

古地磁気から見た日本列島中央部のテクトニクス

広岡 公夫*

Tectonics of Central Part of Japanese Islands inferred from Paleomagnetic Studies

Kimio HIROOKA*

Abstract Recent precise paleomagnetic studies of Tertiary rocks combined with age dating revealed that the bending of the Honshu Island has initiated at the time between the end of the Early Miocene and the beginning of the Middle Miocene associated with the opening of the Japan Sea.

Paleomagnetic measurements of Tertiary rocks of Chubu and Kanto districts were carried out in five regions of the Noto Peninsula, the Sado Island, the Echigoyuzawa region, Niigata Prefecture and Fukushima Prefecture to clarify how the bending of Japan has affected to the local tectonisms at the central Honshu where the hinge of the bend is considered to have been located.

The central part of Honshu Island is divided at least into four blocks according to their tectonic movement. Rocks older than 16 Ma show a clear contrast in their declinations between the sides of the Itoigawa - Shizuoka tectonic line. The paleomagnetic mean declination for Fukui Prefecture shifted greatly eastward by 44°, while those of the Sado and Fukushima regions are deflected westerly by 17° and 27° respectively. Although the Echigoyuzawa region is situated on the east side of the tectonic line, its paleomagnetic mean declination shifted easterly, and that of the Noto region which is on the west side of the line shows no significant deflection. These facts, therefore, indicate that central Japan near the Itoigawa - Shizuoka tectonic line was not a single tectonic block but was divided into several local sub-blocks and ths each sub-block has undergone different tectonic movement.

Moreover, as for the mean declinations for the period younger than 14 Ma, there recognized a slight difference between the data obtained from the Niigata and Fukushima regions. This difference leads a conclusion that the rotational tectonism were still on going until the late Miocene time in the eastern part of central Japan.

The results of paleomagnetic study of the Izu Peninsula show that the peninsula which was located in the equatorial region at the time of the early Miocene was drifted northward by a rate of about 15 cm/year until collided with and accreted to the Honshu Island approximately 3 and 5 Ma ago. The collision of the Philippine Sea plate north of the Izu Peninsula to the Honshu might be the cause of late Miocene tectonism of the eastern part of central Japan.

はじめに

*富山大学理学部地球科学教室, Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Toyama University, Toyama 930, Japan.

最近の日本における古地磁気学上のトピックスは、日本海の拡大にとまなうと考えられる日本列島の構造

古地磁気学的証拠に基づいた本州島の折れ曲がり説は、川井他(KAWAI *et al.*, 1961, 1962)によって始めて提唱されたもので、東北日本の先中新世の岩石の残留磁化の偏角が北から著しく西へふっているのに対し、西南日本では偏角が大きく東偏しているという古地磁気測定の結果によっている。中新世以降の岩石には東北日本と西南日本でそのような偏角の違いが認められなかったことから、中生代末から古第三紀にかけての間に折れ曲がりが起こり、中新世にはこの構造運動は完了していたという結論になっていた。ところが、詳しく調べてみると、西南日本の古第三紀から中新世にかけての岩石には、まだ著しい東偏の偏角を示すものが見いだされ、中生代から古第三紀とされていたこの傾向は、中新世にまでつづいていることが明らかにされた(OTOFUJI and MATSUDA, 1983)。したがって、この構造運動は中新世に起きたとあり、西南日本の

りの回転は非常に急激なものであったことを明らかにした(TORII, 1983)。広岡他(1972)は福井県丹生山地の前期中新世火山岩の古地磁気測定結果を報告しているが、更に、最近、中島・広岡(NAKAJIMA and HIROOKA, 1986)は福井県内各地の火山岩のフィション・トラック年代の測定と古地磁気測定によって得た結果を加えて、27.2Ma から11.1Ma までの詳しい偏角変化を明らかにしている。これによると、この地域は16Ma から15Ma の間に約43°の時計廻りの回転運動を行ったことが判明した。したがって、福井県も乙藤らのいう回転した西日本のブロックに属していることになる。

西南日本の回転が中新世に起きたとすると、本州島の折れ曲がりにもなった東北日本の反時計まわりの運動も、この時期に同期しているのではないかという予想がつく。乙藤他や当舎・浜野は東北地方の古地磁

