

美濃—領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造

狩野 謙 一 *

Gravity-gliding of the Mesozoic strata and its related
structures in the Mino—Ryoke Belt, Central Japan

Ken-ichi KANO

The Upper Paleozoic-Mesozoic strata, mostly Triassic and Jurassic ones, are widely distributed in the Mino Belt, including the Tanba, Kiso, Ashio and Yamizo Mountains, and their metamorphic derivatives in the Ryoke Belt, Central Japan. Recent progresses of the structural analysis and biostratigraphy of micro-fossils made clear a lot of important facts about the stratigraphy and structure of their strata. This paper deals with the structural framework and tectonic process of their strata on the basis of these new evidences.

The Upper Paleozoic-Mesozoic strata are folded to form composite folds. The folds range ten and several kilometers to several centimeters in wavelength. The first order folds of them are upright folds with wavelength of more than 3 km. The fold structures, sizes, shapes, folding styles and so on, gradually change from the north of the Mino Belt to the Ryoke Belt in the south. Thick piles of the allochthonous strata, giant *Deckenpaket* structures, occur in the eastern Mino district and in the southern part of the Ashio Mountains. *Decken*, sheet-like in shape, of a larger scale in the *Deckenpaket* attain more than ten kilometers in length and breadth. Olistostromes, which are composed of chaotic mixtures of ill-sorted numerous blocks, occur below the giant *Deckenpaket* and on the north of the *Deckenpaket* in the eastern Mino district.

These folds, *Deckenpaket* structures, and olistostromes were probably produced by gravity gliding of the strata from south, along décollements at some ages from the latest Jurassic to Early Cretaceous. The décollement of the largest scale was produced in the Triassic chert, rest on the Permian strata. The folds with less than 1 km in wavelength, such as minor folds in bedded chert, were mostly produced accompanied with décollements formation before and/or during the displacement of the strata. The strata separated into several smaller sheets along the décollements and packed thickly to form the *Deckenpaket* structures. The Olistostromes were produced by collapsing the advancing *Decken* front. The upright folds with wavelength of more than 3 km were produced at the latest stage of and/or after the displacement of the allochthonous strata. The gravity gliding of the strata were probably triggered by the up-lifting of a geologic body situated to the south of the Ryoke Belt.

1. はじめに

西南日本内帯の中国地方、丹波、美濃、木曾、足尾、八溝山地等にはチャート、碎屑岩類を主とする非~弱変成の地層が広く分布している(図1)。この

地層は従来はそのほとんどが二畳系を主とする上部古生界とされてきた。ところが最近約10年間で、この地層の主としてチャート中から三畳紀コノドントが各地で続々と発見されてきた(KOIKE *et al.*, 1971; 小池ほか, 1974; 小池, 1979; 猪郷, 1979;

1982年1月20日受理

* 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University, Shizuoka 422.

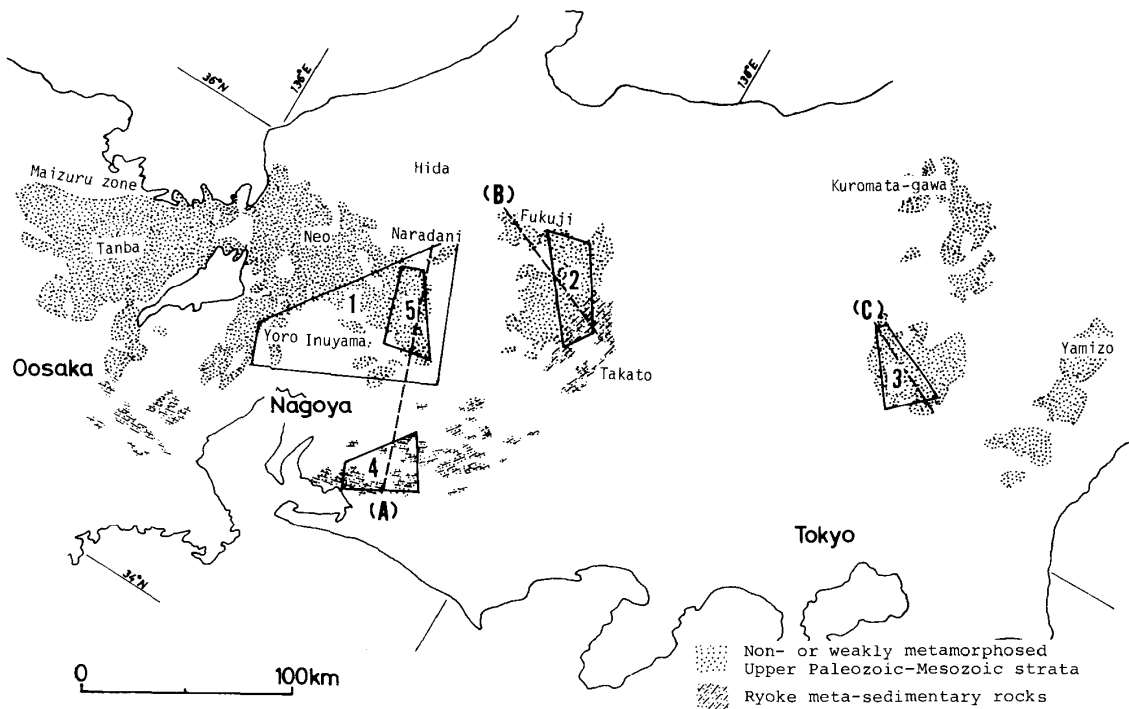


Fig. 1. Distribution of the Upper Paleozoic-Mesozoic strata in the Mino-Ryoke Belts.

