

中立成層状態の大気境界層における組織的乱流構造

堀口光章・林泰一・植田洋匡

要 旨

大気境界層における組織的な乱流構造について、観測と数値実験によりその鉛直構造、空間的な拡がりの様子、出現頻度、運動量フラックスへの寄与の程度などについて調べた。それにより、組織的な構造が大気境界層全層にわたるような鉛直構造を有していること、出現頻度はこれまでの室内実験と同様な値を示すこと、運動量フラックスへの寄与が平均的な値より大きくなっていることなどが示された。

キーワード：組織構造，大気境界層，乱流，運動量フラックス

1. はじめに

室内実験により境界層乱流中に秩序だった運動による構造（組織構造，coherent structure）が存在し、乱流輸送と乱れの生成に大きな寄与をなしていることが明らかにされた（Kline et al., 1967; Corino and Brodkey, 1969 など）。実験により明らかにされた現象として、壁面近くの低速流が上方に持ち上がり（ejection）、それが周囲流体と干渉、振動し大きな乱れを作り（バースト，burst）、その後上方の高速流が壁面に向かって流れ込み（inrush）、低速流を一掃する（sweep）。この一連の過程全体をバーストと呼ぶこともあり、間欠的（準周期的）な現象と考えられている。

その後、数値実験により上記の現象をさらに詳しく調べることがなされてきた。しかし、従来の室内実験、数値実験の多くはレイノルズ数 Re が比較的小さい条件におけるものであり、また壁面近傍の現象についてを特に解析したものが多い。レイノルズ数 Re は、慣性力と粘性力の大きさの比を表す無次元数であり、流体運動を特徴づける速度を V 、長さを L 、動粘性係数を ν とすると、 $Re \equiv VL/\nu$ で定義され、流れの性質を決める重要なパラメータである。現実の大気境界層では、風速が強く、その空間スケールも大きいので、非常に大きなレイノルズ数となっている。

一方、水平格子間隔を充分に小さく取って大きな乱

流渦による運動を直接計算し、格子間隔より小さなスケール（サブグリッドスケール）の乱流の効果はパラメータ化して表現する Large Eddy Simulation（LES）により、比較的大きなレイノルズ数に対応した条件でも数値実験がなされている（Deardorff, 1972; Lin et al., 1996 など）。

現実の大気境界層は、レイノルズ数が非常に大きい上に、実験における条件とは異なって、複雑な起伏をした地表面上で形成されている。そのような条件での乱流の構造が実験による結果と比べてどのように異なった性状を示すのかを調べることは、現実の大気中での熱や物質の輸送・拡散などを考える上で重要である。

実際の大気境界層の観測も行われてきており、例えば、地表面近くでの乱流の水平構造についての観測（Hayashi, 1991）がなされている。地上付近のある一地点で観測した場合、急に風速が増加し、その後は次第に弱まっていくように測定されるが、それは平均風向方向で見て前面で急に風速が強くなりその後面では次第に風速が弱くなるという水平方向の拡がりを持った突風前線（gust front）の構造を持っていた。また、地表面に近い大気境界層下部における鉛直方向の風速構造を一地点での鉄塔観測から示した例もあり（Gao et al., 1989）、その場合にも水平分布同様な構造が鉛直方向に伸びており、微細前線（microfront）として呼ばれている。このような大気

境界層での観測によって示された構造と上記のような実験結果とをどのように対照して考えるかもまた重要な課題である。

ここでは、地表面加熱による影響が小さくて比較的现象が単純であると考えられるほぼ中立な成層状態における大気境界層を対象とした観測と数値実験を行って、大気境界層内の組織的な構造の状況を調べた結果について報告する。

2. 大気境界層の観測

1998年から2000年にかけて、京都大学防災研究所附属災害観測実験研究センター潮岬風力実験所(和歌山県西牟婁郡串本町)と京都大学宙空電波科学研究センター信楽MU観測所(滋賀県甲賀郡信楽町)において大気境界層の観測を実施した。

2.1 潮岬における観測の概況

潮岬風力実験所における観測は1998年11月11日から12月24日にかけて行った。地表近くの気流の状況については超音波風速温度計を本館測風塔(地上からの高さ約20m)に設置して観測し、大気境界層内の気流についてはドップラーソーダ(カイジョー製AR-1000)と宙空電波科学研究センターが設置した車載型Sバンド境界層レーダーにより観測した。

ドップラーソーダはパルス状の音波を上空に発射し、散乱されて戻ってきた音波の強さから上空の乱れの強さ、ドップラーシフトから風速を測定する装置である。ドップラーソーダによる風速3成分の観測は20秒ごとで、測定高度は40~400mに設定した。また、Sバンド境界層レーダーは、Sバンドの周波数帯(3.05GHz)の電波を使用して大気境界層を主な観測対象とする晴天大気レーダー(降水粒子がなくても測定可能なレーダー)の一種であり、ドップラーソーダ同様に乱れの強さと風速の高度分布を測定できるが、より上方の高度まで観測可能である。今回の観測での平均化時間は2分で、測定高度は200~5100mに設定されている。

