

k-εモデルを用いた冬季季節風の 一次元シミュレーション

A ONE-DIMENSIONAL NUMERICAL SIMULATION
OF WINTER SEASONAL WINDS BY USING THE k-ε MODEL

福田和代¹・松永信博²・片岡治³

Kazuyo FUKUDA, Nobuhiro MATSUNAGA and Osamu KATAOKA

¹学生会員 工修 九州大学 総合理工学研究科 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

²正会員 工博 九州大学助教授 総合理工学研究科 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

³学生会員 九州大学 総合理工学研究科 (〒816-8580 福岡県春日市春日公園6-1)

A distribution of atmospheric pressure in which the high pressure area lies to the west and the low pressure area to the east is a typical one covering Japan Sea area in winter. The characteristics of the atmosphere above Fukuoka city under such a pressure system have been investigated on the basis of the data obtained from upper-air observations and analyzed by using the one-dimensional k-ε model. Contour line profiles of potential temperature and wind speed drawn in a latitude-height section show that the Siberian cold air mass absorbs a large amount of heat and vapor in flowing down on Japan Sea and a mixed layer develops over 1-2 km height. The analyzed results for the potential temperature and the east-west component of the horizontal wind velocity agree well with ones obtained from upper-air observations.

Key Words : winter seasonal wind, numerical simulation, k-ε model

1. はじめに

冬季季節風が日本海上を吹送するとき、シベリア大陸上の乾燥した大陸寒帯気団は、海からの大量の熱と水蒸気の補給を受け著しく変質する。浅井¹⁾は、寒気吹き出し期間の日本海周辺海上の対流圏下半層では、次の①～④の特徴的な構造が見られることを指摘している。①高度2kmより上空では安定成層が存在する。②安定成層の下対流圏下部では北よりの風が卓越し、気団変質が生ずる。③安定成層内は西風が卓越し、気団変質の及んでいない層である。④対流圏中層では沈降流が存在する。著者ら²⁾も冬型気圧配置における福岡および鹿児島で得られた高層気象観測データを解析したところ、上空2～3kmまでは温位や相対湿度が様な分布をとる混合層が形成されることを明らかにした。また、上空2～3kmのところでは風速、温位、相対湿度のプロファイルがステップ的に変化する躍層が形成され

ることも示した。著者らは、これらの観測データに基づき、大気を鉛直方向に混合層、遷移層、自由大気層の3つの層に分け、各層内の渦動粘性係数をモデル化することにより風速分布のシミュレーションを試みた。

その結果、解析結果とデータの間に良好な一致がみられたが、各層の高度の与え方や地表面付近の渦動粘性係数の与え方等においていくつかの任意性を含むという問題点も残されている。

そこで、本研究では冬型の気圧配置の下でシベリア大陸から吹き出す寒気の時空間特性を理解した上で、乱流モデルを用いて福岡上空の大気の特徴をシミュレートすることを試みた。まず、長春(中国)から南大東島までの高層気象観測データを用いて温位と風速の緯度-高度断面図の時間変化を調べた。その結果、朝鮮半島から日本海へ吹き出した寒気は海から熱を受け取ることで混合され、数kmの高さにわたって混合層が発達することが明らかとなった。従って、本解析では安定成層した大気中に貫入した寒気が移流しながら

