

美濃-領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 狩野, 謙一 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000224

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.

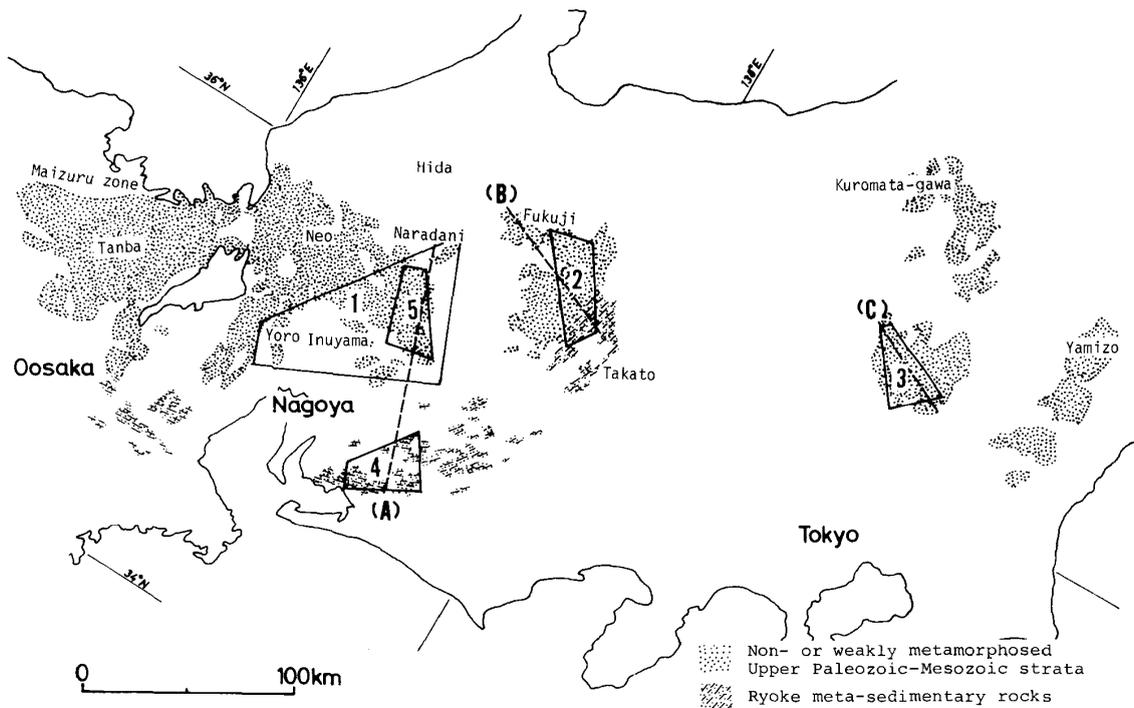


Fig. 1. Distribution of the Upper Paleozoic-Mesozoic strata in the Mino-Ryoke Belts.

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ケ群、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、デッケ、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 10 km 以上から数 10 cm 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

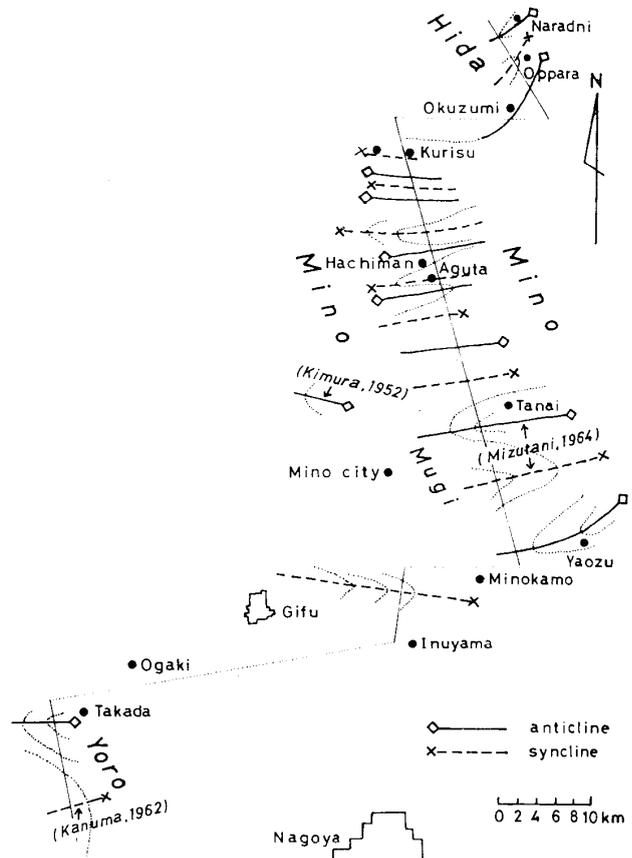


Fig. 2. Arrangement of axes of upright folds with wavelength of several kilometers in the Mino-Yoro district (YOSHIDA, 1972).

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

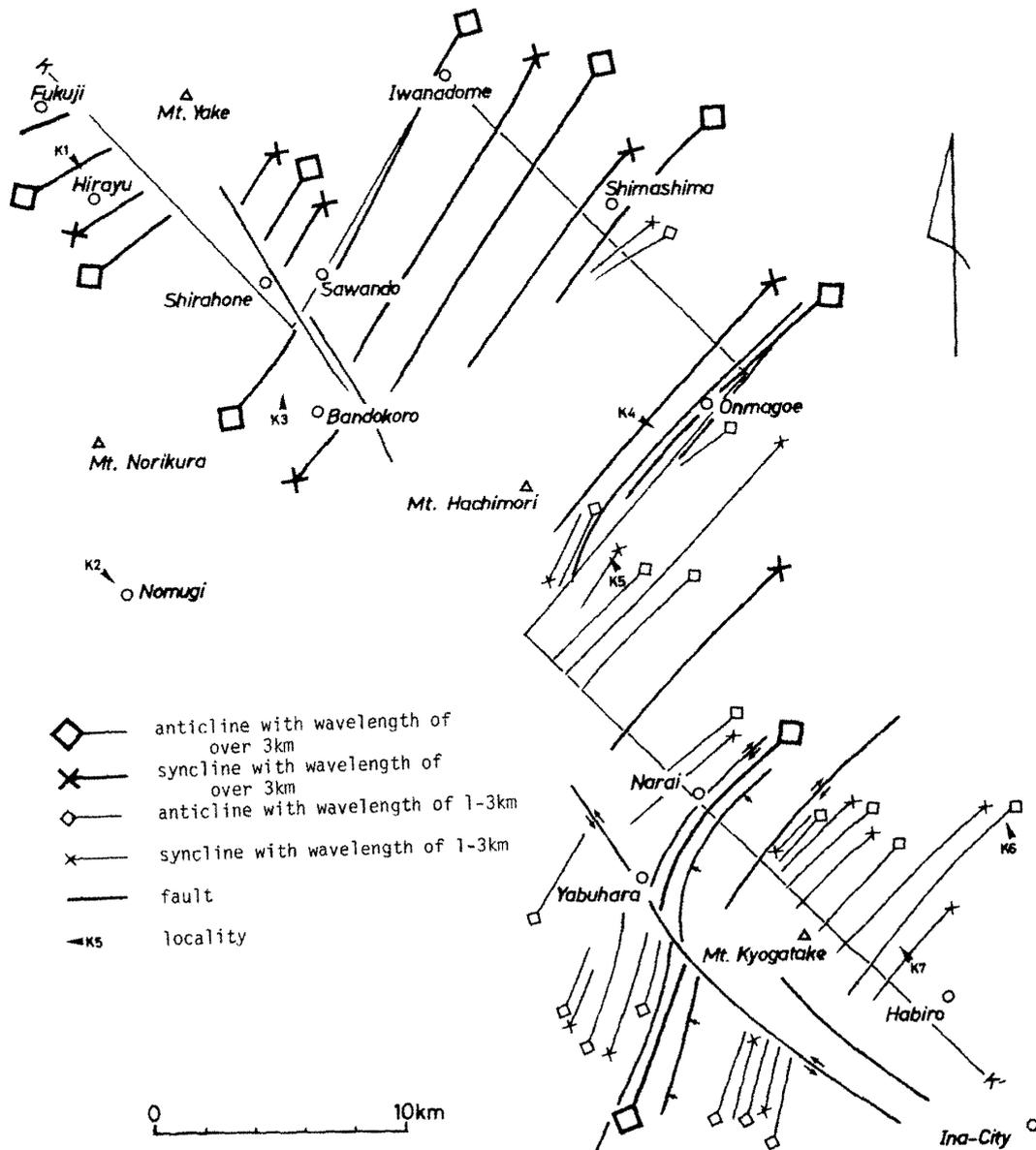


Fig. 3. Arrangement of fold axes with wavelength of more than 1 km in the Kiso district.

図3 木曾地域の波長 1 km 以上の褶曲の分布図

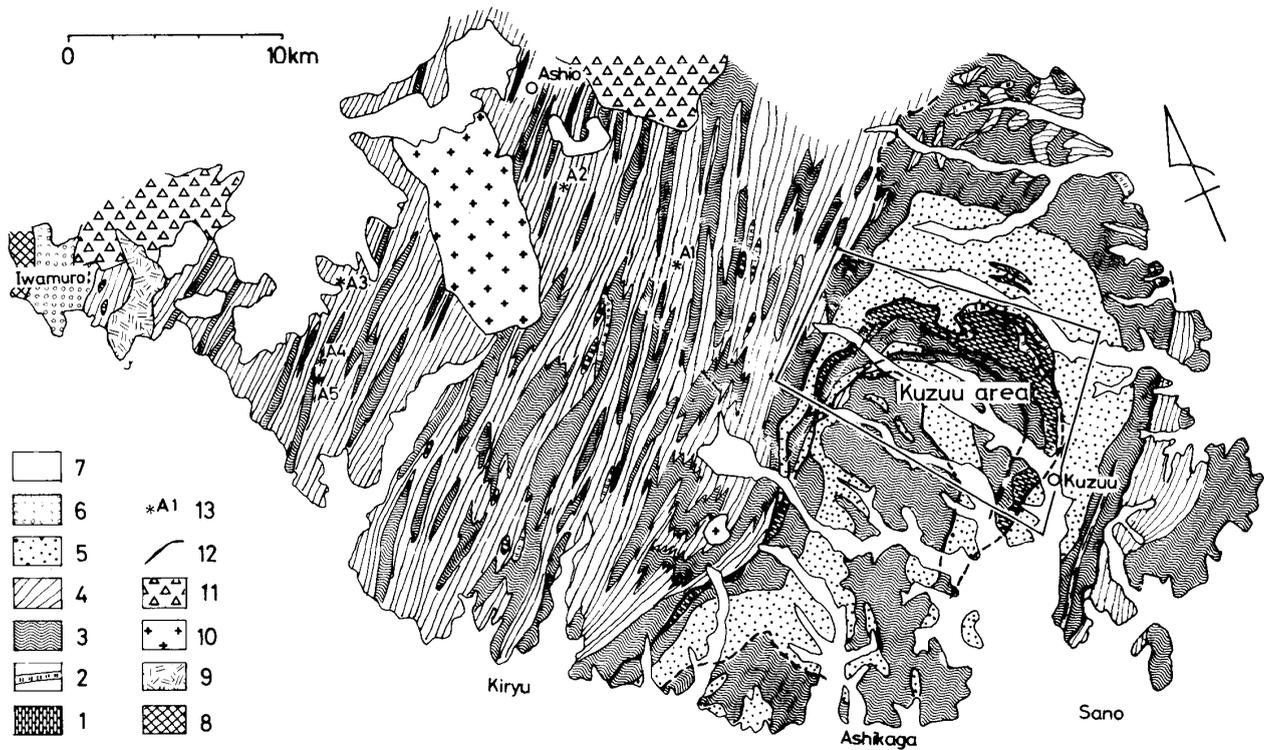


Fig. 4. Geologic map of the Ashio Mountains. 1: limestone, 2: green rocks, 3: chert, 4: mudstone, 5: sandstone (1-5: Permian-Jurassic strata), 6: Lower Jurassic Iwamuro Formation, 7: Tertiary and Quaternary sediments and volcanoes, 8: serpentinite, 9: gabbroic rocks, 10: granite, 11: rhyolite, 12: low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

