東北日本, 霊山地域の中新世火山岩の層序と噴火様式

Stratigraphy and eruption styles of Miocene volcanic rocks in the Ryozen district, NE Japan

Abstract

山元孝広*

*Takahiro Yamamoto**

1996年2月23日受付.

1996年6月26日受理.

* 工業技術院地質調査所地質部.

Geology Department, Geological Survey of
Japan, Tsukuba 305, Japan

Miocene Mg-rich basalt is exposed in the Ryozen district, in the trench side of the NE Honshu arc. This basalt has been regarded as a single unit by earlier workers. However, the results of this study indicate that the Miocene basaltic rocks of the Ryozen district can be divided into two units at different ages. In ascending order the revised Miocene stratigraphy of this district is found to consist of the following units: Shiote Formation, Tenmyosan volcanic rocks, Ryozen Formation, and Ouchi Formation. The Early Miocene Shiote Formation is composed of fluvial and shallow-marine sediments, forming depositional systems of braided river, lagoon, tidal delta, and tidal inlet. This formation is 150 m in maximum thickness and onraps toward inlands through paleo-valley systems. Fission-track dating on zircon from felsic tuff in the upper Shiote Formation yields an age of 20.2 ± 1.2 Ma. The Early Miocene Tenmyosan volcanic rocks are interbedded with the Shiote Formation and consist of many monogenetic basaltic pyroclastic cone deposits and lava flows, whose vents occur throughout the Ryozen district. The Middle Miocene Ryozen Formation is more than 250 m in maximum thickness and overlies unconformably the Shiote Formation and the Tenmyosan volcanic rocks. The Ryozen Formation contains a subaerial basaltic polygenetic volcanic edifice and associated volcanoclastic deposits. The lithofacies of this formation display a lateral change from proximal facies towards the west, to distal facies towards the east. Lithologically this change is characterized by pyroclastic fallout breccia and minor agglutinate and lava flows in the west, through interlayered lahar deposits and lava flows, to fluvial deposits and minor lahar deposits in the east. The K-Ar age of a basalt dike intruding into the lower Ryozen Formation was determined as 16.3 ± 0.8 Ma. The Middle Miocene Ouchi Formation is composed of fluvial conglomerate, sandstone, siltstone, and felsic pyroclastic rocks. This formation is 60 to 80 m in thickness and rests unconformably on an erosional channel incising the Ryozen Formation. The fission-track age of zircon from a rhyolitic pyroclastic flow deposit in the lower Ouchi Formation was determined as 14.8 ± 1.0 Ma. The basal unconformities of the three formations resulted from sea level drops; these unconformities can be correlated with type-1 sequence boundaries at 21, 16.5, and 15.5 Ma, respectively. Basalts of the Tenmyosan volcanic rocks and the Ryozen Formation are both tholeiitic, in character, but their eruption style differ. The existence of a polygenetic volcano within the Ryozen Formation suggests a low rate of crustal-deformation in the trench side of the arc during Early to Middle Miocene back-arc rifting. By contrast, the monogenetic volcanism of the Tenmyosan volcanic rocks was probably caused by low magmatic input which was insufficient to produce polygenetic volcanic edifices.

Key words: Miocene, Shiote Formation, Tenmyosan volcanic rocks, Ryozen Formation, Ouchi Formation, fission-track dating, K-Ar dating, bulk chemistry, sedimentary environments, eruption style

は じ め に

東北日本の前期-中期中新世の火山岩は、現在とはまったく異なる造構場で形成されたい。例えば、第四紀火山フロントの海溝側に張り出した火山岩の分布パターン (Tsunakawa et al., 1983; 宇都ほか, 1989), 第四紀火山岩とは異なる化学組成の特性 (周藤・八島, 1986; 土谷, 1988; Nohda et al., 1988), 岩脈の卓越方位から推定される当時の水平最大圧縮応力軸の配列 (Takeuchi, 1980; Tsunakawa, 1986; 山元, 1991) など、いくつかの重要な違いが従来から指摘されている。これらの相違は、東北日本の新第三紀火山岩類の古地磁気方位の時間変化から推定された前期-中期中新世の日本海拡大事件 (Otofuji et al., 1985) に関連したとする見方が現在では有力で、当時の火山活動は、沈み込みスラブの海溝側への後退と背弧海盆下への高温アセノスフェア注入で生じたとの解釈もなされている (Tatsumi et al., 1989; 周藤ほか, 1993)。モデルのもととなる火山岩の化学分析値や放射年代値は、たしかに一昔前とは比較にならないほど蓄積されてきた。しかし、前期-中期中新世の火山岩がどのような火山体を構成していたのか、どのような様式で噴火したのかといった火山地質学的疑問に答え得るような研究は、これまでほとんど公表されていない。

東北日本太平洋側の阿武隈山地北部には「霊山層」(八島, 1962) と呼ばれる中新世の玄武岩を主とする火山性堆積物が分布している。この地層は MgO 量の多いかんらん石玄武岩を含むことから注目を集め、多くの岩石学的研究がなされてきた (八島, 1962, 1963; 周藤・八島, 1974; 周藤ほか, 1985; 吉田ほか, 1985)。しかし、その産状については十分な記載がなく、いくつかの火道群が復元されてはいるほかは (例えば八島, 1976)、植物化石の産出から陸成である (八島, 1962) とみなされているにすぎない。しかも、八島 (1962) で「霊山層」とされている火山岩からは、22-21 Ma (Tsunakawa et al., 1983) と 16-12 Ma (Ohki et al., 1993) の離れた K-Ar 年代が報告され、活動時期の異なるものが存在することが分かってきた。

本報では、まず阿武隈山地北部の中新統の層序を再検討し、従来の「霊山層」が不整合を挟んで前期中新世のものと中期中新世初頭のものに分けられることを明らかにする。次に、火山岩の産状からこれら二つの中新世火山岩の噴火様式を復元し、両者の違いについて考える。このほか、本報では火山岩の噴出年代を明らかにするために、新たに3つの放射年代値測定を行っている。さらに、これらの年代値をもとに各累層間の不整合面を凡世界的海水準変動曲線 (ユースタシー曲線; Haq et al., 1987) に対比して、総合的に中新統の年代を考察した。

本報では、各岩相の記述に岩相コード (Miall, 1978) を用いる。この岩相コードは初め河川堆積物を対象に導入されたものであるが、その後、陸-浅海域の多様な火山性再堆積物にまで拡張して用いられ (Smith, 1987; Orton, 1991; Palmer and Neall, 1991), 本報もこれに従う (Table 1)。また、本報では水を媒質として流動した火砕堆積物の記載用語として、

Table 1. Facies nomenclature for the Miocene formations in the Ryozen district.

Litho-facies	Description
Gms	Matrix-supported, ungraded, massive gravel. Some with basal inversely graded zone. Sandy and muddy matrix. Mostly tabular with non-erosive base.
Gm	Clast-supported, massive gravel. Tightly packed. Matrix of moderately sorted medium-coarse sand with few granules. Scoured base.
Gt	Trough crossbedded gravel. Scoured base.
Sgb	Horizontal but discontinuous bedded, moderately to poorly sorted sand, granules, and pebbles. Alternating coarse and fine layers of coarse sand + pebbles and coarse to very coarse sand. Individual beds are rarely normally graded.
Sm	Massive, poorly to moderately sorted medium-very coarse sand with few pebbles. Random distribution of clast.
St	Trough crossbedded, moderately to well sorted, pebbly or medium-very coarse sand.
Sp	Planar crossbedded, moderately to well sorted, pebbly or medium-very coarse sand.
Sh	Horizontal laminated, fine-coarse sand.
Sr	Current-ripple laminated, very fine-medium sand.
Srw	Wave-ripple laminated, very fine-medium sand.
Ss	Low-angle trough crossbedded or scour-fill bedded, well to poorly sorted, pebbly or fine-very coarse sand.
Smb	Massive, bioturbated, moderately to poorly sorted, fine-very coarse sand with pebble cluster. Marine mollusca and concretions.
Fl	Finely laminated very fine sand, silt and mud. Small ripples and convolute bedding.
Fm	Massive silt and mud.

ラハール堆積物 (例えば Palmer and Neall, 1991) を用いる。この中にはデブリフローや高密度洪水流の堆積物も含まれるが、両者は同じ流れのなかで側方に変化し、一つのラハール堆積物をつくる場合がある。

地 質 概 略

福島県霊山町から相馬市にかけての阿武隈山地北部には、基盤の先新第三系を不整合に覆って中新統が広く分布する (Fig. 1)。この中新統は最大層厚が 450 m 程度で、基盤上に形成されていた谷地形を埋積している。地層の傾斜は多くの場合 10° 以下で、大局的には北東に緩く傾いている。調査地域の中央部には中新統を変位させる北北西-南南東走向の西落ち正断層群があるが、個々の断層の垂直変位量は数 100 m 以下で、いずれもその規模は小さい。一方、中新統分布域の東縁には双葉断層があり、これが阿武隈山地と海岸平野部とを地形的にも地質的にも区切っている。

Fig. 1. Simplified geologic map of the Miocene geological units of the Ryozen district. White area consists mainly of pre-Tertiary rocks. The location of samples for radiometric dating and bulk-chemical analysis is shown. (1): this study; (2): Kubo et al., 1990; (3): Ohki et al., 1993.

この地域の中新統の層序学的研究はまず藤田・岡 (1954) により西部地域を対象にしたものが公表され、この中で「霊山火砕岩層」が初めて定義された。その後、東部域のものは「天明山火砕岩」(菅野, 1955)・「天明山集塊岩」(北村ほか, 1955) とも呼ばれたが、のちにどちらも「霊山層」のなかに含まれている (藤田・辻川, 1960; 八島, 1962)。従来の層序では、「霊山層」は非火山性の「塩手層」(北村ほか, 1955) を整合に覆い、同じく非火山性の「金山層」(北村ほか, 1955)

に整合で覆われるとみなされていたが、本報ではこの考えを採用しない (Fig. 2)。すなわち、従来の「霊山層」は不整合を挟んで二分され、ここでは下位のものを天明山火山岩類、上位のものを霊山層として再定義することにする。また、天明山火山岩類は塩手層と指交し、霊山層は大内層に不整合に覆われている。このほか、調査地域の南縁には、野手上山安山岩と呼ばれる径約 600 m のストック状貫入岩体がある (Fig. 1)。この岩体は SiO_2 量に比較して MgO 量が高いこと

Fig. 2. Revised Miocene stratigraphy for the Ryozen district. Previous stratigraphic schemes are shown for comparison. TM: Tenmyosan volcanic rocks.

