

第 190 回地質調査所研究発表会講演要旨*

特集 新生界研究の現状と問題点

活褶曲地帯における活断層—その形態と意義—

吉岡敏和

新潟県長岡市周辺は、新潟堆積盆地の中部に位置し、この地域に分布する中新-更新統には、北北東-南南西方向の褶曲構造が発達する。これらの褶曲は段丘面をも変形させており、いわゆる活褶曲である。また、平野の東西両縁部にはいくつかの活断層が分布し、段丘面に変位を与えている。これらの活断層は東側に悠久山断層、西側に鳥越断層、親沢断層、片貝断層群と断続的に分布し、悠久山断層以外はいずれも長さ 1-2 km と短いものである。また、相対的に平野側が隆起する方向の変位をもつという特徴がある。

YEATS (1986) は、褶曲にともなう断層として Flexural-slip faults と Bending-moment faults の 2 つのタイプを考えた。Flexural-slip faults というのは、褶曲の進行にともなう褶曲の内側と外側の間に層理面すべりが発生し、それが地表に現れたものである。Bending-moment faults というのは、褶曲の向斜部と背斜部にそれぞれ水平方向の圧縮と引張の力がはたらき、それによって向斜翼部で逆断層、背斜部で正断層が発生するというものである。長岡市周辺の例では、それぞれの断層の形態から、悠久山断層の北部と片貝断層群は Flexural-slip faults であると推定できる。親沢断層は、東側の向斜軸の位置と形態がはっきりしないが、おそらく向斜翼部に生じる圧縮応力による Bending-moment faults と考えることができる。また平野西側に位置する岩田背斜軸部にはグラベン状に落ちこむ一組の正断層が認められ、引張応力による Bending-moment faults と推定できる。鳥越断層は露頭条件が悪く断層の全体像がはっきりしないが、過度の褶曲で逆転、不安定になった地層が重力によって滑落したものと考えている。

YEATS (1986) は、このような褶曲にともなう断層自

体は大きな地震を起こさず、周辺の地震活動に連動して運動していると考えている。長岡市周辺の過去の大地震についてみると、1927 年の関原地震 (M=5.3) および 1961 年の長岡地震 (M=5.2) では、背斜軸に沿って隆起がみられたが、地表に断層は現れなかった。これらの地震の震源は地表近くのごく浅いところと推定されているが、地震時の変動が褶曲を成長させる方向であることから、これらの地震の震源断層は Flexural-slip faults や Bending-moment faults ではないと考えられる。また、今までには地表での断層のクリープも知られていないことから、これらの断層は、おそらく周辺の大地震にともなう動くものと考えられる。したがって、今後 1927 年、1961 年と同規模かそれ以上の地震が起こったときにこれらの断層が活動する可能性が高い。(地質部)

東海層群の古地理変遷と伊勢湾周辺の ネオテクトニクス

吉田史郎

東海層群を形成した堆積盆地(東海湖盆)の鮮新世-更新世前期の古地理変遷を見ると、東海湖盆は知多半島南部から伊勢湾西岸南部を結ぶ領域で発生し、その後、沈降域は北あるいは北北西方向に移動拡大し、最後に鈴鹿-養老山地間及び濃尾平野西部に移動縮小したことが認められる。このような東海湖盆の発達過程(東海層群の堆積過程)を規制したのは、西下りの傾動地塊運動と、北北西方向の沈降とその後の隆起運動、の 2 つの構造運動の相乗作用であったと言える(第 1 図)。

西下りの傾動地塊運動は、東海湖盆側の沈降、その東あるいは北東側の木曾・飛騨山地側の隆起、と言った規模の大きい地塊が傾動した運動として把握される。傾動地塊の西縁には、現在の鈴鹿-布引山地東麓を走る一志断層系の西側隆起・東側沈降の活発な活動があった。この傾動地塊運動が始まったのは、東海湖盆発生直後の鮮新世前期(およそ 5 Ma 前)であり、一志断層系を西縁とする傾動運動は、更新世前期末までの約 400 万年間に渡って継続し、東西両側から東海湖盆に莫大な碎屑物を

* 昭和 63 年 6 月 29 日本所において開催

供給した。しかし、期間半ばの鮮新世後期(およそ3 Ma前)以降は、養老断層を西縁とする傾動運動が顕著になったため、傾動運動の場はもっぱら現在の濃尾平野とその周辺地域に移動縮小した。恐らく濃尾平野では、この運動が現在まで引き継がれている。

