日本海拡大終了時期15Ma近傍の地磁気極性編年

乙藤 洋一郎 1)

13

要旨 地磁気極性順序は、海洋底の磁化が作る磁気異常のデータから作られた。年代を組み込むと地磁 気極性編年表ができる。編年表 CK95 は、9 つの地磁気逆転期を選択しそれらに年代値を与え作られた。地 磁気逆転期の選択を変更すると、15Ma 近傍では、CK95 の編年より 1.3Myr 古い年代値が現れる。編年表 ATNTS2012 は、軌道要素年代学から推定した年代と、CK95 と同じ方法で推定した年代とを組み合わせて 作られた。ATNTS2012 の漸新世/中新世境界近傍の年代値は、CK95 で用いられた推定値より 0.85 ± 0.034Myr だけ若い。ATNTS2012 と軌道要素年代学だけで推測された年代値の違いは 15Ma 近傍では 0.1 Myr 程度あり、ATNTS2012 は地磁気逆転期を 0.1 Myr の確度で推定できる精度はもたない。編年表の確度 を上げるために、信頼性の高い放射年代を求め、検証を続けなければならない。

キーワード:地磁気極性編年表, 15Ma, CK95, ATNTS2012, 軌道要素年代学

1. はじめに

日本海拡大の終了時期は15Maころだったとの見方があ る(Otofuji et al., 1985; Baba et al., 2007). 日本海拡大の推 定は,日本海形成に伴って起こった日本列島の回転の様子 を古地磁気学で推測し,回転終了時期は年代学で決定する, 「あわせて一本」の形式を用いて行われている.

日本列島の回転終了の推定年代値である~15Maは、火 山岩では放射年代測定によって推測されており, Baba et al.(2007)は東北日本弧回転の終了時期の推定に斜長石の K-Ar 年代値を用いた。一方堆積物の残留磁化を用いて回転 時期を推定する場合は、堆積層中の微化石や残留磁化の極 性を, すでに作成された微化石層序編年表や地磁気極性編 年表と対比することから実行されている.西南日本列島の 回転時期を推測するための古地磁気学研究は、東海地方や 北陸地方に分布する中新統の堆積層を対象として行われた (例えば Hayashida and Ito, 1984; 星, 2018). 前期中新世 (Early Miocene)の15Ma ころの年代においては、地磁気 極性順序に対して Cande and Kent (1995) や Gradstein et al. (2012)の編年表は、それぞれ Ma(百万年前)の小数点以 下2ケタあるいは3ケタまでの年代値を与えている.多く の研究者は、これらの編年表を根拠として、研究対象とし た層準に高い精度で尤もらしい年代を充てることができる と考えてきた.

Cande and Kent (1995) や Gradstein *et al.* (2012) の編年 表の尤もらしさの程度について,疑問が出されるのはとて も妥当である.この編年表の尤もらしさを理解するために は,(1) 地磁気極性順序の年代値の決めかた,(2) 地磁気 極性順序に与えられる年代値の確度(尤もらしさ),を知る ことが大切である.堆積層の古地磁気学研究に基づく日本 列島の回転終了時期についての議論を深く掘り下げるため にも,この小論において新第三紀の地磁気極性編年表の作 られた手順を解説し,編年表の示す年代値の尤もらしさや 曖昧さを議論する.

2. 地質事件の順序(相対年代)

地球の歴史を科学的に知ることは層序学から始まった. 地質学者は地層累重の法則を用いて地層を調べることで, 地球の歴史について様々な事件の起こった順序を明らかに してきた.地層累重の法則は,「古い地層の上に新しい地層 が堆積する」とまとめられており,ある地層に残されてい る事件はそれより下の地層で観察された事件よりも新しい と結論するものである.

地層には化石が含まれている.示準化石と呼ばれる化石 は、生体の分布が地理的に広範囲であり、時代を特定でき

Engineering Geology of Japan, No. 9, 13-23 (2019)

The geomagnetic polarity time scale around 15 Ma when opening of the Japan sea ceased Yo-ichiro Otofuji¹⁾

otofuji@kobe-u.ac.jp ¹⁾ Institute of GeoHistory, Japan Geochronology Network, NPO 1599 Susai, Akaiwa 701-2503, Japan

 ¹⁾ NPO 法人地球年代学ネットワーク地球史研究所 〒 701-2503 岡山県赤磐市周匝 1599

2019 年 5 月 22 日受付, 2019 年 8 月 13 日受理. © 2019 Hiruzen Institute for Geology and Chronology. All rights reserved.

るものを指す.示準化石の出現の順序を明らかにして,地 質層序表や微化石層序表が作られてきた.この層序表を, 世界中に分布する地層に適用することで,地球で起こった 各種の事件の順序(相対年代)が構築された.

地球規模で起こる現象の一つに地球磁場変動がある. 松 山基範は逆帯磁の岩石を日本・朝鮮半島・満州の各地で見 つけ,地球磁場が現在とは逆向きの方向であった時期に岩 石が磁化を獲得したと推論した(Matuyama, 1929). その後, 逆帯磁した岩石は世界に広く分布することが分かり,火山 岩だけでなく湖底・深海底堆積物の残留磁化にも観察され てきた(図1). 異なる磁化獲得機構をもつ火山岩や堆積物 にも逆帯磁が生じることが分かり,逆帯磁の発見は地球磁 場の極性が現在と逆向きであったと結論された. 地球磁場 の逆転の順序は,海洋底の岩石がつくる海上全磁力磁気異 常から推測されるようになり,過去167Ma までの地磁気極 性順序が作られた.

地質層序,微化石層序や地磁気極性順序に絶対年代値を 与えたいと地球科学研究者は願ってきた.層序と年代値を 対比させたものを「編年表」(chronological time scale or table)と呼ぶ.「編年表」の信頼性を理解するためには,層 序と年代値を対応させてきた過程を知ることが大切である.

3. 地磁気極性編年表

地磁気極性順序を打ち立てそれに年代値を与える試みは, 火山岩が最初に研究対象となった.火山岩の残留磁化を測 定し磁化の極性を知り, K-Ar 法を用いてその岩石の年代を 求める方法が採用された. McDougall and Tarling (1963) は ハワイ諸島の溶岩流を対象にして,一方 Cox *et al.* (1963) はカリフォルニアに分布する火山岩に注目して同位体古磁 気層序の研究を推し進めた. 1979 年までには 5Ma までの 古地磁気極性編年表が作られた (Mankinen and Dalrymple, 1979).

研究の成果は、同じ極性を維持している期間が 0.1Myr より短い時もあることを明らかにした.このことは K-Ar 年代測定の誤差を勘案すると、火山岩層序の古地磁気と K-Ar 年代測定を行う方法では、古い時代に遡る年代に限り があることを示唆する.Hurford and Hammerschmidt (1985)によると、Fish Canyon Tuff の年代値を K-Ar 法で推 定すると、誤差(2 σ)は± 1.5% であった.そこで K-Ar 年代測定値に曖昧さが 3% 程度あるとすると、5Ma に遡る と 0.15Myr 程度の短い磁極期を分別できないことになる. っまり K-Ar 年代測定結果を用いては 5Ma より古い時代の 古磁気極性編年は作ることはできない.

5Ma を越えて古い時代の地磁気極性順序を作る次の一歩 は、堆積物の残留磁化が提供した。堆積作用の連続性の良 い研究対象は海底あるいは湖底の堆積物である。グラヴィ ティーコアラーやピストンコアラーでそれらを採取し、堆 積物の残留磁化が測定された。Harrison and Funnell (1964) は2本の堆積コアから古地磁気の測定と有孔虫の分析を行 い、最初に見つかる逆帯磁は1Maよりやや新しい時期に終 了していたことを明らかにし、堆積物でも火山岩から求ま

った地磁気極性順序が観察できることを示した.火山岩層 序の古地磁気と K-Ar 年代測定で求まった地磁気逆転期の 年代値を用いて, 堆積物の中で観察される 5Ma より新しい 地磁気逆転期に年代値を充てはめ、堆積物の堆積速度を見 積もり,その堆積速度を 5Ma より古い堆積層で発見された 地磁気逆転期に外挿して年代値を推定した(Opdyke and Channell, 1996). 堆積物を用いる方法では、地磁気逆転の 順序は分かるというメリットはあるものの、堆積速度で年 代を推測するので、年代推定に正確さが欠けるという難点 がある. さらに堆積物を連続に採取できるピストンコアラ ーの長さが、より古い地磁気極性順序を求めることの制限 要因となった、堆積速度の遅い環境で形成された堆積物を 用いても、古磁気極性順序は後期漸新世(Late Oligocene ~ 25Ma)より古い時代にさかのぼることができなかった. さらには堆積物の中には hiatus (間隙) と呼ばれる堆積が 不連続な時期があるものが見つかり、堆積物が時間的に常 に連続して堆積するわけではないことも理解されるように なった.