で特徴づけられ(周藤ほか, 1986), 天明山火山岩類や霊山層のものとは岩質が異なっている。しかも, その K-Ar 年代は 13.4 ± 0.7 Ma と(久保ほか, 1990), 本報で示す霊山層(16 Ma 前後)の年代よりも若い。

中新統の層序

1. 塩手層 (Shiote Formation)

本層(北村ほか, 1955; 藤田・辻川, 1960)は, 前期中新世の浅海-陸成層で, 基盤に入り込んだ谷地形を埋積するかたちで分布している(Fig. 1)。層厚は東縁の双葉断層沿いで 120 m 前後と最も厚く, 西の内陸部に向かって薄くなり, 先第三系に対しオンラップしている(Fig. 3)。本層は後述する天明山火山岩類と指交しているが, 本層を構成する碎屑物自体はほとんどが先第三系に由来する非火山性のものである。

双葉断層沿いの鹿島町^{じまはら}榎原付近(Fig. 3-3)では, 本層の基底部に良く円磨された淘汰の良い円礫岩(Gm)と植物片の化石に富む塊状のシルト岩(Fm)がある。その上位にはセット厚 2.0-1.5 m のプラナー型斜交層理の発達した粗-中粒砂岩(Sp)が重なり, 西〜北西にフォアセットしながら層厚 15 m 以上の堆積体を形成している。この Sp には, 流れの一時的な停止を意味する再活動面が認められ, 再活動面下には自生の貝化石を含んだ炭酸塩岩質の団塊が並んでいる。さらに上位にはトラフ型斜交層理の発達した淘汰の良い粗-中粒砂岩(St), 細礫混じりで淘汰の悪い塊状粗粒-中粒砂岩(Sm), 平行葉理やウェブリップル葉理の発達した中粒-極細粒砂岩およびシルト岩互層(Srw, Fl), バイオターベーションを受けた塊状泥質粗-中粒砂岩(Smb)の互層が重なり, 軽微な侵食面をもって霊山層に不整合で覆われている。St にはバイモダルな流れを示すヘリンボーン構造が普通に認められ, その古流向は北西と南東の 2 方向である。

内陸部の松ヶ平付近(Fig. 3-2)では, 本層は B type インブリケーションの発達した淘汰の良い岩片支持の塊状円礫岩(Gm), トラフ型斜交層理の発達した淘汰の良い円礫岩(Gt), トラフ型斜交層理を持ち上方細粒化の顕著な中礫混じりの極粗-中粒砂岩(St), 細礫混じりで淘汰の悪い塊状粗粒-

中粒砂岩(Sm), リップル葉理を持つ中粒-細粒砂岩(Sr), 平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩-シルト岩互層(Fl), 植物片に富む塊状シルト岩(Fm)の互層からなり, 天明山火山岩類の玄武岩火砕岩と指交している。Gm・Gt・St のインブリケーションや斜交層理は単一方向の流れを示し, その古流向は基底の谷地形と平行な北東から南南東方向を示すものが多い。また, 本層が基盤にアバットする部分では, 淘汰の悪い泥質砂の基質を持つ基質支持または岩片支持の塊状角礫岩(Gms)が楔状に挟まれている(Fig. 3-1)。礫種は背後の基盤岩と同一で, 最大粒径は 5 m を越えるものがある。さらに, 内陸部でも場所によっては最上部に貝化石の破片を含んだトラフ型斜交層理の発達した淘汰の良い粗-中粒砂岩(St)やバイオターベーションを受けた塊状泥質粗-中粒砂岩(Smb)が重なることがある。

榎原付近(Fig. 3-3)の塩手層は, 基底部の Gm と Fm を除き, すべてが海成であることは産出する貝化石(植村ほか, 1986)と岩相から明らかである。特に斜交層理の発達した砂岩(St, Sp, Srw)には, 潮汐の影響が顕著に認められる。このうち下部を占めるフォアセット構造を持った Sp 卓越部では, 東の海側から西の陸側へ堆積体が前進したことが古流向(Fig. 3)から指摘できよう。したがって, この Sp は上げ潮潮汐三角州を構成していたと見られ, しかも自生の貝化石を多産することから, 潮汐流による再堆積のない三角州前置層の下部に相当していたと考えられる。一方, 上部に多いヘリンボーン構造を持つ St は潮汐流堆積物に特徴的な岩相で, 潮流チャンネルや潮流口に相当すると考えられる。また, これに伴われる細粒の Sr・Fl には, フレーザース状や波状層理が発達し, 砂管や植物片が見られることから, 潮汐低地または河口の堆積物と考えられる。また, バイオターベーションを受けた Smb は, 流れのエネルギーの低い内湾底の存在を示している。さらに, 塊状で淘汰の悪い Sm は岩相から重力流堆積物と考えられ, 陸上から土石流ないしは高密度洪水流が頻繁に流入していたことを暗示している。一方, 内陸部に見られる上方細粒化の顕著な Gm・Gt・St・Fl の岩相組み合わせ(Fig. 3)は, 網状河川堆積物(Miall, 1978; Rust, 1978)で

Fig. 3. Stratigraphic sections through the Shiote Formation and the Tenmyosam volcanic rocks (TM).

く普通に認められる組み合わせである。しかも、これらの河川堆積物中には、Gms や Sm のようなその岩相から土石流や高密度洪水流堆積物と見られるものが存在している。塩手層の分布自体が基盤の谷間に限定されていることから、内陸部の塩手層は山地が海に迫った比較的規模の小さい海岸平野を構成していたものと考えられる。榑原 (Fig. 3-3) の基底にある Gm と Fm も岩相から河川堆積物と判断され、これが

海成層に覆われることから、塩手層の堆積には海水準の相対的な上昇が関与していることが指摘できよう。

2. 天明山火山岩類 (Tenmyosam volcanic rocks)

従来、「天明山火砕岩層」(菅野, 1955), 「天明山集塊岩層」(北村ほか, 1955), 「霊山累層天明山火砕岩部層」(藤田・辻川, 1960), 「霊山層」(八島, 1962) と呼ばれてきた火山岩を主とする地層は、不整合面を挟んで二分され、このうち下

Fig. 4. Distribution and lithofacies of the Tenmyosan volcanic rocks. Hatched area represents the Shiote Formation. All pyroclastic cones contain phreatomagmatic products.

位の火山岩を天明山火山岩類と再定義する。本火山岩類は、阿武隈山地北部の調査地域全体に散らばった多数の独立した小岩体から構成され (Fig. 4)、層序的には塩手層の下位、同層準、そして上位にも存在する (Fig. 3)。岩石はかんらん石玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石玄武岩で、斑晶に斜方輝石を伴うものはごくまれにしか産出しない。また、かんらん石玄武岩には、斜長石斑晶を欠くものと伴うものがある。

天明山火山岩類を構成する個々の岩体は、水平分布が2 km 以下で層厚数 10–200 m の厚い玄武岩質の火砕岩からなり、岩体によっては同質の厚い溶岩流 (層厚 15–50 m) を一枚伴っている。岩体の模式的な産状は、丸森町青葉の岩体 (Fig. 5; GSJ R 61986) でよく観察でき、その産状から本岩類の代表的な噴火様式を容易に推定することが可能である。この岩体は、植物根化石を含んだやや淘汰の悪い塩手層の塊状シルト岩を覆い、岩相から上下方向に三分される。岩体の下部は層厚 30–100 cm で花崗岩類の異質岩片を含む淘汰の悪い塊状火山礫凝灰岩と層厚 5–15 mm で平行葉理を持つ凝灰岩の互層で構成されている。基底部には炭化していない木片が含まれ、一部には下位のシルト岩に根を張った立木の化石も見いだされる。火砕岩中の本質岩片はハイアロピリ

ティック〜ハイアロオフィティックな石基を持った玄武岩火山礫-火山灰からなり、平滑な破断面で囲まれたブロック状の形態を持っている (Fig. 5-C)。また、一部の火山礫は細粒火山灰でできた皮殻を持つ armored lapilli となっている。一方、岩体の中部は径 1–5 cm のスコリアからなる層厚 15–20 m の塊状ラピリスストーンからなり、連続性の悪い火山灰の薄層を挟んでいる。堆積物の淘汰は極めて良く、基質を欠き、粒間は方解石で充填されている。スコリアは、ハイアロオフィティックな石基を持つ発泡の良い玄武岩からなり、その形態は気泡壁で規制され、微細な突起を持つ不定形のものが多い (Fig. 5-B)。上部は層厚 20 m 以上の厚い塊状溶岩からなり、アア表面を持った溶岩の基底面は中部の火砕岩としばしば急傾斜の境界面で接している。また、溶岩流と接する中部火砕岩の上半分は著しい高温酸化を被っている。上・中・下部の間には土壌等の挟みがなく、本質物も石基組織以外に違いがないことから、一連の噴火で形成されたことは間違いない。火砕物が局所的に厚く堆積していることから中・下部の岩相は何らかの火砕丘を構成していたと見られ、上部の玄武岩に対しては極端に厚い溶岩流も火砕丘中心部の火口を満たしたものと判断される。

青葉岩体のような模式噴火層序が確認できる岩体は、調査地域でそれほど多いわけではない。むしろ地層中に保存されている天明山火山岩類では、青葉岩体の下部に相当する岩相が卓越し、これのみで構成される岩体もある。すなわち、亜角礫型で発泡の悪いスコリアとカリフラワー状火山弾を含む塊状のラピリスストーンからなる降下堆積物、平行層理やサンドウェーブ層理の発達したやや淘汰の悪い火山礫凝灰岩-火山灰からなる火砕サージ堆積物や、基盤岩の角礫が粗粒火山灰の基質で支持された塊状の凝灰角礫岩からなる火砕堆積物が、各岩体の大部分を構成している。また、発泡の良いスコリア降下堆積物やアグルーチネイトが火砕丘の一部を構成する場合も、その直下には必ず青葉岩体の下部に相当する厚い岩相が付随している。しかし、量は少ないながらも岩体間や岩体を覆う風化火山灰土 (生物擾乱を受け、植物根化石を含む淘汰の悪い多源火山灰) 中には層厚数 cm–30 cm の薄いスコリア降下堆積物が単独で挟まれることがある。このほか、調査地域の南西部には、基盤の花崗岩類中にスコリアや溶岩で充填された径数 m–20 m のパイプ状の火道がいくつか分布している (Fig. 4)。

