

特集 東北日本弧太平洋岸の海域及び陸域の地質

東北弧前弧の堆積盆地

本座栄一

東北弧前弧と背弧の堆積盆地の相違に関しては、以前の研究発表会で述べたことがある。つまり、前弧堆積盆地は比較的均一な堆積層厚からなり、背弧堆積盆地は局地的沈降による厚い堆積層が分布するところがみられる。これらの相違はそれぞれの堆積盆地を形成する造構運動の相違に由来している。

東北前弧にみられる堆積盆地は、主として海溝の形成に直接的に関連して形成されている。堆積の場は大陸斜面から陸側海溝斜面域にほぼ一様に形成されている。ここには海溝軸、あるいは海岸線にほぼ平行な背斜・向斜構造が分布し、そのなかで主なものは陸地沿岸の隆起、海溝斜面縁の隆起とその間の沈降域、陸側海溝斜面下部の海溝複合体(Subduction Complex)の形成である。

本堆積盆地の構成物を IPOD の掘削結果にみると、新第三系は主として粘土質堆積物からなる半遠洋性堆積物である(Scientific Party, DSDP Initial Report vol. 56・57)。その他に珪藻、火山灰が幾分みられるといった程度である。掘削地点は堆積盆地中間域から外縁域ではあるが、粗粒堆積物がほとんどみられないということが大きな特徴となっている。わずかに堆積盆地基盤を構成する上部白亜系との不整合面上に漸新世の砂岩が分布する。

これらの堆積層の堆積速度は、一般に大陸斜面域より陸側海溝斜面の方が堆積速度が速い。陸側海溝斜面には衝上断層が支配する沈み込み複合体が形成されていることから、その構造運動と密接に関連しているが、複合体形成場での堆積形態として注目に値する。

IPOD Leg 57の掘削結果から古第三紀後期に広く浅海域ないし陸域が形成されていた可能性が指摘されている。主として、新第三紀以降には沈降運動による堆積の場へと変わっているが、この時期に海溝も形成されたと考えられる(HONZA, 1981)。東北弧前弧には比較的均一

な堆積層厚がみられるといっても、細かくみると各時代の堆積層に構造運動を密接に反映した消長がある。これらを解くことから、東北弧前弧、ひいては東北弧全体の地史を解明する手がかりが得られるものと考えられる。

(海洋地質部)

新第三紀における日高トラフ周辺の構造運動

玉木賢策

北部東北日本弧の北上山地沿岸部には新第三紀層は全く見られず、北上山地外縁部の新第三紀の地史を従来は論じることが困難であった。地質調査所によってここ数年行われてきた東北弧太平洋側の大陸棚、上部大陸斜面の海底地質調査の結果、広範な新第三紀の分布と層序が明らかになり、北上山地外縁部の新第三紀の地史を論じることが可能になった。ここでは、主に八戸沖から久慈沖をへて宮古沖に至る大陸棚・上部大陸斜面の層序構造から明らかになった構造運動について述べ、さらにその運動を周辺の地史との関連のもとに考察する。

八戸沖から宮古沖の大陸棚・上部大陸斜面(ここでは水深1,000m以浅の斜面をさしている)では、前期中新世堆積層に鮮新世及び第四紀堆積層が顕著な不整合で接し、中-上部中新統を欠いている。このような中-後期中新世のハイアタスは、東北日本弧の中では北部東北日本弧太平洋岸大陸棚・上部大陸斜面に特有のものであり、本地域の中-後期中新世の上昇運動を物語っている。前期中新世堆積層と鮮新世堆積層の間の不整合面は凹凸が顕著なことから、本地域はこの上昇運動によって陸上侵食を受けたものと考えられる。このことは、前期中新世堆積層を貫いて噴出した八戸沖火山岩類(中-後期中新世の安山岩・玄武岩よりなる)に周縁急冷相がないことから陸上噴出と考えられることとも調和的である。八戸沖火山岩類は、八戸沖北東縁部の大陸棚及び水深500mまでの上部大陸斜面に分布するものである。八戸沖火山岩類の分布は中新世の volcanic front より40 km 程度海溝側にずれており、このような異常分布を示す火山活動が先に述べた中-後期中新世の上昇運動にともなってみられ

* 昭和58年1月20日日本所において開催の研究発表会

るのは興味深い。

上部大陸斜面の鮮新世-第四紀堆積層は下位層に対して顕著なオンラップ構造を示し、また層厚も中新世堆積層に比べて厚い。これは本海域の鮮新世における比較的急速な沈降を示している。

以上述べたことから本海域の地史をまとめると以下のようになる。

- (1) 前期中新世は海成の堆積盆を形成していた。
- (2) 中期中新世に上昇運動がおこり堆積盆は消滅し陸化する。この上昇運動は後期中新世にも引き続き、中期中新世末期には、中性-塩基性の火山活動も起こった。
- (3) 鮮新世に入り比較的急速な沈降運動に転じた。