曇天で、かつ風がある程度吹いており、接地層における安定度が中立に近いと思われる12月8日11時10分から14時48分にかけての観測データを解析した例を示す。この時間帯に、地上20mでの超音波風速温度計では平均風速5.5m/sの北西風、安定パラメータ z/L (Monin-Obukhovの長さ L に対する高度 z の比であり、接地層における安定度の指標)は $-0.03 \sim 0.1$ 程度であり中立に近い安定度であった。この z/L は次式(1)のように表される。なお、 $\overline{u'w'}$ は適当な長さの時間平均、 $'$ は変動成分を示す。

$$z/L = - \frac{(g/\theta)(\overline{w'\theta'})_0}{u_*^3/kz} \quad (1)$$

ここで、 g は重力加速度、 θ は温位、 w は鉛直風速、 u_* は摩擦速度、 k はvon Karman定数(=0.4)であり、 $(\overline{w'\theta'})_0$ は地表面での温度フラックスを表している。摩擦速度 u_* は接地層における特徴的な速度の尺度であり、次式(2)で表される。

$$u_* = (\tau/\rho)^{1/2} = [-\overline{(u'w')}]^{1/2} \quad (2)$$

ただし、 τ は運動量フラックス、 ρ は空気密度、 u は水平風速であり、添え字 $_0$ は地表面での値であることを表している。

また大気境界層の厚さは、Sバンド境界層レーダーによるエコー強度の測定からおおよそ1100mであると見積もった。

2.2 潮岬での観測による風速構造と運動量輸送

超音波風速計による測定から水平面内の平均流方向を定め、その方向の風速成分 u についてドップラーソーダによる時間高度断面図(Fig. 1)を作ると、数10秒から2分程度の時間スケールを持った強風域・弱風域の構造が見られる。強風域では下向きの鉛直風速(w 成分風速)であることが多く、一方、弱風域では上向きの鉛直風速を示す場合が多い。従って、これらの構造に伴って効率的に運動量が下方に輸送され、また乱流生成量も大きいと考えられる。

上記のことを定量的に調べるため、各風速成分 u 、 w の平均値からの変動成分 u' 、 w' を求め、それらの正負により4象限に分けて考える。第1象限は $u > 0$ 、 $w' > 0$ (outward interactionと呼ばれる)、第2象限は $u < 0$ 、 $w' > 0$ (ejection)、第3象限は $u < 0$ 、 $w' < 0$ (inward interaction)、第4象限は $u > 0$ 、 $w' < 0$ (sweep)である。鉛直風速が精度良く測定されている高度40mから200mまでを調べると、どの高度でもejectionかsweepとなっていることが多く、時間的には全体の52%から60%を占めている。また、 $u > 0$ 、 $w > 0$ あるいは $u < 0$ 、 $w' < 0$ の場合は上向きの運動量フラックスに寄与し、 $u < 0$ 、 $w > 0$ あるいは $u > 0$ 、 $w' < 0$ の場合は下向きの運動量フラックスに寄与するが、積算した $u'w'$ の値の絶対値はejectionあるいはsweepである場合の方が1.6~3.2倍大きく、時間的な割合以上に効率的に運動量を輸送していることが分かる。

2.3 潮岬で得られた強風域の平均構造

地上での風速が比較的長い時間スケールで増加する時における上空での風速構造を捉えることを目的

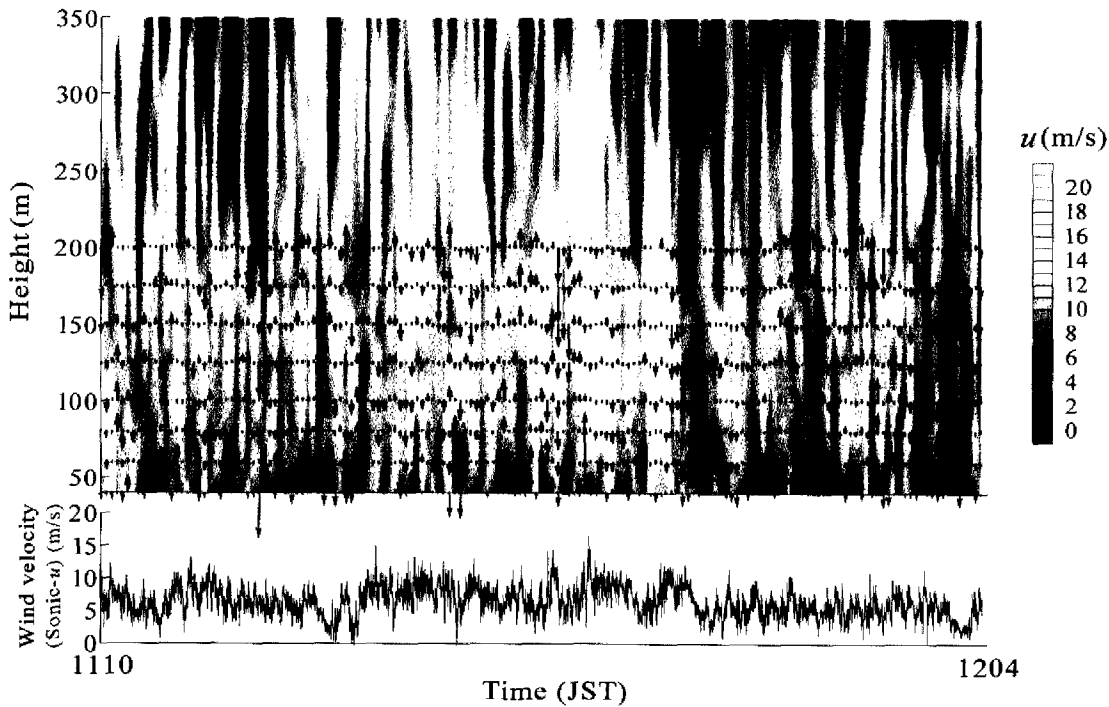


Fig. 1 u, w components of velocity observed by the Doppler sodar (upper figure, shade for u velocity and vector for w velocity) and u component of velocity measured by the sonic anemometer (lower figure) at Shionomisaki

