

103 : 301 : 305 (チベット高原; アジアモンスーン; 大気大循環モデル (GCM))

3. チベット高原の上昇は新第三紀以降のアジア・太平洋域の気候変化とアジアモンスーンの成立にどのような影響を与えたか?

—大気海洋結合大循環モデル (MRI-CGCM) による数値実験結果から—

安成哲三*・阿部学*・鬼頭昭雄**

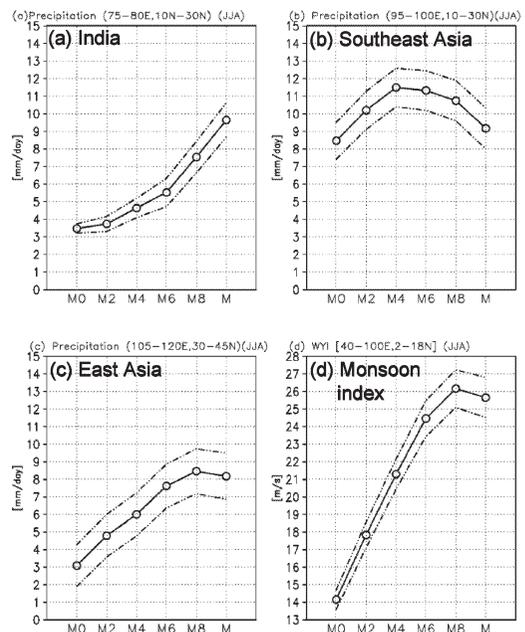
1. はじめに

著者らは、気象研究所大気海洋結合気候モデル (MRI-CGCM version I) を用いて、チベット高原の平均高度の違いが、全球およびアジア・ユーラシア地域の気候にどのような影響を与えるかについての数値実験を系統的に行なった。実験は、高原の平均高度を 0 m (実験 M0) から現在の高度 (約 5000 m; 実験 M) の間を 4 段階 (実験 M2, M4, M6, M8; 例えば M4 は現在高度の 40% の平均高度を意味する) に分けて行った。その結果、チベット高原の上昇は、アジア・ユーラシア地域のみならず、全球的に大きな気候変化を引き起こすことが明らかになった。北半球夏季の気候、アジアモンスーンと熱帯大気海洋系の変化に与える影響については、すでに 3 編の論文 (Abe *et al.*, 2003, 2004, 2005) として報告している。このシンポジウムでは、これらの熱帯地域での変化に加え、高原の高度変化が、東アジア地域の冬季モンスーン気候やアジアの内陸の乾燥気候の形成や冬季の日本海側の積雪にどのような影響を与えるかについて、この数値実験の結果と最近のテクトニクスの成果などを対比しつつ、議論したい。

2. 夏季アジアモンスーンと乾燥気候の成立

高原の上昇が夏季アジアモンスーンの成立に与える影響は全体として非常に大きい、その影響の現れ方

は、地域によって異なっている。高原の上昇は、モンスーンの降水域を高原の東南域を中心に、より内陸へと移行させるが、その地域的な影響は、場所により微



第1図 チベット高原の平均高度の変化 (M0~M) に伴う地域ごとの夏季 (6~8月平均) アジアモンスーン降水量 (mm/day) の変化。 (a) インド [10-30°N, 70-80°E], (b) 東南アジア [10-30°N, 95-100°E], 及び (c) 東アジア [30-45°N, 105-120°E]. (d) Webster and Yang (1992) に基づく夏季アジアモンスーン指数。MRI-CGCM I を用いた数値実験 (Abe *et al.*, 2003) に基づく。