さてこのような、いわゆる外弧における昇降運動は島弧におけるどのようなテクトニクスに起因するものであろうか。サブダクションによる島弧下への余剰物質の集積が外弧を含め島弧全体を持ち上げるとする考えもある(小林, 1979)。また、島弧における圧縮テクトニクスが上昇運動をひきおこし、伸張テクトニクスが沈降をひき起こすという考えもある(Sugi *et al.*, 1983)。これらの考えに基づくと、外弧の昇降運動はサブダクション活動の消長に第一義的に規制されることになる。しかし、東北日本弧の場合、上にまとめたような大陸棚部の昇降運動は北部東北日本弧においてのみ観察されていることを考えると、東北日本弧全体に同じ影響を与えるはずの太平洋プレートのサブダクションのみに規制されたとは考えにくい。ここで、忘れてはならないのは、新生代を通じて起こった日高山脈におけるユーラシアプレートと北米プレートの衝突というイベントである。日高山脈における衝突の詳細はまだ不明なのではっきりしたことは言えないが、北部東北日本弧の構造運動がこの地史的な大事件に無関係とはいえないだろう。この衝突の最末期の出来事として、鮮新世における千島弧の東北弧に対する衝上運動がある(KIMURA, 1981)。このような運動が起これば、下盤側である東北日本弧の沈降が予想され、その現れが日高トラフの形成であり、八戸沖大陸棚域の沈降運動であったのかもしれない。

参考文献

KIMURA, G. (1981) Abashiri Tectonic Line—with special reference to the tectonic significance of the southwestern margin of the Kuril Arc. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, 20, p 95-111.

小林和男(1979) サブダクションと島弧の隆起・沈降。月刊地球, vol. 1, p. 845-854.

SUGI, N., CHINZEI, K. and Uyeda, S. (1983) Vertical crustal movements of Northeast Japan since Middle Miocene. *Geodynamics Series* (in press).

(海洋地質部)

三陸沖大陸棚・斜面上部の新第三紀以降の構造発達史

岡村行信

南部三陸海岸沖合の大陸棚から大陸斜面(水深約1,000 m以浅)の海域について詳しい海底地質調査を行った。エアガンを用いた音波探査結果から、調査海域の海底は、A, B, Cの3層群及び音響基盤に区分できる。音響基盤は、音波探査で識別できる最下部の地層である。その反射の特徴から、基盤面下に不規則な強い反射が見られる不透明基盤と、基盤面下に反射が見られない透明基盤とに区分できる。不透明基盤は、三陸海岸に分布する古生代-白亜紀前期の古期岩類に相当する。透明基盤は、不透明基盤を不整合に覆う白亜系に対比した。C層群は、基盤を不整合に覆う堆積層で、内部の不整合により下位のC₂層と上位のC₁層に区分できる。C₁層は中新世前-中期の珪藻化石を含む。C層群は、調査域の北部及び中部では、東へ3-10°傾斜した単斜構造を呈し、所々で断層によって切られている。一方、南部では断層・褶曲を伴った2つの隆起帯とそれらの西側に発達する幅広い向斜構造で特徴づけられる。断層・褶曲による変形は、北部及び中部ではC層群の基底から上面まではほぼ調和的であるのに対して、南部では不調和である。大陸斜面上部以浅のC層群上面は侵食され平坦な波食面を形成している。この波食面は、北部では断層・褶曲による変形をほとんど受けていないのに対して、南部では変形している。B層群は、水深約800m以深の海底でC層群にonlapして重なる堆積物で、下位より不整合によりB₂層・B₁層に区分できる。一般にB₂層は下位ほど東傾斜が強く、断層による変位も大きい。B₁層はほとんど変形していない。A層群は、大陸棚-大陸斜面上部でC層群を切る波食面を不整合に覆う堆積物で、不整合によって下位よりA₃, A₂, A₁及びA₀層に区分できる。A₃層は上部鮮新統、A₂及びA₁層は更新統であると考えられる。南部のA₃層は、断層・褶曲による変形を受けているが、より上位の地層及び北部のA層群はほとんど変形していない。

以上に述べた各地層の地質構造から、C₁層堆積以降の構造発達史を、以下のように考えることができる。北

部と南部では、異なった構造発達史が考えられるので、それぞれ別々に述べる。

北部では、C₁層が漸新世(?)に堆積し始めてから、中新世中期に堆積しなくなるまでの間、安定でほぼ水平な堆積盆地が広がっていた。中新世中-後期以降に、断層活動を伴った東への傾動運動が始まり、C₁層の堆積が停止し、B層群がより東方に堆積し始めた。一連の構造運動は、鮮新世(?)にはほぼ終了し、波食面が形成された。波食面形成後は、ゆるやかな傾動沈降運動が進行して、波食面上にA層群が上方に成長しつつ堆積していった。

