

ドップラーレーダーによる風の場の観測と解析

Observation and Analysis of Wind Field using the Doppler Radar

中津川誠*・山田正**

By Makoto NAKATSUGAWA and Tadashi YAMADA

The present study deals with the investigation of wind velocity observed by the Doppler radar. The first phase of paper is the observation of wind using the Doppler radar. Observations have been carried out by using the Doppler radar which is installed in the suburb of Sapporo, Hokkaido, Japan. Horizontal and vertical wind components are estimated by applying the VAD (Velocity Azimuth Display) method to the Doppler data. We make sure that the VAD method can precisely estimate the wind components. The second phase is the utilization of wind data for investigation of rainfall field. The geostrophic wind observed by the Doppler radar is incorporated into the Kao model so that three dimensional wind components are estimated in the planetary boundary layer. The rainfall field is simulated by applying such wind distribution to the Kessler parameterization. The above methodology offers considerable promise for the progress of physics-based rainfall models and forecast methods.

Keywords: wind field, Doppler radar, the VAD method, the Kao model, the Kessler parameterization

1. はじめに

本報告では、ドップラーレーダーによって風の観測と解析をおこなった結果を示す。降水現象は風の状態に強く左右されるので、その把握や予測を的確におこなうため、風の場の広域的な観測、推定が望まれる。しかるに、地上の風速計では設置密度が低く、地表面の点情報を得るに過ぎず、また、ゾンデは降水の短時間予報に用いるには観測時間間隔が長すぎる。したがって流域スケールの空間的な風の場を連続的に観測できるドップラーレーダーの利用が期待される。一台のドップラーレーダーから得られる情報は、レーダーサイトに対するドップラー速度であるが、これにVAD法を適用して水平風速、風向、鉛直風速を推定した。VAD法とはドップラー速度と電波の位置から風のベクトルや収束、発散を求める方法である。これによって流域スケールを代表する上層の風を求めた。一方、下層（大気境界層）の風は、地形や地表の摩擦に影響を受け局地性が強くなるが、レーダーの観測範囲が限定されているために直接観測は難しい。そこで、レーダー観測から得られた上層の風を境界条件に、Kao modelを適用して大気境界層の風を推定した。さらに、以上によって求めた風の場合に降雨の物理モデルである Kessler modelを適用し、地形性降雨の再現をおこなった。

2. ドップラーレーダーの観測諸元

今回、気流の観測に用いたレーダーは、北海道大学低温科学研究所が所有する通称3次元ドップラーレーダーである。このレーダーは、アンテナの走査によってPPI、RHI、ASI（仰角を変えCAPPI走査をおこなうもの）などの観測モードが選択でき、雨雪域の3次元構造が観測できるほか、VAD（Velocity Azimuth Display）モードやRHVモードによっては、送信と受信電波のドップラー効果を利用して、任意仰角や鉛直断面内での雨雪域のドップラー速度を観測することも可能である^{1),2)}。なお、以下しばしば出てくるVADモードというのは、一定仰角でアンテナの方位角を変えながらドップラー風速を測定す

*正会員 工修 開発土木研究所研究員 水工部環境研究室
(062 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

**正会員 工博 中央大学助教授 理工学部土木工学科
(112 東京都文京区春日1-13-2)

る方式のことをいう。レーダー送信電波の波長は3cm波（Xバンド）で、建設省レーダーのCバンドと比べ減衰が大きいので、観測範囲は半径64km（後者は120km）となっており、方位方向に1°、動径方向に250mの空間分解能を有している。これを北海道開発局開発土木研究所の石狩水理実験場（緯度43°12'46.7"、経度141°23'47.8"）内に設置設置し、夏期の降雨と冬期の降雪時に集中的に観測を実施した。観測範囲には図-1に示すとおり、北海道中心部の石狩や札幌地方がカバーされている。これらの地域では、過去に石狩川の氾濫による被害を受けているほか、冬期には日本海から押し寄せる雪雲によって時折大雪にみまわれ、的確な降雪情報を必要としている。

