

岐阜県丹生川村横尾地域に分布するペルム系碎屑岩層

Permian clastic formation in the Yokoo area, Nyukawa Village, Gifu Prefecture, central Japan

丹羽正和* 束田和弘**
 小嶋 智***

Masakazu Niwa, Kazuhiro Tsukada**
 and Satoru Kojima****

2001年1月22日受付.
 2001年12月21日受理.

* 名古屋大学大学院理学研究科地球惑星理学専攻
 Department of Earth and Planetary Sciences,
 Graduate School of Science, Nagoya University,
 Nagoya 464-8602, Japan

** 名古屋大学博物館
 The Nagoya University Museum, Nagoya 464-
 8601, Japan

*** 岐阜大学工学部土木工学科
 Department of Civil Engineering, Faculty of
 Engineering, Gifu University, Gifu 501-1193,
 Japan

Abstract

A reassessment of the Junigatake Formation, composed mainly of mudstone, sandstone, and felsic tuff, in Nyukawa Village, Gifu Prefecture suggests it is Permian in age. The formation is generally considered to be a Jurassic melange that includes Permian exotic blocks. The Junigatake Formation can be divided into Lower and Upper members. The Lower Member consists of broken beds of sandstone associated with mudstone, while the Upper Member consists of alternating beds of sandstone and mudstone interbedded in the middle part with alternating beds of felsic tuff and mudstone. The felsic tuff yields abundant Late Permian radiolarians (e.g. *Follicucullus charveti*). The Junigatake Formation can be correlated with the Oi Formation of the Ultra-Tamba Belt on the basis of lithologic, stratigraphic, and radiolarian similarities. This is the first report of a Permian formation from the Hida Mountains correlatable with part of the Ultra-Tamba Belt.

Key words : Junigatake Formation, Permian, radiolarians, Mino Belt, Ultra-Tamba Belt, Takayama area

はじめに

近畿-中国地方の西南日本内帯には、北側より、主に先ジュラ系からなる飛騨-隠岐帯、三郡帯、秋吉帯、舞鶴帯、および超丹波帯と、ジュラ紀付加体からなる丹波帯とが分布し、北側の地帯ほどより構造的上位に位置する (Ichikawa, 1990 など)。一方、中部地方の西南日本内帯では、飛騨-隠岐帯と、丹波帯の東方延長である美濃帯が、主に先ジュラ系からなる飛騨外縁構造帯を挟んで接する (Ichikawa, 1990 など)。また、中部地方では美濃帯北縁部は南傾斜構造をなし、美濃帯がより北側の飛騨外縁構造帯の構造的上位に位置するように見える。以上のように、近畿-中国地方と中部地方では、大局的な地質体分布や地質構造に相違が見られる。従来、中部地方でも、三郡帯、秋吉帯、舞鶴帯、および超丹波帯の構成要素の一部に対比される地層・岩体の存在が、新潟県青海-蓮華地域と福井県南条地域などに断片的に分布することが指摘されているが (小松ほか, 1985 ; Nishimura, 1990 ; 梅田ほか, 1996 など) (Fig. 1), それらの層序・構造や構造発達史上の意味については不明な点が多い。筆者らは、西南日本内帯における近畿地方以西と中部地方の地質分布、および地質構造の相違の原因を解明すべく、美濃帯北縁部一帯の地質調査および研究を行っている。

岐阜県丹生川村横尾地域は、岐阜県高山市の北東約 15 km に位置する (Fig. 1)。磯見・野沢 (1957) は、この地域に分布する泥岩、砂岩および石灰岩からなる地層をペルム系十二ガ嶽層とした。その後、Adachi and Kojima (1983) お

よび小嶋 (1984) によって、本調査地域を含む高山市東方一帯に分布する中・古生界の最終的な形成時代がジュラ紀中世であることが明らかとなった。山田ほか (1985) は、本調査地域を含む高山市北東方に分布するジュラ紀のスランプ礫岩層を駄吉層としている。Otsuka (1988) は岩相と放散虫化石の時代から、駄吉層をジュラ紀中世のメラングジュである平湯コンプレックスに含めている。

横尾地域では、小嶋 (1984) が、珪質頁岩からペルム紀中世～新世の *Follicucullus* 属の放散虫化石を報告している (Fig. 3 の地点 E)。この珪質頁岩と周囲の岩石との関係は明らかでないが、その付近に露出する地層がスランプ礫岩であること、珪質頁岩の時代がペルム紀で、周囲のスランプ礫岩より古いと判断されることから異地性岩体の可能性が高いとしている。

本研究では、横尾地域を中心として、高山市北東方の中・古生界の地質調査と微化石抽出を行った。その結果、横尾地域には、ジュラ紀付加体とは別に、超丹波帯構成層に対比される地層と考えられるペルム紀新世の碎屑岩層が存在することが明らかとなった。

