

黄土高原南部における地表面状態の変化が大気境界層と積雲発生に及ぼす影響 —数値実験による考察—

高橋厚裕¹・檜山哲哉²・西川将典³・福嶋義宏¹

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：名古屋大学・大学院環境学研究科

1. はじめに

黄土高原南部では、頂上部が平坦である台地面に、傾斜が大きい谷が入り組む独特の地形を有している。台地面上では天水農業が行われており、小麦やリンゴ、トウモロコシ等の耕地がランダムに広く分布している。ここでは、農業生産にとって降水量が重要な水資源である。

黄土高原は、5月から9月の5ヶ月間に降水が集中するという夏雨気候に属する(大和田ら, 2005)。春から夏にかけて積雲が頻繁に発生するようになり、6月下旬には、晴天積雲が午後によく発達する(Takahashi et al., 2007)。積雲対流が発達する場合には、大気境界層上端と自由大気下端の混合が強くなる(Nishikawa et al., 2007)。大気境界層内の鉛直風と積雲対流が相互に影響しあうことで、鉛直方向の水蒸気輸送を強めることが示唆されている(Takahashi et al., 2007)。

また、春から夏にかけては、降雨強度の強い雨が生じることがある。降雨強度の強い雨は、局地的な対流活動の発達に起因すると考えられる。この点から、本研究では、黄土高原南部において積雲が発達するための条件について調べる。ここで、積雲の発生には、風速場や湿度、気温などの大気側の条件のほか、地形や地表面状態が影響すると考えられる。本研究では、地表面の湿潤度と大気水蒸気量(相対湿度)の変化が積雲の発生に対してどのくらい影響するのかを明らかにすることを目的とした数値実験を行った。

2. 数値モデルの概要

本研究が用いた数値モデルは、雲解像モデルのCRESS (Cloud Resolving Storm Simulator) (Tsuboki and Sakakibara, 2001) である。計算条件を表1に示す。計算領域は、長武黄土高原農業生態試験所を中心とする20 km×20 kmの領域に設定し、地表面を平坦な下面境界条件として設定した。水平方向の格子数は200×200であり、鉛直方向の層数は120とした。鉛直方向の層厚は、4.2 kmまでは50 mと均等であるが、4.2 kmより高い層では、tanhでストレッチングさせ、高度とともに大きくとった。初期条件および境界条件としては、大気境界層内に強い鉛直風が観測された2005年6月19日の観測データを用い、現地時刻において8時から18時の計算を行った。

本研究の数値実験では、地表面の蒸発効率(β)を0.05と0.2の2通りに、また大気湿度(RH)を観測値(obs)と観測値に5%を加えたもの(obs+5%)の2通りに変えて行い、合計4通り(実験1では $[\beta, RH]=[0.05, \text{obs}]$ とし、実験2では $[0.05, \text{obs}+5\%]$ 、実験3では $[0.2, \text{obs}]$ 、実験4では $[0.2, \text{obs}+5\%]$)の計算を行った。

3. 結果と考察

図1は、実験1と実験3について、計算を開始してから29,100秒後(16時)における、台地面からの高度約1.2 kmと高度約2.5 kmでの風速の水平分布を示す。暖色で示されているのが上昇風であり、寒色で示されているのが下降風である。矢羽根は水平風速を表す。地表面が乾燥している条件($\beta=0.05$)では、高度2.5 kmにおいても強い上昇風が生じていることがわかる。これは、地表面が乾燥している場合、地表面から大気へ供給される顕熱が大きいことによって、大気境界層が特に発達したためである。大気境界層は高度3 km程度まで達し、強い鉛直風がこの高度にまで達している。また、図1(b)と(d)において、赤色で示されている領域が環状につながっている様子からわかるように、大気境界層内部には組織的な対流状のセルが計算された。環状になった上昇域に対し、