一方南部では、中新世中期以前から断層・褶曲活動が始まった。中新世中期以降で断層・褶曲活動が活発になったが、C₁層の堆積は継続していた。傾動隆起運動は、北部ほど顕著でなく、断層・褶曲活動が中心であった。この構造運動は、鮮新世(?)の波食面形成後、A₃層堆積直後まで継続し、その後ゆるやかに沈降した。

南部では北部に比較して、より古い時代からより新しい時代まで、構造運動が継続した。北部では隆起傾動運動が顕著であったのに対して、南部では断層・褶曲運動が中心であった。その結果、南ほどより上位のC₁層が、堆積している。これらの構造運動は、中新世中期から鮮新世にかけて比較的ゆっくりと進行したと考えられる。(海洋地質部)

三陸沖大陸棚～斜面の海底地形と表層堆積物

木下泰正・有田正史

大陸棚は地形学的に「大陸のまわりの低潮線から、深海に向かって傾斜が急に増大するところまでを大陸棚とし、この傾斜の変換点を大陸棚外縁ということばを用いる」と定義されていて、大陸棚外縁により大陸棚は地形学的に規定される。したがって大陸棚外縁の認定は大陸棚の形成機構及び形成後の地史を考察するうえで重要な意味をなす。一般に大陸棚外縁の平均水深は130m前後で汎世界的に斉一性を示す。この斉一性が第四紀における海水準低下のひとつの証拠であるとされ、それゆえ大陸棚は第四紀の低海水準期に形成された侵蝕面あるいは堆積面であると考えられている。日本周辺の大陸棚外縁水深も一般的には130m前後を示すが、しかし地域的には大きく異なる海域もある。例えば、駿河湾三保半島周縁、室戸半島東側では大陸棚外縁の水深は50-60mと浅く、九州東南部では水深300m、若狭湾では水深190m、鳥取沖では水深220mと深い。このような大陸棚外縁水

深の地域的な差異は大陸棚の地史の違いを反映するものであるが、大陸棚形成後の二次的な侵蝕・堆積、地殻運動、縁辺台地の問題などさまざまな要因があり、大陸棚～斜面の地形・表層堆積物の分布について詳細な検討が必要である。

筆者らは、1976年、及び1981年に三陸沖の海底地形・表層堆積物の調査を実施し、現在、解析が終了しているのは北部の八戸-宮古海域だけである。

三陸沖の大陸棚～斜面の海底地形の概要は、陸岸から200m等深線の幅が八戸-宮古沖では40-50kmで、リアス海岸が発達する宮古-金華山沖では10-20kmと非常にせまい。大陸棚外縁の水深は八戸-久慈で水深150-160mを示すが、久慈以南からは次第にその深度を増し、宮古以南では水深300mを越す。大陸棚外縁部の勾配変換も八戸-宮古沖では明瞭であるが、それ以南では次第に不明瞭となる。また大陸棚及び大陸斜面の勾配は八戸-久慈沖間ではそれぞれ、13'-20'、1°40'-1°50'で、久慈以南では30'-40'、2°20'-2°30'とその勾配は両者ともに久慈以南で増大する。

大陸棚上の表層堆積物分布の概要は、海水準の変動に対応して形成されたと考えられる、粗粒な堆積物から細粒な堆積物へと一連の粒度変化が数帯、大陸棚外縁に平行して帯状配列をなす。特に粗粒な堆積物は大陸棚上の露岩地帯の分布と調和的であり、八戸-久慈沖の大陸棚外縁付近には水深120-130mのところ露岩地帯が南北に連続して分布し、それに沿って礫が分布する。しかし久慈以南では次第にその分布深度は増大し、等深線に斜行して配列する。さらに、大陸棚上には露岩地帯の分布、堆積物の分布に対応して数段の平坦面が認められるが、この平坦面も久慈以南では等深線に斜行する。

以上のような、久慈沖以南における地形的特徴と、等深線に斜行して分布する堆積物、露岩帯、及び大陸棚上の平坦面の配列は、大陸棚形成期、あるいは形成後の地殻変動を示すものであると考えられ、地殻変動に伴う等深線の変形について考察した結果、久慈付近を境として、それ以南の地域において、大陸棚形成期、あるいは形成後に南東側への傾動運動が生じたことが明らかとなった。傾動運動が始まった時期、及び現在の変動については今後の検討課題である。(海洋地質部・同)

