

新生代東北本州弧のジオテクトニクス の研究に関する幾つかのコメント

北 村 信¹⁾

Several comments on the geotectonics of the Northeast Honshu Arc

Nobu KITAMURA¹⁾

Abstract The Neogene geotectonics in the Northeast Honshu Arc is summarized below with several comments for the convenience of future reference.

The tectonic movements, once called the Oshima orogeny, or the subduction which was responsible for the deformation of the Paleozoic and Mesozoic sediments in the Northeast Honshu Arc continued from the Jurassic into the early Cretaceous.

A preparatory stage of separation from the Asiatic Continent started immediately after this activities. It can be attributed that the thinning and stretching of the thick crust formed after the Oshima orogeny or the relevant subduction were carried out through vigorous silicic igneous activities accompanied with emplacement of granites. This stage may be regarded as the pre-rifting stage.

The rifting stage may be indicated by the initial volcanism of intermediate nature (propyrite) in the Green Tuff Region at earliest Miocene and followed by heavy accumulation of silicic green tuffs. Subsidence of half graben which is induced by the rifting of crust in deeper part facilitated presumably the sedimentary facies change from coarse debris flow or deltaic sediments to shallow marine sediments both in time and space. Then, it may have been followed again by the stage of steady subsidence which indicated by a thick accumulation of monotonous siliceous or hard shale accompanied with extrusion of basalt and dolerite in the Dewa Hill region. Extrusion of basalt and dolerite marks the rifting stage. Change of stress condition from tensional to compressional seems to commenced just after the deposition of the stagnant type black shale facies.

Uplift of the Back-bone Range was completed through the volcanic activities accompanied with caldron collapse through the Late Miocene to the Plio-Pleistocene. As the studies on the tectonics of the Dewa Hill region and the coastal region of the Sea of Japan from the Pliocene to the Holocene has been made clear by several authors, already, no comments on this problem are needed here.

I まえがき

ジオテクトニクスを論ずるということは、その地域を構成している地層の堆積から現在にいたるまでの構造発達史を、時間をたどって展開し、地表における変形史を支配した原動力をできるだけ地球規模でとらえることにほかならない。東北本州弧の背弧

堆積盆に相当するグリーントフ地域の新第三系は、日本列島が大陸縁辺部にあった時代から島弧に転換するに至るまでに形成されたもので、日本列島の地質構造発達史ばかりでなく、縁海形成の過程およびその原因を究明する上でも重要な情報を含んでいる。

本論では、総合研究の成果の総括を行うべきであると考えたが、錯綜した多くのデータを再吟味し、

¹⁾ 環境地学北村研究室 〒980 仙台市本町1-12-12, 山万ビル内
Kitamura Research Laboratory of Environmental Geology.
Yamaman Bld. 4F, Honcho-1 chome, 12-12, Sendai, 980 Japan.

それらの取りまとめに際しての手法の違いなどを乗り越えて、現時点で一元化することは避けるべきであると判断し、背弧堆積盆形成前の地史的背景と、形成後現在までのジオテクトニクスに関して若干のコメントを提示するに止めた。

II 背弧堆積盆形成前のジオテクトニクス

北上・阿武隈両山地は東北本州弧の前弧基盤隆起帯に相当し、その東側には前弧堆積盆がある。そして、西側の奥羽脊梁山脈と出羽丘陵を含む、いわゆるグリーンタフ地域は中新世の背弧堆積盆にあたる。背弧堆積盆は日本海の最上海盆の地域までを含み、佐渡海嶺およびその延長部以西が真の縁海となる。東北本州弧の地理的広がり、北海道西部の樺戸山地より西側の日本海および渡島半島全域を含み、南は北部フォッサマグナ地帯までを含む。総延長約800km、東西の幅約200kmに達する。

東北本州弧における古・中生界は、その大部分が西方の大陸縁辺部に付加帯として形成されたものである。そこは前期白亜紀には島弧テクトニクスと火成作用の場となり、大陸地殻に転換したものと考えることができる。先第三系基盤岩類の地質構造は、南部ほどNSに近いNNW-SSE方向を示し、北に行くほどNW-SE方向に転じた幾つかの主要断層によって分断された褶曲帯を形成している。初期白亜紀における花崗岩類の貫入は、配列上はあたかも上記地質構造に支配されているかの観を呈するが、東側のものほど古く、西側のものほど若い傾向を示している。

前期白亜紀以降に堆積した北上山地の宮古・久慈層群、阿武隈山地の双葉・白水層群などは、それ以前の地層とは著しい傾斜不整合関係にある。これらは、現在の陸域では、沿岸性～三角州～河川域での堆積相であるが、前弧堆積盆にはかなりのひろがりをもって分布している。これらは白亜紀後半以降古第三紀の堆積の中心が東に移行したことを物語っている。

東北本州弧の背弧堆積盆形成前の地史を考える時、どうしても念頭に入れておかなければならない問題がある。それは、日本列島内帯における前期白亜紀以降古第三紀にわたる花崗岩類の貫入と珪長質火山