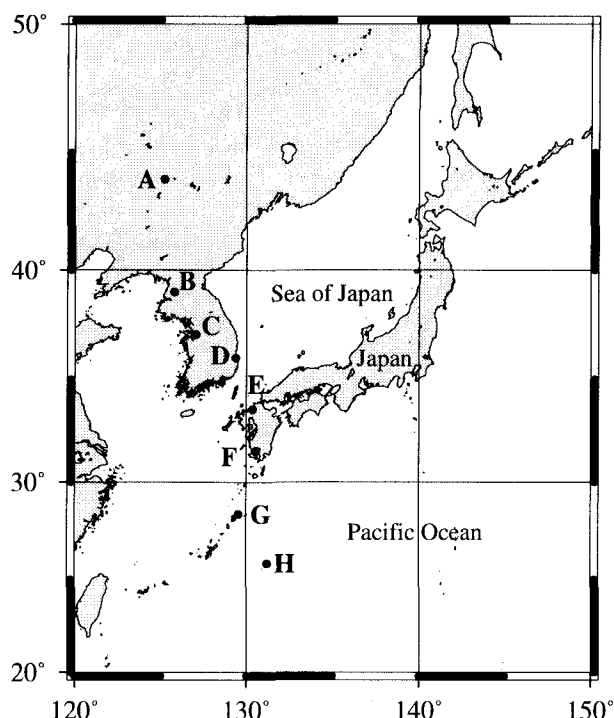


図-1 高層気象観測所配置図

ら海洋によって加熱される過程を，安定成層している大気が底面から加熱される非定常過程に置き換え，混合層が発達する様子を一次元 $k-\epsilon$ モデルを用いて福岡上空の大気の特徴をシミュレートしている。

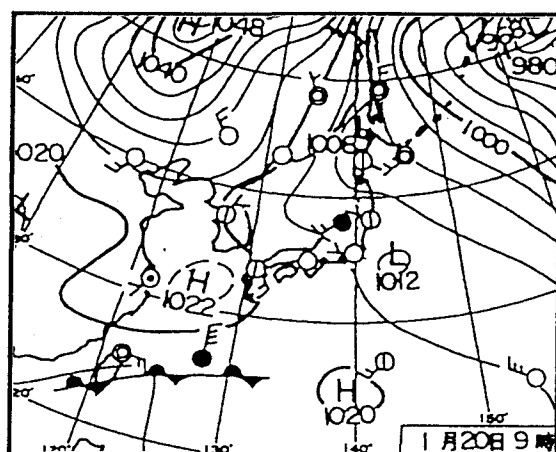
2. 緯度-高度断面における温位と風速の特徴

(1) 解析データ

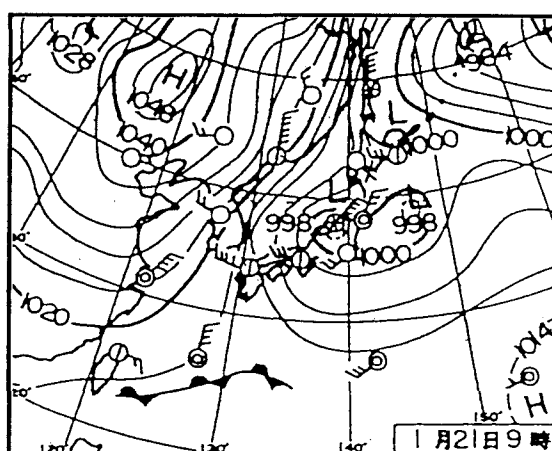
シベリア大陸から吹き出す寒気の流れを理解するため，福岡を中心に南北方向に位置する8地点で得られた高層気象観測データを解析した．図-1に高層気象観測所A～H（A:長春，B:平壤，C:烏山，D:浦項，E:福岡，F:鹿児島，G:名瀬，H:南大東島）を示す．それぞれの高層気象観測所では原則として1日2回，日本の時刻で9時と21時(00UTCと12UTC)にレーウィンゾンデを用いて気圧，温度，風向，風速および湿度の観測を行っている．

使用した資料は気象庁天気図CD-ROMであり，地点A～Hにおけるレーウィンゾンデ観測によって得られた湿度を除く全てのデータが含まれている．したがって，大気の安定度に対しては水蒸気を考慮しない温位が用いられた．温位と風速の解析は，高度6kmまでの範囲で行われ，地表面および指定気圧面である1000，925，850，700，500hPaの合計6点におけるデータが用いられた．

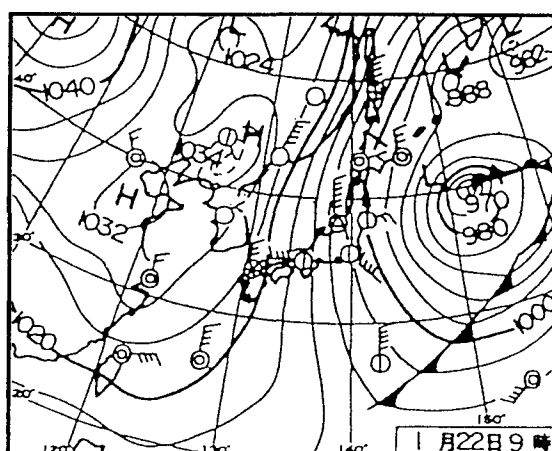
以下では，1997年1月20，21，22日の午前9時のデータにもとづいて寒気の時空間特性について述べる．なお，1月21日に関しては，B地点(平壤)のデータが欠損していたため残りの7地点のデータにもとづいている．



