総 説

古地磁気・古気候層序からみた東アジアの第四紀の始まり

Late Pliocene magneto- and climatostratigraphic evolution toward the onset of the Quaternary in East Asia

兵頭政幸* 北場育子**†

Masayuki Hyodo* and Ikuko Kitaba**†

2010年10月8日受付.

2011年5月26日受理.

* 神戸大学内海域環境教育研究センター

Research Center for Inland Seas, Kobe University, Rokko-dai 1-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan

** 日本学術振興会特別研究員 DC/ 神戸大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

JSPS Research Fellow, Department of Earth and Planetary Sciences, Kobe University, Rokko-dai 1-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan

† 現所属: 日本学術振興会特別研究員 PD/ 神戸大学内海域環境教育研究センター

Present address: JSPS Research Fellow, Research Center for Inland Seas, Kobe University, Rokko-dai 1-1, Nada, Kobe 657-8501, Japan

Corresponding author; M. Hyodo,
mhyodo@kobe-u.ac.jp

Abstract

Orbitally tuned magnetic susceptibility and quartz mean grain size records from Chinese loess-red clay sediments reveal that marine oxygen isotope stratigraphy is in harmony with late Pliocene climate evolution. On the Chinese Loess Plateau, the long-term late Pliocene warm-moist climate since ca. 3.6 Ma, recorded in a red clay layer, was interrupted by a sudden and large cooling-drying event, correlated with the MIS G6–G4 ice-sheet expansion (2.73–2.68 Ma). The climate at the time of the event was still warm. The first loess layer (L33) overlying the red clay is correlated with MIS 104. The L33 glacial episode is characterized by the strongest winter monsoon recorded in the Pliocene–Pleistocene, although the ice volume increase during MIS 104 was relatively small (equivalent to approximately 50 m of sea-level change), being comparable to that in MIS 5.1. The Gauss–Matuyama (GM) transition with multiple rapid polarity swings occurred during the lower to middle part of loess layer L33, which is overlain by paleosol layer S32 and is correlated with MIS 103. The lower boundary of S32 coincides with the beginning of the Quaternary. In the Japanese Islands, the cooling-drying event is correlated with MIS G6 to MIS G4-caused termination of the long-term late Pliocene warm-moist climate, and its accompanying large scale impact on forests. However, the climate during the cooling-drying event was as warm as that during interglacial times.

Keywords: Quaternary, late Pliocene, paleoclimate, Chinese loess, Gauss–Matuyama

はじめに

新第三紀／第四紀境界に関する問題は、1948年にロンドンで開催された第18回万国地質学会(International Geological Congress; IGC)において、カラブリアン階を第四系の基底とすることが推奨された(King and Oakley, 1950)ことから始まる。この問題に関する研究は1974年にユネスコと国際地質学連合(International Union of Geological Sciences; IUGS)の国際協力研究事業である国際地質対比計画(International Geological Correlation Programme; IGCP)の研究プロジェクト no. 41 “Neogene/Quaternary Boundary”が始まって本格化したといえる。日本から市原実と中川久夫がこのプロジェクト(IGCP-41)の作業部会メンバーとして参加し、日本国内の鮮新統–更新統の研究を推進した(Itihara et al., 1997; Nakagawa et al., 1997)。同プロジェクトは、第18回万国地質学会の提案に合致し、国際的に合意できる、第四系下限の定義を提案することを目的とし、成果は“The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary” (Van Couvering, 1997)に収録されている。新第三系／第四系境界の定義につ

いては、イタリアのプリカセクションを模式地としオルドバイサブクロンの上位で最初に出現するサブロベル(腐泥)e層の上面とする多数派の案と、ガウス–マツヤマ地磁気極性境界(GMB)付近まで下げる少数派の案に分かれていた。1999年南アフリカのダーバンで開かれた国際第四紀学会(International Union for Quaternary Research; INQUA)において、IUGSの国際層序委員会(International Commission on Stratigraphy; ICS)は後者を推すグループの反対を押し切ってプリカセクションをGSSP(Global Stratotype Section and Point)として議決した(熊井, 2000)。しかしながら、後者を推していたINQUA層序委員会(ICSの部会も兼ねる)はそれ以降も反対し続け(熊井, 2006)、紆余曲折(Head et al., 2008)を経て2009年の正式な決定に至った。

IUGS執行委員会が2009年6月に批准した新定義では、第四紀(系)および更新世(統)の始まりはジェラシアン期(Gelasian)の基底とされた(Gibbard et al., 2010)。イタリアのシチリア島南部にあるモンテ・サン・ニコラ GSSP (Monte San Nicola GSSP)では、ジェラシアン階の基底は地磁気極性層序におけるGMBの約1 m上に位置し、海洋

Fig. 1. Current IUGS-sanctioned (2009) timescale (Gibbard et al., 2010), marine oxygen isotope stratigraphy and geomagnetic polarity timescale (Lisiecki and Raymo, 2005) for the Pliocene–Pleistocene.

酸素同位体ステージ(MIS) 103/104 の境界に一致する(Rio et al., 1998) (Fig. 1). この定義により, 第四紀の始まりが最初の本格的な氷河期の終了直後に一致することになり, 地球史の重要な節目となった. さらに, 第四紀の始まりが主要な古地磁気極性境界の近くなったことで, 古気候層序や地質層序などのグローバルな対比を容易にし, 新第三紀/第四紀境界に関する今後の研究の発展が期待される. ただし, 新しい第四紀の始まりは天文年代学に基づく高精度気候層序

の上で定義されており, 今後の研究は当然ながら高精度, 高時間分解能で進めることが要求されることになる.

そこで, 本論文では, 軌道調節された深海底堆積物コアと中国黄土高原の紅粘土(red clay)-レス・古土壌層の研究をレビューし, まず GMB の海洋酸素同位体層序における位置と天文年代について論じる. 次に, 海洋酸素同位体層序が示す氷体量変化をまとめ, それと紅粘土-レス・古土壌層が示す中国黄土高原の鮮新世後期の気候変遷とを対比して論じ

Fig. 2. Map showing the Asian monsoon area. The wind direction arrows are after An (2000). The westerlies arrow represents summer westerlies.

る。そして、これまでに報告されている大阪堆積盆地、会津盆地、十勝平野 (Fig. 2) の植生変遷が示す古気候も合わせて、東アジアにおける第四紀開始直前の冷涼乾燥化イベントについて考察を行う。さらに、今後、新第三紀/第四紀境界付近の高精度気候層序研究を進めていく上で重要な役目を果たすと思われる GMB の地磁気極性トランジションについても議論する。

GMB の海洋酸素同位体層序における位置と天文年代

本節では、まず、重要な基準面である GMB の海洋酸素同位体層序における層位を明らかにする。そして、GMB の年代がモデルによって違いが出る原因に加え、次節以降で用いる古気候層序年代の説明も兼ね、天文年代決定法についても解説する。

鮮新世以降の地磁気極性年代表は、元来、火山岩の古地磁気と K-Ar 年代および海底磁気異常に基づいて作られてきた。しかし、今ではミランコビッチ理論に基づいて軌道調節 (orbital tuning) した深海底コアの海洋酸素同位体層序を使う天文年代学 (astrochronology) による年代を、火山岩の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代で検証する方法をとっている (兵頭, 2005)。この方法は、Shackleton et al. (1990) が東太平洋赤道域 ODP Site 677 の海洋酸素同位体層序を軌道調節し、GMB 以降の 6 つの古地磁気極性境界とコブマウンテンサブクロンに対して主に K-Ar 法による放射性同位体年代より 5~7% 古い年代値を提案したことに端を発する。この論文の酸

