

丹波-美濃-足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と 北部秩父帯・南部秩父帯との比較

Tectonostratigraphic division of accretionary-sedimentary
complex of the Tamba-Mino-Ashio Belt and comparison
with the Northern and Southern Chichibu Belts

山北 聰*・大藤 茂**
Satoshi Yamakita* and Shigeru Otoh**

Abstract : Primary division of any geologic unit must be descriptive but not conceptual. The tectonostratigraphic division of accretionary complexes should be based only on lithology and tectonostratigraphic position, just as the sedimentary stratigraphic division of normal sedimentary complexes is based on lithology and sedimentary stratigraphic position. In this way the lithostratigraphic unit "formation" is also applicable to accretionary complexes. If we introduce age of any kind of rock as a criterion into the tectonostratigraphic division, it may mislead us into wrong correlation.

According to the method of tectonostratigraphic division proposed above, the accretionary complex of the Mino Belt is divided into eight formations : the Kasugano, Imajo, Funafuseyama, Kamiaso, Nabi, Kanayama, Misogawa and Yabuhara Formations. The Kamiaso, Nabi and Kanayama Formations are grouped into the Hidagawa Group. The eight formations are tectonically stacked from upper to lower in the above mentioned order, although the three formations of the Hidagawa Group occupy a same tectonostratigraphic horizon and laterally change into each other. Melanges that include a large amount of chert and few greenstone and limestone blocks in mudstone matrix yielding Middle Jurassic radiolarians, e.g., the Kamihara Melange in the Tanigumi area and the Shimashima Complex in the Kiso area, have been considered to differ from the Kanayama Formation. However, they should be included into the Kanayama Formation because of their lithological similarity and the possession of a same tectonostratigraphic position. This tectonostratigraphic framework well applies to the Tamba and Ashio Belts. An eastward younging age polarity of mudstone is recognized in the Imajo and Funafuseyama Formations through out the Tamba-Mino-Ashio Belt.

This tectonostratigraphic framework of the Tamba-Mino-Ashio Belt is basically similar to that of the Northern and Southern Chichibu Belts, although some minor differences are recognized between corresponding formations and some formations are absent in the latter. In such a comparison, the Northern Chichibu Belt is similar to the Tamba-Mino-Ashio Belt rather than the Southern Chichibu Belt.

key words : *tectonostratigraphy, Tamba-Mino-Ashio Belt, accretionary complex, Jurassic*

2000年9月2日受付。2000年11月16日受理。

* 宮崎大学教育文化学部地学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Culture, Miyazaki University, Miyazaki 889-2192, Japan

** 富山大学理学部地球科学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Toyama University, Toyama 930-8555, Japan

はじめに

2000年1月、「ジュラ紀付加体の起源と形成過程」と題する地質学論集第55号(木村ほか, 2000)が出版

された。この論集の掲載論文は、冒頭のいくつかの総説的論文を除けば、ほぼ全てが丹波-美濃-足尾帯に関するものであり、北部秩父帯も南部秩父帯も北部北上帯もほとんど取り上げずに「ジュラ紀付加体の起源と形成過程」という論集タイトルを付すのはいかがなものかという感想は禁じ得ないが、ともあれ丹波-美濃-足尾帯に関しては現時点での様々な角度からのデータや議論を集大成したものとして、その出版を歓迎したい。この論集の中で、中江(2000b)は、丹波-美濃-足尾帯堆積岩コンプレックスの地質体区分に関して総括を行っている。これまで丹波-美濃-足尾帯堆積岩コンプレックスは、その分布範囲の広さもあって、全体をとおして地質体の対比が行われることは、ほとんどなかった。たとえば、この論集以前に丹波-美濃-足尾帯を総括したものとして Mizutani (1990) があるが、そこでは各個別地域の研究を紹介したにとどまっている。このような状況の中で丹波-美濃-足尾帯をとおしての対比を試みた中江の意欲を、ここでは評価したい。しかし、その実際の区分および対比の内容は、特に筆者らが先に示した秩父累帯の地質体区分(松岡ほか, 1998)と比較して、西南日本全体のジュラ紀付加コンプレックス間の関係を議論しようとするとき、必ずしも満足のいくものではない。また、これに先立って中江(2000a)は、地質体区分の方法論について議論し、その中で筆者らが先に述べた地質体区分のあり方(山北, 1998; 松岡ほか, 1998)に対する批判を行っている。このように、地質体区分の考え方について筆者らと彼との間には意見の相違があるが、この相違が彼をして必ずしも全面的に成功しているとはいえない丹波-美濃-足尾帯堆積岩コンプレックスの区分・対比をなさしめていると、筆者らは考えている。この点を明らかにするため、彼の地質体区分の問題点を指摘するとともに、丹波-美濃-足尾帯の地質体区分に関する筆者なりの考え方を述べ、さらに北部秩父帯・南部秩父帯との比較の議論も行いたいと考えるに至った。筆者らはこれまで丹波-美濃-足尾帯については、一部の地域の散点的調査を行ったことはあるが、その研究に直接的かつ本格的に携わりその成果を公表したことはない。しかし、幸いにして美濃帯や丹波帯のかなりの範囲については、地質調査所の5万分の1の図幅、しかも1980年代以降に出版された比較的新しい図幅によってカバーされており、詳しい岩質分布図が示されている。これらをはじめとする諸研究の成果を拠り所として、浅学を省みず丹波-美濃-足尾帯の堆積岩コンプレックスの区分について試論を述べ、諸賢のご批判を請うしたいである。

地質体区分の考え方

1. 区分基準としての空間分布の同一性

ここで筆者らが説明し、また次章で実際に適用する地質体区分単元の概念は、山北(1998)や松岡ほか(1998)が「ユニット」として用いたものと同じであるが、その概念の重要な部分が理解されていない面があると思われる所以、この点をまず述べておこう。

山北(1998)、松岡ほか(1998)が「ユニット」の定義として述べているのは、「岩相を同じくするひとまとまりの地質体」ということである。このうち「岩相を同じくする」という部分については、それ以外の地質体の特徴、特に各構成岩石の堆積年代を区分基準から除外しているとして、批判の対象になっているものであるが、後半の「ひとまとまりの」という部分の意味は、詳しく解説していないこともあって、どうも理解されていないようである。また、この点こそ、中江(2000a, 2000b)が軽視し、そのため彼の実際の区分に誤謬を生じさせている、地質体区分上鍵となる重要なポイントでもある。

「ひとまとまりの」の意味する内容を言い換えると、「空間分布を同じくする」ということである。我々が過去の地質体を調べるのは、地球上において、いつ、どこで、どんな地質現象が起こったかということ、つまり地史を明らかにし、その現象間の関係をひもとき、ひいては地球上で起こる現象に貫徹する法則性を突き止めることであろう。その地質現象の内容は、その結果生じた地質体の岩石からみた特徴、つまり岩相のなかに記録されている。一方、「どこで」の内容は、説明するまでもあるまいが、結果として生じた地質体の空間分布のなかに変換された形で示される。ここで「変換された」というのは、地質体生成後の移動がありうるので、現在の地質体の位置がその地質現象の発現場所をそのまま示すものではなく、両者はある写像関係にあるという意味である。ただ、この「変換」自体も、構造運動という地質現象であって、我々の重要な研究対象でもある。このほかに、古地磁気などによって、地質現象が起こった場所を直接求めることもできるが、これは通常ある1点におけるデータであり、地質現象が起こった範囲を示すには、やはり地質体全体の空間分布によるしかない。「いつ」の方は、化石や放射年代などによって、情報を得ることができる。ただし、これも「どこで」の場合の古地磁気などと同様、1点におけるデータなので、地質現象がある継続期間をもつ場合には、地質体全体にわたって多数のデータを集積するなどの必要がある。また、その地質現象が複数の段階からなる場合、それらの時間情報の示すのは、そのうちの特定の段階の時期にすぎず、単一種の時間情報だけで地質現象全体の時間範囲を示すことはできないこともある。これに対し、別の形で地質現象の時間範囲が示されうる場合がある。それは、変成作用のような既存の地質体の改変ではなく、地質現象の結果新たな地質体が生成される場合には、その生成はしばし

はある一定の方向へ向かって継ぎ足される形で進行するからである。この成長方向への空間の隔たりが時間の経過を表している。この場合、時間は空間に変換されて、地質体の空間分布の中に記録されていることになる（もちろん、「どこで」の場合と同様、これに加えて地質体の移動による「変換」を受ける場合もありうる）。地層累重の法則とは、堆積作用におけるこの時間-空間関係を表現したものにはかならない。さて、以上のことから、「岩相と空間分布を同じくする地質体」とは、ひとつづきの時空間範囲における同じ性質の地質現象ないし地質現象群の結果形成されたものということになる。このような区分は、地史を理解する上で対象を整理するための記載的分類という観点からは、必要にして十分なものである。中江（2000a）は、「同様の岩相からなる混在岩体であっても、岩塊や基質の堆積年代や混在化の時代が異なれば、それらの起源が互いに異なるのは明白である」と述べている。もちろん、同じ性質をもった地質現象でも、それが起こった時空間範囲が異なるなら、別々の現象として区別されるべきだし、そのためにそれぞれの産物も異なる地質体として識別される必要がある。しかし、もし地質現象が起こった時空間範囲が異なるなら、それは産物としての地質体の空間分布の違いとして結果されるから、これによって識別は可能である。しかも、後述するように、この空間分布によってのみ可能なのである。

ここで、「空間分布の同一性」というのは、もちろん単に地表分布が連続しているということだけを指しているのではない。地質体の空間分布とは文字どおり3次元的な分布であるから、ある切断面上で連続していくても、空間分布として連続することは当然ありうる。松岡（1998）が、四国西部で従来北部秩父帯に属するとされてきた地質体を、地表分布では隔たりのある南部秩父帯の南縁部に分布する三宝山ユニットと同一の地質体であるとしたのは、これらが、層理面方位の変化や馬蹄形の岩相分布などによって確認できる、斗賀野ユニット内に軸部を配する向斜構造の両翼をなし、地下では連続していると見なしたからである。松岡ほか（1998）が沢谷・土佐山・鳥形山-大野ヶ原などの四国各地に分かれて分布する石灰岩・緑色岩の大岩体を伴う混在岩層主体の地質体を、同じ沢谷ユニットとして一括したのも、これらはいずれも同様のデータから認識できる向斜構造の軸部に分布し、北部秩父帯堆積岩コンプレックスの最上位を占めると考えられ、もともと一つづきだったものが削剥の結果分布が途切れたものと判断したからである。このように、地質体の現在の分布を決めてるのは地質構造であるから、「空間分布の同一性」とは、「構造的位置の同一性」と言い換えることもできる。

また、地理的に隔たっている2地域間で、個々の地質体の連続性を直接確認できない場合でも、3つ以上

の地質体について、それぞれの岩相およびそれらの間の空間関係パターンがこの2地域で一致し、かつそれら全体の分布は連続していることが予想できる場合、2地域に分布するそれぞれの地質体は同一のものとして対比できると考えてよいだろう。松岡ほか（1998）が地理的に隔たった四国と関東山地の秩父累帯で同一の地質体区分を設定したのも、この考え方による。

なお、分布領域が接していても、その間に顕著な不連続面がある場合は、同一の空間分布をなすとはいえない。不整合面や断層で接する場合がこれに当たる。ただし、さして大きくない変位量が明らかになっていく新期の断層によってずらされている場合など、問題にしている地史範囲よりその不連続面が有意に新しいものであり、その性質が既によくわかっていて、不連続面生成前の状態が容易に復元できるものであるなら、これを無視することができる。

2. 記載的区分と概念的区分

中江（2000a）は、Wakita（1988b）の「ユニット」を含むpackage概念は、「地史的に意味のあるひとまとまりの地質体」として定義されていることから、時代の概念が内包されていることは明らかであり、山北（1998）および松岡ほか（1998）の「ユニット」概念は、その区分基準として堆積年代を含まず岩相の同一性のみを用いているので、これとはまったく異質な概念であるとしている。Wakita（1988b）の区分概念と異質であるかどうかはともかくとして、中江の言にしたがえば、筆者らの区分単位は「時代の概念を内包していないので、地史的に意味のないもの」（前段部分の対偶をとればこういうことである）ということになる。しかし、上で述べたように、岩相を同じくするひとまとまりの地質体とは、一つの時空間範囲で起こった、一つの地質現象もしくは継続した一連の地質現象群の産物であるから、「地史的に意味のあるひとまとまりの地質体」以外のものではあり得ない。ただし、筆者らは、「特定の付加時期・過程」・「海洋プレートの質的変化」（中江、2000aの第2表）というように、その「地史的な意味」の特性を、区分された時点すなわち記載時点では特定することはしない。これは当然のことであろう。我々が地質体を区分するのは、それが形成されてきた歴史、すなわち地史を明らかにすることを目的として、その過程で研究対象を整理するために行っているものであるのだから。ここに、地質体区分をめぐるもう一つの重要な論点が表れている。それは、記載的区分と概念的区分の区別の問題である。

地質学に限らず、複雑な要素からなる自然を対象として研究する場合、まずその対象を表面に表れた現象的性質に基づき整理・区分することが、有効な手段となる。これが記載的区分の意味である。層序区分とは、地質体を対象とした記載的区分にはかならない。山北（1998）や松岡（1998）の区分も、そして本論で筆者ら

が示す丹波-美濃-足尾帯の区分も、この記載的区分である。記載的区分は、対象そのものが実際に示す特徴によるものであるから、すぐれて具現的・個別的である。層序区分単元が地名を冠した固有名を有することが、その証である。一方、研究が進展した段階では、対象の表面的性質の背後にあってそれを発現させる元になっている実体について、モデルや概念を示すことができるようになる。そして、そのモデルや概念に基づき、対象をあらためて区分したり、記載的に区分された単位を解釈しなおしたりすることが行われる。これが概念的区分である。概念的区分は、一般化されたモデルや概念に基づくのであるから、より思弁的・普遍的である。たとえば、Isozaki (1997) による美濃-丹波帯の区分は、上位ほど古く下位ほど新しい時代の付加体がナップ群をなして累重するというモデルに基づき区分されたもので、まぎれもなく概念的区分である。それは、彼が区分した地質体が、固有名ではなく付加した時代を冠した一般名で呼ばれていることに表れている。概念的区分は、研究のある段階では必要なものである。それによってはじめて対象の中に存在する一般性・普遍性を導き出すことができるのだから。しかし、整理されないままの混沌とした対象から、いきなりモデルや概念が立ち現れるなどということはあり得ないので、(既存のモデルをそのまま適用するのでない限り) それに先行してきちんと記載的区分がなされていることが不可欠である。本論の中心的課題は、丹波-美濃-足尾帯について記載的区分を行うことにあるが、それは、日本の中・古生界研究においては、まだ記載的区分が十分な段階には到達していないと、筆者らが考えているからである。また、概念的区分は、その基礎となったモデル・概念によって思考に枠をはめることになるので、そこから先に進んでもそれを超えるものは出てこないことに注意されたい。

科学論文において記載と解釈・議論とは区別せよということが常に強調されるように、記載的区分と概念的区分とは別のものとして明確に区別されなければならない。中江の議論では、この点の区別がなされていない。中江 (2000 a) の説く「構造層序区分」の道筋とは、まず「岩相による区分」を行い、しかる後に「海洋プレート層序の復元」や「変形・変成履歴の解析」を行い、最終的に「構造層序単元の識別」に到達するというものである(彼の第5図を見よ)。いうまでもなく、最初の「岩相による区分」こそ記載的区分にほかならない。これに対し、「復元された海洋プレート層序」や「解析された変形・変成履歴」とはすなわち地史であり、地質体の特徴としてそのまま表れているものではなく、モデル・概念そのものであるから、中江の「構造層序区分」とは、要するに概念的区分なのである。しかも、彼の第2表にあるように、こうして区分される「コンプレックス」一般(特定のコンプレッ

クスではなく)は、「付加時期・過程」という特定のモデルに基づく地史的意味を付与されている。ところが中江は、この「構造層序区分」を「岩相層序区分」(この用語の適否については、あとで議論する)と同等のものとして対置している。岩相という表面に表れた特徴によって行う「岩相層序区分」が、記載的区分であることは論を待たない。中江の議論では、この記載的区分と概念的区分ということ、あるいは区分することとそれをもとに解釈することとが、混同されているのである。中江 (2000 a) の区分法に従うなら、それによって示される区分単位としてのコンプレックスは、モデルの設定を経た概念的区分である。記載的区分段階の、岩相により区分されたものは、研究者の便宜のための仮の符合のようなもので、正式に命名・記述される対象としての区分単位ではなく、必ずしも研究成果として明示される必要のないものということになる。概念的区分は、研究対象の本質により近づこうとするものであるが、基礎になったモデル・概念が誤っていれば、逆に本質からは遠ざかることになる。その時は、記載的区分まで立ち返って、新たなモデル・概念を構築しなければならない。記載的区分は、それともとに打ち立てられたモデル・概念がどう転ぼうが、有効である。これに対し、中江の区分法が本当に実践されたなら、立ち返るべき記載的区分が示されていないので、このような時にはすべてをご破算とするしかなく、何も残らないことになってしまう。ところが實際には、中江 (2000 b) の第1表のように、記載的区分の内容も明示されている。しかも、地史の検討を経ないと設定できないはずの構造層序単元としてのコンプレックスの名において。このことは、記載的区分と概念的区分の区別がなされていないことを示すだけではなく、中江の区分法をそのまま実践すると不都合を生じること、そして、正式に識別・命名される単位としては、記載的なもので十分であることを物語るものにはかならない。

大塚 (1999) は、区分単位として「ユニット」と「コンプレックス」を区別して用いることを提案している。大塚の定義によれば、「ユニット」は、彼が示した区分基準となる地質体の特徴に関してその当否の問題はあるが、明らかに記載的区分である。これに対し「コンプレックス」は、年代やテクトニクス(つまり地史)に関する検討を経ていることを前提として設定されることであるから、まぎれもなく概念的区分である。大塚の定義どおりなら、両者はまったく系統の異なる区分単位ということになる。しかし大塚は、「コンプレックス」を複数の「ユニット」を包括するものとし、前者が高次、後者が低次の一つの階層性をなす形で使っている。これも、記載的区分と概念的区分との区別ができるない例である。