東北日本太平洋側の海底堆積物から ——駒ヶ岳噴出軽石とOST——

西村 昭

下北半島沖と金華山～小名浜沖の海底堆積物の調査か

ら、2つの話題について報告した。

下北半島沖を調査した結果、1929年北海道渡島半島の駒ヶ岳の大規模噴火で放出された軽石が、同海域に広く分布することが明らかとなった。降下火山灰(軽石)として直接堆積したと思われる細粒の軽石は、陸上で1929年噴出の軽石(Ko-a)の分布の示された東南東延長上に分布する。一度は海で浮遊した後、沈んで堆積したと思われる大きい軽石は、上記の降下火山灰分布域を中心とし、広く分布し、南は調査海域南限を超えている。軽石の堆積物中での分布様式が堆積物の性格を知るのに重要なことを同海域に隣接した噴火湾を中心とした海域の調査をした大嶋ら(1979)は指摘している。下北半島沖海域での軽石の分布様式と、それらから明らかになった同海域の堆積速度(例:約1mm/年、亀田半島東方水深800mの点)などについて報告した。

OSTは、珪質で、径100-200 μ の球-回転楕円体型の微化石で、海綿動物の小骨片の一形態(sterraster)の通称である。海綿動物の骨片には様々な形態のものがあるが一般には単純な形をしていて、個々分離した状態で産出した場合、それらから小さい分類単位(属など)を識別できない。さらに、海綿動物それぞれの種の分布域は殆んど知られないまま、深度分布などは広いと信じられているようである。そのため海綿動物化石(骨針)は環境の示標として重要視されていない。“OST”は、表面に分枝した突起などの複雑な構造があり、詳細な検討をすれば、小さい分類単位(種)まで識別できると思われる。“OST”は、日本海側新第三系に多産する報告があり、またこの報告の中で示した東北日本太平洋側の海底堆積物にも多くみられる。“OST”の多産することが、将来“OST”を持つ海綿の種やその分布が明らかになることにより、水塊や海底についての環境的意味を持つと思われる。

(海洋地質部)

松島・塩釜地域の第三系

柳沢幸夫・石井武政

東北地方の第三系はいわゆるグリーンタフ地域と呼ばれる島弧内側の堆積域と、三陸沖から常磐沖に伸びる外側の堆積域に分かれて分布している。松島・塩釜地域はこのうちの内側堆積域の東縁部に相当しているが、一方外側の堆積域にもそのまま連続しており、東北日本第三系分布域の中では独特な位置を占めている。

本地域の第三系は下位より中新統の松島湾層群・志田層群、及び鮮新統の仙台層群相当層よりなる。これら

の各地層の変形の程度は、大部分が地層傾斜10°以下と全般に弱い。

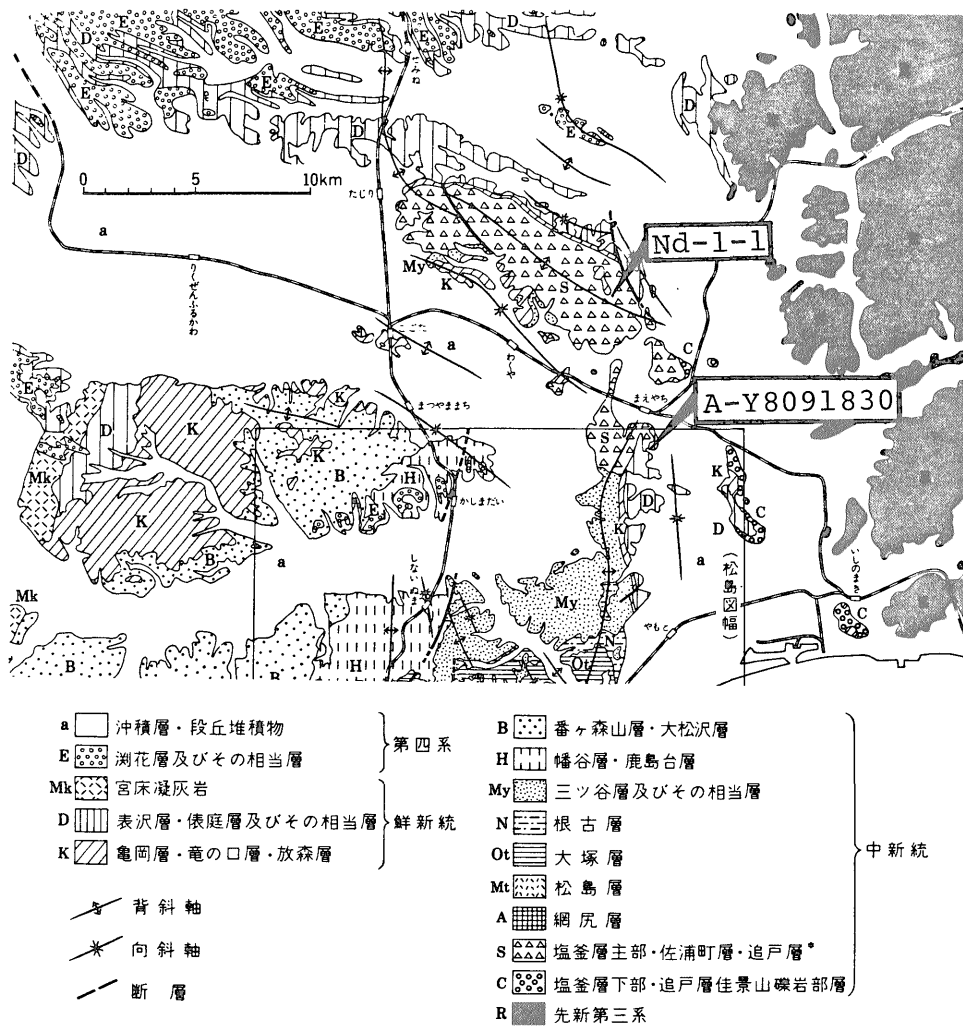
松島湾層群は先新第三系を不整合に覆い、下半部は安山岩質火砕岩を最下部に含む粗粒な非海成層から、また上半部は主としてシルト質の海成層からなり、全体として海進過程のsequenceをなしている。その地質構造は分布域の西部ではNE-SW方向の、また東部ではNNW-SSE方向の褶曲及び正断層を特徴としており、変形度の弱い本地域にあっては比較的強度の変形を受けている。