(a)



(b)



(c)

図-2 地上天気図

(a)1997年1月20日9時

(b)1997年1月21日9時

(c)1997年1月22日9時

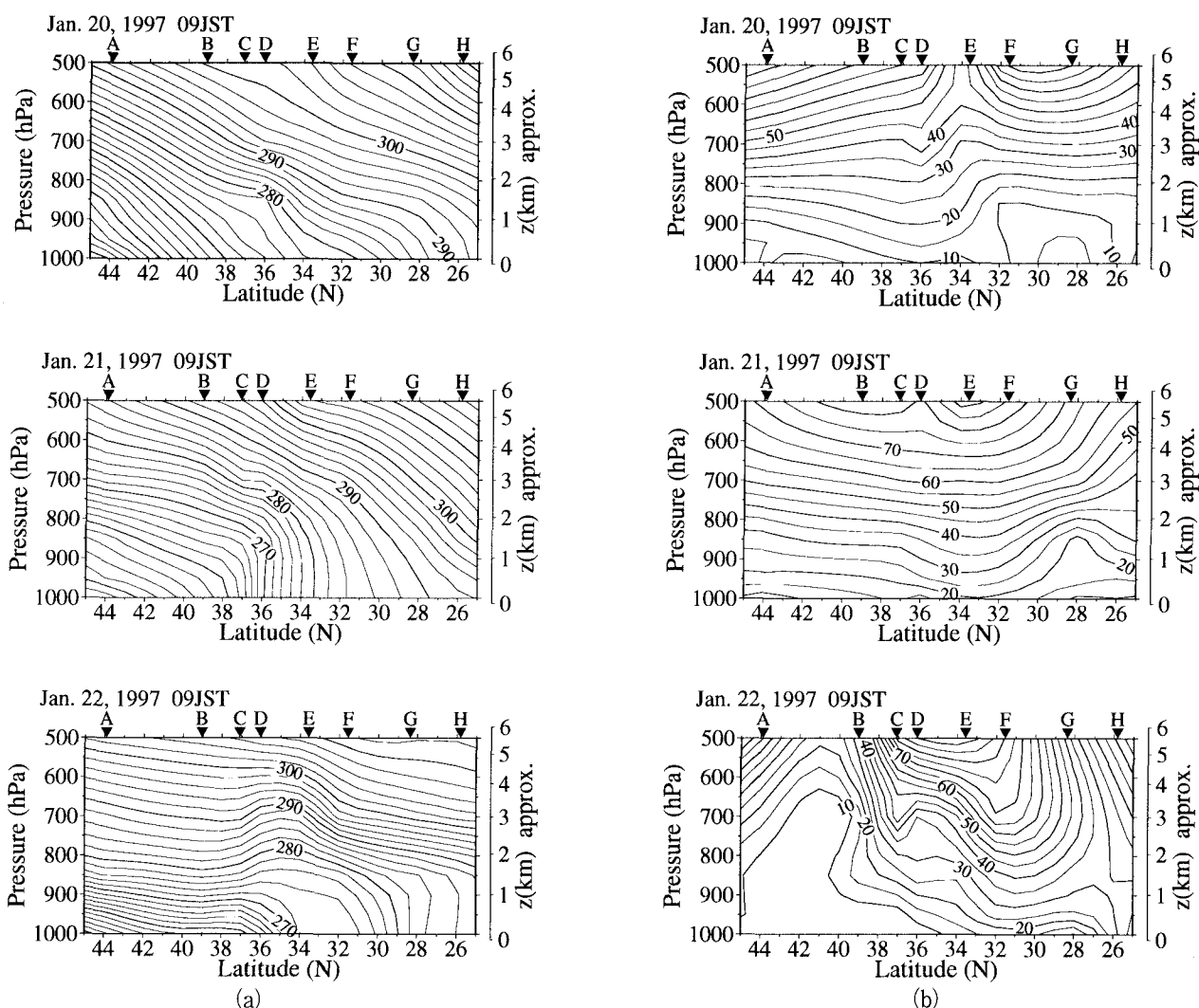


図-3 緯度-高度断面図の時間変化
(a) 温位 θ (K) (b) 風速の絶対値WS(m/s)

