

日本列島新生代テクトニクスの概要解説

東北大学理学研究科地学専攻 大槻憲四郎

I はじめに

東北地方の新第三系・第四系に関しては古くから膨大な資料が蓄積され続けてきたが、1960年代の中頃から始まった世界のプレートテクトニクスの研究は1980年代の中頃にはピークが過ぎようとしていた。典型的島弧である東北本州弧の地質情報を埋もれることなく後世に残すため、大口健志(元秋田大学教授)と筆者らは、北村信(元東北大学教授)をリーダーに迎え、関連研究者の協力を得て、北村 信編『新生代東北本州弧地質資料集』全3巻(1986)を取りまとめた。これには、北海道南部から福島・新潟県までの30本の島弧横断ルートに沿う地質図、地質断面図、柱状図、地質時代・堆積環境の指標となる各種化石リスト、地質構造の説明、文献などが系統的に網羅された。

この資料集などを基に、層序・時代、堆積環境、テクトニクス、火山活動などに関する研究成果が、地質学論集32号(北村 信編, 1989)として出版された。この論集には、プレート収斂型境界のリアルなテクトニクス像を提供する論文が多数含まれている。引き続き Otsuki (1990)、Sato (1994) などの論文が国際誌に掲載され、ピークを過ぎつつあるプレートテクトニクス研究の世界的潮流に辛うじて貢献することができた。その後、新生代東北本州弧の研究者数は急速に減少し、特筆すべき新展開は少ない。本稿は論文ではなく、主として上記の一連の研究結果の解説であり、詳細は社団法人東北建設協会『建設技術者のための東北地方の地質』(2006)を参照されたい。

II 島弧テクトニクスを理解するための基本的事柄

新生代東北日本のテクトニクスを議論する前に、プレート収斂型境界のテクトニクスを理解するための3つの道具立てを述べておく。

■ II-1 プレート収斂速度の法則

生きている地球のエネルギー源は、 ^{238}U 、 ^{232}Th 、 ^{40}K などの放射性元素の崩壊熱である。中央海嶺で生産された海洋性プレートは、熱を放出しつつ中央海嶺から遠ざかり、ついには海溝から再びマントル深く沈みこんでいき、温められて再び海嶺に戻ってくる。プレートテクトニクスとは、このようにして熱を効率的に宇宙に放出する仕組みである。

プレートテクトニクスを力学として見れば、その原動力はスラブ(沈み込んだプレート)の負の浮力(スラブと周囲のマントルとの密度差)であり、これとバランスするのがマントルの粘性抵抗であるとするのが能動的プレートマントル対流論(Forsyth and Uyeda, 1975)である。すなわち、能動的に対流するマントル乗ってプレートが移動するのではなく、スラブに引きずられて能動的に動くプレートの運動によってマントルが対流するという考えである。この説はスラブに過大な役割を求め過ぎている感があるが、これに全面的にとって代わる説は今のところ見当たらない。

粘性体中を沈んでいく重い物体は、“終端速度”で粘性抵抗と釣り合う。これと同様に、プレートを引きずり込んでゆくスラブの沈み込み速度にも“終端速度”のようなものがあり、スラブの負の浮力の大きさに応じてプレートの移動速度が決まる。個々のプレートはどこでもこのようにして決定される速度で移動できるかという、そうではない。プレートは剛体板に近似され、その運動はオイラーポールを軸とした球面上の回転運動となるからである。すなわち、“終端速度”を満足できるのは、収斂型境界では高々2地点だけであり、その他の所では“終端速度”からの過不足が生じる。この過不足が上盤プレートを圧縮したり、引き裂いて縁海を作ったりする原因であると思われる。

上盤プレート先端部(島弧)の短縮・伸張の方向を座標軸とし、これに平行な変形速度成分を V_a とする(圧縮が正、図1a)。座標軸に平行な上盤プレートと下盤プレートの速度成分を、それぞれ V_{on} 、 V_{sn} とする(海溝軸に

向かう方向が正)。プレートの運動速度に関しては、絶対運動の過去100万年間程度の平均値 (Model AM-1; Minster and Jordan, 1978) を用いる。全世界のデータを集計すると、図1bに示したように、プレートの収斂速度と上盤プレートの変形速度との間には、

$$V_a = V_{on} + V_{sn} - 7.2 \quad (\text{cm/年})$$

という極めて簡単な関係が認められ、これをプレート収斂速度の第一法則という(Otsuki, 1989)。すなわち、プレート収斂速度が7.2cm/年より大きいときには島弧が圧縮され、これよりも小さいときには引き伸ばされる。そして、収斂速度がちょうど7.2cm/年のときには変形しない。