志田層群は下位の松島湾層群を不整合に覆う海成砂質堆積物を一括したものである。その中部にも比較的顕著な不整合があり、これを境界として志田層群は下部及び上部に区分できる。本層群基底の不整合は南に向かって下位層の被削剝量を増し、かつ不整合関係にある上下の地層の間の構造的な差が大きくなっている。また松島湾層群を変形させている褶曲及び断層は上位の志田層群にはほとんど及んでいない。これらのことから、志田層群基底の不整合は、松島湾層群堆積後に本地域南部で生じた構造的な隆起運動の結果形成されたものと推定される。同様に志田層群中部の不整合も南側ほど下位層の被削剝量が大きくなることから、この時期にも本地域南部一帯に隆起運動があったものと考えられる。

仙台層群相当層は中新統以下を不整合に覆い、非海成→海成の2つの堆積サイクルを示している。本地域ではその分布範囲は周辺に狭く限られ、また下位層を広い範囲にオーバーラップしていることなどから、広域的にみた場合、本地域は仙台層群堆積時には相対的に隆起部であったものと思われる。

これら新第三系の地質時代については、産出する珪藻化石、貝化石、植物化石及びK-Ar・フィッシュントラック年代値などから、松島湾層群は前期中新世-中期中新世の初期、志田層群下部は中期中新世の初期-中期、志田層群上部は後期中新世の後期、及び仙台層群相当層は鮮新世であると推定される。

北隣の涌谷地域にかけては、中新統として、安山岩質の溶岩・火砕岩及び砂岩などからなる追戸層と、その上位の砂岩主体の黄金迫層が分布し、松島地域とはその岩相が少し異なっている。このうち黄金迫層は岩相の類似性及び連続性などから志田層群に対比できる。一方追戸層は、礫岩をもって先新第三系を不整合に覆うと推定されること、及び安山岩質火砕岩を主体とすることなどの理由から、これまで松島湾層群下半部に対比されてきた。今回本層に含まれる筈嶽火砕岩中の安山岩(試料番号Nd-1-1、涌谷町筈嶽観音南東400m道路脇の露頭)、及



* 旭山安山岩部層・追戸凝灰質砂岩部層

松島図幅地域周辺の地質概略図

旭山安山岩部層の安山岩(A-Y8091830, 河南町草田道路交差点より西北50m道路北側の露頭)のK-Ar年代測定を行ったところ、それぞれ 15.0 ± 1.5 Ma 及び 12.9 ± 0.6 Maの値が得られた。これらの値は松島湾層群最下部の塩釜層のK-Ar年代値22.3 Ma(今田・植田, 1980), 及びフィッシュントラック年代値 23.1 ± 2.4 Ma(石井ほか, 印刷中)にくらべ著しく新しく、今後本層の地質時代及び対比については生層序学的な検討も含めて更に研究の必要があるものと思われる。

隣接する仙台地域あるいは一関地域の新第三系との対比については未だ不十分な点も多いが、大まかな対比を

行って相互の地質を比較してみると、本地域新第三系の特徴として次のような点を挙げる事ができる。

(1) 松島湾層群上部で示されるシルト質の細粒な海成層に相当するものが隣接地域では認められず、このような堆積物は本地域独特のものと考えられる。

(2) 志田層群基底部及び中部に存在する顕著な不整合に対比しうる不整合は隣接地域ではみあたらない。従ってこれらの不整合を形成した造構運動は本地域に限られた局所的なものであったと推定される。

(地質部・環境地質部)

