

# 地層の年代をいかに知るか —現状と課題—

高橋 雅紀<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

地質学は46億年の地球の歴史をひも解いていく学問であり, したがって地層に記録されている様々な情報を, 正確な時間軸にそって把握しなければならないことは言うまでもない. 海成堆積物から過去の地球の歴史をひも解いていく場合, 地質学における唯一の法則である「地層累重の法則」に則り, 各地層の新旧関係を確立することから研究はスタートすることになる. しかしながら, 露出状況の制限や断層による層序の不連続, 鍵層の不足など様々な理由により, 「地層累重の法則」のみでは地球の歴史を復元することはほとんど不可能である. さらに, 単に地層の新旧関係を明らかにするだけでなく, それらの堆積した年代を定量的に把握するためには, 放射年代測定などの物理学的手法の応用は不可欠である. ところが, 放射年代測定可能な地層(火山岩・凝灰岩など)の分布は, 地理的にも層序的にも非常に偏っているために, この手法の適用範囲も限られてしまう. そこで複合年代尺度(integrated stratigraphic time scale)の確立が必要となるわけである.

複合年代尺度とは, 層序に基づいて抽出された各種の情報から広域な基準面を認定し, いくつかの放射年代値をコントロール・ポイントとして確立された, 年代を測るための「ものさし」である. 実際には, 地層から抽出した情報(微化石・放射年代・古地磁気など)をもとに, 複合年代尺度に照らし合わせ地質年代を推定することになる. したがって, ものを測る「ものさし」が測られるべきものによって作られるために, 「ものさし」そのものが常に最新の情報によって改訂される運命となる. 本稿では,

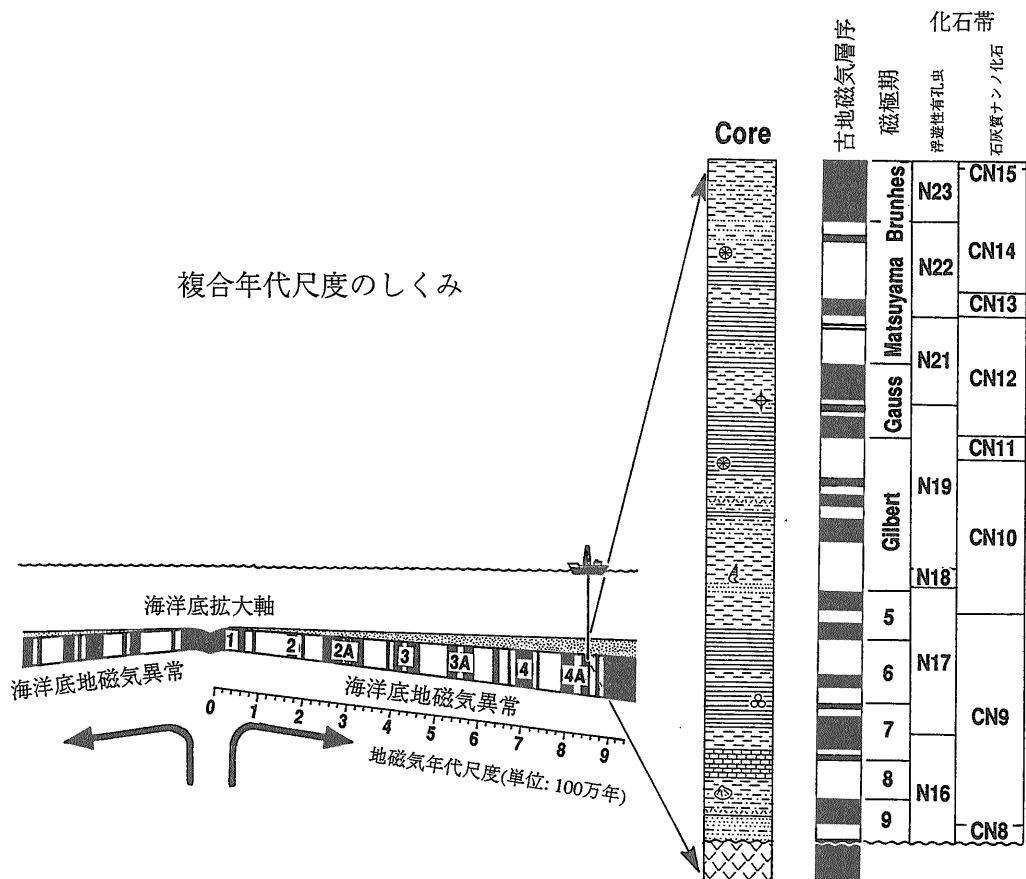
何気なく利用している年代尺度の基本的概念を簡単に紹介した後, 年代尺度におけるいくつかの具体的問題を示し, さらに今後積極的に進めるべき研究課題について述べたい.