同様に、海溝軸の海側への移動速度を V_{tn} とすれば、次の経験式が導かれる(図1c)。

$$V_{tn} = 7.2 - V_{sn} \quad (\text{cm/年})$$

これをプレート収斂速度の第二法則という(Otsuki, 1989)。すなわち、下盤プレートが7.2cm/年より速いときには海溝軸が陸側に移動し、遅いときには海側に移動する。なお、これらの経験式は深発地震の最大深度が200km以上のときに成り立ち、これより浅い場合の第一法則は7.2cm/年を約3.2cmに置き換えたものようである。

魔法のような数字“7.2cm/年”は、先に触れた“終端速度”に相当するようと思われるが、確かな意味はよく分かっていない。しかし、中央海嶺での拡大速度の全地球的平均値(したがって、海溝での沈み込み速度の平均値)約8cm/年にほぼ等しいということは、大変興味深い。

■ II-2 スラブの傾角とプレート収斂速度との関係

もうひとつの有用な経験則を紹介しておく。それは、スラブの傾斜角とプレート収斂速度 $V_{on}+V_{sn}$ との関係である(図2)。深発地震面の最大深度が200kmを境に、深い方がスラブの傾斜角が大きく、プレート収斂速度が小さいほど傾斜角が大きい。島弧の火山フロントはスラブの上面の深度が100-120kmの位置に対応しているので、この関係は火山フロントの位置からプレート収斂速度を推定するのに役立つ。

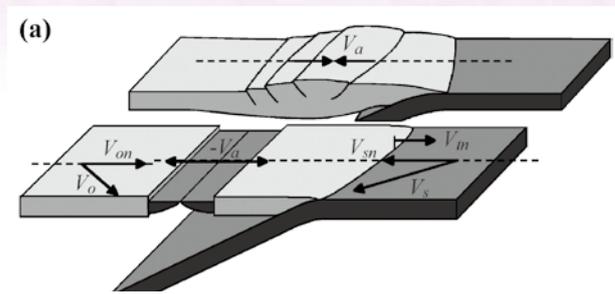


図1a V_{sn} 、 V_{on} 、 V_s 、および V_{tn} の定義。

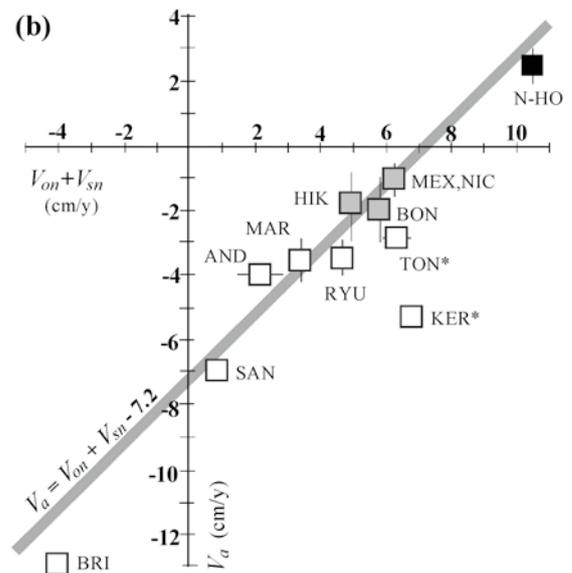


図1b $V_{on} + V_{sn}$ と V_a との関係。アルファベット文字列は世界中の島弧海溝系名の略。黒四角は背弧圧縮型の島弧、灰色の四角は背弧引張型だが、まだ縁海が形成されていない島弧、白四角は縁海が形成されている背弧引張型の島弧を表す。