仙台湾及び金華山沖の新生代地質一構造と堆積場一

中村光一

金華山南方の水深130-150mの大陸棚面は、東北日本太平洋側の大陸棚としては最も広く、更新世に形成されたデルタの頂置層の下面、あるいは前置層上部の侵食された面である。水深150-300mの傾斜1-1.5°の面は前置層の前縁となっている。38°04'Nより北ではデルタは消滅する。水深70-130mの部分は大陸棚面を二つに画する斜面であるが、更新世のデルタの初期の底置層と、その上に載る更新世-完新世の薄い堆積物より成っている。この面は、デルタの下面として下位の鮮新統を削る侵食面となつて、金華山南東方の大陸斜面上部にまで追跡され、水深350-600m付近では侵食面上の堆積物の被りが非常に薄くなっている所がある。この面は、音波探査記録上では、前置層同様38°04'N付近で、海底面とほとんど一致して、その北側には存在しない。牡鹿半島東方の大陸棚～上部大陸斜面では、この侵食面の下位に相当する位置に、軽微な不整合面が認められるが、金華山以南では整合となる。

大陸棚及び大陸斜面上部には、全域にわたって上部中新統(?)～鮮新統が分布し、相馬東方では海岸に露出する鮮新世の竜の口層に連続する。仙台湾内では完新世の堆積物に被われて露出は散点的だが、更新統との境はほぼ70-80mの等深線に沿って北北東-南南西に延びている。この地層は、現在の海底面にほぼ平行に堆積しているが、基底は広域的な不整合面で下位層を斜交不整合に被っている(仮にこの不整合面をA面、A面より上にあつて更新統デルタの下位の地層をA層とする)。A面は北方の釜石沖でも広範に認められる波食面と同一かつ連続するものである。この海域では、沿岸部では海面よりの往復走時0.1-0.3秒に位置し、東方の外縁では0.6-1.1秒で、所によって深さを異にし、形成後の変形を示唆する。38°Nより北方では、外縁は北に向かって深くなり、0.8秒以上あるが、38°N以南では0.7秒内外で、南西方向に延びて、大陸棚の下に入り、四倉付近の多賀層群の下の不整合面に連続すると考えられる。A面の上位を占めるA層下部が全域的に上部中新統を含むかどうかは判らないが、少なくとも外縁付近では含む可能性が高い。A層の層厚は、往復走時0.1-0.5秒で東方に向かって次第に厚くなるが、更新統デルタの下面で侵食されている部分の北西側は、0.2秒前後で薄い。又、仙台湾内で

は、局所的に厚くなっている所があり、北上河谷地帯の撓曲帯に続く部分では、西縁は東落ちセンスの断層となっている。撓曲帯の延長部のA層の厚い部分は、38°N付近の阿武隈川河口沖合で終わっているが、それより東方に向かってA層の厚い部分が存在する。仙台湾の竜の口層は、松島地域を取り囲むように仙台湾から北上河谷地帯へと分布し、海域でのA層の分布はこれと調和的である。

A面下の地層は、牡鹿半島東方では、白亜系より上位の地層が、東に向かって重なっており、志津川東方で下部中新統が一部海底面上に露出している。金華山南方38°N付近では、北上の正磁気異常帯の南限に沿って、北東-北北東方向の向斜構造が認められる。相馬沖合より南では、大陸棚外縁の位置する部分に北北東-南南西方向の向斜が認められ、この部分では、中新統～鮮新統は連続していると考えられる。(海洋地質部)

鹿島沖一房総沖の海底地質構造

棚橋 学

本海域の大陸棚～上部大陸斜面の新第三紀以降の堆積盆は銚子半島沖の南-南東にのびる基盤の高まりによって2分される。また鴨川から東方に伸びる鴨川構造線の南側には鮮新・更新統の堆積盆がある。

鹿島沖の北部では大陸棚外縁付近に常磐沖から続く背斜があつてその陸側に沈降域がある。背斜軸部には不整合が見られ陸側からの onlap の形態を示す。この背斜は南方へ向かつて深く弱くなる。沈降域には北部で中上部中新統、南部で鮮新・更新統が主に堆積していると思われる。大陸棚域上部には foreset 状の形態を示す層があつて北北東の走向を示し、南南東に向かって上位層が分布する。鮮新・更新統と思われる層は大陸斜面では軽微な不整合、大陸棚ではほぼ整合で下位層に乗る。大陸斜面ではその下位には厚い音波散乱層が広く認められる。その層厚は500mに達し、その内部にはチャンネル構造が認められることもある。形態と音響的性質からこの層はデルタや深海扇状地に似た砂礫質層であると考えられる。南部の大陸棚では鮮新統の下には薄い中新統が褶曲した地層の上に不整合で乗っていると思われる。この中新統は那珂湊の北側でははるかに厚いらしい。銚子・那珂湊間の新第三系は陸域で中央構造線に沿って見られる沈降域に続く層厚部が見られる。銚子半島沖の大陸棚には中生界と思われる強く変形した不透明層がある。その北側に見られる東西性の褶曲帯は中央構造線の延長部