3. 霊山層 (Ryozen Formation)

従来、「天明山火砕岩層」(菅野, 1955), 「天明山集塊岩層」(北村ほか, 1955), 「霊山累層天明山火砕岩部層」(藤田・辻川, 1960), 「霊山層」(八島, 1962) と呼ばれてきた火山岩を主とする地層は、不整合面を挟んで二分され、このうち上位の地層を霊山層と再定義する。本層は塩手層・天明山火山岩類を不整合に覆い、かつ大内層に不整合に覆われる陸成中新統で、玄武岩溶岩流・降下堆積物とラハール堆積物・河川堆積物の互層からなる。下位層との不整合関係は調査地位域の各地で良く観察することができる (Fig. 3)。特に同じ玄武岩からなる天明山火山岩類との不整合露頭でも、本層を構成するラハール堆積物や河川堆積物が凹凸に富んだ浸食面 (不

Fig. 5. Typical stratigraphy of the Tenmyosan volcanic rocks at Aoba, Marumori Town. Location of the section is shown in Fig. 4. A) Stratigraphic section through the pyroclastic cone deposits, showing vertical lithologic change from the lower phreatomagmatic ejecta to the middle magmatic one. The upper basaltic lava flow is more than 20-m-thick and fills the crater. B) Photomicrograph of the middle basaltic scoria lapillistone, made up of well-vesicular, spinose scoria fragments. Calcite fills interparticle pores. C) Photomicrograph of the lower basaltic scoria lapilli tuff with abundant blocky essential fragments.

整合面)を充填しており, 厚い降下堆積物や火砕サージ堆積物を主とする下位の火山岩との岩相の違いは明瞭である (Fig. 6). また, 境界部が露出しない場合も, 天明山火山岩類に特徴的な火砕岩岩相が霊山層中に見いだされることはなく, 野外での両者の識別はそれほど困難ではない. 霊山層の層厚は飯館村の真野ダム上流部で 250 m 以上, 鹿島町の双葉断層沿いで 200 m 以上である. ただし, 丸森町東部では基盤へのオーバーラップと上位の大内層による削剥で, 層厚が 20-10 m にまで減少する. 構造は霊山周辺を除き全体に緩く, 北北東ないし北東へ 10° 以下の角度で傾斜している. 溶岩流・降下堆積物を構成する岩石はかんらん石玄武岩玄武岩・単斜輝石かんらん石玄武岩・かんらん石単斜輝石玄武岩で, 斑晶に斜方輝石を伴うものはごくまれにしか産出しない. また, かんらん石玄武岩には, 斜長石斑晶を欠くものと伴うものがある. ラハール堆積物・河川堆積物もその大部分

が同種玄武岩の岩片で構成されるものの, 丸森町東部の河川堆積物中には例外的に新鮮な斜方輝石単斜輝石安山岩や角閃石デイサイトの円礫が混じっている.

霊山層を構成する各種堆積物の空間分布やその単層厚および粒径は西縁の霊山 (標高 804.7 m) 周辺から東に向かって連続的に変化している (Figs. 7 & 8). このうち降下堆積物の粒度が最も粗い霊山付近では, 本層は単層厚 0.3-6 m の玄武岩火山角礫岩と粗粒火山灰薄層の互層を主体としており, 玄武岩アグルーチネイトや溶岩流をわずかに伴っている (Fig. 7-1). この火山角礫岩は発泡の良い牛糞状の玄武岩スコリアと表面に垂直な冷却節理を持った多面体型の玄武岩火山岩塊からなり, 岩片支持で粗粒火山灰の基質を持ち, 逆級化構造が良く発達している (Fig. 9). この粗粒堆積物は霊山付近で北東に $22-26^{\circ}$ 傾くこと, 霊山から北東 2 km の範囲に分布が限定され, かつ層厚と粒度が急速に減少すること

Fig. 6. View of the unconformity between the Tenmyosan volcanic rocks (lower unit) and the Ryozen Formation (upper unit). The lower unit consists of thick-bedded basaltic scoria lapilli tuff. The upper unit is made up of clast-supported conglomerate with coarse sandy matrix.

(Fig. 8), 転動堆積物に特徴的な逆級化構造を持つことから、大型の火砕丘を構成していたものと考えられる。すなわち、霊山周辺の粗粒火山角礫岩は火口近傍に降下した火砕物が山体斜面をなだれ落ちて定置したもので、初成的な山体斜面の傾きは安息角に近かったものと予想される。霊山から離れた分布の東部でも玄武岩降下堆積物は認められるが、その層厚は20 cm以下で、粒径も粗粒火山灰-細粒ラピリとなり、ラハール・河川堆積物中の塊状シルト岩中に挟まれている。

玄武岩溶岩流は西縁の霊山から東へ約9 kmの範囲にのみ分布が限定され、これよりも東の地域では存在が確認できない (Fig. 8)。個々の溶岩流は厚さが0.8-6 mで、表面にアアクリンカーを伴い、分布の西縁では粗粒降下堆積物に、中央部ではラハール堆積物に挟まれている (Fig. 7-1&2)。霊山のすぐ北側の溶岩流 (GSJ R 61996) は基底部に厚いアグルーチネイトを伴い、その場で流出したものと判断できるが、これ以外のものは中央火口から流下したのか山腹割れ目から出たものなのかわからない。フィーダーの可能性のある岩脈は調査地域内にあまり発達せず、本層を貫くものが霊山から東南東の真野ダム周辺にかけて、わずか4本確認できたのみである。貫入面の走向は東西に近く、西縁の霊山から線状に配列している。

ラハール堆積物は分布の西縁を除く広い地域に分布し、霊山層の主体を構成している。本堆積物は、極粗-中粒砂の基質を持つ淘汰の悪い塊状の凝灰角礫岩-火山円礫岩 (Gms; Fig. 10) を主とし、連続性の悪い平行層理を持つ中-細礫混じりの極粗-中粒砂岩 (Sgb)、スコアフィル斜交層理や低角斜交層理を持つよく成層した極粗-中粒砂岩 (Ss) を伴っている。碎屑物の大部分が玄武岩からなり、まれに基盤の花崗岩類や変成岩類の礫を含むことがある。本堆積物の単層厚は4.5 m以下のものが多いが、まれに7.0 mを越えるものがある。

る。最大単層厚だけを比較すると、西縁の霊山から離れるに従い単層厚が減少する傾向が認められる (Fig. 8)。同様に、本堆積物の最大粒径は2.5 m以下のものが多いが、その最大粒径も西縁の霊山から離れるに従い単調に減少する傾向が顕著である (Fig. 8)。また、垂直の岩相変化に着目した場合、分布の中央部 (Fig. 7-2) では本堆積物は溶岩流と互層し、セット厚5-20 mの上方粗粒化シーケンスが繰り返されている。これに対し、双葉断層沿いの東縁部 (Fig. 7-3) では本堆積物は河川堆積物と互層し、後者の占める割合の方が大きくなる。

河川堆積物は、飯館村の真野ダム周辺から丸森町東部の双葉断層沿いの分布東縁部で発達する。この堆積物は岩片支持で淘汰の良い塊状の円礫岩 (Gm)、トラフ型斜交層理を持つ淘汰の良い円礫岩 (Gt)、平行層理を持つ淘汰の良い極粗-中粒砂岩 (Sh)、平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩-シルト岩 (Fl)、塊状のシルト岩 (Fm) からなる。全体に塊状円礫岩の岩相が卓越するが (Fig. 7-3)、丸森町大内周辺では細粒砂岩-シルト岩の岩相も卓越し、このような部分に亜炭層を挟んでいる (Fig. 11)。碎屑物の大部分が玄武岩からなり、一部で基盤の花崗岩類や変成岩類の礫を含んでいる。また、丸森町東部では本層最上部に安山岩やデイサイトの大礫を含む円礫岩がある。礫のインプリケーションやトラフ型斜交層理の示す古流向は大局的に東向きで、霊山層全体の岩相変化の方向と一致している (Fig. 12)。しかし、河川堆積物の最大単層厚や最大粒径は、東西8 kmの間でラハール堆積物に見られるほどの顕著な減少傾向を示していない (Fig. 8)。一方、垂直方向にはセット厚20-60 mの上方粗粒化シーケンスの累重が顕著である (Fig. 7-3)。

このほか、丸森町西部の霊山層には、保存の良い植物化石を多産する層準があることが古くから記載されていた

Fig. 7. Stratigraphic sections through the Ryozen Formation, showing lithologic change from the proximal (1) to distal (3) parts. Maximum clast size represents the apparent long axis of the largest fragment on the outcrop surface. M: mud; S: sand; G: gravel.

(鈴木, 1963; GSJ R 61995 の溶岩流の直下)。この堆積物は正級化層理を持つ粗-細粒砂岩と平行葉理を持つ極細粒砂岩-シルト岩の細互層からなり、層厚 4.5 m で、ラハール堆積物に挟まれている。本層はこの部分で北東側の花崗岩類にアバットしており、本細互層は基盤と溶岩流・ラハール堆積物との間にできた堰止め湖の堆積物とみなせる (Fig. 12)。

4. 大内層 (Ouchi Formation)

本層は、丸森町の東部に分布する礫岩・砂岩・シルト岩・流紋岩火砕岩からなる中期中新世の陸成層で (Fig. 11)、菅野 (1955) の「大内夾炭層」と下位の「青葉礫質砂岩層」の一部を合わせたものに相当する (Fig. 2)。菅野は本層に挟

まれる火砕流堆積物の上面で累層を区分していたが、上下両層とも整合で共通した堆積相からなることから、両者を一括して再定義した。また、北村ほか (1955) は本層相当層を「金山層」と呼んでいるが (Fig. 2)、同地層名は加藤 (1951) により山形県新庄市北方の中期中新統に対して既に用いられている。混乱を避けるため本報では「金山層」の名称を使用しないことにする。本層は、霊山層上に形成された谷状の侵食地形をオンラップする形で、これを不整合に覆っている (Fig. 11)。また、場所によっては本層が直接先第三系を被覆している所もある。本層を構成する碎屑物は基盤の花崗岩類に由来するものが卓越しており、ほとんどすべて火山岩から

Fig. 8. Bed-thickness and maximum clast size from pyroclastic fall, lahar, and fluvial deposits of the Ryozen Formation versus distance from the western edge of Mt. Ryozen. Arrows indicate the distribution of lava outcrops.

