

第 183 回研究発表会講演要旨*

特集 西南日本中・古生界研究の現状

日本の中・古生界付加体の基本的 構成要素とその再配列

脇田浩二

日本列島の土台はその大部分が、古生代ないし中生代の大陸縁辺堆積物から構成されている。これらの堆積物は、その岩相・構造などから大陸プレートと海洋プレートの収束境界に形成される付加体を構成していた堆積物と推定できる。最近発展した放散虫層序学を駆使して調べられたこれらの中・古生代の堆積物の特徴は、このような推定の重要な根拠となっている。

本講演では、まず日本列島を構成する主な付加体の配置について概説する。そして中国地方の二畳紀付加体及び四国南部・美濃地方のジュラ紀-白亜紀前期付加体について、その基本的な構成要素について述べる。最後に付加体内部での再配列、付加体相互の再配置のテクトニクスについて考察する。

日本列島は非常に大ざっぱに捉えると、古生代から新生代の付加体及びいくつかの大陸ないし島弧の破片からなる。古生代の付加体は主に中国地方に広く分布している。これは、単一の付加体ではなく、古生代のいくつかの時期の付加体の複合体である。ある部分に変成し、他の部分は変成していない。

日本列島の南から北までその主要な部分を構成しているのは、ジュラ紀-白亜紀前期の付加体で、大部分は非変成であるが、一部に変成相がある。

残る付加体は白亜紀後期-古第三紀の四万十累層群であるが、これについては他の講演に譲ることにする。

日本の中・古生代の付加体を構成する岩相は様々であるが、主要な岩相は次の 2 種類に集約される。① チャート層-(珪質頁岩)・泥岩相-塊状砂岩相層と移り変わる上方粗粒化を示すユニット、② 泥岩中により古い時代の珪質頁岩チャート・石灰岩・緑色岩類などの岩塊を含むメランジ。前者は断層で繰り返しみかけ上厚い地質体

を形成している。

中国地方に分布する二畳紀の錦層群は、チャート・泥岩(酸性凝灰岩を挟む)・塊状砂岩のユニットの繰り返しからなることが中ほか(1986)によって報告されている。同様の岩相の地層は中国地方各地に分布している。一方メランジは、中国地方の付加体の多くを占め、二畳紀の例としては勝山地方のメランジ(三宅, 1985)がある。

四国の佐川盆地周辺では、松岡(1984)がジュラ紀-白亜紀前期の付加体について詳細な研究を行い、三畳紀のチャートからジュラ紀の珪質頁岩・泥岩・砂岩と上方粗粒化を示すユニットの繰り返しとメランジが主たる構成要素であることを示した。

私の研究対象である美濃地方のジュラ紀-白亜紀前期の付加体は、犬山-上麻生地域と梓川地域にチャート・珪質頁岩・泥岩・砂岩と移り変わる上方粗粒化のユニットが観察できる(YAO *et al.* 1980, 大塚 1985)。より広い分布を示すメランジは、前期ジュラ紀・中期ジュラ紀(後期ジュラ紀?)・白亜紀前紀などいろいろな時代のものである。

以上述べた付加体の主たる構成要素は、他の岩相とともに、横ずれ断層や衝上断層によって再配列して現在の分布を示すようになっている。また、日本列島全体についても、衝上断層と横ずれ断層による再配置が主なテクトニクスである。

しかし、このようなテクトニクスの詳細は、今後多くの研究者の協力とたゆまないデータの積み重ねによって明らかにしてゆく必要がある。(地質部)

[コメント]