海洋底が拡大する現象を使って地磁気極性順序を作る試 みは, Heirtzler et al. (1968) に始まった. 海嶺で生成される 海洋底の岩石は地球磁場の変動に応答して磁化を獲得する. 海洋底が拡大すると地球磁場の記録を残留磁化として獲得 した岩石は海嶺から押し出され、海嶺から離れていく、海 嶺で作られた海洋地殻は、地球磁場の逆転史を記録してい る. この記録は海上で観測される全磁力磁気異常として読 みとることができる. Heirtzler et al. (1968) は磁気異常のデ ータから後期白亜紀(Late Cretaceous)(C32)までの地磁 気極性順序を作り上げた.地磁気極性 C2A(o) に,火山岩 から求められた年代値 3.35Ma を充てはめ、海洋底の拡大 速度を推定した。その拡大速度を一定と仮定して、3.35 Ma より古い時代の地磁気極性順序に年代値を与えた. LaBrecque et al. (1977) や Berrgren et al. (1985) は、それぞ れ2つあるいは6つの地磁気極性に年代値を与え、その年 代間の海洋底の拡大速度を求め、地磁気極性順序の年代値 を推定した.



図 1 13Ma から 16.5Ma の 地 磁 気 極 性 順 序. ATNTS2012 (Gradstein *et al.*, 2012) より一部抜粋.

海上で観測される地磁気異常には、現在から後期白亜紀 まで1から34の番号が割り当てられ、C1-C34と命名され ている(例えばOgg, 2012)(図1). Cは新生代のC(Cenozoic) を意味する. 各番号(例えば番号Nとしよう)の磁気異常 は、若い正磁極期(n)と古い逆磁極期(r)の組み合わせ となっている. そこでその一組の正磁極期を CNn と, 逆 磁極期を CNr と命名とし、それぞれ CNn クロンあるいは CNr クロンと呼ぶ(現在では C14 は削除され, 用いられて いない). その後, CN の磁気異常内に,より短時間の正磁 極期・逆磁極期のいくつかの組が認識されると、若い方か らA, B, C, …の英文字が充てられ, CNAn, CNAr, CNBn, CNBr, …と命名される. 時には A, B, C の順で なく A, AA, AB, AC, AD, Bの順になる時もあり、そ の時の正磁極期・逆磁極期は CNABn, CNABr などと書く. さらに、CNAnの磁極期に、さらに短時間の正磁極期・逆 磁極期のいくつかの組が認識されると、若い方から算用数 字の1,2…が充てられ,CNAn.1n,CNAn.1r,…と書く. 磁極の始まりの時期をo,終わりの時期をyと示し, CNAn.1n(o) あるいは CAn.1n(y) と書く.



図 2 磁気異常から極性を判定する方法. Cande and Kent (1992)の Fig.3 を改変. 極性決定(4)内の数字は極性クロン C27 クロン~ C32 クロンを示している.

Cande and Kent (1992) は, 南大西洋, 南太平洋そしてイン ド洋の磁気異常のデータにもとづき、過去118Ma までの精 密な地磁気極性順序を新たに提案し、それらの年代値の推 定を行った.地磁気極性順序を決定する際に,最初に,南 大西洋の南緯30度に沿った一つの磁気異常記録を取り上 げた. その記録から拡大軸のジャンプや propagation rift な どの記録を取り除いた.編集を施した磁気異常記録を観察 し、プレートのオイラー極が異なる状態でつくられた期間 が現在から磁気異常番号 C34 までの間に9つあったと認識 した. それぞれの期間のオイラー極回りの円弧に磁気異常 図を投影したあと、短周期シグナルを際立たせるために下 方接続を行い、磁気異常の歪(skew)を取り去る手順を施 した磁気異常を作った(図2).そして正負いずれかの磁気 異常の値が0を通る時を、磁気極性の境界と定めた(カテ ゴリーI). ここではじめて磁気極性が海嶺からの距離の関 数として表現できた.次に、それぞれの期間の大西洋の磁 気異常データ,計61個を重ね合わせて,新たに「重ね合 わせ磁気異常|を作り、各期間でカテゴリー Iと同様の操 作によって磁気極性を定めた(カテゴリーII). より細かい 磁極を求めるために、拡大速度の速い南太平洋とインド洋 で観測される磁気異常を用いた(カテゴリーⅢ).9つの期 間のそれぞれの期間で,南太平洋とインド洋の磁気異常の データを南大西洋の測線の長さに変換し、データを重ねて 「重ね合わせ磁気異常」を作り、カテゴリーIのときと同じ 操作を行って、地磁気逆転境界を海嶺からの距離の関数と して求めた. この手順を用いて, Cande and Kent (1992) は 地磁気極性順序を白亜紀の118Ma(C34n)まで作り上げた。

Cande and Kent (1992) はさらに次のような方法で,地磁 気極性順序に年代を組み入れた.まず9つの地磁気逆転期 を選んで制御点 (calibration point)とし,それらに年代値 を与えた (表 1).5Maより古い地磁気逆転期の年代を放射 年代を用いて決定するのは難しいので,彼らは9つのうち 7つの年代値は地磁気逆転期の近傍の生物層序の年代値か ら推定している.次に海嶺からの距離の関数で表していた 地磁気極性順序を,9つの年代値を制御点として3次のス プライン補間を行って年代値の関数に変換した.その結果,

表1 地磁気編年を作成するために採用された制御点と年代値. C13r に添えられた (.14) は、C13r の逆磁極が観察される海 洋底磁気異常の長さの中で,新しい方から14%の場所を意味する. (0.0):0%. (y) 磁気極性終了時期, (o) 磁気極性開始時期.

CK92 (Cande and Kent, 1992)		CK95 (Cande ar	CK95 (Cande and Kent, 1995)		Wei (1995)	
Polarity Chron	Age, Ma	Polarity Chron	Age, Ma	Polarity Chron	Age, Ma	
C2An(0.0)	2.6	C3n.4n(o)	5.23	C3Ar(0.0)	5.23	
C5Bn(0.0)	14.8	C5n(y)	14.8	C5n(0.0)	9.68	
C6Cn.2r(0.0)	23.8	C6Cn.2r(y)	23.8	C5Br(0.0)	16.3	
C13r(.14)	33.7	C13r(.14)	33.7	C9r(0.0)	28.1	
C21n(.33)	46.8	C21n(.33)	46.8	C15r(0.0)	35.2	
C24r(.66)	55.0	C24r(.66)	55.0	C24n.2r(0.0)	52.8	
C29r(.3)	68.0	C29r(.3)	65.0	C29r(.3)	65.0	
C33n(.15)	74.5	C33n(.15)				
C34n(0.0)	83.0	C34n(y)				

	CK95	Wei (1995)	ATNTS2012	Billups et al. (2004)	Pälike <i>et al.</i> (2006)
sub chron	у о	у о	у о	у о	у о
C5Bn.1n	14.800 - 14.888	15.901 - 16.007	14.775 - 14.870		
C5Bn.1r	14.888 - 15.034	16.007 - 16.178	14.870 - 15.032		
C5Bn.2n	15.034 - 15.155	16.178 - 16.320	15.032 - 15.160		
C5Br	15.155 - 16.014	16.320 - 17.279	15.160 - 15.974	15.160 - 15.898	15.160 - 15.899
C5Cn.1n	16.014 - 16.293	17.279 - 17.592	15.974 - 16.268	15.898 - 16.161	15.898 - 16.162
C5Cn.1r	16.293 - 16.327	17.592 - 17.628	16.268 - 16.303	16.161 - 16.255	16.161 - 16.256
	00.077 00.000	04.000 04.405		00.001 00.000	
C6Cn.2n	23.677 - 23.800	24.302 - 24.405	22.902 - 23.030	22.931 - 23.033	22.854 - 23.026

表 2 各編年表から一部抜粋.CK95: Cande and Kent (1995); ATNTS2012: Gradstein *et al.* (2012). Billups *et al.* (2004) と Pälike *et al.* (2006) は,軌道要素年代学を用いて年代値が推定されている.数値は Ma.

