総 説

グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事象

Stratigraphic framework of the Green Tuff successions in Japan with reference to the associated geologic events

鹿野和彦*

Kazuhiko Kano*

2017年12月5日受付.

2018年8月17日受理.

* 産業技術総合研究所地質調査総合センター
Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Tsukuba 305-8567, Japan

Corresponding author: K. Kano,
kazu.kano@aist.go.jp

Abstract

Green Tuff is an informal term that has been widely applied to the volcanic successions distributed mainly along the Japan Sea coast of Honshu, Japan. As Green Tuff underlies the middle Miocene marine sediments and sparsely contain Miocene-type fossil floras, these successions have been generally considered to be Early to Middle Miocene in age. However, recent stratigraphic revisions, based on the facies analysis and more reliable radiometric dating of selected volcano-sedimentary successions, suggest that the Green Tuff successions span from Late Eocene to Middle Miocene in age and can be divided into six time-stratigraphic units: the Upper Eocene to Lower Oligocene (44 to 28 Ma); the Upper Oligocene (28 to 23 Ma); the lower Lower Miocene (23 to 20 Ma); the middle Lower Miocene (20 to 18 Ma); the upper-Lower Miocene (18 to 15.3 Ma); and the lower Middle Miocene (15.3 to 12.3 Ma). These geological units likely reflect the evolution of a continental arc to the present-day island arc through the following stages: 1) onset of continental arc rifting and volcanism accompanied by a local marine transgression; 2) thermal crustal doming accompanied by local rifting and volcanism; 3) onset of spreading in the central doming area, with the propagation of uplifting, rifting, and bimodal volcanism to the surrounding region by successive upwelling of hot asthenosphere, followed by a local marine transgression onto the back-arc region; 4) acceleration of spreading, rifting, and the inflow of a warm ocean current into the back-arc region; 5) rapid rifting along the eastern margin of the Japan Sea by further invasion of hot asthenosphere to the trench side; and 6) onset of collision against, and subduction beneath SW Japan, by the Philippine Sea Plate, alongside migration of the volcanic front to the Pacific coast, and onset of crustal shortening. In this scenario, the last event appears to represent the beginning of the present-day island arc system of Japan.

Keywords: Green Tuff, Japan Sea opening, volcanic arc, stratigraphy, rifting, crustal doming

はじめに

東北日本や西南日本の日本海側には、中新世の海成堆積物と指交し、あるいはその直下から下方へと連続する火山岩主体の地層、すなわち、これまでグリーンタフあるいはグリーンタフ層と呼び慣わされてきた地層が広く分布する(Fig. 1). その存在は、石油・鉱物資源探査の対象として、あるいは日本列島と日本海の形成に関連して形成された地層群として早くから知られてはいたものの、様々な産状と組成の火山岩が入り組んで険しい地形をなし、多かれ少なかれ変質を被っていて、しかも化石にとぼしいために、長い間、その詳細は不明とされてきた。

グリーンタフの本格的調査が始まったのは、第二次世界大

戦が終わって経済が復興し始め、地下資源探査の対象として脚光を浴びる1950年代以降のことである。当初は、グリーンタフについての知識はほとんどないまま、これを日本列島における最新期地向斜形成初期の火山活動によってもたらされた特徴的な岩相(グリーンタフ相: 湊, 1952)と位置づけ、北海道から山陰に至る日本海沿いの長大な堆積盆地“羽越地向斜”を想定して各地で調査が進められた(藤岡, 1956)。その際に岩相層序区分と対比の模式とされたのが、男鹿半島に分布するグリーンタフである。

これは、グリーンタフに対する関心が高まった1950年代の初頭に、かねてから油田第三系の模式地とされていた男鹿半島で他に先駆けてグリーンタフの層序学的研究が行われ、それまで一括されていた西黒沢層以下のグリーンタフを、下

Fig. 1. Distribution of the Green Tuff successions (modified after Huzioka, 1956). The open squares are the areas where stratigraphic revisions were made on the Green Tuff and associated Cenozoic successions, based on the facies analysis and more reliable dating of the volcano-sedimentary successions.

位から順に赤島層と門前層、台島層、西黒沢層に区分し、それぞれを特徴付ける岩相と化石群が明らかにされたことを受けてのことであった。

この調査研究を主導しまとめた藤岡(1959)によれば、最下部の赤島層はデイサイトとプロピライトからなり、花崗岩類を不整合に覆う。門前層は安山岩とデイサイト、流紋岩などからなる非海成層で、冷涼な内陸の気候を反映した植物化石群を産出する。台島層もデイサイトと玄武岩を伴う非海成層ではあるが門前層にアバットし、海洋性の温暖な気候を反映した中新世型の植物化石群を産する。西黒沢層は、暖海に生息する動物化石群を産し、台島層にオンラップする海成層で、その中に目立った火山岩は認められない。しかし、東隣の秋田地域では、これに対応する海成層の下半部を玄武岩質枕状溶岩などが占めていることがすでに知られていたため、この西黒沢層もグリーンタフを構成する地層とみなされていたらしい。このことは当時の資料(例えば、井上, 1960)から読み取れる。

いずれにしても、男鹿半島におけるグリーンタフを模式として、グリーンタフの岩相層序区分と対比が1950年代から本格的すすめられることになった(藤岡, 1956; 北村, 1959)。そして、1960年代に入って黒鉱鉱床や石油鉱床の探鉱開発が加速してグリーンタフの調査が各地に及ぶにつれて、層序だけでなく、グリーンタフを構成する火山岩の産状(松田・中村, 1970)や分布の詳細も次第に明らかになる(大沢, 1968)。さらに、1960年代の後半には放射年代測定が導入され始め、これが火山岩対比の有力な手がかりとなった。当時の年代測定は主に全岩 K-Ar 法によるもので、変

質を被っていることが多いグリーンタフの火山岩を対象とした測定結果については、これを疑問視する声もあった。しかし、1970年代に変質に強いジルコンを対象とした FT 年代測定が始まり、変質鉱物を除去して単離した黒雲母や斜長石などの鉱物を対象とした K-Ar 年代測定も行われるようになると、放射年代測定値の数は加速度的に増えた。そして、当時蓄積されつつあった微化石層序資料に放射年代値を加えることで、グリーンタフについても岩相層序の類似性にできるだけ頼らない層序対比が試みられるようになる(池辺ほか, 1973; 藤田ほか, 1973)。

このようにして1950年代以降グリーンタフの層序や地質構造、分布が次第に明らかになると、グリーンタフで始まる堆積盆地の変遷も自ずと議論されるようになる。当初の議論は古典的な地向斜論に沿って展開されたが(例えば、北村, 1959)、古典的な地向斜論では説明できない点が多々あることが当初から指摘されていたこともあって(湊, 1952)、堆積盆地の変遷がより具体的に描かれるようになると、新たな地質変動論を模索する機運が生まれた(例えば、北村, 1963)。1960年代後半から1970年代前半にかけて藤田(1973)ほかが開示したグリーンタフ変動もしくはグリーンタフ造山に関する議論や、1970年代以降に始まったプレートテクトニクスに基づく議論(上田・杉村, 1970)もその現れの1つである。

地球表層の地殻変動を説明するパラダイムとして登場したプレートテクトニクスの考え方は、1970年前後に日本に導入されると、それまでの地向斜造山運動論では満足できなかった研究者の賛同を得て徐々に浸透し、これを受けて、グリーンタフの研究課題も火山岩の岩石学的特徴や古地磁気、古応力場などの時間的・空間的変遷の解明へと移行する。そして、それらの成果が急速に蓄積されはじめた1980年代には日本列島が火山活動を伴いながら大陸から分離して現在の位置まで移動してきたとする見方が支配的となる。1989年に日本海で実施された海底掘削はその到達点の1つで、これを主導した玉木ほか、回収されたボーリングコアを解析し、その結果とそれまで蓄積されてきた知見とに基づいて、日本海開裂と日本列島の移動を具体的に論じている(Tamaki et al., 1992)。また、当時としては最新の年代層序学的資料に基づいて編集された「日本列島の新生界層序と地史」(鹿野ほか, 1991)でも、各地のグリーンタフとその上下位の地層群の対比に基づいて時間軸に沿った地質学的事象を示すとともに、日本海開裂と日本列島の移動、そして、それから現在に至るまでの日本列島の地史を論じ、これを反映した新たな層序学的枠組みを提案している。これを可能にしたのは、1980年代に蓄積された多数の放射年代値と詳細な微化石層序であった。

1990年代のグリーンタフを対象とした地質学的研究は多岐に渡り、様々な角度から日本海開裂と日本列島の移動に関する理解を大いに深めたといえる。そのためか、これを支えたグリーンタフの層序は確固たるものとして受け止められ、2000年代以降は、これを省みる研究者はほとんどいなくなった。しかし、グリーンタフの岩相層序については、火山

岩が複雑に入り組んでいるところ、あるいは地形が険しく山深いところまでは調査が行き届いていないために、未だ確定しているとは言い難い。また、グリーンタフを構成する個々の地質単元の地質時代についても、植物化石以外にほとんど手がかりがない時期が続き、1970年代になって各地で放射年代測定が始まった後も、岩相層序の混乱に加えて、測定試料が被っている変質や熱的影響の評価が十分になされてこなかったために、依然として判然としないところがある。

そこで、本稿では、男鹿半島と阿仁合地域に加えて能登半島の珠洲岬、能登飯田及び宝立山地域、島根半島とその周辺地域(島根県東部)など、これまで筆者が関わってきた地域のグリーンタフのほか、本州西端の仙崎地域や北海道の夕張、馬追丘陵、勇払地域、サハリン南部のチェホフ、マカロフ地域などに分布するグリーンタフ相当層をとりあげ、できるだけ詳しい岩相層序区分とより確度の高い放射年代もしくは微化石層序年代に依拠した層序対比を行い、各地に共通する地質学的特徴に着目した年代層序区分を試みるとともに、そこから読み取れる地質事象について議論する(Figs. 2a, 2b)。

代表的な地域のグリーンタフ層序

1. 男鹿半島

男鹿半島は、自ら主導したグリーンタフ地域の総合研究の中で、藤岡(1956)がグリーンタフの模式とした地であり、男鹿半島の地質を総括する際に藤岡(1959)が提唱したグリーンタフの岩相層序は、その後、藤岡(1973)などによって若干の見直しは行われたものの、長い間、日本各地、特に油田地域に分布する新生界の岩相区分・対比の模式とされてきた。しかし、最近になって、鹿野ほか(2011)が、火山岩の噴出・累重様式や噴出環境を調べ、個々の火山岩相を識別し、火山岩相相互の関係を分布を明らかにするとともに、より確かな火山噴出物の年代を求めるべく、できるだけ変質や熱の影響を評価できる方法で放射年代測定を行い、その結果に基づいてグリーンタフの新たな岩相層序を提案している。

これによれば、男鹿半島でグリーンタフとされてきた地層群は、赤島層、門前層、野村川層、台島層、そして西黒沢層に区分される(Fig. 2a)。この層序区分ではこれまでの地層名をほぼ引き継いでいるものの、門前層については、岩相層序区分を大幅に見直し、これまで層位があいまいだった潮瀬ノ岬砂礫岩を門前層最上部の水底流紋岩溶岩(真山流紋岩)の下位に位置付けている。また、これまで台島層とされてきた地層のうち、その下部を構成する火山岩主体の地層を野村川層として独立させ、西黒沢層と女川層についても層序関係を見直して両層の境界を再定義している。

赤島層は溶結したデイサイト火砕流堆積物と火山角礫岩からなる。藤岡(1959)は、男鹿半島北端の入道崎付近にのみ露出するこの地層をグリーンタフの最下部と見なしていたが、赤島層の溶結火砕岩に含まれているジルコンのU-Pb年代は72 Maを示す(鹿野ほか, 2012b; Tani et al., 2016)。また、グリーンタフの基盤とされていたアダメロ岩(花崗岩)は、赤島層に取り込まれたブロックで(鹿野ほか, 2011)、93 MaのU-Pb年代を示す(小笠原ほか, 2005; Tani et al.,

2016)。

門前層は、浅い水域とこれに近接した陸上に定置したアルカリ岩とアルカリに富むカルクアルカリ岩がなす複数の複合火山体からなり、岩相の異なる複数の層序単元に細分できる(小林ほか, 2008)。その上部は浅海堆積物(潮瀬ノ岬砂礫岩)を挟み、最上部には火山砕屑粒子に富むタービダイトとこれに重なる流紋岩水底溶岩(真山流紋岩)が占める(鹿野ほか, 2007b, 2008; Fig. 3)。潮瀬ノ岬砂礫岩は、野村川層中の館山崎カルデラが形成されたときにカルデラ内に滑り落ちたブロックではあるが(Sato et al., 2009)、波のエネルギーが高い前浜～外浜の環境を示唆する生痕を多産する(大口ほか, 2005)。しかも、潮瀬ノ岬砂礫岩中であってスコリア堆積物の上位を占める砂岩が真山流紋岩由来と思われる黒雲母やガラス片を含むことから、真山流紋岩直下の凝灰質タービダイトとほぼ同層準かその下位に位置づけることができる。

門前層を構成する火山岩は36～34 Maの全岩K-Ar年代を示し(大口ほか, 1995)、最上部の真山流紋岩は34 Maの黒雲母Ar-Arプラトー年代を示す(鹿野ほか, 2007b)。また、潮瀬ノ岬砂礫岩を構成するスコリア堆積物のジルコンFT年代は35～33 Maを示す(Kano et al., 2007)。したがって、潮瀬ノ岬砂礫岩から産出したと見られる門前植物群は、これまで阿仁合地域から産出する阿仁合植物群に対比されてきたが、その年代も阿仁合植物群とは大きく異なることになる。

門前層は火山岩を主体とし、この門前植物群と潮瀬ノ岬の生痕化石を除くとほとんど化石を産出しない。それでも下部の火山岩の産状から推定される噴出環境は陸上ないし浅い水域であり、潮瀬ノ岬砂礫岩は砂岩の堆積構造や生痕などから浅海の環境にあったことがうかがえる。また、門前層の最上部を占める真山流紋岩は全体が水冷破碎を被っており、200 mを超えるその厚さよりも深い水域に噴出したことが読み取れる。したがって、門前層形成期の男鹿半島は、陸域と水域との境界付近から次第に深い水域、それも淡水ではなく海水が浸入しうる環境へと移り変わっていったと考えられる(鹿野ほか, 2007b)。真山流紋岩付近の門前層中にはNE-SW方向に伸長した流紋岩岩脈が多数貫入している。これらは、末端で膨縮し様々な程度に水冷破碎していることから門前層真山流紋岩と相前後して貫入したと考えられる平行岩脈群であり、その当時男鹿半島がNW-SE方向の引張場にあったことを示唆する(小林ほか, 2010)。

新たに設定された野村川層は、20～22 Maのソレアイト玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩とデイサイト火砕流堆積物、すなわち、化学組成の異なる2つのマグマに由来するパイモータル火山噴出物からなり、侵食された門前層の起伏を埋めて野村川流域に広く分布する(小林ほか, 2004)。デイサイト火砕流堆積物は南岸の野村川層中に開いた館山崎カルデラや本山の真山流紋岩中に開いた本山火道などを噴出源としており、給源のひとつである館山崎カルデラでは、野村川層を構成するデイサイト溶結凝灰岩や玄武岩質安山岩溶岩の巨大ブロックがデイサイト軽石火山礫凝灰岩中に認められる(Sato et al., 2009)。戸賀湾から加茂青沙にかけての海食