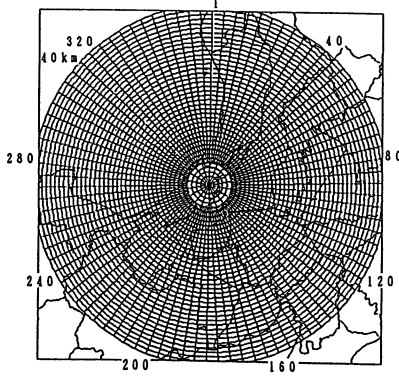


図-1 ドップラーレーダーの観測範囲

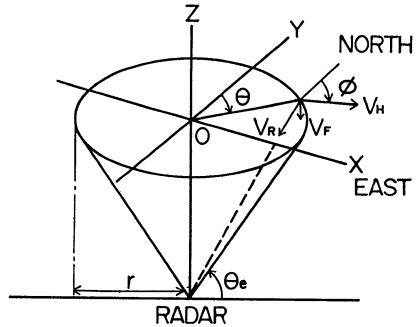


図-2 VAD 観測の模式図

3. VAD 法の概要

VAD 法は、模式的に図-2に示すような領域において VAD モードで観測されたドップラー風速から、レーダー上の水平風の風向・風速、水平発散などを得る手法である³⁾。なお、水平発散を積分することにより鉛直流の速度も得ることができる。ところで、風の3成分を厳密に測定するために、原理的には3台のドップラーレーダーが必要だが、この VAD 法は1台のレーダーからそれらを推定でき、実用的な意味できわめて価値の高い手法といえる。

ドップラー速度 $V_R(\theta)$ は風向 ϕ 、レーダーの方位角 θ (θ は真北を基準に時計回りに与えた角度) から次のように与えられる。

$$V_R(\theta) = -V_H \cos(\theta_e) \cos(\phi - \theta) + V_F \sin(\theta_e) \quad (1)$$

ここで、 V_H は水平風速、 V_F は降水粒子の平均落下速度、 θ_e は仰角を示す。この場合、 $V_R(\theta)$ はレーダーに向かう方向を正としてある。雨滴の平均落下速度 V_t は雨滴粒径に関係するとして、 $V_t = 3.8Z^{0.0714}$ (Z はレーダー反射因子) によって求めることができる。上式は、水平風速を x 成分（東向きを正）と y 成分（北向きを正）に分解するなどして、次のようにあらわすことができる。

$$\begin{aligned} V_R(\theta) = & -\frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) + V_F \cos(\theta_e) - V_{x_0} \cos(\theta_e) \sin(\theta) - V_{y_0} \cos(\theta_e) \cos(\theta) \\ & -\frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_x}{\partial y} + \frac{\partial V_y}{\partial x} \right) \sin(2\theta) - \frac{1}{2}r \cos(\theta_e) \left(\frac{\partial V_y}{\partial y} - \frac{\partial V_x}{\partial x} \right) \cos(2\theta) \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 V_x および V_y は、 V_H の x および y 成分、 V_{x_0} および V_{y_0} は、原点における V_H の x および y 成分、 r は走査円の半径をあらわす。一方、 $V_R(\theta)$ を次のような関数で近似することを考える。

$$V_R(\theta) = A_1 + A_2 \sin(\theta) + A_3 \cos(\theta) + A_4 \sin(2\theta) + A_5 \cos(2\theta) \quad (3)$$

ここで、係数 $A_1 \sim A_5$ を最小自乗法によって実測データから求める。式(2)と式(3)を比較すると、次のように水平発散 $Div V_H$ 、水平風速 V_H 、風向 ϕ 等が求められる。

$$Div V_H = \frac{2}{r} V_F \tan(\theta_e) - \frac{2}{r} A_1 / \cos(\theta_e) \quad (4)$$

$$V_H = (A_2^2 + A_3^2) / \cos(\theta_e) \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \phi &= \tan^{-1}(A_2/A_3) & A_3 > 0 \\ &\tan^{-1}(A_2/A_3) + \pi & A_3 < 0 \end{aligned} \quad (6)$$