本論では、横尾地域の中・古生界の岩相層序、地質構造および得られた放散虫化石などについて報告し、この地域の中・古生界の時代と広域対比について考察する。

地質概説

本地域には、従来、ジュラ紀付加体である駄吉層が広く分布するとされていた (山田ほか, 1985 ; Otsuka, 1988 など)。

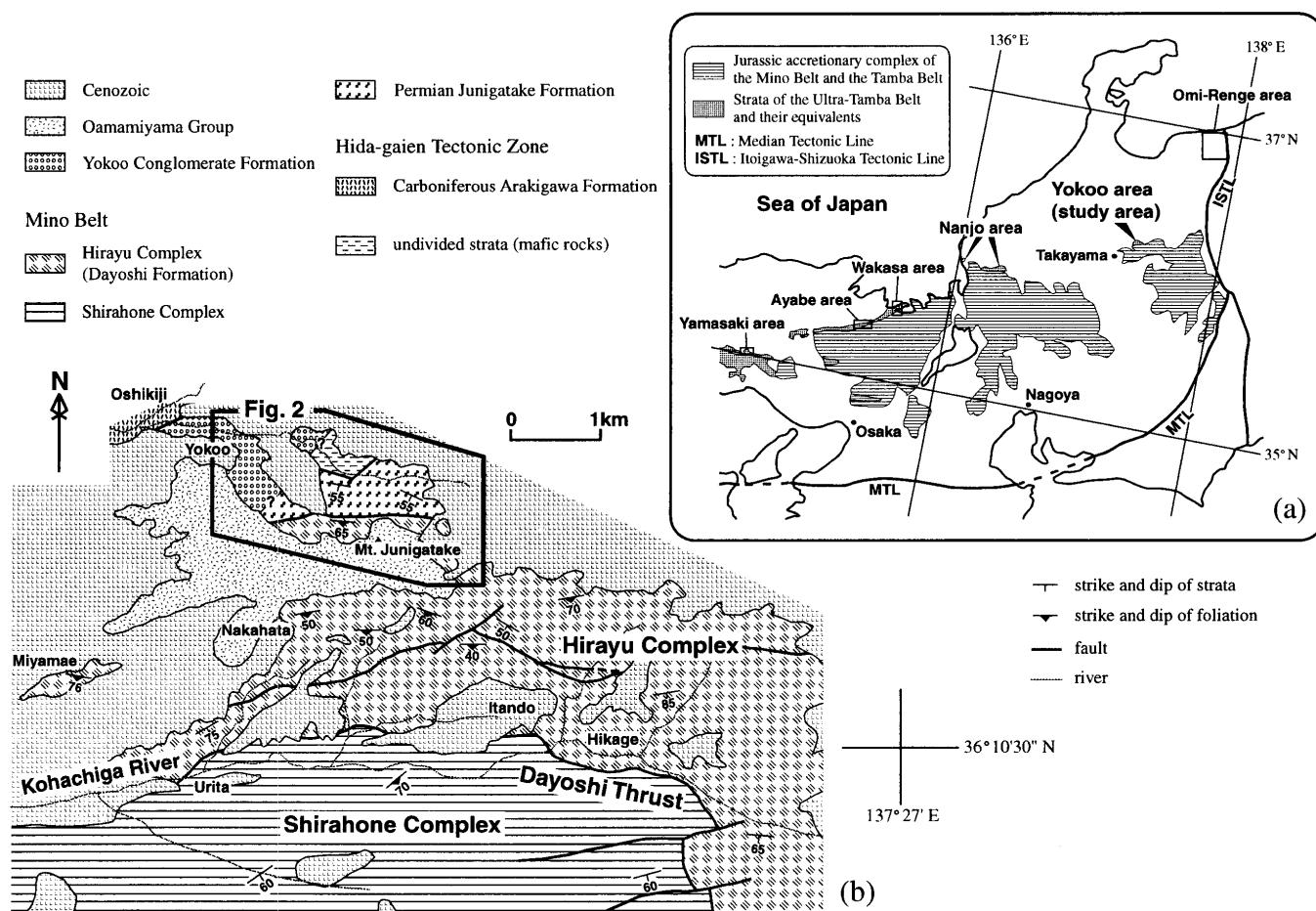


Fig. 1. (a) Distribution of the Ultra-Tamba Belt and the Mino Belt (modified from Nakae, 2000). (b) Simplified geological map of the Nyukawa area (modified from Adachi and Kojima, 1983; Kojima, 1984).

しかし、今回の調査の結果、横尾地域に分布する泥岩、砂岩と珪長質凝灰岩とを主体とする地層は、岩相および放散虫化石の示す時代が駄吉層とは大きく異なることが明らかとなった。本論では、上記の横尾地域の砕屑岩層を駄吉層から分離した上で、ペルム系十二ヶ岳層（磯見・野沢, 1957）を再定義し、十二ヶ岳層とする。理由は以下の通りである。(1) 駄吉層が石灰岩、チャートおよび玄武岩の異地性岩塊を含むメランジュであるのに対し、十二ヶ岳層はそのような異地性岩塊を含まず、主に砂岩と泥岩からなる地層である。(2) 十二ヶ岳層中の珪長質凝灰岩泥岩互層はペルム紀新世の前期を示す *Follicucullus charveti* をはじめ、ペルム紀の放散虫化石を多産する。(3) ペルム紀放散虫化石を含む珪長質凝灰岩泥岩互層は、周囲の泥岩や砂岩と整合関係にあり、ジュラ紀メランジュ中のブロックとは考えにくい。(4) 磯見・野沢 (1957) は十二ヶ岳層を、粘板岩を主とするペルム系と定義し、丹生川村十二ヶ岳北部に広く分布するとしているが、本研究において駄吉層から分離した地層は、この定義・分布と大きな相違が無い。

本地域には、主としてペルム系十二ヶ岳層とジュラ紀付加体の駄吉層とが分布する (Figs. 1, 2)。十二ヶ岳層の北側には、苦鉄質凝灰角礫岩と斑れい岩を主体とする苦鉄質岩類と、所属・時代未詳の横尾礫岩層（笠原, 1979）が分布する。磯見・野沢 (1957) は、上記苦鉄質岩類を飛騨外縁構造帯の

石炭系荒城川層に含めたが、本論では、岩相が異なることを理由にこれを荒城川層に含めず、未区分層として扱う。この苦鉄質岩類は部分的に熱変成を受けている。これらの地層を、白亜紀末期大雨見山群層（笠原, 1979）の珪長質凝灰岩、および、新生界の火砕流・土石流堆積物などが不整合に覆う。また中・古生界に貫入する小規模な安山岩岩脈が所々に分布する。

