

手取層群のテクトニクスと堆積場の解明

桐 座 圭太郎 富山大学教育学部
後 藤 篤 姫路工業大学理学部
横 山 一 己 国立科学博物館

TECTONICS AND PALEOGEOGRAPHY OF THE TETORI GROUP

KUNUGIZA Keitaro, *Faculty of Education, Toyama University*
GOTO Atsushi, *Faculty of Science, Himeji Institute of Technology*
YOKOYAMA Kazumi, *National Science Museum*

はじめに

手取層群は、層序や植物化石については詳しく調べられており、近年は恐竜化石が産出することで注目を集めている。しかし、手取層群がなぜ堆積したのか、その場所は中生代東アジアのどこであったかということについての研究は、あまり進んでいない。手取層群は、おおきく下位の九頭竜亜層群、中位の石徹白亜層群、および上位の赤岩亜層群に分類されており、約1億7000万年前から少なくとも1億年前まで堆積が続いた地層である。さらに手取層群の相当層は、韓半島から中国大陸にも分布している。そのような長期間、広い範囲が陸上の堆積場でありつづけたことは、後背地はより高い位置にあり削剥が続く造山帯であったことを意味する。プレートの移動速度が約1億年で地球を1/4周する程度なので、そのようなスケールの造山運動はプレートの衝突などの大規模な造山運動と無関係ではない。

1990年代にはいり、以下のように、この問題の解析を可能とするデータおよび手法が整い、具体的に論じることが可能になりつつある。

1つは、手取層群の基盤の1つである飛騨変成帯のプレート古地理が解明されてきたことである。Maruyama and Seno (1986) や丸山・酒井 (1988) は、過去数億年のプレートの配置を復元した。磯崎・丸山 (1991) は、飛騨変成帯を、約2億5000万年前の中国大陸を形成した中朝 (北中国) プレートと揚子 (南中国) プレートの衝突帯の東端に対応させた。

もう1つは、手取層群の石徹白亜層群以降にみられるチャート礫がジュラ紀付加体である美濃帯起源であるこ

とが明らかにされたことである (齊田, 1987; 竹内ほか, 1991)。このことは、手取層群を作った碎屑粒子の移動経路に重要な制約条件を与える。

さらに、名古屋大学の鈴木たちによって、堆積岩中の碎屑粒子であるU-Th-Pb鉱物の年代を分析型の電子顕微鏡 (EPMA) を用いて迅速に測定する方法が開発された (Suzuki and Adachi, 1991)。手取層群を作った碎屑粒子の年代は、美濃帯と同じであることが明らかにされた (大林ほか, 1992; 足立・鈴木, 1998)。

また80年代から、わずかであるが手取層群を含めた飛騨地域の中生層堆積物の古地磁気データが得られている (Hirooka et al., 1985)。

これらにもとづき、相馬・桐座 (1993) は、手取層群は、中国大陸を形成した中朝 (北中国) プレートと揚子 (南中国) プレートの衝突運動がもたらした堆積物であるとのモデル (飛騨ナップモデル) を提唱した。

本論文では、手取層群がなぜ堆積したのか、その場所は中生代東アジアのどこであったのかという問題を、上記の情報に加えて、最近の手取層群や飛騨変成帯などのU-Th-Pb 化学年代に基づいて論じる。

飛騨地域の地質構造区分

1 手取層群の基盤としての飛騨帯と飛騨外縁帯

手取層群は、約2億5000万年前の誕生した中朝プレートと揚子プレートの衝突帯の東方延長部である飛騨帯を基盤としている (図1)。図2に、飛騨地域の変成岩類や花崗岩類と手取層群および同じく中生代の堆積層である来馬層群の分布を示した。ここでの飛騨地域とは地理

的な広がりを感じ地質構造とは関係しない。飛驒地域は、(1) 大陸変動帯のかけらとしての飛驒帯と(2) 飛驒外縁帯や美濃帯などの古生代-中生代付加体群に二分される。前者は中朝プレートの一部として、後者は揚子プレートの付加体として互いに独立して発達してきており、約1億5000万年前の飛驒ナップ運動で接合した(相馬・櫛座, 1993)。手取層群は、(1) と(2) の地域の両方を覆うように分布しているのが特徴である。

飛驒帯の変成岩類と花崗岩類は、火成活動や変成作用の年代とテクトニクスによって分類するのが合理的である。そのような地質学的なイベントには、(1) 約3億年前の大陸プレートの分裂、(2) 約2億5000万年前の中朝(北中国)プレートと揚子(南中国)プレートの衝突、(3) 約1億9000万年前の変成作用、および(4) 衝突過程の最後のステージである約1億5000万年前の飛驒ナップ運動がある。

飛驒帯は、さらに(1) 飛驒変成帯と(2) 飛驒花崗岩類に分けられる。前者は約2億5000万年前の中朝プレートと揚子プレートの衝突による中温中圧型の飛驒変成作用を被った地帯である。これには、飛驒変花崗岩類が含まれる。飛驒変花崗岩類は、かつては船津花崗岩類と呼ばれていたが、U-Th-Pb年代測定の結果、貫入年代が2億5000万年よりも古いものが多数あることが判明し、そのような花崗岩類に対して名付けられた。飛驒花崗岩類

は、船津花崗岩類のうち、約2億5000万年前に飛驒変成作用以後に貫入したものについて名付けられたものである。飛驒花崗岩類の貫入後、飛驒変成帯は揚子プレートに帰属する飛驒外縁帯や美濃帯と接合したので、飛驒変成帯と飛驒花崗岩類を合わせて飛驒帯と呼ぶ。

飛驒帯のうちの飛驒変成帯は、さらに(1) 飛驒変成岩類と(2) 宇奈月変成岩類に分けられる。飛驒変成岩類は宇奈月変成岩類の基盤であり、約3億2000万年前の石炭紀に宇奈月変成岩類の原岩が飛驒変成岩類上に堆積したという関係にある。その後、両者は共に約2億5000万年前に飛驒変成作用を被っている。

飛驒外縁帯とは、飛驒帯と美濃帯に挟まれて、北から青海地域、蓮華地域、白馬地域、槍ヶ岳地域、蒲田地域、楢谷地域、伊勢地域に点々と産する古生層、結晶片岩や蛇紋岩からなる地域のことであり(図2)。飛驒外縁構造帯と呼ばれることもある。飛驒外縁帯は、西南日本の様々な地質体が集まったものとも考えられるが、一方飛驒外縁帯にはないものも、飛驒外縁帯だけにある地質体もある。青海地域の石灰岩や玄武岩質堆積岩の化石種や岩相変化から二疊紀の秋吉帯に対比されることもあれば、変成岩類の種類や変成年代などから、西南日本の3億年変成帯に対比され、蓮華帯と呼ばれることもある(例えばNishimura, 1998)。一方、オルドビス紀までさかのぼる古生層は、西南日本では知られていない。

かつては飛驒外縁帯の名が示すように飛驒変成帯とよんらかの地質学的な関係があると考えられた。しかし外縁帯には約3億年の変成年代を示す沈み込み帯特有の結晶片岩が産し、もし結晶片岩が約2億5000万年前の衝突型の飛驒変成作用を被っていたならば、約350℃と低い閉鎖温度をもつ白雲母のK-Ar年代は若返っていたと考えられ、飛驒外縁帯が飛驒変成作用を被っていないことは明らかである。すなわち、その当時は両者は別のプレートに属して遠く離れた地体であったと考えざるを得ない。

約2億5000万年前には飛驒外縁帯の帰属した揚子(南中国)プレートの中朝プレートへの沈み込みがはじまったが、揚子プレートの南縁にあった飛驒外縁帯はその影響を受けていない。その後も沈み込みが続き、約1億5000万年前には飛驒帯が揚子プレートの南縁に発達していた飛驒外縁帯に衝突するようにして接するようになったと考えられる(飛驒ナップの形成)。飛驒ナップの完成は、両者を手取層群が覆うようになったジュラ紀末から白亜紀初期のことである。