第1表 本州各地の第三紀古地磁気データ

地域	N	D	I	$\alpha 95$	K	年代	文献
16 Ma 以前							
福島県 (岩脈)	4	-14.3	52.8	8.2	128	23.0~21.3 Ma	1
大佐渡	4	-27.1	59.9	11.1	69	28.6~19.3 Ma	1
越後湯沢	7	43.7	39.5	15.5	16	47.6Ma~E.Miocene	-
能登半島	6	-4.8	70.9	15.9	19	27.9~16.1 Ma	1
福井県	22	44.0	49.8	11.4	8.3	27.2~16.0 Ma	2
一志層群	11	45.1	48.8	11.9	15	E.Miocene	3
島根	30	61.9	43.6	6.6	17	35~21 Ma	4
14 Ma 以降							
下倉 (岩脈)	15	-18.0	62.1	5.2	55	8 Ma	5
福島県 (岩脈)	4	-3.8	56.7	6.7	188	13.7~10.1 Ma	1
新潟県 (岩脈)	9	3.8	52.4	4.5	132	13.6~2.7 Ma	1
福井県	8	-4.3	49.1	11.8	23	11.1 Ma	2

N: 地点数、 D: 平均偏角、 I: 平均伏角、 $\alpha 95$: フィッシャーの信頼角、
K: フィッシャーの精度パラメータ、

1: Hirooka et al. (1986) 2: Nakajima and Hirooka (1986) 3: Hayashida and Ito (1984) 4: Otofujii and Matsuda (1984) 5: Tsunakawa et al. (1985)

る上で、日本中央部のこの構造運動を解明することは非常に重要であり、ひいては、日本海拡大の原因にも迫ることができるであろう。

中部・関東のテクトニクス

西南日本各地の古地磁気の結果から推定される西南日本ブロックの大規模で、しかも急激な回転運動は、16 Ma から14Ma の間に起こったと推定でき(HIROOKA *et al.*, 1986)、また、その時、東北日本は西日本ブロックとは逆の回転をしているのである。もし、日本海の拡大にともなって、本州島が16自至14Ma を境として急激に変形したことが事実であるとすると、特に、正反対の構造運動を行ったと考えられる東北日本と西南日本に挟まれた本州中央部では、複雑な構造運動が起きたことが期待される。むしろ、各地で異なる構造運動をしていたと考えられ、古第三紀~中新世前期と中新世中期以降では、本州中央部各地の古地磁気偏角に大きな違いが見られるはずである。したがって、中新世の古地磁気データを16Ma 以前と14Ma 以後に分けて地域毎の平均を求めれば、大きな構造運動があれば磁化方向の違いとして検出されるに違いない。

今回は、中部・関東の北部地域の中新世火山岩を主にした測定結果から、古地磁気学的にこの地域の構造運動について考えてみたい。

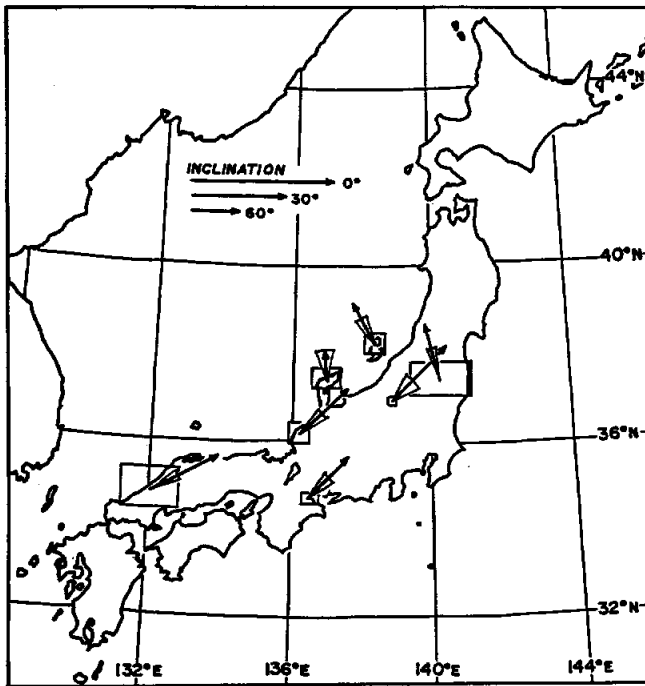
この地域では、能登半島と佐渡島北部大佐渡地域の火山岩類および新潟、福島両県の脈岩などのK-A法やフィッシュン・トラック法によって年代の決められたものについての古地磁気測定を行った結果(HIROOKA *et al.*, 1986) や、越後湯沢の古第三紀および中新

