

## 長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式

大塚 勉\*

Deformation of the Mesozoic strata in the northeastern part of  
the Mino-Ryoke Terrane, Nagano Prefecture, central Japan

Tsutomu OTSUKA\*

**Abstract** Northeastern part of the Mino-Ryoke Terrane is subdivided at least into five zones on the basis of lithology and age of strata. They are the Hirayu, Sawando, Shimashima, Misogawa and Kyogatake zones from north to south. The Hirayu zone is occupied by Middle Jurassic olistostromes. The Sawando zone is characterized by the piled structure of chert-clastics sequences of Triassic-Jurassic age. The Shimashima zone is composed of early Late Jurassic olistostromes which are considered to be genetically related with the process of piling in the Sawando zone. The Misogawa and Kyogatake zones are underlain chiefly by Late Jurassic sandstones and mudstones.

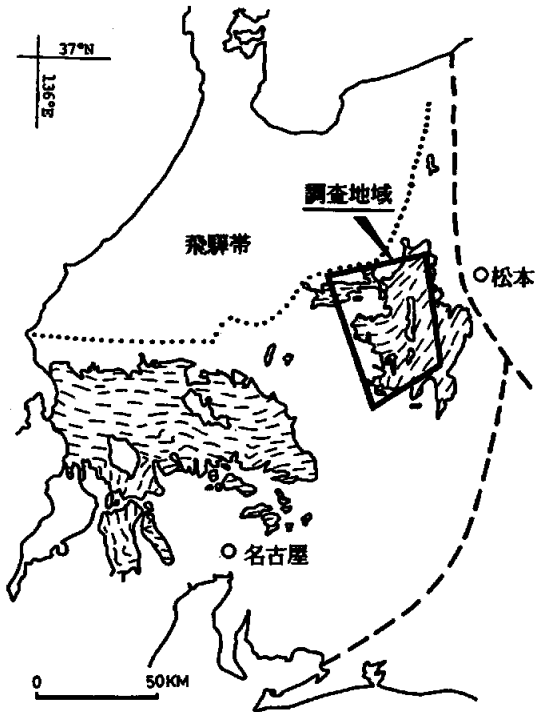
Each zone shows characteristic style of deformation. Although conspicuous deformation structures of mesoscopic and microscopic scale are rarely found in the Sawando zone, deformation structures formed after lithification are common in the Shimashima zone which is structurally overlain by the Sawando zone. Various types of soft-sediment deformation structure are observed throughout the Misogawa and Kyogatake zones. In view of apparent differences in lithofacies, age and style of deformation among the five zones it is suggested that the Mino-Ryoke Terrane is composed of several subterranees which were originated under mutually different sedimentary and tectonic settings.

### はじめに

長野県下には、美濃帯の中・古生界および領家帯弱変成部の変成岩が広く分布している(第1図)。このうち、美濃帯中・古生界については田中ほか(1952)、大塚(1985)など、美濃帯と領家帯の境界線が北緯36度

年代・変形などの特徴によって5つの帯に区分されることを示した。本論では地帯区分の概要および各帯の変形構造の特徴を記述し、それらの意義について若干触れる。

この小論をまとめるにあたっては、大阪市立大学理学部 古地質学教室 大塚勉 先生に御指導を蒙り、



第1図 美濃—領家帯弱変成部の中・古生界分布地域と調査地域。

より、北西から南東にむけて平湯帯・沢渡帯・島々帯・味噌川帯・経ヶ岳帯の順に地帯区分される(第2図)。以下に各帯の岩相と年代などについて簡単に記述する。

#### 平湯帯

平湯帯は検討地域では最も北西側に位置し、飛騨外縁帯の南に断層で接する。本帯は、KAMEI (1952)が命名した平湯層群、ADACHI & KOJIMA (1983)の丹生川オリストストローム、山田ほか(1985)の駄吉層を含む。

平湯帯は主にシルト岩基質のオリストストロームによって構成されている。異地性岩塊はチャート・塩基性火山岩類・石灰岩などからなり、それらの長径は数mから数100m以上におよぶ。オリストストロームの基質の泥質岩からは、ジュラ紀中世を示す放散虫の産出が報告されている(ADACHI & KOJIMA, 1983など)ほか、筆者も数地点から同様の放散虫を見出した。

#### 沢渡帯

沢渡帯構成岩類は平湯帯の南東、梓川流域に模式的に露出する。本帯は大塚(1985)のD・F帯に相当し、田中ほか(1952)の徳本峠累層、山田ほか(1985)の大西層を含む。