## 2. 複合年代尺度の構築

近年, 浮遊性微化石層序学の進歩がめざましく, DSDP-ODP で代表される広域にわたる海洋底堆積物の研究成果をもとに, 年代尺度の構築・修正がなされている(Berggren et al., 1985; 尾田, 1986など). 年代尺度を作るうえで最も基本となるものは古地磁気層序(magnetostratigraphy)と生層序(biostratigraphy)であろう. 生物進化は非可逆的であり, またひとつの進化系列における祖先型から子孫型への分岐は, 同一生物地理区内では地質学的に同時であると見なされている. したがって, 海成堆積物より年代決定に有効な微化石群集が得られれば, 放射年代測定可能な地層が見いだされなくても, その地層の層序学的位置を限定することが可能となる. 通常, 海成堆積物からは各種の微化石が連続して産出するので, 層序学的位置を決定する最も有効な手法であるが, 生層序そのものからは相対的關係(新旧関係)しか認定できない弱点がある. 一方, 古地磁気層序は地球磁場の極性の層位的変化をもとに確立される層序で, 汎地球規模の等時間面を設定することがその最も重要な特質である. 堆積岩は非常に弱いながらも堆積時の地球磁場を堆積残留磁気として記録しており, 現在と同じ極性を正(黒で示す), 逆転した時期を逆(白で示す)とすると, 白黒模様の層序記録が得られる(古地磁気層序). 古地磁気層序も, 生層序同様そのもののみから定量的年代

1) 地質調査所 燃料資源部

キーワード: 年代尺度, 古地磁気層序, 微化石層序, 放射年代



第1図 複合年代尺度の基本的概念. 海洋底の拡大とともに地磁気反転史が海洋底地磁気異常(anomaly)として記録される. 拡大速度が分かれば, 拡大軸からの距離に比例した海洋底の形成年代(海洋底が拡大軸に位置していたときの年代)が算出される(geomagnetic time scale). これに対し, 深海底堆積物を掘削すると, 各種の微化石層序と古地磁気層序が同一コア試料より確立される. 古地磁気層序が正確に海洋底地磁気異常に対比されれば, 各微化石基準面の年代値を定量的に推定することが可能となる.

値を知ることはできない. したがって, 古地磁気と生層序を組み合わせた年代尺度(古地磁気—微化石年代尺度: magneto-biostratigraphic time scale)に数値を盛り込むためには, 放射年代測定が必要である. しかしながら, 微化石を多産する海成堆積物に, 放射年代測定可能な凝灰岩層などが頻りに挟在することは希であり, 年代目盛りを入れるためには他の方法を応用しなければならない.