活動である。その規模は幅200km、延長1,000kmにおよび、中国南東部、朝鮮半島南部およびシホテアリンをも含めると広大な面積を占めている。

領家帯の深成岩類には古期のものと新期のものがあるが、古期のものは120～100Maとみなされている。領家帯には火山岩相はなく、ほとんどが深成岩から成っている。これより内帯側の山陽帯における珪長質火成岩類の活動は、関門期(115Ma)・周南期(94～85Ma)・匹見期(91～87Ma)・阿武期(92～85Ma)の4期に行われ、少なくとも周南・匹見・阿武の3期の活動は、短期間に継続的に行われたことが知られている(村上, 1985)。山陽帯における広島型深成岩類の最も集中している貫入年代は110～70Maとされている。また、山陰帯における珪長質火成活動は、江津-三原期(火山岩のみ: 77～74Ma)・因美期(火山岩: 63～61Ma, 深成岩: 60Ma)・高山期(火山岩: 50Ma, 深成岩: 55～54Ma)・田万川期(火山岩・深成岩: 35～25Ma)の4期に分けられ、田万川期のものは陥没構造を伴い、むしろ、新第三紀のグリーンタフ地域の火成岩に類似することが指摘されている(村上・今岡, 1986)。

このように、西南日本では、珪長質火成活動の場は、前期白亜紀後半より古第三紀にかけて内帯側へ向って時代と共に移動し、最終的には、山陰の新第三紀のグリーンタフ地域に重複する位置を占めるにいたっている。

中部日本における濃飛流紋岩およびそれとcomagmaticな侵入岩・後濃飛花崗岩類などは前期白亜紀後半から暁新世にまたがる珪長質火成活動を代表するもので、西南日本の山陽帯のものに対応する。雁沢(1987)によると、石坂流紋岩のフィッシュントラック年代は60.9～54.7Ma、太美山層群中の珪長質火砕岩のそれは55.2～46.6Maとされている。これらの年代は、ともに西南日本山陰帯の因美・高山期の活動に対比されることを示している。

東北本州弧における花崗岩類の大部分は、120～110Maを示すいわゆる大島造山運動に関連したものとされてきたが、これらのお大半も太平洋側より日本海側の方が若い傾向を示している。とくに、足尾山地や朝日山塊には90～85Maを示す年代のものが、西南日本山陽帯との対応を暗示している。珪長質火成岩類の代表的なものは、足尾山地のいろ

は坂熔結凝灰岩 (65~61.6Ma)・半月山熔結凝灰岩 (56~55.8Ma)・中禅寺酸性岩類 (67~44Ma), 朝日山塊の田川酸性岩類・大檜原型花崗岩類 (71~55Ma)・朝日流紋岩類 (58.7~48.1Ma), 男鹿半島の赤島熔岩 (51.4Ma)・入道崎火成岩 (53.4~49.3Ma) および北上山地の閉伊崎噴出岩 (61Ma)・浄土浜流紋岩 (50Ma) など(雁沢, 1987)である。これらの火成岩類は年代的には中部日本の濃飛流紋岩・石坂流紋岩・太美山層群中の珪長質火砕岩に対比され, 北上田老帯および奥尻島のものを除けば, 一応西南日本同様, より内側(日本海側)に向って若くなる傾向を示している。西南日本山陰帯の中で最も内側に生じた田万川期の珪長質火成活動は, 佐渡の入川層 (31.8~28.6Ma) および男鹿半島の潜岩熔岩 (31.5~27.1Ma) に相当する可能性があり, ここでも新第三紀グリーンタフ地域の火山活動の先駆的活動とみなされる可能性をもっている。

西南日本内帯, 中部日本および東北日本を通じてみられるこれら白亜紀から古第三紀にわたる珪長質火成活動がどのようなテクトゼネシスに対応して行われたかについては, いくつかの解釈がなされている。村上ら(1986)は, 領家帯の深成岩類は圧縮の絶頂期(前期白亜紀後半)から解放期(後期白亜紀)にかけて形成・貫入したもので, そのマグマ形成の場は山陽・山陰帯よりも浅く, 山陰帯にむけては斜下方に傾くプレートの面に沿って移動したと推定している。また, 領家深成岩の形成時には, 山陽帯は関門層群の堆積に示されるような沈降帯で, 張力の働く場であり, 山陰帯も古第三紀には伸張力の場であったと考え, このようなマグマ形成の場の移動は, 南から北に傾き, 時代と共に深化するプレートの動きによって一応説明されるとした。しかし, 阿武期~匹見期における火山岩・広島花崗岩などにみられる大量の酸性~中性マグマの生成は, それのみでは説明困難で, Sr 同位体比初生値の検討結果から, 大量の地殻物質の同化あるいは再溶融を考える必要のあることをつけ加えている。因美期から高山・田万川期にいたる化学組成の変化は急激で, 高山・田万川期の火成活動がNW-SE方向の深い断裂に関係して行われ, マグマ発生の方も深化したことに原因が求められるとしている。

西南日本におけるこのような研究結果が直ちに中

部日本の濃飛流紋岩・石坂流紋岩・太美山層群, あるいは, 東北日本の珪長質火成活動にすべてあてはまるかどうかは不明である。しかしながら, 前期白亜紀後半のいわゆる大島造山運動に関連したとされた花崗岩類の貫入後も, 朝日, 足尾, 男鹿および佐渡で珪長質火成活動が行われ, 西日本の高山期には中部日本で石坂流紋岩や太美山層群の凝灰岩類, 東北日本の朝日流紋岩類・中禅寺酸性岩類・入道崎流紋岩などの活動があり, グリーンタフ地域の初期火山活動に最も関連深いとされる田万川期には, 東北日本では入川層・潜岩熔岩などの活動が生じている。

内帯側における前期白亜紀後半から古第三紀前期までの珪長質火成活動と, 古第三紀後期および新第三紀前期中新世における珪長質火成活動との間には, 約1千数百万年ないし約2千万年の空隙は認められるが, 前期白亜紀後期から古第三紀に亘る時間的長さを考えれば, それほど長い時間でもなさそうである。