(2) 解析結果

図-2に、1月20日から22日の午前9時における地上天気図を示す。1月20日は前日から引き続いて西日本は移動性高気圧に覆われ、穏やかな晴天日であった。翌21日はシベリア高気圧が南下し、典型的な西高東低の冬型気圧配置となり、日本海では等圧線が南北方向に非常に密になった。日本においては、22日も引き続き強い寒波に見舞われているものの、中国大陆では冬型気圧配置が緩み始めていることがわかる。

図-3(a), (b)はそれぞれ1月20日から22日の9時における温位 θ と風速の絶対値WSの等値線図を示す。横軸に緯度、縦軸に圧力がとられている。高度 z は標準気圧における高度と圧力の関係から算定されている。また、図中の上部に示されるA～Hは図-1の各観測地点の緯度に対応している。1月20日の大気は、 $z < 6\text{km}$ において南北方向および鉛直方向にほぼ同じ温度勾配をもって安定成層していることがわかる。また、南下するにつれ

て温位は高くなる傾向にある。翌21日は、地点AからBにかけて寒冷気団が張り出し、地点Aでは全高度にわたって強い安定層が形成された。しかし、B, C, D, Eと南下するにつれ、 θ が一様となる層、すなわち混合層が発達していることがわかる。これは、寒気が大陸上から暖かい海上に吹き出し、海から多量の熱と水蒸気の補給を受けたためであると考えられる。しかし、さらに南方のF, G, H地点では混合層の明瞭な形成が認められない。これは、この時点において寒気がF, G, Hまで到達していなかったためと考えられる。1月22日は、寒気の更なる南下のため、地点FからHにかけて高さ1kmにおよぶ混合層が形成されている。図-3(a)で示される θ の時間変化から、大陸から吹き出す寒気団が南下するにつれて混合層が形成される領域も南下することがわかる。

図-3(b)に示すように、1月20日と21日は風速の鉛直分布は南北方向にほぼ一様であった。20日は $z = 5\text{km}$ においてWS=60m/sであったが、21日においては中国大陆から

九州南部まで広く覆った冬型気圧配置によって $z=5\text{km}$ では、地点AからFにかけて $WS=70\text{m/s}$ 以上の強い季節風が生じた。1月22日は、中国で冬型気圧配置が緩み始めたため、地点AからBの範囲においては $z=5\text{km}$ で $WS=20\text{m/s}$ に減少した。しかし、地点CからFにかけては等圧線が密であることから、 $z=5\text{km}$ で $WS=70\text{m/s}$ の強い風速が保たれている。

以上、図-2と図-3のデータは上空における大気の流れは気圧配置に強く依存し、時空間的に風系はかなり変化するが、シベリア寒気団は安定成層した大気中を重力密度流的に流下し、混合層を形成しながらかなり南方にまで達することを示している。

3. k - ϵ モデルを用いた風速分布のシミュレーション

(1) 観測データ

シミュレーションに用いたデータは、福岡における1997年1月21日午前9時の高層気象観測データと高層天気図である。高層気象観測によって得られた東西方向の風速 u 、南北方向の風速 v および温位 θ の鉛直分布は図-5(a), (b), (c) に白抜き記号でプロットされている。ここで、西からの風に対し $u>0$ 、南からの風に対し $v>0$ としている。解析において風速の初期条件として必要な地衡風速分布が高層天気図から求められた。得られた結果は、図-5(a),(b)に黒丸印でプロットされている。地表面付近における摩擦速度 u_* はレーウィンゾンデの放球時刻に合わせて行われたドップラーソーダによる観測結果に基づいて評価された。ドップラーソーダによって得られた平均風速分布は図-4に示されている。同時に地表面付近のレーウィンゾンデのデータもプロットされている。地上225mまでの平均風速分布に対数則をあてはめて摩擦速度を評価したところ $u_*=1.06\text{m/s}$ であった。