十二ヶ岳層の地質については、次章で詳しく述べる。十二ヶ岳層は、未区分層および駄吉層とは断層関係にある。十二ヶ岳層と横尾礫岩層との関係は、境界に沿って安山岩岩脈が貫入するため不明である。

駄吉層は、泥岩または苦鉄質凝灰岩を基質とし、主に砂岩、珪質泥岩、チャート、石灰岩および苦鉄質火山岩類を岩塊または岩片として含むメランジュからなる。ここでは、岩塊は露頭で観察される規模以上の岩石片を、岩片は薄片サイズの岩石片を指す（脇田, 2000 による）。その他、まれに砂岩泥岩互層や珪質泥岩泥岩互層もメランジュ中に岩塊として含まれる。従来、石灰岩からは石炭紀中世～ペルム紀中世の紡錘虫化石の、チャートからはペルム紀～三畳紀の放散虫化石の、泥岩からはジュラ紀中世の放散虫化石の産出がそれぞれ報告されている（磯見・野沢, 1957; Adachi and Kojima, 1983; 小嶋, 1984; 今里・大藤, 1993）。さらに、ジュラ紀古世～中世の放散虫化石を産するチャート角礫を含むチャート角礫岩

が、メランジュ中に岩塊として含まれている（今里・大藤，1993）．本研究では、横尾地域のメランジュ基質の泥岩（Fig. 3 および Table 1 の H, I）よりジュラ紀古世の放散虫化石を、珪長質凝灰岩の岩塊（Fig. 3 および Table 1 の J）より三疊紀新世の放散虫化石を、石灰岩の岩塊（Fig. 3）より、*Colania gifuensis*, *Chusenella* sp. などのペルム紀中世を示す紡錘虫化石を得た．

駄吉層を含む平湯コンプレックスの岩石は一般に変形しており、一部地域では岩石がカタクレサイト化している．岩塊の分布トレンド、変形による構造性面構造の走向・傾斜は、ともに東西走向・南傾斜である．高山市東方では、南傾斜の駄吉スラストを介して、別のジュラ紀付加体である白骨コンプレックスが平湯コンプレックスに衝上している（Adachi and Kojima, 1983 ; Otsuka, 1988 ; Fig. 1）．

十二ヶ岳層（再定義）の地質

命名：磯見・野沢（1957）は、岐阜県丹生川村十二ヶ岳周辺に主に分布する、粘板岩を主体とし、ペルム系石灰岩の小レンズを含む地層を十二ヶ岳層として定義した．磯見・野沢（1957）の定義による十二ヶ岳層は、十二ヶ岳北部（横尾付近）に広く露出するとともに、十二ヶ岳南部の中畑付近、中畑西方約 4 km の宮前付近、および中畑東方の銚子谷上流の各地に小範囲に露出するとされている．その後、小嶋（1984）は、これを十二ヶ岳南方に分布するジュラ系のスランプ相 B（小嶋，1984）に対比した．山田ほか（1985）はスランプ相 B を駄吉層とし、本層も駄吉層に含まれている．また本層は、ジュラ紀付加体の平湯コンプレックスに含まれている（Otsuka, 1988）．本論では、岐阜県丹生川村十二ヶ岳北方の横尾地域に分布する、泥岩、砂岩と珪長質凝灰岩とを主体とするペルム系を、駄吉層から分離し、十二ヶ岳層（磯見・野沢，1957）として再定義する．本論では、国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「旗針」で「十二ヶ岳」と表記されているのに従い、十二ヶ岳層の字体を用いる．

模式地：丹生川村折敷地から横尾を経て十二ヶ岳山頂まで続く十二ヶ岳登山道（Figs. 2, 3）のうち、標高 910～1,020 m の部分（Fig. 3 の Route map 1）．

分布：本論で再定義する十二ヶ岳層は、丹生川村横尾の南～南東方、十二ヶ岳の北斜面に東西約 2 km、南北約 0.8 km の範囲で露出が確認できる．

層序と層厚：正確な上下関係は不明であるが、見かけの下部（北部）と上部（南部）とでは岩相の特徴が異なるので、それぞれ下部層、上部層とする．下部層は、主に泥岩、砂岩からなり、その大半が著しい変形を受けていることで特徴付けられる．上部層は、珪長質凝灰岩泥岩互層を挟む砂岩泥岩互層からなる（Figs. 2, 4）．本論では、著しく擾乱された厚い砂岩泥岩互層の上限を下部層の上限とする．本層は、下限・上限とも断層で境されるため、正確な層厚は不明であるが、分布する範囲では下部層の見かけの層厚は約 150 m、上部層の見かけの層厚は約 200 m である．

岩相：(1) 下部層

著しく破断された砂岩泥岩互層からなる（Fig. 5.a）．砂岩

泥岩互層はしばしば混在化し、砂岩岩塊を含む泥岩基質の混在岩の様相をなしている．砂岩泥岩互層には級化層理や平行葉理が観察される．級化層理は上方細粒化、上方粗粒化の双方が認められる．

泥岩は黒色で、粘土基質からなり、シルトサイズの比較的円磨された石英、斜長石の結晶や珪長質凝灰岩の岩片を含む．緑泥石の微細な粒子が目立つ．

砂岩はやや緑がかった灰色の細粒～中粒のものが主体で、厚さ数 mm、長さ 1 cm 程度のものから厚さ約 3 m、長さ数 m 以上におよぶレンズ状の岩体として泥岩中に含まれる．砂岩は基質が 20% 以上を占める石質ワッケで、基質はやや凝灰質なシルト岩からなる．岩片として特に珪長質火山岩片を多く含み、その他、砂岩、泥岩、チャートおよび苦鉄質火山岩の岩片を含む．主要鉱物粒子として石英、斜長石を普遍的に含み、まれにカリ長石を伴うことがある．重鉱物として白雲母、黒雲母、ジルコンおよび不透明鉱物を含む．