2 手取層群の層序とテクトニクス

手取層群は飛驒帯上に形成されたジュラ紀から白亜紀

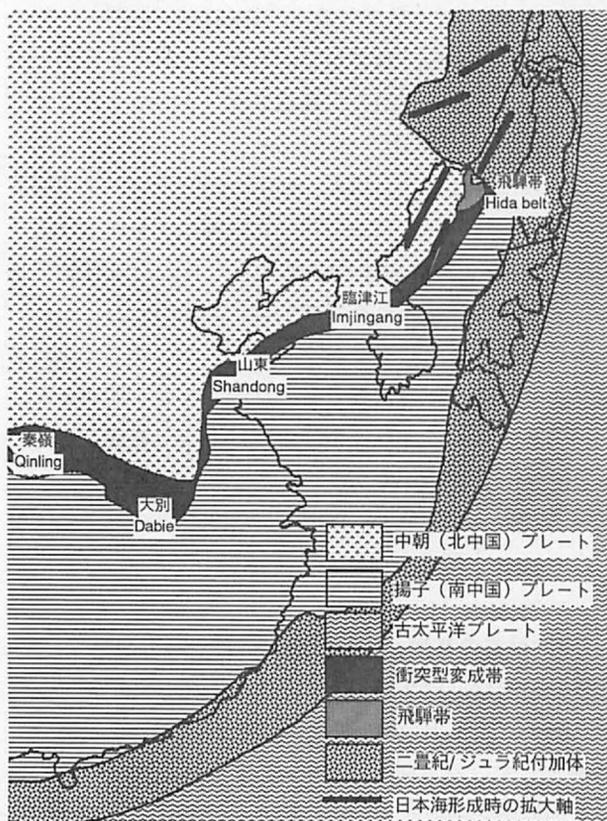


図1 日本海誕生前の東アジアのプレート古地理図



図2 飛騨地域の地質図

が行った庄川地域を除けば露頭が確認されている（例えば山田ほか，1989）。石徹白亜層群の堆積開始は，末期ジュラ紀からNeocomianとされており（竹内・滝沢，1991），少なくとも1億年前まで継続した（小出・原山，1992）。石徹白亜層群と赤岩亜層群の不整合を示す露頭は知られていない。石徹白亜層群と赤岩亜層群を区別する必要はないとする見解もある（松尾・大村，1966）。

手取層群のチャート礫は，地域によって含まれる層準が異なるが，放散虫化石が同定されているものは石徹白亜層群より上位層である（斎田，1987；竹内ほか，1991）。チャートの年代は石炭紀からジュラ紀中期であり，ほぼ美濃帯のものと同じである。九頭竜亜層群からも少量のチャート礫が報告されているが，化石による確認はなされていない（前田，1961；山田ほか，1989）。九頭竜亜層群のチャート礫は，ジュラ紀付加体起源のものとはみかけが異なり，化石を産しないことから，後背地は石徹白亜層群とは異なっていたと考えられる（八尾，私信2000）。

福井県九頭竜湖地域では，手取層群石徹白亜層群は，飛騨外縁帯を覆っていると考えられている（相馬ほか，1983；相馬・丸山，1988）。基底面より上位1.2kmまではオリストストローム層であり，オリストリスおよび礫種は，酸性火成岩，片麻岩，砂岩，頁岩を主とし，飛騨外縁帯や美濃帯を特徴づける少量のチャート，結晶片岩，蛇紋岩を伴う。蛇紋岩は，大きな蛇紋岩岩体として産する他に，数cm大の礫として産したり，さらには砂岩の基質から蛇紋岩起源のクロマイト粒子が見いだされている（相馬ほか，1983；相馬・丸山，1988；梶座ほか，1997）。

以上のことから，手取層群は，テクトニクスから見て2つのグループに分けること出来る。1つは九頭竜亜層群である。中-後期ジュラ紀の海成層であり，後背地に飛騨外縁帯や美濃帯などの付加体がないことを特徴とする。もう1つは，石徹白亜層群および赤岩亜層群である。また，以下に述べるように新潟県糸魚川地域に分布する来馬層群の黒菱山層や尻高山層などの来馬層群上位層も手取層群石徹白亜層群と考えてよい（図3）。手取層群石徹白亜層群は，ジュラ紀末から白亜紀上部の陸成層であり，一部では飛騨外縁帯を不整合に被い，ジュラ紀付加体に由来するのチャート礫を持つ。

3 手取層群石徹白亜層群に対比される来馬層群上位層

手取層群の九頭竜亜層群と石徹白亜層群の関係を理解するには，来馬層群の層序が参考になる。来馬層群は，不整合をはさんで，下位のジュラ紀の海成層と上位のジュラ紀末期から白亜紀の陸成層からなる（小林ほか，

にかけての海成-陸成堆積層である（例えば，前田，1957；松尾・大村，1966；山田ほか，1989）。花崗岩礫やオルソコーツァイト礫が見いだされることから大陸性のモラッセ層と考えられてきた。しかし，近年手取層群上部から，ジュラ紀付加体起源のチャート礫が発見されたり（例えば，斎田，1987；竹内ほか，1991），前田（1958）が貫入と考えた蛇紋岩はオリストリスとして産することが明らかになり（相馬ほか，1983；相馬・丸山，1988），手取層群のテクトニクスが途中大きく変化したことが明らかになった。公文・小坂（1991），竹内・滝沢（1991）は，碎屑物の組成から，石徹白亜層群堆積時にジュラ紀付加体と近接したことを指摘している。

手取層群の層序は，下位から海成層を主体とする九頭竜亜層群，不整合をはさんで上位の陸成層の石徹白亜層群および赤岩亜層群に分けられる（図3）。このうち九頭竜亜層群は，福井県九頭竜湖周辺，岐阜県飛騨古川地域，富山県東部地域にわずかに分布するだけである。模式地の手取川流域では基盤を直接石徹白亜層群が被う（前田，1957）。九頭竜亜層群の堆積年代は，中部層でCallovian，1.7億年前である（山田ほか，1989）。九頭竜亜層群と石徹白亜層群の不整合は，公文・小坂（1991）

えば、大塚1985)。しかしながら、今里(1991)は、最も北に位置する丹生川地域の駄吉層の砂泥質岩の年代を検討した結果、砂泥質岩のチャートプレッチャよりも基質の年代が若いこと、その年代は鶴沼地域とほぼ同じOxfordianであることを見だし、美濃帯がほとんど一時期に成長したと主張した(図3)。

上記2つの特徴は、美濃帯は陸源砕屑物の非正常な供給で急成長した付加体であることを示す。西南日本では三疊紀からジュラ紀まで付加体の成長が続いているが、飛騨地域では古生代付加体である飛騨外縁帯とジュラ紀付加体である美濃帯の間である三疊紀の超丹波帯相当層が欠如している。その理由として、付加体は大規模に成長しなかったか、削剥されたと考えられる。来馬層群の不整合、および美濃帯から宇奈月変成岩特有の鉱物であるクロリトイド粒子が産出することから、削剥された可能性が高い

手取層群と来馬層群の時空間変化

1 古生物学が示す緯度変化

手取層群の発達史を解明するには、プレート運動に伴う古緯度の変化を明らかにする必要がある。その方法には、古生物学的な対比と古地磁気測定による対比がある。

網田ほか(1985)は、*Xenoxylon latiporosum*の形態を調べ、手取層群石徹白亜層群や黒菱山層に産するものは北方系であるのに対し、来馬層群似虎谷層に産するものは南方系であることを示した。彼らは、このような古緯度の変化が約20Maのわずかな時間で起きていることから、基盤の急激な北上を示唆した。また八尾(1992)は、ジュラ紀-白亜紀下部の表成堆積物の古生物地理区を総括し、ジュラ紀の手取層群九頭竜亜層群と来馬層群の古緯度の違いを指摘した。

2 古地磁気方位の変化

Hirooka et al., (1983), Hirooka (1990)は、飛騨外縁帯の古生代本戸層の古地磁気緯度は赤道付近であり、同じく飛騨外縁帯を覆う来馬層群の古緯度のデータは南北にまたがると報告した。本戸層は、飛騨外縁帯伊勢地域の蛇紋岩オリストストロームの一部として産する古生層であり、古地磁気緯度は赤道付近であるというデータは、飛騨外縁帯は揚子地塊南縁で形成されたという考え(磯崎・丸山, 1991)を支持する。

一方、Hirooka (1990)の来馬層群のデータの内、黒菱山層群の荒戸谷層とされるものは現在位置付近である。先に述べたように、来馬層群の層序については、小

林ほか(1957)の提案に対して、1980年代になって上部の水上谷層・尻高山層・黒菱山層が手取層群相当層に対比されるようになった。従って、来馬層群下部層は、赤道域で堆積したものであり、不整合をはさみ上部層は手取層群であり、高緯度地域で堆積したことになる。

3 飛騨帯と飛騨外縁帯の接合：飛騨ナップモデル

古生物学および古地磁気学的データは、飛騨外縁帯地域の来馬層群下部層は、同じジュラ紀の堆積層である手取層群九頭竜亜層群からはるか離れた赤道地域で生成し、その後プレート運動で北上したこと、および最終的に不整合面より上位の手取層群石徹白亜層群(来馬層群上位層を含む)が飛騨帯と飛騨外縁帯をほぼ現在と同じ緯度で覆ったことを示している。