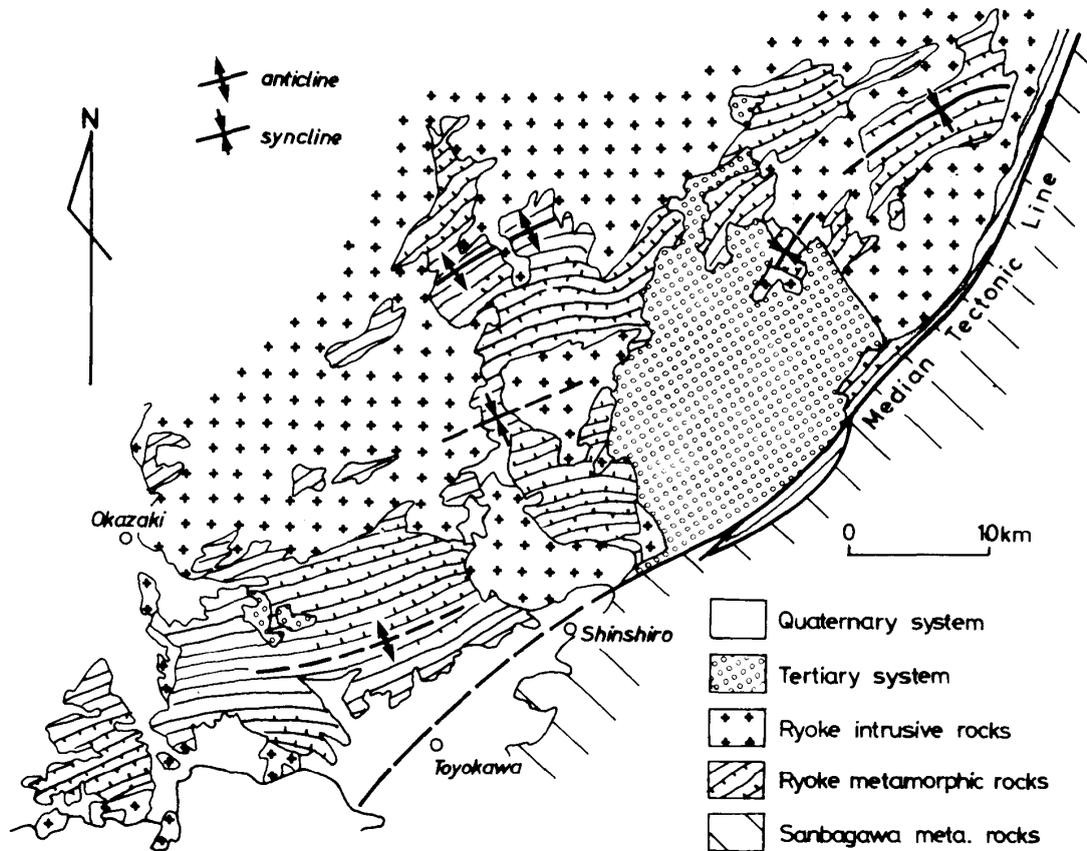


Fig. 5. Structural map of the Ryoke Belt in the Mikawa district.

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。

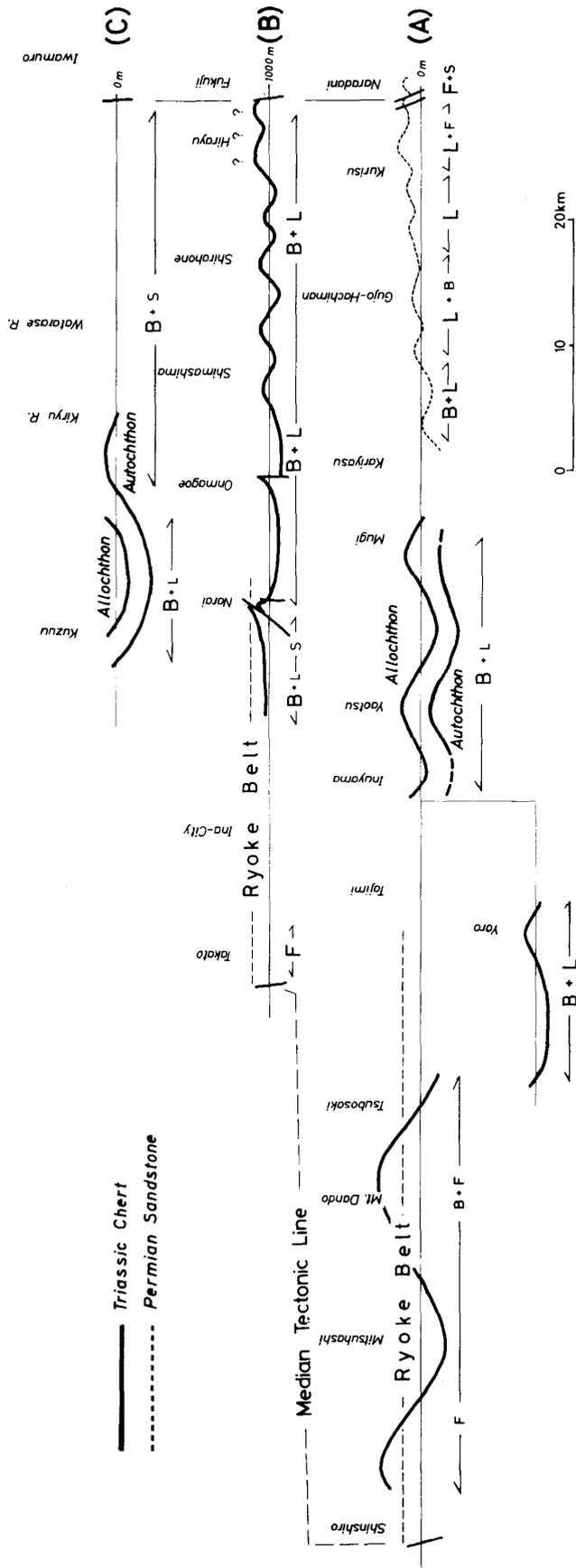


Fig. 6. Compiled and simplified profiles in the Mino-Ryoke Belt.

(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)。

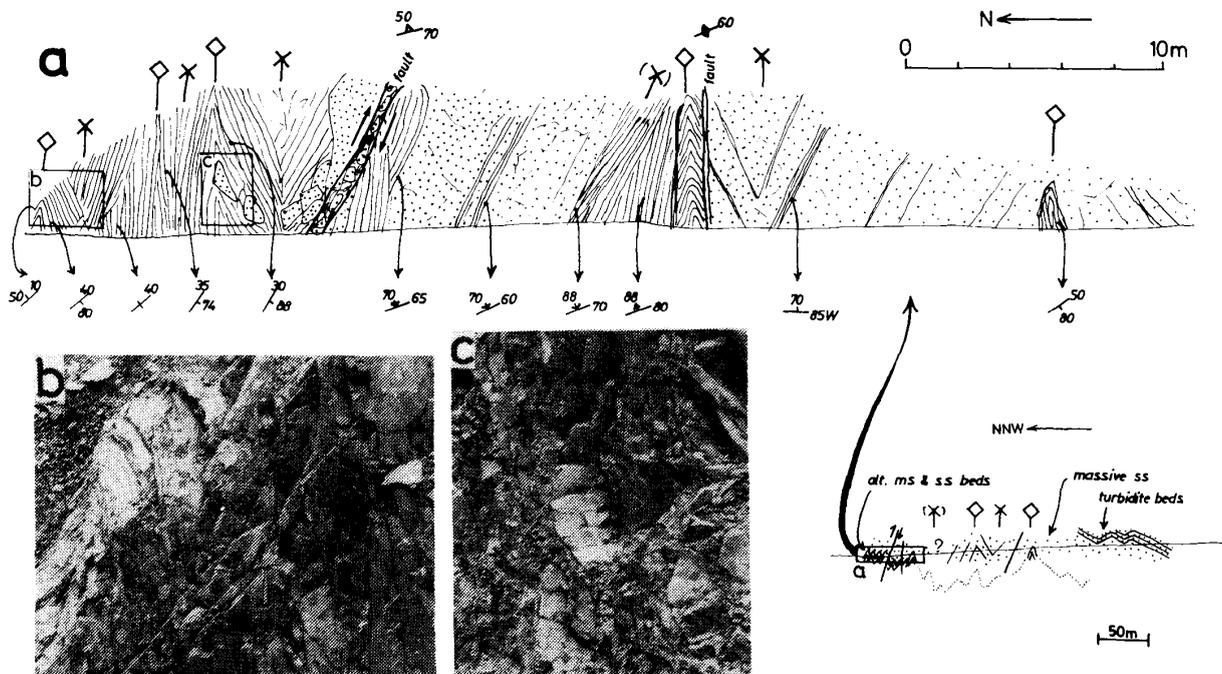


Fig. 7. a: An example of composite folds in the Kiso district (at K5 in Fig. 3), b: Flexural-slip fold in bedded mudstone, c: Lens like structures in alternating beds of sandstone and mudstone.

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

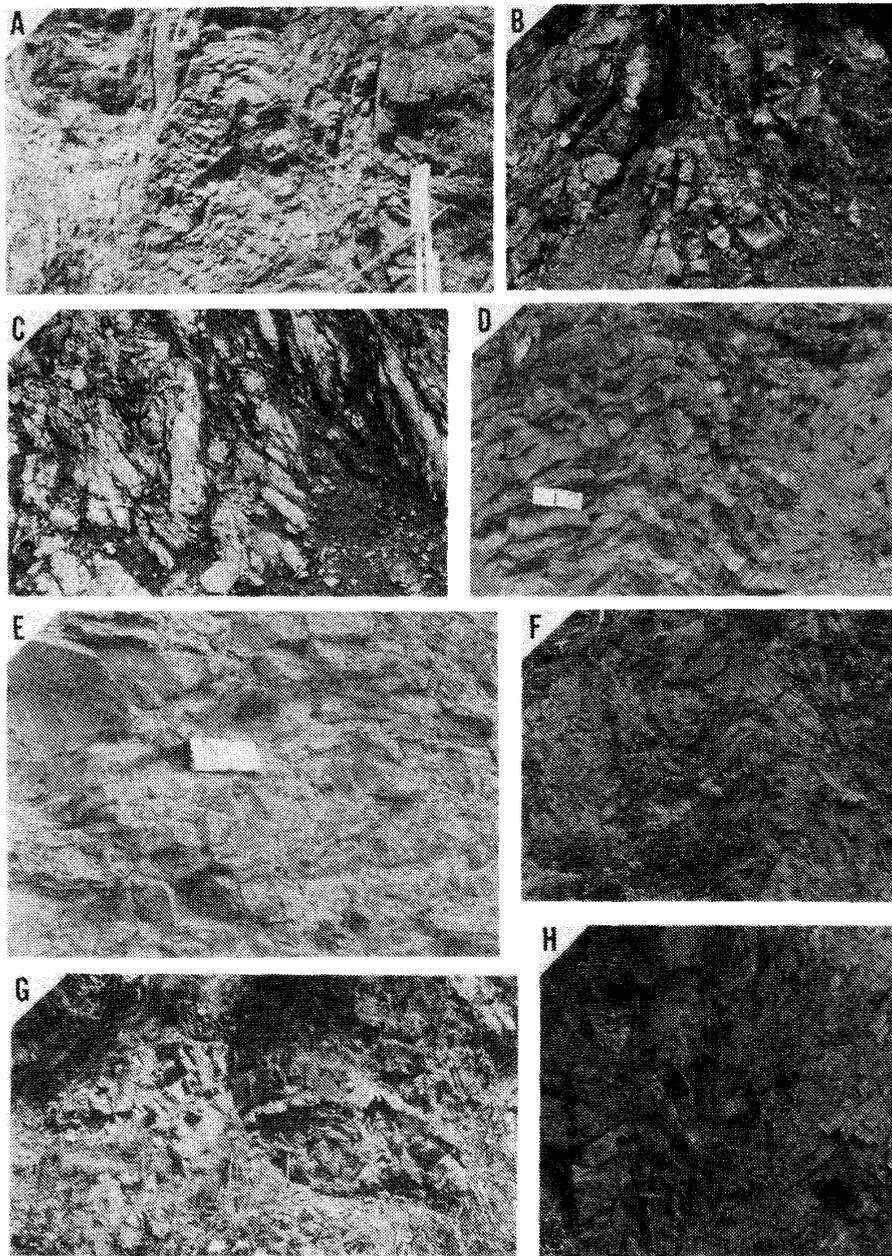


Fig. 8. Minor folds in the Kiso district. A: flexural-slip folds in bedded mudstone (K1), B: lens fold in alternating beds of sandstone and mudstone (K2), C: lens folds in alternating beds of sandstone and mudstone (K3), D: flexural-slip folds in turbidite beds (K4), E: lens structures in turbidite beds (K4), F: flexural-slip folds in bedded muddy sandstone (K5), G: flexural-slip fold in turbidite beds (K6), H: folds with axial plane cleavages in bedded chert (K7). Localities are shown in Fig. 3.