海山の沈み込みに伴う大規模メランジの形成

岡村行信・山崎俊嗣

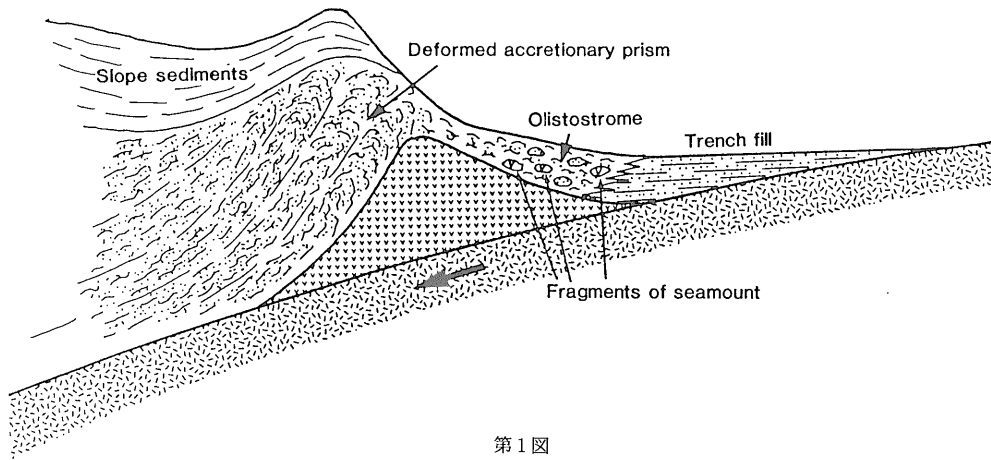
泥質の基質中にさまざまな大きさ、種類の岩体を含むメランジは、陸上に露出する付加帯中によく見られる。その成因として、大規模な海底地滑り、付加帯形成時の shearing 及び mud diapir などが考えられている。

* 昭和 62 年 5 月 6 日日本所において開催

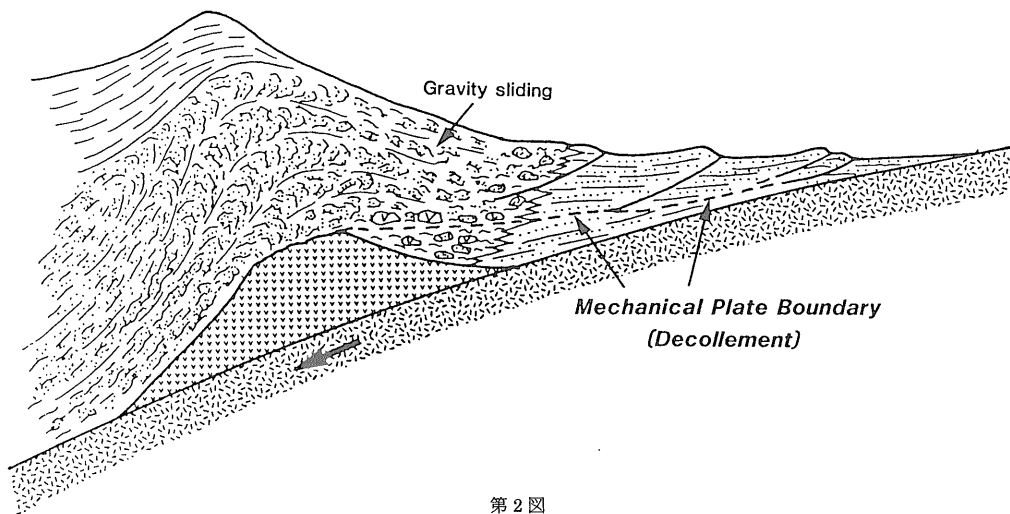
このうち、大規模な海底地滑りによって形成されたと考えられるメランジは数多く報告されている。一方、現在の沈み込み帯付近では海底地滑りはよく見られるものの、大規模なものが少ない上、泥質の斜面堆積物中に限られており、陸上のメランジに相当するようなさまざまな大きさ、種類の岩体を含む大規模な海底地滑りは発見されていない。

メランジを形成するような海底地滑りは海山の沈み込みによって形成される可能性が高い。最近、日本周辺で内側海溝斜面下に沈み込んでいると考えられる海山が2ヶ所で発見された。1つは日本海溝と千島海溝の接合部、もう1つは室戸岬南東方の南海トラフの陸側にある。い

ずれの地点でも地磁気異常からはほぼ原形を保ちつつ沈み込んでいる海山が推定される。それぞれの海溝斜面には大きなへこみがあり、その陸側には高まりが形成されている。この特徴的な地形は、海山が内側海溝斜面の物質を陸側へ押し込みつつ沈み込んだために形成されたと考えられる。このとき、内側海溝斜面内には大規模な変形が生じるだろう。具体的にどのような変形が発生するか不明であるが、付加帯に海山が沈み込んだ場合以下のようなことが推定される。海山の前面にある付加帯は、海山の沈み込みに伴い大きく破壊され持ち上げられる(第1図)。海山が内側海溝斜面下に入り込んでしまうと、破壊された付加帯と斜面堆積物が海山の後側へ滑り落ち