Kamo (Kudo et al., 2011)	Aniai (Kano et al., 2012)	Oga Peninsula (Kano et al., 2011)	Maoi Hills, Yubari and Yuhutsu (Kurita and Yokoi, 2000)	Chekrov, southern Sakhalin (Kano et al., 2000)	Stratigraphic division and geologic events
Minamimogawa Fm Mudst., diatomaceous mudst. and basaltic andesite to rhyolite lava and pyroclastics (12.3-6.5 Ma)	Onagawa Fm Diatomaceous to siliceous siltstone	Onagawa Fm Diatomaceous to siliceous siltstone, porcelainite, etc. (12.3-6.5 Ma)		Maryama Fm Diatomaceous siltstone	upper Middle to lower Upper Miocene (12.3-6.5 Ma) Acceleration of crustal shortening, accompanied by closure of the Tushima Strait and prevalence of cold ocean currents in the back-arc region
Nanatanai Fm Massive mudstone, basalt to andesite and rhyolite pyroclastics, and glauconite sandstone (15.5-12.3 Ma)	Upper Kitanomatasawa Fm Siliceous siltstone, calcareous siltstone (=Lyashinai and Yashiki mudstone) (15.5-12.3 Ma)	Upper Nishikurosawa Fm Glauconite sandstone, diatomite to diatomaceous siltstone, siliceous siltstone to porcelainite, calcareous siltstone, etc. (15.5-12.3 Ma)	Kawabata Fm Siliceous siltstone, locally glauconite-bearing	Kurassi Fms Hard siltstone (18 Ma?)	lower Middle Miocene (15.3-12.3 Ma) Onset of collision against, and subduction beneath, SW Japan by the Philippine Sea Plate, accompanied by temporary uplifting in SW Japan and succeeding subsidence in both SW Japan and NE Japan with migration of the volcanic front to the fore-arc region
Tonoiri and Otani Fms Bedded mudstone, basalt to andesite and rhyolite pyroclastics (18-16/15 Ma)	Lower Kitanomatasawa Fm Conglomerate, sandstone, and basalt to andesite and rhyolite lavas and pyroclastics with warm marine fauna (16.5-15.3 Ma)	Lower Nishikurosawa Fm Conglomerate, sandstone, mudstone and siliceous to calcareous siltstone with warm marine fauna and Dajijima flora (16.5-15.3 Ma)	upper Takinoue Fm Mudstone and pyroclastics (18-16 Ma: Kato and Sato, 2015)		upper Lower Miocene (18-15.3 Ma) Enlargement of rift area in the eastern margin of the Japan Sea by further invasion of hot asthenosphere to the trench side and onset of thermal subsidence in major back-arc basins
	Utto Fm Conglomerate, sandstone, mudstone, basalt to dacite lava and pyroclastic rocks with Dajijima flora (20-18 Ma)	Dajijima Fm Conglomerate, sandstone, mudstone and dacite pyroclastic rocks with Dajijima flora (20-18 Ma)	lower Takinoue Fm Basalt to andesite pyroclastics and lava (21-19 Ma, 14 Ma: Okamura et al., 2010)	Verkhe Doe Fm Sandstone, interbedded sandstone and siltstone with coal	middle Lower Miocene (20-18 Ma) Acceleration of spreading, rifting, and inflow of a warm ocean current into the back-arc region
	Omata and Torisakagawa Fms Basalt to basaltic andesite lava and pyroclastic rocks, dacite pyroclastic rocks, etc. with Aniai flora (22-20 Ma)	Nomuragawa Fm Basalt to basaltic andesite lava and pyroclastic rocks, dacite welded pyroclastics, etc. (22-20 Ma)	Horomui Fm Siliceous mudstone, sandstone and minor volcanics (23 Ma: Kurita et al., 1997)	Chekhov Fm Basaltic andesite lava and pyroclastics (23-21 Ma)	lower Lower Miocene (23-20 Ma) Onset of spreading in the central doming area with propagation of uplifting, rifting and bimodal volcanism to the surrounding region by successive upwelling of hot asthenosphere, followed by inflow of a warm ocean current into the back-arc region
			Minaminaganuma Fm Siltstone, sandstone, tuff breccia and lava with basal conglomerate (24 Ma, 27 Ma: Kurita et al., 1997)	Kholmusk and Nevel'sk Fms Hard siltstone with thin tuff layers, and interbedded sandstone and siltstone (23 Ma)	Upper Oligocene (28-23 Ma) Thermal crustal doming and erosion, followed by rifting and volcanism
				Arakai Fm Tuffaceous siltstone and sandstone and andesite lava (28-26 Ma)	
			(Momijiyama Fm)	Takaradai Fm Black siltstone	Upper Eocene to Lower Oligocene (44-28 Ma) Onset of continental arc rifting and volcanism, accompanied by a local marine transgression
			Poronai Fm Sandstone and siltstone	Kurasboporie Fm Sandstone and siltstone	
			Ishikari Group Sandstone, coaly shale, etc.	Nizhne Due Fm Sandstone, coaly shale, etc.	
	Haginari Granite Coarse biotite granite (76-70 Ma)	Akashima Fm Dacite welded tuff, etc. (72 Ma)			
	Taiheizan Granodiorite etc. Granodiorite, etc. (106-96 Ma)	Granite block in Akashima Fm Granite (106-96 Ma)			

Fig. 2a. Stratigraphy of the Green Tuff and associated Cenozoic successions in selected areas (see Fig. 1 for locations).

Senzaki (Ozaki et al., 2006)	Eastern part of Shimane Prefecture (Kano et al., 2007a)		Fukui (Kano et al., 2007c)	Northeastern part of Noto P. (Yoshikawa et al., 2002)	Stratigraphic division and geologic events
	Northern foot of Chuogoku Mts.	Shimane Peninsula			
	Sandstone, siltstone and alkali basalt to trachyte (112 Ma)			izuka Fm Diatomaceous to sandy siltstone and diatomite (12.3-6.5 Ma)	upper Middle to lower Upper Miocene (12.3-6.5 Ma) Acceleration of crustal shortening, accompanied by closure of the Tushima Strait and prevalence of cold ocean currents in the back-arc region
	Fujina Fm	Furue Fm		Ida Fm	lower Middle Miocene (15.3-12.3 Ma)
Kawajiri Fm Mudstone and interbedded mudstone and sandstone	Siltst., sandst. and conglomerate with rhyolite pyroclastics	Mudstone		Glauconite sandstone, diatomite to diatomaceous siltstone, siliceous siltstone, rhyolite lava and pyroclastics (15.3-12.3 Ma)	Onset of collision against, and subduction beneath, SW Japan by the Philippine Sea Plate, accompanied by temporary uplifting in SW Japan and succeeding subsidence in both SW Japan and NE Japan with migration of the volcanic front to the fore-arc region
	Omori Fm Conglomerate, sandst., mudst., and andesite and rhyolite pyroclastics (16-14 Ma)	Ushikiri Fm Interbedded sandst. and mudst. with abdesite and rhyolite lavas and pyroclastics (16-14 Ma)	Ichinose rhyolite, Kunimadake volc., etc. Rhyolite lava dome, basalt to dacite lava and pyroclastics, etc. (16-14 Ma)		
	Kawai and Kuri Fms Conglomerate, sandstone, mudstone and andesite to rhyolite pyroclastics with warm marine fauna (18-16 Ma)	Josoji Fm Interbedded sandstone and mudstone with andesite and rhyolite lavas and pyroclastics (16-14 Ma)	Kunimi and Aratani Fms Conglomerate, sandstone, mudstone and andesite to dacite pyroclastics with warm marine fauna and Daijima-type flora (18-16 Ma)	Higashimnai, Hokuji and Awagura Fms Conglomerate, sandstone black mudstone, diatomaceous siltstone siliceous siltstone, calcareous siltstone, etc. with warm marine fauna (16.5-15.3 Ma)	upper Lower Miocene (18-15.3 Ma) Enlargement of rift area in the eastern margin of the Japan Sea by further invasion of hot asthenosphere to the trench side and onset of thermal subsidence in major back-arc basins
	Hata Fm Basalt to dacite lava and pyroclastics, conglomerate, sandstone and mudstone (20-18 Ma)	Koura Fm Sandstone, mudstone, and rhyolite and andesite pyroclastics with Daijima-type flora (20-18 Ma)	Ito-ow Fm Conglomerate, sandstone, mudstone and basalt to dacite lava and pyroclastics with Daijima-type flora (20-18 Ma)	Horyuzan Fm Dacite pyroclastics with Noroshi flora (20-18 Ma)	middle Lower Miocene (20-18 Ma) Acceleration of spreading, rifting, and inflow of a warm ocean current into the back-arc region
Hitomaru and Igami Fms Mudstone and sandstone and interbedded sandstone and mudstone (23 Ma)			Nishitani Rhyolite Rhyolite welded tuff (22 Ma)	Matsunagi and Kamiwazumi Fms Conglomerate, sandstone, andesite to dacite lava and pyroclastics, and others with warm marine fauna (Akeyo fauna) and Noroshi flora (24, 23-19 Ma)	lower Lower Miocene (23-20 Ma) Onset of spreading in the central doming area with propagation of uplifting, rifting and bimodal volcanism to the surrounding region by successive upwelling of hot asthenosphere, followed by inflow of a warm ocean current into the back-arc region
Taoyama Fm Mudstone, sandstone and interbedded mudstone and sandstone	Toburodani Fm Andesite lava and pyroclastic rocks, dacite pyroclastic rocks, conglomerate, etc. (25-23 Ma?)			Goroku Fm Dacite pyroclastic rocks and lava, and conglomerate (25 Ma)	Upper Oligocene (28-23 Ma) Thermal crustal doming and erosion, followed by rifting and volcanism
Jyuraku and Kiwado Fms Conglomerate, sandstone, and mudstone with dacite pyroclastic rocks (27-26 Ma)					
Imamisaki Basalt and Tsuo Lava and pyroclastics with minor conglom-erate, sandstone and mudstone (38-32 Ma)	Dacite dikes (35 Ma)	Komatsuji Fm Dacite pyroclastics and lava dome (30 Ma)	Kawamoto Granodiorite, Jima Granite, etc. (36-31 Ma)	Takasu Fm Sandstone, conglomerate, basalt to andesite lava and pyroclastics, and dacite pyroclastics (>29 Ma)	Upper Eocene to Lower Oligocene (44-28 Ma) Onset of continental arc rifting and volcanism, accompanied by a local marine transgression
		Kotani Fm Dacite pyroclastics (34-28 Ma) Sakurae Group etc. Dacite and rhyolite pyroclastics and andesite lava and pyroclastics (37-41 Ma)			
		Gotsu Group Rhyolite pyroclastics			
		Ochi Group Dacite pyroclastics (40-38 Ma)			

Fig. 2b. Continued

Fig. 3. Field photograph showing a late Eocene subaqueous rhyolite lava of the Shinzan Rhyolite of the upper Monzen Formation (SL) and early Miocene basaltic andesite pyroclastic rocks of the Nomuragawa Formation (NB), both displaced by a NE-SW trending normal fault at Nagasaki, west coast of Oga Peninsula. The rhyolite lava SL and the underlying volcaniclastic turbidites (SB) likely represent a late Eocene back-arc basin submerged to a water depth of >500 m. BD is a basaltic andesite dike intruded along a minor fault. MB is a basaltic andesite of the lower Monzen Formation emplaced along the shore of that time. Cliff height = >60 m.

崖には玄武岩質安山岩マグマを供給したと思われるNE-SW方向の岩脈が露出し、野村川層まで変位させるNE-SW方向の正断層も認められる(Fig. 3)。したがって、野村川層は、NW-SE方向の引張場で起こったパイモダル火山活動によってもたらされたと考えられる。

台島層は、これまで台島層とされてきた地層の上部を占める泥岩砂岩礫岩主体の非海成層で、台島植物群を産出することで知られている(佐藤ほか, 2009)。分布は局所的で、南岸の台島付近にあって野村川層がなす起伏を埋め、これにオンラップしている。しかし、台島層基底付近の酸性凝灰岩について20 Maのフィッション・トラック年代が得られており、野村川層との間に大きな年代の開きはない(鹿野ほか, 2008)。

西黒沢層は、暖かい海に生息する軟体動物や海綿などの化石を産出する海成層で、上位の女川層とともに台島層や野村川層、あるいは門前層を侵食する谷を埋め、これらの地層にオンラップしている。西黒沢層の下限は珪藻化石層序から見て17 Maを超えないので、台島層の上限を20 Ma前後とすれば、ここでは両層の間には20 Maから17 Ma前後までの時間間隙があることになる。

西黒沢層下部を構成する岩相は多様で主に海浜から沖合にかけて堆積した礫岩、砂岩、シルト岩からなる。その一部は石灰質またはドロマイト質で、上位ほど細粒になるが、この傾向は南岸ほど顕著で、南岸に向かって層厚が増すにつれて全体にシルト岩が優勢になる。上部になると、温暖な浅海から深くて寒冷な海へと変わる環境変化に対応して、北岸では珪藻質岩が、層厚が増す南岸ではポーセラナイトなど珪藻起源の珪質岩が卓越するようになって女川層に漸移する。

このような岩相変化の中で特に注目されるのは西黒沢層上

部の基底を占める新生代北太平洋珪藻化石帯(Neogene North Pacific Diatom zone: Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998)のNPD4A上部(15.3~14.5 Ma)層準から女川層下部のNPD5C(11.4~10.0 Ma)層準にかけて海緑石が産出する点である。海緑石の濃集の程度は層準によって異なっていて、西黒沢層上部のNPD4A上部(15.3~14.5 Ma)と最上部のNPD4Bb~5B下部(14.1~12.3 Ma)層準に海緑石が濃集した砂岩が認められる。男鹿半島の南岸では珪藻堆積物が続成作用でポーセラナイトなどの珪質岩(硬質頁岩 hard shale)に変化していて珪藻化石層序は確認できないが、北岸の場合と同様、西黒沢層上部から女川層下部にかけて海緑石が散在し、西黒沢層上部では2枚の海緑石砂岩が確認できる(Kano, 1979)。

現世の海で確認されている事例を見ると、海緑石は水深50~500 mの大陸棚外縁から大陸斜面、特に生物生産量の多い海域の酸素極小帯の上面または下面にあって堆積速度が遅い条件下で形成されている(Odin and L'etolle, 1980; Odin and Matter, 1981)。上記2つの海緑石砂岩の珪藻化石層序年代は、Haq et al. (1988)が示したシークエンス年代層序サイクルTB2.3の低海面期(15.5~15.0 Ma)とTB2.4/2.5の低海面期(14.5~13.5 Maと12.5~11.6 Ma)におおむね重なっており、したがって、西黒沢層中部から女川層下部にかけて産出する海緑石は、海面変動もしくは地殻変動に伴って堆積場が陸棚から深海へと変化する途上で海面変動によって上下する酸素極小帯の位置に応じて形成されたと考えて良さそうである。詳細に見ると、西黒沢層最上部の海緑石砂岩中ではNPD5A(13.1~12.7 Ma)に対応する層準は確認できないが、これはTB2.4/2.5境界付近で最も海面が低下した時期(12.5 Ma)に極端に堆積速度が低下し、あるいは剝削されたためかもしれない。

西黒沢層と女川層との境界は漸移的で、これを明瞭な基準をもって定義した例はない。しかし、露出の良い北岸と南岸の露頭では両層の境界付近に海緑石に富む海緑石砂岩が挟まれているところがあり、その付近で石灰質もしくはドロマイト質の堆積物もほとんど確認できなくなる。そこで、鹿野ほか(2011)では、この点に着目して、海緑石や炭酸塩が珪藻殻などの生物源シリカとともに産出する層準、すなわち、日本海沿岸各地で確認されている海緑石砂岩の上限までを西黒沢層と定義した。これはちょうどNPD5B上・下部境界(12.3 Ma)のPlanktonic Foram. Sharp Surface(米谷・井上, 1981)に対応する。

西黒沢層の上位を占める女川層は珪藻堆積物と珪藻堆積物起源の珪質岩を主体とする地層で、構成岩相と産出化石は、その堆積場が浅海から漸深海へと次第に深くなっていったことを示す。西黒沢層上部と同様に、北岸では珪藻堆積物が、南岸では珪藻堆積物起源の珪質岩が卓越しており、下部ではそれらが細粒砂岩と、上部ではシルト岩もしくは泥岩と互層する。珪藻堆積物は北岸で卓越するが、南岸に向かって全体の層厚が増すにつれて珪質岩に変わる。南岸に分布する珪質岩の多くは明瞭な基底から始まって上方細粒化し、間にシルト岩もしくは泥岩などの薄層を挟みながら繰り返し重なって

いることから、北岸から南岸に向かって流れてきたタービダイトと考えられている(Kano, 1979)。

女川層とその上位の船川層との層序関係が直接確認できる場所は男鹿半島中部の下真山だけであるが、そこでは珪藻質シルト岩を介して船川層を特徴付ける暗灰色泥岩シルト岩に漸移する。鹿野ほか(2011)では、珪藻質シルト岩下部の海緑石濃集帯の基底をもって女川層/船川層境界(NPD7A最上部, 6.6 Ma 付近)とした。陸源堆積物が卓越する船川層の出現は、日本海沿岸の背後にある陸域が急激に隆起し始めたことを示唆する。

2. 阿仁合地域

阿仁合地域は、東北日本、日本海側の新生界模式地である男鹿半島東方の、奥羽山脈へと連なる山地の一角にあって、広くグリーンタフが分布し、かつ、前期中新世を代表する阿仁合型・台島型植物群の模式とされている阿仁合植物群と打当植物群が産出することで早くから知られている。

阿仁合地域の地質は、すでに斎藤・大沢(1955, 1956)によって、5 万分の 1 地質図幅「阿仁合」及び同説明書にまとめられているが、その後ほとんど詳しい調査が行われていなかったこともあって、鹿野ほか(2012a)が、これを見直している。

鹿野ほか(2012a)は、太平洋複合プルトンと総称されてきた深成岩・変成岩のうち阿仁合地域に分布する深成岩を、貫入関係・層序関係に基づいて、中森はんれい岩・太平洋花崗閃緑岩(90~100 Ma)と萩形花崗岩(70~76 Ma)に細分した。また、阿仁合地域の層序を見直す上で問題となった下部~中部中新統については、下位から順に、萩形大倉又沢層、大又層、鳥坂川層、打当層、北ノ又沢層、女川層、船川層に区分している(Fig. 2a)。

萩形花崗岩は、男鹿半島赤島層のデイサイト溶結凝灰岩(72 Ma)とほぼ同時期の深成岩である。また、赤島層中に取り込まれているアダメロ岩が中森はんれい岩・太平洋花崗閃緑岩とほぼ同時期の深成岩であることにも留意しておく必要がある。

いわゆるグリーンタフのうち、その最下部を占める萩形大倉又沢層は、大又層に類似したデイサイト火砕岩からなる。その分布は萩形ダムに近い大倉又沢沿いの一部に限定され、上位の大又層との関係は観察できない。しかし、そのジルコンのフィッシュン・トラック年代は 34 Ma もしくは 45 Ma で、これが男鹿半島の門前層に対比できることを示す。

大又層はデイサイト火砕岩(主として溶結)を主体とする。鳥坂川層は、男鹿半島の野村川層と同様、22 Ma 前後の玄武岩~玄武岩質安山岩とデイサイト火山岩で特徴づけられる。大又層最上部の流紋岩火砕岩溶岩は各地で欠如し、鳥坂川層がこれを欠いて大又層にオンラップしているところもある。しかし、鳥坂川層から多産する阿仁合植物群の構成種のいくつかは大又層からも産出し、また、放射年代値で見ると、大又層と鳥坂川層との間に大きな差はないので、両層の間の構造的不整合は NE-SW 方向の正断層運動に伴う堆積場の沈降・移動に起因している可能性が考えられる。22 Ma 前後に噴出した玄武岩~玄武岩質安山岩とデイサイト火砕岩