の影響によるものかも知れない。

房総沖の大陸棚には1秒程度の上総層群の堆積盆が見られる。銚子沖の中古生界基盤には顕著な傾斜不整合で接する。上総層群は南西に向かって厚くなり南西縁で1.5秒以上に達し、その南の勝浦付近から南東に延びる背斜にアバットしている。南縁部の深部には大規模な断層が推定される。上総層群は北西に単斜し、不整合に対し陸側に offlap する形態を示し、堆積開始以降に陸側が沈降したことを示している。勝浦沖には北東方向を示す正断層群が見られる。断層の間の地塊は北西へ傾くことが多く、断層は南東落ちが多い。この断層群は房総半島東部で見られる北北東方向の正断層群と一連のものだろう。この堆積盆の東縁には弱い背斜があってその外側では水深の増加に伴って上総層群相当層は急激に薄くなる。大陸斜面では平坦面などに薄く見られるのみである。上総層群の下位の中新統の分布はよくわからないが、海域中部に成層構造を示す厚い層があり、上総層群の堆積盆の沖合いを中心として堆積したと思われる。この層は堆積後に北西方向の長波長の褶曲を受けている。

鴨川構造線の南の東西に伸びた平坦面下に上総層群相当層があって北西方向の褶曲を受けている。この褶曲の向斜部を中心に下総層群相当層が堆積している。西部ほど厚く、鴨川海底谷付近では1.5秒に達する。

鹿島沖では中新世中頃に常磐沖の大陸棚から続く堆積盆を中心とする堆積が始まり、堆積の中心は次第に南へ移動した。鮮新世頃に現在の上部大陸斜面を中心にデルタ様の厚い礫質層が堆積し、その後薄い鮮新・更新統に覆われた。銚子沖から鴨川構造線までの部分では中新世には陸域の嶺岡帯の北側から勝浦沖～銚子沖大陸斜面にかけて伸びた堆積盆があった。この中新統は鮮新世に北西方向の褶曲を受け、堆積盆は北西へ移動し現在の大陸棚域で上総層群の堆積が始まった。沈降域は北西方向へ移動を続け、大陸棚域は外縁付近を中心として隆起し北東方向の断層を受けた。鴨川構造線以南では相模灘と似た、相模トラフに平行な隆起・沈降帯が見られる。平坦面下の上総層群相当層は堆積後北西方向の褶曲を受け、西へ傾動し、下総層群相当層に覆われている。この平坦面の南側の南房総 ridge and trough zone と北側の葉山・嶺岡隆起帯の延長部と思われる高まりでも北西方向の断層が発達している。これらの褶曲、断層は左雁行配列を示し、この地域が右ずれせん断帯であることを示していると思われる。鴨川構造線以北ではこのような構造は見られないことから、鴨川構造線は右横ずれ運動をしていることが推定される。このせん断帯はフィリッピン海プレートの西進に伴って形成されたものであろう。

東北日本内陸部のネオテクトニクス

栗田 泰夫

東北日本では地震・測地領域においても、地形領域においても、東西圧縮応力場での短縮テクトニクスが卓越しており、南北性の褶曲と逆断層とを成長させつつある。このような応力場と変動様式は10⁶年前に始まり、一様な速さの変動が累積することによって変動地形や地質構造を形成してきた。

変動地形の研究からは、ネオテクトニクスの始まりは10⁶年前、すなわち更新世前期頃と考えられている(SUGIMURA, 1967)。また、第四紀における変動の等速性についても述べられている。

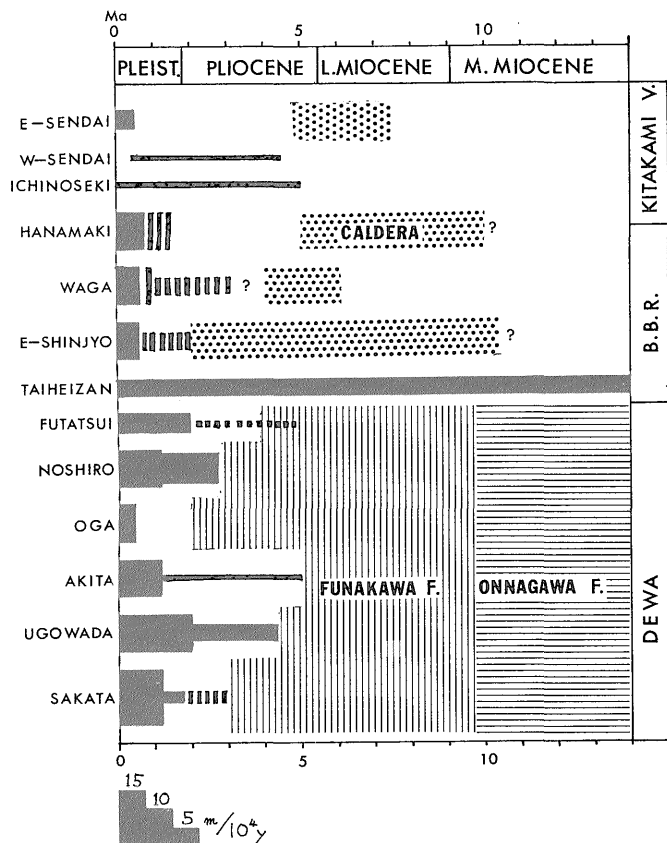
一方、従来の地質学的見地からは、新第三系・第四系に発達している南北性の褶曲と断層は、主として中新世後期から鮮新世に形成されたと考えられている(北村, 1959・1979; 藤岡, 1968)。これに従えば、「現在に引き続く、同じ応力場での同じ様式の変動」と定義できるネオテクトニクスは、中新世後期に始まることになる。