素同位体層序では、GMB は MIS 104 のほぼ中央に位置し、年代値は 2.60 Ma が推定されている。同コアで出されている平均深度 10 cm ごとの酸素同位体比データは、平均堆積速度約 4 cm/kyr から、2000~3000 年の解像度をもつことになる。一方、堆積残留磁化の固着の遅れを、深海底コアのマツヤマ-ブリュンヌ地磁気逆転データから見積もられた 16 cm (deMenocal et al., 1990) や 15 cm (Suganuma et al., 2010) のずれを使って見積もると、このコアでは約 4000 年になる。これを考慮しても MIS 104 の中に GMB が位置することは確実である。その後出された鮮新世以降の主要な海洋酸素同位体データ (例えば、Schackleton et al., 1995; Lisiecki and Raymo, 2005) においても GMB は MIS 104 内に位置する。

GMB の年代の見積もりは、2.60 Ma (Schackleton et al., 1990)、2.608 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005) と様々である。この違いの一部は天文年代法の適用の仕方に起因する。天文年代法では、まず、軌道強制力 (北半球氷床の消長に効果的に影響を及ぼす 65°N の夏の日射量) に対して非線形応答する氷体量モデル (Imbrie and Imbrie, 1980) を使って氷体量変動を計算する。この氷体量変動は年代軸に対して表されており、調節ターゲット (tuning target) と呼ぶ。次に、海洋酸素同位体比の深さ変動の極大・極小、あるいはその中点などを、ターゲットのそれに対比して年代を決める。対比点間の深さと年代の関係は線形を仮定して決める。さらに、約 2 万年付近の歳差周期帯と 4.1 万年付近の地軸傾斜

周期帯の変動成分をバンドパスフィルターで抽出し年代の微調整を行う場合もある(例えば, Bassinot et al., 1994; Channell and Kleiven, 2000). Imbrie and Imbrie(1980)の氷体量モデルは, 次に述べるように二つのパラメータで決まり, 当然ながら, パラメータによるターゲットの違いや対比の仕方でも年代のずれが生じることは予想される。

標準海洋酸素同位体層序としてよく利用されているスタック LR04(Lisiecki and Raymo, 2005)の軌道調節年代は日射量応答の時間変化が考慮されている。Imbrie and Imbrie(1980)の氷体量モデルは

$$dy/dt = \begin{cases} (1+b)(x-y)/T_m & (x \geq y) \\ (1-b)(x-y)/T_m & (x \leq y) \end{cases} \quad (1)$$

で表される。ここで, y は氷体量, t は時間(年代), b は非線形係数を表し, 上段($x \geq y$)は氷床縮小期, 下段($x \leq y$)は氷床成長期の式を表す。 x は軌道強制力関数($N65^\circ$ の夏の日射量, 実際の計算では平均値からの変位を線形増幅して任意のスケールに直した値を使用), T_m は平均時定数である。日射量は同じ計算値(Berger and Loutre, 1991; Laskar et al., 1993)が用いられるが, b と T_m については異なる値がとられ, それが天文年代モデルごとの違いを生んでいる。Lisiecki and Raymo(2005)は, 年代 5.3~3.0 Ma 間は $b = 0.3$, $T_m = 5$ kyr の一定値をとり, 3.0~1.5 Ma 間は b が 0.3 から 0.6 まで, T_m が 5 kyr から 15 kyr まで線形増加させた値をとり, 1.5 Ma 以降は b は Imbrie and Imbrie(1980)が用いた 0.6 を, T_m は 15 kyr をとっている。この氷体量モデルで年代調節したスタック LR04 は, 地軸傾斜成分が全体を通して日射量と高いコヒーレンスを示すが, 位相は日射量に対し 60° (約 7 kyr) から 15° (約 2 kyr)の遅れを示す。位相のずれは, 軌道強制力に対する気候システムの応答を表し, 調節ターゲットである氷体量モデルの b と T_m , つまり氷床成長期の時定数 $T_m/(1-b)$ と氷床縮小期の時定数 $T_m/(1+b)$ で決まる。この年代モデルでは, GMB は 2.608 Ma と見積もられている。

中国黄土高原では, 基盤をなす三畳紀の砂岩を紅粘土と呼ばれる赤褐色粘土層が不整合で覆い, その上に黄白色(pale yellow)と褐色の互層であるレス・古土壤層が堆積している。紅粘土, レス・古土壤とも風成堆積物である(Ding et al., 1998; Sun et al., 1998)。黄土高原の風成層では, 土壌化の程度を表す帯磁率が夏季モンスーンの強さ, すなわち温暖湿潤の指標となることがわかっている(例えば, Kukla, 1987; An et al., 1991; 鳥居・福岡, 1998)。間氷期には夏季モンスーンが強くなって, 温暖湿潤化し土壌化が進んで帯磁率が強くなり, 氷期には逆に帯磁率は弱くなる。一方, 黄土高原の風成ダストの粒径分布は冬季モンスーンの強さ, すなわち乾燥(寒冷)・風の強さの指標となる(例えば, Porter and An, 1995; Ding et al., 2000)。氷期には, ダストの供給地である内陸砂漠地帯(Fig. 2)の乾燥化と冬のシベリア高気圧の強化で冬季モンスーンが強くなるので, ダストの粒径は大

きくなり, 間氷期には逆に小さくなる。このように, 帯磁率と粒径は氷期・間氷期変動を反映するため, 深海底コアの酸素同位体比データ同様, 天文年代法が適用されている(例えば, Heslop et al., 2000; Ding et al., 2002)。ここでは, Lingtai(霊台)における風成層から抽出した石英粒子の平均粒径データ(3.6 Ma から現在まで)の軌道調節年代決定した例(Sun et al., 2006)を紹介する(Fig. 3)。石英粒径を使う理由は, 風成層では, 長石などは土壌化による風化で粒径が変わるのに対し, 石英粒子は風化を受けず元の粒径分布を保持しているからである(例えば, Sun et al., 2000; Sun et al., 2006)。残念ながら, 黄土高原の風成層の粒径分布層序には海洋酸素同位体層序の氷体量モデルのような調節ターゲットは存在しない。そこで, Sun et al.(2006)は Laskar et al.(1993)の $65^\circ N$ における 7 月の日射量データを地軸傾斜成分と歳差成分に分けて, 調節を行った(Fig. 3b)。ただし, ターゲットには過去 40 万年間の標準海洋酸素同位体データ(SPECMAP)との対比から見積もられた, 地軸傾斜が -69° (約 8 kyr), 歳差成分が -78° (約 5 kyr)の位相のずれ(Imbrie et al., 1984)を適用している(Fig. 3a)。この方法は, 3.6 Ma から現在までの冬季モンスーンの極大期が過去 40 万年間の氷体量(Imbrie et al., 1984)の極大期と同位相であるという仮定に基づいている。この Lingtai の年代モデルでは, GMB は 2.607 Ma と見積もられており, Lisiecki and Raymo(2005)の GMB の年代見積もりとわずか 0.001 Ma の差しかない。しかし, これは偶然であろう。後述する 10 kyr を越える逆転トランジション(Yang et al., 2005)の幅から考えて, 両者の GMB 年代の見積もりに数 kyr かそれ以上の差がでる可能性は十分にある。位相のずれを考慮せずに Luochuan(洛川)の帯磁率のピークを $N65^\circ$ の夏の日射量のピークに対比する天文年代モデルでは, GMB は 2.603 Ma と推定されている(Lu et al., 1999)。