は、鳥坂川層に限らず、男鹿半島の野村川層(小林ほか, 2004)や羽田丘陵の畑村層(八木ほか, 2001)などをも構成しており、この時期に、広い範囲でパイモータル火山活動があったことが分かる。

打当層は、構成岩相と年代から男鹿半島の台島層に対比できる。男鹿半島では台島層が野村川層にオンラップしており、阿仁合地域でも、NE-SW 方向の正断層に沿って傾斜して沈降し続けるハーフグラベンに後背地で成長する火山体から溶岩や火砕岩が流入して鳥坂川層が形成された後、このハーフグラベンが更に沈降し水面が上昇して山側にオンラップする過程で火山を後背地とする扇状地が形成され、その先に広がる淡水域に火山砕屑粒子とともに打当植物群を構成する植物遺骸が流入堆積して打当層が形成されたと考えられる。

北ノ又沢層は、大倉又層、砂子沢層、鵜養泥岩、露熊層、屋布泥岩とされてきた地層群を再編成した地層である。北ノ又沢層基底の砂岩礫岩は、淘汰が比較的良く、かつ海生動物化石が産出する点を除けば、打当層上部のそれとの判別が難しく、両者は漸移整合関係にあるとする見方が一般的である。しかし、北ノ又沢層は打当層にオンラップし鳥坂川層や大又層に直接重なるところもある。北ノ又沢層の下半部は水底玄武岩~安山岩溶岩火砕岩が優勢で、デイサイト~流紋岩溶岩貫入岩とともに水底火山群を形成しており、泥岩がこれにオンラップしている。男鹿半島の西黒沢層のように上部と下部とを分ける境界をこれまでの調査に基づいて設定することは難しいが、火山体直上の境界付近に局所的に浮遊性有孔虫化石帯 N.8 に対比可能な層準が確認できる(米谷, 1978)とされているので、火山岩が卓越する層準の上限までは西黒沢層の下部に対比できそうである。

男鹿半島の場合と同様、北ノ又沢層と上位の女川層との境界は漸移的で、露出が悪いこともあって明確に定義することがむずかしい。そのため、鹿野ほか(2012a)では酸性凝灰岩層を女川層の基底とした。これに対応すると思われる酸性凝灰岩層は西側の秋田市側にもあって、その下位の泥岩(鵜養泥岩)にリップル葉理を示す海緑石含有砂岩が認められる(Kano, 1979)。その広がり是不明であるが、局所的であるにせよ、男鹿半島の西黒沢層上部に相当する層準が北ノ又沢層の上部に存在することがこれで確認できる。この後 10~9 Ma 頃まで珪藻起源の女川層が堆積し、続いて陸源物質が供給されるようになって泥岩主体の船川層が堆積する。阿仁合地域は日本海沿岸地域にくらべて早い時期に隆起したらしく、船川層上部で粗粒化し、6 Ma 頃にはデイサイト溶岩ドームが陸上に噴出している。

男鹿半島のグリーンタフに対応する阿仁合地域の地層群は、おおむね NE-SW から NS 走向で NW ないし W または SE ないし E 方向に傾斜して緩やかに波曲し、NE-SW 方向と NW-SE 方向の 2 系統の断層によって切られている。NE-SW 方向の断層が確認できる層準は、ほとんど打当層までで、30°~60° と比較的緩い傾斜の正断層が多い。一方、NW-SE 方向の断層が確認できる層準の上限は船川層までで、その多くは傾斜 60°~90° の逆断層で、水平方向と垂直

方向の移動量はともに 100~500 m 以下と小さい。NE-SW 方向の正断層は、大又層と鳥坂川層、打当層の堆積期に阿仁合地域が NW-SE 方向の引張場にあったことを、また、NW-SE 方向の逆断層は、船川層堆積期かそれ以降に阿仁合地域が NE-SW 方向の圧縮場になったことを示唆する。

3. 珠洲岬、能登飯田及び宝立山地域

能登半島北端の珠洲岬とこれに隣接する能登飯田及び宝立山地域、すなわち、能登半島北東部には、新第三紀堆積物が広く分布し、その下位に火山岩が厚く累積している。新第三紀堆積物からは台島型とされる狼煙植物群や、西黒沢層と同様に暖かい海に生息する軟体動物化石、そして西黒沢層~女川層とも共通する珪藻化石などを多産するだけでなく、日本海に大きくせりだした能登半島の北東端に位置することもあって、増田(1954)、石田・増田(1956)をはじめとして、多くの人々が研究してきた。最近では、吉川ほか(2002)が、グリーンタフの岩相層序と、これに重なる海成堆積物の岩相層序と珪藻化石層序の詳細を調べ、新たな層序学的枠組みを構築して個々の岩相の分布を地質図にまとめている。

吉川ほか(2002)によれば、能登半島北東部に分布する第三系は、下位より順に、高洲山層、合鹿層、神和住層(北部では馬縹層)、宝立山層、東印内層、法住寺層、栗蔵層、飯田層、飯塚層に区分される(Fig. 2b)。下部の高洲山層から宝立山層までの地層は火山岩を主体とする地層である。一方、上部の東印内層から飯塚層までの地層は海成堆積物を主体とする地層で、新潟県加茂地域の大谷層・七谷層~南五百川層(従来の七谷層~上部寺泊層下部:工藤ほか, 2011a, b)、男鹿半島の西黒沢層~女川層に対比される。

高洲山層は安山岩溶岩を主体とする陸成層で、礫岩及び凝灰質砂岩を伴い、忍閃緑岩がこれに貫入している。高洲山層の放射年代値は忍閃緑岩(29 Ma: 柴田ほか, 1984)よりも若い、これは変質等の影響を被っているため、忍閃緑岩と同じかそれよりも古いはずで、おそらく男鹿半島の門前層に相当する。

合鹿層はデイサイト火砕流堆積物を主体とした地層で、上位の馬縹層とともに高洲山層を不整合に覆う。神和住層は無斑晶安山岩溶岩を主体とする陸成層で、合鹿層を整合に覆う。馬縹層は内陸の神和住層と同時期の地層で、安山岩溶岩、礫岩、砂岩、泥岩、デイサイト火砕流堆積物などからなり、上部の泥岩、砂岩から海生貝類、単体サンゴの化石を産出する。また、神和住層と馬縹層は狼煙植物群(台島型植物群)を産出する(Ishida, 1970)。

合鹿層、神和住層、馬縹層の全岩 K-Ar 年代または FT 年代は、それぞれ 25 Ma 前後、23~19 Ma、21~18 Ma で、合鹿層の年代は島根県東部の戸風呂谷層(後述)に近い。神和住層と馬縹層の年代は男鹿半島の野村川層、阿仁合地域の大又層・鳥坂川層におおむね対応する。馬縹層については、Kano et al. (2007)によって新たに 24 Ma 前後の Ar-Ar 年代が報告されており、本州西端に位置する仙崎地域の日置層群峠山層(もしくはその直下の十楽層・黄波戸層)に対比される可能性も考えられる。しかし、いわゆる中新世型の

台島型植物群と明世動物群に対応すると思われる化石群が産出するので、ここでは神和住層とともに下部中新統下部としておく。

宝立山層は神和住層及び馬縹層を整合に覆う地層で、デイサイト火砕流堆積物を主体とし、デイサイト~流紋岩溶岩貫入岩、シルト岩、砂岩及び礫岩を伴う。21~18 Ma の放射年代を示し、シルト岩から台島型とされる狼煙化石植物群が産出することから、男鹿半島の台島層に対比される可能性が高い。

東印内層は、礫岩、砂岩及び黒色塊状泥岩~細粒砂岩からなり、汽水~浅海生軟体動物化石や有孔虫化石を産する。宝立山層とその下位の馬縹層を上位の法住寺層とともに不整合に覆う。礫岩は南西部地域に、黒色塊状泥岩~細粒砂岩は北部地域に主に分布する。いずれの岩相も側方で急激に薄くなって消滅することから当時の侵食谷に海水が流入して生まれた内湾を埋めて堆積したと考えられる。

法住寺層は石灰質シルト岩、珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなる海成層で、東印内層を整合に覆う。従来は珪質シルト岩を赤神層としていたが、これは法住寺層の珪藻質シルト岩が続成作用で変質した姿である。

栗蔵層は黒雲母流紋岩水底溶岩ドームと、そこから噴出した同質火砕岩、凝灰質砂岩を主体とする。凝灰質砂岩は浅海生軟体動物化石のほか、海綿化石 *Aphrocallistes* や海緑石を産出する。

飯田層は石灰質シルト岩、珪質シルト岩、珪藻質シルト岩及び海緑石砂岩からなり、栗蔵層を整合に覆う。最上部を海緑石砂岩が占める。これに重なる飯塚層のうち、下部は飯田層と同じく主として珪質シルト岩及び珪藻質シルト岩からなり、上部で砂質シルト岩に移化する。

産出する珪藻化石群集が示す年代は、飯田層と栗蔵層、栗蔵層と法住寺層の境界がそれぞれ 15.3 Ma と 15.7 Ma で、法住寺層の下部は 17 Ma もしくはこれをわずかに超える。また、飯塚層の上限は 6 Ma である。したがって、法住寺層は男鹿半島の西黒沢層下部と新潟県の加茂地域で工藤ほか(2011a, b)が再定義した大谷層に、栗蔵層と飯田層は西黒沢層上部と七谷層に、そして飯塚層は女川層と南五百川層に概ね対比できる(Fig. 2a, b)。

飯田層最上部の海緑石砂岩は厚さ 10 m 以下で極めて薄いにもかかわらず、その下限と上限の年代は 15.3 Ma と 12.3 Ma で、これが 200 万年もかけてゆっくり堆積したことを示す。海緑石の濃集は、男鹿半島の場合と同様に TB2.3 の低海面期(15.5~15.0 Ma)と TB2.4/2.5 の低海面期(14.5~13.5 Ma と 12.5~11.6 Ma)におおむね重なっており、特に 15.3 Ma 前後と 14.5~13.1 Ma の層準で著しい。

能登半島北東部の地層群は NE-SW から EW 方向に延びた褶曲をなし、同方向の逆断層または正断層に切られている。これら断層の多くは南落ち正断層、一部北落ち正断層で、これに沿って宝立山層以下の地層が変位しており、断層の傾斜側にある地層は断層に向かって傾斜し、しかも、下位の地層ほど傾斜が大きい。したがって、宝立山層以下の地層の形成時期に活動していた成長断層と考えられる。東印内層

～飯塚層は、ENE-WSW ないし EW 方向の多数の褶曲と逆断層によって繰り返し変位しているが、これは、海成層堆積後の南北方向の圧縮によるものである。

4. 島根県東部

島根県東部では、1978年に地震特定観測地域に指定されて以降、地質調査所とその後継の産業技術総合研究所地質調査総合センターによって地質調査が行われてきた(鹿野ほか, 2007a)。これをまとめた地域地質調査報告(服部ほか, 1983; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991b, 1994, 1998, 2001, 2007a; 松浦ほか, 2005)によれば、島根県東部に分布する地層岩体は、火成岩主体の上部白亜系～古第三系とグリーンタフ、そしてグリーンタフに引き続き堆積した海成層に大別される。そのうち、上部白亜系～古第三系は、下位から順に、90 Ma 前後の呂智層群と八雲火山岩類、75～65 Ma の江津火山岩類と上島火山岩類及びこれらに貫入する 70～60 Ma の赤名花崗閃緑岩、大東花崗閃緑岩、乙原花崗岩、鴨花崗岩、布部花崗岩など、39 Ma 前後の桜江層群と 35 Ma 前後の小谷層及びこれらに貫入する 35～32 Ma の川本花崗閃緑岩、石見花崗岩など、そして 29 Ma 前後の小松地層と 24 Ma 前後の戸風呂谷層に区分できる。グリーンタフとその上位の地層群については、宍道湖中海が連なる宍道低地帯の第四系によってそれらが分断され、また岩相も異なるところがあるため、北側の島根半島と南側の中国山地北縁とで層序区分が異なる。すなわち、島根半島では、下位から古浦層、成相寺層、牛切層、古江層、松江層及び和久羅山安山岩に、また、中国山地北縁では、下位から波多層、川合層、久利層、大森層、布志名層及び斐川層または神西層に区分できる(Fig. 2b)。

島根県東部を含む山陰中央部の後期白亜系～古第三紀火成岩は、数 100 万年を超える休止期を挟んで、用瀬期(80 Ma 以前)と因美期(75～50 Ma)、田万川期(44～30 Ma)に形成されたと考えられている(西田ほか, 2005)。そのうち、用瀬期あるいはそれ以前の火成岩は、瀬戸内海沿岸から中国山地にかけて、そして、因美期の火成岩は中国山地の主部から北縁にかけて分布する。また、田万川期に噴出した珪長質火砕流堆積物主体の地層群は因美期の火成岩に重なってコールドロンを埋積し、コールドロンもしくはその近傍に相前後して貫入した深成岩とともに日本海沿いに帯状に分布する(Imaoka et al., 2011)。

島根県東部の呂智層群と八雲火山岩類は珪長質火砕流堆積物などからなる用瀬期の火山噴出物で、因美期の上島火山岩類、江津火山岩類などは、同じ因美期の大東花崗閃緑岩や乙原花崗岩、鴨花崗岩、布部花崗岩や田万川期の深成岩の貫入を受けて熱変成している。桜江層群と小谷層、小松地層は、デイサイト火砕流堆積物を主体とする田万川期の噴出物で、温泉津南東部から三瓶山南西部にかけて NE-SW 方向に伸長して分布する桜江コールドロンを埋めている。桜江コールドロンは複数のコールドロンが複合したもので、長径は 20 km を超える(Komuro et al., 2006)。その北東側にも、ひと回り小さい川内コールドロンが存在するとされている(松田・小田, 1982)が、そこには桜江コールドロンから連続す

る小谷層の一部と、緩やかに北東側に傾斜してこれに重なる小松地層とが分布していて、コールドロンと断ずる構造は確認できない(鹿野ほか, 2001)。桜江層群と小谷層、小松地層に貫入する田万川期の石見花崗岩や川本花崗閃緑岩などは NE-SW 方向に脈状に延び、流紋岩溶岩ドームなども同方向に配列しており、これらが貫入した後期始新世から前期漸新世にかけて、島根県東部が NW-SE 方向の引張場にあつて、NE-SW 方向の割れ目に沿ってマグマが上昇・貫入し、あるいはところを変えて地下浅所に集積して断続的に噴出していたことがうかがえる。

三瓶山の南東麓には、安山岩溶岩とデイサイト火砕岩からなり、礫岩砂岩泥岩を伴う戸風呂谷層がわずかに分布する。この地層は波多層に不整合に覆われ、小松地層とは断層で接しているものの、基底礫岩に小松地層の溶結凝灰岩類似の礫を取り込んでおり、また、火山岩を主体として 25～23 Ma の FT 年代を示す(鹿野ほか, 2001)。したがって、戸風呂谷層は能登半島の合鹿層に対比される可能性が高い(Fig. 2b)。

波多層は、内陸にあつて、陸上に定置した安山岩溶岩やデイサイト火砕流堆積物、火山岩屑堆積物などからなる(沢田, 1978; 服部ほか, 1983; 鹿野ほか, 1998, 2001)。古浦層、波多層とも、放射年代は 17～18 Ma よりも古いと考えられる(鹿野ほか, 1993, 1994)。出雲市南部波多地域に分布する模式の波多層火山岩の多くが 15 Ma 前後の K-Ar 年代を示す(沢田ほか, 2013)。しかし、この地域では、18～14 Ma のはんれい岩～花崗閃緑岩や石英閃緑岩～ひん岩、安山岩～デイサイトなどが岩株やシルをなして波多層に貫入しており、単離した鉱物の同位体年代であっても変質による若返りが考えられる。これは、波多層上部のデイサイト溶結凝灰岩の角閃石 K-Ar 年が 16 Ma で(沢田ほか, 2013)、閉鎖温度の低いジルコンのフィッシュン・トラック年代(Dodson and McClelland-Brown, 1985)の方が 18 Ma の値を示す(鹿野ほか, 1998)という事実からもうかがえる。沢田ほか(2013)は、隣接する地域に分布する玄武岩質安山岩溶岩が模式地の波多層火山岩より古い 22～18 Ma の斜長石 K-Ar 年代を示すことを認め、これを佐田層として波多層と区別している。しかし、両層とも川合層と基盤花崗岩類との間にあつて層序学的に識別することは難しい。

島根半島に分布する古浦層は、ほぼ同時期の地層であるが、淡水～汽水潟湖と海岸平野に堆積した凝灰質砂岩、礫岩、泥岩などからなり、安山岩溶岩・火砕サーージ堆積物、流紋岩火砕流堆積物、火山岩屑堆積物などを挟む(山内ほか, 1980; 鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 鹿野ほか, 1989, 1991b; Kano, 1991)。

成相寺層は、古浦層を整合に覆い、島根半島に広く分布する海成層である(鹿野・吉田, 1985; 鹿野・中野, 1985b, 1986; 野村, 1986a, b; 鹿野ほか, 1989, 1991b)。主として黒色泥質岩及びそれと指交する流紋岩火山岩類からなる。成相寺層の流紋岩は海底火山を形成した大規模な珪長質火山活動の産物で、玄武岩もしくは安山岩を伴って ENE-WSW 方向に並ぶ海底火山列をなす。