日本海の形成およびグリーンタフ地域の形成の背景をさぐるには, 後期古第三紀の珪長質マグマの形成ばかりでなく, 後期白亜紀から古第三紀全体を通じての, 珪長質マグマの形成-地殻の展張・簿化-日本海の形成についての研究をさらに一步前進させる必要があるのではないかと考える。

III 新第三系の時階区分に関して

東北本州弧における新第三紀の地質学的諸現象を年代層位区分の枠組の中に正しく位置づけるという作業は, 地域地質研究の最も基本とすべきものである。

東北本州弧の背弧盆, すなわち, グリーンタフ地域の新第三系下半部は火山岩類や火砕岩に富み, 化石を含む部分は限られている。火山物質の量が減じ, 海成の堆積物が増加する中部中新統以上の地層になると, 微化石による層位決定が可能となってくる。他方, 上部中新統のように, 堆積盆の分化期の地層を取扱う場合には, 陸成層と海成層の層位関係, 植物化石による古気候変化, 火山性堆積物の特徴, 放射年代のデータを駆使することが必要となってくる。

年代層位区分の基本的単位は時階(stage)で, 同一時間間隔内の堆積物を指すが, 正式の時階設定に

は多くの制約があって、東北地方では未だ正式に時階設定のプロポーズはされていない。その努力は長期に亘ってなされているが、火砕岩を多く挟み、岩相の変化が著しいこと、連続した地層の中で総ての微化石が連続して産出しないこと、さらに、地質構造が複雑であることなどのため、一つの時階の上階と下階の boundary stratotype すら指定されていない。この問題は化石層位学の研究がさらに進んだ段階で解決されるものと期待されるが、ここでは尾田(1986)によってまとめられた微化石年代尺度を手がかりとして、全域の地層対比を行った。その結果の一部は表1~3に示した通りである。この表をもとにして、IからVIIまでの時階区分を行い、各時階の定義づけをした。従って、これらの時階は正規の地層命名規約に則したものではないが、東北本州弧の地史を述べる際に利用し易いことを考慮して設定した。

以下各時階の設定に用いた時階的枠組み、微化石の出現・消滅の層準、堆積環境の変化および層位関係について筆者なりの意見を述べる。

I時階：この時階の時間間隔に関する枠組からすれば、新第三系下部中新統のうち、珪藻化石による分帯 *Kisseleviella carina* 帯、石灰質ナンノ化石による CN2 および浮遊性有孔虫化石による Blow (1959, 1969) の N 6 以下の大部分が I 時階に入ることになる。しかし、実際にはこれらの化石帯は認識されておらず、放射年代や阿仁合型植物のみからなる化石群集の存在によって決められている。中新統と漸新統の境界は、ヨーロッパ標準層序のアキタニアン基底とされており、これを浮遊性有孔虫化石 *Globorotalia kugleri* 出現の層準にあてはめて放射年代で 22.5~23.6Ma と規定されている。I時階の下限は 23Ma 前後とした。

I時階を代表する地層は北海道の福山層・男鹿半島の門前層、太平山地域の大又層、奥羽脊梁山脈の生保内層・大荒沢層、佐渡の相川層等のように、変質の著しい安山岩(俗に変朽安山岩と呼ぶ)から成り、上部に阿仁合型植物化石群集を含む成層した凝灰岩を挟むことがある。これらの地層定義の岩相的特徴の中で最大の共通点は、暗緑紫色化した変朽安山岩

表1 地層対比表(その1)

地質系統		時階	瀬棚・黒松内	木古内	蟹田	青森西部	下北・川内	下北・近川	十和田	田子	三戸・北福岡
第四系	更新統	VII				川倉層 岡町層		野辺地層			
	新統	VI	瀬棚層	円山層		観ヶ坂層					
第三系	新統	5	黒松内層	館層	蟹田層	天田内川層 殊ヶ沢層	半太郎沢層	砂子又層		斗川層	斗川層
		4			今別安山岩類	土蔵山層 大滝沢層	大畑層				
	中統	7		厚沢部層	塩越層	不動の滝層	脇野沢層		遠部層 市の渡層	久保層	久保層
		10	八雲層	木古内層(江差層)	小泊層	源八森層 馬の神山層 太田凝灰岩	小沢層 川内層	瀧野沢層 泊安山岩 猿ヶ森層 鷹架層 標沢層	和田川層	清水頭層	留崎層
	下統	13	馬場川層	大安荘川層	長根層	長根層				大王層	十文字砂岩
		15	太排層	湯の谷層 吉岡層	冬部層		松川層		四ッ沢層	大坊層	末の松山層 門の沢層
		16			磯松層				四ッ沢層	関層	四ッ沢層
		20		福山層	権現崎層		金八沢層		金ヶ沢層	夏坂層	榎城峠安山岩

新生代東北本州弧のジオテクトニクスの研究に関するいくつかのコメント

表2 地層対比表 (その2)

地質系統		時階	男鹿半島	五城目・太平山	本庄	大曲	宇石	横手	川尻	和賀仙人		
第四系 新統 中統 三新統 下統	更新統	VII	基本層				相内沢層					
			1	北浦層	中沢層	西目層	玉川塔結晶灰岩					
	鮮新統	VI	2		笹岡層	笹岡層						
			3	船川層	天徳寺層	天徳寺層	高根田川火砕岩類	舟沢層	大日向石英安山岩	國見山安山岩		
	新統	V	4				兩白沢層			本畑層		
			5				天徳寺層		花山層	花山層	前塚見山標性火山岩	
	中統	IV	7	真山珪藻土層	船川層	船川層	冠神山安山岩		鴻の沢凝灰岩			
			10	女川層	女川層	女川層	山津田層	男助凝灰岩	黒沢層	黒沢層	菱内層	
	三新統	III	13		祖山安山岩類	女川層	坂本川層(龍川層)		山内層	小繁沢層	網取層	
			15	西黒沢層	鍋巻層	須郷田層	須郷田層	大経層		小繁沢層	鈴鴨川層	
	下統	II	16	台島層	大倉又層	煙村層	煙村層	堀木沢層	國見峠層	真昼川層	川尻凝灰岩	大石層
			17		萩形層	山内層	横根峠層	生保内層		湯の原層	大荒沢層	大荒沢層
	I	I	20	門前層	大又層							