第1図



第2図

てくる。このとき、海山の表面もはぎ取られ、火山岩や石灰岩なども地滑りの中にとり込まれる。この作用は、海山が内側海溝斜面下を通過する間継続し、結果として海山が沈み込んだ後には大規模な乱堆積物が残される(第2図)。数百万年以上かかって形成された付加帯は、海山が衝突し沈み込んでしまう百万年前後の期間で破壊され、大規模な乱堆積物に変えられてしまうであろう。

このように考えると、異地性岩体をはじめとするさまざまな種類、大きさの岩体を含む乱堆積物の成因が容易に説明できる。このような現象が実際に起こっているかどうか、海山が最近沈み込んだと考えられる現在の沈み込み帯及び陸上に露出しているメランジで今後検討してゆく必要がある。(海洋地質部)

丹波帯の地質とテクトニクス

木村克己

西南日本内帯の丹波帯には主にペルム紀からジュラ紀の碎屑岩・チャート・緑色岩が分布し、これらの岩石はジュラ紀以降、プレート収束域での多重変形を受けている。本報告では、前期白亜紀篠山層群が不整合に丹波帯の岩石を覆うまでの構造変形史について、丹波帯北部域での調査・研究に基づいて明らかにし、プレート収束に伴うテクトニクスについて考察した。

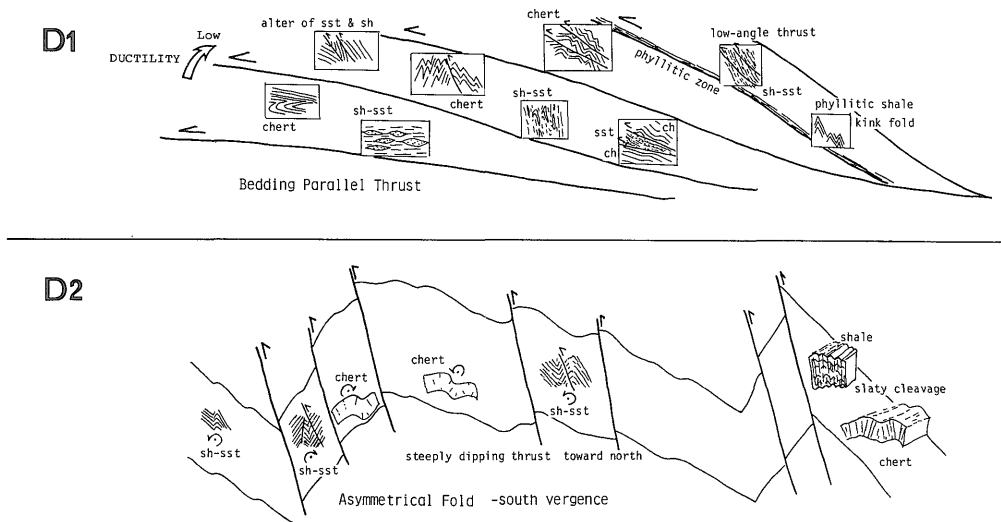
丹波帯は時代・岩相が異なる2つの地層群(I型地層群とII型地層群)からなり、両者は低角スラストで境さ

れている(石賀, 1983, 井本ほか, 1982)。上盤のII型地層群は前期ないし中期ジュラ紀の碎屑岩と、石炭紀からトリアス紀の層状チャート・石灰岩・緑色岩からなり、下盤のI型地層群は後期ジュラ紀の碎屑岩と、トリアス紀ないし前期ジュラ紀の層状チャートからなる。いずれもメランジエ相を含む複雑な構造・層序ユニットをなす。これらを不整合に、関門層群相当の前期白亜紀篠山層群が覆う。