ところで, 地磁気逆転(geomagnetic reversal)は, 古地磁気学が明らかにした最も興味深い現象のひとつである. 地球磁場が過去に何度も反転したことを利用して, 様々な時代の火山岩の古地磁気の極性と K-Ar 年代が調べられ, 4.5 Ma までの地磁気反転年代尺度が Cox(1965)により確立された. そ

して, 海成堆積物の古地磁気層序を Cox らの地磁気反転年代尺度に対応させ, 古地磁気層序と 1 対 1 に対応する生層序学的イベントの年代を間接的に推定することが可能となった(Opdyke, 1972). ところが, Cox らの地磁気反転年代尺度は, 年代が古くなると K-Ar の年代値の誤差が地磁気逆転の時間間隔より大きくなるために, 4.5 Ma 以前については編年されていない. そこで, 海洋底玄武岩層による磁気異常の縞模様の解析に基づく地磁気年代尺度(geomagnetic time scale)に堆積物の古地磁気層序を対比させ, 間接的に年代を見積もる方法が採られることとなる(第1図).

周知の通り, 中央海嶺において噴出ないし貫入した玄武岩層は, 冷却過程で当時の地球磁場を記録す

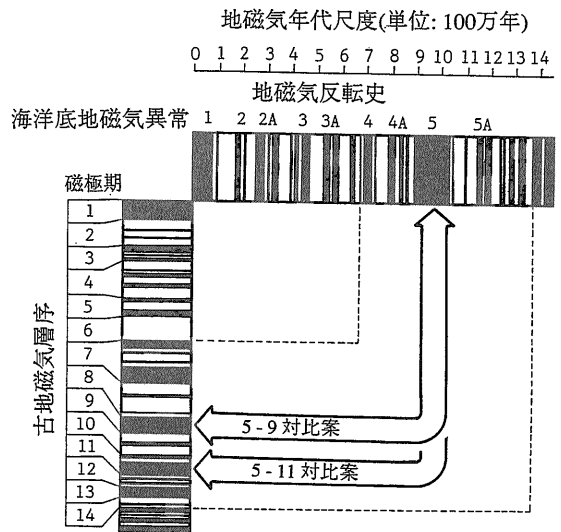
る。そして、玄武岩層は地球磁場の化石を記録したまま、海洋底の拡大に伴ってそれぞれ反対方向に移動する。地磁気が逆転を繰り返しているなかで海洋底が拡大すると、記録される残留磁気の極性もかわり、結果として中央海嶺を中心に対照的な縞模様（海洋底地磁気異常：magnetic anomaly）が海洋底に記録される。したがって、もし海洋底の拡大速度を知ることができれば、拡大軸からの距離からその位置の海洋底の形成年代を算出することが可能となる。すなわち、縞模様の各白黒境界の年代値を算出し、地球磁場の逆転史を定量的に復元することが可能となった。現在では、この方法によりおよそ80 Ma (Anomaly 32)まで解析されている(Heirtzler et al., 1968)。

これに対し、深海底コア試料からは地球磁場の化石である古地磁気層序と各種の微化石データがセットとして得られる。すなわち、古地磁気層序と微化石群集の層序変化の対応関係は明確に把握される。そして、古地磁気層序が海洋底地磁気異常に正確に対比されれば、拡大軸からの距離により算定された年代尺度(geomagnetic time scale)をコア試料に適用し、各微化石基準面の年代を間接的ではあるが定量的に表現することが可能となる。

このように、非常に明確な論理で古地磁気—微化石年代尺度が作られ利用されてきたが、その“ものさし”としての信頼性は、古地磁気層序と海洋底地磁気異常の対比における不確定性に大きく左右されてしまう。さらに、根幹である地磁気年代尺度に数字目盛りを入れる際、海洋底拡大速度をどのように見積もるかによっても、推定される地質年代は変化してしまう。