表3 地層対比表 (その3)

地質系統		時階	群岡・温海	庄内平野	出羽丘陵西縁	大蔵	尾花沢	栗葉山	吉岡古川	仙台	松島・塩釜		
第四系 新統 中統 三新統 下統	更新統	VII		庄内 G	庄内 G	山屋層			荒川安山岩	青葉山層	源花層		
			1		観音寺層		毒沢層		東原層				
	鮮新統	VI	2		常盤寺層	毒沢層			舌畑層	小野田層	大年寺層	飯盛層	
			3	橋山層	観音寺層	丸山層	八向層		宮床凝灰岩		向山層	表沢層	
	新統	V	4		丸山層	蛙川層			三本木層				
			5		橋山層	野口層			切込層	竜の口層	竜の口層	竜の口層	
	中統	IV	7		北俣層	北俣層	古口層	古城山層	栗葉山安山岩	龜岡層	龜岡層	龜岡層	
			10	風ヶ岡層	草刈層	草刈層	草刈層	飯山層	宇津野層	大堤層			
	三新統	III	13					長尾層	魚取沼層			旗立層	鹿島台層
			15		早田層	青沢層	青沢層	角川層					
	下統	II	16	湯海層			立谷沢層	大穴沢層	大穴沢層			茂盛層	大塚層
			17	湯海層								高館安山岩	松島層
	I	I	20	山五十川層			月山層	瀬見層	瀬見層			槻木層	佐浦町層
				一穀層								天明山火山岩	塩釜層

とその火砕岩である。グリーンタフ地域の中心部におけるこの変質は熱水変質によると考えられているが、直下にある古第三紀の珪長質火山岩類や基盤花崗岩類には変質がおよんでいないことが特徴である。これは変朽安山岩のマグマ自体が上昇の途中で熱水作用をうけて出てきたと考えざるを得ない。このような産状の特徴は、北海道渡島半島、東北日本、北部フォッサ・マグナ地域、山陰地方など日本海の外側を取巻くグリーンタフ地域中心部や、南部フォッサ・マグナのように日本列島を2分する一大断裂帯に沿って共通に認められている。また、これらの変朽安山岩の広域的しかも斉一的噴出は、グリーンタフ地域といわれる、共通の地質現象の行われた場を認識する際の一つの決め手ともなる事象として取扱われている。変朽安山岩活動の時期は、日本海沿岸地域で変朽安山岩類に挟在または上下関係にある非変質の珪長質火砕岩およびグリーンタフ地域東縁部の同層準の非変質安山岩や玄武岩などの放射年代を手がかりとして決めている。例えば、奥尻島の青苗川層(22.6~21.2Ma)、男鹿半島の真山流紋岩(23.7~25.7Ma)、朝日山塊の澄川層(21.7Ma)・北小国層(22.5Ma)、佐渡の真更川層(25.2~20.9Ma)などの珪長質火山噴出岩類(雁沢, 1987)は、日本海沿岸地域の変朽安山岩類と密接な層位関係にあり、仙台市東方の塩釜層の非変質安山岩(23.1~22.3Ma)(石井ら, 1983)および同市南方の天明山火山岩類中の非変質玄武岩(20.7Ma)(宇都ら, 1984)はグリーンタフ地域東縁部のI時階下部を代表するものに相当している。

ここで問題となることの一つにグリーンタフ地域の初期火山活動は何かということがある。これまでのグリーンタフ地域の研究では、既に述べたように変朽安山岩の広域的斉一的活動が、その後続くグリーンタフの本体をもたらした火成活動の端緒を開いたものであるという認識が一般である。しかし、日本海に面した地域では変朽安山岩の活動と同時期に珪長質火山岩の活動も認められており、さらに時代をさかのぼれば、佐渡の入川層、男鹿半島の潜岩熔岩、奥尻島の烏頭川層などの火山噴出物をもたらした珪長質火山活動も認められている。これらは西日本の田万川期の陥没を伴った珪長質火成活動に相当し、村上ら(1986)によれば、田万川期の火山岩は

化学組成の上からグリーンタフ地域の火成岩に類似するとされている。田万川期に相当するこれらの珪長質火山岩類をグリーンタフ地域の初期火山活動とすると、濃飛流紋岩などに引続く石坂流紋岩、太美山層群、朝日流紋岩あるいは入道崎火成岩などの活動との関係が再び問題となる。I時階の下限を単純に機械的に決めるとしても、今後片付けるべき多くの問題が残されているように思う。

II時階：下部中新統上部から中部中新統下部を代表する緑色凝灰岩類と砂岩とから成る。珪藻化石の *Actinocyclus ingens* 帯から *Denticulopsis nicobarica* 帯まで、浮遊性有孔虫による Blow (1959, 1969) の N8 から N11 までが認められている。ナンノ化石の CN4 と CN5a 帯もこの時階に含まれ、稀に CN3 も認められる。いずれも暖海性の生物群集であることが特徴である。一般にこの時階下半部は、阿仁合型植物化石群集と台島型植物化石群集の混合型および台島型植物化石群集を含む陸成層で特徴づけられているが、上半部は西黒沢層または須郷田層型の浅海成砂岩から成る部分と、鶺鴒層や真昼川層上部のような深海成泥岩から成る部分とに分かれている。そして泥岩相は砂子淵層のような玄武岩質の火砕岩と指交関係にあることが多い。