丹波帯の岩石は、篠山層群が堆積するまでに、2回(D₁とD₂)の造構変形を受けた(第1図を参照)。

初期(D₁ステージ)の変形においては、大構造では丹波帯の2つの地層群の境界をなす低角スラストを始めとするスラスト群、小ないし中構造では南方への変位を示す層面平行断層、南方への非対称性を示す褶曲(層状チャートではシェブロンないし共役型褶曲、砂岩頁岩互層では軸部が切れたisoclinal~tightな褶曲)等である。これらの構造変形の特徴から、初期の変形は層面に平行な単純剪断作用によるもので、南方への overthrusting を特徴とする。そして、この変形ではダクティリティの種々の度合の変形構造が形成されているが、それは初期変形の進行に伴って堆積岩が構造的に固結したことによるものと考えられる(第1図)。ただし、ここではメランジエおよびそれに関連するS1面の形成機構については、今後の課題として、ふれていない。

後期(D₂ステージ)の変形においては、大構造では東西ないし西北西-東南東方向で、南フェルゲンツの褶曲および逆断層、小ないし中構造ではこれらの大構造と



第1図 丹波帯の構造変形についての概念図

D₁, D₂ ステージについて大構造と小構造の特徴を示した

方位および運動のセンスが一致する褶曲と断層、そしてスレートへき開がある。これらの構造の特徴に基づく、後期の変形は層理に平行な短縮と単純剪断作用があわさったものである。剪断のセンスは D_1 ステージと同様で、南方への overthrusting を示す。

以上述べた $D_1 \cdot D_2$ ステージの構造変形は、海洋プレートの北方への underthrusting が継続するプレート収束域において、付加帯の形成 (D_1) とその隆起 (D_2) に関係した多重構造変形としてとらえることができる。(地質部)

秩父累帯におけるジュラ紀変動 一紀伊半島西部を例として一

栗本史雄

秩父累帯は構成岩類・地質構造・地質年代などにもとづき、北部地帯、黒瀬川地帯および南部地帯に区分され、各地帯はそれぞれ従来の北帯・中帯・南帯にほぼ相当する。ここでは、紀伊半島西部を中心に四国中央部の資料を加え、北部地帯と黒瀬川地帯北縁部の地質を述べ、当地帯におけるジュラ紀変動についてまとめる。

北部地帯を構成する地質体は石灰岩中の紡錘虫化石にもとづき古生層と考えられてきたが、コノドント・放散虫化石の産出により中生代の地質体(中生代コンプレックスと呼ぶ)であることが明らかにされてきた。紀伊半島西部の中生代コンプレックスはジュラ紀のオリストストローム相と粗粒碎屑岩相から構成され、前者の泥質岩あるいは酸性凝灰岩からはジュラ紀中期、後者のものからはジュラ紀前期の放散虫化石が産出する。オリストストローム相は泥質岩を主とし、厚いチャート・緑色岩類から構成される。厚いチャート・緑色岩類は走向方向によく連続し、スラスト・シートの可能性がある。粗粒碎屑岩相は砂岩、砂岩泥岩互層を主体とし、礫岩を伴う。礫岩の礫は酸性火砕岩・花崗岩・花崗斑岩から構成され、黒瀬川地帯から供給されたと考えられる。同コンプレックスは一般に南に急傾斜する同斜構造を呈する。

一方、四国中央部の中生代コンプレックスには秩父帯プロパーと異地性の地質体が識別される。後者はナップと呼ばれ、秩父帯プロパーの上にスラストを介してのっている。秩父帯プロパーは、紀伊半島西部の中生代コンプレックスと同様にオリストストローム相と粗粒碎屑岩相から構成されるが、前者には三畳紀後期のものが北部地帯南縁部において確認されている。異地性の地質体は泥質岩を主として、チャート・緑色岩類・石灰岩・ドロ

マイトの様々な大きさの岩体を含む。泥質岩からはジュラ紀前期や中期の放散虫化石が産出する。なお、紀伊半島西部においては異地性の地質体にあたるものは確認されていない。