1: Fig. 2, 2: Fig. 3, 3: Fig. 4, 4: Fig. 5, 5: Fig. 11.

図1 美濃-領家帯周辺の上部古-中生層の分布. 1: 図2, 2: 図3, 3: 図4, 4: 図5, 5: 図11

KANO, 1979; TOYOHARA, 1977; 林・長谷川, 1981; ほか多数). また, つい最近では, チャートおよび泥岩中から, 三疊紀からジュラ紀の放散虫も発見されてきている. (YAO, 1972, 1979; YAO *et al.*, 1980; ISOZAKI and MATSUDA, 1980; MIZUTANI *et al.*, 1981). これらコノドント, 放散虫等の微化石の産出により, これらの地層中のチャート層の大部分は中~上部三疊系であり, 一部に二疊系や下部三疊系, ジュラ系が含まれていることが明らかとなった. また砂岩を主とする碎屑岩層のほとんどは, 放散虫の他にアンモナイト (鈴木・佐藤, 1972; SATO, 1974) や, 材化石 (西田ほか, 1974) などからジュラ系であり, 一部に最下部白亜系が存在する可能性もある.

これらの地層の分布域の南側の領家変成岩は, 岩質の類似から北側の地層と一連のものと考えられてきた. したがってこれら変成岩の原岩のかなりの部分が中生界と推定される (豊原, 1974; 狩野, 1978).

さて以上の微化石の発見は当然, これらの地層の層序と構造の再検討を促すこととなった. その結果, 従来原地性と考えられていた地層のある部分は大規

模なデッケ (ナップ) の集合体であることが, 足尾山地南部や, 美濃地域東部で明らかにされてきた (KOIKE *et al.*, 1971; 柳本, 1973; 木村, 1974; 狩野, 1976; KANO, 1979; 猪郷, 1979). また, ある部分は巨大な岩塊 (オリストリス) を含む大規模な重力流堆積物 (オリストストローム) であることも明らかにされてきた (松田, 1976; 狩野, 1976; KANO, 1979; AONO *et al.*, 1981).

このような従来の見方とは異なる事実が最近続々と明らかにされてきている. それらをふまえて, 西南日本内帯, さらには日本列島全体の中-古生代の地質構造発達史について再検討がなされつつある. それらのうち, 以上にのべた地層の堆積場を, アジア大陸に隣接しその内部や南側に基盤の高まりを持つ縁海的な地向斜, とみなす考え方がある (ADACHI, 1976; SHIMIZU *et al.*, 1978; 木村, 1977, 1979, 1980). これらのうち, 木村 (1977, 1979, 1980) では三疊紀からジュラ紀のプレートのサブダクションの軸をそれらの高まりの南側においている. 一方, これらの地層, 特にチャートや珪質泥岩は海洋底堆積物であり, はるかに南方の低緯度で堆積したものが, 中生代に北方に移動するプレートに乗って, ア

ジア大陸の縁辺部に付加されたものだとする憶測もある (HATTORI and HIROOKA, 1979; 平ほか, 1981).

筆者はこの間、木曾、美濃、三河地域等で、このチャート・碎屑岩類を主とする地層、およびその変成部である領家変成岩の調査をおこなってきた (狩野, 1975, 1976, 1978; KANO, 1979; 狩野・渡辺, 1981). 特に KANO (1979) では、美濃地域東部のデッキ群、オリストストロームの存在を明らかにし、それらや褶曲の形成過程を論じた。そこで行った議論にはいくつか不十分な点、省略した点があった。本論では、これらを補足するとともに、現在までの結果、他の諸資料を加えて、チャート、碎屑岩を主とする地層が記録する西南日本内帯の中生代の地質構造形成過程の一端を論じる。本論の骨子は、これらの地層の構造の形成は、プレートのサブダクションにともなう付加体モデルでは説明しにくい事を示したこと、および縁海地向斜的な場所で、デッキ、オリストストローム、および褶曲の一部は、南方の隆起帯から地層が重力滑動 (gravity gliding) をおこした結果、形成されたということである。なお、本論は、その展開上 KANO (1979) の記載・議論と一部重複している。

謝辞：本研究に際し、東京大学理学部木村敏雄教授には終始御指導して戴いた。名古屋大学理学部吉田鎮男助教授には、多くの貴重な議論を戴くとともに、草稿を検討して戴いた。東京大学理学部村田明広博士には草稿を検討して戴いた。これらの方々に深く感謝する。

2. 美濃一領家帯の上部古生層—中生層の褶曲構造

波長数km以上の正立褶曲群

丹波—美濃地域でのチャート・碎屑岩類を主とする地層は、大きくみてE—Wの構造方向をもっている。ただし琵琶湖東部から長良川西岸にかけての美濃地域では、地層は著しく屈曲し、いわゆる根尾の対曲構造 (小林, 1951) を作っている。一方木曾山地や足尾山地では構造方向はNE—SWとなり、八溝山地周辺ではN—S方向となる。これらの構造方向の変化は、根尾の対曲構造を含めて、もともとは現

在よりも東西に近い構造方向が作られたのちに、白亜紀以降の日本列島の屈曲に伴ってもたらされたものと考えられる。

これらに支配的な構造は、この地域の原地性、異地性*をも含めた地層が持つ波長10km以上から数10cmのものに至る、あるいはそれ以下の波長の褶曲である。これらの褶曲のうち、第一級の褶曲は波長数km以上の正立褶曲 (upright fold) 群である。