海洋酸素同位体層序が示す段階的氷床拡大

海洋酸素同位体比は氷体量, 水温, 塩分を反映している。浅海や表層水では水温と塩分に地域性があるが, 深海底では一部の地域(北大西洋や南極周辺)を除いてこれらの変動は小さい。したがって深海の底生有孔虫殻化石の海洋酸素同位体比は, 主に氷体量成分を反映するとみなせる。ここでは, Lisiecki and Raymo(2005)が世界 57 地点の海洋酸素同位体データをスタックし軌道調節により年代決定したデータを使って, 5.3 Ma 以降第四紀開始までの氷体量変化を見ていく。このデータは時代を遡るにつれてデータ地点数は減るが, GMB 付近については 24 地点, 4 Ma を越える年代でも 14 地点のデータを使っているの, ここではグローバルなデータであるとみなす。

5.3~3 Ma までの氷体量は, 3.65 Ma 付近と 3.3 Ma 付近のパルス的増大を除き, ほぼ一定値をとっている(Fig. 1)。3 Ma 頃から増加し始め, 2.73~2.68 Ma(MIS G6-G4)の 5 万年間にわたって大きく増大し, その後地軸傾斜角周期(4.1 万年)2 サイクル分の小さな振動を経て MIS 104 の氷期を迎える(Fig. 4)。GMB はその MIS 104 氷期の中に位

Fig. 3. Example of orbital tuning for aeolian dust deposits on the Chinese Loess Plateau (after Sun et al., 2006). (a) Climate response to orbital forcing determines the tuning target. (b) Quartz mean grain size (MGSQ) time series data filtered by the obliquity (41-kyr) and precession (21-kyr) bands (solid lines) and a comparison with the theoretical orbital obliquity (8-kyr lagged) and precession (5-kyr lagged) (dashed lines). The filtered signals and orbital records are normalized. Band-pass filters with central frequencies of 0.02439 and 0.04762 kyr⁻¹ and bandwidths of 0.004 and 0.015 kyr⁻¹ were used to isolate the 41-kyr and 21-kyr components of the grain size time series.

置する。第四紀が始まる MIS 103 からは 4.1 万年の地軸傾斜角周期が卓越する。

MIS G6–G4 の氷床拡大は、期間が 5 万年と長いことが特徴である。氷床拡大の規模そのものは、MIS 5.1 のピーク並みであり大きいとは言えない (Fig. 4)。MIS 104 氷河期も、海面の高さは現海面より約 50 ± 20 m 低い最終氷期退氷期並み (大場, 2010) と見積もられているように、氷床拡大の規模は小さい。

中国黄土高原の寒冷化

中国黄土高原のレス・古土壌層の厚さは、北部の砂漠地帯近くでは 200 m を越える地域もあるが、黄土高原中央部ではおおよそ 100~200 m であり、紅粘土層の厚さはそれより薄い。例えば Lingtai では、厚さ 120 m の紅粘土層の上を厚さ 166 m のレス・古土壌層が覆っている (Sun et al., 2006)。これらの風成層を形成するダストの主な起源は北～

Fig. 4. Plot of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ record of LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005). The dotted line shows the average of the heaviest $\delta^{18}\text{O}$ values in MIS G6. GMB, Gauss-Matuyama magnetic polarity boundary.

北西の砂漠地帯にあり、このダストの運搬はインド洋夏季モンスーンの開始と同時期の 7~8 Ma に始まった。年代はいずれの場所でも古地磁気層序で決められ、地域により多少ばらつきがある。しかし、ダストの堆積は遅くとも 7.2 Ma には開始し (An, 2000)、最も古い年代は 8.35 Ma までさかのぼる (Qiang et al., 2001)。Ding et al. (2000) は黄土高原の北部から南部にかけて分布する 9 か所のレス・古土壤層の粒度分布を調べた。その結果、レス・古土壤とも最北の地点が最も粗粒で、南へゆくほど細粒化することから、約 2.6 Ma 以降のレス・古土壤層をなすダストの運搬は主に冬季モンスーンが寄与していると結論づけた。一方、2.6 Ma 以前の紅粘土についてはそのような系統的な粒度の変化は見られないことから、紅粘土のダストの運搬は主に偏西風が寄与していると結論づけている。しかし、約 3.6 Ma に、黄土高原では堆積速度が上昇してダストの運搬力が増し、北太平洋でも陸源ダストの堆積の増加が起こったことがわかっている (Rea et al., 1998)。約 3.6 Ma のダスト運搬力の増強は、冬季モンスーンの開始を示唆する (Zheng et al., 2004)。すなわち、約 3.6~2.6 Ma の間は偏西風に加え冬季モンスーンもダストの運搬に寄与していることになる。3.6 Ma 以降、チベット高原北縁の Kunlun (崑崙) 山脈周辺 (Fig. 2) で巨礫を含む土石流堆積物が堆積し始めていることから、冬季モンスーンの開始も、7~8 Ma の紅粘土の堆積開始同様、チベット・ヒマラヤの隆起が閾値を越えたことに起因すると解釈されている (An, 2000; An et al., 2001; Zheng et al., 2004)。

ダストの堆積後、強い夏季モンスーンがもたらす温暖湿潤気候が土壌化を促進して暗褐色化し、細粒のマグヘマイト ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) を生成して帯磁率を上げる (Liu et al., 2005, 2007)。堆積後に磁性粒子を生成する続成過程は紅粘土、レス・古土壤層に共通している。ただし、これら風成層を地磁気の記録媒体として見た場合、マグヘマイト生成による二次磁化獲得の影響は帯磁率が $100 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ を越える土壌や紅粘土層では大きく、 $30 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 以下のレスではほとんどないといえる。それは、土壌化の程度が低いレスでは熱消磁と交流消磁のどちらを用いても二次磁化は除去できるが、古土壤の場合は熱消磁のみが可能であることからわかる (Yang et al., 2010)。それは、高保磁力のマグヘマイトが担う二次磁化は交流消磁では消せないが、熱消磁なら 300~400 °C で熱分解するため (Liu et al., 2005) 消磁できるからである。

適切な消磁実験に基づく、時間分解能も高い古地磁気極性層序によると、GMB はレス/紅粘土境界直上のレス L33 層中に位置する (例えば、Heslop et al., 2000; Ding et al., 2002; Yang et al., 2005)。黄土高原南部 Baoji (宝塢) (Fig. 2) の詳細な古地磁気分析 (Yang et al., 2005) によれば、ガウス・マツヤマ (GM) トランジションはレス L33 層 (厚さ 345 cm) の下限から +40~+210 cm 上位までの厚さ 170 cm にわたって記録されている (Fig. 5)。逆転トランジションの終わりから 140 cm 上位に古土壤層 S32 が位置する。

Fig. 5. Detailed paleomagnetic results across the Gauss-Matuyama polarity transition in Baoji (modified after Yang et al., 2005).