黒瀬川構造帯の北側、すなわち中生代コンプレックスの南側には結晶片岩類が分布する。本岩類は従来中生代コンプレックス(“古生層”)と層序的に一連の地層として取り扱われてきたが、実際には断層で境されることが明らかにされた。紀伊半島西部の西海岸地域では、結晶片岩類は北側の中生代コンプレックスに低角度スラストで衝上している。その衝上時期は中生代コンプレックスの構造形成後、かつ下部白亜系堆積前であり、ジュラ紀後期から白亜紀初頭のある時期に限定される。四国中央部において、この結晶片岩類と同様の構造的位置にある地質体は上倉層あるいは伊野層などと呼ばれている。これらは形成ならびに衝上運動の両方について黒瀬川構造帯と密接に関連があり、最近四国中央部において識別された古生代コンプレックスと共に黒瀬川地帯に含まれる。

北部地帯と黒瀬川地帯におけるジュラ紀変動は次のようにまとめられる。北部地帯の中生代コンプレックスは北部秩父海盆の収縮・閉鎖によりジュラ紀中期もしくはそれ以降に形成されたものであり、地質構造は北から南へ向かうスラスト系の発達で特徴づけられる。その造構運動は中生代コンプレックスの古生代コンプレックスへの衝上、さらに両者の黒瀬川古陸への衝上に起因すると考えられる。その後、黒瀬川構造帯の活動に伴い、結晶片岩類が北側に衝上したとみなされる。

なお、北部地帯の層序、構造ならびに造構史の詳細については以下の論文を参照されたい。

HADA, S. and KURIMOTO, C. (in press): Northern Chichibu Terrane. In ICHIKAWA, K. (ed.) Pre-Cretaceous Terranes of Japan. (大阪出張所)

関東山地の秩父累帯・四万十累帯の 地質と砂岩組成

酒井 彰

関東山地には、秩父累帯と四万十累帯に属する中・古生層が分布している。関東山地の秩父累帯には、黒瀬川構造帯を構成する地層や岩石が分布しないために、秩父累帯を北・中・南帯に分ける境界は明瞭でない。

関東山地東南部の「五日市」地域では、秩父累帯は中

帯と南帯に分けられる。中帯には、中期二畳紀の成木層、浅海相三畳系を異地性岩体として含む前期ジュラ紀の雷電山層、泥岩とチャートからなる前期ジュラ紀の高水山層、後期石炭紀から三畳紀のチャート・石灰岩・塩基性火山岩や浅海相三畳系を異地性岩体として含む中・後期ジュラ紀の川井層が分布する。一方、南帯には、チャート・珪質泥岩・砂岩または砂岩泥岩互層からなる、前期三畳紀から後期ジュラ紀のチャート-碎屑岩の連続層序を示す海沢層、砂岩泥岩互層を主とし鳥ノ巣石灰岩を含む中・後期ジュラ紀の氷川層、二畳紀-ジュラ紀の石灰岩・チャート・塩基性火山岩の大規模な異地性岩体を含む中期ジュラ紀ないし前期白亜紀の御前山層が分布する。

四万十累帯に分布する地層は、北から小河内層群、小仏層群、相模湖層群に分けられ、小河内層群・小仏層群は白亜系、相模湖層群は古第三系である。小河内層群は、砂岩を主とする中山層、泥岩を主とし塩基性火山岩を伴う雲取山層、含礫泥岩を主とし、三畳紀のチャートや鳥ノ巣石灰岩などの異地性岩塊を含む青岩谷層、砂岩及び砂岩泥岩互層からなる鴨沢層からなる。小仏層群は、盆堀川層と小伏層に分けられ、盆堀川層は主として砂岩・砂岩泥岩互層・礫岩・泥岩からなり、塩基性火山岩の異地性岩体を含み、小伏層は泥質千枚岩を主とし、チャート・塩基性火山岩の異地性岩塊を含む。相模湖層群は、砂岩・砂岩泥岩互層・礫岩からなる権現山層と、泥質千枚岩を主とし、塩基性火山岩・石灰岩・チャートの異地性岩塊を含む瀬戸層からなる。