* 名古屋大学地球水循環研究センター。

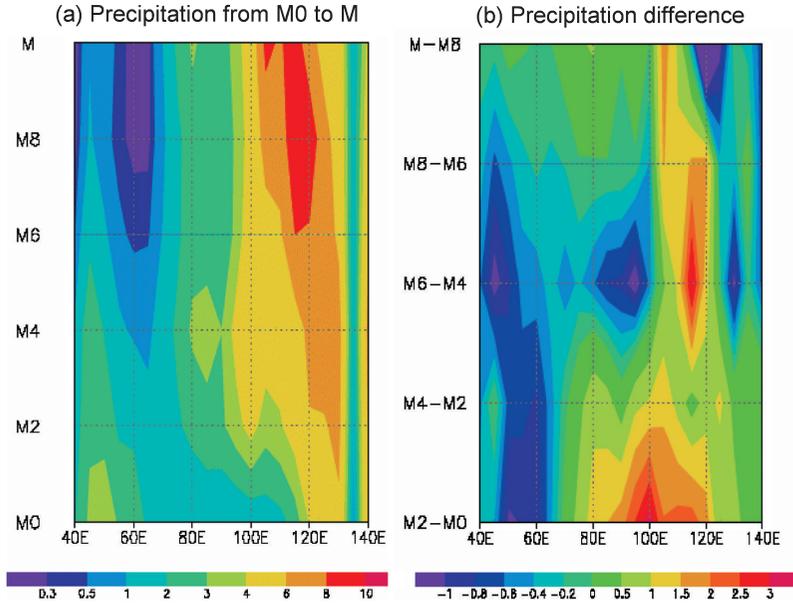
** 気象研究所気候研究部。

© 2007 日本気象学会

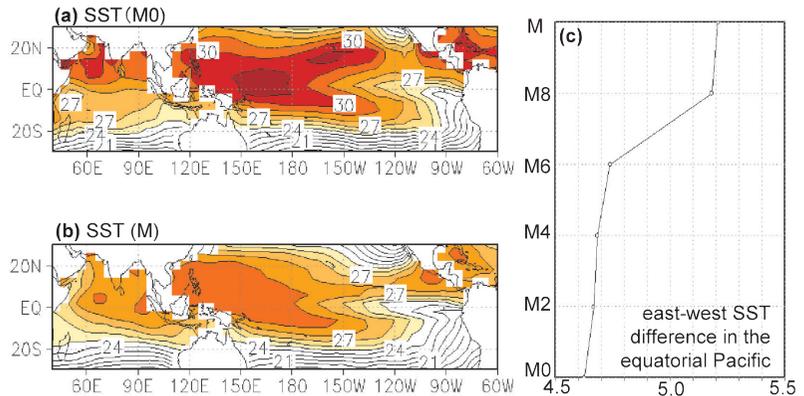
妙に異なっている(第1図)。インドモンスーン域では、高原の高さと共にモンスーンは強くなっていくが、東南アジアモンスーンは、M4~M6期に最強となった後、モンスーン降水量は減少している。これは、モンスーン循環に伴う降水域がより内陸に移行することに関連している。東アジアモンスーン域での降水量は、高原の高度とともに増加し、M8のステージで極大となる。一方、中央アジア・モンゴルの乾燥地域の拡大・強化は、高原の上昇とともに顕著となり、同時に東アジア域の降水量は大きく増加するという、乾湿気候の東西非対称パターン強化が、高原の北縁の緯度付近に沿って現れることがわかった(第2図)。

3. 熱帯太平洋大気・海洋系の変化

チベット高原の上昇は、熱帯東西循環(Walker Circulation)、あるいは北太平洋上の亜熱帯高気圧への影響を通して、赤道沿いの熱帯大気・海洋系の状態にも大きく影響している。高原の上昇とともに、東西循環が強まり、熱帯太平洋の大気・海洋系を、より東西のコントラストの強い状態、即ち、よりLa Niña的な状態にしている。特に第3図に示すように、M6からM8のステージで、東西の海面水温勾配や東西循環が急に強くなっており、大気海洋系への影響には、高原がかなり高くなる必要があることを示している。この結果は、現在の