図8 木曾地域の小褶曲。A: 層状チャートの曲げ褶曲(K1), B: 砂岩・泥岩互層のレンズ褶曲(K2), C: 砂岩泥岩互層のレンズ褶曲(K3), D: タービダイト層の曲げ褶曲(K4), E: タービダイト層中のレンズ構造(K4), F: 層状泥質砂岩の曲げ褶曲(K5), G: タービダイト層の曲げ褶曲(K6), H: 層状チャートの軸面へき開を伴う褶曲(K7)。位置は図3参照

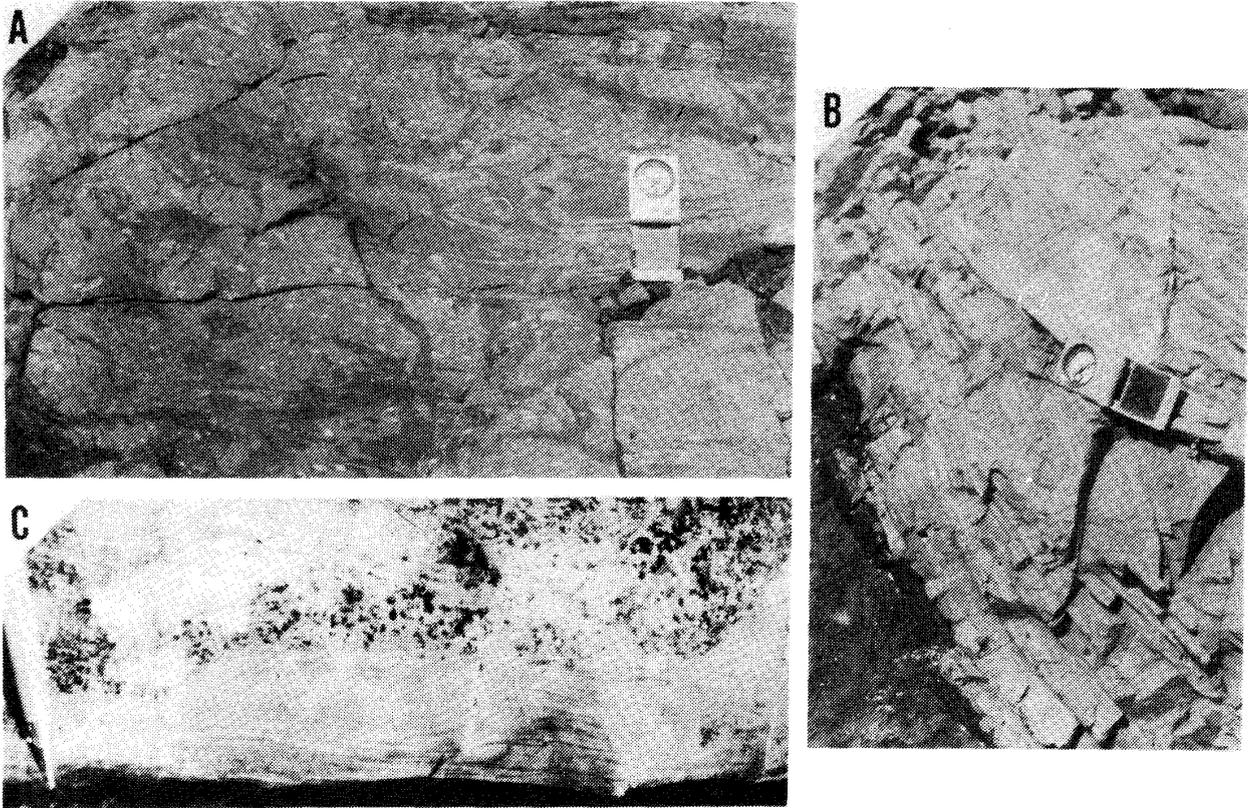


Fig. 9. Sedimentary structures in the Ryoke metamorphic rocks.

A: pebbly mudstone (near K6 in Fig. 3), B: slump folds (near K7 in Fig. 3),
C: cross lamination (near Mt. Dando in the Mikawa district).

図9 領家変成岩中の堆積構造. A: 礫質泥岩(図3のK6付近), B: スランプ褶曲
(図3のK7付近), C: クロスラミネーション(三河地域段戸山付近)

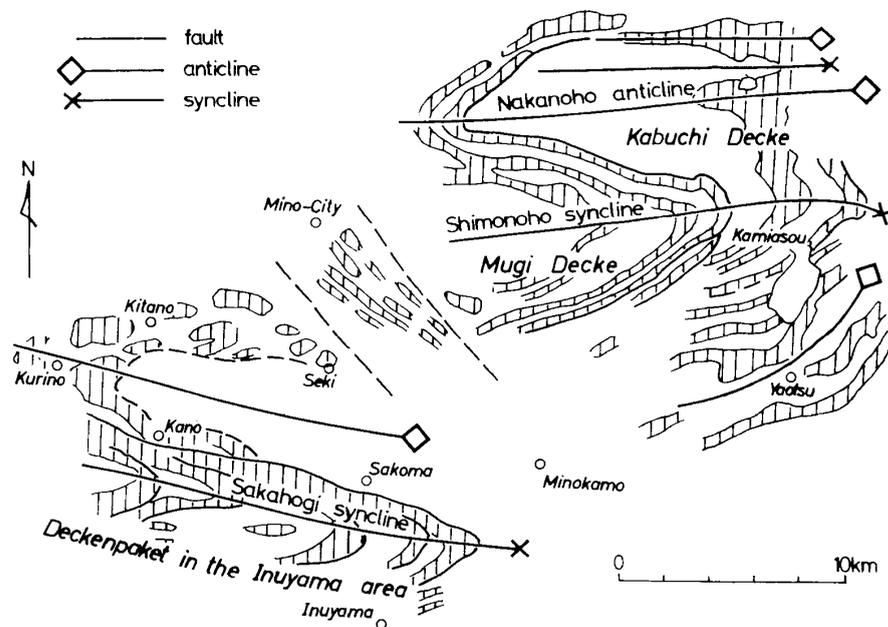


Fig. 10. Giant *Deckenpaket* in the eastern Mino district (KANO, 1979). Chert beds are designated.

図10 美濃地域東部の大デッケ群 (KANO, 1979). チャート層のみを描いた。

系と推定され、前述の地層の積み重なり方とその地質時代とは調和しない。すなわちこれらの地層は堆積当時の層序関係をそのまま保っているのではなく、堆積後何らかの原因で再累積した異地性岩体の集合体で、大規模なデッケンパケット（パイルナップ）構造を作っていたのである（柳本，1973；猪郷，1979；KANO, 1979）。

美濃地域東部では、このデッケンパケット構造が、犬山の北から和田野付近にかけての坂祝向斜，下之

保向斜，上之保背斜の地域に見られる（図10）。そして、このデッケンパケットは八百津付近に分布する原地性(?)の地層の上に重なっている（図11）。足尾山地南部の葛生地域では、葛生層群（渡辺ほか，1957）として一括される地層がその分布地域内でデッケンパケットを作り、より北側に広く分布する原地性(?)の栗野層群（前出）の上に低角断層を境として重なっている（図4，12）。この異地性の葛生層群と原地性の栗野層群の構造は明瞭に異なり、前

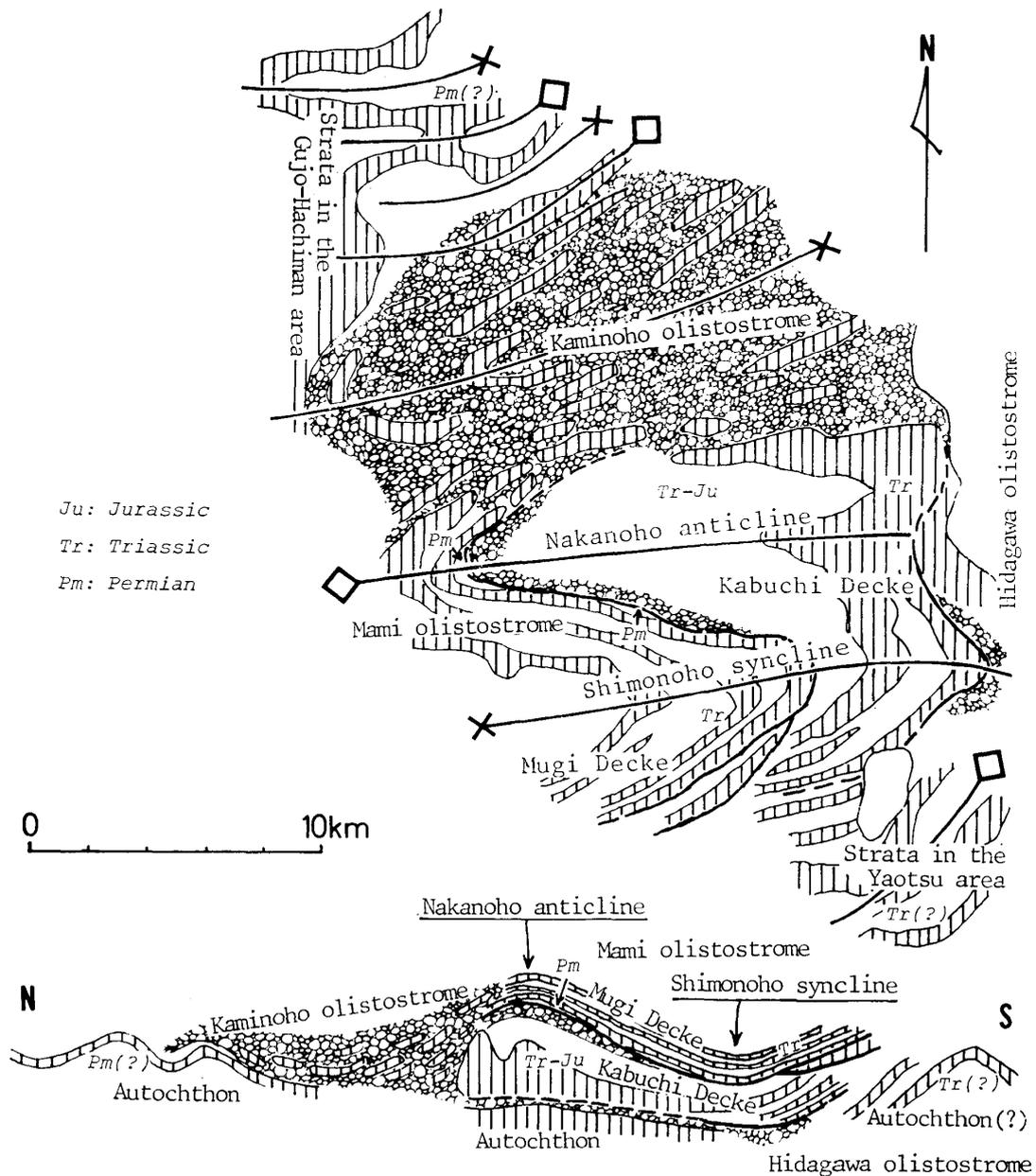


Fig. 11. Schematic geologic map and profile of a part of the eastern Mino district (KANO, 1979). Chert and olistostrome are designated.

