

東北日本中部地域の後期新生代テクトニクス

佐藤 比呂志*

SATO, Hiroshi (1992) Late Cenozoic tectonic evolution of the central part of Northern Honshu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43 (1/2), p. 119-139.

Abstract: A pronounced interplay between tectonics, volcanism and sedimentation can be established in the volcanic arc region of the central part of Northern Honshu during the Early Miocene to Quaternary interval. Four stages are recognized with the type of volcanism and sedimentation varying according to the tectonic stress regime.

1) Rifting Stage (25?-15 Ma); NS-trending half grabens were formed under an extensional stress regime related to the rifting of the Sea of Japan. Basins were rapidly filled by intermediate to felsic volcanic products, which are often associated with subaerial fluvial and lacustrine sediments.

2) Back-arc Basin Opening Stage (15-13 Ma); with more advanced stages of rifting, subsidence from crustal stretching resulted in marked marine incursion, and an overall transgressive succession developed. During this stage the back-arc side of Northern Honshu subsided rapidly to middle bathyal environments. At the same time, associated with the opening of the Sea of Japan, large volume, regionally extensive mafic lavas and associated hyaloclastites were erupted within submarine grabens. In contrast, in the present Backbone Ranges, felsic volcanism occurred within bathyal to shallow marine environments. Igneous rock types in this stage display a bimodal mafic-felsic chemistry.

3) Transitional Stage (13-2.4 Ma)

a) Thermal Subsidence Substage (13-8 Ma); an intermediate stress regime, which included phases of both weak extension and compression, developed. Consequently, grabens along the Sea of Japan ceased to form. Later, lithospheric cooling eventually led to thermal subsidence of the back-arc region, and hemipelagic sediments mantled the previously active mafic volcanic apron. Volcanism at this time was mainly restricted to a narrow zone along the present Backbone Ranges where felsic to intermediate volcanic products accumulated within shallow marine environments.

b) Incipient Compressional Substage (8-2.4 Ma); hemipelagic sedimentation continued on the back-arc side of Northern Honshu. Along the present Backbone Ranges, the intermediate stress regime continued, with formation of many large caldera structures associated with subaerial felsic volcanism.

4) Shortening Deformation Stage (2.4 Ma-present); the change of the absolute direction of motion of the Pacific plate at the early to middle Pliocene changed the regional stress regime of the volcanic arc from intermediate to compression. Movement of back-arc thrusts along the Sea of Japan coast began 2-3 Ma and led to uplift of the volcanic arc. Continued compression in the volcanic arc produced narrow uplifted zones, with associated basins bounded by reverse faults. These basins were filled rapidly by terrestrial sediments containing upward coarsening sequences. Under this highly compressional tectonic

* 東京大学地震研究所

Keywords: NE Honshu, Cenozoic, tectonics, geologic history

stress regime, volcanism became intermediate-mafic in composition with large stratovolcanoes becoming prominent.

要 旨

北部本州中部地域の中新世から第四紀にかけてのテクトニクスについて、とくに造構応力場や火成作用、堆積作用との関係において検討を加えた。この地域の新生代テクトニクスは、造構応力場の変遷、火成作用と堆積作用の様式から、大きく4つのステージに区分できる。

1) リフティング・ステージ (25 ? Ma-15 Ma). 日本海のリフティングに関連して、引張性の応力場のもとで南北方向のグラaben, ハーフグラabenが形成された。堆積盆地は主として中性-珪長質の火山碎屑物からなる河川や湖沼の堆積物によって急速に埋積された。

2) 背弧海盆拡大ステージ (15-13 Ma). リフティングが一段と進行した段階であり、地殻の伸展薄化によって生じた沈降運動により大規模な海進を被った時期である。この時期に背弧側の地域は急速な沈降を示し、中部漸深海帯の環境下におかれた。同時に背弧側の海面下のグラabenでは、大量かつ広域的な玄武岩の噴出活動が起こった。これに対して現在の脊梁山地では、浅海-深海域で珪長質火山活動が卓越し、火成活動は全体としてバイモーダルであった。

3) 遷移ステージ (13-2.4 Ma). この時期は2つのサブステージ, a) 冷却沈降サブステージ (13-8 Ma) と b) 弱圧縮サブステージ (8-2.4 Ma) とに分けられる。

a) 冷却沈降サブステージ (13-8 Ma). この時期には弱引張ないし弱圧縮の中間的な応力場が卓越する。日本海沿岸の玄武岩の噴出を伴ったグラabenは活動を停止し、リソスフェアの冷却によって背弧側ではゆっくりとした沈降運動が継続する。背弧側ではかつての海底火山を覆って泥質岩が堆積した。主要な火山活動の場は、脊梁山地を中心とした狭い地域に移り、珪長質ないし中性の火山噴火出物が浅海域で堆積した。

b) 弱圧縮サブステージ (8-2.4 Ma). 背弧側では泥質岩の堆積が継続した。脊梁山地に沿って陸域が形成され、中間的な応力状態のもとで陸上の珪長質の火山活動に伴う大規模な陥没カルデラが形成された。

4) 短縮変形ステージ (2.4 Ma-現在). 初期ないし中期鮮新世に推定される太平洋プレートの運動方向の変化に対応して、広域応力場も中間的なものから圧縮性の応力場へと変化する。日本海沿岸の逆断層は2-3 Maに活動を開始し、火山弧を隆起させた。継続した圧縮応力

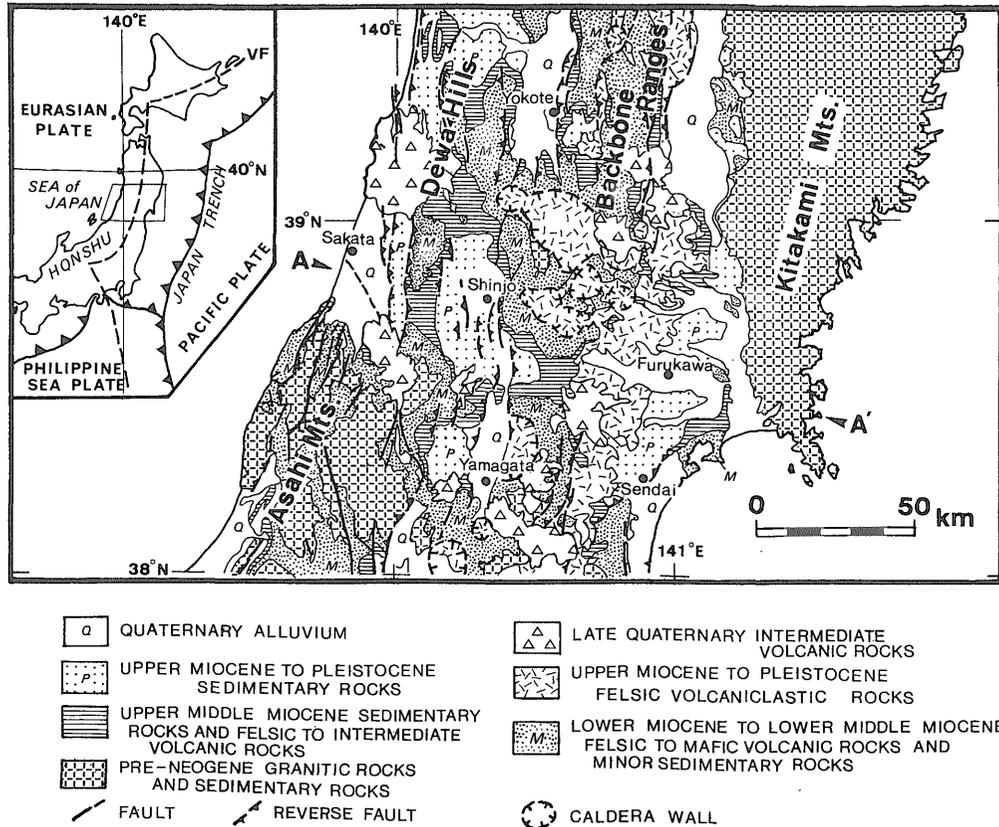
により、火山弧には逆断層で限られた幅の狭い隆起帯と盆地が形成された。これらの堆積盆地は上方粗粒化を示す陸成の堆積物により急速に埋積された。このような強い圧縮性の造構応力場のもとで、苦鉄質-中性火山岩を主とする成層火山が卓越するようになる。

1. はじめに

現在の東北日本は縁海-島弧-海溝系を形成している。東北日本の後期新生代のサクセッションの中には、陸弧から島弧に至るさまざまな段階とタイプの島弧の状況が記録されており、島弧の長時間地殻変動や堆積盆の発達、火成活動、テクトニクス、そしてそれぞれの関係を明らかにしていく上で格好のフィールドとなっている。

東北日本中部地域のテクトニクスについては、北村(1959)以降多数の研究が行われてきた(Taguchi, 1962; 池辺, 1962; Matsuda *et al.*, 1967; Ohmoto, 1983)。これらの研究によって、引張テクトニクスから圧縮性のテクトニクスという、基本的な造構運動が明らかにされてきた。80年代までに、微化石層位や放射年代(例えば北村編, 1986; 土 編, 1981)、含油第三系の地下地質(例えば大沢ほか, 1989)、広域応力場(佐藤ほか, 1982; Tsunakawa, 1986)、火成岩石学(Togashi, 1978; 周藤, 1989)など、多数の資料が蓄積されてきた。とくに、Otofuji *et al.* (1985)、Tosha and Hamano (1988)などの古地磁気学的な研究成果による日本海の拡大時期についての研究は、テクトニクスを復元する上での制約を与えるものとして重要である。その他に東北日本の第三紀テクトニクスの上から重要な研究としては、粟田(1984)による後期中新世-鮮新世のカルデラの提唱、Tsuchiya (1990)による背弧リフトの研究、Yamaji (1990)の中新世の沈降メカニズムについての研究などがあげられる。

ここでは東北日本中部地域を例にして、これまでの研究をまとめ後期新生代のテクトニクスについて、とくに広域応力場と火成活動、堆積盆の発達過程の関係について言及する。本論文で扱う地質学的資料は主として、中部東北地方を横断する広域的な地質断面(第1図, A-A')に基づいている。この地域の地質については、Taguchi (1962)、天野 (1980)、北村ほか (1981)、Ohguchi (1983)、石井ほか (1982)、土谷ほか (1984)、佐藤 (1986)、山路 (1989)などによって記載されている。なお本論文の基本的な内容は、Sato and Amano



第1図 東北日本中部地域の地質概略図 (山崎ほか, 1983に基づき変更を加えた). VF: 現在の火山フロント.

Fig. 1 Generalized geological map of the central part of Northern Honshu (modified from Yamazaki *et al.*, 1983 and various sources). VF is the present volcanic front.