世の火成岩、堆積岩の結果が得られている。能登では27Ma から8.6Ma まで、大佐渡では28Ma から13.1Ma までの結果を得ており、また、新潟・福島では23.0Ma から2.7Ma にわたる脈岩について測定を行っている。越後湯沢では47.6Ma の花コウ岩から5.9Ma の花コウ岩の活動までの間に貫入または推積したものの測定をおこなっている。

能登、佐渡、新潟、福島、越後湯沢の各地の測定結果について、それぞれの地域で、上記の日本海拡大以前と考えられる16Ma 以前の時代と、拡大の終了したと思われる14Ma 以降に分けて平均磁化方向を求めると、第1表のようになる。

綱川他(TSUNAKAWA *et al.*, 1985)は、宮城県の下倉岩脈群の偏角が18°W であることから、この地域では、8 Ma 以降に18°の反時計廻りの回転があったと結論している。第1表には、下倉岩脈群、福井県、一志層群および島根県の古地磁気測定結果の平均も掲げておいた。中新世前期以前と中新世中・後期とでは明らかに違いのあることが分かる。16Ma 以前の能登のデータはばらつきが大きい偏角は殆ど北を向いており、西南日本のような著しい東偏は認められない。それに対して佐渡では、16Ma までのデータを平均した結果は27.1°W となり、能登半島の北向きとは対称的な西偏偏角を示していることが明らかとなった。更に13.1 Ma の石英安山岩まで24.5°W と西偏している。小佐渡小木の12Ma の岩脈群は約7°E であるので、佐渡島は13Ma と12Ma の間に反時計廻りに約30度の回転運動をしたと考えられる。

福島の結果も西偏偏角を示しており、23~21.3Ma



第1図 古第三紀～中新世前期(16Ma以前)の古地磁気ベクトル(矢印の長さは伏角を、扇は誤差の角度を示す)。

のカリウム-アルゴン年代を示す福島県の竹貫安山岩や霊山累層の安山岩の平均偏角も $14.3^{\circ}W$ となり西日本の東偏とは異なった特徴を示している。しかし、乙藤らが東北地方で報告しているような大きな西偏(40°)ではなく、東北地方北西部と同一の構造ブロックに属しているのではないことが分かる。越後湯沢では著しい東偏が見られ、必ずしも単純に糸魚川-静岡構造線が西南日本と東北日本ブロックの境界あると考えることはできない。むしろ、この地域は両ブロックにはさまれて、幾つかの小さな局地的なブロックに分かれて、それぞれが別個の運動をしたことを示しているであろう。

更に、新潟と福島の14Maより若い年代の脈岩の結果を詳しく見ると、若干ではあるが差異のあることが認められる。即ち、新潟のデータは $3.8^{\circ}E$ を示しているのに対して、福島は僅かながら西偏の $3.8^{\circ}W$ となっている。誤差の大きさからすると微妙な差であるが、構造運動の違いがこの差となって現れたものと考えられる。したがって、これらのデータを見る限り、少なくとも日本海拡大にともなう構造運動は大きく4つ以上のブロックに分けられ、それぞれのブロックは異なる運動をしたことが考えられる。第1, 2図は本州島の古地磁気測定結果をまとめたものである。第2図は中新世中・後期のもので、本州島全域にわたって偏角に大きな違いがみられないのに対して、第1図の中新世前期以前の場合は西日本、中部、関東および東北日