第2図 チベット高原の高度変化(M0~M(縦軸)に伴う高原北縁(35~45°N)沿いの(a)夏季(6~8月)平均降水量(mm/day)の東西分布と、(b)各ステージ間における降水量変化(mm/day)の東西分布。横軸は東経。暖色系ほど降水量が多い。MRI-CGCM Iを用いた数値実験(Abe *et al.*, 2003)に基づく。



第3図 MRI-CGCM Iの実験で得られた熱帯太平洋の海面水温(°C)分布。(a)実験M0(高原なし)。(b)実験M(現在の高度)。(c)チベット高原の高度変化に伴う赤道太平洋の海面水温東西差(115~140°Eの平均から95~80°Wの平均を差し引いた値)の変化。M6からM8ステージで、東西の水温勾配が顕著に増大している。Abe *et al.* (2004)に拠る。

西太平洋・海洋大陸域の暖水プールの形成にも、高原の存在が非常に重要であることを示唆している。

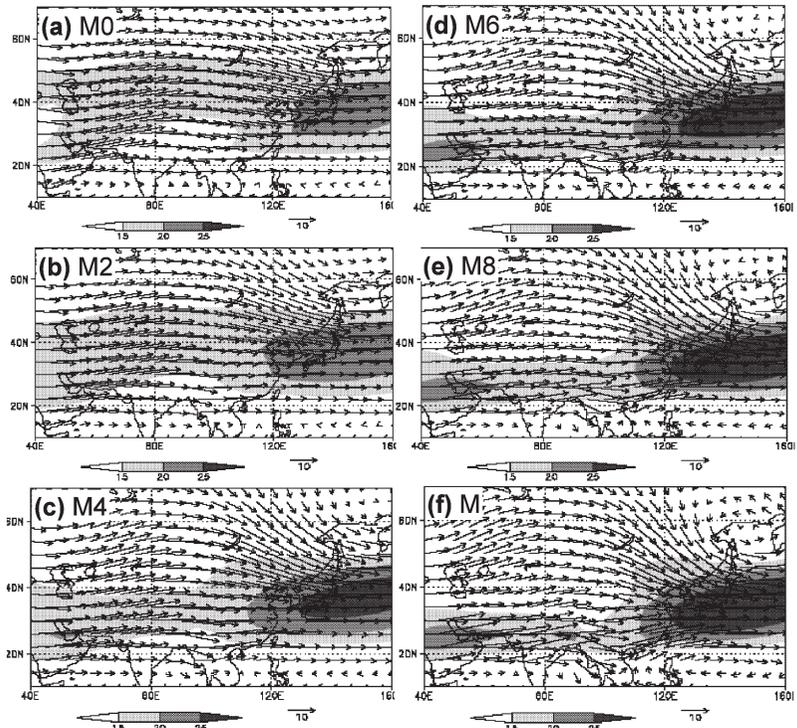
4. 冬季アジアモンスーンの成立

東アジアの冬季のモンスーンの形成(地上での北西

季節風の強化、対流圏中上層での気圧の谷と寒気団の強化、日本上空のジェット気流の強化など）もほぼ同じM4からM6のステージで大きく変化し、現在の状態に近くなることが示された（第4図）。興味深いことはこの同じステージに、現在の冬季のアジアでの大気循環系を特徴づけるチベット高原の南縁沿いの亜熱帯ジェット気流が出現することである。M0からM4までのステージでは、比較的弱いジェット気流が高原北方の45°N付近に位置していたのが、このM4-M6のステージに高原の南に移動し、強化されている（第5図）。これらの変化は、高原の高さが現在のほぼ半分になると、高原の特に冬季の大気循環に与える力学的効果が明瞭になってくることを示している。

ところで、このような高原の高さによる気候、大気循環系への影響の違いの数値実験結果は、アジアにおける古気候変化と高原の上昇の関係に関してはどのような意味づけができるであろうか。最近の地球テクトニクス研究におけるチベット高原上昇開始の年代については、まだその推定に大きな幅があるが、概ね1000万年±500万年前頃であると主張する研究者が多いこと、また、上昇過程については、第四紀の水期開始時期と現在に近い高度への到達とは、オーダー的に同じ時期と判断できそうである。