として、超音波風速計 u 成分風速 (Fig. 1) に連続ウェーブレット変換を施した。ウェーブレットとしては一般的に広く使用されている“Mexican hat”関数 (時間 t の関数 Ψ として次式(3)に、その形を Fig. 2 に示す) をここでも使用する。

$$\Psi(t) = (1 - t^2) \exp(-t^2/2) \quad (3)$$

時間スケールが比較的長い風速構造を捉えるため、時間スケール 160 秒でのウェーブレット係数が設定したしきい値 (今回は 30 m/s) 以上になる場合をイベントとして抽出した。そして、ドップラーソダによる各高度での u, w 成分風速についてイベント期間 (320 秒とする) での平均値からの偏差を求め、それを標準偏差で規格化し、全イベントによる平均のパターンを作成する (Fig. 3)。その結果、上空ではイベントの中心より数十秒前の時間を中心として強風域 (鉛直風速は下向き)、そのさらに前方に弱風域 (鉛直風速は上向き) が存在するという構造が示される。この構造は上空の強風域が下方へ侵入してくるに伴う構造と考えられ、これまで主に接地境界層の範囲で観測されてきた突風前線、あるいは実験によって示された“sweep”の現象に対応したものと推測

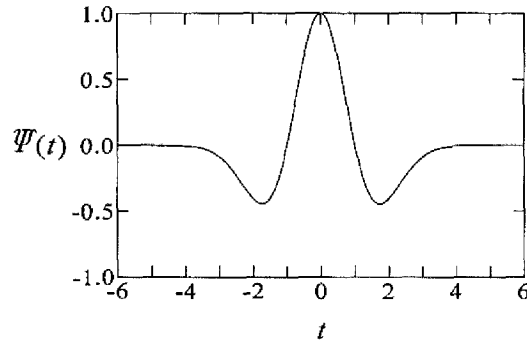


Fig. 2 “Mexican hat” wavelet

される。

2.4 潮岬での観測による強風域の鉛直構造

ドップラーソダの各高度の u 成分風速についてその平均値からの偏差を求め、それを標準偏差で規格化した値にウェーブレット変換を行い、時間スケール 160 秒についてのウェーブレット係数の時間高度断面図 (Fig. 4) を作ると、強風域の構造が明らかになる。高度 40m でのウェーブレット係数が設定したしきい値 (1.5) を越えるような強風域の構造の平均出現間隔は 650 秒であるが、組織構造に伴う乱流生成過程であるバーストの周期 T に対応すると考え、