すべての地磁気逆転期に対して年代が充てはめられた. 例え ば C5Br は 15.162Ma–16.035Ma となった. Cande and Kent (1992)の推定した地磁気極性編年表を CK92 と呼ぶ. この 編年表の信頼性は,制御点として選ばれた年代値の尤もら しさに依存している.

地磁気極性編年表 CK92 は,提案された年代値である 9 つのうちの 2 つに対して,年代値が曖昧であるとの批判を 受けた.そこで,Cande and Kent (1995)は,C2An の地磁 気逆転期の代わりに C3n.4n を採用しそれに年代値 5.23Ma を与え,C29r(.3)の年代値を 65Ma に変更して(表 1),再 計算を行い,新たに地磁気逆転時の年代値を推定した.そ の結果,例えば C5Br は 15.155Ma-16.014Ma となった(表 2).その編年表は CK95 と呼ばれ,2007 年出版された Gee and Kent (2007)の論文でも編年年代値は踏襲されている. この地磁気極性編年を用いて,Berggren *et al.* (1995)は生 物層序に年代を組み込み,年代層序表を作り上げた.

4. 15 Ma 近傍の地磁気極性編年

CK95 では,スプライン補間のための制御点として,15 Ma の近傍では14.8Ma の年代値を採用している.後述する ように,年代値「14.8Ma」は複数の仮定と曖昧な放射年代 値に基づいて推測されている.しかしながらいったん採用 されれば,この年代値に不確定さがあろうとも,この制御 点の年代値14.8Ma の近傍では,推定年代値は大幅に変わ ることはない.15Ma 近傍の地磁気極性編年は,制御点の 年代値である14.8Ma によって編年表に張り付けられてい るからである.

地磁気極性順序の年代値は、スプライン補間の制御点と しての年代値を別の年代値で置き換えると、変化する.地 磁気極性編年表 CK95 に対して、Wei (1995) が異を唱えた. Wei (1995) は、Cande and Kent (1995) の提案した 9 つの 制御点のほとんどが尤もらしくないと指摘し、そのかわり にAr-Ar 年代値などのより信頼性の高い年代を制御点とし て用いることが大切であると主張した.彼は、信頼性が高 いと思われる 7 つの制御点の年代値を用いて、地磁気逆転 時の年代値を推定した(表1). 15Ma近傍の制御点としては, C5Br の最上部の磁場逆転時期を採用し,その年代値として Colombia river basalt の Ar-Ar 年代値 16.3Ma を充てた.そ の結果,Wei (1995)が推定した C5Br は 16.320Ma-17.279 Ma となった(表2).Wei (1995)の方法では,C5Br に関 しては,CK95 より 1.2 ~ 1.3Myr ほど古い年代が推定され たことになる.二つの編年表の年代差は最大で 1.3Myr に 達する.

15Ma 近傍で地磁気極性編年 CK95 を用いて年代を考察 する時には、1.3Myr 程度の誤差があることを認識すると同 時に、15Ma の近傍は制御点である 14.8Ma の年代値によ って編年表に張り付けられているので、不確定さを知るこ とは難しいことを思い出さなければならない。そこでスプ ライン補間の制御点である年代値「14.8Ma」が採用された 過程を知り、その数値の尤もらしさあるいは不確からしさ の程度を知ることは重要である。

Cande and Kent (1995) は, 15Ma 近傍のスプライン補間 の制御点として C5Bn.1n の終了時期を選んだ. しかしなが ら, C5Bn.1n の終了時期のそのものの放射年代測定値を用 いた訳ではなかった. 彼らは, C5Bn.1n は浮遊性有孔虫化 石帯 Zone9/10 境界のすぐ下部にあることに注目し, 次の 二つの年代値から, C5Bn.1n 終了時期に 14.8Ma を充てた. (1) 日本において推定された浮遊性有孔虫化石帯 Zone9/10 境界の年代値は 14.6 ± 0.4Ma であり(土, 1981), (2) ア ンチル諸島の Martinique 島の Zone9/10 境界の K-Ar 年代 値は 15.0 ± 0.3Ma である (Andreieff *et al.*, 1976).

- (1)日本で研究が行われた Zone9/10 境界の年代値は、 DSDP Site 289 のコア試料の古生物の解析から求まった(手順についての詳しい解説は、土(1983)や高橋(1995)にある).Tsuchi et al. (1981)は、コア 試料から Pulleniatina 出現層準と浮遊性有孔虫化石 帯 Zone8/9 境界とを見出し、それぞれに 5.8Ma (a)と15.5Ma (b)の年代値を与えた、次に、二つの層 準の年代値と層準間の層厚から堆積速度を求め、堆 積速度一定を仮定して内挿し、Zone9/10 境界の年 代を推定した.
 - (a) Pulleniatina 出現層準の年代値は、熱帯太平洋

底の Pulleniatina 出現層準とアイスランドの 溶岩層序から求められた地磁気極性順序の K-Ar 年代値 (McDougall et al.,1977) を対比 して, 推測された.

- (b) 浮遊性有孔虫化石帯 Zone8/9 境界の年代値 15.5Ma は、太平洋岸における Zone8/9 境界 の上部約 700m の熊野酸性岩類の K-Ar 全岩年 代値 (14.5 ± 0.4Ma) (Shibata and Nozawa, 1967; 柴田, 1978; 角井ほか, 1998) と、日本 海側における Zone8/9 境界の下部約 700m の 岩稲累層中の岩稲安山岩の K-Ar 全岩年代値 (16.4 ± 0.6Ma) (柴田, 1973; 1981; 金子, 2001)の二つの年代値の平均から求められた。
- (2) アンチル諸島 Martinique 島の Zone9/10 境界の K-Ar 年代値は 15.0 ± 0.3Ma であると, Cande and Kent (1992) は Andreieff et al. (1976) の論文を引用して いる. ところが,「この年代は Baksi (1993) が指摘 するように, Andreieff et al. (1976) の論文にはない」 とWei (1995) は批判している. Nagle et al. (1976) は, Martinique 島の南部 (M135) で中新世の岩石 の全岩 K-Ar 年代を求めたところ 14.5 ± 0.2Ma とな った. 彼らは, この年代は Andreieff et al. (1976) とよく一致すると述べているが、その数値は示され ていない. アンチル諸島 Martinique 島では漸新世か ら鮮新世の有孔虫の化石が出現する. Andreieff et al. (1988)は、浮遊性有孔虫化石帯 Zone9/10の全岩 K-Ar 年代値は 15.09 ± 0.3Ma と記述している.お そらくこの年代値が Cande and Kent (1992) が指摘 する年代値であろう.

Cande and Kent (1992)の論理は次のようになる. 15Ma でスプライン補間のための制御点として採用された年代は C5Bn.1nの終了時期である. C5Bn.1nの終了時期は Zone9/10境界の下部にある. Zone9/10境界の年代値を探 すと14.6 ± 0.4Ma と 15.09 ± 0.3Ma があった. その平均 は 14.8Ma である. C5Bn.1nの終了時期を Zone9/10境界 時期で代用する. その結果, C5Bn.1nの終了時期は 14.8 Ma となる.