### 3. 馬場凝灰岩にまつわる問題

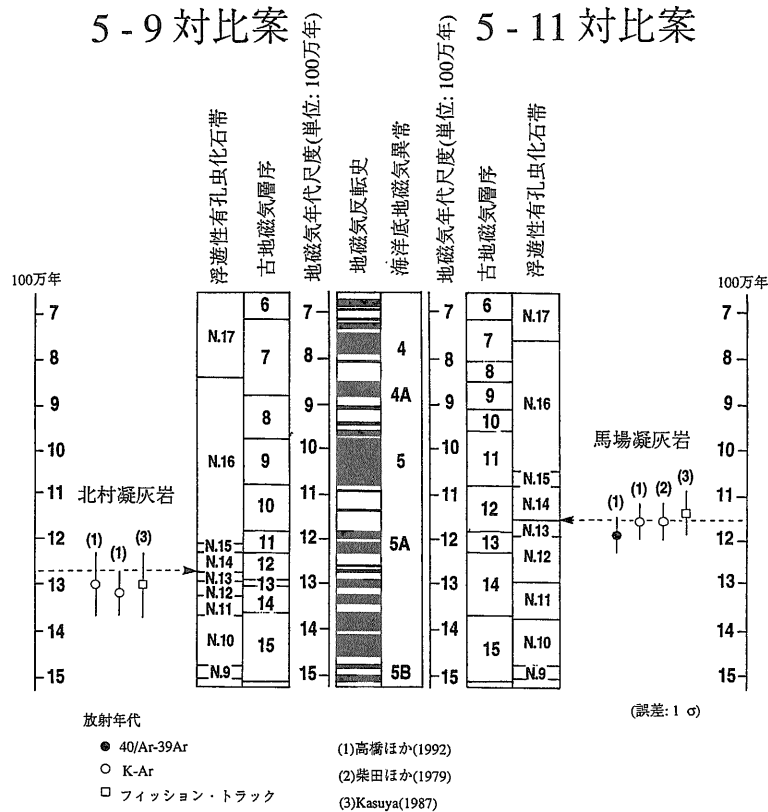
複合年代尺度を確立する際、最も重要なのは古地磁気層序と海洋底地磁気異常パターンの対比であることは、2. で述べたとおりである。どちらも白黒パターンであるため対比に不確定性が残り、対比如何によっては見積もり年代に大きな差が生じてしまう。とくに古地磁気層序の Chron 9 と11のどちらが海洋底地磁気異常の Anomaly 5 に対比されるのかという問題については、過去20年間にわたって論争されてきた(第2図)。どちらの対比案を採用



第2図 海洋底地磁気異常(anomaly)と古地磁気層序(magnetostratigraphic chron)の対比における不確定性. Anomaly 5がChron 9かChron 11のどちらに対比されるか、過去20年にわたって議論されてきた。

するかによって、中・後期中新世の各微化石基準面の見積もり年代が最大200万年ほどずれてしまう。最近では、Anomaly 5—Chron 11対比案に基づいた複合年代尺度が使用されているが、Anomaly 5—Chron 9対比案の方をより妥当とする報告もある。

高橋ほか(1992)は、Blow(1969)の浮遊性有孔虫化石帯のN.13/N.14境界近傍に挟在する凝灰岩の放射年代を測定し、両対比案の妥当性を考察した。Anomaly 5をChron 11かChron 9かに対比すると、N.13/N.14境界の見積もり年代が120万年ほどずれるので、N.13/N.14境界の年代を直接放射年代で決定し、対比の妥当性を検討しようと試みた。本邦では、群馬県富岡市に分布する中新統原市層中部においてN.13/N.14境界が認められているので、高橋ほか(1992)は境界直下の北村凝灰岩と200 mほど上位の馬場凝灰岩の年代を測定した。対比が正しければ、N.13/N.14境界の見積もり年代は馬場凝灰岩の放射年代値より古く北村凝灰岩の年代値にほぼ一致するはずである。第3図は、現時点で公表されている両凝灰岩の放射年代と両対比案との関係を示したものである。前述したように、N.13/N.14境界は馬場凝灰岩より古く北村凝灰岩の年代値にほぼ一致するはずであるから、図はAnomaly 5—Chron 9対比案の方がより妥当であることを示唆している。