以上のような手順を踏む場合、走査円内においては V_F が一様であるという仮定が必要となる。この場合、仰角を小さくすると走査円が大きくなりすぎて仮定が成り立たなくなる。一方、あまり仰角を大きくすると、水平発散を求めるときに鉛直風速の効果が無視できなくなる。そこで両者の兼ね合いから実際には仰角を 15 度から 20 度の間に設定している。また、ドップラーレーダーの測定可能な最大のドップラー速度を折り返し速度といて、これを越えるものは補正しなければならない。詳細については省くが、折り返し速度以上のドップラー速度を補正し、真のドップラー速度にする補正（折り返し補正）が自動的にできるような処理をすることができる。これらについては別途文献を参照されたい³⁾。

鉛直風速は、水平発散を積分するなどして次式から求められる。

$$w(z) = \frac{\rho_0}{\rho} w_0 - \frac{1}{\rho} \int_{z_0}^z \rho(\zeta) \text{Div } V_H(\zeta) d\zeta \quad (7)$$

ここで、 ρ_0 と w_0 はそれぞれ $z = z_0$ での大気密度と鉛直速度である。これを実際に適用するにあたっては差分化し、書き直すと、

$$w(z) = w_0 \exp(z/H) - \exp(z/H) \sum \exp(-z_i/H) \text{Div } V_H(z_i) \Delta z \quad (8)$$

ここで、 H はスケールハイトで 8,000m 程度と設定できる。上式において、 $w(0) = 0$ として水平発散を地上から積分すれば $w(z)$ の鉛直分布が得られる。

4. VAD 法による風速成分の推定結果

1991 年の降雨事例としては、9 月 5 日（前線性降雨）、9 月 28 日（台風性降雨）、10 月 17 日（前線性降雨）を選び、VAD 法により風速の推定をおこなった。このうち、10 月 17 日 21 時前後の解析例を示す。この時は図-3 に示す地上天気図からわかるように、沿海州方面に低気圧があり、それから南にのびる閉塞前線によって北海道全域は降雨にみまわれていた。風は低気圧に左回りで吹き込むように南東方向から吹く一方、上空の地衡風は等圧線に平行に南寄りとなることが類推できる。図-4 には VAD 法で推定された水平風の鉛直分布と、ゾンデで観測された水平風（10 月 17 日 21 時）を太線で示す。ゾンデは札幌から打ち上げられているが、レーダーサイトはそこから 20km 程度離れた石狩にあり、そのような違いを考慮にいれても、VAD 法がきわめてよく実際の水平風速場を再現しているといえる。特に高度 1,000m 以上の風の推定に著しく信頼性が高いことは、他の事例を検討した結果からも証明されている。よく言われているように上層の風はメソβ程度のスケール（約 100km）では一様とみなせるので、河川流域スケールを対象とした解析にはきわめて有用な情報となる。ただし、下層の風は地表による摩擦の影響などを受けるので、地形など局地的な条件に左右され、レーダーサイト近傍以外を把握することは難しい。そこで、下層の風については、レーダーで観測された上層の風を境界条件にして、地表の摩擦を考慮できるようなモデルから推定していくような方法を考える必要がある。図-5 には風の水平成分（北向きの水平風速成分）と鉛直成分の関係を図示している。これから、低圧部への風の収束によって発生する上昇気流が再現されていることがわかる。なお、これについての検証は、ドップラーレーダーのように上空の風の 3 成分を直接観測できる測器が必要である。以上のようにドップラーレーダー情報に VAD 法を適用した結果、妥当な風速場の推定ができた。これまで、降水の物理モデルやそれをベースにした予測手法においては、風に関する情報を推定値として設定せざるをえなかったが、それを実測値としての確に与えることが可能となり、今後物理モデルをベースとした降水予測の発展に寄与できると考えられる。