(2) 基礎方程式および計算条件

図-3に示された1997年1月21日9時の温位と風速の緯度-高度断面図から、福岡（E点）においては混合層が発達していると同時に風系は緯度方向にはほぼ一様であることがわかる。そこで、福岡上空の気象観測データのシミュレーションは、水平方向に流れは一様という仮定のもとで、非定常次元 k - ϵ モデルを用いて行われた。方程式系および計算に用いたパラメータを以下に示す。

基礎方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

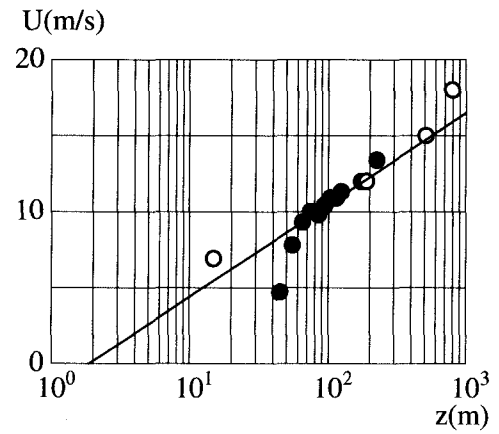


図-4 地表面付近の平均風速分布

● ドップラーソーダによるデータ

○ レーウィンゾンデによるデータ

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial k}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z} \right) + v_t \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right\} - \epsilon - g\beta \frac{v_t}{\sigma_T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{v_t}{\sigma_\epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right) + C_1 \frac{\epsilon}{k} v_t \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right\} - C_2 \frac{\epsilon^2}{k} - C_1 \frac{\epsilon}{k} C_3 g\beta \frac{v_t}{\sigma_T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (5)$$

$$v_t = C_\mu \frac{k^2}{\epsilon} \quad (6)$$

モデル定数

$$C_1 = 1.44 \quad C_2 = 1.92 \quad C_3 = 1.0$$

$$C_\mu = 0.09 \quad \sigma_k = 1.0 \quad \sigma_\epsilon = 1.3$$

ここで、 u_g, v_g ：地衡風の東西および南北成分(ms^{-1})、 θ ：温位(K)、 f ：コリオリパラメータ($=8.1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$)、 z ：高度(m)、 v_t ：渦動粘性係数($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)、 k ：乱流運動エネルギー($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)、 ϵ ：散逸率($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$)、 g ：重力加速度($=9.83 \text{ms}^{-2}$)、 β ：体積膨張率($=3.51 \times 10^{-3} \text{K}^{-1}$)、 C_1, C_2, C_3 、 $C_\mu, \sigma_k, \sigma_\epsilon$ ：モデル定数、 σ_T ：乱流プラントル数($=1.0$)である。

u_g, v_g の評価に対しては、地表面から $z=15\text{m}$ と $4000\text{m} < z < 6000\text{m}$ においてレーウィンゾンデで観測された風速、および700hPaと850hPaの高層天気図から読み取った地衡風速から、最小二乗法を用いた三次の近似曲線（図-5(a), (b)破線）で表される。