境界の年代を2個の年代値の平均や,境界をはさむ上下 2個の年代値の平均を,境界の年代として取り扱う方式は, 地磁気極性編年を作る際に用いられている.浮遊性有孔虫 化石帯 Zone8/9 境界や Zone9/10 境界の年代値はこの方式 で求められている.ところがこの方式では,平均値は用い られるものの,信頼区間は考慮されない.Zone9/10 境界の 2個の年代値の平均値と student 統計の 95 % の信頼区間を 求めると,14.845 ± 2.737Ma となる.信頼区間が大きいの は,標準偏差は 0.25 と小さいものの,データの個数が少な いことに起因している.15Ma 近傍で制御点として与えら れた年代値 14.8Ma は,± 2.7Ma の不確定さを持っている.

Cande and Kent (1992) が提案した Zone9/10 境界の K-Ar 年代値は,近年の放射年代測定法の基準では容認され ないだろう. Zone8/9 境界の 15.5Ma の年代値や Zone9/10 境界の年代値 15.09Ma は,各層でほんの一つだけの K-Ar 年代値である.「信頼ある K-Ar 年代を求めるにはできるだ け複数の試料から年代値を推定すること」の重要性は,兼 岡(1985; 1998)によって強調されている.従来のK-Ar年 代値は全岩の測定から求まっていることにも注目されなけ ればいけない.玄武岩,安山岩等は全岩のままK-Ar法が 用いられるが,石基ガラス質に富む岩石は放射起源⁴⁰Arを 散逸させている可能性が高いので,実際のK-Ar年代値と は合わない数値が求まる(宇都・石塚,1999).そこで近年 では,全岩年代ではなく,分離した鉱物からK-Ar年代値 を求めることが要求されている.さらには異なった年代測 定法,例えばAr-Ar法やU-Pb法などによる測定を行い, 矛盾のない年代値が求まることを明らかにすることも必要 となってきた.

5. 軌道要素年代学を用いた地磁気極性順序の編年表

5.1. 軌道要素年代学

地磁気極性順序の編年に,新たに地球の軌道要素の変動 に伴って生じたリズム(周期性)を時計として使うことが 始まった.

地球は太陽の周りを公転している.年輪や氷縞粘土は, 公転の情報を用いて時間を測ることができる例である.太 陽の日射量は中緯度や高緯度で季節変化をする.それに反応して地球上の植物は季節の周期的変化を繰り返しながら 成長し年輪を形成する.山岳や高緯度にある氷河も日射量 の季節変化に反応し,融解・結氷を繰り返し,氷河末端に 氷縞粘土を形成する.太陽の日射量の季節変化は,地球上 の様々なものの中に,日射量の変化に応じたリズムの記録 を残している.地球の公転によって現れる季節のリズムは, 地軸(地球の自転軸)が公転面の法線から傾いていること(地 軸傾斜角)に原因がある.

地球が刻むリズムには、1年の公転のリズムだけでなく、 より長いいくつもの周期が存在する.地球が太陽の周りを まわる際には、地球には3つの軌道要素があり、それぞれ が時間的に変動している.3つの軌道要素とは(1)軌道離 心率(Orbital eccentricity),(2)地軸傾斜角(Obliquity variation)、そして(3)歳差(Precession index)である(Hinnov and Hilgen, 2012).地球は太陽の周りの楕円軌道を公転し、 太陽は楕円の一つの焦点に存在する.この楕円軌道の離心 率が41万年(405kyr)と10万年(99kyr)の周期で変動 する.地軸傾斜角は現在約23.5°を示すが、4万1000年 (41kyr)の周期でおよそ22.5°~24.5°の間で変化する.地 球の自転軸の向きは、公転面の法線方向の周りを時計回り に回っており、これを歳差と呼ぶ.この周期には3つあり、 それぞれ1万9000年(19kyr)、2万2000年(22kyr)、2 万4000年(24kyr)である.

地球上で長い時間をかけて生成される物質が、3 つの軌 道要素の変動に伴い生じたリズムを記録していれば、それ らの物質は時間を測る方法を提供する. Hays *et al.* (1976) は、深海の堆積物中から求められた 3 つの古気候指標であ る、夏の表面水温(Ts)(放散虫群集組成から推定)、底生 有孔虫殻の δ^{18} O,放散虫の中の*Cycladophora davisiana* の 産出割合(氷期に相対頻度が高い)、についてスペクトル解 析を行った.その結果,100kyrの離心率,41kyrの軌道傾 斜角,そして23kyrの歳差の3つの周期が卓越しているこ とを見出した.研究が進むと,それらの古気候指標が,い つでもすべての周期を記録しているわけではないことも分 かってきた.北大西洋のDSDP Site 607 のコアの δ^{18} Oの データからは,現在から8万年の間は100kyrの周期が卓越 し,8万年-30万年の間は41kyrの周期が卓越しているこ とが見出された(Raymo and Nisancoglu, 2003).夏の表面 水温(Ts), δ^{18} O, *Cycladophora davisiana*の割合という3 つの古気候指標だけでなく, δ^{13} C,帯磁率の変動や堆積サ イクルなどの古気候指標にも軌道要素のいずれかの周期が 卓越していることが発見された(例えばShackleton *et al.*, 2000; Liebrand *et al.*, 2016).

古気候指標のもつ周期を使って時間を計測するためには, しかしながら,古気候指標が地球軌道のリズムを記録する メカニズムの説明が要求される.実はメカニズムについて は 1920 年の時点で,Miltin Milanković によってすでに研 究が開始されていた(例えば Milanković, 1941).彼は,地 球の軌道要素変動をもとに北緯 65 度の日射量の変動を求 めたところ,Milanković サイクルと呼ばれる日射量変動が 発生することを見出した.この日射量は北半球の大陸氷床 の消長を支配すると考えられるので,海水中の古気候指標 である δ^{18} Oの変動に現れることが期待された.Hays et al. (1976) は δ^{18} O の変動の中に Milanković サイクルを見つけ, 古気候指標のひとつである δ^{18} O が地球軌道のリズムを刻 むメカニズムが明らかになった.気候変動の研究が進むと, 古気候に敏感な堆積物にも,地球の軌道要素変動が及ぼす 影響が見て取れるようになった.

層序記録の中の古気候指標(帯磁率、 δ^{18} O、 δ^{13} C,堆 積サイクルなど)から検出した周期成分を用いて年代を推定 する方法を、天文較正(Astronomical (Orbital) calibration あるいは Orbital tuning)と呼ぶ.地球軌道要素の変動は、 太陽一地球一月相互作用中の「地球一月システムの軌道」と、 地球一月のシステムの潮汐の影響で起こる「地球の回転速 度や変形等の物理量」、の二つの量に依存している.Laskar et al. (1993; 2004)は、過去の軌道と物理量を推測して、2 億 5000 万年前まで遡って軌道モデルを計算している.地 球軌道要素計算では、まず離心率の変動が顕著に現れ、そ して地軸傾斜角と歳差は、次のやや弱い変動として顔を出 す.計算で求められたモデル変動を鋳型として、各古気候 指標で見つかった変動のピークとモデル変動のピークを対 応させて、各気候指標の年代値をも推測する方法が天文較 正である.

5.2. 軌道要素年代学と編年表 ATNTS2012 の作成

軌道要素を用いて地磁気逆転の年代スケールを作る試み は、Brunhes-Matuyama (B-M)境界に適用された (Johnson, 1982). 深海底の堆積物が研究対象とされ,残留磁化と酸 素同位体 (δ^{18} O)の測定が行われた.酸素同位体 (δ^{18} O) ステージ 19 に天文学的な軌道要素年代学を適用すると,ス テージ 19 の年代値は 0.79Ma と導き出された.酸素同位体 ステージ 19 は B-M 境界に相当するので, B-M 境界の年代 値は 0.79Ma と推定された. 1982 年当時, B-M 境界の年代 値は K-Ar 年代によると 0.73Ma であったように,一般的に 天文学的に推定される時間の方が, K-Ar 年代より 5 ~ 7 % 古いことが知られていた.ところがこの知見は,実は K-Ar 年代に誤りがあることが分かった.Ar-Ar 法で B-M 境 界の年代測定を行うと,0.783Ma が求められた(Baksi *et al.*, 1992).一方 ODP site 677 で採取された δ^{18} O のデータに 軌道要素年代学を適用すると,B-M 境界は 0.78Ma と推定 された(Shackleton *et al.*, 1990).それ以来,B-M 境界につ いては天文学的年代と放射年代はほぼ同じ年代値(0.78Ma) を示すことが認識されている.その後,軌道要素年代学に よって B-M 境界より古い年代を求める試みが進み,例えば C3n.4n(o) が 5.236Ma や,C4n.2n(o) が 8.109Ma な ど と, 推定されていった(Hilgen *et al.*, 1995).