一方、バイカル湖の湖底堆積物や黄土高原レス堆積物による気候・環境解析研究の最近の成果との対比を行うと、東アジアの夏季、冬季モンスーンが開始された時期は、数値実験における高原高度のM4~M6ステージと対応できそうである。また、この時期は同時に、第四紀、即ち、水期サイクルの開始前後ではないかと判断される。これらの推定とテクトニックな推定とは、整合的であることも明らかになった。レス高原



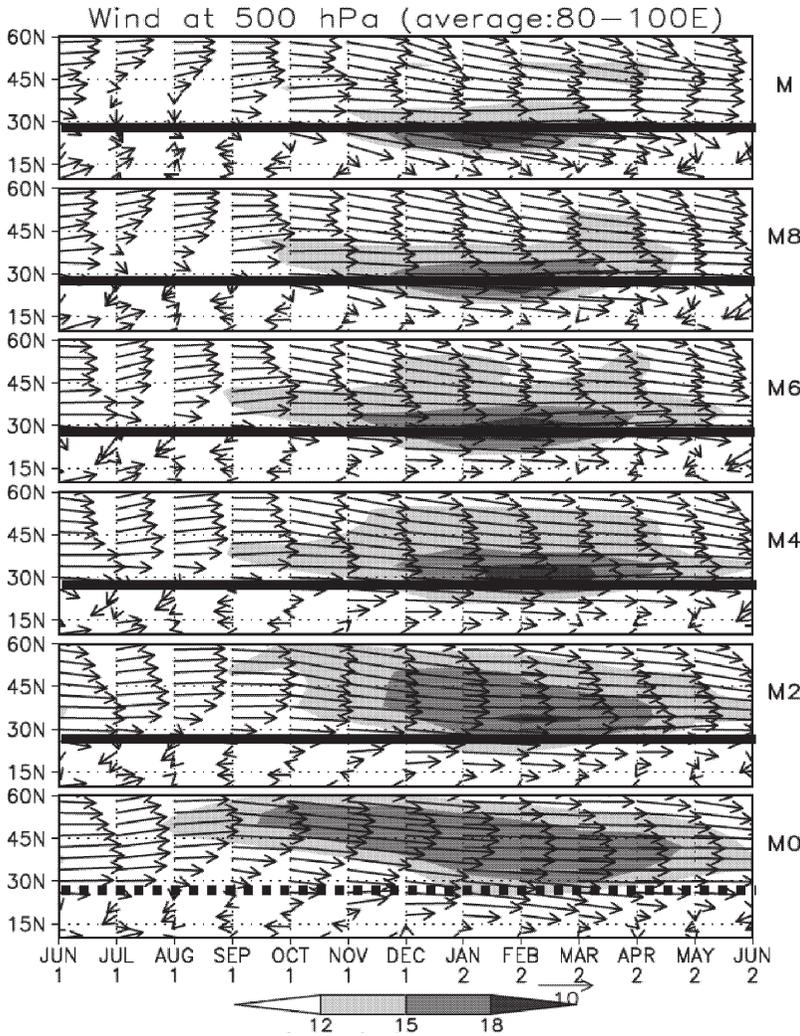
第4図 MRI-CGCM Iで再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季（12~2月）平均の対流圏中層（500 hPa）の平均的な風ベクトル変化。陰影部は薄い方から、平均風速が15 (m/s) 以下、15~20 (m/s)、20~25 (m/s)、25 (m/s) 以上のジェット気流に対応。(a) M0, (b) M2, (c) M4, (d) M6, (e) M8, (f) Mの各実験。