ここで、区分単位の階層性のもつ意味についてふれ

ておくと、中江(2000a)も、構造層序区分単位に階層性があることを認め、各レベルの区分単位はそれぞれ固有の地史的意味に対応するとしている(彼の第2表を見よ)。しかし、区分単位の階層性が、地史的意味の階層性の反映であるのは当然としても、それは相対的なレベルの違いを意味しているにすぎない。各個別の区分単元がもっている地史的意味の特性は、区分された後でその単元の具体的な内容を検討することによってはじめて定まるのであり、したがって区分単位に固着した地史的意味の特性などはありえない。中江(2000a)も述べているとおり、階層性をなす層序単位としての「層」と「層群」は、何らかの共通する岩相的特徴をもった前者の集合が後者であるというだけで、それ自体としては大きさの違い以外に何ら質的な違いをもたず、また、それらに反映されている地史的意味の特性は、場合場合により様々であって、「層」・「層群」それぞれに固有に決まっているものではない。

3. 時代の概念を地質体区分の基準とすることの誤り

前節までの議論を踏まえて、中江(2000b)など、多くの「付加体研究」で行われている化石によって得られた時代を基準とした地質体区分について検討してみよう。このような区分法は、二重の意味で誤っている。

(1) 岩石の時代に対する先行的・無限定的意味付け

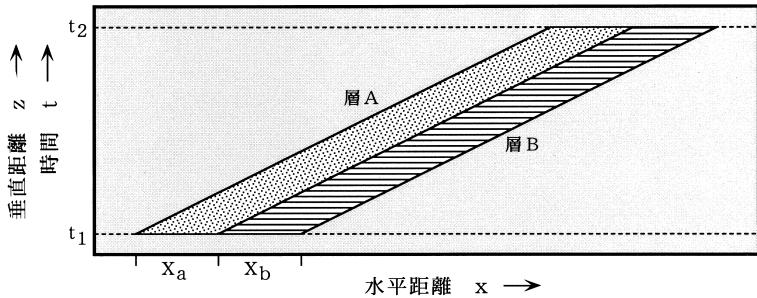
第一の問題点は、これらの区分の多くが、碎屑岩の堆積した時代が地質体の形成時期を示すとしたり、一つの地質体の構成岩石が全て一つの海洋プレート層序をなしていたとしたりと、特定のあるいはいくつかの岩石の時代に対し、地質体全体の特徴を代表する何らかの意味付けを、無限定的に仮定していることである。これは上に述べた記載的区分と概念的区分の違いの問題に関連するものである。

中江(2000a)は、区分の基準から年代を除いた場合に、本来異なる層序単元を同一のものとして一括することがありうるとし、その例として秋吉帯と美濃-丹波帯の付加コンプレックスをかつては同一のものとみなしていたことを挙げている。しかし、時代を考慮せずとも、チャートや石灰岩の岩質・量比などの岩相をきちんと比較し、その構造的位置(前者は後者よりも構造的上位にあるし、間に舞鶴帯などを挟むこともある)を考えれば、両者を識別することはさして難しいことではない。現に、1960年代前半においてすでに、「中国帯の北帶と南帶」(中帯は舞鶴帯)という形での識別は行われていた(長谷, 1964)。では、なぜ両者を混同するという誤謬を生じたのか。それは、当時これらは、石灰岩から産出した紡錘虫化石などをもとに、石炭紀からペルム紀にかけての地層という点で同じだと考えられたからである。すなわち、むしろ地質体の区分に時代の概念を持ち込んだことこそが誤りの元凶だったのである。当時はほかにも、石灰岩の時代が石炭紀とペルム紀というように異なっていた場合、同じ

ような混在岩でありながら(もちろん当時はこのような概念はないが)、時代の異なる石灰岩体の周辺ごとに、異なる層として別々の地層名が与えられたりもした。

もちろんこれは、石灰岩の時代をその地質体そのものが形成された時代を示すと考えた結果であるが、放散虫によって決定された碎屑岩の時代を無限定的に地質体の形成時期とみなすのも、本質的にはこれと同じだろう。石灰岩の時代を周囲の碎屑岩なども含めた地質体全体の時代と同じと考えるためには、まず周囲の岩石との接触関係などを明らかにする必要があったのと同じように、碎屑岩の時代を付加作用や混在化の時代と考えるためにには、まずその付加や混在化の過程が明らかにされていなければならない。これに関する我々研究者の知識は、未だ十分ではないし、それを明らかにするためにこそ我々は付加コンプレックスの研究をしているのである。たとえば、碎屑岩の時代がスラストパイル間で明瞭な下方若化傾向を示すチャート-碎屑岩シーケンスのような場合は、海溝陸側斜面下でのぎ取り・付加モデルとよく一致し、これを構成する各スラストシート最上部の碎屑岩の時代は、付加直前に海溝でこれらが堆積した時代、すなわち付加直前の時代を示すと考えることができる(松岡, 1984, 1989)。しかし、これは、まず岩相と空間分布からその地質体を他から区別し、その上でその地質体を構成する各岩種の時代を精度よく決定してその空間変化を示すことで、はじめて明らかになったことである。また、各岩種間の整合関係の観察がしっかりしているチャート-碎屑岩シーケンスは別にして、各岩種間のオリジナルな関係が保存されていない混在相の場合は、単に構成岩種を時代順に並べたものが海洋プレート層序をなすという保証はどこにもない。たとえば、複数の海洋プレートや海洋プレート以外に起源を有するものが混在している可能性を否定することはできない。これらのことは、付加過程の詳細が解明されない限り、確定することはできないはずである。繰り返すが、地質体の記載的区分は、地史に関する議論やモデルの構築に先行していなければならない。

「このような地質体の形成過程として、付加作用以外にいったい何があるというんだ? だったら、碎屑岩の時代は、付加作用の時代と同じじゃないか、石灰岩やチャートはみんな碎屑岩とともに一つの海洋プレート層序なしていたはずじゃないか。」と開きなおることは、もちろんこの場合意味をなさない。1960年代の日本の地質学研究者も、たぶん同じように答えたであろう。「このような地質体の形成過程として、堆積作用以外にいったい何があるというんだ? だったら、石灰岩の時代は、それを含む地層の時代と同じじゃないか。」と。人間の自然に対する認識可能性は無限であろう。しかし、個々の局面では、歴史的制約の



第1図 上下に重なるが時代範囲を同じくする2つの堆積層に関する概念図。

下で一定の限界をもっている。現在我々が知っている以外の地質プロセスの存在可能性を否定することは、自然に対する傲慢である。大型化石を産しない碎屑岩類の時代を決定できるようになったことは、「放散虫革命」の大きな成果の一つである。しかし、その真の「革命性」は、化石が示す時代は化石を産した岩石が堆積した時代以上のなものでもなく、その岩石を含む地質体全体にただちに何らかの意味付けをなすものではないことを、あらためて示したことにある。

(2) 地質現象の時空間的広がりとその継続性・移動性

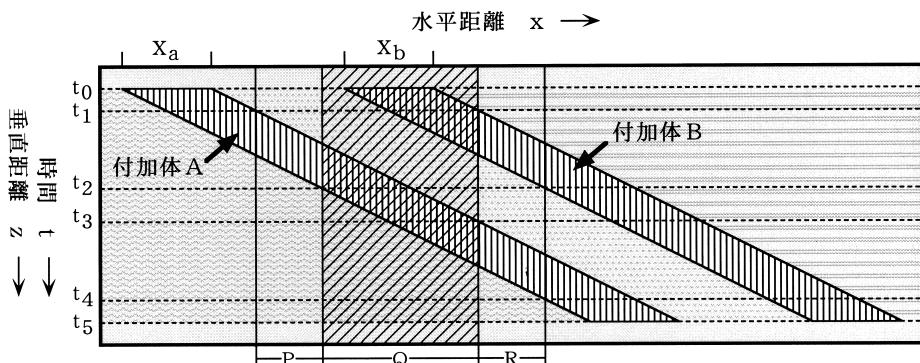
第二の、そしてより本質的な問題点は、仮に上記の問題が無視できて、化石あるいは他のいずれかの方法によって決定される岩石の時代が、その岩石を含む地質体そのものの何らかの性質、たとえば地質体としての形成時代を直接指示しうるとしても、これによって適切に地質体を識別することはできないということである。先に筆者らは、ある地質現象が起った時空間範囲は、その産物としての地質体の空間分布によって示されるということを議論した。ここで重要なことは、ほとんどの地質現象は、時間的にも空間的にもある広がりをもって起こることである。これに対し、化石等によって決まる時代データは、その1地点の形成時代を示すものでしかないから、少數のデータで、地質体全体の形成時代を代表させることはできない。地質体全体の形成時代範囲を定めるためには、その分布範囲全体からまんべんなく時代データを得る必要がある。このことは、地質体の形成時代範囲を定めるためには、その分布範囲が確定していなければならないことを意味する。つまり、地質体の形成時代範囲は、すでに地質体の区分が完了した後でないと決まらないので、そもそも地質体の区分基準としては使えないということである。これに対し、化石帯が違ったり地質時代が少し違う各部分を、そのことだけで区分してしまうのは、地質現象の継続性・連続性を見ない、人為分割的な区分である。

さらに、地質現象の空間の広がりは時間によって変化しうるし、逆に時間の広がりも空間によって変化する。このことを考慮すると、時代による区分はもっと困難な事態に遭遇する。この問題については、この混

乱がどうの昔に解決済みとなっている、正常堆積体の区分の場合から、より具体的な説明を始めよう。

中江(2000a)は、岩相層序区分(堆積層序区分)とは「岩相の違いによって層序単元を識別し、その単元相互の累重関係に基づいて地層を区分すること」であり、地層の上下関係(累重関係)を示すことは暗黙のうちに時代の新旧にも言及することであると述べている。たしかに、一次元的なルートとか柱状図で考えれば、地層の上下関係はただちにその新旧関係を示す。しかし、三次元的な広がりをもった層序単元どうしの関係を考えれば、単純にそうはならない。次のような例を考えてみよう。それぞれa・bという岩相で特徴づけられる堆積場が、隣接した2つの地域 X_a ・ X_b に同時に出現し、双方が X_a から X_b に向かう方向へ時代とともに徐々に十分大きい距離だけ移動した後、同時に消滅したとする。この結果できた堆積体の断面を、堆積場の移動方向を横軸に、縦軸には鉛直方向の座標軸を時間軸に逆変換したものをとって示すと、第1図のようになる。岩相aからなる層Aと岩相bからなる層Bとの累重関係は、観察されるところではどこでも、層Aが層Bの上位に重なっている。しかし、2つの層の時代範囲はまったく同一である。このような例は、三角州の堆積環境などで実際に普通に起こることである。以上のように、層序単元間の累重関係(上下関係)は、それらの層序単元全体の時代範囲の新旧関係とは独立である。だからこそ、岩相層序区分には、時代の概念は入っていないのである。

上の例は、堆積作用という地質現象が、時間の経過とともに徐々に場所を移動しながら起きた結果であるが、このような地質現象場の移動は、あらゆる地質現象について起こりうる。たとえば、領家火成作用は、時代とともに西南日本内帯を西から東へ移動していくことが知られている(たとえば、木下・伊藤、1986など)。付加作用についても同じである。同じ様式の一連の付加作用が、時代とともに沈み込み帯に沿って移動しながら起こるということは、当然考えられる。たとえば、沈み込む海洋プレートがある年齢範囲にあることによって、特定の付加様式が条件づけられているとして、海洋プレート上の等年齢線が海溝に対して斜交しており、その海溝軸における切片が海溝に沿って



第2図 時代範囲を同じくする2つの異なる同種付加体に関する概念図。

移動していく場合を想定すればよいだろう。仮に、付加体が時間の経過とともに単純に下方成長するとして、第1図と同様の図を描いてみよう。付加体の形成がこのように単純なものである保証はないが、地質単元の定義に時代の概念を導入することがいかに不適切であるかということを示すには、このような単純なケースを想定するだけでも十分である。

さて、いま少し離れた $X_a \cdot X_b$ の2つの範囲で同一様式の付加作用が開始され、その付加作用の起こる範囲が双方とも、時間とともに X_a から X_b に向かう方向へ、 $X_a - X_b$ 間の距離よりも十分大きく移動し、一定時間経過後同時に別の付加様式にとってかわられたとする。これら以外の範囲では、それぞれに別の様式の付加作用が進行していたとしよう。この結果できる付加コンプレックスの断面を描くと、第2図のようになる。ここで横軸は海溝に沿う水平方向であり、縦軸は時間に逆変換した鉛直方向の距離を下向きにとったものである。こうしてできた2つの付加体 A・B は、同じ付加様式に由来するので同じ岩相を示すが、もちろん別々の地質体として区別されるべきものである。たとえば R の地域で見れば、付加体 A の形成は、付加体 B の形成後に明瞭な時間間隙を挟んで起こっているのだから。しかし、それぞれの地質体が形成された時代範囲は、全体としてみればまったく同一であり、これによって両者を区別することはできない。両者を区別できるのはそれぞれの空間分布、つまり構造的位置のみである。

さらに、第2図の Q の地域（斜線部）で現在露出を欠いているとしよう。地質体を区分する際に時代を最優先の基準とするなら、地域 P で観察された付加体 A は、 $t_1 \sim t_2$ の間に形成されたものとして定義される。そうすると、地域 R で観察される付加体 B は、この定義に合致するので、異なる地質体であるにもかかわらず、同一のものとして誤認されてしまう。逆に、地域 R で観察される付加体 A の時代幅は $t_3 \sim t_4$ であるから、先の定義に従えば、別個の地質体として認識されてしまう。これに対し、岩相と空間分布のみに基づく区分であれば、地域 P・R でこの地質体の上下に重なる地質体の岩相をそれぞれに比較し、これら地質体間

での岩相相違のパターンが2つの地域で共通していることが確認できるなら、2地域間での地質体の連続性・同一性を正しく推論することができる。このような実例を一つ示す。高見ほか（1999）は、沖縄本島地域の南部秩父帯の地質体区分と松岡ほか（1998）による西南日本主部における区分との対比を行っている。彼らによれば、この地域の南部秩父帯のジュラ紀～白亜紀初頭コンプレックスは、構造的上位から、チャートの大規模なスラブを含み緑色岩・石灰岩を伴う混在岩相からなる伊平屋ユニット、チャート-碎屑岩シーケンスからなる伊江ユニット、緑色岩・石灰岩・チャートを含む混在岩相で、特に石灰岩の大規模岩体を伴う本部ユニットの3つに区分され、それぞれ松岡ほか（1998）の大平山ユニット、斗賀野ユニット、三宝山ユニットに対比されている。沖縄本島地域でのこれら3つのユニットの碎屑岩の時代は、Matsuoka (1995) の放散虫化石帶コードで示せば、それぞれ JR 2～JR 4, JR 8～KR 1, KR 2～KR 3 となり、西南日本主部での大平山ユニット、斗賀野ユニット、三宝山ユニットのそれが、それぞれ JR 2, JR 4～JR 7, JR 8～KR 2 であること（松岡ほか, 1998）と比較すると、いずれも対応するユニットよりも若い傾向がある。特に伊江ユニットの碎屑岩の時代は、斗賀野ユニットのそれとは重なっていない。それでも高見ほか（1999）は、岩相と構造的位置から両者が対比されるものとしており、筆者らもその判断は妥当と考える。適切な地質体の定義と適切な対比が、正しい認識をもたらした例である。これを、時代を最優先の基準として区分していたなら、このような適切な対比は行い得ないだろう。いや、現実にはもっと不幸な事態も生じている。第2図において、斜線部が露出していないわけではなく、地表分布が連続しているのが確認されるにもかかわらず、 t_2 と t_3 の間で無理矢理2つに分けられてしまっているような例すら存在する。これについては、次章で美濃帯の区分を述べる際に詳述しよう。

ここまで議論は、碎屑岩の時代をもって地質体の形成時代とし、これを区分基準にする場合を想定してきたが、全ての岩種についての時代を決めて海洋プレート層序として復元したもの（仮にそれが可能で

あったとして)で区分するという場合でも同じことである。たとえば、海洋プレート上の復元原堆積層序の中で最も下位をなすとされる緑色岩の時代の場合も、一つの地質体の中でそれが地域ごとに連続的に変化する場合はありうる。これは、海嶺において海洋プレートが連続的に生産されていることを考えれば、当然であろう。どのような場合であれ、地質現象の継続性と移動性を考えれば、時代を地質体の区分基準とすることはできないのである。

ただし、すでに区分が完了している地質体について、それに含まれる様々な時代データから、たとえばこの地質体のこの岩石の堆積時代範囲はこれこれである(正確にはどの地域ではという空間限定が必要)ということを示すのは、地質体の特徴(定義ではない)の記述として重要な要素である。松岡ほか(1998)が、「产出化石による地層の年代は、そのユニットの属性である」と述べているのは、こういう意味である。

指田・堀(2000)は、年代抜きに地質体の地史を議論することはできないので、地質体の区分基準としては各地質体を構成する岩種の年代が最も重要であると述べている。筆者らも、地史の議論における化石による時代のデータの重要性を、いささかも軽んじるものではない。しかし、それは議論の対象であって、地質体を区分し定義する際の基準とすることとは違う。むしろ逆に、時代を地質体区分の定義に用いてしまうと、それは議論の対象ではなくなる。その地質体にいつ何が起こったかを議論するとき、「いつ」の部分が定義によって定められているなら、そこに議論の余地などないことになる。そうではなくて、岩相と空間分布という必要十分な基準により区分された地質体について、そこから得られた年代データをもとに「いつ」の部分も含めて、大いに議論すればよいのである。

4. 構造層序区分と岩相層序区分

—区分単位の名称について—

今日、付加コンプレックスを含む地質体を区分する地質単元名称として、「ユニット」または「コンプレックス」が用いられることが多いが、これはOtsuka(1988), Wakita(1988b), 脇田(1989), 大塚(1989)などによって用いられ始めた、1980年代末から広く普及するようになったものであろう。しかし、1990年代に入っても、一部では従来からの「層(Foreation)」を基本単元とした区分・記載も行われている(たとえば、指田, 1992; 酒井ほか, 1993など)。

中江(2000a)は、このような地質体を区分・記載する際には、「コンプレックス」を用いるのが最も適当であるとしている。しかし、「コンプレックス」とはもともと、複数の単元からなり本来は細分すべきであるが様々な事情で細分できない地質体を、とりあえず一括したままにしておくための区分単元である。したがって、これを区分の基本単位(原則としてそれ以上細分