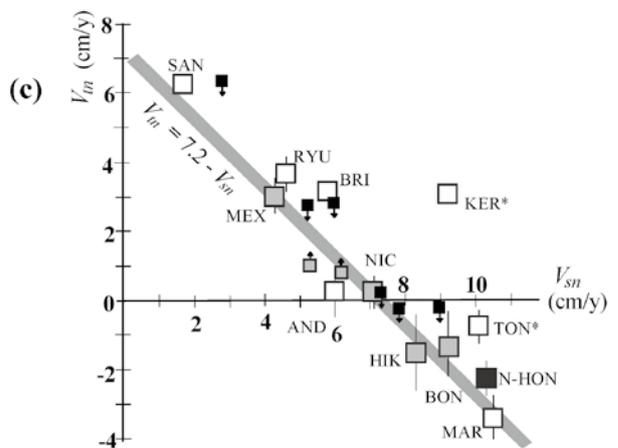


図1c V_{sn} と V_{tn} との関係

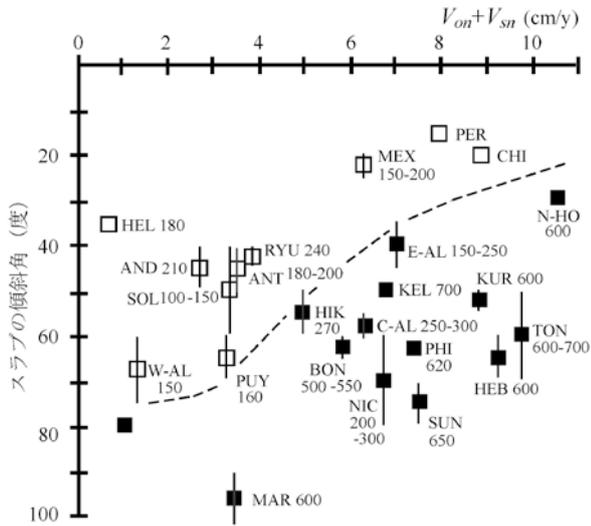


図2 プレート収斂速度 $V_{on} + V_{sn}$ と沈み込みスラブの傾斜との関係。深発地震面の最大深度が 200 km 以下の場合には白四角、それ以上の場合には黒四角で表示。四角の脇のアルファベットと数値は、プレート沈み込み帯の名前の略および深発地震面の最大深度。

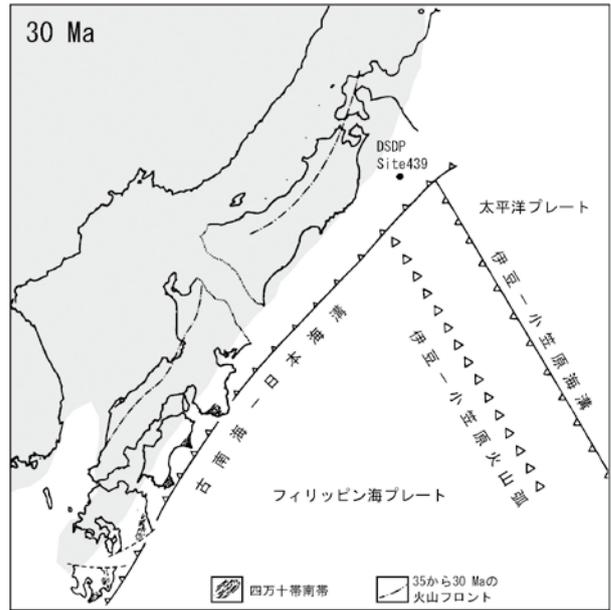


図3 30Ma 頃の古地理図。

II-3 日本海拡大以前の日本列島の位置とプレート境界の配置

新生代東北日本のテクトニクスを議論するには、初期条件として日本海拡大以前の日本列島の位置、およびその周辺のプレートの配置を明らかにしておかなければならない。日本列島の位置の復元に際しては、東日本と西日本の回転に関する古地磁気学的研究 (Otofujii, et al., 1985; Hoshi and Takahashi, 1999; Itoh and Kitada, 2003) に従い、不確定性を考慮し、日本海拡大の時期を 18-15Ma としておく。東日本と西日本の位置は、上の古地磁気学的データに加え、日本海の海洋性地殻で占められる領域が無くなり、かつ大陸性地殻が重複してしまう面積を最小になるよう決定する。そのようにして復元した日本海拡大前の古地理図が図3である (Otsuki, 1990)。この図には、30Ma 頃の火山フロント、および海溝 (四万十帯南帯) とその北東延長も記入してある。

次に、太平洋プレートとフィリピン海プレートとを境する伊豆-小笠原海溝の位置を、過去に遡って正しく復元しなければならない。これは、ハワイのホットスポットトラックから分かる太平洋プレートの絶対運動速度の変遷とプレート収斂速度の第二法則を使って出来る。その結果は、伊豆-小笠原海溝は、30Ma 頃には現在より 500km ほど東にあって、それ以降一貫して西進してきたということである。したがって、30Ma 頃の伊豆-小笠原海溝は当時の

北海道沖にあって、日本の大部分に沈み込んでいたのはフィリピン海プレートであったことになる (図3)。

島弧のテクトニクスを支配するのはプレート収斂速度なので、次に知るべきことはフィリピン海プレートの運動史である。フィリピン海プレートから採取した岩石の年齢と岩石磁気の伏角、および緯度 θ と磁場の伏角 I との関係 $\tan I = 2 \tan \theta$ を用いると、誤差は大変大きいのだが、フィリピン海プレートは以下のような運動史を辿ったことが分かる。

- (a) 約 45-24Ma の期間: おおよそ 7cm/年 と 中程度の北上速度
- (b) 約 24-12Ma の期間: おおよそ 3-4cm/年 と かなり遅い北上速度
- (c) 約 12Ma 以降: 再び 6cm/年 に回復した北上速度