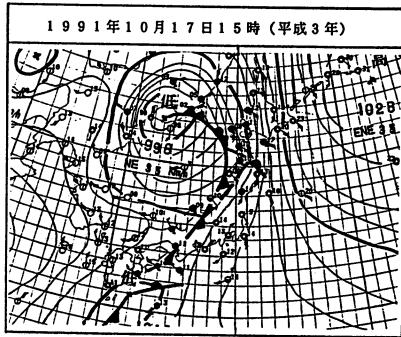


図-3 天気図（1991年10月17日21時）

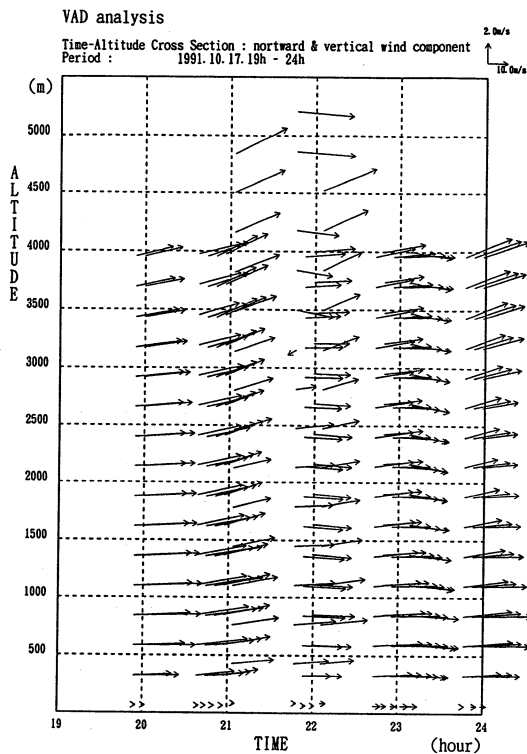


図-5 VAD 解析で推定した鉛直風速

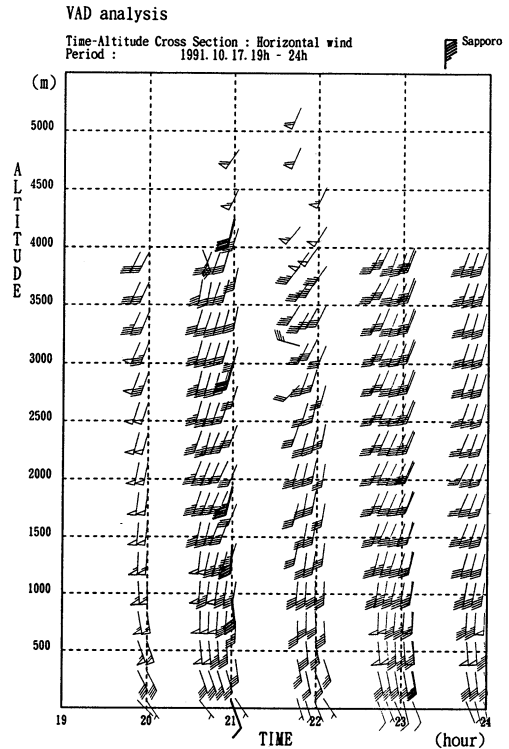


図-4 VAD 解析で推定した水平風速
(太線はゾンデデータ)

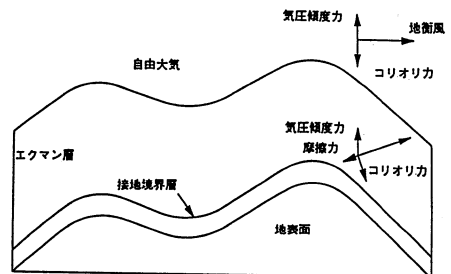


図-6 大気境界層の模式図

5. 下層の風の推定について

先に述べたように、下層（大気境界層）の風については地表の摩擦の影響を受けるため、ドップラーレーダーの VAD 観測範囲外は、それが評価できるようなモデルを用いて推定していく必要がある。ここで、大気境界層というのは図-6に示すように厚さが約 1,000m 程度のエクマン層と、地表に接する約数十 m の接地層に分類される⁴⁾。大気境界層以上では気圧傾度力とコリオリ力がつりあい低圧部を左にみながら等圧線に平行に風が吹いている。いわゆる地衡風である。一方、下層の摩擦の影響がある場合