なる霊山層の堆積物とは構成物がまったく異なっている。不整合面は露頭で単なる流路基底の侵食面としてしか認定できないが、この構成物の違いから追跡可能である。層厚は分布中央部で最大 80–60 m 程度ある。

大内層には顕著な上方細粒化が認められる。すなわち下部は岩片支持で淘汰の良い円礫岩 (Gm), トラフ型斜交層理を持つ淘汰の良い極粗-中粒砂岩 (St), 平行層理を持つ淘汰の良い粗-細粒砂岩 (Sh), 中礫混じりの淘汰の悪い塊状粗粒砂岩 (Sm) と塊状のシルト岩 (Fm) の互層からなる (Fig. 11)。一方, 上部は塊状で植物根を伴うシルト岩 (Fm), 平行葉理やリップル葉理を持つ細粒砂岩-シルト岩 (Fl), 細礫混じりで淘汰の悪い塊状中粒砂岩 (Sm), 流紋岩ガラス質凝灰岩と亜炭層の互層からなり, 明らかに細粒のものが卓越してく

る。このほか, 下部には層厚 8–2.5 m で径 10 cm 以下の白色軽石を含む非溶結の火砕流堆積物が一枚挟まれている。この堆積物には炭化木片や脱ガスパイプが多く認められ, 稀に火山豆石を基質に含んでいる。また, 堆積物の基底には層厚 15–10 cm で粒径 5 mm 以下の降下軽石堆積物を伴っている。

中新世火山岩の全岩化学組成

天明山火山岩類から 5 試料, 霊山層から 9 試料を選び, 全岩主成分分析を行った (Table 2)。分析は蛍光 X 線分析装置 (Philips PW 1400 型) を用い, 試料の調整およびガラス円盤の作成は, 大森・大森 (1976) に従った。分析試料の記載は付録に示してある。

天明山火山岩類と霊山層の玄武岩の全岩主成分組成は, 両

Fig. 9. Outcrops of pyroclastic fall deposits in the Ryozen Formation, Mt. Ryozen. A) Clast-supported, inversely graded volcanic breccia with coarse ash matrix. This fall breccia is made up of basaltic scoria, bomb, and blocks. B) Cross section of an essential, polyhedral block having prismatic joints perpendicular to the surface.

者がソレライト系列の火山岩で、低アルカリソレライトと高アルカリソレライトの境界付近に重なり同一のトレンドをなすことを示している (Fig. 13). この特徴は他の主要元素で比較しても全く同じで、全岩主成分組成を用いて両者の玄武岩を区別することはできない。霊山地域の中新世火山岩、すなわち八島 (1962) の「霊山層」火山岩として多数の全岩主成分分析値が公表されているが (八島, 1962, 1963; 周藤ほか, 1985; 吉田ほか, 1985), 今回得られた玄武岩の分析値も既存値に近く、MgO に富み、 FeO^*/MgO 比が 1.0 以下の分化程度の低いものを伴うといった特徴も従来どおりである。しかし、八島 (1962) の層序ではこれらのかんらん石玄武岩が「霊山層」の特定の層準を構成するものとされていたが、そのような事実は認められない。分化程度の低い玄武岩は、天明山火山岩類と霊山層のどちらにも含まれている。

一方、霊山層の河川堆積物に含まれる安山岩・デイサイトは霊山層の玄武岩トレンドからはずれており、 $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ 図ではカルクアルカリ系列の領域にプロットされる (Fig. 13). 安山岩・デイサイトの溶岩や本質火砕岩は見いだ

していないので、これらの岩石が霊山を噴出中心とした複成火山体の構成メンバーであったのかどうかは良く分からない。しかし、これらが火砕サイズで玄武岩礫と普遍的に混じっていることから、当時、霊山の周辺でこれらカルクアルカリマグマの活動があった可能性は大きい。調査地域南縁の野手上山にもカルクアルカリ系列に属する安山岩貫入岩体があるが (Fig. 13), この安山岩は SiO_2 量に比較して MgO 量が高いことで特徴づけられる別種の岩石である (周藤ほか, 1986)。

中新世火山岩の放射年代値

塩手層からは、鹿島町檜原北方の上部に挟まれた火山豆石降下堆積物 (GSJ R 61998; Fig. 3) を対象に、フィッシュン・トラック (FT) 年代測定を行った。霊山層からは、鹿島町上板窪北西の下部に位置するラハール堆積物を貫く玄武岩岩脈 (GSJ R 61993; Fig. 1) を対象に K-Ar 年代測定を行った。また、大内層からは、丸森町大内の流紋岩質火砕流堆積物 (GSJ R 61997; Fig. 11) を対象に FT 年代測定を行った。測定試料の記載は付録にまとめてある。ジルコン結晶の FT 年代測定は京都フィッシュン・トラック (株) に依頼し、結晶外面面を利用した外部ディテクター法 (ED2; Danhara et al., 1991) で行われた。また、K-Ar 年代測定は、粗粉碎した後、新鮮な部分を 100g 手作業でより分けた全岩試料を対象とした。測定は Teledyne Isotopes に依頼した。

塩手層の GSJ R 61998 からは 20.0 ± 1.2 (誤差は 1σ , 以下同じ) Ma, 大内層の GSJ R 61997 からは 14.8 ± 1.0 Ma の FT 年代値が得られた (Table 3). 両試料とも火砕岩であるため、ジルコンの本質結晶含有率は前者が 50%, 後者が 30% とあまり高くはない。そのため、測定ではできる限り本質結晶と判断される結晶を選別後、 χ^2 検定に合格するまで他の粒子とかけ離れて大きな粒子年代と χ^2 値を持つ結晶を除去して年代値を算出している。したがって、測定値に対する外来結晶混入の影響はかなり取り除かれている。また、霊山層の GSJ R 61993 からは 16.3 ± 0.8 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られた (Table 4).

考 察

1. 放射年代値の解釈

塩手層は、亜熱帯性の貝化石や暖-亜熱帯性の植物を含む塩手植物群を産することから、相馬から 80 km ほど南の常磐炭田地域の前期中新世「^{くぬぎだいら}平層」に対比されてきた (鈴木, 1963). 「平層」については、矢部ほか (1995) による動植物化石群の再検討の結果、浮遊性有孔虫化石帯区分の N8 帯で示される 16 Ma 前後の温暖期よりも古い温暖期に相当することが再確認されている。また、「平層」中の含黒雲母細粒凝灰岩からは 20.8 ± 1.2 Ma のジルコン FT 年代値が報告されており (久保ほか, 1994), この値は GSJ R 61998 の FT 年代値と誤差の範囲で一致している。このほか、木村 (1988) は試料の記載・分析誤差等を記載していないものの、同層から 20.9 Ma (K-Ar) と 23.4 Ma (FT) の放射年代値を報告している。したがって、本報の 20.0 ± 1.2 Ma の年代値は塩手層の堆

Fig. 10. Typical outcrop of lahar deposits in the Ryozen Formation, Shio-teyama Forrest Road, Soma City. The individual unit is 20-250 cm in thickness and consists of matrix-supported, non-graded tuff breccia with a non-erosional, flat base.

積年代を示す妥当なものであると判断できる。

霊山層から得られた 16.3 ± 0.8 Ma の K-Ar 年代値は、ラハール堆積物を貫く玄武岩岩脈の年代値であり、厳密には本層の年代の上限を与えるものである。一方で、Ohki et al. (1993) は彼らの「霊山玄武岩」の K-Ar 年代値として、霊山の南麓から 14.8 ± 1.6 Ma (R13)、北麓から 15.5 ± 0.9 Ma (R20) の値を報告している (Fig. 1)。これらの年代値は本報の霊山層の溶岩流から得られており、多少若めではあるが誤差の範囲で GSJ R 61993 の年代値と一致している。したがって、今回得られた岩脈の年代値は霊山層の火山活動の年代を示しており、その年代はおよそ 16 Ma 前後と見ることがができる。また、Ohki et al. (1993) は霊山北東麓の溶岩流から 12.4 ± 0.7 Ma (R10B) の中期中新世中葉を示すより若い K-Ar 年代値も報告している。少なくとも筆者には、この地点の玄武岩溶岩が霊山層よりも若いものであるとする積極的な証拠は見いだせなかった。Ohki et al. (1993) の R10B の年代値が噴出年代を正しく示す妥当なものであるのかどうかは、現段階では判断できない。

大内層の 14.8 ± 1.0 Ma の FT 年代値は、下位の霊山層の K-Ar 年代値と誤差の範囲で一致するものの、これよりもいくらか若い値になっている。台島型植物群に対比される植物化石の報告 (河野ほか, 1969) 以外に、本層の年代を特定できる直接のデータはこれまで報告されていないので、この値は本層の堆積年代を示しているものとしておく。藤田・辻川 (1960) は、岩相が連続することから、本層相当層 (彼らの迫泥岩部層) を仙台付近に分布する中期中新世初頭の茂庭層 (北村ほか, 1986) に対比している。今回得られた本層の FT 年代値は、少なくともこの対比とは矛盾しない。

2. 中新統の堆積環境

前期中新統塩手層が先第三系基盤を侵食した化石谷に堆積したことは、その分布形態からすでに指摘されている (久保ほか, 1990; 木村, 1994)。谷奥には西から東に流れる河川堆積物があり、双葉断層沿いの河口部では下位から河川堆積