III 東北本州弧新生代の地史

以上で準備は完了したので、Otsuki (1990) と Sato (1994) に従い、時間を追って日本列島のテクトニクスの変遷を概観する。

III-a 日本列島がアジア大陸の一部であった頃

日本海拡大以前の約 30Ma の日本列島の“陸弧”と

周囲のプレートの配置は図3のようなものである。復元された当時の火山フロントと海溝がほぼ平行であることは、日本の下に沈みこんでいたのは唯ひとつのプレートだったことを示唆する。伊豆-小笠原海溝は北海道沖に在ったので、そのプレートとはフィリピン海プレートであったことになる。

当時のフィリピン海プレートの北上速度は約7cm/年であったので、プレート収縮速度の第1法則に基づき、日本列島の地殻は短縮も伸張もしない中立的な状態であったと推定される。火山フロントと海溝軸の距離が約300kmであったことから、30Ma頃のスラブの傾き角が約30-35度であったことも分かり、図2とも矛盾しない。

この時期には対馬・壱岐およびサハリン西方沖が海域であったものの、日本の背弧側に広く海域が存在していたという証拠は無い。東北日本にはこの時代の地層はわずしか分布していないが、ほとんどが河川成や湖沼成の堆積岩、および乾陸や湖沼で噴出した珪長質の凝灰岩、玄武岩などで、地殻変動が激しかった証拠も無い。これらのことから、当時の日本は中立的な“陸弧”であったと言える。

III-b 日本海拡大の萌芽期

次に、図4に22Ma頃の古地理図を示す。伊豆-小笠原海溝の位置は30Maとあまり変わっていない。方向だけが時計回りに少し回転したように描かれているのは、フィリピン海プレートが時計回りに少し回転したらしいデータがあるからである。深海掘削計画(DSDP)で掘削された三陸沖のボーリングサイト439の位置も示してあるが、この掘削結果は大変興味深い。現在の日本海溝からわずか100kmほど内側なのだが、後期白亜紀の深海性堆積物を覆って陸上で噴出したらしいデイサイト(約22Ma)が発見されたのである。この火山岩はカルクアルカリ岩系列のもので、島弧の火山岩である。海溝にこれほど近くまで島弧火山活動があるのは不思議なことだが、この時には伊豆-小笠原の火山弧がこのサイトの真下に沈み込んでいたので、この火山弧起源のものと考えられる。伊豆-小笠原島弧の地殻は未成熟ながら大陸性なので、“負の浮力”が足りない。そのため、これに沈み込まれた上盤プレート先端部は隆起せざるを得ないので、これがデイサイト噴出時に陸化した原因である。

事実、この島弧が西に移動するにつれて再び深海化する過程がデイサイトの上に重なる地層に記録されている。

22Ma頃はフィリピン海プレートの北上速度が遅くなり始めた時期に相当するので、沈み込みスラブの傾き角が急になり、かつ引張テクトニクスに支配され始めたと期待される。この時期の東北日本では安山岩質火成活動が激しく(従来、“変朽安山岩”や“プロピライト”と称されたもの)、期待通りに火山フロントは150kmほど前進し、現在の太平洋側にまで張り出した。ただし、西日本の火山フロントは固定されたままであった。フィリピン海プレート内では、25.5Maから伊豆-小笠原弧の背弧拡大によって四国海盆が形成され始めていた。この拡大軸(現在の紀南海山列)と出来たばかりの熱いプレートの沈み込みを受けていたのが東北日本の下だけであったことも、このような東日本と西日本の相違をもたらしたのかもしれない。

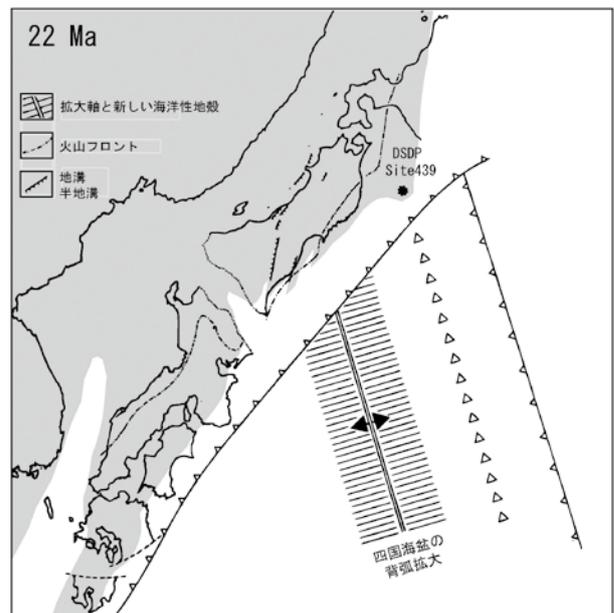


図4 22Ma頃の古地理図

引張テクトニクスが開始したはずだという期待も、観察事実に一致する。すなわち、地溝・半地溝(グラーベン、ハーフグラーベン)が活動を開始したのである。正断層で落ち込んだ狭長な凹地が急速に成長し、そこを巨大な礫を含む礫岩や粗粒砂岩が埋積し始めた。これらの典型的なものは双葉断層や棚倉破碎帯の西側、朝日山地の周辺などに見られる。この時代の地層は依然として陸成か河川成のもので、温冷帯から温帯型の阿仁合型植

