもとに、地面の被覆形態別に粗度区分をあらかじめ設定しておくことも可能であると考えられる。4次領域では、地面粗度を用いるにしても、植生のある地域ではその状態の季節変化等を考慮する必要があるであろう。また、解析領域内に水面が存在する場合には、風波の発達理論などを参照して、風速に依存する粗度を設定する可能性も想定しておく必要がある。さらに、土木事業などによる土地の改変があったり、あるいは地面被覆の種類と粗度に関する既往の研究を利用できない場合には、現地調査や航空写真なども援用することになると考えられる。5次領域では、計算用の格子間隔が1m程度の細かさになるので、立ち木や建物などの障害物は、計算の格子構造の中で具体的に表現される必要があると考えられる。大きな建物は、流体が内部を通過することができない領域として、地面と同様の物理的な境界として表現されることが望ましい。立ち木は、密生しているものやまばらに存在するものなど多様な形態し、さらに、季節によって葉の繁り具合が変化するものもあるため、当該格子中の障害物の占有率のような形で組み入れることができるであろう。

3.3.9 熱対流の実態、およびこれらの現象の取り入れ方の調査

熱対流は、大気の空間的に非一様な非断熱加熱が元となり、それによる温度（正

確には温位)の不均一性を解消するように起こる。熱対流のほとんどは地上に起源するので、その付近の風の場合に多かれ少なかれ影響を与える。

熱対流の多くは、バックグラウンドの場合が安定成層していて、日射などによって地面が強い加熱を受けた場合に生じる。熱対流には、水面と陸面のように熱慣性が大きく異なる地面の間で、温度上昇率の水平方向の差が生み出す水平方向の気圧傾度力で生じる海風循環、山稜の斜面が加熱され、周囲の同一高度自由大気との間に形成された温度差で生じる斜面上昇風(谷風)、不均一な地面被覆による温度上昇むらが直接的な引き金となるが、地面の加熱のため大気下層が絶対不安定の状態で生じるサーマル等がある。これらの対流現象は、その時間-空間スケールによるが地球の自転の転向力による慣性振動が完全に無視できない場合が多い。したがって、これらの現象はCFDモデルでも非定常的に追跡する必要があるであろう。これらの熱対流では、上昇する空気塊は、乾燥断熱的にその温度を下げてゆくので、最終的に対流が到達する高さはせいぜい地面から2-3kmまでであり、湿潤過程を考慮しないで取り扱うことができることが多い。

バックグラウンドの場合が条件付き不安定である場合、上昇する空気塊が凝結高度にまで上昇させられると水蒸気が相変化を起こして雲を形成し、その際の潜熱の放出によって新たに浮力が生まれ、さらに上昇し続ける。空気塊は、上昇の途上では湿潤断熱減率に従って温度を低下させ、最終的には周囲の大気と温度が等しくなる高さにまで達する。この高さを対流到達高度という。晴天日に見られる高さが2-3kmまでの積雲は、比較的弱い条件付き不安定下で起こる。

これに対して、上空に寒気が流入するなどして、条件付き不安定の領域が対流圏全体を含むような強いものになると対流圏界面を越えるような積乱雲にまで発達する。積雲や積乱雲のような対流現象の計算には、湿潤過程を導入することが不可欠である。湿潤過程の導入法には、簡単なものから複雑なものまでいくつかの段階がある。気象学で多用されるいわゆる対流調節は、対流現象の取り扱いの中でも最も簡単なものであるが、これは、格子間隔に対してこの対流細胞が十分に小さい場合に有効である。実際、水平格子間隔が約20kmである気象庁の日本域数値予報モデルでは、この方法が用いられている。対流調節は対流現象のいわばマクロ的なモデルである。また、ほぼ定常状態にある積雲群を取り扱う、Kuoの方法や、Arakawa-Schubert法などがあるが、これらも格子間隔の大きな全球規模のようなモデルに向けた方法である。

局所風況予測モデルにおいて、積雲や積乱雲のような湿潤対流の再現がどの程度必要なのかについては、今後更なる検討を要するが、少なくとも2次領域~4次領域では、雲の個々の対流細胞を直接的に計算しなければならないと考えられる。湿潤対流においては、特に雨などの降水粒子は大気中に滞留する限り、圧力

の一つの原因となり、また、落下時には周囲の空気を摩擦によって引きずる。さらに、途中で蒸発する際には周囲を冷却するように働く。このように降水粒子は、対流現象の力学過程と密接に結合している(Klemp and Wilhelmson, 1978)。したがって、対流現象を直接的に取り扱うには、水蒸気、雲粒、雨滴の3種類は少なくとも従属変数としてその輸送方程式を設定する必要があると考えられる。場合によっては、氷晶を含む湿潤過程を取り扱う必要が生じ得ることも想定しておくべきであろう。

第4章 既存線型モデルの機能に係る検討

本章では、局所風況予測モデルの開発に際して既存線型モデル(WASP、AVENU)の適用限界を明確にするため、その機能について検討を行う。

既存の風況予測モデルについては、前年度の調査で地形と予測精度の関係についての検討を行い、その結果、平坦な地形においては風況の予測に関して信頼しうる精度を有している一方で、複雑または急峻な地形においてはその予測精度は十分でなく、その適応性には限界があることを明らかにした。

本調査においては、これら誤差の生ずる原因を異なる視点、すなわち気象条件に起因する予測誤差という面から比較し、既存線型モデルの適用限界について検討する。具体的には、任意のサイトにおける地上風と上空風の間係を把握し、代表的な気象パターンに分類する。さらに分類された気象パターン毎に既存モデルによる風況シミュレーションを行い、予測誤差を比較・検討するものである。

4.1 風況観測資料による風の要因解析

ここで取り上げたサイトとしては、NEDOによるフィールドテスト事業において風況精査が行われた地点の中から次に示す3箇所(第4.1-1図)を選定した。

北海道稚内市：稚内は北海道北端部の日本海海岸域にあり、季節風の交替は明瞭である。

福島県天栄村：天栄はほぼ日本中央の山岳地域にあり、風の流れは地形による影響が大きいと考えられる。

静岡県大東町：大東は大平洋に面する海岸域で、明確な海陸風の出現が見られている。

また、使用したデータは以下のとおりである。

(1) 地上観測データ

それぞれの観測地点において、地上高20mの1時間平均値風況観測データ(風向、風速)1年間分を使用した。各地点における観測期間は以下のとおりである。

北海道稚内市：1996年4月1日～1997年3月31日

福島県天栄村：1996年11月2日～1997年10月31日

静岡県大東町：1996年3月5日～1997年2月28日

(2) GPVデータ

地上観測点に対応し、観測点が一番近い格子点のGPV上層データを使用した。地上観測点と観測点が一番近い上層GPVの格子点の位置関係は第4.1-1図に示した。

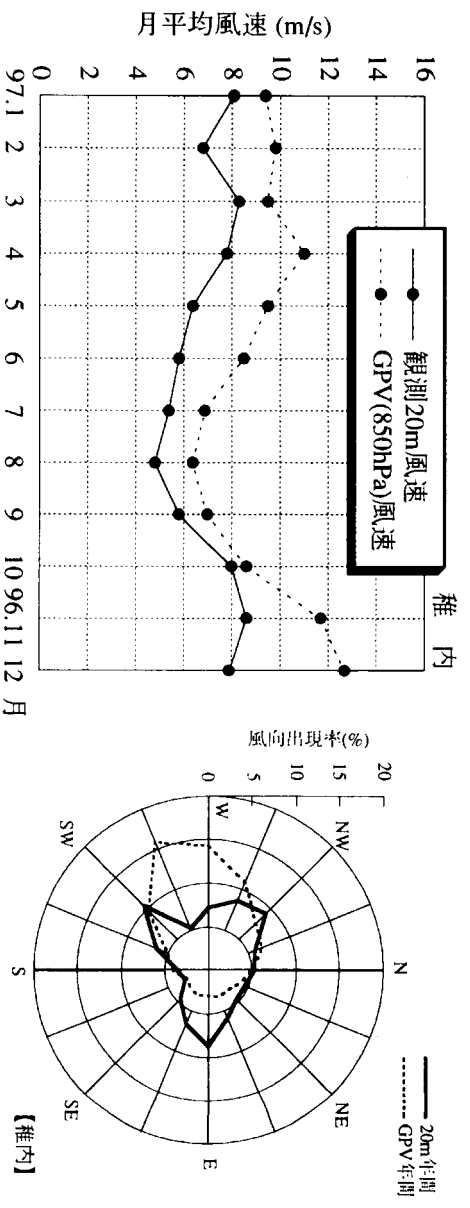
上層GPVデータについては、毎日2回(09:00JSTと21:00JST)の客観解析に基づき、51時間先までの3時間毎の予報値データが保存されており利用可能となっている。上層の風データは925、850、700、500 hPa気圧面において、ベクトル成分でフォースットしてある。

本調査に使用した上層GPV風データは、1日の内、09:00JSTの4回予測値(18:00JSTまで)と21:00JSTの4回予測値(翌日の06:00JSTまで)、あわせて24時間分(3時間毎)である。また、高度は850hPa等気圧面(海面から約1,500m)を選んだが、本調査においては、この850hPaにおける風を「上空風」、前述の地表面近傍における実測値を「地上風」と呼ぶことにする。

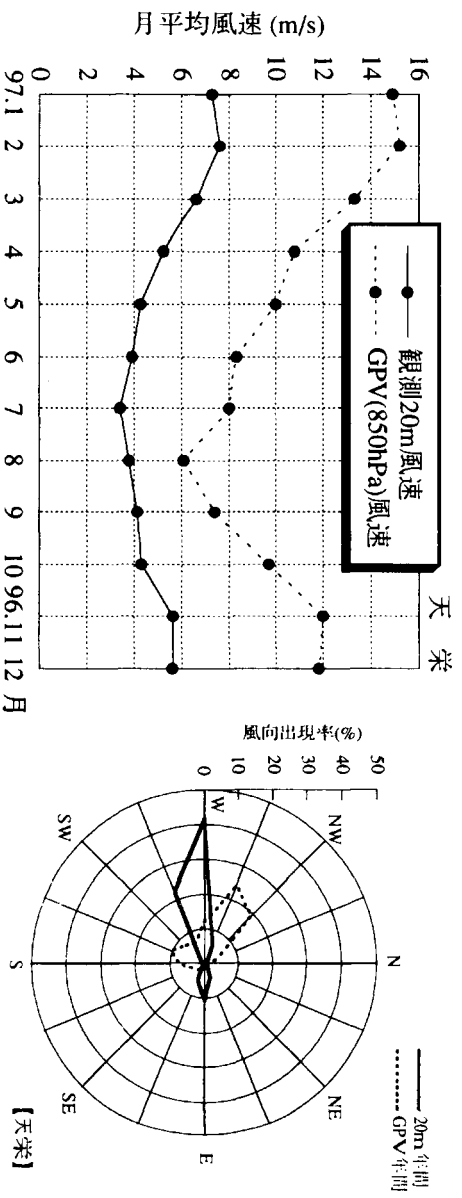
なお、一般に上空での風の変化(風向・風速)に伴って地上風は同じ傾向で変化し、通常は地上における風速は上空風より低いものとなるが、地形・気圧配置などの影響で、風速の関係が逆転する場合も存在する。以下では、このような風速の関係を「逆ケース」と呼ぶこととする。

(3) 各観測地点の風況の概要

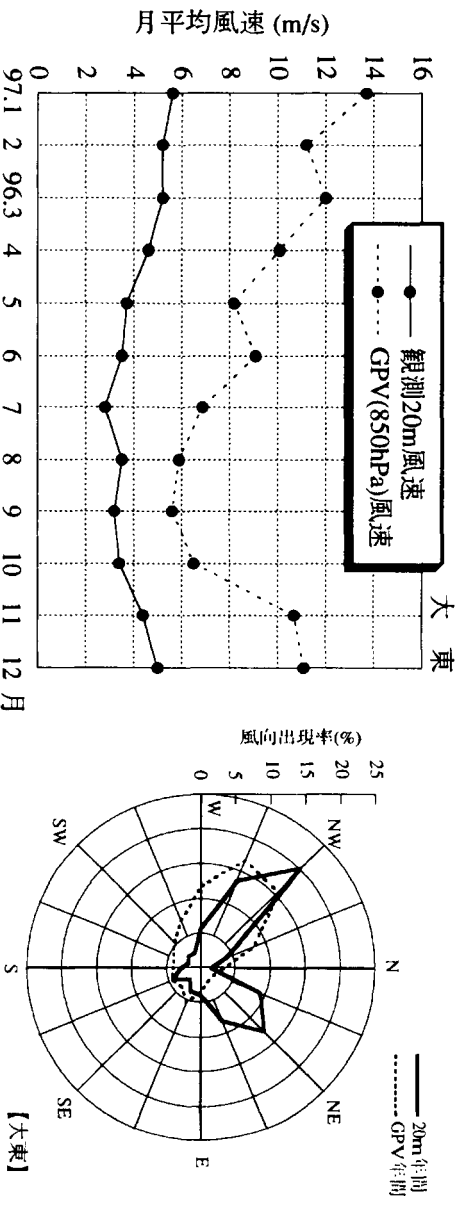
それぞれの観測地点における地上高20mの風況観測データと近傍のGPV風況データによる、月平均風速と風配図を第4.1-2図(1)～(3)に示す。月平均風速については、各地点において、地上風速・上空風速とも7～9月(大東では7～10月)を中心とした暖候期において低くなる傾向が見られる。また、稚内は天栄・大東に比べ地上風と上空風の風速差が小さいのが特徴的である。



第4.1-2図(1) 稚内の月平均風速および風配図



第4.1-2図 (2) 天栄の月平均風速および風配図



第4.1-2図 (3) 大東の月平均風速および風配図

一方、風配図をみると、各地点とも地上風と上空風の間で風向の出現頻度分布にかなりの違いがあること、上空風の方が風向の安定度が高く、全体に西寄りの風の出現頻度が大きいことがわかる。

4.1.1 地上風と上空風の風況特性

東アジアでは、風は気温、雨とともに季節を代表する気候要素である。季節を吹きかわける風については、一般に夏は海洋から大陸へ、冬は大陸から海洋へと、方向が季節によってほぼ正反対になる風が広範囲にわたって吹いているとき、これを季節風あるいはモンスーンという。世界でもっとも著しくモンスーンの発達する地域は、インドを中核とする南アジア、東南アジア、中国、日本を含む東アジアであり、モンスーンアジアともよばれる。

日本では、夏は南東季節風、冬は北西季節風（地域により北風か西風も）が吹くが、夏の季節風は冬よりも弱い（冬季、東シナ海、南西諸島では、北西季節風として流入する大陸性寒帯気団は、地球の自転に伴う転向力と気流の発散の影響で北東季節風となる）。季節風の交替期は、一般に3～4月と9～10月に起こっていることが認められており、月平均の気圧分布図からも、11月～3月は西高東低の冬型気圧配置の特徴が現れ、5月～8月は南高北低、東高西低の気圧配置となっている。

また、地域により、海陸風、山谷風などの特徴のある局地風が吹きやすい場所もある。海陸風は、海岸地域で、海面と陸地表面の温度差を原動力として吹く局地風をいう。日中から夕方にかけて海から陸へ吹く海風と、夜間から朝にかけて海から陸へ吹く陸風から成る。海陸風は比較的静穏な晴天日に出現することが多く、一般風がなければ、海風は風速5～6m/s、厚さ200～1000mに発達し、陸風は風速2～3m/s、厚さ100m前後である。一般には、日出後3～4時間で海風がはじまり、日没後1～2時間で陸風がはじまる。なお、海陸風は弱い循環で、一般の気圧場による風が強いと出現せず、一般風の影響を受けやすい。

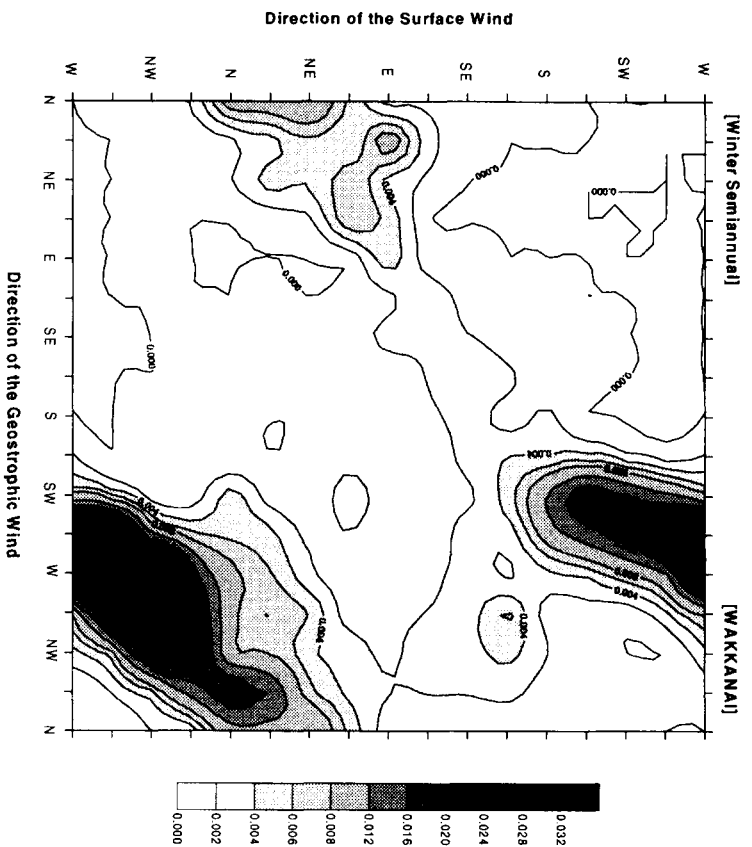
本調査においては、風況データの分類はこれらの風況の特徴を反映すべきとの認識から、まず、夏、冬の季節風の出現期間に合わせて、4月から9月の期間を夏半年、10月から3月までの期間を冬半年として、年間の風況データを2つに分けて解析に供し、地上風と上空風の関係に基づいて気象パターンの分類を行い、各パターン毎の風況特性について検討を行った。

a. 稚内の場合

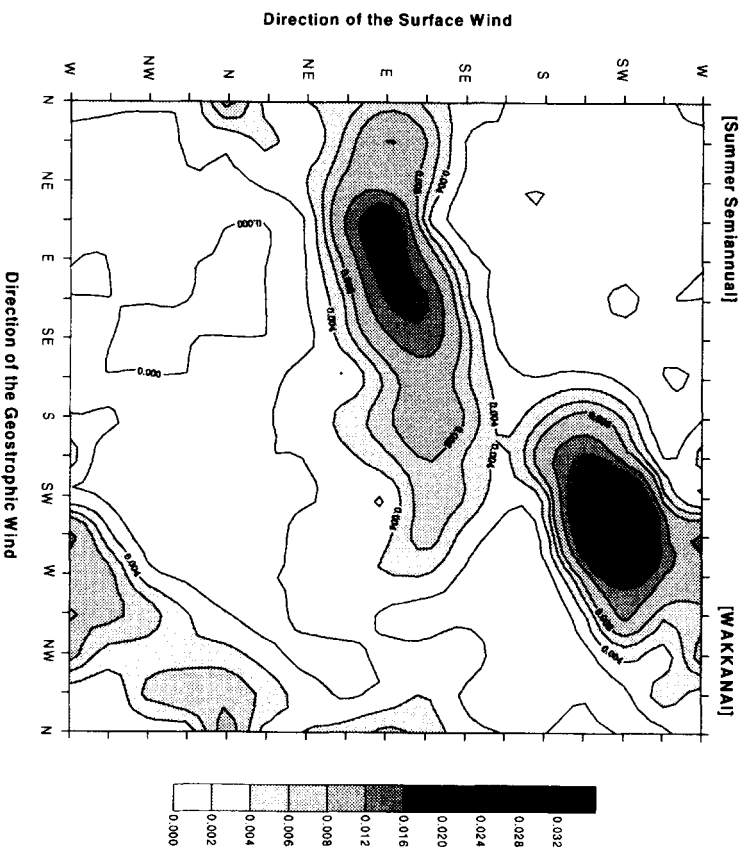
(1) 地上風と上空風の風向の関係

稚内観測地点における、地上風と上空風の風向の関係を第4.1.1-1図(1),(2)に示す。冬半年の期間では、上空風の風向がW、地上風の風向がWNWを中心として、広い風向範囲にわたって風が出現することが明らかとなった。また、上空風の風向がNNE、地上風の風向がEを中心とする小さい出現ピークがあることも分った。

一方、季節風が交替し夏半年に入ると、風向の出現パターンは大きく変化し、出現頻度が一番高い風向は、上空風がWSWで地上風がSWを中心としたものとなる。また、地上風がEを中心とする風向の場合、上空風の風向はENE～Eが中心となるものの、その出現範囲はWNW付近を除く極めて広い範囲におよんでいる。



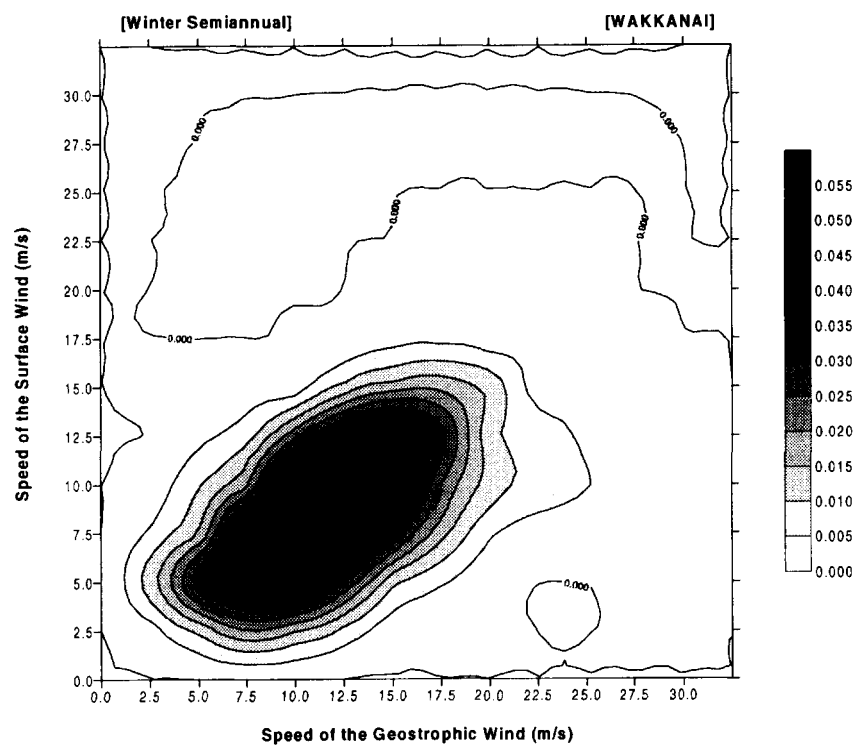
第4.1.1-1図(1) 稚内における地上風と上空風の風向出現率分布 (冬半年)



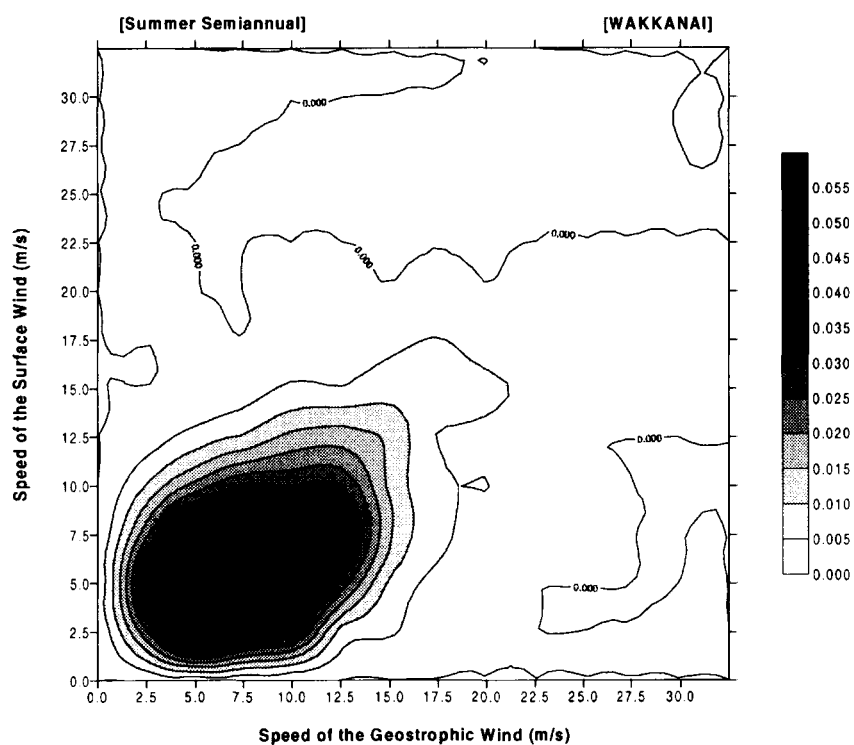
第4.1.1-1図(2) 稚内における地上風と上空風の風向出現率分布 (夏半年)

(2) 地上風と上空風の風速の関係

上空風と地上風の風速の関係を第4.1.1-2図(1),(2)に示す。図から、冬半年の風速は地上風・上空風とも夏半年よりかなり強いことがわかる。また、地上風速が上空風より強い逆ケースの割合は夏半年に比較的多く見られた。



第4.1.1-2図(1) 稚内における地上風と上空風の風速出現率分布（冬半年）



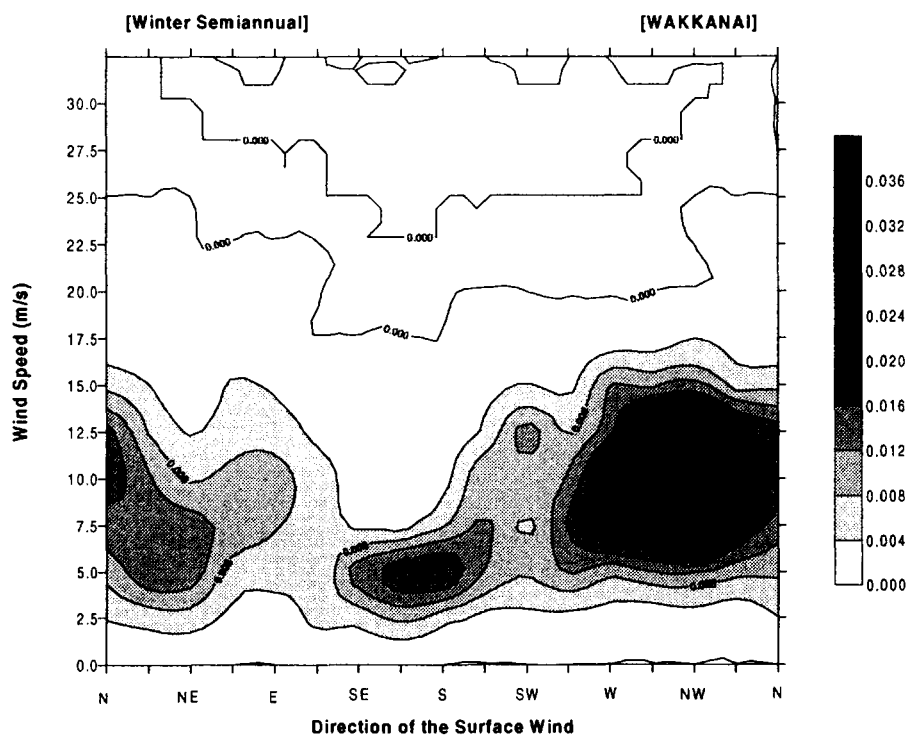
第4.1.1-2図(2) 稚内における地上風と上空風の風速出現率分布（夏半年）

(3) 風向別の風速出現頻度分布

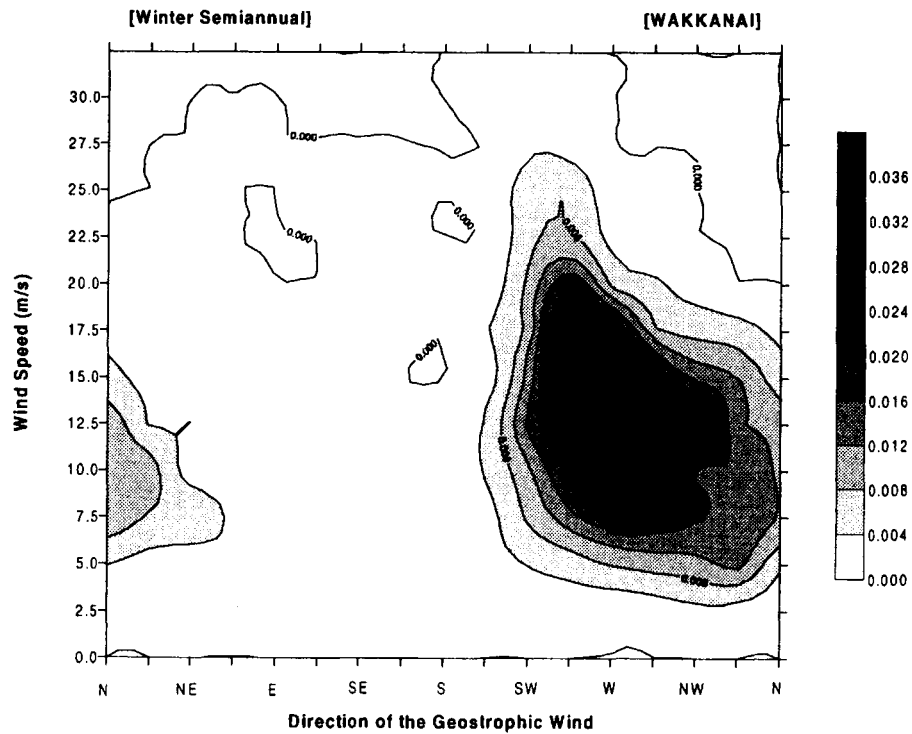
冬半年、夏半年における風向別風速出現頻度分布を第4.1.1-3図(1),(2)に示す。

冬半年においては、地上風の場合は、風向別風速出現頻度のピークは風向WNW、風速10m/sを中心とした範囲に分布している。また、S風向、N～NE風向などにも小さいピークが表れている。上空風の場合は、風の出現ピークは概ね風向W、風速10～16m/sを中心とした範囲に集中している。

夏半年の場合は、地上風については、出現頻度のピークは2つの領域に集中している。すなわち、風向E、風速8m/sを中心とした範囲と、風向SW、風速7m/sを中心とした範囲である。また上空風の場合は、風向別風速の出現頻度は風向SW、風速10m/sを中心とした領域で高いものの、風向についてはその分布はほぼ全方位におよんでいる。

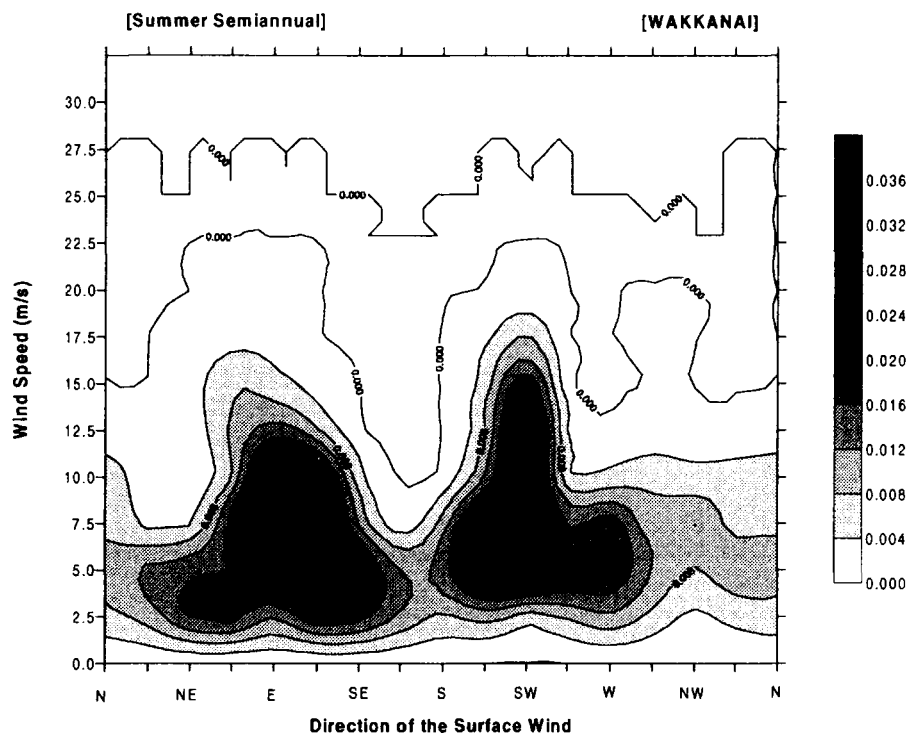


ア) 地上風

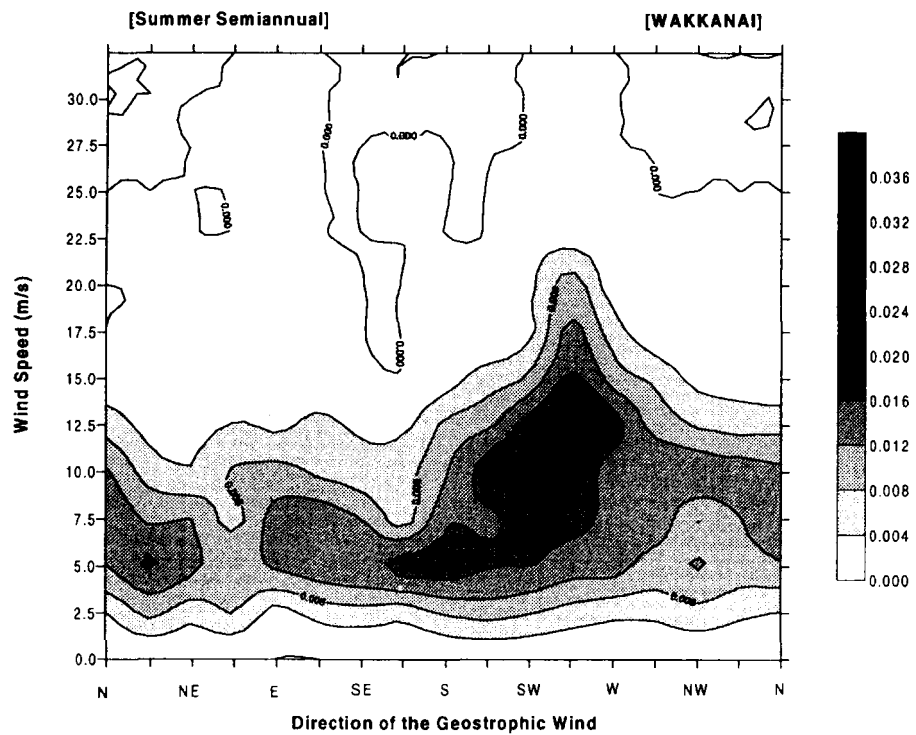


イ) 上空風

第4.1.1-3図(1) 稚内における風向別の風速出現率分布（冬半年）



ア) 地上風



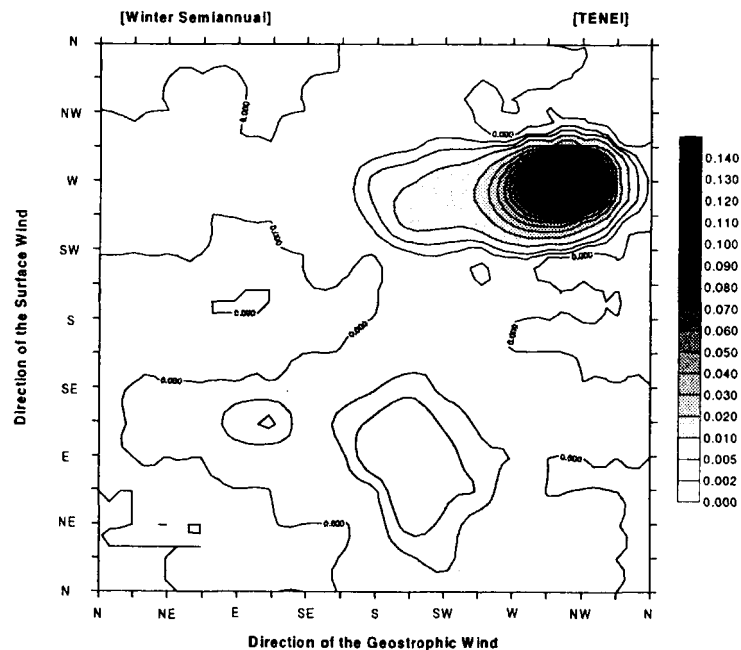
イ) 上空風

第4.1.1-3図(2) 稚内における風向別の風速出現率分布（夏半年）

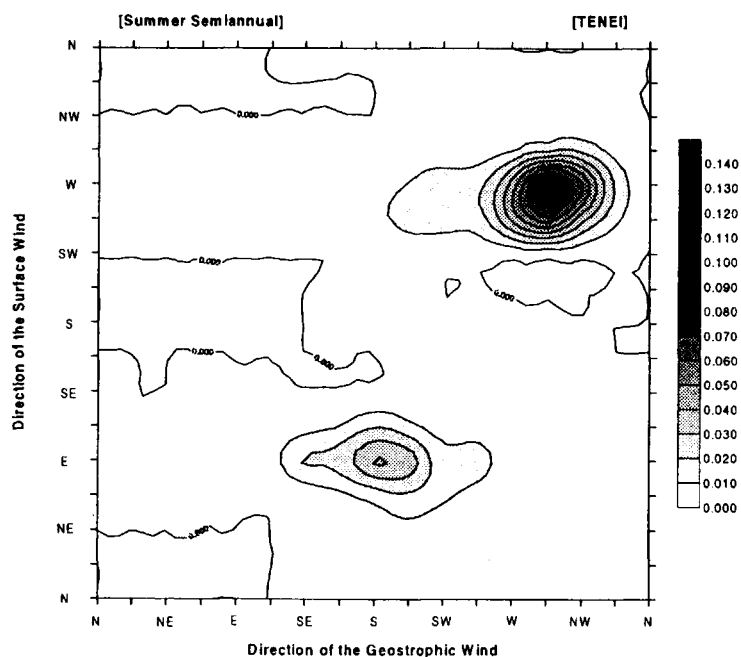
b. 天栄の場合

(1) 地上風と上空風の風向の関係

天栄観測地点における、地上風と上空風の風向の関係を第4.1.4-1図(1),(2)に示す。冬半年の場合では、高い出現率の範囲は、上空風がWNW、地上風がWを中心とした概ね1箇所集中していることが分かる。また、夏半年については、出現率が最大となるのは冬半年と同じ領域であるが、上空風がS風向、地上風がE風向を中心とした部分にも小さな出現率のピークが現れている。



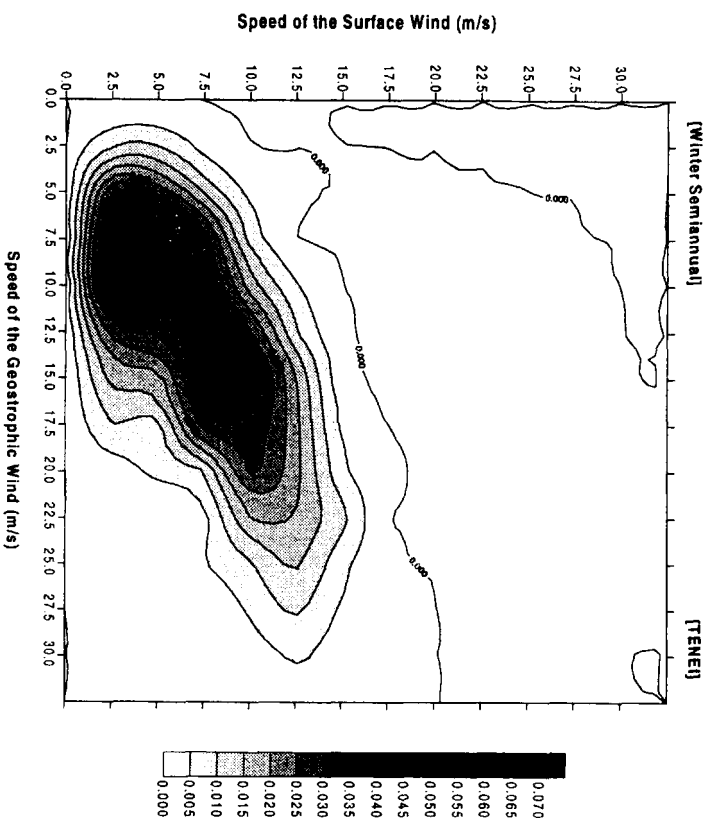
第4.1.1-4図(1) 天栄における地上風と上空風の風向出現率分布（冬半年）



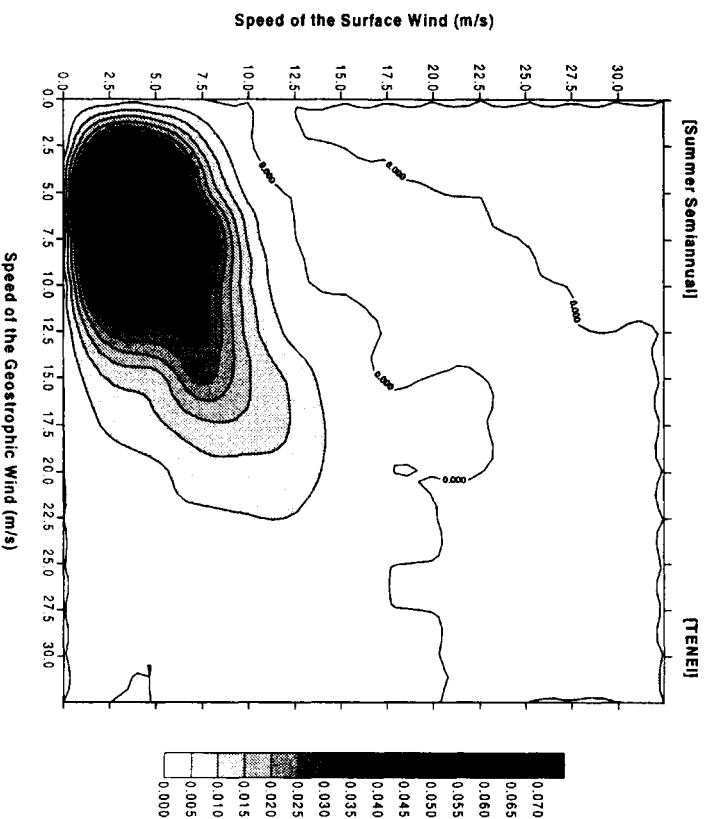
第4.1.1-4図(2) 天栄における地上風と上空風の風向出現率分布（夏半年）

(2) 地上風と上空風の風速の関係

天栄における地上風と上空風の風速の関係を第4.1.1-5図(1),(2)に示す。上空風、地上風とともに、夏半年よりも冬半年の方が風は強勢である。上空風の風速出現率のピークは、冬半年においては約8m/sであるが、15m/s付近にも小さなピークがあり、夏半年に比べて広い領域に分布している。また、冬半年には、地上風速が上空風速より強い逆のケースの出現割合も少なくなっている。



第4.1.1-5図(1) 天栄における地上風と上空風の風速出現率分布 (冬半年)



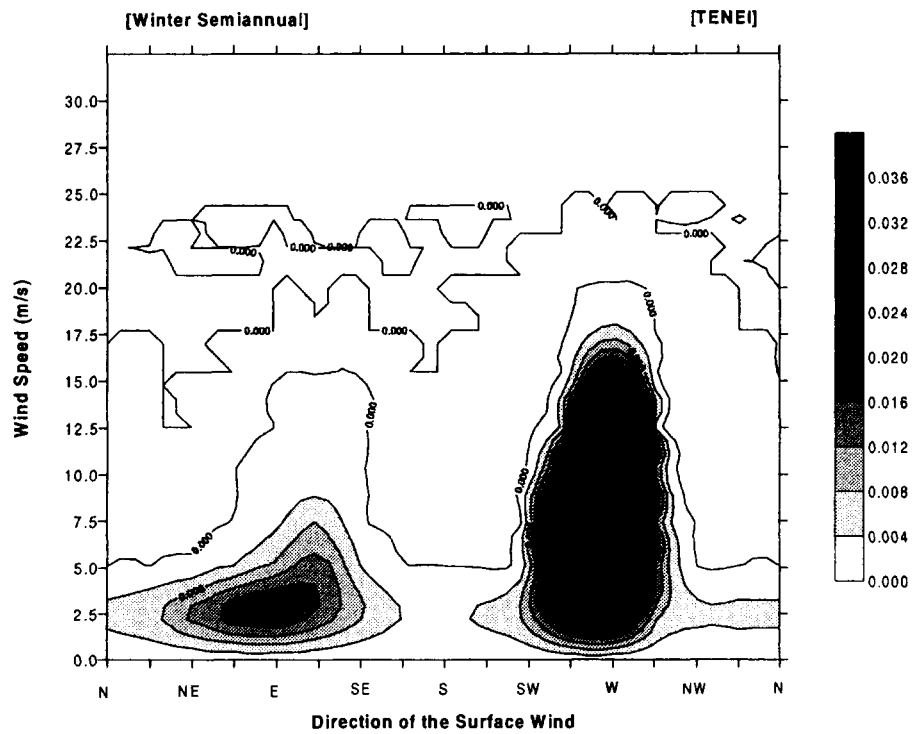
第4.1.1-5図(2) 天栄における地上風と上空風の風速出現率分布 (夏半年)

(3) 風向別の風速出現頻度分布

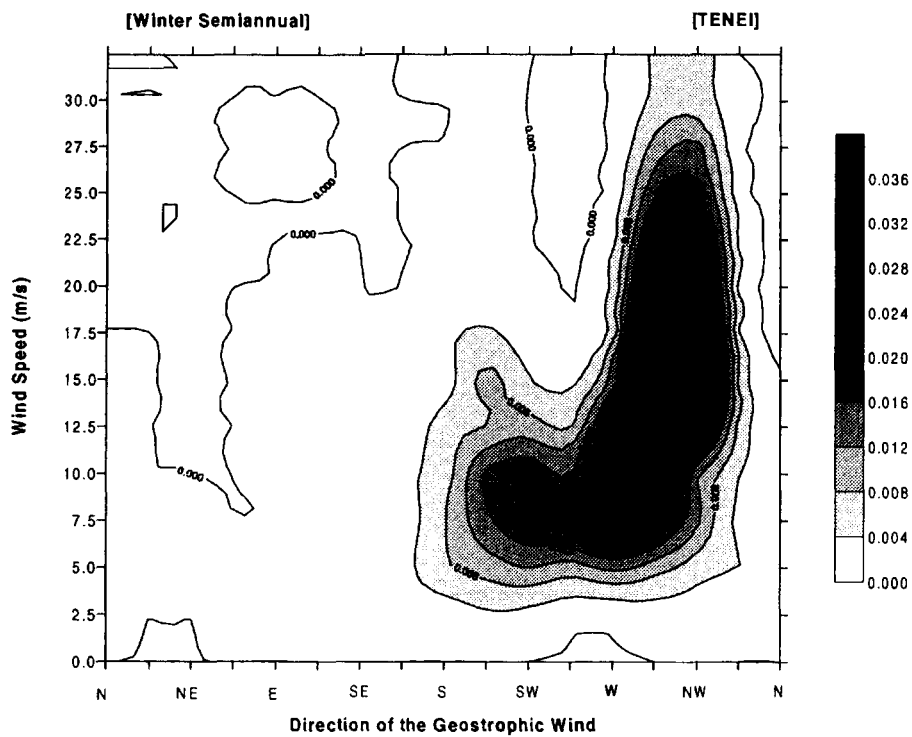
天栄における風向別風速出現頻度分布を第4.1.1-6図(1),(2)に示す。

冬半年でみると、地上風の場合は出現頻度はWを中心に明瞭なピークがあり、Eを中心とした風向にも弱風域側に小さなピークがある。上空風の場合は、出現頻度の高い領域はほぼWNWを中心としており、弱風域においてはW～SWの方位にかけてやや出現頻度が高くなっている。

また、夏半年においては、地上風の場合は、出現頻度の高い領域としてはWとEの2方向に顕著なピークが存在しており、上空風の場合は、WNWとSSWを中心に出現率の高い領域が見られる。

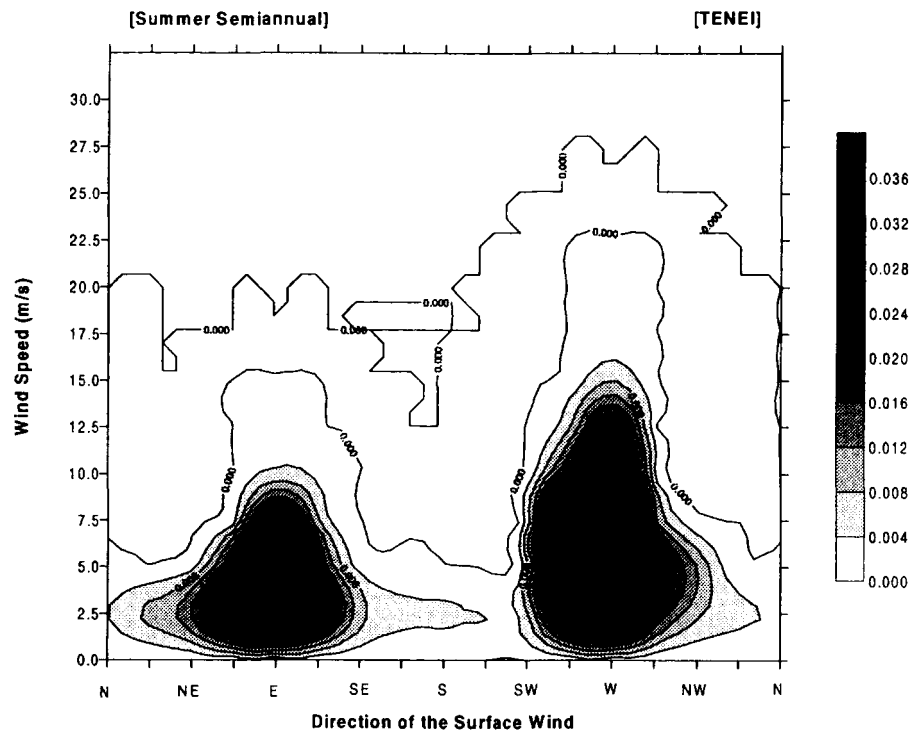


ア) 地上風

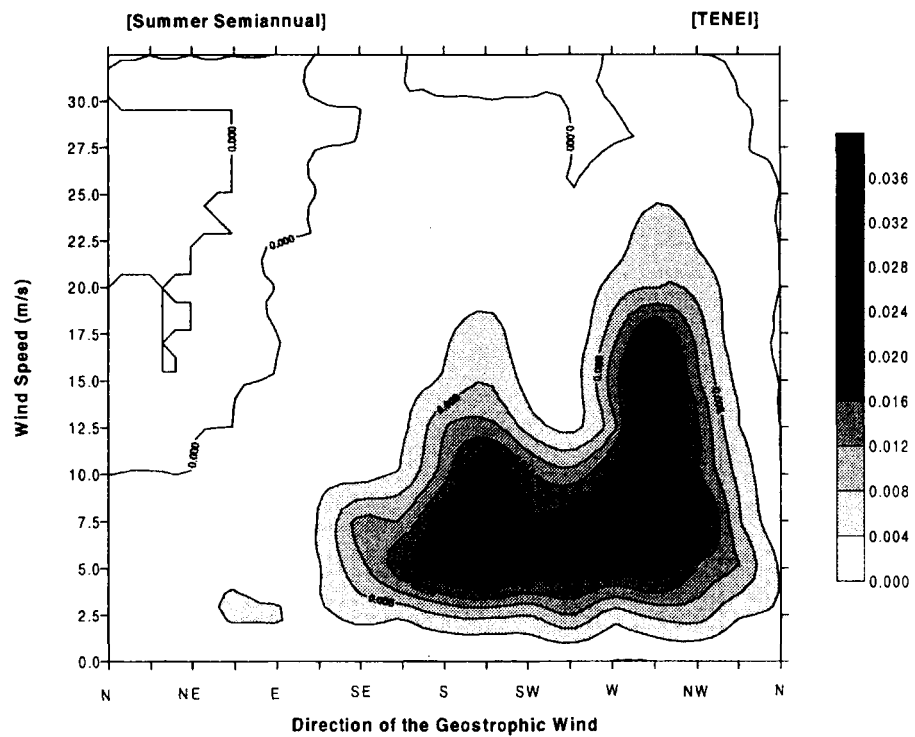


イ) 上空風

第4.1.1-6図(1) 天栄における風向別の風速出現率分布 (冬半年)