秩父累帯南帯や四万十累帯では、各層の上限の時代が北から南に次第に若くなる傾向が認められる。

他地域の秩父累帯には、岩相的に類似の地層群が分布しているが、秩父累帯南縁部の地質時代は、九州の坂口層は白亜紀コニアシアン-サントニアン（西園・村田，1983）、紀伊半島の井谷層はアルビアン-セノマニアン（前島ほか，1987）で、同様の岩相からなる地層が各地で白亜紀前期から後期の異なる時代を示す。一方、四国の四万十累帯北縁部から最前期白亜紀の放散虫化石が報告されている（波田ほか，1987）。これらのことは、秩父累帯と四万十累帯の境界部の地層の時代が一部重複することを示し、両累帯の境をなす仏像構造線の定義や位置づけについての再検討の必要性を示唆している。

「五日市」地域の秩父累帯・四万十累帯の砂岩組成を検討した。秩父累帯の砂岩は、長石質アレナイトで、比較的カリ長石が多く、雲母類・岩片の少ない砂岩であることが特徴である。その中で、二畳系の成木層の砂岩は、火山岩片が多く、カリ長石に乏しい砂岩である。特に南帯の砂岩に注目すると、時代が若くなるにしたがって石

英とカリ長石が減少するが、斜長石の量はほぼ同じで、逆に火山岩片は増加する。このことは白亜紀初期から火山活動が始まったことを示唆している可能性がある。

他地域の秩父累帯の砂岩組成の検討結果はないが、内帯の丹波帯の砂岩（楠，1986）と比較すると、カリ長石・雲母類は、関東山地の秩父累帯の砂岩の方が少ない。

四万十累帯では、白亜系の砂岩は火山岩片の多い石質ワッケで、一方、古第三系の砂岩は、より石英の多い長石質ないしは石質ワッケで、長石の量は少ないが、カリ長石/長石比が高いという特徴を持つ。

赤石山地・紀州・四国東部の四万十累帯の砂岩と比較すると、全体の傾向は関東山地の砂岩と類似するが、QFR 図にプロットされる領域がずれるのに対し、四国西部・九州の四万十累帯の砂岩とは良く一致する。また、紀州四万十累帯白亜系の湯川層の長石質砂岩や、九州四万十累帯下部古第三系の神門層などのカリ長石に乏しい砂岩は、関東山地には分布していない。（地質部）

四万十帯の地層配列と層相

寺岡易司・奥村公男

四万十帯には白亜紀から中新世前期にわたる厚い地層群（四万十累層群）が広く分布し、これの時代に関するデータは微化石、特に放散虫化石の研究により最近急速にふえてきた。その結果、各時代の地層の分布状況や層相の時代的・地域的差異をかなり詳しく論ずることが可能になった。そこで今回は、これらの点につき、九州と四国西部の四万十帯白亜系を中心に述べた。

四万十累層群のうち、白亜系部分（下部四万十層群）は四万十帯の北帯に、第三系部分（上部四万十層群）は南帯に露出し、両者は化石内容だけでなく、岩相・堆積物組成・変成度などのうえでも明らかに異なる。九州では北帯の北部に砂岩優勢な下部白亜系-上部白亜系下部（薩摩半島では中部まで）、南部には泥質岩に富み、緑色岩やチャートを頻繁に挟む上部白亜系中部が分布している。しかし、変成度はむしろ南部の方が高く、そこでは片状岩になっている場合が多い。砂岩についてみると、北部のものは長石質であり、南部のは火山岩片の多い石質砂岩である。

九州の四万十帯北帯では地層の走向にほぼ平行して走る低角スラストがよく発達して顕著な帯状構造を示し、緑色岩やチャート、片状岩がかなり多く見られるのに対し、四国西部の場合は様々な方向の高角断層による地層の地塊化が目立ち、上記のような岩石はごく少ない。ま

た、化石の産出頻度も異なり、四国西部では微化石だけでなく、場所によっては大型化石も多い。このような層相や構造のちがいはあるが、四国西部においても四万十帯北部は南北に2分され、北部は長石質砂岩、南部は火山岩片に富む石質砂岩によってそれぞれ特徴づけられる。化石で確認される限り、北部の地層はバレミアンからサントニアンにわたり、南部のものは主としてコニアシアン-マストリヒチアンで、下限はセノマニアンまで下る。北部の白亜系はかなり顕著な層相の側方変化を示すが、特にそれが著しいのは大型化石を多産する宇和島付近の地層であり、これには四万十帯砂岩としては組成が特異で、中九州東部の上部白亜系大野川層群の砂岩に似たものも発達する。なお、層相の地域的変化の状況からして、地層は堆積後に水平方向にかなり大きく移動し、再配列しているときなされるが、この問題についても言及した。