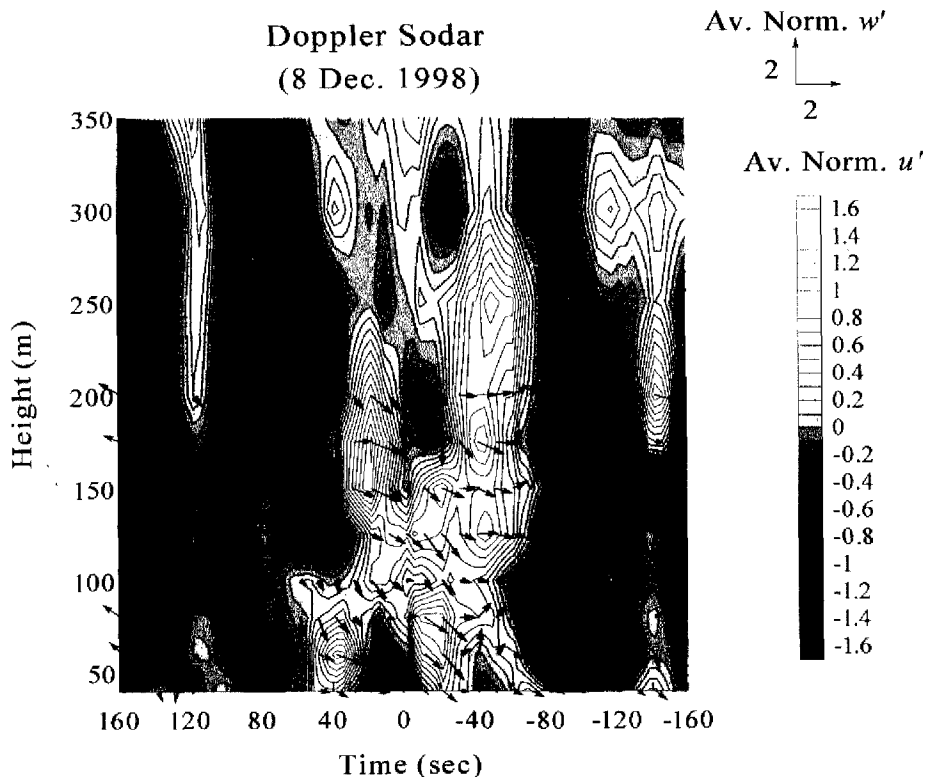


Fig. 3 Composite structure for u, w components of velocity from detected events

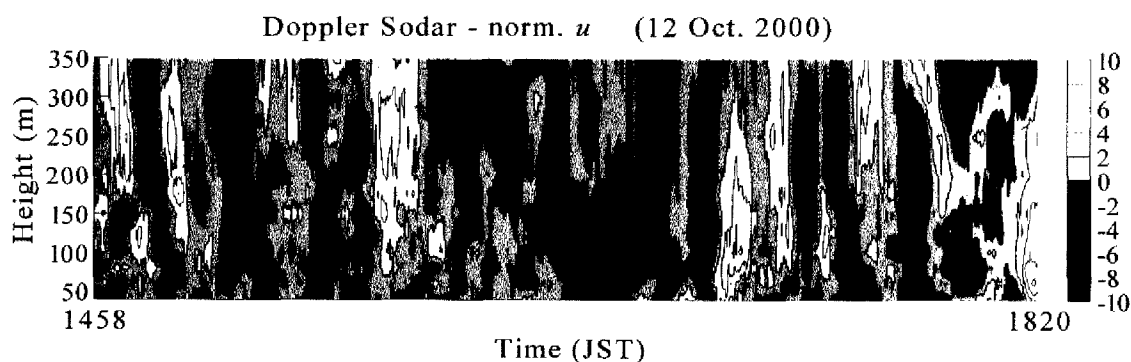


Fig. 4 Time-height cross section of wavelet coefficients for u component of velocity measured by the Doppler sodar at Shionomisaki

外部パラメータである風速(ここでは u 成分風速の平均値を使用する) U と境界層厚さ δ で無次元化する (TU/δ) と, 3.1 という従来のバーストについての実験結果と同様な値が得られる。これはまた, このような構造が境界層厚さ全体にわたるような現象であることを示唆している。今回の観測でドップラーソダによる測定値が得られている少なくとも高度350mまでの高度範囲では, 実際に地表近くから上空まで広い範囲に及ぶ現象であることが Fig. 4 から分かる。

200m までの各高度に対して上記のしきい値を越える時間の割合と, その期間での uw' の値による運動量フラックスへの寄与の割合を見ても, 強風域の構造は時間として 18~25% であるが, 運動量フラク

スへの寄与の割合は 23~49% である。200m までの全高度にわたりこのような構造により効率的に運動量が輸送されていることが分かる。

2.5 信楽での観測による大気境界層全層にわたる強風域の構造

信楽 MU 観測所における観測は 2000 年 10 月に行った。使用した測器は, 地上に設置した超音波風速温度計, 大気境界層の観測用にドップラーソダと宙空電波科学研究センターの L バンド下部対流圏レーダーである。L バンド下部対流圏レーダーは, 上記 S バンドよりも少し短い波長の周波数帯である L バンド (1.3575GHz) の電波を使用する晴天大気レー

ダーで、下部対流圏を観測対象としている。今回の解析での平均化時間は2分である。

ここでは大気不安定度が中立に近いと予想される曇天の10月12日14時50分から18時28分までの期間のデータを解析対象とし、この期間をパート1~4に分けて扱う。この時の地上約7.5mに設置した超音波風速温度計の測定による平均風速値は各パートで0.9, 0.9, 1.6, 1.5m/sと弱く、大気不安定度は始め不安定(パート1で $z/L=-1.34$)、その後中立に近い状況(パート2~4で $z/L=-0.06, -0.01, 0.15$)になった。この日の大気境界層の厚さは、下部対流圏レーダーによるエコー強度の測定からおおよそ1500m程度であると見積もった。超音波風速計による測定から水平面内の平均流方向を定め、その方向の風速成分 u についてドップラーソーダによる時間高度断面図を作ると、潮岬での観測同様に数10秒から2分程度の時間スケールを持った強風域・弱風域の構造が見られ、強風域では下向きの鉛直風速、弱風域では上向きの鉛直風速を示す場合が多い。

風速変動の構造を調べるために、ドップラーソーダの各高度の u 成分風速について、平均値からの偏差を標準偏差で規格化した値に“Mexican hat”関数による連続ウェーブレット変換を施す。また、下部対流圏レーダーについても、データの欠測を内挿して補完して

から同様に処理する。特に数分程度の風速構造を見るために時間スケール240秒についてのウェーブレット係数の時間高度断面図(Fig. 5)を両方の測器のデータから作ると、前節で述べた潮岬において観測した事例(Fig. 4)と同様な構造が見られる。なお、信楽の場合には下部対流圏レーダーの平均化時間が長いため、潮岬に比べてやや長い時間スケールについての解析となっている。この信楽での観測の場合には、ドップラーソーダと下部対流圏レーダーの二つの測器により境界層全層にわたって調べることができ、強風域の構造が鉛直方向に広く伸びており、場合によっては境界層全層にわたっていることが分かる。

3. 大気境界層乱流の試験的数値実験

3.1 数値モデルの概要

一地点の上空を現象が通過していくのを測定している上記のような観測では捉えるのが困難な組織的乱流構造の空間的拡がり、出現頻度、時間変化の様子などを把握し、それがどのようなパラメータにより決まるのか、また組織的構造の乱れの生成と乱流輸送への寄与ほどの程度なのかを調べるため、米国オクラホマ大学ストーム解析予報センター(CAPS)