セルの内部では補償流としての下降流が発生している。この構造は、乾燥対流（相変化を伴わない対流）に特徴的なセル構造である。

図2には、実験1から実験4について、鉛直風と大気水蒸気量（比湿）の時間－高度断面図を示す。地表面が乾燥している条件では、大気境界層が高い高度まで発達し、また大気境界層内部の鉛直風が強い。一方、大気湿度を変化させた場合、大気境界層の発達の時間変化や鉛直風の形状に、大気湿度の大小に応じた大きな変化はみられなかった。

図3には、大気の相対湿度の初期条件を観測値にした場合と、観測値から5%だけ増加させた場合について、大気水蒸気量と雲水量の変化を示す。地表面が乾燥した条件（実験1と実験2）よりも湿潤な条件（実験3と実験4）において雲水量が多い結果となり、地表面での蒸発による水蒸気量が雲の発生量に影響したことがわかる。相対湿度を観測値から5%だけ増加させた場合では、地表面が乾燥した条件（実験1→実験2）と湿潤な条件（実験3→実験4）のいずれにおいても、雲水量は増加した。これは、大気の相対湿度の微増に対して積雲の発生が敏感であることを示している。特に地表面が湿潤な条件における雲水量の増加が著かった（図3・実験4）。

4. まとめ

黄土高原における積雲の発生に及ぼす要因について明らかにするため、雲解像モデルを用いて数値実験を行った。本研究では、特に地表面の湿潤度と大気湿度の影響について調べるため、地表面については実際の地形ではなく平坦一様と仮定した条件において実験を行った。実験の初期条件および境界条件としては、現地での観測において大気境界層内に強い鉛直風が観測された2005年6月19日の観測データを用いた。実験は、地表面の湿潤度を2通り（乾燥した条件と湿潤な条件）に変えて行い、また大気の相対湿度を変化させた実験も行った。

実験の結果は以下のとおりである。地表面が乾燥している条件では、湿潤である条件に比べて、地表面からの顕熱フラックスが大きいため、大気境界層が高い高度まで発達し、大気境界層内部の鉛直風が強かった。強い鉛直風が高度3 km付近まで達し、大気境界層内において組織的な対流状のセルが発達することが確認された。

相対湿度を5%だけ増加させた場合は、地表面が乾燥した条件と湿潤な条件のいずれにおいても、雲水量の増加がみられ、積雲が発生しやすいという結果となった。特に地表面が湿潤な条件における雲水量の増加が大きかった。地表面が湿潤であるほうが、相対湿度の微増に対する積雲発生の感度が高いことが確認された。

5. 今後の課題

本研究が行った数値実験では、地表面に到達する降水は発生しなかった。しかしながら、大気の相対湿度を微増させた実験では、雲水量の感度が大きかった。このことから、大気擾乱の移流があった場合は、降水が発生しやすくなることが示唆された。2005年6月19日における現地観測では、夕方に大気擾乱の移流があったことが確認されており、これにより、現地では日没頃に降水が発生した。したがって、実際の観測においては、日中に発達した大気境界層が大気擾乱に働きかけ、降水を引き起こした可能性が考えられる。

こうした総観スケールの大気擾乱の移流が大気境界層とどのように相互作用し、降水を生じさせる結果となったのかについては、黄河流域における大気－陸面間の相互作用と水循環変動を考える上で重要であり、今後さらに研究を進める必要がある。

表 1. 数値実験の諸条件 (実験対象日: 2005 年 6 月 19 日)

モデル	CReSS 2.1
乱流過程	1.5 次クロージャーモデル
雲物理過程	あたたかい雨
地表面過程	バルク法 (Louis et al., 1981)
地温の計算	0.1 m × 30 層
放射過程	太陽放射 (短波放射)、大気からの長波放射を地表面の熱収支で考慮
領域	水平 200 × 200 (20 km × 20 km)
	120 層 (12824.0 m)
解像度	水平 100 m
	鉛直 50 m (4.2 km 以上は関数 (tanh) でストレッチング)
タイムステップ	1 秒間隔、計 36000 秒 (10 時間)
側面条件	周期境界条件
上面境界	固定壁境界条件
下面境界	平坦 (標高 1242 m)
外力	短波放射の日変化
初期条件	下層 (高度 6.7 km 以下): マイクロ波放射計とウィンドプロファイラの観測値 上層 (高度 6.7 km 以上): 平涼の 00Z (8BST) のラジオゾンデデータ
アルベド	0.156
蒸発散効率	0.05, 0.2
地表面粗度	0.47 m
最下層の地温	293.0 K
土壌の熱容量	$2.3 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$
土壌の熱拡散係数	$7.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