これらの正立褶曲群の軸は、足尾山地南部、美濃地域南部、養老山地などでは20°~30°程度南西または西にプランジし、地表での馬てい型、ないしはS字型の地層分布を支配している。その他の地域では軸のプランジはわずかで、大きく見れば地層は帯状に分布している。

図2は YOSHIDA (1972) による美濃地域東部から

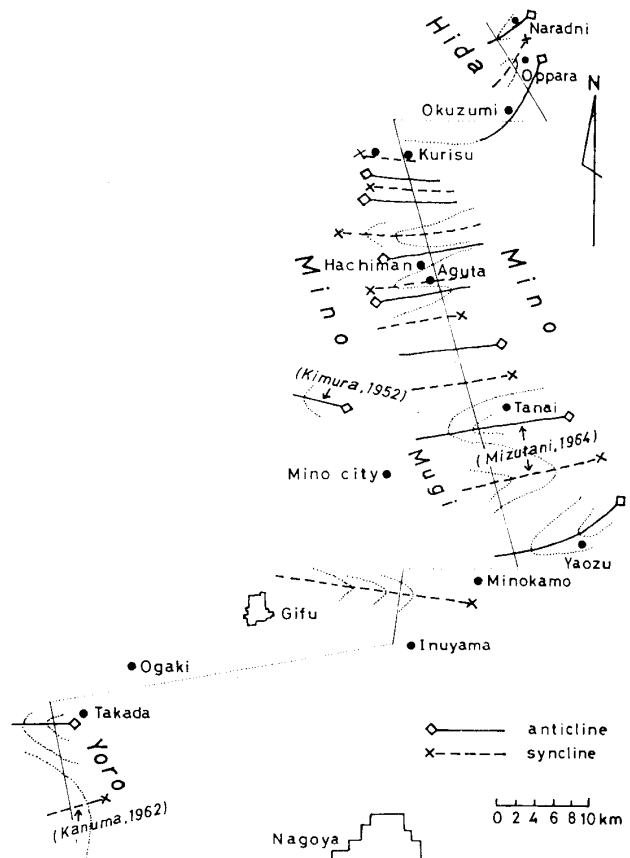


Fig. 2. Arrangement of axes of upright folds with wavelength of several kilometers in the Mino-Yoro district (YOSHIDA, 1972).

図2 美濃—養老地域の km-オーダーの正立褶曲の分布図 (YOSHIDA, 1972)

* 本論では、はっきりと異地性とわかる地層のみを異地性と呼んでいる。原地性と呼んだ地層のなかにも、実際には異地性のあるものがあるかもしれない。

養老山地にかけての正立褶曲群の分布図である。これらのうち代表的なものは中之保背斜，下之保向斜，坂祝向斜 (MIZUTANI, 1964) である。木曾山地でも同様に正立褶曲群が発達している (図3)。図3のうち、北部の平湯付近の一向斜と二背斜は IGO (1959) の地質図と、筆者の予察的調査から推定している。それ以外は狩野 (1975) にもとづいている。この種の褶曲群は丹波地域にも広く発達し、周山向斜，八丁背斜等 (清水・井本, 1981) が代表的なものとしてあげられる。足尾山地南部の向斜 (図4) もその典型的なものである。なお図4は太田 (1962)，河田・大沢 (1955)，渡辺ほか (1957) をまとめたものであ

る。

図3の木曾山地南部は領家帯の弱変成部に入る。さらに領家帯の中～高温部にあたる三河地域でもこの正立褶曲群が見られる (図5)。図5は山田ほか (1974)，KUTSUKAKE (1977)，ASAMI (1977)，狩野 (1978) をまとめたものである。ただしこの地域では貫入岩類が多いので、褶曲軸の位置や形態等については不正確である。

二畳系の砂岩層 (時代については再検討の必要がある) や、三畳系のチャート層を鍵層として、これらの正立褶曲群の模式的な断面図を描くと図6のようになる。この図には、飛騨-美濃地域東部-三河