沢渡帯の地層群は砂岩・泥岩・チャートなどによ

て構成される。白骨温泉付近には塩基性火山岩類・石灰岩・チャートのみからなる部分(大塚, 1985のE帯、および狩野, 1975の白骨層分布地域)が存在するが、この部分は沢渡帯から切り離して扱われるべきものである。沢渡帯の特徴は、比較的よく連続するチャートと、砂岩・泥岩などの碎屑岩類が何度もくり返して現れることである。沢渡帯のチャートとその上位に重なる碎屑岩類の累重順序には、一定の規則性が認められることが多い。それは第3図に模式的に表現される層序ユニットであり、沢渡帯は、基本的にはこの層序ユニットが何回もくり返す構造を呈する。沢渡帯の層序ユニットをなすチャートの年代は三疊紀からジュラ紀古世、その上位の碎屑岩類の年代は多くの場合ジュラ紀中世であり、一部がジュラ紀新世である。

#### 島々帯

島々帯構成岩類は梓川支流の島々谷・黒川に模式的に露出するが、南東の木曾川支流の西野川流域にまで分布が連続する。島々帯は田中ほか(1952)の一ノ沢累層および島々累層、片田・磯見(1964)の黒川層・稲核層・波田層を含み、大塚(1985)のA～C帯に相当する。

島々帯は沢渡帯の構造的下に位置し、主にオリストストロームによって構成される。オリストストロームの基質はシルト岩ないし珪質シルト岩で、異地性岩塊として長径が1000mを超えるチャート・珪質泥岩・砂岩などが含まれる。部分的に泥岩砂岩互層が卓越する部分(たとえばB帯)が含まれる。オリストストロームの基質の年代は、ジュラ紀中世の後期～新世の前期と推定される。

#### 味噌川帯

味噌川帯構成岩類は木曾川上流の味噌川流域に模式的に露出し、木曾川支流の王滝川流域にまで分布が連続する。本帯には片田・磯見(1962, 1964)の針尾層・味噌川層・藪原層が含まれる。

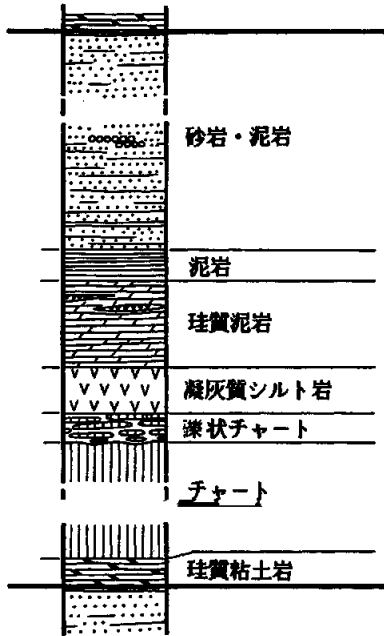
味噌川帯は泥岩砂岩互層を主体とし、オリストストロームを伴う。後者は針尾層・藪原層に相当し、異地性岩塊としてチャート・珪質泥岩・塩基性火山岩類などを含む。味噌川帯の珪質泥岩および泥岩からは、ジュラ紀新世の放散虫が得られている(MIZUTANI *et al.*, 1981; 足立, 1982; 矢野, 1985)。本帯の一部は領家変成作用を受けている。

#### 経ヶ岳帯

経ヶ岳帯構成岩類は木曾山地北端部の奈良井川および横川流域に模式的に露出する。本帯には片田・磯見(1962)の奈良井層・横川層・桑沢層が含まれる。

経ヶ岳帯は大部分が泥岩砂岩互層からなり、チャート・石灰岩・塩基性火山岩類の異地性岩塊を含む。泥





第3図 チャート・碎屑岩ユニットの模式柱状図。  
チャート層および砂岩・泥岩層は、他の部分のよりもかなり厚い。ユニット全体の厚さは数100m～1000m程度である。

質岩からは保存不良ではあるが、ジュラ紀放射虫が得られている(大塚ほか、投稿中)。本帯は全体が領家変成作用を受け、南東ほど高変成度となっている。

以上述べた各帯の岩相と年代との関係を第4図に示す。

#### 変形構造の記載

美濃帯および領家帯弱変成部の岩石には、露頭から顕微鏡下までの規模の様々な種類の変形構造が見い出される。ここでは調査地域で見い出された小褶曲・ブーゲン・稜状化砂岩・劈開などの主な変形構造について記述する。