物・潮潮汐三角州堆積物・潮流口堆積物の順に累積し、潮潮汐低地や内湾の堆積物を伴っている (Fig. 3)。最も東に位置する檜原付近に東から西へ前進する上げ潮潮汐三角州を堆積させるためには、分布の失われた双葉断層の東側にバリアー島の存在を考えるのがもっともらしい。一般に潮潮汐三角州を持ったバリアー島は海進時によく発達することが知られている (岡崎・増田, 1992)。塩手層の場合も海進に伴い外洋側にバリアー島が発達して、その陸側は溺れ谷となり浅い内湾が形成される。その過程で溺れ谷の河口部は潮流口となり、内湾を埋める形で潮潮汐三角州が陸側に前進した。一方、陸側からも粗粒な河川堆積物や土石流・高密度洪水流堆積物が湾内に頻繁に流入し、海進に伴いこれら陸成層も陸側にオンラップして塩手層が形成されたと見ることがができる。

霊山層の基底の不整合は、塩手層の浅海成堆積物を霊山層の河川堆積物が谷埋めで直接覆うことから (Fig. 3-3)、相対的海水準の低下による陸上侵食の産物であると判断される。塩手層の分布上限高度は霊山層の分布下限高度よりも最大で約 50 m ほど高く、塩手層の上面にはある程度の谷地形が刻まれていたらしい。しかも、霊山層の河川堆積物の分布 (Fig. 12) は、基本的に塩手層の分布域 (Fig. 4) と重複しており、霊山層の河川堆積物は塩手層が埋めた谷地形を再充填したものと見られる。一方、霊山層の形成そのものには、構成物の内容から考えて、火山活動による火山体の成長と侵食・再堆積作用 (例えば、Vessell and Davies, 1981) が深く関わっていることはいうまでもない。しかし、霊山層の縁辺相を構成する河川堆積物の粒径・層厚変化には、西縁の霊山付近からの距離変化との明らかな相関が認められず (Fig. 8)、その堆積作用を火山体からの火砕物の単純な拡散だけで説明することはできない。例えば、霊山層の河川堆積物ではセット厚 20 m 以上の上方粗粒化シーケンスが上方に重なるほか (Fig. 7-3)、場所によっては氾濫源堆積物と見られる細粒砂岩-シルト岩・亜炭互層がラハール堆積物上に重なり、かつ下位層に対しオンラップする関係 (Fig. 11) が認められ

Fig. 11. Stratigraphic sections through the Ryozen and the Ouchi Formations.

る。このように河川堆積物が上方累重（アグラデーション）するためには、堆積空間（アコモデーション；Posamentier et al., 1988）の増大，すなわち相対的海水準の上昇を考える必要がある。現存する霊山層から海成堆積物は見いだせないが，これは火山活動による大量の碎屑物の生産の結果，堆積空間の増加量に見合う堆積物の供給量があったため，海岸線が陸側へ前進できなかったからであろう。霊山層も，塩手層と同様に海進期の堆積体であり，それゆえ陸上の火山体でありながらかなりの部分が地層として保存されたのであろう。

大内層基底の谷状侵食地形（Fig. 11）の成因としては，霊山層基底のものと同様に相対的海水準の低下による陸上侵食が最も考え易い。ただし，形成された侵食谷の位置は調査地域の北縁のみで，塩手層や霊山層が堆積した化石谷とは位

置がずれている。また，Gm や St の様な粗粒の流路堆積物の多い下部から Sh・Fl・Fm 互層からなる氾濫原堆積物の卓越する上部に細粒化すること，侵食面上にオンラップすること，調査地域の北側で本層が浅海成の迫層・芳ヶ沢層に整合で覆われること（北村ほか，1955）は，大内層も下位層と同様に海進期の堆積体であることを示している。

3. 凡世界的海水準変動との対比

調査地域の中新統は，大局的には仙台沖から常磐沖にかけて広がる堆積盆地の西の縁に位置している。この地域の地層の変形の程度は東北地方のほかの地域と比べると弱く，地表地質や坑井データで明らかにされた地層の堆積期間や不整合は，構造運動とともに，むしろ凡世界的な海水準変動（ユースタシー）に規制されたことがすでに指摘されている（柳沢

Fig. 12. Distribution of the lithofacies of the Ryozen Formation and paleocurrent data from fluvial deposits. The paleocurrents are indicated by imbrication of gravel or trough-crossbeds; N is the number of data. White area represents unknown regions.

ほか, 1989; 岩田, 1995)。したがって, 本報で記載した中新統で見られる相対的海水準の時間変動も, ユースタシーを反映している可能性が高く, これをもとに各累層を対比することができよう。このように, 堆積盆の沈降と堆積物の供給のほかに, ユースタシーの役割を重視して層序を組み立てる手法は, シーケンス層序学と呼ばれ (Haq et al., 1987; Posamentier et al., 1988), もともとは地震探査層序学から始まったものである。シーケンス層序学では地層の関係を表現するいくつかの用語があり, もっとも基本となるシーケンス境界にはタイプ1とタイプ2が認定されている。タイプ1の境界 (SB1) は, ユースタシーが堆積盆の沈降速度よりも速い速度で低下した結果, 浅海陸棚域は広く陸化し, 沖積谷による侵食が進行して形成される規模の大きな不整合面に一致する。これに対し, タイプ2の境界 (SB2) は, ユースタシーの低下速度が堆積盆の沈降速度よりも遅い場合に出来る境界で, 浅海陸棚の一部のみが侵食され, 規模の大きな不整合は形成されない。

塩手層・霊山層・大内層はいずれも基底に陸上侵食による不整合面を持ち, かつ, 不整合面にオンラップする浅海-陸成の堆積体である。したがって, 各累層の基底不整合面はいずれもシーケンス境界に相当しており, 堆積面高度の時間変化はそのまま当地域でのアコモデーション (体積空間) 曲線を与えることになる (Fig. 14)。ただし, 図中の各アコモデーション曲線 (実線) の傾きは, 年代値の数が不足しているため厳密には決まらず, かなりの幅が実際には予想される。しかも, 年代値自体に誤差が付いており, アコモデーション曲

線の位置にはある程度の自由度が付いている。それでも, 今回得られた放射年代値と Haq et al. (1987) のユースタシー曲線とを比較すると, 各累層のオンラップの時期は前期-中期中新世の顕著な各海進期に良く一致することが指摘できる (Fig. 14)。さらに, 各累層基底の不整合は, Haq et al. (1987) が認めた 21 Ma・16.5 Ma・15.5 Ma の SB1 にほぼ対比可能で, 世界的な海水準の低下を反映したものであると判断される。すでに述べたように, 霊山層の玄武岩の既存の全岩 K-Ar 年代値 (Ohki et al., 1993) の中には, 予想年代よりも若いものがある。ユースタシー曲線が正しいとするなら, 本報で再定義した霊山層の年代は 16.5-15.5 Ma の間に入り, 15.5 Ma よりも若い年代を示す試料については試料そのものに年代測定に適さない理由があるのか, 時代の異なる若い火山体が不整合で重なるものと考えなければならない。また, 塩手層は放射年代値から見て 21 Ma の SB1 後に堆積したことは確実ではあるが, 本層は海進期の堆積体のみからなり, ダウンラップしながらこれを覆うはずの高海水準期の堆積体が霊山層基底の不整合で削剥されている。したがって, この塩手層-霊山層間の不整合では, 少なくとも 18.5 Ma から 16.5 Ma の間の地層が欠落しているものと考えられる。これらの考察をもとに, 調査地域の中新統と常磐炭田地域の中新統 (柳沢ほか, 1989; 竹谷ほか, 1990) とを対比すると, 塩手層は湯長谷層群の下部に, 霊山層は高久層群もしくはこれに中山層を合わせたものに, そして大内層は狭義の多賀層群の下部にそれぞれ対比可能である。

Table 2. Bulk chemistry and modal compositions of Miocene volcanic rocks in the Ryozen district.

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	OI	Cpx	Opx	Hb	Pl	Qz	gm
Tenmyosan V. R.																		
GSJ R61984	48.71	0.68	15.17	10.46	0.17	11.00	10.94	1.83	0.20	0.07	99.24	14.6	-	-	-	-	-	85.4
GSJ R61986	47.93	0.76	14.73	11.16	0.17	11.96	10.24	1.97	0.25	0.08	99.23	14.2	4.4	-	-	0.6	-	80.8
GSJ R61983	49.64	0.79	16.19	10.08	0.16	9.59	10.48	2.32	0.34	0.11	99.69	6.4	4.0	-	-	16.0	-	73.6
GSJ R61987	52.05	0.90	18.63	10.99	0.16	3.51	9.75	2.63	0.56	0.13	99.31	0.8	0.2	-	-	15.6	-	83.4
GSJ R61985	50.90	1.04	18.20	10.81	0.18	5.48	9.24	2.49	0.74	0.13	99.21	2.2	-	-	-	1.4	-	96.4
Ryozen Formation																		
GSJ R61990	52.19	0.85	17.98	9.72	0.16	5.41	9.81	2.47	0.66	0.12	99.35	2.0	tr.	-	-	28.0	-	70.0
GSJ R61996	51.88	0.86	18.79	10.02	0.16	5.21	8.82	2.79	0.60	0.16	99.29	tr.	0.4	-	-	6.4	-	93.2
GSJ R61995	50.57	1.01	17.74	11.60	0.18	5.03	9.63	2.79	0.61	0.14	99.30	1.9	-	-	-	9.0	-	89.1
GSJ R61989	47.49	0.56	14.45	10.88	0.17	12.98	11.22	1.29	0.22	0.06	99.31	15.6	-	-	-	-	-	84.4
GSJ R61993	51.67	0.87	19.99	9.61	0.14	3.98	9.38	2.85	0.81	0.12	99.44	0.8	-	-	-	28.6	-	70.6
GSJ R61988	50.59	0.92	17.10	10.54	0.18	7.32	9.62	2.39	0.38	0.12	99.16	9.5	2.5	-	-	19.6	-	68.4
GSJ R61992	49.76	0.87	17.35	10.82	0.17	7.18	10.84	2.19	0.29	0.12	99.58	3.6	-	-	-	19.2	-	77.2
GSJ R61991	56.14	0.78	18.18	8.44	0.16	4.26	7.63	2.74	0.79	0.14	99.26	-	8.4	4.2	-	27.2	-	60.2
GSJ R61994	67.80	0.35	16.37	3.22	0.06	1.40	4.36	3.84	1.57	0.09	99.05	-	-	-	4.4	22.2	0.4	73.0

Fe₂O₃* = total iron as Fe₂O₃

OI = olivine; Cpx = clinopyroxene; Opx = orthopyroxene; Hb = hornblende; Pl = plagioclase; Qz = quartz; gm = groundmass

Fig. 13. (FeO*/MgO)-SiO₂ and SiO₂-(Na₂O+K₂O) plots for bulk chemistry of Tenmyosan volcanic rocks, Ryozen Formation, and Nodegamiyama andesite. The fields of calc-alkalic rocks (CA) and tholeiitic rocks (TH) have been divided by Miyashiro (1974); boundaries between the regions of alkalic rocks (A), high-alkali tholeiitic rocks (HA) and low-alkali tholeiitic rocks (LA) have been defined by Kuno (1966).