には、風は低圧部に吹き込むように左に曲げられる。すなわち、気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力の3者だけ考えた場合、風は下から上に向かい、時計回りに転向していく。これを式で記述すると次のようになる。

$$K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f(v - v_g) = 0 \quad (9)$$

$$K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f(u - u_g) = 0 \quad (10)$$

ここで、 u は東向き(x)の風速成分、 v は北向き(y)の風速成分、 u_g および v_g は地衡風の x 、 y 成分、 f はコリオリパラメーター、 K は鉛直方向(z)の渦粘性係数をあらわす。上記のような基礎式で表される大気境界層の風を巧妙に与えているのが Kao model⁵⁾である。モデルでは上空の地衡風を与えた場合、次のような境界条件から上式が解かれる。

1) 地表面で風速は0とする。

2) 上端境界面で地衡風にすりつく。

3) 接地境界層とエクマン境界層の境界面で風向と応力の向きが一致する。

この結果、エクマン層の水平風速成分は次のように表せる。

$$u = u_g - \exp\{-\nu[z - h(x, y) - h_s]\} \{u_g \cos \nu[z - h(x, y) - h_s] + v_g \sin \nu[z - h(x, y) - h_s] - [u_g(\cos \alpha - \sin \alpha) + v_g(\cos \alpha + \sin \alpha)] \cos(\nu[z - h(x, y) - h_s] - \alpha)\} \quad (11)$$

$$v = v_g - \exp\{-\nu[z - h(x, y) - h_s]\} \{-u_g \sin \nu[z - h(x, y) - h_s] + v_g \cos \nu[z - h(x, y) - h_s] - [u_g(\cos \alpha - \sin \alpha) + v_g(\cos \alpha + \sin \alpha)] \sin(\nu[z - h(x, y) - h_s] - \alpha)\} \quad (12)$$

また、鉛直風速 w は地形の影響によって次のように算出される。

$$w = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (13)$$

ここで、 $h(x, y)$ は標高、 h_s は接地境界層の厚さ、 ν はパラメータで $\sqrt{f/2K}$ である。また、 α は地衡風と接地境界層の風がなす角度で次のように表せる。

$$\alpha = \nu(h_E - h(x, y) - h_s) - \frac{3}{4}\pi \quad (14)$$

ここで、 h_E は大気境界層の厚さを示す。なお、接地境界層内の風速は、地表面の抵抗に応じ、対数則により得られるとしている。

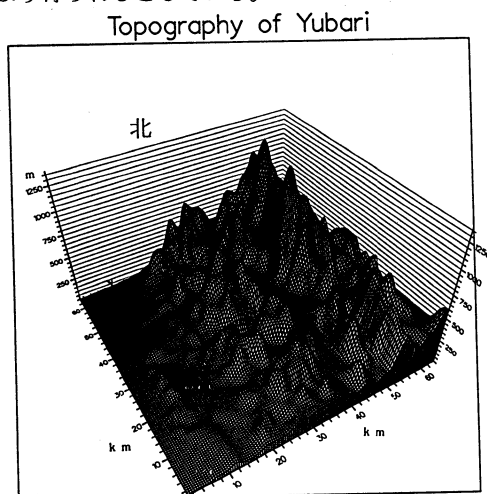


図-7 夕張岳周辺の地形

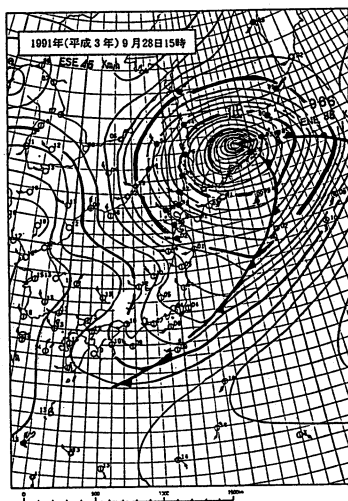


図-8 天気図 (1991年9月28日15時)