ア) 地上風



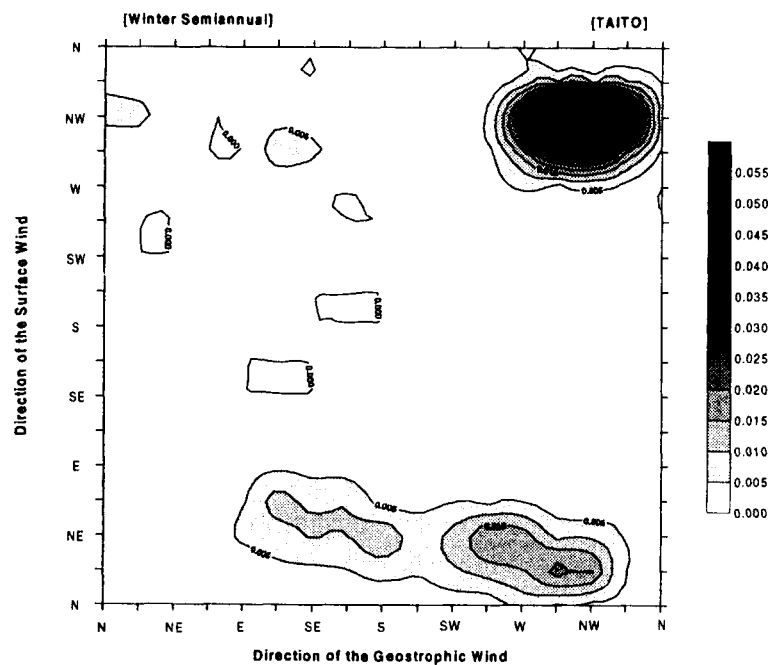
イ) 上空風

第4.1.1-6図(2) 天栄における風向別の風速出現率分布 (夏半年)

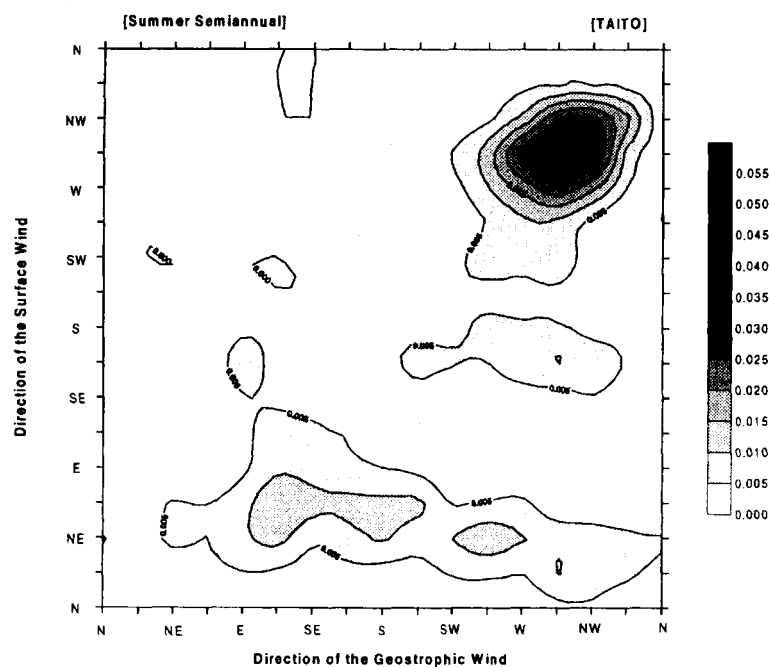
c. 大東の場合

(1) 地上風と上空風の風向の関係

大東観測地点における、地上風と上空風の風向の関係を第4.1.7-1図(1),(2)に示す。冬半年においては、風向出現率は上空風がWNW、地上風がNWを中心とした部分にそれぞれ高いピークが見られるとともに、地上風がNE、上空風がWNWおよびSEの2つの方位に小さなピークがある。夏半年の出現頻度は冬半年とはほぼ同様の傾向が見られるものの、地上風がNE、上空風がWNW付近を中心とした領域の出現頻度は冬半年に比べ低くなっている。



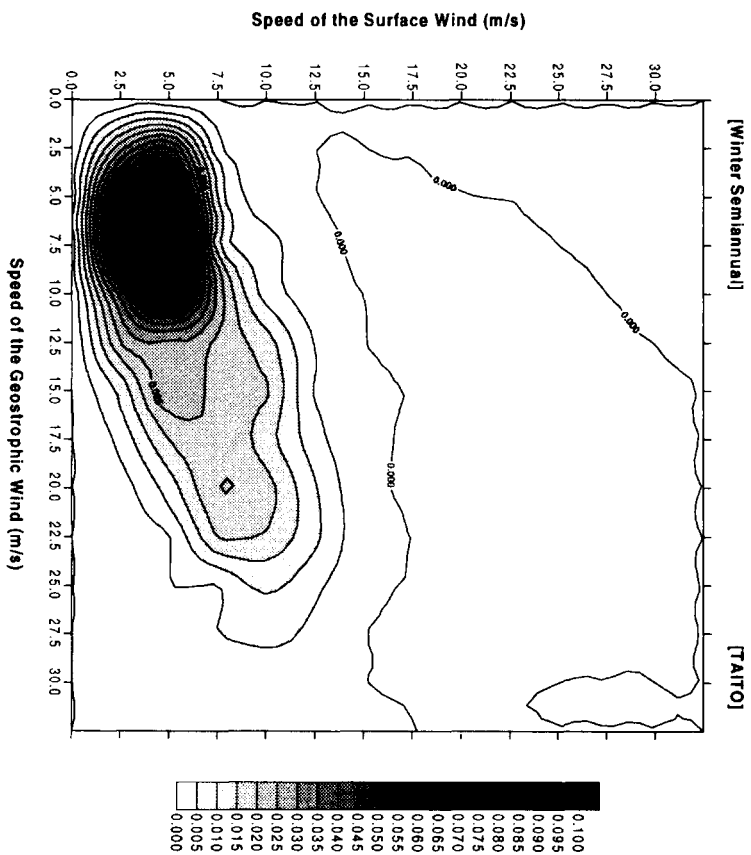
第4.1.1-7図(1) 大東における地上風と上空風の風向出現率分布（冬半年）



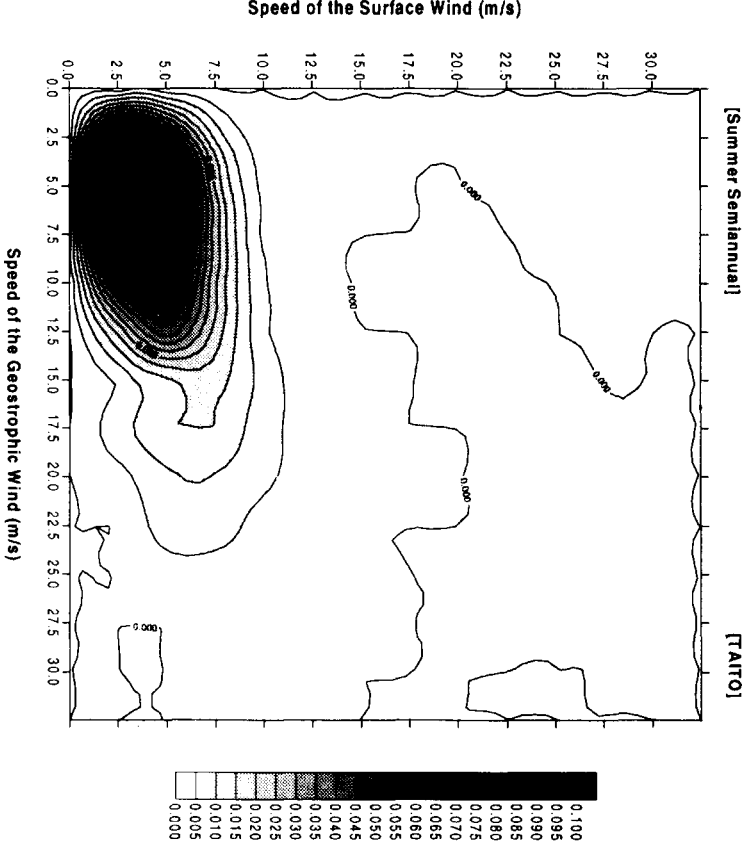
第4.1.1-7図(2) 大東における地上風と上空風の風向出現率分布（夏半年）

(2) 地上風と上空風の風速の関係

大東における地上風と上空風の風速の関係を第4.1.1-8図(1),(2)に示す。冬半年の風速の出現ピークを中心は上空風速7.5 m/s、地上風速4.5 m/s に対して、夏半年の出現ピークは上空風速5 m/s、地上風速3 m/s 程度に低下している。



第4.1.1-8図(1) 大東における地上風と上空風の風速出現率分布 (冬半年)



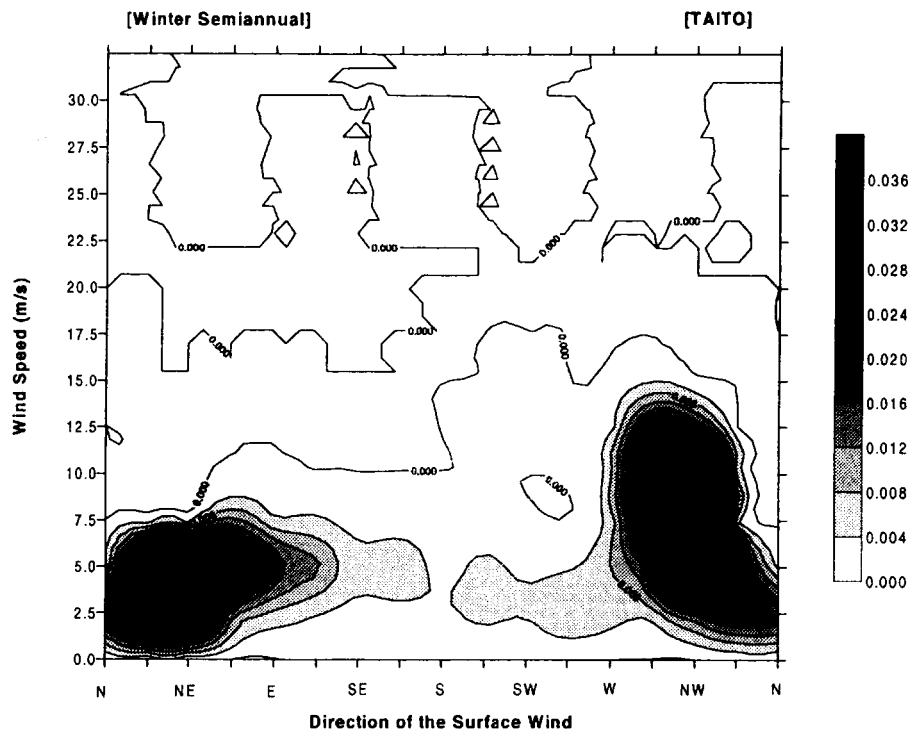
第4.1.1-8図(2) 大東における地上風と上空風の風速出現率分布 (夏半年)

(3) 風向別の風速出現頻度分布

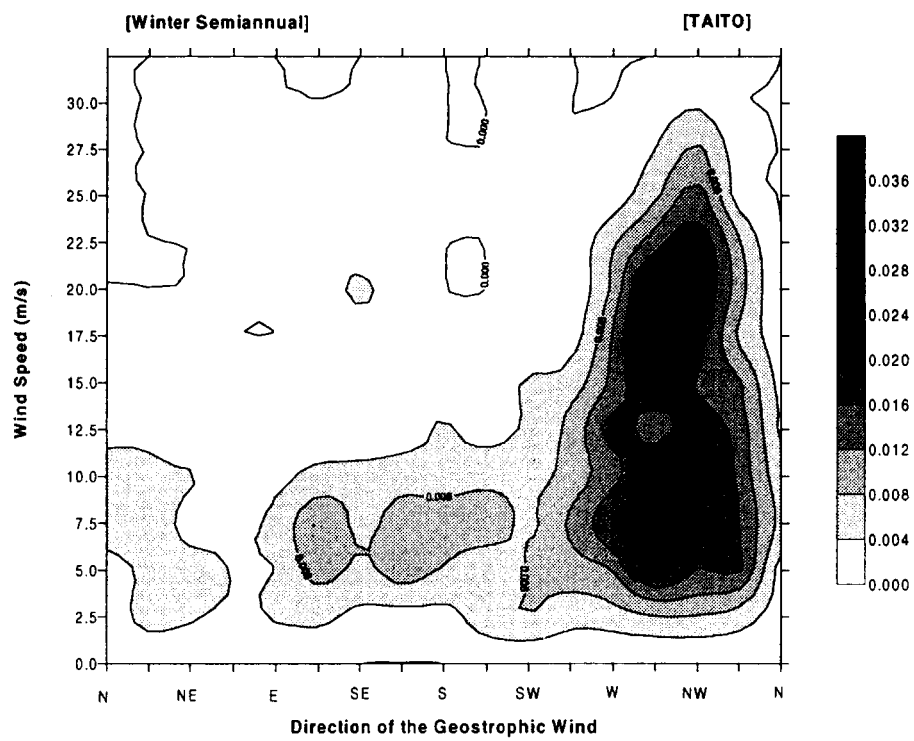
大東における風向別風速出現頻度分布を第4.1.1-9図(1),(2)に示す。

冬半年でみると、地上風の場合は、風速が強いNWを中心としたピークと風速がやや弱いNEを中心としたピークの2つがある。上空風の場合は、主なピークはWNW風向で、風速の出現範囲はかなり広がっている。また、ESEとS風向にも小さいピークがある。

夏半年については、地上風の出現率としては、NEとWNWを中心に強いピークが、またSSEを中心にやや弱いピークがあり、全体には分散傾向である。また、風速は冬半年より全体に低くなっている。上空風の場合は、出現の中心は冬半年と同じWNWであり、E付近にも小さな出現のピークがあるが、風速はやはり全体的に弱くなっている。

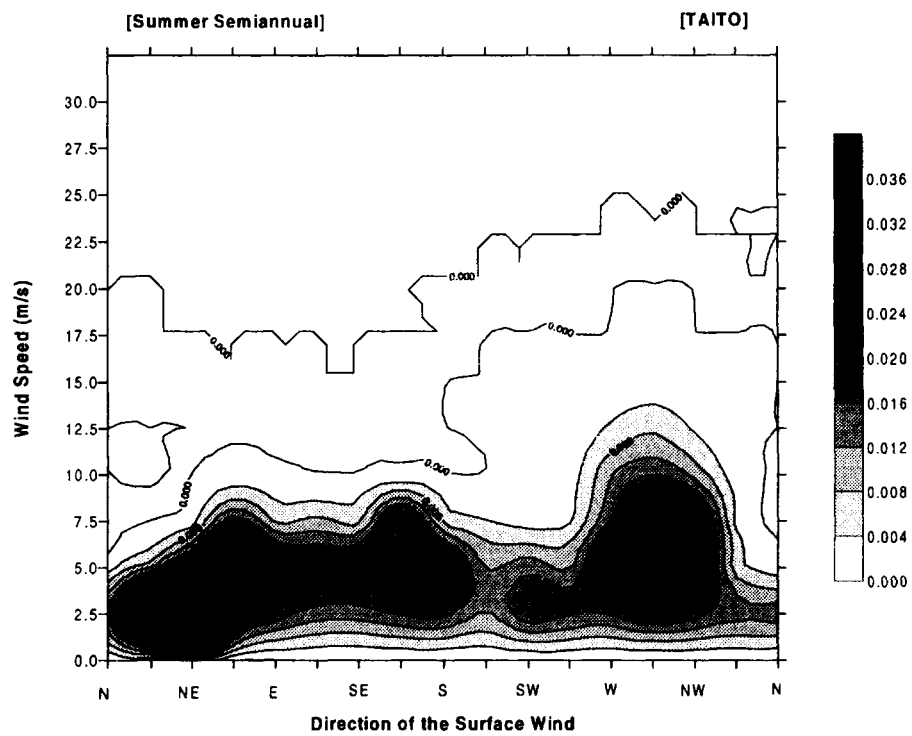


ア) 地上風

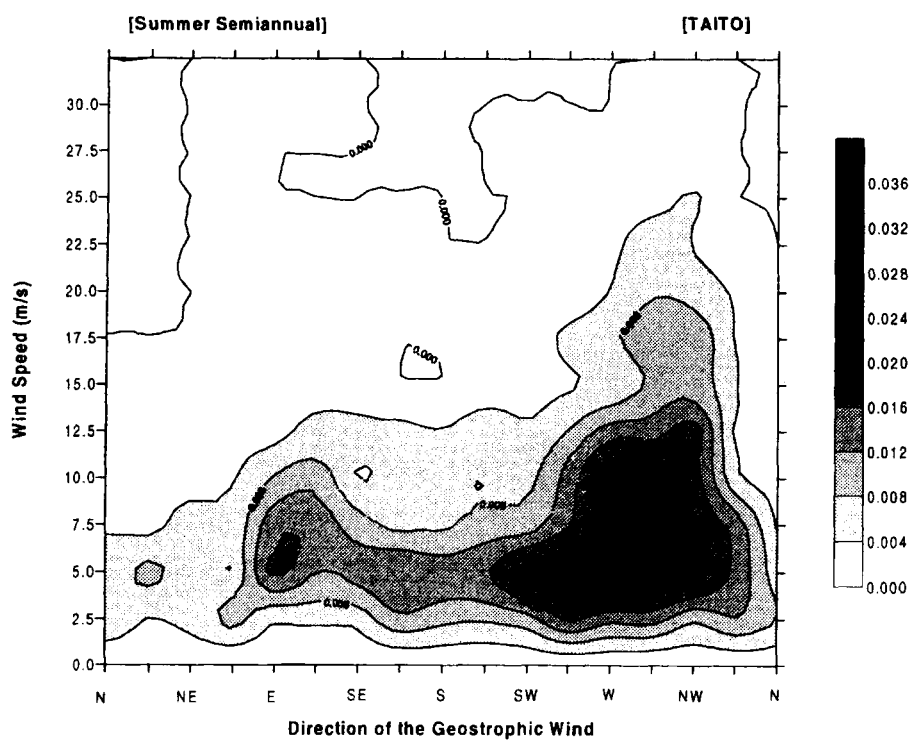


イ) 上空風

第4.1.1-9図(1) 大東における風向別の風速出現率分布 (冬半年)



ア) 地上風



イ) 上空風

第4.1.1-9図(2) 大東における風向別の風速出現率分布 (夏半年)

4.1.2 風況パターンの分類

以上の分析結果から、季節風の交替によって、地上風と上空風の風況分布にそれぞれ特徴が認められることが明らかとなった。これらの風況特性を把握するため、地上風・上空風それぞれについて風向、風速の出現頻度分布から特徴的な風況を抽出し、代表的なパターンに分類することとした。

a. 稚内の場合

冬半年と夏半年それぞれの期間における、風況パターンの分類結果を第4.1.2-1表に示す。なお、各パターンの風況および典型的な天気図を付属資料3に示した。

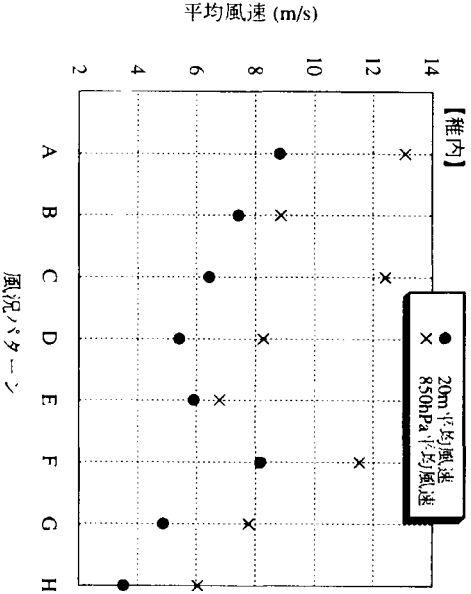
第4.1.2-1表 稚内における地上風、上空風の風況パターン分類表

期間	分類	特 徴					
		風 向		風 速		出現頻度 (%)	日数 (日)
		上層(850hPa、約1500m)	地上(20m)	上層	地上		
冬 半 年	A	冬半年の主風向-偏西風	冬半年の主風向-北西風	強い	強い	25.48%	93
	B	偏北風	北東風	やや弱い	強い	13.97%	51
	C	南西風	偏南風	強い	やや弱い	5.48%	20
	D	その他あるいは不明				4.93%	18
夏 半 年	E	偏東風	偏東風等	やや弱い	強い	21.37%	78
	F	南西風	南西風	強い	強い	10.96%	40
	G	南西風	南西風	やや弱い	弱い	7.40%	27
	H	その他あるいは不明				10.41%	38

次に、分類した各風況パターンについて、年間地上観測データと上層850hPaデータから、風況パターン別の特徴を調査した。

(1) 平均風速

風況パターン別の地上風と上空風の期間平均風速を第4.1.2-1図に示す。

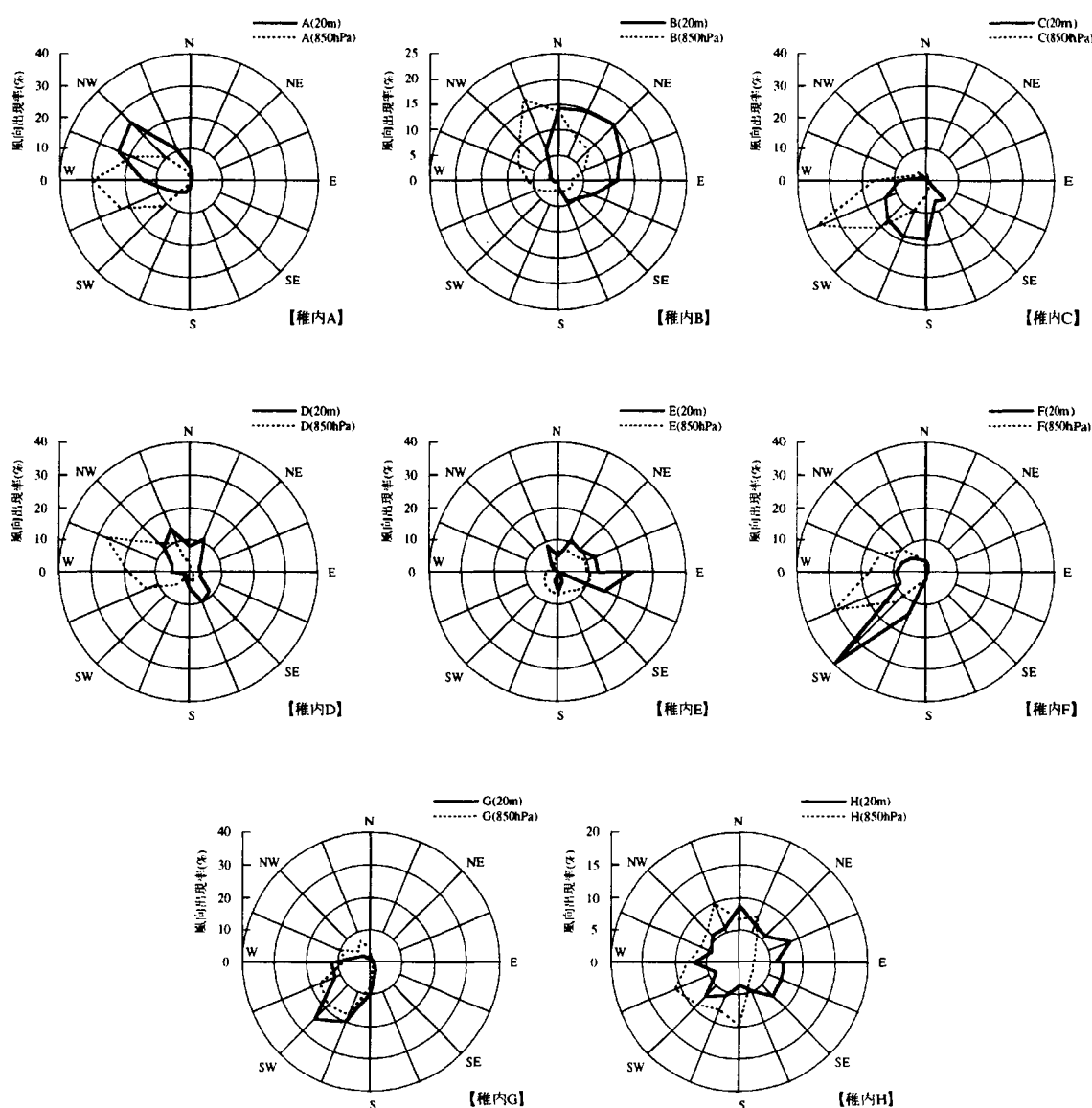


第4.1.2-1図 稚内における風況パターン別の平均風速

各パターンにより、地上風と上空風の風速の関係が大きく異なり、特にBパターンおよびEパターンにおいてその差が小さいことがわかる。なお、Aパターンは通常「西高東低の冬型気圧配置」と呼ばれるタイプであり、Eパターンは太平洋高気圧の勢力が強い「南高北低の夏型」、Gパターンは高気圧が北～東側に張り出している「北高型」のときに主に見られるタイプである。

(2) 風向出現率

それぞれの風況パターンにおける風配図を第4.1.2-2図に示す。パターン毎に風向の特性が表れており、特に上空風の風向がパターンによりそれぞれ異なっていることがわかる。

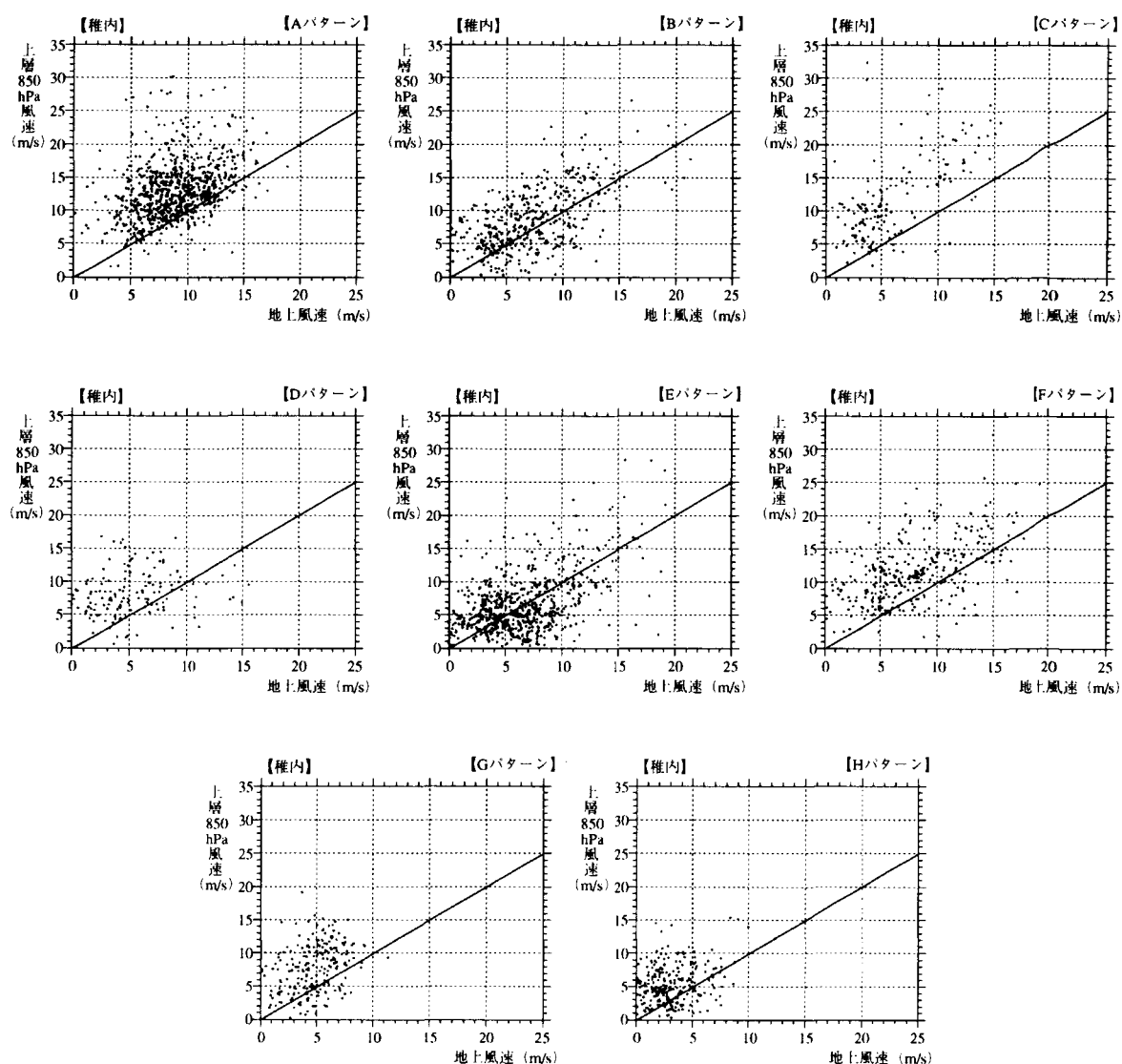


第4.1.2-2図 稚内における風況パターン別の風配図

(3) 地上風速と上空風速の関係

風況パターン別の地上風速と上空風速の関係を第4.1.2-3図に示す。

図から、風況パターンによって、両者の関係はかなり異なっていることがわかる。特に、地上風が東寄りであるBおよびEパターンの場合は、地上風速が上空風速より強い逆ケース（図中の地上風速：上空風速＝1：1の直線より下側に分布する点）の出現割合が多くなる傾向が見られる。この理由としては、観測地点の東側の地形は海側から連続的な傾斜の斜面が続いており、当該方位からの風は地形による増速作用を受けやすいことにより相対的に地上風速が高くなるためであり、地上風の駆動要因として上空風の影響が大きいことを否定するものではない。



第4.1.2-3図 稚内における風況パターン別の地上風／上空風風速分布

b. 天栄の場合

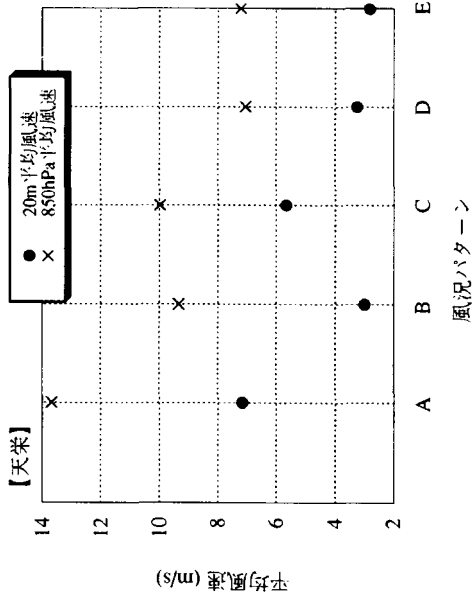
冬半年と夏半年それぞれの期間における、風況パターン別の分類結果を第4.1.2-2表に示す。

第4.1.2-2表 天栄における地上風、上空風の風況パターン分類表

期間	分類	特 徴				出現頻度 (%)	日数 (日)
		風	向	風	速		
冬 半 年		上層(850hPa、約1500m)	地上(20m)	上層	地上		
	A	冬半年の主風向-北西風	冬半年の主風向-西風	強い	強い	39.45%	144
	B	その他あるいは不明				10.41%	38
	C	夏半年の主風向-偏西風	夏半年の主風向-西風	強い	強い	23.01%	84
	D	偏南風	偏東風	弱い	弱い	17.53%	64
夏 半 年	E	その他あるいは不明				9.59%	35

(1) 平均風速

風況パターン別の地上風と上空風の期間平均風速を第4.1.2-4図に示す。

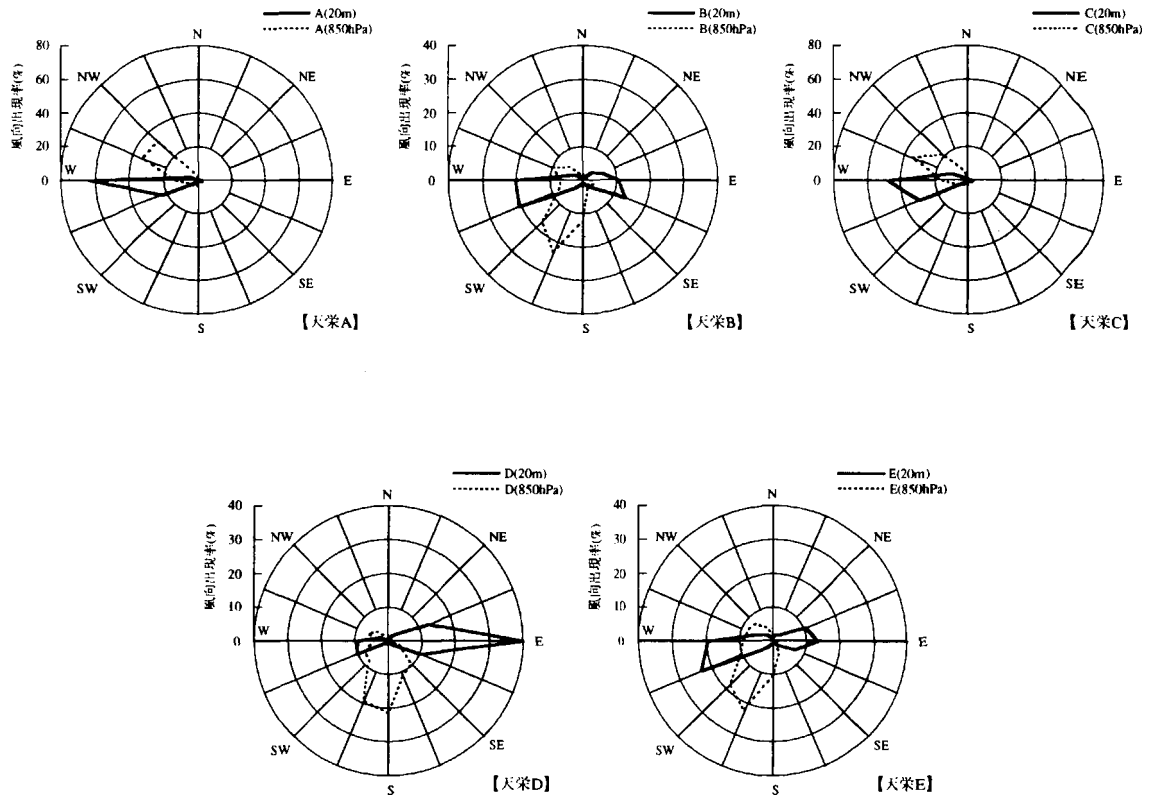


第4.1.2-4図 天栄における風況パターン別の平均風速

Aパターンにおいて地上風・上空風とも風速値が高いこと、Eパターンにおいて地上風と上空風の平均風速の差が大きいることが特徴的である。なお、Aパターンは概ね冬型気圧配置と呼ばれるタイプであり、Dパターンは夏型、Eパターンは北高型の気圧配置である。

(2) 風向出現率

それぞれの風況パターンにおける風配図を第4.1.2-5図に示す。A・C・Dパターンでは地上風の風向安定度が極めて高く、Dパターンにおいて地上風と上空風の風向が約90°もずれているのが特徴的である。

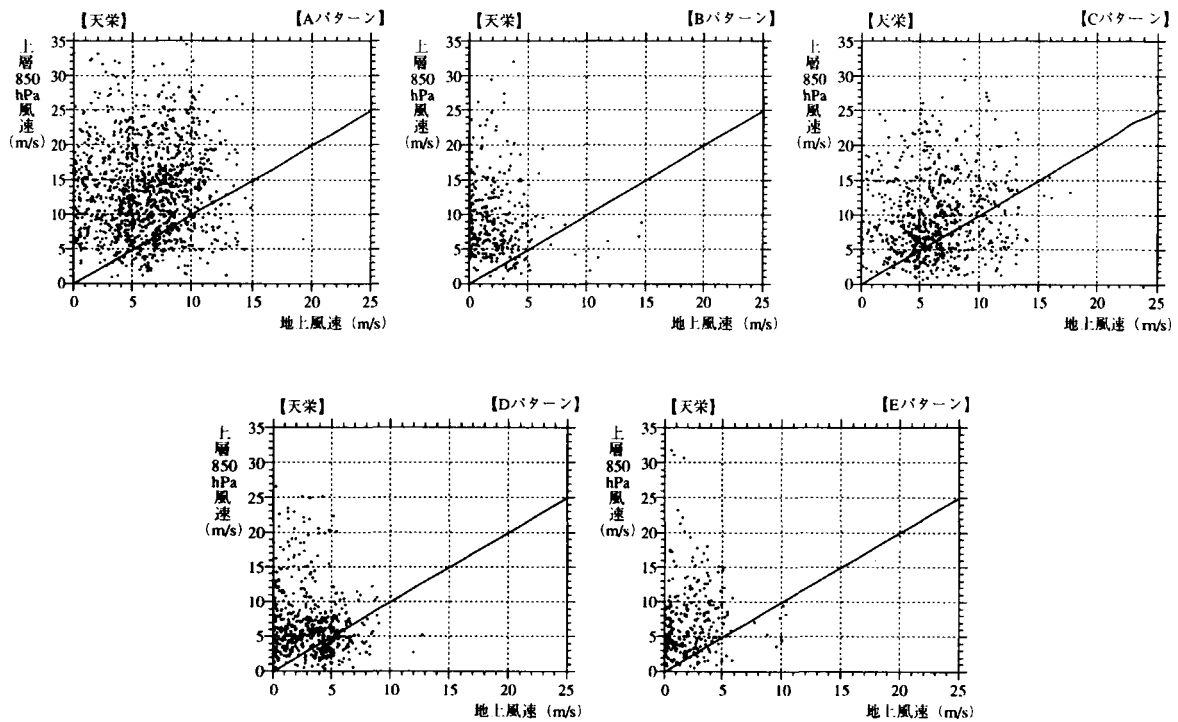


第4.1.2-5図 天栄における風況パターン別の風配図

(3) 地上風速と上空風速の関係

風況パターン別の地上風速と上空風速の関係を第4.1.2-6図に示す。

Dパターンにおいて、地上風速が上空風速より強い逆ケースの出現割合が比較的多いこと、B・D・Eパターンにおいては地上風速がA・Cパターンに比べかなり低いことがわかる。



第4.1.2-6図 天栄における風況パターン別の地上風／上空風風速分布

c. 大東の場合

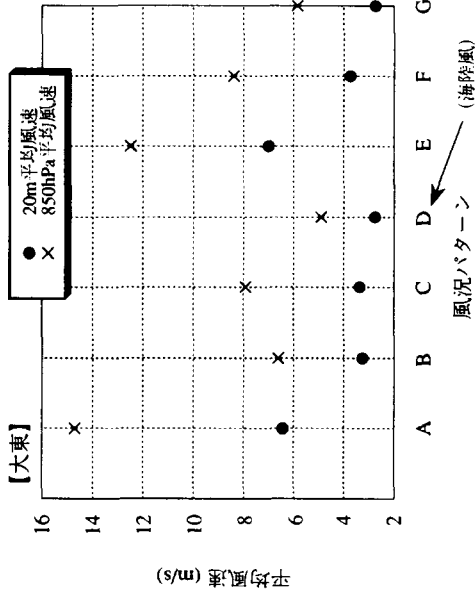
冬半年と夏半年それぞれの期間における、風況パターン別の分類結果を第4.1.2-3表に示す。

第4.1.2-3表 大東における地上風、上空風の風況パターン分類表

期間	分類	特 徴					出現頻度 (%)	日数 (日)
		風		向		風 速		
		上層(850hPa、約1500m)	地上(20m)	上層	地上			
冬 半 年	A	冬半年の主風向-北西風	冬半年の主風向-北西風	強い	強い	地上	22.79%	80
	B	東南風等	北東風	弱い	弱い	弱い	13.68%	48
	C	その他のあるいは不明					11.40%	40
夏 半 年	D	北西風等	海陸風：日中偏南の海風で、 夜間は北東の陸風に変わる	弱い	日中やや強い 夜間弱い		23.08%	81
	E	北西風	北西風	強い	強い	強い	13.96%	49
	F	東南風	偏東風	やや弱い	弱い	弱い	8.26%	29
年	G	その他のあるいは不明					6.84%	24

(1) 平均風速

風況パターン別の地上風と上空風の期間平均風速を第4.1.2-7図に示す。



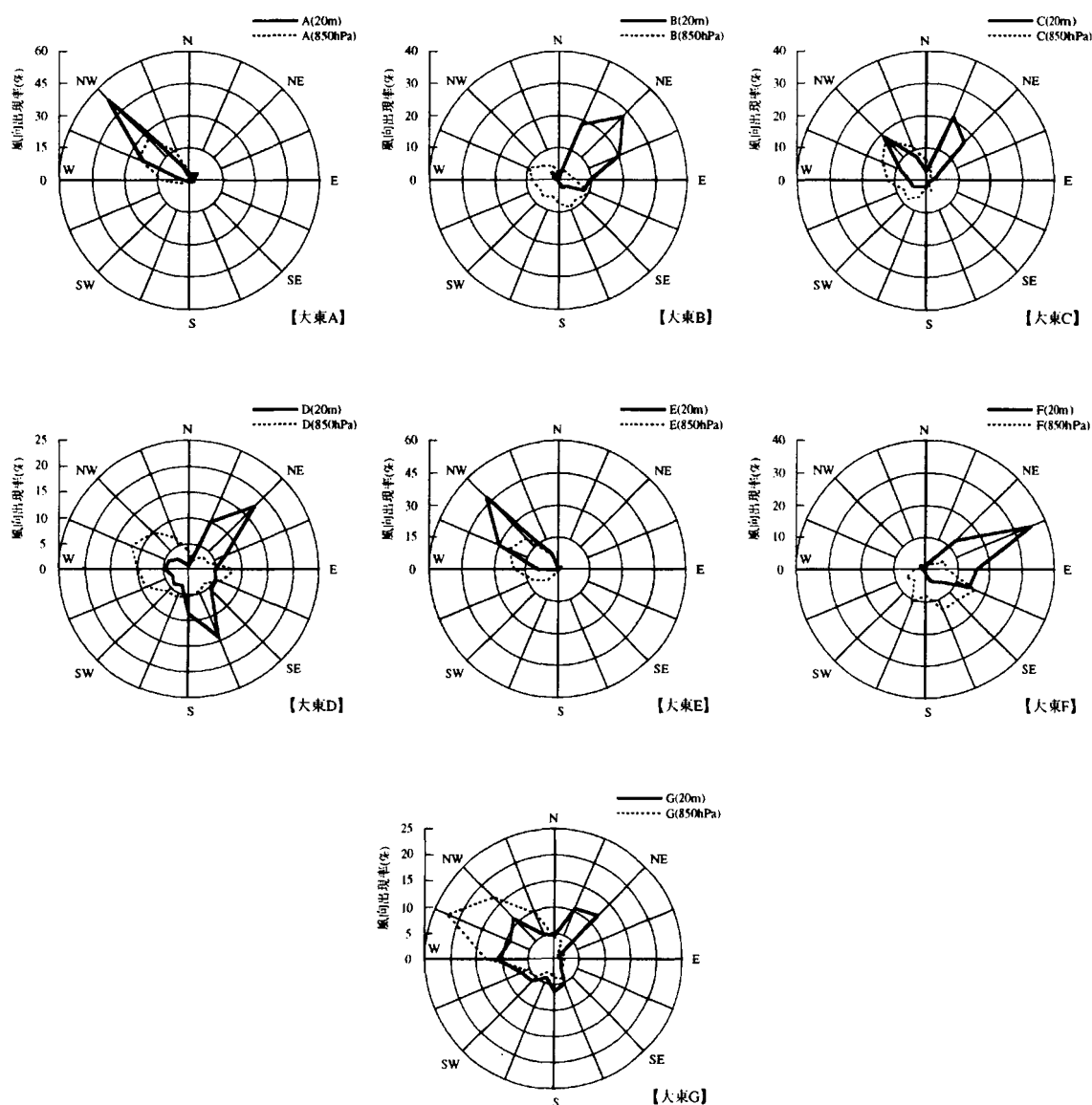
第4.1.2-7図 大東における風況パターン別の平均風速

Aパターン、Eパターンにおいて地上風、上空風とも風速値が高く、他のパターンと対照的である。なお、Aパターンは概ね冬型、Dパターンは移動性高気圧に覆われたときなど、気圧傾度が小さいときによく現れるタイプ、Fパターンは概ね夏

型である。またDパターンは海陸風の発達する時であり、この場合は上空風・地上風ともに風速は比較的弱いことが示された。

(2) 風向出現率

それぞれの風況パターンにおける風配図を第4.1.2-8図に示す。上空風におけるパターン毎の風向安定度は稚内、天栄に比べて低い。また、Dパターンのときは海風であるSSEを中心とした風向と、陸風であるNEを中心とした風向において明瞭な出現率のピークが現れている。

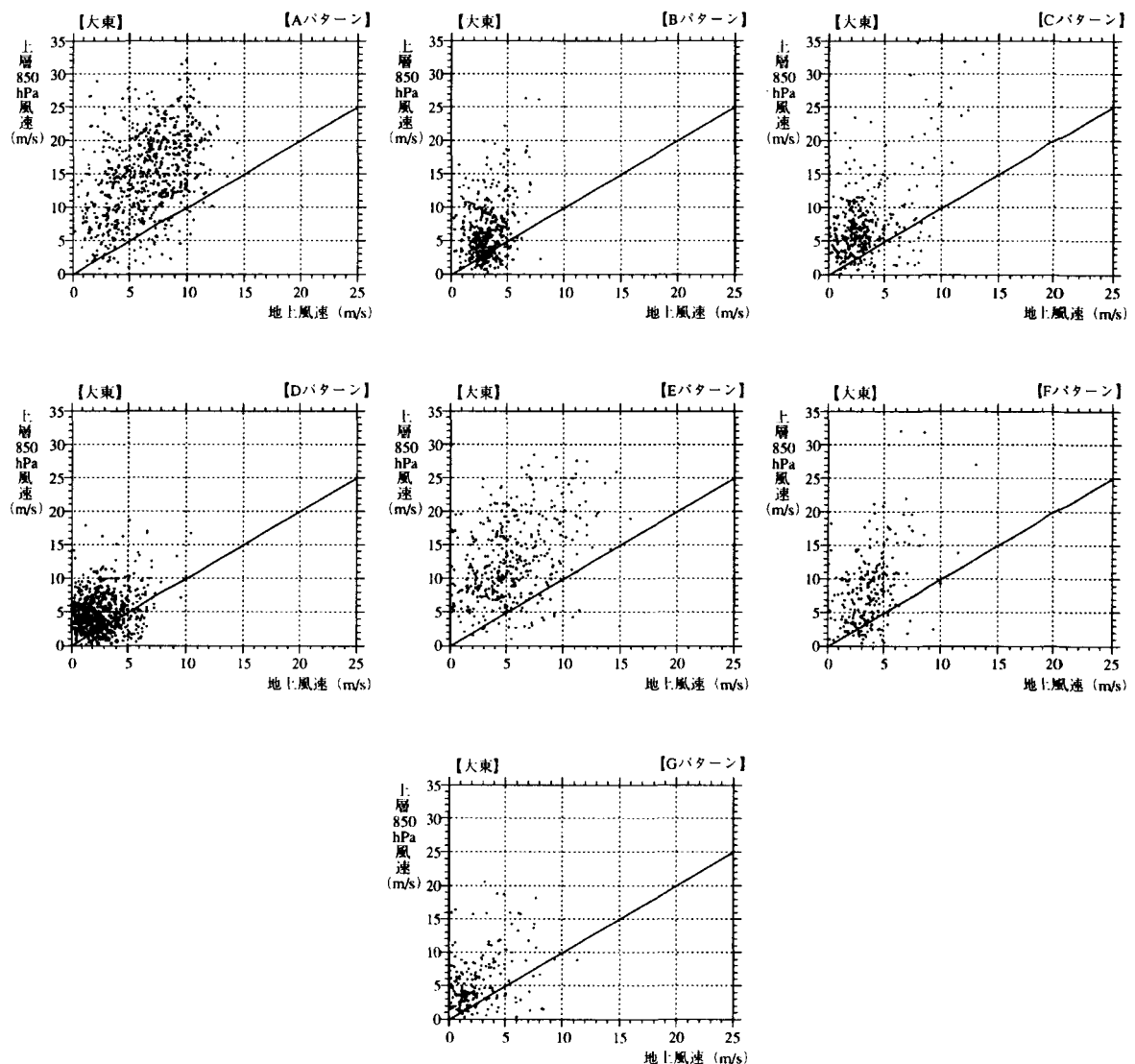


第4.1.2-8図 大東における風況パターン別の風配図

(3) 地上風速と上空風速の関係

風況パターン別の地上風速と上空風速の関係を第4.1.2-9図に示す。

Bパターンにおいて地上風速が低い部分に集中していること、Dパターンでは上空風速が低い部分に集中していることがわかる。また、Dパターンにおいては逆ケースの出現が比較的多いが、他のパターンでは全体的に少ない。

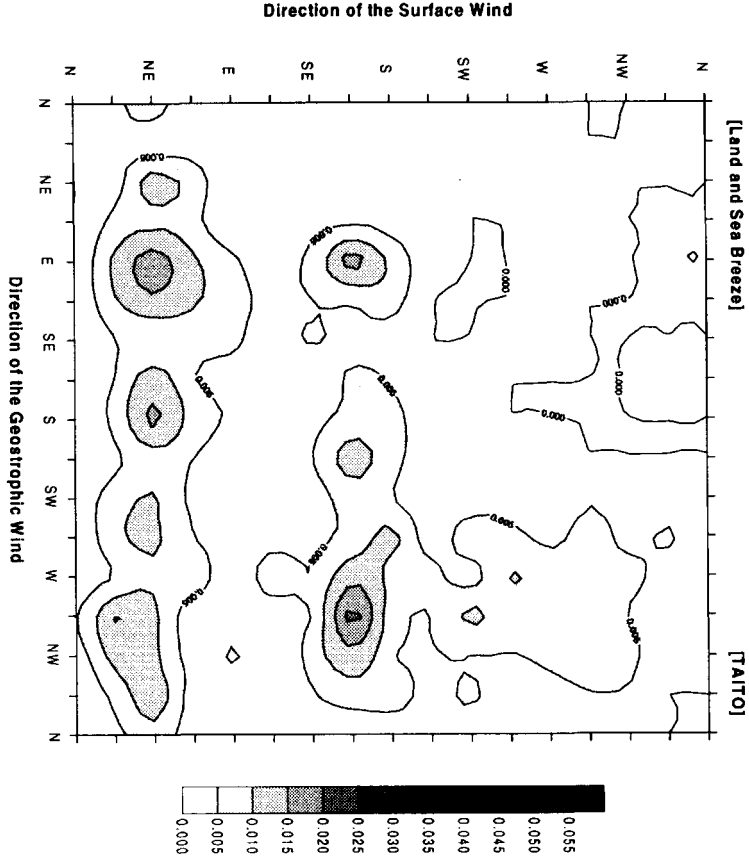


第4.1.2-9図 大東における風況パターン別の地上風／上空風風速分布

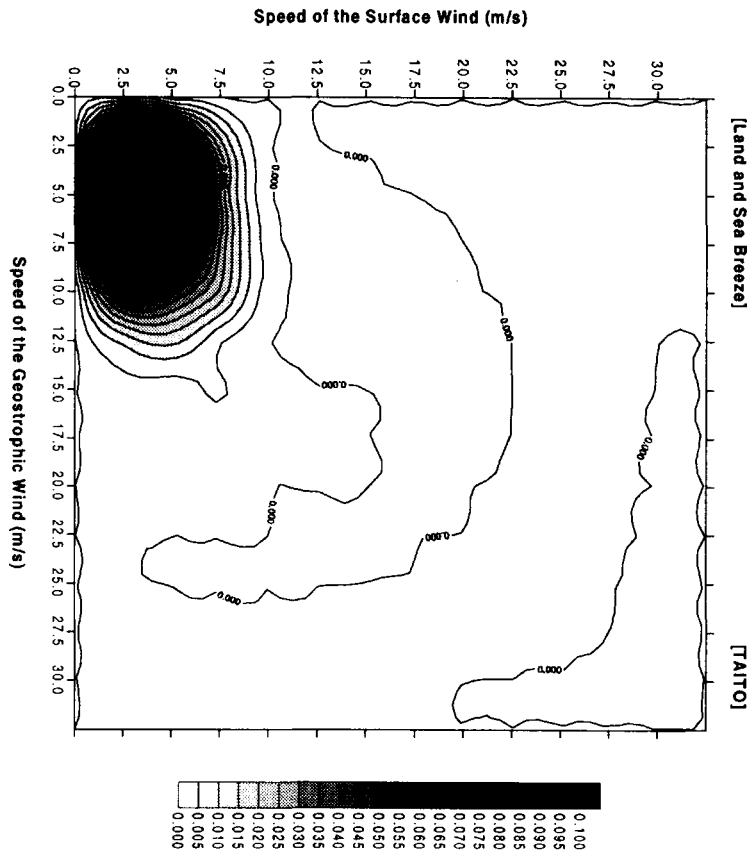
【大東における海陸風について】

海陸風期間中の上空風の風向に対応した地上風の風向出現率分布（第4.1.2-10図）から、地上風は主にNEとSSEに集中していることが分った。また、地上風の風向は上空風の風向変化に追従していない。これは海陸風が弱い循環で、地上と上空とも強い風が出現せず（第4.1.2-11図）、海陸風が一般風（上空風）の影響を受け