北海道渡島半島の吉岡層・訓縫層、男鹿半島の台島層・西黒沢層、奥羽脊梁山脈の真昼川層・小繫沢層下部等はグリーンタフ地域内でのII時階を代表するもので、岩相・層序の共通性が認められる。しかし、グリーンタフ地域東縁部や、それから外れた地域では凝灰岩類の発達が少ない、存在していても変質は蒙っていない。砂岩・頁岩などの碎屑岩が卓越し、化石によって同時性を確かめることが比較的容易である。

III時階：東北本州弧全域に最も海域が広がり、堆積盆地が最も深くなった時期の堆積物で、厚い珪質頁岩ないし硬質頁岩で代表される。珪藻化石帯の *Denticulopsis praedimorpha* 帯、*Coscinodiscus yabei* 帯が含まれる。代表的な地層は秋田油田の女川層や北海道の八雲層であるが、岩相的に女川層と認められる地層の中には、場所によって、さらに上位の *Denticulopsis dimorpha* 帯、*D. katayamae* 帯、

Thalassionema schraderi 帯まで含まれるところもあるが、後の3化石帯を含む部分はIV時階に含めることにした。奥羽脊梁山脈では、この時階から隆起は始めているため、小繋沢層上半部・銀山層・宇津野層のように砂岩優勢となり、化石も浅海生貝化石を多産するようになるが、宇津野層中には珪藻化石の *Denticulopsis praedimorpha* 帯を示す化石も発見され、松島付近の鹿島台層にも *Denticulopsis nicobarica* 帯から *D. praedimorpha* 帯を代表する化石がえられているのでII時階を含むと考えられる。この時階の認識は珪藻化石によるのが最もよいようである。

IV時階：この時階は秋田油田地域の船川層のような黒色頁岩を主とする地層を対象として設定された(北村, 1959)。しかし、その後の研究によって、男鹿半島の船川層下部の真山珪藻泥岩には *Denticulopsis katayamae* 帯から *D. kamtschatica* 帯が含まれ、船川層最上部は更新世に入る(北里, 1975)ことが判った。これに対し、秋田油田地帯の太平山地域では、船川層基底が *Coscinodiscus yabei* 帯の中にあつて、須郷田付近では *Thalassionema schraderi* 帯の上にある(佐藤ら, 1985)という。また、太平山地域では船川層の最上部に *D. kamtschatica* 帯があり、大曲・六郷地域では船川層に挟在する安山岩のK-A年代は7.9Maである。したがって、男鹿半島を除く船川層は、一部 *Coscinodiscus yabei* 帯を含む所もあるが、大部分が *Denticulopsis dimorpha* 帯から *D. kamtschatica* 帯までと規定することを提唱したい。

奥羽脊梁山脈地域のIV時階下半部は浅海成層、上半部は陸成層となる。川尻図幅の黒沢層は下位の小繋沢層を一部不整合におおっていて、少なくともBLOW (1959, 1969) のN14より若いと考えられている。それは、黒沢層直下の小繋沢層上部に *Globorotalia iwaiensis*, *G. lengaensis* が産出することからこの付近にN13とN14の境界があること、さらに、最上部には *Globorotalia rikuchuenensis*, *G. siakensis*, *G. continuosa* が共産することからN14を越えていないと解釈されるからである。黒沢層上部は耶麻フォナーを含み、雫石盆地の山津田層、会津盆地の塩坪層と対比可能である。松島・塩釜・仙台等グリーンタフ地域東縁部では、永志田層・七北

田層・番ヶ森山層・大松沢層・綱木層等の中に、珪藻化石帯の *Denticulopsis dimorpha* 帯, *D. katayamae* 帯および *Thalassionema schraderi* 帯の存在が確認され、同層準の青麻層には、浮遊性有孔虫によるBLOWのN16~N17の化石を含む。

IV帯上半部の陸成層を代表する雫石盆地の舩沢層、川尻西方の花山層、仙台の白沢層および会津の藤峠層には、それぞれ、御所・花山・根の白石・白子・白州等の後期中新世フローラを含む。

V時階：最上部を除く鮮新統の大部分を含めている。船川層と天徳寺層の岩相境界もまた、東から西に向って若くなっている。和田盆地東縁では、天徳寺層の下部にKOIZUMI, (1983) の *Denticulopsis hustedtii* b 亜帯 (= *Thalassionema schraderi* 帯から *Denticulopsis kamtschatica* 帯下部まで) が含まれる。即ち、天徳寺層基底は上部中新統の中にある。これは天徳寺層基底とされた姫神山安山岩のK-A年代が6.4Maを示すという事実と一致する。これに対し、和田盆地西縁から秋田盆地にかけての天徳寺層は、KOIZUMI (1983) の *Denticulopsis* b 亜帯 (= *Thalassiosira oestrupii* 帯を代表するという。また、天徳寺層直下の俎山安山岩のK-A年代は4.4Maで、ここでの天徳寺層には中新統に入る地層は含まれていない。従って、V時階下限の境界模式地 (boundary stratotype) を選定するとすれば、後々の実用性も念頭に入れて、和田盆地と秋田盆地の中間において、できるだけ鮮新/中新の境界に近い化石帯の境界を指定することが望ましいと考える。