図11 美濃地域東部の一部の地質概略図と断面図 (KANO, 1979). チャートとオリストストロームのみを描いた。

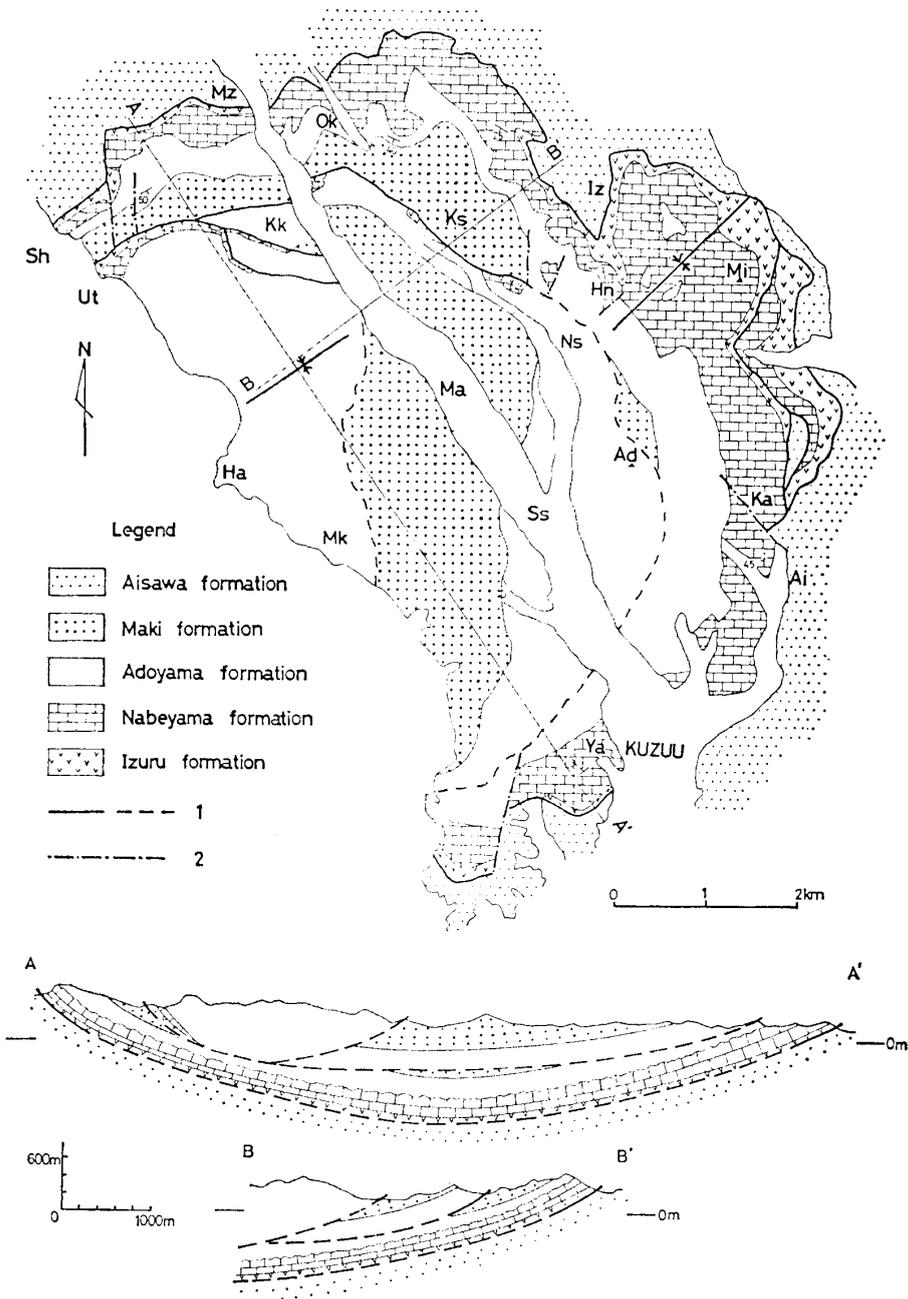


Fig. 12. Geologic map and profiles of the Kuzuu area (Yanagimoto, 1973). 1: thrust, 2: high angled fault.

図12 葛生地域地質図および断面図(柳本, 1973).

1: 衝上断層, 2: 高角断層

者が比較的緩傾斜なのに対して、後者は南東または北西に急傾斜している(図13)。なお、図13aは図12の地域内*、bは足尾山地北部の主要なルートでの筆者の予察的調査による。以下に両地域のデッケンパケット構造について詳細にのべる。

両地域のデッケンパケット構造とも、一枚の厚さ数10m~500m程度で、長さ・幅は数100m~数km以上におよぶシート状岩体が、地層にほぼ平行な断層により境されて何枚も積み重なり、全体の厚さは1,000m以上に達する。一枚のシートの広がり

* 柳本 裕氏より走向・傾斜のデータを提供して戴いた。同氏に感謝する。

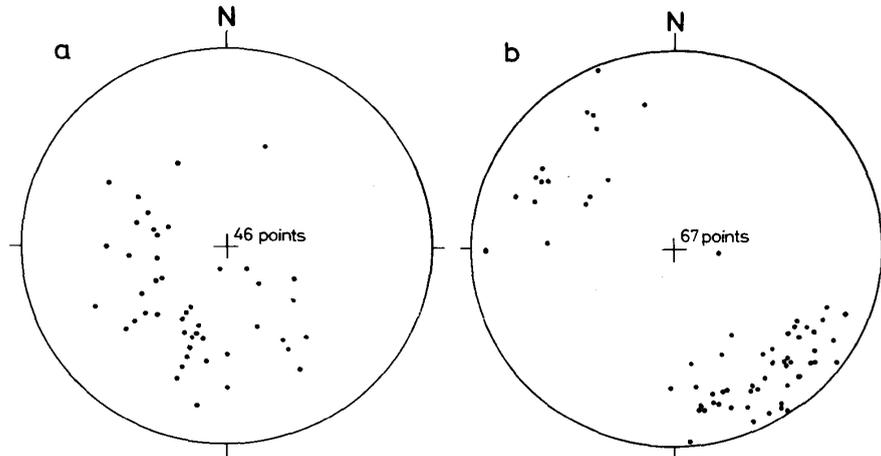


Fig. 13. Equal-area projections of attitudes of beds in the Ashio Mountains (Upper hemisphere). a: Kuzuu Formation in the Kuzuu area, b: Awano Formation in the northern part of the Ashio Mountains.

図13 足尾山地の地層の層理面の極の等積投影図(上半球). a: 葛生地域内の葛生層群, b: 足尾山地北部の粟野層群

km以上に達するものもある。

シートを構成する地層は、下部三畳系の上部～上部三畳系～下部ジュラ系(?) (大部分は中～上部三畳系) のチャート層と、砂岩を主とするジュラ系の碎屑岩層よりなるのがほとんどである。ただし葛生地域のように厚さ 100～200 m 程度の二畳系石灰岩や緑色岩類をとまなう部分もある。また美濃地域東部でも少量ではあるが二畳系の石灰岩や緑色岩類を伴っている。

大きいシート中では三畳系チャート層はその見かけ上上位にジュラ系の碎屑岩層が重なる。そして両者の間に珪質ないし酸性凝灰岩質泥岩をはさむこともある (ADACHI, 1976)。二畳系の緑色岩・石灰岩は見かけ上も三畳系チャート層の下位に重なる。葛生地域では二畳系に侵食面があり、その上に三畳系が不整合で重なる (柳本, 1973; 小池ほか, 1974)。これら二畳, 三畳, ジュラ系は構造の上では調和的である。したがって、これら二畳-三畳-ジュラ系の地層は、バラバラになって無秩序に集積してシートを作ったものではない。すなわち、大きいシートは、整合、一部不整合に重なる二畳系からジュラ系の、または三畳系からジュラ系の地層が、その層序の一部を保ったままでデッケを作り、それらが集積してデッケンパケット構造を作ったものと考えられる。そして、この場合にはデッケ (シート) の底面のすべり面は、ほとんど常に三畳系のチャート層の下面にあり、ときにはその下位にある二畳系の地層をとまなっている。ただし、小さいデッケ (シート)

では三畳系のチャート層、あるいはジュラ系の碎屑岩層のみよりなるものもある。このような単一岩質の小デッケが積み重なり、ほとんどチャートよりなる厚い集積体 (たとえば後述する神淵デッケの北部) を作ったり、碎屑岩層のみよりなる集積体 (同神淵デッケの上部) を作ることもある (図 14)。図 14 では存在が確実な断層のみを示したが、実際にはさらに多数の低角断層があると推定される。

一般に各デッケの底面はそれを構成する地層の層理面とほぼ平行である。上面は、上に重なるデッケの底面とほぼ平行な場合もあり、切られている場合もある。前者の例として、武儀デッケ中の小デッケの重なり (猪郷, 1979 のシート No. 8, 9, 10 の重なり)、後者の例として、葛生地域 (図 12) や神淵デッケの南部 (図 14) の重なり方があげられる。

特に美濃地域東部、下之保向斜地域付近では、何枚かのデッケがほぼ平行に重なり、その重なりを大きく切って、その上にほぼ平行に重なる数枚のデッケが乗っている。このような場合、デッケの集合体よりなる、さらに巨大なデッケが、上下に重なっているといえる。ここでは下位のデッケ集合体を神淵デッケ (猪郷, 1979 のシート No. 2～7 にほぼ相当)、上位を武儀デッケ (同シート No. 8～12 に相当) と呼んでいる (図 11)。この巨大なデッケが上下に重なる場合、その上下で内部構造が異なっている (図 14)。下位の神淵デッケには、南から北に波長・波高とも大きくなる E-W 方向の軸を持つ波長 1～3 km の褶曲が認められる。上位の武儀デッケはこの褶