物化石群を産するのが特徴である。

■ III-c 日本海の本格的拡大と日本列島沈没の時期

いよいよ日本海の拡大の時期に突入するが、約15Maの古地理図を図5に示す。この時期もフィリピン海プレートの北上速度が遅かった時期に含まれるので、引張テクトニクスが支配的で、そのクライマックスが18-15Maの日本海の拡大なのであろう。この時期にはフィリピン海プレートの中の四国海盆は西日本にまで西進していた。東北日本の火山フロントはすこし内陸に後退したものの依然として太平洋側にあり、遅ればせながら西南日本の火山フロントも潮岬や足摺岬付近まで急に前進した。

いよいよ日本列島はアジア大陸から分離し、東北日本は反時計回りに、西南日本は時計回りに回転しながら南東に移動した。その移動はプレート収斂速度の法則と全く調和的である。移動する日本列島の背後には日本海の海洋性地殻が形成され、秋田県や新潟県の日本海側に見られる大量の玄武岩は、日本海拡大に伴う火成活動の一環である。

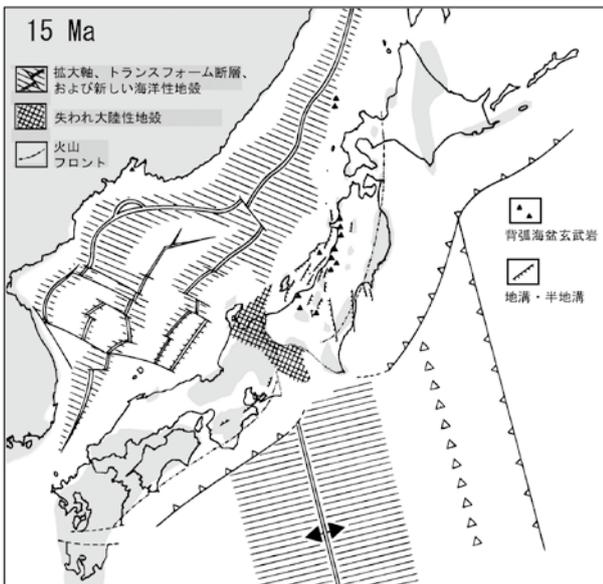


図5 15Ma頃の古地理図

日本海拡大時の火成活動は、大変活発な玄武岩と流紋岩の火山活動(バイモーダル火山活動)で特長づけられる。玄武岩は拡大しつつあった日本海側で圧倒的に多く、流紋岩は現在の奥羽脊梁山脈で圧倒的に多い。流紋岩の多くは小規模で無数の溶岩ドームを作っており、これにマグマを供給した無数の岩脈とともに南北から北

東方向にゾーンをなして分布しているので、割れ目噴火であったと思われる。これらの溶岩ドームからは大量の水中軽石流が噴出した。いわゆる“グリーンタフ”である。これらの火山活動と同時に地溝・半地溝の活動もより広域化した。広域的沈降が進行し、日本全域が広域的海進に見舞われ、先ずは浅海化した。18Ma以降の地層からは、一転して亜熱帯から温帯を示す台島型植物化石群と暖流系の八尾一門ノ沢動物化石群が産出するようになる。

日本海拡大期の末期になると火成活動は次第に衰退し、代わって砂岩と泥岩が広範に堆積した。いわゆる“西黒沢階”の時代である。この時期にも急激で広域的な沈降が継続し、ついには大部分の地域が水深500mから2,000mの深い海に没し、現在の北上山地と阿武隈山地の一部だけが陸域として残った。この沈降は引張応力によって地殻が引き伸ばされ、薄くなったことが原因と考えられている(山路・佐藤, 1989)。

15Maの頃は climatic optimum と呼ばれる全地球温暖化の時期であり、東北日本も暖かい水塊に覆われた。暖水塊には有孔虫やナノプランクトンなど石灰質殻を持ったプランクトンが生息する。そのため、当時の日本を覆う深い海には、それらの遺骸を含んだ石灰質泥岩が堆積した。日本海拡大に伴う珪長質火成活動は、多数の“黒鉄鉱床”を形成した。銅・鉛・亜鉛などの重金属を溶かし込んだ熱水がチムニーから噴出し、周囲にそれらの硫化物微粒子として堆積したものが黒鉄である。