天徳寺層はシルト岩を主とし珪長質凝灰岩を挟むが、その岩相は内陸迄追跡できない。新庄盆地のように、長期に亘って日本海沿岸地域からの湾入が存続した所では、浅海成堆積物が内陸まで分布するが、会津盆地等では全く異なった湖沼性堆積物が主となっている。奥羽脊梁山脈以東では、山脈の隆起によって西方の海とは隔離され、太平洋側からの湾入の影響下にあつた。新庄盆地と会津盆地には、それぞれ、三徳および夏井フローラのような沼湿地的環境を示す化石によって相互の対比が可能である。また、放射年代および古地磁気測定によって、新庄盆地の野口層はギルバートの逆磁極期に、中渡層および鮭川層はほぼガウス正磁極期に、それぞれ相当す

ることが判明している(佐藤, 1986)。会津盆地の藤峠層最上部および和泉層中部でも, 上記2磁極期のあることが確かめられている(MANABE, 1979, 1980)。仙台付近の竜の口層には *Denticulopsis seminae* var. *fossilis*—*D. kamtschatica* 帯を示す珪藻化石が含まれている。

秋田県森岳地域では天徳寺層と笹岡層の境界は *D. seminae* var. *fossilis*—*D. kamtschatica* 帯の中にある(大沢ら, 1985)。したがって, V時階の下限は *Thalassiosira oestrupii* の基底とし, 和田盆地西縁から秋田盆地に至る間の船川層と天徳寺層との境界にあてはめる。また, 上限は *D. seminae* var. *fossilis*—*D. kamtschatica* 帯の中にあつて, 森岳地区の天徳寺層と笹岡層との境界に一致させる。

VI時階: 鮮新世最後期から更新世前期にわたる地層であるが, 全域にわたって共通する環境の特徴はない。笹岡層は既述の通り, 下部に *D. seminae* var. *fossilis*—*D. kamtschatica* 帯を含んでいるが, 大桑万願寺フォーナを含むとともに, 五城目—黒川地域での中部に *Neogloboquadrina pachiderma* DS horizon (1.2Ma) があり(松井, 1981), その大部分は更新統を代表している。新潟油田の灰爪層や魚沼層下部などは貝化石・有孔虫化石による対比も可能であるが, フィッション・トラック法によって灰爪層下部は1.9Ma, 上部は1.3Ma, 魚沼層最下部は2.7Ma, 中部は1.8Ma であることが分っている。また, 魚沼層下部は西山層上部および灰爪層と指交していることも知られている。

内陸盆地およびそれ以東の地域でこの時階を認定することは更に困難である。新庄・会津等の内陸盆地では, V時階に引続く沈降によって, 大きな構造差を示すこともなく湖沼性堆積物が重なる。新庄盆地の本海台層と舟形層の一部を合せたものは佐藤(1986)の毒沢層に相当するが, この層準はほぼ松山逆磁極期を示すもので, 会津盆地の和泉層最上部から七折坂層にかけての層準と古地磁気による対比が可能となっている。また, 七折坂層には大手沢フローラが産出する。奥羽脊梁山脈一帯では珪長質火山活動が行われ, 鶴ヶ坂凝灰岩・玉川熔結凝灰岩などの形成がみられた。これらの放射年代はほとんどが2~1Maを示し, カルデラ形成に先立つものとして捉

えることができる。

佐藤ら(1987)は日本海地域に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序と古地磁気極性変化ならびに放射年代との関係を明らかにしているが, それに従えば, VI時階とVII時階の境界を松山逆磁極期の中のハラミロ・イベントの直下におけば分り易い。真鍋ら(1983)は, 会津盆地の研究を行った際, ハラミロ・イベント以後はそれ以前に比べて植物組成の周期的変化が顕著にみられると述べ, この変化は寒冷気候と温暖気候とが繰り返したことを意味し, 氷河期の始まりを示すとしている。海水準の降下もVI/VII時階の境界から始まっているとみることができる。

VII時階: 更新世後期で, ハラミロ・イベント以降の堆積物あるいは火山噴出物すべてをこの時階のものとした。約1Ma以降で, そのほとんどはブリュンヌ正磁極期に入る。海水準降下期に形成された段丘, 扇状地堆積物および沖積地堆積物のほか, 奥羽脊梁山脈・出羽丘陵で噴出した火山岩類が含まれる。日本海沿岸地域で, 離水を免れた地域にはまだ海成堆積物が残る。

IV 新第三紀ジオテクトニクスと火成作用

ジュラ紀末から前期白亜紀にかけての東北日本では, 大平洋プレート(イザナギプレート又はクラブプレート)の沈み込みがあつて, 北部北上山地のジュラ紀中~後期の付加帯の形成およびカルクアルカリ系火成活動が始まった(丸山ら, 1985)。その後の花崗岩類の進入をも含めた地殻変動はいわゆる大島造山運動(小貫, 1981)に相当するが, この変動もアプシアンからアルビアンにかけての宮古層群の堆積前にはおさまつて, 著しい構造差をもつた不整合が形成されている。阿武隈山地の上部白亜系双葉層群, 古第三系始新~漸新統白水層群および北上山地の上部白亜系久慈層群, 古第三系漸新統野田層群などは, すべて陸化した当時の大陸縁辺部の瀬海~浅海域に堆積したものである。これらの堆積物は, いわゆる大島造山運動に相当する期間の強い圧縮をもたらした沈み込みの場とはかけ離れた, きわめて静穏な環境域に形成されたものとみなされる。また, 当時の西南日本と東北日本の大洋側のテクトニックな状況