(in press) にデータを加え、補足・修正したものである。

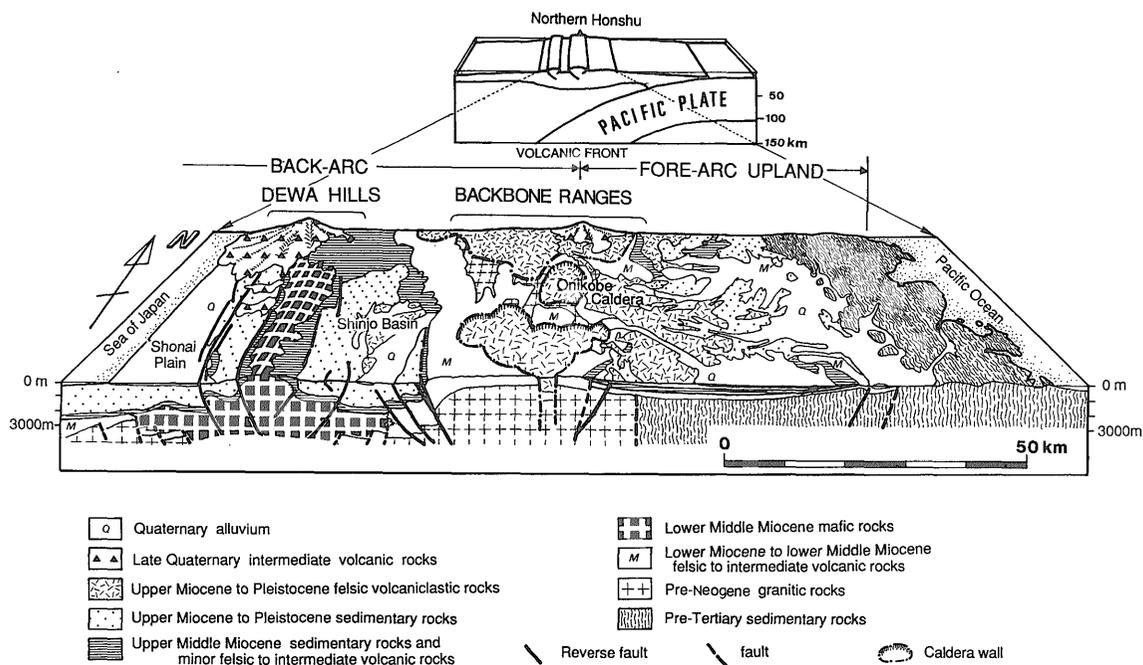
2. 東北日本中部地域の地質

東北日本中部地域に分布する新第三系は、背弧側で4 km以上の層厚を示し、前弧に向かって層厚を減じ、おおむねくさび型の堆積体を形成している(第2図)。全体としては、陸成層にはじまり海成層をへて、再び陸成層が重なるという堆積サイクルを示す(第3図)。このサイクルの中の沈降運動は、背弧側でより顕著で背弧リフティングと背弧海盆の形成に密接に関連している(Yamaji, 1990)。

東北日本中部地域では、新第三系基盤岩は北上山地と朝日山地に露出している。北上山地は主として中・古生界の堆積岩からなるが、北上山地周辺に分布する古第三

系や新生界は一般に緩傾斜を示し、後期新生代を通じて安定したブロックとして挙動したことを示している。朝日山地は主として白亜系から古第三系の花崗岩と火山岩・火山碎屑岩からなる(Ohguchi, 1983)。この地域にはNNE-SSW方向のハーフグラベンが形成され、これらを埋積した初期中新世の陸成層が分布する。

東北日本の背弧側では鮮新世末からの短縮変形によって、背弧側には2軸の島弧に平行な隆起帯が形成されている(第1図)。東から奥羽脊梁山脈と出羽丘陵である。奥羽脊梁山脈は、初期中新世から連続して火成活動の場におかれ、下部中新統から中部中新統の火山碎屑岩が厚く発達する。ほぼ2000 mの層厚を示し、主として中性から珪長質の火山碎屑岩からなる。この地域は後期中新世から鮮新世に形成された陸上の珪長質の陥没カルデラによって特徴づけられる。これらの地層を不整合で覆っ



第 2 図 東北日本中部地域の地質構造概念図
断面の位置は第 1 図 (A-A') に示した。

Fig. 2 Schematic geological structure of the central part of Northern Honshu. Location of this cross-section is shown in Figure 1 (A-A').

て第四紀の安山岩質の成層火山が分布する。

出羽丘陵の中軸部とその西側の庄内平野には中期中新世の海底に噴出した玄武岩と火山砕屑岩が厚く発達し、さらにその上位には層厚 2000 m に達する泥質岩を主体とする地層が重なる (第 2 図)。

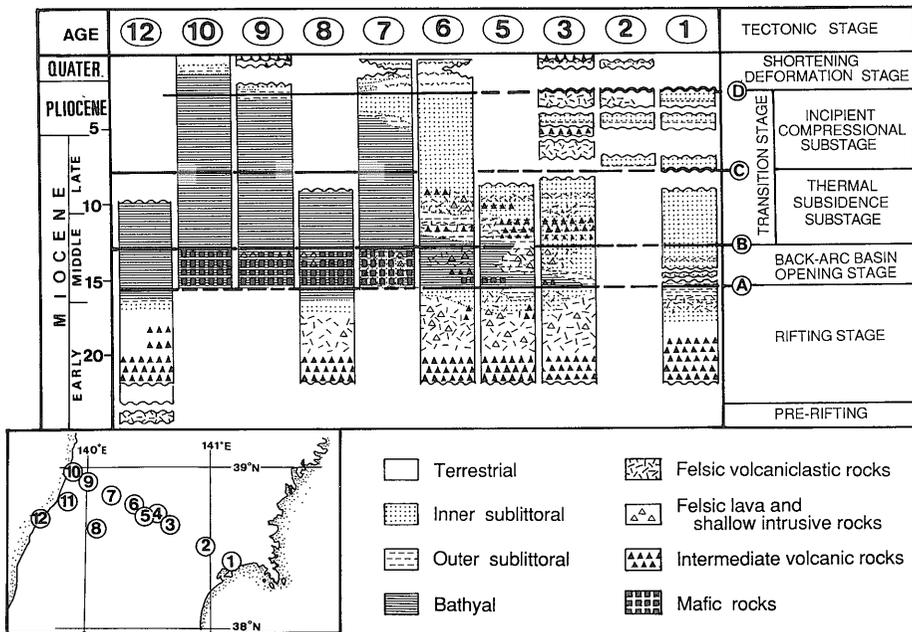
新庄盆地は前述した二つの隆起帯の間に位置し、鮮新世後期からの短縮変動による沈降運動を反映して、厚い上部鮮新統から更新統の浅海性から河川性の堆積物が分布する。同様に出羽丘陵の西側に位置する庄内平野にも、同時期の沈降運動により、厚い更新統が分布する。とくに背弧側に分布する厚い堆積岩中には、島弧と平行な軸跡を示すゆるい褶曲が形成されている。

前弧側の地域、すなわち北上河谷帯の地域では、とくに中期中新世以降の地層は浅海性の堆積作用で特徴づけられ、背弧側に比べ相対的に薄い。この地域は、中期中新世の後半から構造的に安定した地域で、堆積作用はおおむね海水準変動によって支配されている (柳沢ほか, 1989)。

3. ステージ区分

後期新生界の対比は、主として海棲微化石・放射年代・岩相対比によって行った。地質年代については Berggren (1985)、地質年代と微化石層位の対応については尾田 (1986) による。ここでは東北地方中部地域に分布する後期新生界を大きく 5 つのステージに区分した。リフティング・ステージ (Rifting Stage)、背弧海盆拡大ステージ (Back-arc basin opening Stage)、遷移ステージ (Transition Stage)-冷却没降サブステージ (Thermal subsidence Substage)、弱圧縮サブステージ (Incipient compressional Substage)-、短縮変形ステージ (Shortening deformation Stage) である。これらの区分は主として大規模な断層の活動時期と堆積盆地の特徴によって行っている。断層の活動時期も、堆積盆地の特徴も必然的に地域差が生ずる。この区分は主として第 1 図に示した測線の層序断面について行ったものである。ここではこのステージ区分の根拠と、より広域的な観点からの問題についても合わせて述べる。

リフティング・ステージはグラーベンやハーフグラ



第3図 東北日本中部地域の横断面における堆積相の変遷
 第4図も含め各々の地域の資料は以下の文献による。(1) 石井ほか (1982) 及び柳沢 (1990), (2) 北村ほか (1981), (3)-(9) 佐藤 (1986), (10) 池辺ほか (1979), (11) 土谷ほか (1984), (12) 山路 (1989).
 Fig. 3 Chronostratigraphic chart of the late Cenozoic sedimentary fill across the central part of Northern Honshu.

ベンを形成した正断層運動によって特徴づけられる。Yamaji (1990) は朝日山地の溶結凝灰岩の年代から、リフティングの開始は、22 Ma 以降であったと推定した。東北日本のグリンタフ地域の広域対比は、従来から男鹿半島を模式地として行われてきた (例えば大沢, 1968)。ここでリフティング・ステージとした時期は、おおむね門前階、台島階及び西黒沢階の下部 (以上藤岡 (1959) の層序区分による) に相当する。門前階と台島階の大きな特徴となる阿仁合型植物群と台島型植物群の年代には議論がある。鈴木 (1989) は、植物化石の産出層準と浮遊性海棲微化石層序との対比から、台島型植物群の下限をほぼ 17.5 Ma と推定した。一方、鹿野・柳沢 (1989) は本州に分布する両植物化石を産出する地層の放射年代・微化石年代を整理し、阿仁合型植物化石の下限が 26 Ma 前後であり、台島型植物化石の下限は一般には 22 Ma になると指摘している。したがってより広域的な観点からは、リフティング・ステージの開始時期は 25 Ma 前後と考えるのが妥当であろう。

背弧海盆拡大ステージは、背弧側の広域的な沈降と東北地方中部地域での大規模な玄武岩質海底火山の活動に

よって特徴づけられる。このステージの基底は Blow (1969) の N 8 帯の上限、約 15 Ma とする。ほぼ西黒沢階の後半に相当する。このステージの下限を N 8 帯の上限に設定したのは、後に述べるように、羽越山地 (山路, 1989) 及び脊梁地域 (佐藤, 1986) ではほぼ N 9 帯に相当する地層が、下位の傾動する地層にオンラップすることからである。また、この層準はこの地域で海棲微化石を用いて妥当な対比のできる最下部の層準でもある。後述するように西黒沢期の広域玄武岩 (Tsuchiya, 1990) は、秋田地域では山形北西部に比べより早期に噴出している。東北地方の広域的な火山活動の変遷に注目すれば、パイモダルな火成活動は、Ohguchi (1983) の大仙山-皿川ステージ、すなわち狭義の台島階 (馬場ほか, 1991) に設定されるべきだろう。

遷移ステージはさらに冷却沈降サブステージと弱圧縮サブステージに細分される。このステージは、ともに中間的な応力場 (佐藤, 1986) によって特徴づけられる。このステージの基底はほぼ石灰質ナノ化石帯 CN 5 b 帯 (Okada and Bukry, 1985) の下限とした。これはほぼ 13 Ma と推定される (尾田, 1986)。この層準は

背弧側での珪質泥岩の下限にはば一致する。

弱圧縮サブステージは脊梁山脈の緩やかな隆起とカルデラ構造をともなう珪長質火山活動によって特徴づけられる。このステージの下限は約 8 Ma に相当する。最後の短縮変形ステージは、逆断層と褶曲に結び付いた短縮変形によって特徴づけられる。逆断層の活動時期は、背弧域と前弧域ではずれがある。ここでは、新庄盆地の地殻変動を考慮して、このステージの下限を松山逆磁極期の下限 (2.4 Ma) とする。

4. 古水深の復元

古水深の復元は主として底生有孔虫と貝化石を用いて行った。底生化石にもとづいた古水深の尺度は長谷川ほか (1989)、小笠原・増田 (1989) などによって提案されている。長谷川ほか (1989) は北部本州の新生界の底生有孔虫を6つの帯に区分している。この論文では3つの化石帯, inner sublittoral, outer sublittoral, bathyal に区分した。outer sublittoral は、長谷川ほか (1989) の middle sublittoral と outer sublit-