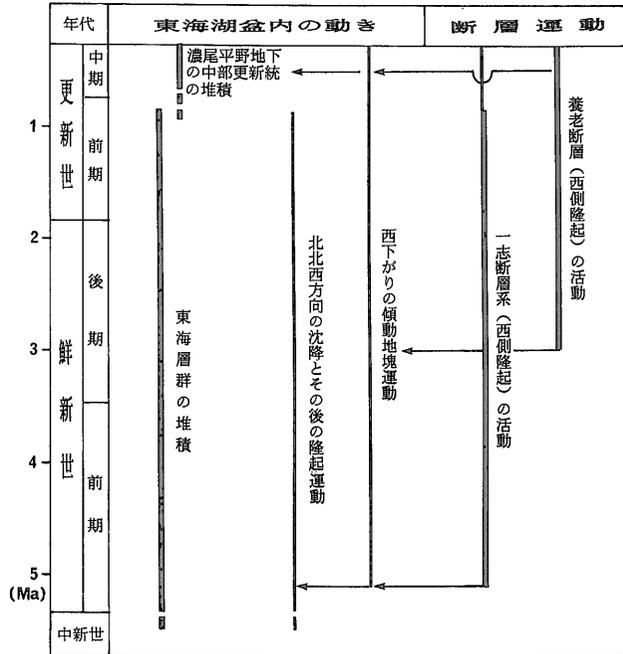
北北西方向の運動は、傾動運動の開始よりもやや早く、鮮新世初頭頃、すなわち東海湖盆発生と同時に始まった。この方向の運動の特徴は、北北西-北方向に次々と沈降の場が移動し、同時にその沈降した領域が今度は緩やかな隆起の場に転じると言うものである。このような運動は、一志断層系を構成する個々の断層が、次々と南→北方向に形成され、その後、断層の上盤・下盤側がともに隆起したことによって生じたものとみなされる。ただし、東海層群の堆積過程を詳細にみると、一志断層系の形成過程は、一般に考えられているような南→北方向に単純に移動して行ったものではなく、養老断層が形成され始めた3 Ma前頃に、亀山市付近の鈴鹿山脈東麓から竜ヶ岳東麓に活動の場がジャンプし、そこから南あるいは北に活動の場が移動して行ったことが認められる。

(地質部)

関東山地北東部の新生代テクトニクス

竹内圭史・牧本 博

関東山地北東部の寄居地域には、三波川帯の中に金照山石英閃緑岩・寄居酸性岩類・栃谷層・鉢形層(従来の木持層の一部;竹内・牧本, 1987)・寄居層及び松山層群が分布する。これらの地層・岩体はWNW方向とN-S方向の高角断層系によりブロック化しており、松山層群が金照山石英閃緑岩と寄居層を不整合に覆うこと以外は、相互の層序関係は不明である。地質時代についても、松山層群以外は資料に乏しく、金照山石英閃緑岩・寄居酸性岩類・栃谷層・木持層は白亜系と推定されていた。ところが、1980年頃からこれらの地層・岩体の研究が進み、地質時代も明らかになってきた。栃谷層は花粉化石により中新統であり(門田・徳永, 1982)、金照山石英閃緑岩の放射年代は二疊紀末である(小野, 1983など)。また、金照山石英閃緑岩・栃谷層・寄居酸性岩類が強く破碎されていること(小坂, 1979)、金照山石英閃緑岩・栃谷層がぶどう石-パンペリ-石相の変成をうけており、しかも周囲の地層には変成の影響が見られないこと(平島,



第1図 断層運動と東海湖盆内の動きの相互関係

第 1 表 寄居地域の地質構造発達史

地質時代	領家帯	中間域 (領家帯南縁)	三波川帯
鮮新世 2			N-S 断層系 (東西両側の三波川帯の上昇)
鮮新世 1	(沈降)		WNW 断層系
中新世後期 中新世前期末	(領家変成岩の削剝) 礫		松山層群
中 新 世	5		WNW 断層系 (帯状配列の形成)
	4	(領家花崗岩の削剝) 砂	寄居層・鉢形層 (寄居酸性岩類秩父層群の削剝)
前 期	3	寄居酸性岩類・栃谷層・金照山石英閃緑岩のナツペ (三波川結晶片岩の上へ)	
	2		(金照山石英閃緑岩・ 栃谷層の変成)
	1	(領家花崗岩の削剝) 礫	栃谷層 (金照山石英閃緑岩の削剝) 礫
白亜紀後期	寄居酸性岩類 領家花崗岩	(金照山石英閃緑岩の露出)	
ジュラ紀後期 三疊紀後期	領家変成岩		三波川結晶片岩 秩父層群
二疊紀後期		金照山石英閃緑岩 ザクロ石片麻岩・角閃岩	