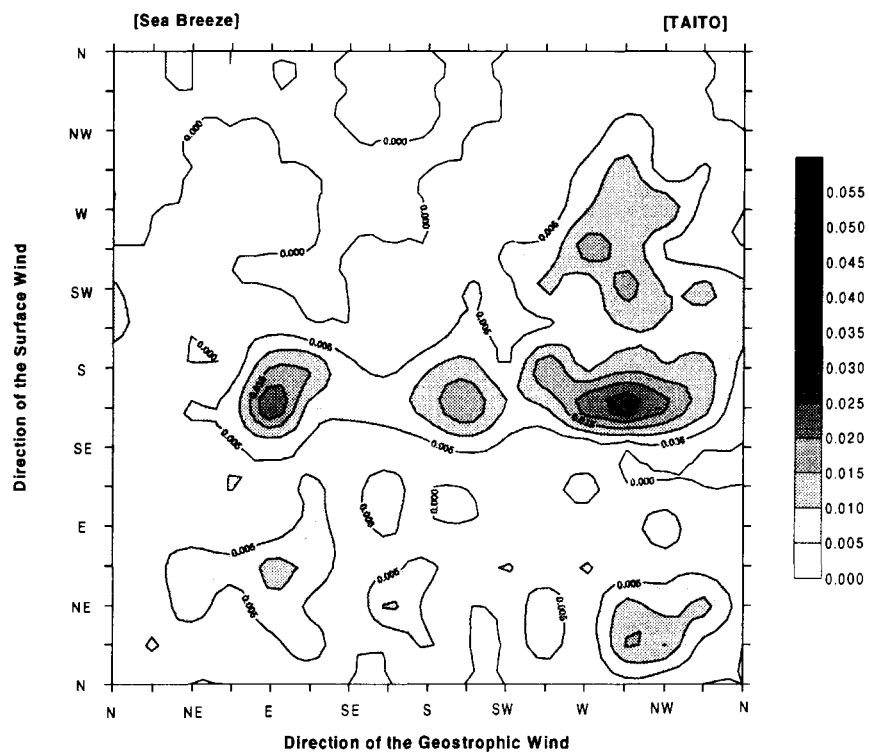
ない熱的な要因による現象に由来するものと考えられる。なお、第4.1.2-12図と第4.1.2-13図は海風と陸風の風向出現率分布図である。



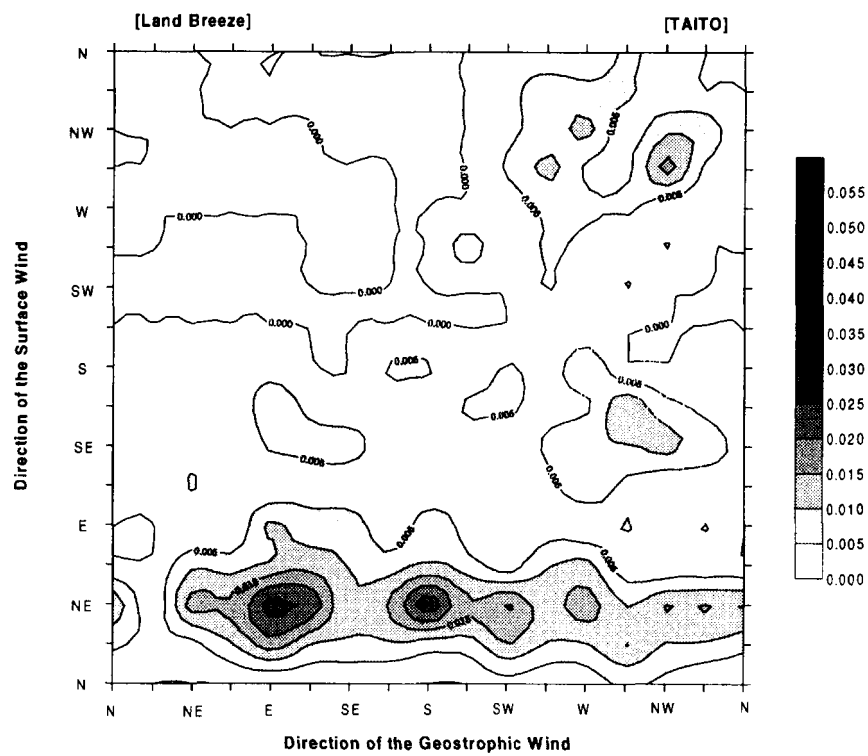
第4.1.2-10図 大東における海陸風期間の地上風と上空風の風向出現率分布



第4.1.2-11図 大東における海陸風期間の地上風と上空風の風速出現率分布



第4.1.2-12図 大東における海風期間の地上風と上空風の風向出現率分布



第4.1.2-13図 大東における陸風期間の地上風と上空風の風向出現率分布

4.2 既存線型モデルの適用性の検討

4.2.1 既存線型モデルの概況

風況予測のためのシミュレーションモデルについてはWASPとAVENUが取扱いも簡便で、広く利用されている線型モデルである。両モデルはそれぞれの特徴を持つものの、基礎理論（Jackson and Huntの丘越え気流理論）が同一であることから、風況解析プロセスはほぼ同様であると考えられる。本調査ではAVENUを用いて既存線型モデルの予測精度を検討することとした。

AVENUは米国DOEの協力の下でAeroVironment社が開発した風況予測シミュレーションモデルで、ヨーロッパを始めとして、特に北米で多くの使用実績がある。AVENUの風況解析プロセスはJackson and Huntの理論を基本としており、これに風力発電に係るルーチンを付加したものとなっている。モデルの概要は第4.2.1-1図に示すとおりで、基本的な解析手順は以下のとおり要約される。

第1ステップ：対象領域における地形条件(標高)と地表粗度を入力する。

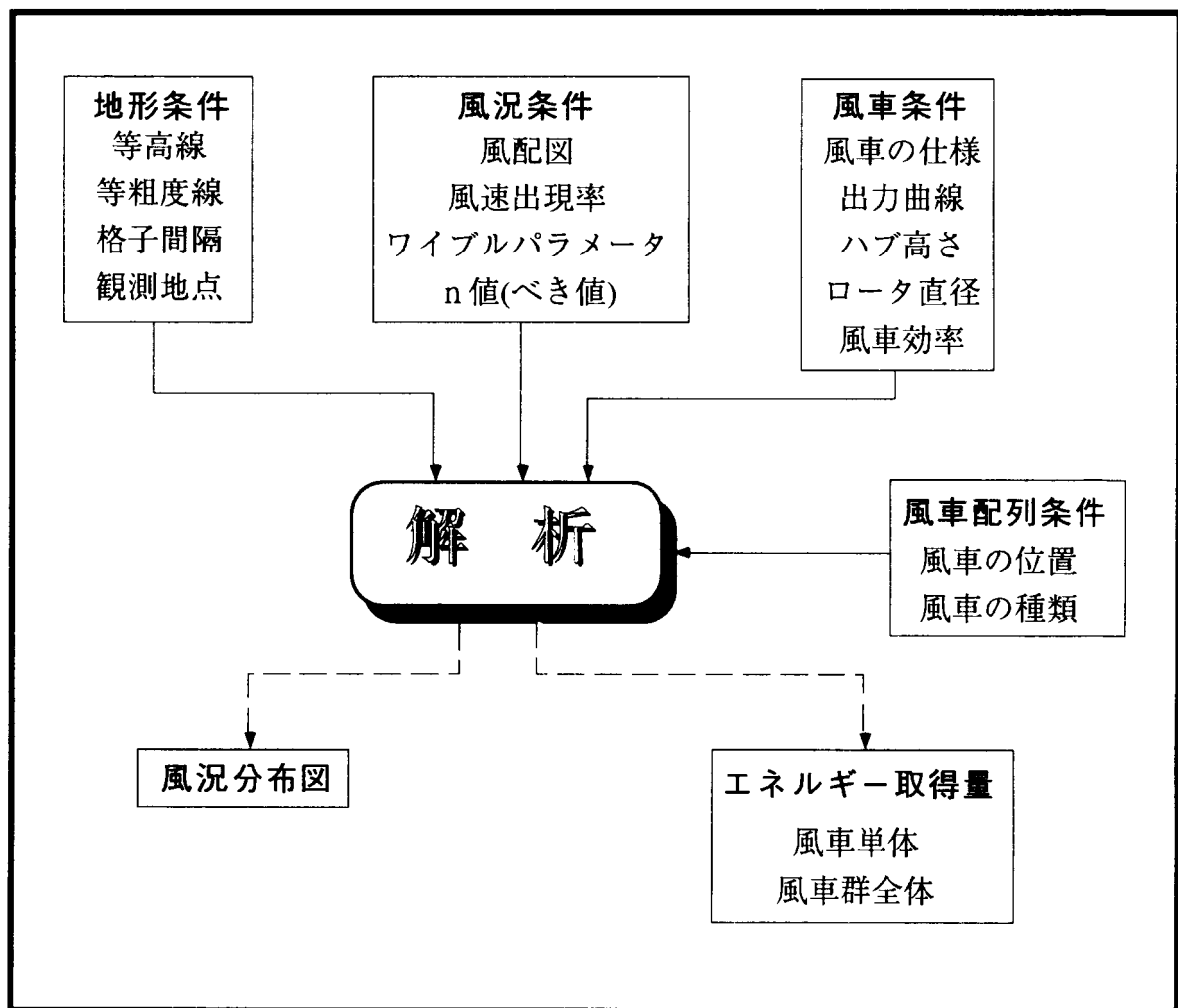
第2ステップ：第1ステップの入力条件に基づき8方位の風況分布(相対風速値)を計算する。

第3ステップ：風速の実測値に基づき相対風速値を修正し、各メッシュに風速の絶対値を設定する。

第4ステップ：実測値から算定された方位別の風速出現率からエネルギー取得量などを算定する。

風況の予測精度は、対象領域の地形条件によって大きく異なることが分っているが（前年度調査によれば）、本調査では様々な風況の特徴を有する風況パターン別のデータに基づいて、モデルの予測精度と適用性について評価した。

入力データは、それぞれの観測地点において、地上高10mと20mの風況観測データ（10分間平均値を1時間値に変換したもの）を使った。また、観測点に一番近い格子点の上空850hPa GPVデータも使用した（第4.1-1図参照）。



第4.2.1-1図 AVENUプログラムの概要

4.2.2 既存線型モデルの予測精度の検討

a. 稚内の場合

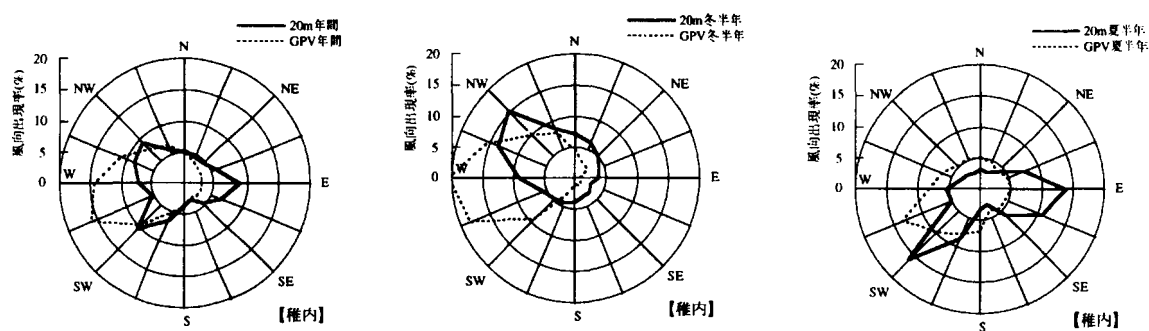
(1) 風況パターンの分類

第4.1.2節に示したように、地上風(20m高観測値)と上空風(850hPaGPVデータ)の風況特性をもとに代表的なパターン(A~H)に分類し、以下の解析に供した。

(2) パターン別の風況予測

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

稚内における地上高20mと850hPa高度の年間、冬半年、夏半年の風況分布を第4.2.2-1図に示す。



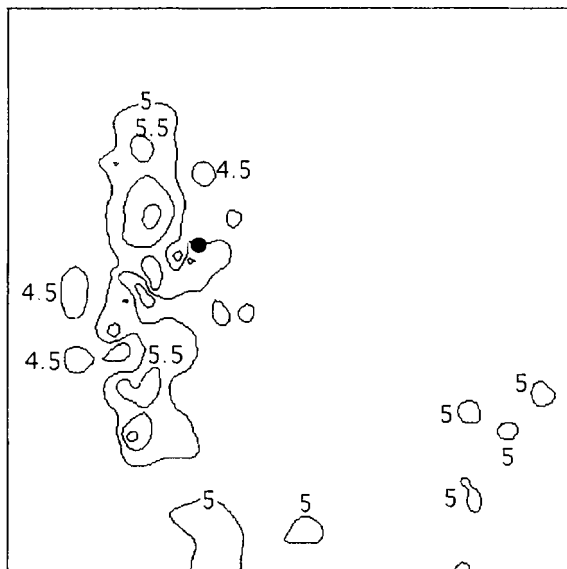
第4.2.2-1図 稚内における風配図(年間、冬半年、夏半年)

分類された風況の特徴を有する各期間において、稚内における地上高10mと20mの観測データ、850hPaGPVデータを入力データとして、それぞれ地上高20mの風況分布を予測することとした。20m実測データに基づいた風況予測分布を第4.2.2-2図(4)~(6)、850hPaGPVデータに基づいた風況予測分布を同(7)~(9)、および10m実測データに基づいた風況予測分布を同(10)~(12)に示した。

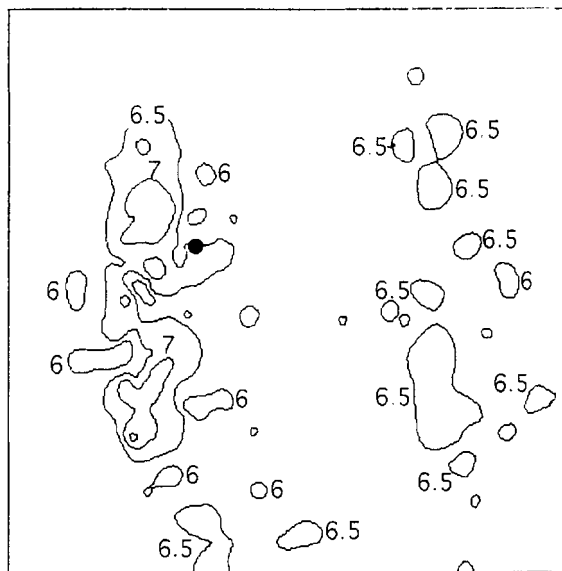
イ) 風況パターン別の場合

各風況パターン(第4.1.2-2図参照)において、地上高20mの観測データと850hPaGPVデータを入力データとして、地上高20mの風況分布を予測した。パターンAの予測結果を第4.2.2-3図(1)(2)、パターンBの予測結果を同(3)(4)、パターンCの予測結果を同(5)(6)、パターンDの予測結果を同(7)(8)、パターンEの予測結果を同(9)(10)、パターンFの予測結果を同(11)(12)、パターンGの予測結果を同(13)(14)、パターンHの予測結果を同(15)(16)に示す。

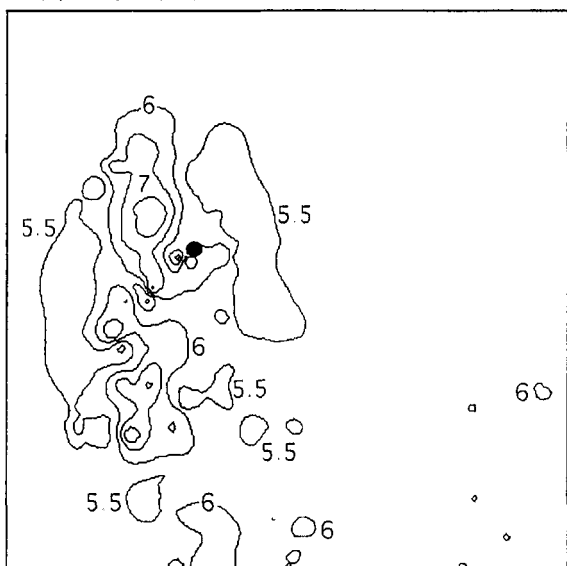
(7) 年間 (850hPa風況Data入力)



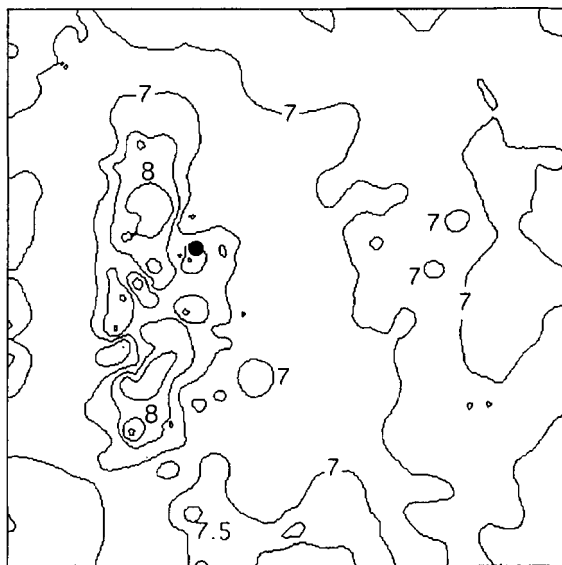
(10) 年間 (10m風況Data入力)



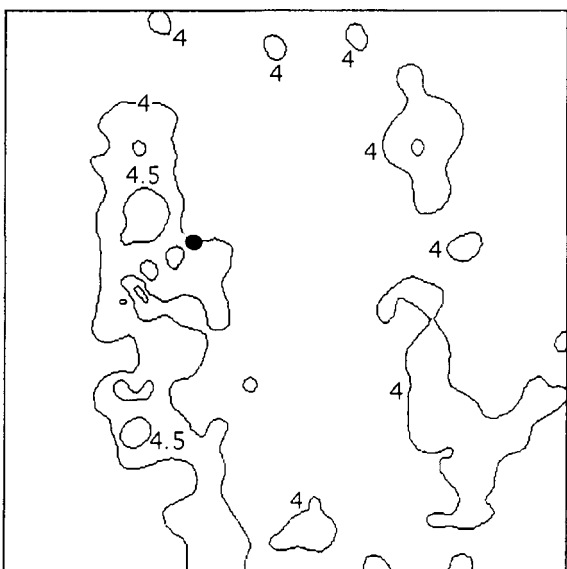
(8) 冬半年 (850hPa風況Data入力)



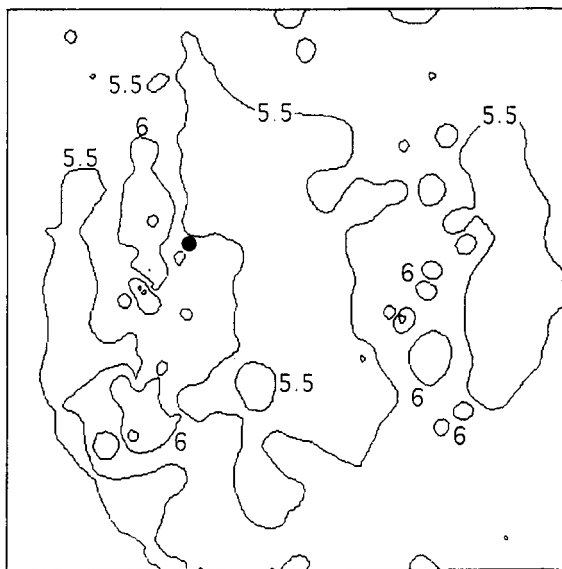
(11) 冬半年 (10m風況Data入力)



(9) 夏半年 (850hPa風況Data入力)



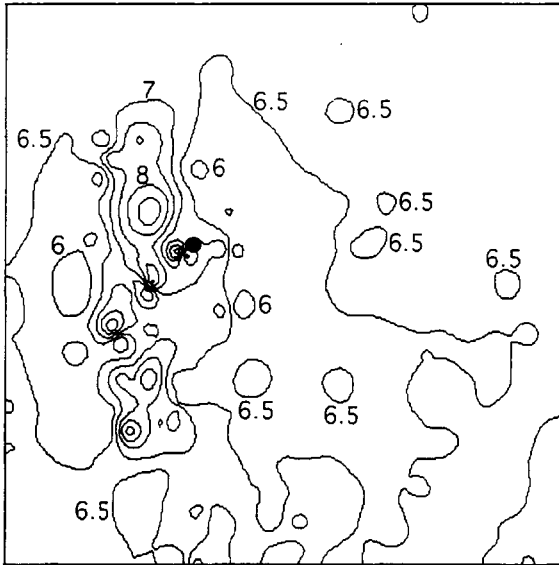
(12) 夏半年 (10m風況Data入力)



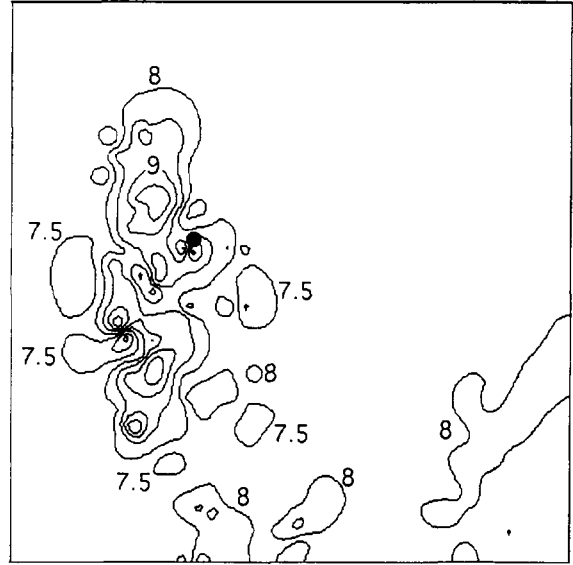
4000.00 meters

第4.2.2-2図 稚内地上高20m風況予測分布(m/s)

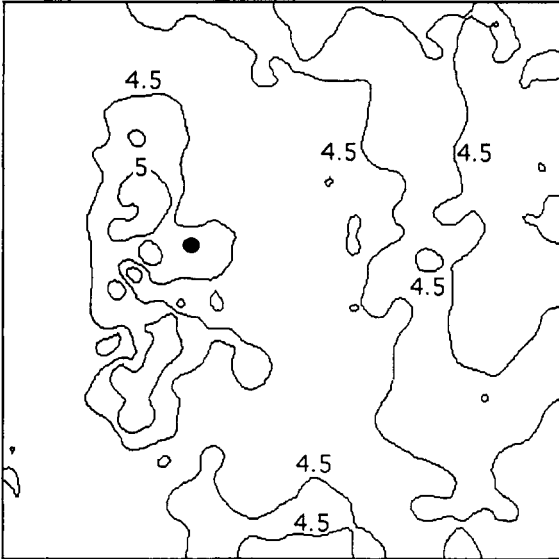
(1) Aパターン (850hPa風況Data入力)



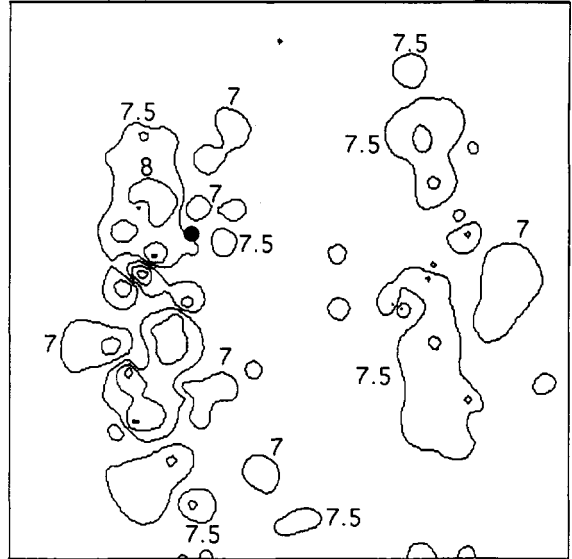
(2) Aパターン (20m風況Data入力)



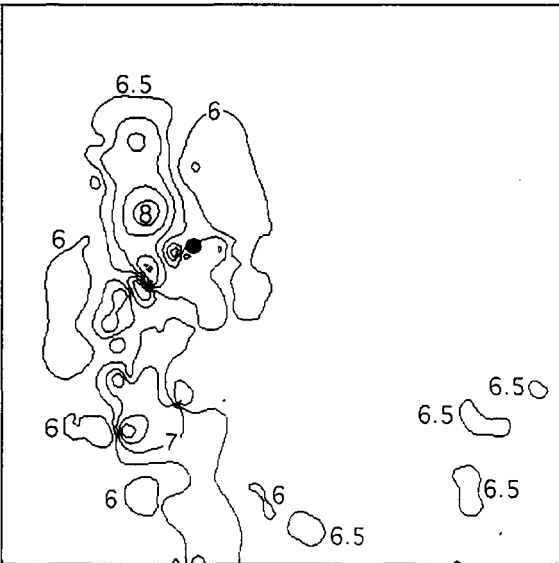
(3) Bパターン (850hPa風況Data入力)



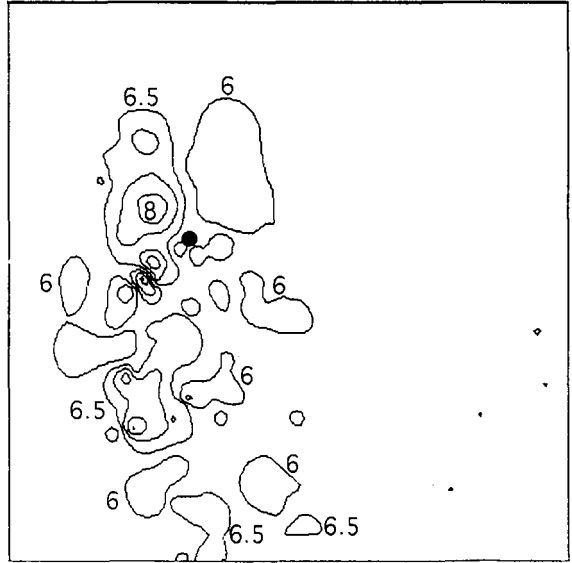
(4) Bパターン (20m風況Data入力)



(5) Cパターン (850hPa風況Data入力)

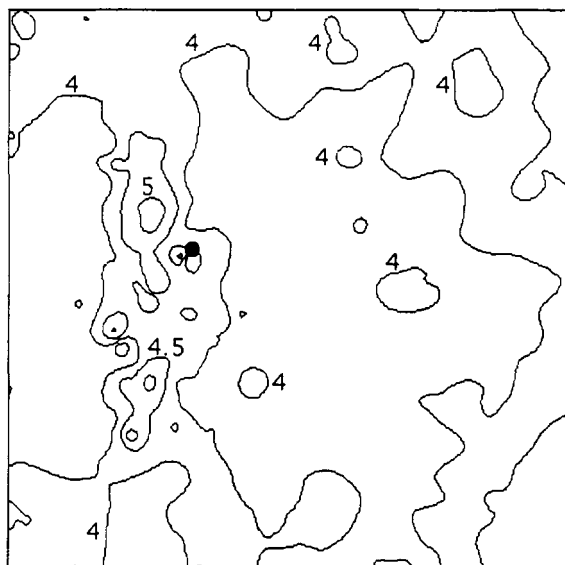


(6) Cパターン (20m風況Data入力)



第4.2.2-3図 稚内地上高20m風況予測分布(m/s)

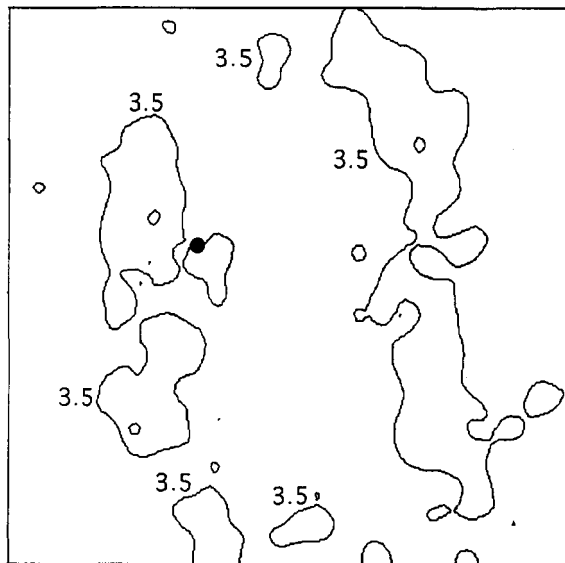
(7) Dパターン (850hPa風況Data入力)



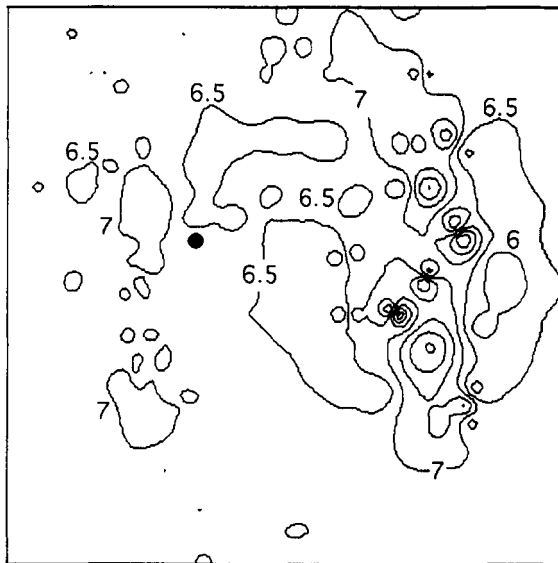
(8) Dパターン (20m風況Data入力)



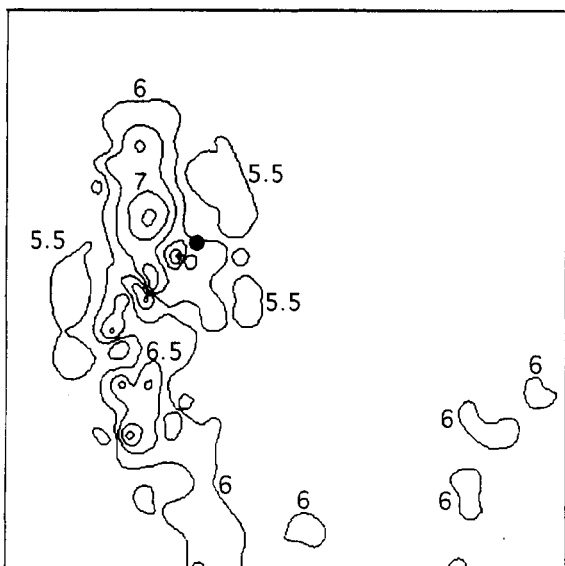
(9) Eパターン (850hPa風況Data入力)



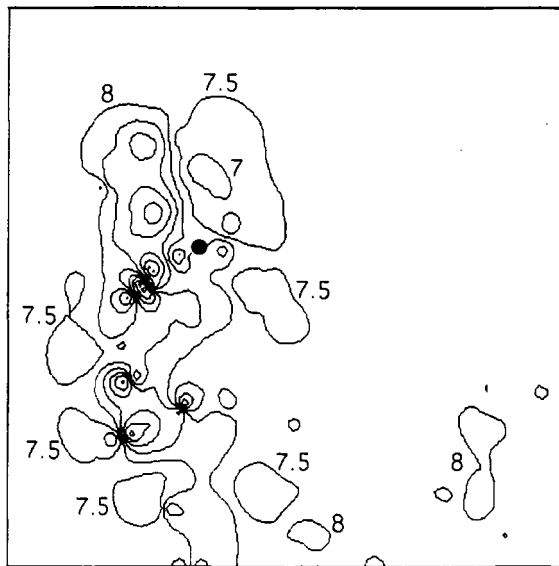
(10) Eパターン (20m風況Data入力)



(11) Fパターン (850hPa風況Data入力)



(12) Fパターン (20m風況Data入力)



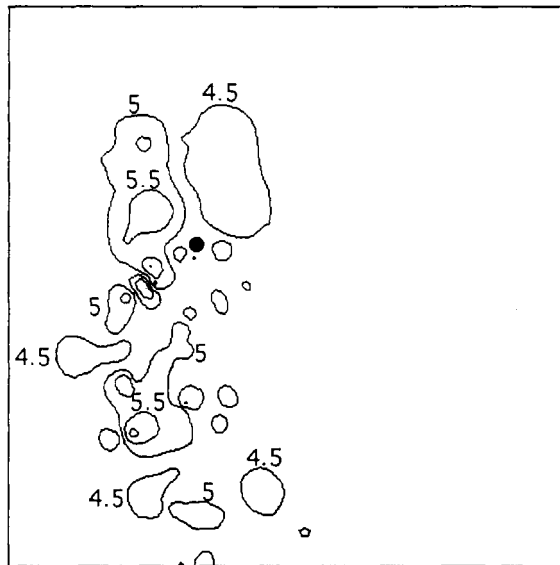
4000 00 meters

第4.2.2-3図 稚内地上高20m風況予測分布(m/s)

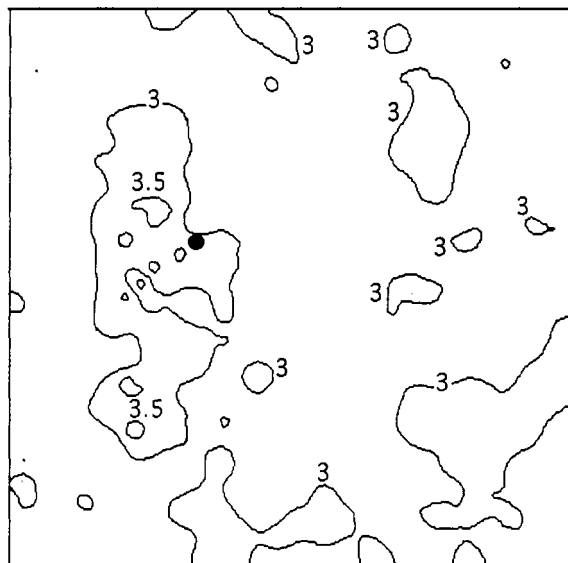
(13) Gパターン (850hPa風況Data入力)



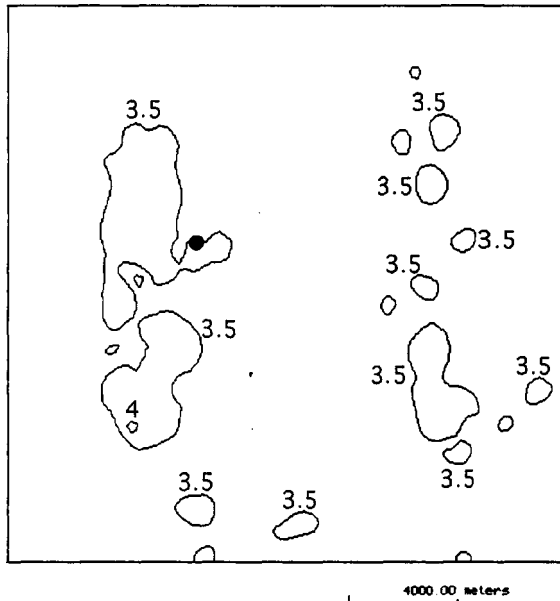
(14) Gパターン (20m風況Data入力)



(15) Hパターン (850hPa風況Data入力)



(16) Hパターン (20m風況Data入力)



第4.2.2-3図 稚内地上高20m風況予測分布(m/s)

(3) 予測結果について

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

具体的な予測精度を調べるために、風況観測地点において、年間、冬半年、夏半年の地上高20mの予測分布図からその位置の予測値を読み取って、その数値を20mの実測値と比較した。結果を第4.2.2-1表に示す。

第4.2.2-1表 稚内観測地点における風況予測値と20m実測値の比較 単位：m/s

	年間		冬半年		夏半年	
850hPaデータに基づく20mの予測値	5.1		6.2		4.1	
10mデータに基づく20mの予測値	6.6		7.6		5.7	
地上高20mの実測値	7.0		8.0		6.0	
850hPaデータに基づく予測値と実測値の差	-1.9	27.1%	-1.8	22.5%	-1.9	31.7%
10mデータに基づく予測値と実測値の差	-0.4	5.7%	-0.4	5.0%	-0.3	5.0%

注：予測相対誤差=(予測値-実測値)/実測値×100%

表から、850hPaデータに基づいて予測した結果は地上高10mのデータに基づいた予測結果と比べて、大きな誤差を示すことが分った。これは地上高20mの風況分布を予測するとき、10mの風況データは850hPaの風況データより実際の予測高度の風況分布に近似していることから、シミュレーションの第3ステップ(P.4-32)の相対風速から絶対風速に修正する段階でそれが反映されたものと考えられる。

イ) 風況パターン別の場合

観測地点における風況パターン別の予測値と実測値の比較結果を第4.2.2-2表に示す。

第4.2.2-2表 稚内観測地点における風況パターン別の予測値と20m実測値の比較

	A	B	C	D	E	F	G	H
850hPaデータに基づく20mの予測値	7.2	4.8	6.6	4.4	3.5	6.2	4.1	3.2
地上高20mの実測値	8.8	7.4	6.4	5.4	6.7	8.0	4.8	3.5
予測値と実測値の差	-1.6	-2.6	0.2	-1.0	-3.2	-1.8	-0.7	-0.3
相対誤差	18.2%	35.1%	3.1%	18.5%	47.8%	22.5%	14.6%	8.6%

表から、パターンBとEの場合は、850hPaデータに基づいた予測結果は大きな誤差があることが分った。これは両パターンで上空と地上の風況が非常に異なり(第4.2.2-1表と第4.2.2-2図)、上空の風速が地上の風速より弱くなることが多いが、その原因と考えられる。また、両パターンの風況予測分布図からも、上空と地上の分布の形状は大きく異なっていることが分った。

b. 天栄の場合

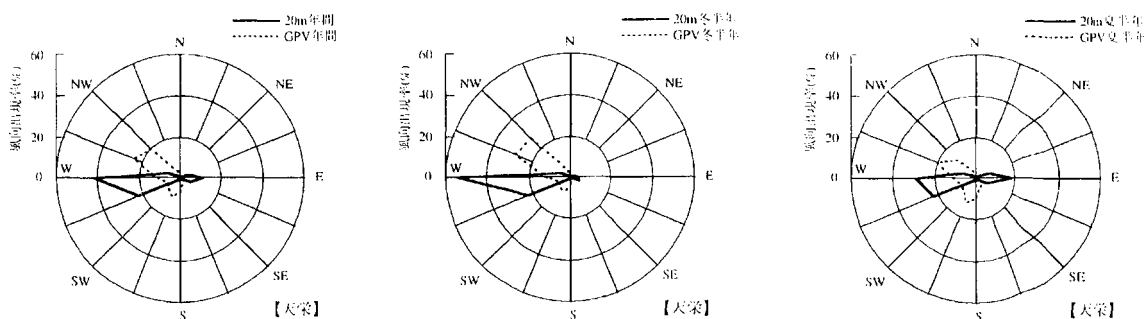
(1) 風況パターンの分類

第4.1.2節の第4.1.2-2表に示した、代表的なパターン(A～E)毎に風況データを抽出した。

(2) パターン別の風況予測

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

天栄における地上高20mと850hPa高度の年間、冬半年、夏半年の風況分布を第4.2.2-4図に示す。

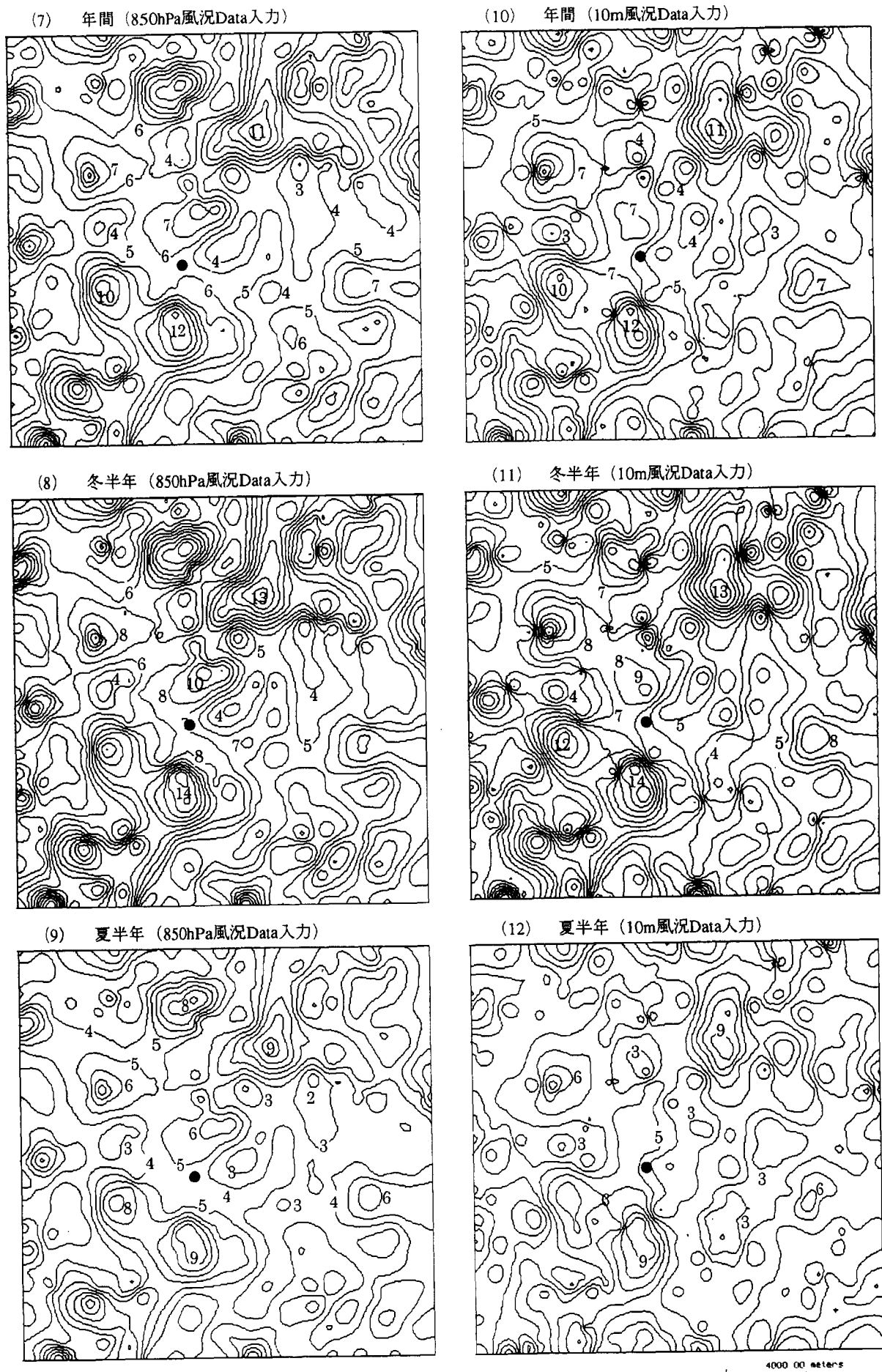


第4.2.2-4図 天栄における風配図（年間、冬半年、夏半年）

稚内の場合と同様に、地上高10mと20mの観測データ、850hPaGPVデータを入力データとして、それぞれ地上高20mの風況分布を予測した。20m実測データに基づいた風況予測分布を第4.2.2-5図(4)～(6)、850hPaGPVデータに基づいた風況予測分布を同(7)～(9)、および10m実測データに基づいた風況予測分布を同(10)～(12)に示した。

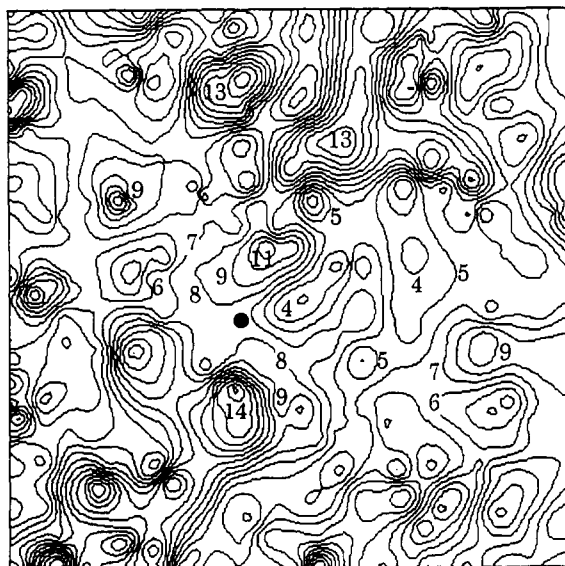
イ) 風況パターン別の場合

各風況パターン（第4.1.2-5図参照）において、地上高20mの観測データと850hPaGPVデータを入力データとして、それぞれ地上高20mの風況分布を予測した。パターンAの予測結果を第4.2.2-6図(1)(2)、パターンBの予測結果を同(3)(4)、パターンCの予測結果を同(5)(6)、パターンDの予測結果を同(7)(8)、パターンEの予測結果を同(9)(10)に示す。

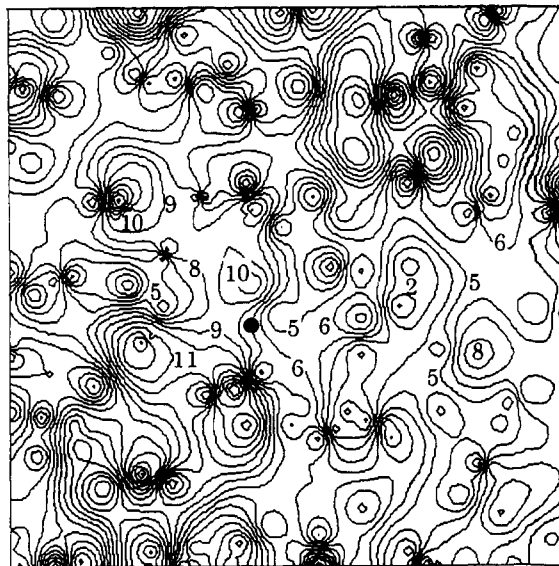


第4.2.2-5図 天栄地上高20m風況予測分布(m/s)

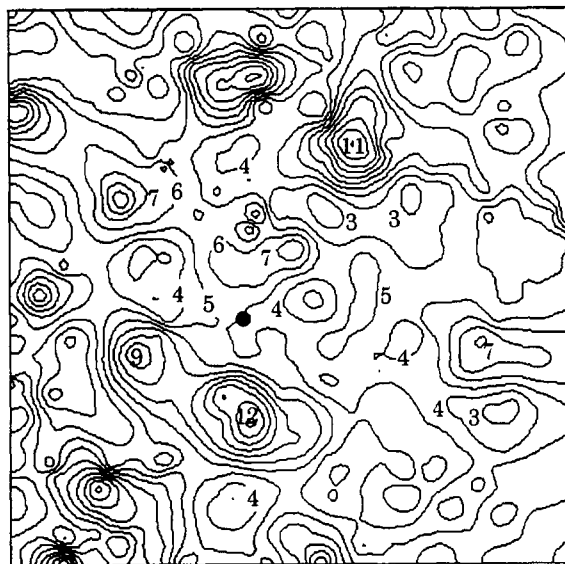
(1) Aパターン (850hPa風況Data入力)



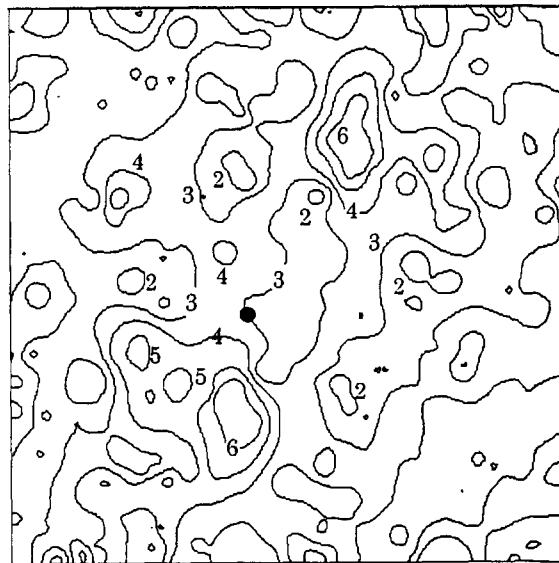
(2) Aパターン (20m風況Data入力)



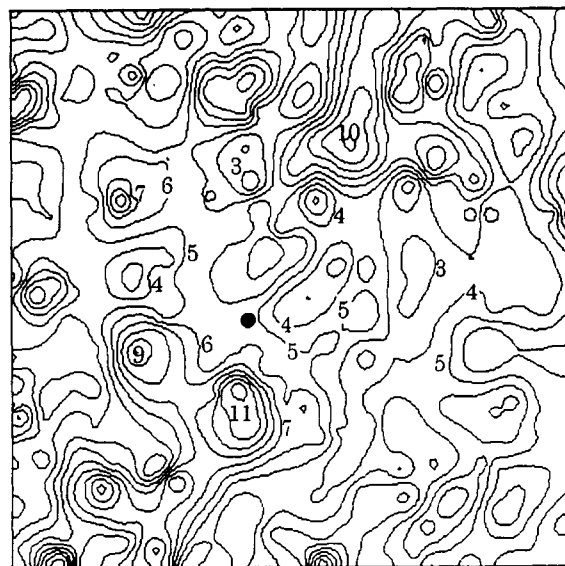
(3) Bパターン (850hPa風況Data入力)



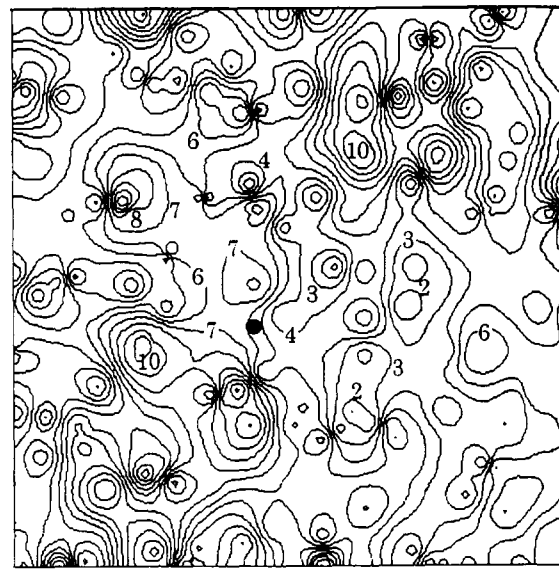
(4) Bパターン (20m風況Data入力)



(5) Cパターン (850hPa風況Data入力)



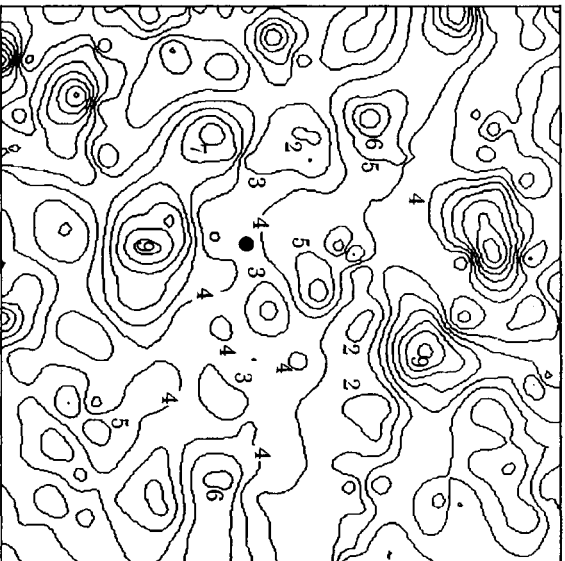
(6) Cパターン (20m風況Data入力)



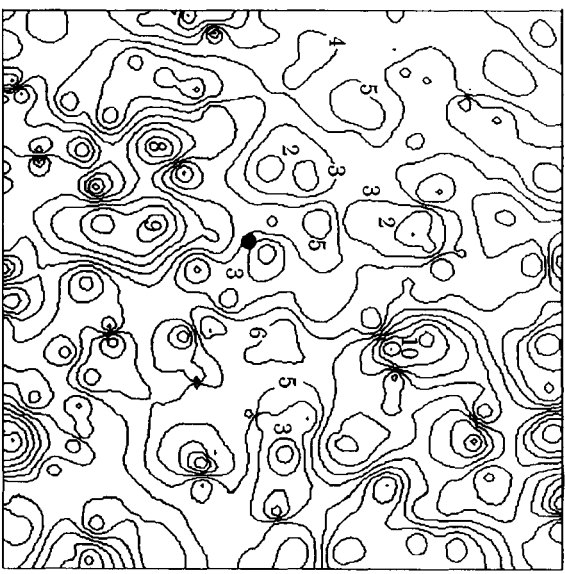
4000 (00 meters)