■ III-d 静穏な地殻変動と最大海進期

前の時代の引張応力場とこれによる日本海の拡大は、15 Ma頃に終了した。フィリピン海プレートの北上速度は、12Ma頃から約6cm/年に回復したと上に述べたが、北上速度の回復は、実際は15Ma頃から徐々に始まったものと思われる。なお、14.5Maには四国海盆の拡大も停止した。上の6cm/年という速度は、プレート収斂速度の法則に出てくる“7.2cm/年”という魔法のような数値に近いので、日本列島は引張でも圧縮でもない中立的な状態であったと期待される。

事実、東北日本の古応力場の解析結果によれば、主張力軸が南東方向で、主圧力軸が北東方向または鉛直であるような中立的か弱い引張応力場が約5 Maま

での長い期間継続した事が分かっている(大槻, 1989; Otsuki, 1990; Sato, 1994)。図6に9Ma頃の古地理図を示しておく。プレート収斂速度の回復に呼応して、火山フロントは現在のそのすぐ東側まで後退し、同時に火成活動も静穏化に向かった。

地殻変動が静穏だったにもかかわらず、海域が最も広がったのは14-12Ma頃である。すなわち、日本海の拡大と地殻の薄化がすでに終了したにもかかわらず、沈降はその後も静かに進行していた。この沈降の原因は、日本海拡大時に形成された海洋性のプレートが冷却し、密度がゆっくりと増加したためだというのが定説である(山路・佐藤, 1989)。

この海に堆積した地層は、いわゆる“女川階の珪質頁岩”で代表される。日本列島を覆う海が最も拡大し、陸域がごく狭く、碎屑粒子の供給が大変少なかったため、細粒の堆積岩が卓越したのである。もうひとつ大切なことは、暖かかったそれ以前の海に代わって、13.5Maを境に寒流系が日本列島を覆ったことである(小泉・的場, 1989)。これは、世界的な気候変動によるものである。寒流系の水塊には珪質な殻を持った珪藻や放射虫などのプランクトンが卓越して生息しており、その遺骸が続成作用を受けて溶解・再沈殿したことが“珪質”である原因である。

■ III-e カルデラ群の火山活動期

8Ma頃になると、現在の奥羽脊梁山脈付近を中軸として、バイエス(Valles)型のカルデラ群を伴う珪長質火山活動が活発になり始めた。約7Ma頃から活動し始めたものが最も多いようで、その総数は80を超え(吉田ほか, 1999)、直径は20kmにも達するものがある(図7)。現在の奥羽山脈では、カルデラ群からの珪長質凝灰岩類のほとんどは陸上で噴出したもので、下位層を不整合に覆っている。このことから、脊梁山脈は7Maには既に隆起していて、隆起の開始は約10Maにまで遡ると言う(Sato, 1994)。カルデラを特徴づける地層は、基底のぶ厚い軽石流、カルデラを埋める湖成層、カルデラ壁からカルデラ湖に流れ込んだ岩屑流堆積物、最後に貫入または噴出したデイサイト～安山岩である。