1984) が指摘されている。一方、寄居地域東方で領家帯の存在が明らかにされてきた (武井・小池, 1977 など)。

これらを総合すると、金照山石英閃緑岩・栃谷層・寄居酸性岩類は原地性ではあり得ず、中新世前期にナツペとして内帯側から三波川帯へ移動してきたと考えられる (第 1 表)。金照山石英閃緑岩及びそれに伴われるザクロ石片麻岩・角閃岩 (端山ほか, 1985) は、かつて領家帯と三波川帯の間に存在した地帯 (古領家帯) の岩体であった。中新世前期には金照山石英閃緑岩は領家帯南縁部にあり、栃谷層が堆積した後に共に変成した。次いで中央構造線の活動による領家帯の衝上運動が起こり、金照山石英閃緑岩・栃谷層・寄居酸性岩類がナツペを構成し南へ移動してきた、というモデルが考えられる。

重要な問題点として次の 3 つが挙げられる。①金照山石英閃緑岩の帰属。下仁田地域・金沢地域にも同時代の石英閃緑岩がクリッペとして分布しており (端山ほか, 1987 など)、下仁田地域では南蛇井層を貫き、金沢地域では角閃岩を伴っている。吉見変成岩を含めたこれら古期岩類の位置付けが重要な課題である。②金照山石英閃緑岩・栃谷層の変成の場。中新統である栃谷層が変成をうけていることは注目される。どのような構造運動によってどう石-パンペリー石相の変成条件が得られたのかはまだ不明である。③中新世前期のナツペの形成。中新世前期に、栃谷層の堆積・変成、ナツペの形成・鉢形層・寄居層の堆積、WNW 断層系の発生が相次いで起こって

おり、関東山地のテクトニクスを考えるうえで特に重要な時期である。一方下仁田地域では白亜紀末と鮮新世の 2 回の衝上運動が報告されており (端山ほか, 1988), それらとの関係が問題となる。 (地質部)

会津若松南方の後期中新世バイアス型 カルデラの発見とその意義

山元孝広

会津盆地南東山地において後期中新世のいわゆる“陥没盆地”とされていた高川層、黒森層を再調査した結果、これが Valles カルデラ、Long Valley カルデラに代表される大規模火砕流の給源の陥没カルデラと共通した構造を持つことを明らかにした。本講演では従来高川層、黒森層とされていたものを高川カルデラコンプレックスと呼ぶ。

高川カルデラコンプレックスはカルデラ形成期、後カルデラ期に二分され、いずれも基盤に対し高角でアバットしている。

1. カルデラ形成期。現在露出する最下位の堆積物で、強溶結の火砕流堆積物とロックスライド堆積物からなる。両者は指交関係にあり、火砕流堆積物はカルデラの内側に向かい厚くなるのが認められる。ロックスライド堆積物は基盤岩に由来する岩片からなり、基盤岩の内部

構造を保存した多数の岩塊相とこれを包むマトリックス相から構成される。基盤の構造ロックスライド堆積物中の岩塊相の分布から、高さ 1000 m 前後のカルデラ壁の存在が推定される。火砕流とロックスライドの同時発生は、火砕流の噴出によるカルデラの陥没と同時に、陥没構造の縁が大規模な斜面崩壊を起こしたと考えると説明できる。現在見られるアバット面 (カルデラ壁) は滑落崖であり、陥没構造の輪郭はカルデラの内側に推定する必要がある。

2. 後カルデラ期. カルデラ形成期の堆積物を整合に覆い、下位からタービダイトを主体とする湖成堆積物 (150 m)、非溶結の火砕流堆積物 (220 m)、デイサイト・安山岩の溶岩・火砕岩 (100 m+) からなる。湖成堆積物中にはしばしばデイサイトが浅所貫入し、潜在円頂丘を形成している。後カルデラ期の噴出中心はいずれもカルデラ壁の内側 1-2 km に沿って配列しており、カルデラ内部の陥没構造の輪郭を示唆している。