第4.2.2-6図 天栄地上高20m風況予測分布(m/s)

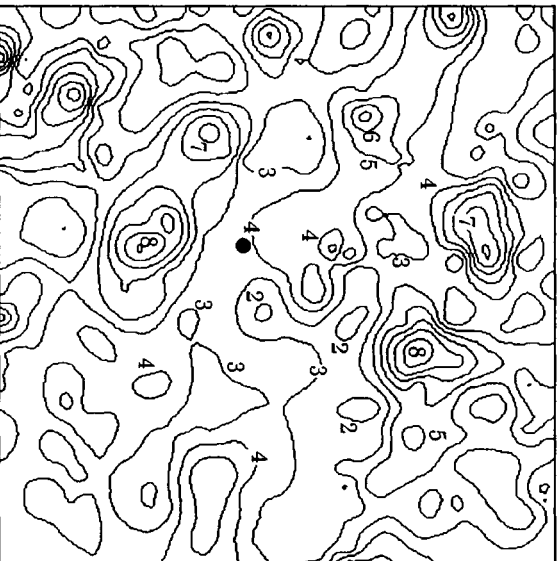
(7) Dパターン (850hPa風況DData入力)



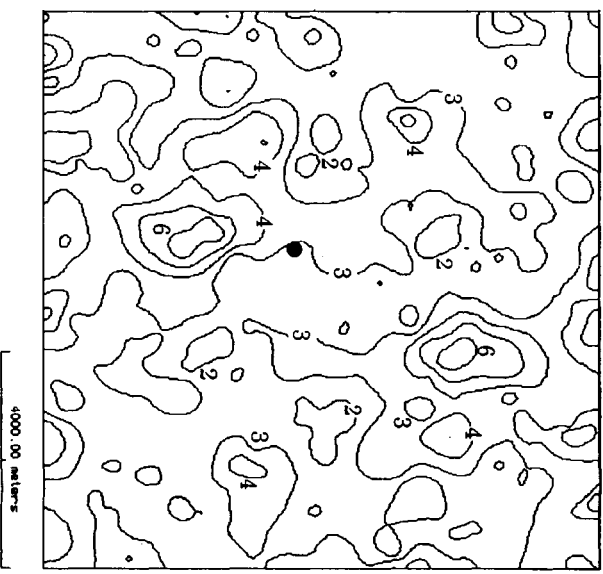
(8) Dパターン (20m風況Data入力)



(9) Eパターン (850hPa風況DData入力)



(10) Eパターン (20m風況Data入力)



4000.00 meters

第4.2.2-6図 天栄地上高20m風況予測分布(m/s)

(3) 予測結果について

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

具体的な予測精度を調べるために、風況観測地点において、年間、冬半年、夏半年の地上高20mの予測分布図からその地点の予測値を読み取って、その数値を20mの実測値と比較した。結果を第4.2.2-3表に示す。

第4.2.2-3表 天栄観測地点における風況予測値と20m実測値の比較 単位：m/s

	年間		冬半年		夏半年	
850hPaデータに基づく20mの予測値	5.6		6.8		4.4	
10mデータに基づく20mの予測値	5.3		6.3		4.4	
地上高20mの実測値	5.4		6.4		4.2	
850hPaデータに基づく予測値と実測値の差	0.2	3.7%	0.4	6.2%	0.2	4.8%
10mデータに基づく予測値と実測値の差	-0.1	1.9%	-0.1	1.6%	0.2	4.8%

表から、850hPaデータに基づいて予測した結果は地上高10mのデータに基づいた予測結果と比べて、誤差が大きいことが分った。これは前節の稚内のケースと同様な理由で、10mの風況データは850hPaの風況データより実際の予測高度の風況分布に近いことから、シミュレーションの第3ステップの相対風速から絶対風速に修正する段階でそれが反映された結果と考えられる。

イ) 風況パターン別の場合

観測地点における風況パターン別の予測値と実測値の比較結果を第4.2.2-4表に示す。

第4.2.2-4表 天栄観測地点における風況パターン別の予測値と20m実測値の比較

	A	B	C	D	E
850hPaデータに基づく20mの予測値	7.3	4.9	5.3	3.7	3.8
地上高20mの実測値	7.1	3.0	5.6	3.5	2.8
予測値と実測値の差	0.2	1.9	-0.3	0.2	1.0
相対誤差	2.8%	63.3%	5.4%	5.7%	35.7%

予測値と実測値の比較結果から、パターンBとEの場合は、850hPaデータに基づいた予測結果と実測値の誤差はかなり大きいことが分った。これは両ケースとも明確なパターンに分類しにくく、上空と地上で風向・風速の対応が認められない風況であることから(第4.1.2-2表と第4.1.2-6図)、上空と地上とも風向・風速の関係が明瞭な他のパターンよりも誤差が大きくなったものと考えられる。また、両パターンの風況予測分布図からも、上空と地上の分布の形状は大きく異なっていることが分った。

c. 大東の場合

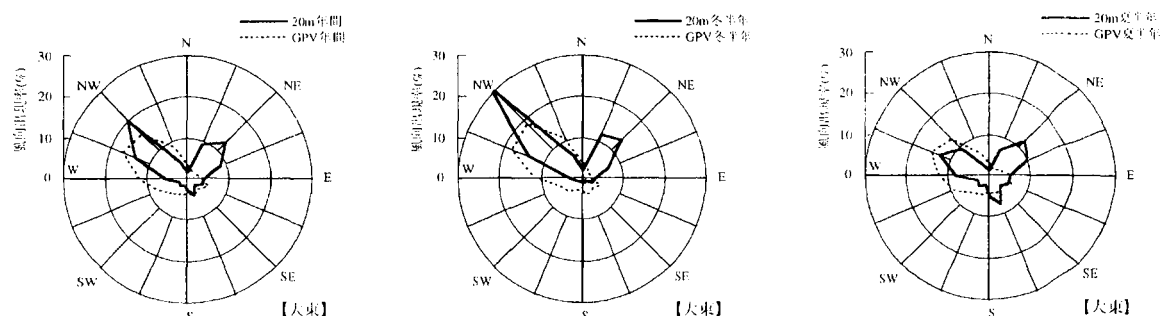
(1) 風況パターンの分類

第4.1.2節の第4.1.2-3表に示した、代表的なパターン(A～G)毎に風況データを抽出した。

(2) パターン別の風況予測の結果

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

大東における地上高20mと850hPa高度の年間、冬半年、夏半年の風況分布を第4.2.2-7図に示す。

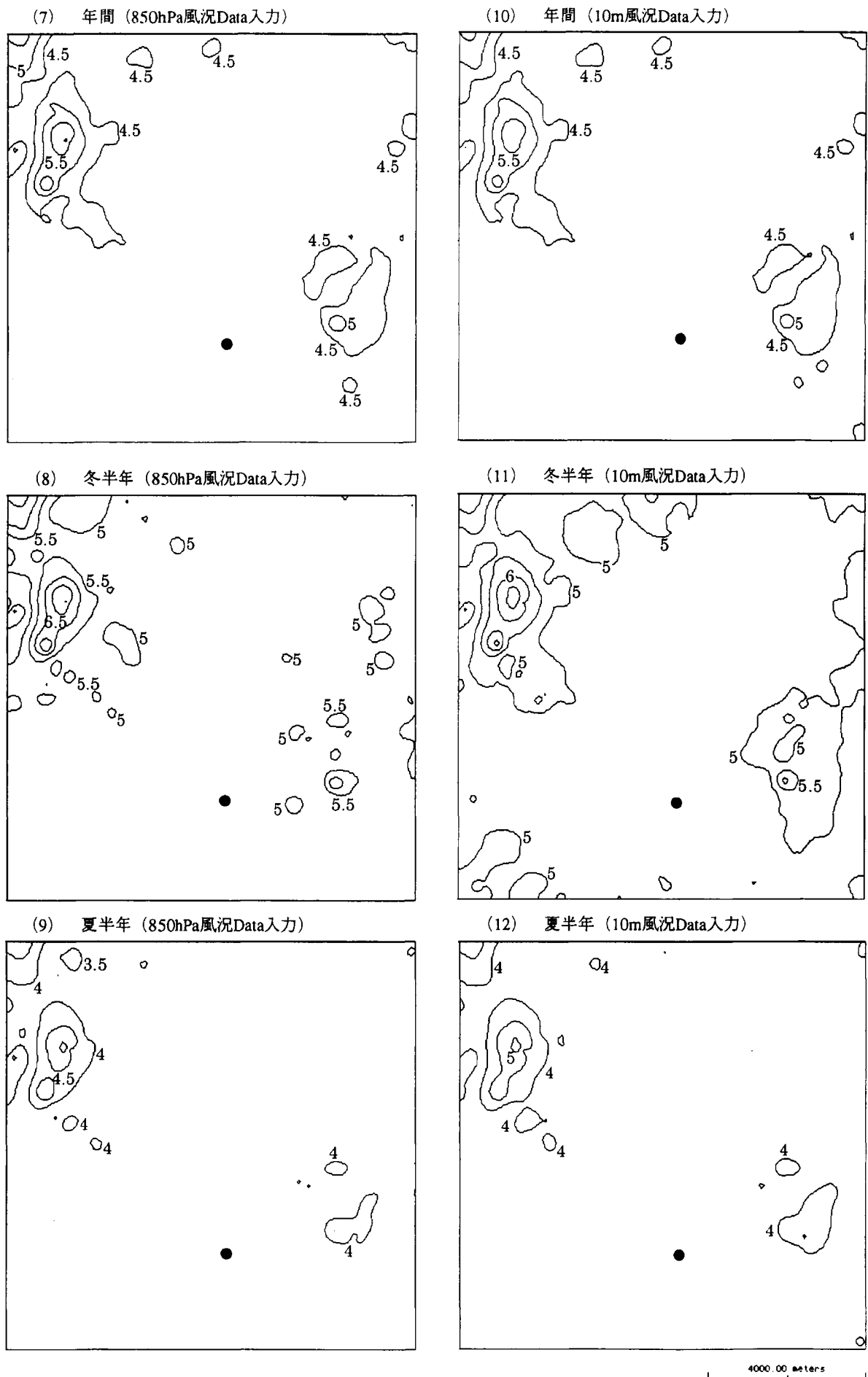


第4.2.2-7図 大東における風配図（年間、冬半年、夏半年）

地上高10mと20mの観測データ、850hPaGPVデータを入力データとして、地上高20mの風況分布を予測した。20m実測データに基づいた風況予測分布を第4.2.2-8図(4)～(6)、850hPaGPVデータに基づいた風況予測分布を同(7)～(9)、および10m実測データに基づいた風況予測分布を同(10)～(12)に示した。

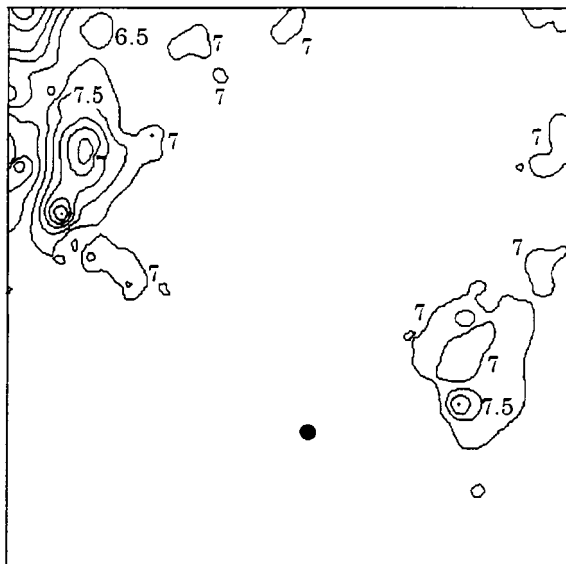
イ) 風況パターン別の場合

各風況パターン（第4.1.2-8図参照）において、地上高20mの観測データと850hPa GPVデータを入力データとして、それぞれ地上高20mの風況分布を予測した。パターンAの予測結果を第4.2.2-9図(1)(2)、パターンBの予測結果を同(3)(4)、パターンCの予測結果を同(5)(6)、パターンDの予測結果を同(7)(8)（そのうち、海風期間(9時～20時)の予測結果は同(7)aと(8)a、陸風期間(21時～8時)の予測結果は同(7)bと(8)bに示されている）、パターンEの予測結果を同(9)(10)、パターンFの予測結果を同(11)(12)、パターンGの予測結果を同(13)(14)に示す。

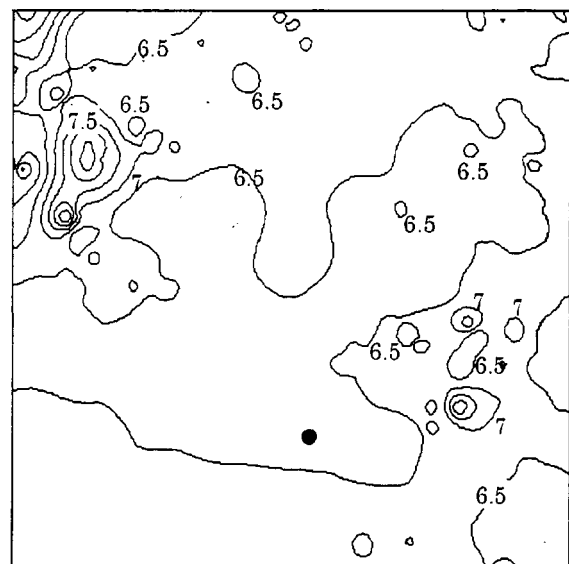


第4.2.2-8図 大東地上高20m風況予測分布(m/s)

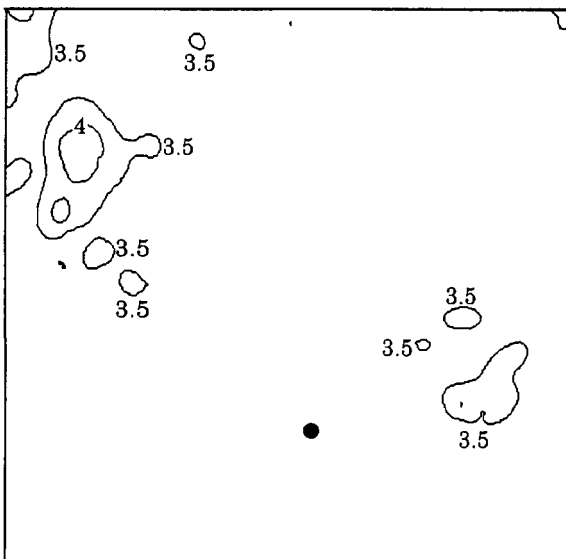
(1) Aパターン (850hPa風況Data入力)



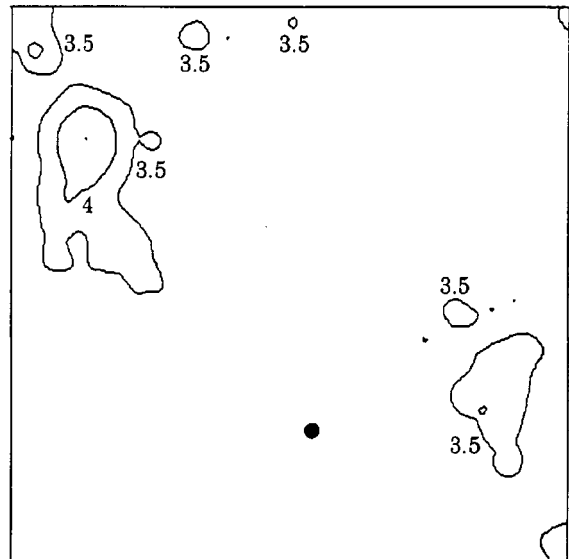
(2) Aパターン (20m風況Data入力)



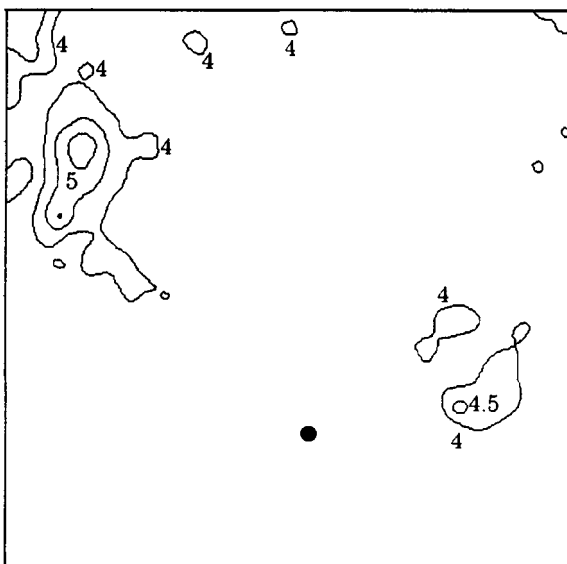
(3) Bパターン (850hPa風況Data入力)



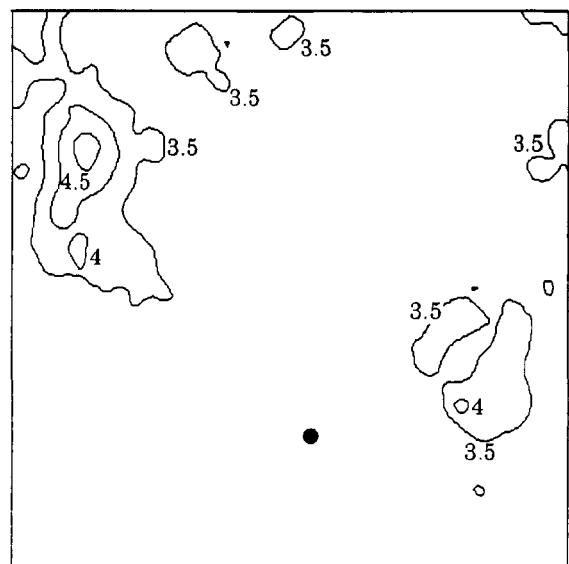
(4) Bパターン (20m風況Data入力)



(5) Cパターン (850hPa風況Data入力)



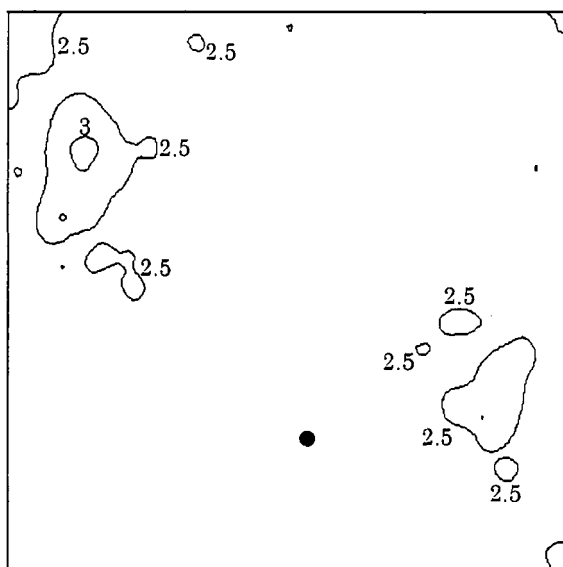
(6) Cパターン (20m風況Data入力)



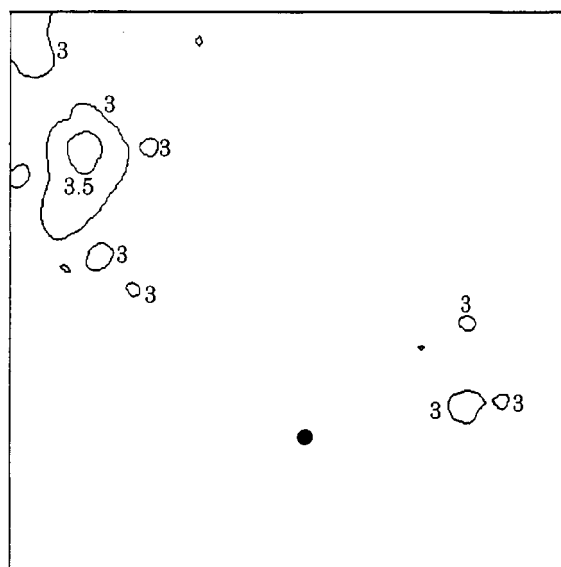
4000 00 meters

第4.2.2-9図 大東地上高20m風況予測分布(m/s)

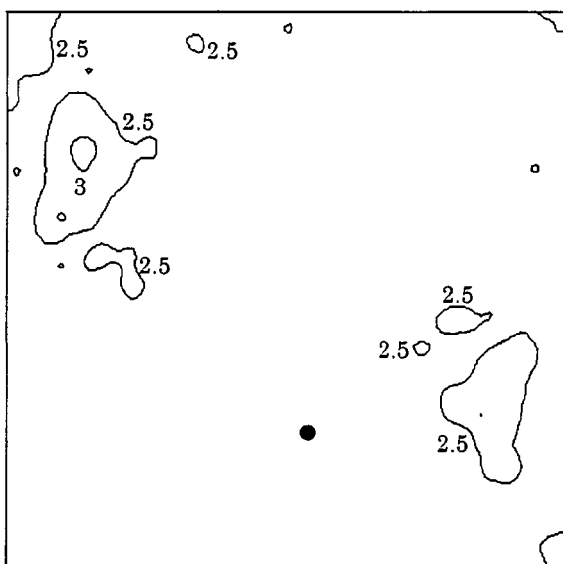
(7) Dパターン (850hPa風況Data入力)



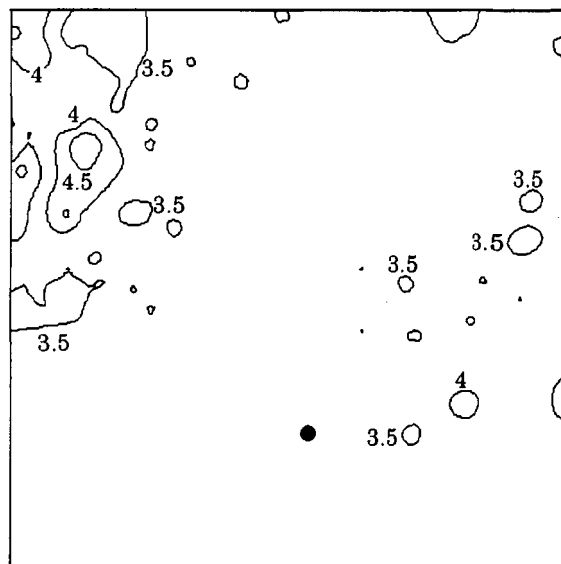
(8) Dパターン (20m風況Data入力)



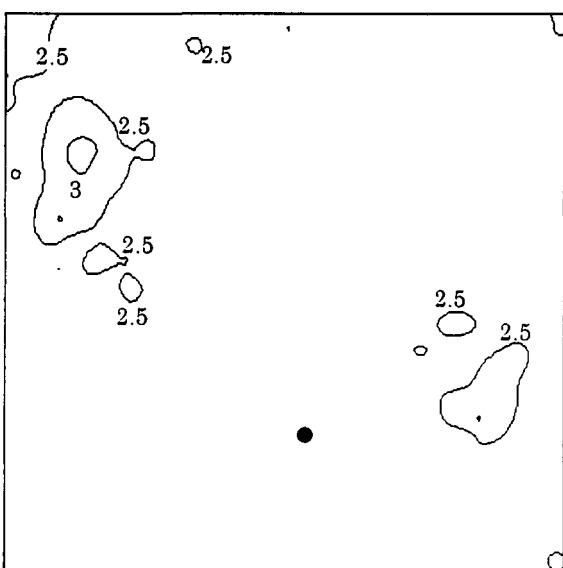
(7)a 海風期間 (850hPa風況Data入力)



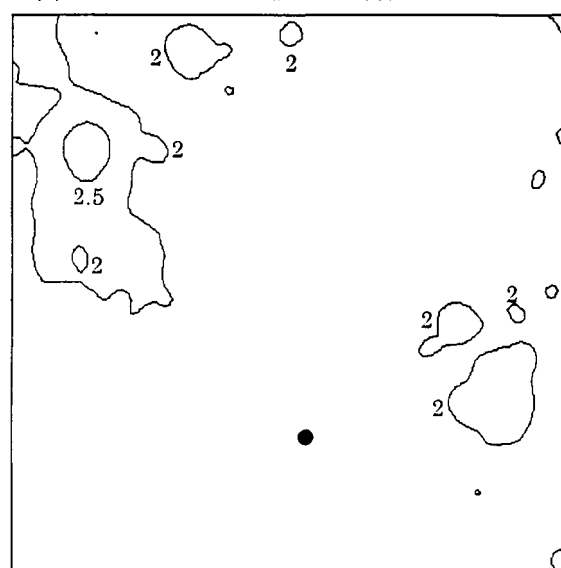
(8)a 海風期間 (20m風況Data入力)



(7)b 陸風期間 (850hPa風況Data入力)



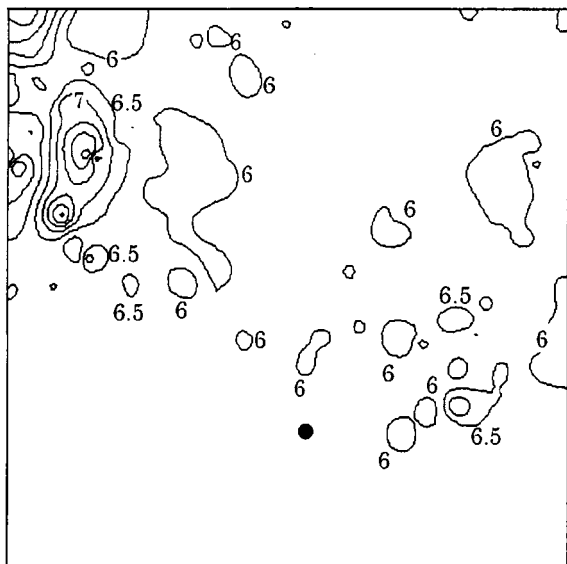
(8)b 陸風期間 (20m風況Data入力)



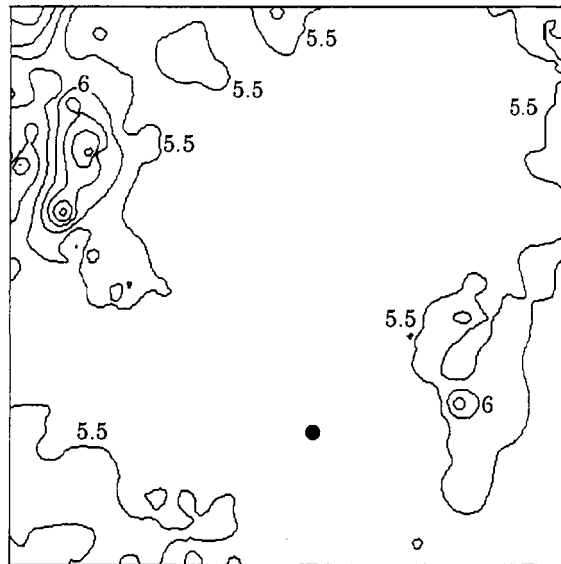
4000.00 meters

第4.2.2-9図 大東地上高20m風況予測分布(m/s)

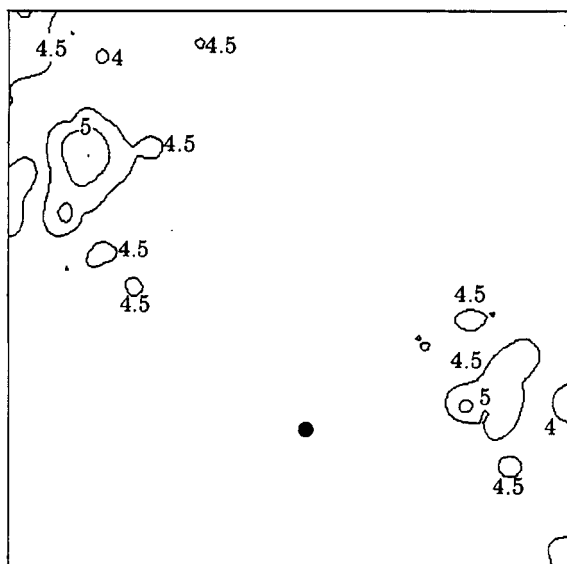
(9) Eパターン (850hPa風況Data入力)



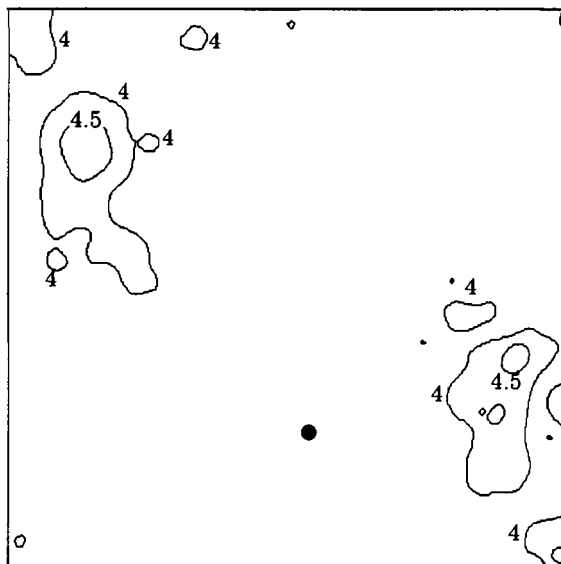
(10) Eパターン (20m風況Data入力)



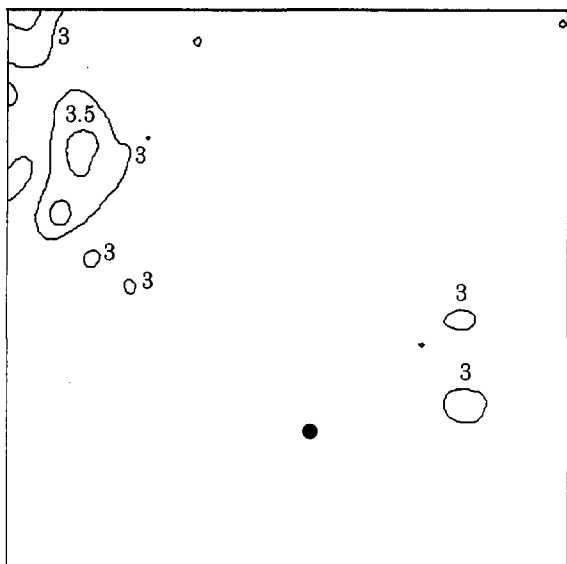
(11) Fパターン (850hPa風況Data入力)



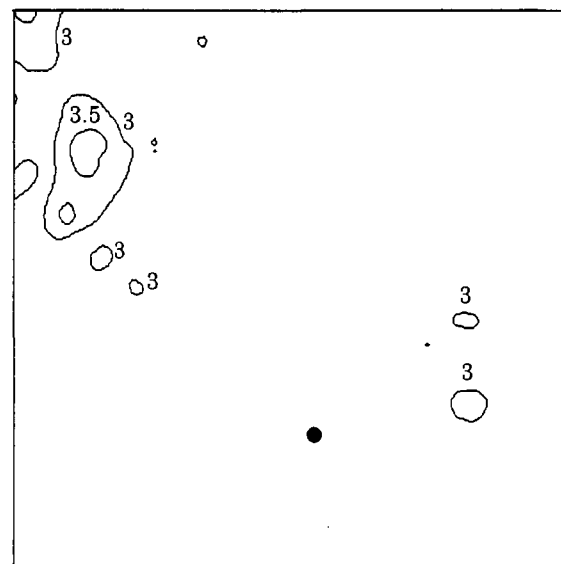
(12) Fパターン (20m風況Data入力)



(13) Gパターン (850hPa風況Data入力)



(14) Gパターン (20m風況Data入力)



4000.00 meters

第4.2.2-9図 大東地上高20m風況予測分布(m/s)

(3) 予測結果について

ア) 年間、冬半年、夏半年の場合

具体的な予測精度を調べるために、風況観測地点において、年間、冬半年、夏半年の地上高20mの予測分布図からその地点の予測値を読み取って、その数値を20mの実測値と比較した。結果を第4.2.2-5表に示す。

第4.2.2-5表 大東観測地点における風況予測値と20m実測値の比較 単位：m/s

	年間		冬半年		夏半年	
850hPaデータに基づく20mの予測値	4.4		5.1		3.7	
10mデータに基づく20mの予測値	4.3		4.8		3.7	
地上高20mの実測値	4.3		4.9		3.7	
850hPaデータに基づく予測値と実測値の差	0.1	2.3%	0.2	4.1%	0.0	0.0%
10mデータに基づく予測値と実測値の差	0.0	0.0%	-0.1	2.0%	0.0	0.0%

表から、850hPaデータに基づいて予測した結果は地上高10mのデータに基づいた予測結果と比べて、誤差が大きいことが分った。これは前2節のケースと同様な理由によるものと考えられる。

イ) 風況パターン別の場合

観測地点における風況パターン別の予測値と実測値の比較結果を第4.2.2-6表に示す。

第4.2.2-6表 大東観測地点における風況パターン別の予測値と20m実測値の比較

	A	B	C	D	海風	陸風	E	F	G
850hPaデータに基づく20mの予測値	6.8	3.3	3.8	2.4	2.4	2.4	6.1	4.2	2.8
地上高20mの実測値	6.4	3.3	3.4	2.7	3.6	1.9	5.4	3.8	2.8
予測値と実測値の差	0.4	0.0	0.4	-0.3	-1.2	0.5	0.7	0.4	0.0
相対誤差	6.2%	0.0%	11.8%	11.1%	33.3%	26.3%	13.0%	10.5%	0.0%

各風況パターンの内、Dは海陸風が発達している風況パターンである。この場合の風況は日中海から陸へ吹く海風と、夜間陸から海へ吹く陸風の2種類の風に分類されることから、それを海風と陸風の2つの期間に分けてシミュレーションすることとした。

海陸風の成因は熱的な影響によるものであり、一般風の影響を受けていないことから、上空と地上の風向・風速の対応は認められない。従って、海風と陸風の全期間を通して、850hPaデータに基づいた予測値は同じ数値(2.4m/s)になっているが、地上での実測値は海風か陸風かによって大きく異なる。やや強い海風の平均風速は3.6m/sであるが、陸風の平均風速は1.9m/sという小さい数値になった。海風のケースでは850hPaデータに基づいて予測すると誤差は大きくなることが分った。

4.2.3 既存線型モデルの評価

a. 稚内の場合

(1) 全方位での予測精度

第4.2.3-1表 稚内における風況パターンと予測精度の関係

期間	分類	風 向		風 速		日数 (H)	誤差 (%)
		上層	地上	上層	地上		
冬 半 年	A	冬半年の主風向-偏西風	冬半年の主風向-北西風	強い	強い	93	18.2%
	B	偏北風	北東風	やや弱い	強い	51	35.1%
	C	南西風	偏南風	強い	やや弱い	20	3.1%
	D	その他あるいは不明				18	18.5%
夏 半 年	E	偏東風	偏東風等	やや弱い	強い	78	47.8%
	F	南西風	南西風	強い	強い	40	22.5%
	G	南西風	南西風	やや弱い	弱い	27	14.6%
	H	その他あるいは不明				38	8.6%

第4.2.3-1表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の予測精度の順位は、C>H>G>A>D>F>B>Eに並べられる。これらのパターンを大まかにグループ化すると、パターンC、H、Gは予測精度が良く、パターンA、D、Fは予測精度が普通、パターンBとEは予測精度が悪いグループと分けられる。

予測精度が良いケースの総出現日数は、85日で年間の23.3%、普通のケースの総日数は、151日で年間の41.4%、精度が悪いケースの総日数は、129日で年間の35.3%を占めた。

(2) 卓越風向の予測精度

第4.2.3-2表 稚内における風況パターン別の卓越風向での予測精度

風況 パターン	850hPa風況		850hPaに基づく 20mの予測値	20mの 実測値	誤差	
	卓越風向	出現率			絶対誤差	相対誤差
A	W	54.3%	6.9	8.7	-1.8	20.7%
B	N	26.5%	4.8	8.8	-4.0	45.5%
C	SW	44.4%	7.6	7.3	0.3	4.1%
D	不明	-	-	-	-	-
E	E	21.2%	4.5	7.6	-3.1	40.8%
F	SW	30.9%	7.3	10.0	-2.7	27.0%
G	SW	36.9%	5.0	5.8	-0.8	13.8%
H	不明	-	-	-	-	-

第4.2.3-2表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の卓越風向での予測精度の順位は、風向の特性が不明なパターンDとHを除き、C>G>A>F>E>Bとなっている。

(3) 地形因子とその数値指標

風況予測には、地形の複雑さの影響を評価するため、地形因子の海面数、起伏量、傾斜量とその数値指標を調べた。まず、これらの地形因子を地形図から読みとるため、対象地点から方位(8方位)毎で2分割(22.5°)、1,000m間隔のメッシュに区切り、3,000mまでの範囲内の各メッシュの最大標高と最小標高を読みとる。第4.2.3-1図は地形情報の読みとりをイメージしたものである。

読みとり結果とその数値指標を第4.2.3-3表に示す。

第4.2.3-3表 稚内における地形因子とその数値指標

地点名：稚内

観測点標高(m)：160m

方位	メッシュ範囲	A			B			各方位(平均)		
		最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	海面数	起伏量	傾斜量
N	0-1000m	140	90	50	140	20	120	1	71.67	138.33
	1000-2000m	120	20	100	80	0	80			
	2000-3000m	80	0	80	0	0	0			
NE	0-1000m	140	20	120	140	20	120	3	40.00	153.33
	1000-2000m	0	0	0	0	0	0			
	2000-3000m	0	0	0	0	0	0			
E	0-1000m	140	20	120	140	20	120	4	40.00	153.33
	1000-2000m	0	0	0	0	0	0			
	2000-3000m	0	0	0	0	0	0			
SE	0-1000m	100	20	80	120	60	60	0	36.67	140.00
	1000-2000m	0	0	0	80	20	60			
	2000-3000m	0	0	0	40	20	20			
S	0-1000m	140	100	40	180	120	60	0	79.00	90.00
	1000-2000m	109	40	69	180	80	100			
	2000-3000m	80	20	60	205	60	145			
SW	0-1000m	180	100	80	180	100	80	0	111.80	96.67
	1000-2000m	210.8	100	110.8	160	60	100			
	2000-3000m	160	20	140	160	0	160			
W	0-1000m	180	80	100	200	80	120	0	103.33	126.67
	1000-2000m	180	20	160	180	20	160			
	2000-3000m	80	0	80	0	0	0			
NW	0-1000m	200	80	120	160	80	80	0	96.67	116.67
	1000-2000m	160	20	140	160	80	80			
	2000-3000m	60	0	60	100	0	100			

ここで、海面数(Coastal Area Index:CAI)は対象とする地点が沿岸域であるか山岳地帯であるか判断するための指標で、海面数は標高が0mの割合を多く含んでいるメッシュ数で表す。

$$CAI=count(Hmin=0) \dots\dots\dots \text{式(4.2.3-1)}$$

起伏量(Undulate Index:UI)は任意範囲内(例えば1,000m以内)の対象地点から斜面の起伏を表すもので、各メッシュの最大標高と最小標高の差で表す。

第4.2.3-4表 稚内における850hPa主風向での予測精度の影響因子

風況 パターン	850hPaの 主風向	850hPa主風向方位での出現率		予測誤差 (%)	傾斜量 (INI)	起伏量 (UI)	海面数 (CAI)
		地上	850hPa				
A	W	30.1%	54.3%	20.7%	126.67	103.33	0
B	N	25.6%	26.5%	45.5%	138.33	71.67	1
C	SW	36.9%	44.4%	4.1%	96.67	111.80	0
D	不明	-	-	-	-	-	-
E	E	51.5%	21.2%	40.8%	153.33	40.00	4
F	SW	53.5%	30.9%	27.0%	96.67	96.67	0
G	SW	41.7%	36.9%	13.8%	96.67	96.67	0
H	不明	-	-	-	-	-	-

b. 天栄の場合

(1) 全方位での予測精度

第4.2.3-4表 天栄における風況パターンと予測精度の関係

期間	分類	風 向		風 速		日数 (日)	誤差 (%)
		上層	地上	上層	地上		
冬 半 年	A	冬半年の主風向-北西風	冬半年の主風向-西風	強い	強い	144	2.8%
	B	その他あるいは不明				38	63.3%
夏 半 年	C	夏半年の主風向-偏西風	夏半年の主風向-西風	強い	強い	84	5.4%
	D	偏南風	偏東風	弱い	弱い	64	5.7%
	E	その他あるいは不明				35	35.7%

第4.2.3-4表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の予測精度の順位は、A>D>C>>E>Bに並べられる。これらのパターンを大まかにグループ化すると、パターンA、D、Cは予測精度が良く、パターンE、Bは予測精度が悪いグループと分けられる。

予測精度が良いケースの総出現日数は292日で、年間の80%を占め、精度が悪いケースの総日数は73日で、年間の20%を占めた。

(2) 卓越風向の予測精度

第4.2.3-5表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の卓越風向での予測精度の順位は、風向の特性が不明なパターンBとEを除いて、D>A>Cの順となっている。

風況 パターン	850hPa風況		850hPaに基づく 20mの予測値	20mの 実測値	誤差	
	卓越風向	出現率			絶対誤差	相対誤差
A	W	31.9%	6.0	7.7	-1.7	22.1%
B	不明	-	-	-	-	-
C	W	35.9%	5.6	6.3	-0.7	11.1%
D	S	34.6%	4.7	0.9	3.8	422.2%
E	不明	-	-	-	-	-

(3) 地形因子とその数値指標

対象地点周辺の地形因子として海面数、起伏量、傾斜量とその数値指標を調べた。
結果を第4.2.3-6表に示す。

第4.2.3-6表 天栄における地形因子とその数値指標

地点名：天栄

観測点標高(m)：940m

方位	メッシュ範囲	A			B			各方位(平均)		
		最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	海面数	起伏量	傾斜量
N	0-1000m	1000	960	40	970	840	130	0	249.53	280.00
	1000-2000m	1007.2	520	487.2	900	520	380			
	2000-3000m	760	520	240	820	600	220			
NE	0-1000m	920	780	140	920	760	160	0	171.67	290.00
	1000-2000m	850	640	210	760	560	200			
	2000-3000m	760	560	200	720	600	120			
E	0-1000m	920	800	120	920	860	60	0	150.00	233.33
	1000-2000m	840	640	200	900	660	240			
	2000-3000m	760	640	120	800	640	160			
SE	0-1000m	980	920	60	1020	920	100	0	160.00	106.67
	1000-2000m	920	760	160	1140	880	260			
	2000-3000m	800	720	80	1100	800	300			
S	0-1000m	1160	1000	160	1240	1000	240	0	254.05	-133.33
	1000-2000m	1440	1080	360	1544.3	1280	264.3			
	2000-3000m	1280	1000	280	1300	1080	220			
SW	0-1000m	1200	980	220	1080	980	100	0	210.00	-46.67
	1000-2000m	1400	1160	240	1140	1020	120			
	2000-3000m	1240	940	300	1120	840	280			
W	0-1000m	1004	970	34	980	970	10	0	157.33	120.00
	1000-2000m	1080	860	220	960	780	180			
	2000-3000m	1040	680	360	800	660	140			
NW	0-1000m	980	960	20	980	960	20	0	96.67	83.33
	1000-2000m	1000	820	180	980	900	80			
	2000-3000m	860	660	200	920	840	80			

c. 大東の場合

(1) 全方位での予測精度

第4.2.3-8表 大東における風況パターンと予測精度の関係

期間	分類	風 向		風 速		日数 (日)	誤差 (%)
		上層	地上	上層	地上		
冬 半 年	A	冬半年の主風向-北西風	冬半年の主風向-北西風	強い	強い	80	6.3%
	B	東南風等	北東風	弱い	弱い	48	0.0%
	C	その他あるいは不明				40	11.8%
夏 半 年	D	北西風等	日中偏南の海風	弱い	日中やや強い	81	33.3%
			夜間は北東の陸風		夜間弱い		26.3%
	E	北西風	北西風	強い	強い	49	13.0%
	F	東南風	偏東風	やや弱い	弱い	29	10.5%
	G	その他あるいは不明				24	0.0%

第4.2.3-8表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の予測精度の順位は、 $B=G>A>F>C>E>D$ に並べられる。これらのパターンを大まかにグループ化すると、パターンB、G、Aは予測精度が良く、パターンF、C、Eは予測精度が普通、パターンD(海風、陸風)は予測精度が悪いグループと分けられる。予測精度の順番にパターンの特徴をみると、上空と地上の風速がとも弱い時に精度が良く、風速が強い時に精度がやや低下する傾向が認められた。また、海陸風の場合は予測精度が良くないことが分った。

予測精度が良いケースの総出現日数は、152日で年間の43.3%、普通のケースの総日数は、118日で年間の33.6%、精度が悪いケースの総日数は、81日で年間の23.1%を占めた。

(2) 卓越風向の予測精度

第4.2.3-9表 大東における風況パターン別の卓越風向での予測精度

風況 パターン	850hPa風況		850hPaに基づく 20mの予測値	20mの 実測値	誤差	
	卓越風向	出現率			絶対誤差	相対誤差
A	NW	51.3%	6.9	6.9	0.0	0.0%
B	SE	16.1%	4.2	3.7	0.5	13.5%
C	不明	-	-	-	-	-
D	NW(海風)	21.3%	5.5	4.1	1.4	34.1%
	W(陸風)	21.0%	4.5	1.2	3.3	275.0%
E	NW	35.7%	6.0	5.5	0.5	9.1%
F	E	18.1%	4.6	4.0	0.6	15.0%
G	不明	-	-	-	-	-

第4.2.3-9表から、850hPaデータに基づいた風況パターン別の卓越風向での予測精度の順位は、風向の特性が不明なパターンCとGを除いて、 $A>E>B>F>D$ の順となっ

ている。

(3) 地形因子とその数値指標

対象地点周辺の地形因子として海面数、起伏量、傾斜量とその数値指標を調べた。
結果を第4.2.3-10表に示す。

第4.2.3-10表 大東における地形因子とその数値指標

地点名：大東

観測点標高(m)：5m

方位	メッシュ範囲	A			B			各方位(平均)		
		最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	最大標高(m)	最小標高(m)	起伏量	海面数	起伏量	傾斜量
N	0-1000m	5	5	0	5	5	0	0	2.20	-0.30
	1000-2000m	9	5	4	9	5	4			
	2000-3000m	8	5	3	9	6.8	2.2			
NE	0-1000m	5	5	0	5	5	0	0	11.17	-4.17
	1000-2000m	15	10	5	17	8	9			
	2000-3000m	10	7	3	70	20	50			
E	0-1000m	10	5	5	20	5	15	0	25.83	-4.17
	1000-2000m	30	10	20	30	10	20			
	2000-3000m	90	15	75	30	10	20			
SE	0-1000m	10	5	5	5	0	5	2	5.83	4.17
	1000-2000m	15	0	15	0	0	0			
	2000-3000m	10	0	10	0	0	0			
S	0-1000m	5	0	5	5	0	5	4	1.67	5.00
	1000-2000m	0	0	0	0	0	0			
	2000-3000m	0	0	0	0	0	0			
SW	0-1000m	5	0	5	5	0	5	4	1.67	5.00
	1000-2000m	0	0	0	0	0	0			
	2000-3000m	0	0	0	0	0	0			
W	0-1000m	6	0	6	10	5	5	1	6.00	4.17
	1000-2000m	5	0	5	10	0	10			
	2000-3000m	0	0	0	10	0	10			
NW	0-1000m	10	5	5	10	5	5	0	6.42	-0.83
	1000-2000m	20	5	15	14	10	4			
	2000-3000m	10	5	5	9.5	5	4.5			

4.2.4 まとめ

以上の検討結果から、既存線型風況予測モデルの予測精度あるいは適用限界について以下の知見を得た。

- (1) 既存線型モデルは入力された実測データ(方位別の風速、風速の頻度分布など)への依存性が非常に高いことが分った。すなわち、線型モデルを用いて風況予測精度を高めるには、対象領域内における地表近傍の風況観測データが必要であると考えられる。
- (2) 上空データの風況分布と地上の風況分布とが大きく異なる場合は、上空データに基づいて風況を予測した場合の予測精度は低下する可能性が高くなる。
- (3) 複雑な(傾斜量または起伏量が大きい)地形での風況予測精度は平坦(単純)な地形に比べて悪化する。

第5章 今後の課題

本年度の調査研究では、新規に開発する局所風況予測モデルの予備的検討として、モデルのマクロデザインおよびそれに付随する事項の検討を行った。マクロデザインの検討は、国内の局地風の分布状況、大気境界層内の乱れ強さの我が国と諸外国との間の相違など、気象条件の特性に関する調査、風況予測における数値モデルの利用に関する既往の実施例、問題点に関する調査などを受けて原理的、実用的両方の観点から行われた。

検討の結果得られた局所風況予測モデルのマクロデザインは、我が国の地形や気象条件に対して十分な精度の風況予測を行うモデルを開発するための基本的な方針を表したものである。そこには、モデルを構成する要素、モデルが拠るべき手法・原理、開発の際に考慮すべき点などが含まれ、フロー図形式で与えられている。しかしながら、マクロデザインは、これらモデル開発の基本的な方針を、あくまでも一般的な形で示したものである。モデルの具体的な仕様についてはほとんど何も規定しておらず、単に枠組みのみが与えられているだけである。

したがって、モデルの開発の次の段階では、本調査研究で示されたマクロデザインに従い、モデルの基本方程式や解析コードなど、具体的な仕様を決めて行くことであると考えられる。

第6章 参考文献

Adrian, G. and F. Fiedler (1991) : Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations, Beitr. Phys. Atmos, 64, 27-48.

Anthes, R. A., (1972): Development of asymmetries in a three-dimensional numerical model of the tropical cyclone, Mon. Wea. Rev., 100, 461-476.

荒井伊左夫(1988):信州の空模様.信濃毎日新聞社,331pp.

荒川正一(1975):おろしを中心とした山越え気流論.気象研究ノート,125号,51-84.

浅井富雄、内田英治、河村 武(1999):増補 平凡社版 気象の事典.平凡社,548pp.

Bowen, A. J., D. Lindley (1977): A wind tunnel investigation of the wind speed and turbulent characteristics close to the ground over various escarpment shapes. Boundary-layer Meteor., 12, 259-271.

Cotton, W. R., and R. A. Anthes (1989) : Storm and cloud dynamics, Academic Press, 880pp.

藤部文昭(1977):日本における著しい強風の風向別統計.天気,44(3),17-26.

Gelman, M., Piomelli, U., Monin, P., and W. H. Cabot, (1991): A dynamic subgrid - scale eddy viscosity model. Phys. Fluids, A3(7), 1760-1765.

Johnson, Gary L. (1984): The evaluation of six potential windfarms in Kansas. Volume 1 - Summary, Kansas State uni., Electrical and Computer Engineering Department, 20pp.

Haltiner, G. J. and R. T. Williams, (1980) : Numerical prediction and dynamic meteorology, JOHN WILEY & SONS, 477pp.

Hirsch, W., U. Rindelhardt and G. Tezlaff (1996) : Saxon wind energy resources : comparison of WASP and KAMM results, EU wind energy Conference, Goetehorg, Sweden, 604-607

Kato, M and B. E. Launder (1993) : The modeling of turbulent flow around stationary and vibrating square cylinders, Perp., of 9th Symp. on Turbulent shear flow, 1993, 10-4, 1-6.

河村 武(1977):全国地上風分布, 気象庁技術報告.第91号,昭和52年3月,76pp.

気象ハンドブック編集委員会(1979):気象ハンドブック.朝倉書店,698pp.

建設省北陸地方建設局(1994):万代橋下流橋気象調査作業.建設省北陸地方建設局, 137pp.

国立天文台(1998):理科年表－平成11年－.丸善,1058pp.

Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, (1978): The simulation of three-dimensional convective

storm dynamics, J. Atmos. Sci., 35, 1097-1135.

高速道路調査会(1980):高速道路に関する横風に関する研究報告.119pp.

Launder, B.E., and D.B.Spalding, (1974) : The numerical computation of turbulent flows. Comp. Meth. Appl. Mech. Eng., 3, 269-289.

Liu, M, D.Durran, P. Mundkur, M. Yocke, and J. Ames (1976) : The chemistry, dispersion and transport of air pollutants emitted from fossile fuel plants in California: data analysis and emission inapct model. Tec. Rep. Air Resources Board, Sacramento- California.

真木太一(1987):風害と防風施設.文永堂出版,301pp.

真木太一(1989):風と自然－気象学・農業気象学へのいざない－.開発社,215pp.