しかし、最近の微化石層序学、古地磁気・放射年代学の発展に伴い、造構運動論までもが大きく変わる可能性がある指摘されている(米谷, 1978)。そこで、既存の資料を再検討して、主に垂直変位速度に着目して、東北日本(出羽丘陵と奥羽脊梁山脈)の中新世後期以後の構造発達史について考察を行った。

<出羽丘陵地域> 酒田・新庄間の出羽丘陵では、佐藤(1982)などによれば、隆起運動は更新世初頭には明瞭になり、1.2 Ma 以後激しさを増して現在に至っている。羽後和田地域では鮮新世前期より造構運動が始まるが、褶曲・断層による垂直変位速度は第四紀になって大きくなっている。男鹿・五城目地域では褶曲・断層は主として更新世中期以後に形成されている。能代地域では鮮新世後期以後に褶曲・断層運動が活発になり現在に引き続いている。

<内陸盆地と奥羽脊梁山脈地域> 新庄盆地、横手盆地と脊梁山脈とは、層位落差千数百mの断層で画されているが、それらの断層はA-B級の活断層であり、主として更新世前期ないしは鮮新世後期以後に形成されたと考えられる。

脊梁山脈のかかなりの部分は中新世中期以後に隆起を行ってきている。しかし中新世後期から鮮新世にかけての間は、内陸盆地及び北上河谷との境界部には逆断層は伴



各地の構造発達史
黒帯は褶曲・断層の平均垂直変位速度を表す。

わなかったと考えられる。また、隆起速度は浸食速度を大幅に上回るものではなかったと考えられる。中新世から鮮新世末にかけての間に、隆起の著しい地域では、カルデラが形成されている。これらのカルデラは直径が数 km-25 km であり、カルデラ内には層厚数百 m の火砕流堆積物と湖成堆積物とが保存されている。

<北上河谷地域> 花巻地域では第四紀になってから、脊梁山脈との間に落差数百 m の逆断層が形成されていて、この断層は B 級の活断層として知られている。仙台東部地域と福島盆地西縁の活断層は更新世中期以後に形成されている。北上河谷地域では鮮新世前期から形成された撓曲構造が知られているが、明瞭な逆断層は見られず、垂直変位速度も小さいと考えられる。

以上の観点を踏まえて東北日本の中新世後期以後の構造発達史を要約すると次のように考えられる。

(I) 中新世後期には脊梁山脈地域では曲隆を主とした隆起があり、多くのカルデラが形成された。日本海沿岸から内陸盆地にかけては、安定した海域で泥質物が堆積した。この時階の隆起は、カルデラ形成をもたらした大量の珪長質マグマの上昇によるものかも知れない。ま

た、水平方向の造構応力は小さく、火山活動も第四紀とは異なった型であった。静水圧状態に近い地殻では珪長質マグマはごく地表近くまで上昇すると考えられており(堀越, 1976)、この時階のカルデラが明瞭な環状割れ目に沿って陥没している原因であるかも知れない。

(II) 鮮新世にも I 時階の状態が引き続き、脊梁山脈の曲隆運動は進行して、山脈はやや高くなり、粗粒堆積物を供給する様になった。応力場は東西性の圧縮応力場になっていたとされるが(竹内, 1981; 佐藤ほか, 1982)、応力値は大きくなかったと考えられる。一部の地域には南北性の褶曲・断層の萌芽が見られ、II 時階から III 時階への過渡期にあった。

(III) 日本海沿岸では鮮新世末期以後、北上河谷と太平洋側では更新世中期以後が確実にネオテクトニクスと呼べる時代である。日本海沿岸では 2,000 m ないしはそれ以上の落差を有する衝上断層が形成されつつあり、その平均垂直変位速度は $10\text{m}/10^4\text{y}$ にも達する。この時階の始まる年代と速度の点から見ると、北上河谷から日本海側に向かって大きくなる応力勾配が推定される。

(環境地質部)