磯崎・丸山(1991)は、日本列島の主体は、過去約5億年続いてきた古太平洋プレートの沈み込みでできた付加体であることを示した。付加体とは、海洋底チャートや海山などの海洋地殻と陸から供給された砕屑物が、海溝でプレートの沈み込みで大陸側に下から張り付くようにしてできた地質体である(Matsuda and Isozaki, 1991)。このことは、約2億5000万年前の衝突型変成作用を被っている飛騨変成帯は、それよりも古い歴史を持つ日本列島の基盤とはなりえず、飛騨変成作用以後に接合したことを意味する。

小松ほか(1985)は、飛騨帯の重力異常のデータから、飛騨帯の下には日本列島の主体をなす付加体が存在すること、すなわち飛騨帯が付加体の上ののし上げているというナップ構造が存在する可能性を示した。相馬・桐座(1993)は、飛騨帯の変成作用と上昇のタイミング、および飛騨帯と飛騨外縁帯をおおう中生層の発達関係を調べた。その結果、飛騨帯と付加体群の一部である飛騨外縁帯の動きは、(1)飛騨変成帯の約2億5000万年前の衝突型変成作用は、K-Ar年代値から1億8000万年頃まで継続していること、(2)飛騨外縁帯には約3億年前の低温高压型の結晶片岩類が見られ、飛騨変成作用を被っていないこと、(3)共に1億5000万年前から堆積を開始した手取層群に覆われていることを理由に、飛騨帯は、約2億年前から1億5000万年前にかけての衝突運動の結果、ナップとして揚子プレートにのし上げ飛騨外縁帯と接するようになったとした。

後背地を示す砕屑粒子のU-Th-Pb化学年代

1 U-Th-Pb化学年代測定法

近年、EPMAを用いてジルコンなどのU-Th-Pb鉱物の微小領域の年代を測定する方法が開発された。補正方法

の違いによりCHIME法やU-Th-Pb化学年代測定法と呼ばれる (Suzuki and Adachi, 1991; 梶座ほか, 2000)。この方法によってU-Th-Pb鉱物の組成累帯構造の年代を得られるようになったが、複数回の造山運動を被っている試料の年代の解釈は容易ではない。一般に、ジルコンは安定な鉱物であり閉止温度も高いので、マグマの年代や高温の変成作用の年代を残すと考えられている。しかし、ジルコンは、ハロゲン元素を含んだり強酸性の熱水によって分解するので、流体の性質によっては変成作用で年代が若返る可能性がある。実際、飛騨変成岩類中のジルコン、モナザイト、ウラニナイトやトール石などのU-Th-Pb鉱物は、流体の存在下で分解、再結晶を繰り返して火成作用とともに変成作用の年代を記録している。

これらのU-Th-Pb鉱物は、火成岩や変成岩が上昇割削されることで碎屑粒子として堆積岩に含まれる。堆積岩中の碎屑粒子の放射年代は、(1) 堆積岩の生成した年代を知るとともに、(2) 地層の対比を行う、および(3) 碎屑粒子の供給源を明らかにする、ための物質的証拠となる。堆積岩の生成年代は、それに含まれるもっとも若い放射年代以降ということができる。

2 手取層群の碎屑粒子のU-Th-Pb化学年代

手取層群からは、碎屑粒子として約2億年のモナザイトが見いだされており、それよりも堆積時期が若いことは確かである。一方、飛騨地域では約1億年前から花崗岩や流紋岩活動が盛んであるが、手取層群からはそのような年代が得られていないので、多くの手取層群の堆積はそれ以前であったということが出来る。一方、より古い年代を示す碎屑粒子からは、どのような年代の粒子が存在するかという組み合わせのパターンと、ある地域の火成活動や変成作用の年代の比較から、後背地を特定できる場合がある。

手取層群の碎屑粒子の年代については、石徹白亜層群および赤岩亜層群については、本報告書の横山ほか(2002)に詳しい。横山ほかは、石川県手取川流域の石徹白亜層群および赤岩亜層群から層序に沿って連続的に試料採取を行い、砂岩基質および礫中のモナザイトのU-Th-Pb化学年代を測定した。その結果を要約すると以下のようなになる。

白峰地域に分布する手取層群の最下部であり石徹白亜層群の五味島層では、砂岩中の碎屑性モナザイトの年代は3億年以下がほとんどである。一方、五味島層の上位層であり同じ石徹白亜層群に属する桑島層や、さらに上位の赤岩亜層群に属する赤岩層では、2~3億年に加えて17~20億年の年代を示すモナザイト粒子を含む砂岩が多くみられる。最上部層である明谷層の砂岩では、約2

億年のモナザイトより17~20億年を示すモナザイトが多くなる。

石徹白亜層群よりも下位の九頭竜亜層群については、予察的に福井県大野市南方の真名川地域で採取した4個の試料についてモナザイトのU-Th-Pb化学年代測定を行った。モナザイトは、採取した試料を破碎装置で細かく粉碎、洗浄、磁鉄鉱を取り除いた後、重液で分離して得た。年代測定は国立科学博物館で行った。

図4は真名川の砂岩のモナザイト年代のヒストグラムを示す。真名川の九頭竜亜層群の試料からは18~20億年のモナザイト年代は得られるが、石徹白亜層群を特徴づける2.5~1.9億年の年代が得られていない。ただし、1

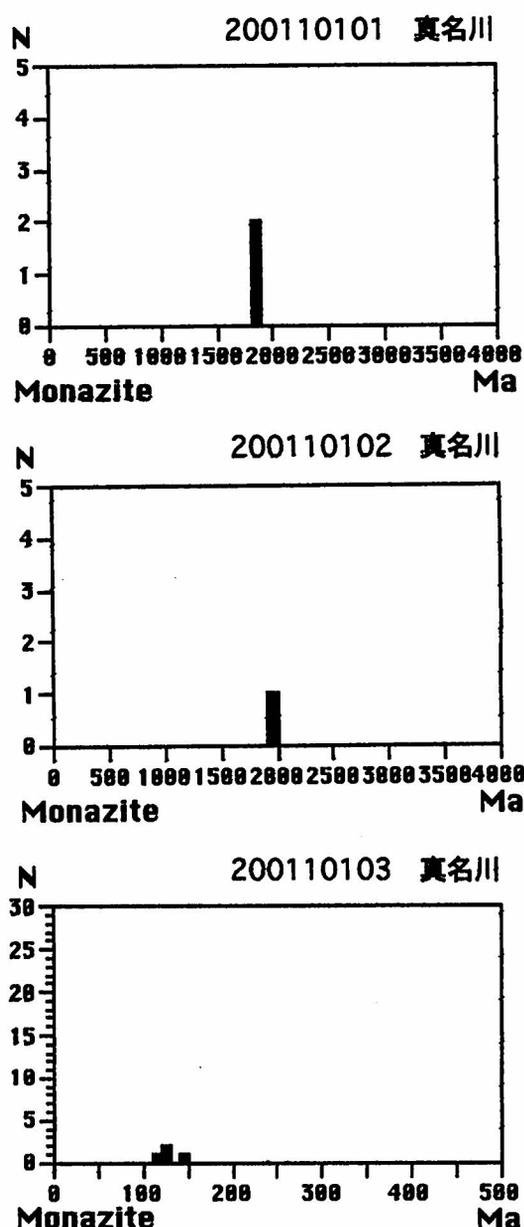


図4 手取層群九頭竜亜層群真名川地域のモナザイトのU-Th-Pb化学年代

試料からは、九頭竜亜層群の堆積年代よりも若い1.1～1.4億年のモナザイト年代が得られている。

3 手取層群と美濃帯の碎屑粒子のU-Th-Pb化学年代の比較

飛騨地域の中生層のテクトニクスを考える上で重要な事実は、手取層群と美濃帯の砂岩の碎屑粒子のU-Th-Pb化学年代が一致することである(図5)。すなわち後背地が共通していると考えられる。美濃帯と手取層群ともに、約18億年を中心に16～22億、および2.5億年と1.9億年のジルコンやモナザイトが含まれる(足立・鈴木, 1992; 大林, 1995; 足立・鈴木, 1998; 横山ほか, 本報告書)。従来から、砂岩組成(脇田, 1983)や碎屑性ガーネット組成(足立, 1985; 大林, 1995)に基づいて後背地の共通性が指摘されてきており、このような考えは確定したと言える。