成相寺層に対比される中国山地側の川合層・久利層のう

ち、川合層は、花崗岩類に由来する礫岩、砂岩及びそれらと指交する安山岩水冷溶岩、デイサイト水底火砕流堆積物、火山岩屑堆積物などからなる浅海成層である。久利層は、川合層と指交関係にある浅海～漸深海成層で、川合層を欠いて波多層または白亜紀後期～古第三紀火成岩類などを直接覆うことも多い。泥岩、デイサイトないし流紋岩水底密度流堆積物（いわゆる水底火砕流堆積物）及び水底ブロック溶岩（水冷自破碎溶岩）などからなる。川合層・久利層の基盤をなす白亜紀後期～古第三紀火成岩類中には同時期と見られる流紋岩岩脈がENE-WSW方向に配列しており、成層寺層中の流紋岩海底火山列とともに、その当時、島根県東部がNNW-SSE方向の展張場にあったことがうかがえる。

牛切層は、成相寺層に引続き堆積した海成層で、礫岩、砂岩、砂質凝灰岩、泥質岩の互層を主体とする。今市及び大社地域では下部～中部に局所的に水底に噴出した安山岩溶岩が分布する（鹿野ほか, 1989, 1991b）。礫岩、砂岩の多くは重力流堆積物で、その碎屑粒子はこの安山岩や大森層の安山岩に由来する。安山岩起源の重力流堆積物は、島根半島の西部と北側に厚く分布するが、島根半島の南側ではほとんど見られず、砂質凝灰岩と泥質岩との互層が卓越し、層厚もかなり薄くなる（Kano and Takeuchi, 1989）。挟在する凝灰岩のFT年代は14 Maで、牛切層が宍道湖・中海岸岸の大森層に対比される根拠の1つとなっている。

大森層は久利層を不整合に覆う地層である。その下部は陸上～浅海底に噴出した安山岩で、基底に礫岩を伴うことがある。上部は直下の安山岩に由来する浅海成の礫岩と砂岩で、中には重力流堆積物とみなせるものもある。大森層と久利層の間の不整合は、丹後半島など西南日本の日本海沿岸で15 Ma前後（16～14 Ma）に噴出した安山岩の基底にあって、広い範囲にわたり沿岸域が陸化したことを示す（鹿野・中野, 1985a; 山元・星住, 1988）。また、島根半島の南部と北部とでは牛切層の層厚が著しく異なることから、山内・吉谷（1981）と鹿野・吉田（1985）、野村（1986a）は、牛切層の堆積時に島根半島の褶曲が始まったとしている。

古江層は泥岩とシルト岩、布志名層は砂岩とシルト岩からなる海成層である。布志名層はデスモスチルスやタコブネを産する地層として、また、海生貝化石を多産する地層として有名で、貝及び有孔虫化石群集の解析により浅海から沖合の環境に堆積したことが明らかにされている（Ogasawara and Nomura, 1980; 高安・中村, 1984; 野村, 1986b など）。同じ頃、島根半島側には深い水深500～1,000 m位の東西方向に延びる凹地があって、そこに古江層の泥岩シルト岩が堆積したと考えられている（野村, 1986b）。布志名層と古江層はそれぞれ大森層と牛切層の直上にあって、ともに松江層に被覆されていることから、14～13 Maに堆積したと考えられる。

松江層と神西層、斐川層は古江層と布志名層に引続き堆積した海成～汽水成堆積物で、松江層と神西層はアルカリ玄武岩～粗面安山岩を挟む（鹿野ほか, 1991b, 1994）。ただし、神西層の基底を占めるアルカリ玄武岩火砕岩の噴出年代は14～13 Ma（鹿野ほか, 1998）で、松江層下部のアルカリ玄

武岩～粗面安山岩溶岩の噴出年代12～11 Ma（鹿野・中野, 1985a; Morris et al., 1990; Morris and Itaya, 1997）よりもやや古い。いずれにしても、これらの地層は古江層や布志名層に比べて粗粒で、ところにより亜炭を挟む。この岩相変化は、古江層や布志名層が堆積した盆地が急速に浅くなり、松江層の堆積時には内湾ないし現在の宍道湖や中海のように浅い湖沼になったことを示唆している。島根半島の北端では、古江層が堆積した14～13 Ma頃にソレライト玄武岩～安山岩の海底火山活動が始まり、松江層が堆積し始めた12 Ma以降まで間欠的に続いて複合火山（高浜山層）が形成された（鹿野・吉田, 1985）。この後、松江市街地東側の極めて浅い陸水域に和久羅山安山岩（和久羅山デイサイト：佐藤・松本, 2008）が松江層を不整合に覆いながら噴出している（鹿野ほか, 1994）。その年代は後期中新世末期（5～6 Ma：Morris et al., 1990）で、この頃には島根半島も陸化したことがうかがえる。

グリーントフの年代層序と地質学的事象

島根県東部では広い範囲で用瀬期（80 Ma以前）と因美期（75～50 Ma）に形成された火成岩が広い範囲に認められる。また、男鹿半島や阿仁合地域にもこれらに対比可能な火成岩が分布する。これらは西南日本と東北日本に共通した白亜紀から前期始新世にかけての広域的珪長質火成活動の産物であり、これまでもグリーントフからは除外されてきた。したがって、男鹿半島に露出する地層群の中で最も古い赤島層（72 Ma：鹿野ほか, 2012b）も、藤岡（1956）がグリーントフの最下部とみなした地層ではあるが、グリーントフからは除外される。それでもなお、これまでどおり男鹿半島のグリーントフを層序区分の模式とするならば、グリーントフは赤島層を不整合に覆う門前層から西黒沢層までということになる。ただし、西南日本の島根県東部では、門前層（36～34 Ma）が形成された時期を挟む田万川期（44～30 Ma）とこれに続く数百万年間に火山岩主体の地層が断続的に形成されていることから、グリーントフの下限については、これを拡張して44 Ma前後として、以下の議論を進めることにする。

グリーントフの下限と上限をこのように限定した上で、東北日本の男鹿半島や阿仁合地域、東北日本と西南日本の境界付近に位置する能登半島北東部、西南日本の島根県東部のほか、本州西端の仙崎地域、能登半島と島根県東部の間に位置する福井地域、北海道の奥尻島と夕張から馬追丘陵、勇払に至る地域、そして、サハリン南部のマカロフとチェホフ地域にも目を向けてグリーントフもしくはグリーントフ相当層の年代岩相層序を対比すると、おそらくほぼ同時期の、同様の地質学的特徴を備え、おそらく共通する地質事象を記録していると解釈できる地層岩体が各地に認められる（Fig. 2a, b）。この点に着目すると、西南日本から東北日本、そしてサハリン南部にかけて日本海に沿って分布するグリーントフもしくはグリーントフ相当層は、下位から順に上部始新統～下部漸新統（44～28 Ma）、上部漸新統（28～23 Ma）、下部中新統下部（23～20 Ma）、下部中新統中部（20～18 Ma）、下部中新統上部（18～15.3 Ma）、中部中新統下部（15.3～13.5

(Ma)に区分できる(Fig. 2a, b). それぞれの年代層序単元の地質学的構成とそれらの地質学的特徴から読み取れる地質学的事象は以下の通りである.

1. 上部始新統～下部漸新統(44～28 Ma)

男鹿半島の門前層と阿仁合地域の萩形大倉又沢層、能登半島の高洲山層、島根県東部の田万川期の地層・岩体、北海道夕張から馬追丘陵を経て勇払にかけて分布する石狩層群・幌内層・紅葉山層、そして、サハリン南部のニジネドエ層からタカラダイ層に至る地層群がこれに相当する(Figs. 2a, 2b). また、奥尻島の松江玄武岩・鳥頭川層(34～29 Ma: 雁沢, 1987; 山本ほか, 1991)もこれに対比される. 厳密に言えば中期始新世後葉から始まるこの時期は、リフティングが始まるとともにそれまで日本海側にあった火成活動域が海溝側へと拡大して、東北日本では太平洋沿岸まで(鹿野ほか, 1991a), 西南日本では瀬戸内海沿岸まで(尾崎ほか, 1996; 松浦・妹尾, 2017)及んでいる(Figs. 4, 5). また、火山噴出物の化学組成も大陸リフトあるいは火山弧を特徴づける(周藤, 2009; Imaoka et al., 2011).

男鹿半島ではNE-SW方向の正断層運動に伴ってリフティングが進行して陸域から水域へ移り変わったことが火山岩の産状から読み取ることができる(鹿野ほか, 2007b, 2011; 小林ほか, 2008, 2010). 門前層潮瀬ノ岬砂礫岩中のシルト岩からは波のエネルギーが大きい前浜から外浜にかけての環境を示唆する生痕化石が見つかり(大口ほか, 2005), 背弧側の男鹿半島まで海進が及んでいたことがうかがえる(鹿野ほか, 2007b). また、サハリン南部(鹿野ほか, 2000)とその南方延長にあたる北海道夕張から馬追丘陵を経て勇払、さらには三陸沖に至る地域(大澤ほか, 2002)では中期始新世後葉から前期漸新世にかけて沈降が続いていたらしい.

同じ頃、山陰では多数のコールドロンがENE-WSW方向に列を成して形成されている. その様子は現在もリフティングが進行中のNZタウポ火山帯や鹿児島リフトにも似て、弧内リフトの地下に集積した珪長質マグマが次々と噴火してコールドロンが形成されたことをうかがわせる(Imaoka et al., 2011). また、これらコールドロン列の西方延長上でも後期始新世から沈降が始まって、北九州や対馬付近では相知層群・相島層群や大辻層群・芦屋層群山鹿層などが堆積しており(鹿野ほか, 1991a; 尾崎ほか, 2005), 沖合の日本海域でもこれらに対応する堆積物の存在が確認されている(南, 1979).

このようなことから、サハリンから北九州に至る日本海沿岸地域では中期中新世後葉もしくは前期始新世からリフティングが始まったといえそうである. サハリン南部や北海道、男鹿半島における当時の沈降速度を現存する地層から推定すると、いずれも100 m/100 万年前後でリフトでの堆積速度に匹敵する(Fig. 4). その当時前弧側にあったサハリン南部から夕張、馬追丘陵、勇払を抜けて三陸へと連続する地域(Iijima and Tada, 1990; 飯島, 1992)だけでなく、瀬戸内海沿岸では神戸層群が、常磐地域でも白水層群が堆積しており(鹿野ほか, 1991a), 前弧側でもリフティングが進行して

Fig. 4. Tectonic subsidence curves for selected areas. The total subsidence was roughly estimated according to the equation given by Steckler et al. (1988) without any correction for sea level changes and compaction. Strata, mantle lithosphere and water were assumed to have densities of 2.4, 3.3 and 1.0 g/cm³, respectively.

いたことがうかがえる. したがって、局所的であるにせよ、この時期に太平洋側から日本海の西端と北端付近、あるいはフォッサマグナのどこかを経て日本海側まで海進が及んだとしても不思議ではない(Kano et al., 2007).

2. 上部漸新統(28～23 Ma)

北九州の芦屋層群や山陰西端に位置する仙崎の日置層群十楽層と黄波戸層、峠山層(尾崎ほか, 2005), 島根県東部にかかる中国山地北縁の戸風呂谷層、能登半島北東部の合鹿層、夕張南側に位置する馬追丘陵の南長沼層、サハリン南部のアライカ層とホルムスク層などがこれに相当する(Figs. 2a, 2b). これらの地層群はいずれも上部始新統～下部漸新統を不整合に覆う. この不整合は東北日本の日本海側に位置する夕張から馬追丘陵、勇払を経て三陸沖へと続く前弧堆積盆地では特に顕著で、紅葉山層以下の下部漸新統が広い範囲に渡って剝削されている(大澤ほか, 2002).

夕張から馬追丘陵を経て勇払に至る地域では、後期始新世から前期漸新世にかけて沈降し、そこに石狩層群、幌内層、紅葉山層が順次堆積した後、後期漸新世に入って紅葉山層以下の地層が剝削され、これに引き続いて安山岩火山噴出物を挟む海成層、すなわち南長沼層が堆積している(栗田・横井, 2000). また、北海道中軸部の北方延長にあたるサハリン南部のチェホフでは、後期始新世から始まった沈降が前期漸新世から後期漸新世前葉にかけて穏やかになった後、後期漸新世前葉から安山岩火山活動を伴いながら加速し、マカロフでも沈降が始まる(Figs. 2, 4).

これと同様の現象は遠く離れた西南日本でも認められる. 島根県東部の中国山地北縁や能登半島北東部などでは後期漸新世後葉に入ると再び火山活動を伴いながらリフティングが進行し、西方の仙崎では浅海成層が堆積するようになる(Figs. 2, 4). また、能登半島では火山活動が再開して間も

Fig. 5. Reconstruction of the Japan Sea region (modified from Jolivet and Tamaki, 1992). Offshore and on-land rifting axes are added to the original maps with reference to Tsuchiya (1990), Yamauchi and Yoshitani (1992), Kobayashi and Tateishi (1992), and Kano et al., (2007, 2011, 2012a). Coastlines and ocean currents are adopted from Kano et al. (1991a). Volcanic fronts or Pacific-side boundaries of active volcanic areas are compiled mainly after Ohguchi et al. (1989), Kano et al. (1991a, 2007), Shuto (2009), and Imaoka et al. (2011).

なく漸新世 / 中新世境界付近の 24 Ma もしくはそれ以降になって浅海成堆積物を挟む馬縹層が堆積しており、後期漸新世後葉には対馬海峡もしくはフォッサマグナ方面から能登半島の近くまで海が及んでいたことがうかがえる。

東北日本の男鹿半島や阿仁合地域、奥尻島などでは上部漸新統を欠いているが、これらの地域では、夕張から勇払に至る地域と同様に後期漸新世に入って隆起して下部漸新統が削剥されてしまった可能性も否定できない。

大澤ほか(2002)は、サハリン南部や夕張から三陸沖に至る地域で下部中新統以下の地層が削剥された原因として、後期始新世から漸新世にかけて強い圧縮応力が前弧域に働いて褶曲し陸化したことを挙げている。しかし、地殻の隆起を広域的な火山活動の前駆現象ととらえることもできる。削剥に続いて火山活動がこれらの地域に及び、しかも次の前期中新

世初期(23~20 Ma)には本州日本海沿岸の広い範囲で玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩火砕岩とデイサイト火砕流が噴出し、火山活動域が本州全域で太平洋側まで広がっている(Fig. 5)。このことから、Kano et al. (2007)は、後期漸新世にアジア大陸東縁と本州との間が開裂して大陸地殻が薄化し、開裂し始めるとともに、そこに高温のアセノスフェアが上昇して広い範囲が隆起し削剥されたと推測している。このようなことが後期漸新世前葉に起こったとすれば、男鹿半島や阿仁合地域、奥尻島、福井地域などで上部漸新統が欠如していることや、北海道の馬追丘陵や能登半島北東部、島根県東部でも上部漸新統下部が欠如し、その上部の分布が限られていることも説明できる。

3. 下部中新統下部(23~20 Ma)

男鹿半島の野村川層や阿仁合地域の大又層と鳥坂川層、そ

して能登半島北東部の神和住層・馬縹層などもおそらく、これに相当する(Figs. 2a, 2b)。これらは、23~20 Maに陸上~陸水域に噴出した玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩とデイサイト火砕流堆積物を主体とする地層群である。北海道夕張の幌向層と馬追丘陵西方の地下で滝の上層下部の玄武岩~安山岩溶岩火砕岩直下を占める泥岩主体の層は火山岩優勢ではないけれども、挟在する火砕岩の放射年代値(栗田ほか, 1997; 加藤・佐藤, 2015)から下部中新統下部に対比される可能性が高い(Fig. 2a)。これら前期中新世前葉の地層は、これまでは直上の地層の一部として扱われる嫌いがあった。しかし、直上の地層が陸水域の火山岩起源碎屑堆積物を主体とし、これにアバットもしくはオンラップしていることから両者を区別することはできる。

23~20 Maの火山活動は以前にも増して活発で、その活動域は後期始新世~前期漸新世に比べて格段に広がる。日本海盆と大和海盆の広い範囲で地殻の薄化が急速に進み、玄武岩質岩が噴出して海洋地殻が形成されたのもちょうどこの時期である(Kaneoka et al., 1992; Tamaki et al., 1992)。火山フロントは東北日本では太平洋岸沖合まで、西南日本でも紀伊半島や四国の山地までせりだし、リフティングも加速する(Figs. 4, 5)。阿仁合地域ではNE-SW方向の、能登半島北東部ではENE-WSW方向の正断層の上盤側にあって、下部中新統下部が直上の下部中新統中・上部とともに断層方向に傾斜を増し、断層近傍で向斜をなして重なる事例が確認されていることから、遅くともこれらの地層が堆積する前期中新世初頭にはリフティングが始まり、次の前期中新世中・後期には本格化したといえる。

阿仁合地域の鳥坂川層からは阿仁合植物群が、能登半島北東部の神和住層からは阿仁合型とも台島型とも判別しがたい植物群が、また、神和住層の同時異相とされる馬縹層からは台島型とされる狼煙植物群が産出する(吉川ほか, 2002)。この時期の植物群の多くは阿仁合型で、リフティングで生じた陸水域に堆積している。しかし、能登半島北東部では海進が始まっていて、馬縹層の上部を浅海堆積物が占める。藤岡(1963)によれば、阿仁合型は内陸の冷涼な気候を、台島型は温暖な海洋性気候を反映した植物群である。したがって、馬縹層から産出する狼煙植物群が台島型だとすれば、それは偶然ではなく、TB1.4の高海面期(24.8~22.5 Ma: Haq et al., 1988)に重なったこともあって、この時期に入る直前から後半にかけて日本海側に暖流が流入して海域が広がり始めたことを意味する。

4. 下部中新統中部(20~18 Ma)

男鹿半島の台島層や阿仁合地域の打当層、能登半島北東部の宝立山層、島根県東部の波多層・古浦層などがこれに相当する(Figs. 2a, 2b)。これらは、20~18 Maにリフティングで生じた湖沼やそこに流入する河川沿いに堆積した火山碎屑物とそれらの再堆積物、そしてそれらの後背地に噴出した火山岩などからなる地層群である。前期中新世中葉はリフティングが加速し、火山活動域も拡大した時期(Figs. 4, 5)で、北海道馬追丘陵から勇払にかけて玄武岩~安山岩火砕岩溶岩が噴出して長径10 kmもしくはこれを超える海底火山