#### 褶曲

露頭および岩石の研磨面で観察される褶曲には、4つのタイプのものが存在する。ここでは暫定的にそれらをA～D型と呼ぶ。

A型の褶曲(第5図-a)は泥岩優勢互層中に見い出され、半波長が数10cm～1m程度、翼間角が40°以下のtightな非対称褶曲である。この褶曲の軸部では、泥岩層、砂岩層ともに層厚が増加するが、特に泥岩層は翼部の3倍程度の厚さとなる。泥岩層と砂岩層との境界部の肉眼的なすべり面、軸面劈開などは認められない。

B型の褶曲(第5図-b)は砂岩優勢互層中に見い出され、半波長が数mから数10m程度、翼間角は40°～60°のやや開いた非対称褶曲である。この褶曲の軸部でも地層の厚さがやや増加する傾向があるが、A型の褶曲の場合ほどではない。泥岩層と砂岩層との境界には肉眼的なすべり面が存在することが多い一方、軸面劈開は認められない。

C型の褶曲(第5図-h)は、オリストストロームの基質を構成する泥岩および珪質泥岩中に見い出される。この褶曲の半波長は数cm～10cm程度で、一般に翼間角が30°以下のtightあるいは閉じた小褶曲である。泥質物質は著しい流動のため膨縮が激しく、翼部で珪質泥岩層が尖滅して不連続となることもある。

D型の褶曲(第5図-i)もオリストストローム中に見い出されるもので、軸面劈開が発達する。このタ

イプの褶曲は特に異地性岩塊のチャートや砂岩が褶曲している場合に多いが、基質の泥質物質中にも認められる。チャートが褶曲している場合の翼間角は60°～90°で、半波長も上記のC型の褶曲よりも長い。D型の褶曲はC型の褶曲と相伴って現れることが多く、軸の方向もほぼ等しい。

#### ブーゲン

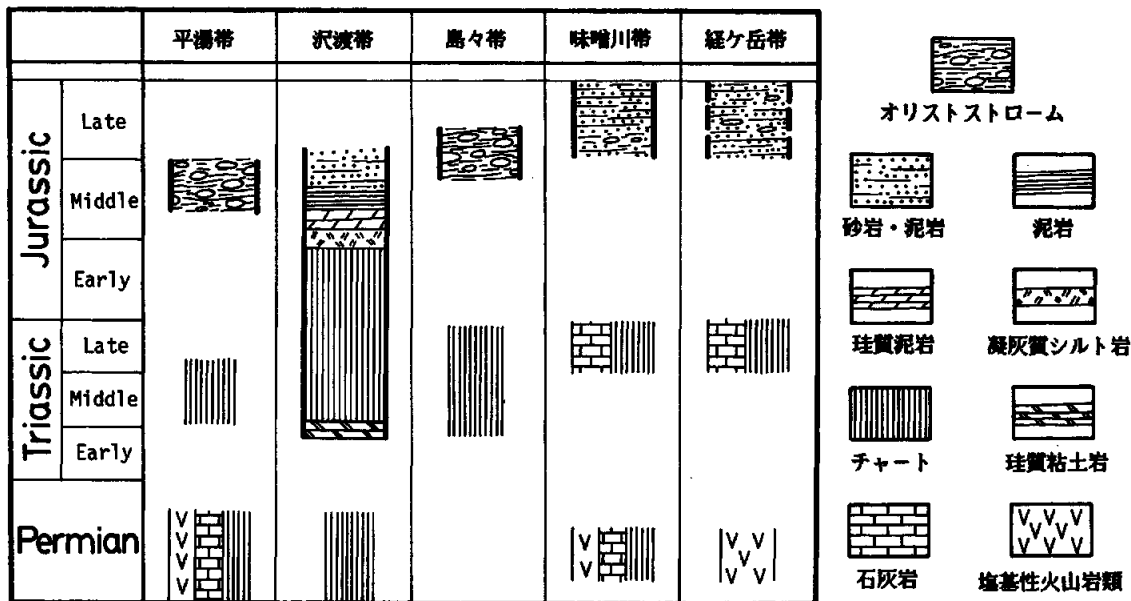
ブーゲンとそれに関連する変形構造として、1. ブーゲン、2. Pinch-and-swell構造、3. Rhombic inclusionがあげられる。

ブーゲン(第5図-d)は厚さ1～5cm、断面の長径が5～20cm程度で、主として泥岩優勢互層中に見い

出される。検討地域で観察されるブーゲンは、砂岩と泥岩との境界に肉眼的なすべり面が認められず、両者が漸移する場合もまれではないこと、ブーゲンの内部にその長軸方向に垂直な割れ目や石英脈が一般に少ないことなどが特徴である。またブーゲンはその端部で徐々に厚さを減じ、尖鋭な形態を示すことが多い。