美濃帯と手取層群の碎屑粒子のU-Th-Pb化学年代が一致すること、および手取層群の石徹白亜層群には美濃帯

起源のチャート礫が存在することは、手取層群の堆積岩を形成した碎屑粒子の一部あるいは多くは美濃帯が上昇削剥されることで供給されたことを意味する。

4 飛騨変成岩類のU-Th-Pb化学年代

手取層群の基盤である飛騨帯の変成岩類や花崗岩類中のU-Th-Pb鉱物の年代は、手取層群の後背地を検討するための重要な情報である。図6と図7は、それぞれ飛騨帯の構成岩類のジルコンのU-Th-Pb化学年代およびモナザイトとウラニナイトのU-Th-Pb化学年代をまとめたものである。手取層群の堆積環境を考える上で重要なポイントは、(1) 全ての鉱物から約2.4億年と2億年の年代ピークが得られる、(2) ジルコンの年代には、それ以前の約2.5～3.5億年の年代と約18億年程度の年代が認められる、および(3) モナザイトやウラニナイトからは、そのような古い年代、特に約18億年の年代が得られないことである。

U-Th-Pb鉱物の化学年代測定より、飛騨変成作用の年

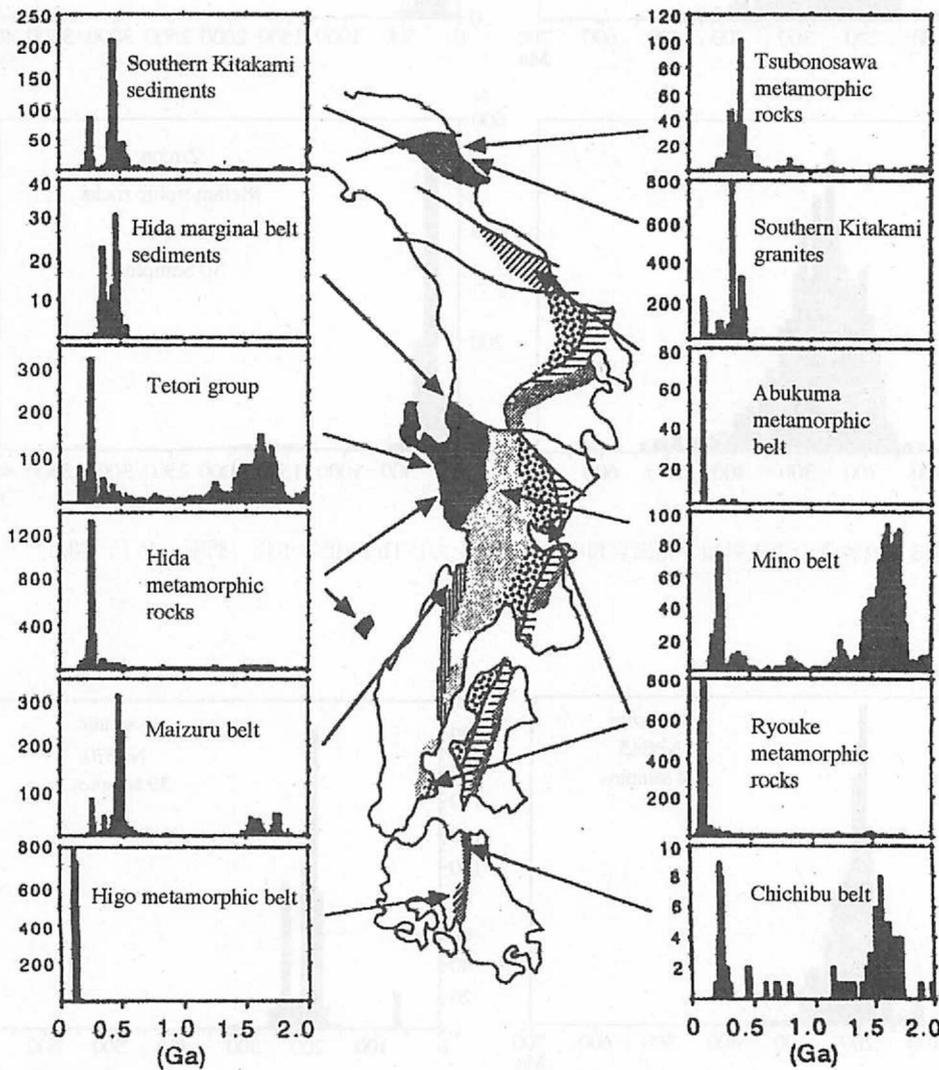


図5 日本の堆積岩中の碎屑性ジルコンおよびモナザイトのCHIME年代(足立・鈴木, 1998を改変)

代として約2.7億年から2.1億年と幅広いものであるという考えが提唱されている(桐座ほか, 2000)。従来は, 飛驒変成作用の年代として約2.4億年という単一の値が用いられてきた。その年代は, 角閃石や黒雲母のRb-Sr年代やK-Ar年代の年代のうち古いものをもって見積もられてきた。しかしながら, 約6000万年前に始まるインドプレートとユーラシアプレートの衝突の例のように, プレートの沈み込みによる衝突運動は数1000万年続くので, それによる変成作用の年代を一つの値で代表させる

ことは適切ではない。

飛驒変成作用の開始年代である2.7億年という値は, いくつかの試料のモナザイトのU-Th-Pb化学年代や, ジルコンのU-Th-Pb化学年代やSHRIMP年代に基づく。一方, 約2.1億年を飛驒変成帯の終了時期とするのは, 角閃石や黒雲母のRb-Sr年代やK-Ar年代が, 約2.4~2.1億年まで連続的に得られている(太田・板谷, 1989) ことによる。変成作用の概念を, 地殻上部への上昇までを含めるのであれば, 2.4~2.1億年の年代は飛驒変成帯の上昇

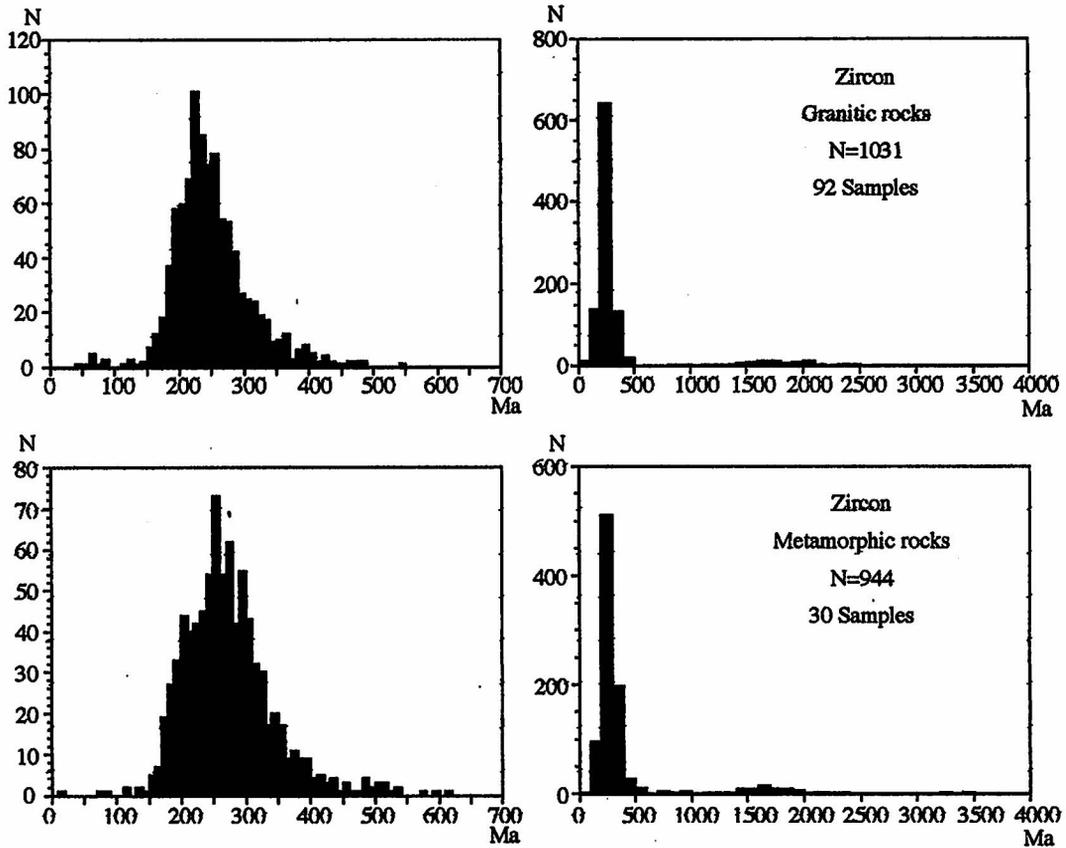


図6 飛驒帯の変成岩類・花崗岩類中のジルコンのU-Th-Pb化学年代(桐座・金子, 2001)