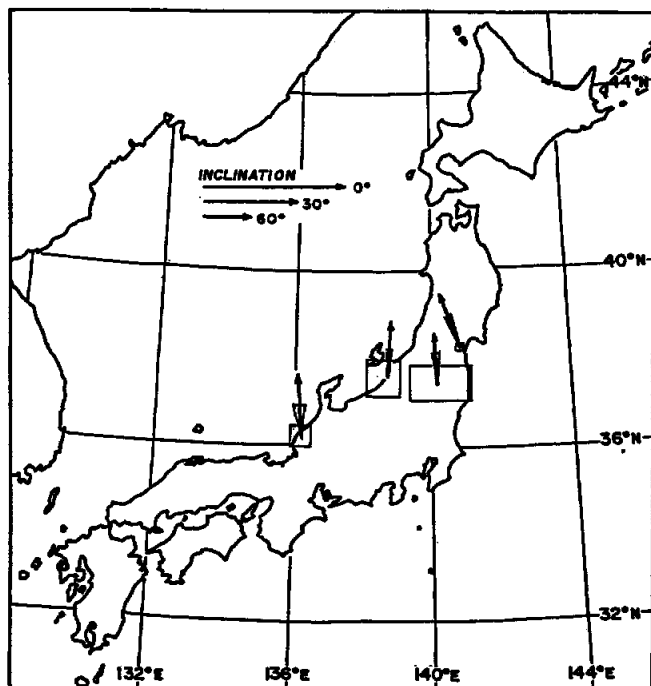
本で明瞭な相違が認められる。また、日本海拡大に伴う日本列島の緯度変化は、もしあったとしても小さすぎて古地磁気測定の分解能では立証できないであろう。

佐渡を含め東北地方全体は西南日本とは逆の回転運動をしたが、その回転角度は東北地方全域で均一というのではなく、地域毎に異なっている。更に、これら各地域の構造運動は微妙にその年代にもずれがあるが、これは、年代決定の精度に起因するものか、あるいは、実際の構造運動の時間的ずれであるのかは現時点では判断できない。しかし、東北日本の、特に東部では中新世の終わり頃まで回転運動がつづいていたと考えられる。

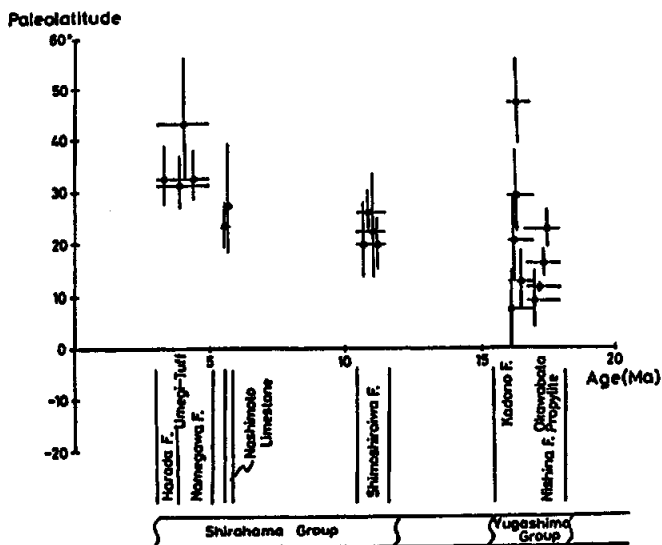
伊豆半島の衝突

本州中央部は、非常に複雑な構造運動を受けてきているらしく、古地磁気データも場所によって偏角のふれがまちまちである。これは、日本海の拡大に伴って起きた中新世前・中期の日本列島の大規模な折れ曲がり運動以外に他の影響が重なっている可能性が高い。

伊豆半島は、フィリピン海プレートの北東端に位置しており、このプレートの動きに乗ってはるばる運ばれてきて、本州中央部に衝突した地塊ではないかと考えられている。松田(MATSUDA, 1978)は半島周辺の地形や地質構造から、この衝突の時期を第四紀のはじめ頃と推定しているのも、もし、この移動速度が大きく、