Pinch-and-swell構造(第5図-c)は上記のブーゲンと同様に泥岩優勢層中で観察されることが多い。砂岩と泥岩との境界には肉眼的なすべり面は認められず、両者は肉眼的に観察するかぎり漸移することも多い。最厚部からneckにかけて徐々に厚さを減じ、neckにおいても割れ目は一般に見い出されない。

Rhombic inclusion(第5図-j)は厚さ0.5～10mm、断面の長径が1mm～3cm程度で、主として泥岩・珪質泥岩・シルト岩の細互層中に見い出される。レンズ状の小ブロックは主に珪質泥岩・シルト岩からなり、非対称で端部が尖鋭な外形を示す。泥岩と小ブロックの境界は、鏡下で観察すると明瞭なすべり面であることが多く、それらの面は30°程度で斜交する2方向の面で



第4図 各帯の岩相と年代。

太い実線で挟まれた部分が異地性岩塊以外の岩相を、細い実線で挟まれた部分が異地性岩塊の岩相を示す。検討地域では、南方の帯ほど若い年代を示す傾向が認められる。

あることが一般的である。このすべり面に沿って、しばしば微細な白雲母が晶出している。

#### 礫状化砂岩

泥岩砂岩互層が変形した結果、砂岩が不規則な外形の礫状となって泥岩中に含まれる場合がある(第5図-e)。礫状化砂岩の長径はおおむね30cm以下で、その外形はやや不規則である。周囲の泥岩との境界は、肉

眼的な破碎帯を伴わない(第5図-g)。

#### 劈開

劈開には、次の3種類の形態のものが見い出され、それらを便宜的にA、B、C型と呼ぶ。

A型の劈開は層理面、葉理面に斜交するもので、泥岩・珪質泥岩・珪質シルト岩中に数mm~1cm程度の間隔で発達する(第5図-k)。劈開面は堆積面に対して

眼的に明瞭で密着している場合と、漸移的である場合とが見い出される。礫状化砂岩は、前述のブーゲンやPinch-and-swell構造と共存することが多い。

#### 礫状化珪質シルト岩

泥岩あるいは珪質泥岩を基質とするオリストストローム中に、珪質シルト岩が不規則な外形の礫状となって見い出される(第5図-f)。基質の泥岩・珪質泥岩と礫状の珪質シルト岩とは初生的には整合的で、後に基質の泥岩が流動することによって珪質シルト岩が礫状になったものと考えられる。しかし実際には珪質シルト岩の周囲に、顕微鏡下ですべり面が認められることが多い。

#### Microfault

数cm単位でくり返す泥岩砂岩互層中に見い出される。Microfaultは地層面に対して比較的高角で交わる正断層であることが多く、その落差はおおむね5cm以下である。ただし断層面は、泥岩中では肉眼的に不明

10°~30°の角度で斜交することが多く、その面に沿って変位が生じていることもまれではない。前述のRhombic inclusionを形成するすべり面は、このA型の劈開に相当する。

B型の劈開は、先に述べたD型の褶曲に伴うもので、軸面劈開である(第5図-l)。数mm程度の間隔で発達し、その面に沿って変位が生じていることもある。

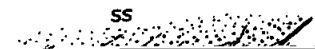
C型の劈開はオリストストロームあるいは礫状化砂岩の泥質岩基質中に見い出され、0.1mm以下の間隔で配列するものである(第5図-m)。特に礫状化砂岩の基質中のものは、調査地域では領家変成作用による変成度の上昇に伴って出現頻度が高まる。両者とも、珪質シルト岩や砂岩などのクラスト同士が比較的接近している部分に出現する傾向がある。

#### クラストの変形と回転

オリストストロームに含まれるクラストには、後生的な変形・変位が認められることがある。劈開面を伴



m



n



o



	変形の種類	沢渡帯	島々帯	味噌川帯	経ヶ岳帯
未固結時の変形	褶曲 (A型)				
	褶曲 (B型)				
	プーゲン				
	Pinch-and-swell構造				
	礫状化砂岩				
	礫状化シルト岩				
	Microfault				
主に固結後の変形	褶曲 (C型)				
	褶曲 (D型)				
	Rhombic inclusion				
	劈開 (A型)				
	劈開 (B型)				
	劈開 (C型)				
	クラストの回転				
	クラストの塑性変形				