は、大槻(1986)が述べているように、異なっていたのかも知れない。少なくとも東北日本では、西南日本外帯でみられるような白亜紀から初期中新世にわたるようなアクリショナル・プリズムは見つけられていない。しかし、内帯側における後期白亜紀より古第三紀にわたる珪長質火山活動は、すでに述べたように、東北日本でも認められているが、そのマグマゼネシスをも含めて長大なスラブの沈み込みを考えられるかどうか疑問が残る。村上ら(1986)および柵山ら(1981)らが述べているように、山陽帯阿武～匹見期におけるような大量の酸性～中性マグマの生成には大量の地殻物質の同化が必要であるとすれば、地殻下部の融解をひきおこすようなダイアピルの上昇を考えてはどうかと思っている。この時期はその後に続くグリーンタフ地域特有の変朽安山岩の活動に引継がれるので、プレリフト期としてもよいと考える。

I時階からII時階にかけての時期はリフト形成期であろう。この時期はグリーンタフ地域中心部における変朽安山岩の斉一的活動によって開始する。変朽安山岩の変質は、直接の基盤あるいは周囲の岩石に変質を与えない自変質作用によるもので、これに引続く石英安山岩や流紋岩も同様のグリーンタフ変質をうけている。放射年代からみると、古第三紀から引継がれた珪長質火山活動はまだ完全には消えなかったと考えざるをえない。変朽安山岩で代表されるI時階下部には、いわゆるグリーンタフ変質を全く蒙らない流紋岩、石英安山岩およびその火砕岩が挟在しているところがある。朝日山塊周辺の北小国層、佐渡の真更川層、男鹿半島の真山流紋岩、渡島半島の福山層中に挟在する石英安山岩質熔結凝灰岩、および奥尻島の青苗川層などがそれにあたる。これらは漸新統とされる朝日山塊の朝日流紋岩、佐渡の入川層、男鹿半島の潜岩熔岩・入道崎火成岩・赤島熔岩、奥尻島の烏頭川層などの珪長質火成岩の分布域と重複またはごく近接した分布をとっていて、多少の時間差はあるもののマグマ形成の場は共通していたのではないかと考える。

変朽安山岩の斉一的噴出とリフト形成が同時であったことを示す露頭をみつけることは困難であるが、山路(本論集)は日本海沿岸の羽越地域ではこの変朽安山岩に相当する温海層の温海岳火砕岩の噴出

に先立ってリフトの形成があったことを明らかにした。ここでは、最下位に北小国層の流紋岩質熔結凝灰岩があり、これを不整合でおおう一霞層・山五十川層・温海層がハーフ・グラベンを埋積した地層となっている。温海層中には阿仁合型植物化石を産する層準と台島型植物化石を産する層準が含まれているので、温海岳火砕岩が奥羽脊梁山脈の変朽安山岩の噴出と同時期のものとみなすことができれば、これらはすべて Syn-rift basin の埋積物となる。この時期の傾動運動は天野(1983)によって奥羽脊梁山脈でも指摘されており、松島地域における網尻層以下の地層と東宮浜層との間の不整合(石井ら, 1983)もそれを表わしているといみなされている(山路, 本論集)。ハーフ・グラベンの埋積終了はII時階中頃で、その頃から出羽丘陵以西の地域は活発な玄武岩活動の場となる。この時期は奥羽脊梁山脈側では流紋岩および石英安山岩の活動が卓越していたので、グリーンタフ地域は bimodal volcanism のステージに入ったのである。今田(1974, 1981)および茅原(1982)によると、東北日本の玄武岩の活動は、島弧東側に酸性火山活動を伴いながら、北海道渡島半島から東北地方を経てフォッサマグナに続き、一部は山陰地方までの狭長な地域におよぶとされている。出羽丘陵以西の地域におけるII時階上部西黒沢層相当層にみられる玄武岩の噴出とそれに伴う急激な沈降は短時間に起っているとされている(山路・佐藤, 本論集)が、リフト系は今田(1974, 1981)が示しているように単一のものではなく、時間的にもずれがあるので、それぞれの系ごとに活動の時期を限定する必要がある。

III時階の日本海側を特徴づける珪質頁岩および硬質頁岩の堆積の場合は、この期を通じ東側から西側に移動している。厚い深海性堆積物を形成させた広域的な沈降は、従来、この時階下部とされていた玄武岩類の噴出に原因を求めていたが、山路・佐藤(1984, 本論集)はII時階上部の玄武岩類をもたらしたマントルと地殻の冷却に伴う thermal contraction による沈降で説明できるとした。このような理論的展開は、画期的なものであるが、その当時の火成活動とどのように関連しているのか、あるいは、奥羽脊梁山脈地域の上昇やその火山活動との関係はどうなっているのかなどの問題が残る。鈴木宇耕

(本論集)は、III時階の沈降に関し、古水深復元および圧密補正を行って、12Ma以降は純粋な埋積過程となっているとしている。このような結論は玄武岩の噴出に沈降の原因を求める考え方を大幅に改めるものとなっている。今後、層厚の地域的变化の著しい女川層相当層での検証も必要となるだろう。

III時階に続くIV時階における大量の酸性火砕岩の噴出とカルデラの形成に関する問題にも幾つかの問題が残されている。その一つにはカルデラ形成の場の構造的意義づけと、その時の構造差はどうしてできたのかという問題である。とくに、岩手県の雫石盆地、秋田県の三途川盆地、仙台市西方の盆地および福島県の裏磐梯の盆地にはこれに関連した多くの問題が残されている。また、III、IVおよびV時階を通じての堆積盆地の西方への移動の原因についても未解決の問題が残されている。