既存の資料を検討してみると、四国中部以東の四万十帯白亜系地帯も南北に2分され、九州や四国西部の場合のような砂岩組成のちがいが認められる。しかし、その差異は東にいくにつれて小さくなり、赤石山地では砂岩組成だけで地帯区分を行うのは困難になる。四万十帯北帯全体を通じてみると、その北部に下部白亜系-上部白亜系中部、南部には主として上部白亜系中・上部が露出し、若干の時代的オーバーラップはあるが、南部の地層の方が新しい。そして、南北両側の地層の時代的境界又はオーバーラップ部分の時代は東に向かって若くなる傾向がある。このことは、西南日本内帯の白亜紀花崗岩・火山岩類が東にいくにつれ新しくなる事実、また中軸帯の白亜紀堆積盆の東方移動と調和的であり、内外帯の地質事象が相互に関連しながら進行したことを示唆する。

(海外地質調査協力室・地質部)

領家帯研究の最近の動向

山田直利

最近5年間における日本地質学会学術大会での領家帯関係の講演内容を分類・集計すると、

領家変成岩 14件; 内訳, 原岩: 2, 変成分帯: 3, 微細構造: 6, その他: 3.

領家花崗岩 30件; 内訳, 岩相・構造: 7, マイロナイト: 14, 同位体: 6, その他 3.

という結果となった。これに示されるように、化学的手法を主な拠りどころとしていた変成分帯や花崗岩分型などの研究に代って、物理的手法に力点を置いた変形構造の解析あるいは変形史といった研究課題が主流になりつ

つある。これらのうち、筆者が特に関心をもっているいくつかのテーマについて紹介したい。

(1) 原岩の時代論—大塚(1985, 1986)および大塚ほか(1984, 1987)は、木曾山地北部の美濃帯を5帯に分帯した。このうち南東部の経ヶ岳帯および味噌川帯が美濃帯から領家変成帯への移行部に相当する。両帯は、いずれも、二畳紀の緑色岩・石灰岩および三畳紀後期のチャート・石灰岩を異地性岩塊として含むジュラ紀後期の碎屑岩層からなる。領家変成帯の高変成度部が広く分布している愛知県本宮山周辺地域でも、原岩は上記2帯と類似の碎屑岩層である(狩野, 1978; 瀬尾 1985)。領家変成岩がジュラ系起源であり、従って領家変成作用が白亜紀に入ってからであることは、ほとんど確定的となった。

(2) 変成・変形条件—瀬尾(1985)によれば、本宮山地域の領家変成作用は4フェーズからなり、ASAMI(1977), ASAMI & HOSHINO(1980), 浅見ほか(1982)により発見・記載された十字石は、第1フェーズの中圧型変成作用によって形成され、その後の上昇過程で第2-第4フェーズの低圧型変成作用を受けた。小野(1977 a, b)も、高遠-塩尻地域の珪線石帯の圧力を4-5 kbと、従来より高く見積っている。一方、鳥海(1986)は、領家変成岩中の放散虫化石が、変成岩の線構造と一致するフットボール型の一軸性伸長を示すことを明らかにした。領家帯に対する“熱的”変成作用というイメージは、修正されなければならない。

(3) 深成作用—中部地方では、従来、第1-第8時階の花崗岩類が識別され、第1-第4時階が古期(先濃飛?), 第5-第8時階が新时期(後濃飛)とよばれていた(領家研究グループ, 1972)。しかし、第3-第4時階の花崗岩類も、領家変成岩に対し明らかな複変成作用を与えており(ASAMI & HOSHINO, 1980 ほか)、水素同位体比のデータからもそれらが木曾駒花崗岩などの非調和花崗岩類と同じグループに属する(黒田ほか, 1982)。領家変成作用に関連する花崗岩類は、第1時階(非持タイプ)と第2時階(天竜峡タイプ)に限定され、第3時階以降の花崗岩類は、大きくは、濃飛流紋岩類を含む火山-深成作用の産物と捉えるべきであろう。