第6図 諸変形構造の分布。

図中の太い実線は普遍的に、細い実線はやや低い頻度で、破線は局部的にそれぞれの変形構造が見出されることを示す。変形構造は、堆積物が未固結時に生じたものと、固結後に生じたものとに大別される。

らのうちA型褶曲など一部は未固結時に形成された可能性が高いが、他の多くは固結後の構造変形によるものであろう。

調査地域の南半部を占める味噌川帯と経ヶ岳帯で観察される変形構造には共通点が多い。味噌川帯の一部で認められるA型劈開は、新期の奈良井断層の影響によるものと考えられる。また経ヶ岳帯のC型劈開や片理は領家変成作用によるものとみなされる。これらの後生的な要素を除くと、領家変成作用以前に形成され

かなりの方向性があること、変形が特定の層準に限定されないことなどから、味噌川・経ヶ岳帯の変形の主体は、堆積性であるよりも、むしろ構造性の未固結時変形である可能性が強い。

以上のように南半部の味噌川帯・経ヶ岳帯の変形は、新期のものを除けば、ほとんどが未固結時に生じたものである。それに対して島々帯の変形には未固結時に生じたものも存在するが、その多くは固結後に形成されたものである。沢渡帯には未固結時および固結後の



## 1. early Late Jurassic



## 2. late Late Jurassic (1)



## 3. late Late Jurassic (2)



## 4. Early Cretaceous



第7図 各帯の岩相・年代・変形から推定される構造形成モデル。

1. 沢渡帯の覆瓦状構造の形成と、島々帯のオリストストロームの堆積と変形。2. 味噌川・経ヶ岳帯を構成する岩石の堆積。3. 味噌川・経ヶ岳帯の未固結時変形の形成。4. 領家花崗岩類貫入前の各帯の関係。

北西傾斜であるのに対し、味噌川帯以南ではそれほどの集中を示さないか、あるいは南東傾斜が優勢な部分が存在する。このように調査地域の北半部と南半部とでは、変形様式・年代・褶曲軸面の方向性などに明瞭な差異が認められる。このことは、造構過程ならびに堆積場の異なる複数の要素が、美濃・領家帯に存在することを意味している。以上の内容に基づいて、同帯の形成過程を模式的に表わしたものが第7図である。

## 文 献

ADACHI, M. & KOJIMA, S., 1983: Geology of the Mt. Hikagedaira Area, East of Takayama, Gifu Prefecture, Central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 31, 37-67.

足立 守, 1982: 美濃帯の *Mirifusus baileyi* 群集についての一考察. 大阪徴化石研究会誌, 特別号, 5, 211-225.

磯見 博・片田正人, 1959: 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩の堆積層についての考察. 地調月報, 10, 1037-1053.

KAMEI, T., 1952: The Stratigraphy of the Paleozoic rocks of the Fukuji district, the southern part of the Hida mountainland. *Jour. Sci. Shinshu Univ.* no. 2, 43-74.

狩野謙一, 1975: 長野県, 北部木曾一梓川地域の上部古一中生層の層序. 地質雑, 81, 185-200.

片田正人・磯見 博・村山正郎・山田直利・河田清雄, 1959: 中央アルプスとその西域の地質 その1: 中央アルプスの領家帯. 地球科学, 41, 1-12.

片田正人・磯見 博, 1958: 5万分の1地質図幅「上松」および同説明書. 地質調査所.

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.

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.

MIZUTANI, S., HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, Y., KIDO, S., KAWAGUCHI, I. and KOJIMA, S., 1981: Jurassic formations in the Mino area, central Japan. *Proc. Japan Acad.*, 57, B., 194-199.

大塚 勉, 1985: 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質雑,

91, 583-598.

大塚 勉・矢野賢治・木曾領家団体研究グループ, 1984: 長野県美濃帯及び領家帯の地質帯区分と堆積造構作用. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 197.

大塚 勉・森清寿郎・矢野賢治・大友幸子・富樫 均, 印刷中: 領家帯弱変成部の中生界とその未固結時変形 —長野県木曾山地北部地域—. 地球科学.

田中邦雄・小林国男・亀井節夫, 1952: 沢渡礫岩の層位的位置. 信州大学教育学部研究論集, 2, 54-62.

山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋, 1985: 5万分の1地質図幅「高山」および同説明書.

矢野賢治, 1983: 木曾山地北部の藪原層の層相と古生物. 信州の地質構造発達史をめざして—その2—, 32-34.

矢野賢治, 1985: 長野県, 木曾山地北部味噌川層の地質と放散虫化石. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 162.

矢野賢治, 1986 MS: 長野県木曾山地北部の中生界. 信州大学修士論文.

---