(a) 高度 3,000m

(b) 高度 1,000m

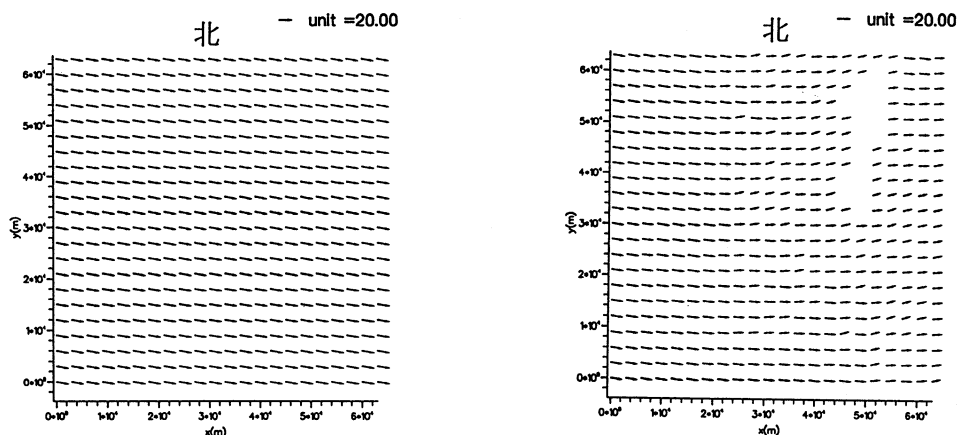


図-9 計算された水平風速ベクトル

次に実際に境界層風速を算出した例を示す。検討の対象としたのは、これまで地形性降雨の観測と解析をおこなってきた夕張岳（標高 1,667m）近辺の 63km×63km の領域であり、地形の鳥瞰図を図-7 に示す。計算条件として、メッシュサイズは水平方向に 1,000m、鉛直方向に 200m とし、モデルのパラメーターについては既往文献を引用し⁶⁾、接地境界層の厚さ h_s は 20m、渦粘性係数 K は $5m^2/s$ とした。また、この領域は、石狩と同じメソβ場にあると考え、上層ではドップラーレーダーで観測されたものと同様な風が吹いているとした。以上の条件をもとに 1991 年 9 月 28 日の降雨事例を対象として計算をおこなった。この日の 19 時 30 分のドップラーレーダーの VAD 解析からは、700mb 面（約 3,000m）で 19m/s、方位角 280°（西北西）の風が得られており、これはゾンデデータでも検証されている。モデルではこれを地衡風として与えた。なお、この日の概況としては図-8 の天気図にあるように、北海道で台風 19 号の通過があり、夕張周辺でも 40~50mm の降雨量があった。この日の 21 時の天気図から VAD 解析で得られたように西北西の風が吹いていることが類推できる。図-9 に高度 3,000m と 1,000m での水平風速ベクトル図を示す。また、図-10 には夕張市街とその近傍を含むメッシュにおいて計算された水平風速成分を高度毎に示している。ここには気象庁の風向風速観測所があり、そのデータ（9 月 28 日 21 時）も示してある。これから、上空へ時計回りに転向するエクマンスパイラルがモデルによって再現されているほか、下層では実測値に近い風向風速が算出されていることがわかる。ただし、モデル計算の結果は基本的にはこのようなエクマンスパイラルで特徴づけられるが、パラメーターの設定によっては再現される風は地形の影響で複雑な状況となる。これは主に K （渦粘性係数）に依存し、 K が大きくなるほど摩擦の効果が卓越してくるので、地形に敏感に影響するようになる。

6. 降雨の再現

河川管理等で必要になるのは流域の降水量であるので、これをモニターすること、あるいは予測することが大きな目標となる。降雨場は風の状態に左右されるので、まず風の推定が的確になされねばならない。そのうえで適当な降雨物理モデルを用いて降雨場を再現することになる。風の推定は、先に示し