する必要のないもの)とすることは、適當とは言えない。また、大塚(1999)の主張するように、「コンプレックス」を複数の「ユニット」をまとめた上位の区分単位として用いるやり方は、筆者自身かつてそれと似た用い方をしたこともあるのだが(Yamakita, 1988; 山北, 1989)、それは「ユニット」に細分できるわけであるから、これも本来の「コンプレックス」の意味からいえばおかしい。

一方、松岡ほか(1998)や山北(1998)が用いた「ユニット」については、中江(2000a)は、「ユニット」は本来「単位」という以外の意味をもたないから曖昧であるとして批判している。中江の指摘はたしかにそのとおりであるが、松岡ほか(1998)や山北(1998)が地質学雑誌104巻9号の秩父帯特集号で「ユニット」を用いたのは、この特集号の論文間で記述を統一するため、単元名称として何を用いるべきかについて意見の異なる特集号の著者間で共通に使える最大公約数として、選んだものである。このことについて、著者間で統一を目的として意識的に議論したわけではないが、なんとなくお互いに遠慮する形で決まった。この点で、特定の意味をもたない「ユニット」の価値中立的な面がかえって幸いしたのであるが、著者それぞれに必ずしも最良のものと思っているわけではない。

では、現在筆者らは何が最適と考えているかといえば、「層(Foreation)」、つまり従来からの岩相層序区分単元を用いるのがよいというのが筆者らの意見である。従来の岩相層序区分の概念は、岩石の集合体、特に上下に累重して成層構造をなすような地質体の形成過程として、基本的に堆積作用以外にはないという前提のもとで成立した概念であった。しかし、その本質は、文字どおり岩相、つまり地質体を構成する岩石の特徴に基づきこれを区分することであって、本来特定の成因に結びつけられる必要はなかった。付加作用に伴う構造的累重や混在化が、そのような地質体の形成に与る場合がある(そのプロセスの詳細は未解明だとしても)ということが明らかになった今日においては、「層」概念が「堆積作用によって形成された」という成因規定をもっている必然性こそがなくなったと見るべきであろう。そして、この成因規定さえはずせば、「層」概念は付加体を含めどのような地質体にもそのまま適用できる。成因を問わず、本章冒頭で述べたように、岩相と空間分布の一体性のみから地質体を定義・区分し、これを「層」と呼べばよいのである。これは、岩相層序区分概念が本来もっていた本質部分を純化させたものにほかならない。このことは、堆積作用、付加作用、あるいはこれ以外の未知の地質作用が関与している地質体集合体を区分する際にも、区分単位名称を替える必要がないということを意味しており、この点も大きな利点である。にわかにはその成因

がわからない地質体は、いくらでも存在しうる。中江(2000a)は、構造層序区分概念を岩相層序区分概念と対立するものとして捉えている(彼の第3表をみよ)。しかし、従来岩相層序区分と呼ばれてきたものは、正しくは堆積層序区分とでも呼ぶべきであったのであり、構造層序区分はこの堆積層序区分とともに、眞の意味での岩相層序区分に包摂されるものであろう。

そこで、次章以下の記述においては、上で述べたように「層」概念を再定義した上で、これを区分の基本単位として用いることとする。また、これを細分する場合の単位や、複数の「層」をまとめた上位の区分単位としても、従来からの岩相層序区分のとおり「部層」・「層群」をそれぞれ用いる。ただし、他の研究者が定義した層序単元を引用する場合は、上記の筆者らの見解にかかわらず、そこで使用されている単位名をそのまま用いることはいうまでもない。なお、その場合に、区分単位としてのユニット・コンプレックスは、層序単元の固有名中に使用される場合は、原則としてそれぞれU・Cと略記する。

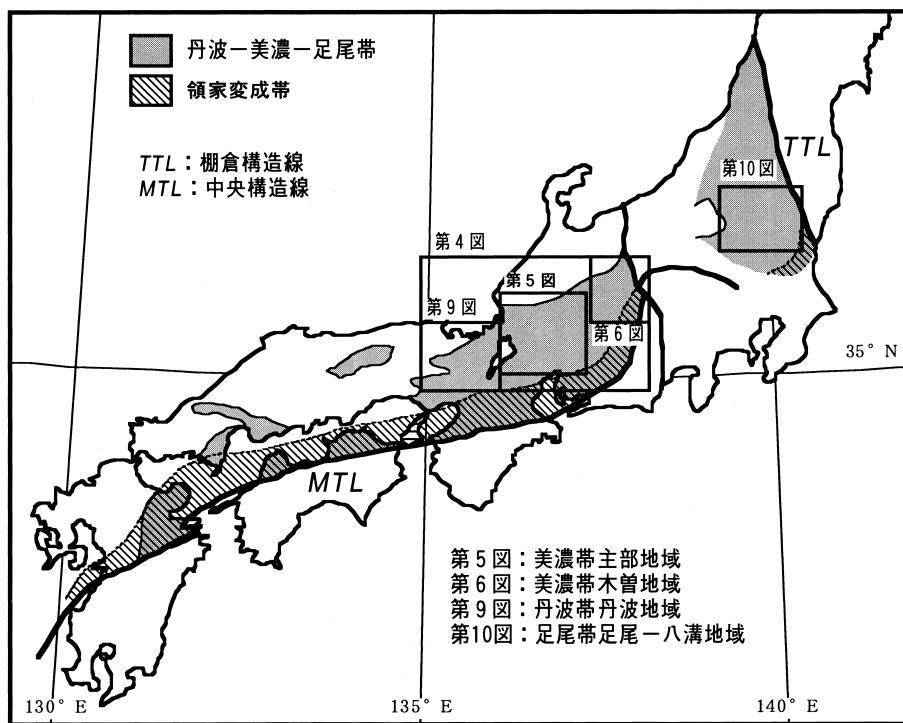
丹波-美濃-足尾帯の地質体区分

本章では、前章における地質体区分の考え方についての議論に基づき、筆者らの丹波-美濃-足尾帯堆積岩コンプレックスの区分案を示す。ここではまず、琵琶湖付近より東側で糸魚川-静岡構造線までの範囲(狭義の美濃帯)における区分を示し、続いて丹波帯およ

び足尾帯における区分とそれとの対比を行う(第3図)。第4図に美濃帯全体と丹波帯をとおしての各層の分布を、また第5図・第6図に、それぞれ美濃帯主部地域および木曽地域の、地質構造も含めたやや詳細な区分図を示す。

1. 美濃帯における区分の概要

美濃帯の堆積岩コンプレックスは、春日野層、今庄層、舟伏山層、上麻生層、那比層、金山層、味噌川層、藪原層の8つに区分される(第4図)。構造的には、ほぼこの順で上位から下位に向かって重なっている。ただし、上麻生層と那比層はほぼ同じ構造層準を占め、金山層の一部もこれと同じ構造層準にある。なお、ここで「構造層準」とは、複数の地質体が大局的に互いに層状に累重する地質構造をなして集合体を形成するとき、この成層構造における上下方向での位置を意味する。この3層は、飛騨川層群として一括される。層名については、原則として敦賀湾付近から岐阜県南東部にかけての美濃帯主部地域において従来記載されている地質体単元の名称を用いることとし、先取権を考慮した。一部の層について、ほぼ同じ内容のものがOtsuka(1988)によって木曽地域で先に記載されているものもあるが、模式地を分散させないこと、美濃帯主部の方が分布状況がより模式的であること、さらに美濃帯主部のものの方がよく流通していることを考慮し、上記の方針を採る。ただし、味噌川層および藪原層については、美濃帯主部には分布しなかったり、分布していても従来適切に識別されていなかったりする



第3図 対象地域位置図。

ので、木曽地域のものを用いる。

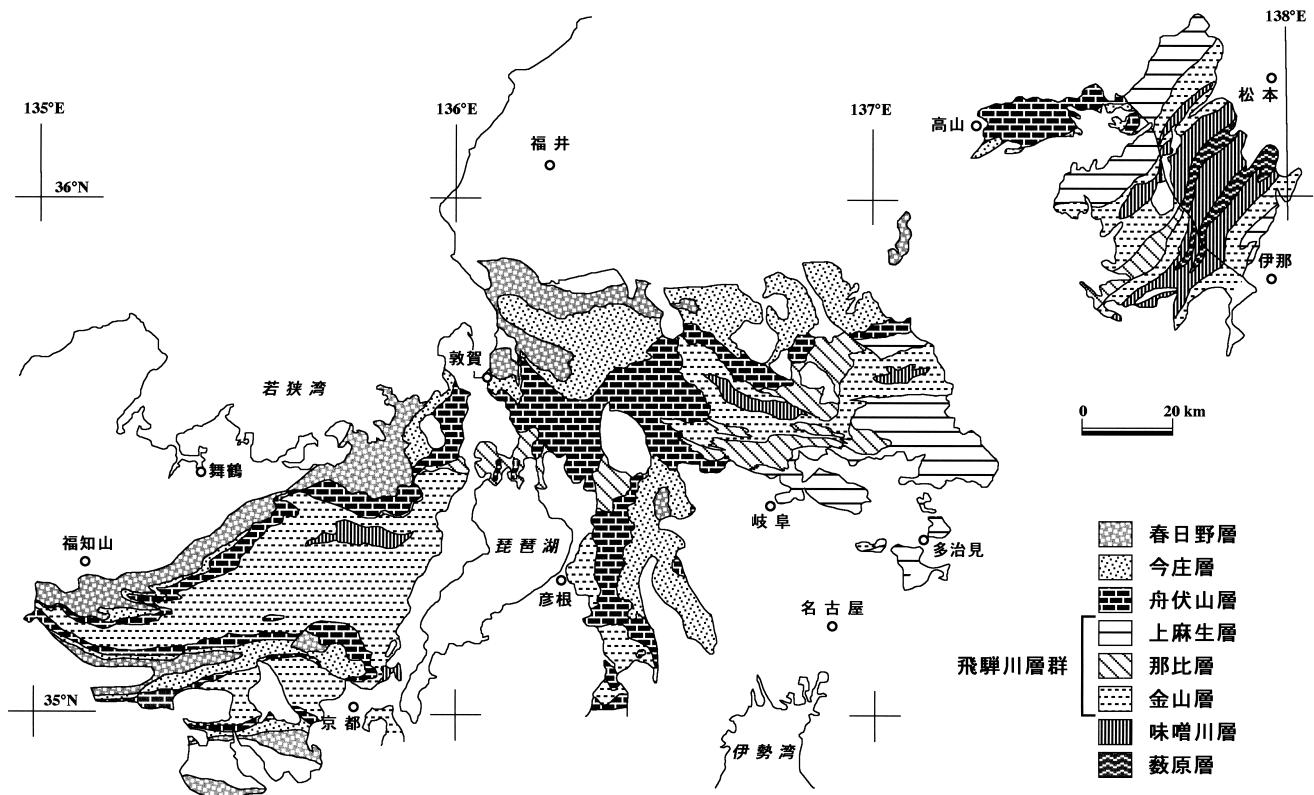
(1) 春日野層 (服部・吉村, 1982)

春日野層は、美濃帯の堆積岩コンプレックス中で最上位の構造層準を占め、緑色岩・チャートおよび石灰岩のスラブないしブロックを含む混在相で特徴づけられる地質体である。服部・吉村 (1982) の「春日野相」、Wakita (1988 b) の坂本峠 U、栗本ほか (1999) の櫻曲 C、鈴木ほか (1999) の大滝 U が、本層に帰属する。また、Wakita (1988 b) が左門岳西方の左門岳 U 中に舟伏山 U の孤立分布として描いている、チャートスラブを伴う混在岩層も、左門岳 U (後述する今庄層) より上位であると考えられ、その西方に分布する春日野層の延長あたるので、本層とみなす。

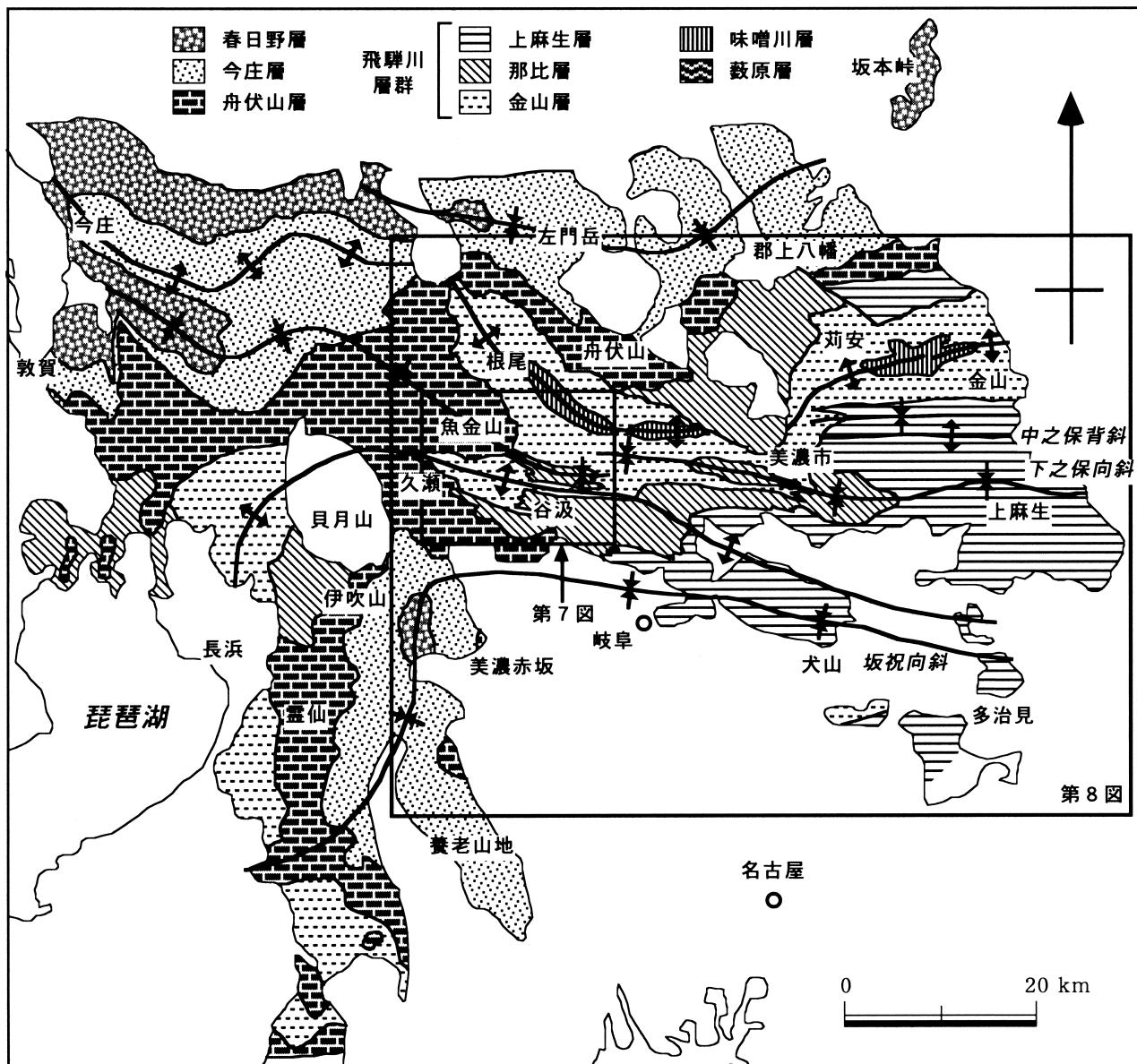
(2) 今庄層 (服部・吉村, 1982; 中江, 2000 b により再定義)

春日野層の下位、舟伏山層の上位を占め、砂岩に富む整然相ないし破断相の碎屑岩類を主としチャートを伴う地質体である。服部・吉村 (1982) の「今庄相」および「高倉相」、Wakita (1988 b) の左門岳 U、栗本ほか (1999) の尾羽梨 C、鈴木ほか (1999) の押又谷 U が、本層に帰属する。また Otsuka (1988) の湯川 C や、小嶋 (1984) が向斜をなして緑色岩-チャート-石灰岩相の上に重なるとした高山南方の砂岩層も、舟伏山層の上位にあり、本層であろう。さらに、従来上麻生 U に帰属させられることの多かった、養老山地の大部分や鈴鹿山地の東部に分布する、砂岩を主とし

チャートを伴う地質体も、本層であると考えられる。この点について少し詳述すると、伊吹山東方地域を調査した鈴木ほか (1999) は、この地域の堆積岩コンプレックスを、チャート・緑色岩・石灰岩のブロックを伴う混在岩相からなる上位の大滝 U と、側方によく連続する砂岩・泥岩とチャートが繰り返し累重した地質体からなる下位の押又谷 U に区分し、両者は南北方向の軸を持つ向斜構造をなすとの地質図を描いている。このうち大滝 U は、既に述べたとおり、また鈴木ほか (1999) も述べているとおり、春日野層に対比される。また、この向斜構造の西側には伊吹山の緑色岩-石灰岩コンプレックスが、東側には美濃赤坂の石灰岩体が分布し、押又谷 U の下位にあると考えられる。これらのような大規模な石灰岩体の存在は、美濃帯では後述する舟伏山層に限られる。したがって、押又谷 U は、春日野層と舟伏山層に挟まれた地質体であり、岩相からも今庄層に対比できる (大塚, 1999)。この向斜構造を南側に延長すると、その軸は養老山地と鈴鹿山地の間をとおり、その部分には砂岩を主としチャートを伴う幾里谷層 (宮村ほか, 1976) あるいは北勢南濃層 (高田ほか, 1979) が広く分布する。これらの西側の鈴鹿山地中央部や東側の養老山地北東縁には、石灰岩・緑色岩・チャートを主とする靈仙山層 (宮村ほか, 1976)・竜泉寺層 (高田ほか, 1979) が分布し、ともに舟伏山層に対比できる。鈴鹿山地の側で、幾里谷層と靈仙山層の上下関係は、必ずしも明瞭ではない



第4図 美濃-丹波帯全域の構造層序区分図。各地域の詳細は、第5図・第6図・第9図を参照。



第5図 美濃帶主部地域構造層序区分図。服部・吉村 (1982), 脇田 (1984, 1991, 1995), Wakita (1988b), 水谷・小井戸 (1992), 脇・小井戸 (1994), 吉田・脇田 (1999), 栗本ほか (1999), 斎藤・沢田 (2000) などにもとづく。