ATNTS2012 (Astronomical Tuned Neogene Time Scale) (Gradstein et al., 2012) が作成される際には、軌道要素年代 学で推定される年代値が多用されるようになってきた.現 在から漸新世 / 中新世境界までの期間, 軌道要素年代学に よる年代値の推定は次のような深海底で採られたコアや陸 上の層序が基礎になっている (Hinnov and Hilgen, 2012). 0-5.3Maの期間は、地中海・西赤道太平洋・東赤道太平洋 のデータ (Lourens et al., 2004), 5.1-6.5Ma の期間は, 地 中海とその近傍の大西洋のデータ (Hilgen et al., 2007), 上 部 Tortonian — 下 部 Messinian の 年 代 そ し て 上 部 Serravallian — 下部 Tortonian の年代は、イタリアの北部ア ペニン山脈の Monte dei Corvi の露頭のデータ (Hüsing et al., 2009; Hilgen et al., 2003), 13.5-16.9Maの期間は、北 西太平洋で採られた ODP site 1146 コアと南東太平洋で採 られた ODP site 1237 コアのデータ (Holburn et al., 2007), 14.2-15.3Ma の期間は、北部イタリアの La Vedova の海成 堆積物の露頭のデータ (Hüsing et al., 2010), 16-24Maの 期間は、南極に近い南大西洋で採られた ODP site 1090 コ アのデータ (Billups et al., 2004). それらのデータから、C1n (Brunhes chron) から C5r.2n(y) (11.592Ma) までは, 軌 道要素年代学で地磁気極性順序に年代値が与えられている.

11.6Ma より古い C5r.2n(y) から C5ABn(o) の期間は,現 在は軌道要素年代学で年代を求めるのが難しい状況になっ ている.というのも,北部アペニン山脈の Monte dei Corvi の露頭は土砂崩れで,適切な地磁気極性順序を構築するの が難しいからである.しかも 14Ma-18Ma は,深海底のコ アからも地磁気極性順序が観察できていない.その期間は 軌道要素年代学では年代値を地磁気極性順序に充てること ができない状態である.

そこで11.6Ma-23Ma(C5Ar.2n(o) ~ C6n.2n(o))の期 間については、C5ABn(o)(13.608 Ma) ~ C5Bn.1n(o)(14.870 Ma)の期間だけは軌道要素年代学で年代値を推定し、その ほかの期間はCK95と同じように、いくつかの年代値を制 御点として採用し、地磁気極性順序の年代値を推測する方法 を取っている(Hilgen *et al.*, 2012). Shackleton *et al.* (2000; 2001)は、C5Br(y)とC6n.2n(o)の2点について、それぞ れ15.160Ma, 23.03Maと、軌道要素年代学で求めること に成功している. そこで、3つの年代値C5r.2n(y) (11.592Ma)、C5Br(y)(15.160Ma)とC6n.2n(o)(23.03Ma) を制御点として、磁気異常データに対して制御点の間は拡 大速度一定と仮定し,地磁気極性順序に年代値を与えている.11.6Maから23Maの間は,地磁気極性順序の年代値はかならずしもすべてが軌道要素年代学によって求められているわけではない.

5.3. 漸新世 / 中新世境界に対する年代値推定

軌道要素年代学を用いて新第三紀の磁気極性順序に年代 を割り当てる際に,一番問題になったのが漸新世/中新世 境界に対する年代値推定であった. Cande and Kent (1992) が CK92 を作る際,彼らは漸新世/中新世境界の年代値に 相当するのは C6Cn.2n の基部と考えた. Berggren *et al.* (1985)によると放射年代から推定された漸新世/中新世境 界の年代値は 23.5Ma だったので,彼らは C6Cn.2n(o) に年 代値 23.8Ma を採用した.

軌道要素年代学の研究対象として、この23.8Maの妥当 性の検討が取り上げられた. Shackleton et al. (1999) は,赤 道大西洋の西側にある Ceara Rise において行われた航海 ODP Leg 154 で採取されたコア site 925, 926, 928, 929 を対象にして、有孔虫とナノプランクトンの層序を研究し た. それらのコアからは, 有孔虫の Sphenolithus delphix が 見つかり,漸新世/中新世境界が含まれることが分かった. すべてのコアとも、約14-18Maの間は、スランプによる 時間間隙があり、軌道要素年代学による年代値決定は難し かった. 堆積期間 18-28Ma について, パーセント CaCO₃, δ¹⁰O, 帯磁率を指標として取り上げ測定した結果, いろい ろな軌道要素に特有なリズムが刻まれていることが分かっ た. そのリズムの中でも、41kyrの周期を示す地軸傾斜角 変動(Obliquity cycle) が顕著であった. Sphenolithus delphix が見つかった層準では、地軸傾斜角変動がもっと長 い周期に乗っていることも分かり,周波数解析で406 kyr の離心率変動が顕著な周期の一つであった。

Sphenolithus delphix が見つかった層準の年代値は,現在 から漸新世/中新世境界まで軌道要素年代学を用いて連続 して遡れるわけではなかった. Shackleton *et al.* (1999)は, 計算で求められた軌道要素の変動 La93 (Laskar *et al.*, 1993)を鋳型とし,観測した古気候指標の変動を鋳型の上 で動かしながら,最も変動の状況が合う年代を探した(図 3). ODP site 926 のコアで Sphenolithus delphix が初めて

	Ins	olation target
www.www.	www.www.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohman.hohma	MMMMMM
0	thintut thintu	9254 # ₩
o anuthanta atawa	putualinativity (the area to be to an advertised at the state of the s	926E http://thittle
, with the tast that the tast the tast the tast the tast the tast tast the tast tast the tast tast tast tast tast tast tast tas	i the all the second states and the second states and all	9281
• state to the the transfer to the top of top	windertrathetration that work track that standard a	929/ WWW.th
22Ma	24Ma	26Ma

図3 北緯 65 度の 6 月の日射量 (Insolation target) と ODP Leg 154 の帯磁率 (925A, 926B, 928B, 929A). +: 年代を合 わせるための点、帯磁率の極大値と日射量の極小値とを一致さ せた. Shackleton *et al.* (1999)の Fig.3 を改変.

見つかった層準の古気候指標の変動は、離心率変動と比較 して、23.8Maよりももっと若い時代に似ていると判断し、 22.99-23.30Maが充てはめられた。

Leg154 の 4 つのコアの微化石層準の年代値は,軌道要素 年代学から推定された(Shackleton *et al.*, 1999). いくつか の層準の年代値を軌道要素年代学から求め,それらから推 測した堆積速度を用いて,その他の各種の化石に対しても 出現・消滅の年代も与えた.浮遊性有孔虫化石帯 N8/N9 の 境界である *Orbulina universa* の初出現の年代は 14.7Ma が 充てられた.

磁気極性順序に年代を割り当てる作業は、残念ながら Leg154のコアを用いては行われなかった。というのも4つ のコアとも地磁気極性順序を正確に記録していなかったか らである。幸いなことに、DSDP site 522のコアは有孔虫 化石だけでなく地磁気の逆転順序が過不足なく記録されて いた。そのコアでは、漸新世/中新世境界と便宜的に定め られた正帯磁のC6n.2n(o)の層準は、Sphenolithus disbelemnos と Sphenolithus delphix との間にあることを、Shackleton et al. (2000)は見出した。Shackleton et al. (1999)が求めた有孔 虫の年代値から堆積速度を見積もり、それを用いて正帯磁 のC6n.2n(o)の年代値を推定すると、22.9 ± 0.1Ma となっ た。それまで Cande and Kent (1992)の漸新世/中新世境 界の年代値は23.8Ma と考えられていたので、軌道要素年 代学で推定した年代値は、0.9Myr だけ若返ったことになる。

その後, Shackleton *et al.* (2000) が, 軌道要素の変動の 鋳型として用いた La93 (Laskar, 1993) が改変され, 新た に Laskar *et al.* (2004) によって La2003 が発表された. 新 しい軌道要素の変動の鋳型を用いると, 観測値が 100kyr 古 くなることが分かり, 漸新世 / 中新世境界の年代値は 23.0 Ma とされた. ATNTS2004 では, 漸新世 / 中新世境界の年 代値に 23.03Ma が充てられた.