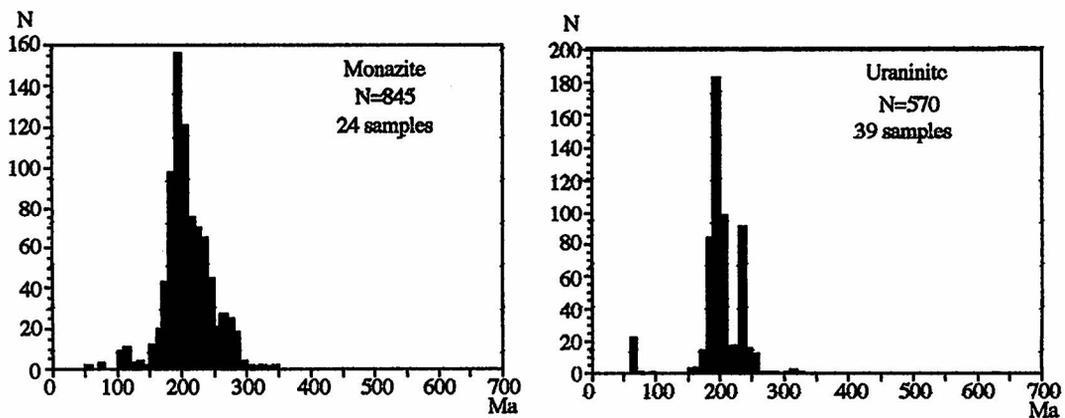


図7 飛驒帯の変成岩類・花崗岩類中のモナザイトとウラニナイトのU-Th-Pb化学年代(桐座・金子, 2001)

冷却に対応しているものと考えられる。

約2億年のウラニナイトのU-Th-Pb化学年代は、三疊紀の花崗岩活動による。ジルコンの約2.4～2億年のU-Th-Pb化学年代や約2.2～2億年のSHRIMP年代およびウラニナイトの約2億年のU-Th-Pb化学年代から示される。この花崗岩活動は、飛騨変成作用から独立したものと考えられる。飛騨変花崗岩類を含めた飛騨変成岩類から、独立した2.4億年と2億年の2つの年代ピークが得られるためである。すなわち、もし一連の飛騨変成作用によるものであれば、ウラニナイトの年代は連続したものになるはずである。

三疊紀の花崗岩活動は、かつては約1.8億年前の「ジュラ紀の船津花崗岩類による活動」として知られていた。しかし、船津花崗岩類には飛騨変成作用より以前に貫入して変成作用を被った岩体があり、このような分類が成り立たないことが示された(梶座ほか, 2000)。

三疊紀の花崗岩活動は地表ではなく地殻浅部でおこったものなので、その後も飛騨変成帯は圧力差にして数キロメートルに相当する分上昇したことになる。このことは、飛騨帯の上昇と剝削は、手取層群に覆われる約1.5億年まで続いたことを意味する。

古い年代については、モナザイトから約2.7億年より

も古い年代が得られないことは重要である。モナザイトは変成作用に伴う熱水活動によって年代が若返るので、飛騨帯は最後の熱イベントを約2.7億年前に被ったことを意味している。一方、手取層群の堆積物からは、約18億年の年代を示すモナザイトが普通にみられる。後に論じるように、このことは、手取層群を作った碎屑物は直下の飛騨帯から供給されたのではないことになる。

5 韓半島の変成岩類および花崗岩類のU-Th-Pb化学年代

日本列島は、約1500万年前に日本海が開く以前、現在の韓半島に対して具体的にどのような位置関係にあったのかはわかっていない。また、韓半島における中朝プレートと揚子プレートの衝突境界がどこにあるかも論争中である(例えばYin and Nie, 1993)。この問題を解析するための方法の一つとして、韓半島の変成岩類や花崗岩類の岩相や年代と飛騨帯の変成岩類や花崗岩類の岩相や年代を比較することが考えられる。

最近、鈴木ほか(1999)などによって韓半島の変成岩類や花崗岩類のジルコンやモナザイトのCHIME年代が精力的に測定されている。図8は、鈴木ほか(1999)の測定例である。飛騨帯の変成岩類や花崗岩類とは異なり、韓半島全体に約18億年の年代を持つ花崗岩ないしはそれらが変成作用を被った変花崗岩が露出しているのが特徴である。一方、飛騨帯と同様に、それらの多くからは、約2.5億年のモナザイトが見いだされている。

考察：手取層群はどこに堆積したか

1 美濃帯からの碎屑粒子の供給

手取層群は、数1000万年堆積が続き、飛騨帯や飛騨外縁帯を覆うだけでなく、手取層群の相当層は韓半島から中国にかけて分布する。このような大規模な陸成層を長期間にわたって形成するには、大規模な造山運動が必要である。

手取層群は、飛騨帯を基盤としているので、従来の考えによれば、碎屑粒子は基盤としての飛騨帯から直接供給されたとされる。たしかに二疊紀から白亜紀の東アジアでは、中朝プレートと揚子プレートの衝突が進行しており、現在進行中のユーラシアプレートとインドプレートの衝突によるヒマラヤ山脈の形成から類推すれば、大山脈が形成されていたと考えるのが合理的である。飛騨帯は、変成年代や変成作用のタイプから中朝プレートと揚子プレートの衝突帯の東の延長部にあるとされているので、後背地でありうる。

しかしながら、ここまでにとまとめてきたデータは、必

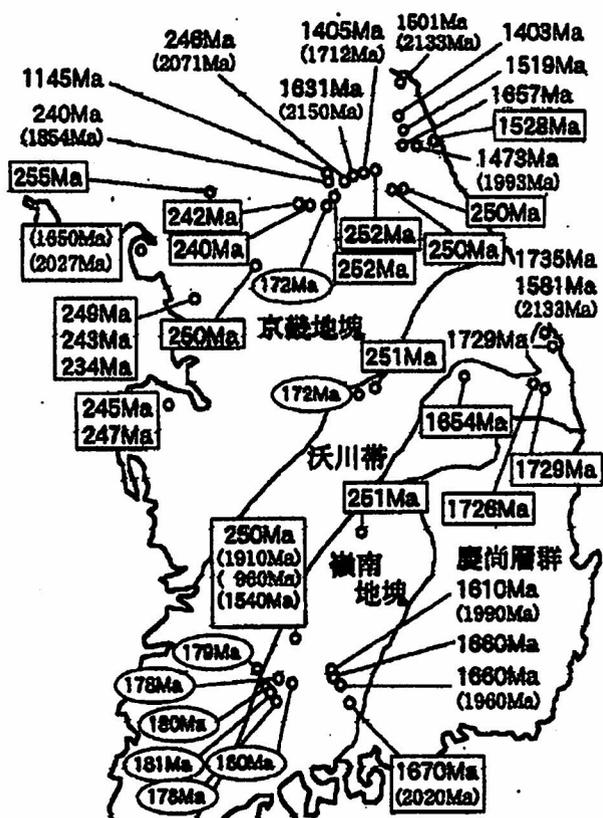


図8 韓半島の変成岩類・花崗岩類中のジルコンとモナザイトのCHIME年代(鈴木ほか, 1999). Maは100万年前の単位

ずしも手取層群を形成した碎屑粒子が飛驒帯から直接供給されたことを意味しない。むしろ手取層群を形成した碎屑粒子は美濃帯から供給されたことを示している。すなわち、(1) 手取層群石徹白亜層群より上位層には美濃帯起源のチャート礫が産すること、(2) 手取層群と美濃帯の碎屑性のU-Th-Pb鉱物粒子の年代パターンが同じであること、および(3) 手取層群および美濃帯には約20億年の年代を示すモナザイトが含まれるのに対して、飛驒帯からは2.7億年より古いモナザイトが産しないことである。

このことは、手取層群の堆積場所として、美濃帯の成長の影響を受ける場所という制約条件を与える。美濃帯は、古太平洋プレートと揚子プレートの消費境界に発達したジュラ紀の付加体であり、中朝プレートに帰属する飛驒帯とは本来離れている。しかし、美濃帯から碎屑粒子が供給されていたことは、美濃帯形成後、美濃帯と手取層群の堆積盆が近づき、かつ美濃帯は上昇して大山脈となり削剥されことを意味する。