が、養老山地では、北勢南濃層が竜泉寺層の上位にある（鹿沼・入江, 1962; Yoshida, 1972; 高田ほか, 1979）。したがって、この地域の砂岩を主としチャートを伴う地質体は、押又谷 U 同様、舟伏山層の上位に重なっていると判断され、今庄層に対比することができる。

なお、今庄層と舟伏山層の上下関係については議論があり、中江 (2000b) は、今庄層は、後述する上麻生層と同一の地質体である可能性も指摘し、その場合後者と同様に舟伏山層の下位に位置するとしている。しかし、郡上八幡地域では、今庄層 (左門岳 U) は明瞭に舟伏山層の上位にある (脇田, 1984)。ただし、脇田 (1984) が左門岳 U がその上位に整合的に重なるとした、舟伏山 U に属するとされるチャートスラブは、舟

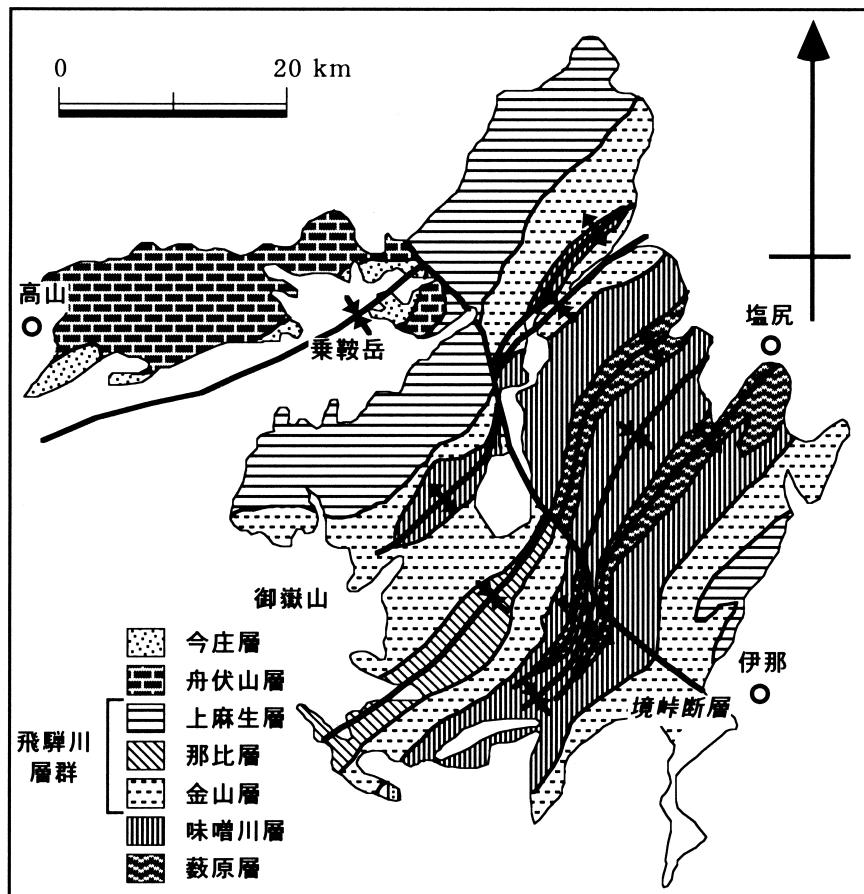
伏山層に特徴的な緑色岩・石灰岩の岩体からやや離れて北側にあって、これらをまったく伴っておらず、上位側に珪質泥岩を伴うなど、舟伏山層のチャートとは特徴が異なっており、むしろ今庄層 (左門岳 U) に帰属するものと考えられる。また、敦賀地域でも、今庄層 (尾羽梨 C) は、舟伏山層 (菅並 C および刀根 C) の上位にあることは明らかである (栗本ほか, 1999)。上述の伊吹山東方地域の地質構造も、春日野層と舟伏山層に上下から挟まれて今庄層が存在することを示しており、この累重関係に疑問の余地はない。

(3) 舟伏山層 (Wakita, 1988b)

今庄層の下位に位置し、緑色岩・石灰岩・チャートのブロックないしスラブを含有する混在相からなる地質体を舟伏山層とする。チャートの緑色岩+石灰岩に

対する量比は、一般に 1:1 程度かそれ以下である。同じような混在相でも、春日野層と比較すると、構造的位置の違い以外に、スラブの規模がかなり大きいものが含まれるという点が、相違点として挙げられる。Wakita (1988 b) の舟伏山 U のほか、Otsuka (1988) の平湯 C・白骨 C、今里・大藤 (1993) の小八賀川 U・駄吉 U、栗本ほか (1999) の菅並 C・刀根 C が含まれる。斎藤・沢田 (2000) は、美濃帯主部地域西部の本層の下位に混在相主体の地質体として久瀬 U を識別し、これにもとづいて中江 (2000 b) も、彼の舟伏山 C と岩相組み合わせでは類似するが、岩体の規模がより小さく泥質混在岩が卓越する地質体を久瀬 C として区別して、舟伏山 C の下位を占めるとしている。しかし、斎藤・沢田 (2000) の久瀬 U は、貝月山花崗岩体を挟んでその東側と西側では、岩相にかなり違いがあるように見える。西側のものの大部分は、基本的にチャートの大岩体に富む混在相であり、緑色岩は基質部分に小岩塊として含まれるものもほとんどない。この部分は、岩相的にも、また舟伏山層の下位に位置する点でも、後で詳述する根尾-谷汲地域の根尾メランジ・神原メランジ (脇田, 1991) などと類似しており、金山層 (後述) と考えることができる。一方、貝月山より東側の久瀬村周辺のものは、泥質基質中に緑色岩の小岩塊がかなり普遍的に含まれており、チャー

トの岩体はやや少なく、また飯盛山岩体のように長径数 km に及ぶ大規模な石灰岩の岩体も含まれている (脇田, 1991, 斎藤・沢田, 2000)。これらの特徴は舟伏山層のものと一致しており、岩体の規模が小さく泥質混在岩が卓越する部分についても、たとえば、根尾西方花房山周辺の白倉谷メランジおよび魚金山メランジの一部 (脇田, 1991) のように、舟伏山層上部にも認められるものである。また、この部分は、魚金山付近の舟伏山層本体と構造的にも同レベルにあるとみることができ (この地質構造については、金山層の範囲および美濃帯の褶曲構造に関連して後で述べる)、美濃赤坂や伊吹山の舟伏山層に連続する部分とみなせる。以上のように久瀬 C については、その大部分は基本的に舟伏山層か金山層のどちらかに帰属させができる。しかし、久瀬 C 全体のような大規模なものではないが、舟伏山層に特徴的な緑色岩と金山層をはじめとする飛騨川層群に特徴的な砥石型珪質頁岩やチャート角礫岩などが混在する、いわば両層の漸移部と呼べる部分も、たしかに存在しており (脇田, 1991; 斎藤・沢田, 2000), その厚さは、最大で 2 km 程度におよぶ。ただ、この点は舟伏山南方の根尾メランジ中でも認められることであり (Yamagata, 1989; 脇田, 1991), 舟伏山層の下位側に金山層が接する場合の一般的な特徴とみなすことができるだろう。栗本ほか



第 6 図 美濃帯木曽-高山地域構造層序区分図。片田・礪見 (1962, 1964), 小嶋 (1984), 山田ほか (1985), Otsuka (1988), 原山 (1990), 中野ほか (1995), 竹内ほか (1998) などにもとづく。

(1999) の刀根 C も、久瀬 C に対比されているが、これらは基質部分の量比はかなり多いが、緑色岩が比較的多く、チャートと同程度の割合で存在するので、舟伏山層とみなして良いだろう。また、中江 (2000 b) は、刀根 C から石炭紀の石灰岩を含む部分を分離して、春日野 C に含めている。しかしこの部分は、春日野 C (本論の春日野層) とは明瞭に構造層準を異にし、また岩相上周囲の刀根 C と大きな違いはない。なお、石炭紀石灰岩の有無を問題にするのであれば（もちろん、筆者らはこのような立場に立つものではない）、彼が久瀬 C に対比している高山東方の平湯 C からもその報告がある（儀見・野沢、1957）ということを指摘しておこう。

(4) 飛驒川層群（大塚、1999；再定義）

舟伏山層の下位、味噌川層の上位にあって、チャートの大規模なスラブを含み緑色岩・石灰岩の岩体の含有量が少ない地質体を、飛驒川層群として一括する。飛驒川層群は、碎屑岩層の特徴および碎屑岩層とチャートとの関係から、上麻生層・那比層・金山層の3層に分けられる。これらの層は、これまで別個の地質体として扱われることが多かった (Wakita, 1988 b; 中江, 2000 b など)。しかし、上述した岩相上の特徴では、互いに共通し、かつ上下の地質体とは明瞭に区別される。また、3層がともにほぼ同じ構造層準を占め、少なくとも一部では互いに側方漸移している（これらの関係については、後で詳述する）。以上のことから、これらを一つの層群としてまとめる。大塚 (1999) は、彼のコンプレックス概念に基づき、上麻生 U と那比 U を一括して、飛驒川 C と呼んでいる。彼の飛驒川 C は、金山層は含んでいないし、その区分概念には同意できないが、少なくとも上麻生層と那比層を一まとめりの地質体として初めて一括し、固有の名称を付したものとして、これを尊重し、その名称を踏襲することにする。

(4)-1 上麻生層 (Wakita, 1988 b)

飛驒川層群のなかで、整然相からなるものを上麻生層とする。Wakita (1988 b) の上麻生 U のほか、Otsuka (1988) の沢渡 C が本層に帰属する。

(4)-2 那比層 (Wakita, 1988 b)

飛驒川層群のなかで、破断相からなるものを那比層とする。Wakita (1988 b) の那比 U のうち、葛原層 (Yamagata, 1989) は除く。この部分はチャートを伴わず、模式地とは岩相が異なること、また模式地の那比 U よりも、間に金山層を挟んだ下位にあり、構造層準が異なることが、これを除く理由である。

(4)-3 金山層 (Wakita, 1988 b)

飛驒川層群のなかで、混在相からなるものを金山層とする。美濃帯主部での分布範囲は、Wakita (1988 b) が金山 U として図示した範囲にほぼ近く、脇田 (1991) が除外した神原メランジの大部分（南西側の部

分を除く）もこれに含める。また、木曽地域における Otsuka (1988) の島々 C、および後述するように味噌川 C のうちチャートおよび混在岩に富む部分も、本層に帰属する。

(5) 味噌川層（片田・儀見、1962；再定義）

飛驒川層群の下位を占め、整然相碎屑岩からなり、チャートをほとんど伴わない地質体を味噌川層とする。片田・儀見 (1962, 1964) の、味噌川層の大部分・野俣層・波多層・奈良井層をあわせたものに相当する。Otsuka (1988) の味噌川 U から、後述する藪原層と、金山層ないしは那比層に対比される、チャートを伴い混在相ないし破断相からなる部分とを、除いたものである。Otsuka (1988) は、木曽地域の地質構造を、基本的には北西に傾斜する同斜構造であるとしたが、大塚 (1999)、中江 (2000 b) は、この地域の南部で、Otsuka (1988) が味噌川 C の分布域とした部分には、北東-南西方向の軸をもつ褶曲が発達し、その2列ある背斜部に（したがって味噌川 C の下位に）藪原 C が分布するとした。なお、中江 (2000 b) は、両コンプレックスの上下関係は明確ではないとしているが、藪原 C が分布するのは主として境峰断層の北東側であり、同断層は北東側が上昇する垂直変位成分をもつとされていること（大塚・渡辺、1992）を考慮すると、大塚 (1999) の主張するとおり、藪原 C が下位にあり、背斜軸部に露出していると見るのが妥当であろう。この藪原 C (後述する藪原層) を除くと、味噌川 C はさらに、チャートと混在岩に富む部分と、チャートを伴わず整然層ないし破断相の碎屑岩のみからなる部分とに区分できる。竹内ほか (1998) によれば、境峰断層の南西側で味噌川 C とされている部分は、大部分がチャートを伴う混在相や破断相からなり、チャートを伴わない整然相碎屑岩からなる部分は、沢渡 C との境界に近い北部の部分に限られる。前者は、金山層ないし那比層に対比されるもので、この地域の味噌川層の分布は、従来の味噌川 C のそれよりかなり狭いものと思われる。この地域の地質構造については不明な点も多いが、境峰断層北東側同様、北東-南西方向の軸を有する向斜・背斜を繰り返しており、背斜軸部に味噌川層が分布するものと判断した。また、大塚 (1985)、中野ほか (1995) によれば、境峰断層北東側の梓川沿いの島々 C 中にも、チャートを伴わない整然相碎屑岩からなる部分があって、南西に向かって尖滅するような分布をとる。これも、背斜軸部にあらわれた味噌川層かもしれない。

Otsuka (1988) の経ヶ岳 C については、中江 (2000 b) の述べるとおり、全体としてみれば、味噌川 C と岩相的には同じである。このことは、経ヶ岳 C についても、味噌川層に含まれる部分とそうでない部分との識別が必要であることを意味している。経ヶ岳 C のうち、片田・儀見 (1962, 1964) の奈良井層が味噌川層

に含まれることは既に述べたが、その南側に分布する横川層は、泥質岩中にチャートを大量に含むことを特徴とする。これには、藪原層のような「珪質粘板岩」は含まれていないし、石灰岩も少ない。この特徴から横川層は、金山層（島々C）に対比できるだろう。そのさらに南側には、砂岩を主とし礫岩とチャートを伴う桑沢層が分布する。片田・磯見（1962）によれば、桑沢層は横川層の上位にあるとされているので、これは上麻生層（沢渡C）に対比されるかもしれない。

本層の分布は、美濃帯主部地域において認められる。それは、根尾地域で金山層分布域中の背斜軸部に分布する、葛原層（Yamagata, 1989）である。この部分は、Wakita (1988 b) によって那比Uとされていたが、すでに述べたとおり、模式地の那比層とは岩相および構造層準が異なる。中江（2000 b）は、葛原層を金山C中のブロックであるとしているが、背斜軸部に分布し周囲の金山層より下位にあって、基質に取り囲まれているブロックであるとする根拠はないこと、このような岩相と規模をもったブロックは金山層中には例がないことから、別の層と考え、岩相および構造層準から味噌川層に対比するのが妥当である。最近、脇田（2000）は、金山地域の金山層中にも那比Uの孤立分布を描いている。この部分は、塊状砂岩と砂泥互層からなっている（Wakita, 1988 b）。脇田（2000）は、これと周囲の金山層との関係については特に言及していないが、これも背斜軸部に露出した味噌川層と考えることができるだろう。Wakita (1988 b) は、この部分を向斜としているが、周囲のメランジとの間での上下関係を直接示すデータはない。後述するように、郡上八幡地域から上麻生地域にかけての大規模な地質構造を考えると、この部分は背斜をなすと見るのが妥当ではないかと思われる。

(6) 藪原層（片田・磯見, 1962；中江, 2000 b により再定義）

味噌川層の下位にあって、チャート・石灰岩・緑色岩のブロックを含む混在岩相を藪原層とする。片田・磯見（1962, 1964）の藪原層・針尾層および味噌川層のうち前2層に近接する付近のチャートに富む部分を合わせたものである。大塚（1999）および中江（2000 b）の藪原Cに相当する。この部分を独立の地質体として認めたのは、近年では大塚（1999）が最初であるが、これは印刷物としては講演要旨であり、岩相等の詳しい記載がないので、原記載については中江（2000 b）に基づくものとする。この層は、美濃帯主部地域では確認されていない。中江（2000 b）は、藪原Cを金山Cに対比している。しかし、金山層には藪原層に特徴的な石灰岩や緑色岩のブロックはほとんど含まれていないことと、味噌川層との関係で考えると構造層準が異なることから、両者の間の対比は成り立たないだろう。

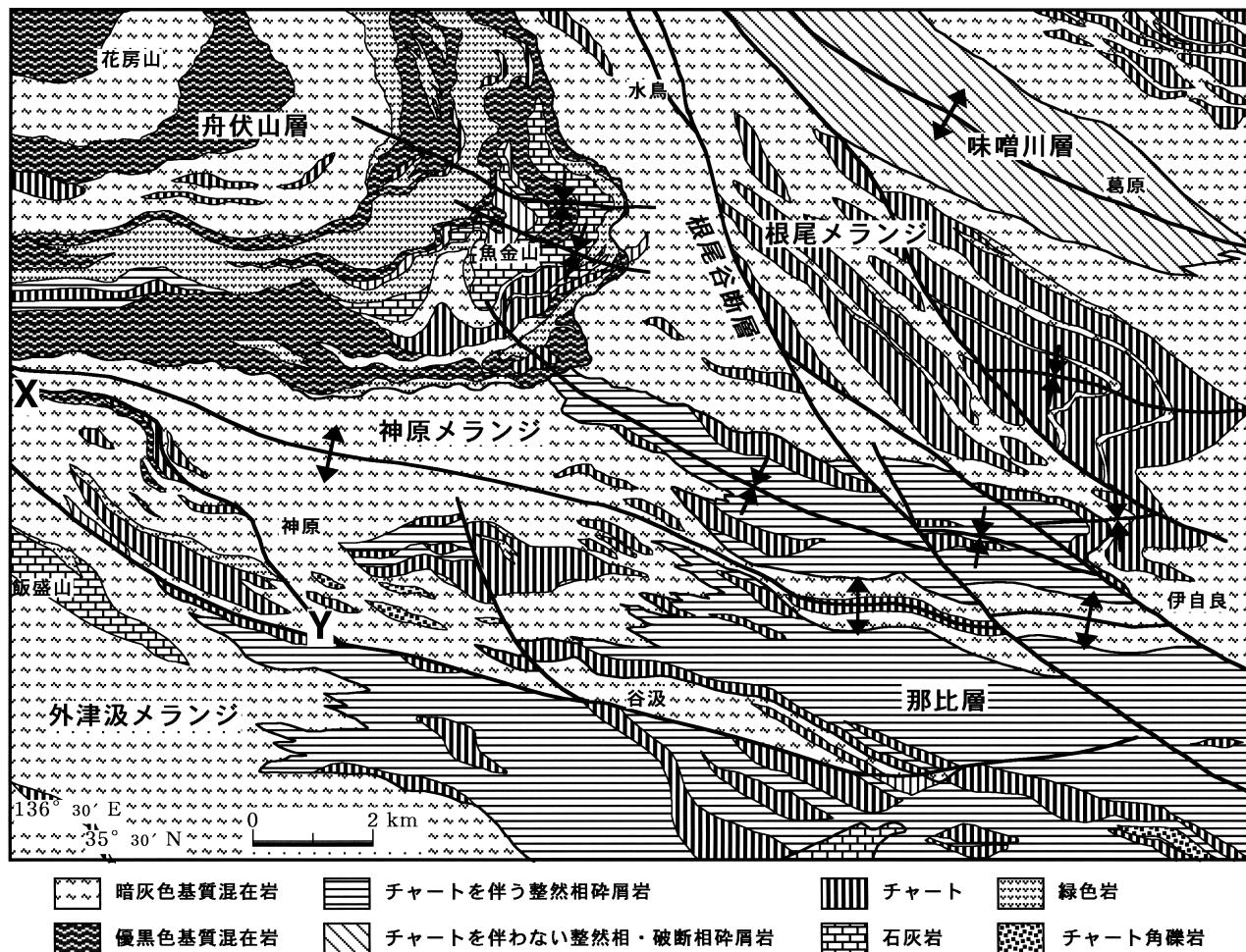
2. 飛驒川層群の各層間の関係

今回の区分案のなかで、最も議論を呼びそうなのは、飛驒川層群を設定し、特にその中に金山層を含めたことであろう。本節では、これらの点について詳述することにする。

(1) 金山層の範囲

本論における金山層は、谷汲地域の神原メランジ（脇田, 1991）や木曽地域の島々C（Otsuka, 1988）を含む点で、中江（2000 b）の金山Cなどとは、その範囲が異なっている。最初にこの問題に関する筆者の見解を示そう。