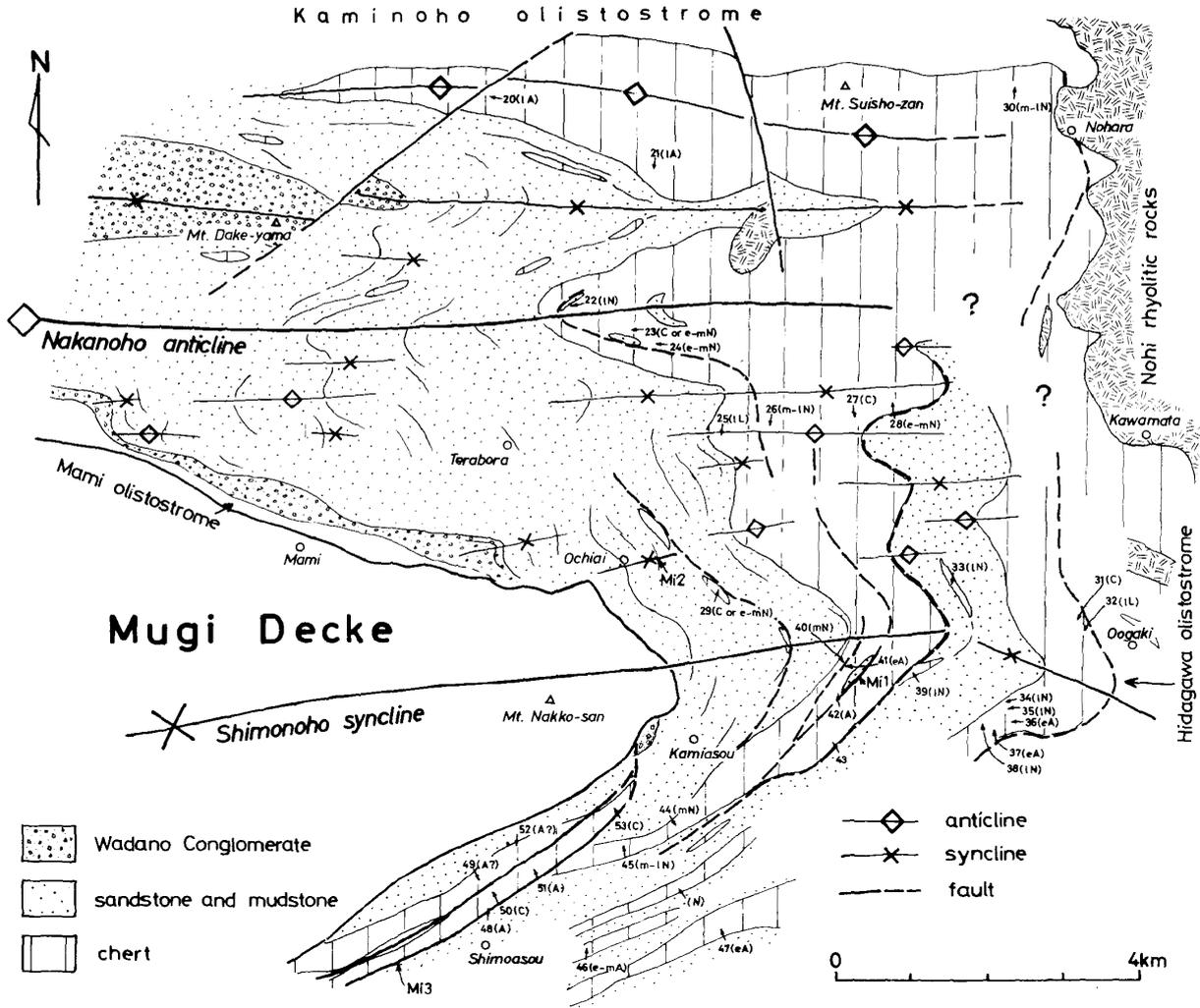


Fig. 14. Internal structures of the Kabuchi *Decke* and ages of conodonts (KANO, 1979). 20, 21, . . . , 33: conodont localities, A: Anisian, L: Ladinian, C: Carnian, N: Norian, e: early, m: middle, l: late.

図14 神淵デッケの内部構造とコノドントの時代 (KANO, 1979). 20, 21, . . . , 33: コノドント産地, A: Anisian, L: Ladinian, C: Carnian, N: Norian. e: early, m: middle, L: late

曲を切り、同スケールの褶曲はその内部に発達していない。

波長数 100 m 以下の褶曲もデッケ内部に見られるが、それらが観察される頻度はチャート層を除いては少ない。チャート層には波長数 m 程度の褶曲がしばしば観察される。葛生地域では、それらの軸の方向の解析から、この地域の正立褶曲ができる以前に、チャート層の小褶曲が形成されたことが明らかにされている(木村ほか, 1964)。また美濃地域東部では、小褶曲の軸は NE-SW 方向のものが多く、正立褶曲群の E-W 方向と斜交している (KANO, 1979)。

各デッケの境界には、多くの場合明瞭なせん断

面・破砕帯は発達しない。一方、大規模なデッケ、もしくは小規模なデッケが集積して大規模なデッケを作る場合、その境界部には幅数 m 程度の破砕角礫岩を主とする破砕帯が存在することがある。たとえば美濃地域の武儀デッケの下底にはこのような破砕が見られる。

美濃地域東部や葛生地域以外にも大規模なデッケンパケット構造が存在する可能性が大きい。その可能性のある場所として、美濃地域東部で KANO (1979) が原地性の地層として扱った郡上八幡周辺(図 11)、養老山地、丹波地域の保津川周辺、同周山周辺等があげられる。これらの場所とも、コノドン

トや放散虫が示す時代と見かけの層序とが矛盾し、何らかの地層の構造的な再構成を考えなければならない(猪郷, 1979; 小池, 1979; ISOZAKI and MATSUDA, 1980). これらの地域はいずれも、その地体構造上の位置は、領家帯より北側であり、飛驒外縁構造帯からはある程度へだたっている。さらに以上の地域以外にも、領家帯を含めてチャートと陸源性の碎屑岩類が、一見厚く整合的に互層するような所が多い。それらの地域でも、地層が堆積後に移動し、再累積している可能性が大きい。

4. オリストストローム

異地性の地層中を含めて美濃-領家帯の地層中、特に碎屑岩層中にはしばしば海底地送りによる堆積物が含まれている。これらは泥質基質中に径数cm~数10cm程度のチャート、泥岩、砂岩等の岩片が散在する礫質泥岩層(図9A)であったり、砂岩・泥岩互層が未固結時に滑動したスランプ褶曲層(図9B)である。このような海底地送り堆積物の一枚は、いずれも厚さ数cmから数m程度の比較的薄いもので、正常な層理を有する地層中には含まれている。

これらの小規模な海底地送り堆積物以外に、本地域には比較的厚く、かつ広い分布範囲を持って、長径数10mから時に数kmにおよぶ巨大岩塊(オリストリス)を有する大規模な海底地送り堆積物(オリストストローム)が見られる。この代表的、かつ大規模なものは美濃地域東部のオリストストロームであろう(図11)(KANO, 1979)。

美濃地域東部のオリストストロームは、前述したこの地域の第一級の正立褶曲群に参加し、かつ巨大デッケと密接な関係をもって分布している。すなわち神淵デッケ、武儀デッケといった巨大なデッケの下側に、またこれらデッケの北側に、デッケから漸移するような形で分布している(図11)。

オリストストローム中のオリストリスは主としてチャートよりなり、砂岩・泥岩等の碎屑岩類も含まれる。まれに石灰岩や緑色岩もある。これらの岩質はデッケを作る三畳系のチャート層やジュラ系碎屑岩層と同じであり、チャート中からは中~上部三畳系のコノドントが得られている。

デッケ群のすぐ北側に分布するオリストストローム中のチャート岩塊は特に大きく、長径数100mから数kmにおよび、厚さ数100mといった、それ自体が1つのデッケと呼んでいいようなオリストリスも存在する。ただしこのような場合、実際には一個の

オリストリスではなく、分割しかかっている同一岩質のより小さいオリストリスの集合体の外形をなぞっているのかもしれない。これらの巨大オリストリスは、おおよそシート状であるが、それ以下のものは不規則な角礫状のものが多く、碎屑岩類のオリストリスも角礫状のものが多く、径数10cm以下の比較的小さいものの中には垂円礫程度に円磨されているものもある。これらのオリストリスが、泥質の、あるいはオリストリスと同質で、より径の小さい角礫の集合体(microbreccia)を基質として、その中に散在している(図15)。

オリストストローム中に、正立褶曲群より波長の短い褶曲が存在するか否かは、その組織がきわめて乱雑なためはっきりとはしない。ただしチャート中には、デッケ内も含めて美濃帯に共通して認められる波長数mの小褶曲がしばしば認められる。これらの小褶曲は、オリストリスの外形と非調和な形態を持つことから、オリストリスとして取り込まれる以



Fig. 15. Olistostrome along the Hida River in the eastern Mino district. Arrows show chert olistoliths.

図15 美濃地域東部飛驒川沿いのオリストストローム。矢印はチャートのオリストリス。

前にすでに形成されていたことを示している。

この美濃地域東部のものと比較できるかどうかは十分な記載がないので不明だが、オリストストロームの存在が関ヶ原地域 (ADACHI, 1976) や、丹波地域東部 (松田, 1976) で報告されている。後者には石炭系の石灰岩岩塊が含まれているという。また八溝山地でも巨大岩塊を持つオリストストロームが記載されている (AONO *et al.*, 1981)。これら以外にも勘米良 (1977) が既に指摘しているように、広くオリストストロームが分布している可能性が大きい。

5. デッケ・オリストストロームの起源

デッケを構成する地層がもともと堆積していた場の幅

すでにのべたように美濃地域東部や葛生地域のデッケ群は、その規模、形態、構成岩石の岩相とも、ほぼ共通した特徴をもっている。また堆積時代についても、デッケ中のチャートから産出するコノドントは中～上部三畳系が大部分である。同様に美濃地域東部のオリストストローム中のチャート岩塊も中～上部三畳系である。そしてオリストストロームはデッケと密接に関連して分布している。したがって、これら両地域のデッケや、オリストストロームの成因は同じであると推察される。デッケの集積体として積み重なったり、オリストストローム中のオリストリスとして崩壊する以前のチャートはほぼ同一層準の地層であり、一続きの場所に堆積していたものと思われる。日本列島の地体構造からみると、それらは北又は南方のいずれかから現位置に集積したと考えてよい。そして南北方向に各デッケの長さを測り、それらを合計したものがこの三畳系のチャート層が堆積した場の幅に近いものであろう。ごく大ざっぱな見積りではあるが、その幅は美濃地域東部では 100 km 前後、もしくはそれ以上*、葛生地域では 40 km 前後となる。前者ではデッケばかりでなく、オリストリスとして崩壊したものまでも勘定に入れなければならない。デッケの下にさらにデッケが存在する可能性もある。また美濃地域東部、葛生地域ともすでに削剥されてしまった部分があるかもしれず、実際にはデッケの分布はさらに広がったかもしれない。いずれにしても、その値は 100 km 以上というかなり大きなものとなろう。

デッケの北方起源説

美濃地域東部のデッケ群については既に服部 (1979) により、それらが北方から移動してきたとする意見が出されている。この意見は、主としてジュラ系碎屑岩が北方起源 (MIZUTANI, 1964; 足立・水谷, 1971; 足立, 1977) ということに基づいている。しかし、後に述べるようにデッケの移動は、この碎屑岩が堆積した後のジュラ紀末期から、白亜紀前期と考えられ、両者の時期に差異があり積極的な理由とはならない。事実、このジュラ系の碎屑岩の一部は南方より供給されている (ADACHI, 1976)。また美濃帯緑色岩の南北への岩石組織の変化から北方起源説をとっている。しかし服部自身ものべているように (服部・吉村, 1979)、彼が原地性とした武儀地域以外の緑色岩も外来岩塊の可能性が強いので、この議論も再考を要する。

もし、異地性シートを北方起源とし、飛驒帯と美濃帯との相対的位置関係が現在までにそれほど変化していないとすると、シートを構成する地層の堆積場はオリストストロームの分布する郡上八幡より北側で、飛驒帯の北部にまで及ぶ地域に求めなければならない。しかし、飛驒帯は三畳紀からジュラ紀にかけては高温型変成作用がおこなわれていた。そして、その時そこは上昇域であり、チャートを堆積させるような地域ではなかった (KIMURA *et al.*, 1975)。また、シート中の砂岩層とはほぼ同一時代のジュラ系来馬層群や、手取層群下部層が、この地域の変成岩類や古生層を傾斜不整合におおっている。したがってデッケ北方起源説は成立しがたい。

同様な議論は足尾山地でも成立する。同山地北部の三畳系を主とする地層 (栗野層群) (前出) は、デッケの分布するすぐ北側の地域から、下部ジュラ系の岩室層が分布するすぐ南側まで、ほぼ一様な岩相で連続的に分布している (図 4)。もしデッケが北側の地域より移動してきたものとする、岩室層分布地域を含め、それより北側の幅 40 km 以上にわたる地域から、栗野層群分布地域を飛びこえて、現位置に集積したと考えなければならない。ところが岩室層分布地域のさらに北側には、碎屑岩類を主としチャートを含まない陸棚あるいはデルタ相と思われる三畳系の奥利根層 (小林, 1955) が分布している。このような地層の分布からみると、デッケを構成する地層が現在よりも北側に堆積していたと考えることは