漸新世 / 中新世の境界の年代値について,他の研究者に よって軌道要素年代学に基づく年代推定の検証が行われた. Billups et al. (2004) は ODP Leg 177 Site 1090 のコアを対象 に,Pälike et al. (2006) は ODP Leg 199 Site 1218 のコアを 対象に研究し,漸新世 / 中新世の境界の年代値に対して, それぞれ 23.033Ma と 23.026Ma を推定した.漸新世 / 中 新世の境界年代については,異なる研究者が,異なる堆積 物中の古気候指標を対象にして天文学的調整をそれぞれ行 っても,ほぼ同じ年代が求まったことになる.

漸新世 / 中新世境界の年代を推定するために,Wilson et al. (2002) は南極のロス海で採取された CRP-2A コアを対 象として年代学的研究を行った.C6n.3n の正帯磁の中に含 まれる火山灰層中のアノーソクレース(長石の一種)のレ ーザー照射による Ar-Ar 年代を求めたところ,23.98 ± 0.13Ma と 24.22 ± 0.03Ma が求まった.従来求まっていた 年代値データを勘案し C6n.3n(y) には 24.16 ± 0.1Ma ~ 24.3 ± 0.1Ma を充て,その直上の C6Cn.2n(o) は 24.0 ± 0.1Ma の年代値であると結論した.この年代値は,CK95 の推定年代より 0.2Myr 古く,軌道要素年代学で推定され た年代(ATNTS2012) より 1Myr 古かったことになる.し かしながら,Lourens et al. (2004) は,複数の 23.03Ma を 示す漸新世 / 中新世境界の年代値が軌道要素年代学にから 求められているので, Wilson *et al.* (2002) らの結果を受け 入れるのは難しいと結論している.

5.4. 軌道要素年代学を用いた年代推定の誤差の要因

軌道要素年代学だけで推定した年代値とATNTS2012の 年代値との比較の研究が,C4Ar-C13nの地磁気極性期間に 対して行われた.Evans et al. (2007),Mourik et al. (2010) とHüsing et al. (2010)は、C4Ar(y) -C5r.1n(o),C5ABn(o) -C5ADn(y),C5ADn-C5Bn.2n(o)の地磁気極性期間をそれ ぞれ研究し、ATNTS2012の年代値に対して-0.048 ~ 0.055Myrの違いがあることを見つけた.C5Bn.2n(o) -C5Cn.1n(o)(15.2Ma近傍)の期間では、軌道要素年代学 推定年代値はATNTS2012の年代値に対して0.1Myrほど 古い値が推定された(Turco et al., 2017).一方逆に、 ATNTS2012では14.92 Maと推定された火山灰層は、 Ar-Ar年代値は14.81±0.05Maであり、有意に0.11Myr 若い年代が求まった(Abdul Aziz et al., 2008).このことは 軌道要素年代学の推定値とAr-Ar年代値は0.16Myrの差が あることを示している.

それより古い時代に向かうと年代の違いが大きくなり, C5Cr(o) (17Ma 近傍)のときの年代値は,ATNTS2012の 年代値に比べ,0.23Myr 若い時代を示した (Billups *et al.*, 2004; Pälike *et al.*, 2006). さらに古くなると今度は減少に 転じ,C6AAr.2n(o)では逆に0.092Myr 古い値を示した. ATNTS2012の年代値は,軌道要素年代学で推定した年代 と比較し,最大0.23Myr の年代の違いがでてくることが分 かった.

二つの推定方法による年代値の違いは、それぞれの方法 がもつ特有な年代推定の不確かさに起因している。そのう ち軌道要素年代学が含む推定年代の不確かさは、次の三つ の要因による。(1)地球軌道要素の変動の不確かさ、(2) 古気候指標が地球軌道要素の変動を記録する不確かさ、そ して(3)指標のデータと地球軌道要素の変動の対比の不確 かさ。

(1)地球軌道要素の変動の不確かさ

現在の地球軌道要素は十分に理解されている.しかし, 時代を遡っていくと,その要素は現在とは異なっていたに 違いない.潮汐による地球の回転速度,地球の楕円率,地 球上で起こる気候の起こす摩擦の影響,太陽の扁平度など に変動があり,それらの時間変化はいまだ十分に理解され ていない.つまり,Laskar et al. (1993; 2004)らが行って いる 250Myrの間の軌道計算は,かならずしも正解とはい えない.地球や太陽などで過去に起こった変化について理 解が進めば,将来行われる軌道計算結果は現在の計算結果 とは異なる可能性があり,軌道計算の結果作られる地球軌 道要素変動の鋳型が変わってくる.軌道要素年代学は古気 候指標の変動を鋳型の変動と比べる方法なので,鋳型が変 わることが年代推定の不確かさとなる.Shackleton et al. (2000)が推定した漸新世/中新世境界の年代値が,22.9 Ma から 23.0Ma に変更になったのは,この例である.

(2)地球軌道要素の変動を記録している指標のデータの 不確かさ 古気候指標である,帯磁率,δ¹⁸O,δ¹³C,堆積サイク ルなどは,すべて海底・湖底の堆積物から求められている. 古気候指標を対象として軌道要素年代学を適用する時,古 気候指標を記録する堆積物には,次の二つの仮定が成り立 つことが必要である.(a)古気候指標が,軌道要素変動に 応答した古気候を忠実に反映した記録を持つこと.(b)堆 積物が形成される時,堆積間隙やタービダイトの影響がな いこと.軌道要素年代学を適用して信頼できる年代を推定 する必要条件は,古気候を忠実に反映した古気候指標デー タを手に入れることである.もちろんその堆積物が,地球 磁場の変動を残留磁化として記録していることが必要であ ることは論を待たない.

(3) 軌道要素の変動の対比の不確かさ

406kyrの離心率変動は時間的に安定で強い周期なので, この周期を用いて年代を推定することが推奨されている. ところが古気候指標と406kyrの周期を比較する時に、いく つか周期がずれた波と比較されることがあり、これが誤差 の原因となる。漸新世 / 中新世境界では、軌道要素年代学 を用いた年代とAr-Ar 年代値に約1Myrの違いがあった (5.3. 参照). Wilson et al. (2002) は, その差異は, 天文学 的調整の際の変動の充てはめに誤りがあったためと推測し た. すなわち,離心率の周期である 406kyr の充てはめを2 ~3周期分だけズレた波と比較した可能性について言及し ている。Wade et al. (2011)は406kyrの周期の変動に対して、 現在から過去に遡りサイクルコード1から始まるコード名 をつけている. ATNTS2012 は C6Cn.2n(o) 近傍の古気候指 標変動にサイクルコード 58 を充てたが、サイクルコード 60か61が妥当かもしれないというのがWilson et al. (2002) の指摘である.

15Ma から 21Ma の期間で, ATNTS2012 を軌道要素年 代学だけで推定された年代 (Billups *et al.*, 2004; Pälike *et al.*, 2006) と比較すると最大 0.23Myr の年代の違いが現れ る. これは 406kyr の離心率変動より短い時間変動である地 軸傾斜角や歳差の変動を用いて推定した際にいくつか周期 がズレた波と比較したことが原因であるのかもしれない.

6. まとめ

- [I] CK95 の「地磁気極性編年表」は次のようにして作 られた.
- (1)大洋の磁気異常を用いて、地磁気極性順序を白亜紀の118Ma(C34n)まで作り上げた.
- (2) 9 つの地磁気逆転期に,放射年代から推定された年 代値を与えた.