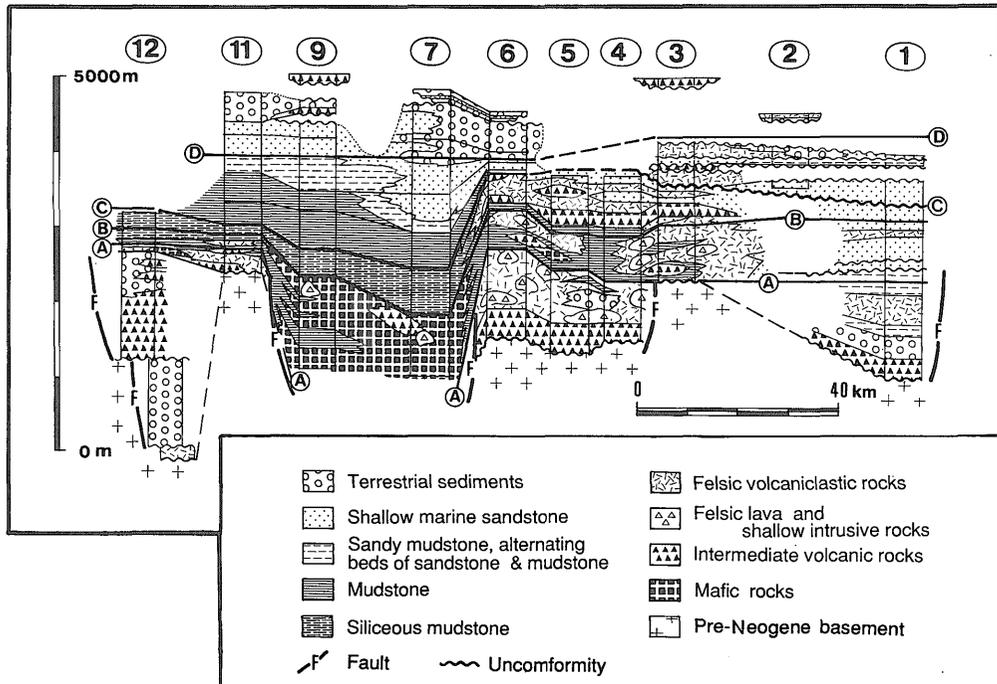
toral を合わせたものとした。日本近海の現世の底生有孔虫化石の資料によれば (秋元・長谷川, 1989), それぞれの深度帯の深度は以下ようになる。inner sublittoral (0-90 m), outer sublittoral (120-240 m), bathyal (120-3500 m) である。

5. リフティング・ステージ (Rifting Stage)

5.1 堆積作用と火成作用

放射年代によって、漸新世の年代が報告されている火山岩が北部本州のいくつかの地域に分布する (木村, 1986; 雁沢, 1987)。これらの岩石は主として溶結凝灰岩と中性の火山岩からなる。

リフティング・ステージのサクセッションは、朝日山地周辺によく保存されている。朝日山地には下部中新統の陸成堆積物が 5-10 km の幅をもった NNE 方向のハーフグラベンを埋積している。これらの地溝充填堆積物は西田・茅原 (1966), Ohguchi (1983) 及び山路 (1989) によって記載されている。23-22 Ma の溶結凝灰岩 (雁沢, 1983; 1987; 植田ほか, 1973) を不整合に



第4図 東北日本中部地域の横断面における後期新生界模式柱状図
層準 (A-D) とそれぞれの柱状図の位置は第3図に示した。

Fig. 4 Reconstructed schematic cross-section of the late Cenozoic sedimentary fill across the central part of Northern Honshu. Time lines (A-D) and location of each column are shown in Figure 3.

覆い, fan delta 相・湖成層などをふくむ陸成堆積物からなる (Ohguchi, 1983; 山路, 1989). 含有植物化石や岩相対比によって, これらのハーフ・グラーベンとは異なった時期に, 盆地内に不整合を形成しながら堆積したことが明らかにされている (山路, 1989). 初期のグラーベンは, 粗粒な堆積物によって埋積され, その後中性火山岩・火山砕屑岩が定置した. 浅海性の堆積物が珪長質火山砕屑岩を伴いその上部に発達する (土谷ほか, 1984). 堆積盆地埋積堆積物の急激な層厚変化や, 堆積盆地を規制する断層に沿った層内礫は, これらの堆積物が造構運動と同時的な堆積物であることを示している (Yamaji, 1990).

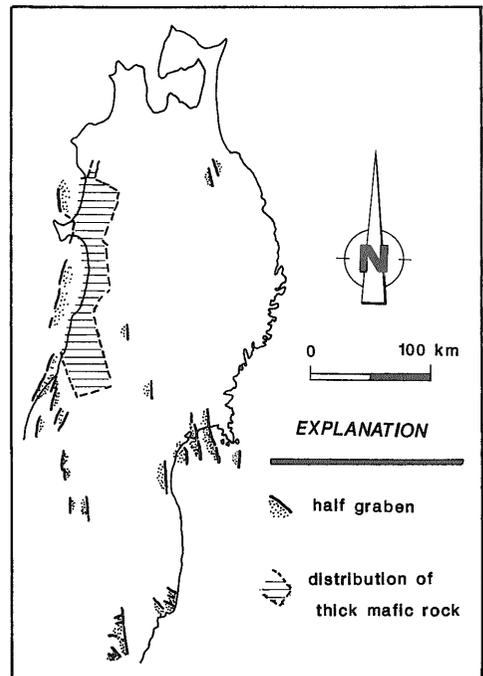
奥羽脊梁山脈にはこの時期に厚さ 1000 m の火山砕屑岩を主体とする地層が堆積している. 最下部は厚さ約 400 m の中性の火山岩類からなり, 主として溶岩と火山砕屑岩からなる (天野, 1980). これらの地層からは海成堆積物の証拠は見いだされておらず, おそらく陸域で堆積したものであろう. 山田 (1972) は, この時期の中性の火山砕屑岩からアクリーショナリラビリを報告している. 上部は主として珪長質の火山岩類からなり, 主としてドーム状の溶岩や火山砕屑岩からなる. 溶岩の一部は急冷破砕組織を示し, 水中での噴出を示している (Ohguchi, 1983). この珪長質火山砕屑岩の下部では薄層理を示す凝灰質シルト・垂炭・礫岩などを含み, 湖成堆積物と解釈される (佐藤, 1986). 上部では浅海性貝化石を産出する砂岩・黒色泥岩を挟む. これらの海成相は側方に陸成相に変化する. 新庄盆地北西の脊梁山脈では, 珪長質溶結凝灰岩が安山岩質火山砕屑岩を覆って分布する (馬場ほか, 1991). 由利丘陵南部に分布する溶結凝灰岩の中には, 下位から溶結凝灰岩・デブリフロー・湖成層という, カルデラ充填堆積物の特徴を示す層序がある. これらの地層が下位層にアバットしていることから, この時期に噴出した溶結凝灰岩の給源は, 陥没カルデラを形成していた可能性が強い. 脊梁山脈の東側では (第 4 図の地域 3), 次のステージの堆積物が直接基盤の花崗岩類を被覆する. この西側の火山砕屑岩は花崗岩類や変質安山岩の礫を含み, 断層による差別的な上下運動を示唆している (佐藤, 1986).

中部東北日本の前弧側には, 脊梁山脈とほぼ同様な層序が発達する (第 4 図の地域 1). これらの堆積物は NNW 方向のハーフグラーベンを埋積したもので (中村ほか, 1989), 層厚 1000 m の地溝内堆積物の基底は安山岩質火山岩類からなり, 22 Ma の放射年代値を示す (今田・植田, 1980). これらの地層は主として珪長質の凝灰岩からなり, 上部にいくに従い次第に浅海か

ら沖合いの堆積物を挟在する (石井ほか, 1982).

5.2 垂直変動とテクトニクス

このステージの造構運動は正断層運動によるハーフグラーベンの形成によって特徴づけられる. 第 5 図にこの時期に形成された東北日本のハーフグラーベンの分布の概略を示した. この図は主として Yamaji (1990) の分布図をもとに, 仙台沖は中村ほか (1989), 日本海域は鈴木 (1989) を参考にして作成した. この時期のハーフグラーベンを充填した地層は, その後の火山砕屑岩に覆われる場合が多く, その認定を困難にしている. 第 5 図の東北地方の北部でハーフグラーベンの記載が少ないことには, このような要因が関与している. また, ハーフグラーベンの認定には火山性の急崖と断層崖を区別する必要があり慎重な検討を要する. 今後, このような観点からボーリングの資料を含め検討していけば, より明瞭なハーフグラーベンの実態が明らかになると期待される. 不十分な資料ではあるが, これらのハーフグラーベンは, 現在の羽根丘陵周辺を軸としてその西側では背弧



第 5 図 リフティング・ステージにおけるグラーベン, ハーフグラーベンの分布概略図

Fig. 5 Distribution of the grabens and half grabens which were formed during the Rifting Stage in Northern Honshu.

側に、その東側では前弧側に傾斜する傾向がある。

この時期のグラーベンの方向や貫入している岩脈群の貫入方向(天野, 1980)から、この時期の広域応力場は最小主圧縮応力場がEW方向の引張応力場にあったと推定される(佐藤ほか, 1982)。火山噴出物をも含んだこの時期の堆積速度を、第4図に示した層厚を基に第3図に示した地質年代から算定すると、北部朝日山地では37 cm/千年以上、脊梁山脈では18 cm/千年、前弧域で20 cm/千年となる。

日本海の拡大は古地磁気学的な研究と放射年代値によって21-14 Maに生じたと考えられている(Tosha and Hamano, 1988)。正断層運動の時期はこの時期に一致する。ハーフグラーベンの形成と引張性の応力場、高い堆積速度などは日本海の形成と密接に関連していると推定される。

6. 背弧海盆拡大ステージ (Back-arc Basin Opening Stage)