増田善信, (1981) 「数値予報－その理論と実際－」, 気象学のプロムナード3, 東京堂出版,278pp.

松宮 輝(1999):風力発電システムの国内外における標準化動向.第23回 新エネルギー講演会.「急成長する風力発電」－我が国の施策、標準化動向、開発・導入の現状と将来展望－,主催 (社)日本電気工業会、風力発電システム技術専門委員会、広報規格専門委員会,
2-1-2-15.

Mitsuta, Y.(1971):Characteristics of airflow over the barriers in the storm,Proc.3rd Intern.Conf.Wind effects on Buildings and Structures,Tokyo,1971,33-44.

光田 寧、林 泰一(1979):日本における風のエネルギーの評価.天気,26(10),3-14.

宮沢清治(1982):風害－防災と気象 気象災害を防ぐには.朝倉書店(現代の気象テクノロジー 3),89-103.

Murakami, S, (1998) : Overview of turbulence models applied in CWE- 1997, J. Wind Eng, Ind. Aerodyn, 74-76, 1-24.

Murakami, S., A. Mochida, K.Kondo, Y. Ishida, and M. Tsuchiya, (1998) : Developmento of new k-e model for flow and pressure fields around bluff body, CWE96, Colorado, USA, J.Wind Eng. Ind. Aerodyn. 67&68, 169-182.

Nägeli, W. (1971):Der Wind als Standortsfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe,Mitt.Schweiz.Anst.Forstl.Vers'wes,(47),33-147.

日本大学生産工学部(1977):強風の地域的特性および風の傾斜角についての調査.本州四国連絡橋公団,昭和52.3,207pp.

日本道路公団(1986):北陸自動車道 上越～百川間気象調査(その3).日本道路公団新潟建設局,昭和61年3月,193pp.

日本道路公団(1998):東海北陸自動車道 清見～白川間気象調査.日本道路公団名古屋建設局,平成10年3月,187pp.

根本順吉、島田守家、小林禎作、荒川正一、山下修二、渡辺和夫、関口理郎(1982):図説気象学.朝倉書店,229pp.

大川 隆(1992):北海道の動気候.北海道大学図書刊行会,246pp.

大谷東平(1956):貧乏風と呼ばれる"おろし".天気,3,65-68.

大和田道雄、吉野正敏(1971):石狩平野の卓越風の分布について.地理学評論,44,638-652.

Phillips, G.T. (1979) : A preliminary user's code for the NOABL objective analysis, Tech. Rep. Sci. Appl. Inc.

Ratto, C.F., R. Festa, O. Nicosia, R. Mosiello, A. Ricci, D.P. Lalas, and O.A., Frumento (1990) : Wind field numerical simulations : A new user-friendly code, European Community Wind Energy Conference, Spain, Madrid, 130-134.

Sherman, C.A. (1978) : A mass- consistent model for wind fields over complex terrain, J. Appl. Met., 17,312- 319.

塩谷正雄, 林田千秋(1959):築堤および切取の風に対する影響度.鉄研速報,昭和34年6,58pp.

塩谷正雄, 林田千秋(1963):築堤周りの風.鉄研速報,昭和38年1月,26pp.

塩谷正雄(1979):強風の性質－構造物の耐風設計に関連して－.開発社,201pp.

杉原保幸, 浅井富雄(1977):局地風「松本の南風」について.天気,24(8),61-69.

Stull, R. B., (1989): An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, 666pp.

数値流体力学編集委員会, (1995):「乱流解析」, 数値流体力学シリーズ3, 東京大学出版会, 314pp.

鈴木幹啓(1995):本州四国連絡橋の強風に対する交通安全対策.高速道路と自動車,38(10),27-30.

Traci, R.M., G.T. Phillips, P.C. Ptnaik, and B.E. Freeman (1978) : The utility of mathematical windfield models in a WECS siting methodology: A case stury. 677- 688.

Trifonopoulos and G. Bergeles (1990) : Wind energy potential over the EVIA WIND PARK

- Greece. European Community Wind Energy Conference, Spain, Madrid, 135-139.

和達清夫(1958):日本の気候.東京堂,492pp.

和達清夫, 倉嶋 厚(1974):雨・風・寒暑の話.NHKブックス 214,235pp.

Yabuki,K. and Suzuki,S.(1967):A Study on the air flow over mountain.Bull.Univ.Osaka Pref., B.19,51-193.

Yamada, T.(1985): Numerical simulation of the Night 2 data of the 1980 ASCOT experiments in the California Geysers Area, Arc. Met. Gepophys. Biocl. , Ser A 34, 223-247.

Yamada,T. (1983) : Simulations of nocturnal drainage flows by a q2l turbulence closure model, J. Atmos. Sci., 40, 91-106.

山本良三(1955):起伏地形における圃面の防風について.天気,2(3),77-79.

吉野正敏(1961):小気候.地人書館,274pp.

吉野正敏(1970):1965年の台風23, 24号による広戸風地域における被害.災害の研究, (7),107-112.

吉野正敏(1978):気候学(自然地理学講座 2).大明堂,350pp.

吉野正敏(1986):新版小気候.地人書館,298pp.

吉野正敏、野口泰生(1985):局地風-「気候学・気象学辞典」.二宮書店,143-145.

吉野正敏、浅井富雄、河村 武、設楽 寛、新田 尚、前島郁雄(編集)(1985):気候学・気象学辞典.二宮書店,742pp.

Zilinkevich, S.S. (1989) : Velocity profiles, the resistance law and the dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably boundary layer, Boun. Layer Meteolor., 46, 367-378.

付 属 資 料

付属資料 1

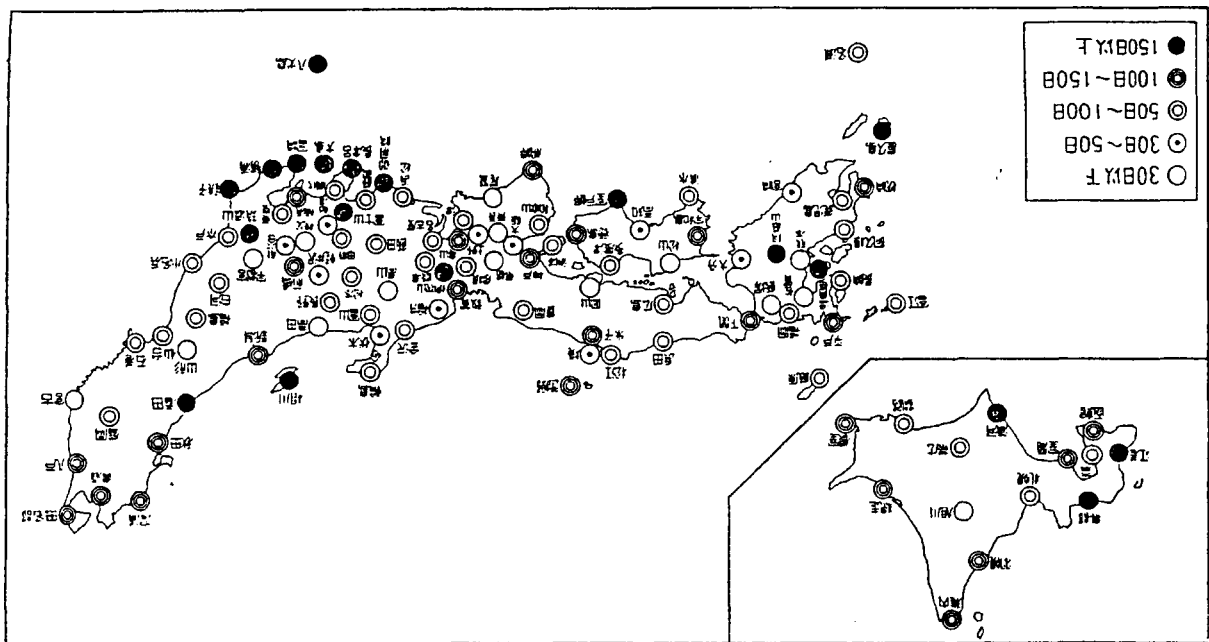
我が国における風況特性関連資料

付属資料 1－1

- 1 全国風況マップ
- 2 和達(1958)によるマップ
(日最大風速10m/s以上の出現日数)
- 3 河村(1977)によるマップ
(年間強風日数)

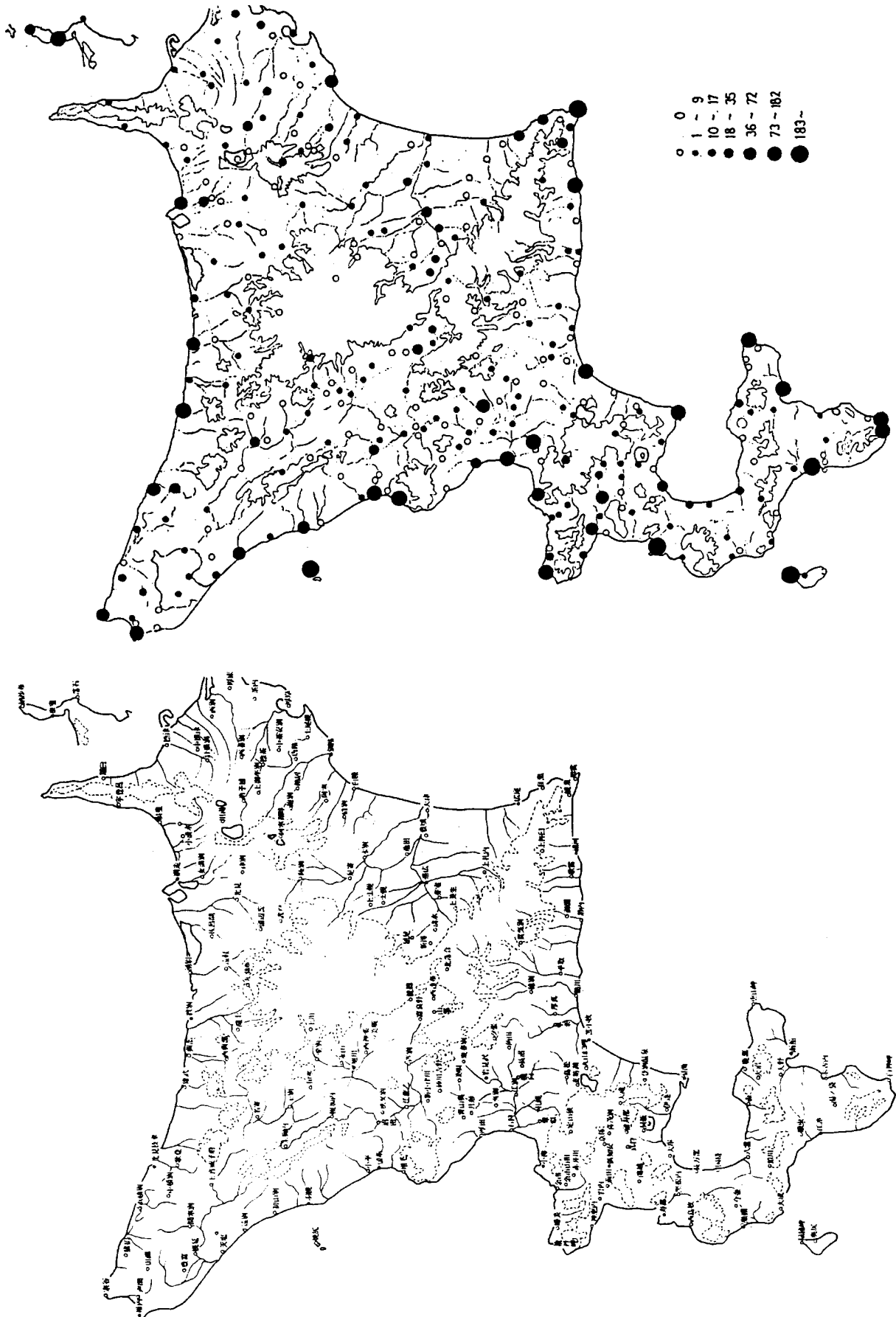
2 和達(1958)によるマップ

(日最大風速10m/s以上の出現日数：統計期間1949年～1956年)



3 河村(1977)によるマップ

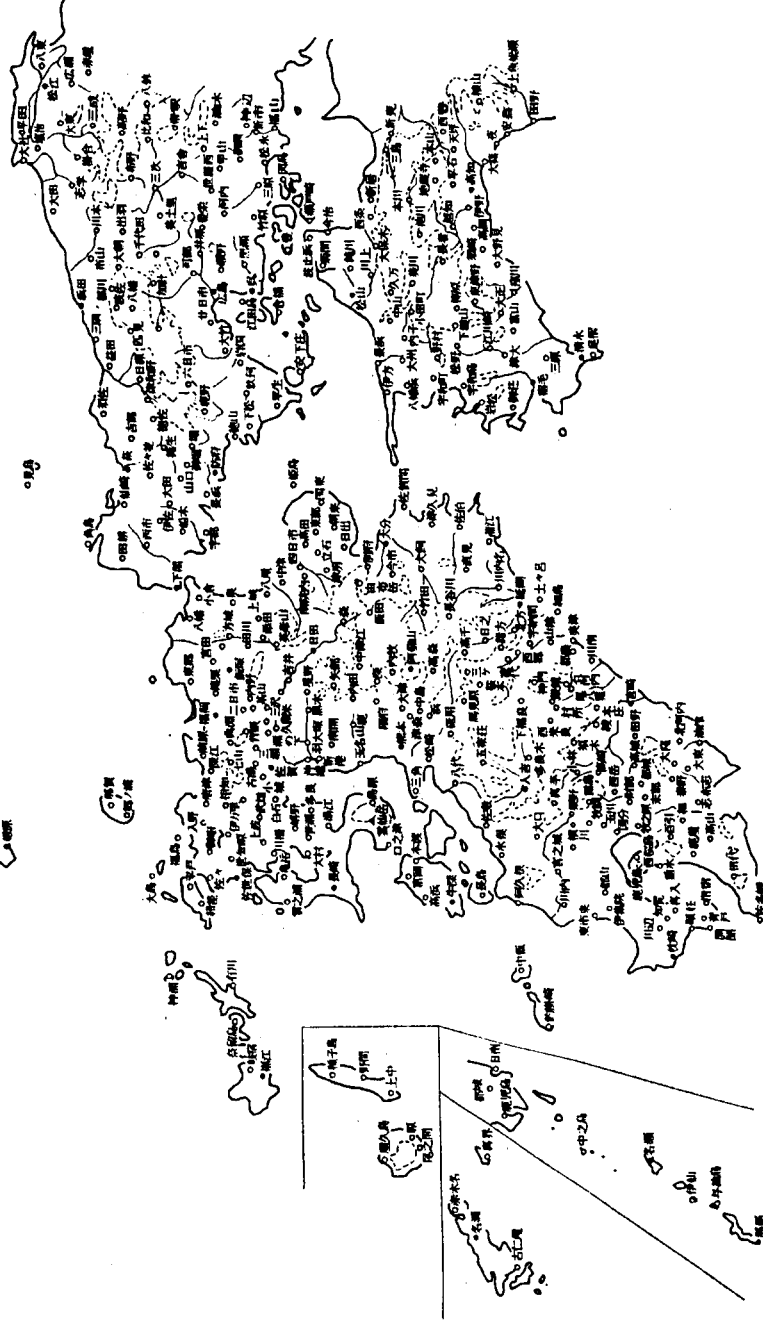
(年間強風日数：風速10M/S以上または風力6以上)











- 0
- 1 - 9
- 10 - 17
- 18 - 35
- 36 - 72
- 73 - 182
- 183 -

付属資料 1－2

地形と風との関係に関する既往知見

付属資料 1-2 地形と風との関係に関する既往知見

(1) 岬(その1)

海に突出した岬の先端では、岬に直角な風向の時に風が強い。岬の形状にもよるが、岬の稜線上及び先端では、角を迂回する流れとして風が増速される。岬の先端では、周囲の海岸の1.5倍ぐらいの強風が観測された例がある。内陸においても平地に向かって突出した山稜があると、その先端では、強風の吹くことが観測されている。

図1-2.1に示した鳴門海峡のように、両側より細長い岬が突出している海峡を風が通過していく場合について、Mitsuta(1971)および日大生産工(1977)による観測で次のような報告がなされている。

- 淡路島側から出ている馬の背中の形をした半島の先端部に近い所にある送電塔では、海峡に直角の風では垂直収束が著しい。
- 風速の増強の著しい場所は、岬の先端部にほとんど極限される。
- 半島のすぐ上(測点 A 1 : 高さ17m)は、風上側の上端部からの剥離により生じた後流が覆っており、風速は小さく乱れは大きい。
- 測点 A 2 (高さ32 m)以上の測点では、風速は大きく、且つ乱れは小さいことから海面上の値とみてよく半島の影響は受けていない。

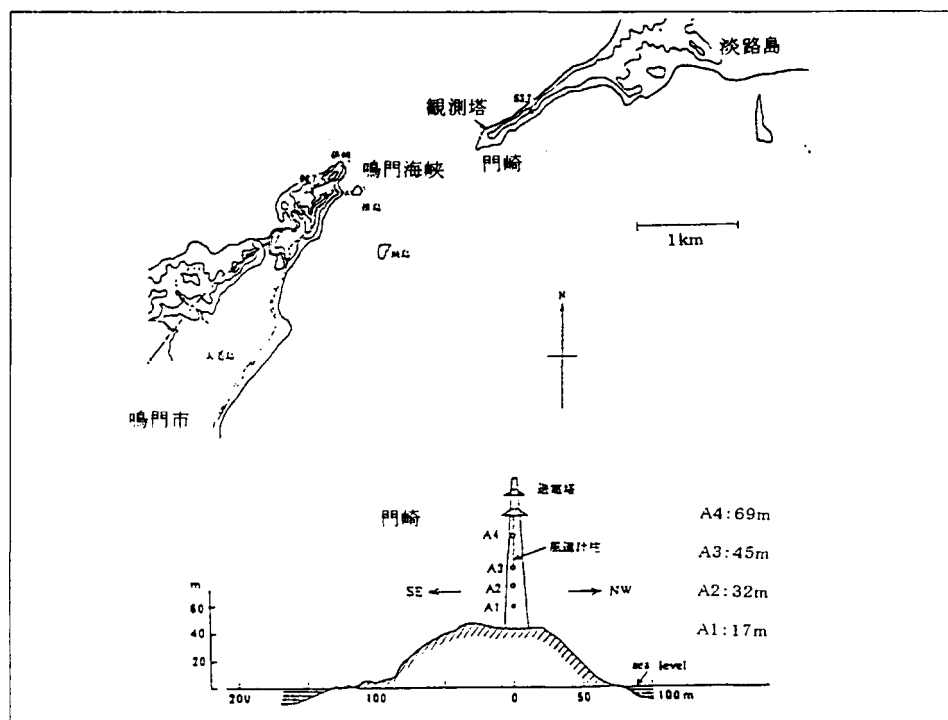


図1-2.1 鳴門海峡の地形と風速測定位置(Mitsuta,12971)

(2) 岬(その2)

岬の突端と岬からやや離れた地点の風を比較した例を示し、岬での強風出現について述べる。

観測地点は新潟県上越市と名立町との境に位置する鳥ヶ首岬(県道名立インター線)および北陸自動車道名立谷浜ICである(図1-2.2)。名立谷浜ICの背後は、山がせまり、海に面して開けた緩やかな傾斜地上の広い高台となっており、冬季季節風は直接吹き抜ける。

観測を行った名立地区は、北陸道でも比較的強い風が吹き1月の平均風速は名立ICで5.3m/sを記録した。これに対して1.5kmほど離れた岬での平均風速はさらに強く、2倍以上の11.4m/sを記録している。特に、強風の出現率は岬の突端で非常に大きく、平均風速10m/s以上の出現率は45%に達し、20m/s以上の場合でも10%近い(表1-2.1)。このように、海にせり出した岬部ではきわめて強い風が長時間にわたって吹き続ける場合がある。観測地点での強風は、岬に直角な南西～西の風向の時に周囲の風速の倍以上の強風がもたらされている。

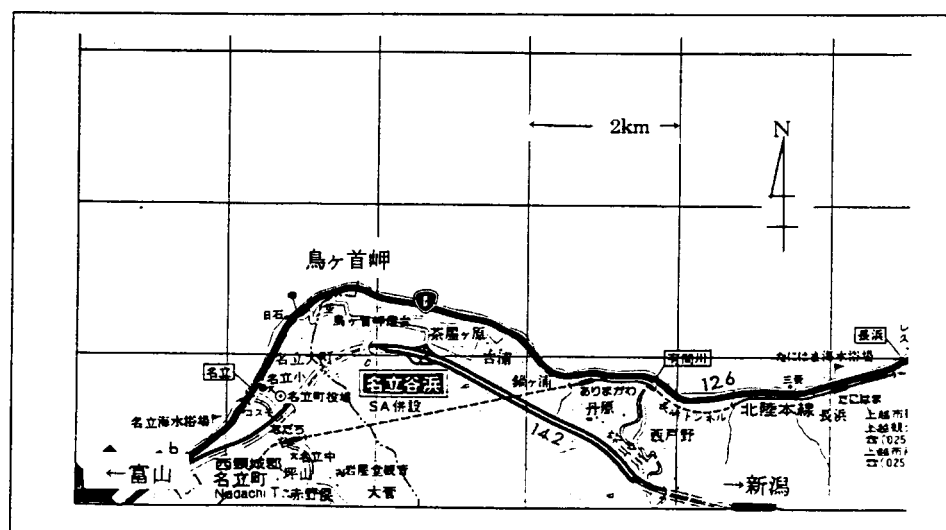


図1-2.2 観測地点位置図

表1-2.1 岬部での風の出現状況

測 点	卓越風向 (出現率)	出 現 率			
		5m/s 以上	10m/s 以上	15m/s 以上	20m/s 以上
鳥ヶ首岬	SW～W (49.4%)	63.6%	45.6%	26.0%	8.7%
名立谷浜 IC	WSW～WNW (55.5%)	41.0%	7.0%	0.1%	0.0%

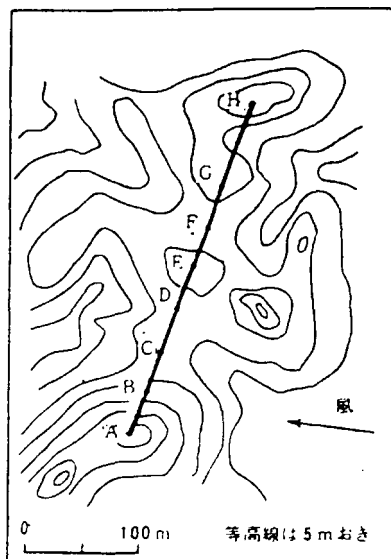
(観測期間:昭和60年12月～昭和61年3月, 日本道路公団, 1986)

(3) 稜線

長く続く稜線の上で、風向がそれを横切る向きである時は、気流は稜線を越える。その際、稜線上の低い高度で風の強い部分が生じる。ポテンシャル流を仮定するならば、半円柱上の稜線を直角に横切る場合、頂上では一般流の2倍の風速となり、稜線の2倍の高さのところでは5/4倍となる。また、ある角度をもって稜線を横切る流れでも、頂上では風速が先に述べた値を超さない範囲で増大し、風向は稜線に直角な向きに近づくことが計算されている。自然界では、地表摩擦の影響があるから、たとえ大気が中立安定度を持つときでも、これとはかなり異なるであろうが、近似的にはこのようなことが考えられる。

Mistuta(1971)は図1-2.3のように高さ約700mの笠取山(三重県)の稜線付近で長さ320mの測線で風の観測を行い、わずかの高低差の変化により、風速および風の乱れに大きな差のあることを明らかにした。表1-2.2の測点D、Eのように、わずか40m離れた所でも平均風速で約2倍の差があり、乱れの強さにも大きな差がある。また、各測点で水平風速のパワースペクトルの形に差があること、2点間の風速の空間相関は平地に比較して小さくなることを示し、乱れが地形で壊されて乱れのスケールが小さくなったことを報告している。

表1-2.2 笠取山稜線付近の風速の増減
(Mistuta, 1971)



観測点	風速			乱れの強さ	ガストファクタ
	平均	標準偏差	最大瞬間値		
	$\bar{v}$	σ_v	v_m	$\sigma_v / \bar{v}$	$v_m / \bar{v}$
	m/s	m/s	m/s		
H	29.3	6.3	48	0.21	1.6
G	20.7	3.5	32	0.17	1.5
F	36.5	4.6	45	0.13	1.2
E	47.1	4.4	68	0.09	1.4
D	25.6	4.7	39	0.19	1.5
C	13.6	6.4	41	0.48	3.0
B	30.5	5.9	49	0.19	1.6
A	24.4	5.7	39	0.23	1.6

図1-2.3 笠取山稜線付近における観測点
(Mistuta, 1971)

(4) 谷筋

谷筋で、風向あるいは地形によって期待される以上の強風となることがある。谷筋にある平坦地形の地表風の特徴として、気流が発散する部分で風速が強くなり、反対に気流が収束する部分で弱くなる傾向が認められる。この点に関して、大和田ら(1971)による石狩平野における暖候期の南風の分布を偏形樹を指標として調査した結果がある。彼らは、樹木の偏形方向と度合い(グレード)から卓越風向とその強さを相対的に推定している(図1-2.4)。巨視的にみれば谷筋に位置する石狩平野の風は、周囲の山地の影響を受けていると見ることができ、江別付近では気流が北北西に向うものと北北東に向うものとに分かれる発散域となっており、その地域では、樹木の偏形グレードも3.5となっており、風が局地的に強まっていることが分かる。

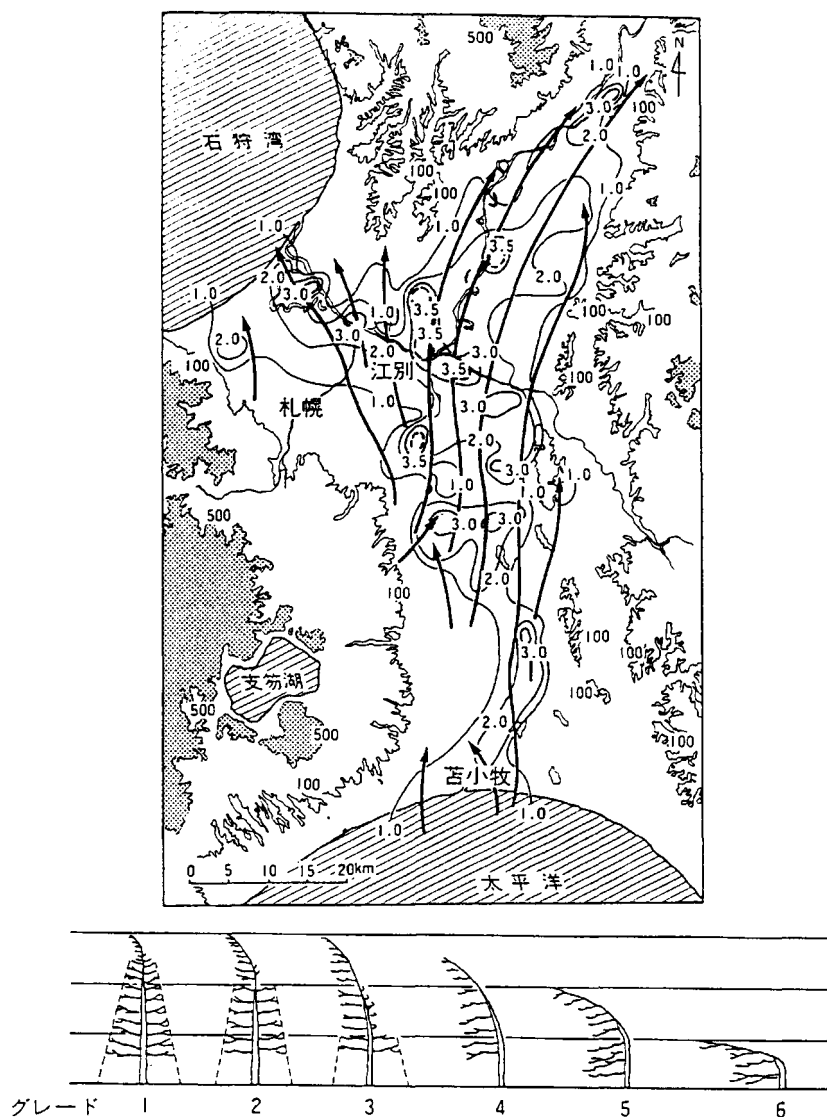


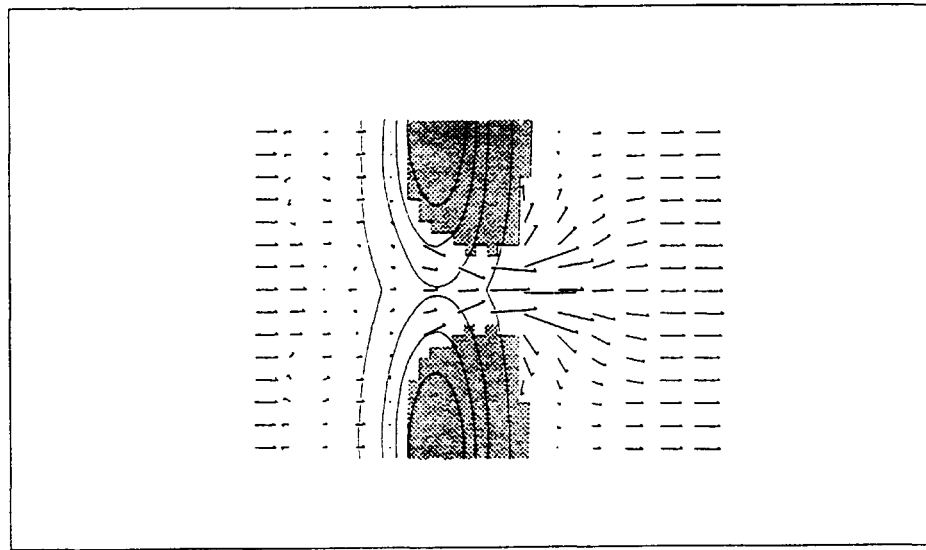
図1-2.4 偏形樹の分布からみた石狩平野の暖候期における南～南東風の流れ(上図：気流の流れ線と樹木の偏形度の分布、下図：偏形度のグレード) (和田・吉野,1971;吉野,1978)

(5) 山峡

長く続く稜線に切れ目があると、大気は山を登り難く、一般に横を回って流れていきやすい性質をもつところから、その切れ目に集中し、そこから流出しようとする傾向を示す。この傾向は、寒冷な気塊の場合に特に顕著である。

山の切れ目においても強風が吹くのは、山が単に流れの障害物として働き峡部で風が強化される場合と、障害物の両側での気塊の密度差(気温差)から気圧の差が生じ、ジェットとなって峡部から噴出する場合の二つの原因が考えられる。

ボラ型と呼ばれる局地風は峠を吹き抜けて、風下側山麓に吹く冷たい”おろし風”である。峠から吹き下りて空気は断熱昇温するが、峠の高さがそれほど高くないために昇温の度合いも小さく、かつ強い寒気の侵入に伴う場合が多いので、気温は下降する。理論的研究によると、安定成層をした気流は山を避けて峠へ収束して強くなり、さらに強まりながら峠を吹き下りる(図1-2.5)。すなわち、下層寒気のおろし風であるボラは、峠による水平収束効果と峠から吹き下りる重力効果によって一層強化される。



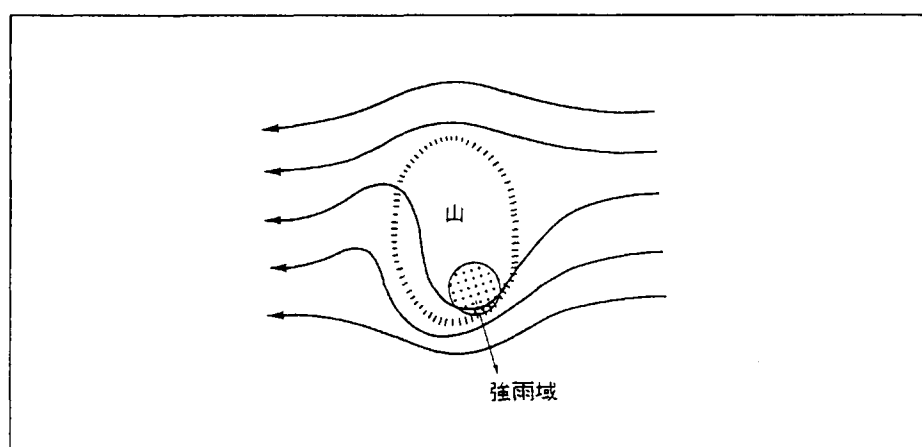
註) 半長円弧の細実線は山脈の等高線。矢印は風ベクトル。陰影部は山肌の露出した領域。

図1-2.5 寒気が峠を吹き抜けるときの数値実験結果(根本ら,1982)

(6) 山脈

細長く続いた山脈に直角に風が吹く時、風下側に強風が吹くことがある。この風を普通“おろし風”という名で総称されている。これは、山脈の風下側にできた風下波動によるものと解釈されている。最大風速は30m/s位に達し、10m/s以上の暴風が5時間も続く例も広戸風(岡山県津山付近)で報告されている。

また、図1-2.6に示すように、山脈に横から湿った気流が吹き付けると、風上側からみて山脈の左肩に大雨とともに強風が吹き続ける現象がある。これは、ノルウェー学派のベシェロンが最初に唱えた山脈のショルダー効果とよばれている。山脈に気流がぶつかると、その風上側斜面に空気が溜まって局所的な高気圧が形成される。この高気圧の風は、北半球では風上からみて左側に偏って吹くため、山脈の左肩に気流の収束が起こり、大雨が降りやすくなる。この現象は地球の自転の影響(コリオリの力)が関連するために、山脈の規模も100km以上の場合で気流の成層が安定なほど効果的である。



註) 強雨域で示された周辺地域では強風を伴う。

図1-2.6 ショルダー効果による流線と強雨域(大川,1992)

付属資料 1 - 3

微小・小地形周りの風の変動(特に風速)に関する既往知見

(1) 切土部での風(障害物に挟まれた廊下状の地形を通り抜ける風)

風洞実験より求めた切土付近の気流の様態を図1-3.1に示す。深い切土では風は切土の上を越えていくような形で、切土内部の路面にまで侵入しない。内部は風は極く弱く、循環流となっている。浅い切土になると、だんだん路面に影響を及ぼすようになる。これは風の乱れの小さい風洞気流内で行ったものであるが、自然の風は乱れが大きいから、路面上の風はもっと強いと思われる。

冬季季節風が、切土部において収束して吹き抜けるため、著しい風向変化を伴いながら、さらに強まって観測された例について述べる。

①観測地点

坪山は名立川と十菅平川とで挟まれた小高い山で、海岸に向かって緩やかに傾斜している。観測地点は、この山の斜面をほぼ海岸線と平行して伸びる道路沿いに設置し、道路構造は両側に段を持つ切土である(図1-3.2)。切土内の北側及び南側では段が迫るが、切土東側では名立川の大きな谷筋となるため広く開け、北西から西にかけても海岸方向に広く開けている。

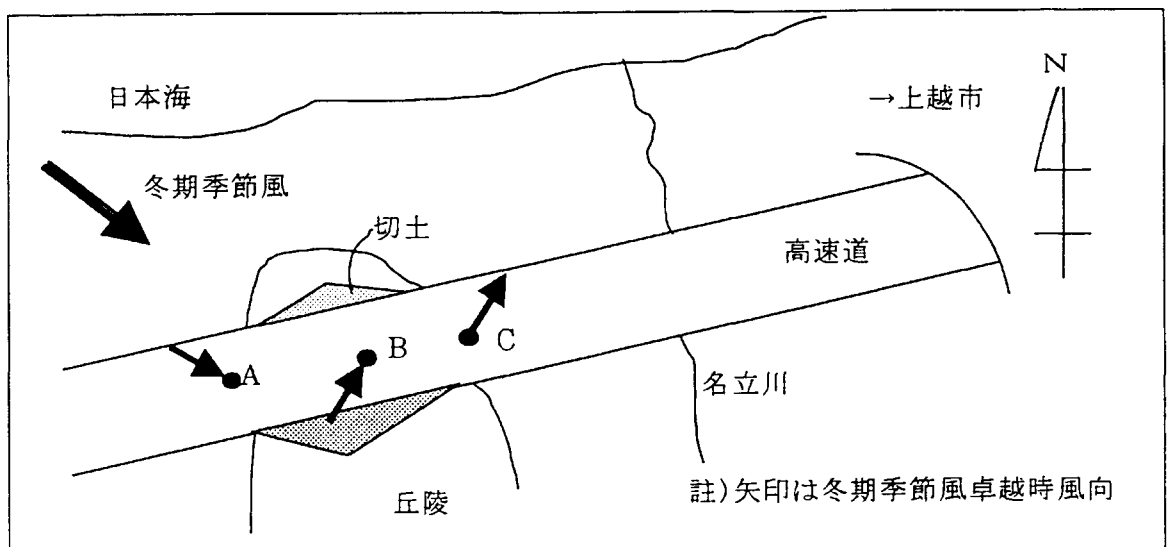


図1-3.2 風況観測地点位置図

②出現状況

風速10m/s以上の強い風は、切土西側の坪山 A 地点での出現が最も多い(表1-3.1)。しかし、さらに強い15m/s以上の風では切土中央部 B 地点の出現が多くなり、最大風速や最大瞬間風速で比較しても切土中央部で風速の増速されている傾向が認められる。

表1-3.1 切土区間前後の風況(北陸道 坪山地区)

項 目	坪山A	坪山B	坪山C
測 定 位 置	切土西側	切土中央	切土東側
10m/s 以上の出現率(%)	8.8	8.1	1.8
15m/s 以上の出現率(%)	0.1	0.4	0.0
最大風速(m/s)	18.6	19.5	14.4
(その風向)	(W)	(WSW)	(SW)
最大瞬間風速(m/s)	30.6	31.3	29.8
(その風向)	(W)	(WSW)	(SW)

(観測期間:昭和62年11月15日～3月16日, 日本道路公団, 1988)

風配図により切土前後の風向出現状況をまとめた(図1-3.3)。切土に挟まれた道路の走向は西南西～東北東の向きであり、切土西側のA地点では道路の向きに沿った風とともに、この付近の冬季季節風の主風向である北西の風が吹く。また、切土東側のC地点では、川筋に沿った南南東の風および道路に沿った南西方向の風が卓越する。これに対して切土部中央のB地点では、風が切土の段に衝突して跳ね返り、進入してきた風向とは異なる南および北の風となって、300mほどの障害物の周囲では全く異なる風向が出現している。比較的強い風(風速5m/s以上を対象)を取り出すと、上記と異なる風の流れが明らかになる(図1-3.3の下図)。この地点の強風は、冬季季節風の風向にほぼ限られ、切土西側では北西、切土東側では道路に沿った南西方向からの風となる。切土中央では内陸側の切土の段に衝突して跳ね返るため、南寄りの風が吹く。

上記は、風速階級で風の吹き方を区分することにより主風向が著しく変化する例であり、強風が構造物により著しく偏向した風となる場合があることを示すものである。

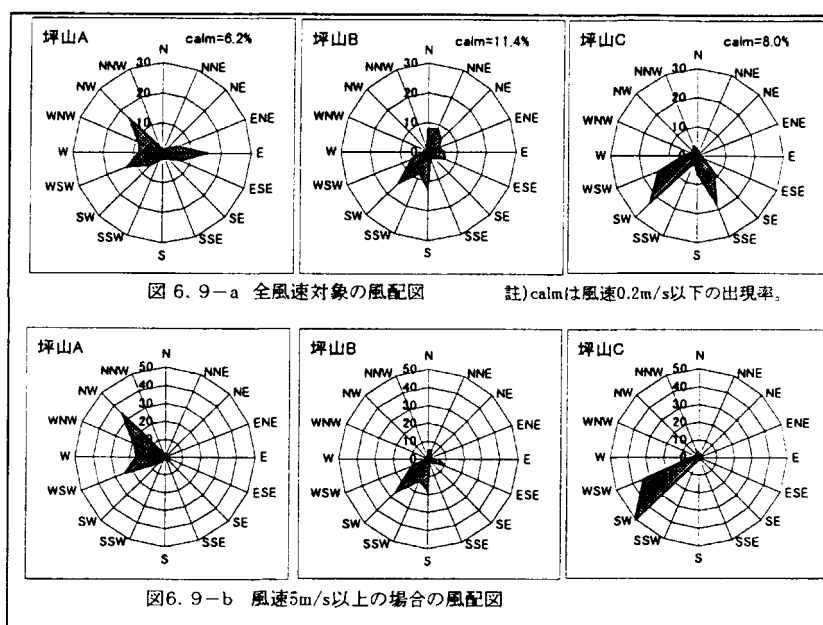


図1-3.3 坪山地区別の風向出現率(日本道路公団,1989)

(2) 小規模な地形の周りの風

小さな丘陵等の地形の影響を受けた風は、風向の変化や乱れの強い風となることが多い。図1-3.4は、幅約100m、高さ約40mの低い尾根が北北西に細長く突き出た地域の風向のパターンである。この地域の風は、低い尾根の端を回り込んで吹込む北東風と信越本線沿いに吹込んでくる北風の収束により尾根の西側に沿って強風となり、特に尾根の先端部で増速されている(荒井,1988)。J R 保線区物資小屋が何度か倒壊し、強風時には旋風のように渦巻き状に吹くことがあるなど、高さ40mほどの障害物が強風と風向の大きな変化を発生させる一因となっている。

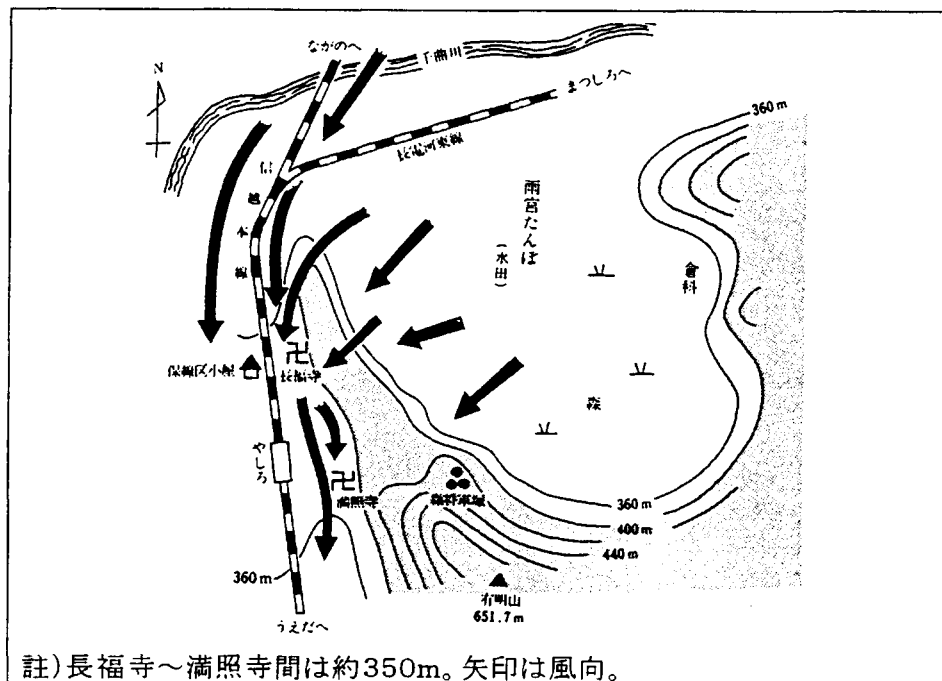


図1-3.4 信越本線屋代駅付近における風況のパターン(荒井1988)

付属資料 1 - 4

主な局地風の実態

(1) 清川だし

①発生地域

清川だしは、山形県の庄内平野において、最上川が峡谷から平野に抜ける清川(東田川郡立川町)付近で吹く局地風である(図1-4.1)。最上川は鳥海山(2,230m)と月山(1,980m)の間をつなぐ出羽丘陵を横切って流れていて、その最上川の峡谷に新庄盆地から吹く東よりの風が集中し、峡谷に沿って流れる。この峡谷を通り抜けた直後、庄内平野に出る付近で発散するように吹く。

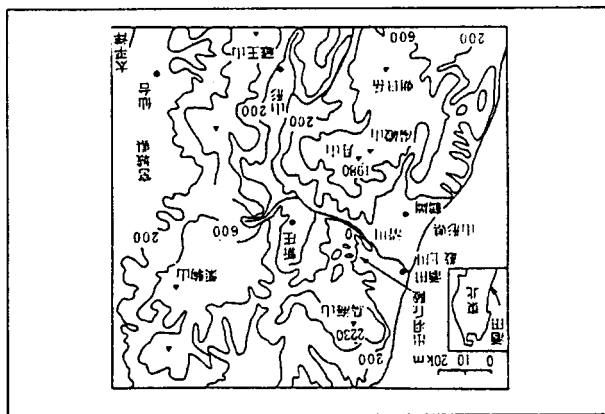


図1-4.1

清川(東田川郡立川町)付近の地形(真木,1989)

②発生機構

峡谷では、ダクト内を流れる風、風洞でいえば縮流洞(管を細くして気流を絞るために強風となる)を通るような流線の密な風となっており、この風は収れんから発散の物理的な原理に従っており、収れん地域の入口に対して、発散地域の出口の大きさが小さいときには強い風となる(図1-4.2)。なお、峡谷ではもっと強い風が吹くこともある。

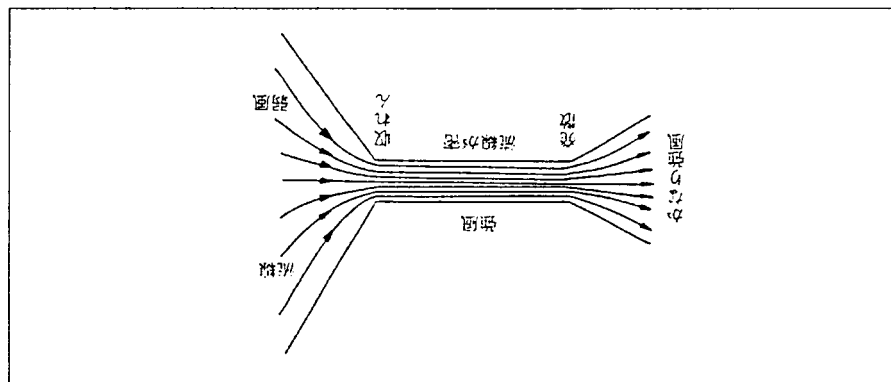


図1-4.2 風の収斂・発散による強風・弱風の発生位置(真木,1989)

夏季に吹く清川だしは、太平洋側で吹く「やませ」との関連が深く、低温で高湿の気流が奥羽山脈を越える間に乾燥し、ボラ的な低温の風となっている。峡谷から平野部に出るような地形に類似した風には阿蘇のマツボリ風や愛媛県長浜の肱川おろしなどがあるが、発生時の気象条件は異なっている。

③気圧配置・季節・風向風速

清川だしは、梅雨前線が日本列島に東西にかかり、オホーツク海上のオホーツク海高気圧、または三陸沖に高気圧が発達し、さらに日本海に低気圧があるような典型的な梅雨型の気圧配置の時に発生する。最も発生の多い月は、梅雨前線がかかる6月で、10日間も継続して吹くことがあり、かなり持続性がある。また、暖候期の4月～10月にわたって吹く。風速は強い時で15～20m/sに達し、風向は、偏東風として南～南東風が多い。

④強風地域

清川だしは、東田川郡北部一帯に亘り清川付近と少し離れた常万、八栄里付近で強くなっている(図1-4.3)。これは、強風の流れが波打っており、上空のより強い風が降りてくる所で強くなることと関連がある。

清川だしが強い時には、同じ山系の峡谷からも風が吹出し、さらに強くなると鳥海山、月山からも鳥海おろし、月山おろしが吹き始める。また、範囲が広い場合には、秋田県では生保内(林ノナ)だし、新潟県では三面だし、荒川だし、胎内だし、安田だしなどが吹き、清川だしはその典型といえる。

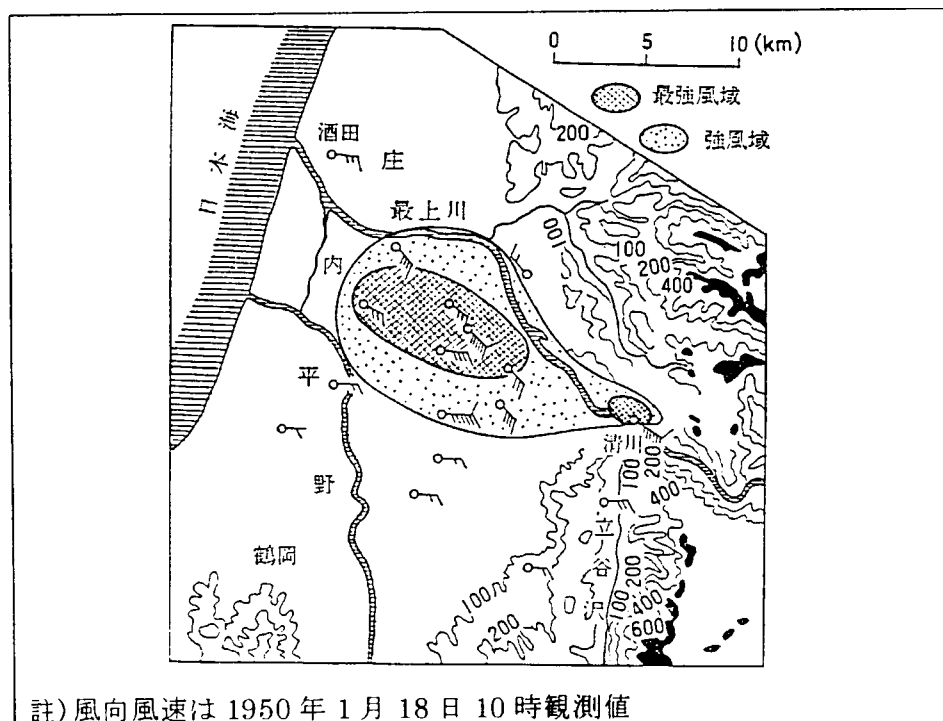


図1-4.3 清川だしの強風地域(吉野,1961)

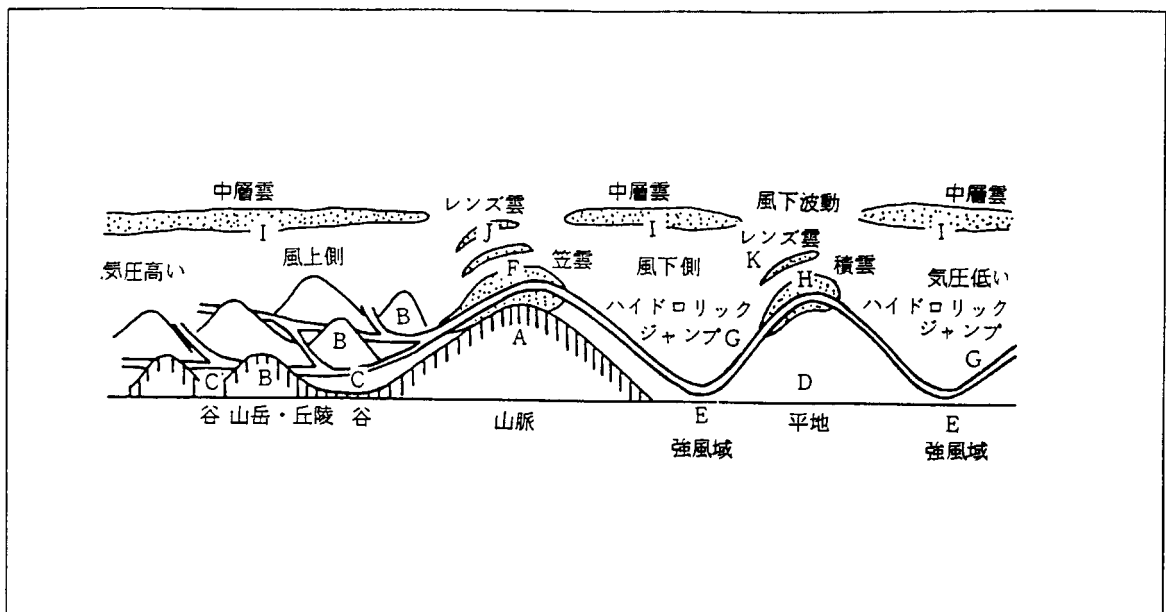
(2) 広戸風

①発生地域

広戸風は、岡山県、鳥取県境の那岐山(1,240m)の南側山麓域で、岡山県勝田郡勝北町、奈義町、勝田町付近の $10 \times 10 \text{ km}^2$ の地域に吹く局地風である。