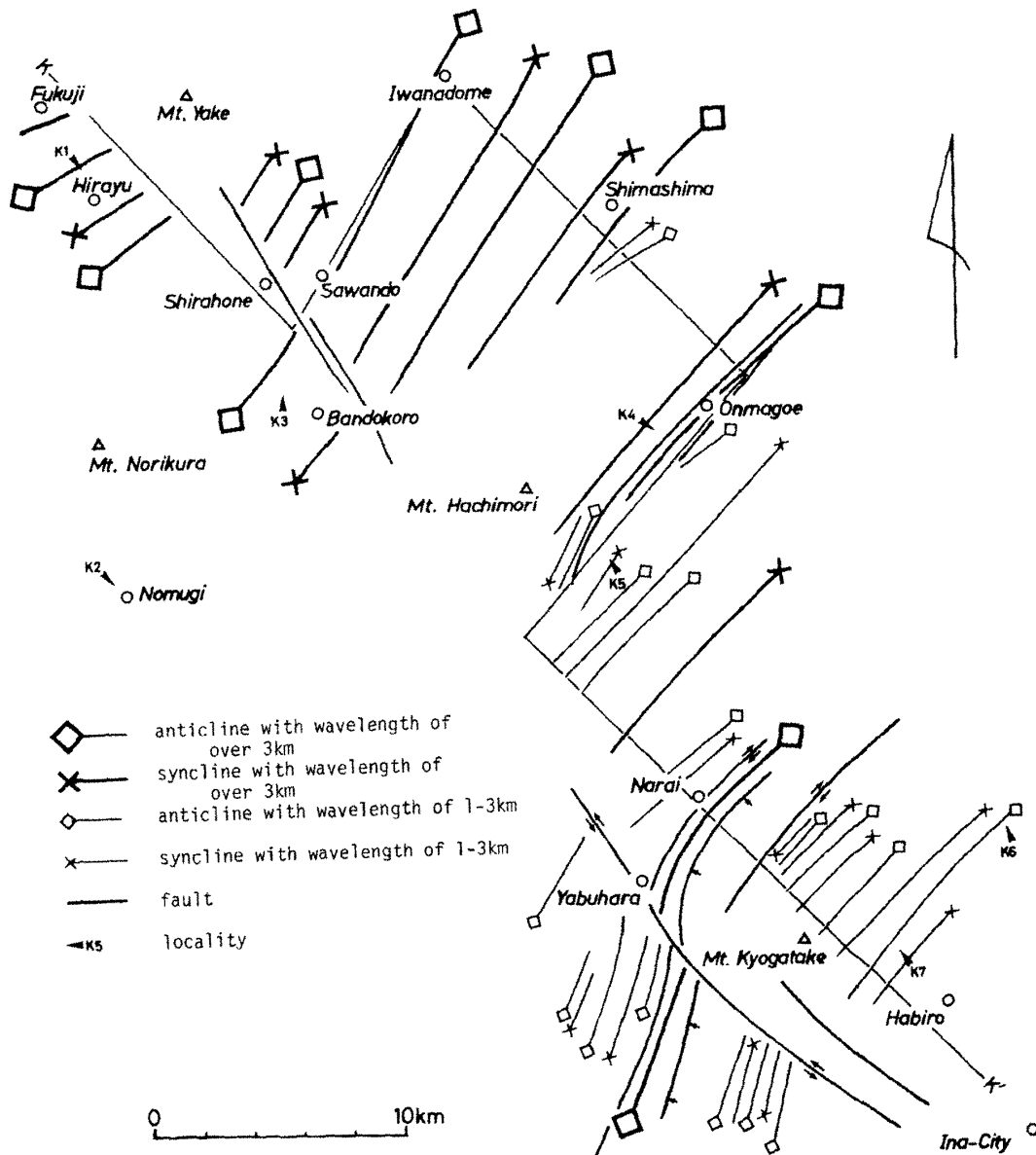


Fig. 3. Arrangement of fold axes with wavelength of more than 1km in the Kiso district.

図3 木曾地域の波長1km以上の褶曲の分布図

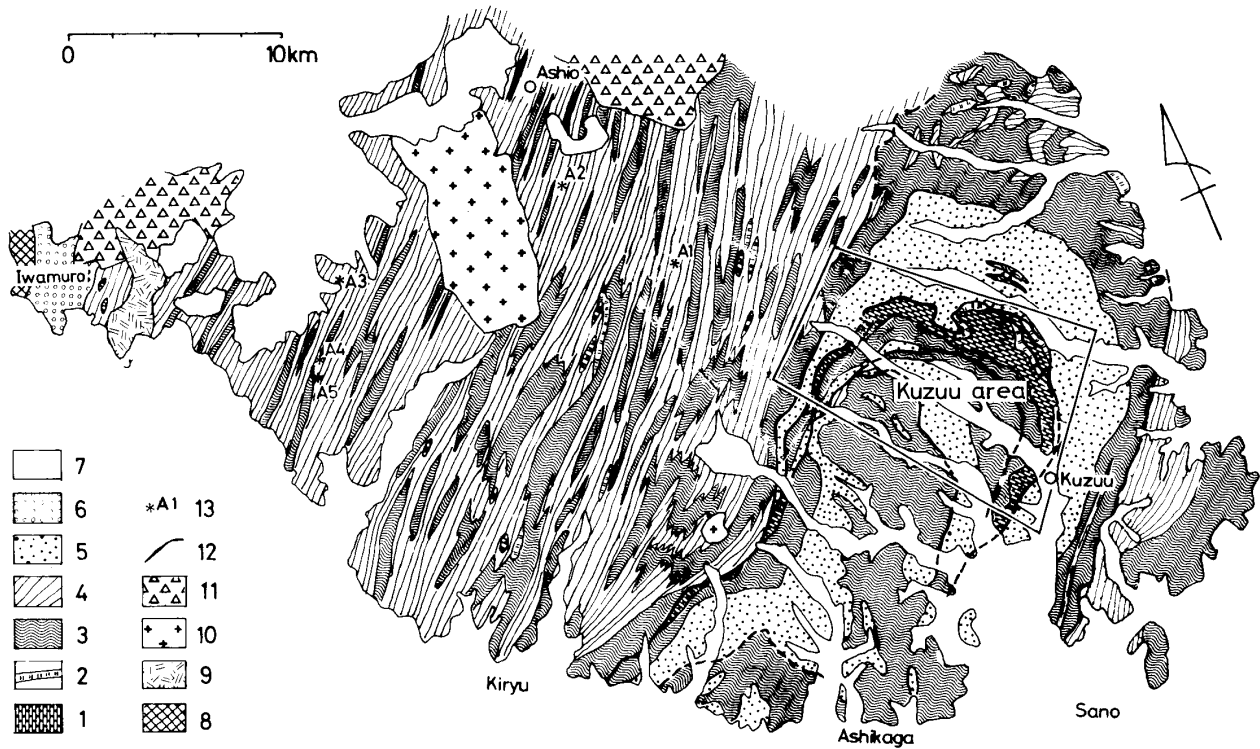


Fig. 4. Geologic map of the Ashio Mountains. 1: limestone, 2: green rocks, 3: chert, 4: mudstone, 5: sandstone (1-5: Permian-Jurassic strata), 6: Lower Jurassic Iwamuro Formation, 7: Tertiary and Quaternary sediments and volcanoes, 8: serpentinite, 9: gabbroic rocks, 10: granite, 11: rhyolite, 12: low angle thrust, 13: locality of conodonts.