(3)9つの年代値を用いて,海嶺からの距離を年代を変数とする3次のスプライン関数で近似して,地磁気極性年代を推定した. CK95の編年に対して,15Ma近傍の年代では次

の問題点を指摘することができる.

- 1 14.8Ma の年代値が制御点として与えられている ので,15Ma 近傍の年代値は大幅に変更されない.
- 2 15Ma 近傍の年代値の確からしさは C5Bn(y) に与

えられた 14.8Ma の尤もらしさに依存している. 14.8Ma 年代値は検討の余地が大きい.

- 3 制御点としての年代値群を別の年代値群で置き換 えると、15Ma近傍の年代は変わる.1.3Myr変わ ることもある。
- [II] 漸新世 / 中新世境界より若い時代の編年表 ATNTS2012 は次のようにして作られた.
- Cln(y) (Brunhes chron) から C5Ar.2n(o) までは、 軌道要素年代学で求められた。
- (2) C5ABn(o) (13.608Ma) ~ C5Bn.1n(o) (14.870Ma)

 も軌道要素年代学で求められた。
- (3) さらに C5Br(y) = 15.160Ma と C6n.2n(o) = 23.03Ma
 の2点のみは、軌道要素年代学で求められた。
- (4) ところが C5Ar.2n(o) から C5ABn(o) と C5Bn.1n(o) から C6n.2n(o) の期間は、漸新世 / 中新世境界年代 値を 23.03Ma と置き換えたうえ、CK95 と同様に海 洋底の地磁気異常で見つかった地磁気極性順序に年 代値を充てはめた。

15.2Ma 近傍の期間では,ATNTS2012 の編年に対 して軌道要素年代学だけで求めた年代値は,0.1Myr ほど古い.

[III] ATNTS2012 は現在の時点では、軌道要素年代学と 海洋底拡大速度を用いて推定された最も信頼性が高 い地磁気逆転史編年表だと考えられている.しかし ながら、15Ma 近傍では、地磁気逆転期を0.1Myr の確度で推定できる精度をもたない.特に漸新世/ 中新世境界の年代に関しては、Wilson *et al.* (2002) の Ar-Ar 年代と ATNTS2012 はまだ一致した値が求 まっておらず、1.0Myr の差がある.

7. 今後の課題

15Ma 近傍の地磁気極性編年を作る作業には,軌道要素 年代学を用いた年代値の推定が,今後もいま以上に基礎と なるに違いない.軌道要素年代学は演繹法なので,地球軌 道要素の過去の様子がよく理解されれば,軌道要素年代学 は極めて精緻な年代値を与えてくれる.

精確な地磁気極性編年表作成には、地磁気変動のみなら ず軌道要素変動に応答した古気候指標が時間的に連続に記 録された、価値の高い堆積物を発見することに尽きる.深海 底を掘削する「国際深海科学掘削計画 (IODP)」(International Ocean Discovery Program)や陸上を掘削する「国際陸上科 学掘削計画 (ICDP)」(International Continental Scientific Drilling Program)に参加して15Ma近傍の堆積層を採取す ることは、正統的な方法として推奨される.もちろん陸上 の地質調査を行い、軌道要素変動に応答した古気候指標と 地球磁場逆転の歴史を共に記録している、類まれな地層を 発見するセレンディピティも未だ残されている.

それに加えて,信頼ある放射年代の測定結果を求めるこ とから,軌道要素年代学で求められた年代値の尤もらしさ の検証は、常に行われなければいけない.

謝辞

星 博幸教授と宇野康司教授には原稿に目を通していた だき,有益なコメントをいただきました.高橋雅樹博士に は有意義なコメントをいただきました.池田昌之博士には 興味深い文献を送っていただきました.兵藤博信教授,藤 原 誠博士,曽根原崇文博士による建設的な査読により, 本稿の改善がはかられました.以上の方に厚く御礼申し上 げます.

引用文献

- Abdul Aziz, H., Di Stefano, A., Foresi, L. M., Hilgen, F. J., Laccarino, S. M., Kuiper, K. F., Lirer, F., Salvatorini, G, and Turco, E. (2008) Integrated stratigraphy and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of early Middle Miocene sediments from DSDP Leg 42A, Site 372 (Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257, 123–138.
- Andreieff, P., Baubron, J. C. and Westercamp, D. (1988) Historire geologique de la Martinique, (Petites Antilles): biostratigraphie (foraminifères), radiochronologie (potassium-argon), evolution volcano-structurale, *Géologie de la France*, 2–3, 39–70.
- Andreieff, P., Bellon, H. and Westercamp, D. (1976) Chronometrie et stratigraphie comparee des edifices volcaniques et formations sedimentaires de la Martinique (Antilles francaises). Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 4, 335–346.
- Baba, A. K., Matsuda, T., Itaya, T., Wada, Y., Hori, N., Yokoyama, M., Eto, N., Kamei, R., Zaman, H., Kidane T. and Otofuji, Y. (2007) New age constraints on counter-clockwise rotation of NE Japan. *Geophysical Journal of International*, **171**, 1325– 1341.
- Baksi, A. K. (1993) A geomagnetic polarity time scale for the period 0–17 Ma, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages for selected field reversals. *Geophysical Research Letters*, **20**, 1607–1610.
- Baksi. A. K., Hsu, V., McWilliams, M. O. and Farrar, E. (1992) ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal. *Science*, 256, 356–357.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and Van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geological Society of American Bulletin*, 96, 1407–1418.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, III, C. C. and Aubry, M.-P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, H.P. and Hardenbol, J. eds., Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation: A Unified Temporal Framework for a Historical Geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 54, 129–212.
- Billups, K., Pälike, H., Channell, J. E. T., Zachos, J. C. and Shackleton, N. J. (2004) Astronomic calibration of the late Oligocene through early Miocene geomagnetic polarity time scale. Earth and Planetary Science Letters, 224, 33–44.

Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity

time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **97**, 13917–13951.

- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 6093–6095.
- Cox, A., Doell, R. R. and Dalrymple, G. B. (1963) Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature*, 198, 1049–1051.
- Evans, H. F., Westerhold, T., Paulsen, H. and Channell, J. E. T. (2007) Astronomical ages for Miocene polarity chrons C4Ar-C5r (9.3-11.2Ma), and for three excursion chrons within C5n.2n. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**, 455– 465.
- Gee, J. S. and Kent, D. V. (2007) Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity timescale. *In* Kono, M. ed., *Treatise on Geophysics*, Elsevier, Amsterdam, 455–507.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. and Ogg, G. (2012) The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, Boston, 1144p.
- Harrison, C. G. A. and Funnell, B. M. (1964) Relationship of palaeomagnetic reversals and micropalaeontology in two late Cainozoic cores from the Pacific Ocean. *Nature*, 204, 566.
- Hayashida, A. and Ito, Y. (1984) Paleoposition of Southwest Japan at 16Ma: implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 335–342.
- Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J. (1976) Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice ages. *Science*, 194, 1121–1132.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman III, W. C. and Le Pichon, X. (1968) Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73, 2119– 2136.
- Hilgen, F. J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I. and Turco, E. (2003) Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle–Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **199**, 229–264.
- Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Langereis, C. G., Lourens, L. J., Santarelli, A. and Zachariasse, W. J. (1995) Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth* and Planetary Science Letters, 136, 495–510.
- Hilgen, F. J., Kuiper, K., Krijgsman, W., Snel, E. and van der Laan, E. (2007) Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, 4, 231–238.
- Hilgen, F. J., Lourens, L. J. and Van Dam, J. A. (2012) The Neogene Period. *In* Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg., G. eds., *The geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Boston, 923–978.
- Hinnov, L. A. and Hilgen, F. J. (2012) Cyclostratigraphy and Astrochronology. *In* Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg., G. eds., *The geologic Time Scale 2012*, Elsevier, Boston, 63–83.

Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., Flores, J.-A. and Andersen,

N. (2007) Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene "Monterey" carbon-isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters*, **261**, 534–550.