まず、神原メランジの問題から検討する（第7図）。この部分はもともと Wakita (1988 b) が金山Uを定義した際には、金山Uに含められていた。これが金山Uから除かれたのは、この部分の泥岩からジュラ紀中期の放散虫が報告され、ジュラ紀後期～白亜紀初頭であるとされた金山Uの泥質岩の時代と異っていたからである（斎藤, 1989；脇田, 1991）。まず、この泥質岩の時代を検討しておこう。念のために述べると、既に述べたとおり筆者は基本層序単元の区分・定義において時代の概念を用いるべきではないという立場だが、仮に泥質岩の時代に着目したとしても神原メランジを金山層から除くという議論は成り立たないということを示すのが、ここでの記述の目的である。なお、以下本論で放散虫化石により決定された時代に言及する際には、ジュラ紀～白亜紀前期については、Matsuoka (1995) による化石帶のコード表記を使用する。さて、金山層の泥質岩の時代がよく調べられているのは、金山地域（Wakita, 1988 a, 1988 b）、荔安地域（Wakita, 1988 b）、舟伏山南方地域（Wakita, 1988 b；Yamagata, 1989）、魚金山東方地域（山本, 1983, 1985）、の4地域に過ぎない（第8図）。金山地域では、泥岩の時代はJR 8～KR 1（7試料、ただし1試料のみJR 6）、珪質泥岩はJR 5～KR 1（各化石帶で4～13試料）である。一方荔安地域では、泥岩がJR 6（1試料）、珪質泥岩がJR 5～JR 6（JR 5は7試料、JR 6は1試料のみ）である。この2地域の間では、同じ金山層であっても、泥岩・珪質泥岩とも最も新しい時代で見ると3化石帶の違いがあり、荔安地域の方が古い。これに対し、神原地域では、基質の泥岩がJR 5、ブロックとして含まれる泥岩がJR 4である（斎藤, 1989）。Wakita (1988 b) と斎藤 (1989) とでは、試料の産状の記載の仕方が異なるが、Wakita (1988 b) の泥岩と珪質泥岩を、それぞれ斎藤 (1989) の基質の泥岩とブロックとして含まれる泥岩と読み替えるとすると、両岩種とも、神原メランジと荔安地域の金山層との間の時代差は、1～2化石帶である。荔安地域と金山地域の金山層を同じ地質体と見なすのであれば、神原メランジをこれから特に区別せねばならない理由はあるまい。なお、舟伏山南方地域および魚金山東方地域では、

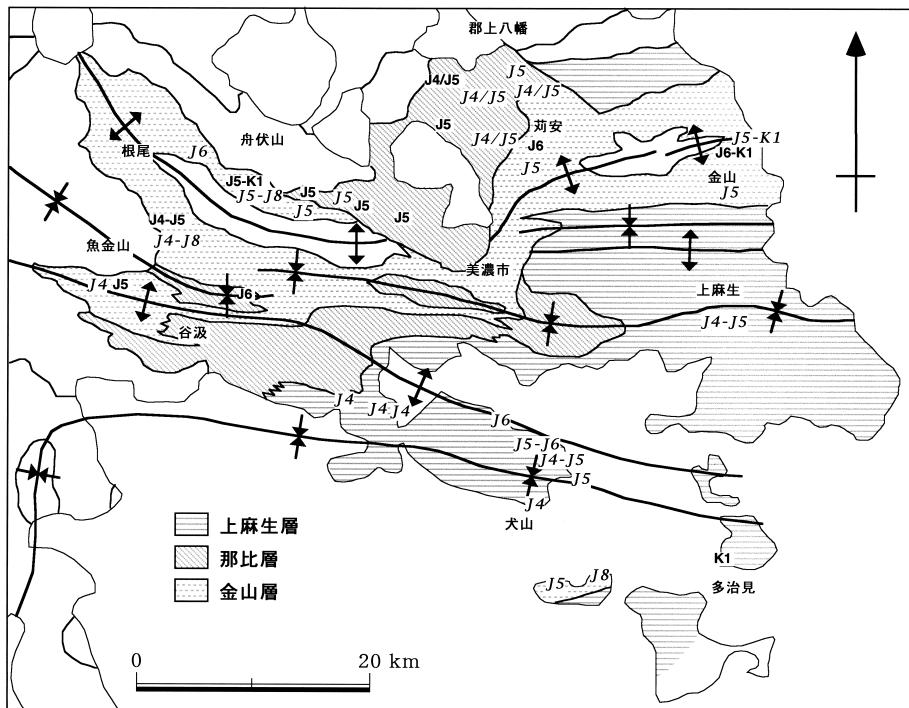


第7図 谷汲地域地質概略図。脇田（1991）を一部改変・簡略化。

JR 8～KR 1とともにJR 4～JR 6の放散虫化石も、泥岩・珪質泥岩から報告されている（山本, 1985; Yamagata, 1989）。

筆者らが神原メランジを金山層に含める理由は、いうまでもなく岩相と空間分布の連続性である。岩相の点では、チャートの岩体に富むメランジという点で両者が類似していることには、そう異論はないであろうから、ここでは特に分布の連続性について述べる。脇田（1991）の地質図によれば、谷汲地域では那比層は南北2列に分かれて分布する。南側のものは、東方の岐阜市北部方面へ連続して分布しているいわば那比層の本体であり、北側のものは、これより北に500 mから1.5 km離れて、東西の長さ約10 km、南北幅1～2 kmの広がりをもって、孤立して分布するものである（第7図）。両者の間には、チャートブロックを含む泥質混在岩が、東西に細長く分布しており、東方へは那比層の孤立分布の北側および東側に広く分布する金山層の根尾メランジへと、また西方へは神原メランジ本体へと連続している。これら2列の那比層およびその間の泥質混在岩層は、北西-南東走向の根尾谷断層系により若干の左横ずれ隔離を示すものの、基本的には

それぞれ東西方向に連続しているものとみなされる。ところが、脇田（1991）は、南北両側の那比層については、根尾谷断層を挟んで連続するとしているにもかかわらず、その間の泥質混在岩層については、根尾谷断層を境に、東側を根尾メランジ、西側を神原メランジと2つに分けてしまっている。北側の那比層の孤立分布は、脇田（1991）が記載した層理面方位データや内部の岩相分布によれば、向斜をなしているとみなすことができる。この孤立分布は、その西端で舟伏山層と接しているが、その部分では舟伏山層下底面のトレースは、東に突出した湾曲を示しており、このことも向斜をなすとの解釈を支持する。したがって、これを取り囲むように分布する根尾メランジおよび神原メランジは、この那比層の下位を占める同一の地質体であるとみなすべきである。南列の那比層の北縁部の地層は南上位を示しており、根尾-神原メランジの狭長分布は、背斜をなすものであろう。脇田（1991）は、神原メランジは優黒質泥岩を基質とする混在岩を含む点で舟伏山層に類似するとしているが、そのような特徴をもつのは、石灰岩の大岩体を含む外津汲メランジと接する第7図のX-Y線の南西側の部分に限られて



第8図 美濃帯主部地域の飛驒川層群泥質岩から産出する放散虫化石の時代。山本(1985), Wakita (1988 b), Yamagata (1989), 斎藤(1989), 吉田・脇田(1999)などにもとづく。ゴチック体は泥岩から、イタリック体は珪質泥岩からのもの。J4～J8・K1はそれぞれ、Matsuoka (1995) の放散虫化石帶コード JR 4～JR 8・KR 1の意。

いる。舟伏山層と飛驒川層群との境界は、この線に置かれるべきであろう（もちろん、外津汲メランジも舟伏山層に属する）。この結果、金山層（神原メランジ）は、南北両側の舟伏山層の間で、西方へしだいに幅を狭めながら突出するような分布になるが、この突出部はちょうど先程の背斜の西方延長に当たっている。

以上のように、どの点から見ても神原メランジは金山層に含められるべきであり、そうすると島々Cについても、金山層に含めない理由は何もない。

(2) 上麻生層と那比層の関係

飛驒川層群のなかで、上麻生層は整然相の部分、那比層は破断相の部分と定義したわけだが、那比層は上麻生層の各岩層の側方連続性がある程度失われたものと見ることができ、実際に両者は一部で側方に漸移する関係にある。

この点が最もはっきりしているのは、郡上八幡付近の例だろう。郡上八幡付近で、舟伏山層の下位、金山層の上位に位置するのは、八幡断層より東側では上麻生層、西側では那比層とされている（Wakita, 1988 b）。八幡断層による変位を戻せば、両者の分布は連続しており、同じ構造層準を占め、互いに側方に位置する関係にある。たとえば、両層ともチャート角礫岩を伴う砂岩層を含むが、その分布は八幡断層をまたいで完全に連続している（脇田, 1984）。上麻生層が西方へ向かって次第に整然性を失い、那比層に漸移していると考えられる。

また、下之保向斜の南翼をなす上麻生層は、西方へ追跡すると、岐阜市北方の那比層に連続している。この部分は、Wakita (1988 b), 脇田 (1991, 1995) では

那比 U とされているが、吉田・脇田 (1999) により上麻生 U に改められた後、脇田 (2000) では再度那比 U に戻っている。このような上麻生層と那比層の間での所属の変転は、両層の間にはっきりした境界を引くことができないこの何よりの証拠であろう。

上麻生西方では、那比層は上麻生層の上位に累重するとされているが、このように部分的には上下に重なる関係にあっても、基本的な関係は側方漸移であると見た方がよかろう。

(3) 那比層と金山層の関係

上麻生層と那比層の漸移関係と同様の関係は、那比層と金山層の間でも一部で認められる。たとえば、谷汲地域では那比層のチャートを挟む砂岩層・砂岩泥岩互層を西方に追っていくと、メランジに移化し、両者が指交するような地質図が描かれている（脇田, 1991）。特に、両者ともにチャート角礫岩が含まれており（斎藤, 1989）、互いに走向延長上に位置している。このメランジとは、先に金山層に所属することを議論した神原メランジである。また、美濃市付近でも、厚さ数百m程度の金山層の混在岩層が那比層中に挟み込まれており、南東方へ尖滅するように描かれている（脇田, 1995）。

一方、両層が上下に重なる関係にある部分もある。郡上八幡西方から美濃市北方にかけて、舟伏山層の下位に分布する那比層は、金山層の上位に重なっている（脇田, 1984, 1995）。

(4) 上麻生層と金山層の関係

上に述べたように、飛驒川層群のなかで上位の構造層準においては、上麻生層は那比層を介して金山層と

側方漸移関係にあると見ることができる。

しかし、郡上八幡西方で舟伏山層の南側に分布する那比層同様、上麻生層が金山層の上位に重なっている部分もある。この那比層と側方漸移関係にある郡上八幡南東方の上麻生層は、明らかにその南の金山付近の金山層の上位にある (Wakita, 1988 b; 脇田・小井戸, 1994)。上麻生層と金山層の関係で、従来見解の分かれているのは、この金山付近の金山層と、その南側の上麻生地域で下之保向斜・中之保背斜を構成する上麻生層との関係である。Wakita (1988 b) は、両者は東西性の高角の断層によって断たれているとしている。一方、水谷・小井戸 (1992) は、この断層を認めておらず、両層が上下に重なる断面を描いている。しかし、彼らの描いた東西に離れた2つの断面図では、この上下関係が逆になっており、西側の断面では、中之保背斜の北翼として全体が北傾斜で、上麻生層の上位に金山層が重なるように描かれているのに対し、東側の断面では、中之保背斜の北側に向斜が存在し、その北翼として、上麻生層の北側に分布する金山層は下位にあるとされている。Wakita (1988 b) の地質図を見ると、この中之保背斜北側の向斜は、東に凸を向けた馬蹄形の地層分布として、水谷・小井戸 (1992) の西側の断面の位置よりもさらに西方まで追跡されるように読める。さらにこの西方部分では、この地域の上麻生層上部のチャート層が、より下位の地層分布と調和的な馬蹄形の地層分布をなすとすると、金山層中に描かれた厚いチャートスラブに連続しているように見える。以上のことから考えると、上麻生地域の上麻生層は、一部西方へ向かって金山層に側方漸移するが、北側の金山層との関係では、その上位に重なっていると見ることができる。つまり、郡上八幡南東方と上麻生地域の南北2ヶ所の上麻生層に挟まれて分布する金山層は、それら上麻生層の下位にあり、大局的には背斜を構成していると考えられる。

(5) 飛驒川層群内部での岩相変化傾向

以上見てきたような飛驒川層群内部での地域的な岩相変化には、一定の傾向が認められる。まず東西方向で見ると、東側ほど整然相が、西側ほど混在相がより多く分布する傾向にある。これは特に上位の構造層準において顕著で、東から西へ、上麻生層から那比層を経て金山層へ移り変わる。また、南北方向で見ると、南側ほど整然相が多く、北側ほど混在相が多い傾向がある。先程の上位の構造層準においても、南側では上麻生層が広く分布するが、北側では郡上八幡周辺にわずかに分布するにすぎない。

一方、上下方向で見ると、下位ほど混在相が多い傾向がある。特に北部においては、上麻生層・那比層は、いずれも金山層の上位に重なる関係にある。ただし、南部においては、犬山付近の坂祝向斜をなす上麻生層の下位に位置すると考えられるメランジが、その南東

方の入鹿池付近に分布しており、金山 U とされているが (吉田・脇田, 1999)，そのさらに下位にあると考えられる東方の多治見地域には、チャートと碎屑岩がなる整然相が分布する (尾崎・鈴木, 1997)。この部分は、岩相的には上麻生層に比較できるし、走向方向に東方へ追っていくと、上麻生付近から南東方へ下位に向かって延々と累重している上麻生層の下部に連続しているように見える。入鹿池付近の金山層は、東方へ向かって尖滅しているようである。このことは、上で述べた、東側ほど、また南側ほど整然相が多いという分布傾向で説明できるのかもしれない。そうすると、下位ほど混在相が多いというのは、この南東部地域では成り立たず、全体が整然相からなっている可能性もある。

そのほかに特徴的な岩相として、飛驒川層群の3層にはいずれもチャート角礫岩が含まれているが、それは上位の構造層準に限られるようである。斎藤・塚本 (1993) によって図示されている美濃帯主部地域でのチャート角礫岩の分布は、南条山地の今庄層からの1例を除けば、全てこの飛驒川層群の上位の構造層準である。

(6) 飛驒川層群の泥質岩の時代

飛驒川層群の泥岩から産している放散虫化石が示している時代は、整然相か混在相かに関係なく、構造層準との間に一定の関係がある (第8図)。飛驒川層群内で最も新しい時代の化石は、金山地域および根尾地域の金山層、入鹿池東方の上麻生層から得られている JR 8～KR 1 のものである。根尾地域以外の部分は、いずれも飛驒川層群中では下位の構造層準にあたる。一方、上位の構造層準では、上麻生層・那比層・金山層とも JR 5 の化石を産する。JR 6 の化石を産する茹安付近の金山層は、ほぼこの2つの中間的な構造層準にある。珪質泥岩から JR 5 (吉田・脇田, 1999) あるいは JR 8 (足立, 1982) の放散虫化石を産する入鹿池付近の金山層は、珪質泥岩から JR 4 の化石を産する犬山付近の上麻生層と、泥岩から KR 1 の化石を産する多治見地域の上麻生層 (尾崎・鈴木, 1997) の中間の構造層準にあたっている。このように、JR 4～KR 1 の範囲で、下位ほど若い化石帶のものが産している。これに対し根尾地域では、狭い範囲から JR 4～KR 1 の化石が混じって産出している (山本, 1985; Yamagata, 1989)。この部分は、上位の舟伏山層と下位の味噌川層とが接近しており、飛驒川層群全体 (この部分は金山層のみからなるが) の厚さが、1,500～3,000 m 程度と、他地域に比べて非常に薄くなっている。狭い範囲に複数の化石帶のものが混在するのは、このことと関係があるのかもしれない。

しかし、日本のジュラ紀コンプレックスの中でも放散虫化石による検討がよく進んでいる美濃帯主部地域であるが、特定の地域では詳細に調べられていても、

地域全体の広がりから見ると、データの分布密度は、それほど高いとはいえない、空白地域が広がっている。今後、データの密度を高めて、ここで述べたような傾向が本当に成り立っているかについての検証が求められる。