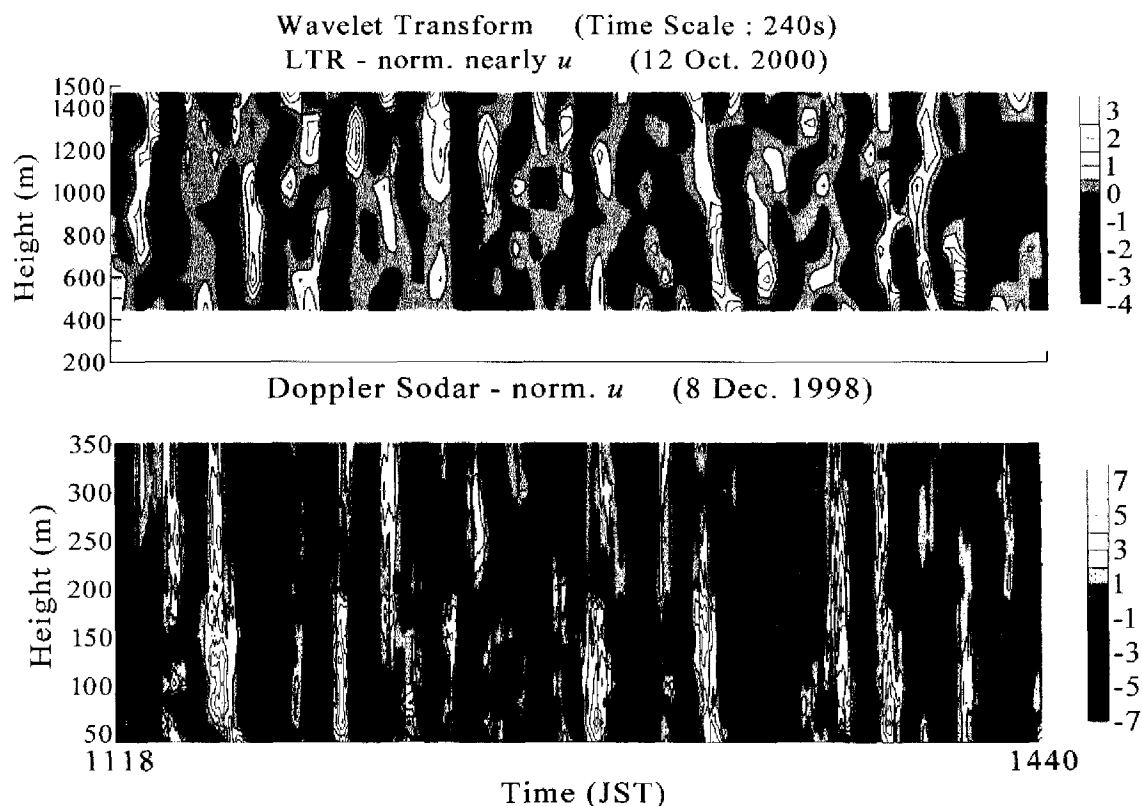


Fig. 5 Time-height cross section of wavelet coefficients for u component of velocity measured by the Doppler sodar and the lower tropospheric radar (LTR) at Shigaraki

が開発した数値モデル Advanced Regional Prediction System (ARPS) を用いて数値実験を行った。今回はその試験的な計算の結果を報告する。

このモデルは準圧縮・非膨張系の基礎方程式を用いた非静力学・雲解像モデルである。準圧縮というのは、連続の式に大気の圧縮性を認め、発散から気圧を予報するが、密度は基本場の値を代用していることを指し、非膨張系とは、気圧の予報方程式において、非断熱項は他の項に比較して小さいとして無視していることを示している。また、非静力学モデルというのは、鉛直方向の運動方程式を静力学平衡の式に置き換えずそのまま扱い、3方向の運動方程式全てを用いるモデルであり、従って鉛直風も予報する。さらに雲解像モデルとは、主に対流雲の研究用に開発されたモデルを指し、通常2km以下の高水平分解能での数値実験を想定し、物理過程を重視して作成されている。

モデルでの予報変数は、風速3成分(u, v, w)、温位の擾乱成分 θ' 、気圧の擾乱成分 p' (+水物質)であり、モデル格子はスタガード格子 (Arakawa C-grid) を用いて、格子立方体の中心でスカラー量、立方体の各面上でそれに垂直な方向の速度成分と対応する座標変数が定義される。

時間積分については、mode-splitting 時間積分法 (音波に関係する部分は小さな時間ステップで、それ以外は大きな時間ステップで計算する) を用いている。大きな時間ステップについて中心3レベル (leapfrog) スキーム、小さな時間ステップについては水平方向について前進-後退スキーム (運動量を前進、気圧を後退スキームで交互に計算)、鉛直方向については2つのオプションがあるが、今回の計算では Crank-Nicolson スキーム (方程式の各項を n ステップと $n+1$ ステップの平均で評価する) を使用している。

3.2 各種条件, パラメータの設定

格子点数は水平方向 (x, y 方向) に 100×100 点、鉛直方向 (z 方向) に 80 点を取り、格子間隔は水平方向 30m、鉛直方向 15m として、サブグリッドスケールの乱流パラメタリゼーションには修正 Smagorinsky スキームを使用した。これは、サブグリッドスケールの乱流運動エネルギーの生成と散逸が釣り合うという局所平衡と、サブグリッドスケールの応力がグリッドスケールの流れのひずみに比例するという渦粘性を仮定して導かれるものである。また、サブグリッドスケールの渦粘性係数についての Smagorinsky 定数は、乱流混合層に対して最適値と考えられている 0.15 という値を与えた。水平格子間隔は十分に小さく取っており、Large Eddy Simulation (LES) としてモデルを走らせていることになる。