* KANO (1979)、猪郷(1979)の結果をあわせると、KANO (1979) の見積りより大きくなる。

むずかしい。

付加体説

以上はあくまで飛驒帯と美濃帯とが相対的位置関係を大きくかえていないという前提にもとづいた議論である。ところで、飛驒外縁構造帯、およびその延長部分付近、あるいは美濃帯内部で大きな短縮を受けたという考えがある。平ほか(1981)は美濃帯周辺は陸源性砕屑粒子よりなるジュラ紀の海溝堆積物中に、より古い時代の海洋底起源の緑色岩や石灰岩礁・チャートなどの陸源性粒子をほとんど含まない遠来の岩石が入り込んだメランジェであると述べている。これによると美濃帯の地層はジュラ紀の付加体、領家帯の地層は変成された付加体となり、デッケは付加の際の産物ということになる。

前述したように、美濃帯から領家帯にかけては南北の幅 100 km 前後におよんで、地層の褶曲波面は水平で平面に近く、三畳-ジュラ系の地層が北から南に広く分布している。またこの間大構造・小構造とも漸移的であり、その中に大きく構造帯を区分する断層は認められない。すなわち、海溝付加体での特徴(?)とされる大洋側方向、すなわち南フェルゲンツの極性を持つ覆瓦状構造や、北から南に地層の時代が若くなるような一般の傾向は認められない。

デッケ中のチャートのなかには厚さ 500 m 以下であるが、南北 10 km 以上におよぶ薄いシート状のものがかなりある。このようなシート状岩体が大洋側から海溝で、あるいは海溝をのりこえて、ジュラ系の砕屑岩の上にのりあげたり、または砕屑岩中に薄いシートの形状を保ったままきびのように押しこまれ、見かけ上チャートと砕屑岩が互層するかのよう重なったと考えるのはきわめてむずかしい。

そのジュラ系の砕屑岩類にはタービダイトがはさまれるにしろ、全体的に炭質物を含む塊状砂岩が多い。これらは従来の研究でも浅海性の地層と考えられており(ADACHI, 1976; 足立, 1977; IJIMA *et al.*, 1978)、海溝堆積物とする根拠に乏しい。チャートの堆積環境を、それと随伴する地層との関係だけから推定するのは問題とされている(八尾, 1981)。しかし、これらチャートの化学組成が大洋底のチャートと異なることや(SHIMIZU and MASUDA, 1977; 松本・飯島, 1981)、さらにそれらが浅海性の砕屑岩や不整合と隣接して分布していることは決して無視できない。前述したようにデッケのあるものはもともと一連の地層として堆積した二畳系からジュラ系の地層が、またはその一部の地層が、その層序

をほぼ保ったままで移動したと思われる。これらから、チャートの堆積域は KIMURA *et al.* (1975)、ADACHI (1976)、IJIMA *et al.* (1978)、木村(1977, 1979, 1980)のように、陸源性砕屑物の供給の少ない縁海で、かつ比較的浅海域と考えてよいであろう。

以上の事から、現在幅 100 km 前後ある美濃-領家帯中のジュラ系砕屑岩と三畳系チャートが全く異なる、遠く隔たった堆積場起源で、それらが海溝周辺で混合・剪断され付加したメランジェであるととはきわめて考えにくい。

また、HATTORI and HIROOKA (1979)は美濃地域東部の二畳系の枕状溶岩の古地磁気方位と、従前からの古気候に関する文献を引用し、美濃地域周辺は二畳紀に太平洋の赤道付近にあった古大陸 Pacifica (NUR and BEN AVRASAM, 1978)の断片が、その後アジアの縁辺部に付加されたとした。しかし、MCELHINNY *et al.* (1981)による古地磁気解析の結果では、朝鮮半島を含めたアジア大陸の一ブロック(Sino-Korea)も、二畳紀には赤道付近にあった。また朝鮮半島の二畳-三畳紀の古気候はかなり温暖であった(REEDMAN and UM, 1975)。したがって、美濃地域周辺、飛驒帯、朝鮮半島等は、それらの相対的位置関係を大きく変えずに北上した可能性がある。

南方からのデッケの集積

デッケの北方起源説、付加体説が成立しないとすると、デッケの移動・集積はどのようにおこなわれたのであろうか。

図 11 に示したように、美濃地域東部の武儀デッケはより南側ほど神淵デッケの上部をより大きく切っている。神淵デッケは、北部ほど厚く、北部では南部で見られない波長 1 km 以上の褶曲が発達し、その波高は北部のものほど大きい。また武儀デッケを構成する地層は、より北側のオリストストロームに漸移している。

これらから、神淵デッケの内部構造は南から北に押しつけられたもので、その上を武儀デッケが衝上し、さらに武儀デッケはその北部で崩れてオリストストロームに漸移したと判断することができる。すなわち、もともとはより南側で堆積していた一続きの地層が、つぎつぎに北方へ移動し、のりあげていったもので、それらの最先端が神淵デッケである。神淵デッケはその内部で褶曲を作りながら厚く集積されて、現在の中之保背斜の北側で移動をやめる。こ

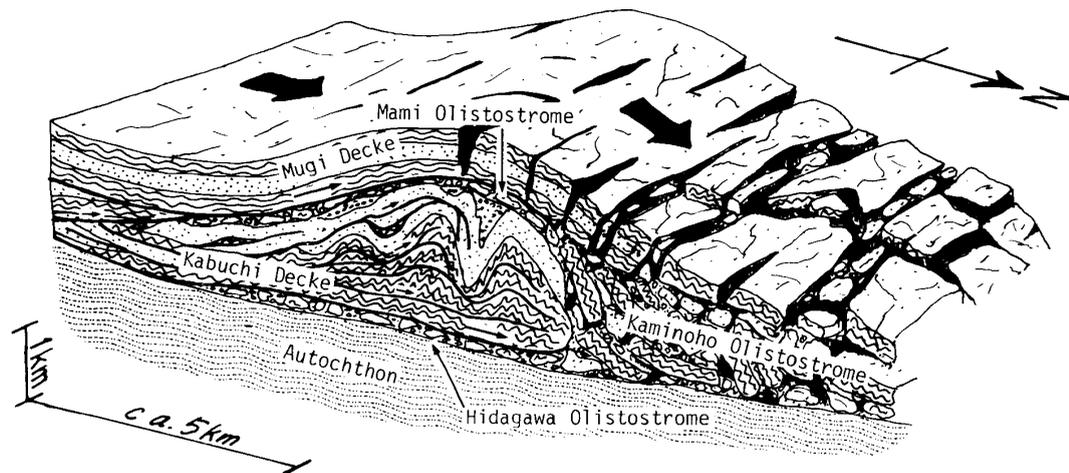


Fig. 16. Schematic illustration showing formation of the *Deckenpaket* and olistostrome in the eastern Mino district (KANO, 1979).

図16 美濃地域東部のデッケ群とオリストストロームの形成を模式的に示した図 (KANO, 1979)

の上をさらに武儀デッケが南からのりあげる。それらデッケの先端部は崩壊しオリストストロームとなり、さらにデッケはその上を移動していく。すでに移動をやめた神淵デッケの先端部に武儀デッケが達した時、そこに形成されていた急斜面で大崩壊をおこし、大規模なオリストストロームとなって北側に滑り落ちていったものと考えられる。これらの過程を模式的に表現したのが図16である。

デッケと領家帯の地層との関係

前述したように、美濃地域東部のデッケが南方から移動してきたとすると、当然、より南側の地層との関係が問題となってくる。葛生地域のものも南方からすべってきたと考え、デッケと同時代の地層を南方に求めると、それは関東山地の三波川—秩父帯の地層である。葛生地域と三波川—秩父帯との間に、この地域のデッケのももとの堆積位置を求めるのがよさそうである。

美濃地域東部ではデッケとして移動した地層は、そのもとの位置における南北方向の幅は100 km以上あったと推定される(前出)。その堆積場所では三畳—ジュラ系の地層が北方に移動してしまったのだから、現在それらは欠如していなければならない。この地域のすぐ南の領家帯の大部分は三畳系を中心とした中生層と考えられる。また美濃帯と領家帯の間には大規模な短縮を起したような構造帯は存在しない。したがって、もしこの変成岩の原岩が原地性のものであるとすると、デッケを構成する

地層の堆積場所を直接、現在の領家帯に求めるわけにはいかない。デッケを構成する地層の堆積場所とその移動については次の2つの可能性が考えられる(図17)。

1つには現在の領家帯に分布する変成岩の原岩である中生界の上を乗り越えてデッケが移動した場合である。この場合デッケの移動距離は、その先端部で100 km以上、後端部で200 km前後、もしくはそれ以上となる。また領家帯変成岩類の原岩は原地性ということになる(図17A)。

第2には、現在の領家帯変成岩類の原岩はデッケを構成する地層よりも南に堆積したものであって、デッケが北に移動しのみりあげる際に、それと共に北側に移動し、北側でデッケ群を形成する時に後押しをつとめたとする考えである。最初の、または最北部のみりあげた場所をどこに取るかが問題だが、仮に犬山のすぐ南とするとデッケの先端部の移動距離は数10 km(多分50 km以下)で、後端部はそれにプラス100 km以上となる。のみりあげた場所をより南側にとれば移動距離はそれだけ長くなり、北側にとれば短くなる。この場合、領家帯変成岩類の原岩は非原地性であり、変成岩の下部には大デコルマ面がなければならない(図17B)。

これらの2つの可能性のうち、前者ではかなり長距離のデッケの移動を考えなければならない。後者の場合、移動距離は少なくすむとともに、デッケ群を作るための後方からの強力な後押しを求めることができる。したがって、より後者の可能性のほうが自

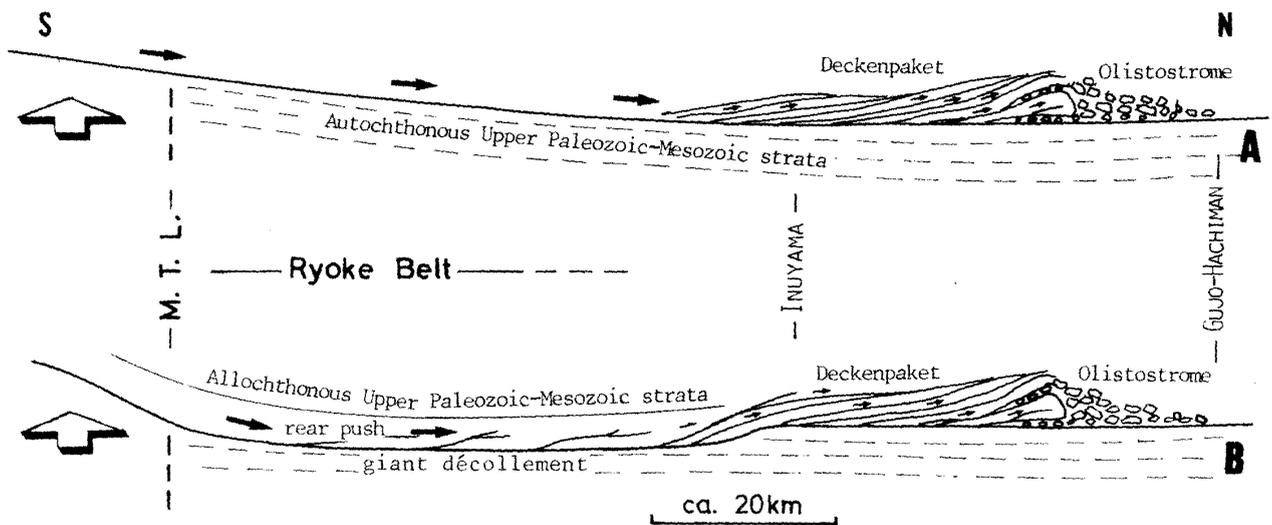


Fig. 17. Schematic illustrations showing the origin and the displacement of the allochthonous strata. See explanations in the text.