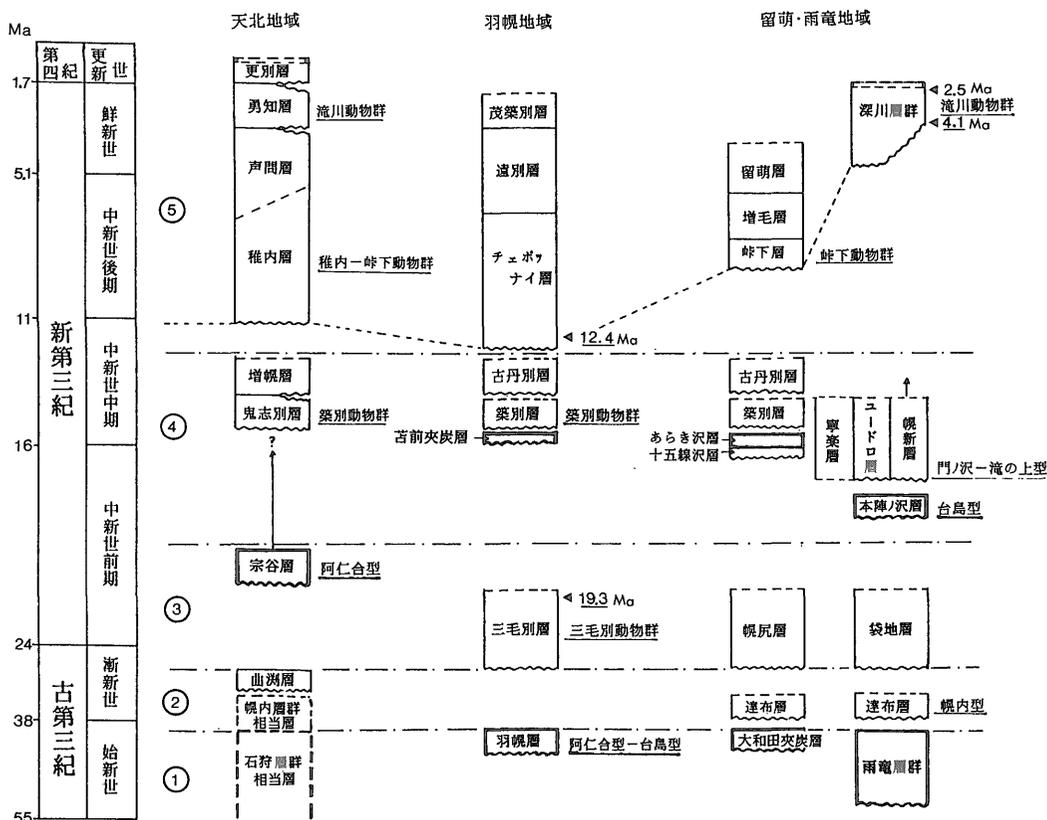
上記のカルデラの特徴はいわゆるパイアス型カルデラの特徴と一致している。また高川カルデラの径は 15×10

km で規模の点でもこれとよく一致する。会津地域には大規模火砕流堆積物を主とする後期中新世の藤峠層、駒止峠層が分布しており、高川カルデラはこれらの火砕流の給源の一つと考えられる。(地質部)

中央北海道、天北-雨竜地域における第三系の地質年代区分の変遷と問題点

秦 光男

本地域の第三系の地質年代区分については、1960 年代までは主に大型の動・植物化石によって行われてきたが、その間に、花粉・有孔虫・石灰質ナンノ・珪藻などの微化石による研究が進められ、それぞれの生層序区分から年代に関する提記が多く出されている。これらのうち、羽幌地域の三毛別層については、まったく不一致な見解が出されていて、その取扱いに苦慮するところであるが、いずれにしても本地域の第三系の地質年代区分については、大きく改編すべき時期にきているといえる。



第 1 図 天北-雨竜地域の第三系層序総括図

前述の三毛別層については、貝化石(小笠原ほか, 1982)及び花粉化石(佐藤, 1982)から前期中新世末-中期中新世とする見解と、浮遊性有孔虫化石(米谷ほか, 1982)と石灰質ナンノ化石(岡田, 1981; 高山, 1982)で始新世-漸新世とする見解、珪藻化石及び珪質鞭毛藻化石(秦ほか, 1988)による後期漸新世-前期中新世とする見解とに分かれている。なお、第 1 図の総括図は、秦ほか(1988)の結果と、三毛別層下部を漸新世とする渦鞭毛藻化石(松岡, 1984)の見解、保柳・松井(1985)による最上部の凝灰岩中の黒雲母の K-Ar 年代値 (19.3 ± 1.0 Ma) を考慮して作成したものである。

前述のような未解決の問題を含んではいるが、本地域の第三系を総括すると、次のような 5 時期に区分することができる。

① 始新世の主として陸成堆積物からなる、雨竜層群・大和田層及び羽幌層。これらは、いずれも温暖な植物群集で特徴づけられる。

② 後期始新世末-前期鮮新世の海成堆積物。すなわち、留萌・雨竜地域の達布層と天北地域の曲淵層で、前者は夕張地方の幌内層下半部に、後者は紅葉山層にあたり、冷温期にあったといえる。

③ 後期漸新世-前期中新世前半の海成堆積物からなる三毛別層・幌尻層(寧楽層下部)及び袋地層と、陸成の宗谷層。この時期は、全般的に冷温な要素で占められているが、三毛別層下部には貝化石及び花粉化石に暖かい要素も含まれている。