カルデラを中心に奥羽脊梁山脈地域が隆起することによって、東北日本を覆っていた海は東西に分断された。

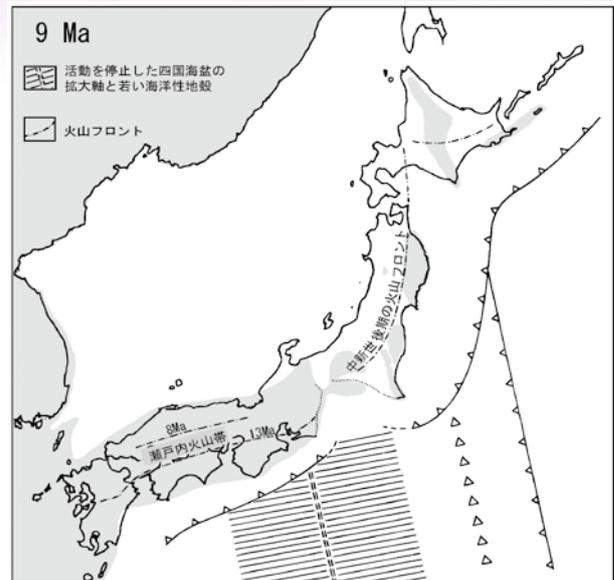


図6 9Ma頃の古地理図

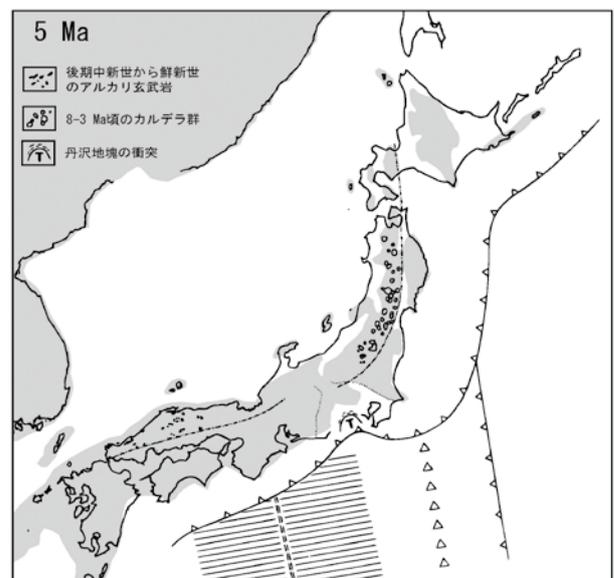


図7 5Ma頃の古地理図

東側は、北上山地との間に挟まれた細長い入り江か低湿地帯になり、西側の深い海は日本海側に押しやられ、閉ざされた海になった。以前の珪質頁岩に代わってこの閉ざされた海に堆積したのが、いわゆる“船川階の黒色泥岩”である。両者の移り変わりの時期は現在の奥羽山脈寄りでは10Ma頃、日本海側では7Ma頃である。この黒色泥岩は有機物の含有量が高く、秋田・新潟油田地帯の石油の主要な根源岩として知られている。この“黒色泥岩の海”にはカルデラから流れ込んだ厚い軽石流凝灰岩が挟まれている。カルデラ群の活動は4Maまで続き、1Ma頃までには消滅した。

この前の時代までは、東北日本の下に沈みこんでいたのは依然としてフィリピン海プレートだったが、カルデラ群の時代に入った頃からは、次第に太平洋プレートの沈み込む領域が広がってきた。しかし、この時期にも中立的な応力場が続いていたので、奥羽山脈を力づくで隆起させることはできない。おそらく、軽い珪長質マグマが付加することによって地殻の密度が減少し、その浮力によって隆起したものと思われる。しかし、なぜこの時期に一齐に珪長質火成活動が起こったのかは、よく分かっていない。

カルデラ時代も寒冷な気候が支配的であったが、5Maから2Ma頃の世界的な気候変動に伴って海水準が変動した。一時的に温暖化した時期には海が侵入してきたが、それが“竜の口層の海”や“大年寺層の海”である。

III-f 造山運動の始まり

3Maから2Maには、東北日本に再び大きな変化が起こった。この頃には、東北日本のほぼ全体が太平洋プレートの沈み込みを受けるようになった。太平洋プレートは西北西方向に速い速度で運動していて、東北日本弧と間の収斂速度は10cm/年にも達する。そのため、東北日本弧は強い圧縮応力場に支配されるようになった。

現在、東北日本の大陸性地殻は約3cm/年の速度で短縮し続けている。この圧縮応力によって、島弧の地殻は50km程度の波長で座屈褶曲を開始した(大槻, 1991, 1995)。奥羽山脈と出羽丘陵は背斜として、内陸盆地列と日本海側の海岸低地帯は向斜として成長を開始した。そして、ついには背斜と向斜の境目が破断して逆断層群が形成され、現在までに奥羽山脈は1,000m程度も上昇した。

奥羽山脈東縁の逆断層の運動によって、奥羽山脈の一部は北上山地と阿武隈山地の西縁に乗り上げた。その荷重によってこれら二つのブロックは西に傾き、奥羽山脈との間の北上低地帯と阿武隈低地帯がそれ以前より一層明確になった。現在見られる活断層や褶曲の多くは全て3Ma以後に活動を開始したものだが、中には日本海形成時の正断層が逆断層として再活動したものもある。

このような地殻短縮に伴って東北日本全体が隆起を開始したため、日本海側に残っていた浅い海は、離水したばかりの軟質な地層を残しつつ、急速に日本海に後退していった。火山活動も、カルデラを伴う珪長質なもの