におけるモンスーン気候と乾燥気候の交替の層序の開始時期も、高原の力学的効果が顕在化した時期とおそらく対応していると考えられる（第4章の多田氏の解説も参照）。

5. 環日本海気候の成立

北陸地域を含む日本海側の気候は、冬の季節風の吹き出しとそれに伴う大量の積雪で特徴づけられる。この日本海側の積雪は、春から夏の融雪を通して、この地域の豊かな水資源を保証し、日本海側の豊かな生態系と水田稲作に代表される伝統的な農業を維持してきた。では、いつ頃から、このような冬の気候は、どのように形成されてきたのであろうか。

まず必要な条件は、もちろん、日本海の成立である。近年の地質学・地史学的研究は、約1500万年前、新生代第三紀後半、新第三紀とよばれる時代に日本列島の回転、折れ曲がりにより形成されたことを示している。しかし、豊かな水産資源を含む現在のようない



第5図 MRI-CGCM I で再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季(12~2月)平均の対流圏中層(500 hPa)での流れの変化(矢印)。(上から)M, M8, M6, M4, M2, M0の各実験。中央アジア(80-100°E)における東西平均。陰影部は薄い方から、平均風速が12 (m/s)以下, 12~15 (m/s), 15~18 (m/s), 18 (m/s)以上のジェット気流に対応。高原南縁にあるヒマラヤ山脈の緯度(28°N)を太線で示す。

本海になるためには、対馬海峡より暖流が流入し、しかも冬季の大陸からの寒気の吹き出しによる表層水の冷却で鉛直混合が活発となり、海洋底層が酸化状態になっていることが重要である(Tada, 1994)。即ち、南(と北)が海峡で開いた海であること、冬季には大気により十分冷やされることが、豊かな日本海のために必要な条件である。この条件は同時に、日本海上の冬の気象に十分な水蒸気と熱の供給をもたらす、日本海側の地域に大量の雪をもたらす条件ともなってい

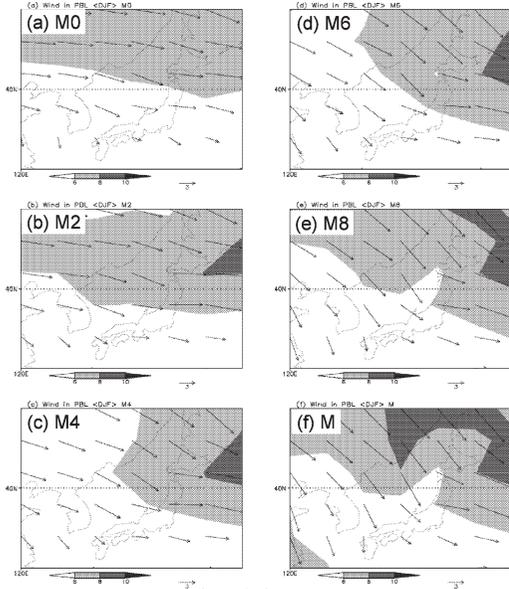
る。

冬のシベリア高気圧に代表される大陸の寒気団はいつ頃から形成されたのか。これに密接に関わるユーラシア大陸でのテクトニックな変動が、チベット高原の成立である。チベット高原を段階的に上昇させて行った私たちの数値実験では、M4~M6ステージで急激にモンスーン気候となり、M6~M8で、ほぼ現在に近い状態の冬のモンスーンが出現することが明らかになった(第6図)。とすると、大量降雪を伴う冬の日本海側の気候が始まったのは、おそらく数百万年前頃、即ち、第三紀の末の比較的温暖な気候が卓越した時期であったとも推定される。

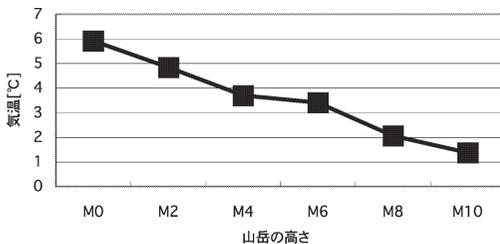
ただし、冬季に雪となるためには、冬季の気温低下が必要であり、この条件が満たされていたかどうか、課題として残されている。日本海沿岸の北陸地域の冬季気温も、現在降雪として降る限界である3°C近くに下がるのがM6ステージ(第7図)であり、これが第三紀末か第四紀の開始頃だったのかが今後の課題で