④ 前期中新世後半-中期中新世にかけての海成堆積物を主とする層準。海成層としては、南部から幌新層・ユードロ層・寧楽層上部・十五線沢層・築別層・古丹別層・鬼志別層及び増幌層がある。陸成層としては、台島型植物群集を産出する本陣ノ沢層と、一時期後のあらか沢(夾炭)層及び苫前夾炭層がある。なお、これらの堆積は南部から順次北方へ向ってオーバーラップして行われており、気候的には本陣ノ沢層から幌新層中部までは温暖期で、幌新層上部-築別層以降は冷温期にあったものと思われる。

⑤ 中期中新世末-前期更新世にいたる一連の海成堆積物からなる地層。すなわち、天北地域における稚内層・声間層・勇知層及び更別層、羽幌地域のチエポツナイ層・遠別層及び茂築別層、留萌・雨竜地域の峠下層・増毛層・留萌層及び深川層群などである。この時期の海進の始まりは、第 1 図で示されるように各地域で異なり、さらにその海退時期も多少異なるようである。貝化石の群集は、下位の峠下動物群及び稚内動物群、上位の滝川動物群で代表されるもので、全般に冷水域のものであるが、下部

の一部には暖かい要素も含まれている。

今後の重要な検討課題としては、前述したように三毛別層及び羽幌層の位置付があり、三毛別層に関連する留萌・雨竜地域の幌尻層及び袋地層の層序関係と微化石あるいは年代測定などの研究が残されている。(地質部)

北陸・信越・会津地域の中新-更新統

角 靖夫

これらの 100 万分の 1 地質図を日本地質アトラス(1981)に編さんしたが、その後の新資料と、筆者が 20 万分の 1 新潟・長岡・相川(佐渡島)の地質図編さんや北陸地域の研究を通して得た知見を加えて総括する。

各地域の代表的層序の間には、近年進展した生層序・年代決定などの研究によって、誤差 1-2 Ma 内の精度で対比が可能になった。しかし、対比や地層の連絡を全域に普及させると、例えば 20 万分の 1 新潟・長岡に適用した、代表地の模式的地層区分を拡張する方式には上・下位 1 区分単元までの誤差、一般的には 2-4 Ma の年代的誤差を見込まねばならない。今後、古生物学的層序と並行した、詳しい岩相層序・地質図の研究が必要であり、かつ、各層序単元間の堆積学的関係の検討が重要である。

岩相層序を概観すると、24-18 Ma の時期の地層は非海成の水成岩と安山岩-流紋岩質の火山岩で、佐渡で 3 層の重なりが認められているが、全域として不明な点が多い。17-16 Ma 頃には浅海成砂質岩、15-14 Ma 前後には深海成泥質岩が全域に共通し、北陸・長野・会津で 17-15 Ma 頃諸種の火山岩を多く含む、佐渡・新潟・会津で 14-13 Ma 頃玄武岩を含む、北陸に 15-13 Ma 頃砂質岩が多いなどの差異がある。13-8 Ma 間はシルト質泥岩・シルト岩が広がるが、長野・新潟でフリッシュ互層発達、新潟で玄武岩・デイサイト挟在の地域差がある。8-7 Ma 以後には下位層に比べて、砂質岩・シルト岩が多く、浅海成層が増し、長野では非海成層が加わり、会津では非海成層が主になる。この時期の火山岩は安山岩・デイサイト質である。

全地域に共通する、顕著な海進は 16-15 Ma に、顕著な変動は更新世中期に起っている。他の海進・海退・変動については、規模が大きいと想定されるものもあるが、資料の少ない地域や時代がまじるので、全般的評価ができない。

古地理図について、北陸では、1 Ma-3 Ma 内の単位でモンタージュ図が作られ、これらから堆積史と構造発達史の大項もとらえられ、また、部分的には地層の堆積学

的資料などを基にして堆積時の古地質図が推定できる。短年代内の古地理図の作成が、他の地域にも望まれる。

能登半島-甲府間の断面図では、地下での新生界の層序・分布が古地理変遷を参考にして推定され、また、地層の厚さがよく調査されているので、新生界の断面は余り間違いなく描かれる。新生界は富山湾・富山平野で厚いが、以北西では能登半島北半から大和海盆へかけて薄く広がっている。これらの下位の基盤の構造は、内陸部のそれと異なるようである。

新潟-会津断面図では、重力異常分布と新生界の層厚変化とが相似的であり、地震波速度の差が中-古生代地層と花崗岩との境界にほぼ一致している。

会場で上記の断面を地下 10-20 km まで推定して示したが、今後、地球物理的・構造地質的研究、また、上層を占める堆積岩・火山岩と中層を占める深成岩・変成岩、それぞれの成因的研究などを根拠にした総合的解析によって、日本各地のモホ面までの断面的構造が解明されることを期待する。(地質部)

