

## 黄土高原南部における混合層発達過程の数値モデリングに関する考察

\*高橋厚裕<sup>1</sup>・檜山哲哉<sup>2</sup>・樋口篤志<sup>3</sup>・西川将典<sup>2</sup>・李薇<sup>2</sup>・福嶋義宏<sup>1</sup>

- 1：総合地球環境学研究所  
2：名古屋大学・地球水循環研究センター  
3：千葉大学・環境リモートセンシング研究センター

### 1. はじめに

中国黄河中流域に広がる黄土高原では、熱的低気圧が発生しやすく、広域の大気場と相互作用をしながら、黄河流域の水循環に強く影響を及ぼしていると考えられている。この黄土高原には、地形的特徴として侵食谷が多く存在する。地面にこのような起伏が存在すると、大気場に波や循環が生じやすい。地形が局地循環に影響することの事例としては、山岳地における研究例において、谷の内部で発達した循環流の上方に雲が生成されるなどの報告がある。黄土高原の侵食谷は、山岳地に比べると小さい規模であるが、台地上よりも谷上に雲がよく発生することが目視により確認されている。このことから、侵食谷は小規模ではあるが局地的な大気混合やそれに伴う雲の生成に影響を及ぼしていると考えられる。一方で、黄土高原は半乾燥気候であることから、乾燥した空気が暖められることで浮力が発達しやすく、大気境界層の形成に影響していると考えられる。また観測からは、混合層が発達する前の時間帯に地面付近から高度 1000m 付近の間に上昇流が頻繁に観測されている。そこで本研究では、谷地形がある場合に、浮力が風速場にどのように影響するのかを調べる目的で、鉛直 2 次元数値モデルを構築し、簡単な数値計算を行った。

### 2. 数値モデルの概要

本研究では流体運動の計算方法として格子ボルツマン法を用いた。流体計算によく用いられる手法としては、流体の速度や圧力等の巨視的変数とする流体力学方程式（ナビエーストークス式）による方法や、分子動力学による粒子法があるが、これに対し格子ボルツマン法はその中間タイプの手法といえる。その基礎式は次のように表される。

$$(\partial_t + \mathbf{e} \cdot \nabla_{\mathbf{r}})f(\mathbf{r}, \mathbf{e}, t) = [\partial_t f(\mathbf{r}, \mathbf{e}, t)]_{\text{coll}} \quad (1)$$

$f$  は位置  $\mathbf{r}$ 、時刻  $t$  における速度  $\mathbf{e}$  の粒子の分布関数を表す。左辺は  $f$  の時間変化と粒子の並進運動による  $f$  の変化を表し、右辺は粒子の衝突による  $f$  の変化を表す。実際の計算では、上式を離散化した次式を用いる。

$$f_i(\mathbf{r} + \mathbf{e}_i \Delta t, t + \Delta t) - f_i(\mathbf{r}, t) = - \frac{f_i(\mathbf{r}, t) - f_i^{\text{eq}}(\mathbf{r}, t)}{\tau} \quad (2)$$

$f_i$  は離散化された分布関数、 $i$  は離散変数 ( $i = 1, 2, \dots, 9$ )、 $f_i^{\text{eq}}$  は平衡状態における分布関数であり、Gaussian 分布であると仮定する。 $\tau$  は衝突に伴う緩和時間を表し、計算時間間隔とレイノルズ数に依存する。 $f_i^{\text{eq}}$  については、一般に用いられている、Gaussian 分布関数を Chapman-Enskog 展開した関数を用い (He et al., 2003 など)、温度の平衡分布関数については、He et al. (1998) が提案した関数を用いた。 $f_i$  を計算することにより、流体の密度  $\rho$ 、速度  $\mathbf{u}$  などの巨視的物理量は次のように導かれる。

$$\rho = \sum_i f_i, \quad \rho \mathbf{u} = \sum_i f_i \cdot \mathbf{e}_i \quad (3)$$

### 3. 計算条件

計算領域は鉛直 2 次元である。地表面に傾き 45 度の斜面を持つ谷を設定した。吹走方向の長さは 640m、鉛直方向の高さは谷底部から 320m とした。時間間隔は 0.1s とし、格子間隔は水平・鉛直の両方向とも等間隔に 10m とした。境界条件については、上部境界は一定風速とし、下部境界における風速はゼロとした。側面境界については、風の入口側を一定風速とし、出口側で風速傾度をゼロとした。今回の解析では、上部境界と側面入口側境界の水平風速の大きさが  $0.001 \text{ms}^{-1}$ 、 $0.01 \text{ms}^{-1}$ 、 $0.1 \text{ms}^{-1}$  の 3 通りの場合について計算した。またいずれの場合もレイノルズ数は 1000 とした。地面から大気には一様に  $100 \text{Wm}^{-2}$  の顕熱を与えた。なお、本研究では乾燥空気とし、水蒸気の効果は考えない。