4. 天明山火山岩類の噴火様式

本火山岩類は層準の異なる多数の岩体からなり、かつ岩体の噴出中心が調査地域全体に散らばっていること、各岩体は

火砕噴火で始まり溶岩流出で終了する典型的な一輪噴火の産物で構成される（一部は火砕噴火のみで終了）ことは、これらが独立単成火山群（中村，1986）であることを意味している。仮に岩体1個の大きさを半径1km、高さ200mの円錐で近似すると、その体積は0.2km³である。すでに剝削された貫入岩体のかつての地表にも同等の岩体が存在したとすると、Fig. 4の調査地域全体（300km²）では約4km³の本火山岩類が分布していた計算になる。火山活動の継続時間は、層序から判断して塩手層の堆積期間と同等かこれよりも長く、10⁶年のオーダーはあるものと予想される。Tsunakawa et al. (1983)は、霊山の南西約20kmの福島県東和町木幡山付近の玄武岩岩脈（原著では八島（1962）の「霊山層」相当）から21.7±0.5Ma（平均値）のK-Ar年代値を報告しており、このころにはすでに火山活動は始まっていたと見られる。一方、塩手層を整合に覆う岩体の年代も調査地域にはかなりあり、塩手層の堆積終了後も火山活動が継続していた公算が大きい。霊山層の堆積直前まで天明山火山岩類の活動が続いた可能性もあるが、具体的な年代値がないので、これについてはよく分からない。

天明山火山岩類を構成する玄武岩質火砕岩の大部分には、平滑な破断面で囲まれたブロック状形態の本質岩片を持つこと、細粒の火山灰が多く含まれ armored lapilliをつくること、火砕サージ堆積物が存在することなど、マグマ水蒸気爆発の堆積物の特徴（Heiken, 1972; Heiken and Wohletz, 1985）が良く現れている。この産状は噴火の場が地下水に豊富な環境下であったことを意味しており、本岩類が塩手層と指交関係にあること、すなわち、海岸平野や浅海底で噴火が起きたことと良く一致している。青葉の岩体（Fig. 5）では、下部のマグマ水蒸気爆発から中部のマグマ噴火（ストロンボリ式噴火）への移行が認められるが、これは地下水が干上がるにより噴火様式が急変したことを反映しているのであろう。一方、調査地域からはスコリアコーンのようなマグマ噴火の産物だけで構成された岩体は見つからなかったが、これは当時そのような噴火がなかったことを意味するものではない。

Table 3. Results of fission track dating on zircon.

Sample	Number of grain	Spontaneous ps (10 ⁶ /cm ²)	[Ns]	Induced pi (10 ⁶ /cm ²)	[Ni]	Dosimeter pd (10 ⁴ /cm ²)	[Nd]	r	U (ppm)	Age±1σ (Ma)	P(χ ²) (%)
Ouchi Formation/ pyroclastic flow deposit											
GSJ R61997	27	0.99	[406]	1.72	[685]	7.02	[1087]	0.876	190	14.8 ± 1.0	94
Shiote Formation/ fallout deposit											
GSJ R61998	29	1.53	[678]	2.01	[887]	7.03	[1083]	0.851	230	20.0 ± 1.2	55

Note:

- (1) ρ and N are density and total number of fission tracks counted, respectively.
- (2) All analyses by external detector method using ED2.
- (3) P(χ²) is the upper χ² tail probability corresponding to the observed χ²-statistics.
- (4) Age calculated using dosimeter glass SRM612 and ζ = 372±5 (Danbara et al., 1991).
- (5) r is correlation coefficient between ps and pi.
- (6) U is uranium content.
- (7) the total decay rate for ²³⁸U: λ_D = 1.480×10⁻¹⁰ / yr.

Table 4. Results of K-Ar dating.

Sample	Rock	Material	Age (Ma)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻⁵ scc/gm)	Atm Ar (%)	K (%)
Ryozen Formation						
GSJ R61993	Ol basalt	whole rock	Av. 16.3 ± 0.8			
			16.3 ± 0.8	0.044	51.5	0.68
			16.3 ± 0.8	0.044	50.9	0.70

λ_β=4.962×10⁻¹⁰/y, λ_ε=0.581×10⁻¹⁰/y, ⁴⁰K/K=1.167×10⁻²atm%

い。例えば塩手層の非堆積域、すなわち花崗岩類からなる基盤岩露出域では、上昇してきたマグマと爆発的に反応し得るような地下水の存在は期待できずマグマ噴火が卓越したものと予想される。ドイツの Eifel 地域の独立単成火山群でもスコリアコーンは尾根上に、タフリング・タフコーンは谷底に位置する地形的な住み分けが顕著に認められており、地下の水利状況を反映したものと解釈されている (Lorenz, 1985)。したがって、当時の霊山地域においても海岸平野から離れた地形的高所にはスコリアコーンを主体とした岩体が点在していた可能性があり、平野部に見られる薄いスコリア降下堆積物はこれらの岩体からもたらされた可能性が大きい。調査地域の南西部に見られる基盤岩中の火道群のいくつかは (Fig. 4)、そのようなマグマ噴火のフィーダーなのかもしれない。

5. 霊山層火山岩の噴火様式

東縁の河川堆積物を除いた霊山層は、西縁に位置する霊山付近の火砕丘堆積物、その東側の溶岩流とラハール堆積物の互層で構成されている (Fig. 12)。噴出近傍相と考えられる霊山付近の火砕丘堆積物が北東傾斜であることから、その噴出中心は霊山のすぐ南東側の基盤岩露出域に推定されよう。ただし、噴出中心推定域の露頭状況は悪く、周辺に分布する玄武岩の小岩脈を除いて、基盤岩中に火道角礫岩や変質帯の

存在を見いだしているわけではない。いずれにせよ岩相変化が霊山付近からの単純な距離変化で示せることは (Fig. 8)、霊山付近に推定される噴出中心からの噴出物の放出・移動が本層火山岩の主要堆積プロセスであったことを意味している。しかも、Fig. 12 に示された岩相変化は、Fuego 火山 (Guatemala) や Ruapehu 火山 (New Zealand) のような活動中の複成火山体で見られる岩相分布 (Vessell and Davies, 1981; Hackett and Houghton, 1989) と基本的に共通しており、陸上の複成火山体としては特殊なものではない。したがって、調査地域の霊山層の火山岩は単一複成火山体の東半分を構成していたものと判断される。ラハール堆積物と溶岩流の互層で構成される本層の火山麓扇状地の半径は中心から 10 km を越えており、かなり大型の玄武岩質成層火山体が存在したものと予想される。河川堆積物も含めた現在の分布は 140 m² 程度で、平均層厚を 200 m と仮定すると、残存部の体積は 28 km³ と計算される。霊山を中心に分布が四方に広がり、中心部ではさらに厚かったものとする、山体の総体積は 100 km³ を越えていた公算が大きい。このような体積を持つ成層火山体の寿命は、日本の第四紀火山との比較から、数 10⁵ 年のオーダーと推定され (東宮, 1991)、ユースタシーとの対比から決まる霊山層の上・下限の年代 (15.5–16.5 Ma)

Fig. 14. Accommodation curve for Miocene units in the Ryozen district and worldwide changes of sea level.

の枠内に矛盾なくおさまっている。

霊山層火山岩の噴火様式は、玄武岩スコリアの火砕丘が形成されていることから、中央火口ではストロンボリ式噴火が卓越したものと予想される。しかし、火砕丘堆積物中にはブルカノ式噴火に特徴的な多面体型の本質火山岩塊が混じっていたり、溶岩噴泉を示唆する薄いアグルーチネイトが挟まれるなど、噴出したマグマの粘性にはかなりの幅があったものと考えられる。ちなみに、本質火山岩塊 (GSJ R 61990) の SiO_2 含有量は 10 成分合計の 100% 換算で 52.5% と、玄武岩と安山岩の境界にある (Table 2)。また、推定給源から東北東に 16 km 離れた地点でも層厚 10 cm 程度スコリア細粒ラピリからなる降下堆積物が見いだされることから、揮発性成分に富んだ爆発的噴火 (おそらくサブプリニー式噴火) も発生していた可能性が大きい。一方、山麓割れ目噴火については、調査地域の数本の岩脈を除いて積極的な証拠が得られていない。しかし、当時の東北本州弧における水平最大圧縮応力 (σ_{Hmax}) の方向が島弧の伸長方向と平行であったこと (Tsunakawa, 1986; 山元, 1991)、霊山の西の基盤岩中には北北東—南南西走向の玄武岩岩脈が多数分布すること (八島ほか, 1990) から、霊山の西側に同方向の割れ目噴火帯が当時存在しており、調査地域はその範囲外であった可能性もある。

霊山層の主要な部分を構成しているラハール堆積物も、噴火の営力で直接もたらされたものではないにせよ、当時の噴火活動を間接的に反映しているものと見られる。すなわち、ラハール堆積物が上方に累重して扇状地が安定に成長するためには、扇状地の開析率を上回る砕屑物の供給が不可欠で、そのためには噴火による山体の成長が最も考えやすい。例えば、Ruapehu 火山では最近 1000 年間の内に大規模噴火に伴って二回の扇状地の累重・成長があったが、噴火活動が下火になるに連れ、直ちに扇状地の開析が始まっている (Palmer et al., 1993)。また、噴火に関連して発生し災害をもたらした近年のラハールとしては Nevado del Ruiz 火山の 1985 年噴火に伴うもの (荒牧・宇井, 1985) や 1990 年に始まった雲仙普賢岳噴火に伴うもの (石川, 1993) がある。したがって、Fig. 7-2 に見られる本層ラハール堆積物の上方累重サイクルも、中央火口での噴火サイクルに対応していた可能性が高い。