図4 足尾山地地質図。1:石灰岩, 2:緑色岩類, 3:チャート, 4:泥岩, 5:砂岩(1~5:二畳系~ジュラ系), 6:下部ジュラ系岩室層, 7:第三系~第四系堆積物と火山, 8:蛇紋岩, 9:斑レイ岩類, 10:花崗岩, 11:流紋岩, 12:低角衝上断層, 13:コノドント産地。

(A), 飛騨-木曾-伊那(B)および足尾山地(C)の3つの断面が描かれている。これらのうち(A)の北部の二畳系(?)砂岩層の褶曲は YOSHIDA (1972) によるものであるが、郡上八幡-苅安間は筆者の調査結果を加えて若干修正してある。また異地性の三畳系チャート層の部分では、便宜上一層であるかのように描いているが、実際には後述する様に何層も上下に重なりあっている。また原地性とした部分も、実は異地性であり、さらにその下に原地性の地層が存在しているかもしれない。しかし以上にのべた正立褶曲群の形態は十分この図に表わされている。

この図で(A), (B)断面を対比する基準点として、飛騨外縁構造帯に位置する檜谷と福地を並べた。足尾山地では同構造帯の延長がどこを通るかは、はっきりとわかっていない。ここでは下部ジュラ系岩室層(木村, 1952)や、超塩基性岩類が分布している岩室付近を一応の基準点として選んだ。

美濃地域東部では、これら正立褶曲群の波長は、

その北部ほど短く3~5 km, 南部に向かって長くなり10 km程度, 養老山地では15 km程度となる。さらに南側の三河地域の領家帯では20 km前後となっている。同様な傾向は木曾山地でも認められる。同山地北部では波長3~5 kmであり、南部の領家帯の弱変成部に向かって10 km以上と長くなる。ただしこの傾向が一般的であるかどうかには問題がある。近畿地方の領家帯の中~高温部では、この正立褶曲群は波長10 km前後となっている(YOSHIZAWA *et al.*, 1966)。

正立褶曲群の褶曲波面

これら正立褶曲群が作る褶曲波面(*Faltenspiegel*)は、美濃地域北部から三河地域の領家帯にかけては、おおきくみれば、ほぼ水平に近い(図6)。より詳しくみると、北部の檜谷から安久田付近にかけては約5度ほど南にゆるく傾斜し、それより南から領家帯にかけてはほぼ水平である。ただし、美濃地域には、

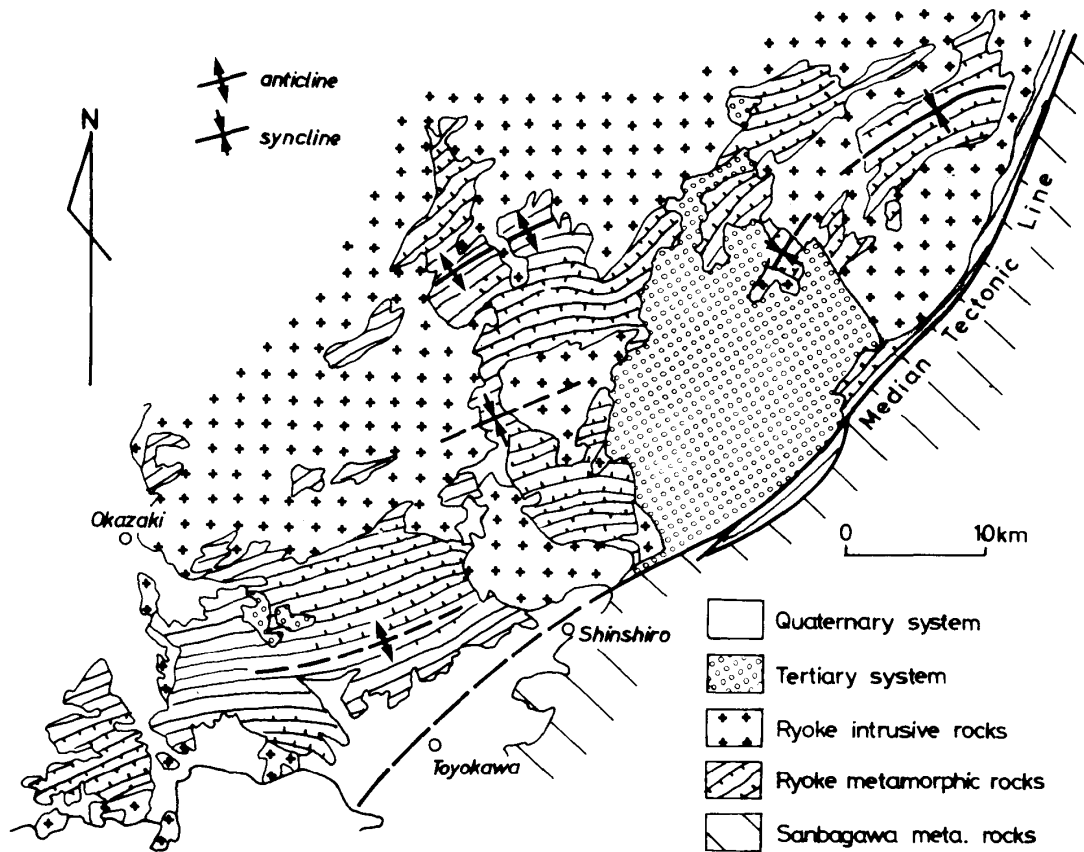


Fig. 5. Structural map of the Ryoke Belt in the Mikawa district.