上述したように、帯磁率は土壌化の程度を反映しているため、夏季モンスーン強度の指標とみなすことができる。軌道調節した Lingtai の帯磁率変動 (Fig. 6b) を通して見れば、黄土高原では約 3.6 Ma 付近から夏季モンスーンが徐々に強化し、約 2.75 Ma にピークを迎えたあと急激に弱まる。しかし、この夏季モンスーンが弱化した時の帯磁率は約 $100 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ とまだ間氷期並みに高く、氷河期のレベル (約 $30 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 以下) には程遠い。その後、夏季モンスーンは、少し回復した後、弱化和強化を経て 2.63 Ma に氷河期のレス L33 層が堆積し始める。トランジションを含めた GMB は、L33 層の下部～中部に記録されている。2.59～2.58 Ma からは古土壌 S32 層の堆積が始まり、その後、温暖湿潤と寒冷乾燥を繰り返す第四紀の気候が始まる。

Lingtai における紅粘土-レス・古土壌堆積物の石英の平均粒径 (Fig. 6c) は、3.6 Ma 以降平均 $16 \mu\text{m}$ ほどの安定した値を示すが、2.7 Ma 頃から大きくなり L33 では $30 \mu\text{m}$ を越える最大 $34 \mu\text{m}$ のピークをとることから、冬季モンスーンが急激に強化したと推測される (Sun et al., 2006)。また、Lingtai のレス層のうち石英の平均粒径が $30 \mu\text{m}$ を越えるのは L33 以外に L15 (MIS 36) のみであり (Sun et al., 2006)、L33 は最強級の冬季モンスーンをもつ氷河期であったといえる。石英の平均粒径は紅粘土層からレス・古土壌層に移って明瞭な増加を示す (Fig. 6c)。これは帯磁率変動の振幅の増加とともに、約 2.6 Ma の東アジアモンスーンシステムが成立したことを示唆している (Zheng et al., 2004)。

日本列島の寒冷化

日本列島における鮮新・更新統の古地磁気極性層序は主に

1970 年代から 1980 年代にかけて調べられているが、古地磁気分析実験の信頼度や解像度の観点から、その成果については慎重な検討を要する (Hyodo, 2007)。ここでは、手法的にデータの信頼度が比較的保証され、解像度も低くない古地磁気層序と大型植物化石や花粉化石のデータが出されている大阪堆積盆地、会津盆地、十勝平野の研究成果を取り上げる。

大阪平野、大阪湾を中心に近畿一円に分布する大阪層群は厚さが陸上部分で 600 m 以上、大阪湾中央部で 3000 m に及ぶ。主に湖沼河川成堆積物から構成され、21 枚の海成層と 40 枚以上の火山灰層を挟む (市原, 1993; 横倉ほか, 1998; 吉川・三田村, 1999; 吉川ほか, 2000)。ここではマンモスサブクロンからブリュンヌクロンまでの磁気層序が確立され (兵頭・Biswas, 2002)、GMB は大阪層群最下部層 (福田火山灰の上面を境にそれより下) の湖成層の中 (市原, 1993)、大阪湾 1700 m コア (GS-K1) では朝代 (Asashiro) 火山灰層の約 61 m 上位の深度約 1320 m に見つかっている (Biswas et al., 1999)。大阪層群の大型植物化石データ (Momohara, 1992) によると、土生滝 I (Habutaki-I) 火山灰層からその上位の朝代火山灰層までの間に次に示すような大規模な植生変化が起こっている。フウ属 *Liquidambar* sp., セツリミアサガラ属 *Melliodendron* sp., セコイア属 *Sequoia* sp., ツゲ *Buxus microphylla* var. *japonica*, アケボノツガ *Tsuga longibracteata* など暖温帯以南種が消滅し、その一方で、ネズコ属 *Thuja* sp., アスナロ *Thujopsis dolabrata*, トウヒ属 *Picea* sect. *Picea* (ただしオオバラモミ *Picea koribai* を除く), ウダイカンバ *Betula maximowicziana* など冷温帯以北種および暖温帯～冷温帯種のスギ *Cryptomeria japonica*, 暖温帯～亜寒帯種のマツ属単維管束亜属 *Pinus* subgen. *Haploxylon* が出現している。これらの植生変化は冷涼乾燥化が起こったことを示している。注目すべきは、この 2 枚の火山灰層の間で、スイショウ属 *Glyptostrobus*, コウヨウザン属 *Cunninghamia* など暖温帯以南種が消滅せずに残っていることである。百原 (2010) は大型植物化石群が示す温量指数を用いてこの冷温帯以北種の出現時の気候を定量的に見積もっている。それによると、当時の気候は鮮新世中期よりも寒冷化したが、少なくとも現在の暖温帯北限 (東北地方中部あたりの平野部) よりも温暖 (温量指数 85°C 月以上) であった。つまり、土生滝 I 火山灰層と朝代火山灰層の間の大規模な植生変化は、それ以前に比べて大きく冷涼乾燥化したことによると考えるべきである。ただし、気候は氷期ではなく間氷期の気候といえるであろう。

会津盆地の層厚が 1000 m を越える新第三系-第四系は山都層群と呼ばれ、下から藤峠層、和泉層、七折坂層、塔寺層の 4 つに区分されている (Suzuki and Manabe, 1982)。山都層群の下位は汽水性の砂岩、泥岩からなり、中部以上は淡水性堆積物が続く。また多くの礫、火山灰、亜炭層を挟む。山都層群全体ではギルバートクロンの C3n.4r サブクロンからブリュンヌクロンまで約 500 万年間の磁気層序が確立されている (Manabe, 1979, 1980)。GMB は、八坂野セク

Fig. 6. Late Pliocene to earliest Pleistocene climate proxies. (a) Marine oxygen isotope stratigraphy (after Lisiecki and Raymo, 2005). Lingtai red clay-loess susceptibility (b) and quartz mean grain size (c) (after Sun et al., 2006). Latest Pliocene paleobotanical events versus magnetic polarity stratigraphy for the Osaka Basin (after Momohara, 1992) (d), Aizu Basin (after Suzuki and Manabe, 1982; Suzuki, 1987) (e), and Tokachi Plain (after Yoshida et al., 1981) (f). Asashiro, Habutaki-I, I5, I4, and Wine represent tuffs.

ションにおいて和泉層の I4 火山灰層の約 80 m 上位, I5 火山灰層の約 10 m 下位に位置する (Manabe, 1980). 植物化石群データ (Suzuki and Manabe, 1982; 鈴木, 1987) によると, 和泉層の I4 火山灰層を含むゾーンで, 暖温帯以南種であるオウシュウイヌスギ *Glyptostrobus europaeus*, セコイア属, コウセキハマナツメ *Paliurus nipponicus* などが消滅し, ヒメバラモミ *Picea maximowiczii*, ミツガシワ属 *Menyanthes* など冷温帯以北種が初めて出現する。注目すべきは, 新たに出現した冷温帯以北種が, メタセコイア属, ヒメブナなど暖温帯-冷温帯種と共存していることである。このように, GMB の少し前に起こった一部の暖温帯以南種の消滅, 新たな冷温帯以北種の出現という大規模な植物相の変化は, 大阪層群における土生滝-I 火山灰と朝代火山灰の間で起こった植生変化と似ている。

北海道十勝平野に広く分布する厚さ 2000 m の十勝層群は海成, 汽水成, 淡水成の礫岩, 砂岩, 頁岩, シルト岩からなる (Yoshida et al., 1981)。下位から本別層, 足寄層, 池田層, 洪山層の 4 つに区分されている。ここでは 3An クロ

ンの C3An.2n サブクロンからブリュンヌクロンまでの約 600 万年間の磁気層序が確立され, GMB は池田層下部のワイン火山灰直上に位置する。最下部の本別層ではトウヒ属 *Picea*, モミ属 *Abies* など亜寒帯針葉樹が卓越するが, その上の足寄層に入ると約 3.7 Ma から亜寒帯針葉樹が衰退しブナを主体とする冷温帯林が拡大して GMB 付近まで続く。しかし, ブナは GMB 付近で突然消滅し, それ以降, 亜寒帯針葉樹が再び増加する。約 3.7 Ma 頃に始まった湿潤な冷温帯気候は GMB 付近で突然終わり, それ以降寒冷乾燥した亜寒帯気候へ急変したことを示している。

考 察

1. 2.7 Ma 付近の冷涼乾燥化

黄土高原では, 約 3.6 Ma 付近から弱い冬季モンスーンが開始してダストの堆積速度が上昇すると同時に, 夏季モンスーンも徐々に強化して土壌化が進み, 約 2.75 Ma にピークをとる長期温暖湿潤化傾向が続く。しかし, この傾向は, 2.73~2.70 Ma に夏季モンスーンが突然大きく減衰する冷