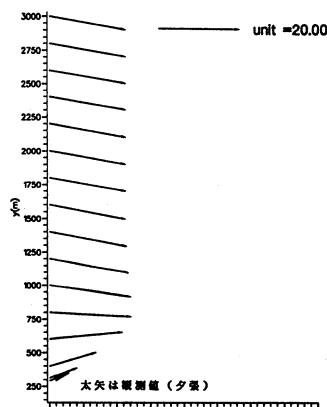


図-10 夕張上空の水平風速場

た VAD 解析と境界層のモデル化で的確に行えることがわかった。よって、そこで得られた結果を降雨モデルへの入力条件として与えた場合、降雨現象が妥当に再現できるかどうかを検討する。ここでは、山地斜面に沿って発生する上昇気流がもたらす雨、いわゆる地形性降雨の再現を試みる。地形性降雨の観測、解析、降雨の再現に用いた Kessler model などについては、これまで何度も報告してきたので⁷⁾、内容の説明は省略する。対象領域は先に示した夕張岳周辺地域で、1991 年 9 月 28 日の事例を用いた。この時は前節で示したように西寄りの風が卓越しており、夕張山地の西向き斜面に沿って上昇気流が発生する状況にあった。図-11 には Kao model で計算された結果から、夕張岳の頂上を横切る東西方向の鉛直断面で風の状況をみたものである。図中の鉛直風速のスケールは水平風速のスケールの 10 倍に強調してある。これから、斜面に沿った強い上昇気流が再現されていることがわかる。このような風の成分を与え、Kessler model により降雨の計算をおこなった。計算の初期条件として大気が全域で飽和している状態を与え、定常となる 1 時間後の計算結果をみた。結果を図-12 に示す。