図5 三河地域領家帯の地質構造図

飛驒帯にすぐ近い根尾地域や、揖斐川上流地域*にも三畳系のチャート層や、ジュラ系の碎屑岩層が広く分布している (Iijima *et al.*, 1979; Mizutani *et al.*, 1981; 狩野・渡辺, 1981)。したがって(A)断面より西側の根尾方面で断面を取れば、褶曲波面はほぼ水平に近くなるものと思われる。

木曾山地でも、局部的に褶曲波面が断層で切られることはあるとはいえ、おおきくみれば褶曲波面はほぼ水平で平坦である。

足尾山地では、その北部での褶曲構造が余り明らかでない。この地域のほぼ全域にはチャート、泥質岩を主とする粟野層群 (渡辺ほか, 1957) が南北に幅広く分布している (図4)。従来、この地層も上部古生界とされたが、各所で続々とコノドントが発見された。その結果、それらの多くは中-上部三畳系を示している (小池ほか, 1974; 林・長谷川, 1981; 他)。なお、筆者も図4の5地点のチャートよりコノドントを得ている (表1)。これらはA5を除いて

は、中~上部三畳系を示している**。したがって、粟野層群の分布状態、産出化石および林・長谷川(1981)の構造概念図からみると、足尾山地でも、その褶曲波面は南から北までほぼ水平面に近いと推定される。

同様に丹波地域でも、舞鶴帯のすぐ南側から、領家帯のすぐ北側にまで三畳系の地層が広く分布することが明らかにされている (Shimizu *et al.*, 1978)。

これらから、既に KIMURA (1968) の指摘にあるように、飛驒帯または舞鶴帯のすぐ南から領家帯の中~高温部に幅約 100 kmにわたって分布する上部古生層~中生層の第一級の褶曲の褶曲波面はほぼ水平面に近いものといえる。

複褶曲構造

これらの上部古~中生層には、上述の正立褶曲群に加えて、より波長の短い褶曲が発達し、いくつかの異なる波長の褶曲が重なりあい複褶曲構造を作っ

* 別途、詳細に報告する予定である。

** コノドントの鑑定は横浜国立大学小池敏夫助教授による。同氏に感謝する。

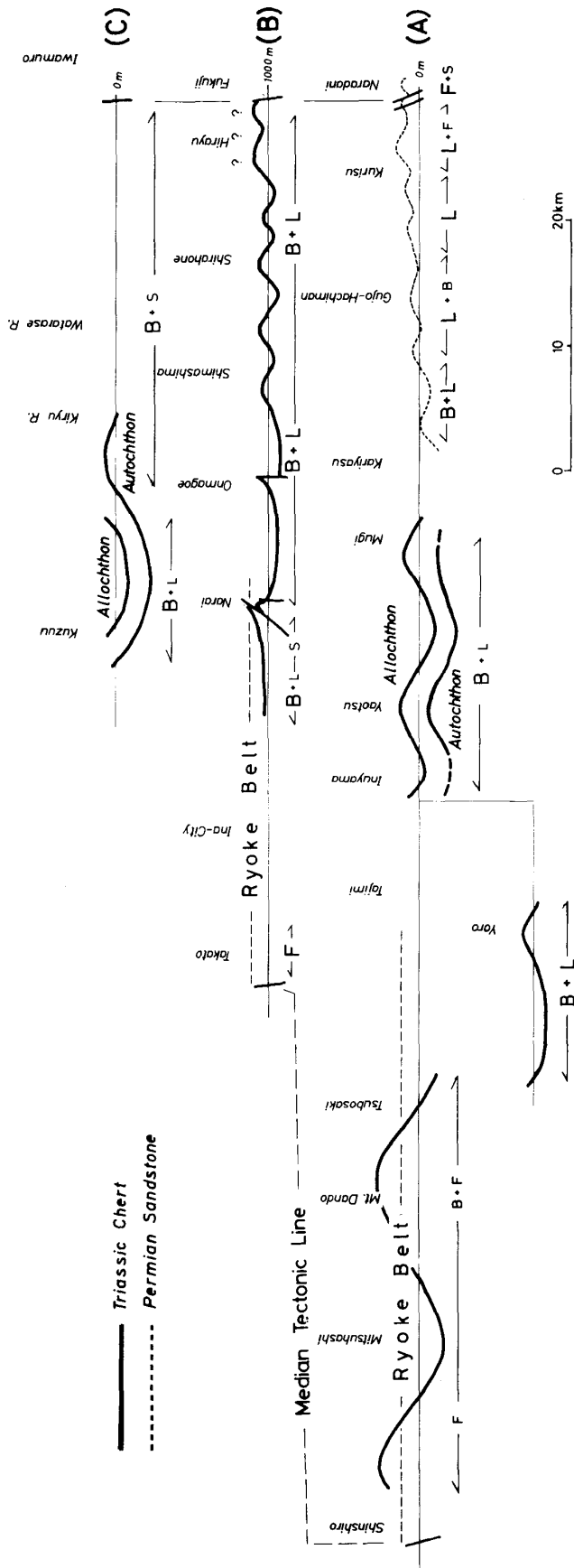


Fig. 6. Compiled and simplified profiles in the Mino-Ryoke Belt.