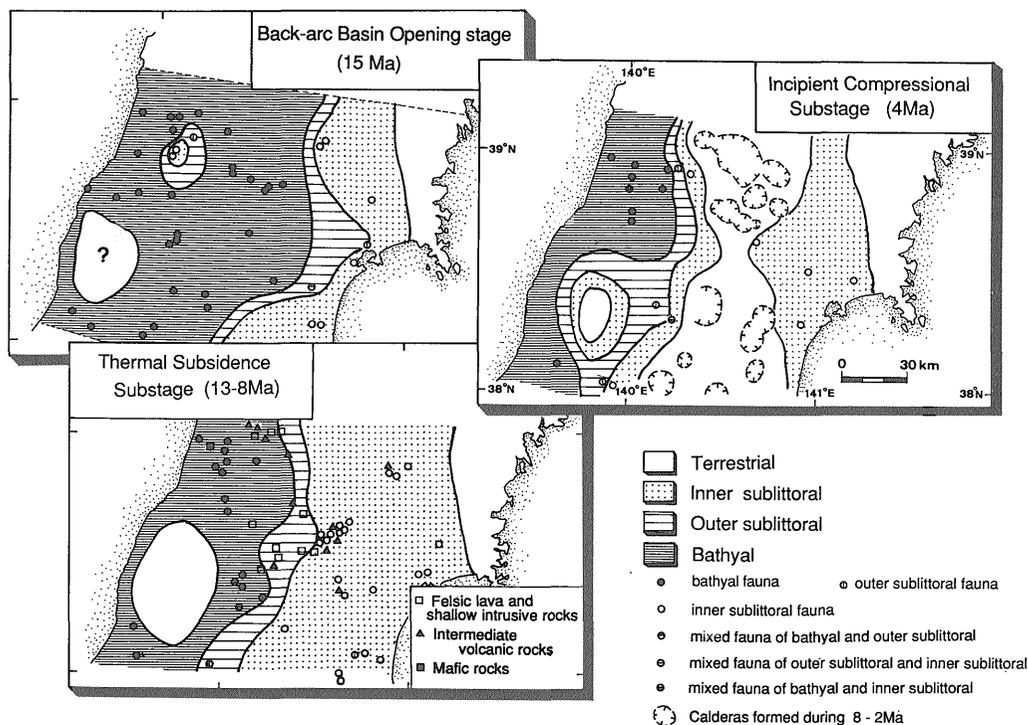
このステージは、背弧側での広域的な沈降(第6図)と

玄武岩の大規模な噴出によって特徴づけらる。

6.1 堆積作用と火成活動

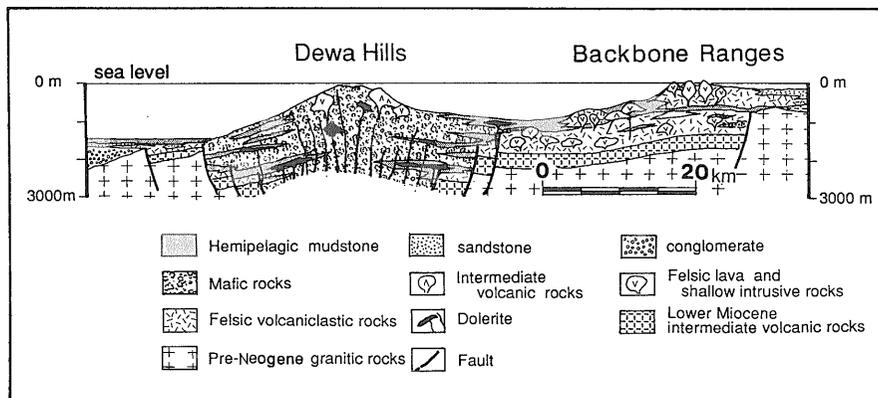
出羽丘陵の軸部には、層厚1200 m以上の玄武岩質火山岩が露出している(第2図)。これらの火山岩は、水中溶岩・ハイアロクラスタイトと再移動した玄武岩岩屑からなる(佐藤, 1986; Tsuchiya, 1989)。これらの玄武岩質火山岩は海底で楯状の山体を形成していたらしく(第7図)。山頂部では再堆積性のラピリストーン中に浅海性の貝化石(佐藤, 1986)、酸化されたスコリア片を含む(Tsuchiya, 1989)。山体の翼部では玄武岩質の岩屑は上部深海帯の底生有孔虫化石を産する泥岩を挟む(佐藤, 1986)。

多数の岩脈がこれらの火山岩類中に貫入して、平行岩脈群を形成している(佐藤, 1986; Tsuchiya, 1989)。岩脈群の卓越方位はENE方向であり(第8図)、海底火山の高まりもほぼこの方向に平行している。これらの火山岩類は、ソレライト質の組成を示し(土谷, 1988 a)、少量の珪長質火山岩・安山岩を伴う。微量元素組成の分析結果は、玄武岩類が島弧下のものよりは背弧海盆で形



第6図 東北日本中部地域の中期中新世から鮮新世の古地理図(天野・佐藤, 1989を一部修正)。

Fig. 6 Simplified palaeogeographic map of the central part of Northern Honshu during Middle Miocene to Pliocene.



第7図 東北地方中部地域の背弧域を横切る中期中新世中期 (Blow の N 10 帯) における模式断面
 Fig. 7 Schematic cross-section showing the middle Miocene (Blow's N 10 zone) sedimentary environments across the back-arc side of the central part of Northern Honshu. Location of this cross section is shown in Figure 1 (A-A').

成された岩石との類似を示している (土谷, 1988 b). この玄武岩類は分布域の南縁で (第3図の地域8), Blow (1969) の N 8 帯に相当する有孔虫化石を含む泥岩を整合に覆う (藤岡ほか, 1981). 玄武岩質火山岩の上部に挟まれる泥岩からは N 10 帯に相当する有孔虫化石が報告されており (池辺ほか, 1979), これらのデータは, 玄武岩質火山岩が 16.5-13 Ma の間に噴出したことを示している.

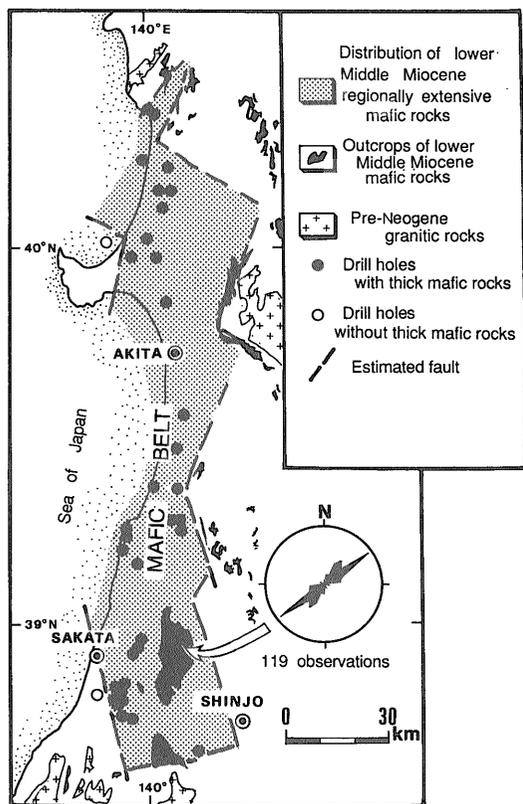
多数の孔井資料によってこれらの玄武岩質火山岩類が厚い泥質岩に覆われて, 広く分布することが明らかにされている (第8図; 土谷, 1988 a; 佐藤ほか, 1988; 大沢ほか, 1989). それらは現在の北部本州の日本海沿岸に南北 300 km, 幅 30-40 km にわたって分布する. これらの玄武岩質火山岩の分布面積は, 6600 km² に達する. 酒田市南方の庄内平野下では層厚 1000 m 以上の玄武岩類が 4 km 西方のボーリング地点では消失している (土谷ほか, 1984). したがって玄武岩は堆積同時性の断層で境されたグラベン内に噴出した可能性が強い (第8図).

朝日山地の西部では, 漸深海帯の底生有孔虫化石を含む泥岩が, 以前のステージの浅海性層に整合的に重なる. しかし, しばしばこの泥岩は傾動した陸成堆積物に緩傾斜でオンラップする (山路, 1989).

奥羽脊梁山脈では, この時期に層厚 600 m 前後の火山岩類と沖合いから浅海性の堆積物が堆積している. 新庄盆地の北東の脊梁山地では, 半遠洋性の泥岩が前のステージの浅海-陸成層にオンラップする (佐藤, 1986).

この泥岩の基底部にはしばしば礫岩が発達する. 脊梁山地の東部では (第4図の地域3), 泥岩が直接基盤の花崗岩類を覆う. 火山岩類は珪長質の組成が卓越し, 少量の玄武岩質・安山岩質の火山岩を伴う. 珪長質火山岩は, 溶岩ドームやハイアロクラスタイト, 再堆積性の火山碎屑岩からなる. 溶岩ドームはしばしば集合をなし, 円形ないし楕円形に配列する. これらの溶岩ドームの周辺は盛り上がりを示し, 周辺に分布する火山岩層は斜交層理を示し浅海性の貝化石 (Ogasawara and Sato, 1986) や溶岩ドーム由来の円礫をふくむ. このことは溶岩ドームが陸上ないし海岸線での侵食作用を被ったことを示している. 翼部では浮石の礫を含む火山碎屑岩が, 中部漸深海帯の底生有孔虫化石を含む泥岩と互層する. これらの珪長質火山碎屑岩の下位には, 中部漸深海帯の底生有孔虫化石を産する泥岩が位置していることから, はじめに深い堆積盆地が形成され, その後この堆積盆地が数百メートルの起伏をもった火山碎屑物によって埋積されたと考えられる. 少量の玄武岩質-安山岩質の火山岩も噴出しているが, いずれも水中噴出の産状を示している. 脊梁地域における珪長質な火成活動の卓越は, 背弧側での玄武岩質な活動と対照的である.

東北日本中部地域の前弧側では, この時期の初めに隆起し, NW-SE 方向の軸跡を示すゆるい褶曲が形成された (石井ほか, 1982). この褶曲の形成に引き続いて, この地域は層厚 600 m の北西に緩く傾斜した砂岩を主体とする浅海成層によって, 不整合に覆われる. 前弧側では少量の安山岩の噴出が報告されており (石井・柳沢,



第8図 東北地方の中期中新世に噴出した玄武岩及び同質火山砕屑岩の分布
 図中のローズダイアグラムは玄武岩岩脈の貫入方向を示す(半径は30%)。

Fig. 8 Distribution of the thick mafic volcanic rock successions erupted during middle Miocene in Northern Honshu. Rose diagram in this figure represents the orientation of mafic dykes (radius represent 30%).

1984), これらはほぼ 15 Ma の火山フロントに相当する(大口ほか, 1989)。

6.2 地殻の垂直運動とテクトニクス

Blow (1969) の N 8 帯から背弧域では沈降運動が顕著になり, N 10 帯の時期には背弧域のほとんどが漸深海帯の環境となる(第5図)。背弧側ではいくつかの地域で中部漸深海帯を示す底生有孔虫化石が報告されている(長谷川ほか, 1989)。出羽丘陵では, 1200 m 以上の層厚の海底火山がその頂部で浅海相を示すことから, 海水準変動を考慮しないみかけの沈降速度は少なくとも 34 cm/千年以上である。日本近海の底生有孔虫の深度分布に基づけば(秋元・長谷川, 1989), 中部漸深海帯

の水深は, 700-2800 m とされている。この時期の地層の厚さや堆積相から判断して, 背弧側の地域は N 8 帯から N 10 帯の時期に 1-2 km の沈降量を考えるのが妥当であろう。脊梁地域では(第4図の地域5・6), この時期の地層の下部の CN 5 a 帯(Okada and Bukry, 1985)に相当する層準で中部漸深海帯の底生有孔虫化石を産出する。この下位の地層が陸域ないし浅海相を示すことを考え合わせると, 15 Ma 前後での急速な沈降を示している。この堆積盆は, 700 m ほどの火山砕屑岩によって, 一部浅海域まで埋め立てられることから, 沈降の総量はほぼ地層の厚さに等しいと見なせる。このことからみかけの沈降速度を算定するとほぼ 35 cm/千年となる。

Blow の N 9-10 帯もしくは CN 4 帯に相当する地層は, 前述したように以前の傾動した地層や基盤岩にオンラップする。したがって, ほとんどの地域で堆積盆の形成に関与した断層運動が 15 Ma には終了したものとみなされる。しかし, 庄内平野下の資料(土谷ほか, 1984)から判断して, 玄武岩を噴出したグラーベンはこの時期にも活動していた可能性が強い。