泥岩中にはまれに、径数 cm 大のアプライトの角礫～亜角礫、および径数 mm～数 cm 大の珪長質凝灰岩の角礫が含まれる．アプライト礫は、やや緑がかった優白質、完晶質で、ほとんど石英からなり、シリイット（seriate）ないし房状の組織をなす．石英は波動消光し、ラメラや縫合構造が発達する．アプライト礫は弱く熱変成しており、石英の一部は再結晶し、緑泥石や緑れん石などからなる脈状集合体がしばしば存在する．珪長質凝灰岩の礫は緑白色を呈する．主に微細な石英と緑泥石からなり、自形の斜長石の結晶を含む．珪長質凝灰岩の礫には、石英脈や再結晶石英が多く存在する．

(2) 上部層

砂岩泥岩互層を主体とし、本部層の中部に連続性の良い厚さ約 20～30 m の珪長質凝灰岩泥岩互層を特徴的に挟む（Figs. 2～4）．珪長質凝灰岩泥岩互層は、その層の最上部および最下部では、一般に非変形の泥岩層を挟み、砂岩層と剪断を伴わずに接するか、または砂岩泥岩互層の厚さ数 mm 単位のラミナに移化する．また、本部層の最下部では、砂岩泥岩互層が構造的低位に向かって徐々に破断し、泥岩は下部層の泥岩に漸移する．

砂岩泥岩互層は、一般に数 mm～数 cm の厚さで砂岩と泥岩がリズムカルに互層し（Figs. 5.c, 5.e）、しばしば厚さ数 m～30 m 余りの厚い砂岩層を挟む．砂岩泥岩互層には、級化層理や平行葉理が多く観察されるが、一部は破断し、層理・葉理が乱されている．級化層理は上方細粒化、上方粗粒化の双方が認められる．

砂岩泥岩互層中の泥岩は黒色を呈し、シルトサイズの石英、斜長石および黒雲母の砕屑粒子や自形結晶を含み、やや珪長質な凝灰質泥岩である．泥岩中には細粒の粘土鉱物からなる薄層がしばしば観察される．

砂岩は灰色を呈し、基質が 20% 以上を占める細粒～中粒の石質ワッケである．基質は凝灰質泥岩からなり、シルトサイズ以下の石英や緑泥石を砕屑粒子として多く含み、その他、針状の白雲母を自生鉱物として含む．岩片として珪長質火山岩片を多く含み、砂岩、泥岩、チャートおよび苦鉄質火山岩の岩片を普通に含む．鉱物粒子として石英、斜長石をは

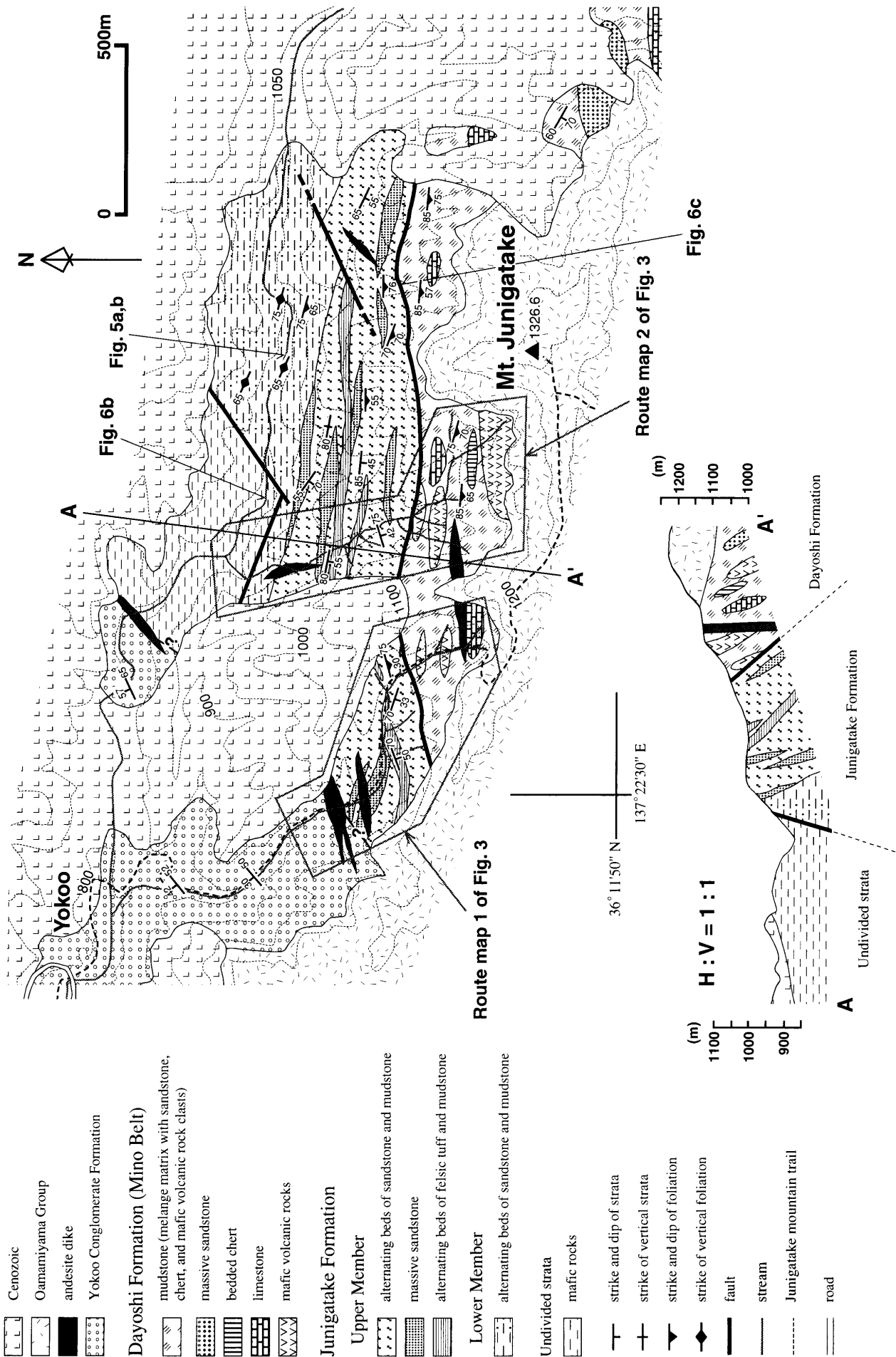


Fig. 2. Geological map and cross section of the Yokoo area. The mapped area is shown in Fig. 1.