を形成し(加藤・佐藤, 2015)、島根県東部や能登半島北東部、男鹿半島や阿仁合地域では火砕流が繰り返し堆積して凹地を埋積している。出羽丘陵に分布する畑村層の玄武岩溶岩やデイサイト火砕流堆積物もこの時期の火山噴出物である(八木ほか, 2001)。

藤岡(1963, 1972)と植村(1988)、鹿野・柳沢(1989)によれば、台島型植物群はこの時期に顕在化する。阿仁合地域では、前期中新世前葉に阿仁合植物群が火山に囲まれた停滞水域もしくは湿地に、そしてこの前期中新世中葉になって引き続いて成長した火山麓扇状地の先に広がる湖沼に打当植物群が堆積している(鹿野ほか, 2012a)。この事例は、阿仁合型から台島型への植物群の変遷がリフティングによる地形の変化、とくに標高の低下した地域への暖流の流入によるもので、したがって、地域によって時間差があった可能性を示唆する。越前海岸の糸生層の事例(Yabe, 2008)からもうかがえるように、台島型植物群が優勢になっても、ときには内陸の高所から海岸付近の低地へと流れ込む群集があってその場の群集と混じり合うことはあったはずである。

5. 下部中新統上部(18~15.3 Ma)

男鹿半島の西黒沢層下部、阿仁合地域の北ノ又沢層下部、能登半島北東部の東印内層・法住寺層、島根県東部の川合層・久利層と成相寺層など(Figs. 2a, 2b)のほか、北海道夕張付近に分布する滝の上層泥岩優勢相や新潟県の七谷層下部(加藤・片平, 1993)すなわち工藤ほか(2011a, b)が加茂地域で新たに命名定義した戸ノ入層・大谷層、山形県北西部の青沢層(Tsuchiya, 1990)、秋田県太平山西縁の砂子淵層浮遊性有孔虫化石帯N.8に相当する海成層もこれに相当する。いずれもリフティング最盛期の18~15.3 Maに堆積した海成層である。

島根県東部の内陸から宍道湖-中海南岸にかけての中国山地北縁では波多層に川合層・久利層がオンラップし、沖合に位置する島根半島では古浦層/成相寺層境界付近で河川が流入する湖から漸深海へと急激に変化する。しかも、川合・久利層・成相寺層相当の地層は、島根半島から鳥取沖にかけて延びる堆積盆地に厚く堆積している(山内・吉谷, 1981, 1992)。また、さらに沖合の隠岐トラフと大和海盆でも、正断層群に沿って沈降し海成層に不整合に覆われている地層の存在が確認されている(Sato et al., 2006)。これは東北日本も同じで、リフティングの場は日本海沖合のみならず太平洋岸まで広がる(山路・佐藤, 1989; Yamaji, 1990; Sato, 1994; Okamura et al., 1995)、男鹿半島では西黒沢層が、阿仁合地域では北ノ又沢層が、そして能登半島北部では東印内層・法住寺層が剝された下位層にオンラップしている(Kano et al., 2002; 吉川ほか, 2002)。男鹿半島の西黒沢層と直下の台島層との間には100~200万年の時間間隙が想定されるが、男鹿半島と阿仁合地域の間に位置する秋田平野の地下や出羽丘陵では台島層相当層に海成堆積物が挟在し、西黒沢層相当層と部分的に指交している(藤岡ほか, 1981)。このことは、男鹿半島がこれらの地域よりも高所にあって海進の時期が遅れたことを意味する。いずれにしても、この前期中新世後葉になって、日本海東縁では、活発な火山活動に

伴ってリフティングが一段と進行して本州の多くの地域が水没したといえる(Figs. 4, 5). その原因として, 吉田ほか(2005)は, 西側からのアセノスフェアの侵入をあげている.

6. 中部中新統下部(15.3~12.3 Ma)

男鹿半島の西黒沢層上部, 北ノ又沢層上部, 能登半島の栗蔵層・飯田層, 島根県東部の大森層・牛切層と布志名層. 古江層などの地層群がこれに相当する(Figs. 2a, 2b). 珪藻などの微化石が示す広域的な海況の変化を基準にすると, これらの地層群が形成された時期は 15.3~12.3 Ma といえる.

島根県東部では宍道湖—中海南岸が隆起し, 沖合の島根半島側ではこの時期の前半に褶曲が始まって複背斜が成長し始め, それまで日本海沖合へ開いていた海域がこれによって分断されて東西方向に延びる半深海の盆地が出現した(Kano and Takeuchi, 1989). この時に陸化した宍道湖南岸に堆積したのが大森層で, 北側の沈降域に堆積したのが牛切層である. この後, おそらく 14 Ma も過ぎた頃になると, 宍道湖—中海南岸では再び海進が始まって, 中国山地からもたらされた花崗岩などに由来する砂が堆積し始め, 引き続いてシルト岩などが浅海に堆積して布志名層が, また, その沖合にあたる島根半島側では泥岩が漸深海に堆積して古江層が形成される. それもつかの間, 13~12 Ma には南北方向からの圧縮によって島根半島側も陸化し始め, 松江層堆積後には島根半島全体が陸化した. 隆起が始まった直後に起こった海進の原因は判然としないが, 短縮変形の進行に伴って島根半島と宍道—中海南岸との間の向斜が増幅し局所的に沈降し, これに TB2.5 の高海面期(13.4~12.5 Ma : Haq et al., 1988)が重なったためとも考えられる.

興味深いことに, 日本海側でタコブネが産出するのは珪藻化石帯 NPD5A 上限(12.3 Ma 前後)までである. これは, 西南日本で隆起が進行するにつれて対馬付近の海峡も隆起して対馬付近から流入する暖流が途絶えた 12.3 Ma 頃に閉じたことを示唆している(柳沢, 1990). また, 同じ頃に北海道中軸帯でも隆起が顕在化し, その西側に沿ってオホーツク海方面から寒流が南下するようになったと考えられる(鹿野ほか, 1991a). したがって, 15.3 Ma から 12.3 Ma にかけて能登半島北部や男鹿半島などで堆積速度が低下したのも, 西南日本の隆起に伴って対馬付近の海峡がせままり, 日本海に流入する寒流の勢いが増したためかもしれない. 当時の能登半島北部や男鹿半島は, おそらく, 陸域から離れた海底の高まりをなしていて, その周辺で表層の暖流と底層の寒流とが接して強い湧昇流と底層流が発生することで陸源物質が大量に流れ込むことはなく, しかも, Fe^{2+} と Fe^{3+} が共存できる酸素極小帯の上面もしくは下面付近にあって海緑石が形成されやすい環境が整っていたと考えられる.

牛切層・大森層が形成された 15.3~14 Ma はフィリピン海プレートが西南日本に衝突して沈み込み始めた時期で, 西南日本ではフィリピン海プレートに押されて短縮変形が始まり, プレート境界に沿っていわゆる「外帯花崗岩」が貫入する(鹿野ほか, 1991a). 東北日本では, 西南日本との境界に近い関東山地から赤石山地へと連なる山並みがフィリピン海プレート東端の伊豆弧に押されて北方に屈曲し(Hyodo and

Niitsuma, 1986), それらの前縁では, 広い範囲で海成層が隆起し剝削されて庭谷不整合(大石・高橋, 1990)が形成される(高橋, 1990; 林ほか, 2004). 北アルプスから北東へと延伸する海底扇状地が新潟県頸城地域に形成され始めたのもこの時期である(小林・立石, 1992). また, 伊豆弧と本州との衝突境界から離れた東北日本の松島でも同じ頃に不整合が形成されている(石井ほか, 1982). 東北日本のほかの地域でこの時期に顕著な傾斜不整合が形成されたとの報告はないが, 能登半島北東部や男鹿半島など, その当時の堆積物が周囲よりも粗くて薄く, 従って高まりを成していたと思われる地域では 15.3 Ma 頃から 12.3 Ma にかけて沈降が停滞し, あるいは沈降速度が低下し(Fig. 4), 堆積速度も低下する. そして, これに海面変動が重なって TB2.3 と TB2.4/2.5 の低海面期(15.5~15.0 Ma と 14.5~13.5 Ma, 12.5~11.6 Ma : Haq et al., 1988)に海緑石が形成されるようになる.

12.3 Ma は 24.8 Ma に始まる長期的な高海面期(TB1.4~TB2.5 : Haq et al., 1988)が終息し始めるとともに西南日本の隆起と短縮変形が顕著になって対馬付近の海峡が完全に閉ざされた時期で, その結果, 日本海では寒流が循環し, 珪藻が繁茂して珪藻堆積物が堆積した(Fig. 5). また, 東北日本でも, この頃から断続的に隆起して奥羽山脈や出羽山地などの山地が成長し始め, 背弧側や前弧側に陸源物質が流入して堆積盆を埋積するようになる(Nakajima, 2013). 20~18 Ma 以降に本格的に海が広がった日本海の海底には, このような海況の変化を記録した堆積物が累重しており, これを回収して詳しく調べることで日本海の歴史を読み解くことができる(Tada, 1994).

グリーントフと日本海開裂

日本列島が大陸から分離し現在の位置に至るまでのプロセスの主役は日本海開裂であり, これを解く鍵はグリーントフにある. しかし, グリーントフの岩相とその時空分布から読み取れる地質事象には限りがあり, 日本海開裂に関するこれまでの議論は, 火山岩の化学組成の特徴や Nd・Sr 同位体比, 古地磁気方位, あるいは応力場などによるところが大きい. これらの研究のうち, 日本列島の形成や日本海拡大の研究を進める上で, 特に大きな刺激となったのは, 古地磁気方位の変遷に基づいて西南日本が時計回りに, 東北日本が反時計回りに回転して日本海が開いたとする観音開きモデル(Otofujii and Matsuda, 1983; Otofujii et al., 1985, 1991, 1994)である.

日本海の観音開きモデルは, 日本列島の移動と日本海拡大のプロセスを具体的に目に見える形で示しており, 現在もお広く受容されている. しかし, Jolivet and Tamaki(1992)は, 観音開きモデルが提唱された後の日本海掘削で得られた地質学的データ(Tamaki et al., 1992)とは必ずしも整合しないと判断し, 日本海の形成プロセスを系統的に説明するモデルを提唱した(Jolivet et al., 1994). 彼らのモデルは日本海を 1 つのプリアパート堆積盆と見立てた Lallemand and Jolivet(1985)のモデルを原型としており, 古地磁気学的手法に基づいて提案された西南日本の時計回りの回転と東北日

本の反時計回りの回転, そして移動経路など, それまでの議論をも考慮して, いまなお説得力のある日本海形成モデルの1つとなっている。彼らの提案後しばらくして, 柳井ほか(2010)は, 中央構造線やフォッサマグナ, 棚倉構造線などが形成された時期とプロセスを検討する中で, 日本海と日本列島の形成プロセスを改めて議論しているが, 日本海の形成プロセス自体は基本的には彼らが提示したプロセスと同じで, Lallemand and Jolivet(1985)のモデルにより近いように見える。

Jolivet and Tamaki(1992)のモデルの裏付けの1つとなったのは, 日本海沿岸各地と日本海深海掘削地点における年代層序と層厚, 水深の変化に基づいて求めた地殻沈降曲線である。Ingle(1992)は自ら作成した地殻沈降曲線に基づいて, 1)日本海海域でのリフティング開始時期が32 Maで, 23 Maまで穏やかなリフティングが続いたこと, 2)28 Maから26 Maにかけて日本海盆の最初の拡大があったこと, 3)23 Maから19 Maにかけて地殻が伸長・拡大し, 玄武岩の火山活動を伴いながら急速に沈降して主要な背弧海盆が形成されたこと, 3)19 Maから15 Maにかけて主要な背弧盆は熱的沈降に転じて沈降速度がいったん低下したこと, 4)15 Maから12.5 Maにかけて背弧海盆縁辺にあって大陸地殻が既に弱体化していた日本列島と周辺海域が急速に沈降して副次的な堆積盆地を形成したこと, 5)12.5~10 Maには再び熱的沈降に転じて沈降速度が著しく低下し, 10 Maから7 Maにかけて圧縮場に転じたことを指摘している。このような彼の指摘は, その後に公表された年代値などを考慮すると訂正を要するところはあるものの, 先に述べたグリーンタフの新たな層序学的枠組みと調和的である。

そこで, Jolivet and Tamaki(1992)が推定した日本列島の復元位置やリフティング軸もしくは拡大軸の位置などを大筋で受け入れ, 様々な文献に基づいて火山フロントの位置や海陸境界などを復元した上で, 個々の年代層序単元から読み取れる各地の地質事象を重ね合わせてみると, これまでとはやや異なる, 日本列島の移動と日本海開裂に関わる以下のプロセスが見えてくる(Figs. 2, 5)。1)陸弧内リフティング(44~28 Ma), 2)アセノスフェアの上昇に伴う地殻のドーム状隆起, 削剥とこれに引き続くリフティング, そして火山活動(28~23 Ma), 3)上昇したアセノスフェアの直上から始まる日本海盆など主要な背弧海盆の拡大と, アセノスフェアの侵入に伴う周辺地域へのリフティングとバイモダル火山活動の伝播, 暖流の背弧側への流入の開始(23~20 Ma), 4)背弧盆拡大とリフティングの急速な進展, 暖流の背弧側への本格的流入(20~18 Ma), 5)日本海盆などの熱的沈降開始とアセノスフェアのさらなる侵入に伴うリフティング域の東進(18~15.3 Ma), 6)フィリピン海プレートの衝突・沈み込み開始と火山前線の前弧側への移動, 本州の短縮変形と, これに伴う堆積盆の分化, そして隆起の始まり(15.3~12.3 Ma)。

これらの地質事象のうち, 1)についてはIngle(1992)が提唱し, 本稿でもすでに議論した。2)についてはKano et al.(2007)が提唱し, 前項でも議論しているが, Jolivet and

Tamaki(1992)とJolivet et al.(1994)はもちろんのこと, ほかの研究者も触れていないプロセスである。3)と4)は, これまでも多くの研究者によって議論されてきたとおりである。5)は, 日本海盆など主要な背弧海盆が熱的沈降に転じた時期(Ingle, 1992)にリフティングと火山活動が本州にまで及んだことを指摘したものである。Ingle(1992)はこの点に触れていないが, 彼が推定した沈降曲線を見ると, 沈降速度が著しく低下しているのは日本海盆東縁のODP794と男鹿半島だけで, 韓半島南東岸とその沖合, そして南サハリンでも, この時期は引き続き沈降が継続している。また, 新たな層序に基づいて推定した男鹿半島の沈降曲線は以前にも増して急速に沈降したことを示す(Fig. 4)。

いずれにしても, 3)から5)までのプロセスは, 地下深くから上昇してきた高温のアセノスフェアが側方へ移動することで起こったと考えることができる。八木ほか(2001), Shuto et al.(1993, 2006), 周藤(2009)らの岩石学的研究によれば, 東北日本で23~18 Maのリフティングに伴って噴出した玄武岩質マグマは $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が小さく $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が大きいソレアイトで大陸リソスフェアに由来する。また, 16~15 Ma以降に噴出した玄武岩質マグマは相対的に $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が大きく $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が小さいソレアイトで, アセノスフェア起源と考えられる。西南日本については詳しい研究がなされてはいないが, 18 Ma以降に島根半島に噴出した火山岩のうち, 15.3 Ma以降の火山岩は不均質で, 沈み込みによってもたらされた流体に汚染されたリソスフェアマントルに由来し, 18~15.3 Maの火山岩はそれよりも枯渇したマントルに由来する(Miyake, 1994)。また, 東北日本に比べてリソスフェアが厚い西南日本にあって, 18~15.3 Maには大量の珪長質岩が噴出していること, そして15.3 Ma以降の玄武岩がスラブの沈み込みの影響を受けていることも考慮すると, 東北日本の場合(Tatsumi et al., 1989; 佐藤ほか, 2004; 吉田ほか, 2005; 周藤, 2009)と同様に28~23 Maにアセノスフェアの端が本州の日本海沿岸直下に侵入した結果バイモダル火山活動を伴ってリフティングが顕在化し, 18 Maになると背弧側の地下深所から前弧側の地下浅所へとさらに前進することによって下部地殻が次第に温められ引き延ばされ, 以前にも増してリフティングが進行したと考えられる。アセノスフェアの背弧側からの侵入は, それまで日本海沿岸付近にあった火山フロントが20 Ma前後に本州の太平洋沿岸~沖合までせりだしていることと調和的である(Fig. 5)。

6)についてはやや詳しい説明を要する。鹿野ほか(1991a)らがすでに指摘しているように, 15.3 Ma頃になると, 西南日本ではNSないしNW-SE方向の圧縮による短縮変形が始まって地殻が隆起し始めるとともに, その頃から13 Maにかけて太平洋岸に沿って花崗岩類(外帯花崗岩類)が貫入し, ついには全域が隆起する(Figs. 4, 5)。15 Ma前後に隆起に転じた中国山地の北縁では14~13 Ma頃にかけて陸上~浅海の環境に火山岩が噴出し, その沖合にあって, それまで沈降していた島根半島など日本海沿いの堆積盆は, 褶曲してEWないしNE-SW方向に延びた複数の堆積盆地に分

化し、そこに隆起域から供給された火山岩起源の砕屑物が堆積する(Kano and Takeuchi, 1989). しかし、そこもまた 12 Ma には浅くなり、おそらく、早ければ TB3.1 の低海面期(Haq et al., 1988)に入る 10 Ma 頃にはほぼ全域が陸化する. 外帯花崗岩類については、若くて冷え切っていないフィリピン海プレートの沈み込みに伴って形成されたとする議論があるが、15 Ma に沈み込み始めたスラブは短く、本州西端以東に限って言えば、現在でもアセノスフェアでの部分溶融を引き起こす深さまでは達していない. 外帯花崗岩類をもたらした花崗岩質マグマは、苦鉄質マグマが厚い地殻に阻まれて地下にとどまって大陸性地殻上部物質を同化して形成された可能性が高いとされており(中田・高橋, 1979), そのもととなった苦鉄質マグマは、花崗岩質マグマが固化する 15~13 Ma 以前、すなわち、日本海開裂に前弧側へと移動してきた高温のアセノスフェアを熱源としてその直上にあったリソスフェアが部分溶融して生じた可能性も考えられる.