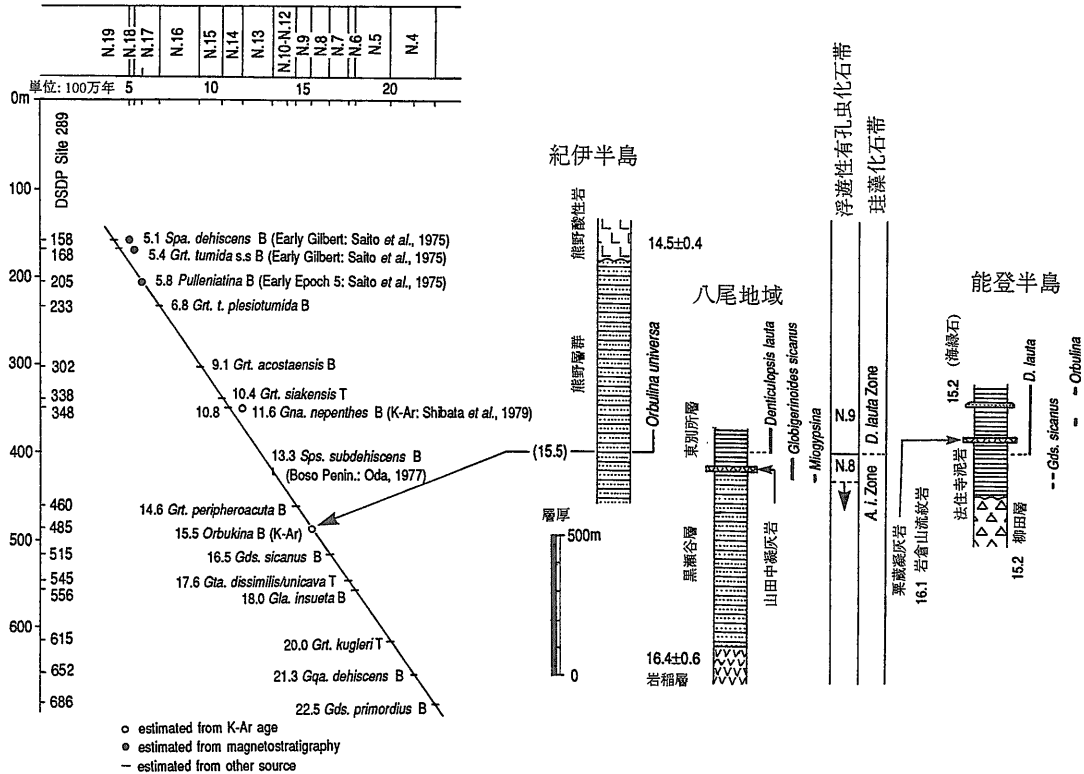
第3図 Anomaly 5-Chron 9 対比案と Anomaly 5-Chron 11 対比案における各浮遊性有孔虫化石帯の見積もり年代値の相違。N.13/N.14境界の年代を直接示すと考えられる北村凝灰岩とその200 m 上位に挟まる馬場凝灰岩の放射年代値もあわせて示す。

ところで、従来は馬場凝灰岩の放射年代値をもって、N.13/N.14境界の年代とされてきた (Shibata et al., 1984). N.14の下限を規定する *Gna. nepenthes* の初産出が富岡地域東部において認められ (千地・紺田, 1978), 極く近傍に挟在する凝灰岩を藤木凝灰岩 (富岡地域中部の藤木橋下に露出する馬場凝灰岩) に対比されると推定したからである。その後、詳細な調査の結果、千地・紺田 (1978) の指摘した凝灰岩は馬場凝灰岩ではなく北村凝灰岩であることが判明したが、馬場凝灰岩の放射年代値が N.13/N.14境界の年代を示すとする解釈が国際的にも広く引用された後であった。馬場および北村凝灰岩はどちらも放射年代測定に適した試料であり、それぞれ最近の測定値と従来の報告に有為な差は認められない。最終的な Anomaly と Chron の対比に関する相異なる結論は、単に凝灰岩の対比の誤りに起因する。各種のデータを異なるルートにそって抽出し、ルート