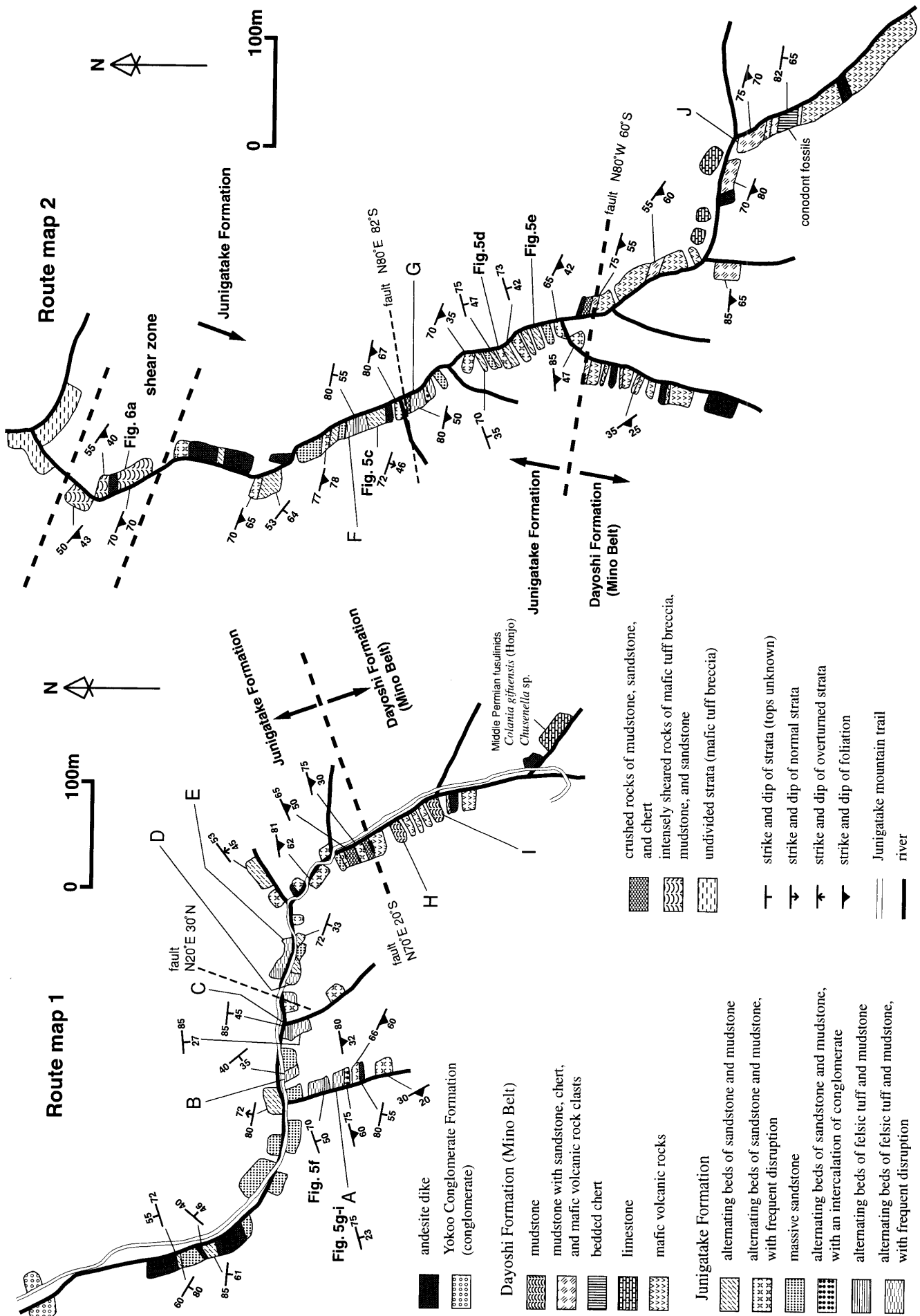


Fig. 3. Route maps showing the occurrence of the Junigatake Formation and the localities of radiolarian fossils (A to J). The mapped areas are shown in Fig. 2.