この時期の広域応力場は出羽丘陵に分布する平行岩脈群と奥羽脊梁山脈に分布する正断層性小断層とによって知ることができる。この両者は NW-SE 方向の引張性の応力場を示している(佐藤, 1986)。背弧側では引張性の応力が支配的であったが, 前弧側では松島湾層群の NW-SE 方向の軸跡をもつ褶曲構造(石井ほか, 1982)から推定されるように地域的なもしくは短期間の圧縮性の応力場が推定される。transtensional な応力場に置かれていた可能性も指摘されており(山路, 1989), 日本海拡大時の東北日本のブロック運動と合わせて検討していく必要がある。

7. 冷却沈降ステージ (Thermal Subsidence Stage)

7.1 冷却沈降サブステージ

(Thermal Subsidence Substage)

堆積作用と火成活動

このサブステージは背弧側での継続する沈降運動と火成活動の減少によって特徴づけられる(第6図)。背弧側では, 単調な半遠洋性の珪質泥岩が以前のステージの海底火山体を覆った。珪質泥岩は新庄盆地北部で 900 m の最大層厚を示し, 還元的な環境を示す砂質底生有孔虫化石を含む。また, この泥岩は珪長質の火山砕屑性タービダイトを挟在する。背弧側の地域には, 珪長質から玄武岩質までの海底火山が散点的に分布する。

奥羽脊梁山脈においては, 珪長質から安山岩質の火山

岩と浅海性の堆積物が卓越する。層厚は 500 m である。安山岩質火山岩は、溶岩ドームと直径 10 km ほどの広がりをもつ小規模な楕状の火山体をなす。この火山体は、水中破碎溶岩・ハイアロクラスタイト・再堆積した火山岩屑・斜交層理を示す火山性砂岩・礫岩などからなる。翼部ではマスフローによる再堆積したラピリストーンと火山性シルトの互層からなり、陸棚外縁の生息深度を示す貝化石を産出する (Ogasawara and Sato, 1986)。このラピリストーンは溶岩片と酸化されたラピリ片を含む。中心部では水冷破碎溶岩とハイアロクラスタイトが卓越する。上部は斜交層理を示す砂岩に覆われ、砂岩中からは浅海性の貝化石・円磨された安山岩礫を含む。このことは堆積時中の火山体の陸上もしくは海岸での侵食を示している。珪長質火山岩・火山砕屑岩の産状は、以前のステージに類似し、ドーム状溶岩・ハイアロクラスタイト・再堆積性の岩屑からなる。

この時期には、とくに背弧側で前のステージの大量の玄武岩質火山活動はほぼ収束し、火山活動は減衰した。火山活動は珪長質から玄武岩質までのユニモーダルな性質を示す。主要な火山活動の地域は背弧側から脊梁地域に移行し、当時の火山フロントは現在の脊梁山脈の東縁まで、背弧側に移動した。しかし、背弧域では少量であるが玄武岩質の火山活動の継続や、主要な火山活動の場が構造的な低地に位置していることなど、前ステージとの共通点が多い。

前弧側では、層厚 200 m 前後の浅海性の堆積物が発達する (石井ほか, 1982)。これらの砂岩は珪長質凝灰岩を挟む。おそらく脊梁地域の珪長質火山活動に由来するものであろう。

垂直変動と応力場

この時期の応力場を直接示す資料は極めて少ない。しかし、以前の背弧海盆拡大期と後の弱圧縮応力サブステージでの推定される広域応力場の水平圧縮軸の方向は変化していない。したがって、この時期の応力場は最小主圧縮応力軸が NW-SE に配列した中間的な応力場であったと推定される。

脊梁山脈では層厚 400 m、前弧側では 160 m の浅海性の堆積物が以前のステージの浅海性の堆積物の上に積成している。したがって海水準変動を考慮しないみかけの沈降速度は脊梁山脈で 8 cm/千年、前弧側で 3.2 cm/千年となる。背弧側では堆積深度の見積りが困難なため、数値の算定は難しい。浅海性の化石を産出する火山性の高まりを半遠洋性の泥質岩が覆うことから考えて、広域的な沈降運動は継続していたとみられる。

日本海の開裂はほぼ 14 Ma に終了したと考えられる

(Tatsumi *et al.*, 1989; 広岡, 1989)。リフティングに引き続くゆっくりとした沈降運動は、冷却による沈降メカニズムによって説明されている (Mckenzie, 1978)。日本海側の地域での火山活動の収束と中間的な応力状態は、この時期のゆっくりとした沈降運動が地殻及び上部マントルの冷却に由来するというモデルと調和的である (山路・佐藤, 1989)。

7.2 弱圧縮サブステージ

(Incipient Compressional Substage)

堆積作用と火成作用

現在の奥羽脊梁山脈は、中期中新世末から隆起を始め、このステージの初期には既に島々をなしていた (第 6 図)。出羽丘陵の西部では、1400 m の泥質岩が前のステージの珪質泥岩を整合に覆って積成した。それらは、下位より黒色泥岩・灰色泥岩・生物擾乱を被った砂質シルト岩からなる。黒色泥岩は、還元的な環境を示唆する砂質の底生有孔虫化石を含み、珪長質の火山砕屑性タービダイトや珪長質の細粒凝灰岩薄層をはさむ。単調な岩相を示す灰色泥岩は、上部漸深海帯を示す石灰質底生有孔虫化石を産出する。生物擾乱を受けた砂質泥岩は、同様に上部漸深海帯の底生有孔虫化石を産出するが、上部では浅海性のフォーナの割合が増加し、後背地の浅海化を示している (佐藤, 1986)。

新庄盆地西部には、層厚 1300 m の堆積物が積成する。下部は、下位より黒色泥岩・砂岩泥互層をなすタービダイト・生物擾乱を示す泥質砂岩からなり、上部漸深海帯から沖合いの堆積物である。上部は、浅海からデルタの環境で堆積した堆積岩からなり、しばしば脊梁山地からもたらされた珪長質凝灰岩を挟む。これらの堆積岩は、浮石片・火山性石英・火山ガラス片を豊富に含む。新庄盆地の東部では、層厚は 200 m に減少し、濃縮した堆積作用を示している。下位より黒色泥岩・浅海性の貝化石を産出する砂岩から構成される。このステージの堆積盆地は、西方に深度が増大し堆積物の層厚は東方に減少している。

脊梁山地では、珪長質火山活動による多数の陥没カルデラが形成されている (第 6 図)。カルデラは 10 km 前後の直径を示すものが多い。カルデラ充填堆積物は、厚い一部溶結した珪長質凝灰岩・カルデラ壁の崩壊によるデブリフロー堆積物・湖成堆積物などからなる (Utada and Ito, 1989; 佐藤, 1986)。赤倉カルデラのように中央部に再生ドーム (resurgent dome) が形成されているものもある。しばしば、カルデラ壁や再生ドーム周辺に珪長質のドーム状溶岩が噴出している。

この時期に形成された同様のカルデラは、東北地方の

脊梁山脈沿いに多数分布する(伊藤ほか, 1989). これらのカルデラは, 脊梁山脈沿いの幅の狭い領域に集中する. 脊梁山脈の東部には, この時期に噴出した少量の玄武岩-安山岩質と火山岩類が分布する(北村ほか, 1986; 佐藤, 1986). この時期に噴出した火山岩類は, カリウム成分が背弧側に増大する傾向を示し(周藤, 1989), 第四紀火山と類似した傾向を示している.

前弧側の地域では, 地殻の垂直変動は背弧側に比べて少なく, 浅海性の堆積物が主として海水準変動に支配されて堆積した(石井, 1989; 柳沢ほか, 1989). このステージの初期には, 前弧側は浅海性の環境下にあった. 後期中新世になって, 海水準の低下(Haq *et al.*, 1988)に伴いほとんどの地域が陸化した. 鮮新世では世界的海水準変動に対応した2回の主要な海進がこの地域で認識されている(柳沢ほか, 1989). 前者の海進に対応した堆積物は後者に比べより広い分布をしめす.

垂直変動と応力場

以前のステージまでは, 脊梁地域は連続的な沈降の場であったが, この時期には隆起し陸域となった. 現在の脊梁地域の構造は, 逆断層で境される隆起帯を形成している. この隆起帯の中には, カルデラをとりまくような緩いドーム状の構造が形成されている. 次のステージに形成された逆断層による変形を差し引くと, このステージの間の主要な変形は, このドーム状の構造と脊梁山脈全体としての緩やかな背斜構造のみとなる(佐藤, 1986). このような, カルデラをとりまくドーム状の構造形態は, カルデラの形成に関与した火山性の要因が, 脊梁山脈の隆起に寄与していることを示している.

背弧域では, 緩慢な沈降運動がこの時期の前半にわたって継続し, その後堆積盆地は埋積と浅海化を示す.

広域応力場は, 鉾脈・小断層・岩脈などによって復元されている(佐藤ほか, 1982; 佐藤, 1986; 天野, 1980; Otsuki, 1990). この時期に形成された断層は, NE-SW 方向の正断層と NE-SW 方向の最大水平圧縮主応力軸を示す横ずれ断層からなる. これらの異なった種類の断層の共存は, 最小圧縮主応力は水平で一定していて, 最大圧縮主応力と中間圧縮主応力がほぼ等しく, 容易に変換しうるような応力状態にあったものと推定される. このような応力場をここでは中間的な応力場(intermediate stress regime)とよぶ. 前弧側の地域では初期鮮新世に形成された NW-SE 方向を示す露頭規模の正断層が分布する(佐藤ほか, 1982; 佐藤, 1986). このことは, 中間主応力軸はより島弧と直交した方向に変換したことから考えると, 島弧に直交した応力成分の増大を示唆するかも知れない. いずれにせよ, この時期

の脊梁山脈の隆起運動には, 火成-深成活動と同様に水平圧縮応力の増大が関与しているであろう.