間の対比における不確実性が最終的な解釈に大きく影響してしまった事例であり、改めて野外調査の重要性を認識させられる。

ともあれ、北村凝灰岩はこのように層序学的に非常に重要な位置にあり、将来的には極微量アルゴン—アルゴン年代測定法により、精度の高い年代を決定する必要がある。また、北村凝灰岩に限らず微化石基準面に対し、放射年代学的に制約を与えた研究は驚くほど少なく、年代尺度を確立する上での支障となっている。日本のような活動的島弧においては、海成堆積物中に放射年代測定可能な凝灰岩が多数挟在しており、浮遊性微化石基準面に直接放射年代値を与えることが可能である。この幸運な状況を十分活用し、複合年代尺度における不確実性をひとつでも減らすことが、日本の地質研究者の重要な役割のひとつであると思われる。

地磁気年代尺度から見積もられた各微化石基準面の年代



第4図 本邦における *Orbulina* Datum の年代値の算定方法. さらにこの方法により算定された *Orbulina* の初出現年代(15.5 Ma)と, 古地磁気層序に基づいて算定された *Pulleniatina* の初出現年代(5.8 Ma)を規準に DSDP Site 289 の生層序から求められた各浮遊性有孔虫 datum の年代.

#### 4. *Orbulina* Datum に関する問題

浮遊性有孔虫化石帯の N.8/N.9境界は *Orbulina* 属の初出現によって規定されている (Blow, 1969). いわゆるこの *Orbulina* Datum は他の微化石基準面の年代を見積もる際の基点のひとつとして利用され, 層序学的位置は非常に重要である. しかしながら, 本邦における *Orbulina* Datum の年代学的研究は古い報告があるのみで, また重大な不確定性を残したまま引用されてきた. さらに, 他の基準面の見積もり年代が *Orbulina* Datum の見積もり年代を基準に算定され, その結果のみが最新の国際的研究において引用されるなど, データと独立に解釈が一人歩きし, 非常に憂慮すべき状況となってしまった.

*Orbulina* Datum は紀伊半島の熊野層群中に推察され(池辺ほか, 1975), 熊野酸性岩類の下位約 700 m に位置することから, 熊野酸性岩類の放射年代値(14.6±0.6 Ma: 柴田, 1978)をもって, Da-

tum の上限とした(土, 1983). 一方, N.8 の下限を規定する *Gds. sicanus* の消滅から *Orbulina* の出現にかけての層準に珪藻の *D. lauta* が出現し始めるとする能登半島での観察に基づき, 八尾地域の東別所層下部に認められる *D. lauta* の出現層準近傍に *Orbulina* Datum があると間接的に推定し, さらにその下位約 700 m に挟在する岩稻安山岩の K-Ar 年代値(16.4±0.6 Ma)をもって *Orbulina* Datum の下限としている. そして, 両放射年代値の誤差範囲に含まれない中間のラウンド・ナンバー 15.5 Ma を本邦における *Orbulina* Datum すなわち N.8/N.9 境界の年代値とした(土ほか, 1981; 土, 1983). この後, 多くの重大な仮定の上に算出した *Orbulina* Datum の年代値を基準に他の基準面の年代が算定されることとなった(第4図).

他の重要な浮遊性有孔虫化石の基準面の年代学的位置づけは, 上述した *Orbulina* Datum の年代(15.5 Ma)と *Pulleniatina* の出現層準の年代(5.8

Ma)をコントロール・ポイントとして算定されている。すなわち、熱帯太平洋底の DSDP Site 289(ニューギニア北東方)のコアの堆積速度を一定と仮定し、各微化石基準面の層序学的位置からその年代を算出している。たとえば、N.13/N.14境界を規定する *Gna. nepenthes* の初出現は10.8 Ma と見積もられるが、3. で示したように、富岡地域における同基準面の年代を直接的に示すと考えられる北村凝灰岩の放射年代値(13 Ma 前後)に比べ、有為に若い。コントロール・ポイントとして採用した *Orbulina Datum* の年代を算出する際の多くの不確定性や堆積速度を一定とする仮定などが、このような差異の要因であろうと考えられる。