西南日本に短縮変形をもたらしたフィリピン海プレートの西南日本との衝突とその直下への沈み込みの影響は東北日本にも波及しているらしく、15.3 Ma 頃の短縮変形の徴候が西南日本との境界に近い関東山地の前縁や、そこから遠く離れた松島などでも認められる. また、脊梁地域西縁の阿仁合や日本海沿岸の男鹿半島でも 15.3 Ma から 12.3 Ma にかけて沈降がやや緩やかになり、12.3 Ma に入ると再び沈降が加速し、阿仁合では 9 Ma から、男鹿半島では 6 Ma から隆起に転じるまでこれが続く(Fig. 4). しかも 15.3 Ma 頃からはアセノスフェアが現在と同じぐらいの深さまで上がってきて、そこで生産された玄武岩質マグマが噴出し始める(八木ほか, 2001; Shuto et al., 2006). したがって、東北日本でも、早ければ 15.3 Ma 頃には局所的とはいえ地殻の短縮変形が始まり、12.3 Ma 以降にはこれが顕在化して現在の島弧海溝システムへと移行し始めた可能性が考えられる.

その中であって、東北日本の日本海側では 15.3 Ma から 12.3 Ma にかけて、アセノスフェア起源の玄武岩マグマと玄武岩マグマから分化して生じた大量のデイサイト/流紋岩マグマが日本海拡大時から引き続き沈降を続けるリフト内の漸深海底に噴出している(例えば、Yamada and Yoshida, 2004; Yamada et al., 2012). 山路・佐藤(1989)や Yamaji (1990)は、この 15.3~12.3 Ma の火山活動とリフティングを日本海拡大に伴う現象と考え、これが終息した 12.3 Ma から地殻の熱的沈降が始まったとしている. しかし、この時期の沈降は緩やかではあるものの、地殻の短縮変形が始まる中でのことであり、これを地殻の熱的沈降に帰することができかどうか判断は難しい. 12.3 Ma 以降の急速な沈降と、それに引き続く短縮変形の顕在化とを考え併せると、15.3~12.3 Ma は、むしろ、東北日本が現在の島弧へと変貌する準備期間にあったと考えたい.

以上、様々な地質学的事象に着目して日本海開裂と日本列島の移動について議論してきたが、具体的な開裂、移動プロセスを議論するには依然としてこれを裏付ける資料にとぼしい. Jolivet and Tamaki(1992)や Jolivet et al.(1994)らは、23~12.3 Ma の日本海東縁におけるリフティングを横

ずれ断層運動に伴う地殻変動と捉え、背弧海盆縁辺にあって大陸地殻が既に弱体化していた日本列島と周辺海域が急速に沈降して堆積盆地を形成したと考えた. 同様に横ずれ運動を想定した構造運動モデルはほかにもあって、例えば、Kanaori(1990)は、もともとシホテアリン断層と中央構造線に挟まれた位置にあった西南日本の内帯がこの二つの断層の左横ずれ運動によって複数のブロックに分かれ、それぞれのブロックが時計回りに回転しながら現在の位置まで移動してきたとする説を提唱している. また、Fournier et al.(1995)と Jolivet et al.(1995)も、西南日本の当時の応力配置が日本海を北海道中軸に沿った左横ずれ断層運動と韓半島南東岸に沿った右横ずれ断層運動に伴って開いたブルアパート堆積盆とする Jolivet et al.(1991)の見立てに矛盾しないことを指摘するとともに、西南日本が一つの剛体として回転したとは考えにくいとの議論を展開している. しかし、彼らが議論するに当たって想定した多数の横ずれ断層や、それによって生じた堆積盆の具体像は未だ把握されてはいない.

東北日本については、天野(1991, 2008)が、18 Ma から 15.3 Ma にかけて棚倉構造線に沿った左横ずれ運動によって構造線の西側の地域に形成された堆積盆の存在を認めている. また、Yamaji et al.(1999)が、NW-SE 方向に延伸する日本国-三面構造線に沿って 23 Ma 以降のある時期から 15 Ma にかけて右横ずれがあったことを指摘するとともに、ほぼ同じ時期に、青沢リフトとその北方延長から SE 方向に派生した本荘-松島構造線と八郎潟-石巻構造線が右横ずれした可能性を議論している. 同じ頃、馬場(1999)は、秋田山形沖合でも NW-SE 方向の横ずれ運動によって形成されたと考えられる堆積盆地の存在が音波探査記録から読み取れ、その南東延長上に Yamaji et al.(1999)が想定した堆積盆地が存在するとしている. さらに、Hoshi and Takahashi (1999)も、古地磁気学的研究から 22 Ma から 18 Ma にかけて東北日本が時計回りに回転する際に、鳥海-石巻構造線に沿って北側が南側に対して時計回りに回転した可能性を論じている. 最近では、馬場(2017)が東北日本とその近海を中心とした地域について、自らまとめた層序と地質構造に基づいて日本海開裂と日本列島の移動を論じている. しかし、彼らの議論は、いずれも、その前提となる構造線の存在や移動の時期とセンスなどの詳細を裏付ける論証がない点では従前の議論と同じである.

おわりに

本稿では、自ら調査してきた男鹿半島と阿仁合地域、能登半島北東部、島根県東部に分布するグリーンタフについて最新の岩相層序を紹介し、対象を周辺地域にも広げて、より確かな年代に基づいた岩相層序単元の対比を試みるとともに、個々の岩相層序単元の地質学的特徴を反映した年代層序区分を提案した. 同様の試みは 1992 年に地質調査所(当時)から出版された 100 万分の 1 日本地質図第 3 版の基礎資料として、「日本の新生界層序と地史」(鹿野ほか, 1991a)を編集する際になされている. 本論で提示したグリーンタフの年代層序区分との対応関係は以下の通りである.

上部始新統～下部漸新統(44～28 Ma)=PG3(40～32 Ma)+PG4a(32～26 Ma)

上部漸新統(28～23 Ma)=PG4b(26～22 Ma)

下部中新統下部(23～20 Ma)+下部中新統中部(20～18 Ma)=N1a(22～18 Ma)

下部中新統上部(18～15.3 Ma)=N1b(18～15.3 Ma)

中部中新統(15.3～12.3 Ma)=N2a(15.3～12.3 Ma)

上部始新統～下部漸新統と上部漸新統との境界は、西南日本の日本海側で芦屋動物群が消えて阿仁合型植物群が出現し始める PG4a/PG4b 境界にほぼ対応している。本稿ではグリーンタフの始まりを PG4a から PG3 まで拡張したが、これは、グリーンタフの模式と見なされてきた男鹿半島の門前層の年代と西南日本の日本海側に分布する田万川期の地層岩体の年代が重なることが確認されたことによる。また、N1a に対応する地層群を下部中新統下部と下部中新統中部に細分したのは、20 Ma 頃から台島型植物群が東北日本でも顕在化したことを重視したためである。台島型植物群の広がり、リフティングが進んで水域が広がったことを意味する。これらの点を除けば、両者の区分は共通するところが多く、本質的な点では同じと言って良い。したがって、本論では取り上げなかった地域のグリーンタフとグリーンタフに関連する地層岩体の層序区分と対比、そして、各地の地層岩体から共通して読み取れる地質学的事象については、「日本の新生界層序と地史」を参照することで理解できるはずである。「日本の新生界層序と地史」を編集した時と違う点があるとすれば、それは、信頼度の高い放射年代値と詳細な微化石層序、岩相解析の結果が入手できる環境が整い、また、火山岩と地質構造、特に深部の地質構造の解析が進展してテクトニクスについての議論が格段に深まったことによる。

グリーンタフは日本海開裂に伴う地質学的事象を記録しており、それゆえに地層から読み取れる広域的な地質学的事象に着目することでグリーンタフの層序学的枠組みが見えてくる。そして、地層から読み取った個々の地質学的事象について年代層序を追って紡ぐことで日本列島と日本海の形成プロセスが見えてくるはずである。その1つの例が、Jolivet and Tamaki(1992)ほかによってまとめられた日本海と日本列島の形成史である。日本海開裂の開始時期が後期始新世まで遡ることや日本海が急速に開き始めた時期が23～20 Maまで遡ること、そして、日本海沿岸では16～15 Maになって急速にリフティングが進展したことなど、本研究で言及した主要な点は彼らが既に指摘していることである。本稿でグリーンタフを構成する年代層序単元に関わる地質学的事象を説明する際に彼らによる日本海海域の地質学的事象を援用した理由もそこにある。しかし、彼らのモデルはサハリン西方沖合から東北日本の西方沖合へと続く断層と、韓半島南東から対馬の西側を通過して南南西へと続く断層の横ずれによって日本海が開いたとする説(Lallemand and Jolivet, 1985; Jolivet et al., 1991)を骨子としており、例えば、彼らが本州内に想定した断層やリフト(沈降域)の位置と広がり、活動時

期については、判然としない点があって未だ検証されたとは言いがたい。また、本稿で日本海海域に想定した後期始新世～前期漸新世の海についてもその存在を裏付ける証拠が揃っているとはいえない。日本列島と日本海の形成プロセスを詳しく検討するには、これから先も、グリーンタフに限らずその前後の地層岩体を対象に疑問となるところを1つ1つ注意深く観察し、新たに見つかった事実については地質学的意味を具体的に問いつつ広い視野に立ってそれを積み重ねていくことが求められる。

グリーンタフが日本海形成に伴うリフティングに関係していることは今や常識となっているが、グリーンタフ形成期のリフティングを担う正断層が見つかったのは東北日本の日本海沖合の広い範囲で系統的に実施された音波探査の結果である(Okamura et al., 1995)。そして、山路(1989)や吉川ほか(2002)などの地質調査と、佐藤ほか(2004)などの深部地震探査によって東北日本の陸上でその存在が指摘されてはいたものの、実際にリフティングを担う正断層がほかの地域に先駆けて男鹿半島と阿仁合地域の露頭で確認されたのは比較的最近のことである(鹿野ほか, 2011, 2012a)。男鹿半島と阿仁合地域はかつて多くの人々が調査に訪れていた場所である。しかも阿仁合地域では、具体的な説明は与えられてはいないものの、斎藤・大沢(1955, 1956)が花崗閃緑岩とグリーンタフとの接触面が低角正断層であることを地質図に示している。それはアンダーソン型の断層しか認識できなかった頃のことなので、真偽のほどが疑われたのか、あるいは、その意味づけがわからないまま放置されたのか、その存在はいつのまにか忘れ去られてしまった。人は知っていることしか認識できないのであろうか。野外調査に携わってきた立場からすれば、これはとても残念なことである。これまでの見方にとらわれて重要な事実を見落としていることはほかにも沢山あるに違いない。グリーンタフは多様な岩相が複雑に組み合わせられて良く理解できないという向きも多い。分からないことは分からないなりに、まずは、岩石の組成や組織・構造、分布、そして層序関係を観察し、それを記録して積み重ねることが重要で、そうすることによって複雑とも思えるグリーンタフの起源や層序構造も見えてくるはずである。

本稿では、これまでグリーンタフとされてきた地層岩体(Fig. 1)のうち、オホーツク海に面した北海道北東岸や丹沢山地・伊豆半島などのグリーンタフについては言及しなかった。これは、グリーンタフと日本海拡大との関わりに議論の力点を置いたためである。しかし、日本列島は複数の島弧と背弧盆が会う場所である。その形成過程を理解するためには、より広い範囲を対象とした、より確かな地層岩体の層序区分と対比に基づいた地質学的研究が必要であろう。そのような地道な研究の積み重ねによって日本列島の形成にかかわる様々な地質過程が解明される日が来ることを期待したい。

謝 辞

グリーンタフの層序学的枠組みを他に先駆けて提唱し、グリーンタフ研究を先導した故藤岡一男秋田大学教授、グリーンタフ地域における石油鉱床形成の場としての海底火山、そ

して石油母岩としての珪藻堆積物の重要性を筆者に説き、研究する機会を与えて下さった故田口一雄東北大学教授、これまでグリーンタフ地域の野外調査をともにしてきた大口健志秋田大学名誉教授とその門下生である小林紀彦、芳賀 誠、大熊康範、小笠原憲四郎筑波大学名誉教授とその門下生である佐藤雄大、廣部嘉祥、産業技術総合研究所地質調査総合センターの柳沢幸夫、中野 俊、竹内圭史、吉川敏之ほか多くの方々に感謝します。

文 献

- Akiba, F., 1986, Middle Miocene to Quaternary biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan trench, and lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes in the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., eds., *DSDP Init. Rep.*, **87**, 393–481.
- 天野一男 (Amano, K.), 1991, 棚倉断層に沿って発達する横ずれ堆積盆 (Strike-slip basin developed along the Tanakura Fault)*. 構造地質 (*Jour. Tectonic Res. Group Japan*), **36**, 76–82.
- 天野一男 (Amano, K.), 2008, 第三系：棚倉地域 (Tertiary: Tanakura district)*. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3, 関東地方 (*Monograph on Geology of Japan, Vol. 3, Kanto*), 朝倉書店 (Asakura Shoten Publ. Co.), 206–214.
- 馬場 敬 (Baba, K.), 1999, 大和海の地質構造—日本海から見た東日本の地質構造と構造形成 (Geologic structure of the Yamato Basin-Geologic structure and its development of east Japan viewed from the Japan Sea)*. 月刊地球号外 (*Chikyu Monthly, Extra ed.*), **27**, 100–106.
- 馬場 敬 (Baba, K.), 2017, 海洋地質 (Marine Geology). 日本地質学会編, 日本地方地質誌 2, 東北地方 (*Monograph on Geology of Japan, Vol. 2, Tohoku*)*, 朝倉書店 (Asakura Publ.), 427–478.
- Dodson, M. H. and McClelland-Brown, E., 1985, Isotopic and palaeomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion. *Geol. Soc. London Mem.*, **10**, 315–325.
- Fournier, M., Jolivet, L. and Fabbri, O., 1995, Neogene stress field in SW Japan and mechanism of deformation during the Sea of Japan opening. *Jour. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **100**, 24295–24314.
- 藤岡展价・大口健志・米谷盛寿郎・白田雅郎・馬場 敬 (Fujioka, N., Ohguchi, T., Maiya, S., Usuda, M. and Baba, K.), 1981, 東北裏日本地域における台島～西黒沢期の堆積物について (On the sediments of Daijima-Nishikurosawan Age in the Northeast Inner Japan area). 石 技 誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **46**, 159–174.
- 藤田 崇・松本征夫・島津光夫・引原海 清 (Fujita, T., Matsumoto, Y., Shimazu, M. and Wadatsumi, K.), 1973, 西南日本およびフォッサ・マグナ地域の第三系火山層序 (Volcanostratigraphy of the Neogene formations in Southwest Japan and the Fossa Magna Region). 池辺展生教授退官記念論文集「日本の新生代地質」 (*Cenozoic Geology of Japan, Prof. Nobuo Ikebe Memorial Volume*), 121–133.
- 藤田至則 (Fujita, Y.), 1973, 日本列島の成立—グリーンタフ造山 (*The Formation of the Japanese Archipelago: Green Tuff Orogeny*)*. 築地書館 (Tsukiji Shokan Publ.), 257p.
- 雁沢好博 (Ganzawa, Y.), 1987, 東北日本内帯の白亜紀—第三紀火山岩のフィッション・トラック年代—奥尻島・男鹿半島・朝日山地— (Fission track ages of volcanic rocks from Cretaceous to Tertiary in the inner belt of Northeast Japan: Okushiri Island, Oga Peninsula and Asahi Mountains). 地質 雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **93**, 381–387.
- Hag, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Posamentier, H., Van Wagoner, Ross, C. A. and Kendall, C. G. St. C., eds., *Sea-level Changes, An Integrated Approach*, SEPM Spec. Publ., **42**, 71–108.
- 服部 仁・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之 (Hattori, H., Kano, K., Suzuki, T., Yokoyama, S., Matsuura, H. and Sato, H.), 1983, 三瓶山地域の地質・地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Sambesan District. With Geological Sheet Map 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 168p.
- 林 広樹・堀内誠示・高橋雅紀・笠原敬司 (Hayashi, H., Horiuchi, S., Takahashi, M. and Kasahara, K.), 2004, 関東平野に分布する新第三系の層序と対比 (Stratigraphic correlation of sub-surface Neogene deposits in the Kanto Plain, central Japan). 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **69**, 404–416.
- Hoshi, H. and Takahashi, M., 1999, Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan: a review and new model. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **50**, 3–16.
- 藤岡一男 (Huzioka, K.), 1956, Green Tuff (緑色凝灰岩) の研究 (Research on the Green Tuff)*. 科学 (*Kagaku*), **26**, 440–446.
- 藤岡一男 (Huzioka, K.), 1959, 5 万分の 1 地質図幅「戸賀・船川」及び同説明書 (*Geological Map of Japan, Scale 1: 50,000, Toga and Funakawa and its Explanatory Text*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 61p. + 英文要旨 (English abstract) 6p.
- 藤岡一男 (Huzioka, K.), 1963, 阿仁合型植物群と台島型植物群 (Aniai Flora and Daijima Flora). 化石 (*Fossils*), **3**, 39–50.
- 藤岡一男 (Huzioka, K.) 1972, 日本海の生成期について (About the time when the Japan Sea was formed)*. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **37**, 3–14.
- 藤岡一男 (Huzioka, K.), 1973, 男鹿半島の地質 (Geology of the Oga Peninsula)*. 財団法人自然保護協会調査報告 (*Sci. Rep. Nat., Cons. Soc. Japan*), **44**, 5–34.
- Hyodo, H. and Niitsuma, N., 1986, Tectonic rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and collision of the Tanzawa Block since middle Miocene. *Jour. Geomagn. Geoelect.*, **8**, 335–338.
- 飯島 東 (Iijima, A.), 1992, 日本海の開口と第三紀堆積盆の変遷 (Opening of the Japan Sea and development of Tertiary sedimentary basins)*. 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **57**, 171–179.
- Iijima, A. and Tada, R., 1990, Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sect. II*, **22**, 121–171.
- 池辺展生・池辺 穰・柴田 賢・高柳洋吉・千地万造・鎮西清高編 (Ikebe, N., Ikebe, Y., Shibata, K., Takayanagi, Y., Chiji, M. and Chinzei, K., eds.), 1973, 日本新第三系の生層序と放射年代 (Neogene Biostratigraphy and Radiometric Dating of Japan). 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **8**, 237p.
- Imaoka, T., Kiminami, K., Nishida, K., Takemoto, M., Ikawa, T., Itaya, T., ... Iizumi, S., 2011, K–Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: Implications for Eocene-Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Jour. Asian Earth Sci.*, **40**, 509–533.
- Ingle, J. C., Jr., 1992, Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Williams, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results.*, **127/128**, pt. 2, 1197–1218.
- 井上 武 (Inoue, T.), 1960, 秋田油田における含油第三系およびその基盤グリーンタフの火成層序学的研究 (The stratigraphical studies of the igneous rocks accompanied by the oil bearing Tertiary and the basement Green Tuff in the Akita Oil Field, Northeastern Japan). 秋田大鉱山学部地下資源研報 (*Rep. Res. Inst. Underground Resour., Min. Coll., Akita Univ.*), **22**, 1–19, 12 pls.
- Ishida, S., 1970, The Noroshi Flora of Noto Peninsula, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Min.*, **37**, 1–112.
- 石田志朗・増田孝一郎 (Ishida, S. and Masuda, K.), 1956, 能登半島東北部の地質 (Geology of the northeastern region of Noto Peninsula, Japan)*. 地質 雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **62**, 703–716.

- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也(Ishii, T., Yanagisawa, Y., Yamaguchi, S., Samkawa, A. and Matsuno, K.), 1982, 松島地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Matsushima District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 121p.
- Jolivet, L., Huchon, P., Burn, J. P., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X. and Thomas, J. C., 1991, Arc deformation and marginal basin opening, Japan Sea as a case study. *Jour. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **96**, 4367–4384.
- Jolivet, L., Shibuya, H. and Fournier, M., 1995, Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening. In Taylor, B. and Natland, J., eds., *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, AGU Geophys. Monogr., **88**, 355–369.
- Jolivet, L. and Tamaki, K., 1992, Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., McWilliams, M. et al., *Proc. ODP, Sci. Results.*, **127/128**, pt. 2, 1311–1331.
- Jolivet, L., Tamaki, K. and Fournier, M., 1994, Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis. *Jour. Geophys. Res. B: Solid Earth*, **99**, 22237–22259.
- Kanaori, Y., 1990, Late Mesozoic-Cenozoic strike-slip and block rotation in the inner belt of southwest Japan. *Tectonophysics*, **177**, 381–399.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K., 1992, ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraint of the formation of the Japan Sea. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., McWilliams, M. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **127/128**, pt. 2, 819–836.
- Kano, K., 1979, Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, **14**, 135–189.
- Kano, K., 1991, Volcaniclastic sedimentation in a shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura Formation, SW Japan. *Sediment. Geol.*, **74**, 309–321.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編(Kano, K., Kato, H., Yanagisawa, Y. and Yoshida, F., eds.), 1991a, 日本の新生界層序と地史(Stratigraphy and geologic History of the Cenozoic of Japan). 地調報告(*Rep. Geol. Surv. Japan*), **274**, 114p.
- 鹿野和彦・松浦浩久・宮崎純一・小野三枝子(Kano, K., Matsuura, H., Miyazaki, J. and Ono, M.), 2007a, 20 万分の 1 特定観測地域総括地質図[島根県東部]2007 年暫定版(*Geological Map of the Specified Area for Earthquake Observation, Eastern Shimane Prefecture, 1: 200,000, 2007 Provisional Version*), 産総研地質調査総合センター研究資料集(Geol. Surv. Japan Open File), 452.
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史(Kano, K., Matsuura, H., Sawada, Y. and Takeuchi, K.), 1998, 石見大田及び大浦地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Iwami-Ōda and Ōura District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 118p.
- 鹿野和彦・中野 俊(Kano, K. and Nakano, S.), 1985a, 山陰地方新第三系の放射年代と対比について(Stratigraphic correlation of the Neogene in the San-in district, Southwest Japan, in the light of radiometric dating). 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **36**, 427–438.
- 鹿野和彦・中野 俊(Kano, K. and Nakano, S.), 1985b, 美保関地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Mihonoseki District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 28p.
- 鹿野和彦・中野 俊(Kano, K. and Nakano, S.), 1986, 恵曇地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Etomo District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 30p.
- 鹿野和彦・野村律夫・山内靖喜(Kano, K., Nomura, R. and Yamaguchi, S.), 1993, 島根県松江市南方の“波多層”の岩相と年代. 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **44**, 659–668.
- 鹿野和彦・小布施明子・大口健志・佐藤雄大・小笠原憲四郎(Kano, K., Obuse, A., Ohguchi, T., Sato, Y. and Ogasawara, K.), 2008, 男鹿半島潮瀬ノ岬砂礫岩の年代層序学的位置づけ(Chronostratigraphic correlation of the Shiose-no-misaki Sandstone and Conglomerate, Oga Peninsula, NE Japan). 石技誌(*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **73**, 86–96.
- 鹿野和彦・大口健志・石川洋平・矢内桂三・藤本幸雄・植村和彦……駒澤正夫(Kano, K., Ohguchi, T., Ishikawa, Y., Yanai, K., Fujimoto, Y., Uemura, K., …Komazawa, M.), 2012a, 阿仁合地域の地質(第 2 版). 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Aniai District, 2nd Ed., Quadrangle Series 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST), 59p.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大……駒澤正夫(Kano, K., Ohguchi, T., Yanagisawa, Y., Awata, Y., Kobayashi, N., Sato, Y., …Komazawa, M.), 2011, 戸賀及び船川地域の地質(第 2 版). 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Toga and Funakawa District, 2nd Ed., Quadrangle Series, 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST), 127p.
- 鹿野和彦・佐藤雄大・小林紀彦・小笠原憲四郎・大口健志(Kano, K., Sato, Y., Ogasawara, K. and Ohguchi, T.), 2007b, 東北日本男鹿半島, 真山流紋岩類の放射年代(Isotopic ages of the Shinzan Rhyolites, Oga Peninsula, NE Japan). 石技誌(*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **72**, 608–616.
- 鹿野和彦・宝田晋治・牧本 博・土谷信之・豊 遙秋(Kano, K., Takarada, S., Makimoto, H., Tsuchiya, N. and Bunno, M.), 2001, 温泉津及び江津地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Yunotsu and Gōtsu District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 129p.
- Kano, K. and Takeuchi, K., 1989, Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, Southwest Japan. *Sediment. Geol.*, **62**, 79–87.
- 鹿野和彦・竹内圭史・大嶋和雄・豊 遙秋(Kano, K., Takeuchi, K., Oshima, K. and Bunno, M.), 1989, 大社地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Taisha District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 58p.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久(Kano, K., Takeuchi, K. and Matsuura, H.), 1991b, 今市地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Imaichi District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 79p.
- 鹿野和彦・谷 健一郎・岩野英樹・檀原 徹・石塚 治・大口健志・Daniel. J. Dunkley(Kano, K., Tani, K., Iwano, H., Danhara, T., Ishizuka, O., Ohguchi, T. and Dunkley, D. J.), 2012b, 東北日本男鹿半島, 赤島層の放射年代(Radiometric ages of the Akashima Formation, Oga Peninsula, NE Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **118**, 351–364.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T., 2007, Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Jour. Asian Earth Sci.*, **30**, 20–32.
- 鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂・小笠原憲四郎(Kano, K., Uto, K., Uchiumi, S. and Ogasawara, K.), 2000, ロシア, サハリン島南部, マカロフ地域およびチェホフ地域における前期中新世の不整合とその意義(Early Miocene unconformity in the Makarov and Chekhov areas, southern Sakhalin Island, Russia, and its implication). 地学雑(*Jour. Geogr. (Chigaku Zasshi)*), **109**, 262–280.
- 鹿野和彦・山本博文・中川登美雄(Kano, K., Yamamoto, H. and Nakagawa, T.), 2007c, 福井地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Fukui District. Quadrangle Series, 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST), 68p.
- 鹿野和彦・山内靖喜・松浦浩久・豊 遙秋(Kano, K., Takeuchi, K., Matsuura, H. and Bunno, M.), 1994, 松江地域の地質. 地域

- 地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Matsue District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 126p.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫 (Kano, K. and Yanagisawa, Y.), 1989, 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代 (Ages of the Aniai-type and Daijima-type floras). 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **36**, 427–438.
- 鹿野和彦・吉田史雄 (Kano, K. and Yoshida, F.), 1985, 境港地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Sakaiminato District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 57p.
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T., 2002, An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island. Arc*, **11**, 170–184.
- 加藤進・片平忠実 (Kato, S. and Katahira, T.), 1993, 東北日本油田地域の地下地質: 新潟下越地域の中・下部中新統を中心に (Sub-surface geology of the oil-field region, Northeast Japan: with special reference to the Lower to Middle Miocene in the Kaetsu district, Niigata Prefecture). 北陸地質研究所報告 (*Hokuriku Geol. Inst.*), **3**, 51–69.
- 加藤進・佐藤雅紀 (Kato, S. and Sato, M.), 2015, 北海道勇払油・ガス田周辺におけるのストロンチウム同位体年代 (Strontium isotopic ages of the Takinoue Formation in the Yufutsu oil and gas field, and surrounding area, Hokkaido, Japan). 瑞浪市化石博物館研報 (*Bull. Mizunami Fossil Mus.*), **41**, 41–50.
- 北村 信 (Kitamura, N.), 1959, 東北地方における第三紀造山運動について—奥羽山脈を中心として— (Tertiary orogenesis in Northeast Honshu, Japan). 東北大地質古生物邦文研究報告 (*Contrib. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Univ.*), **49**, 1–98.
- 小林巖雄・立石雅昭 (Kobayashi, I. and Tateishi, M.), 1992, 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理 (Neogene stratigraphy and paleogeography in the Niigata region, Central Japan). 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **37**, 53–70.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (Kobayashi, N., Kano, K. and Ohguchi, T.), 2004, 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単位の提唱 (The Nomuragawa Formation: proposal for a new stratigraphic unit in the west Oga Peninsula, NE Japan). 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **68**, 374–384.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (Kobayashi, N., Kano, K. and Ohguchi, T.), 2008, 東北日本, 男鹿半島門前層層序の再検討 (Stratigraphic revision of the Monzen Formation, Oga Peninsula, NE Japan). 地調研報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **59**, 211–224.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (Kobayashi, N., Kano, K. and Ohguchi, T.), 2010, 東北日本, 男鹿半島西部の後期始新世—前期中新世平行岩脈群 (Late Eocene to Early Miocene parallel dike swarm, western Oga Peninsula, NE Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **116**, 552–562.
- Komuro, H., Aoyama, M. and Arayashiki, T., 2006, Collapse mechanism of the Paleogene Sakuray cauldron, SW Japan. *Bull. Volcanol.*, **68**, 631–640.
- 工藤 崇・内野隆之・小松原 琢・高橋 浩・柳沢幸夫 (Kudo, T., Uchino, T., Komatsubara, T., Takahashi, Y. and Yanagisawa, Y.), 2011a, 加茂地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Kamo District. Quadrangle Series 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター (Geol. Surv. Japan, AIST), 162p.
- 工藤 崇・柳沢幸夫・岩野英樹・檀原 徹 (Kudo, T., Yanagisawa, Y., Iwano, H. and Danahara, T.), 2011b, 新潟堆積盆地, 加茂地域における下部～中部中新統の年代層序と堆積盆発達史 (Chronostratigraphy of the Lower to Middle Miocene successions and basin development in the Kamo Area, Niigata Sedimentary Basin, Northeast Japan Arc). 地学雑 (*Jour. Geogr. (Chigaku Zasshi)*), **120**, 654–675.
- 栗田裕司・秋葉文雄・横井 悟・小布施明子・一ノ関鉄郎・吾妻高志 (Kurita, Y., Akiba, F., Yokoi, S., Obuse, A., Ichinseki, T. and Azuma, T.), 1997, 北海道石狩平野南部～夕張・日高地域の斬新統～下部中新統層序と年代ならびに上部斬新統南長沼層の提唱 (Revised Oligocene-Lower Miocene stratigraphy and geochronology of the southern Ishikari Plain-Yubari-Hidaka areas, central Hokkaido, and proposal of the Upper Oligocene Minami-Naganuma Formation). 日本地質学会第104年学術大会講演要旨 (104th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Abst.), 117.
- 栗田裕司・横井 悟 (Kurita, Y. and Yokoi, S.), 2000, 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成 (Cenozoic tectonic settings and a current exploration concept in southern central Hokkaido, northern Japan). 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **65**, 58–70.
- Lallemand, S. and Jolivet, L., 1985, Japan Sea: A pull-apart basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 375–389.
- 増田孝一郎 (Masuda, K.), 1954, 石川県鳳至郡野町・南志見村・柳田村付近の地質 (On the geology of Machino-machi, Naji-mi-mura and Yanaida-mura, Fugeshi-gun, Ishikawa Prefecture). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **60**, 145–152.
- 米谷盛寿郎 (Maiya, S.), 1978, 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序 (Late Cenozoic planktonic foraminiferal stratigraphy of the oil-field region of Northeast Japan). 池辺展生教授退官記念論文集「日本の新生代地質」 (*Cenozoic Geology of Japan, Prof. Nobuo Ikebe Memorial Volume*), 35–60.
- 米谷盛寿郎・井上洋子 (Maiya, S. and Inoue, Y.), 1981, 新潟堆積盆地における中新統中下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷 (Historical changes of Lower Middle Miocene foraminiferal assemblages and paleogeography in Niigata Basin). 化石 (*Fossils*), **30**, 73–78.
- 松田高明・小田基明 (Matsuda, T. and Oda, M.), 1982, 島根県川本町周辺白亜紀～古第三紀火成岩類の地質 (Geology of the Late Cretaceous to Paleogene igneous rocks in the Kawamoto area, Shimane Prefecture, Southwest Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **88**, 31–42.
- 松田時彦・中村一明 (Matsuda, T. and Nakamura, T.), 1970, 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類 (Sedimentary features of water-laid volcanic deposits and their classification based on the mode of emplacement). 鉱山地質 (*Mining Geol.*), **20**, 29–42.
- 松浦浩久・鹿野和彦・石塚吉浩・高木哲一 (Matsuura, H., Kano, K., Ishizuka, Y. and Takagi, T.), 2005, 木次地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Kisuki District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*), 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 72p.
- 松浦浩久・妹尾 護 (Matsuura, H. and Seno, M.), 2017, 岡山県南部の始新世番田玄武岩及び串の山玄武岩 (Eocene Banda and Kushinoyama basalts from southern Okayama district, southwest Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **123**, 93–99.
- 南 明 (Minami, A.), 1979, 山陰・対馬沖の堆積盆の分布と性格 (Distribution and characteristics of the sedimentary basin offshore San-in to Tsushima Island). 石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Pet. Technol.*), **44**, 321–328.
- 湊 正夫 (Minato, M.), 1952, グリン・タフ地域の問題 (Problems of the Green Tuff region)*. 新生代の研究 (*Cenozoic Res.*), **14**, 239–248.
- Miyake, Y., 1994, Geochemistry of igneous rocks of Shimane Peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting at the Japan Sea margin. *Geochem. Jour.*, **28**, 451–472.
- Morris, P. A. and Itaya, T., 1997, The Matsue Formation: Evidence for gross mantle heterogeneity beneath Southwest Japan. *Island. Arc*, **6**, 337–352.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S., 1990, Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture-Oki Dozen Island, southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth*