(7) 金山層のダイアピルメランジ説

Wakita (1988 b) は、金山層のメランジの成因として、泥ダイアピルによるものとする考え方を提案している。その根拠は、異常間隙水圧による水圧破碎の存在と、より古い地質体の中に入りこんだ境界をもって分布しているということである。しかし、前者の根拠については、必ずしも泥ダイアピルに特有な現象とはいえないことが示されている (脇田, 2000)。後者の根拠についても、上で見たように、金山層の混在相と他の層の破断相ないし整然相が漸移する部分では、両者中の同種の岩石の間に有意な時代差は認められない。金山層のうち、泥岩の時代が周囲の那比層・上麻生層のものよりも新しい場合は、常にこれらの層より下位にある。したがって、金山層のメランジの成因として、泥ダイアピルを想定せねばならない必然性は、特にならないだろう。

3. 美濃帯の褶曲構造

従来、美濃帯の地質構造については、基本的に北傾斜の同斜構造であるとする考え方 (Otsuka, 1988 など) と、褶曲を繰り返しており、その褶曲波面はかなり水平に近いとする考え方 (Isozaki, 1997 など) の、2つとおりがあるが、既に随所で述べてきたとおり、筆者らの考えは後者であり、複数の背斜・向斜に支配されているとするものである (第5図、第6図)。より上位の層はより北側に分布する傾向はたしかにあり、褶曲波面が北に傾斜していることは間違いないが、その傾斜はきわめて緩いと思われる。

これらの褶曲構造の連続性について、美濃帯主部地域を中心に検討してみよう。伊吹山東方のベースン状の向斜の北東側に分布する那比層は、坂祝向斜の北翼をなす上麻生層から連続しているものであり、この向斜は東方へ坂祝向斜に続くものと考えられる。この向斜の北側の、その軸部に舟伏山層に挟まれた金山層 (神原メランジ) が分布する背斜は、岐阜市街北方の背斜 (脇田, 1995) に連続し、さらに坂祝向斜と下之保向斜の間へ延びているものと考えられる。下之保向斜は、美濃市付近での連続関係が既存の地質図でははっきりしないものの、西方へ根尾南部魚金山付近の向斜 (脇田, 1991) に連続すると見られる。さらに、ここからその方向を北西-南東、北東-南西、再度北西-南東と屈曲させるが、栗本ほか (1999) が敦賀図幅周辺地域の地質概略図のなかで描いている、敦賀湾東方で春日野層 (櫻曲 C) がつくる向斜へと続いていると考えられる。金山付近の背斜も同様に、根尾南部の味噌川層を軸部にもつ背斜 (脇田, 1991) に連続し、その方向

を屈曲させつつ、今庄付近の今庄層を軸部とする背斜 (服部・吉村, 1982) に連続する。この背斜の北側には、郡上八幡北西方の今庄層 (左門岳 U) 中に向斜の存在が知られており (脇田, 1984; Wakita, 1988 b), 左門岳西方の春日野層は、この軸部に分布している。この向斜は東方へは、郡上八幡北方の春日野層 (坂本峠層; 河田ほか, 1988) の分布域付近をとおって、さらに高山南方を通過し、平湯南方の今庄層 (湯川 C; Otsuka, 1988) 分布域に達すると考えられる。これ以外の個々の褶曲について、美濃帯主部地域と木曽地域との間での連続を示すのは、中間に濃飛流紋岩の広大な分布を挟むので難しいが、既に述べたとおり木曽地域においても、背斜・向斜を繰り返す褶曲構造が発達するのは間違いない。

これらの褶曲の褶曲軸が、根尾地域から敦賀地域にかけて屈曲を示すのは、中期中新世の日本海拡大に伴って形成されたと考えられている、鉛直な軸をもつ褶曲構造あるいはメガキング構造により折り曲げられた結果である (狩野ほか, 1990; Kano et al., 1990; 狩野・竹田, 1999)。この変容を取り除けば、褶曲軸はもともとほぼ東西方向だったと考えられ、美濃帯の地質構造は、八丁背斜、周山向斜、保津川背斜など東西方向の軸をもった褶曲を繰り返す丹波帯のそれとまったく同じである。

4. 丹波帯・足尾帯との対比

前節までに述べた美濃帯における区分案をもとに、丹波帯および足尾帯との対比を試みてみよう。第9図、第10図に丹波帯および足尾帯の構造層序区分図を、また第1表、第2表にそれぞれの帶での従来の区分との対応関係を示す。なお、美濃帯と丹波帯の間での同一地質体の分布の連続性については、第4図を参照されたい。

(1) 丹波帯

丹波帯については、丹波地帯研究グループ (1969, 1971) により、下位より a~l 層の 12 の層序単元への区分が古くから行われていた。石賀 (1983), Imoto (1984) は、これを下位の I 型地層群と上位の II 型地層群の、大きく 2 つに区分した。この時点では、日本の付加コンプレックスの中でも、構造層序区分の点では最も先進的な位置にあった。これを可能にしたのは、丹波地帯研究グループなどによる詳細な岩相層序区分であるが、その背後には、美濃帯などに比べ地質構造が単純であるという点とともに、石灰岩が少なく化石のデータに乏しいことが幸いし、これにあまりとらわれることなく層序区分を行うことができたことがある。筆者らは考えている。その後、Nakae (1993), 木村ほか (1994, 1998) などにより、I 型・II 型両地層群は、それぞれ 2~3 の地質体に区分されているが、現在でも丹波帯の堆積岩コンプレックスを区分する上では、I 型・II 型両地層群への区分

丹 波 帶

石賀 (1983) Imoto (1984)	木村ほか (1989)	井本ほか (1989)	木村ほか (1998) 中江 (2000), 木村 (2000)		本論
	八丁背斜北翼	周山向斜	八丁背斜北翼	周山向斜 桜井向斜	
II型地層群	山家C	周山C	周山C	出灰C	周山層
	笠輪C		雲ヶ畑C	?	
		雲ヶ畑C	灰屋C	雲ヶ畑C	
	和知C				
I型地層群		灰屋C		灰屋C	和知層
	I型地層群			鶴ヶ岡C	
				由良川C	
			古屋層	比叡山C	古屋層

美 濃 帯

本論
春日野層
今庄層
舟伏山層
飛騨川層群
金山層
那比層
上麻生層
黒井層
味噌川層
在原層

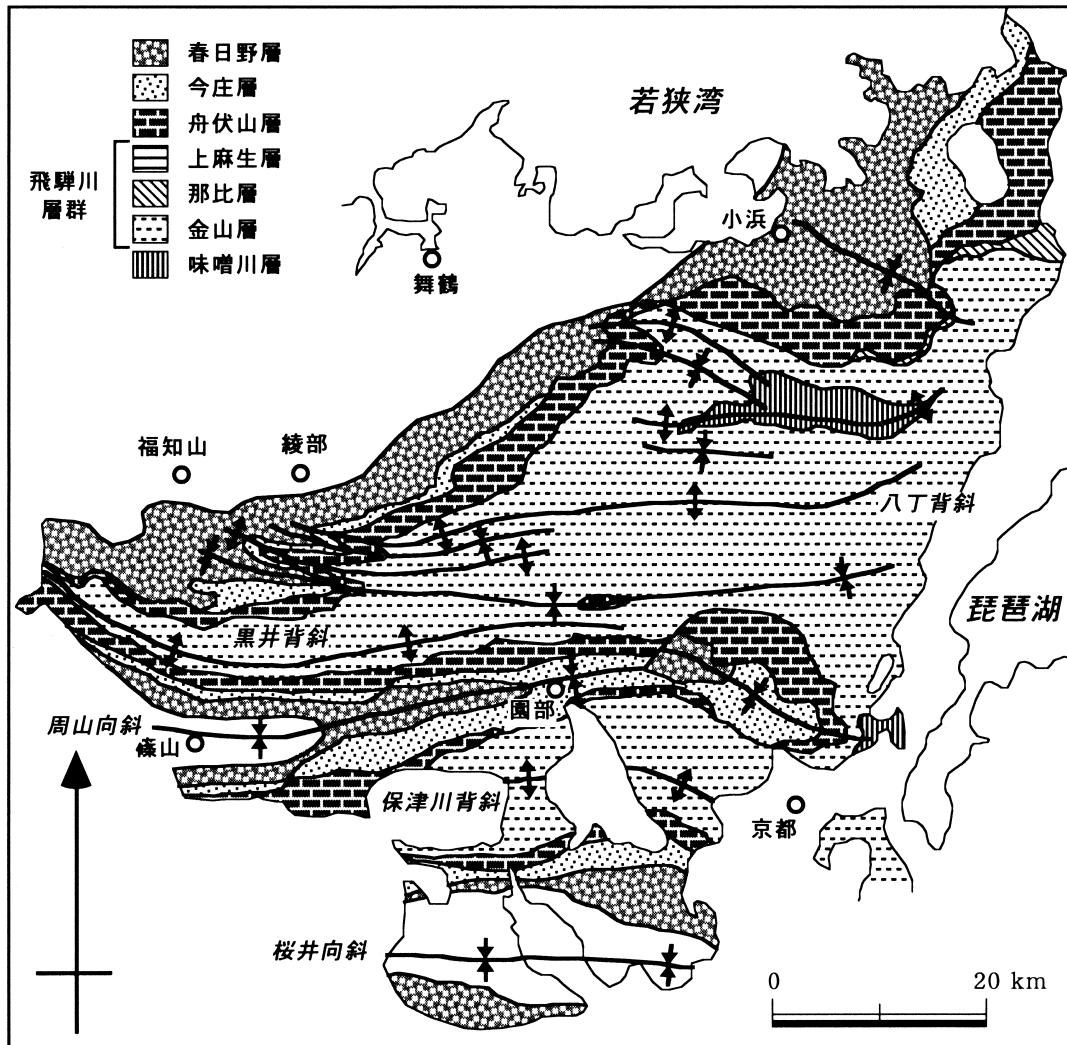
第1表 丹波帯堆積岩コンプレックス対比表。U: ユニット, C: コンプレックス。

が最も重要な意味を持つものであろう。

中江 (2000 b) は、I型地層群を、鶴ヶ岡 C, 由良川 C, 古屋層の3つに区分している。さらに、木村ほか (1998) はこの3つに加えて、由良川 C の下位 (丹波帯で最も下位の構造層準) に比叡山 C を識別している。これらのうち、鶴ヶ岡 C・由良川 C は、いずれもチャートを含み、緑色岩や石灰岩をほとんどともなわない混在岩主体の地質体である。両コンプレックスは、岩相上では、前者のチャート岩体が小・中規模のものが多いのに対し、後者は大規模なものが多く、層厚 500 m ~ 1 km で走向方向へ 20 ~ 30 km 以上連続するのが特徴であるとされている (Nakae, 1990; 中江, 2000 b)。しかし、このチャート岩体の規模は、地域によって多少の変異があり、由良川 C でもその北縁部のものは、層厚が 500 m 程度で側方への連続性が 10 km 程度あるいはそれ以下と、やや小さめのもののがかなり多い (木村ほか, 1994)。これと同程度の規模のものは、熊川地域の鶴ヶ岡 C (椋川 C) にも多数見られる (中江・吉岡, 1998)。また、八丁背斜南翼の鶴ヶ岡 C (佐々江 C) には、層厚が 800 m 程度で走向方向に 20 km 以上連続する、由良川 C の典型的なものと比較してもまったく遜色ない規模のチャート岩体も、1枚存在している (木村ほか, 1994)。このように、中江 (2000 b) が挙げた岩相上の違いは本質的なものではなく、美濃帯における各層間の違いと比較しても、その差異は相対的に小さい。せいぜい部層に分ける程度のものであろう。本論では両者を一括し、I型地層群の混在相に対する名称として先取権を有する栗本・牧本 (1990) の黒井 C を踏襲して、黒井層と呼ぶ。黒井層は、本論で提案した美濃帯の区分でいえば、飛騨川層群の金山層に対比できる。丹波帯では、上麻生層および那比層に相当する地質体はほとんど存在しないようである。すでに述べた、飛騨川層群の内部では西側

ほど混在相が卓越するという傾向は、丹波帯まで外挿できるのかもしれない。ただし、琵琶湖北岸には舟伏山層の下位に整然相ないし破断相からなる在原 C (栗本ほか, 1999) が分布しており、分布幅をせばめながらもさらに西方へと続いているように見える。これは上麻生層もしくは那比層に対比されるのかもしれない。古屋層および比叡山 C はチャートや緑色岩を伴わず、整然相の碎屑岩類のみからなる点で互いに類似している (木村ほか, 1998)。古屋層は、Nakae (1993), 中江・吉岡 (1998) により、整然堆積体として I型地層群の他の地質体とは区別され、付加コンプレックスの間に断層で挟み込まれた地質体であるとされており、Nakae (1993) は、これを海溝内側斜面で付加体上に堆積した斜面堆積物と解釈している。しかし、その成因はともかくとして、古屋層は、比叡山 C と同様に周囲の黒井層の下位に位置し、褶曲により背斜部で露出したものである可能性もある。古屋層は見かけ上北に傾斜する同斜構造をなすとされているが、中江・吉岡 (1998) もその内部に等斜褶曲が存在する可能性も指摘しているように、地層の上下判定のデータから内部構造がよくわかっているわけではない。その分布東端部で1枚のチャートスラブによって外周を取り囲まれたような分布を示す点 (中江・吉岡, 1998) は、褶曲によても説明が可能である。本論では、古屋層と比叡山 C を同一の地質体とみなし、あわせて古屋層と呼ぶことにする。古屋層は、その岩相と、飛騨川層群 (金山層) の下位に位置することから、味噌川層に対比されるものと考えられる。

II型地層群は、各地域ごとに2~3の地質体に区分されているが、Nakae (1993), 木村ほか (1994) により地域間の対比が試みられた。これらをまとめて、木村ほか (1998), 木村 (2000) は、II型地層群を、下位から灰屋 C・雲ヶ畑 C・周山 C の3つに区分してい



第9図 丹波帶の構造層序区分図。井本ほか(1989, 1991), 木村ほか(1989, 1994, 1998), 栗本・牧本(1990), Nakae(1990, 1992, 1993), 栗本ほか(1995), 松浦ほか(1995), 中江・吉岡(1998)などにもとづく。

る。中江(2000 b)は、これらに加え、出灰Cをさらに上位の構造層準に識別しているが、周山Cと出灰Cの岩相上の違いは大きくないうるので、特に区別する必要はないだろう。この3者の区分と対比については、模式地となっている地域では概ね妥当だが、丹波帶内部の地域間対比では、一部に不適当な部分を含んでいる。II型地層群は丹波帶のなかで、八丁背斜北翼部、周山向斜部、桜井向斜部の3ヶ所に分かれて分布している。木村ほか(1994)が述べているように、それぞれの分布域内部では、分布が連続しているので、対比は容易であるが、問題は異なる分布域間の対比である。ここでは、周山向斜部と八丁背斜北翼部の間の対比を考えよう。周山向斜部については、中江(2000 b)、木村(2000)にならって、周山地域で井本ほか(1989)によって提案された区分に従い、下位から灰屋C、雲ヶ畠C、周山Cの3つの地質体からなるとする。一方、八丁背斜北翼部については、木村ほか(1989)に従い、下位から和知C、釜輪C、山家Cの3つに区

分する。各分布域内の隣接地域間の対比は、木村ほか(1994)が述べているとおりで、特に問題はない。さて、Nakae(1993)、木村ほか(1994, 1998)、中江(2000 b)、木村(2000)は、灰屋Cと和知C、雲ヶ畠Cと釜輪C、周山Cと山家Cを、それぞれ対比している。しかし、岩相から見ると、和知Cの上部には、厚さが数百~千m程度の、側方に非常によく連続する砂岩が卓越する層が見られる。木村ほか(1989)が綾部地域で広瀬砂岩スラブと呼んだものであり、福知山地域(栗本・牧本, 1990)、小浜地域南西部(Nakae, 1992)でも確認でき、小浜地域北東部から熊川地域西部では欠けるが、熊川地域北部ではまた現れている(中江・吉岡, 1998)。この砂岩卓越層は、砂岩のほかに若干のチャート・泥岩・混在岩などを伴っている。緑色岩も一部で含まれるが、量は少ない。これと同じような砂岩卓越層は、周山向斜部では、雲ヶ畠Cの上部に見られ、京都市北方地域(井本ほか, 1989; 木村ほか, 1998)、園部地域(井本ほか, 1991)、篠山地域

(栗本ほか, 1993) と、周山向斜部全域をとおして確認できる。この砂岩卓越層を境にして、これより下位では側方によく連続する大規模なチャートや緑色岩のスラブが多いのに対し、上位では、混在岩層が多くなるという傾向が、周山向斜部でも八丁背斜北翼部でも共通して認められる。このチャート・緑色岩の岩体の規模が大きい点は、中江 (2000 b) が灰屋 C が II 型地層群を構成する他のコンプレックスから区別される特徴として挙げたものであるが、これは周山向斜部の雲ヶ畠 C の下部、つまり上記砂岩卓越層より下位の部分にもそのまま当てはまる。以上のことから、両分布域間では、灰屋 C および雲ヶ畠 C と和知 C とが、また周山 C と釜輪 C および山家 C とが、それぞれ対比されるとするべきであろう (第1表)。木村ほか (1994) は、砂岩組成による対比も試みているが、これによれば、雲ヶ畠 C の砂岩が、灰屋 C や和知 C のものと同じく長石質であるのに対し、釜輪 C のものは、周山 C のものと同様石質であり、彼らの対比とは調和的でないことを認めている。この砂岩組成の比較は、筆者らの対比案を支持するものである。雲ヶ畠 C が灰屋 C から区別されて釜輪 C に対比されたのは、ひとえに灰屋 C にはない石炭系を含むためであった。ここでも、地質体の区分に時代を持ち込んだことの弊害が現れている。しかし、いずれの地域でも、雲ヶ畠 C から石炭系が確認されているのは 1~2 ヶ所にすぎず、また小規模な岩体からである。つまり、側方によく連続する大規模なスラブについては、灰屋 C のものも雲ヶ畠 C のものも、何ら変わることはない。本論では、II 型地層群を、上記砂岩卓越層とその上下に 3 分し、下位から和知層、広瀬層、周山層と呼ぶことにする。