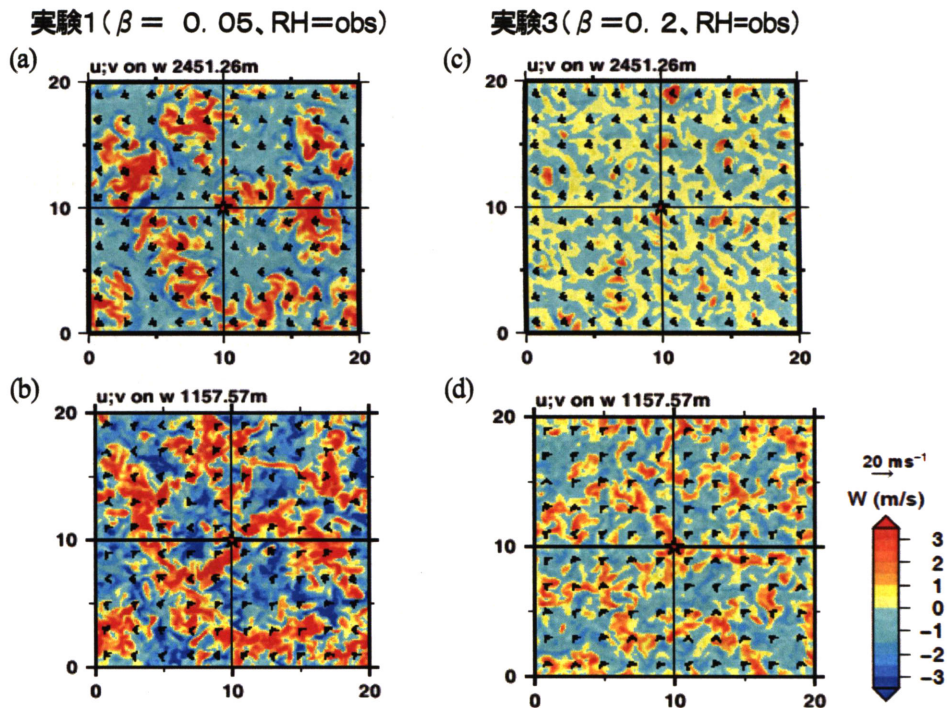
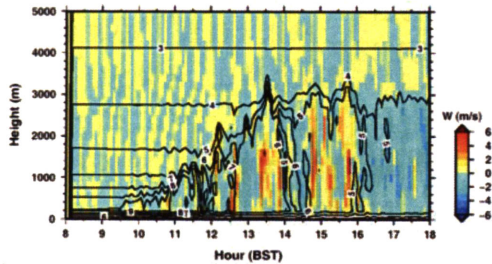
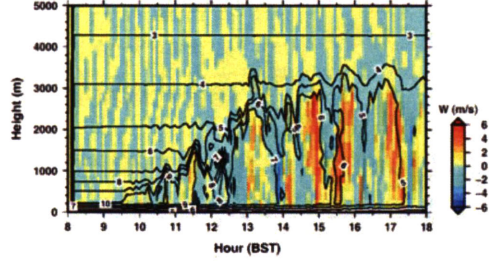


図 1. 計算開始から 29100 秒後 (16 時) における風速の水平分布図。水平方向の風速が矢印で表され、鉛直風速が色で表されている。(a)と(c)は台地面からの高度約 2.5 km における水平分布図であり、(b)と(d)は台地面からの高度約 1.2 km における水平分布図である。

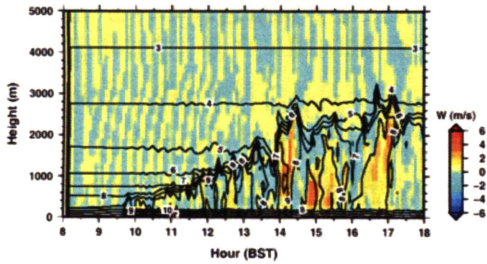
実験1 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs)