南部フォッサマグナ西縁地域の層序及び地質構造について

下川浩一・杉山雄一

南部フォッサマグナ西縁を占める瀬戸川層群は静岡県中部地方に南北に細長く分布する、古第三系-前期中新世にかけて堆積した地層である。従来、本層群の年代については石灰岩に含まれる大型有孔虫や貝化石から古第三紀であると考えられてきた。しかしながら、北里(1979)や IJIMA and WATANABE (1981) により、本層群の珪質及び凝灰質頁岩中から前期中新世を示す放散虫化石群集が発見され、瀬戸川層群の地史が再検討されてきている。また、本層群の地質構造については、地層の傾斜が西-北西で、凝灰岩や珪質頁岩がくり返し現れることから等斜褶曲構造と考えられてきた。(徳岡, 1964; 徳山, 1970 等)。

本講演では、清水図幅内の瀬戸川層群の調査により、本層群の地質構造は、部分的に等斜褶曲構造もみられるが全域を通して連続するようなものではなく、基本的には西傾斜の覆互状構造であることを示した。また、今まで南部の静岡及び家山図幅地域で検出されていた前期中新世を示す放散虫群集が、清水図幅地域においても見出されることを明かにした。さらに、瀬戸川層群の地史及び構造についての我々の考え方を示すとともに、南部フォッサマグナ全体の地史におけるそれらの意義につい

て述べた。

瀬戸川層群を構成するのは、西から大岳、高山、俵沢、及び宇津谷の四衝上体である。それぞれの衝上体は基本的には、下位より玄武岩溶岩、玄武岩質凝灰岩-凝灰質頁岩、及び成層石灰岩・成層チャートのいわゆる滝沢累層下部に相当する下部と、砂泥互層、オリストストローム、凝灰質及び珪質頁岩、砂岩、泥岩及び含礫泥岩の滝沢累層上部及び吉津累層に対比される上部とからなる。実際には、玄武岩溶岩や玄武岩質凝灰岩-凝灰質頁岩が欠く場合が多い。衝上体下部からは従来より、古第三紀を示す大型有孔虫や貝化石及び始新世を示す浮遊性有孔虫群集が知られていた。前期中新世を示す放散虫群集が発見されたのは、既に報告されたものを含めてすべて衝上体上部からである。また、上部には、下部起源の玄武岩、石灰岩及びチャートのオリストリスを多量に含むことから、古第三紀に海洋プレート上で堆積した滝沢累層下部が、前期中新世にユーラシアプレートに付加した結果、衝上体が形成され、陸源堆積物に覆われる一方、衝上体の縁からオリストリスが供給されたと考えられる。この衝上体は大井川層群堆積時にも形成され、高草山アルカリ玄武岩はそのときに付加された海山であり、外縁隆起帯を挟んで西側には三笠層群の堆積場となった前弧海盆が広がっていた。また中新世後期から鮮新世にかけては、静岡層群及び浜石岳層群が海溝部を充填し、相良層群及び掛川層群が前弧海盆に堆積したと考えられる。

このように、静岡県中部に分布する地層群は、海溝充填堆積物と前弧海盆堆積物に二分され、時代が新しくなるにつれ、堆積場がそれぞれ東南東及び南南西へ移動していったと考えられる。(環境地質部・名古屋出張所)

神戸層群からみた西南日本内帯における漸新統-下部中新統の問題点

尾崎正紀

兵庫県南部の三田盆地、神戸市西部、淡路島北部には神戸層群が分布する。従来、神戸層群は、植物化石と貝化石によって瀬戸内区中新統とされていた。しかし、三田盆地に分布する神戸層群の火砕岩のフィッシュン・トラック年代および K-Ar 年代は、誤差も含めて 30-38 Ma の値を示す(尾崎・松浦, 1988)。測定したジルコンの個々の年代値はまとまりがよく明瞭なピークが存在し、K-Ar 年代測定に使用した黒雲母は新鮮で、測定値においても大気アルゴンの混入率は小さく、K₂O 含有率は大きい。また、神戸市西部の神戸層群の凝灰岩からも

同様のフィッショントラック年代値が得られている(松尾, 1987). 以上のことから, 放射年代から求められる神戸層群の地質年代は始新世最末期から漸新世前期であるといえ, 明らかに従来の化石による年代論と異なる.