ところで、最近 Cande and Kent(1992)が最新の地磁気年代尺度を公表した。彼らは年代尺度を構築する際、いくつかのコントロール・ポイントを基準に、海洋底拡大速度の変化がなめらかになるように仮定し、各地磁気異常パターンの上・下限の年代を見積もっている。そして、第三紀以降のコントロール・ポイントのひとつとして Chron C5Bn の上限の年代を14.8 Ma とし、対比される N.9/N.10の年代(14.6±0.4 Ma : Tsuchi et al., 1981)を根拠のひとつとした。この14.6 Ma(誤差は付かない)は、第4図に示したように非常に多くの仮定の上に算出した値であり、その値を根拠に年代尺度の根幹である地磁気年代尺度を構築することは非常に問題であろう。ものを測る“ものさし”が測られるべきものによって作られるこの種の研究は、場合によっては循環論に陥る危険性があることに留意し、解釈あるいは仮定を設ける際の根拠としてデータにのみ基づくよう努めなければならない。

## 5. 今後の課題

このように、複合年代尺度における重要な問題は、コントロール・ポイントとしての精度・確度の高い放射年代値の不足に起因している。浮遊性微化石基準面に直接精度の高い年代値を与えることにより、これまでのような非常にトリッキーな方法によらず、年代尺度を構築することができよう。また、たとえ信頼性の高い放射年代値が得られても、関連される微化石基準面との対比における不確実性が排除できなければ、年代値の精度を活かした議論は無

意味なものとなってしまふ。実際、かつて群馬県富岡地域の馬場凝灰岩の年代値をもって N.13/N.14境界の年代とし、それを Anomaly 5-Chron 11対比案採用の根拠としたのも、野外における凝灰岩の対比に誤りがあったことによる。浮遊性微化石の生層序が確立されたルートと放射年代を測定した凝灰岩を採取したルートが異なり、さらに凝灰岩の対比の誤りが最終的な結論を大きく変えてしまった例である。したがって、個々の手法における各種の仮定はやむを得ないとしても、凝灰岩の対比における不確定性や断層による層序の欠如・重複などの問題を如何に排除するかが重要である。これまでの研究を概観しただけでも、本質的な問題が野外における地質調査に起因している例が多く、最新の手法を活かしていきたくないと感じられる。「地層累重の法則」に則って、同一ルート・同一試料に基づいた各種の情報を抽出することにより、凝灰岩の対比による不確実性を排除することも、非常に有効かつ重要な戦略のひとつといえよう。

次に、日々進歩している各種の手法に見合った試料を採取しなければならない。最新の極微量アルゴン—アルゴン年代測定法により、1000万年前の凝灰岩の年代が10万年以下の誤差で測定され始めた現段階では、その精度すなわち分解能に見合った密度で微化石試料を採取・解析しなければならない。房総半島や富岡地域などはかつては最も詳細な微化石層序が確立された地域であった。しかしながら、堆積速度を勘案するとそれらの層序学的試料採取間隔が最新の放射年代値の誤差より大きく、放射年代値を効果的に微化石基準面にリンクさせることができない。本邦の中部中新統の平均堆積速度は1 m/1万年程度かそれ以下であるから、1-数m間隔で試料を採取・解析する必要がある。もちろん、生物擾乱により層序が乱される厚さが、採取間隔の限界である。

これまで筆者は本邦の新生代テクトニクスの解明を目的とした研究を行ってきた。ここ数年のとくに東北日本のテクトニクスに関する研究は飛躍的に進展し、日本海の拡大にともなう島弧のリフティングと地殻の冷却による緩やかな沈降過程が明確に復元された(例えば、山路・佐藤, 1989; Yamaji, 1990など)。その際、複合年代尺度に基づいた定量的な時間軸設定が大きく貢献したことは言うまでもな

い。テクトニクスは総合科学であり、各種の手法を駆使することが不可欠である。したがって、テクトニクスにおける限界は応用する各手法の限界(誤差)に左右され、よってより詳細な地質現象を理解するためには、各手法の分解能を高めなければならない。そのひとつが複合年代尺度である。