2 プレート三重点での造山運動

手取層群に揚子プレートの南縁に発達した美濃帯から碎屑粒子の供給があったのは、手取層群の堆積盆が、プレートの三重点近くにあったためと考えられる(図1)。飛驒帯は中朝(北中国)・揚子(南中国)プレート境界の衝突帯の一部であり、美濃帯は揚子・ファラロン(古太平洋)プレート境界の沈み込み帯に発達した。中朝・揚子プレート境界でつくられた碎屑粒子が揚子・ファラロン(古太平洋)プレート境界に流れ込み大規模な付加体を誕生させるには、美濃帯はこの二つのプレート境界が交わるの3重点の近くで発達する必要がある。

さらには、飛驒ナップ運動により古生代付加体である飛驒外縁帯とジュラ紀付加体である美濃帯が飛驒帯と直接している事実は、その間に本来あってもよい揚子プレートの大陸地殻が沈み込みで消滅したか、もともとなかったことを意味する。一般に、プレートは分裂の後、拡大に伴って海洋プレート部分が発達していくので、一枚のプレートには大陸プレート部分と海洋プレート部分があり、プレートの縁は海洋プレート部分である可能性が高い。従って、プレート三重点近くの揚子プレートには、沈み込みの妨げとなる大陸地殻が欠如していたものと考えられる。プレートは、軽い大陸地殻がある所は盛り上がり、重い海洋地殻がある所は平坦である。大陸地殻があるところが沈み込み帯に達すると、盛り上がりや軽いために沈み込まずプレート運動は停止する。しかし、海洋地殻を伴う部分の沈み込みは継続する。1枚のプレートに大陸地殻を伴う部分と海洋地殻を伴う部分があ

れば、大陸地殻によるひっかかりを軸として回転するように海洋地殻を伴う部分の沈み込みが継続するはずである。中朝プレートに属する飛驒帯と揚子プレートの南縁にあったはずの飛驒外縁帯が直接に接するという事実は、この地域の揚子プレートが海洋プレート部分からなり、飛驒変成作用の開始の約2億7000万年前から、美濃帯の形成時期である約1億7000万年前までプレートの沈み込みが継続したことを示している。

3 美濃帯と手取層群の後背地

手取層群の後背地は美濃帯であり、一方美濃帯の後背地はどこに求められるだろうか。手取層群と美濃帯の碎屑粒子のU-Th-Pb化学年代の特徴は、飛驒帯から報告されていない約18億年の年代を示すモナザイトの存在である。このことは、美濃帯の碎屑粒子の供給源は、中朝・揚子プレート境界の衝突帯であっても、その東方延長部である飛驒帯ではないことを意味する。

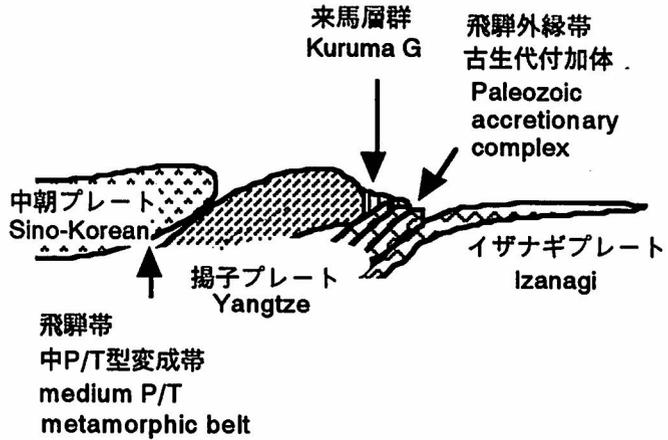
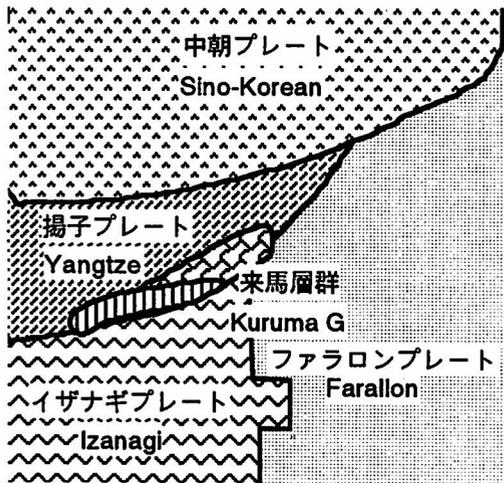
飛驒帯からは、約40億年前の歴史が残る大陸中心核を特徴づけるTTG質の花崗岩類は見い出されていない。一方、飛驒変成帯の単斜輝石片麻岩は、含角閃石岩と海洋底堆積物である石灰岩がテクトニックな動きによって混合されることによる変成反応で出来たものである。さらにそこに貫入した飛驒変花崗岩類を基盤として宇奈月変成岩類の原岩であるリフト性の堆積岩や火成岩が堆積している。それらは最終的に衝突型の飛驒変成作用を被っている。このような発達史を持つ飛驒変成帯は大陸変動帯に区分される。

大陸変動帯とは、幅300km、延長3000km以上のスケールで大陸中心核を取り囲むように発達した地帯であり岩相変化や褶曲構造などが著しい。これらは、今日的スケールに発達したプレートの沈み込みで誕生した巨大な付加体が、それに続く衝突型変成作用を被り、さらに次のプレート分裂の時には、リフト性の火成活動や高温低圧型変成作用を被ってできたものと考えられる。約20億年前に超大陸が誕生して以来、プレートの離合集散はほぼ同じ位置を境界として起きているので(例えば、Hoffman, 1991)、大陸変動帯はこのような過程を何回も被りながら発達してきて若い大陸である。

このような若い飛驒帯と比較すると、韓半島や北中国プレートに帰属する中国本土は約40億年前から20億年前のTTG質などの花崗岩やそれらが変成した片麻岩が卓越する(例えばLiu et al., 1992; Wang, 1986)。図8に示したように、鈴木ほかによる韓半島全域の花崗岩類・変成岩類のU-Th-Pb年代測定によっても、約18億年前のモナザイトが見いだされている。それらの古い年代に加えて、約2億5000万年前のモナザイトも産する。このこと

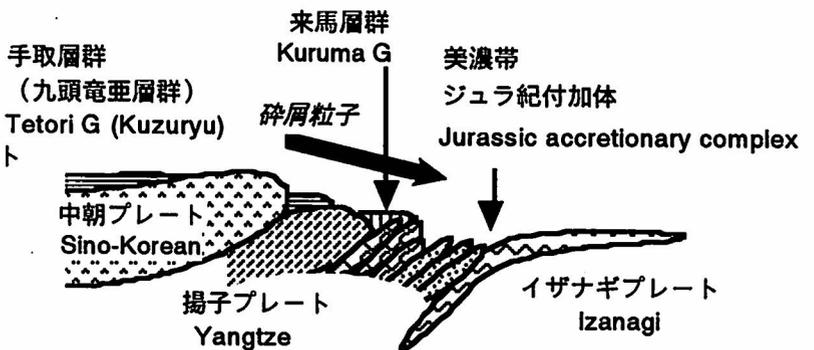
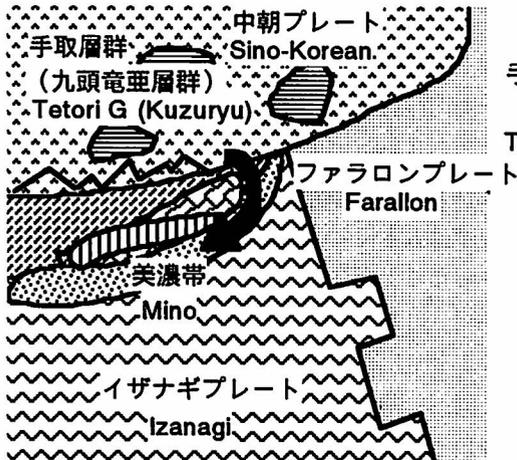
来馬層群：前期ジュラ紀表成層 2億年