II 型地層群は、飛騨川層群の上位にあるという構造層準からみて、美濃帯の舟伏山層～春日野層の何れか

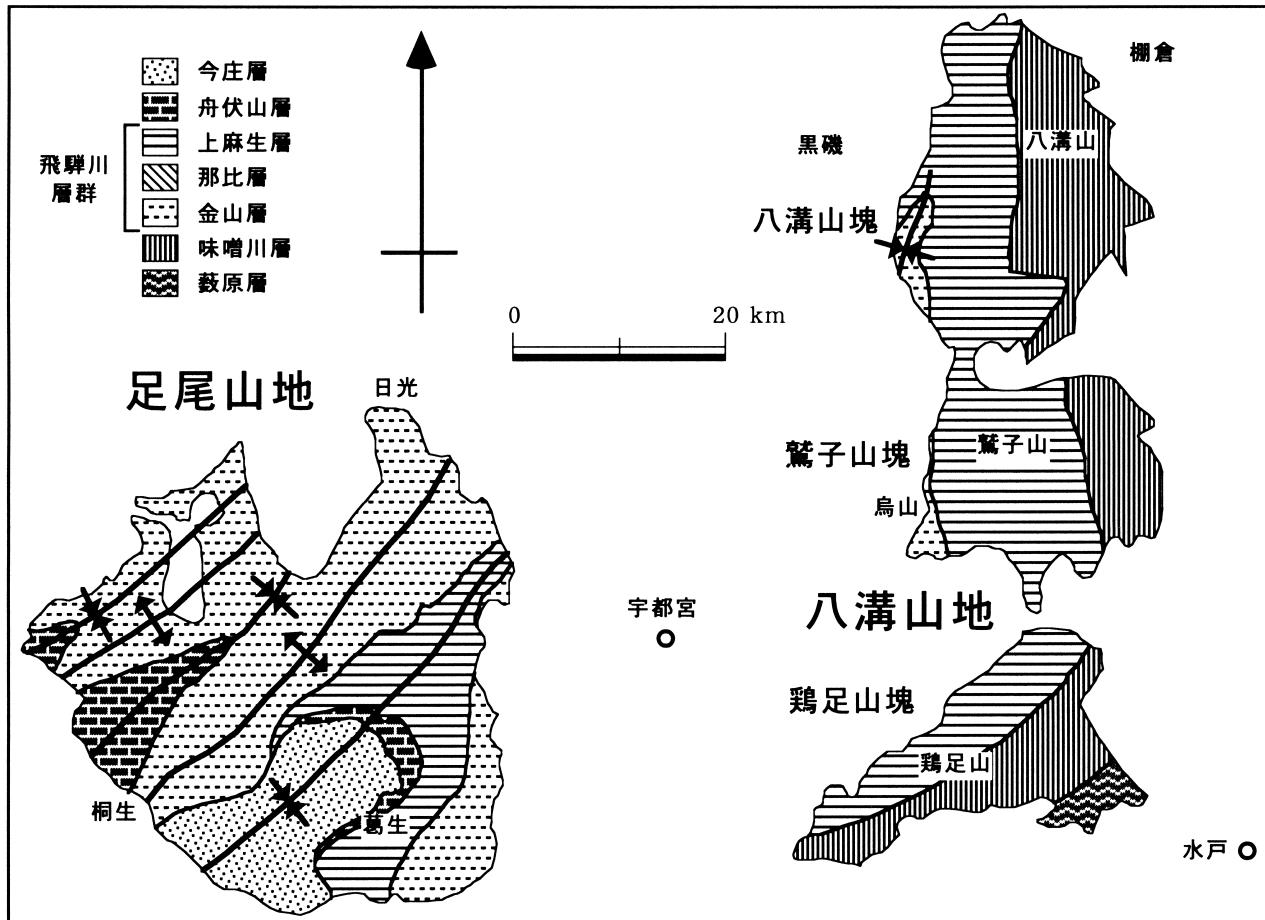
に対比されるものと考えられる。和知層については、飛騨川層群の直上に位置し、また規模の大きなチャート・緑色岩のスラブが多いという点で、舟伏山層に対比できる。また、周山層は、緑色岩・チャート・石灰岩の岩体を含む混在相であるが、岩体の規模がやや小さく、混在岩層が多いという点と、最も上位に位置するという点から、春日野層に対比できよう。この 2 層の間に位置する広瀬層は、砂岩を主としチャートを伴うという点と、その構造層準から、今庄層に対比できるものと考えられる。(第4図、第1表)

(2) 足尾帯

足尾帯のうち、その南西部を占める足尾山地については、Kamata (1996) により、葛生 C、大間々 C、黒保根-桐生 C に区分され、さらに鎌田 (1997) は、葛生 C を、下位よりユニット 1、ユニット 2、ユニット 3 の 3 つに区分している。葛生 C および大間々 C はともに、黒保根-桐生 C の上位に位置し、向斜部に分布する (中江, 2000 b)。これらの地質体と美濃帯の地質体との対比であるが、ここでは、石灰岩および緑色岩の大岩体からなる葛生 C ユニット 2 の位置づけが鍵になる。Kamata (1996) は、ユニット 1 およびユニット 3 がともにチャート-碎屑岩シーケンスからなることなどから、葛生 C 全体を、Wakita (1988 b) の上麻生 U および Otsuka (1988) の沢渡 C に対比している。また、中江 (2000 b) も同様に、彼の上麻生 C と同一のコンプレックスであるとしている。しかし、ユニット 2 の石灰岩体は長径 10 km 以上におよぶが、このような規模の石灰岩体は、上麻生層にはまったく知られていない。美濃帯でこの規模の石灰岩が存在するのは、舟伏山層のみであり、その中でも舟伏山や伊吹山など特に規模の大きな岩体と、ちょうど同程度のものである。また、ユニット 2 単独での分布規模も、こ

美濃帯	足尾帯		
本論	足尾山地	八溝山地	
春日野層	Kamata (1996) 鎌田 (1997)	堀・指田 (1998)	堀・指田 (1999) 指田・堀 (2000)
今庄層	葛生 C : U 3		
舟伏山層	葛生 C : U 2 大間々 C		
飛騨川層群	葛生 C : U 1		
金山層	黒保根-桐生 C	鳥山 U	鳥山 C
那比層	鮎田 U		
上麻生層	高取 U	鷺子山 C	
	高取 U		
味噌川層	国見山 U	笠間 U	八溝山 C
藪原層	笠間 U		

第2表 足尾帯堆積岩コンプレックス対比表。U : ユニット, C : コンプレックス。



第10図 足尾帯の構造層序区分図. Aono (1985), Kamata (1996), 鎌田 (1997), 堀・指田 (1998), 笠井・天野 (1999), 指田・堀 (2000) などにもとづく.

これらの地域の舟伏山層の分布規模と比べて遙かに大きい。ユニット2については、舟伏山層に対比する方がよいだろう。そうするとユニット1・ユニット3はそれぞれ、上麻生層・今庄層に対比することができる（第2表）。このように下位から上麻生層、舟伏山層、今庄層と重なる関係は、郡上八幡地域や木曽地域北部など、美濃帯のなかで地理的に足尾山地に近い部分で見られる地質体累重関係と同じである。大間々Cも、上記の褶曲構造を考えれば葛生Cユニット2とほぼ同じ構造層準にあり、石灰岩には乏しいものの、緑色岩・チャートを含む混在相という特徴から、舟伏山層に対比できる。黒保根-桐生Cは、チャート岩体に富む混在相であるという特徴と、舟伏山層に直接して、もしくは間に上麻生層を挟んで、その下位にあるということから、金山層に対比される。

一方、八溝山地については、堀・指田 (1998, 1999), 笠井・天野 (1998, 1999), 指田・堀 (2000) などにより、区分がなされている。堀・指田 (1998) は鶴足山塊の堆積岩コンプレックスを下位から、笠間・国見山・高取・鮎田の4つのユニットに区分している。同じ地域について笠井・天野 (1998) もA～Dの4つの

帶に区分しているが、これは堀・指田 (1998) の4つのユニットにほぼ対応している（指田・堀, 2000）。指田・堀 (2000) は、堀・指田 (1998) の4ユニットのうち、笠間・国見山、高取・鮎田の2つのユニットずつをあわせて、それぞれ1つのユニットとし、新たに笠間U・高取Uとして再定義した。さらに、この2つのユニットへの区分は、鷺子山塊・八溝山塊を含めた八溝山地全体に適用できるとしている。一方、堀・指田 (1999) は、これら2つのユニットに加え、鷺子山塊西縁部に新たに烏山Uを識別し、鷺子山塊全体では、下位から上位へ（東から西へ）、笠間U・高取U・烏山Uの3つに区分している。笠井・天野 (1999) も、鷺子山塊・八溝山塊の堆積岩コンプレックスを、東から西へ八溝山C、鷺子山C、烏山Cの3つに区分しているが、これは堀・指田 (1999) による区分とほぼ一致している。ここでは、高取Uについては指田・堀 (2000) の再定義を踏襲するが、笠間・国見山両ユニットについては、後述するように美濃帯との関係を考慮し、堀・指田 (1998) に従い別々のユニットとし、下位から、笠間U、国見山U、高取U、烏山Uの4つに区分することにする。笠間Uはチャート・珪質泥岩

と緑色岩・石灰岩の岩体を含む混在岩層を含んでおり、この岩相の特徴と最も下位に位置する地質体であることから、美濃帯の藪原層に対比することができる。堀・指田(1998)、指田・堀(2000)は、笠間Uがチャート-碎屑岩シークエンスをなすとしているが、緑色岩・石灰岩の岩体を含む混在岩層を相当量伴う点で、典型的なチャート-碎屑岩シークエンスとはかなり異なるし、チャートから碎屑岩に至る連続層序が確認されているわけでもない。その上位の国見山Uはチャートをほとんど含まず砂岩・泥岩からなるという特徴で味噌川層に対比できる。また鳥山Uについては、その分布位置から、西方の足尾山地におけるKamata(1996)の黒保根-桐生Cと同一の層と考えられ、金山層に対比できるだろう。問題は、高取Uであるが、この層はチャート-碎屑岩シークエンスをなすことを特徴とする(堀・指田, 1998; 指田・堀, 2000; 笠井ほか, 2000)。味噌川層より上位にあって、チャートを多く含むという点では飛騨川層群に属することになり、このうち整然相からなる地質体であれば、上麻生層ということになる。しかし、美濃帯では、味噌川層の上位に直接重なるのは飛騨川層群の中でも金山層であって、上麻生層と味噌川層が接している例はない。また先に述べたとおり、葛生Cユニット1は上麻生層に対比されるが、高取Uはこれより下位にあり、両者の間には金山層に対比される黒保根-桐生・鳥山Uがある。ただ、美濃帯においても、多治見地域のチャート-碎屑岩シークエンスのように、上麻生層本体より下位にあって、それとの間に金山層が挟まれている、上麻生層類似の地質体も存在しており、この部分も含めて上麻生層は金山層と側方漸移の関係にある可能性もある。ここでは、岩相の類似性を重視して、多治見地域の地質体同様、一応上麻生層と考えておくこととする。

(3) 同一層内の東西方向の泥質岩の時代差

以上の対比を踏まえて、各層の泥岩の時代に注目してみると、いくつかの層では東西方向で差があるようである。

まず、今庄層では、丹波帯でJR2~JR4(石賀, 1983; 井本ほか, 1989など)、美濃帯主部地域西部でJR3~JR4(服部・吉村, 1982など)、美濃帯主部地域東部でJR4~JR5(Wakita, 1988bなど)、木曽地域でJR4~JR5(小嶋, 1984; Otsuka, 1988など)、足尾帯でJR5~JR6(鎌田, 1997)と、西側ほど古く東側ほど新しい。

また、舟伏山層についても、丹波帯ではJR2~JR4(石賀, 1983; 井本ほか, 1989; Nakae, 1992など)、美濃帯主部でJR3~JR4(Wakita, 1988bなど)、木曽地域ではJR4~JR5であり(Adachi and Kojima, 1983; 小嶋, 1984; 今里・大藤, 1993など)、やはり西側ほど古く東側で新しくなる傾向がある。さらに足尾

帯では、珪質泥岩よりJR4~JR5の化石が産しており(鎌田, 1997)、泥岩の時代は珪質泥岩の時代より1化石帯程度若い傾向があることを考慮すると、木曽地域よりさらに若い可能性もある。

これに対し、飛騨川層群については、同一地域でも時代幅が広いこともあって、必ずしもはっきりしない。味噌川層・藪原層も、分布範囲が限られていたり、化石データがまだ乏しかったりするため、今のところ明瞭な違いは見い出しえない。

北部秩父帯・南部秩父帯との比較

西南日本には、ジュラ紀付加コンプレックスが3帯、すなわち丹波-美濃帯・北部秩父帯・南部秩父帯に分布するが、それらの間の関係については、様々な議論がなされている。磯崎・板谷(1991)、磯崎・丸山(1991)、磯崎ほか(1992)、Isozaki(1997)は、これら3帯のジュラ紀付加コンプレックスは本質的に同じものであり、分布が3帯に分かれるのは、後の褶曲によって向斜部には上位の地質体が、背斜部には下位の地質体が露出して分断されるためであるとしている。一方、松岡(1997, 2000)は、これらの復元された原堆積層序を比較し、互いに似てはいるが相違点もあるとし、一つの沈み込み帯の別の部分で形成されたものが、後の大規模横すべり運動によって並列され現在の配置をとるようになったと解釈している。これら3帯のジュラ紀付加コンプレックスのオリジナルな関係を考える上で、三者間で構造層序を比較することは有益だろう。北部秩父帯・南部秩父帯については、松岡ほか(1998)により包括的な地質体区分が示されているので、これと本論で述べた丹波-美濃-足尾帯の地質体区分とを比較してみよう。なお、松岡ほか(1998)が層序区分単位として用いた「ユニット」についても、先に述べたように、以下の記述では「層」で置き換えることにする。

1. 北部秩父帯

北部秩父帯については、その北部では上位から沢谷層、住居附層、上吉田層、柏木層に、また南部では上位から沢谷層、遊子川層に区分されている。上吉田層・住居附層と遊子川層とは、ほぼ同じ構造層準を占め、側方に漸移する関係にある(Yamakita, 1988; 松岡ほか, 1998)。このうち沢谷層は、ペルム紀付加コンプレックスと考えられ、秋吉帯・周防帯との類似が指摘されており(山北・大藤, 2000a, 2000b)、ここでは比較の対象外である。上吉田層・住居附層については、すでに山北(1989)が、丹波帯のI型地層群・II型地層群に、また美濃帯におけるそれらの相当層に、それぞれ類似することを指摘している。このうち上吉田層と対応するとされた美濃帯のI型地層群相当層とは、本論の飛騨川層群のことである。両者の類似点と

して挙げられているのは、チャートを多く含むのに対し緑色岩をあまり含まない点である。これに付け加えると、ともにチャート角礫岩を含むこと、また緑色岩が含まれる場合、それはほとんど凝灰岩・凝灰角礫岩であること（脇田・小井戸, 1994; 脇田, 1995）も共通点として挙げられる。さらに、上吉田層は、成層-混在状態に関して、整然相から混在相まで、地域ごとに様々な段階の様相を示すことも、飛驒川層群と似ている。ただし、飛驒川層群で認められたような、東西方向での岩相変化傾向、すなわち東側ほど整然相が多いというような傾向は認められない。また南北方向で見ると、南側ほど混在相が多くなっており（この結果遊子川層に移化する）、飛驒川層群とは逆の傾向を示す（Yamakita, 1988; 松岡ほか, 1998）。上下方向の変化では、下位側ほど混在相が多いという飛驒川層群と同様の傾向は、四国東部や四国中央部の上吉田層については認められる（Yamakita, 1988）。このように、飛驒川層群と上吉田層との間には、岩相上の類似点が多い。しかし、泥岩の時代の点では、上吉田層はほとんどJR 3～JR 4の範囲にあり（松岡ほか, 1998），飛驒川層群より明らかに古い。また、下位側ほど新しくなるという極性も認められてはいない、ただ、この点については、上吉田層の下位部分は三波川変成作用の影響で化石の保存が悪く十分調べられていないこともあるし、また、下位の柏木層との間には泥質岩の時代にギャップが存在しており（松岡ほか, 1998），ここに構造的な不連続があって下位の新しい部分が欠如してしまっている可能性もある。

住居附層については、チャート・緑色岩を含む混在相という点と、上位の構造層準にあるという点では、舟伏山層あるいは春日野層に比較できる。今庄層に相当する地質体は、北部秩父帶では認められないので、どちらに対応するのか、あるいは両方に対応するのかについては断言できないが、チャート・緑色岩のスラブの側方連續性が比較的よく、混在岩層の量もそれほど多くない部分が相当量含まれることを考えると、少なくとも一部は舟伏山層に対応しそうである。なお、住居附層の泥岩の時代は、四国ではほぼJR 1～JR 2の範囲にあり（Tominaga, 1990など），舟伏山層と比較すると、有意に古い。これについては、後で再度検討する。

また、北部秩父帶の最下位を占める柏木層との関係では、美濃帯のなかでやはり最下位を占める藪原層の存在が注目される。木曽地域の藪原層中に大量に含まれる「淡緑色珪質粘板岩」（片田・磯見, 1962, 1964）は、柏木層のいわゆる「アジノール板岩」を彷彿とさせるし、八溝山地の藪原層中に青緑色チャートや赤紫色凝灰岩が含まれる（堀・指田, 1998）というのも、柏木層とよく似ている。山北・大藤（2000a）は、柏木層と南部秩父帶の三宝山層との関連性を指摘し、柏木

層と上吉田層の間の構造境界が、黒瀬川断層帯の深部剪断帯である可能性について言及したが、このように柏木層と藪原層の類似性も大きいということになると、もっと慎重な検討が必要だろう。藪原層は、最近になって独立した地質体として認定あるいは再評価された地質体であり、未だよくわからない点も多い。柏木層や三宝山層から報告されている後期三畳紀のメガロドンが石灰岩から産するのかどうかなど、今後の研究に期待したい。