#### 4. 結果と考察

計算結果を図1に示す。図は初期条件から計算を始めて5分後の結果である。(a), (b)は風速が $0.001\text{ms}^{-1}$ の場合の結果である。図1(b)のように、斜面に沿って上昇流が起こっている。このように、地面からの顕熱によって暖められ浮力を得た空気は、平地よりも斜面において上昇流を起こしやすく、 $0.01\text{ms}^{-1}$ 以上の上昇流の高さは200m付近に達する。谷内部と谷上方では下降流の領域が広い。これは、斜面での上昇流に伴い、谷上方から谷内部への空気の巻き込みによるものである。また、水平方向の風については、風下側斜面の上昇流の部分を除けば、谷内部と谷周辺において風向が主風向とは逆向きになっている。これは、風上側斜面における上昇流と、上方から谷内部への空気の巻き込みによって引き起こされた循環流による逆風域である。この状態よりも少し風が強くなった $u = 0.01\text{ms}^{-1}$ の状態(図1(c), (d))では、(d)のように下降流の領域が風下側に流され、風上側の上昇流の領域が広がっている。またこのときの水平風を見ると、(c)のように、谷内部とその近傍においてのみ逆風域となり、その領域の面積は $u = 0.001\text{ms}^{-1}$ の場合に比べて狭くなっている。これは、風速が強くなったことで、谷部における上昇・下降の循環流が下方に抑え込まれたことによる。さらに水平風速が強くなった $u = 0.1\text{ms}^{-1}$ の状態では、下降流域はさらに抑え込まれ(図1(f))、領域の大部分が上昇域となる。このときの上昇速度は、領域が広がった分、小さくなった。また水平風速はほとんどの領域で主風向と同方向であるが、谷内部では逆風であった(e)。

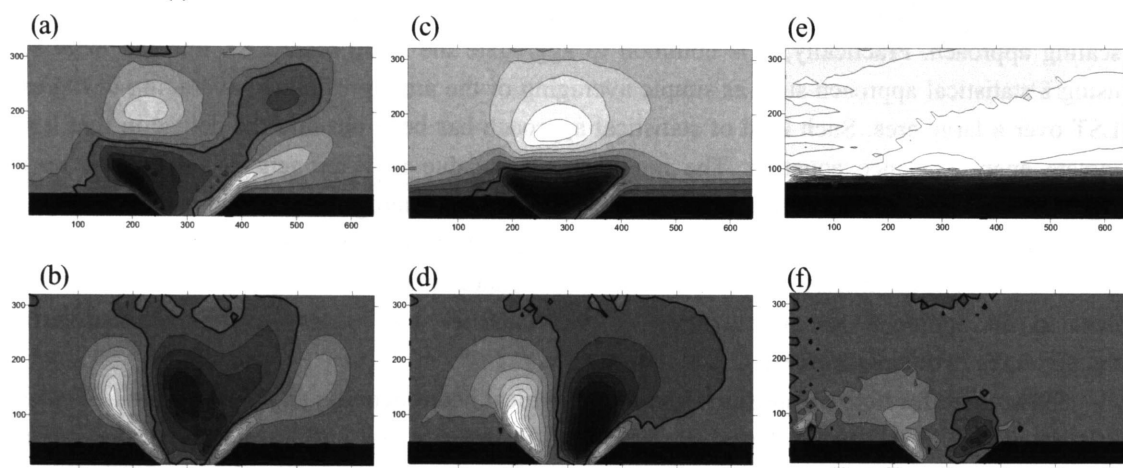


図1. 谷地形上を吹く風速の計算結果。縦・横軸は距離を表す(単位:m)。風向は左から右の方向。(a)(b)は $u=0.001\text{ms}^{-1}$ 、(c)(d)は $u=0.01\text{ms}^{-1}$ 、(e)(f)は $u=0.1\text{ms}^{-1}$ を表し、上段の図は水平風速を、下段の図は鉛直風速を表す。図中、明部は正方向(水平風速は右向き、鉛直風速は上向き)の風を表し、暗部は負方向(水平風速は左向き、鉛直風速は下向き)の風を現す。太線は風速ゼロの線を表す。

#### 5. まとめ

谷地形がある場合に浮力がどのように風場に影響するかを、水平風速の大きさが $0.001\text{ms}^{-1}$ 、 $0.01\text{ms}^{-1}$ 、 $0.1\text{ms}^{-1}$ の3通りの場合について、数値計算を用いて調べた。その結果、地表面において浮力を得た空気塊は斜面において上昇しやすいことが示された。また、風速が大きくなるとともに、谷上方に現れていた下降流の領域が狭くなった。上昇流は風速が非常に小さいときは斜面上方の狭い領域に限られるが、風速が大きくなるとともに領域は広くなり、上昇速度は小さくなった。したがって、風速が非常に小さいときは谷部の狭い領域に上昇・下降域が現れるが、風速が大きくなるとともにその領域は広がり、多くを上昇域が占めるようになる。このように、谷があることで局地的に上昇流が生じやすいが、風が吹くとそれを水平方向にならす効果があることが示された。

今後は、さらに風速が強い乱流の状態において、地形と浮力、風速場がどのように相互に影響するかを調べるとともに、領域スケールにおける、物質循環も含めた大気-地表面相互作用を調べていきたい。

#### 参考文献

He et al. (1998): A novel thermal model for the lattice Boltzmann method in incompressible limit, J. Comp. Phys., 146, 282-300.