- 星 博幸 (2018) 中新世における西南日本の時計回り回転. 地質学 雑誌, 124, 675-691.
- Hurford, A. J. and Hammerschmidt, K. (1985) ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K/ Ar dating of the Bishop and Fish Canyon tuffs: Calibration ages for fission-track dating standards. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 58, 23–32.
- Hüsing, S. K., Cascella, A., Hilgen, F. J., Krijgsman, W., Kuiper, K. F., Turco, E. and Wilson, D. (2010) Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29 and 14.17 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 254–269.
- Hüsing, S. K., Kuiper, K. F., Link, W., Hilgen, F. J. and Krijgsman, W. (2009) The upper Tortonian-lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): Completing a Mediterranean reference section for the Tortonian stage. *Earth and Planetary Science Letters*, 282, 140–157.
- Johnson, R. G. (1982) Brunhes-Matuyama magnetic reversal dated at 790,000 yr B.P. by marine-astronomical correlations. *Quaternary Research*, 17, 135–147.
- 金子一夫 (2001) 富山県東部に分布する中新世火山岩一火山砕屑 岩の層序と造構造史. 地質学雑誌, 107, 729–748.
- 兼岡一郎 (1985) K-Ar,⁴⁰Ar-³⁹Ar 法による年代測定―現状と今後の 見通し―. 地学雑誌, 94, 96–101.
- 兼岡一郎 (1998) 年代測定概論.東京大学出版会,東京,315p.
- LaBrecque, J. L., Kent, D. V. and Cande, S. C. (1977) Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, 330–335.
- Laskar, J., Joutel, F. and Boudin, F. (1993) Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from -20 Myr to +10 Myr. *Astronomy and Astrophysics*, **270**, 522–533.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. and Levrard, B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428, 261–285.
- Liebrand, D., Beddow, H. M., Lourens, L. J., Pälike, H., Raffi, I., Bohaty, S. M., Hilgen, F. J., Saes, M. J. M., Wilson, P. A., van Dijk, A. E., Hodell, D. A., Kroon, D., Huck, C. E. and Batenburg, S. J. (2016) Cyclostratigraphy and eccentricity tuning of the early Oligocene through early Miocene (30.1– 17.1 Ma): *Cibicides mundulus* stable oxygen and carbon isotope records from Walvis Ridge Site 1264. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 392–405.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J. and Wilson, D. (2004) The Neogene period. In Gradstein. F.M., Ogg, J.G. and Smith A.G. eds., *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, Cambridge, 409–440.
- Mankinen, E. A. and Dalrymple, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0–5 m.y. B.P. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84, 615–626.
- Matuyama, M. (1929) On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyosen, and Manchuria. *Proceedings of the Imperial Academy of Japan*, 5, 203–205.
- McDougall, I., Saemundsson, K., Johannesson, H., Watkins, N. D. and Kristjansson, L. (1977) Extension of the geomagnetic

polarity time scale to 6.5 m. y.: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 3,500-m lava succession in western Iceland. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1–15.

- McDougall, I. and Tarling, D. H. (1963) Dating of polarity zones in the Hawaiian Islands. *Nature*, **200**, 54–56.
- Milanković, M. (1941) Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. Vol. 133 of Königlich Serbische Academie Publication, Königlich Serbische Academie. (柏谷健二・山本淳之・大村 誠・福山 薫・安成哲 三 訳 (1992) ミランコビッチ気候変動の天文学理論と氷河時 代.古今書院,東京, 526p.)
- Mourik, A. A., Bijkerk, J. F., Cascella, A., Hüsing, S. K., Hilgen, F. J., Lourens, L. J. and Turco, E. (2010) Astrnomical tuning of the La Vedova High Cliff section (Ancona, Italy) Implications of the Middle Miocene climate transition for Mediterranean sapropel formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 249–261.
- Nagle, F., Stipp, J. J. and Fisher, D. E. (1976) K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, west Indies. *Earth and Planetary Science Letters*, **29**, 401–412.
- Ogg, J. G. (2012) Geomagnetic polarity time scale. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg., G. eds., The geologic Time Scale 2012, Elsevier, Boston, 85–113.
- Opdyke, N. D. and Channell, J. E. T. (1996) *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego, 341p.
- Otofuji Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985) When was the Japan Sea opened?: paleomagnetic evidence from Southwest Japan. *In* Nasu N., Uyeda S., Kobayashi, K., Kushiro, I. and Kagami, H. eds., *Formation of Active Ocean Margins*. Terrapub, Tokyo, 551–566.
- Pälike, H., Norris, R. D., Herrle, J. O., Wilson, P. A., Coxall, H. K., Lear, C. H., Shackleton, N. J., Tripati, A. K., and Wade, B. S. (2006) The heartbeat of the Oligocene climate system. *Science*, **314**, 1894–1898.
- Raymo, M. E. and Nisancioglu, K. H. (2003) The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery, *Paleoceanography*, 18, doi:10.1029/2002 PA000791.
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 251–261.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S. J., Weedon, G. P. and Laskar, J. (1999) Astronomical calibration of Oligocene–Miocene time. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series* A, 357, 1907–1929.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Raffi, I., Tauxe, L. and Zachos, J. (2000) Astronomical calibration age for the Oligocene– Miocene boundary. *Geology*, 28, 447–450.
- Shackleton, N. J., Röhl, U. and Raffi, I. (2001) Astronomical age calibration in the Middle Miocene. *American Geophysical Union, Spring Meeting 2001*, abstract id.OS32A-03.
- 柴田 賢 (1973) 北陸層群中の火山岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 8, 143–149.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時 性. 地質調査所月報, 29, 551–554.
- 柴田 賢 (1981) K-Ar 法による新第三紀放射年代資料 (1979–

1980). 土 隆一編,日本の新第三系の生層序および年代層序 に関する基本資料「続編」,101–104.

- Shibata, K. and Nozawa, T. (1967) K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochemical Journal*, 1, 131–137.
- 角井朝昭・内海 茂・新正裕尚・下田 玄 (1998) K-Ar 法による 熊野酸性火成岩類の年代の再検討.地質学雑誌, 104, 387– 394.
- 高橋雅紀 (1995) 地層の年代をいかに知るか ―現状と課題―. 地質 ニュース, 495, 40-46.
- 土 隆一 (1981) 中新世前 / 中期における日本の海洋生物地理の特 徴一助言に代えて一. 化石, 30, 1–5.
- 土 隆一 (1983) 我が国の新第三系の生層序・年代層序.石油技術協会誌,48,35-48.
- Tsuchi, R., Takayanagi, Y. and Shibata, K. (1981) Neogene bioevents in the Japanese Islands, *In Tsuchi*, R. ed., *Neogene of Japan: Its Biostratigraphy and Chronology*, Kurofune Printing Co., Shizuoka, 15–32.
- Turco, E., Hüsing, S., Hilgen, F., Cascella, A., Gennari, R., Laccarino, S. M. and Sagnotti, L. (2017) Astronomical tuning of the La Vedova section between 16.3 and 15.0Ma. Implications for the origin of megabeds and the Langhian GSSP. *Newsletters on Stratigraphy*, **50**, 1–29.
- 宇都浩三・石塚 治 (1999) K-Ar,⁴⁰Ar/³⁹Ar 法による第三紀火山岩 の年代測定の現状と将来.石油技術協会誌, 64, 63–71.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berrgren, W. A. and Pälike, H. (2011) Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, **104**, 111–142.
- Wei, W. (1995) Revised age calibration points for the geomagnetic polarity time scale. *Geophysical Research Letters*, 22, 957–960.
- Wilson, G. S., Lavelle, M., McIntosh, W. C., Roberts, A. P., Harwood, D. M., Watkins, D. K., Villa, G., Bohaty, S. M., Fielding, C. R., Florindo, F., Sagnotti, L., Naish, T. R., Scherer, R. P. and Verosub, K. L. (2002) Integrated chronostratigraphic calibration of the Oligocene–Miocene boundary at 24.0 \pm 0.1 Ma from the CRP-2A drill core, Ross Sea, Antarctica. *Geology*, **30**, 1043–1046.