境界条件は、側面が周期境界条件、上面が線型静力学的放射境界条件 (鉛直方向に伝搬する内部重力波がごくわずかにしか反射しないように構成された境界条件)、下面は固定壁境界条件 (すべり (free-slip) 境界条件) であるが、地表面による摩擦応力を与えている。また、地表面での熱フラックスはないとしている。

初期の場として、風速については、地衡風速 $U_g=25$ 、 $V_g=0\text{m/s}$ で、風向が地衡風の向きと平行になる高度 (最も低い高度) が 800m であるようなエクマン螺旋を形成する風速高度分布をもとに、下層で対数則を満たすように修正した (Fig. 6) 水平一様な場を与えている。一方、温位については、上空に向かって約 3.3K/km で上昇する中立に近いがやや安定な成層、高度 1000m より上部では 12K/km で上昇する温度逆転層をなす (Fig. 7) 水平一様な場に、ランダムな最大 3K の温位擾乱を全領域にわたり与えた。

音波に関係する部分を計算する際の時間ステップは 0.05 秒、それ以外を計算する際の時間ステップは 0.4 秒として、23400 秒間の積分時間について計算した。

3.3 試験的な数値実験の結果

この計算では風速、すなわちグリッドスケールの運動エネルギーを維持するような平均的な気圧勾配を与えていないので、運動エネルギーは減少していき、厳密に定常な状態に達することはない。しかし乱流の構造の解析は、充分にその構造が発達した段階で行わなくてはならない。鉛直風速あるいは特徴的な速度の尺度である摩擦速度 u_* は数 m のオーダーであるから、数値実験での計算領域を数 100 秒のオ

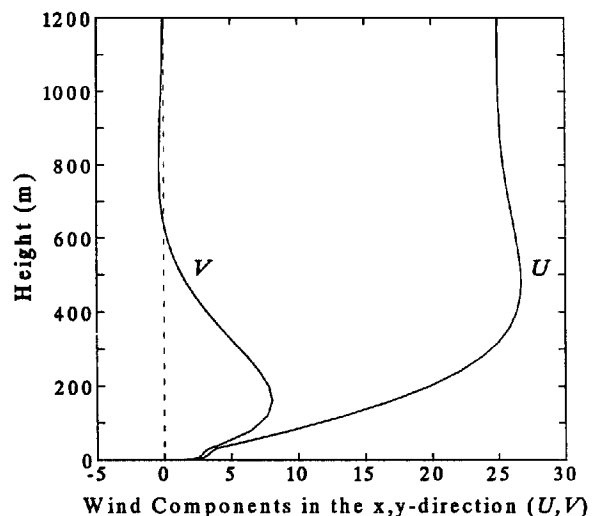


Fig. 6 Vertical profiles of initial horizontal Components of wind (U, V) in x, y -directions

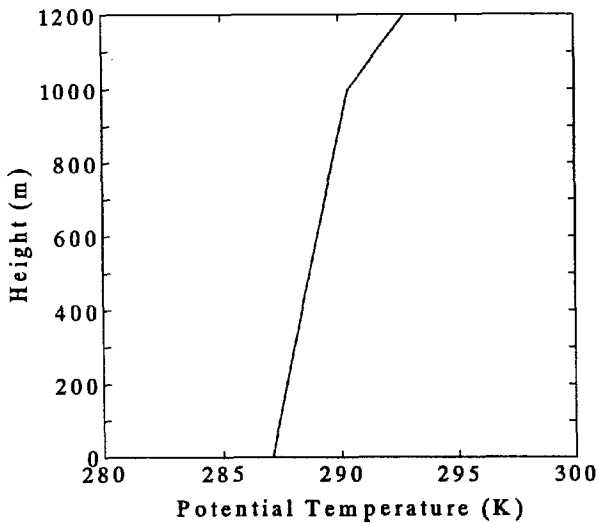


Fig. 7 Vertical profile of initial potential temperature

ーダーで風速変化の情報は伝達することになり、23400秒という積分時間は充分に長いと言える。また、23400秒間付近での乱流の構造をグリッドスケールの乱流運動エネルギーの高度分布などについて調べると、その全体的な様相はそれ程大きく変化しておらず、乱流の構造について充分に発達している状態に近いものと考えられる。なお、平均風速の高度分布の領域平均値は、初期の場と比べると地表面摩擦により逆転層以下で平均的に弱くなっており、また、地表面近くでの風速高

度分布は、安定度が中立である時に期待される対数分布則に近づいている。

23400秒間数値積分した結果から、まず計算格子で最下層である高度7.5mでの風速水平成分の大きさをFig. 8に示す。この時間、この高度において、風の水平成分は平均的にFig. 8で見て右上から左下へ向いているが、その風向方向に伸びた筋状の構造が見られ、縦横約3kmの領域内において風向方向には1km程度、風向直角方向には数100mごとに強風域、弱風域が存在している。それより上の高度の157.5mでは、この構造は風向方向、風向直角方向とも、より大きなスケールになっており、また、地表面近くに比較して風向方向への伸び方は鈍くなっている(Fig. 9)。

同時刻での鉛直断面内の風の状況を調べるため、Fig. 8, 9での $x=0.675\text{km}$ における y - z 断面での風速水平成分の大きさを濃淡で示したのがFig. 10である。上空の比較的強い風の領域が所々下層へ拡がり、逆に地表面近くの比較的弱い風の領域が上空へ拡がっている様子が見える。この時の鉛直風速(Fig. 10に等値線で示す)を見てみると、強風域が下層へ伸びている領域では下向きの鉛直風速、弱風域が上空へと拡がっている領域では上向きの鉛直風速となっている場合が多く、鉛直方向の運動に対応して強風域、弱風域が拡がっていることが分かる。