涼乾燥化イベントとともに終了した。このイベントは、年代的に氷体量増大期 MIS G6–G4 によく対応している。ここでは、日本列島でガウスクロン末期に起こった大規模な植生変化がこの冷涼乾燥化イベントに年代的に対比できるかどうかを検討する。

大阪堆積盆地における植生変化は朝代火山灰と土生滝 I 火山灰の間のゾーンで起こった。大阪府泉南郡熊取町朝代の模式地周辺では、朝代火山灰は土生滝 I 火山灰の約 20 m 上位に位置するが(吉川, 1976)、年代に関わるデータはここでは得られていない。新潟県胎内市胎内川沿いの鉄江層では、朝代火山灰に対比されている Tnkw 火山灰層が 2.6–2.7 Ma と推定されている絶滅珪藻種 *Neodenticula kamtschatica* の終産出層準の 12 m 上位に位置し、GMB の 5–17 m 下位に位置している(黒川ほか, 2008)。このことから、朝代火山灰層の年代は GMB より古く、おそらく 2.6–2.7 Ma の間に入ると思われる。土生滝 I 火山灰層の年代としては、フィッシュントラック年代 2.71 ± 0.49 Ma が報告されている(市原ほか, 1984)。富山県氷見市の藪田層では、土生滝 I 火山灰に対比されている MT2 火山灰層は 2.75 Ma とされる石灰質ナノ化石の Datum A(海洋生物の温暖種が絶滅し、寒冷種が出現する寒冷イベント; Sato and Kameo, 1996)の約 14 m 下位に出てくる(大久保ほか, 2000)。これらから土生滝 I 火山灰層は Datum A より確実に古いと言える。しかし、2.75 Ma という Datum A の年代は堆積速度を一定として見積もっており、詳細な年代の議論に用いる場合には注意を要する。Datum A は寒冷イベントであるので、氷床拡大期 G6–G4 (2.73–2.68 Ma) の中で起こっている可能性が高い。現時点で得られるデータを総合すると、土生滝 I 火山灰の年代は 2.7–2.8 Ma の中に入ると考えるのが妥当だと思われる。したがって、朝代火山灰の推定年代 2.6–2.7 Ma も併せて考えると、大阪層群の鮮新世末期の大規模な植生変化は黄土高原の冷涼乾燥化イベントとほぼ同時期、つまり氷床拡大期 G6–G4 に起こった可能性が高い(Figs. 5a, d)。

会津盆地においてガウスクロン末期に、明らかに GMB より前に起こった一部の温暖種消滅・新たな寒冷種出現という植生変化も氷床拡大期 MIS G6–G4 と同時期の可能性は高い。残念ながら、それを確かめるための鍵層 I4 火山灰の年代に関する詳しい情報は今のところない。今後の課題であろう。古気候・古地磁気層序データの解像度が低いため、十勝平野におけるガウスクロン最末期の冷温帯種消滅・亜寒帯種出現イベントが GMB とほぼ同時に起こった可能性も否定できない。しかし、このような大規模な気候変化は、東アジアで広域的に起こったと考える方が妥当であろう。特に約 3.7 Ma からガウスクロン最末期まで繁栄した冷温帯落葉広葉樹林はブナを主体としており、十勝平野は当時温暖かつ湿潤な気候であったといえる。これは、黄土高原の約 3.6 Ma から約 2.75 Ma まで続く長期温暖湿潤気候と類似している。黄土高原の温暖湿潤気候を終わらせた冷涼乾燥化が十勝平野でも起こり、湿潤気候を好むブナが消滅したということは十分に考えられる。Figs. 6e, f に示す会津盆地と十勝平野の

植生変化イベントの G6–G4 への対比モデルは今後より確実な年代制約で裏付ける必要がある。

以上より、MIS G6–G4 の氷床拡大に対応する冷涼乾燥化は中国黄土高原に加え、日本列島でも起こった可能性が高い。しかも、冷涼乾燥化により訪れた気候は黄土高原と同様に、気温は鮮新世中期より相対的に低下したが間氷期並みの温暖な気候であった。このことは MIS G6–G4 の海洋酸素同位体比の値が MIS 5.1 や 5.3 と同程度であることと整合する。では、日本列島の植生へのインパクトは何故大きかったのだろうか。海洋酸素同位体比(Lisiecki and Raymo, 2005)を見る限り(Fig. 1)、G6–G4 の氷床拡大規模と直前の氷床縮小(G7)との格差は 5.3 Ma 以降最大であり、期間も最も長い。このことが多くの温暖種の消滅をもたらした可能性が高い。

2. GMB の層位

上述したように、中国黄土高原において GMB が紅粘土層直上のレス L33 層の中に位置することは確実で、古土壤 S8 層(従来 MIS 21 に対比されている)からレス L8 層(同 MIS 20)にかけて分布するマツヤマ–ブリュンヌ境界(MBB)のような磁化固着の遅れ(例えば Zhou and Shackleton, 1999)はなさそうである。磁化固着のずれを土壌化に伴う二次的残留磁化獲得で説明するモデルが出されたが(Spassov et al., 2003)、近年、レスの磁化は短期間に獲得されることを支持する室内実験や古地磁気観測(Zhao and Robert, 2010; Jin and Liu, 2010)によって同モデルは支持を失いつつある。帯磁率がほぼ $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 以下の L33 層は土壌化の影響をほとんど受けておらず、二次的な化学残留磁化獲得によって GMB の層位がずれるということは考えにくい。また、最近、MBB の層位のずれについても、磁化獲得機構よりも降水量や乾燥化の地域差による気候層序の違いが原因とする見方が出てきた(Wang et al., 2006; Liu et al., 2008)。

しかし、さまざまな地域で報告されている磁気層序をみると GMB の層位は L33 層の中で、下部から上部まで広くばらついている(Ding et al., 2002)。これらの古地磁気層序データがどれも GMB 付近の小反転を捉えていないことから、これが磁化固着深度の違いに起因する(Zhou and Shackleton, 1999)と解釈するより、データの解像度の低さが原因か堆積間隙が存在すると考えるべきである。上述したように、Baoji の詳細な古地磁気分析によると、GMB は期間約 200–2000 年の小反転を 10 回以上伴う(Fig. 5)(Yang et al., 2005)。黄土高原南東部の Weinan(渭南)のレス堆積物では 13 回の小反転が報告され(Zhu et al., 2000)、カリフォルニアの Searles Lake 堆積物(堆積速度 18 cm/kyr)では深さ幅 215 cm(約 12 kyr に相当)に 15 回の小反転が(Glen et al., 1999)、北大西洋のドリフト堆積物(堆積速度約 10 cm/ka)では 7 回の小反転が報告されている(Ohno et al., 2008)。これら回数の違いが堆積残留磁化機構によるフィルター効果(Hyodo, 1984)や堆積速度に起因すると考えると、GMB が多数の小反転を伴うことはグローバルな性質であると言える。この多数の小反転が記録されていない低

解像度記録では GMB の年代の見積り誤差が 10 kyr を越える可能性が出てくる。黄土高原の古地磁気層序分析はこれまで 20~50 cm 間隔、まれに 1 m 間隔で行われてきたので、古地磁気極性境界の位置の誤差が大きくなる可能性は十分にある。この誤差の問題は深海底コアの古地磁気層序でも起こる。