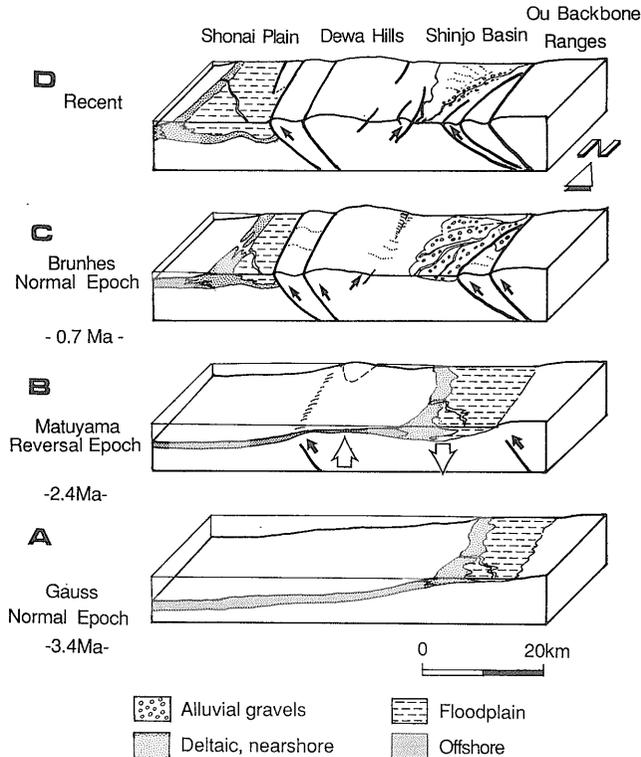
8. 短縮変形ステージ (Shortening Deformation Stage)

8.1 堆積作用と地殻の垂直変動

このステージの堆積作用と地殻の上下変動は, 日本海側から内陸盆地の層序によく記録されている(第2図). 新庄盆地の東部には以前のステージのデルタ性の堆積物を整合に覆って, 層厚 650 m の陸成層が堆積している. これらは砂岩・泥岩・礫岩からなり, 亜炭と珪長質凝灰岩を挟む. 層相からデルタから河川性の堆積物と解釈される(佐藤, 1986; 武部, 1990 MS). これらの礫岩の組成は, 脊梁山脈に分布する中部中新統の珪長質火山岩に富む. 砂岩は凝灰質で, 浮石片・火山ガラス片・火山性石英に富む. 珪長質凝灰岩は厚さ数 m の火山碎屑流堆積物で, しばしばアクリーショナリラピリを伴う. 新庄盆地の西部には, 層厚 850 m の地層が分布する. 砂岩・泥岩・亜炭などからなり, 沿岸性からデルタ, 河川性の堆積物と解釈される(武部, 1990 MS). 砂岩は東部と同様に火山碎屑物に富むが, 基盤の花崗岩由来の円磨された石英粒を含んでいる. 新庄盆地中央部には, これらの地層を覆って粗粒な河川堆積物や扇状地堆積物が重なり, さらに火砕流堆積物に覆われている. これらの地層は下位の地層を背斜などの隆起部において不整合, 沈降部において整合で覆い, rotative onlap を示している. これらの河川及び扇状地堆積物の礫種は, 脊梁山脈からもたらされた先第三系花崗岩類や下部中新統の変質安山岩に富む. このステージにおける新庄盆地東部の礫種の変化は, 脊梁山脈の隆起運動を反映している.

庄内平野下には層厚 1700 m に達する上部鮮新統から第四系が積成している(池辺ほか, 1979). この地層の下部は, 下位からシルト岩・泥質砂岩・砂岩からなり, 上方粗粒化を示す. また, 産出する底生有孔虫も上部漸深海帯から上部浅海帯へと, 上位に向かって浅海化を示す(池辺ほか, 1979). 出羽丘陵の西部のサクセッションは, 泥質砂岩・砂岩からなり庄内平野下と同様に上方粗粒化を示す. 底生化石も, 下部浅海帯から上部浅海帯へと浅海化を示す(佐藤, 1986). 庄内平野下と出羽丘陵西部では, これらの地層の上位に浅海-陸成の第四系・庄内層群が重なる. 庄内平野下では整合的に重なるが, 出羽丘陵西部では傾斜不整合で, 下位の上部鮮新統を被覆し, rotative onlap を示している.

このステージにおける中部東北地方の背弧側の堆積作用と地殻変動を第9図に示した. 初期鮮新世に新庄盆地



第9図 東北地方中部背弧域の鮮新世から第四紀までの地質構造発達史

Fig. 9 Schematic diagram showing four stages in the Pliocene to Quaternary history of the back-arc side of the central part of Northern Honshu.

は、西方に層厚が増大するデルタ性の堆積物により埋積されたが、出羽丘陵と庄内平野は漸深海帯の環境にあった(第9図A)。松山逆磁極期(2.4-0.7 Ma; 第9図B)には、新庄盆地内は500 m前後の層厚の沿岸-河川性の堆積物によって埋積されるが、これらの堆積物は盆地内ではほぼ一定した層厚を示している。これは堆積同時的な盆地の沈降運動を示している。この時期には、西部出羽丘陵の堆積環境は庄内平野に比べ浅海化しており、出羽丘陵の隆起運動が推定される。1 Ma以降、逆断層運動を伴う脊梁山脈の隆起は、新庄盆地に碎屑物を供給し粗粒な河川性及び扇状堆積物が堆積した(第9図C)。圧縮応力によって盆地充填堆積物は逆断層の形成に伴って褶曲し、背斜の軸部や逆断層の隆起部で盆地内不整合が形成された(佐藤, 1986)。庄内平野では、この時期に出羽丘陵の西縁を限る逆断層が活動した。出羽丘陵の隆起運動は、庄内平野の沈降運動を伴い、庄内平野に碎屑物を供給し、庄内平野では800 mに達する浅海-河川

性の堆積物が積成した。河岸段丘の変形と転移は古い逆断層が不活発になり、新しい断層が盆地内部に向かって形成されたことを示している(佐藤, 1986; 第9図D)。庄内平野東縁の逆断層に沿う第四系の分布と地質構造は、新庄盆地と同様の逆断層の平野側への前進を示している。

8.2 火成作用

短縮変形ステージの前半においては、火成活動は以前のステージと同様の特徴を示している。奥羽脊梁山脈では、前のステージに引き続いてカルデラを伴う珪長質の火成活動が卓越する。これらのカルデラの中で、鬼首カルデラについては詳細な記載が行われている(Yamada, 1988)。鬼首カルデラは、脊梁山脈の東部に位置し(第2図)、直径10 km前後で、カルデラ内は層厚900 mの湖成層によって充填されている。このカルデラを給源とする火砕流堆積物が前弧側の地域から西部脊梁山脈まで広く分布している(第1図及び第2図)。1 Ma以降、中部東北地方では安山岩質-玄武岩質の成層火山が卓越

する(Aramaki and Ui, 1982; 守屋, 1986). それらは島弧に平行するいくつかの火山帯に区分されている(Sakuyama and Nesbitt, 1986). 火山の分布頻度と噴出量は脊梁山脈軸部で最大となる(吉田, 1989).

8.2 応力場と短縮変形

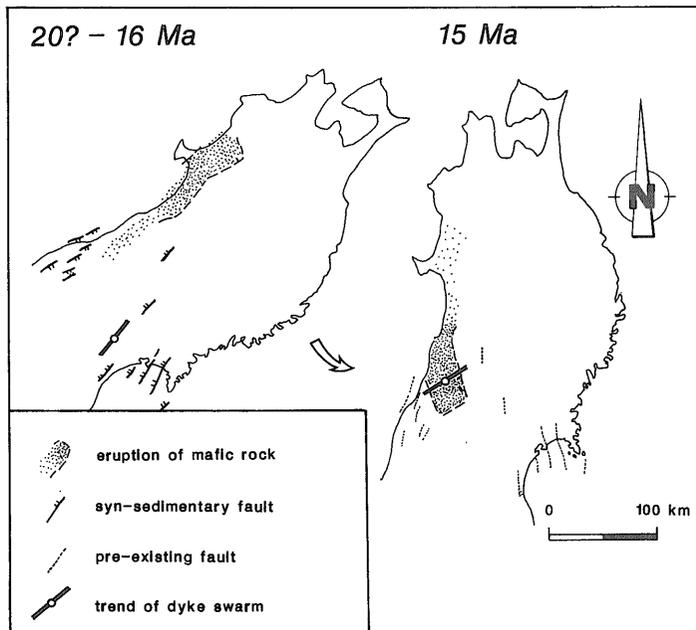
東北日本中部地域には、多数の露頭規模の逆断層が島弧に平行な方向に形成されている。これらの逆断層から復元した応力場は、最大主圧縮応力軸が水平で島弧の伸びに対して直交する方向をとり、最小主圧縮応力軸が垂直となる(佐藤, 1986)。露頭規模の逆断層の分布は、火山弧の広範な地域が圧縮性の応力場におかれたことを物語っている。測地(例えば中根, 1973)や発震機構(例えば Wesnousky *et al.*, 1982)、活断層(活断層研究会, 1980)などの資料は、水平最大圧縮応力及び歪軸が島弧と直交した方向になることを示している。

北部本州の短縮量は背弧側に向かって増加する傾向がある。地質断面の計測から求めた短縮率は、前弧側では平均短縮率は2%以下であるのに対して、背弧側の火山フロントより50 km 以内の地域では5%、そして日本海側では10%前後となる(佐藤, 1989)。このような短

縮変形は、主として逆断層周辺に発達する急傾斜帯でまかなわれている。孔井資料や河岸段丘の変位・変形から、これらの逆断層の運動開始時期がいくつかの地域で推定されている(大槻ほか, 1977; Awata and Kakimi, 1985; 佐藤, 1986; 栗田, 1988)。これらの結果から判断して、逆断層運動は日本海沿岸では3.4-2.4 Maの時期に、前弧側では0.9-0.5 Maの時期に活動を開始したものと推定される。いずれにせよ、0.5 Maには島弧全域を通じて逆断層運動が生じた。カルデラを伴う珪長質の火山活動から現在のような安山岩質の成層火山へと噴出様式が変化した時期は、脊梁山脈東縁の逆断層の活動開始時期とほぼ一致している。

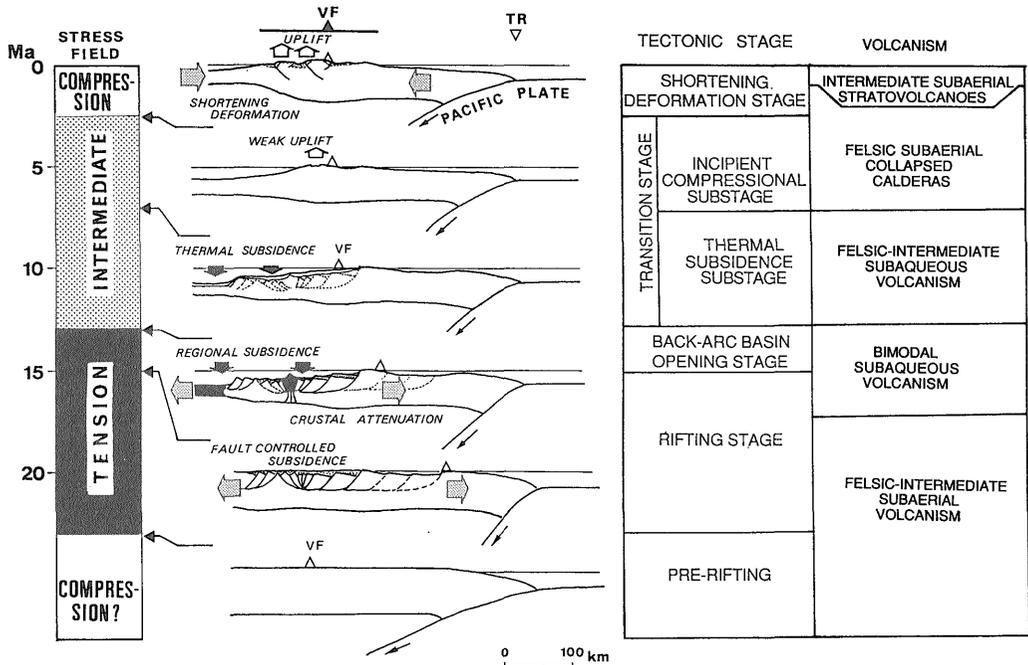
9. 東北日本中部地域の地質構造発達史

東北日本中部地域の地質構造の発達過程の概念図を第10図に示した。リフト期以前の漸新世には、背弧側の地域に陸上に噴出した火山岩類がわずかに分布している。この時期のグラベンを充填して堆積した非火山性の地層が現在残されていないことから、堆積盆地をつくるような(差応力の大きな)造構環境には置かれていなかっ



第10図 東北地方中部地域の後期新生代のテクトニクス

Fig. 10 Schematic diagram showing the relationship between the timing of eruption of mafic rock and the tectonic rotation of Northern Honshu during the Rifting Stage to Back-arc basin opening Stage.