数値実験によって得られるこれらの構造は、2章で

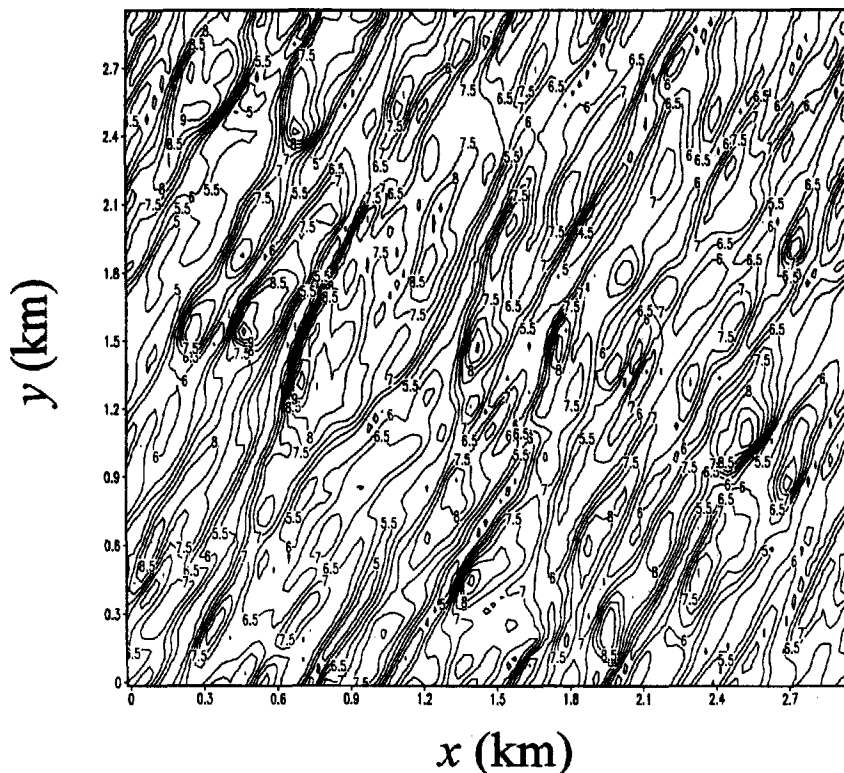


Fig. 8 Simulated distribution of horizontal wind speed (m/s) at the height of 7.5m

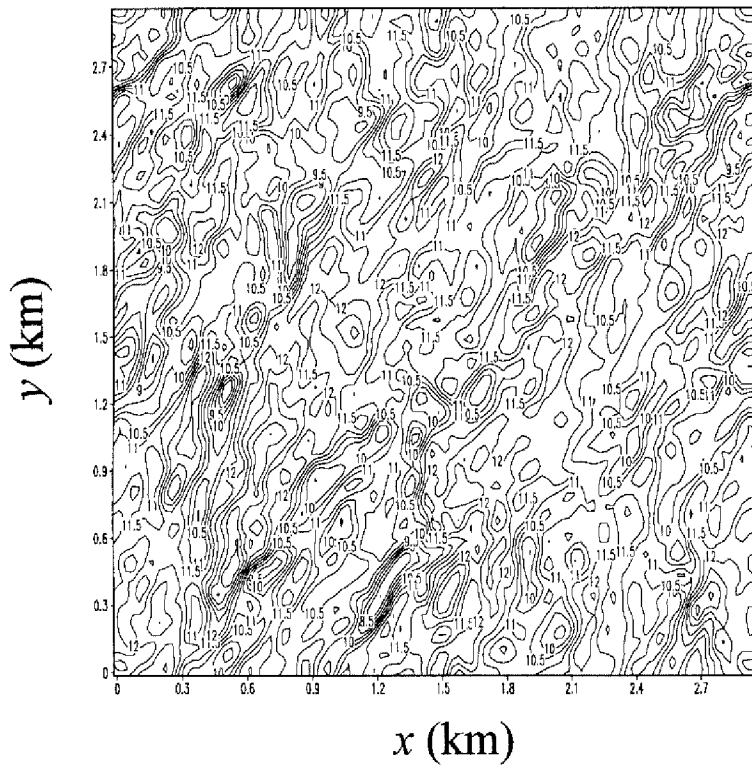


Fig. 9 Simulated distribution of horizontal wind speed (m/s) at the height of 157.5m