GM トランジションの年代幅がグローバルに、あるいは地域的にでも決まれば、新第三紀/第四紀境界付近の地層に年代スケールを与えることができる。また、トランジション中の小反転群は MIS 14 の高精度磁気層序の構築に役立つ。今後、多くの地域で GM トランジションの研究が推し進められることを期待する。

3. GMB の年代

多くの古地磁気記録では、GMB は MIS 104 の中に位置する。既に述べたように、年代は、GMB が MIS 104 のほぼ中央に位置する ODP Site 677 の記録において 2.60 Ma (Schackleton et al., 1990)、MIS 104 の最下部付近に位置するスタック LR04 では 2.608 Ma (Lisiecki and Raymo, 2005)、レス L33 層の最下部付近に位置する Lingtai の記録では 2.607 Ma (Sun et al., 2006) と見積もられている。Baoji の GM トランジションが厚さ 170 cm にわたること (Yang et al., 2005) を考慮すると、これらの見積りは層序的に GM トランジションの上限近くの年代または下限近くの年代を表しているように見える。地磁気逆転トランジションは地磁気強度のゆっくりとした減少で始まり、トランジションの終わりでは地磁気強度が急激に回復して新しい極性の磁場が安定するという性質がある (例えば、Guyodo and Valet, 1999; Yamazaki and Oda, 2005)。したがって、トランジションの上限の方が境界としては明確である。また、逆転トランジションの弱い磁場で獲得された磁化から安定な初生磁化成分を抽出することは経験的に困難であるため (Channell and Kleiven, 2000; Hyodo et al., 2006)、下限を正確に押さえられないケースも考えられる。これらのことを考慮すると、GMB の年代としては、トランジションの上限の年代 2.60 Ma を採用するのが妥当であると思われる。

GMB の年代としてよく用いられる年代値 2.581 Ma (Cande and Kent, 1995) は軌道調節した地中海のサブロペル (腐泥) 層序に基づく。この年代値は Langereis et al. (1994) が南イタリアの Singa セクションにおいてサブロペル A5 層の直上に GMB を見つけ、A5 層とその約 5 m 下位の A4 層それぞれの中心の天文年代 (Hilgen, 1991) から堆積速度一定として算出したものである。しかし、この年代値は多数の問題を含んでいる。サブロペルの天文年代学は、サブロペル群を 10 万年、40 万年の離心率周期の日射量ピークに対比し、個々のサブロペルを約 2 万年ごとの歳差日射量ピークに対比し位相を 4 kyr 遅らせている (Hilgen, 1991)。この軌道調節の方法は東地中海のコア RC 9-181 の後期更新世以降の酸素同位体層序とサブロペル層序に基づいて決めたものである。問題の一つは、サブロペル群 A1-A5 の上には約 30 万年間にわたってサブロペルが存在しないことである。そのため日射量との対比は連続性を欠き、

A1 から A5 までのサブロペルをどの歳差日射量ピークに対比させるかには自由度がある。日射量ピークが 1 周期分ずるだけで 2 万年の年代誤差が生じる。しかも、GMB を含むセクションではいずれも A5 の直上で地層が途切れ、それより上位のサブロペルの有無が確認できない。さらに、2.581 Ma という年代推定を行った Singa セクションでは古地磁気データがサブロペル A5 層を含む厚さ 1.2 m にわたって欠けており (Langereis et al., 1994)、GMB の層位を正確に決めることは難しい。ちなみに Langereis et al. (1994) 以前の研究における GMB の位置は、Singa セクションでは A5 層下限付近に、Punta Piccola セクションでは A4 層と A5 層の間である。天文年代調節により A5 層の中心が 2.589 Ma、A4 層の中心が 2.635 Ma と推定され、GMB は 2.59/2.62 Ma と推定されている (Hilgen, 1991; Zijderveld et al., 1991)。サブロペルの天文年代調節法 (Hilgen, 1991) の制約内で、A5 層を歳差 1 周期分古い日射量ピークに対比することは十分可能なので、サブロペル層序の GMB から確実な極性境界年代値は得られないことになる。

ま と め

中国黄土高原と日本列島における第四紀開始に向けた新第三紀末期 (鮮新世後期) の気候変化は海洋酸素同位体層序と整合的である。黄土高原では、約 3.6 Ma から続く温暖湿潤気候が、約 2.75 Ma にピークをとった後、氷床拡大期 MIS G6-G4 (2.73~2.68 Ma) に対応した冷涼乾燥化イベントとともに終結する。その後氷体量変動に対応した段階的冷涼乾燥化を経て紅粘土層の堆積が終わり、最初のレス L33 層が堆積する。L33 層は MIS 104 の氷河期に対比される。海洋酸素同位体比の値から推定される MIS 104 の氷床拡大規模は海面低下量でいえば 50 ± 20 m と小さいが、石英の平均粒径でみると L33 氷河期は第四紀の氷河期の中でも際立って強い冬季モンスーンをもつ L15 氷河期 (MIS 36) に匹敵する。L33 層の前半に多数の小反転を含むガウス-マツヤマ地磁気逆転が起こり、L33 層を覆う古土壌 S32 層の下限 (2.59~2.58 Ma) から第四紀の地軸傾斜角周期変動に対応したレス-古土壌堆積サイクルが始まる。偏西風が主体であったダストの輸送は、約 2.6 Ma の L33 層の堆積から冬季モンスーンが主体となり、東アジアモンスーンシステムが成立する。

3.6 Ma 頃から続く長期温暖湿潤気候は日本列島でも観測され、その終焉は、十勝平野ではブナ主体の冷温帯落葉広葉樹林から亜寒帯針葉樹林への変化、会津盆地と大阪堆積盆地の森林では一部の暖温帯以南種の消滅と新たな冷温帯以北種の出現によって示される。この大植生変化は MIS G6-G4 の氷床拡大に相当する冷涼乾燥化による可能性が極めて高い。しかし、冷涼乾燥化により訪れた気候は黄土高原と同様、鮮新世中期よりも気温は低下したが、まだ間氷期並みに温暖な気候であった。それでも植生へのインパクトが大きかった理由として、直前の MIS G7 からの気温低下量と、MIS G6-G4 の間約 5 万年間続く冷涼乾燥気候の長さが鮮新世に入って最大であったことが考えられる。

GM トランジションは1万年以上継続する可能性が高い。今後、新第三紀／第四紀境界に関する高精度かつ高解像度の古気候・古環境研究において、同トランジションは詳細な時間スケールを与える道具として役立つ可能性をもつ。

謝 辞

本総説の主要な部分をなすレスの古地磁気研究は文部科学省の科学研究費補助金(課題番号:19340151)による。中国科学院地球環境研究所のSun Youbin(孫有斌)博士にはLingtaiの帯磁率と石英平均粒径のデータを提供して頂いた。熊井久雄大阪市立大学名誉教授、Yang Tianshui(楊天水)中国地質大学准教授、奈良文化財研究所の松下まり子博士には有益な助言を頂いた。本総説は、新妻信明静岡大学名誉教授、林田明同志社大学教授からの有益なコメントにより大幅に改善された。