味噌川層に対応する地質体は、北部秩父帶には認められないが、これも上吉田層と柏木層の間にもともとこれに相当する地質体が存在したが後で欠如した可能性は否定できない。

2. 南部秩父帶

一方、南部秩父帶については、上位から、大平山層、斗賀野層、三宝山層に区分されている。このうち斗賀野層は、チャート-碎屑岩シーケンスからなり、緑色岩・石灰岩をほとんど含まないという点では、飛驒川層群の上麻生層に似ている。泥岩の時代が下位ほど新しくなるという明瞭な極性を有する点も共通している。しかし、大部分が整然相からなり、飛驒川層群で見られる破断相・混在相との相互側方漸移関係は認められていない。三宝山層については、最も下位にある石灰岩・緑色岩を含む混在相であるという点では、藪原層に似ている。しかし、藪原層に関する知見は未だ乏しいので類似点・相違点について、詳しく検討できる段階ではない。大平山層については、上位構造層準にあってチャートのほかに石灰岩を含む混在相という点では、舟伏山層あるいは春日野層と似ているともいえる。しかし、緑色岩の含有量が多くない点では、これらの丹波-美濃帯の地質体とは異なっている。今庄層・味噌川層に対応する地質体は、北部秩父帶同様、少なくとも九州から紀伊半島にかけての南部秩父帶においては認められていない。ただし、関東山地で斗賀野層と三宝山層の間に位置する氷川層（酒井, 1987; 安田, 1989）は、チャートを含まない整然相碎屑岩主体の地層で、この岩相と構造的位置は、味噌川層と共通している。

3. 西南日本ジュラ紀付加コンプレックス間の類似性と差異性

以上のように、丹波-美濃-足尾帯・北部秩父帶・南部秩父帶のジュラ紀付加コンプレックス構造層序を比較すると、概ね対応していることがわかる。上位に、チャートと緑色岩もしくは石灰岩の岩体を含む混在相からなる、春日野層・舟伏山層、住居附層、大平山層、その下位に、チャートに富み、緑色岩・石灰岩はそれほど多くなく、少なくとも一部にチャート-碎屑岩シーケンスを含む、飛驒川層群、上吉田層、斗賀野層、そして一番下位に、緑色岩・チャート・石灰岩を含む混在相の、藪原層、柏木層、三宝山層という累重

関係は、それぞれ対応する地質体間で細かい違いはいくつかあるものの、大筋では3帯で共通している。このことは、3帯の付加コンプレックスを形成した一連の地質現象の間には類似性があり、同一の沈み込み帯で形成されたことを示唆する。この中で、春日野層・舟伏山層、住居附層、大平山層の3者間の類似性を比較すると、緑色岩を大量に含む点で、前2者の類似性が最も大きい。これは、3帯の間で珪質泥岩の堆積期間を比較すると、北部秩父帯は南部秩父帯よりも丹波-美濃-足尾帯との類似性が大きいとする、松岡(1997, 2000)の指摘と調和的である。特に、住居附層は、石灰岩の大規模な岩体を含まず、緑色岩・チャートの比較的大きなスラブを含む点で、丹波帯の舟伏山層とよく似ているが、美濃帯のものとはやや異なる。山北・大藤(2000a, 2000b)は、中央構造線の後期白亜紀左横すべり変位量を約500kmと推定し、その変位の復元を行った。これによれば、四国～関東山地の北部秩父帯は、現在の九州南西方から四国に相当する位置に復元されている。この位置は、丹波帯に対応する位置ないしさらに南西方にあたっており、上記の岩相類似性と矛盾しない。先に四国における住居附層の泥岩の時代は舟伏山層のものより有意に古いことを述べたが、この位置関係から考えると、舟伏山層で認められる西側ほど古くなるトレンドの延長上にあると見ることもできる。ちなみに、ほぼ丹波帯に対応する位置に復元される関東山地の住居附層では、JR2～JR4の化石が得られており(Kamikawa et al., 1997)，丹波帯の舟伏山層と同じ範囲にある。

一方、今庄層や味噌川層のように、丹波-美濃-足尾帯にはあっても、北部秩父帯・南部秩父帯では、少なくともほとんどの地域では認められないものもある。また、丹波-美濃-足尾帯はその分布幅が大きいのに対し、外帯の2帯、特に四国～紀伊半島の南部秩父帯のそれは一般に小さい。これは、構造が低角であるか高角であるかという違いによる部分もあるが、全体の厚さで比較してもほぼ同じことは言える。今後、上記の3帯の共通性がどのような過程によって成立したのかとともに、このような差異性は何によってもたらされているのか、3帯それについての研究の進展を待って、さらなる検討が必要である。

おわりに

本論の目的は、岩相と空間分布のみに基づいてなされる区分法の、記載的区分としての優位性を、論理的にも実践的にも示すことにあった。その所期の目的は、ほぼ達せられたものと思う。丹波-美濃-足尾帯の地質体区分については、従来のものよりずっとすっきりした形での対比ができたものと自負している。また、北部秩父帯・南部秩父帯との比較も行い、松岡

(1997, 2000)による原堆積層序の観点からの比較に加えて、3帯の初源的関係を考察する上での新たな視点も提示できた。

本論では、まずともかく岩相と空間分布だけで区分するということに力点をおいたため、それを踏まえての、化石のデータ等も駆使した議論は、必要最低限のもの以外には立ち入っていない。それでも、各岩種の時代については、地質体区分の定義に用いるのではなく、大いに議論の対象にすればよいという筆者らの主張も、その一端は具体的に示すことができたと思う。

今回、丹波-美濃-足尾帯についてレビューしてみて、日本の、いや世界の付加コンプレックスのなかで最も研究の進んでいるこの地帯についても、非常によく調べられている地域がある一方で、本格的調査はまだまだこれからという地域もあり、データにかなりの偏在性があることを確認した。そのような中で、地質調査所の5万万分の1地質図幅は、岩相分布や地質構造を把握する上で、非常に大きな手助けとなった。図幅作成者の意図を超えた情報が読みとれる場合も少なくなかった。地質学にとっての最大の基礎的データは、地表地質調査に基づく詳細かつ広範囲の岩質分布図であるということを、あらためて痛感する。

謝 辞

新潟大学理学部松岡 篤助教授との地質体区分の考え方や日本列島の地体構造に関する議論、特に地質学雑誌第104巻9号の秩父帯特集号を執筆・編集する際の議論は大変有益で、その成果は本論における記述にも活かされている。地質調査所中江 訓博士には、1998年9月のJACOM集会などで、地質体区分の考え方について議論いただいた。本論で述べたように彼との間で意見の相違は大きいが、彼との議論は本論を執筆する上で大きな刺激となった。また、査読者として、意見の相違を越えた貴重なコメントもいただいた。筑波大学地球科学系久田健一郎助教授からも、査読者の立場から原稿改善のための示唆をいただいた。信州大学理学部大塚 勉助教授、山口大学理学部鎌田祥仁博士には、それぞれ、木曽地域および伊吹山東方地域、足尾山地の地質体区分について議論いただいた。筑波大学地球科学系堀 常東博士には、八溝山地を案内していただき、その地質体区分について議論いただいた。以上の方々に心よりお礼申し上げる。

文 献

- 足立 守, 1982, 美濃帯の*Mirifusus baileyi*群集に関する一考察. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no.5, 211-225.
Adachi, M. and Kojima, S., 1983, Geology of the Mt.

- Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **31**, 37–67.
- Aono, H., 1985, Geologic structure of the Ashio and Yamizo Mountains with special reference to its tectonic evolution. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Ser. B*, **6**, 21–57.
- 原山 智, 1990, 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 175 p.
- 長谷 晃, 1964, 広島県の古生界. 広島県地質図説明書, 広島県, 31–59.
- 服部 勇・吉村美由紀, 1982, 福井県南条山地における主要岩相分布と放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, 103–116.
- 堀 常東・指田勝男, 1998, 八溝山地鶴足山塊の中生界. 地質雑, **107**, 493–511.
- 堀 常東・指田勝男, 1999, 八溝山地鶴子山塊ジュラ紀堆積岩コンプレックスのユニット区分. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 89.
- 今里亜紀彦・大藤 茂, 1993, 美濃帶北縁部, 丹生川地域から産出したジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, 131–141.
- Imoto, N., 1984, Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan (Part 1). *Bull. Kyoto Univ. Educ., ser. B.*, no. 56, 15–40.
- 井本伸広・松浦浩久・武蔵野実・清水大吉郎・石田志朗, 1991, 園部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 68 p.
- 井本伸広・清水大吉郎・武蔵野実・石田志朗, 1989, 京都西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 84 p.
- 石賀裕明, 1983, “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帶西部の例—. 地質雑, **89**, 443–454.
- 儀見 博・野沢 保, 1957, 5万分の1地質図幅「船津」および同説明書. 地質調査所, 43 p.
- Isozaki, Y., 1997, Jurassic accretion tectonics of Japan. *The Island Arc*, **6**, 25–51.
- 磯崎行雄・橋口孝泰・板谷徹丸, 1992, 黒瀬川クリッペの検証. 地質雑, **98**, 917–941.
- 磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中西部秩父累帯北帶の先ジュラ紀クリッペー黒瀬川内帶起源説の提唱—. 地質雑, **97**, 431–450.
- 磯崎行雄・丸山茂徳, 1991, 日本におけるプレート造山論の歴史と日本列島の新しい地体構造区分. 地学雑, **100**, 697–761.
- Kamata, Y., 1996, Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, **17**, 71–107.
- 鎌田祥仁, 1997, 足尾帶葛生地域におけるチャート-碎屑岩シーケンスの復元. 地質雑, **103**, 343–356.
- Kamikawa, Y., Hisada, K., Sashida, K. and Igo, H., 1997, Geology of the Nanmoku area in the Chichibu Terrane, the northwestern part of the Kanto Mountains, central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, **18**, 19–38.
- 狩野謙一・小坂和夫・村田明広・柳井修一, 1990, 先新第三系中に発達する鉛直に近い回転軸を持つ様々な形態の褶曲(屈曲)ー中期中新世における西南日本の時計回り回転と関連してー. 構造地質, no. 35, 11–21.
- Kano, K., Kosaka, K., Murata, A. and Yanai, S., 1990, Intra-arc deformations with vertical rotation axes: the case of the pre-Miocene terranes of Southwest Japan. *Tectonophysics*, **176**, 333–354.
- 狩野謙一・竹田正司, 1999, 美濃-丹波帯に発達する急傾斜した軸をもつ地質図規模の褶曲—琵琶湖北方の野坂山地に見られる例—. 地質雑, **105**, 435–449.
- 鹿沼茂三郎・入江和彦, 1962, 岐阜県養老山地の地質. 東京学芸大学研究報告(IV), **13**, 211–217.
- 笠井勝美・天野一男, 1998, 鶴足山塊の堆積岩コンプレックスの区分. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, 123.
- 笠井勝美・天野一男, 1999, 八溝, 鶴子山塊の付加コンプレックス. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 89.
- 笠井勝美・酒井豊三郎・相田吉昭・天野一男, 2000, 八溝山地中央部におけるチャート・碎屑岩シーケンス. 地質雑, **106**, 1–13.
- 片田正人・磯見 博, 1962, 5万分の1地質図幅「伊那」および同説明書. 地質調査所, 28 p.
- 片田正人・磯見 博, 1964, 5万分の1地質図幅「塩尻」および同説明書. 地質調査所, 52 p.
- 河田清雄・磯見 博・杉山雄一, 1988, 萩原地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 122 p.
- 木村克己, 2000, 丹波帶ジュラ紀付加コンプレックスのスラスト系と運動像. 地質学論集, no. 55, 181–202.
- 木村克己・小嶋 智・佐野弘好・中江 訓, 2000, ジュラ紀付加体の起源と形成過程. 地質学論集, no. 55, 221 p.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和, 1989, 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 木村克己・中江 訓・高橋裕平, 1994, 四ッ谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 52 p.

- 木村克己・吉岡敏和・井本伸広・田中里志・武藏野 実・高橋裕平, 1998, 京都東北部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89 p.
- 木下 修・伊藤英文, 1986, 西南日本の白亜紀火成活動の移動と海嶺のもぐり込み. 地質雑, **92**, 723-735.
- 小嶋 智, 1984, 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質雑, **90**, 175-190.
- 栗本史雄・牧本 博, 1990, 福知山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 97 p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之, 1993, 篠山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 93 p.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓, 1999, 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 松岡 篤, 1984, 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, **90**, 455-477.
- 松岡 篤, 1989, ジュラ紀テレーンをつなぐ鍵一チャート・碎屑岩シーケンス. 構造地質, no. 34, 135-144.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *The Island Arc*, 4, 140-153.
- 松岡 篤, 1997, 西南日本の付加体地質からみた白亜紀テクトニクス. 月刊地球, **19**, 188-191.
- 松岡 篤, 1998, 四国西端部秩父累帯の地体構造区分. 地質雑, **104**, 565-576.
- 松岡 篤, 2000, 付加体研究のツールとしての放散虫. 地質学論集, no. 55, 17-26.
- 松岡 篤・山北 聰・榎原正幸・久田健一郎, 1998, 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑, **104**, 634-653.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 邳秋, 1995, 広根地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 110 p.
- 宮村 学・三村弘二・横山卓雄, 1976, 彦根東部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 49 p.
- Mizutani, S., 1990, Mino Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publication of IGCP Project no. 224, 121-135.
- 水谷伸治郎・小井戸由光, 1992, 金山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111 p.
- Nakae, S., 1990, Melanges in the Mesozoic sedimentary complex of the northern part of the Tamba Belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **96**, 353-369.
- Nakae, S., 1992, A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 401-413.
- Nakae, S., 1993, Jurassic accretionary complex of the Tanba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **36**, 15-70.
- 中江 訓, 2000 a, 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, no. 55, 1-15.
- 中江 訓, 2000 b, 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, 73-98.
- 中江 訓・吉岡敏和, 1998, 熊川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- 中野 俊・大塚 勉・足立 守・原山 智・吉岡敏和, 1995, 乗鞍岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 139 p.
- 大塚 勉, 1985, 長野県美濃帶北東部の中・古生界. 地質雑, **91**, 583-598.
- Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **31**, 63-122.
- 大塚 勉, 1989, 美濃帶付加コンプレックスとその形成. 構造地質, no. 34, 37-46.
- 大塚 勉, 1999, 丹波-美濃-足尾-八溝地域のジュラ紀付加体の「コンプレックス」および「ユニット」区分と対比. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 88.
- 大塚 勉・渡辺晃二, 1992, イライトの結晶度から見た美濃帶泥質岩の弱変成作用. 地質学論集, no. 38, 135-145.
- 尾崎 淳・鈴木寿志, 1997, 岐阜県土岐-多治見地域の美濃帶堆積岩コンプレックスから産したジュラ紀最末期放散虫化石. 地質雑, **103**, 163-166.
- 斎藤 真, 1989, 美濃帶西部岐阜県谷汲地域のジュラ紀メランジ. 地質雑, **95**, 579-594.
- 斎藤 真・沢田順弘, 2000, 横山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126 p.
- 斎藤 真・塚本 齊, 1993, チャート角礫岩-美濃帶中部, 七宗-武儀地域における産状と放散虫化石. 地質雑, **99**, 117-133.
- 酒井 彰, 1987, 五日市地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸

- 雄, 1993, 三重町地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115 p.
- 指田勝男, 1992, 関東山地東縁部の秩父帯北・中帶. 地学雑, **101**, 573-593.
- 指田勝男・堀 常東, 2000, 八溝山地の中生界とユニット区分. 地質学論集, no. 55, 99-106.
- 鈴木洋平・大塚 勉・八尾 昭, 1999, 美濃帯西部の泥岩から産出したトリアス紀新世放散虫化石群集. 地質雑, **105**, 456-459.
- 高田康秀・近藤善教・宮村 学, 1979, 津島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 56 p.
- 高見美智夫・竹村理佐・西村祐二郎・小嶋央彦, 1999, 中琉球弧, 沖縄諸島のジュラ紀-白亜紀古世付加コンプレックスにおける海洋プレート層序の復元とユニット区分. 地質雑, **105**, 866-880.
- 竹内 誠・中野 俊・原山 智・大塚 勉, 1998, 木曾福島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 94 p.
- 丹波地帯研究グループ, 1969, 丹波地帯の古生界 (その1)—京都府北桑田郡京北町東部の古生層—. 地球科学, **23**, 187-193.
- 丹波地帯研究グループ, 1971, 丹波地帯の古生界 (その2)—京都府北桑田郡京北町南部の古生層—. 地球科学, **25**, 211-219.
- Tominaga, R., 1990, Tectonic development of the Chichibu Belt, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 377-413.
- 脇田浩二, 1984, 八幡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 89 p.
- Wakita, K., 1988 a, Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 367-421.
- Wakita, K., 1988 b, Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to earliest Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **39**, 675-757.
- 脇田浩二, 1989, 付加テクトニクスと用語. 構造地質, no. 34, 3-7.
- 脇田浩二, 1991, 谷汲地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 53 p.
- 脇田浩二, 1995, 美濃地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 36 p.
- 脇田浩二, 2000, 美濃帯のメランジ. 地質学論集, no. 55, 145-163.
- 脇田浩二・小井戸由光, 1994, 下呂地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79 p.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 達秋, 1985, 高山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111 p.
- Yamagata, T., 1989, Mesozoic chaotic formations of Mino terrane, northwestern Mino Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 447-462.
- Yamakita, S., 1988, Jurassic-Earliest Cretaceous all-ochthonous complexes related to gravitational slidings in the Chichibu Terrane of eastern and central Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 467-514.
- 山北 聰, 1989, 四国秩父帯の大構造・地層区分と美濃-丹波帯との比較. 構造地質, no. 34, 123-134.
- 山北 聰, 1998, 四国西部北部秩父帯のナップ構造の再検討. 地質雑, **104**, 578-589.
- 山北 聰・大藤 茂, 2000 a, 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線-黒瀬川断層系による日本列島の先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, no. 56, 23-38.
- 山北 聰・大藤 茂, 2000 b, 中央構造線の後期白亜紀左横すべり変位量の推定とその西南日本の地帯配列における意義. 地団研専報, no. 49, 93-104.
- 山本博文, 1983, 岐阜県根尾村より *Mirifusus baileyi* 群集 (ジュラ紀後期) の放散虫化石の产出. 地質雑, **89**, 595-596.
- 山本博文, 1985, 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層. 地質雑, **91**, 353-369.
- 安田 守, 1989, 関東山地東南部秩父帯の鳥巣層群相当層-岩相と放散虫年代-. 地質雑, **95**, 463-478.
- 吉田史郎・脇田浩二, 1999, 岐阜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 71 p.
- Yoshida, S., 1972, Configuration of Yamaguchi zone-Analytical study on a fold zone. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **18**, 371-429.