②発生機構

広戸風は、那岐山の北側の鳥取平野から千代川の谷が那岐山に侵入し、ここで風が収れんし、中国山脈のやや低い鞍部を越えて、吉井川上流の吉野川の平坦地域に下りてくる。また、山頂の上空の風が非常に強い偏北風であり、しかも山頂付近に逆転層があるときに、しばしば笠雲がかかる。広戸風は、山脈の風下波動による風で、風が山の斜面を滑降してきて標高150m程度の平坦地にあたり、その風が跳ね返りハイドロリックジャンプ(水の跳ね返り)風となることが多い。広戸風や後述するやまじ風のおろし風としての地形条件、気象条件の特徴は図1-4.4の通りである。



- A：山頂高度1,200～2,000mの山が並んだ山脈(A)があり、その平均の高さは1,000～1,200m。風下斜面の傾斜は30度と比較的急で、強風は山脈Aの山列に直角に吹く。気圧は風上側で高く、風下側で低い気圧差がある。
- B：山脈Aの風上側は平野ではなく、山岳地帯か丘陵地帯(B)となっている。その平均の高さは数100mであり、そこに谷が入っている。谷は山脈Aに対して直角に走る場合に強くなる。
- C：風上側では、風は山岳地帯Bの中を走る谷(C)の間を吹いてきて、加速されて山脈Aを越える。
- D：風下側は、広い平らな平野か水面(海面、湖面)となっている。
- E：最強風が吹くのは、Eのところで山寄りの部分である。
- G：地表面から跳ね返る気流、いわゆるハイドロリックジャンプ現象が発生する。
- H：山越気流は、風下側で定常波が生じる(風下波動または山岳波動)。

図1-4.4 山越え気流によるおろし風(大谷,1956;吉野,1986;真木,1989)

③気圧配置・季節・風向風速

広戸風は、台風や強い低気圧が四国沖の太平洋上を北東～東に進み、しかも太平洋の高気圧が、日本海から北日本に強く張出すような気圧配置の場合に多く発生する。風は北よりで、風速は強い時には平均風速20～30m/s、過去に50m/sの最大瞬間風速を観測している。

発生時期は9,10月が中心で、発生頻度はそれぞれ31%、30%、8月で16%、7月、11月は8%、7%である。

④強風地域

図1-4.5は広戸風による被害分布図で、被害地域は縦に並んだ特徴がみられる。那岐山上空の気流が風下の地面に吹きおりてから跳ね上がるため、上層風の強弱によって広戸風の強風域は南北に推移する。

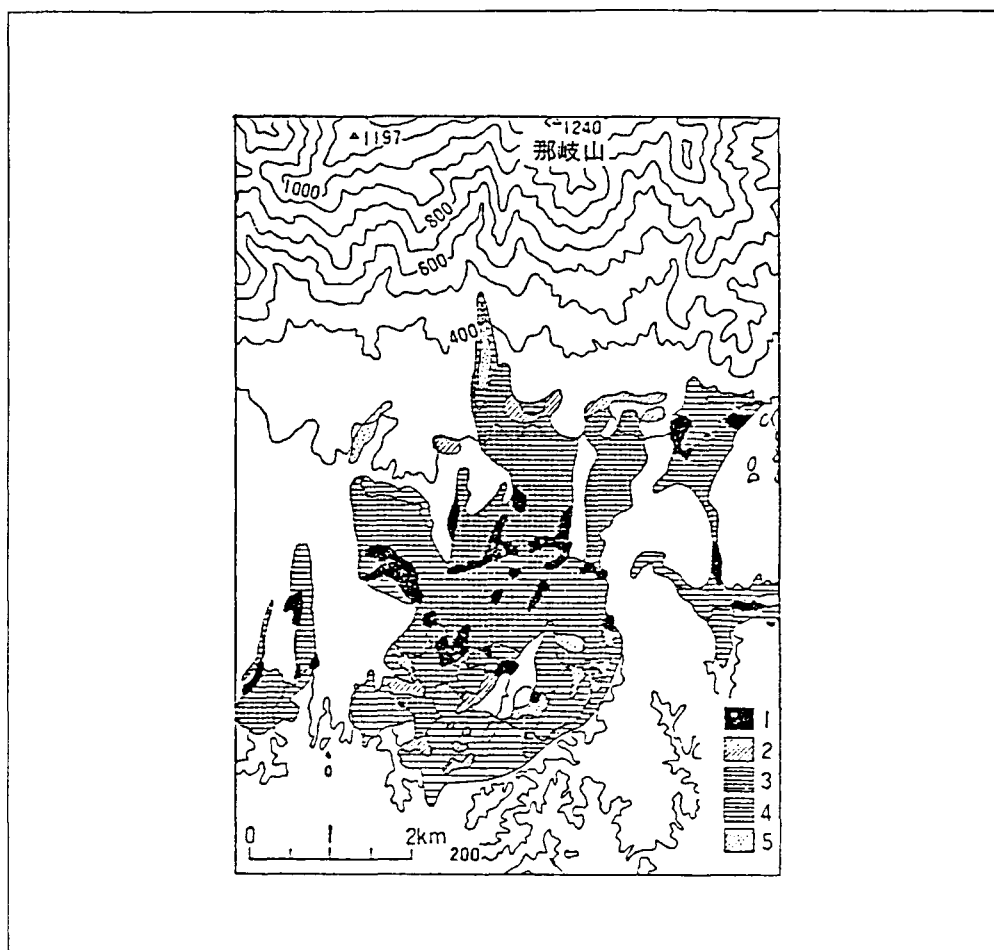


図1-4.5 広戸風による被害分布図(1965年9月17日発生：吉野,1970)

(3) やまじ風

①発生地域

やまじ風は、愛媛県東部の法皇山脈(東赤石山、赤星山、豊受山)の北部山麓一帯の伊予三島市、宇摩郡土居町、川之江市付近で発生する局地風で、強風域の南側の地形は、一定した傾斜角の滑らかな尾根が続き、山脈は東西に走っている(図1-4.6)。

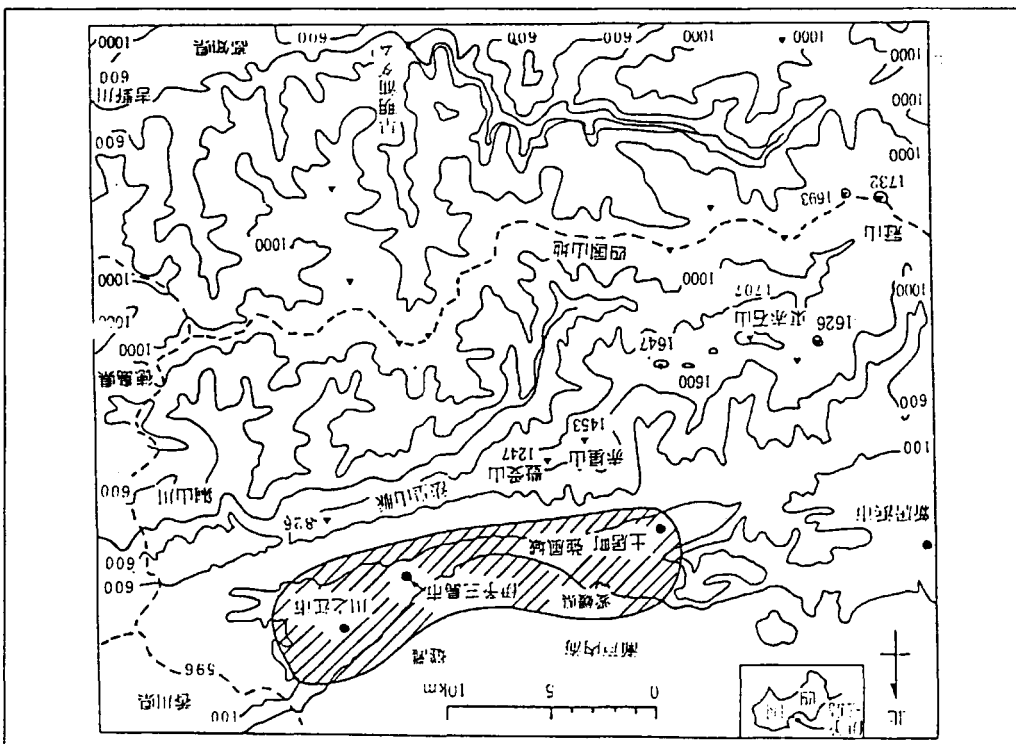


図1-4.6 やまじ風の吹く地域周辺の地形と強風域(真木,1989)

②発生機構

やまじ風は、江戸風とほぼ同様なおろし風であり、山脈の風下波動と考えられる。

③気圧配置・季節・風向風速

やまじ風の発生する期間は2～10月であるが、典型的なものは、9～10月に台風が四国の西～北西を通過して日本海に入るとき、あるいは4～6月に低気圧が朝鮮半島を横切って日本海に入るときに吹く。風向は、南よりである。

④強風地域

やまじ風の最盛期には、山脈の風下波動によって海上数kmに達するが、その北側では弱い北東風が吹いており、多くの場合、循環風系をなしている。
吹き始めは前線性をおびて吹出すので、山麓平野では風向が激しく変わり、風の息がはげしく、砂塵を巻き上げることが多い。

(4) マツボリ風

①地形概況

マツボリ風は、熊本県の阿蘇火山の火口原を北から流れる黒川と南から流れる白川が合流し、外輪山を切って西に向って流れ出る地域(立野)で発生する局地風である(図1-4.7)。

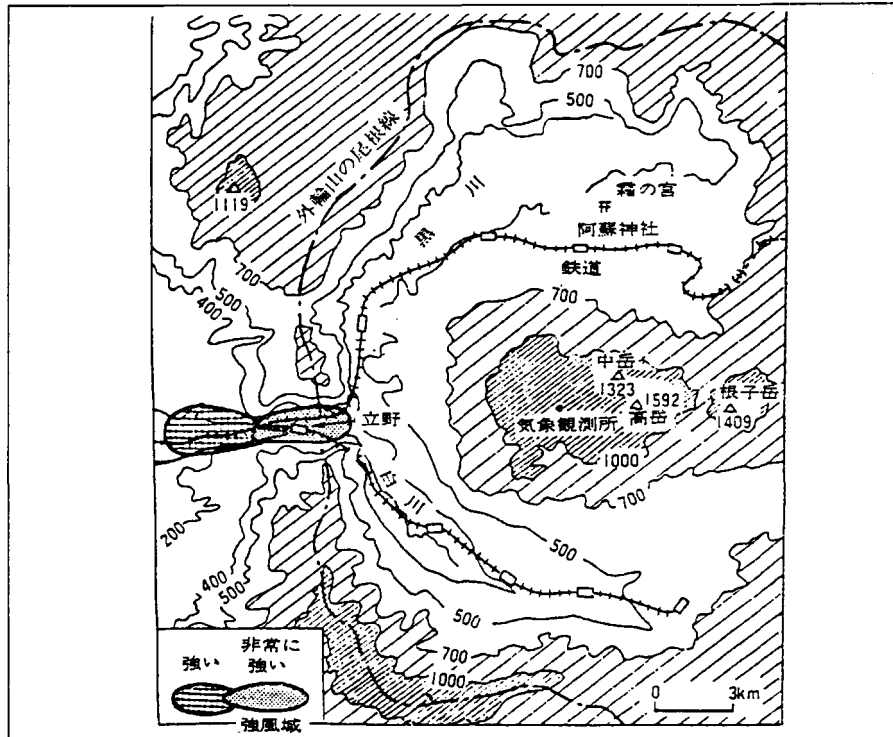


図1-4.7 マツボリ風の吹く地域周辺の地形と強風域(吉野,1961)

②発生機構

マツボリ風は、火口原に形成された冷氣湖から、冷気が夜間外輪山の外に向って吹出すことで生起する。

③気圧配置・季節・風向風速

マツボリ風は、高気圧圏内に阿蘇地方が入った時に、強い風が吹く。1949年11月10日から21日までの間の観測結果(早水、山鹿,1950)によると、特に1日2回、12～16時と19時～24時に風速の極大値が現れて、最大風速は夜間に発生し、立野では19時に10.5m/s、大津では20時3分に7.3m/sであった。昼過ぎの極大値は谷風に似たもので弱く、夜半の風が冷気の流出の大規模なものであると考えられる。

④強風地域

立野の東約1kmの段丘上から西へ約3kmの間が最も風が強いことが推測される。大津付近、その他外輪山の外側斜面にも強風がみられる。また、谷の横断面では、峡谷の谷底より、やや高いところの方が風が強いことが推定される。

(5) 空っ風(赤城おろし他)

①発生地域

空っ風は、関東平野の前橋～筑波山と前橋～東京を結ぶ扇形地形内で吹く、季節風である。

②発生機構

典型的なおろし風(季節風)が吹く時の日本海側から関東平野への風速、気温、湿度の変化によると、風速は日本海側で10m/s程度であったものが、関東平野では10～15m/sと強くなり、湿度は95%以上であったものが、50%以下となることが度々認められる。

空っ風はボラの特徴を有しており、風下山麓域に日射で暖められた地表面や暖かい海面がある場合に強調されるので、昼間に強く、夜間に弱まる。

③気圧配置・季節・風向風速

空っ風は、西高東低の冬型気圧配置下の冬春季12～3月に吹く北西寄りの季節風である。低温で乾燥し、湿度は40%以下で、時には20%近くになることもある。特徴的な空っ風の風速は10～15m/sである。関東地方のおろし風には、山の名前が付いているが、それらの山から吹出すのではなく、単に付近の有名な山の名称を取ったに過ぎない。

④強風地域

群馬県内では、図1-4.8のように強風域が飛び飛びに現れており、はね水現象が顕著である。風下斜面で強風が吹き、さらにその風下では逆向きの弱い風が吹いている。

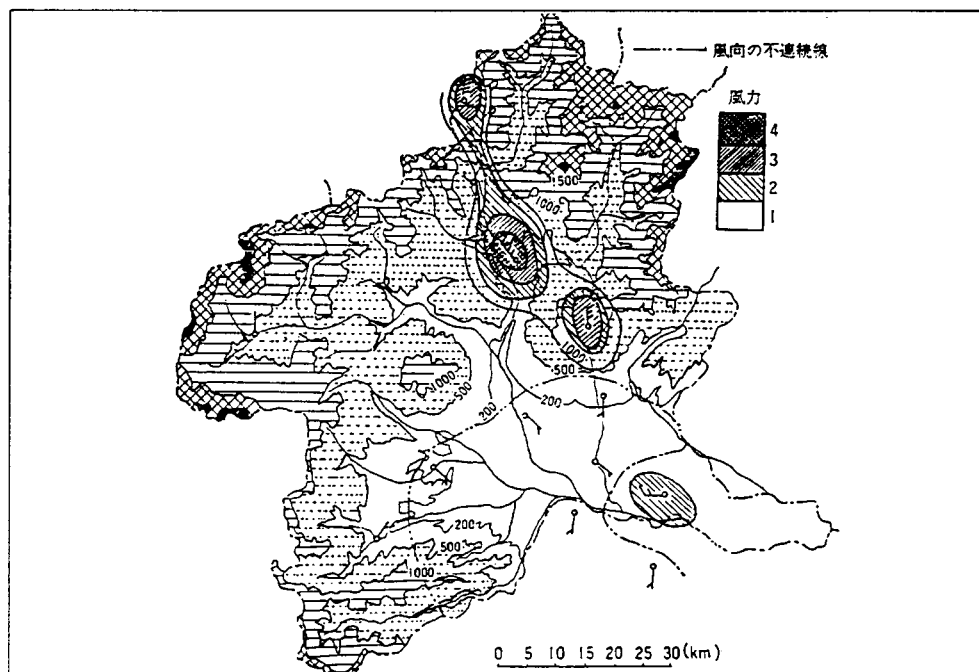


図1-4.8 群馬県内の強風地域(1949年2月14日：Yabuki et al., 1967)

(6) 日高しも風

①発生地域

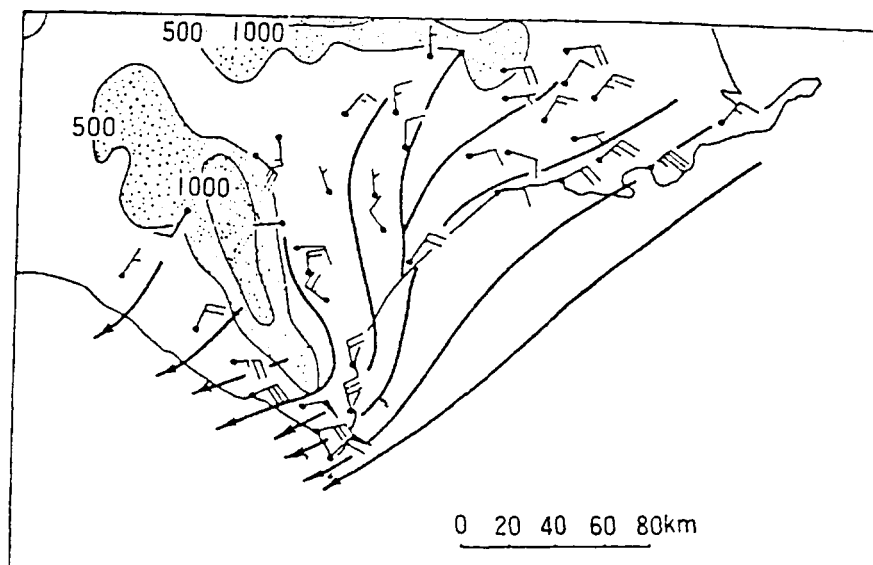
日高しも風は、日高山脈の西側山麓に発生する局地風である。

②発生機構

日高しも風は、東北地方に発達した低気圧があって、一般風として東風が卓越した場合に発生する。

③強風地域

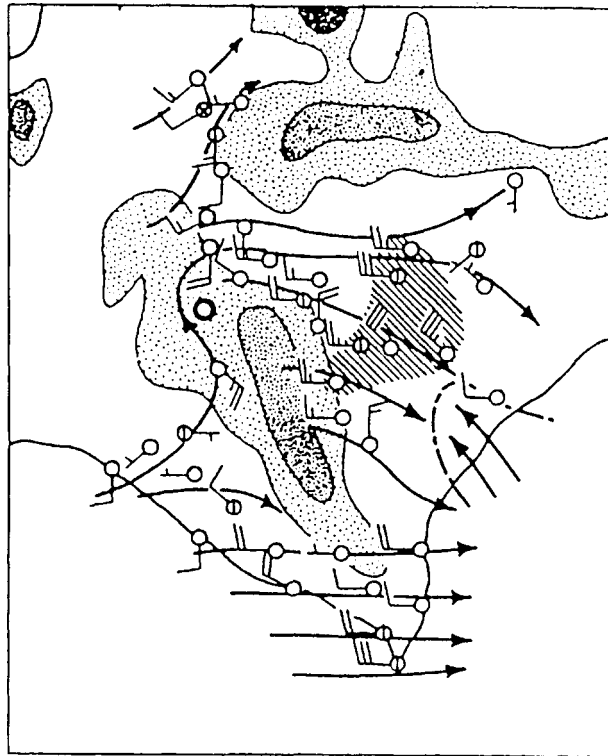
図1-4.9は日高しも風の時の地上風流線をみたもので、日高山脈南端で気流が高気圧性に曲がりながら収束している様子がみられる。親潮上で涵養された下層の冷湿気流が南北に突き出た日高山脈に吹き付けるため、ショルダー効果が強く作用する。特に、襟裳岬では風力12(32.7m/s以上)の北東の強風となっている。襟裳岬ではこのような機構で東風系の強風となるが、西風系での強風は単に突出した地形による気流の水平収束で起こるものである。襟裳岬での強風は、東風系では下層寒気という安定成層時に強風となり、西風系の風では大気成層が不安定な時に対流によって上空の強い風が降りてきて強風となる。冬季、氷点下の強い寒気が西風となって吹き付けた時、海面水温で暖められて効果的に不安定となって局所的に暴風雪となるのが西風系の典型である。



気象庁区内観測所の資料による。矢羽根の短い1本は風力1、長い1本は風力2を示し、この時えりも岬は風力12(風速32.7m/s以上の強風)であった。

図1-4.9 日高しも風時の地上風の流線(1958年9月27日09時：荒川,1975)

また、西風系の気流が日高山脈に吹き付けた場合にも、ショルダー効果が作用し、図1-4.10のように風上からみて山脈の左端を迂回する風が強まり、十勝平野北部の畑作地帯で北西の強風となる。東風系ほど頻度は多くないが、春の寒冷前線通過後に起こることが多く、乾燥した強風は播種後の畑作地帯に被害をもたらす十勝風と呼ばれる。



斜線部は風害域を、点彩域は山岳部を示す。

図1.4-10 西風系の強風による十勝のフェーン時の流線図(1963年5月26日09時：荒川,1975)

(7) 肱川あらし

①発生地域

肱川あらしは、愛媛県を流れる肱川の下流の長浜町付近に発生する局地風である。

②発生機構

肱川あらしは、盆地から流出した冷気流が地形により強化した陸風である。図1-4.11は1981年11月19日に発生した肱川あらし発現域の地形と当時の気象観測値を示したものである。夜間、大洲盆地で放射冷却により発生した霧を伴った冷気は重力の作用により下流に向かい、白滝橋付近までの風速は2m/s程であるが、これより下流の峡谷では気流が収束し加速され、河口の長浜大橋では11m/sの強風となり海上に流出し発散している。海水温と長浜の気温差が13.4℃もあり、このため蒸気霧が発生し沖合4kmぐらいいにかけて高さ50m程の霧層が扇状に広がっている。

③気圧配置・季節・風向風速

肱川あらしは、高気圧圏内で発生し、放射霧や蒸気霧を伴うあらしは11～12月が多く、強風は17m/sにもなることがある。また、初夏にも発生していて、1978年6月12日に神戸海洋気象台の春風丸が長浜沖1kmにおいて10m/s近い風を記録している。

④強風地域

肱川に沿った河口付近に限られる。

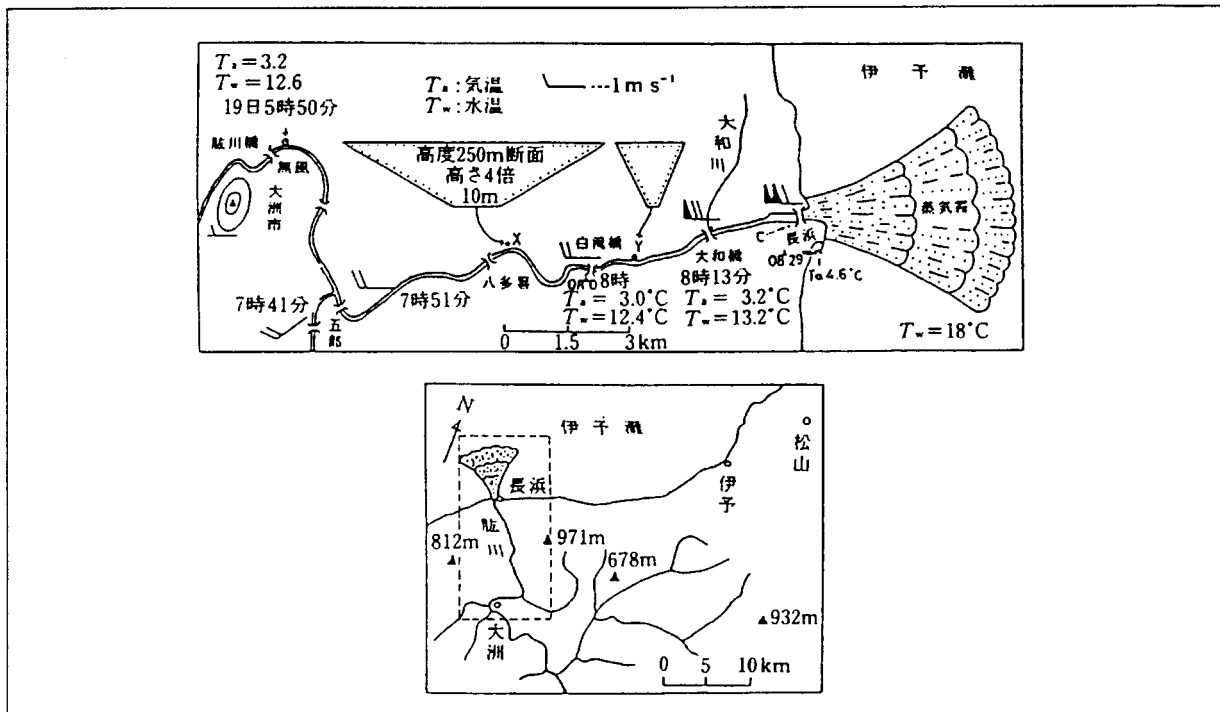


図1.4-11 肱川あらしの発現域と1981年11月19日の気象状況(中田,1982)

付属資料 1 - 5

微小・小地形周りの風の変動(特に乱れ)に関する既往知見

付属資料1-5 微小・小地形周りの風の変動(特に乱れ)に関する既往知見

(1) 斜面の風

風洞実験より求めた斜面、崖付近の気流の模様を図1-5.1に示す。崖あるいは傾斜地が1:1、2:1及び4:1の斜面上では風速が増加するが、風速が10%以上大きくなる範囲は斜面高Hの3倍以内に限られる。崖の直上では風速増強率が1.8となって大きい。風速の影響範囲は高さの10倍位まで及んでいる。傾斜角が45°以下の斜面では、傾斜角の大きさは風速の増加に対してあまり影響がない。斜面の肩で気流が剥離するために、斜面のすぐ上の地面近くでは風速は弱く、乱れは大きくなっている。

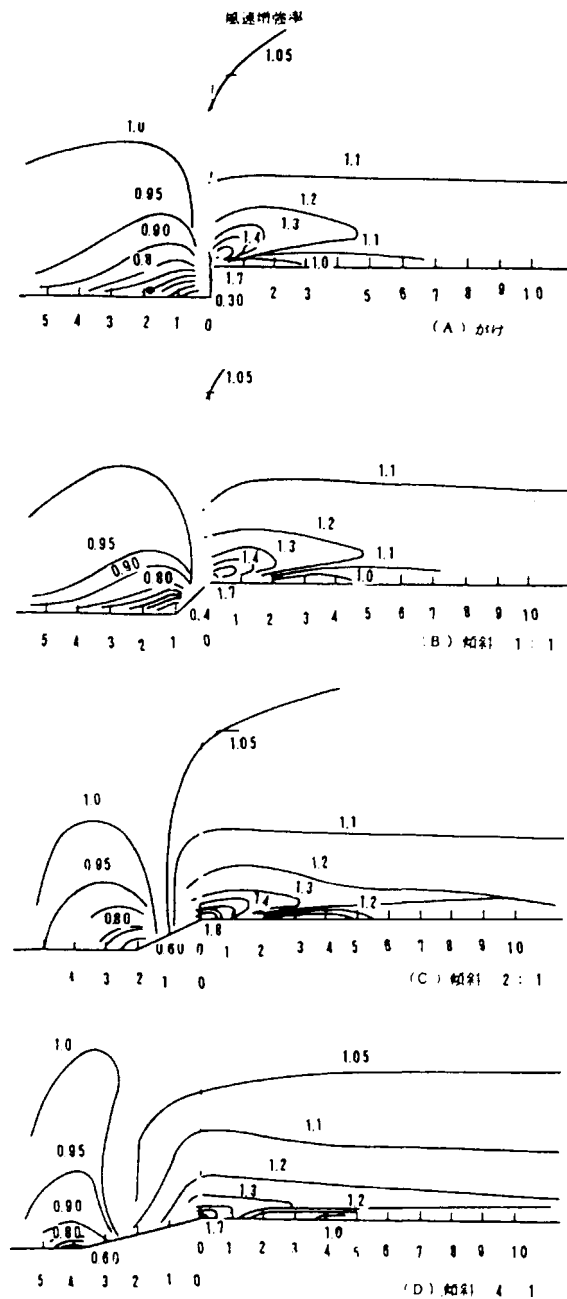


図1-5.1 崖・斜面周りの風速増加率パターン(Bouen and Lindley,1977)

(2) 盛土の風(連続的に連なる堤防状地形を吹く風)

長く続く道路上で、風向きが道路横断方向にある時は、気流は道路を越える。その際、盛土路面上の低い位置で、風の強い部分が生じる。塩谷・村田(1963)が東海道新幹線の盛土(高さ7.85m)の上で観測した結果からも同様な傾向がみられ、盛土上では周囲の平地上の同高度での約1.2倍の風が吹いていることが得られた。これは平地上1.5mの風と比較すると1.4倍～1.5倍にもなっている(図1-5.2)。風は盛土上では収束を受けて平地上の風速より大きくなる。この風速比の等値線は、風上側で盛土の影響のない基準点において高さ1.5mの風速を $u(0, 1.5)$ を基準点とし、盛土付近の x 地点で高さ h の風速 $u(x, h)$ と基準値との比で表されている。

図1-5.3は同じ盛土の1/100の模型を用いた風洞実験の結果を示す。風速の等値線を画くにあたって、盛土付近の x 地点で高さ h の風速 $u(x, h)$ と基準点における同じ高さの風速 $u(0, h)$ との比、すなわち風速増加率が用いられている。

2つの図の表現方法は異なるが、両図より地面近くの風速は盛土に近づくとも弱くなり、風上側盛土の法尻でもっとも減少するが、法面を上昇するにつれて速度を増し、法肩で最大となり、ここで気流は剥離をする。従って、風上側盛土の地面のすぐ近くでは風速が弱く、乱れは大きい。剥離線の上では風速の増加率が大きく、盛土上では平地の風の1.4～1.5倍になっている。同時に風が数度上向きになっている。盛土の風下側では地面近くは後流域になり、風速は弱く乱れは非常に大きい。空気の流れの模様を図1-5.4に示し、盛土、切土周りの気流の状態を模式的に示すと図1-5.5のようになる。

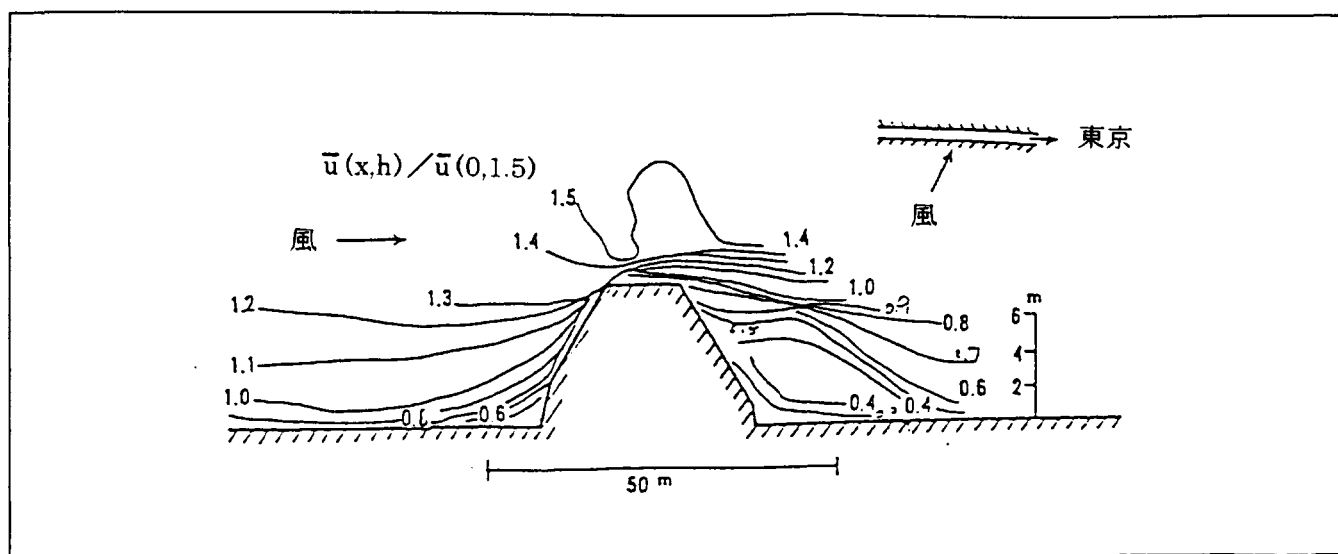


図1-5.2 新幹線盛土周りの風の増速率(塩谷・村田,1963)

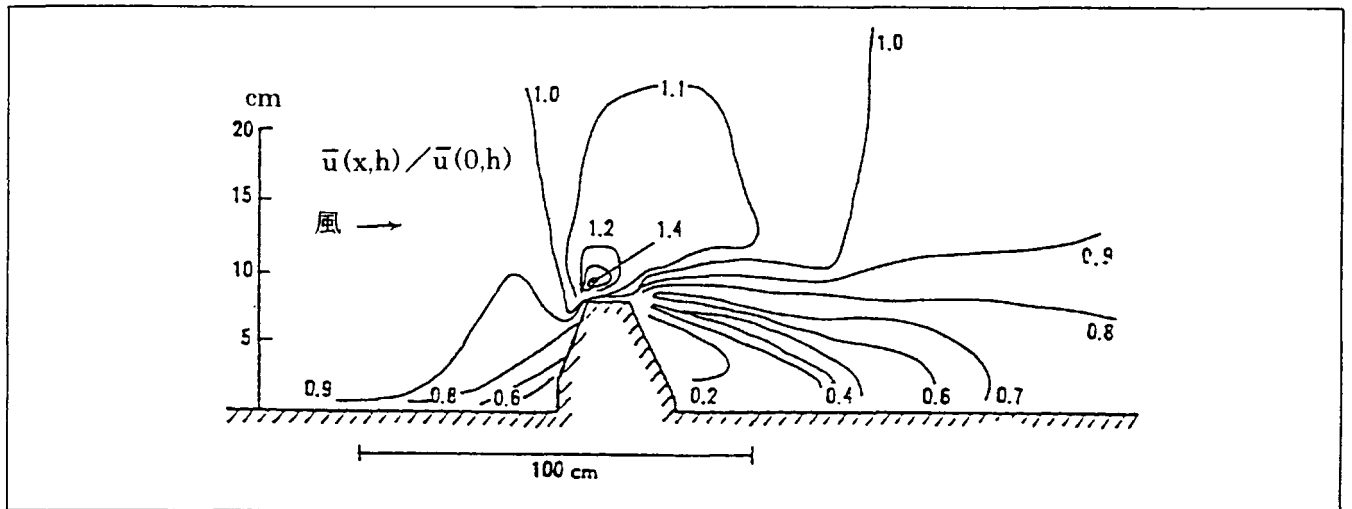


図1-5.3 新幹線盛土模型周りの風の増速率(塩谷・村田,1963)

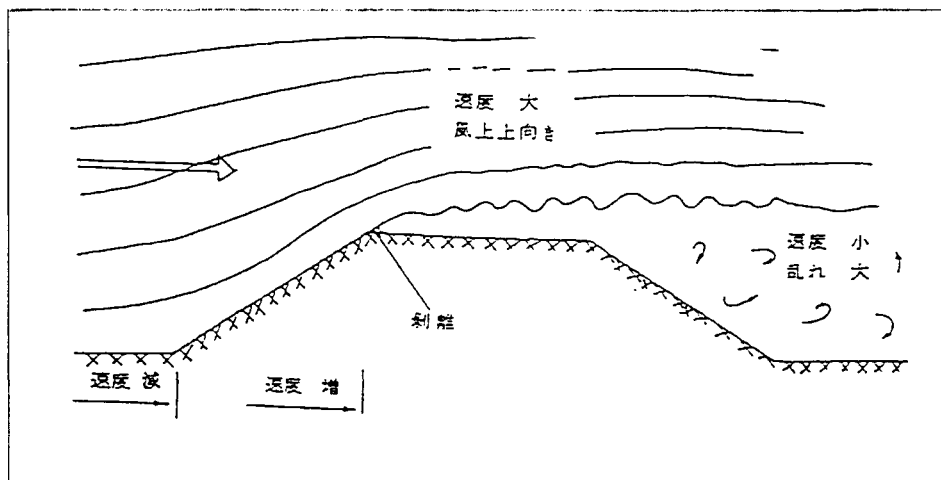


図1-5.4 盛土近傍の風分布の模式図(高速道路調査会,1980)

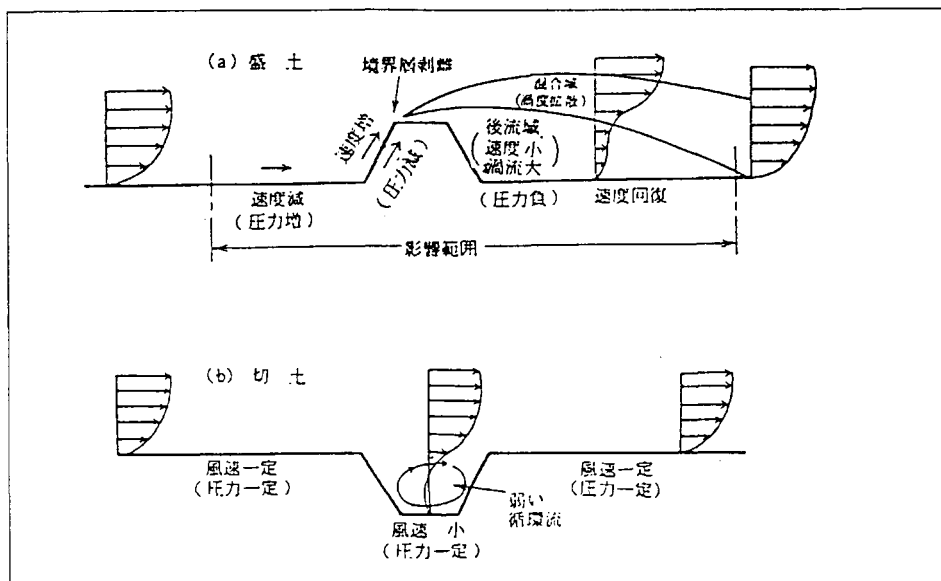


図1-5.5 切土・盛土周りの気流の状態(塩谷・林田,1959)

(3)橋梁の風

海岸線に沿う長さ200m程度と同じ橋梁上であっても周囲地形により大きな風速差を示した例である。

①測定地点

北陸道に架かる五郎太谷川橋（長さ228m）は名立大町トンネルの東側にあり、南北に通る深い谷を跨ぐ(図1-5.6)。冬季季節風を直接受ける地点をA地点、トンネルに近く尾根がせり出している地点をB地点として測定を行った例である。

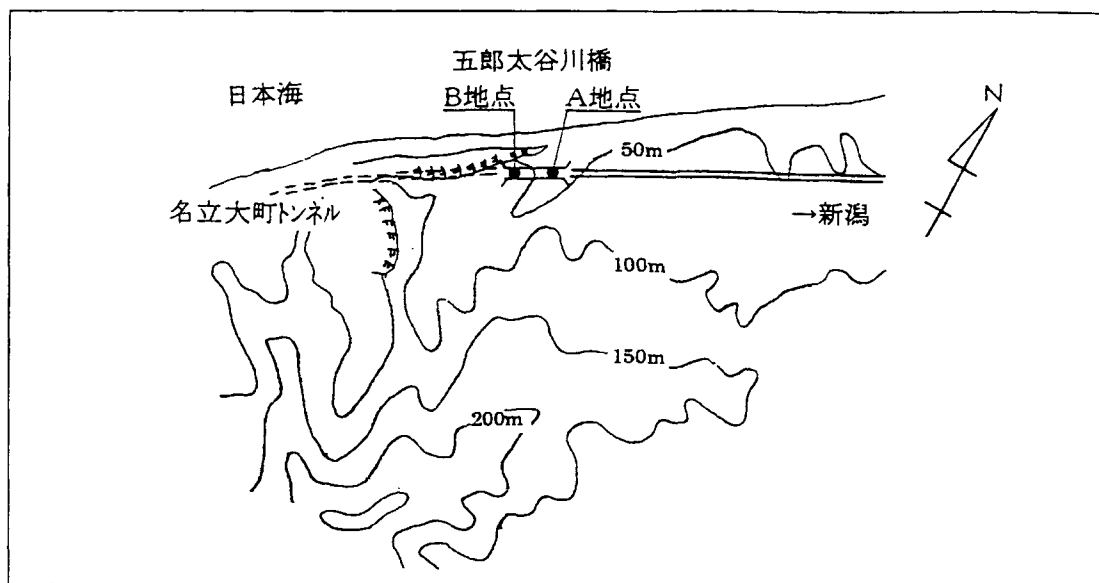


図1-5.6 風況観測地点位置図

②出現状況

風速10m/s以上の出現率はA地点で10%以上を占めたのに対して、B地点は0.6%に過ぎなかった(表1-5.1)。しかし、強い風の出現の少ないB地点でも瞬間風速では、20m/sを上回る強風が吹いている。

表1-5.1 橋梁の場所の違いによる風況の相異

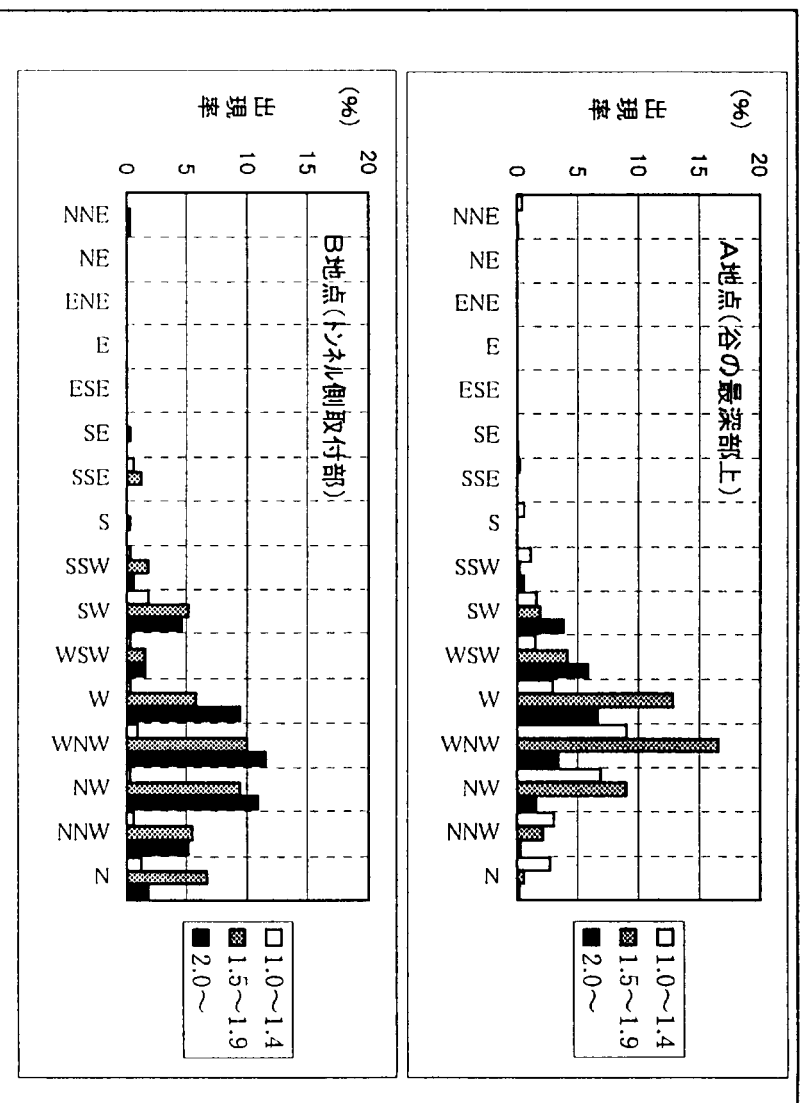
項 目	五郎太谷川橋A	五郎太谷川橋B
測 定 位 置	谷の最深部上	トンネル側取付部
10m/s以上の出現率	10.1%	0.6%
15m/s以上の出現率	0.7%	0.0%
最大風速(m/s)	18.0	14.7
(その風向)	(WNW)	(WNW)
最大瞬間風速(m/s)	33.1	23.7
(その風向)	(WSW)	(NW)

(観測期間:昭和62年11月15日～3月16日, 日本道路公団, 1988)

両地点の風速出現状況を突風率で比較するため、ここでは突風率を1.0～1.4、1.5～1.9及び2.0以上の3つの階級に区分し、橋梁上の2地点の変動状況を比較した(図1-5.7)。

深い谷の中央部に位置する地点Aでは、突風率が1.5～1.9の階級を表すことが最も多い。また、地形上開放される方向(西北西～北風)では、突風率が1.4以下となる傾向が認められる。一方、尾根につながる方向にあたる西風は突風率が大きくなり2.0以上の出現頻度が高まっている。

尾根により近いB地点では、尾根が障害物となって風が遮られるため、平均的には風は弱くなるが、突風率では2.0を超える出現が多いことから地形の影響による乱流強度の大きいことがうかがえる。



註)突風率を1.0～1.4、1.5～1.9、2.0以上の3種に区分した場合の2点間の出現状況
 上段: 五郎太谷川橋A、下段: 五郎太谷川橋B

図1-5.7 風況観測地点の違いによる突風率出現状況の相異(日本道路公団,1988)

(4) 河口付近の風

河口に近い市街地での風の出現状況を、突風率および乱れの強さを用いて解析した例を示す。

① 測定地点

測定地点は、新潟市街地内を流れる信濃川の河口に近いところに位置する橋梁予定地であり、冬期季節風などによる強風が吹送しやすい地点である(図1-5.8)。

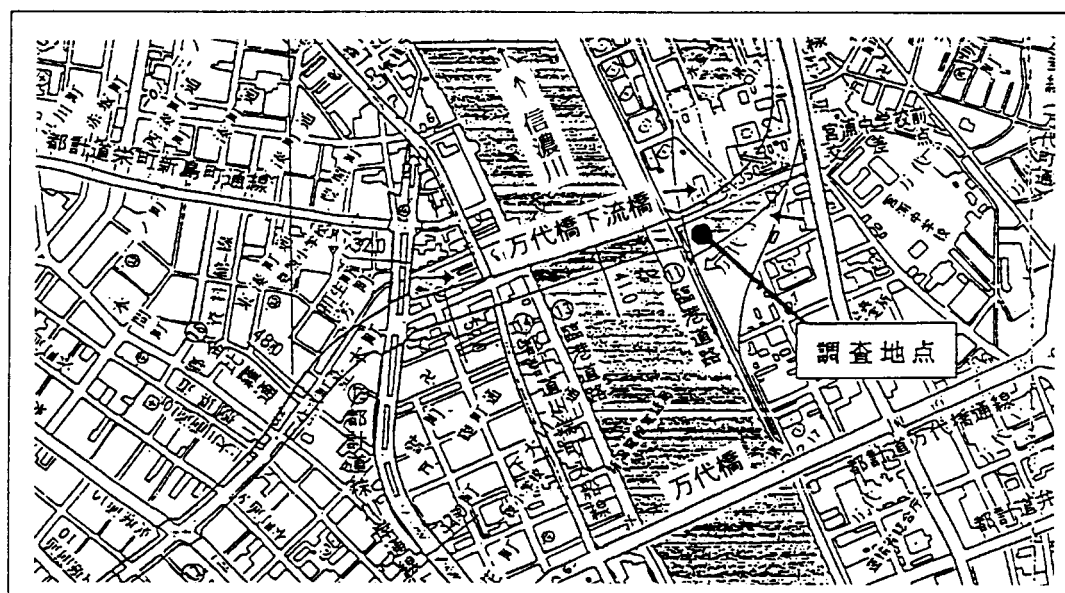


図1-5.8 風況観測地点位置図

② 出現状況

観測地点の年間の風況を統計値で示すと表1-5.2の通りとなり、年平均の風速は3.3m/s、最多風向はSSWであった。風は季節風の影響を受け12月～2月の冬期間で強い。年間を通して信濃川に沿って吹く北北東および南南西の出現が多いが、この風は比較的弱く、冬季の北西を中心とした風は、風速5m/s以上と強くなる。図1-5.9には夏季及び冬季の風配図の例を示した。

表1-5.2 風向・風速の月別統計値(1993年4月～1994年3月)

項目	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
風速	3.9	4.5	3.5	3.6	3.0	2.8	2.7	2.7	2.7	3.1	3.2	4.1
最大	11.3	11.0	9.5	10.9	9.4	8.1	9.5	10.9	11.9	11.0	10.0	12.2
最多	SSW	SSW	SSW	SSW	SSW	NNE	NNE	NNE	SSW	SSW	SSW	SSW
第2	NW	NW	NNW	WSW	NNE	SSW	S	SSW	NNE	S	S	NW
第3	NNW	NNW	NW	NNE	S	SSE	SW	SSE	S	SSE	NNW	NNW

註) 風速: 月平均風速(単位 m/s)、最大: 月最大風速(単位 m/s)、最多: 最多出現風向

第2: 第2番目に出現が多い風向、第3: 第3番目に出現が多い風向。風向は推定値を含む。

(建設省北陸地方建設局, 1994)

風速階級別の突風率を算出して表1-5.3に示した。平均風速2.5～12.4m/sの場合の平均突風率は1.72～1.77であり、12.5m/s以上では1.62であった。風向別では信濃川の川筋にあたる北北東で1.62、南西で1.73と他の風向と比べ低く、風の弱い場合やビル群の影響を受けていると考えられる西方向の突風率は2を超える傾向にある。

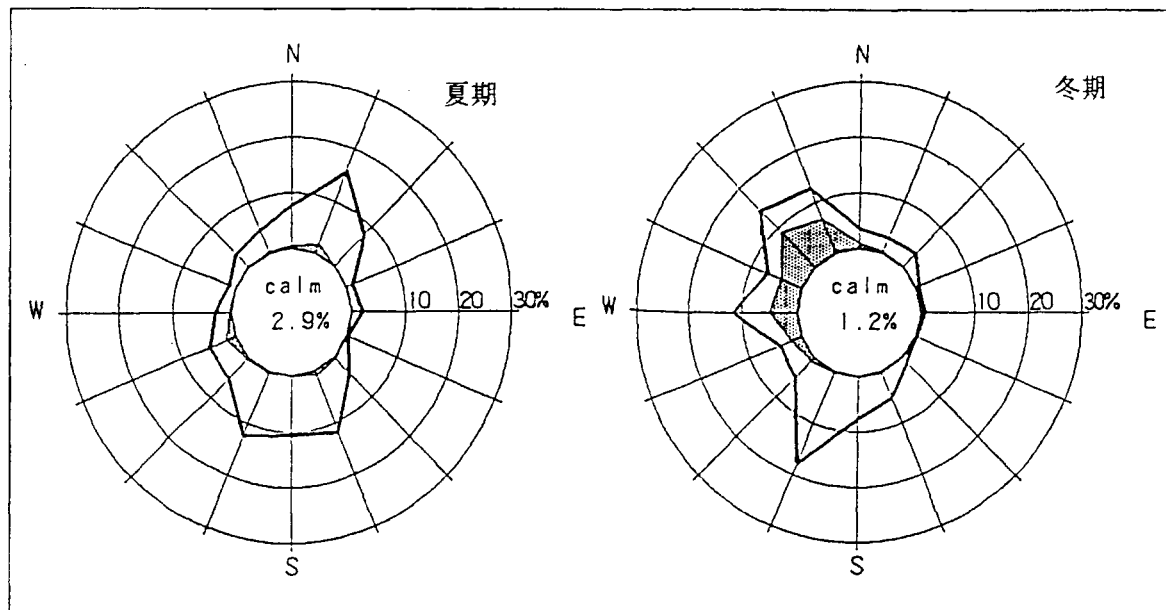


図1-5.9 夏季及び冬季の風配図(建設省北陸地方建設局,1994)

表1-5.3 風速階級別・風向別の突風率に係る統計値(建設省北陸地方建設局,1994)

地 点 : 万代橋下流橋(15m)