第2図 中新世中・後期 (14Ma 以降) の古地磁気ベクトル (矢印の長さは、伏角を、扇は誤差の角度を示す)。



第3図 伊豆半島の古緯度変化 (HIROOKA *et al.* 印刷中による)。

しかも南北方向の移動距離が大きかったとすれば、古地磁気伏角にそれが記録されているはずである。古い地層ほど現在の位置とは違っているであろうから、浮遊性有孔虫を産出し年代がよくわかっている地層 (茨木, 1981) の試料採集を行った。その結果、中新世中期よりも古い地層は明らかに浅い伏角を示しており、しかも古いものほどその傾向が著しい。第3図に各地点の古地磁気伏角から求めた伊豆半島の古緯度が示されている (HIROOKA *et al.*, 1986)。最も古く、18~16.6 Ma とされている仁科層の古緯度は北緯14.5°となり、

現在のフィリピンのマニラのあたりの緯度を示している。約6 Ma の梨本石灰岩では北緯25.3°となり、その後、5~3 Ma のものは現在の伊豆半島の緯度と殆ど同じ34.5°となる。等速で北上したとすると、15cm/年という大きな移動速度となり、約5~3 Ma 前に本州に衝突したことになる。

古地磁気伏角の分解能では500km以上の南北移動がなければ検出できない。したがって、伊豆半島が本州と接触してから後に50kmや100kmの移動があってもわからない。多分、伊豆半島は本州に衝突した後も急に

は止まらないので、何十キロメートルかは動いているだろう。その結果、衝突された本州中央部も変形したであろう。上記のように、伊豆半島が本州の緯度に達したのが5~3 Maと考えられるので、フィリピン海プレートの伊豆半島よりも北に陸塊があったとすれば、それが本州に衝突したのは5 Maより少し前のこととなるので、東日本の中新世後期の構造運動はこれが原因であるかもしれない。

引用文献

HAYASHIDA, A. and Y. ITO (1984) *Earth Planet. Sci. Lett.*

Geoelectr., **13**, 150-153.

KAWAI, N., K. HIROOKA and T. NAKAJIMA (1969)

Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., **6**, 277-282.

KAWAI, N., T. NAKAJIMA and K. HIROOKA (1971) *J.*

Geomag. Geoelectr., **23**, 267-293.

真鍋健一 (1967) 地質学雑誌, **73**, 325-336.

MATSUDA, T. (1978) *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S409-412.

NAKAJIMA, T. and K. HIROOKA (1986) *J. Geomag.*

Geoelectr., (in press).

NOMURA, S. (1963) *Earth Science (Chikyuu Kagaku)*, **67**,

30-39.

NOMURA, S. (1967) *Gumma J. Liberal Arts and Sci.*, **1**,

68, 335-342.

広岡公夫, 奥出恒夫, 西村進 (1972) 福井大学教育学部紀要 II (自然科学) 22号, 第2集, 1-15.

広岡公夫 (1984) 科学, **54**, 541-548

HIROOKA K., T. TAKAHASHI, H. SAKAI and T. NAKAJIMA (1986) in "Formation of Active Ocean Margines" ed. by N. NASU, S. UYEDA, I. KUSHIRO, K. KODAYASHI and H. KAGAMI, (in press).

HIROOKA, K., SAKAI T. TAKAHASHI, H. KINOTO and A. TAKEUCHI (1986) *J. Geomag. Geoelectr.* (in press).

茨木雅子 (1981) 地質学雑誌, **87**, 417-420.

KAWAI, N., H. ITO and S. KUME (1961) *Gephys. J. Roy. Astr. Soc.*, **6**, 124-129.

KAWAI, N., S. KUME and H. ITO (1962) *J. Geomag.*

11-35.

OTOGUJI, Y. and T. MATSUDA (1983) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 349-359.

OTOFUJI, Y. and T. MATSUDA (1984) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 373-392.

OTOFUJI, Y., T. MATSUDA and S. NOHDA (1985a) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 265-277.

OTOFUJI, Y., T. MATSUDA and S. NOHDA (1985b) *Nature*, **317**, 603-604.

TORII, M. (1983) *Ph. D. thesis of Kyoto Univ.*

TOSHA, T. and Y. HAMANO (1986) *J. Geomag. Geoelectr.*, (in press).

TSUNAKAWA, H., K. HEKI and K. AMANO, (1985) *J. Geomag. Geoelectr.*, **17**, 269-275.