(4) マイロナイト—近年、鉱物の物性的特徴による変形様式(延性度)の違いが鮮明となり(高木, 1986 など)、また、非対称微細構造から剪断作用のセンスを解明する手法が提唱されている(SIMPSON & SCHMIDT, 1983)。領家帯の古期(第1-第2時階)花崗岩類は、中部・近畿地方全域にわたって、左ずれ剪断によるマイロナイト化作用を受けており(TAKAGI, 1986; 政岡, 1977

など), 一方, 第 3 時階以降の花崗岩類の変形は, 主として同じセンスのカタクラスティックな変形作用によるものである。

(5) 泉南帯の提唱—西南日本内帯における白亜紀後期の火山-深成作用は, 領家帯南縁の非-弱変成中生層(?)を基盤とする火山岩類(泉南流紋岩類・巣山火砕岩)の発見により, この時期の火山-深成作用がきわめて広範囲に及んだことが分かった(山田ほか, 1979; 山田, 1987; 山田・仲井・檀原, 1987)。泉南帯(領家南縁帯)での火山-深成作用の年代は, 東方に向かって若くなる傾向を示し, この帯におけるその後の和泉層群堆積盆の東方移行のセンスと合致している点が注目される。(地質部)

関東山地北東部の三波川帯 —地質構造と変成作用—

牧本 博

関東山地三波川帯の分布は, 鬼石町東方を通り北北西-南南東に伸びる出牛-黒谷断層により大きく変位し, 断層の東側が南に張り出している。そしてこの出牛-黒谷断層の西側に位置する鬼石地域と東側の児玉地域では, いずれも層序の下位に高変成度の結晶片岩が分布するもの, 三波川帯の地質構造は異なる様相を示している。

鬼石地域は, 南に緩く傾斜する地質構造で, この地域を東西にながれる三波川沿いに, この地域で最も高変成度のざくろ石帯の結晶片岩が分布している。そして, 三波川の南には緑泥石帯の岩石がみられ, さらに南には, 神流湖付近を中心に御荷鉾緑色岩類が見られる。この地

域の地質構造の特徴は, 緑泥石帯の幅が狭く, 御荷鉾緑色岩類と三波川沿いのざくろ石帯の結晶片岩が, 数 km 隔てられるだけで極めて接近していることである。これは, 緑泥石帯の下底部にみられる東西方向にのびる蛇紋岩を伴った断層帯によるためと推定される。

児玉地域には, ざくろ石帯-黒雲母帯の結晶片岩が広く分布している。主に泥質片岩層からなり, 厚い塩基性片岩層が 2 層準に挟まれている。これらの結晶片岩層は, 関東山地北東部の三波川帯全体からみても最下部の層準に相当する。片理面の傾斜は最大 30° と緩く, また北から, 東西ないし西北西-東南東方向の軸をもった 1 背斜・1 向斜がみられ, 全体として緩い地質構造である。そして, 本地域稲沢の黒雲母帯泥質片岩には, 曹長石斑状変晶のリムとして灰曹長石が確認される。この灰曹長石は, 曹長石組成のコアをとりまくリムの中間部にみられ, An 成分は最大 16% である。また, 灰曹長石を含む泥質片岩の鉱物組合せは, Bi-Ga-Ep-Chl-Mus-Ab-Qz である。灰曹長石を含む泥質片岩は, 榎並(1982)の定義によれば灰曹長石-黒雲母帯に属するが, その産状や灰曹長石の単独の結晶がないこと, 塩基性片岩にはみられないことなどからその低温限界付近あるいはこれを少し越えたところと推定される。一方, この灰曹長石を含む泥質片岩のすぐ下位の層準には, 強いせん断を受けた蛇紋岩が幅 10-数 100 m で露出し, 鬼石町神流川沿いから東へ児玉町稲沢北方まで断続的に分布している。そしてこの蛇紋岩の露出よりさらに下位では灰曹長石はみられない。すなわち, 本地域では, 三波川変成作用後に蛇紋岩の定置があり, これにより地質構造が改変され, 現在認められる灰曹長石-黒雲母帯の幅は狭く, もともと存在したであろう灰曹長石-黒雲母帯の大部分は失われたと考えられる。(地質部)