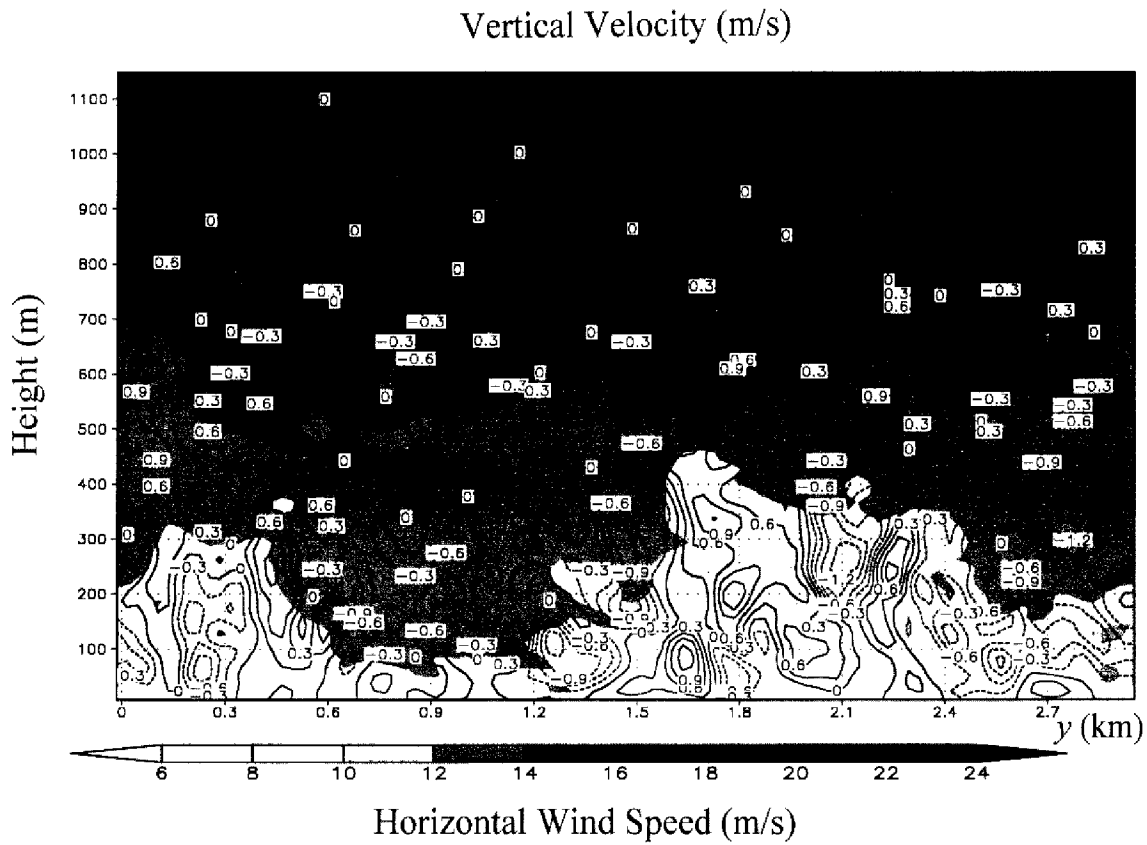


Fig. 10 Horizontal wind speed (shade) and vertical velocity (contour) on the vertical cross section at $x = 0.675$ km

述べた観測で得られる構造と類似していることが分かる。また、これまでの Large Eddy Simulation による研究でも同様なパターンが得られている (Deardorff, 1972; Lin et al., 1996 など)。

上記の数値実験における各種条件, パラメータについては今後さらに吟味し, その修正がもたらす影響についても検討する必要がある。

4. おわりに

大気境界層の観測については, 大気境界層全層にわたるような観測例が少ないので, 2001 年から 2002 年にかけて信楽 MU 観測所で新たに観測を行った。今後, これについての解析を進める予定である。

数値実験については, 各種条件, パラメータの吟味を行ってから再計算を実施し, 組織的乱流構造の空間的拡がり, 出現頻度, 時間変化の様子について解析を進め, それらがどのようなパラメータにより決まるのか, 組織的乱流構造の乱れの生成と乱流輸送への寄与はどの程度なのかについて調べていく予定である。

謝 辞

潮岬風力実験所と信楽 MU 観測所での観測に際して潮岬風力実験所と宙空電波科学研究センターの方々に, そして研究全体を通じて (株) カイジョー伊藤芳樹室長に御協力と御援助をいただいた。また, 数値実験は米国オクラホマ大学ストーム解析予報センター

(CAPS) が開発した数値モデル Advanced Regional Prediction System (ARPS) を用いた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- Corino, E.R. and Brodkey, R.S. (1969): A visual investigation of the wall region in turbulent flow, *J. Fluid Mech.*, Vol.37, pp. 1-30.
- Deardorff, J.W. (1972): Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers *J.Atmos.Sci.*, Vol.29, pp.91-115.
- Gao, W., Shaw, R.H. and Paw U, K.T. (1989) Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, *Boundary-layer Meteorol.*, Vol. 47, pp.349-377.
- Hayashi, T. (1991): Gust and downward momentum transport in the atmospheric surface layer *Boundary-layer Meteorol.*, Vol. 58, pp.33-49.
- Kline, S.J., Reynolds, W.C., Schraub, F.A. and Runstadler, P.W. (1967): The structure of turbulent boundary layers, *J. Fluid Mech.*, Vol.30, pp.741-773.
- Lin, C.-L., McWilliams, J.C., Moeng, C.-H. and Sullivan P.P. (1996): Coherent structures and dynamics in neutrally stratified planetary boundary layer flow, *Phys. Fluids*, Vol.8, pp.2626-2639.

Coherent Turbulent Structures in the Planetary Boundary Layer during Neutral Stability Conditions

Mitsuaki HORIGUCHI, Taiichi HAYASHI and Hiromasa UEDA

Synopsis

Coherent turbulent structures in the planetary boundary layer are investigated by observations and numerical experiments. Important subjects of this research are vertical structure, spatial extension, frequency of occurrence and contribution to momentum flux. Following things for coherent structures became evident 1)Vertical structures sometimes cover the whole boundary layer. 2)The frequency of occurrence shows the similar value to the laboratory experiments. 3)The contribution to momentum flux is larger than averaged value for the boundary layer.

Keywords: coherent structure; planetary boundary layer; turbulence; momentum flux