文 献

- An, Z. S., 2000, The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quatern. Sci. Rev.*, **19**, 171–187.
- An, Z. S., Kukla, G., Porter, S. C. and Xiao, J. L., 1991, Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of Central China during the last 130,000 years. *Quatern. Res.*, **36**, 29–36.
- An, Z. S., Kutzbach, J. E., Prell, W. L. and Porter, S. C., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, **411**, 62–66.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y., 1994, The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 91–108.
- Berger, A. and Loutre, M. F., 1991, Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quatern. Sci. Rev.*, **10**, 297–317.
- Biswas, D. K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., Kinugasa, Y. and Mizuno, K., 1999, Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **148**, 233–248.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095.
- Channell, J. E. T. and Kleiven, H. F., 2000, Geomagnetic paleointensities and astrochronological ages for the Matuyama-Brunhes boundary and the boundaries of the Jaramillo Subchron: palaeomagnetic and oxygen isotope records from ODP Site 983. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* **358**, 1027–1047.
- deMenocal, P. B., Ruddiman, W. F. and Kent, D. V., 1990, Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: A case study of the Matuyama-Brunhes reversal and oxygen isotope Stage 19.1. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, 1–13.
- Ding, Z. L., Rutter, N. W., Sun, J. M., Yang, S. L. and Liu, T. S., 2000, Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences. *Quatern. Sci. Rev.*, **19**, 547–558.
- Ding, Z. L., Sun, J. M., Liu, T. S., Zhu, R. X., Yang, S. L. and Guo, B., 1998, Wind-blown origin in the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **161**, 135–143.
- Ding, Z. L., Derbyshire, E., Yang, S. L., Yu, Z. W., Xiong, S. F. and Liu, T. S., 2002, Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record. *Paleoceanography*, **17**, 1033, doi:10.1029/2001PA000725.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., Walker, M. J. C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010, Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Jour. Quatern. Sci.*, **25**, 96–102.
- Glen, J. M. G., Coe, R. S. and Liddicoat, J. C., 1999, A detailed record of paleomagnetic field change from Searles Lake, California, 2, The Gauss/Matuyama polarity reversal. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 12883–12849.
- Guyodo, Y. and Valet, J. P., 1999, Global changes in intensity of the earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, **399**, 249–252.
- Head, M. J., Gibbard, P. and Salvador, A., 2008, The Quaternary: its character and definition. *Episodes*, **31**, 234–238.
- Heslop, D., Langereis, C. G. and Dekker, M. J., 2000, A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**, 125–139.
- Hilgen, F. J., 1991, Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 226–244.
- Hyodo, M., 1984, Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogeneous sediments. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **36**, 45–62.
- 兵頭政幸 (Hyodo, M.), 2005, 地磁気極性年代の現状と将来の発展. 地学雑誌 (*Jour. Geogr.*), **114**, 273–283.
- Hyodo, M., 2007, Terrestrial records of the latest Gauss cooling event in Japan and north central China. *Quatern. Res.*, **46**, 215–222.
- 兵頭政幸・D. K. Biswas (Hyodo, M. and Biswas, D. K.), 2002, 神戸市東灘コアの古地磁気層序-基準時間軸. コア精密対比による京阪神地域の地下地質・地質構造の高精度解説 (Proceedings of the Symposium on High-Resolution Decoding of Underground Geology and Structure in the Keihanshin District by Precise Core Correlations)*. コア精密対比研究会・日本応用地質学会関西支部, 大阪市立大学 (Japan Soc. Engin. Geol. Kansai Branch, Osaka City Univ., Osaka), 61–71.
- Hyodo, M., Biswas, D. K., Noda, T., Tomioka, N., Mishima, T., Itota, C. and Sato, H., 2006, Millennial to submillennial-scale features of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity transition from Osaka Bay, southwestern Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B02103, doi:10.1029/2004JB003584.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. B., McIntyre, A., Mix, A. C., Morlet, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B., eds., *Milankovitch and Climate*, part 1, 269–305.
- Imbrie, J. and Imbrie, J. Z., 1980, Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, **207**, 943–953.
- 市原 実 (Iihara, M.) 編, 1993, 大阪層群 (The Osaka Group), 創元社, 340p.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹 (Iihara, M., Yoshikawa, S., Kawabe, T. and Mitamura, M.), 1984, 岸和田市津田川流域のいわゆる芝の不整合について: 大阪層群の古地磁気層序とフィッシュントラック年代. 地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **38**, 1–16.
- Iihara, M., Yoshikawa, S. and Kamei, T., 1997, The Pliocene-Pleistocene boundary in Japan: the Osaka Group, Kinki district. In Van Couvering, J. A., ed., *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Cambridge Univ. Press, 239–243.

- Jin, C. S. and Liu, Q. S., 2010, Reliability of the natural remanent magnetization recorded in Chinese loess. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B04103, doi:10.1029/2009JB006703.
- King, W. B. R. and Oakley, K. P., 1950, Report of the temporary commission on the Pliocene-Pleistocene boundary, appointed 16th August, 1948. In Butler, A. J., ed., *International Geological Congress, Report of the Eighteenth Session, Great Britain 1948, Part I. General Proceedings*, Geol. Soc., London, 213–214.
- Kukla, G., 1987, Loess stratigraphy in central China. *Quatern. Sci. Rev.*, **6**, 191–219.
- 熊井久雄 (Kumai, H.), 2000, Commission on Stratigraphy 層序委員会. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **39**, 252–253.
- 熊井久雄 (Kumai, H.), 2006, 最近の第四紀年代層序問題. 旧石器研究 (*Paleolithic Res.*), **2**, 81–92.
- 黒川勝己・長橋良隆・吉川周作・里口保文 (Kurokawa, K., Nagahashi, Y., Yoshikawa, S. and Satoguchi, Y.), 2008, 大阪層群の朝代テフラ層と新潟地域の Tzw テフラ層の対比. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **47**, 93–99.
- Laskar, J., Joutel, F. and Boudin, F., 1993, Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, **270**, 522–533.
- Langereis, C. G., van Hoof, A. A. M. and Hilgen, F. J., 1994, Steadying the rates. *Nature*, **369**, 615.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, Q. S., Banerjee, S. K., Jackson, M. J., Deng, C. L., Pan, Y. X. and Zhu, R. X., 2005, New insights into partial oxidation model of magnetites and thermal alteration of magnetic mineralogy of the Chinese loess in air. *Geophys. Jour. Intern.*, **158**, 506–514.
- Liu, Q. S., Deng C. L., Torrent, J. and Zhu, R. X., 2007, Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. *Quatern. Sci. Rev.*, **26**, 368–385.
- Liu, Q. S., Roberts, A. P., Rohling, E. J., Zhu, R. X. and Sun, Y. B., 2008, Post-depositional remanent magnetization lock-in and the location of the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal boundary in marine and Chinese loess sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **275**, 102–110.
- Lu, H. Y., Liu, X. D., Zhang, F. Q., An, Z. S. and Dodson, J., 1999, Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **154**, 237–246.
- Manabe, K., 1979, Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (I). *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, **29**, 51–65.
- Manabe, K., 1980, Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, Northeast Honshu, Japan (II). *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, **30**, 49–71.
- Momohara, A., 1992, Late Pliocene plant biostratigraphy of the lowermost part of the Osaka Group, southwest Japan, with reference to extinction of plants. *Quatern. Res.*, **31**, 77–89.
- 百原 新 (Momohara, A.), 2010, 中部ヨーロッパと中部日本の新第三紀から第四紀への植物化石群変化の時期：気候変動との関連で. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **49**, 299–308.
- Nakagawa, H., Niitsuma, N., Mitsunashi, T., Oda, M., Takayama, T. and Sakai, T., 1997, The Pliocene-Pleistocene boundary in Japan: Stratigraphy in the Boso Peninsula, central Japan. In Van Couvering, J. A., ed., *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Cambridge Univ. Press, 244–246.
- 大場忠道 (Oba, T.), 2010, 同位体からみた第四紀下限. 日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集 (*Abstr. Japan Geosci. Union Meet. 2010*), MIS011-02.
- 大久保弘・佐藤時幸・渡辺真人 (Okubo, H., Sato, T. and Watanabe, M.), 2000, 富山県北西部の鮮新–更新統、藪田層と十二町層の火山灰層による対比と十二町層下部の珪藻・石灰質ナンノ化石層序. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **106**, 583–596.
- Ohno, M., Murakami, F., Komatsu, F., Guyodo, Y., Acton, G., Kanamatsu, T., Evans, H. and Nanayama, F., 2008, Paleomagnetic directions of the Gauss-Matuyama polarity transition recorded in drift sediments (IODP Site U1314) in the North Atlantic. *Earth Planets Space*, **60**, e13–e16.
- Porter, S. C. and An, Z. S., 1995, Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last Glaciation. *Nature*, **375**, 305–308.
- Qiang, X. K., Li, Z. X., Powell, C. and Zheng, H., 2001, Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **187**, 83–93.
- Rea, D. K., Snoeckx, H. and Joseph, L. H., 1998, Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asia drying, Tibetan Uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanogr.*, **13**, 21–224.
- Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D. and Di Stefano, E., 1998, The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes*, **21**, 82–87.
- Sato, T. and Kameo, K., 1996, Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to Late Pliocene glaciations. In Thiede, J., Myhrer, A. M., Firth, J. V. and Ruddiman, W. F., eds., *Proc. ODP, Sci. Results., College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, **151**, 39–59.
- Schackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R., 1990, An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **81**, 251–261.
- Schackleton, N. J., Crouhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N. G. and Schneider, D. A., 1995, A new late Neogene timescale: Application to Leg 138 sites. *Proc. Ocean Drill Program Sci. Results*, **138**, 73–101.
- Spassov, S., Heller, F., Evans, M. E., Yue, L. P. and von Dobeneck, T., 2003, A lock-in model for the complex Matuyama–Brunhes boundary record of the loess/paleosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau). *Geophys. Jour. Intern.*, **155**, 350–366.
- Suganuma, Y., Yokoyama, Y., Yamazaki, T., Kawamura, K., Horng, C. S. and Matsuzaki, H., 2010, ^{10}Be evidence for delayed acquisition of remanent magnetization in marine sediments: Implication for a new age for the Matuyama–Brunhes boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **296**, 443–450.
- Sun, D. H., Shaw, J., An, Z. S., Cheng, M. Y. and Yue, L. P., 1998, Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 85–88.
- Sun, Y. B., Lu, H. Y. and An, Z. S., 2000, Grain size distribution of quartz isolated from Chinese loess/paleosol. *Chin. Sci. Bull.*, **45**, 2296–2298.
- Sun, Y. B., Clemens, S., An, Z. S. and Yi, Z. W., 2006, Astronomical time scale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quatern. Sci. Rev.*, **25**, 33–48.
- 鈴木敬治 (Suzuki, K.), 1987, 会津盆地周辺の鮮新–更新統と古植生の時代的変遷. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **26**, 163–168.
- Suzuki, K. and Manabe, K., 1982, Pliocene-Pleistocene chronology of the Yamato Group of Aizu Basin, Northeast Honshu, Japan. In Itihara, M. and Kuwano, Y., eds., *The Third Report on the Pliocene-Pleistocene Boundary in Japan.*, Osaka City Univ., Osaka, 18–27.
- 鳥居雅之・福岡浩司 (Torii, M. and Fukuma, K.), 1998, 黄土高原の初磁化率：レビュー. 第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **37**, 33–45.
- Van Couvering, J. A., ed., 1997, The Pleistocene boundary and the beginning of the Quaternary. *Cambridge Univ. Press*,