Kuruma G: early Jurassic cover



美濃帯：ジュラ紀付加体 1億8000万年

Mino belt: Jurassic accretionary complex



手取層群：前期白亜紀表成層 1億5000万年

Teteri G (Itoshiro): early Cretaceous cover

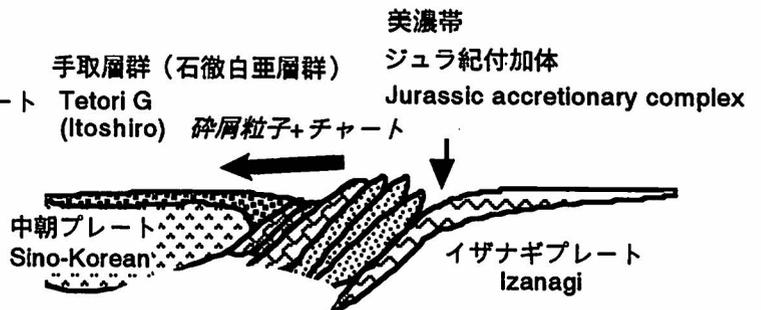
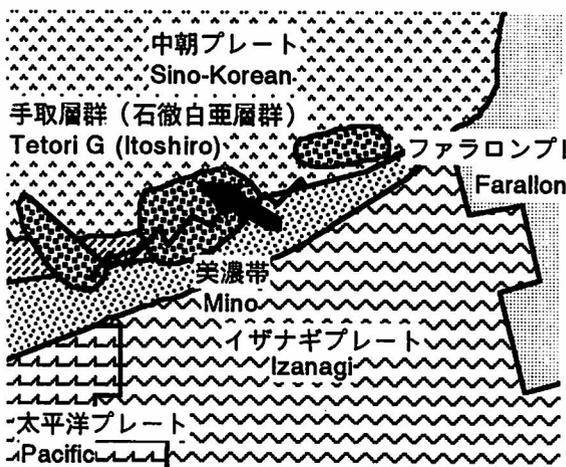


図9 飛騨ナップの形成と手取層群，来馬層群，美濃帯の形成モデル（相馬・梶座，1993を改変）

は、中朝・揚子プレート境界が韓半島においても存在することを示唆するが、どの位置にあるのかという論争が続いている。

いずれにせよ、韓半島から得られる約18億年と約2億5000万年及び約1.8億年というモナザイトのU-Th-Pb化学年代は、美濃帯や手取層群の碎屑粒子の年代とよく一致する。すなわち、美濃帯や手取層群の後背地として韓半島は有力な候補となる。

4 碎屑粒子の東方移動と美濃帯の形成

韓半島には、飛驒帯に対比できるような石灰質の片麻岩が卓越する地域はないので、飛驒帯の位置は、韓半島よりも遙か離れた所にあったと考えざるをえない。従って、中国本土や韓半島で誕生した碎屑粒子は、飛驒帯に近い遙か東方のプレート三重点まで運ばれる必要がある。

このような碎屑粒子の数1000kmスケールでの側方移動はめずらしいことではない。例えば、ヒマラヤの上昇削剝によって生成した碎屑物は、現在ガンジス川やメコン川によって数1000km離れた場所に運ばれ、扇状地や海溝に運ばれたものは付加体を形成しつつある。すなわち、手取層群の原料の供給源は、必ずしも基盤の飛驒帯だけとは限らず、中朝と揚子プレートの衝突帯の広い範囲に分布する可能性がある。手取層群に特徴づけるオルソコーツアイト礫や富山県の石徹白亜層群に対比される庵谷層の赤色の花崗岩礫は、飛驒帯に産しないのに対し、後者については中国で見いだされている。これらは、衝突帯から大河川の氾濫時に長距離運ばれてきて、流速の低下で一気に堆積したものと考えられる。

5 美濃帯の上昇と手取層群の堆積

手取層群のテクトニクスを考える上で重要なのは、美濃帯の形成時期である。来馬層群の下部層と上部層間の不整合は、美濃帯の堆積時期にはほぼ一致する。さらに、この間、古緯度が大きく北上している。すなわち、不整合は、中朝プレートに揚子プレートが沈み込むという飛驒ナップの形成に伴うものと考えざるを得ない。

この間、飛驒帯やその一部である宇奈月帯、および衝突していた飛驒外縁帯は、上昇して削剝されている(図9)。すなわち美濃帯の碎屑性クロリトイドと紡錘虫化石は、宇奈月帯や飛驒外縁帯から供給されたと考えられており(足立, 1977)、この不整合は来馬層群下部層に覆われる飛驒外縁帯が上昇削剝の環境におかれていたことを示している。

手取層群の九頭竜亜層群と石徹白亜層群間の不整合も、飛驒帯の上昇による削剝が原因と考えられる。九頭竜亜層群は、アンモナイトなどが産出する海成層である

ことや、チャート礫の種類が手取層群石徹白亜層群に認められる美濃帯起源のものとは異なることから、堆積環境は石徹白亜層群とは異なっていたと考えられる。Hirooka et al. (1985)による予察的な古地磁気データでは、九頭竜亜層群の古緯度と石徹白亜層群のものは5度程度異なっているので、現地で堆積したものではないと考えられる。

付加作用が継続して美濃帯が成長すると、一転して美濃帯が大山脈として発達してゆき、おそらく北側に位置していた手取層群の堆積盆の碎屑物を供給するようになったと考えられる。美濃帯が大山脈となるのは、軽い地殻物質である付加体は分厚くなることでアイソスタティックな浮力が発生してヒマラヤスケールの大山脈になったものと考えられる。このような可能性は、現在のエベレストの頂上付近が海洋底堆積物からなることや、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの衝突が続く伊豆・丹沢地域に海底火山や付加体物質が露出していることから推察できよう(例えば酒井, 1992)。プレート運動はこの間も続き、飛驒ナップが形成されていく。そのようにしてできた大山脈は削剝されて衝突帯周辺の山間盆地や低地に陸成の堆積層を形成する(図9)。

6 手取層群の形成の終焉

今日飛驒帯は大きく露出しているため、ある時期から飛驒帯のさらなる上昇によって、今度は手取層群そのものが上昇削剝されたはずである。松田(1997)は、飛驒帯変成岩類および飛驒(変)花崗岩類のフィッシュオントラック年代を調べ、約6000万年前に100度から200度の地温勾配の領域に上昇してきたことを示した。すなわち、現在飛驒帯の変成岩類や花崗岩類が直接露出しているが、これは上昇削剝の結果であり、当然あったはずの手取層群が削剝された可能性が高い。少なくとも手取層群の堆積は困難であったと考えられる。手取層群にはさまれるもっとも若い凝灰岩は約1億年前であり(小出・原山, 1992)、飛驒地域全体がそれ以降濃尾流紋岩類で知られるような火成活動の場となり、軽いマグマのために全体として盛り上がっていったために、手取層群が堆積できなかった可能性が高い。

以上のように、手取層群このような関係は、北中国プレートと南中国プレートの衝突から飛驒ナップの形成、最終的には飛驒帯全体の隆起にいたる1億年スケールの造山運動が関係している。

まとめ

手取層群のテクトニクスや堆積場の解析には、手取層群や美濃帯などの碎屑性ジルコンやモナザイトや、基盤である飛騨帯や韓半島の花崗岩類や変成岩類のジルコンやモナザイトのU-Th-Pb化学年代が有効である。重要な知見としては、手取層群と美濃帯の碎屑粒子の年代が一致し、約18億年のモナザイトの存在で特徴づけられること、手取層群には美濃帯起源のチャート礫が産すること、約18億年のモナザイトは基盤である飛騨帯からは見いだされず、韓半島では普遍的に存在することがある。これらの年代データとプレート古地理から、手取層群は韓半島よりもはるか東方にあった中朝プレート、揚子プレートおよび古太平洋プレートの三重点近くで発達したと結論される。そこでは、揚子プレートの中朝プレートの沈み込みが約2億7000万年前から約1億5000万年前まで継続し、様々な造山運動が起きた。手取層群の碎屑粒子は基盤である飛騨帯から直接供給されたのではなく、韓半島から中国にかけての中朝プレートと揚子プレートの衝突帯から供給されている。それらは巨大河川により東方に運ばれ揚子プレート南縁にジュラ紀付加体である美濃帯を形成した。付加体の成長により美濃帯は上昇して、一転して削剥されるようになり、美濃帯起源のチャート礫とともに、もともとは韓半島から中国にかけての中朝プレートと揚子プレートの衝突帯から供給された碎屑粒子を手取層群の堆積場に供給した。

文献

足立守 (1977) 美濃帯の中生代タービダイト砂岩中の碎屑性クロリトイドとその地質学的意義. 地質学雑誌, 83, 341-352.

足立守 (1985) 美濃帯および飛騨帯のジュラ紀砂岩中の碎屑性ザクロ石. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 160.

足立守・鈴木和博 (1998) 碎屑粒子の年代論から解析するテクトニクス. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, 49.