(A): Hida-Mino-Mikawa, (B): Hida-Kiso-Ina (K-K' in Fig. 3), (C): Ashio. Cross lines (A), (B) and (C) are shown in Fig. 1. B: flexural-slip fold, L: lens fold, F: flow fold, S: shear fold.

図6 美濃—領家帯の模式断面図。(A): 飛驒—美濃—三河, (B): 飛驒—本曾—伊那(図3のK-K'), (C): 足尾. 断面線(A), (B), (C)は図1. B: 曲げ褶曲, L: レンズ褶曲, F: 流れ褶曲, S: 剪断褶曲

Table 1. Conodonts in the northern part of the Ashio Mountains. Localities are shown in Fig. 4.

表1 足尾山地北部のコノドント。産地は図4参照

Locality	Conodonts	Age
A 1	<i>Neogondolella longa</i>	late Anisian—early Ladinian
A 2	<i>Neohindeodella triassica</i> , <i>Cypridodella mulleri</i> , <i>Neogondolella polygnathiformis</i> , <i>N. cf. foliata</i> , <i>Gladigondolella tethydis</i> , <i>Enantiognathus zieglerti</i>	early Carnian
A 3	<i>Cypridodella delicatula</i> , <i>Epigondolella abneptis</i> , <i>E. bidentata</i> , <i>Neohindeodella dropla</i> , <i>N. suevica</i> , <i>Chirodella dinodoides</i>	middle Norian
A 4	<i>Epigondolella abneptis</i> , <i>Cypridodella mulleri</i> , <i>Enantiognathus zieglerti</i>	early-middle Norian
A 5	<i>Cypridodella mulleri</i> , <i>Enantiognathus zieglerti</i>	Triassic?

ている。この複褶曲構造は特に美濃地域で YOSHIDA (1972) によってよく解析されている。美濃地域では波長数km, 数 100 m, 数 10 m, 数 m, 数 10 cm といった褶曲が存在し、いくつかのオーダーが認められている。北部の檜谷付近では、6つ、郡上八幡付近では5つ、南部の異地性の地層内では4つのオーダーがあるとされている。ただし、それらの褶曲の形態や発達の様子は地域、岩相により一様ではない。

木曾山地においても同様な褶曲構造がみられる。同山地では褶曲のオーダーの解析はできていないが、10 km, 数km, 100 m, 10 m, m のうち4つか5つのオーダーがあるように思われる。図7は木曾山地の複褶曲の一例である。ここでは波長数 m~10 数 m の比較的閉じた褶曲が作る褶曲波面が波長 50 m 以上の褶曲をいくつか作り、それらが作る褶曲波面は南南東にゆるく傾いている。木曾山地南部では、さらに波長 100 m オーダーの褶曲を作り、それらがさらに波長 1~3 km 程度の褶曲を作っていく。図3にはこれら波長 1~3 km の褶曲のうち確認もしくは確実に推定されるもののみを示した。これらの褶曲の一部には比較的閉じた形態で、逆転した片翼を持つものもある (狩野, 1975)。

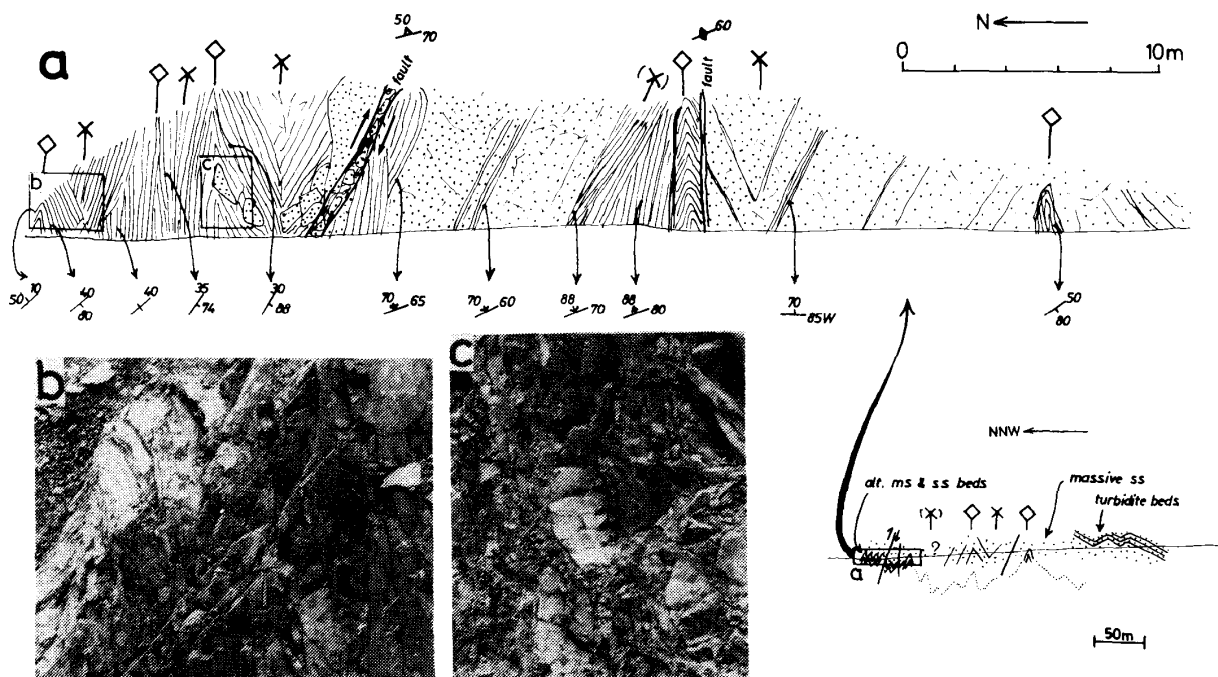


Fig. 7. a: An example of composite folds in the Kiso district (at K5 in Fig. 3), b: Flexural-slip fold in bedded mudstone, c: Lens like structures in alternating beds of sandstone and mudstone.