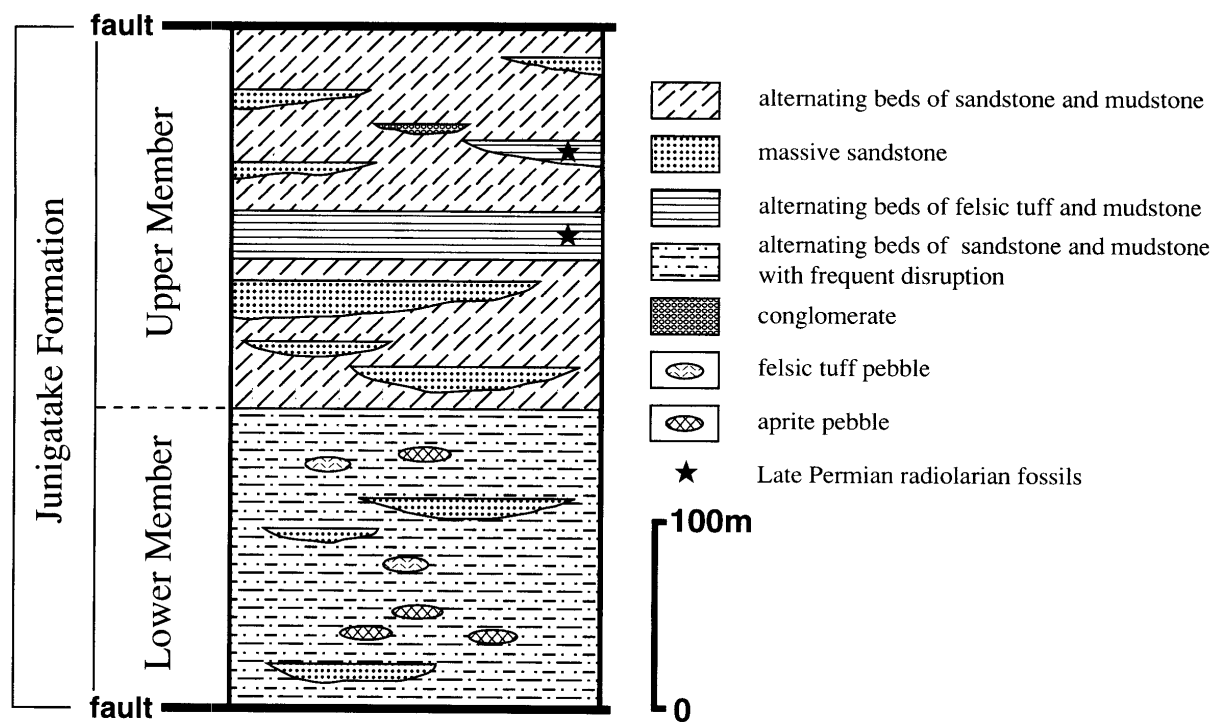


Fig. 4. Schematic columnar section of the Junigatake Formation. The pebble symbols indicate the occurrence of horizons, and are exaggerated in size.

じめ、白雲母、黒雲母、ジルコンおよび不透明鉱物を含み、まれに少量のカリ長石を含む。一部では、径5mm~1cmの泥岩の同時侵食礫を多く含む粗粒砂岩が見られる。上部層の砂岩は一般に、下部層の砂岩より珪長質火山岩片を多く含む、基質に緑泥石および白雲母の微晶を多く含む。

珪長質凝灰岩泥岩互層は、珪長質凝灰岩と泥岩がそれぞれの単層の厚さおよそ数mm~4cmで互層し (Figs. 5.f, 5.i), しばしば変形している (Figs. 5.g, 5.h)。

珪長質凝灰岩泥岩互層の泥岩は黒色で、珪長質凝灰質泥岩である。主に茶色の粘土鉱物および不透明鉱物、微細な石英および緑泥石、針状の白雲母からなり、特に針状の白雲母を多く含む。石英、斜長石、黒雲母の砕屑粒子のほか、斜長石の自形結晶および珪長質凝灰岩の岩片を多く含む。

珪長質凝灰岩は細粒で、透明感のある緑色を呈する。微細な石英、緑泥石および針状の白雲母からなり、斜長石、白雲母および黒雲母の自形結晶が多く含まれる。珪長質凝灰岩泥岩互層を構成する凝灰岩および泥岩には、緑泥石で内部が充填された放散虫化石が含まれる (Fig. 5.j)。

珪長質凝灰岩泥岩互層の見かけすぐ上位の砂岩泥岩互層中には、ごくまれに礫岩が挟まることがある。礫岩の層厚は、露出状況が悪いため不明だが、約2~3mにわたって露出する。礫岩は黒色泥岩を基質とし、チャートおよび珪長質凝灰岩の大礫~巨礫を含む、基質支持の礫岩である。礫は亜角礫~亜円礫からなる。チャート礫は白色または灰色で、わずかに細粒の緑泥石を含み、最大で短径約40cm、長径約1m程度である。チャート礫の多くは変質しており、鏡下では石英が再結晶し、緑泥石の一部は緑れん石に置き換わっている。化石は見られない。珪長質凝灰岩礫は最大で短径約30cm、長径約50cmである。礫の内部では赤色の珪長質凝灰岩

と淡灰色の珪長質凝灰岩が1~3mmの厚さで細かく互層し、しばしば微褶曲している。赤色珪長質凝灰岩は、ごく細粒な不透明鉱物を多く含む基質中に微細な緑泥石、針状の白雲母、短冊状の斜長石、石英、および黒雲母の結晶と、緑泥石の結晶の球状集合体とを含む。淡灰色珪長質凝灰岩は微細な石英と緑泥石の基質からなり、粗粒な結晶として、針状または短冊状の斜長石と、白雲母、および石英を含む。赤色珪長質凝灰岩と淡灰色珪長質凝灰岩は、ともに放散虫や海綿骨針の化石を含む。

他層との関係: 下限は未区分層の苦鉄質凝灰角礫岩と著しい剪断帯を伴った断層で接するか、あるいは新生界の火砕流・土石流堆積物などに不整合で覆われており、下位層との関係は不明である。上限も駄吉層と南傾斜の断層で接するため、上位層との関係も不明である。十二ヶ岳層と未区分層との境界は Fig. 3 の Route map 2 の最北部 (Fig. 6.a) で、駄吉層との境界は模式地の十二ヶ岳登山道沿い (Fig. 3 の Route map 1) で見られる。

変形: 十二ヶ岳層にはしばしば変形構造が観察され、それらは、(1) 著しく擾乱しているが、劈開がほとんど発達せず破碎組織があまり認められないものと、(2) 劈開が発達し、明瞭な破碎組織を有するもの、の2つのタイプに大きく分類される。前者は下部層で一般的に認められるほか、上部層の一部でも認められる。後者は、十二ヶ岳層内部の数ヶ所と、下部層と未区分層との境界付近、および上部層と駄吉層との境界付近で認められる。