後藤道治 (1986) 富山県・新潟県に分布する下部ジュラ系来馬層群最上部層より植物化石 *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yokoyama の発見. 富山市科学文化センター研究報告, 9, 87-8.

Hirooka K., (1990) Paleomagnetic studies of Pre-Cretaceous rocks in Japan. in Ichikawa et al. ed., Pre-Cretaceous terranes of Japan, 401-405.

Hirooka, K., Nakajima, T., Sasaki, H., Date, T., Nittamachi, K. and Hattori, I. (1983) Accretion Tectonics Inferred from

Paleomagnetic Measurements of Paleozoic and Mesozoic Rocks in Central Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. (eds.) Accretion tectonics in the Circum Pacific Regions. TERRAPUB, Tokyo, p.179-194.

Hirooka K., Uchiyama, S., Date, T., Kanai, H. and Nakajima, T. (1985) Paleomagnetic evidence for accretion and bending tectonics of the Hida and the Circum-Hida terranes, central Japan. in Houell, D. G. ed., "Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region", The Circum-Pacific council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, USA., 391-399.

Imazato, A. (1992) Geology of the Nyukawa area, northern Mino belt. Unpublished Master thesis. Toyama University.

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, 地学雑誌, 100, 697-761.

河合正虎 (1956) 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動 第1報 荒島岳南方山地の地質学的研究. 地質学雑誌, 62, 559-571.

北村智明・山田一雄 (1990) 富山県朝日町黒菱山周辺の中生界層序. 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, 144.

小林貞一・小西健二・佐藤正・早水格・徳山明 (1957) 来馬層群 (ジュラ系下部). 地質学雑誌, 63, 182-194.

小出由光・原山智 (1992) 手取層群の時代論. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 145.

小松正幸・宇次原雅之・茅原一也 (1985) 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造, 新潟大理地鉱研究報告, 5, 133-148.

公文富士夫・加納和巨 (1991) 庄川上流岐阜県荘川地域の手取層群. 平成3年度科学研究補助金 (一般研究 (c)) 研究成果報告書, 2-38.

梶座圭太郎ほか (1997) 飛騨外縁帯の構造論: 変成岩類の岩石学的・年代学的性質による制約. 科研費 (基盤 (C)) 研究成果報告書 代表梶座圭太郎「飛騨外縁帯の変成岩類の岩石学的年代学的研究」, 25-32.

梶座圭太郎・後藤篤・堤之恭・佐野有司・横山一己・相馬恒雄 (2000) 飛騨変成帯の船津花崗岩類の年代論. 日本岩石鉱物鉱床学会講演要旨, 62.

Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S. and Shen, Q. H. (1992) Remnants of >3800Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20, 339-342.

前田四郎 (1957) 福井県打波川および石徹白川流域の手取層群の層序と構造, 地質学雑誌, 63, 357-365.

前田四郎 (1958) 飛騨山地の手取層群の層序と構造, 地質学雑誌, 64, 388-398.

前田四郎 (1961) 福井県九頭竜川南域の手取層群の層序. 地質学雑誌, 67, 23-31.

Maruyama, S. and Seno, T. (1986) Orogeny and relative plate motions; example of the Japanese islands. *Tectonophysics*, 127, 305-329.

丸山茂徳・酒井英夫 (1986) 複合大陸塊-アジアのテクトニクス. 北海道の地質と構造運動 地団研専報, 31, 487-

- 518.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, **10**, 475-499.
- 松田高明 (1997) 飛騨帯を形成する地質体の接合過程 古地磁気法とフィッシュン・トラック法によるアプローチ. 平成6-8年度科学研究費補助金(基盤研究(B)(2))研究成果報告書, pp97.
- 松尾秀邦・大村一夫 (1966) 手取川流域のいわゆる”手取統”について. 金沢大学教養部論集自然科学編, **3**, 77-97.
- Mizutani S. (1990) Mino terrane. in Ichikawa et al. ed.: *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, 121-135.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, Inner zone of Southwest Japan. *J. Metamorphic Geol.*, **16**, 129-140.
- 大林達生 (1995) 碎屑性ザクロ石の化学組成からみた石川県白峰地域の手取層群の後背地. *地質学雑誌*, **101**, 235-248.
- 大塚勉 (1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. *地質学雑誌*, **91**, 583-598.
- 太田久仁雄・板谷徹丸 (1989) 飛騨変成帯に分布する花崗岩類および変成岩類の放射年代. 岡山理科大学蒜山研究所研究報告, **15**, 1-25.
- 斉田縦道 (1987) 福井県大野群和泉村田茂谷地域の手取相群中のチャートれきに含まれる三疊紀およびジュラ紀放射虫化石. *地質学雑誌*, **93**, 57-59.
- 白石秀一 (1992) 姫川中流域の飛騨外縁構造帯 特にジュラ系来馬層群について. *地球科学*, **46**, 1-20.
- 相馬恒雄・丸山茂徳・松島健一郎・山本誠・松本謙一 (1983) 飛騨外縁帯西部地域のオリストストロームとその構造論的意義. 富山大学教育学部紀要, **31**, 13-23.
- 相馬恒雄・丸山茂徳 (1988) 飛騨外縁帯中西部地域のオリストストロームとその成因. 富山大学教育学部紀要, **37**, 15-28.
- 相馬恒雄・梶座圭太郎 (1993) 飛騨ナップの形成と中生層のテクトニクス: 飛騨地域の構造発達史. *地質学論集*, **42**, 1-20.
- Suzuki, K. and Adachi, M. (1991) The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the Grey granite of the Hida terrane, Japan. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **38**, 11-37.
- 鈴木和博・足立守・加藤文典 (1999) コリア半島南部の基盤岩類のCHIME年代. 日本地質学会第106年学術大会講演要旨, 7.
- 立花直子・岡田博有・佐野弘好 (1992) 美濃帯ジュラ紀碎屑岩の堆積相と砂岩組成および堆積環境. *地質学論集*, **38**, 191-204.
- 竹内誠・斎藤真・滝沢文教 (1991) 黒部川上流域の手取層群の礫岩から産出した放射虫化石とその地学的意義. *地質学雑誌*, **97**, 345-356.
- 竹内誠・滝沢文教 (1991) 飛騨山地薬師岳地域の手取層群の堆積環境と後背地解析. *地質調査所月報*, **42**, 440-473.
- 滝沢文教 (1984) 飛騨外縁帶來馬層群の上限と被覆層. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 202
- 滝沢文教 (1980) 飛騨外縁帯北東縁部の中生界 (予報). *飛騨外縁帯*, **1**, 59-63.
- Tsunada, K, Yamazaki, S. and Paku, K. (1985) On the xenoxylon of the Hida terrain. *Abstr. 92th Ann. Meeting, Geol. Soc. Japan*, 201-221.
- 脇田浩二 (1983) 美濃帯中生層と手取層群の砂岩組成 (予報). 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, 191.
- Wang Hongzhen (1986) Geotectonic development. In Yang Zunyi et al. (eds), *The Geology of China*. Oxford monographs on geology and geophysics, 256-289.
- 山田一雄・丹羽茂・鎌田雅道 (1989) 福井県九頭竜川上流地方の手取層群の層序と岩相変化. *地質学雑誌*, **95**, 391-403.
- 八尾昭 (1992) 中生代の南中国と西南日本. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 40.
- Yin, A. and Nie, S. (1993) An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems, eastern Asia. *Tectonics*, **12**, 801-813.

要 旨

梶座圭太郎・後藤 篤・横山一己, 2002, 手取層群のテクトニクスと堆積場の解明. 手取川流域中生代手取層群調査報告書, 89-102.

手取層群を含めた飛騨地域の中生層の発達史の解析と, 手取層群, 美濃帯, 飛騨変成帯の構成岩類から得られたジルコン, モナザイトのU-Th-Pb化学年代から, 手取層群のテクトニクスと堆積場について検討した。手取層群を形成した碎屑粒子は, 中朝プレートと揚子プレートの衝突境界の大山脈から発生し, 東方に運ばれて一旦揚子プレート南縁にジュラ紀付加体である美濃帯を形成した。両プレートの衝突運動の継続による美濃帯の上昇と飛騨帯への近接のため, 美濃帯が剝離され, 美濃帯起源のチャート礫と碎屑粒子が手取層群を形成した。美濃帯および手取層群には約18億年の年代を示すモナザイトが産するが, 韓半島の花崗岩類・変成岩類には産するのに対して手取層群の基盤である飛騨帯からは見いだされず, 手取層群の堆積場ははるか韓半島よりも東方にあったと考えられる。