統計期間 : '93/ 3/ 1 - '94/ 3/31

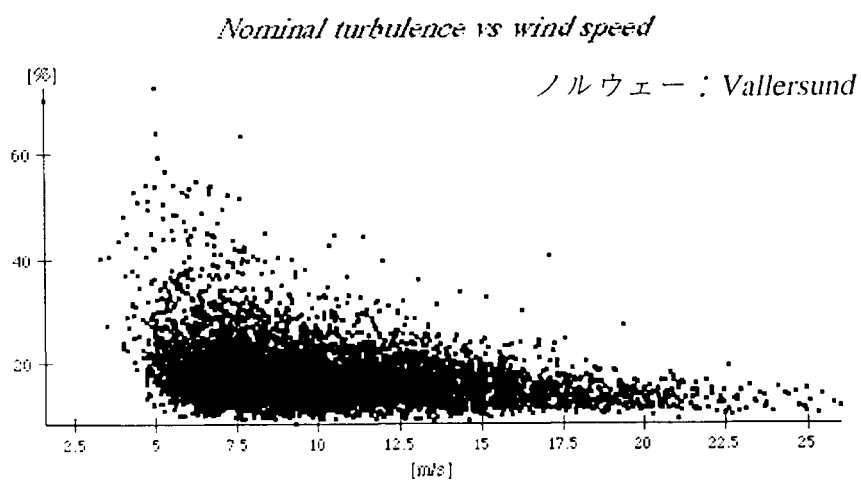
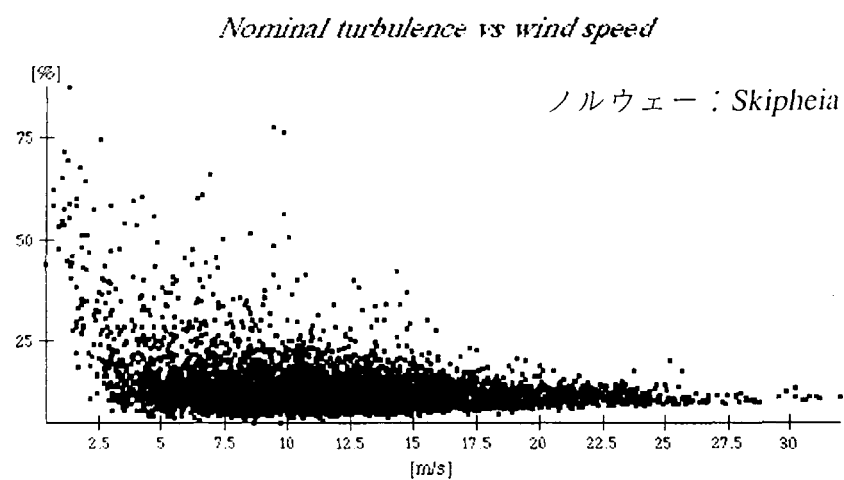
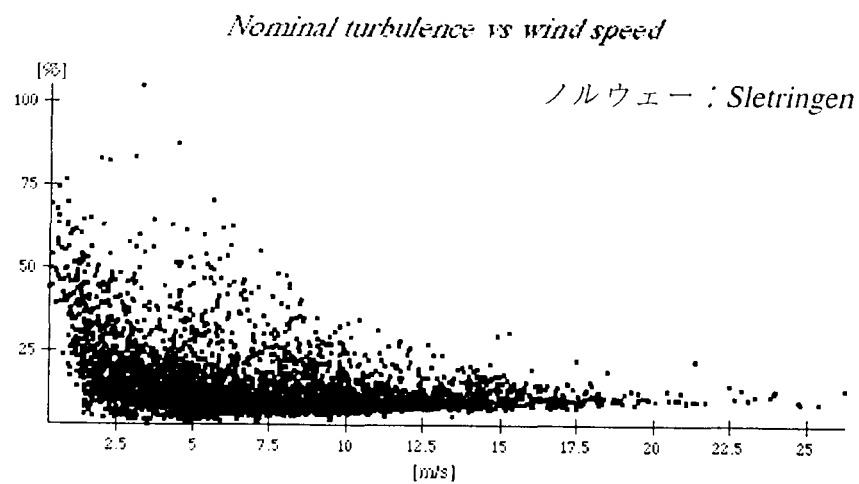
Classification	Term	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NW	N	TOTAL
0.3 - 2.4 m/s	MEAN	2.00	2.24	2.54	2.77	2.71	2.43	2.43	2.37	2.20	2.00	2.31	2.51	2.43	2.37	2.37	2.19	2.30
	S.D.	0.65	0.78	0.88	0.91	0.83	0.78	0.72	0.64	0.63	0.62	0.78	0.74	0.99	0.78	0.80	0.79	0.75
	Upper	2.65	3.01	3.42	3.68	3.55	3.21	3.15	3.01	2.83	2.62	3.09	3.25	3.42	3.15	3.17	2.98	3.05
	Lower	1.35	1.46	1.67	1.86	1.88	1.65	1.70	1.73	1.57	1.37	1.53	1.77	1.45	1.58	1.56	1.40	1.54
	Num.	1561	991	751	559	945	1450	1290	2329	3342	2198	656	474	488	438	483	971	18966
2.5 - 4.9 m/s	MEAN	1.48	1.66	1.77	1.85	1.91	1.94	1.89	1.91	1.72	1.58	1.84	1.92	1.86	1.77	1.81	1.67	1.74
	S.D.	0.18	0.16	0.17	0.24	0.18	0.20	0.19	0.20	0.21	0.19	0.24	0.24	0.24	0.21	0.23	0.21	0.25
	Upper	1.66	1.81	1.94	2.09	2.09	2.14	2.07	2.12	1.93	1.78	2.07	2.16	2.09	1.99	2.05	1.88	1.99
	Lower	1.31	1.50	1.60	1.62	1.72	1.74	1.70	1.71	1.52	1.39	1.60	1.67	1.62	1.56	1.58	1.45	1.48
	Num.	3625	759	270	65	90	853	2082	1516	3482	3484	1436	1795	2186	1386	1124	1522	25675
5.0 - 7.4 m/s	MEAN	1.47	1.58	1.64		2.08	1.95	1.89	1.92	1.77	1.59	1.82	1.91	1.84	1.74	1.75	1.62	1.76
	S.D.	0.15	0.11	0.00		0.00	0.16	0.17	0.13	0.33	0.16	0.19	0.20	0.17	0.15	0.14	0.14	0.21
	Upper	1.62	1.69	1.64		2.08	2.11	2.06	2.06	2.10	1.75	2.01	2.11	2.01	1.89	1.89	1.76	1.97
	Lower	1.32	1.46	1.64		2.08	1.79	1.72	1.79	1.43	1.63	1.71	1.67	1.60	1.61	1.60	1.48	1.54
	Num.	658	69	1		1	348	317	11	51	565	879	896	1415	1259	745	795	8010
7.5 - 9.9 m/s	MEAN	1.54	1.60			1.78	1.90	1.99		1.74	1.65	1.85	1.90	1.84	1.76	1.75	1.61	1.77
	S.D.	0.08	0.01			0.05	0.18	0.18		0.09	0.14	0.15	0.15	0.16	0.12	0.11	0.11	0.17
	Upper	1.62	1.61			1.83	2.07	2.16		1.83	1.79	2.00	2.05	2.00	1.88	1.87	1.71	1.94
	Lower	1.45	1.59			1.72	1.72	1.81		1.65	1.51	1.70	1.75	1.68	1.64	1.64	1.50	1.60
	Num.	92	2			2	55	20		6	87	234	120	584	611	142	245	2200
10.0 - 12.4 m/s	MEAN	1.50									1.61	1.82	1.92	1.76	1.72	1.73	1.62	1.72
	S.D.	0.08									0.06	0.16	0.00	0.14	0.12	0.11	0.10	0.14
	Upper	1.58									1.67	1.98	1.92	1.90	1.84	1.84	1.72	1.86
	Lower	1.42									1.56	1.66	1.92	1.62	1.60	1.62	1.53	1.58
	Num.	2									9	21	1	58	77	25	35	228
12.5 - 14.9 m/s	MEAN											1.78					1.55	1.62
	S.D.											0.00					0.02	0.11
	Upper											1.78					1.56	1.73
	Lower											1.78					1.53	1.51
	Num.											1					2	3
15.0 - m/s	MEAN																	
	S.D.																	
	Upper																	
	Lower																	
	Num.																	
TOTAL	MEAN	1.62	1.97	2.34	2.67	2.64	2.20	2.07	2.19	1.95	1.73	1.93	2.00	1.91	1.83	1.90	1.80	1.93
	S.D.	0.43	0.85	0.83	0.91	0.83	0.64	0.52	0.56	0.52	0.44	0.45	0.41	0.41	0.37	0.46	0.50	0.55
	Upper	2.05	2.82	3.17	3.58	3.47	2.84	2.59	2.75	2.48	2.17	2.38	2.41	2.32	2.20	2.35	2.30	2.48
	Lower	1.19	1.31	1.51	1.77	1.81	1.57	1.56	1.63	1.43	1.29	1.48	1.59	1.49	1.46	1.44	1.29	1.38
	Num.	5938	1821	1022	624	1038	2706	3709	3856	6881	6343	3267	3286	4731	3771	2519	3570	55082

MEAN : 平均突風率
 Upper : 平均値 + 標準偏差
 Lower : 平均値 - 標準偏差
 Num. : データ数

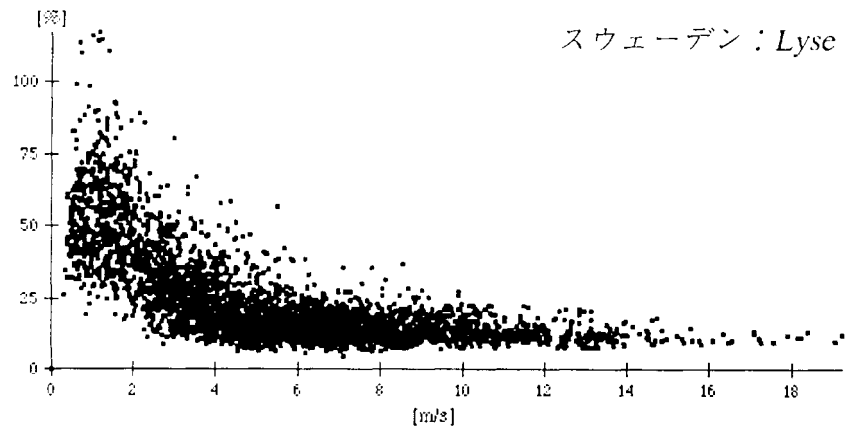
付属資料 1 - 6

ヨーロッパにおける地点別の風速と乱流強度の関係図

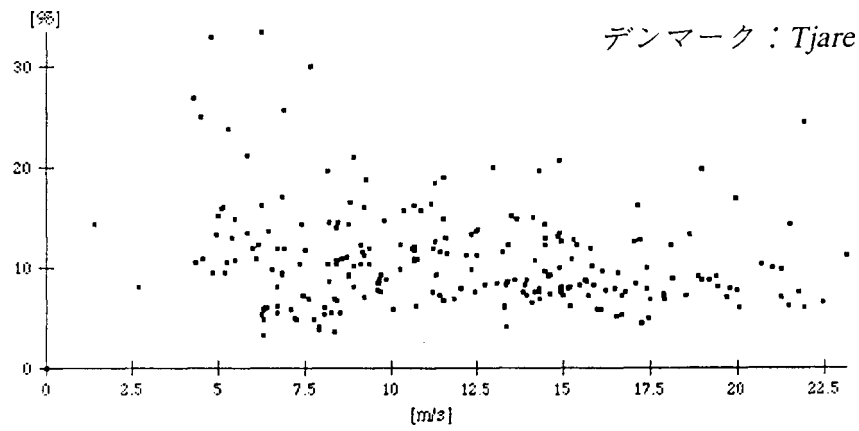
付属資料 1-6 ヨーロッパにおける平均風速と乱流強度の関係



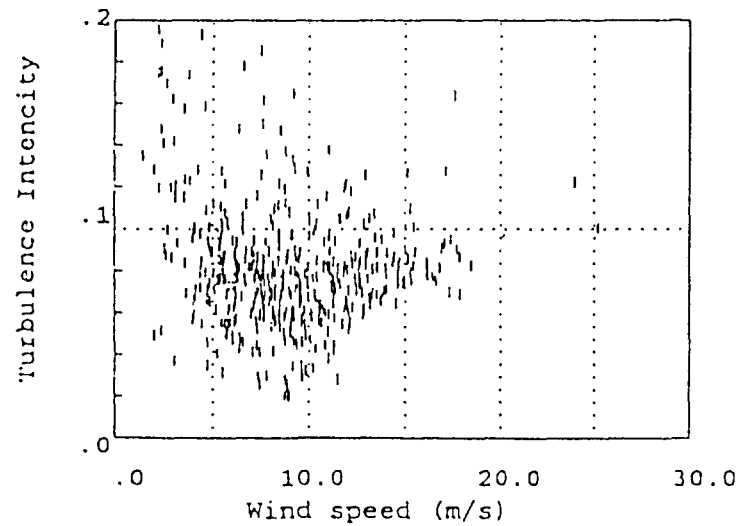
Nominal turbulence vs wind speed



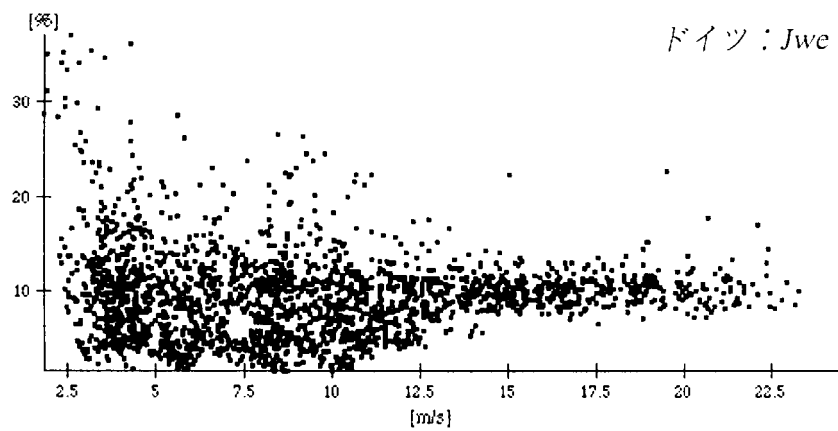
Nominal turbulence vs wind speed



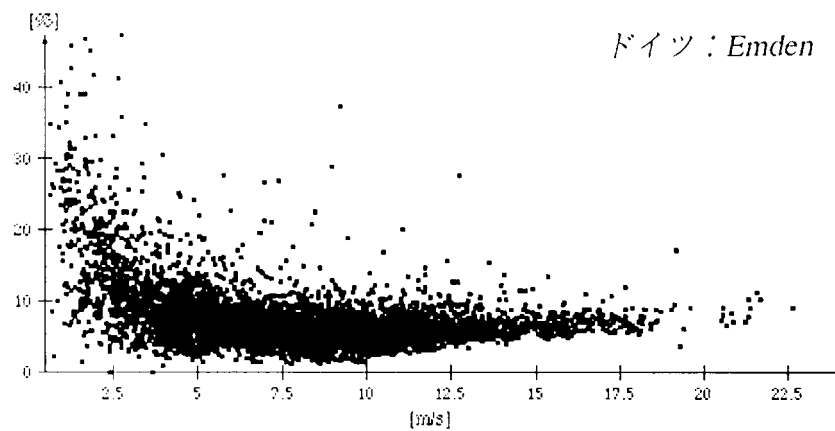
デンマーク : Vindeby



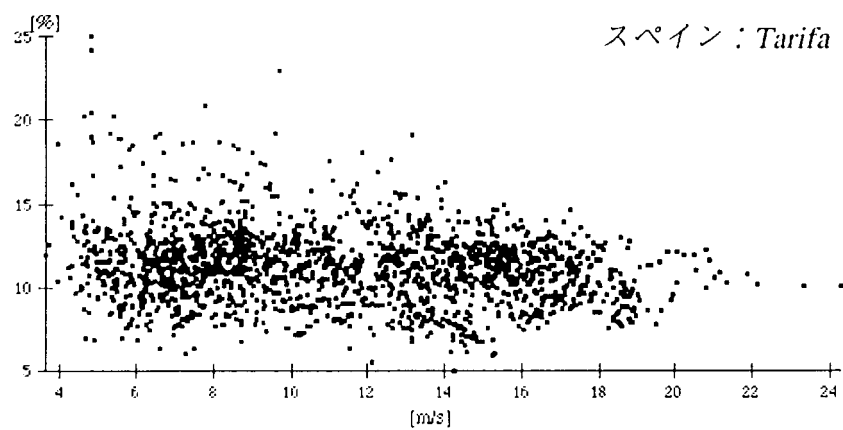
Nominal turbulence vs wind speed



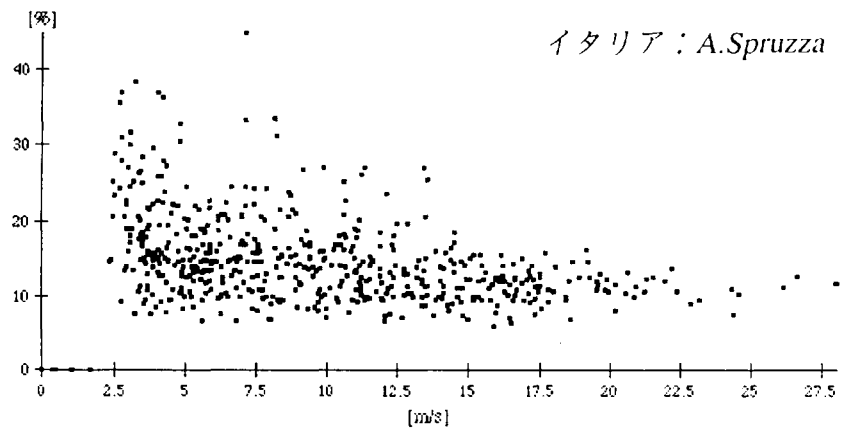
Nominal turbulence vs wind speed



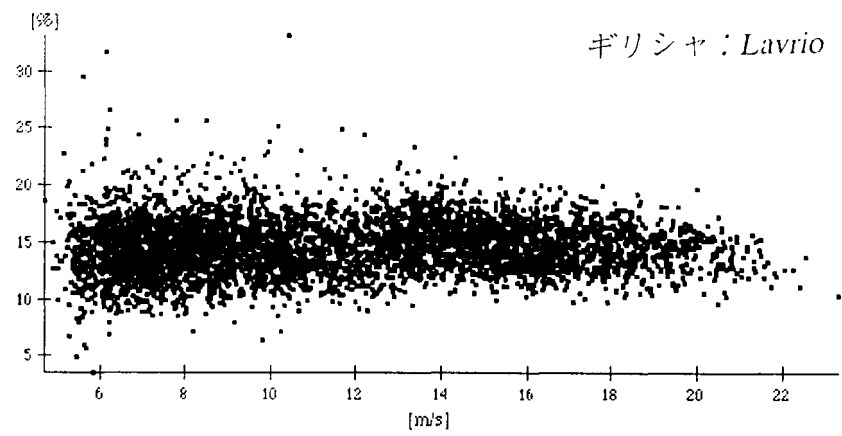
Nominal turbulence vs wind speed



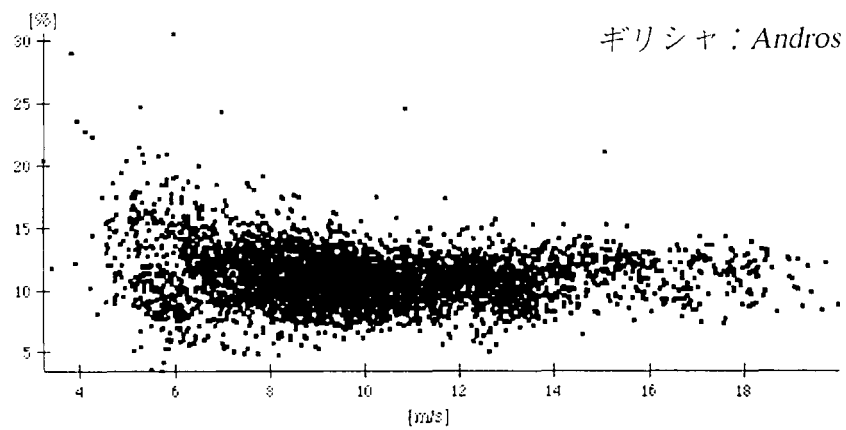
Nominal turbulence vs wind speed



Nominal turbulence vs wind speed

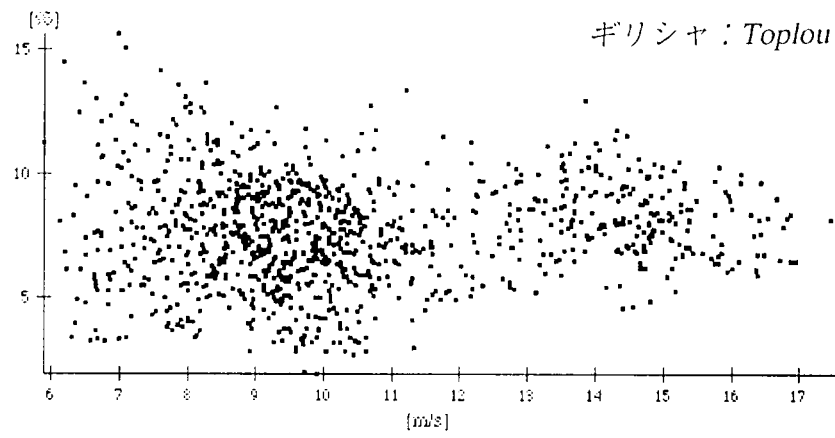


Nominal turbulence vs wind speed



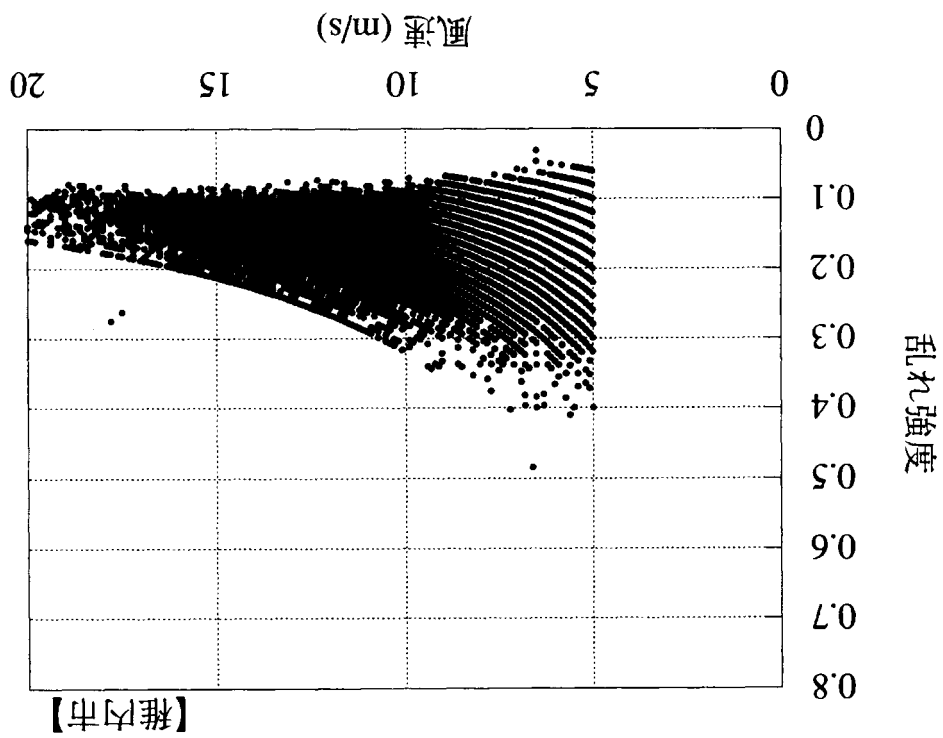
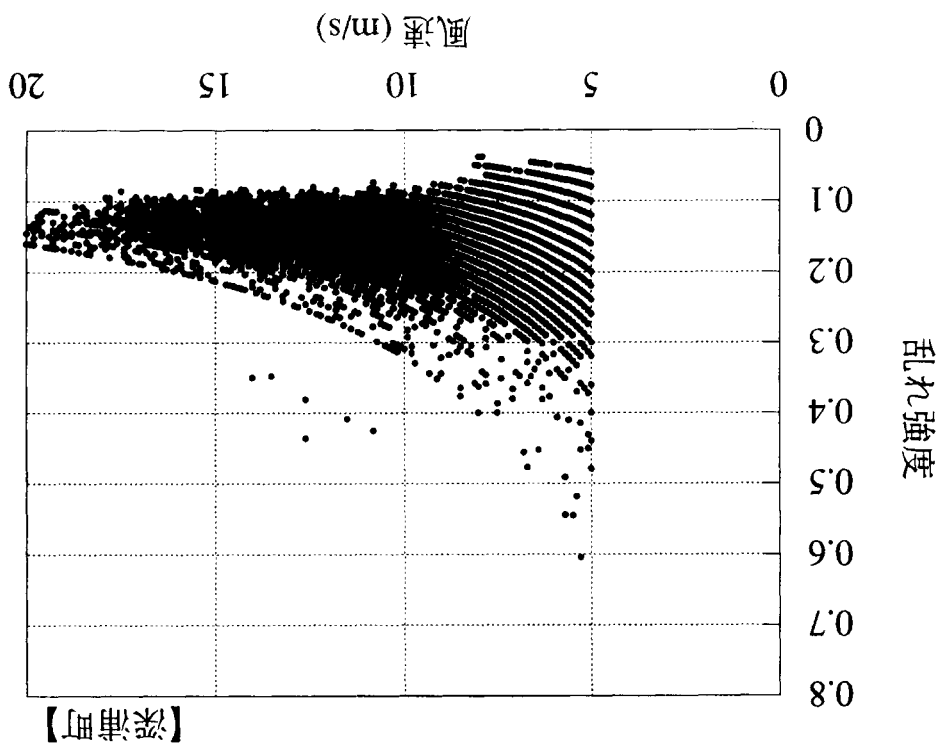
Nominal turbulence vs wind speed

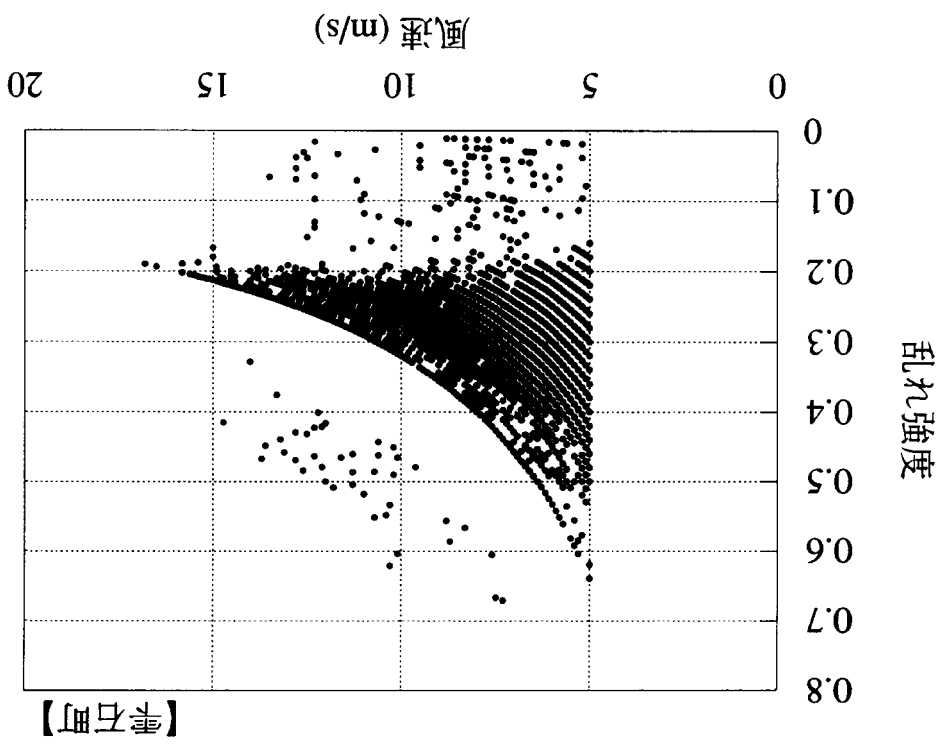
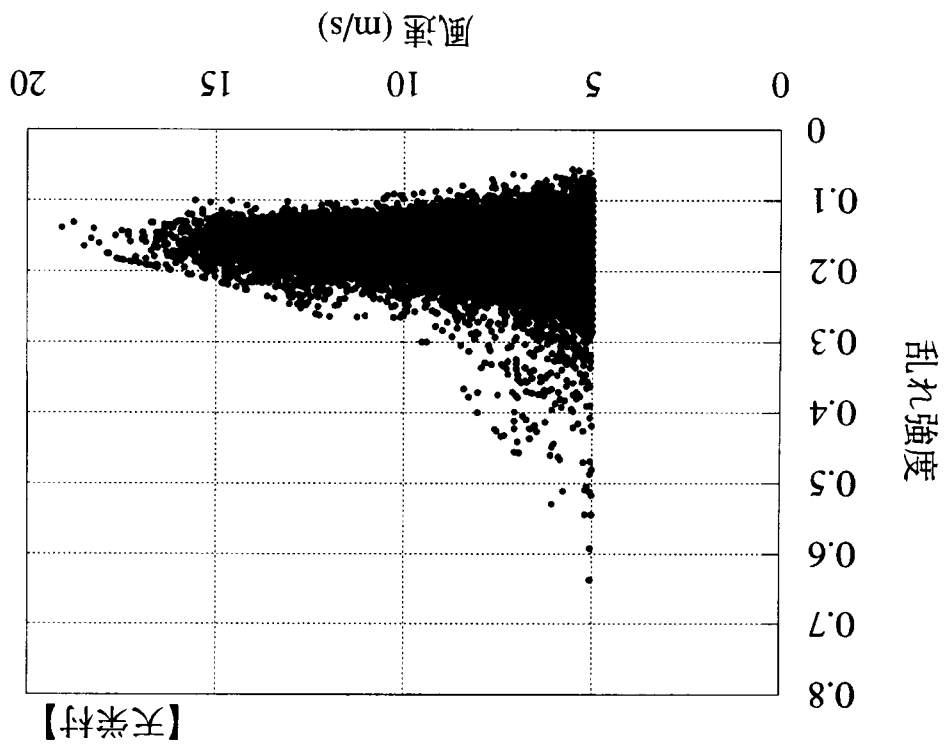
ギリシャ : Toplou

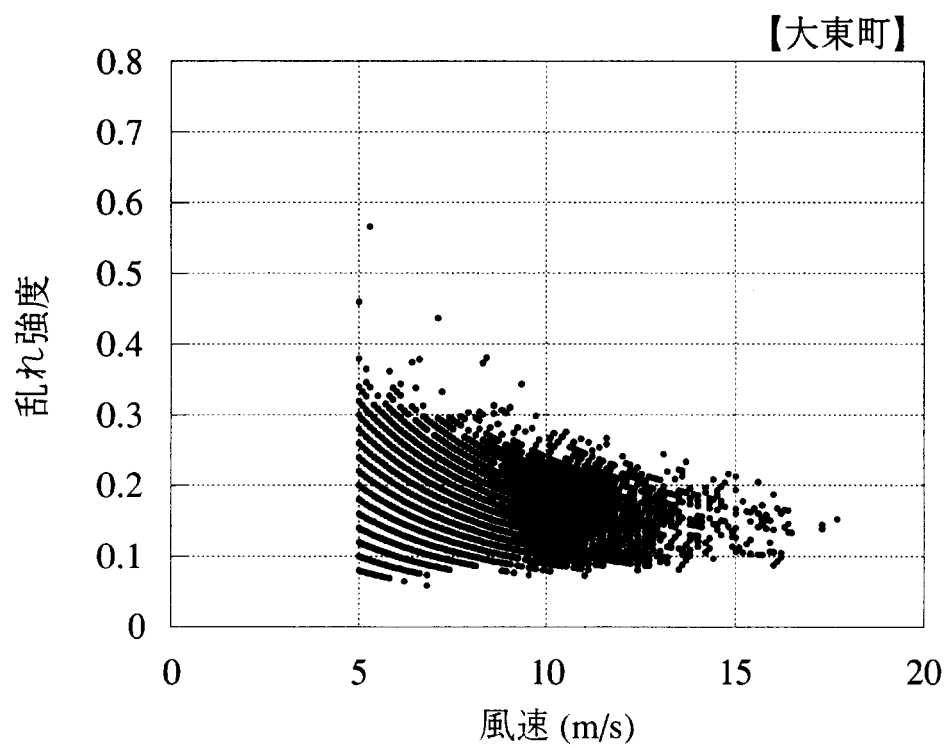
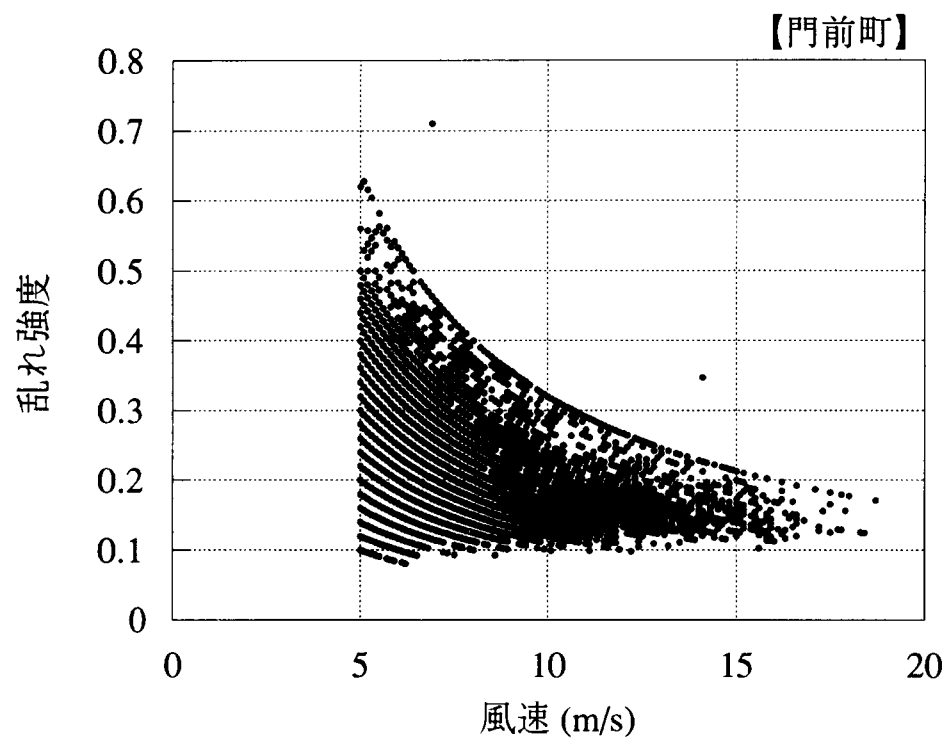


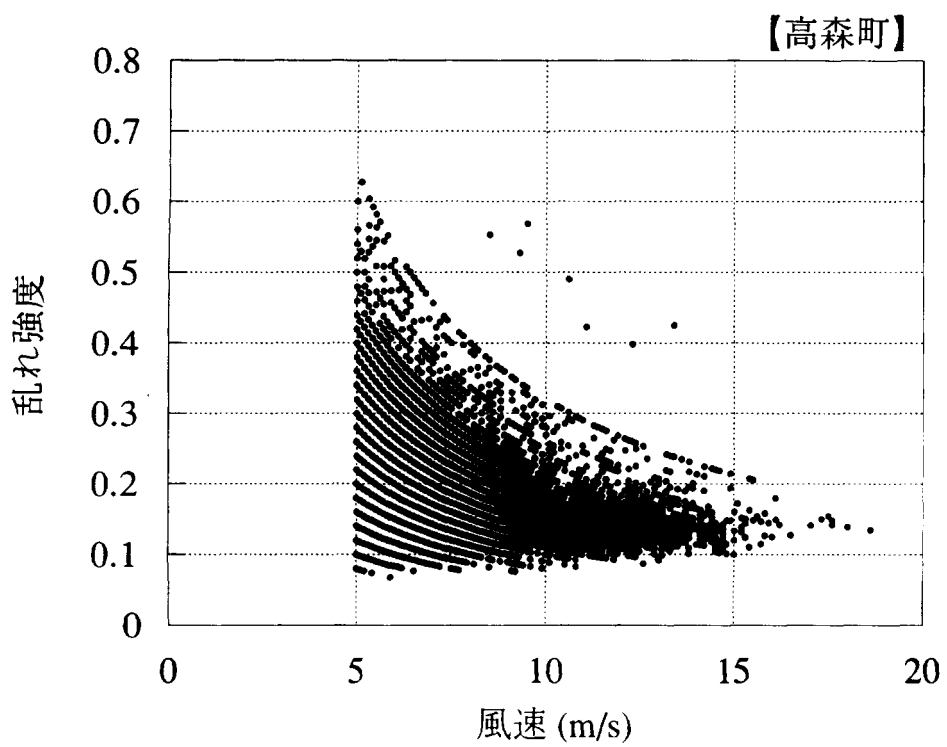
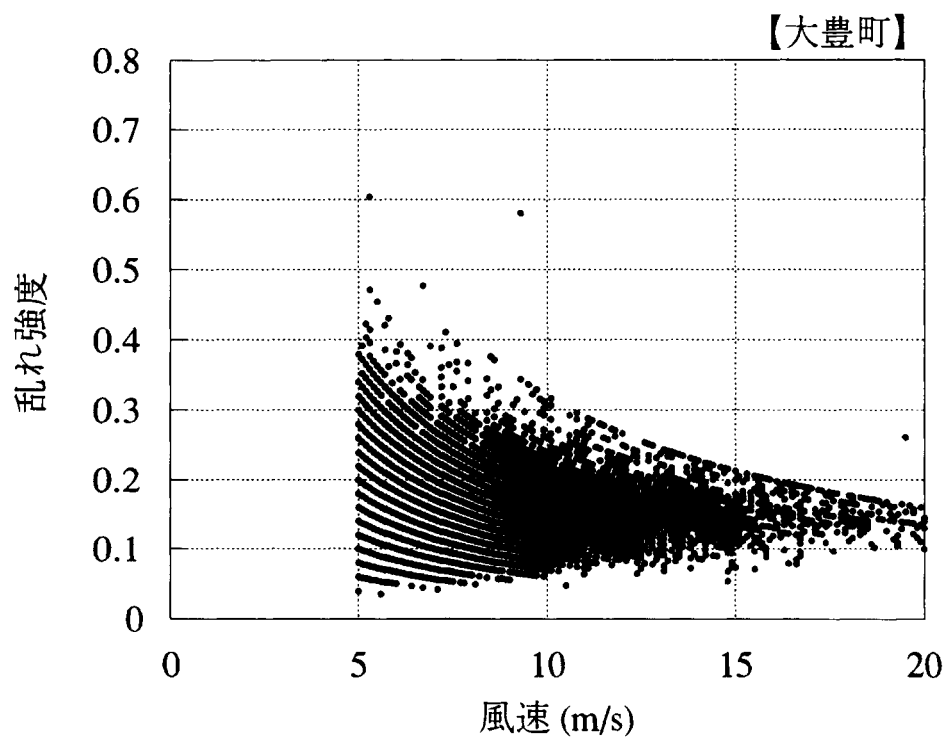
付属資料 1 - 7

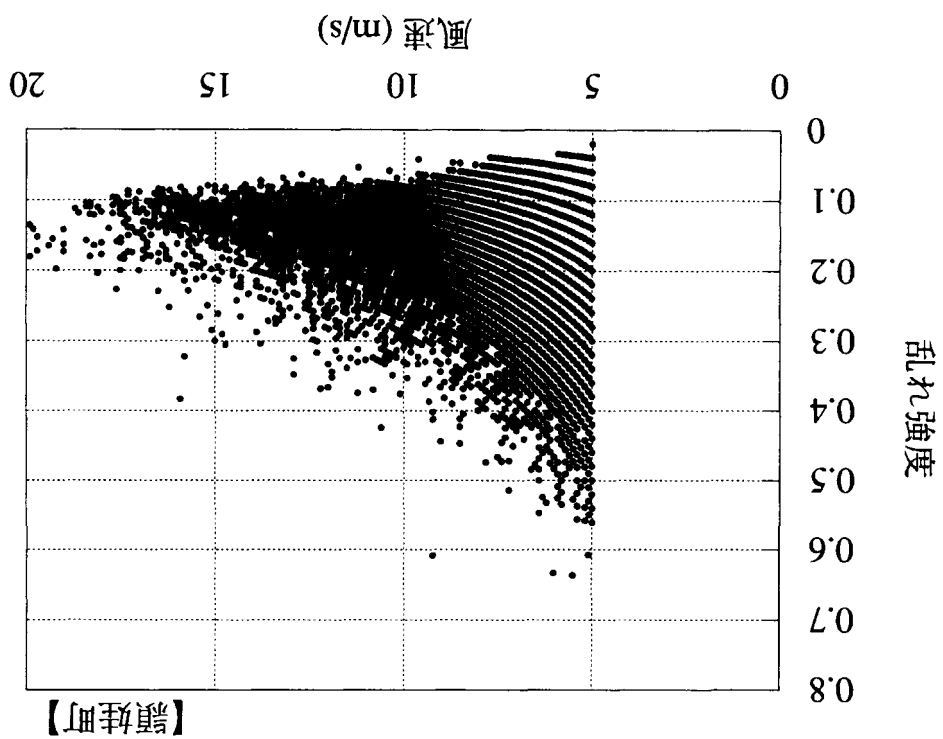
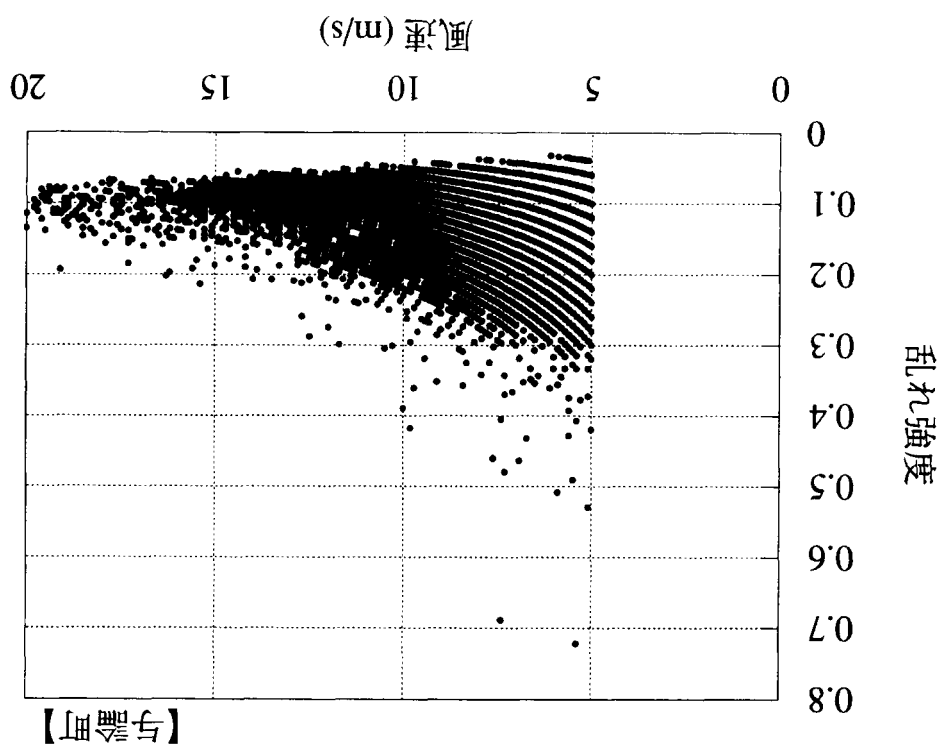
我が国における地点別の風速と乱流強度の関係図











付属資料 2

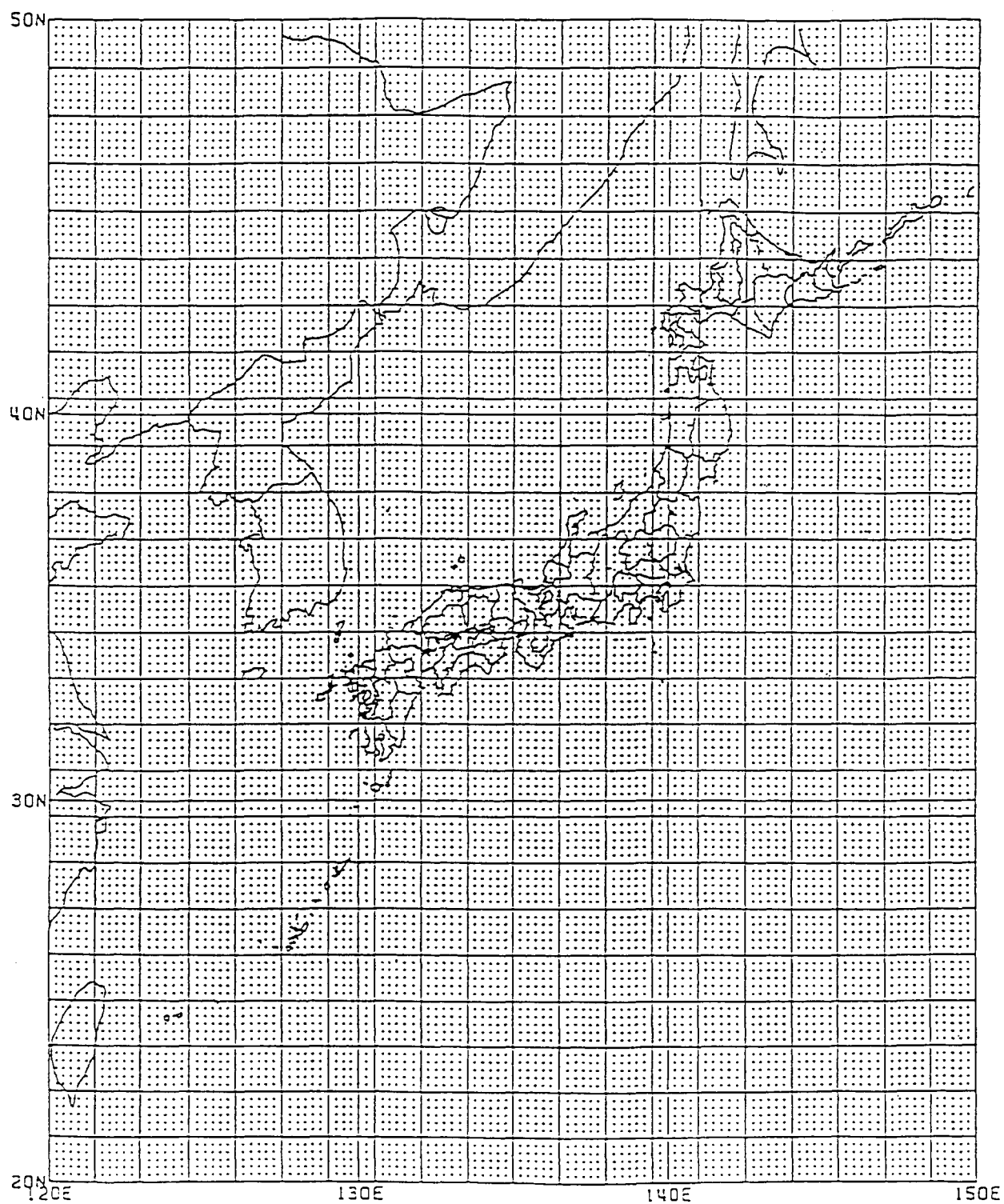
局所風況予測モデルの予備的検討関連資料

気象庁GPVデータ

第1表 新COSMETSから配信する数値予報GPV

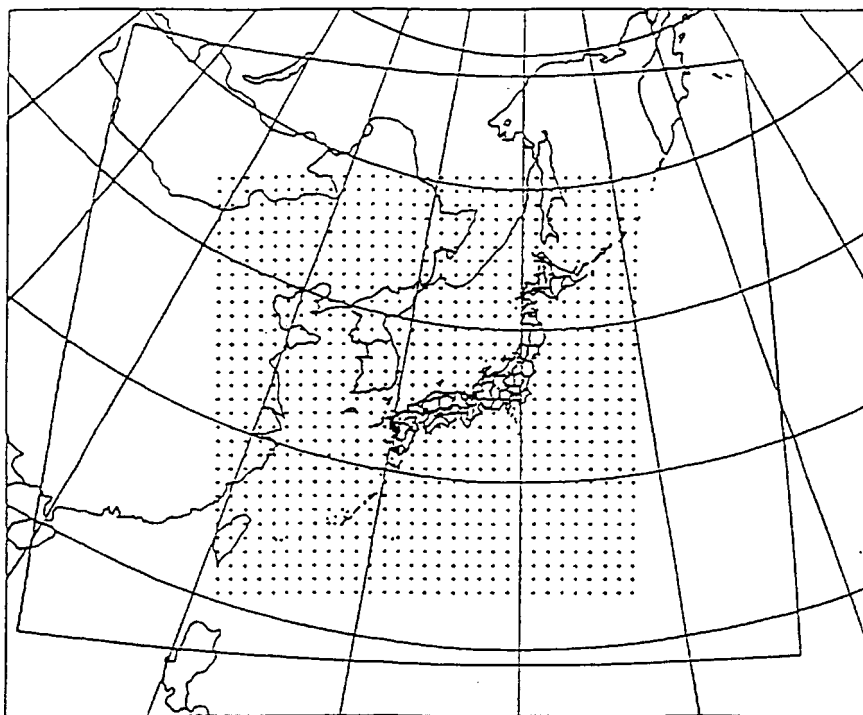
種 類	要 素	格子間隔	単位の格子数	予報時間	時間間隔	回数/日
R S M上層	Ps[sfc] Z,U,V,T,T-Td [925,850,700,500] ω [700]	30' (東西) 24' (南北)	3 * 3 1.5° (東西) 1.2° (南北)	51hr	3hr	2
R S M地上	U,V,T,T-Td,Rain,Cld [sfc]	15' (東西) 12' (南北)	6 * 6	51hr	1hr	2
G S M海上	U,V [sfc,850]	40' * 40'	6 * 6 (4° * 4°)	72hr	6hr	2
G S M週間	U,V,T,T-Td,Ps/Z [sfc,850,700,500] Rain, ω [700]	225km (at 60N)	25 * 23	192hr	24hr	1
R S M航空A	Ps,Rain [sfc] Z,U,V,T,Rh [1000,925, 850,700,500,400,300] Z,U,V,T [250,200,150,100] P,U,V [Max.Wind] Z [Tropopause]	120km (at 60N)	33 * 33	24hr	T=0, 9-24hr (3hourly)	2
R S M航空B	U,V,T,Ps/Z [sfc,850, 700,500,300,200]	225km (at 60N)	23 * 21	24hr	6hr	2
G S M航空 (GRIB)	Ps,Rain [sfc] Z,U,V,T,Rh [1000,850, 700,500,400,300] Z,U,V,T [250,200,150,100] P,U,V [Max.Wind] Z [Tropopause]	5° * 2.5°	37*36+1 (180° * 90°)	30hr	T=0, 18,24, 30hr	2

(要素記号の説明) Ps: 海面更正気圧(hPa), Rain: 降水量(mm), Z: 高度(m), U,V: 風ベクトル (m/s), T: 気温(°C),
T-Td: 露点差(°C), Rh: 相対湿度(%), ω : 鉛直P速度(hPa/hr), P: 気圧(hPa), Cld: 雲量,
Max.Wind: 最大風の気圧面, Tropopause: 圏界面, Ps/Z: 地上(sfc)はPs、他の気圧面は Z



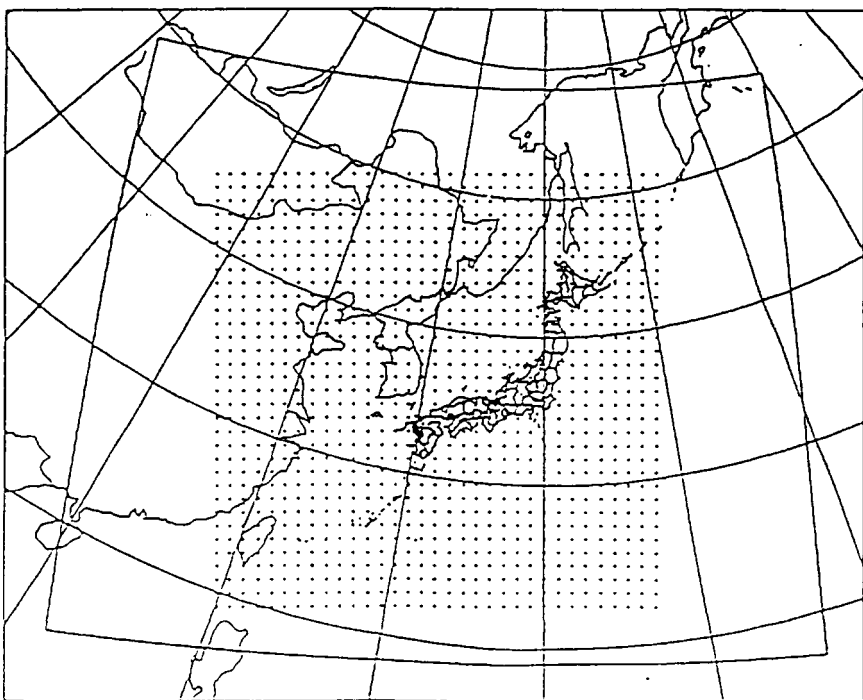
第 1 図 R S M 地上の配信単位 (15' * 12' メッシュで 6 * 6 格子)