地質学において最も基本となる年代論は単独の手法によってのみ明確にされるものではなく、複数の手法を組み合わせた複合年代尺度によって理解される。そして、多種の膨大なデータによって年代尺度がつくられていく過程で解釈が一人歩きし、いつしか誤差のない数字が決定的な値として引用されてしまった例を紹介した。本稿は、これらの過去の研究を批判しているのではなく、少しでも多くの地質研究者が複合年代尺度の現状と問題を理解し、その研究の重要性を認識していただくことを期待したものである。本邦においては1970年代に精力的に研究された古地磁気-微化石年代尺度に関する研究が、その後ほとんど手を付けられていないことは非常に残念である。冒頭で述べたように、複合年代尺度は常に最新の情報によって改訂される運命にある。すなわち、一見地味で労力のかかるこの研究は定期的に進められなければならない。本稿を通じて、ひとりでも多くの研究者が、複合年代尺度に関する研究に積極的に参加する事を切に期待したい。

#### 文 献

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and van Couvering, J. A. (1985): Cenozoic geochronology. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **96**, 1407-1418.
- Blow, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: Bröniman, P. and Renz, H. H., (eds.), *Proc. 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967*, 1, 199-421, E. J. Brill, Leiden.
- Cande, S. and Kent, D. V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 13,917-13,951.
- 千地万造・紺田 功(1978): 富岡層群および西八代層群・静岡層群の浮遊性有孔虫による生層序-カブラン階についての考察一。「日本の新生代地質」池辺展生教授記念論文集, 73-92.
- Cox, A. V. (1965): Geomagnetic reversals. *Science*, **163**, 237-245.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., III and Le Pichon, X. (1968): Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Jour. Geophys. Res.*, **763**, 2,119-2,136.
- 池辺展生・千地万造・両角芳郎(1975): 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina*. 大阪自然史博物館研報, no. 29, 81-89.
- Kasuya, M. (1987): Comparative study of Miocene fission track chronology and magneto-biochronology. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **58**, 93-106.
- Oda, M. (1977): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **48**, 1-72.
- 尾田太良(1986): 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村 信教授退官記念論文集, 297-312.
- Opdyke, N. D. (1972): Paleomagnetism of deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **10**, 213-249.
- Saito, T., Burckle, L. H. and Hays, J. D. (1975): Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of equatorial Pacific sediments. In: Saito, T. and Burckle, L. H. (eds.), *Late Neogene Epoch Boundaries*, 226-244.
- 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. 地調月報, 29, 551-554.
- Shibata, K., Nishimura, S. and Chinzei, K. (1984): Radiometric dating related to Pacific Neogene planktonic datum planes. In: Ikebe, N. and Tsuchi, R. (eds.), *Pacific Neogene Datum Planes: Contributions to Biostratigraphy and Chronology*. 85-89, Univ. Tokyo Press, Tokyo.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫(1979): K-Ar 年代測定結果-1. 地調月報, 30, 675-686.
- 高橋雅紀・斎藤和男・梅津浩之・市川なつみ(1992): 群馬県富岡地域, 中新世北村・馬場凝灰岩の K-Ar および  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  年代—とくに浮遊性有孔虫化石帯の N.13/N.14境界に関連して—. 地質学雑誌, 98, 323-335.
- 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.
- 土 隆一・IGCP-114国内ワーキング・グループ(1981): 日本の新第三系の対比と編年. 土 隆一編, 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料(続編), 109-123.
- Tsuchi, R., Takayanagi, I. and Shibata, K. (1981): Neogene bioevents in the Japanese Islands. In: Tsuchi, R. (ed.), *Neogene of Japan-Its Biostratigraphy and Chronology*, 15-32, Kurofune Printing Co., Shizuoka.
- Yamaji, A. (1990): Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志(1989): 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.
- TAKAHASHI Masaki (1995): How to know the geologic age —Recent progress and its problems—.

〈受付: 1994年11月24日〉