から現在的那須・鳥海火山帯として見られるような玄武岩～安山岩質で複成の成層火山へと激変した。

これまで述べてきたような幾つかの地学的事件を経て、図8に示すような現在の東北日本の地質構造が出来上がった。

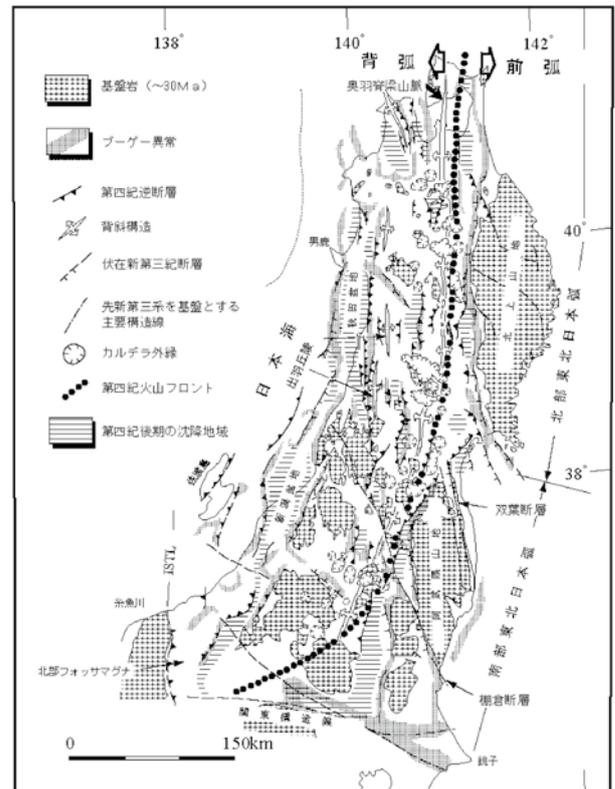


図8 東北地方の地質構造概略 (Sato, 1994)。

IV おわりに

昔は、島弧で起きた地学的事件の原因の理解は混沌としていたが、プレートテクトニクスの出現によって、それらをすっきりと理解出来るようになった。地域毎に多少の変化はあるものの、島弧の単位で見ると、地質には明瞭な規則性がある、単純である。それでも複雑であるという印象を受けるとすれば、観察やデータの整理に際して、以下のような事柄を考慮すべきであろう。

- 1) 放射年代値には様々な原因による誤差が含まれているので、微化石や古地磁気年代を含めて、地質年代を総合的に評価することが大切である。特に、前期中新世以前の地層の多くは非海成層なので、放射年代値にのみ頼りがちになるが、植

物化石をも含めて判断するのが良い。

- 2) 奥羽山脈に普遍的に発達する“グリーンタフ”には、大量の流紋岩(多くは貫入岩・溶岩ドーム)とそれらをフィーダーとする水中軽石流、および流紋岩質海底火山の崩壊に伴う岩屑流堆積物が含まれる。変質すると、海底直下に定置した流紋岩(溶岩ドーム)と流紋岩質凝灰岩の区別が困難になる場合がある。産状をよく観察すれば、明瞭な規則性が見えてくる。
- 3) カルデラ形成を伴う後期中新世から鮮新世の珪長質凝灰岩が変質を受けると、日本海拡大期の“グリーンタフ”と見間違ふことがある。前者にはIII-eで述べた特徴があることに着目して観察することが問題解決の糸口となる。
- 4) いわゆる“西黒沢階の石灰質泥岩”、“女川階の珪質頁岩”、“船川階の黒色泥岩”などは日本海側で典型的であり、奥羽山脈や太平洋側に向かって系統的に岩相変化する。東北日本の地史を念頭に置いて観察すれば、島弧のダイナミックな地域変化が見えてくる。

V 引用文献

- Forsyth, D. and Uyeda, S., 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 43, 163-200.
- Hoshi, H. and Takahashi, M., 1999, Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan: a review and new model. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 50, 3-16.
- Itoh, Y. and Kitada, K., 2003, Early Miocene rotational process in the eastern part of southwest Japan inferred from paleomagnetic studies. *The Island Arc*, 12, 348-356.
- Minster, J.B. and Jordan, T.H., 1978, Present-day plate motion. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- 北村 信 編, 1986, 「新生代東北本州弧地質資料集」全3巻, (株)宝文堂, 仙台.
- 北村 信編, 1989, 地質学論集32号.
- 小泉 格・的場保望, 1989, 西黒沢階の上限について. 地質学論集, no.32, 187-195.
- Otofujii, Y., Matsuda, T., and Nohda, T., 1985, Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, 317, 603-604.
- Otsuki, K., 1989, Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics:“laws of convergence rate of plates”, *Tectonophysics*, 159, 73-94.
- 大槻憲四郎, 1989, 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元. 地質学論集, no.32, 281-304.
- Otsuki, K., 1990, Neogene tectonic stress fields of northeast Honshu Arc and implications for plate boundary conditions. *Tectonophysics*, 181, 151-164.
- Otsuki, K., 1990, Westward migration of the Izu-Bonin Trench, northward motion of the Philippine Sea Plate, and their relationships to the Cenozoic tectonics of Japanese island arcs. *Tectonophysics*, 180, 351-367.
- 大槻憲四郎, 1991, 高温度勾配下の地殻座屈しゅう曲—東北日本弧を例として—. 地熱, 28, 216-221.
- 大槻憲四郎, 1995, なぜ東北日本弧の地殻短縮は火山フロントより背弧で大きいのか? 地質学雑誌, 101, 179-182.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, 99, 22,261-22,274.
- 社団法人東北建設協会, 2006, 「建設技術者のための東北地方の地質」, 408p.
- 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, 339-349.
- 吉田武義・相澤幸治・長橋良隆・佐藤比呂志・大口健志・木村純一・大平寛人, 1999, 東北本州弧、島弧火山活動期の地史と後期新生代カルデラ群の形成. 月刊地球号外, 27, 123-129.