IM=31 JM=31 DELS=120 NPRO=PSN
 XI=23.0 XJ=23.0 XLAT=30 XLON=140



第2図 JSM航空広域（現COSMETS）の格子点の分布
 120km間隔の格子点を黒丸で示す。
 実線はRSMの予報領域（ランベルト座標系）を示す。

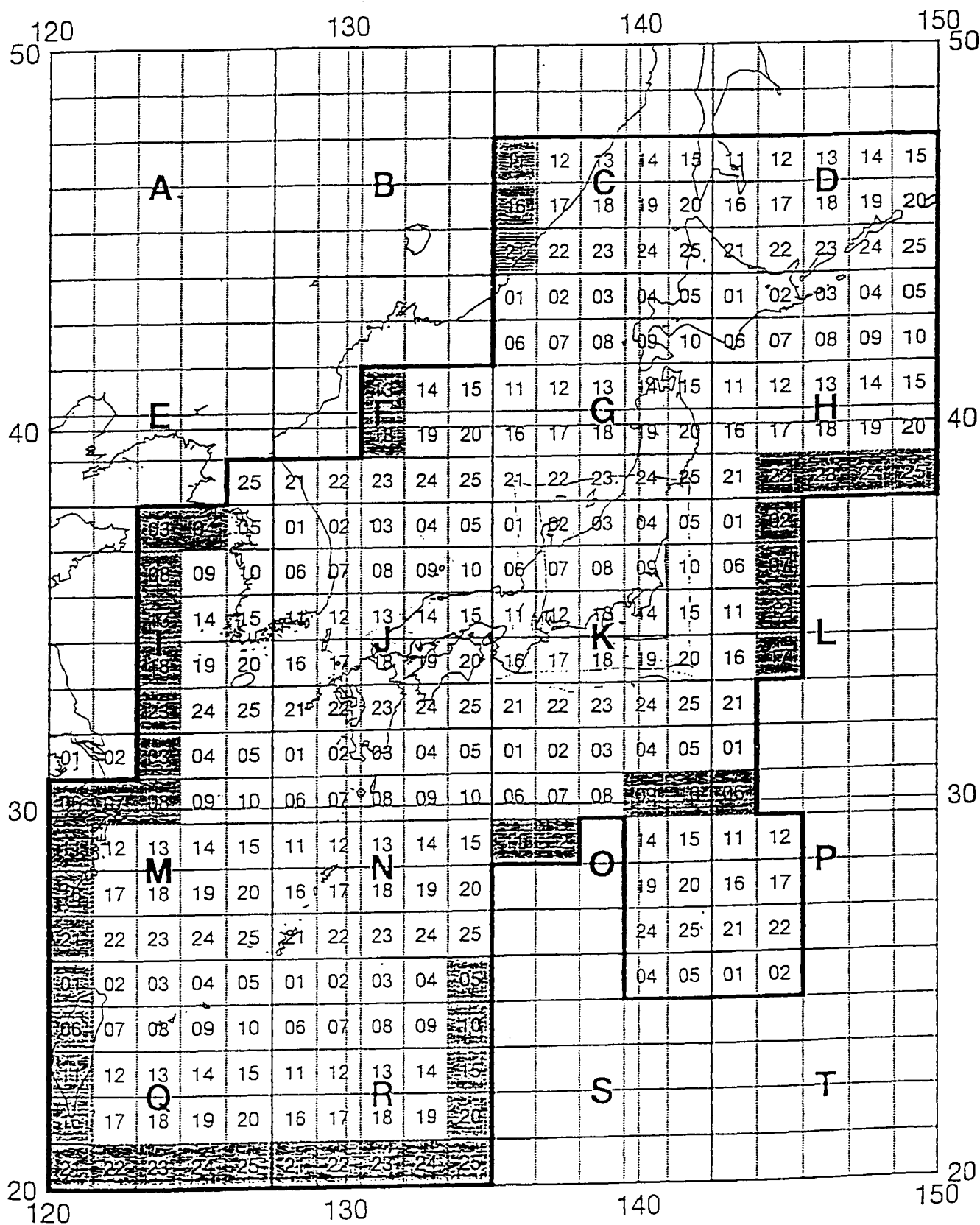
IM=33 JM=33 DELS=120 NPRO=PSN
 XI=25.0 XJ=24.0 XLAT=30 XLON=140



第3図 RSM航空A（新COSMETS）の格子点の分布
 120km間隔の格子点を黒丸で示す。
 実線はRSMの予報領域（ランベルト座標系）を示す。

RSM AREA

(VUR@,VVR@,KQA@)



付属資料 3

既存線型モデルの適用性の検討関連資料

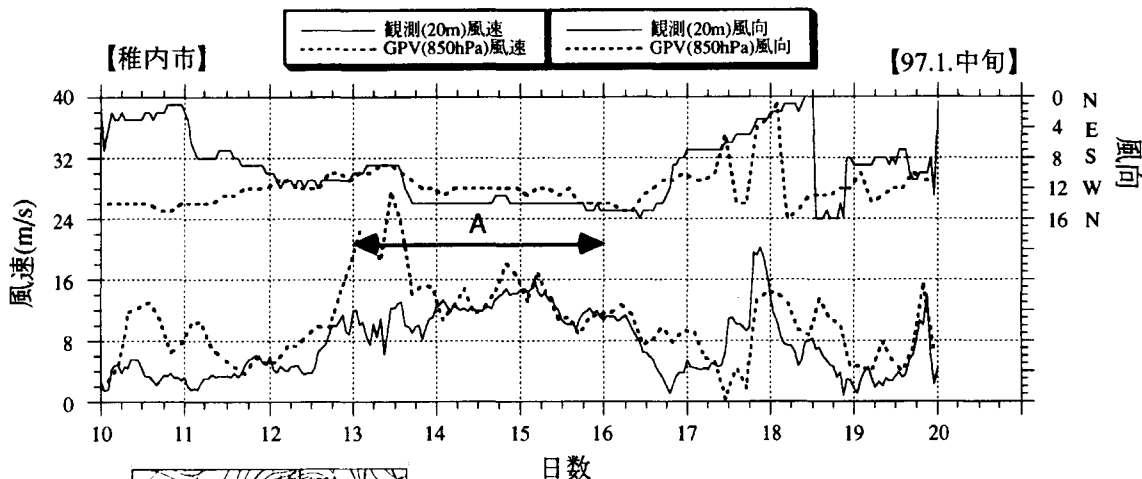
気象パターン分類毎の風況出現状況

【気象パターン分類毎の風況出現状況】

第4章で、それぞれの観測地点において、代表的な風況をパターンに分類したが、その風況の出現状況を明らかにするために、典型的な風況（地上および上空の風向・風速）と天気図を併せて示した。

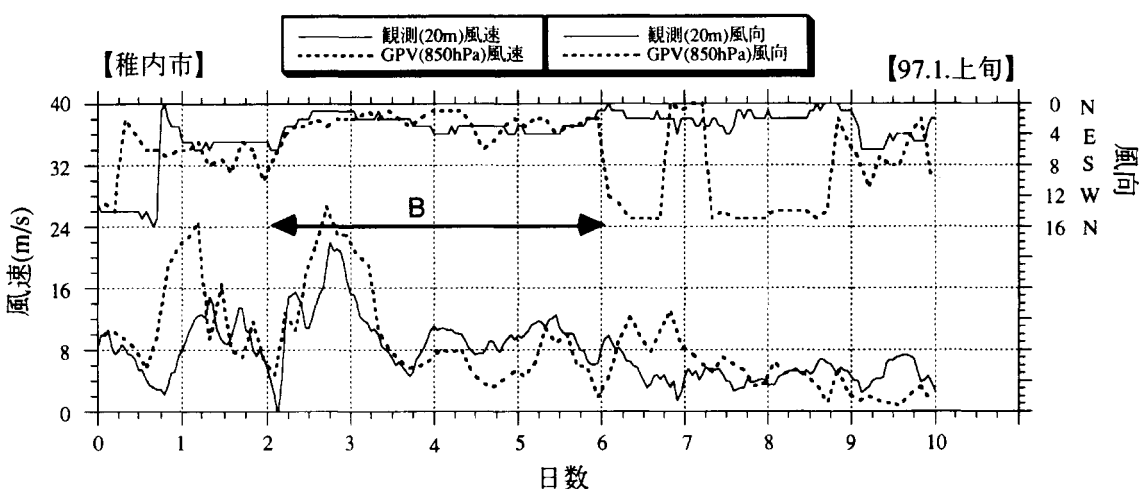
a 稚内の場合

Aパターン : (97.1.14~16)



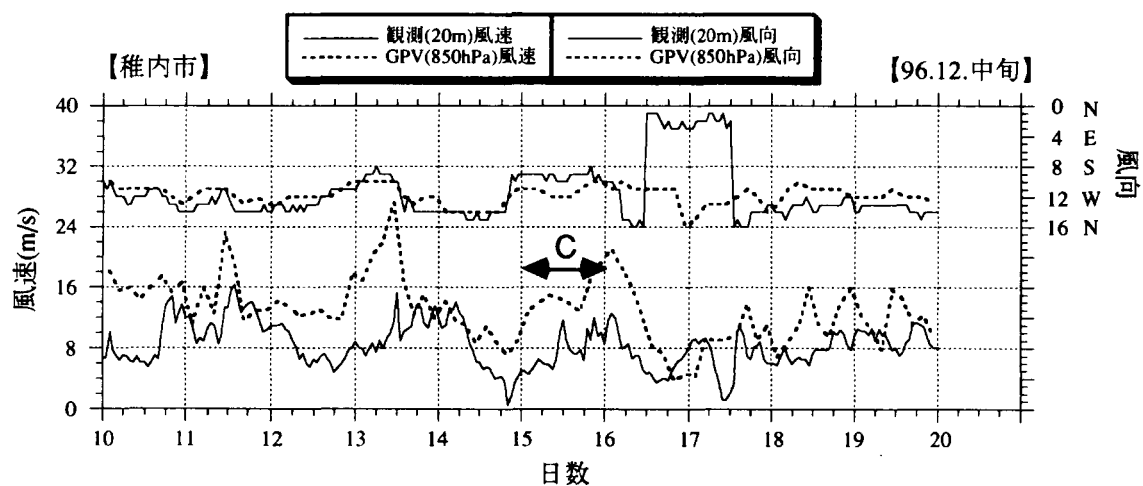
低気圧Lが北海道を通過するため、西上空から寒気が流れ込み、北西風が強まっている。

Bパターン : (97.1.3~6)



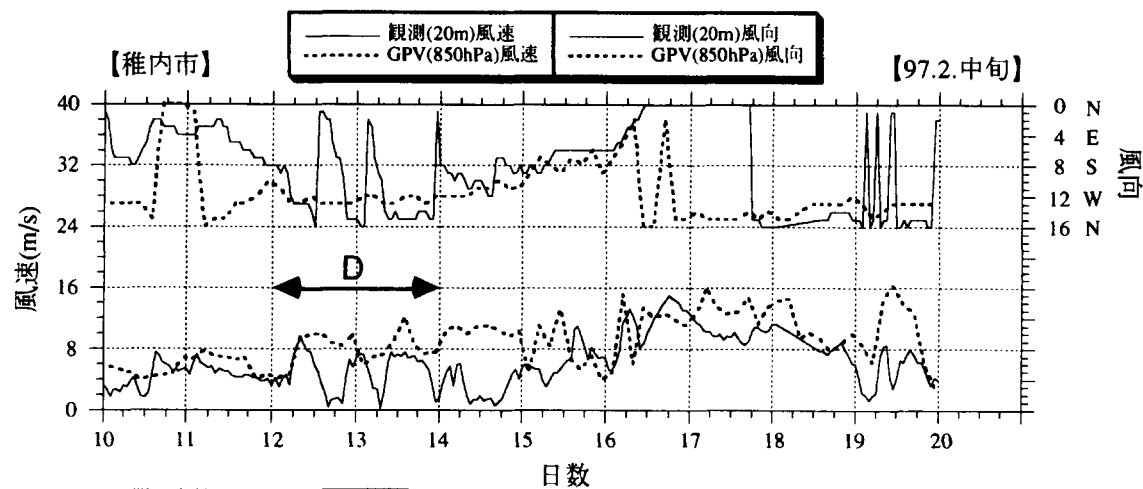
冬型で北海道の南部には発達低気圧Lがあって、ゆっくりと北寄りに進む。北海道が大荒れ、北東風が強い。

Cパターン : (96.12.16)



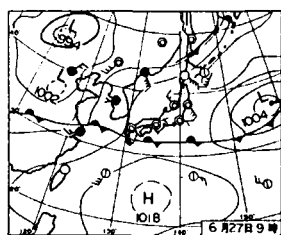
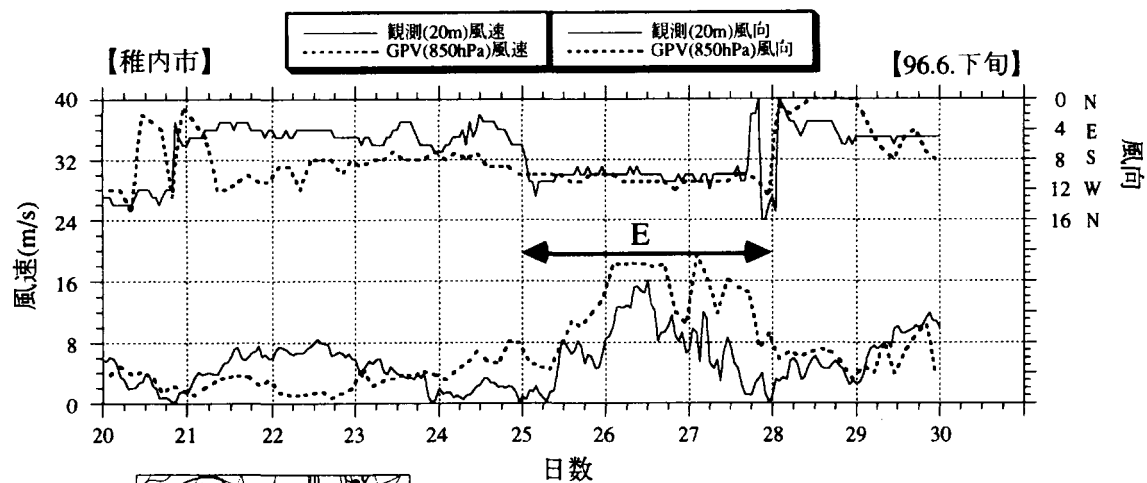
冬型高気圧Hが東へ進んだため、その西側の偏南気流が一時流れ込んできた。

Dパターン : (97.2.13~14)



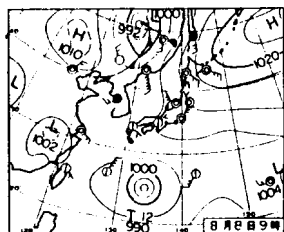
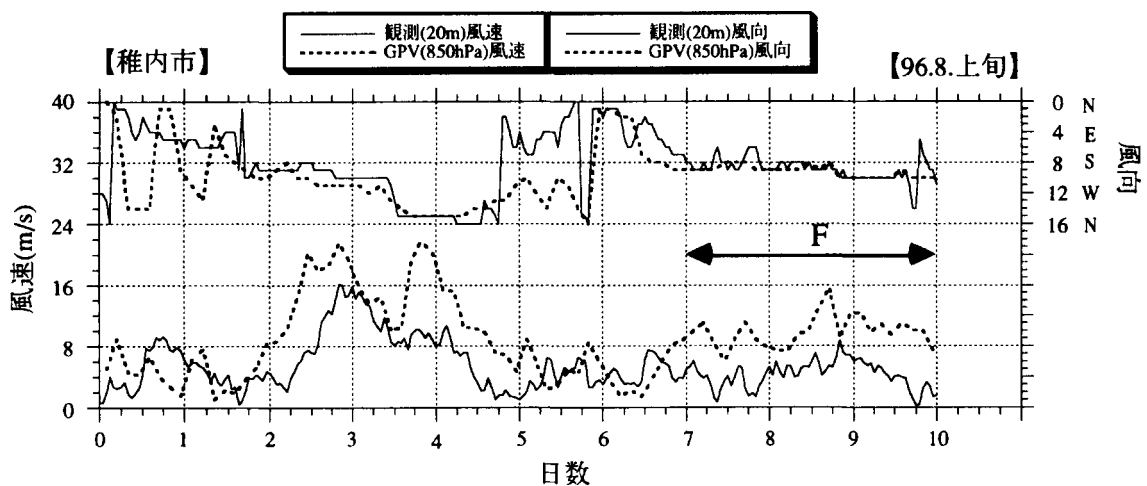
日本付近は移動高気圧Hに覆われている。寒気の影響がまだ残っているため、明け方の気温は平年を下回ったところが多かったが、日中は平年並びに上昇。

Eパターン : (96.6.26~28)



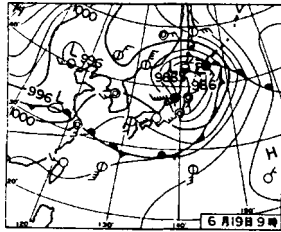
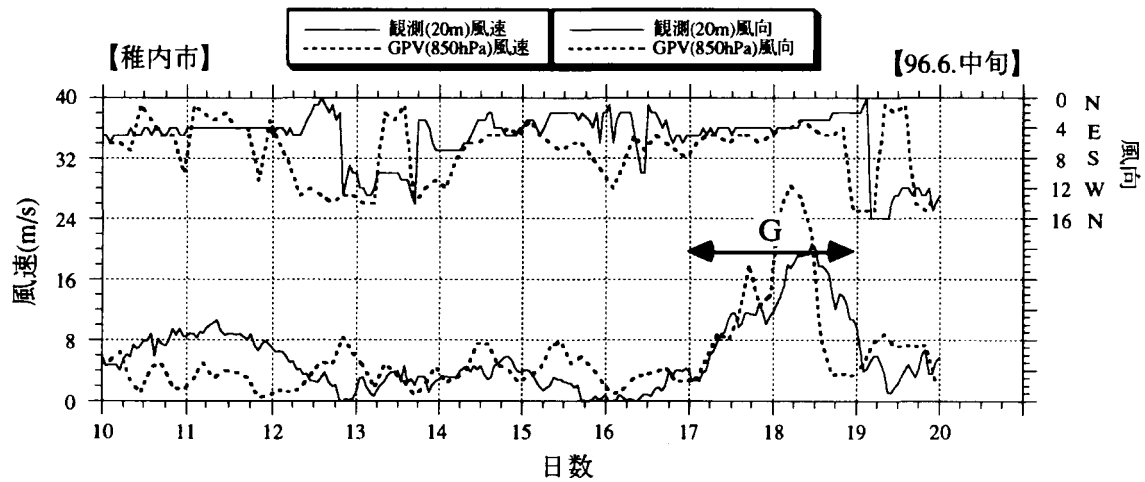
南にある高気圧Hが北に進んだため、日中全国的に晴れ、南からの風が強くなっている。

Fパターン : (96.8.8~10)



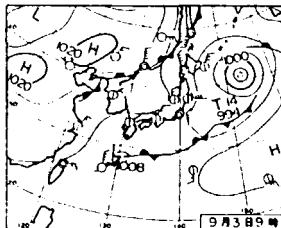
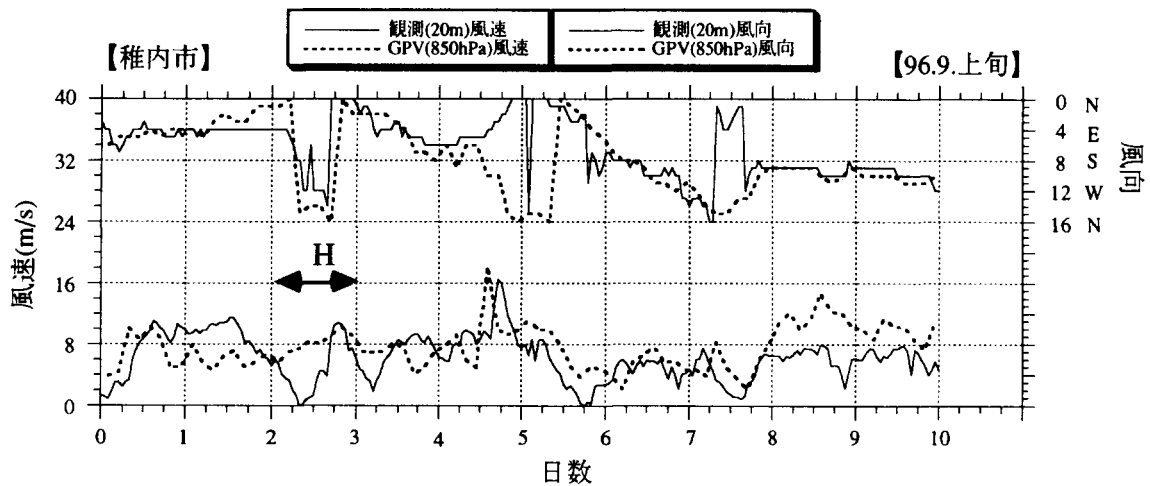
台風12号が南大東島の東をゆっくり南下。高気圧が北日本から東日本に張り出す。全国的に晴れ。南からの風がやや弱い。

Gパターン : (96.6.18~19)



発達した低気圧Lは北海道付近に進んできて、Lの東側の偏東気流が強くなっている。

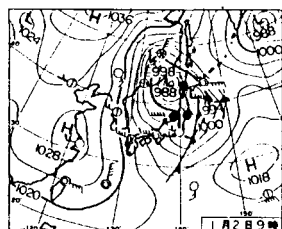
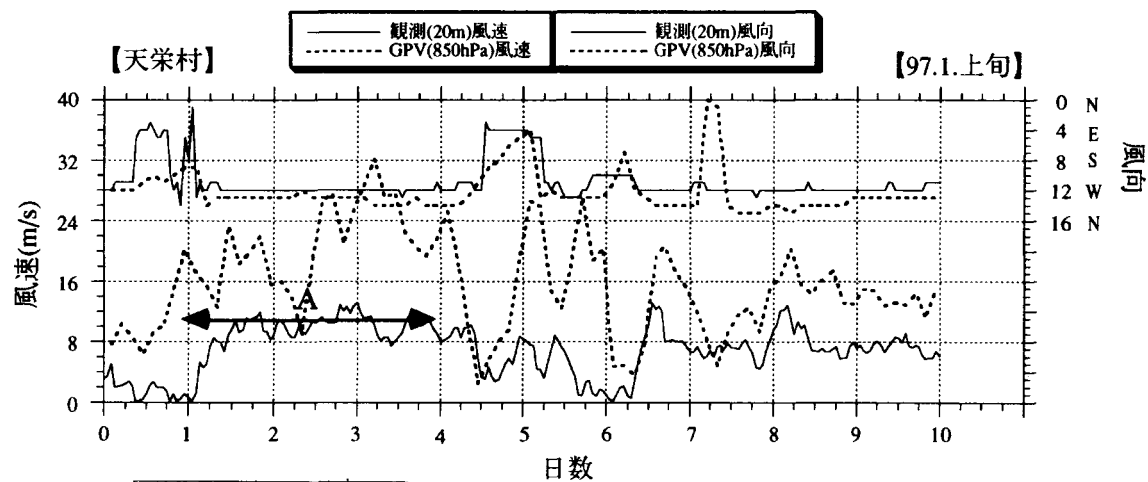
Hパターン : (96.9.3)



台風14号は北海道の東方へ抜けて、風向が一時西に変わった。風が弱くなっている。

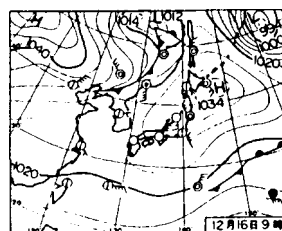
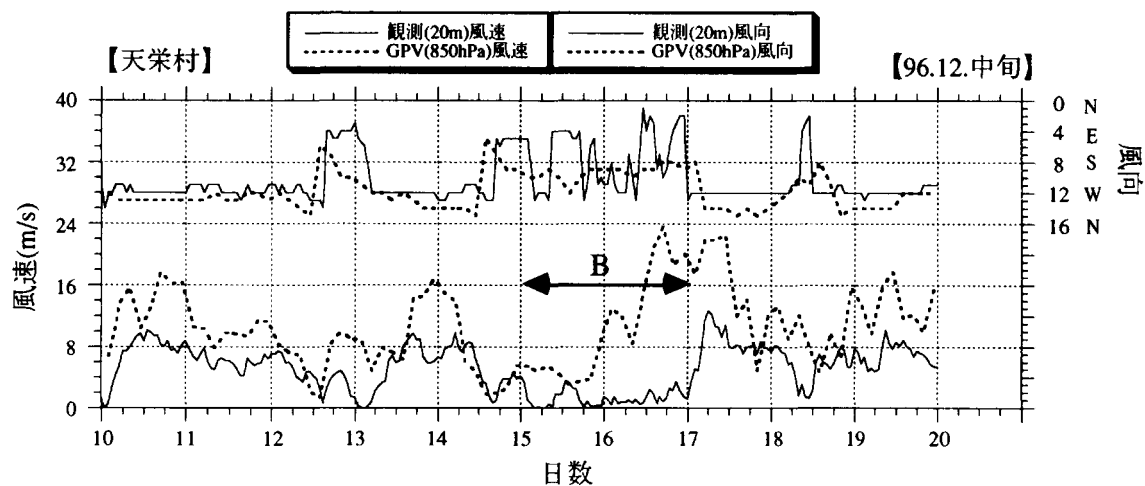
b 天栄の場合

Aパターン : (97.1.2~4)



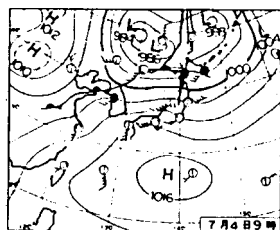
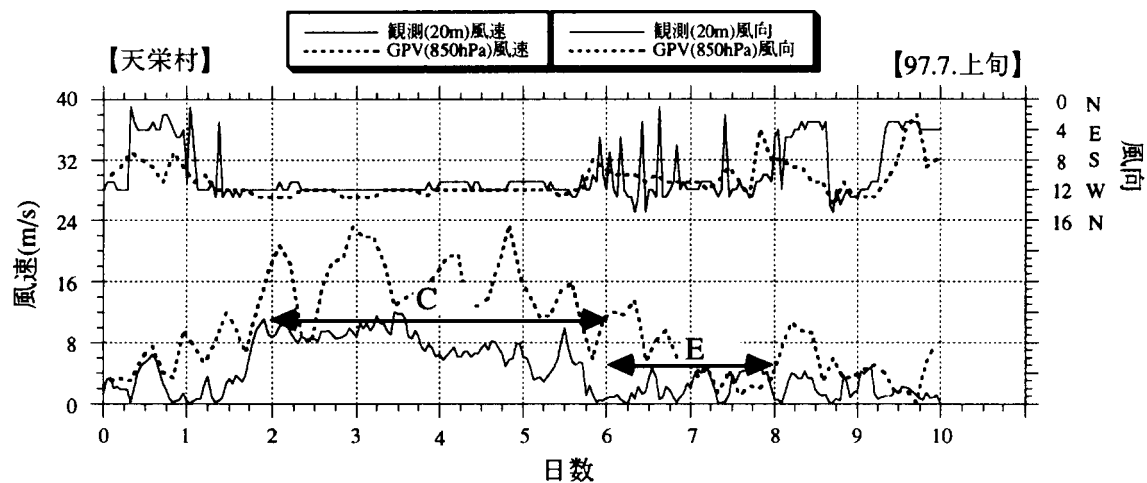
低気圧の寒冷前線が東に移動し、西からの寒気が流れ込み、風が強まっている。

Bパターン : (96.12.16~17)



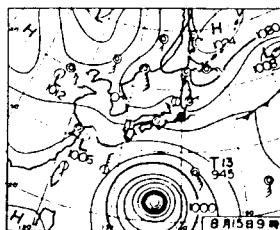
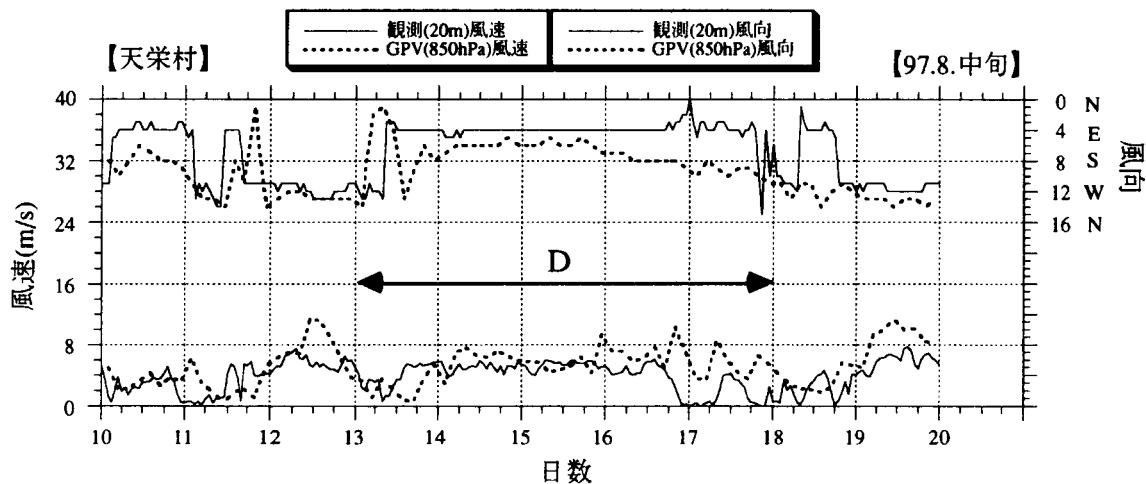
日本全国は高気圧Hに覆われて、全国的に晴れ、地上の風が弱くなっているが、風向が変わりやすい。

Cパターン : (97.7.3~6)



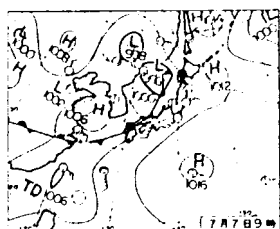
大太平洋側に高気圧Hがあって、その外側に沿って流れ込んだ偏西気流が強くて、安定している。

Dパターン : (97.8.14~18)



オホーツク海にある高気圧Hの勢力が弱まらず、低温の日が続く。そのHの外側から流れ込んだ偏東気流がやや弱まっている。

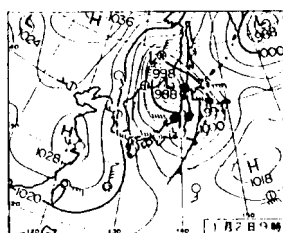
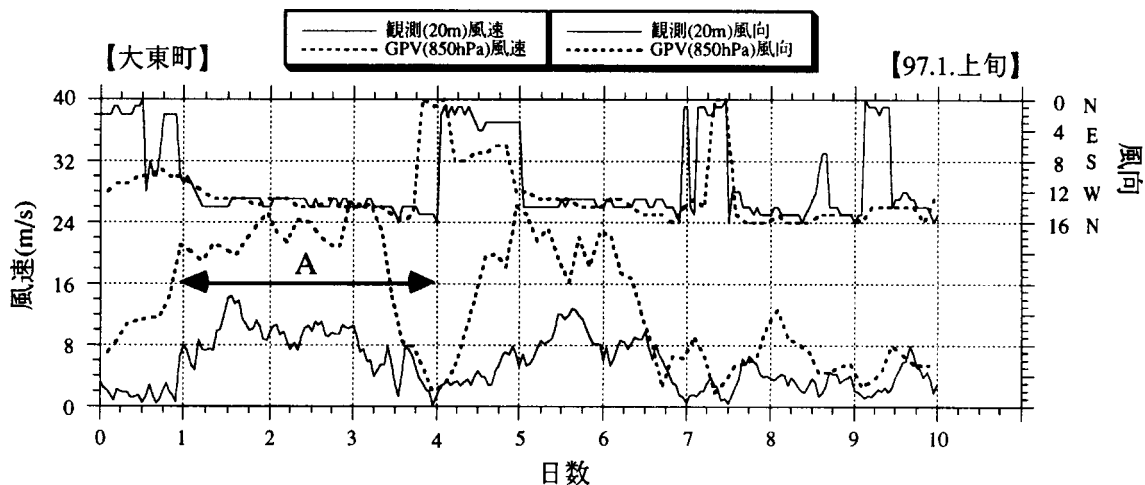
Eパターン : (97.7.7~8)



日本海側にある梅雨前線と太平洋側にある高気圧Hの影響で、風が弱い、風向の変化は激しい。

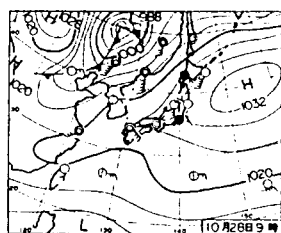
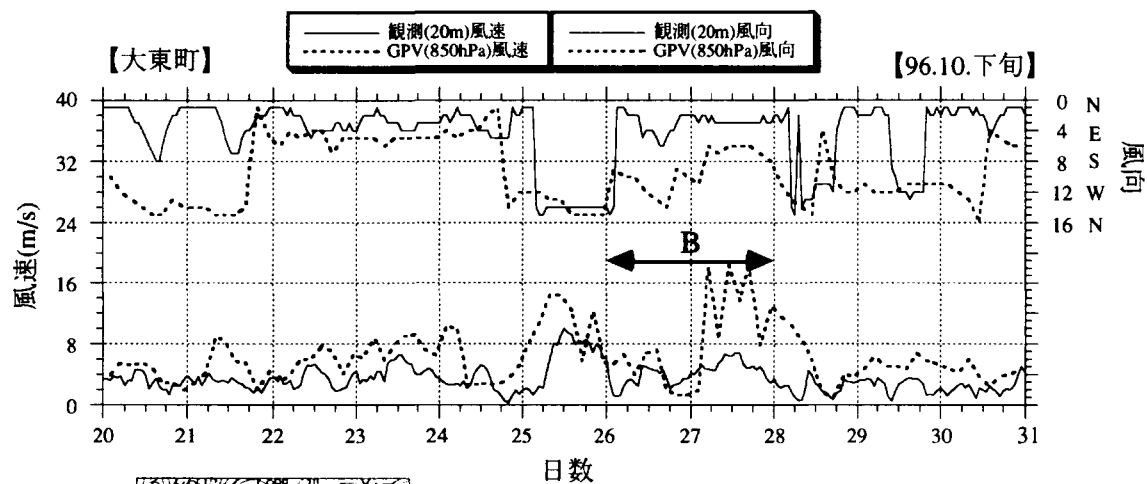
c 大東の場合

Aパターン : (97.1.2~4)



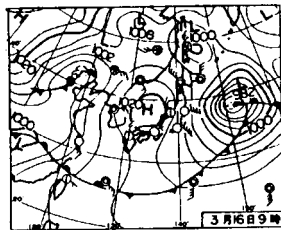
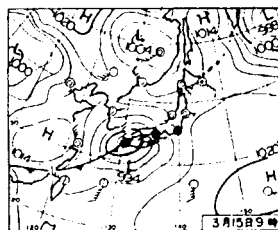
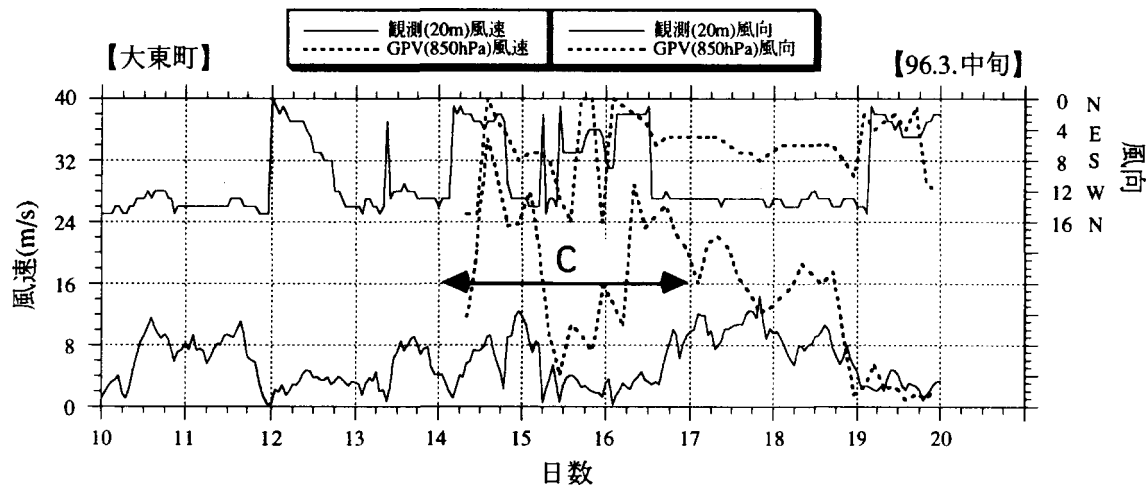
低気圧の寒冷前線が東に移動し、西から強い寒気が流れ込み、風が強まっている。

Bパターン : (96.10.27~28)



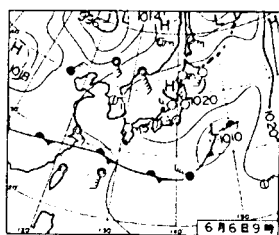
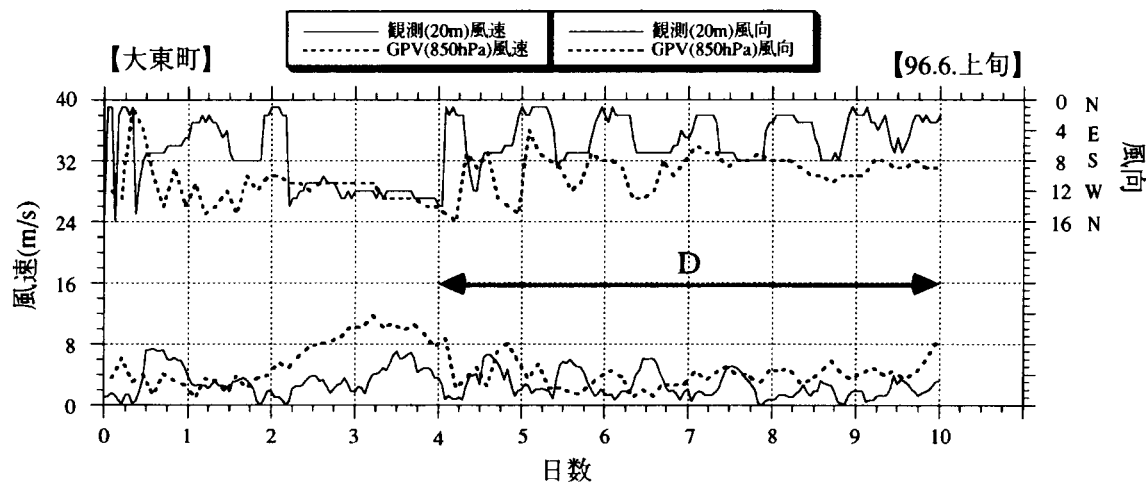
高気圧Hの中心は日本の東へ移り、Hの南側に穏やかな北東風が吹いている。

Cパターン : (96.3.15~17)



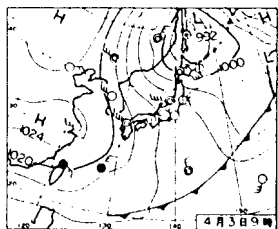
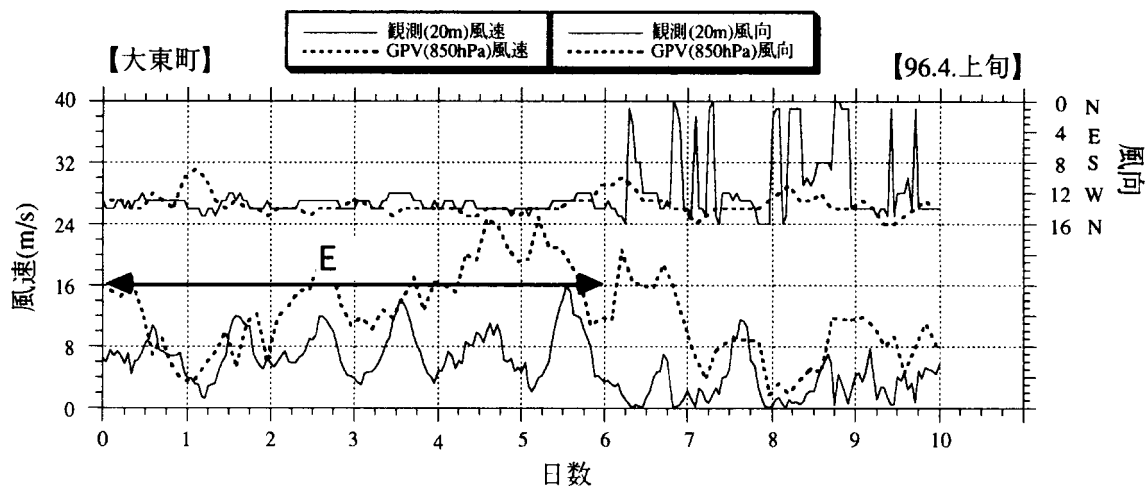
15日、日本付近は低気圧Lの谷に入り、北東風が強くなる。16日、Lは東海上に進み、移動性高気圧Hが本州付近を覆い、風向が偏西から偏南へ、風速が小さくなる。

Dパターン : (96.6.5~10)



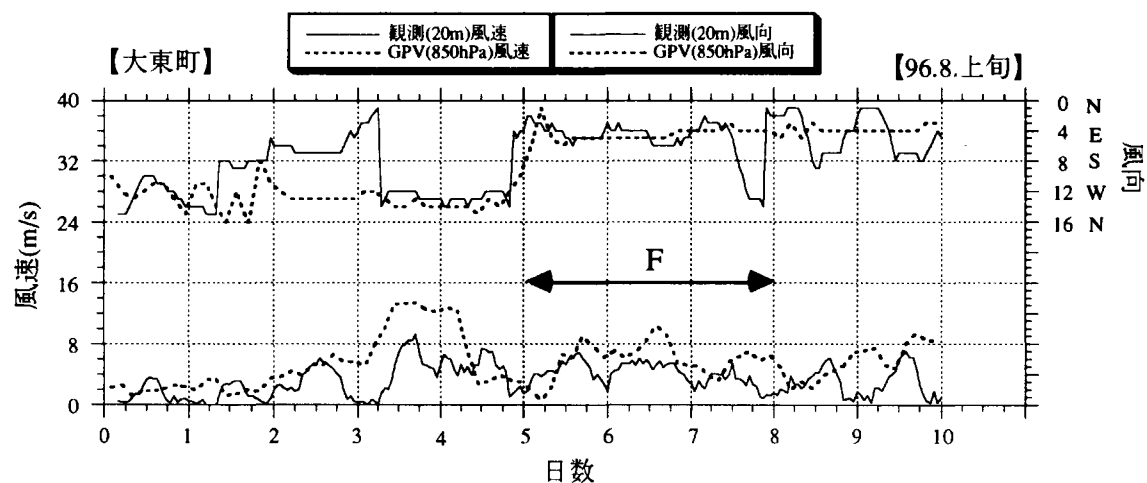
梅雨前線は小笠原諸島～沖縄近海に伸びるが、日本付近は高気圧に覆われて、南西諸島で曇りの他は晴れ、強い一般風が出現せず、弱い循環の海陸風が発達する。

Eパターン : (96.4.1~6)



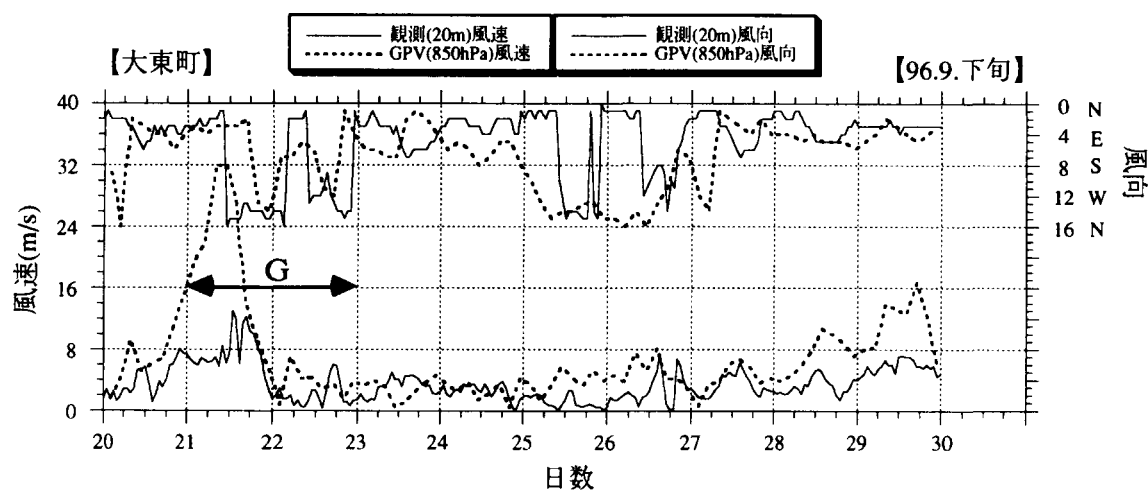
北日本を中心に冬型の気圧配置で、北西風が強く吹いている。

Fパターン : (96.8.6~8)



台風12号は南大東島の東をゆっくり東進、北日本には高気圧Hが張り出す。やや弱い偏東風が吹いている。

Gパターン : (96.9.22~23)



台風17号は関東近海域を通過し、関東地方は南部中心に暴風雨域に入り、風向、風速の変化が激しい。

付属資料 4

米国出張報告

米国出張報告

出張の目的：米国における風況予測モデルの最近の動向及び米国の風況特性に係る
資料収集調査

日時：1998.12.6～12.14

訪問先：コロラド州

NCAR Library

University Corporation for Atmospheric Research(UCAR)

WIND ENRGY NREL(National Renewable Energy Laboratory)

Neil Kelley

ColoradoState University Depart. of Atmospheric Science

Roger A. Pielke Sr., Pier Luigi Vidaleら4名

テキサス州

West Texas A & M University(Alternative Energy Institute)

Vaughn C. Nelson, Kenneth L. Starcher

USDA-Agricultural Research Service

Brian D.Vick, R.N.Clark

カリフォルニア州

Altamont Pass(Wind Farm near San Francisco)

出張者：中尾主席研究員 (CDM)

加藤主任研究員 (CDM)

大塚主任研究員 (大林組)

記

1. はじめに

米国における局所風況予測手法に関する最近の動向及び米国の風の乱流強度を主とする風況特性の情報を収集するため、米国の研究機関（合計5カ所）とウインドファームを訪問し、担当者からの直接的な聞き取り調査の他、資料収集等を行った。

2. 各訪問先での聞き取り調査のまとめ

2.1 NCAR Library

当該研究所では図書室にて文献・既往調査資料の収集を行い、米国における風況

予測モデルと乱流強度に関する知見を得た。

2.2 WIND ENRGY NREL(National Renewable Energy Laboratory)

Neil Kelley

当該研究所ではKelley博士から乱流強度に関する聞き取りを行った。博士は風車による乱れが専門であったが、一般地形による風の乱流強度に関する文献等について教示を得た。また、同研究所の図書室にて文献・既往調査資料の収集を行った。

2.3 ColoradoState University Depart. of Atmospheric Science

Roger A. Pielke Sr., Pier Luigi Vidaleら4名

コロラド州立大学では、汎用的な気象現象のシミュレーションソフトであるRAMS (Regional Atmospheric Modeling System)に関する聞き取り調査を行った。局所風況予測モデルにおいては、空間スケールが数100kmに達する気象現象に起因する風を入力条件として、計算の範囲を段階的に縮小しながら、最終的に風車近傍の風の場をその周辺の詳細地形を考慮して求めるという手順をとることになる。RAMSは、こうした広範囲の気象現象を同一ソフトで取り扱うことができるため、今回の聞き取り調査の対象とした。

WASPやAVENUのような既存の風況予測ソフトウェアや気象関係の既存の他のソフトウェアは、一般的に流体の運動の近似方程式系に基礎をおいているので、通常、解析する現象の時間-空間スケールによって適用範囲に制限が設けられている。例えば、静水圧近似を用いた運動方程式系にもとづくモデルでは、2~3km程度の格子間隔でも十分に表現可能なくらいに空間スケールの大きな現象しか取り扱うことができない。WASPやAVENUなども、線型理論にもとづくモデルであることから、地形勾配に対する強い制約がある。これに対して、RAMSは近似を一切用いない熱・流体方程式系を基礎においているので、現象の空間スケールによる適用範囲の制限は受けないとされる。したがって、原理的には、低気圧や高気圧程度の大スケールの現象から、風況予測で問題となるような詳細地形上の流れまでを表現することができることになる。同時に、地形勾配に対する制約もない。

RAMSは、次のような仕様をしている。基礎方程式系は、大気の圧縮性、温度・密度成層を考慮した運動方程式、熱量の収支式、大気中の水分量の収支式よりなっている。熱量の収支式では、大気中の雲や雨の生成に伴って放出される潜熱、大気中で吸収される太陽放射、および大気が吸収・放出する赤外放射による加熱・冷却が考慮されている。また、水分収支式では、地面からの蒸発、大気中の水蒸気の移動、凝結による雲や雨の生成が取り扱われる。雲や雨の生成過程では、比較的簡単な取り扱いから、氷晶の生成過程も取り扱える詳細な雲の微物理による取り扱いまで、いくつかの段階が設定されており、問題に応じて使い分けることができる。放射についても同様に、いくつかのオプションが設定されており、多様な問題に対応できるようになっている。また、モデルの入力条件としては、気象関係官署の格子点解析データ(客観解析データ、我が国のGPVに相当するもの)の直接入力、基礎研

究用として任意の気流条件の入力を設けている。乱流の取り扱いは、比較的簡便である。局所的な変形速度に依存する渦粘性、渦拡散係数(Smagorinskiのモデル)、あるいは、乱流エネルギーの輸送方程式からこれらを求める方法が取られている。

RAMSは、気象の基礎研究用としては幅広い実績をもつ。とりわけ、積乱雲のような背の高い、しゅう雨を伴う対流現象の解析に適用されてきた。しかし、今回の調査研究のような風況予測の目的に対しては、今のところ適用実績がない。RAMSは汎用性が高いが、乱流の取り扱いについては比較的簡便な方法がとられている。そのため、風車近傍の詳細地形の影響等の詳細な評価が求められる問題には、直接適用することはできないと考えられる。これは、RAMSはもともと境界層内部の乱流の微細な構造が、取り扱いの対象としている系全体の力学の中では2次的な役割しかないような、メソスケール現象の解析が開発の主目的であったという事情によっている。一方で、NEDOで開発する局所風況予測モデルでは、境界層内部の乱流の高度な取り扱いが求められる。しかし、風況予測におけるメソスケール規模の流れの解析において、特に、雲の生成等を問題とする必要が生じた場合にはRAMSで用いられている方法は、かなり参考になると思われる。

2.4 West Texas A & M University(Alternative Energy Institute)

Vaughn C. Nelson, Kenneth L. Starcher

米国で開発された風況予測モデルであるAVENUは使用されておらず、WASPが多用されているようであった。米国ではAVENUを用いた風況予測はほとんど実施されていないようである。

WASPやAVENUは線型モデルであり、その基本方程式から5%以上の地形勾配ではその適用が制限されると言われているが、Starcherによれば、勾配よりも地形形状が非対称を呈するような複雑地形では再現結果が悪いとの指摘があった。また、WASPモデルを基本とした新しい風況予測手法のバージョン(WIND PRO,WINDOPS)の紹介を得た。さらに、米国の乱流強度に関する文献・既往調査資料の提供を得た。

Nelson教授とStarcher準教授はモデル屋というよりも実測屋であり、テキサス州を中心に風況観測を実施し、風力発電の導入計画の研究に携わっておられる。彼らの風力発電を検討するための風況観測の基本的な考えは「観測高度：40～60m」、「観測期間：最低2年間」であり、これはNEDOの風況精査手法に参考になるものと思われた。

2.5 USDA-Agricultural Research Service

Brian D.Vick, R.N.Clark

Starcherの案内によりAgricultural Research ServiceのBrian D.VickとR.N.Clarkの研究所を訪問した。ここでは風力発電、あるいは風力発電と太陽光発電のハイブリッドシステムにより灌漑利用の実証研究が行われていた。

2.6 Altamont Pass(Wind Farm near San Francisco)

米国のウインドファームの一つであるAltamont Passへ行き、風車群の立地サイトの地形形状の特徴を調査した。前年度、欧州訪問の折、見学した風車設置サイトの地形形状は平坦であったが、当該地の地形は想像していた以上に比較的複雑な形状を呈しており、日本の地形と類似しているとの印象を持った。なお、風車は小高い丘陵の峰を中心に設置されていたが、中には丘陵の後背地の明らかに風が吹かないような場所に設置されている例も散見された。

本報告書の内容を公表する際は、あらかじめ
新エネルギー・産業技術総合開発機構 太陽
技術開発室の許可を受けて下さい。

電話 03-3987-9427