実験2 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs+5%)



実験3 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs)



実験4 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs+5%)

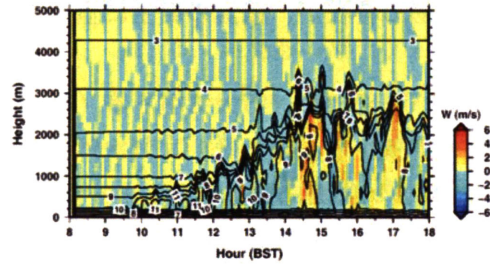
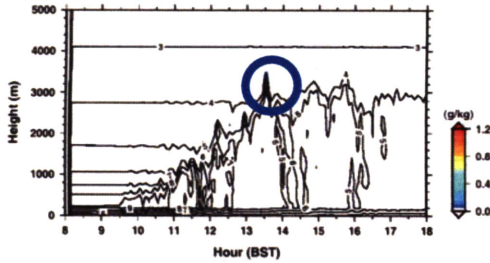
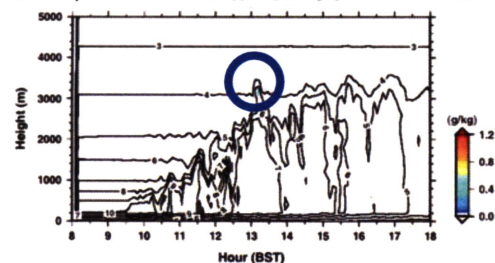


図 2. 比湿と鉛直風速の時間—高度断面図。比湿は等値線で表され、鉛直風速は色で表されている。

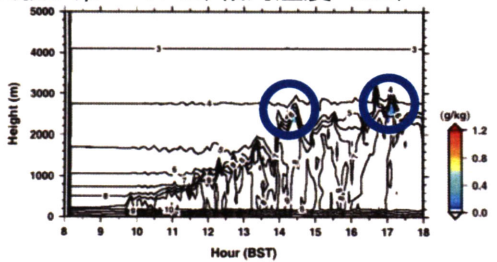
実験1 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs)



実験2 ($\beta = 0.05$ 、相対湿度 obs+5%)



実験3 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs)



実験4 ($\beta = 0.2$ 、相対湿度 obs+5%)

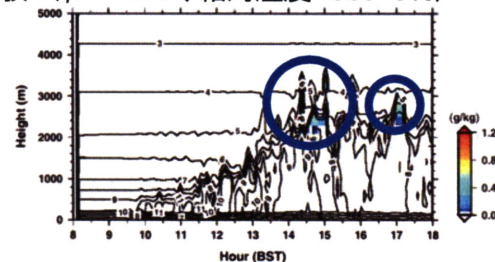


図 3. 比湿と雲水量の時間—高度断面図。比湿は等値線で表され、雲水量は色で表されている。図中の丸印は雲水量が増加して積雲が発生していることを示す。

参考文献

- Nishikawa, M., T. Hiyama, A. Takahashi, W. Li, A. Higuchi, W. Liu, and Y. Fukushima (2007): Seasonal and diurnal changes of atmospheric boundary layer heights over Changwu, the Loess Plateau of China, Proceedings of 3rd International Workshop on Yellow River Studies, February 14-15, 2007 Kyoto, 69-72.
- 大和田春樹, 大森博雄, 松本淳 (2005): 中国黄土高原の降雨季における気流系の季節変化について. 地理学評論, 78-8, 534-541.
- Takahashi, A., T. Hiyama, M. Nishikawa, A. Higuchi, W. Li, W. Liu, and Y. Fukushima (2007): Vertical mixing of water vapor between the atmospheric boundary layer and free atmosphere over Changwu, the Loess Plateau of China, Proceedings of 3rd International Workshop on Yellow River Studies, February 14-15, 2007 Kyoto, 73-76.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2001): Cloud resolving storm simulator, User's guide, 210pp.