ある。

約100~200万年前頃に始まった第四紀には、全球的に非常に寒い氷期と現在のように暖かい間氷期の繰り返しが10万年程度の周期で繰り返されており、日本海の海洋・気候もこの全球的な気候変動のサイクルに大きく影響されてきた(Oba *et al.*, 1991)。氷期には日本海の水位が低下し、海峡が閉じて湖になったため、無酸素状態の還元的な海洋環境となり、一部の凍結も含めた冷たい日本海のため、冬季における大気への水



第6図 MRI-CGCM Iで再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季(12~2月)の平均的な日本海上の季節風の変化。(a) M0, (b) M2, (c) M4, (d) M6, (e) M8, (f) Mの各実験。1000 hPaの水平風(矢印)とその風速(陰影)。陰影部は薄い方から, 平均風速が6~8 (m/s), 8~10 (m/s), 10 (m/s)以上の領域に対応。



第7図 MRI-CGCM Iで再現されたチベット高原の高度変化に伴う冬季(1月)日本海沿岸付近(38°N, 140°E)の地上気温変化。図中M10はM実験に対応する。

蒸気や熱の供給が不十分で, 日本海側の雪は極端に少なくなったと推定される。間氷期は, しかし, 海面の上昇, 酸化的海洋環境, 暖流の流入などにより, 現在のように大雪がもたらされる環境が形成されたはずである。冬季の降雪積雪を保証する低温は, 全球的な寒冷化傾向が進行していた第四紀になってはじめて現れた可能性もあり, とすると, 第四紀の間氷期に, 日本海側の積雪を伴う気候が出現したとも考えられる。

6. 今後の課題

気象研究所大気海洋結合気候モデル(MRI-CGCM version I)を用いて, チベット高原の平均高度の違いが, 夏季・冬季のアジアモンスーン気候と熱帯太平洋域の大気海洋系にどのような影響を与えるかについての数値実験を, 平均高度を0 mから現在の高度(約5000 m)のあいだで4段階に分けて行い, その古気候学的意味づけを可能な限り試みた。残された最も大きな問題は, 高原の上昇のより正確な編年と古気候変化との対応づけである。また, 今回の数値実験では, チベット高原だけの高度の違いによる古気候変化を評価したが, 実際には, ほぼ同時期あるいは多少の時期を違えて, ロッキー山脈やアンデス山脈も隆起している。また, 350万年前頃には, パナマ地峡の成立(海峽の閉鎖)による熱帯海洋の大循環の変化も, 気候変化の大きな要素と考えられている。今後は, これらの地球表層におけるテクトニックな変化に関連した大気中のCO₂濃度変化や植生変化と, 地球軌道要素の変化などを考慮しつつ, モンスーンアジアの古気候のモデリングをする必要があろう。

参考文献

- Abe, M., A. Kitoh and T. Yasunari, 2003: An evolution of the Asian summer monsoon associated with mountain uplift, -Simulation with the MRI atmosphere-ocean coupled GCM-, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 909-933.
- Abe, M., T. Yasunari and A. Kitoh, 2004: Effects of large-scale orography on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Indian and Pacific Oceans in boreal summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 745-759.
- Abe, M., T. Yasunari and A. Kitoh, 2005: Sensitivity of the central Asian climate to uplift of the Tibetan Plateau in the coupled climate model (MRI CGCM1), *The Island Arc*, **14**, 378-388.
- Oba, T., M. Kato, H. Kitazato, I. Koizumi, A. Omura, T. Sakai and T. Tanimura, 1991: Paleo-environmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanogr.*, **6**, 499-518.
- Tada, R., 1994: Paleooceanographic evolution of the Japan Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 487-508.
- Webster, P.J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.