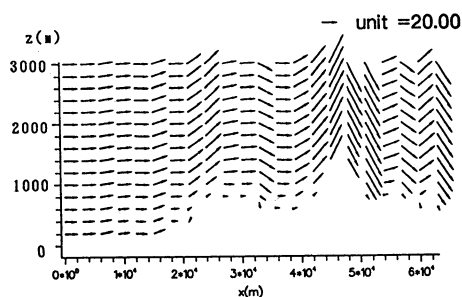


図-11 鉛直断面の風速ベクトル

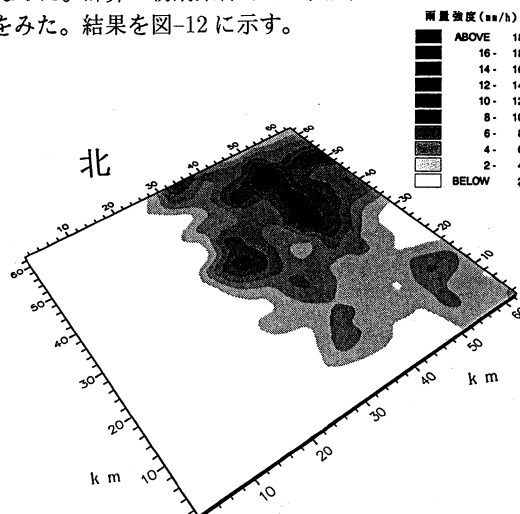


図-12 計算された降雨量分布

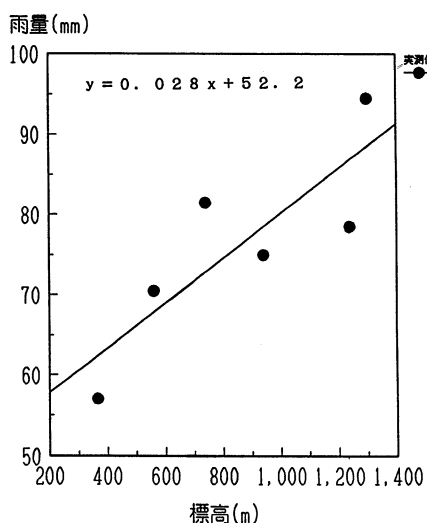


図-13 標高と雨量の関係（実測）

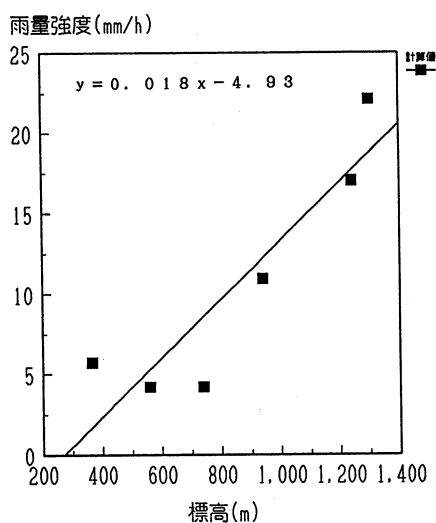


図-14 標高と雨量の関係（計算）

雨域は夕張山地の斜面に沿って形成されており、強いところでは降雨強度が 20mm/h を越えるよう

な個所もみられる。雨量の地形（標高）への依存性についてはこれまでも観測結果やシミュレーションを通して報告しているが、夕張岳山腹には標高毎にいくつかの雨量計を設置し、観測をおこなってきた^{9)~11)}。図-13には1991年9月28日の降雨について標高と日雨量の関係を示す。一方、図-14には雨量計設置個所のメッシュの雨量について標高との関係を示した。これによって、降雨の地形依存性が再現できることが確認された。

7. おわりに

現在、わが国における現業の降雨観測レーダーでドップラーレーダーはないが、降雨現象に強く関連する要因として、広域の風の観測データの入手が望まれる。最近、流域スケールにおいても降水の物理メカニズムを記述するモデルや、それをベースにした予測手法も提案されてきている¹²⁾。それらへの情報を提供する意味でもドップラーレーダーによる風の観測が必要であると考えられる。本報告では、ドップラーレーダーの観測結果にVAD法を適用して上空の風を的確に推定するとともに、Kao modelによって下層での局地性の強い風速場をよく再現できることを示した。さらに、このような風の情報を与え、地形性降雨を対象に降雨場の再現をおこなって妥当な結果を得た。これらの結果はドップラーレーダーの実運用へ向けての手がかりを与えるものと考えられる。また今回、的確な風の情報を与えることができたことは、降雨予測物理モデルの信頼性向上を目指すための第一歩になったと確信する。なお、ドップラーレーダーの観測やデータの解析で北海道大学低温科学研究所の遠藤助教授他の方々にご協力をいただいたことに深く謝意を表す。

参考文献

- 1) 中津川誠, 吉岡紘治, 藤吉康志, 宮下孝治: 流域スケールの降雨特性の研究(その2)-レーダ雨量計の観測精度について-, 北海道開発局開発土木研究所月報 446, 19-34, 1990.
- 2) 谷昭彦, 西村豊, 中津川誠: 3次元ドップラーレーダによる降雨観測, 土木学会北海道支部論文報告集 48, 317-322, 1992.
- 3) 坪木和久, 若浜五郎: 1台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法-最小二乗法を用いたVAD解析-, 低温科学物理篇 47, 73-88, 1988.
- 4) 小倉義光: 気象力学通論, 東京大学出版会, 1978.
- 5) Kao, S. K.: An Analytical Solution for Three-Dimensional Stationary Flows in the Atmospheric Boundary Layer over Terrain, J. Appl. Meteor., 20, 386-390, 1981.
- 6) Holton, J. R.: An Introduction to Dynamic Meteorology, Academic Press, 1977.
- 7) 中津川誠, 竹本成行, 山田正: 流域スケールの降雨特性の研究(その3)-山地における気流と降雨のシミュレーション-, 北海道開発局開発土木研究所月報 447, 20-35, 1990.
- 8) 中津川誠, 竹本成行, 山田正: 流域スケールの降雨特性の研究(その1)-山地流域での降雨観測事例から-, 北海道開発局開発土木研究所月報 445, 19-28, 1990.
- 9) 山田正, 豊田康嗣, 藤田陸博, 道口敏幸: 山地流域における地上観測降雨量とレーダ雨量情報を用いた流出解析, 土木学会北海道支部論文報告集, 493-498, 1992.
- 10) 山田正: 降雨予測と洪水予測, 気象予測とその水文・水資源学への応用, 水文・水資源学会, 109-129, 1992.
- 11) 山田正: 地形性降雨とその解析, 第28回水工学に関する夏期研修会(Aコース)講義集, A-8-1-A-8-21, 1992.
- 12) 中北英一: 地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究, 京都大学学位論文. 159-180, 1990.