- 296p.
- Wang, X. S., Yang, Z. Y., Løvlie, R., Sun, Z. M. and Pei, J. L., 2006, A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **159**, 109–117.
- Yamazaki, T. and Oda, H., 2005, A geomagnetic paleointensity stack between 0.8 and 3.0 Ma from equatorial Pacific sediment cores. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**, doi:10.1029/2005GC001001.
- Yang, T. S., Hyodo, M., Yang, Z. Y. and Fu, J. L., 2005, A first paleomagnetic and rock magnetic investigation of calcareous nodules from the Chinese Loess Plateau. *Earth Planets Space*, **57**, 29–34.
- Yang, T., Hyodo, M., Yang, Z. Y., Li, H. D. and Maeda, M., 2010, Multiple rapid polarity swings during the Matuyama–Brunhes (M–B) transition from two high-resolution loess-paleosol records. *Jour. Geophys. Res.*, **115**, B05101, doi: 10.1029/2009JB006301.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓・阿部 進(Yokokura, T., Kano, N., Yamaguchi, K., Miyazaki, T., Ikawa, T., Ohta, Y., Kawanaka, T. and Abe, S.), 1998, 大阪湾における反射法深部構造探査. 地質調査所月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **49**, 574–590.
- Yoshida, M., Fujiwara, Y., Homma, M., Igarashi, Y. and Tono-saki, T., 1981, Magnetostratigraphy and Chronology of the late Neogene to Quaternary Deposits in the Tokachi district, Hokkaido, Japan. *Rock Magn. Paleogeophys.*, **8**, 106–109.
- 吉川周作(Yoshikawa, S.), 1976, 大阪層群の火山灰層について. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **82**, 497–515.
- 吉川周作・三田村宗樹(Yoshikawa, S. and Mitamura, M.), 1999, 大阪平野第四系と深海底の酸素同位体層序との対比. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **105**, 332–340.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一(Yoshikawa, S., Mizuno, K., Katoh, S., Satoguchi, Y., Miyakawa, C., Kinugasa, Y., Mitamura, M. and Nakagawa, K.), 2000, 神戸市東灘 1700-m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究(Quatern. Res.), **39**, 505–520.
- Zhao, X. and Robert, A. P., 2010, How does Chinese loess become magnetized? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **292**, 112–122.
- Zheng, H. B., Powell, C. M., Rea, D. K., Wang, J. L. and Wang, P. X., 2004, Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global Planet. Change*, **41**, 147–155.
- Zhou, L. P. and Shackleton, N. J., 1999, Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 117–130.
- Zhu, R. X., Guo, B., Ding, Z. L., Guo, Z. T., Kazansky, A. and Matasova, G., 2000, Gauss-Matuyama polarity transition obtained from a loess section at Weinan, north-central China. *Chinese Jour. Geophys.*, **43**, 654–671.
- Zijderveld, J. D. A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Verhallen, P. J. J. M. and Zachariasse, W. J., 1991, Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene–lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 697–714.

(要 旨)

兵頭政幸・北場育子, 2012, 古地磁気・古気候層序からみた東アジアの第四紀の始まり. 地質雑, **118**, 74–86. (Hyodo, M. and Kitaba, I., 2012, Late Pliocene magneto- and climatostratigraphic evolution toward the onset of the Quaternary in East Asia. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **118**, 74–86.)

中国黄土高原の紅粘土層の帯磁率と石英粒径が示す, 鮮新世末の冷涼乾燥化イベントは海洋酸素同位体ステージ(MIS)G6–G4(2.73–2.68 Ma)に対比される. このイベントの発生と同時に約 3.6 Ma から続く温暖湿潤気候は終了したが, 気候はまだ温暖であった. 紅粘土層を覆う最初のレス L33 層が MIS 104 氷河期に対比される. この氷河期の氷床拡大は小規模であったが, L33 層が示す冬季モンスーンは鮮新世に入って最強級の強さであった. L33 層の最下部から中部にかけて小反転を多数伴うガウス–マツヤマ地磁気極性トランジションが記録され, その直上の古土壌 S32 層の下限が第四紀の始まりとなる. 日本列島においても黄土高原と同様の長期温暖湿潤気候が続き, それは MIS G6–G4 頃の冷涼乾燥化で終結した. ただし, その時の気候は黄土高原と同じくまだ間氷期並みに温暖であった.