第 11 図 初期-中期中新世における背弧側の玄武岩の噴出時期と東北日本の回転

Fig. 11 Schematic cross-sectional diagram showing the sequential evolution of the central part of the Northern Honshu in the late Cenozoic time.

たとえられる。おそらくこの地域は広範な陸域を伴う陸弧の一部で、弱圧縮ないし中間的な応力状態にあったであろう。約 30 Ma の火山フロントは、現在のものよりもはるかに背弧側に位置している (大口ほか, 1989; Tatsumi *et al.*, 1989)。このことは、海溝を固定して考えれば現在より浅い沈み込みを意味している (第 11 図)。

約 20 Ma の火山フロントは、100-200 km 海溝側へ移動した (大口ほか, 1989)。この海溝側への火山フロントの移動は、沈み込み角度の増大を意味し、アセノスフェアのマンテル・ウェッジへの流入をうながしたであろう (Tatsumi *et al.*, 1989)。このような変化に伴って上盤プレートの表面には、引張応力場のもとでグラベンないしハーフグラベンが形成され、陸源物質によって急激に埋め立てられた。火成活動は、はじめは安山岩質のものが主体であり、後には珪長質の活動が主体となる。全ての堆積盆地は火山岩を含み、火成活動は現在のように特別に集中する地域を示さず広範囲に広がっている。

中部東北日本で観測される中新世の沈降運動は、3つ

のフェーズに分けることができる。第一は、リフト期における断層に規制された沈降運動であり、第二はリフト期末から背弧海盆拡大期における広域的かつ急激な背弧域の沈降運動である。そして第三は、冷却沈降期における背弧側の相対的にゆっくりとした沈降運動である。リフト期の火山砕屑岩を含む地層の積成速度は、20 cm/千年以上であり、朝日山地西部では 40-150 cm/千年の値が見積られている (山路, 1989)。Blow の N8 から N10 の時期 (16.5 Ma-14 Ma) には、東北地方の背弧側は急速に中部漸深海帯まで沈降した。沈降量は 1-2 km、沈降速度は 40-80 cm/千年と見積られる。脊梁山脈地域と前弧側での沈降速度は前述したように 3-8 cm/千年となり、前の時期に比べ顕著に小さな値となる。

Yamaji (1990) はここで述べた初めの二つのフェイズの沈降運動が、地殻の伸展・薄化によって加速されている事実に注目しそのメカニズムを論じている。第3のゆるやかな沈降運動については、山路・佐藤 (1989) は Mckenzie (1978) の単純な伸長モデルを適用し、地殻及びマンテルの冷却による沈降が観測値を説明する最も妥当なメカニズムであることを示した。このメカニズム

は、冷却沈降期に背弧側で火山噴出物が著しく減少すること、この時期の広域応力場が中間的な応力状態であること、顕著な断層運動が認められないという事実からも支持される。

背弧海盆拡大期においては、出羽丘陵周辺のグラベン内で大量の玄武岩が噴出した。火成運動はバイモーダルな組成を示し(今田, 1974)、特に日本海側で玄武岩質の、脊梁山脈沿いに珪長質の火山活動が顕著である。これらの玄武岩の噴出時期は、秋田積成区と山形積成区では異なっている可能性が高い。前述したように月山北麓では、Blow (1969) の N 8 帯の泥岩の上位に、玄武岩質火山噴出物が重なる。また、新庄盆地東縁においても、玄武岩は CN 4 の泥岩中に挟在する(佐藤, 1986)。これに比べて秋田地域では、N 8 帯に相当する地層の下位にも玄武岩が噴出している(佐藤時幸ほか, 1991)。山形県北西部出羽丘陵の中軸部での化石年代の資料は得られていないが、以上の事実を総合すると、秋田地域での大規模な玄武岩の噴出時期は、山形県北西部での活動よりもより早期に開始した可能性が高い。これらの広域玄武岩の分布域は全体としては北北東に伸びるが、山形県北西部の青沢層は東側に大きく張り出した形態をとる(第 8 図)。このことは Tsuchiya (1990) が推定した広域玄武岩のリフト軸の方向にも現れていて、秋田地域ではほぼ南北方向を示すが、青沢層分布域では NE-SW 方向となる。また、青沢層中の玄武岩岩脈の古地磁気方位は西偏を示さず(斎藤, 1991 MS)、山形積成区の玄武岩は、日本海の拡大がほぼ終了した時期に噴出したと考えられる。以上の事実を説明する可能な東北日本の回転を第 11 図に示した。同様の復元は構造要素の配列から、Delgado-Granados and Otsuki (1989) によってなされている。このような回転運動を想定した場合、広域応力場を変化させずに、構造要素の卓越方位の変化が説明できる。

冷却沈降期の火成活動は、次の弱圧縮応力期に比べより前のステージに類似している。バイモーダルな火成活動は衰え、より中間的な組成のものに変化している。主要な火山地域は現在の脊梁山脈地域に移動したが、その地域は当時の海域・地形的な低所にある。火山フロントはこの時期の間にほぼ現在の火山フロントまで移動し、10 Ma 以降その位置を維持する(大口ほか, 1989)。

弱圧縮ステージに入ると、火成活動は現在の火山フロントに沿ったより幅の狭い地域に集中する。そして、主要な火山帯は以前のステージでは海盆内に位置していたが、この時期には構造的な高所へと変化する。この時期に形成されたカルデラ周辺のドーム状隆起構造は、脊梁

地域の上昇運動に火成-深成活動が関与していることを示している。

北部本州のテクトニクスには太平洋プレートの運動が関与している。太平洋プレートの絶対運動は、過去 15 Ma の間ほぼ一定しているが、Cox and Engebretson (1985)・Poliitz (1986) はこの間に一回の変化を見いだした。この変化は 5.2-2.5 Ma の間に起こったと見積られている。Poliitz (1986) はまた太平洋プレートの運動の変化が日本海溝に直交する方向の圧縮応力成分を増大させたとして述べている。日本海沿岸の逆断層運動の開始時期は、Poliitz (1986) の指摘と調和的である。日本海沿岸に始まる短縮変形は、0.5 Ma までには前弧側の地域まで及んでいる。

東北日本中部地域では、短縮変形期の後半には陥没カルデラを伴う珪長質火山活動から、安山岩-玄武岩質の成層火山へと変化した。東北地方中部地域では、ほとんどのカルデラが弱圧縮ステージに形成されている。これらの現象は Yoshida (1984)、高橋 (1986) が指摘しているように、陥没カルデラの形成が応力場・歪速度場などのテクトニックな要因によって支配されていることを示している。

10. おわりに

東北日本の背弧側には、新期の急激な隆起運動によって、かつての陸弧から背弧海盆にいたる一連のシーケンスが著しい変形・変質を受けずに地表に露出している。島弧の長時間地殻変動を含めこれらの背弧リフティングから背弧海盆の形成にいたるプロセスを記載し、総合的なモデル化を行っていくことは、日本の地質学に課せられた重要な課題の見つである。このような研究成果は、世界各地での同様のテクトニック・セッティングにある地質体を理解する上で、有効な指標となる。東北日本の第三系のほとんどすべては、火成活動の影響を被っている。今後、過去の地殻変動を精度よくモニターしていくためにも、火山砕屑岩を含めた堆積学的な検討が必要であろう。また、リフティング・ステージについては、とくに不明な点が多い。広岡 (1989) によって指摘されているような、リフティングの際のブロック運動についても、構造地質学的にその運動像を明確にしていく必要がある。

11. まとめ

(1) 中部東北地方の後期新生代の応力場は、以下の 3 つの主要な時期に区分される。(a) 初期中新世から中中新世前期の引張性応力場。(b) 中中新世後期か

ら初期中新世の中間的応力場 (c) 鮮新世末からの圧縮性応力場。

(2) 堆積盆地の発達過程からは以下の5つの時期に区別される。(a) 断層に規制された沈降運動 (リフティング・ステージ)。(b) 背弧側の広域的かつ急速な沈降運動 (背弧海盆拡大ステージ)。(c) 熱的なゆっくりとした沈降運動 (冷却沈降サブステージ)。(d) 脊梁山脈の緩慢な隆起運動 (弱圧縮サブステージ) (e) 短縮変形による波状変形 (短縮変形ステージ)

このように、堆積盆地の発達は広域的応力場と密接な関連を示している。

(3) 後期新生代を通じての堆積相の変遷は以下のようによまとめられる。(a) リフティング・ステージ: 陸成から浅海性の堆積相と安山岩質から珪長質の火山源岩相。(b) 背弧海盆拡大ステージ: 背弧域での半遠洋性の堆積相と前弧側の浅海堆積相, 水中での玄武岩質及び珪長質の火山源岩相の卓越。(c) 冷却沈降サブステージ: 背弧側での珪質泥岩の堆積と前弧側での浅海性の堆積相, 脊梁地域での水中珪長質-安山岩質火山源岩相の卓越。(d) 弱圧縮サブステージ: 背弧側での沖合い-浅海域の堆積作用, 脊梁地域の珪長質カルデラに伴う湖成堆積相と火山源岩相, 前弧域での浅海-河川性の堆積作用。(e) 短縮変形ステージ: 逆断層に境された堆積盆での浅海から陸成の堆積作用と陸上の火山源岩相。

(4) 火成活動は広域応力場と密接な関連を示し, 東北日本中部地域では以下の関係が認められる。(a) 広域的な玄武岩の噴出と, 結果として生じたバイモーダルな火山活動は, 引張性の応力場と地殻の伸長現象に関連している。(b) 大規模な陥没カルデラを伴う珪長質火成活動は, 中間的な応力場の時期に形成されている。(c) 安山岩質の第四紀後半の成層火山の形成は強い圧縮性の応力場と関連している。

謝辞 本論文の公表の機会を与我えていただいた地質調査所地質部の鹿野和彦技官・柳沢幸夫技官に, 深く感謝する。なお, 本研究の一部に文部省科学研究費補助金 (課題番号 01302017・02452064) を使用した。

文 献

- 秋元和實・長谷川四郎(1989) 日本近海における現世底生有孔虫の深度分布—古水深尺度の確立に向けて—。地質学論集, no. 32, p. 229-240.
- 天野一男(1980) 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究。東北大地質古生物研邦報,

no. 81, p. 1-56.