- Sci., 4, 125–131.
- Nakajima, T., 2013, Late Cenozoic tectonic events and intra-arc basin development in northeast Japan. In Itoh, Y., ed., *Mechanism of Sedimentary Basin Formation—Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins*. INTECH Open Access Book, doi: 10.5772/56706.
- 中田節也・高橋正樹(Nakada, S. and Takahashi, M.), 1979, 西南日本外帯・瀬戸内区における中性～珪長質マグマの化学組成広域的变化(Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi Province of Southwest Japan). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 85, 571–582.
- 西田和浩・今岡照喜・飯泉 滋(Nshida, K., Imaoka, T. and Iizumi, S.), 2005, 山陰中央部における白亜紀～古第三紀火成活動: Rb-Sr アイソクロン年代からの検討(Cretaceous–Paleogene magmatism in the central San-in district, Southwest Japan: an examination based on Rb-Sr isochron ages). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 111, 123–140.
- 野村律夫(Nomura, R.), 1986a, 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について—(Geology of the central part in the Shimane Peninsula: Part 1 Miocene stratigraphy). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 92, 405–420.
- 野村律夫(Nomura, R.), 1986b, 島根半島中央部中新統の地質—その2 底生有孔虫化石群集について—(Geology of the central part in the Shimane Peninsula: Part 2 Biostratigraphy and paleoenvironment viewed from benthic foraminifera). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 92, 461–475.
- Odin, G. S. and L'etolle, R., 1980, Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. In Bendor, Y. K., ed., *Marine Phosphorites*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 29, 227–237.
- Odin, G. S. and Matter, A., 1981, De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28, 611–641.
- Ogasawara, K. and Nomura, R., 1980, Molluscan fossils from the Fujian Formation, Shimane Prefecture, San-in district, Japan. *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*, 79–98.
- 小笠原正継・下田 玄・森下祐一(Ogasawara, M., Shimoda, G. and Morishita, Y.), 2005, 男鹿半島の基盤花崗岩のジルコン U–Pb 年代(Zircon U–Pb age of granite in the Oga Peninsula, Japan). 日本岩石鉱物床学会 2005 年度学術講演会講演要旨集(2005 Annu. Meet. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., Abstr.), 27.
- 大口健志・林 信太郎・小林紀彦・板谷徹丸・吉田武義(Ohguchi, T., Hayashi, S., Kobayashi, N., Itaya, T. and Yoshida, T.), 1995, 男鹿半島・門前層下部(漸新統), 潜岩・加茂溶岩部層の K–Ar 年代(K–Ar dating unravels the volcanic history of the Kuguriwa Lava and Kamo Lava Members, Oligocene Monzen Formation, Oga Peninsula, NE Japan). 地質学論集(Mem. Geol. Soc. Japan), 44, 39–54.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆・鹿野和彦(Ohguchi, T., Yamazaki, T., Noda, H., Sasaki, K. and Kano, K.), 2005, 男鹿半島から見出された 20 Ma 以前の海成堆積物(Marine sediments older than 20 Ma in the Oga Peninsula, NE Japan). 石技誌(Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.), 70, 207–215.
- 大口健志・吉田武義・大上和良(Ohguchi, T., Yoshida, T. and Ogami, T.), 1989, 東北本州弧における新生代火山活動域の変遷(Historical change of the Neogene and Quaternary volcanic field in the Northeast Honshu Arc, Japan). 地質学論集(Mem. Geol. Soc. Japan), 32, 431–455.
- 大石雅之・高橋雅紀(Oishi, M. and Takahashi, M.), 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統一とくに庭谷不整合形成過程について—(Miocene formations in the Takasaki district, central Japan: With special reference to the developmental process of the Niwaya Unconformity). 東北大地質古生物研報(Contrib. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Univ.), 92, 1–17.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, H., 1995, Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island. Arc*, 4, 166–181.
- 岡村 聡・八幡正弘・西戸裕嗣・指宿敦志・横井 悟・米島真由子……真柴田仁一郎(Okamura, S., Yahata, M., Nishito, H., Ibusuki, A., Yokoi, S., Yomeshima, M., Maeda, J.), 2010, 北海道中央部に分布する滝上期火山岩類の放射年代と岩石学的特徴—勇払油ガス田の浅層貯留槽を構成する火山岩の岩石化学的検討—(K–Ar ages and petrology of the Takinoue stage volcanic rocks in central Hokkaido, Japan: Geochemistry of volcanic rocks that form a shallow reservoir in the Yufutsu Oil and Gas Field). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 116, 181–198.
- 大澤正博・中西 敏・棚橋 学・小田 浩(Osawa, M., Nakanishi, S., Tanahashi, M. and Oda, H.), 2002, 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル(Structure, tectonic evolution and gas exploration potential of offshore Sanriku and Hidaka provinces, Pacific Ocean, off northern Honshu and Hokkaido, Japan). 石技誌(Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.), 67, 38–51.
- Otofujii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T., 1991, Rapid rotation of southwest Japan–Paleomagnetism and K–Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophys. Jour. Int.*, 105, 397–405.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S., 1994, Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 503–518.
- Otofujii, Y. and Matsuda, T., 1983, Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 349–359.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985, Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan: rifting process of the Japan Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 265–277.
- 尾崎正紀・今岡照喜・井川寿之(Ozaki, M., Imaoka, T. and Igawa, T.), 2005, 仙崎地域の地質・地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (Geology of the Senzaki District. Quadrangle Series, 1: 50,000), 地質調査所(Geol. Surv., AIST), 127p.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤嘉男(Ozaki, M., Matsuura, H. and Sato, Y.), 1996, 神戸層群の地質年代(Geologic age of the Kobe Group). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 102, 73–83.
- 大沢 穠(Ozawa, A.), 1968, グリーン・タフ—緑色凝灰岩(Green Tuff). 地下の科学シリーズ(Chika-no-Kagaku Series) (14), ラテイス(Lattice), 231p.
- 斎藤正次・大沢 穠(Saito, S. and Ozawa, A.), 1955, 5 万分の 1 地質図幅「阿仁合」(Geological Map of Japan 1: 50,000, Aniai). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 1 sheet.
- 斎藤正次・大沢 穠(Saito, S. and Ozawa, A.), 1956, 5 万分の 1 地質図幅「阿仁合」説明書(Explanatory Text for Geological Map of Japan 1: 50,000, Aniai). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 49p.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 99, 22261–22274.
- 佐藤比呂志・吉田武義・岩崎貴哉・佐藤時幸・池田安隆・海野徳仁(Sato, H., Yoshida, T., Iwasaki, T., Sato, T., Ikeda, Y. and Umino, N.), 2004, 後期新生代における東北日本中部背弧域の地殻構造発達—最近の地殻構造探索を中心として—(Late Cenozoic tectonic development of the back arc region of central northern Honshu, Japan, revealed by recent deep seismic profiling). 石技誌(Jour. Japan. Assoc. Petrol. Technol.), 69, 145–154.
- 佐藤雄大・鹿野和彦・小笠原憲四郎・大口健志・小林紀彦(Sato, Y., Kano, K., Ogasawara, K., Ohguchi, T. and Kobayashi, N.), 2009, 東北日本男鹿半島, 台島層の層序(Stratigraphy of the Early Miocene Daijima Formation, Oga Peninsula, NE Japan). 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 115, 31–46.
- Sato, Y., Kano, K., Ohguchi, T., Yamazaki, T. and Ogasawara, K., 2009, High-temperature emplacement and liquefaction of shallow-water caldera-forming eruption products: Early Miocene Tateyama Dacite in the Oga Peninsula, NE Ja-

- pan. *Sediment. Geol.*, **220**, 218–226.
- Sato, T., Narumi, T., Miura, S. and Fujie, G., 2006, Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q06004, doi: 10.1029/2005GC001135.
- 佐藤大介・松本一郎 (Sato, D. and Matsumoto, I.), 2008, 和久羅山デイサイトの記載岩石学的研究 (Petrological characteristics of Wakurayama dacite, Shimane Prefecture, southwest Japan). 島根大学教育学部紀要 (自然科学) (*Mem. Fac. Educ. Nat. Sci.*), **42**, 87–95.
- 沢田順弘 (Sawada, Y.), 1978, 島根県出雲市南方地域の地質 (Geology of the area south of Izumo City, Shimane Prefecture, Southwest Japan). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **84**, 111–130.
- 沢田順弘・三代喜弘・今岡照喜・吉田聖典・稲田理沙・久井和徳……兵藤政幸 (Sawada, Y., Mishiho, Y., Imaoka, T., Yoshida, K., Inada, R., Hisai, K., …Hyodo, M.), 2013, 島根県出雲市南方地域における中新統の K–Ar 年代と古地磁気方位 (K–Ar ages and paleomagnetism of the Miocene in the Izumo Basin, Shimane Prefecture). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **119**, 267–284.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (Shibata, K., Uchiumi, S., Uto, K. and Nakagawa, T.), 1984, K–Ar 年代測定結果 –2– 地質調査所測定未公表資料 – (K–Ar age results –2: new data from the Geological Survey of Japan). 地調月報 (*Bull. Geol. Surv. Japan*), **35**, 331–340.
- 周藤賢治 (Shuto, K.), 2009, 東北日本弧 – 日本海の拡大とマグマの生成 (*Northeast Japan Arc: Japan Sea Spreading and Magma Genesis*). 共立出版 (Kyoritsu Publ. Co.), 252p.
- Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., …Rezanov, A. I., 2006, Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos*, **86**, 1–33.
- Shuto, K., Oki, J., Kagami, H., Yamamoto, M., Watanabe, N., Yamamoto, K., …Itaya, T., 1993, The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the Japan arc and the spreading of the back-arc basin. *Mineral. Petrol.*, **49**, 71–90.
- Steckler, M.S., Watts, A. B. and Thorne, J. A., 1988, Subsidence and basin modeling at the U.S. Atlantic passive margin. In Sherda, R.E. and Grow, J.A., eds., *The Geology of North America Vol. 1/2, The Atlantic Continental Margin*, U.S. Geol. Soc. Am., 399–415.
- Tada, R., 1994, Paleoenvironmental evolution of the Japan Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **108**, 487–508.
- 高橋雅紀 (Takahashi, M.), 1990, 西南日本の回転と Kanto Syntaxis の形成 (The clockwise rotation of southwest Japan and the origin of the Kanto Syntaxis). 構造地質 (*Jour. Tectonic Res. Group Japan*), **35**, 51–55.
- 高安克己・中村武志 (Takayasu, K. and Nakamura, T.), 1984, 宍道湖南岸のデスメスチルス産出層と貝化石から見たその古環境 (Desmostylia bearing beds in the southern border of Lake Shinji, west Japan, and their paleoenvironments from the viewpoint of molluscan fossils). 地研専報 (*Monog. Assoc. Geol. Collab. Japan*), **28**, 91–99.
- Tamaki, K., Suehiro, K., Allam, J., Ingle, C. and Pisciotto, K., 1992, Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Williams, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Rep.*, **127/128**, pt. 2, 1333–1348.
- Tani, K., Tsutsumi, Y., Shigeoka, M. and Yokoyama, K., 2016, Zircon U–Pb Dating of the Akashima Formation, Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan. *Mem. Natl. Mus. Nat. Sci., Tokyo*, **51**, 45–51.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1989, Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317–329.
- Tsuchiya, N., 1990, Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**, 473–505.
- Tsunakawa, H., 1986, Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1–22.
- 植村和彦 (Uemura, K.), 1988, 環日本海地域のグリーンタフ下部層の比較層序・古植物と古地理学的意味 (Comparative study on the stratigraphy and paleo-botany of the lower Green Tuff in the Circum Japan Sea region and its paleo-geographic implications)*. 昭和 63 年度科学研究費 (一般 C) 研究成果報告書 (FY 1988 Report of the Research by Grants-in-Aid for Science, General C), 41p.
- 上田誠也・杉村 新 (Ueda, S. and Sugimura, A.), 1970, 弧状列島 (*Island Arc*). 岩波書店 (Iwanami Shoten), 156p.
- Yabe, J., 2008, Plant megafossil assemblages from the lower Miocene, Ito-o Formation, Fukui Prefecture, central Japan. *Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus.*, **7**, 1–24.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三……吉田武義 (Yagi, M., Hasenaka, T., Ohguchi, T., Baba, K., Sato, H., Ishiyama, D., …Yoshida, T.), 2001, リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化 – 東北本州, 前～中期中新世の秋田 – 山形堆積盆地における例 (Transition of magmatic composition reflecting an evolution of rifting activity – a case study of the Akita: Yamagata basin in Early to middle Miocene, Northeast Honshu, Japan). 岩石鉱物科学 (*Japan. Mag. Mineral. Petrol. Sci.*), **30**, 265–287.
- Yamada, R. and Yoshida, T., 2004, Volcanic sequences related Kuroko mineralization in the Hokuroku district, northeast Japan. *Resour. Geol.*, **54**, 399–412.
- Yamada, R., Yoshida, T. and Kimura, J.-I., 2012, Chemical and isotopic characteristics of the Kuroko-forming volcanism. *Resour. Geol.*, **62**, 369–383.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 367–378.
- 山路 敦 (Yamaji, A.), 1989, 温海附近の地質と羽越地域における前期中新世のリフティング (Geology of Atsumi area and Early Miocene rifting in the Uetsu district, northeast Japan). 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **32**, 305–320.
- Yamaji, A., Momose, H. and Torii, M., 1999, Paleomagnetic evidence for Miocene transtensional deformations at the eastern margin of the Japan Sea. *Earth Planets Space*, **51**, 81–92.
- 山路 敦・佐藤比呂志 (Yamaji, A. and Sato, H.), 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 (Miocene subsidence of the Northeast Honshu Arc and its mechanism). 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), **32**, 339–349.
- 山本和広・周藤賢治・渡部直喜・板谷徹丸・加々美寛雄 (Yamamoto, K., Shuto, K., Watanabe, N., Itaya, T. and Kagami, H.), 1991, 奥尻島の第三紀火山岩の K–Ar 年代と東北日本弧周辺の漸新世および前期中新世火山岩の岩石学的特徴 (K–Ar ages of the Tertiary volcanic rocks from Okushiri Island and the petrological characters of the Oligocene to Early Miocene volcanic rocks from the Northeast Japan arc and the surrounding areas). 岩鉱 (*Jour. Mineral., Petrol. Econ. Geol.*), **86**, 501–521.
- 山元孝広・星住英夫 (Yamamoto, T. and Hoshizumi, H.), 1988, 丹後半島新第三系の層序と中期中新世の火成活動 (Stratigraphy of the Neogene system in the Tango Peninsula, eastern part of the San-in district, Southwest Japan, and associated Middle Miocene volcanism). 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **94**, 769–781.
- 山内靖喜・吉谷昭彦 (Yamauchi, S. and Yoshitani, A.), 1981, グリーンタフ堆積盆地発展の構造運動 – 島根県東部を例にして – (Tectonic movements in the progressive stage of the Green-Tuff basins: Taking the case of the Miocene series in the eastern part of Shimane Prefecture, western Japan). 地質雑

- (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **87**, 711–724.
- 山内靖喜・吉谷昭彦(Yamauchi, S. and Yoshitani, A.), 1992, 日本海南部およびその沿岸地域における中新世の構造運動(Miocene tectonics of the southern Japan Sea and its adjacent area). 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), **37**, 311–326.
- 山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎(Yamauchi, S., Mitsunashi, T. and Yamamoto, Y.), 1980, 島根半島の中新統(Miocene Series in the Shimane Peninsula). 日本地質学会第 87 年総会・年会見学旅行案内書第 2 班(87th Annu. Meet. Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook, 2nd Group), 39p.
- 柳沢幸夫(Yanagisawa, Y.), 1990, 珪藻化石からみた北陸産タコブネ類化石の地質時代(Age of fossil argonautidae(cephalopoda) from Hokuriku province (central Honshu, Japan) based on diatom biostratigraphy). 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **41**, 115–127.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395–414.
- 柳井修一・青木一勝・赤堀良光(Yanai, S., Aoki, K. and Akahori, Y.), 2010, 日本海の拡大と構造線—MTL, TTLそしてフォッサマグナ—(Opening of Japan Sea and major tectonic lines of Japan). 地学雑(*Jour. Geogr. (Chigaku Zasshi)*), **119**, 1079–1124.
- 吉田武義・中島淳一・長谷川 昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一……大口健志(Yoshida, T., Nakajima, J., Hasegawa, A., Sato, H., Nagahashi, Y., Kimura, J.,...Ohguchi, T.), 2005, 後期新生代, 東北本州弧における火成活動史と地殻・マントル構造(Evolution of Late Cenozoic Magmatism in the NE Honshu Arc and Its Relation to the Crust-Mantle Structures). 第四紀研究(*Quat. Res.*), **44**, 195–216.
- 吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一(Yoshikawa, T., Kano, K., Yanagisawa, Y., Komazawa, M., Joshima, M. and Kikawa, E.), 2002, 珠洲岬, 能登飯田及び宝立山地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)(*Geology of the Suzumisaki, Noto-Iida and Horyuzan District. Quadrangle Series, 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv., AIST), 76p.

*English translation from the original written in Japanese

(著者プロフィール)

鹿野和彦 産業技術総合研究所地質調査総合センター客員研究員。研究内容：グリーンタフ地域の新生代を対象にした地質学的研究。グリーンタフを構成する火山岩の岩相解析に貢献すべく、火山岩の産状と起源に関する研究にも取り組んでいる。

(要 旨)

鹿野和彦, 2018, グリーンタフの層序学的枠組みと地質学的事象. 地質雑, **124**, 781–803. (Kano, K., 2018, Stratigraphic framework of the Green Tuff successions in Japan with reference to the associated geologic events. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **124**, 781–803.)

グリーンタフは主に本州の日本海沿岸に沿って分布する火山岩主体の地層群で、最近明らかになってきた特徴的な岩相の時空分布に基づけば、下位から順に上部始新統～下部漸新統(44～28 Ma)、上部漸新統(28～23 Ma)、下部中新統下部(23～20 Ma)、下部中新統中部(20～18 Ma)、下部中新統上部(18～15.3 Ma)、中部中新統下部(15.3～12.3 Ma)に区分できる。これらの層序単位は、1)陸弧内リフティング、2)リフティングと火山活動を伴う地殻のドーム状隆起、3)背弧盆の拡大とリフティングの周辺地域への伝播、4)背弧盆拡大とリフティングの急速な進展、背弧側への暖流の本格的流入、5)日本海東縁での急激なリフティングと日本海盆などにおける熱的沈降の始まり、6)フィリピン海プレートの衝突と沈みこみ、火山前線の太平洋岸への移動、短縮変形の始まりを反映している。