図7 a: 木曾山地の複褶曲の一例(図3のK5地点), b: 層状泥岩の曲げ褶曲, c: 砂岩-泥岩互層中のレンズ状構造

三河地域の領家帯では、上にのべた非～弱変成岩分布地域の構造に比べて単調な構造をとっている。すなわち波長数 m ～数 $100 m$ 程度も一部に認められるが、全域で一様に激しく褶曲しているということはない。特に南部の本宮山地域の中温部は非常に単純で、南北 $5 km$ 以上にわたって北に一方的に 20° ～ 70° 程度傾斜した、北上位のゆるく波曲した構造をもつ (狩野, 1978)。

以上の複褶曲構造には部分的にフェルゲンツが認められることがある。たとえば、美濃地域北部の一部では南フェルゲンツ、南部で北フェルゲンツ、木曾山地の北部で南フェルゲンツ、南部で北フェルゲンツとなる。しかし、より大きく美濃—木曾山地をみた場合、特に明瞭なフェルゲンツは認められない。足尾山地でも筆者の予察的調査によれば明瞭なフェルゲンツは認められていない。八溝山地南部では南にフェルゲンツを持つ構造が報告されている (滝沢・笠井, 1981)。

褶曲様式

露頭で観察される褶曲の様式は、一部を除いて、その大部分はレンズ褶曲か、曲げ (曲げ-スリップ) 褶曲である。特にチャート層の褶曲の大部分は曲げ褶曲の様式を持つ。砂岩や、砂岩・泥岩互層の褶曲は曲げ褶曲かレンズ褶曲、もしくは両者の中間型も認められる。図 6 には褶曲様式の地域ごとの変化も表わされている。

美濃地域東部では、その北部でレンズ褶曲が発達し、南部に行くに従って曲げ褶曲の様式を持つものが多くなる。南部や養老山地などでは曲げ褶曲が発達し、レンズ褶曲と共存している (YOSHIDA, 1972)。ここでは第一級の褶曲波面は南にゆるく傾き、北側ほど下位の地層が露出することになる。それと上記の褶曲様式の変化から、構造階層が存在するとされている。

木曾山地では、飛驒帯のすぐ南の平湯付近から、領家帯の弱変成部の地層にかけて、レンズ褶曲と曲げ褶曲、およびそれらの中間の様式をもつものが共存している。図 7, 8 はそのいくつかの例を示した。そして、南部の領家帯変成作用を受けた部分と、北部の受けていない部分とで、褶曲様式の違いはほとんど認められない。図 8 G, H は領家帯の黒雲母帯 (小野, 1969) 中の小褶曲の例である。これらのうち G は曲げ褶曲、H は軸部付近に破断を伴う曲げ褶曲に近い様式を持つもので、両者とも非変成部のものと大差はない。

ただし、領家帯もさらに高温部になるほど流れ褶曲の様式を持つものが認められてくる。しかし、この流れ褶曲は一様に全域的に発達するものではなく、特に変成度の高い部分に局所的に認められてくる。ここで重要なのは領家帯変成岩の中～高温部にも原岩である堆積岩の内部構造 (堆積構造) が比較的良好に保存されていることである (狩野, 1978)。このことは肉眼サイズで岩石内の流動変形が余りおきていないことも示している。狩野 (1978) にすでにあげたもののほかに図 9 にいくつかの堆積構造の例を示した。これらの例のように、領家帯変成岩といえども、古流向の解析等の堆積学的検討が、今後かなりの程度まで可能であることがわかる。

なお、美濃地域北部檜谷付近の地層は変成作用を受け、ここには波長数 $10 cm$ 程度の流れ褶曲が認められている (YOSHIDA, 1972)。また、足尾山地北部や木曾山地南部奈良井川上流域のように、急傾斜したスレートへき開を持つせん断褶曲の様式を持つものが認められることがある。

これらの褶曲、特に曲げ褶曲に伴って、形態の異なる褶曲が、もしくは褶曲している部分としていない部分とが、すべり面 (デコルマ) を境として上下に重なって非調和褶曲を作る二階建構造 (two-storied structure) (TOKUYAMA and YOSHIDA, 1974) が認められることがある。激しく褶曲しているチャート層中には、しばしばこの構造が認められる (YOSHIDA, 1972)。

3. 大規模なデッケンパケット (パイルナップ) 構造

以上にのべた構造、特に大褶曲構造は、連続性のよいチャート層や碎屑岩層の分布状態や、堆積構造等による地層の上下判定から得られた“層序”をもとにして決められたものである。ところが、この見かけ上の“層序”が実際の層序関係をあらわしているのではないことが、犬山地域を含む美濃地域東部 (木村, 1974; 狩野, 1976; IJIMA *et al.*, 1978; 猪郷, 1979; KANO, 1979; YAO *et al.*, 1981) や、足尾山地南部の葛生地域 (小池ほか, 1971; 柳本, 1973) 等で、主としてコノドントによる地層の年代の検討により明らかにされてきた。これらの地域ではチャート層と砂岩を主とする碎屑岩層とが、厚さ数 $10 m$ から数 $100 m$ の単位で互層を作って、一見整合関係で積み重なっている。ところが、チャート層の大部分は中～上部三畳系で、碎屑岩層はジュラ