V あとがき

東北本州弧のジオテクトニクスと火成作用を総括するためには、縁海-島弧-海溝のすべてのテクトニクスをグローバルに解明することが要求されるが、ここでは日本海の形成に関係したプレリフト期とリフト期のテクトニクスに関連した幾つかのコメントを書き留めることにした。

前期白亜紀後半以降古第三紀を通じて行われた珪長質火成作用は日本海形成にまつわるプレリフト期を代表するもので、新第三紀最初期の変朽安山岩の活動はリフト期に相当するものである。そして、珪長質マグマの形成は、大洋側プレートのもぐり込みだけではなく、地殻の大量の融解を起すような他の方法も加わって行われたと考えられないだろうかという指摘をし、グリーンタフ地域全域にわたった変朽安山岩の斉一的活動をもってリフト期とする方がよいとした。

リフト期は基盤の傾動を伴ったハーフ・グラーベンの形成にはじまり変朽安山岩はその埋積の役割を担ったものであるとした。その時代は前期中新統I時階で、II時階の玄武岩の噴出時には広域の沈降が生じた。

III時階の女川層堆積時の沈降は、II時階の沈降の結果生じた地形的起伏の凹所を埋めるような静かな

もので、その沈降は島弧下のマグマおよび地殻の冷却による thermal contraction による沈降説によって説明されることを紹介するとともに、それに関連した問題点を述べた。

III→IV→V時階を通じての堆積盆地の西方移動およびIV時階のカルデラ形成等に関する問題点の指摘をした。

以上東北本州弧のジオテクトニクスに関しての幾つかのコメントを行ったが、本総研で蒐集された基本的地質資料は膨大なもので、今後の解析によってはこれまでの東北本州弧のジオテクトニクスについての考え方を大幅に書き換えるに充分なものがあると確信している。これはひとえに本総研に参加された方々の尽力によるものと深く感謝している次第である。これらの資料を有効に活用し、今後の研究を飛躍的に発展させる方々が多数輩出されん事を切望する次第である。

引用文献

- 天野一男, 1983: 宮城県関地域の中新統の層序-中新世における基盤ブロックの傾動運動-。地質雑, 89, 41-53.
- BLOW, W. H., 1959: Age, correlation, and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Poron formation, eastern Falcon, Venezuela. *Bull. Am. Paleont.*, 39, 67-251.
- , 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNIMAN, P. and RENZ, H. H. (eds.), *Proc. Int. Conf. Planktonic Microfossils, 1st., Geneva, 1967*, E. J. Brill, Leiden, 1, 199-421.
- 茅原一也, 1982: 新潟積成盆地における西黒沢階塩基性火山活動。日本地質学会1982年討論会資料。新潟大学, 159-164.
- 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-。地質雑, 93, 387-401.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一, 1983: 松島湾周辺に分布する中新世軽石凝灰岩のフィッシュン・トラック年代。地調月報, no. 34, 139-152.
- 北村 信, 1959: 東北日本における新第三紀造山運動について。東北大地古研邦報, no. 49, 1-98.
- 北里 洋, 1975: 男鹿半島上部新生界の地質および年代。東北大地古研邦報, no. 75, 17-49.
- KOIZUMI, I., 1983: Sedimentary environments of Neogene diatomaceous sediments, west of Japan.

- In IJIMA, A., HEIN, J. R. and RIEVER, R. (eds.), *Siliceous Deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, 347-360.
- 今田 正, 1974: 東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑, 80, 81-89.
- , 1981: 日本海域の第三紀ソレイト. 月刊地球, 3, no. 3, 134-137.
- MANABE, K., 1979: Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan (1). *Sci. Rept. Fukushima Univ.*, 29, 51-65.
- , 1980: Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeast Honshu, Japan (II). *Sci. Rept. Fukushima Univ.*, 30, 49-71.
- 真鍋健一・鈴木敬治, 1983: 会津盆地における鮮新-更新統の層序. 地団研専報, no. 25, 115-123.
- 丸山茂徳・瀬野徹三, 1985: 日本列島周辺のプレート相対運動と造山運動. 科学, 55, 32-41.
- 松居誠一郎, 1981: 秋田-五城目地域の上部新生界の層序および男鹿半島との対比. 地質雑, 87, 1-16.
- 村上允英, 1985: 中国地方西部における中生代後期~古第三紀火成活動史. 地質雑, 91, 723-742.
- ・今岡照喜, 1986: 西中国および周辺地域の酸性~中性火成活動. 山口大教養部紀要, 村上教授記念号, 419p.
- 大沢 穠・鯨岡 明・栗田泰夫・高安泰助・平山次郎, 1985: 森岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地調, 69p.
- 小貫義男, 1981: 北上川流域地質図(20万分の1)説明書, 第1篇北上山地. 長谷地質調査事務所, 223p.
- 大槻憲四郎, 1986: 新生代東北本州弧のテクトニクスに関する考察. 北村信教授退官記念地質学論文集, 351-372.
- 棚山雅則・久城育夫, 1981: 沈み込みと火山帯. 科学, 51, 499-507.
- 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. 東北大地古研邦報, no. 88, 1-32, no. 89, 1-45.
- 佐藤雅之・小泉 格・高安泰助・的場保望, 1985: 秋田県女川層の珪藻化石層序. 石油技協誌, 50,
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗, 1987: 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その1, 新潟地域. 石油技協誌, 52, 231-242.
- 宇津浩三・柴田 賢・内海 茂, 1984: 宮城県仙台地域周辺の新第三紀火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会 91 年学術大会講演会要旨, 126p.
- 山路 敦・佐藤比呂志, 1984: 中・後期中新世における東北本州弧の沈降メカニズム. 地震学会昭和 59 年秋季大会講演要旨, 124.