境界条件 として $z=15\text{m}$ と $z=6000\text{m}$ における u, v, θ の

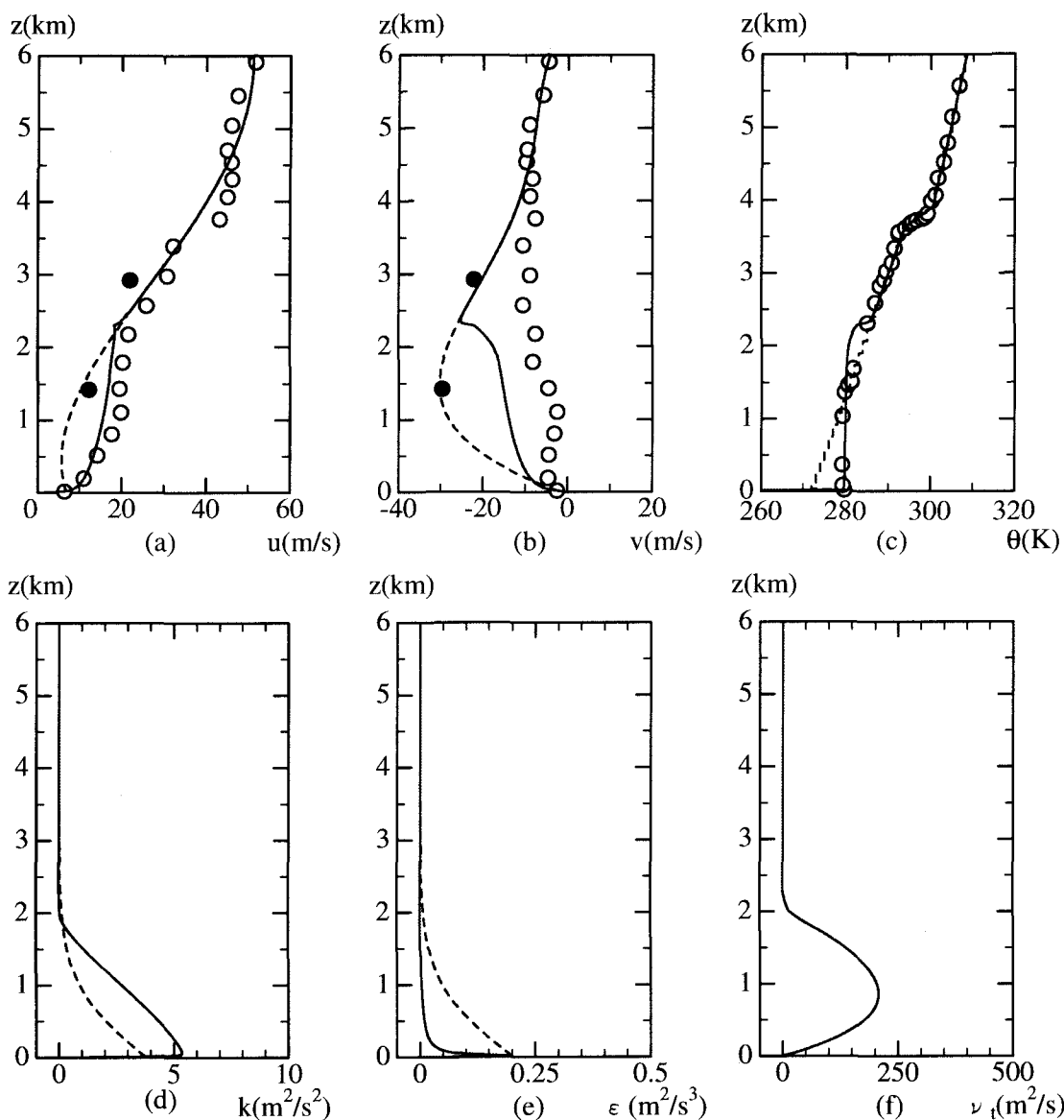


図-5 観測値と計算結果の比較

--- 初期条件 — 計算値 ○ 観測値 ● 地衡風速

(a) u の分布 (b) v の分布 (c) θ の分布 (d) k の分布 (e) ϵ の分布 (f) ν_t の分布

の観測値を用いた。

$$\begin{aligned} u &= 6.5 \text{ m/s} , \quad 51.1 \text{ m/s}, \\ v &= -2.4 \text{ m/s} , \quad -4.3 \text{ m/s}, \\ \theta &= 280 \text{ K} , \quad 309 \text{ K} \end{aligned}$$

k と ϵ に対する境界条件は

$$\begin{aligned} z = 15 \text{ m} \quad & k = u_*^2 \sqrt{C_u} \\ & \epsilon = u_*^3 / (\kappa \Delta z) \\ z = 6000 \text{ m} \quad & \partial k / \partial z = \partial \epsilon / \partial z = 0 \end{aligned}$$