神戸層群の植物化石群は, 神戸市西部の神戸層群に多産し, 一般に中新世中・後期の台島型あるいは三徳型植物群とされている. しかし, 始新世-中新世を代表する古第三紀型, 阿仁合型, 台島型, 三徳型植物群の特徴をすべて有しており(堀, 1976; 小島, 1983; 石田・佐藤, 1987 など), 研究者によってその時代論は異なる. また, 始新世最末期から中新世前期にかけて急激な寒冷化が起こっており, 中新世中期から後期にかけてと同様な気候変遷のパターンを示すことが知られている. これらのことから, 神戸層群の植物化石群は再検討する必要があるといえる. また, 漸新統とされている山口県西部の幡生層や日置層群の植物化石群も台島型とされており(HUJIOKA and TAKAHASHI, 1973, 1974), 西南日本内帯のほかの台島型植物群に関してもその時代論等について再検討する必要がある.

神戸層群の貝化石は, 淡路島北部の岩屋累層と神戸市西部の多井畑累層に産し, 瀬戸内中新統の化石群集に含まれている(糸魚川, 1983 など). しかし, 岩屋累層と神戸市西部の神戸層群とは, 間に明石海峡が存在するため明確には対比されていない. また, 多井畑累層と他の神戸層群(白川累層・藍那累層)とは整合とされている(池辺編, 1961 など)が, 断層などによりその層序関係は複雑である. さらに, 岩屋累層と多井畑累層は, 神戸層群を除く大阪以西の瀬戸内区中新統と岩相・化石・火砕岩・層厚など特徴において多くの共通点があるのに対して, ほかの神戸層群(非海成層)は火砕岩が多く挟在すること, 淡水成層が厚く分布することなど大阪以西の瀬戸内区中新統としては特異であることが指摘されている(柴田・糸魚川, 1980 など). 以上のことから, 岩屋累層と多井畑累層は, ほかの神戸層群とは時代の大きく異なる別の地層である可能性があり, 西南日本内帯の漸新世から中新世の古地理を考えていくうえで重要な問題といえる.

神戸層群中には併入岩類は認められず, その多量の凝灰岩, 軽石火山礫凝灰岩等の火砕岩の噴出源は明らかでない. 瀬戸内火山岩類は, 放射年代が 12-14 Ma に集中し(TATUMI, 1983; 異, 1983), ざくろ石デイサイト, ピッチストーン, サヌカイトなどから構成され, 神戸層群の火砕岩とは明らかに異なる(山下・笠間, 1960 など). 神戸層群の放射年代に近い時代の火山活動としては, 木地山期火山岩類, 田万川期火山岩類などがあり, これら

の活動との関係を今後明らかにしていく必要がある.

(地質部)

中新世以降の広域不整合

柳沢幸夫

微化石層序学的, 年代層序学的研究の進歩により, 日本及びその周辺での新第三紀以降の幾つかの広域的な不整合の存在と, その年代的な位置付けが明確なものとなってきた. また, これらの不整合は, 世界的な海水準の変動及び動植物群が大きく変化する層準とよく一致しており, これらの現象がある共通の原因によって支配されていた可能性が示唆される.

新第三紀における広域的な不整合は, 16-17 Ma (前期中新世末), 14 Ma (中期中新世前期)及び 8-6 Ma (後期中新世末)の3つの層準に認められる.

前期中新世末の不整合は, 日本周辺での新第三紀における広域的な海成層の堆積の始まりに一致する. この層準は既に何人かの研究者によって指摘されているように, VAIL *et al.* (1977) 及び HAQ *et al.* (1987) の海水準曲線の大きな上昇期に相当している. またこの時期には, 浮遊性有孔虫, 珪藻などの海生浮遊性生物群が古第三紀型から新第三紀型へ完全に変化する. 更に, この層準は, 中高緯度における珪質堆積物の堆積の場が, 北大西洋から北太平洋へと突然移動し, 日本での珪質(特に珪藻質)堆積物の堆積が開始する時期でもある.

中期中新世前期の不整合は, 東北地方のいわゆる西黒沢-女川階の境界に相当し, 西日本の瀬戸内区ではこの時期を境に海成層の堆積が停止する. また能登半島や東北日本でもここを境界として堆積速度が急減し, 堆積盆の縁辺では顕著な不整合または Hiatus が認められる. この時期はまた, 全ての動植物群が急速に寒冷な型にとつかわる時期でもあり, 更に世界的な海水準曲線ではここに海水準の低下が認められる.

後期中新世末の不整合は, 東北日本に広域的に認められ, 一部を除いて, ほとんどの地域でこの層準に大きな堆積間隙が存在する. この時期には海生動植物群が中新世型から鮮新世型へ更新される. 特に海生浮遊性珪藻群は, この不整合の層準を境として中新世の珪藻群から鮮新世-現代型の群へと完全に置換される. また, 海水準の曲線では, ここに大きな海水準の低下が記録されている.