6. 中新世火山岩の噴火様式の違い

天明山火山岩類の独立単成火山群と霊山層の複成火山体は、その年代からどちらも当時支配的であった伸長応力場 (天野・佐藤, 1989; Sato, 1994) で噴出したものと見られる。しかも両者を構成する玄武岩は全岩主成分組成でまったく区別することができず、マグマの生成プロセスに大きな違

いがあるとは考えにくい。では、両者の火山噴出様式の違いはなにに起因するのであろうか。中村 (1975) は、リフトに単成火山が見られる地質学的根拠から、単成火山は差応力大の伸長場で形成されると主張し、この考えは広く受け入れられてきた。最近、Takada (1994)・高田 (1994) は地殻変形速度-噴出率図上で複成火山は高噴出率・低変形速度の領域に、独立単成火山群は低噴出率・低変形速度から高噴出率・高変形速度の正の傾きを持つ領域にプロットされ、両者が区別可能であることを明らかにしている。天明山火山岩類の調査地域における総体積は 4 km^3 程度と見積もられ、その活動期間を仮に下限の 10^6 年とすると、噴出率のオーダーは $10^{-1} \text{ km}^3/10^4 \text{ y}/10^3 \text{ km}^2$ 程度となり、Takada (1994) の変形速度-噴出率図では応力状況によらず独立単成火山が出現する低噴出率領域にプロットされる。一方、霊山層の噴出率のオーダーは $10^0-10^1 \text{ km}^3/10^4 \text{ y}/10^3 \text{ km}^2$ と、天明山火山群のそれよりも明らかに大きく、日本の第四紀火山の平均値 (Takada, 1994) と同等である。調査地域から 100 km 背弧側の会津地域では、この時代、堆積物の層厚が 1500 m に達する流紋岩・玄武岩マグマが北西-南東方向の平行岩脈群から噴出し、当時の海底を埋め立てていた (山元・吉岡, 1992)。しかし、調査地域の前期-中期中新統は陸成で薄く、その堆積作用はユースタシーで説明可能であり、グラベン形成を伴うような地殻の変形を認めることができない。おそらく、当時の応力状況は背弧側と海溝側の常磐沖堆積盆周辺で違いがあり、海溝側では背弧側ほど差応力が大きくはなかったのではないだろうか。霊山層の複成火山体は、背弧海盆拡大時における前弧域での低地殻変形速度領域の存在を示唆しており、霊山層と天明山火山岩類の噴火様式の違いは噴出率の大小で説明することができる。

ま と め

東北本州弧の海溝側に位置する阿武隈山地北部の中新統を再検討し、新たに塩手層・天明山火山岩類 (再定義)・霊山層 (再定義)・大内層 (再定義) からなる層序を確立した。塩手層は 20 Ma 前後の非火山性砕屑物を主とする浅海-陸成層で、基盤を侵食した化石谷を埋める海進期の地層である。天明山火山岩類は塩手層と指交し、これを覆う玄武岩質の独立単成火山群の産物で、噴出中心は調査地域全体に散らばっている。マグマ水蒸気爆発起源の堆積物が卓越するが、これは噴火が当時の海岸平野や浅海底で発生したためである。霊山層は 16 Ma 前後の玄武岩質複成火山体とその再堆積物で構成され、下位層を不整合で覆っている。噴出中心は西縁の霊山付近に推定され、ここから東に向かって火砕丘堆積物、溶岩流・ラハール堆積物互層、ラハール・河川堆積物互層と岩相が変化する。大内層は 15 Ma 前後の非火山性砕屑物を主とする陸成層で、流紋岩火砕流堆積物を挟在し、これも下位層を不整合に覆っている。各累層のオンラップ・不整合関係は凡世界的な海水準変動を反映したもので、塩手層の基底不整合面が 21 Ma の、霊山層のそれが 16.5 Ma の、大内層のそれが 15.5 Ma のシーケンス境界にそれぞれ対比可能である。また、当時の東北本州弧は背弧海盆拡大による伸長応力場が支

配的であったとされているが、霊山層における複成火山の存在は前弧域における低差応力場の存在を示唆している。さらに、霊山層と天明山火山岩類の噴火様式の違いは噴出率の大小によるもので、後者の火山活動では複成火山を発生させるのに十分なマグマの供給がなかったものと考えられる。

謝 辞

本報告は、地質調査所の特定観測地域に係わる 5 万分の 1 地質図幅の研究 (相馬中村地域) を別途まとめたものである。野外地質調査では同所地質部の柳沢幸夫さん、坂野靖行さん、久保和也さんに、全岩化学組成分析では同所地質部の巖谷敏光さんにお世話になった。第三系の層序全般については柳沢幸夫さんからご教示いただいた。岩石の薄片は同所地質標本館の佐藤芳治さんと大和田朗さんに作成していただいた。また、同所地殻化学部の宇都浩三さんと同所燃料資源部の高橋雅紀さんには粗稿を読んで、不備を指摘していただいた。以上の方々に感謝いたします。

文 献

- 天野一男・佐藤比呂志, 1989, 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス. 地質学論集, no. 32, 81-96.
 荒牧重雄・宇井忠英, 1985, ネバデルルイス火山の噴火, 1985 年 11 月 13 日. 火山, 30, 287-290.
 Danhara, T., Kasuya, M. and Yamashita, T., 1991, Fission-track age calibration using internal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 97, 977-985.
 藤田至則・岡 重吉, 1954, 福島県霊山村・梁川町付近の第三系について-阿武隈山地の北縁に分布する第三系 (その 1). 東京教育大地質鉱物研報, no. 3, 55-65.
 藤田至則・辻川正昭, 1960, 相馬市西方の中新統の諸問題-北部阿武隈の第三系の研究 (その 7). 地質雑, 66, 363-370.
 Hackett, W.R. and Houghton, B.F., 1989, A facies model for a Quaternary andesite composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 51, 51-68.
 Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
 Heiken, G., 1972, Morphology and petrography of volcanic ashes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 1961-1988.
 Heiken, G. and Wohletz, K.H., 1985, *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley, 246 p.
 石川芳治, 1993, 雲仙岳噴火に伴う火砕流・土石流. 雲仙岳の火山災害-その土質工学的課題をさぐる-. 土質工学会, 59-76.
 岩田尊夫, 1995, 常磐沖堆積盆における下部中新統のシーケンス層序解析. 地質学論集, no. 45, 223-237.
 菅野三郎, 1955, 北部阿武隈金山付近の地質. 東京教育大地質鉱物研報, no. 4, 11-23.
 加藤磐雄, 1951, 東北地方油田第三系下部層の堆積学的考察 (第 2 報) 下部層に於ける火成活動 (新庄盆地東縁脊梁部の第三紀完晶質火成岩について). 岩鉱, 35, 91-106.
 木村勝弘, 1988, 油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究. 石油公団石油開発技術センター年報 (昭和 62 年度), 14-17.
 木村和雄, 1994, 阿武隈高原北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史. 季刊地理, 46, 1-18.
 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫, 1986, 仙台地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 134 p.
 北村 信・柴田豊吉・上田 朗, 1955, 松川浦周辺の地質及び構造. 東北大地質古生物研邦文報, no. 45, 84-96.
 河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 亨, 1969, 宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層. 地調報告, no. 232, 641-658.
 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩, 1994, 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104 p.

- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教, 1990, 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 155 p.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, **29**, 195-222.
- Lorenz, V., 1985, Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **88**, 459-470.
- Miall, A.D., 1978, Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. In Miall, A. D., ed., *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no. 5, 597-604.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in island arc and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 中村一明, 1975, 火山の構造および噴火と地震の関係. 火山, **20**, 229-240.
- 中村一明, 1986, 火山とプレートテクトニクス. 火山, **30**, 特別号, S1-S16.
- Nohda, S., Tatsumi, Y. and Ishizaka, K., 1988, Athenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from northeast Japan. *Chem. Geol.*, **68**, 317-327.
- Ohki, J., Shuto, K., Watanabe, N. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of the Miocene Ryozen basalts from the northern margin of the Abukuma Highland, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **88**, 313-319.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質雑, **98**, 235-258.
- 大森貞子・大森江い, 1976, 岩石および鉱物中の主成分のけい光 X 線分析法—第 1 報. ガラス円盤作成について—. 地調月報, **27**, 195-211.
- Orton, G. J., 1991, Emergence of subaqueous depositional environments in advance of a major ignimbrite eruption, Capel Curing Volcanic Formation, Ordovician, North Wales - an example of regional volcanotectonic uplift? In Cas, R. and Busby-Spera, C., eds., *Volcaniclastic sedimentation. Sediment. Geol.*, **74**, 251-286.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, A., 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.
- Palmer, B. A. and Neall, V. E., 1991, Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. In Cas, R. and Busby-Spera, C., eds., *Volcaniclastic sedimentation. Sediment. Geol.*, **74**, 71-88.
- Palmer, B. A., Purves, A. M. and Donoghue, S. L., 1993, Controls on accumulation of a Volcaniclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, **55**, 176-189.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I-conceptual framework. In Wilgus, C. K. et al., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.*, no. 42, 109-124.
- Rust, B. R., 1978, Depositional models for braided alluvium. In Miall, A. D., ed., *Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, no. 5, 605-625.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99** (B11), 22261-22274.
- 周藤賢治・一ノ瀬丁己・滝本俊明・八島隆一, 1986, 福島県東部野手上山高マグネシア玄武岩. 岩鉱, **81**, 312-323.
- 周藤賢治・大木淳一・山本和広・渡辺直喜, 1993, 陸弧火山活動から島弧火山活動へ—東北日本弧第三紀火山活動の時間変遷—. 地質ニュース, no. 464, 6-18.
- 周藤賢治・八島隆一, 1974, 福島県東部の霊山火山岩類の Sr 同位体比. 岩鉱, **69**, 373-380.
- 周藤賢治・八島隆一, 1986, 東北表日本の中新世岩石区とその岩石構成. 岩鉱, **81**, 190-201.
- 周藤賢治・八島隆一・滝本俊明, 1985, 福島県東部・霊山地域の未分化カンラン石ソレアイト. 岩鉱, **80**, 55-72.
- Smith, G. A., 1987, The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Jour. Sediment. Petrol.*, **57**, 613-629.
- 鈴木敬治, 1963, 植物化石よりみた東北日本新第三系—中新統下部層と植物化石群—. 化石, no. 5, 63-77.
- 高田 亮, 1994, クラックの相互作用からみた玄武岩質火山. 火山, **39**, 155-168.
- Takada, A., 1994, The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Jour. Geophys. Res.*, **99** (B7), 13563-13573.
- 竹谷陽一郎・相田 優・小野俊夫・岡田尚武・長谷川四郎・丸山俊明・根本直樹・栗原宗一郎・高柳洋吉, 1990, 常磐炭田に分布する新第三系の地質年代と堆積環境. 福島県立博研報, no. 20, 99 p.
- Takeuchi, A., 1980, Tertiary stress field and tectonic development of the southern part of the Northeast Honshu Arc, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **23**, 1-64.
- Tatsumi, Y., Otofuji, Y.-I., Matsuda, T. and Nohda, S., 1989, Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317-329.
- 東宮昭彦, 1991, 島弧火山の寿命に対応するマントルダイアピールの大きさ. 火山, **36**, 211-221.
- 土谷信之, 1988, 秋田—山形油田地帯付近における中新世中期玄武岩類の分布と化学組成. 地質雑, **94**, 591-608.
- Tsunakawa, H., 1986, Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-22.
- Tsunakawa, H., Takeuchi, A. and Amano, K., 1983, K-Ar ages of dikes in Northeast Japan. *Geochem. Jour.*, **17**, 269-275.
- 植村 武・柳沢幸夫・大槻憲四郎, 1986, 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第 3 巻, 島弧横断ルート no. 26 (佐渡・中条—小国—玉庭—米沢—福島—原町), 地質図・地質横断面図及び同説明書, 宝文堂.
- 宇都浩三・柴田 賢・内海 茂, 1989, 東北日本新第三紀火山岩の K-Ar 年代—その 1. 宮城県仙台地域三滝層および高館層—. 地質雑, **95**, 865-872.
- Vessell, R. K. and Davies, D. K., 1981, Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. In Ethridge, F. G. and Flores, R. M., eds., *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.*, no. 31, 31-45.
- 矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦・小布施明子, 1995, 常磐炭田南部に分布する下部中新統桐平層の植物および軟体動物化石群. 地質雑, **101**, 532-548.
- 山元孝広, 1991, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, **42**, 131-148.
- 山元孝広・吉岡敏和, 1992, 若松地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 柳沢幸夫・中村光一・鈴木祐一郎・沢村孝之助・吉田史郎・田中裕一郎・本田 裕・棚橋 学, 1989, 常磐炭田北部双葉地域に分布する第三系の生層序と地下地質. 地調月報, **40**, 405-467.
- 八島隆一, 1962, 霊山層中の火山岩類 (その 2). 福島大学芸学理科報告, no. 5, 31-43.
- 八島隆一, 1963, 霊山およびその周辺の第三紀火山岩類の化学成分 (予報). 岩鉱, **50**, 135-141.
- 八島隆一, 1976, 第三紀玄武岩の火道例—古火山の復元—. 地球科学, **30**, 241-250.
- 八島隆一・中馬教允・周藤賢治, 1990, 霊山地域の地質, 八島隆一 (発行), 50 p.
- 吉田武義・阿部智彦・青木謙一郎, 1985, 新第三紀・霊山火山岩類の地球化学的研究. 核理研報, **18**, 203-216.

付録: 分析試料の記載

GSJ R 61983 天明山火山岩類の玄武岩溶岩流。産地は相馬市北沢 (37°47'15.2"N, 140°51'54.2"E) の標高 325m 地点。斑晶は斜長石・かんらん石・単斜輝石からなる。かんらん石斑晶の一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61984 天明山火山岩類の玄武岩溶岩流。産地は飯館村木戸木 (37°43'34.1"N, 140°46'40.2"E) の標高 410m 地点。斑晶はかんらん石のみからなる。かんらん石斑晶のごく一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61985 天明山火山岩類の玄武岩火道溶岩。産地は飯館村関沢 (37°40'18.8"N, 140°45'31.4"E) の標高 535m 地点。斑晶は少量の斜長石・かんらん石からなる。かんらん石斑晶の一部が緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61986 天明山火山岩類の玄武岩溶岩流。産地は丸森町齊川 (37°49'8.1"N, 140°50'29.0"E) の標高 185m 地点。斑晶は多量のかんらん石と少量の単斜輝石、微量の斜長石からなる。斑晶は非変質。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。割れ目沿いに緑泥石を生じている。

GSJ R 61987 天明山火山岩類の玄武岩溶岩流。産地は飯館村前乗 (37°43'58.6"N, 140°44'19.6"E) の標高 410m 地点。斑晶は多量の斜長石と微量のかんらん石・単斜輝石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。わずかに発泡している。

GSJ R 61988 霊山層のラハール堆積物中の玄武岩礫。産地は鹿島町上栃窪 (37°43'51.3"N, 140°51'41.3"E) の標高 245m 地点。斑晶は斜長石・かんらん石・単斜輝石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、一部のものが緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61989 霊山層の玄武岩溶岩流。産地は飯館村木戸木 (37°43'35.1"N, 140°46'40.3"E) の標高 415m 地点。斑晶は、かんらん石のみからなる。一部のかんらん石は緑泥石で置換されている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。わずかに発泡している。

GSJ R 61990 霊山層の降下堆積物中の玄武岩本質岩塊。産地は霊山町霊山 (37°45'37.7"N, 140°41'40.8"E) の標高 600m 地点。斑晶は多量の斜長石と少量のかんらん石、微量の単斜輝石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61991 霊山層の河川堆積物中の安山岩礫。産地は

相馬市北沢 (37°47'14.6"N, 140°51'41.0"E) の標高 390m 地点。斑晶は多量の斜長石と単斜輝石・斜方輝石からなる。集斑状組織を持つ。石基はハイアロオフィティック組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・火山ガラスからなる。非変質。粘土鉱物で充填された径 4.0 mm 以下の気泡を持つ。

GSJ R 61992 霊山層のラハール堆積物中の玄武岩礫。産地は相馬市新宿 (37°45'22.2"N, 140°47'44.5"E) の標高 540m 地点。斑晶は斜長石・かんらん石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなる。

GSJ R 61993 霊山層の玄武岩岩脈。産地は鹿島町上栃窪 (37°43'47.6"N, 140°52'9.7"E) の標高 200m 地点。斑晶は多量の斜長石と少量のかんらん石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61994 霊山層の河川堆積物中のデイサイト礫。産地は丸森町大山 (37°49'20.5"N, 140°51'16.9"E) の標高 150m 地点。斑晶は多量の斜長石と角閃石、微量の石英からなる。石英斑晶は融食が著しい。石基はハイアロピリティック組織を持ち、斜長石・角閃石・鉄鉱・火山ガラスからなる。非変質。

GSJ R 61995 霊山層の玄武岩溶岩流。産地は丸森町松ヶ房 (37°47'58.0"N, 140°45'44.1"E) の標高 240m 地点。斑晶は斜長石と少量のかんらん石からなる。斑晶は非変質。石基はインターサータル組織を持ち、斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鉱・緑泥石化した火山ガラスからなる。

GSJ R 61996 霊山層の玄武岩溶岩流。産地は相馬市霊山道 (37°47'12.7"N, 140°41'34.8"E) の標高 640m 地点。斑晶は斜長石と少量の単斜輝石、微量のかんらん石からなる。かんらん石斑晶は単斜輝石のリムを持ち、緑泥石で置換されている。斜長石斑晶は蜂の巣構造を持っている。石基はインターグラニューラー組織を持ち、斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱からなる。

GSJ R 61997 大内層の火砕流堆積物 (Fig. 4)。丸森町大内の旗巻峠から天明山に至る道路沿い (37°48'39.0"N, 140°51'30.4"E) の標高 280m 地点。肉眼では径 1 cm 以下の異質岩片をまばらに含む、非溶結火山礫凝灰岩である。鏡下では斜長石・石英・鉄鉱・ジルコン・軽石片・火山ガラス片・異質岩片からなる。異質岩片には玄武岩・花崗岩が認められる。非変質。

GSJ R 61998 塩手層の降下堆積物 (Fig. 3)。鹿島町檜原北方の林道脇 (37°41'59.7"N, 140°52'53.5"E) の標高 200m 地点。径 1 cm 以下の火山豆石を含むクリーム色の非溶結ガラス質粗粒火山灰で、肉眼では異質岩片を認められない。鏡下では大量の軽石片・バブル型の火山ガラス片と斜長石・石英及び微量の黒雲母・ジルコンの結晶片からなる。粒間には微細な粘土鉱物が認められるが、火山ガラスそのものは非変質である。

(要 旨)

山元孝広, 1996, 東北日本, 霊山地域の中新世火山岩の層序と噴火様式. 地質雑, 102, 730-750.
(Yamamoto, T., 1996, Stratigraphy and eruption styles of Miocene volcanic rocks in the Ryozen district, NE Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 102, 730-750.)

霊山地域の中新統を再検討し, 新たに塩手層・天明山火山岩類・霊山層・大内層からなる層序を確立した. 塩手層は 20Ma 前後の非火山性砕屑物を主とする浅海-陸成層である. 天明山火山岩類は塩手層と指交し, これを覆う玄武岩質の独立単成火山群の産物で構成されている. 霊山層は 16 Ma 前後の玄武岩質複成火山体とその再堆積物で構成され, 下位層を不整合で覆っている. 大内層は 15 Ma 前後の非火山性砕屑物を主とする陸成層で, これも下位層を不整合に覆っている. 当時の東北本州弧は背弧海盆拡大による伸長応力場が支配的であったとされているが, 霊山層における複成火山の存在は前弧域における低差応力場の存在を示唆している. さらに, 霊山層と天明山火山岩類の噴火様式の違いは噴出率の大小によるもので, 後者の火山活動では複成火山を発生させるのに十分なマグマの供給がなかったものと考えられる.