で与えられた。ここで、 $\Delta z = 15 \text{ m}$ 、 κ はカルマン定数

($=0.4$)である。風速の初期条件は $u=u_g$ 、 $v=v_g$ とし、 θ の初期分布は強安定の温位勾配を地表面まで外挿した直線分布を仮定した。また、 k および ϵ の分布はそれぞれ地表面付近で $u_*^2 \sqrt{C_u}$ と $u_*^3 / (\kappa \Delta z)$ の値をとり、高度とともに減衰する関数を仮定した。計算では初期の強安定成層した大気が底面からの熱を受けながら混合層を形成していく過程をシミュレートしたもので、温位の鉛直分布が観測値とほぼ一致するまで計算を実行した。

(3) 計算結果および観測値との比較

θ の計算結果が観測結果とほぼ一致する $t=4.17 \text{ hr}$ における計算結果を図-5に示す。計算結果は実線で示され

ている。(a)~(f)はそれぞれ風速の東西成分 u 、風速の南北成分 v 、温位 θ 、運動エネルギー k 、散逸率 ϵ 、渦動粘性係数 ν_t の鉛直分布である。図中の波線は初期条件、実線は計算結果を示す。図-5(c)で示されるように、温位分布はかなりの精度で観測結果と一致していることがわかる。東西方向成分の風速 u においても、初期に与えた地衡風が地表面の摩擦と対流混合によって観測値と一致した結果が認められる。しかしながら、南北方向の風速成分 v に対しては、それ程よい一致が見られない。それは初期の地衡風速 v_g の算定に問題があった可能性が考えられる。 k の分布については、 $z=0.1\text{km}$ 付近において最大値 $k=5.3\text{m}^2\text{s}^{-2}$ をとり、 $z>2.0\text{km}$ では0に漸近している。 ϵ の鉛直分布は境界条件を与えた $z=15\text{m}$ で最大値をとり、高度とともに急激に0に漸近する。また、 ν_t の分布は、混合層高さの約半分の高さである $z=0.8\text{km}$ 付近で最大値 $\nu_t=210\text{m}^2\text{s}^{-1}$ をとり $z>2.0\text{km}$ では0に漸近している。 k と ν_t が急激に0に漸近する高度は、 θ の混合層高さとはほぼ一致することがわかる。これらの結果より、底面からの加熱によって生じる温位の混合層高さが、風速、運動エネルギー、渦動粘性係数の分布に大きく影響を与えていることがわかる。図-6に示される風速のホドグラフから、 v に関しては計算値が観測値よりも大きい数値を示しているものの、定性的には一致していることがわかる。

4. おわりに

本研究では、冬型気圧配置における福岡市上空の大気特性を調べるため、長春（中国）から南大東島までの高気象観測データを用いて、緯度-高度断面における温位と風速の分布について解析した。また、寒気が移流しながら海洋によって加熱される過程を、安定成層した大気が底面からの加熱によって混合される過程に置き換えた一次元 k - ϵ モデルを用いて、福岡市上空の

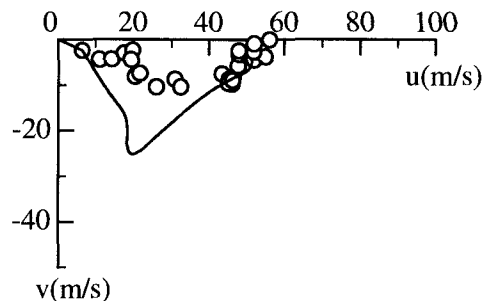


図-6 ホドグラフ

—— 計算値 ○ 観測値

大気特性をシミュレートした。得られた結果を以下に示す。

温位と風速の緯度-高度断面図の時間変化から、上空の風速は気圧配置によって大きく変化するが、中国大陆から吹き出す寒気は、日本海において熱の補給を受け、高度1~2kmの混合層を形成することがわかった。

一次元 k - ϵ モデルを用いた数値計算の結果、温位および主流方向である風速成分 u の鉛直分布は、かなりの精度でシミュレートすることができた。エネルギー、散逸率、渦動粘性係数の分布およびその大まかな値も知ることができた。

参考文献

- 1) 浅井富雄：ローカル気象学，東京大学出版会，pp.168-175,1996.
- 2) 松永信博，福田和代：冬型気圧配置における風速の鉛直分布，水工学論文集，第43巻，pp.227-232，1999

(1999.9.30受付)