図17 異地性の地層の起源と移動を示す模式図。説明は本文参照

然であると思われる。しかしそれらのどちらであれ、現在領家変成岩類が分布する地域のより南側に、少なくとも南北方向の幅 100 km 以上の三疊-ジュラ系の地層を堆積させた場所がなければならない。

6. デッケ・褶曲の形成

美濃地域東部、葛生地域のデッケ群とも、すでにのべてきた構造からすると、その移動は地層面にほぼ平行にできたいくつかのすべり帯(デコルマ)に沿って起こったものと思われる。デッケ群を構成する地層のほとんどは三疊-ジュラ系であり、二疊系以前の地層は葛生地域のものの一部をのぞけばきわめて少ない。このことからみると最大規模のデコルマは三疊系と二疊系の境界付近にあると推定される。勿論、さらに下位に大デコルマ面がある可能性は否定できないが、現在これは露出していない。

各デッケの下部は多くの場合チャートより構成されている。したがってデコルマ面の形成にはこのチャート層の存在が重要な役割をはたしていることがわかる。チャート層は他の地層、たとえば砂岩層などに比べると一般に激しく層面すべりを伴う曲げ褶曲の様式の褶曲をしている。そして、褶曲の際、小すべり面で境されその上下で形態の異なる褶曲を持つ二階建構造を作る性質が強い(前出)。すなわち、後にデッケを形成する際には、この小すべり面(小デコルマ面)が利用された可能性が大きい。とするとチャート中の小褶曲は移動を起こすかなり早

期から形成されはじめたことになる。

デッケ中のチャートの小褶曲の軸方向の解析からすると、これら小褶曲は正立褶曲群が形成される以前に、既に形成されていた可能性が大きい(前出)。またオリストストローム中のチャート岩塊中にも同様の褶曲が認められる。したがってチャートの小褶曲は正立褶曲群や、オリストストロームが形成される以前に、既に形成されていたことになり、この点は先の議論とは矛盾しない。

このような小褶曲形成を伴うチャート層中での大・小デコルマの形成と、そこから派生し上位の碎屑岩層に達する低角衝上断層群によって、デッケ群を作りながら、それらが徐々に北方へ移動していった。移動していく途中で、地表にのりあげ、さらにその上を滑動し、大規模なデッケ群を作っていたと推定される。各デッケの境界部に破碎帯が目立たないことからすると、この移動は水を大量に含んだ海底地這りの性格を持っていたのかも知れない。地表にのりあげたデッケの先端部は崩壊し、先行性オリストストローム (precursory olistostrome) (ELTER and TREVISAN, 1973; 勘米良, 1977) を作りながら、さらにその上を移動していったものと推定される。

美濃地域東部の神淵デッケの波長 1~3 km で E-W 方向の軸を持つ褶曲は、その上に重なる武儀デッケによって切られている(図 14)。このことはこのスケールの褶曲も、武儀デッケがのりあげる以前に既に形成されていたことを示している。足尾山地では、原地性の地層と異地性の地層が異なった構造

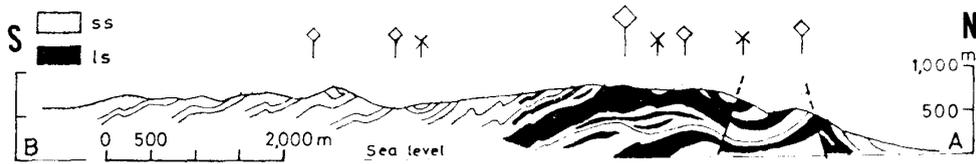


Fig. 18. Geologic profile of the Yoro area (YOSHIDA, 1972).

Cross line A—B is shown in Fig. 5 in YOSHIDA (1972).

ss: sandstone, ls: limestone.

図18 養老山地の地質断面図 (YOSHIDA, 1972). 断面位置は

YOSHIDA (1972) の Fig. 5 参照. ss: 砂岩, ls: 石灰岩

をしている(図13). これは、両者の変形した場が最初はかなり隔たり、その後近接した結果のものである可能性がある。

美濃地域東部の中之保背斜は、構造的に上部ほど波高が大きく、下部ではきわめて小さい(図11). この背斜とよく似た形態の背斜は養老山地でも認められる(図18)(YOSHIDA, 1972). このような形態から、この地域の正立褶曲群の少なくとも一部も、地層のデコルマ面に沿っての移動の際に形成された可能性が強い。ただし、この正立褶曲群はデッケやオリストストロームを褶曲させているので、その主要な形成時期はデッケ移動後である。そしてその波形や波高から(図6)、かなり地下深部に根ざしたものと見える。したがって、すべての正立褶曲が、デコルマ面に沿った地層の滑動の結果できたものと単純に結論づけることはできない。

また、領家帯や美濃地域北部の流れ褶曲、一部に見られるスレートへき開を伴う剪断褶曲も、単純にデコルマ面に沿った地層の横方向での移動・収縮に、成因を求めることはできない。特に領家帯の流れ褶曲は変成温度の高い部分で起こり、変成温度の高い部分は見かけ上の地層の層序関係とは一致しない(狩野, 1978)。すなわち、領家帯では、地下深くになるにつれて流れ褶曲がおこるとする構造階層の考えも成立しがたい。したがって領家帯の流れ褶曲は、美濃—領家帯を通じての広域的な一連の造構過程での産物ではなく、その後領家帯内での局所的に熱の上昇した部分で形成されたものと思われる。

以上のべたことから、美濃—領家帯に一般的に見られる、チャートの小褶曲から波長1 km前後までの褶曲のかなりの部分、大波長の正立褶曲群の一部は、デコルマ面に沿った地層の水平移動・収縮に起因している可能性が非常に強い。ただし、正立褶曲や領家帯の流れ褶曲等は別の成因も考える必要がある。

7. 美濃—領家帯の gravity gliding tectonics

以上のべてきたようなデコルマの形成と、それに沿った地層の水平移動、デッケ群の形成、移動に伴って作られていく褶曲構造、デッケの先端の崩壊によるオリストストローム等の成因は、重力による地層の大規模滑動、すなわち gravity gliding tectonics に求めることができる。このような現象は、既に古くから世界各地の造山帯においても数多く見出されている。たとえばジュラ山地、アパラチア山地の Valley and Ridge province、ロッキー山地などが好例である。これらに関する文献は多数あるが、比較的最近のものとしては、BEACH (1981)、DENNINGSON (1976)、JENKINS (1974)、VOIGHT and CADY (1978) 等があげられ、また DE JONG and SCHOLTEN (Eds.) (1973) にも数多くの論文が掲載されている。これらの地域の研究では、デコルマに沿った地層の滑動は、それほど急傾斜を必要とはしていないことが明らかにされている。多くの場合 $2\sim 3^\circ$ 以下の緩斜面で起こり、ある場合にはデコルマ面が移動方向とは反対側に傾斜していても、後方からのあと押しさえあれば、地層は十分に長距離を移動している。また、移動の結果、衝上断層群による短縮量は数10 km以上におよぶことが多い。たとえば、アルプスでは150 km程度(TRÜMPY, 1960)、カナディアンロッキーでは200 km以上(PRICE and MOUNTJOY, 1970)の短縮量が推定されている。

美濃地域から領家帯までのデコルマの角度は、現在の褶曲波面が水平に近いことからみて、 0° に近いと推定される。そこで仮に領家帯の南側を6~7000 m程度上昇させてやれば、そこから美濃帯までの平均斜度は約 3° となる。この角度は地層が滑動するためには、他の条件さえ許せば十分な値と思われ、かつ上昇量についても決して不自然な値ではない。また、短縮量は100 km以上と見積られるが(前出)、この値も同様に不自然ではない。滑動を起こすものと

してジュラ山地では蒸発岩層（たとえば、PIERCE, 1966）、カナディアンロッキーでは泥岩層（ÓBRIEN, 1960）などが重要な役割をはたしている。美濃一領家帯では、この滑動層は三畳系のチャート層と推定される。すなわち、層面すべりを起こしやすいチャート層が広域的に堆積していたことが、滑動を起こす好条件になったと思われる。

領家帯の変成岩類の下にデコルマがあり、変成岩の原岩が完全に現地性のものでないとすると（前出）、現在の領家帯の南側に堆積した地層が、その地域の上昇によって北方すなわち現在の領家帯側へ滑動し、より北側の美濃地域や葛生地域でのデッケの連続的な北方へののりあげの際の後押しの役割を演じたのであろう。

美濃一領家帯の褶曲構造・デッケ構造の形成はジュラ系碎屑岩類の堆積中、もしくは堆積後にはじまり、正立褶曲群の形成をもって終る。その後に領家帯の変成作用が起こり、白亜紀後期の花崗岩類の貫入や濃飛流紋岩類の噴出が始まる。正立褶曲群の形成時期は以下のようにしてより詳しく限定できる。丹波地域西部では、有田統から宮古統にわたる篠山層群が、中一古生層を傾斜不整合におおっている（SAKAGUCHI, 1961）。そして、この篠山層群は中一古生層とともに波長数kmの正立褶曲の形態を持つ向斜構造を作っている。したがって、これらの出来事はジュラ紀後期から宮古世を含む白亜紀前期にかけてのある期間に起こっている。デッケの内外を問わず、美濃一領家帯の褶曲のかなりの部分は、地層の水平滑動にともなってこの期間に形成されたものと思われる。チャートの小褶曲の形成はそのうちでかなり早い時期の出来事であろう。ただし正立褶曲群や領家帯の流れ褶曲等は単純に水平滑動に起因したものとすることができない事はすでに述べた。

以上のべてきた議論が成立するためには、ジュラ紀後期から白亜紀前期を含む期間に現在の領家帯のより南側に、美濃一領家帯に比べて大規模に上昇した地質体がなければならぬ。この時期に、現在の領家帯と三波川帯との間で上昇した地質体が存在したことは市川（1970）や小島（1973）等によってすでに指摘されている。この、市川・小島等が推定した地質体の上昇に、美濃一領家帯の gravity gliding tectonics の起源を求めてよいであろう。そして、前述した議論から、この地質体の幅は 100 km 前後、もしくはそれ以上あり、後に北方へ滑動する三畳一ジュラ系の地層を乗せていたことが逆に推定できる。このような地質体を木村（1977, 1979, 1980）

は小林（1951）の原日本脊梁を再定義して、原日本脊梁と呼んでいる。この原日本脊梁の性格とその消滅については、本論で述べたような事項と、さらに多くのデータを加えて既に木村（1977, 1979, 1980）によって詳しく議論されており、またそれらを論じることは本論の目的とはずれるので、ここでは述べない。ただし結論としては、この原日本脊梁の上に堆積していた三畳系以上の地層がその上昇により北方に滑動し終えた後、またはその途中で、この脊梁は急激に流動化し、現在の三波川帯の上ののりあげてしまった。そしてそれが剝削されてしまった結果、現在の領家帯と三波川帯という全くタイプの異なる 2 つの変成帯が中央構造線を境として接することになったと推定される。

8. お わ り に

本論では、まず丹波、木曾、足尾、八溝山地等を含めた美濃帯周辺、およびそこより南方の領家帯に分布する、三畳一ジュラ系を中心とした地層の構造の概要を述べた。そして、これらの地層中に見られる大規模なデッケ群、オリストストローム、および褶曲の一部は、ジュラ紀後期から白亜紀前期にかけてのある期間に、現在の領家帯のより南側にあった地質体の上昇にともなって、地層が北方に大規模な水平移動を起こした結果形成されたものであることを論じた。ここでのべた gravity gliding tectonics にもとづく構造形成過程のモデルには、スペキュレーションに富んだ部分も多く、今後の各種のデータの集積によって、このモデルの是非を検討していかなければならない。最後にいくつかの問題点をあげて本論を終えることにする。

1. 美濃一領家帯の地層中で、原地性、異地性の地層の分布状態、それらの地質構造、オリストストロームの分布等はまだ完全にはわかっていない。また、すべてのデッケ、オリストストロームが gravity gliding による南方起源かどうかとも問題がある。TOYOHARA（1977）によれば、島根県日原地域のデッケ群は、ジュラ紀前期に北方より海底地迂りにより集積したものとされている。AONO *et al.*（1980）では、八溝山地のオリストストロームは、デッケ形成にともなったものというよりは、通常(?)の海底地迂りに近いものとされている。また、八溝山地南部の南フェルゲンツの構造（滝沢・笠井, 1981）は、本論のモデルと調和的とはいえない。このような、時代・起源が異なるかもしれないデッケ・オリ