下部層の砂岩泥岩互層は一般に層理が著しく乱され、しばしば不規則状もしくはレンズ状を呈する砂岩が泥岩中に含まれる産状を示す。また、一部では、引き伸ばされた砂岩層がブーディン構造を示す。レンズ状の砂岩が多く含まれる部分

Table 1. List of radiolarian fossils obtained in the Yokoo area. Fossil localities are shown in Fig. 3. ft : felsic tuff, ms : mudstone.

| | | Junigatake Formation | | | | | | | Dayoshi Formation | | |
|---|--|----------------------|----|----|----|----|----|----|-------------------|----|----|
| fossil locality | | A | B | C | D | E | F | G | H | I | J |
| rock | | ft | ft | ft | ft | ms | ms | ft | ms | ms | ft |
| Triassic to Jurassic radiolarian fossils | <i>Canoptum</i> sp. | | | | | | | | + | | |
| | <i>Capnodoce</i> sp. | | | | | | | | | | + |
| | <i>Pantanellium</i> sp. | | | | | | | | + | | |
| | <i>Parahsuum</i> sp. | | | | | | | | + | + | |
| Permian radiolarian fossils | <i>Cauletella</i> ? sp. | | | | | | + | | | | |
| | <i>Follicucullus charveti</i> | | | + | | | | | | | |
| | <i>Follicucullus porrectus</i> | | + | | + | | | | | | |
| | <i>Follicucullus</i> sp. | + | + | + | | + | | | | | |
| | <i>Haplentactinia</i> ? <i>ichikawai</i> | | | | | + | | | | | |
| | <i>Ishigaum</i> sp. | | + | | | | + | | | | |
| | <i>Raciditor</i> sp. | | + | + | + | + | + | + | | | |

では、それらが定向配列し、層理面にほぼ平行な面構造を形成する (Fig. 5.a) が、周囲の泥岩には面構造に沿った劈開の発達は見られない。また、不規則状もしくはレンズ状の砂岩と基質の泥岩との間には、しばしば漸移関係が認められる (Fig. 5.b)。岩石の研磨面および鏡下では、砂岩および泥岩の構成粒子自体に著しい破碎組織は認められない (Fig. 5.b)。

上部層の砂岩泥岩互層および珪長質凝灰岩泥岩互層の一部にも、下部層と同様の变形構造が認められる。それらはいずれも層理が著しく乱され、一部では定向配列した同源のレンズ状岩石片を多く含むが、レンズ状岩石片の定向配列の方向に沿うような劈開はほとんど発達せず、岩石の研磨面および鏡下においても破碎組織は顕著ではない (Figs. 5.c, 5.d, 5.g~5.i)。砂岩泥岩互層中にごくまれに挟まれる礫岩中にも、劈開や破碎組織はほとんど見られない。

本層では、幅数 cm~2 m 程度の破碎帯が数ヶ所で発達する。破碎帯では鱗片状劈開が約数 mm~2 cm 間隔で密に発達し、一部で緑色~黒色の断層粘土を含む。鱗片状劈開が発達する部分でも砂岩と泥岩のラミナは保存されている。この破碎帯は側方に数十 m 以上は連続しない。劈開面は一般に、層理面や、断層レンズが定向配列してできた面構造とは高角に斜交する。

下部層の岩石は、未区分層との境界付近で幅数十 m にわたって強く剪断变形しており、カタクレサイト化あるいはマイロナイト化している。鱗片状劈開の発達した黒色泥岩基質中に、未区分層由来の苦鉄質凝灰岩と本層下部層由来の砂岩の、著しく伸長した岩塊が多数含まれ、一部では千枚岩状の様相を呈する (Fig. 6.a)。鏡下では粒子の細粒化や破碎組織が観察される。剪断面に沿って、粒子の多くは伸長し、微細な雲母鉱物が定向配列する。しばしば、粒子の周囲にブレッシャーシャドウが生じており (Fig. 6.b)、また一部では、左ずれを示す逆キンクバンドが観察される。石英粒子の一部は動的再結晶し、波動消光や変形ラメラ、不規則状粒界