(地質部)

貝化石群の変遷から見た古第三紀・ 新第三紀の境界について

佐藤喜男

中期中新世初期の門ノ沢動物群の特性については、かなり明確になって来たのに対して芦屋動物群に関しては多くの問題が残されている。特に芦屋動物群は後期漸新世-初期中新世を示す貝化石群として西南日本地域において各地層群の対比・時代決定の指標とされて来たが模式地の芦屋層群で浮遊性有孔虫化石等により全層準、初期漸新世最末期-後期漸新世初期になる事が指摘され、従来まで初期中新世とされて来た貝化石群の再検討をする必要がでて来た。また芦屋層群の時代が変更された事により古第三紀-新第三紀にかけ九州地域の各地層群(杵島層群、相浦層群、佐世保層群、対州層群、日南層群)や常磐地域の白水層群との対比の再検討を行った。

芦屋層群(下位から山鹿層・坂水層・脇田層)の地質時代は貝化石からは後期漸新世-初期中新世と考えられ漸新世・中新世の境界は坂水層中部に設定されて来た。

しかし、TSUCHI, SHUTO and IBARAGI (1987) により浮遊性有孔虫化石・石灰質ナンノプランクトン化石から初期漸新世最末期-後期漸新世初期(P. 21)に対比される事が明らかとなった。現在、4層準の密集型貝化石層

を対象にサンプリングを行っているが、今までに約70種(巻貝22種、掘足類2種、二枚貝46種)の貝化石が報告されている。特徴種として4つ以上の部層に連続して産出するものは17種ある。

杵島層群の杵島層を除く各地層の芦屋動物群の要素は22種中15種に達し、杵島層からは36種中7種が共通するのみで杵島層を除く杵島層群が芦屋層群に対比できる。

相浦層群では芦屋動物群の要素は38種中12種で門ノ沢動物群の要素が2種認められる。また佐世保層群の福井層・加勢層では芦屋動物群の要素は1種で種まで同定される24種中18種までが門ノ沢動物群の要素か、または中期中新世の要素で占められる。対州層群下部層の上部から全て芦屋動物群の要素からなる化石群が下部からは芦屋動物の要素と門ノ沢動物群の要素が混在している化石群と認められる。中部層は芦屋動物群以外の漸新世の要素が3種区別できる。上部層では初期中新世の要素に比較できる種が1種報告されている。日南層群では南郷層-滝ヶ平山層にわたって芦屋動物群の要素が見られるが南郷層では、この他、始新世の要素が2種認められる。滝ヶ平山層からは35種中15種が芦屋動物の要素として認められる。最上部の大矢取層では門ノ沢動物群の要素が2種認められる。

東日本地域では常磐地域で始新統-中新統までが、ほぼ連続していると考えられ、芦屋動物群の要素は白水層群石城層で2種、浅貝層では5種が認められる。

九州地域では明確に初期中新世の貝化石群と認定できるものはない。芦屋動物群を使って九州地域では従来通り対比は可能であるが、その地質時代は初期漸新世最末期-後期漸新世と考えるべきで漸新世-中新世の境界は相浦層群と佐世保層群との境界付近になると考えられる。

今後、芦屋動物群の特性を明確にし漸新世-中新世の境界付近での貝化石群の変化をとらえるためには *Cyclocardia* 属, *Glycymeris* 属, *Phacosoma* 属, *Crassatellites* 属, *Turritella* 属に属する各種の組織的なサンプリング、系統分類学的な研究が必要である。また浮遊性有孔虫化石、石灰質ナンノプランクトン化石、珪藻化石、貝化石を含む海成層(例えば秩父盆地の彦久保層群)を対象に初期中新世の化石群の特性を明確にしてゆく必要がある。(地質部)

第1表

<i>Turritella (Hataiella) karatsuensis</i> NAGAO
<i>T. (H.) infralirata</i> NAGAO
<i>Euspira ashियाensis</i> NAGAO
<i>Ancistrolepis chikuzenensis</i> (NAGAO)
<i>Molopophorus watanabei</i> (OTUKA)
<i>Fulgoraria shutoi</i> SHIKAMA
<i>Acila ashियाensis</i> (NAGAO)
<i>Yoldia laudabilis</i> (YOKOYAMA)
<i>Portlandella scaphoides</i> (NAGAO)
<i>Glycymeris cisshuensis</i> MAKIYAMA
<i>Chlamys ashियाensis</i> NAGAO
<i>Lucinoma nagaii</i> OYAMA et MIZUNO
<i>Cyclocardia subnipponica</i> (NAGAO)
<i>Angulus maxima</i> (NAGAO)
<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA
<i>Pitar matsumotoi</i> (NAGAO)
<i>Phacosoma chikuzenensis</i> (NAGAO)