ストストローム等が美濃-領家帯に存在する可能性は充分ある。

2. 放散虫等による碎屑岩層の年代論は最近はじまったばかりといえる。今後、この進展にもなつて、美濃-領家帯のジュラ系の地層の年代論、および飛驒帯の来馬層群、手取層群との対比をとおして、ジュラ紀から白亜紀前期の飛驒帯から領家帯にかけての古地理をよりはっきりさせなければならない。

3. 美濃帯中に散在する二畳系の石灰岩体・緑色岩類と、チャート・碎屑岩層との層序・構造との関係は？これら石灰岩体も異地性として扱われていることが多い。

4. 美濃帯のデッケの積み重なり方から推定される原日本脊梁周辺の短縮量は100 km前後、もしくはそれ以上となる。ところが、原日本脊梁が上昇し、のりあげたとした三波川帯の幅は、現在最大でも25 kmしかない。したがって短縮量の見積り自体の検討とともに、原日本脊梁の上昇、のりあげに伴う外帯側の出来事についても検討を加えていかなければならない。

文 献

- ADACHI, M. (1976), Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **23/24**, 13-55.
- 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. 地質雑, **83**, 341-352.
- ・水谷伸治郎(1971), 美濃帯古生層の sole markings と古流系について. 地質学論集, **6**, 39-48.
- AONO, H., SATO, T., MASUDA, F., KATSURA, Y. and MAKINO, Y. (1981), Gravity-slidings observable in the Mesozoic of Yamizo Mountains in northeast Japan. *Sci. Rept., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, Sec. B, **2**, 17-44.
- ASAMI, M. (1977), Two modes of occurrence of staurolite from the Ryoke metamorphic rocks in the Hazu area, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **72**, 205-220.
- BEACH, A. (1981), Thrust structures in the eastern Douphinois Zone (French Alps), north of the Pelvoux Massif. *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 299-308.
- DE JONG, K. A. and SCHOLTEN, R. (Eds.) (1973), *Gravity and Tectonics*. Wiley-Interscience, New York, 502p.
- DENNINSON, J. M. (1976), Gravity tectonic removal of Blue Ridge anticlinorium to form Valley and Ridge province. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1470-1476.
- ELTER, P. and TREVISAN, L. (1973), Olistostrome in the tectonic evolution of the Northern Apennines. In DE JONG and SCHOLTEN (Eds.), *Gravity and Tectonics*, Wiley-Intersciences, New York, 175-188.
- 服部 勇(1979), 美濃帯西部の緑色岩類中に認められる岩石組織の地域的变化. 地質雑, **85**, 177-185.
- HATTORI, I. and HIROOKA, K. (1979), Paleomagnetic results from Permian greenstones in central Japan and their geologic significance. *Tectonophysics*, **57**, 211-235.
- 服部 勇・吉村美由紀(1979), 美濃帯北西部南条山地における古生代緑色岩・石灰岩塊を含む地層の産状と分布. 福井大学教育学部紀要, 第II部, 自然科学, **29-3**, 1-16.
- 林 信吾・長谷川美行(1981), 足尾帯の秩父系-大型化石およびコノドントによる年代論(その2)-. 中生代造構作用の研究, **3**, 231-249.
- 市川浩一郎(1970), 西南日本の中・古生代地質より提起される若干の問題. 島弧と海洋(星野通平編), 東海大学出版会, 東京, 193-200.
- 猪郷久治(1979), 美濃帯東部のコノドントによる層序ならびに地質構造の再検討. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, 103-113.
- IGO, H. (1959), Some Permian fusulinids from the Hirayu district, southern part of the Hida massif, Central Japan. *Sci. Rept. Tokyo Univ. Educ.*, Sec. C, **6**, 231-254.
- IIJIMA, A., KAKUWA, Y., YAMAZAKI, K. and YANAGIMOTO, Y. (1978), Shallow-sea, organic origin of the Triassic bedded chert in Central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, **19**, 369-400.
- ISOZAKI, Y. and MATSUDA, T. (1980), Age of the Tamba Group along the Hozugawa "Anticline", western hills of Kyoto, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **23**, Art. 3, 115-134.
- JENKINS, D. A. L. (1974), Detachment tectonics in Western Papua New Guinea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 533-548.
- 勘米良亀齡(1977), 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定. 地団研専報, **20**, 145-159.
- 狩野謙一(1975), 長野県, 北部木曾-梓川地域の上部古-中生層の層序. 地質雑, **81**, 285-300.
- (1976), 美濃地域東南部の大デッケ群とオリストストローム. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 147.
- (1978), 愛知県下の領家変成岩の層序と構造. 地質雑, **84**, 445-458.
- KANO, K. (1979), Giant *Deckenpaket* and olistostrome in the eastern Mino district, Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, Sec. II, **20**, 31-59.
- 狩野謙一・渡辺敦志(1981), 岐阜県, 揖斐川上流地域の中-古生層の地質構造. 日本地質学会第88年学術大会

- 講演要旨, 477.
- 河田清雄・大沢 濃(1955), 5万分の1地質図幅「足尾」および同説明書, 57p.
- 木村達明(1952), 岩室累層の地質学的研究(1). 地質雑, **58**, 457-468.
- KIMURA, T. (1968), Some folded structures and their distribution in Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **78**, 1-26.
- 木村敏雄(1974), 日本の中生代の褶曲, 地学雑, **83**, 143-156.
- (1977, 1979, 1980), 日本列島—その形成に至るまで—[I], [II上], [II下]. 古今書院, 東京, 916p.
- ・佐藤 正・徳山 明(1966), 小地質構造. 鉱山地質, **16**, 192-203.
- KIMURA, T., YOSHIDA, S. and TOYOHARA, F. (1975), Paleogeography and earth movements of Japan in the late Permian to early Jurassic Sambosan stage. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **19**, 149-177.
- 小林貞一(1951), 日本地方地質誌「総論」. 朝倉書店, 東京, 353p.
- 小林二三雄(1955), 利根川水源地域の地質. 地学雑, **3**, 96-102.
- 小池敏夫(1979), 三疊紀コノドントの生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, 21-77.
- KOIKE, T., IGO, H., TAKIZAWA, S. and KINOSHITA, T. (1971), Contribution to the geological history of the Japanese islands by the conodont biostratigraphy. Part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **77**, 165-168.
- 小池敏夫・木下 勤・猪郷久治・滝沢 茂(1971), 栃木県葛生付近の栃木層群産コノドントと衝上断層の発見, 地質雑, **77**, 221-222.
- ・猪郷久義・猪郷久治・木下 勤(1974), 栃木県葛生地域の二疊系鍋山層と三疊系アド山層の不整合とその地史的意義. 地質雑, **80**, 293-306.
- 小島丈児(1973), 中央構造線で失われた地質体. 中央構造線(杉山隆二編), 東海大学出版会, 東京, 253-261.
- KUTSUKAKE, T. (1977), Petrological studies on the Ryoike metamorphic rocks in the Toyone-mura area, Aichi Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Sec. Geol. Miner.*, **18**, 49-110.
- 松田哲夫(1976), 丹波帯地向斜堆積物の層位学的研究. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, 49.
- 松本 良・飯島 東(1981), 化学組成から見た層状チャートの堆積環境について. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 249.
- McELHINNY, M. W., EMBLETON, B. J. J., MA, X. H. and ZHANG, Z. K. (1981), Fragmentation of Asia in the Permian. *Nature*, **293**, 212-216.
- MIZUTANI, S. (1964), Superficial folding of the Paleozoic system, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **12**, 17-83.
- , 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. 6, 194-199.
- 西田 誠・足立 守・近藤直門(1974), 犬山市北方域のいわゆる古生層より産出した材化石とその地質学的意義. 植物研究雑誌, **49**, 265-272.
- NUR, A. and BEN-AVRAHAM, Z. (1978), Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S21-S37.
- O'BRIEN, C. A. E. (1960), The structural geology of the Bosche Ranges in the Canadian Rocky Mountains. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **116**, 409-436.
- 小野 晃(1969), 長野県高遠—塩尻地方に分布する領家変成岩の変成分帯. 地質雑, **75**, 521-536.
- 太田良平(1953), 5万分の1地質図幅「沼田」, 地質調査所.
- PIERCE, W. G. (1966), Jura tectonics as a décollement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **77**, 1265-1276.
- PRICE, R. A. and MOUNTJOY, E. W. (1970), Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers—a progress report. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, **6**, 7-25.
- REEDMAN, A. J. and UM, S. H. (1975), The geology of Korea. *Geol. Miner. Inst. Korea*, 139p.
- SAKAGUCHI, S. (1961), Stratigraphy and palaeontology of the south Tamba district, part 1. stratigraphy. *Mem. Osaka Gakugei Univ.*, **10**, 35-76.
- SATO, T. (1974), A Jurassic ammonite from near Inuyama, north of Nagoya. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, **96**, 649-661.
- SHIMIZU, D., IMOTO, N. and MUSASHINO, M. (1978), Permian and Triassic sedimentary history of the Honshu geosyncline in the Tamba belt, southwest Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S337-S344.
- 清水大吉郎・井本伸広(1981), 丹波地帯地向斜相の構造. 中生代造構作用の研究, **3**, 215-219.
- SHIMIZU, H. and MASUDA, A. (1977), Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*, **266**, 346-348.
- 鈴木陽雄・佐藤 正(1972), 鶏足山地からのジュラ紀菊石の産出. 地質雑, **78**, 213-215.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男(1981), 日本列島形成の基本的プロセス—プレートのななめ沈み込みと横ずれ運動—. 科学, **51**, 508-515.
- 滝沢文教・笠井勝美(1981), 鶏足山塊の地質構造(その2). 中生代造構作用の研究, **3**, 227-232.
- TOKUYAMA, A. and YOSHIDA, S. (1974), Kinabalu fault, a large strikeslip fault in Sabah, east Malaysia. *Geol. Paleont. Southeast Asia*, **14**, 171-188.
- 豊原富士夫(1974), 山口県東部・玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, **80**, 51-53.

- TOYOHARA, F. (1977), Early Mesozoic tectonic development of the north-western Chichibu geosyncline in West Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, **19**, 253-334.
- TRÜMPY, R. (1960), Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**, 843-908.
- VOIGHT, B. and CADY, W. M. (1978), Transposed rocks of the Taconide zone, eastern North America. In VOIGHT, B. (Ed), *Rock slides and avalanches. I. Natural phenomena*. Elsevier Scientific Publ. Co. Amsterdam, 505-561.
- 渡辺武男・向山 広・兼平慶一郎・浜田隆士(1957), 5万分の1足尾山地地質図および同説明書, 栃木県.
- 山田直利・片田正人・端山好知・山田哲雄・仲井 豊・沓掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦(1974), 20万分の1中部地方領家帯地質図.
- 柳本 裕(1973), 栃木県葛生地域の中・古生層の層序と地質構造の再検討. *地質雑*, **79**, 441-451.
- YAO, A. (1972), Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan. Part 1. Spongosaturnalids. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **15**, 21-64.
- (1979), Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan. Part II. Nasselaria. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **22**, 21-72.
- 八尾 昭(1981), 中・古生代放射虫チャートの時空分布と堆積環境. 日本地質学会第88年学術大会講演要旨, 55-56.
- YAO, Y., MATSUDA, T. and ISOZAKI, Y. (1980), Triassic and Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 135-154.
- YOSHIDA, S. (1972), Configuration of Yamaguchi zone —Analytical study on a fold zone. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **18**, 371-429.
- YOSHIZAWA, H., NAKAJIMA, W. and ISHIZAKA, K. (1966), The Ryoke metamorphic zone of the Kinki district, southwest Japan: Accomplishment of a regional geologic map. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, **32**, 437-454.