- ・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, p. 81-96.
- Aramaki, S. and Ui, T.(1982) Japan: Regional distribution and character of active andesite volcanism. In: R.S. Thorpein (editor), *Andesite*. John Wiley, New York, p. 259-292.
- 栗田泰夫(1984) 東北地方における後期中新世-鮮新世のカルデラ群。地調月報, vol. 35, p. 439-440.
- (1988) 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動。月刊地球, vol. 10, p. 587-591.
- Awata, Y. and Kakimi, T.(1985) Quaternary tectonics and damaging earthquakes in northeast Honshu, Japan. *Earthq. Predict. Res.*, vol. 3, p. 231-251.
- 馬場 敬・越川 憲一・金子光好・佐藤時幸・大口健志・田口一雄(1991) 新庄盆地北縁部及位地域のグリーン・タフ層序に関する新知見。石油技誌, vol. 52, p. 135-147.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. and Van Couvering, J.A.(1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 96, p. 1407-1418.
- Blow, W.H.(1969) Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronniman, P. and Renz, H.H. (eds.), *Proceedings of the first International Conference on planktonic microfossils*, Leiden, Netherlands, vol. 1. p. 199-421.
- Cox, A. and Engebretson, D.(1985) Change in motion of Pacific plate at 5 Myr Bp. *Nature*, vol. 313, p. 472-474.
- Delgado-Granados, H. and Otsuki, K.(1989) Two different acidic volcanism stages and their relationship with rifting and caldera developing in central NE Honshu, Japan. *Abstracts 96th Ann. Mtg. Geol. Soc. Japan*, p. 233.
- 雁沢好博(1983) フィッション・トラック法によるグ

- リー・タフ変動の年代区分 その2—
富山県太美山地域一. 地質雑. vol. 89, p.
271-286.
- 雁沢好博(1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀
火山岩のフィッシュン・トラック年代—奥
尻島・男鹿半島・朝日山地一. 地質雑,
vol. 93, p. 387-401.
- 藤岡展介・大口健志・米谷盛寿郎・臼田雅郎・馬場
敬(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. 石油技誌,
vol. 45, p. 159-174.
- Haq, B.U., Handenbol, J. and Vail, P.R.
(1988) Mesozoic and Cenozoic chro-
nostratigraphy and cycles of sea-
level change. *S.E.P.M., Special Pub.*,
no. 42, p. 71-108.
- 長谷川四郎・秋元和實・北里 洋・的場保望(1989)
底生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古
水深指標. 地質学論集, no. 32, p. 241-
253.
- 広岡公夫(1989) 中新世の中・東日本の古地磁気.
月刊地球, vol. 11, p. 539-543.
- 藤岡一男(1959) 5万分の1地質図幅「戸賀および
船川」および同説明書. 地質調査所, 61 p.
- 池辺 穰(1962) 秋田油田地域における含油第三系
の構造発達と石油の集積について. 秋田大
学地下資源研報, no. 26, p. 1-59.
- ・大沢 穰・井上寛生(1979) 酒田地域の
地質. 地域地質調査報告(5万分の1地質
図幅), 地質調査所, 42 p.
- 石井武政(1989) 東北本州弧外側第三系の地質とそ
の発達史. 地質学論集, no. 32, p. 113-
132.
- ・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久
也(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)地質調査所,
121 p.
- ・———(1984) 旧北上川沿いに分布す
る追戸層の地質時代について. 地調月報,
vol. 35, p. 623-635.
- 伊藤谷生・歌田 実・奥山俊一(1989) 東北日本脊
梁地域に分布する中新世後期-鮮新世のカ
ルデラ群について. 地質学論集, no. 32,
p. 409-429.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫(1989) 阿仁合植物群及び台島
型植物群の年代. 地調月報, vol. 40, p.
647-653.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層 一分布と資料.
東京大学出版会, 363 p.
- 木村勝弘(1986) 東北地方第三系の放射年代層位.
月刊地球, vol. 8, p. 370-375.
- 北村 信(1959) 東北地方における第三紀造山運動
について. 東北大地質古生物邦報, no. 49,
p. 1-98.
- ・大沢 穰・石田琢二・中川久夫(1981)
古川地域の地質. 地域地質研究報告(5万
分の1地質1図幅), 地質調査所, 32 p.
- ・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.
- 編(1989) 新生代東北本州弧地質資料集
(全3巻). 宝文堂, 仙台.
- 今田 正(1974) 東北日本弧における bimodal
volcanism. 地質雑, vol. 80, p. 81-89.
- ・植田良夫(1980) 東北地方の第三紀火山
岩の K-Ar 年代. 岩鉱鉱会誌, 特別号
no. 2, p. 343-346.
- Mckenzie, D.(1978) Some remark on the
development of sedimentary basins.
Earth Planet. Sci. Lett., vol. 40,
p. 25-32.
- Matsuda, T., Nakamura, K. and Sugimura,
A.(1967) Late Cenozoic orogeny in
Japan. *Tectonophysics*, vol. 4, p. 349-
366.
- 守屋以智雄(1986) 火山体とその発達. 火山 第2
集, vol. 30, p. 285-300.
- 中村光一・駒澤正夫・石原丈実(1989) 背弧リフト
形成期の前弧の分裂—第三紀における北上
山地と阿武隈山地間の海峡形成と閉塞のテ
クトニクス. 日本地質学会第96年学術大
会 講演要旨, p. 415.
- 中根勝見(1973) 日本における定常的な水平歪 (I)
・(II). 測地学会誌, vol. 19, p. 190-
199, p. 200-208.
- 西田彰一・茅原一也(1966) 西田川炭田の新第三系
(その1)—層序・構造・火成活動一. 新潟
大地磁研報, vol. 1, p. 31-51.
- 尾田太良(1986) 新第三紀の微化石年代尺度の現状
と問題点—中部および東北日本を中心とし

- て一. 北村 信教授退官記念論文集, p. 297-312.
- Ogasawara, K. and Sato, H. (1986) Miocene molluscs from the Utsuno and Ginzan Formations, Ou backbone ranges, northeast Honshu, Japan. *Saito Hon Kai Mus. Res. Bull.*, no. 54, p. 1-24.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎(1989) 東北地方新第三系貝類化石の古水深指標とその適用. 地質学論集, no. 32, p. 217-227.
- Ohguchi, T. (1983) Stratigraphical and petrographical study on the Late Cretaceous to Early Miocene volcanic rocks in Northeast Inner Japan. *J. Min. Coll. Akita Univ.*, ser. A, vol. 6, p. 189-258.
- 大口健志・吉田武義・大上和良(1989) 東北本州弧における新生代火山活動域の変遷. 地質学論集, no. 32, p. 431-455.
- Ohmoto, H. (1983) Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan. Part 1. Geologic history of the Green tuff region. *Econ. Geol. Monograph.*, no. 5, p. 9-24.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, vol. 5, p. 321-325.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Paleomagnetic evidence for Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan-rifting process of the Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 75, p. 265-277.
- Otsuki, K. (1990) Neogene tectonic stress fields of Northeast Honshu Arc and their implications for plate boundary condition. In: M. Kono and B.C. Burchfiel (Editors), *Tectonics of eastern Asia and western Pacific continental margin*. Tectonophysics, vol. 164-181, p. 151-164.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文(1977) 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, vol. 31, p. 1-14.
- 大沢 穠(1963) グリーン・タフ (緑色凝灰岩). 地下の科学シリーズ 14, ラティス, 東京, 231 p.
- ・土谷信之・片平忠実・菊池芳朗・大口健志(1989) 秋田県南部-山形県北部油田地帯の深部地質構造. 地質学論集, no. 32, p. 133-142.
- Pollitz, F.R. (1986) Pliocene change in Pacific-plate motion. *Nature*, vol. 320, p. 738-741
- Sakuyama, M. and Nesbett, R.W. (1986) Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 29, p. 413-450.
- 佐藤比呂志(1986) 東北地方中部地域 (酒田-古川間)の新生代地質構造発達史 (第I部・第II部). 東北大地質古生物研報, no. 88, no. 89, p. 1-32, p. 1-45.
- (1990) 東北本州弧の後期新生界の変形度について. 地質学論集, no. 32, p. 257-268.
- Sato, H. and Amano, K. (in press) Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sediment. Geol.*
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男(1982) 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質研究会誌, no. 27, p. 55-79.
- ・土谷信之・天野一男(1988) 中部中新統青沢層-日本海拡大時の海洋底玄武岩. 月刊地球, vol. 10, p. 251-255.
- 佐藤時幸・馬場 敬・大口健志・高山俊昭(1991) 日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期-西黒沢期における環境変動. 石油技誌. vol. 56, p. 263-279.
- 斎藤 晃(1991) 青沢・小原地域の貫入岩類の古地磁気的研究. 茨城大学理学部地球科学教室卒業論文(MS).
- 周藤賢治(1989) 日本海拡大説からみた東北日本弧

- の第三紀火山活動. 地球科学, vol. 43, p. 28-42.
- 鈴木宇耕(1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質. 地質学論集, no. 32, p. 143-183.
- 鈴木敬治(1989) 東北本州弧南部における中-下部中新統の植物化石層位について. 地質学論集, no. 32, p. 197-205.
- Taguchi, K.(1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 3rd ser., (Min., Petrol. and Econ. Geol.)*, vol. 7, p. 293-42.
- 高橋正樹(1986) 東北日本の第四紀火山活動一時間的变化とテクトニクス. 月刊地球, vol. 8, p. 729-733.
- 武部晃充(1990) 新庄盆地における鮮新・更新統の堆積学的研究. 茨城大学理学研究科修士論文 (MS).
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S.(1989) Opening of the sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, vol. 166, p. 317-329.
- Togashi, S.(1978) Petrology of Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 3*, vol. 12, p. 1-51.
- Tosha, T. and Hamano, Y.(1988) Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga peninsula and the rotation of Northeast Japan. *Tectonics*, vol. 7, p. 653-662.
- 土 隆一編(1981) 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基礎資料, 続編. IGCP-114, National Working Group of Japan, 156 p.
- 土谷信之(1988 a) 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, vol. 94, p. 591-608.
- (1988 b) 秋田-山形油田地帯付近における中新世中期玄武岩類の微量元素組成. 岩鉱, vol. 83, p. 486-491.
- Tsuchiya, N.(1989) Submarine basalt volcanism of Miocene Aosawa Formation in the Akita-Yamagata oil field basin, back-arc region of Northeast Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 32, p. 399-408.
- (1990) Middle Miocene back-arc rift magmatism of basalt in the NE Japan arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41, p. 473-405.
- 土谷信之・大沢 穠・池辺 穠(1984) 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 77 p.
- Tsunakawa, H.(1986) Neogene stress field of Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, vol. 124, p. 1-22.
- 植田良夫・神保 恵・田宮良一(1973) 山形県新第三系下部溶結凝灰岩の K-Ar 年代. 岩鉱, vol. 68, p. 91.
- Utada, M. and Ito, T.(1989) Sedimentary facies of Mio-Pliocene volcanotectonic depressions along the volcanic front in Northeast Honshu, Japan. In: A. Taira and F. Mastuda (Editors), *Sedimentary facies in the active margin*. Terra Pub., Tokyo, p. 605-618.
- Wesnousky, S.G., Scholz, G.H. and Shimazaki, K.(1982) Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 82, B8. p. 6829-6852.
- 山田宮三(1972) 宮城県岬々周辺の地質について. 岩井淳一教授記念論集, p. 367-375.
- Yamada, E.(1988) Geologic development of the Onikobe caldera, Northeast Japan, with special reference to its hydrothermal system. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 268. p. 365-378.

- 山路 敦(1989) 温海付近の地質と羽越地域における中期中新世のリフティング. 地質学論集, no. 32, p. 305-320.
- Yamaji, A.(1990) Rapid intra-arc rifting in Miocene northeast Japan. *Tectonics*, vol. 9, p. 365-378
- 山路 敦・佐藤比呂志(1989) 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, p. 339-349.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・下川浩一・衣笠善博(1983) 1:500,000 活構造図 秋田. 地質調査所.
- 柳沢幸夫(1990) 仙台層群の地質年代—珪藻化石層序による再検討—. 地調月報, vol. 41, p. 1-25.
- ・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, vol. 40, p. 405-467.
- Yoshida, T.(1984) Tertiary Ishizuchi Cauldron, Sothwestern Japan Arc: formation by ring fracture subsidence. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 89, p. 8502-8510.
- 吉田武義(1989) 東北本州弧第四紀火山岩類の研究. 地質学論集, no. 32, p. 353-384.

(受付: 1991年6月24日; 受理: 1991年7月24日)