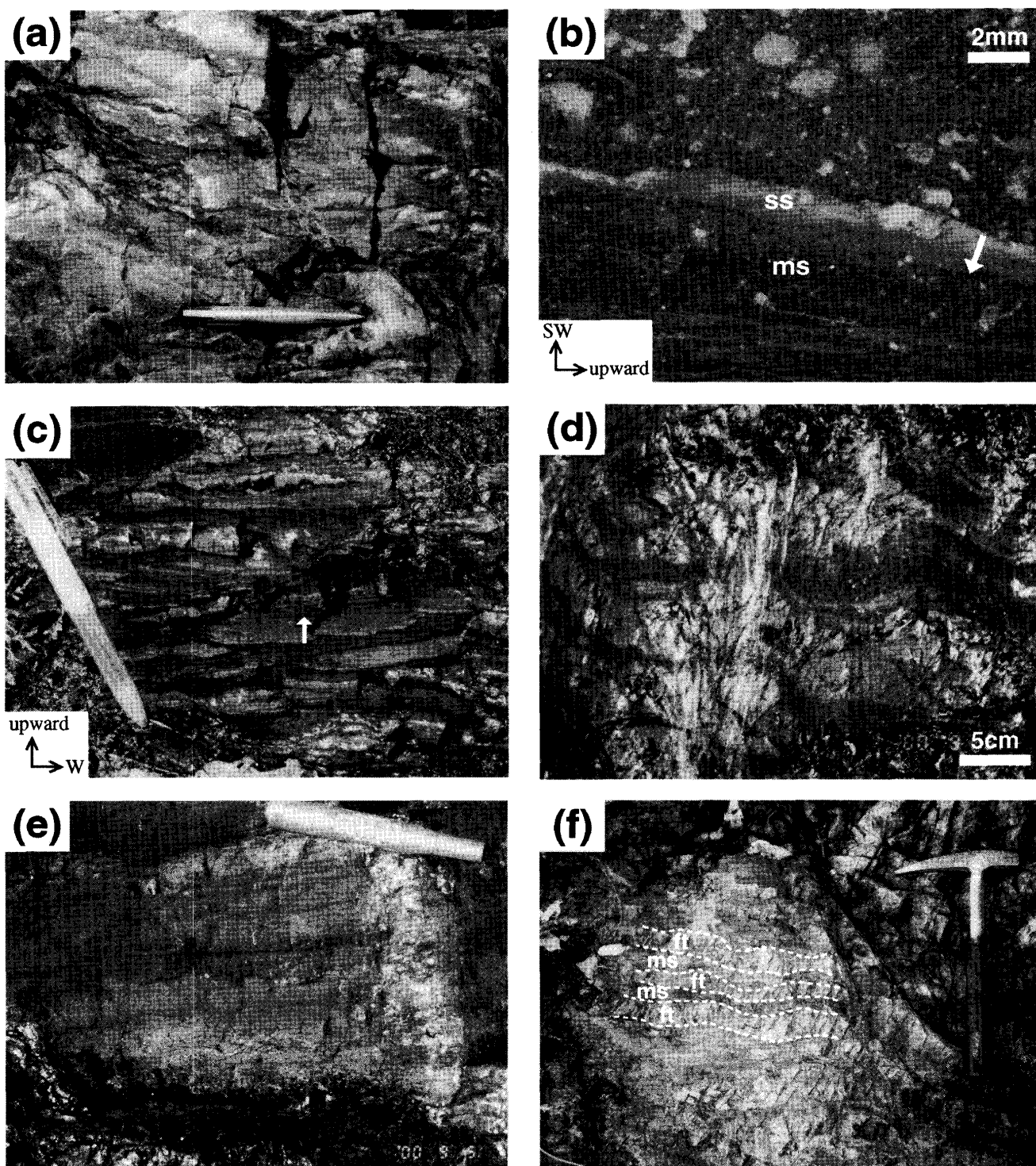
などが認められる。この剪断帯の北縁の未区分層中には、幅 1 m ほどの、剪断面が密に発達する蛇紋岩バンドが分布する。このバンドは側方へよく連続し、剪断面上にはほぼ水平なスリッケンラインが発達する。

上部層の岩石は、美濃帯駄吉層との境界付近で幅約 50 m にわたって脆性破断し、断層角礫岩やガウジが形成されている (Fig. 6.c)。破碎帯の一部では鱗片状劈開が約 1~2 cm 間隔で密に発達し、主剪断面を形成する。またこれと低角に斜交する剪断面が約 20~30 cm 間隔で発達し、主剪断面とともに複合面構造を形成する。本層上部層と駄吉層の境界には幅 5 mm ほどの黒色細粒の断層ガウジが存在し、それよりも北側 (十二ヶ岳層側) には黒色泥岩基質中に裂かひの発達した砂岩やチャートの角礫~亜角礫を多く含む断層角礫岩が、南側 (駄吉層側) には明灰色~緑白色粘土基質中にチャートや玄武岩の角礫を多く含む断層角礫岩が、それぞれ分布する。

地質構造: 層理面および破断レンズの定向配列面の走向は、ともに N70°E~N60°W で、傾斜は、低角南傾斜~垂直までさまざまであるが、50°S~70°S の中角~高角南傾斜をなす部分が多い (Figs. 2, 3)。地層は比較的側方によく連続し、走向・傾斜の広い範囲にわたる大きな変化もないことから、十二ヶ岳層は大局的に同斜構造をなしていると考えられる。上部層と下部層を介する断層や不整合は認められず、両部層は漸移関係にある。

十二ヶ岳層はその分布の北限では、未区分層と断層で、また南限では、美濃帯駄吉層と断層でそれぞれ接する (Fig. 2)。十二ヶ岳層と未区分層との境界断層は、西部では西北西-東南東走向・中角南傾斜~垂直、東部では東北東-西南西走向・ほぼ垂直の面構造を有し、それぞれ走向方向によく連続する。東部では断層面上にはほぼ水平なスリッケンラインが発達する。十二ヶ岳層と駄吉層との境界断層は東西走向で、西部では低角~中角南傾斜、東部ではほぼ垂直である。境界断層の露頭は模式地のほか、いくつかの沢で観察される。

化石と時代: 十二ヶ岳層上部層の珪長質凝灰岩泥岩互層を構



成する凝灰岩および泥岩の7試料から, *Follicucullus charveti*, *Fo. porrectus*, *Haplentactinia* ? *ichikawai*, *Entactinia* sp., *Ishigaum* sp., *Racidor* sp. などペルム紀を示す放散虫化石を抽出した (Figs. 3, 7, Table 1). これら放散虫化石は珪長質凝灰岩泥岩互層の珪長質凝灰岩および泥岩の両方から産出する.

これらのうち, *Follicucullus charveti*, *Fo. porrectus* はいずれもペルム紀中世～新世の時代を示す (Belyansky et al., 1984; Ishiga, 1990 a). 特に, *Fo. charveti* は *Fo. bipartitus-*

Fo. charveti assemblage (Ishiga, 1990 a) を特徴付ける種であり, ペルム紀新世前期を示す.

十二ヶ岳層上部層の砂岩泥岩互層中に挟まれる礫岩にも, 鏡下で放散虫化石が観察される珪長質凝灰岩礫が含まれるが, それらの礫からは時代決定に有効な化石は得られなかった.

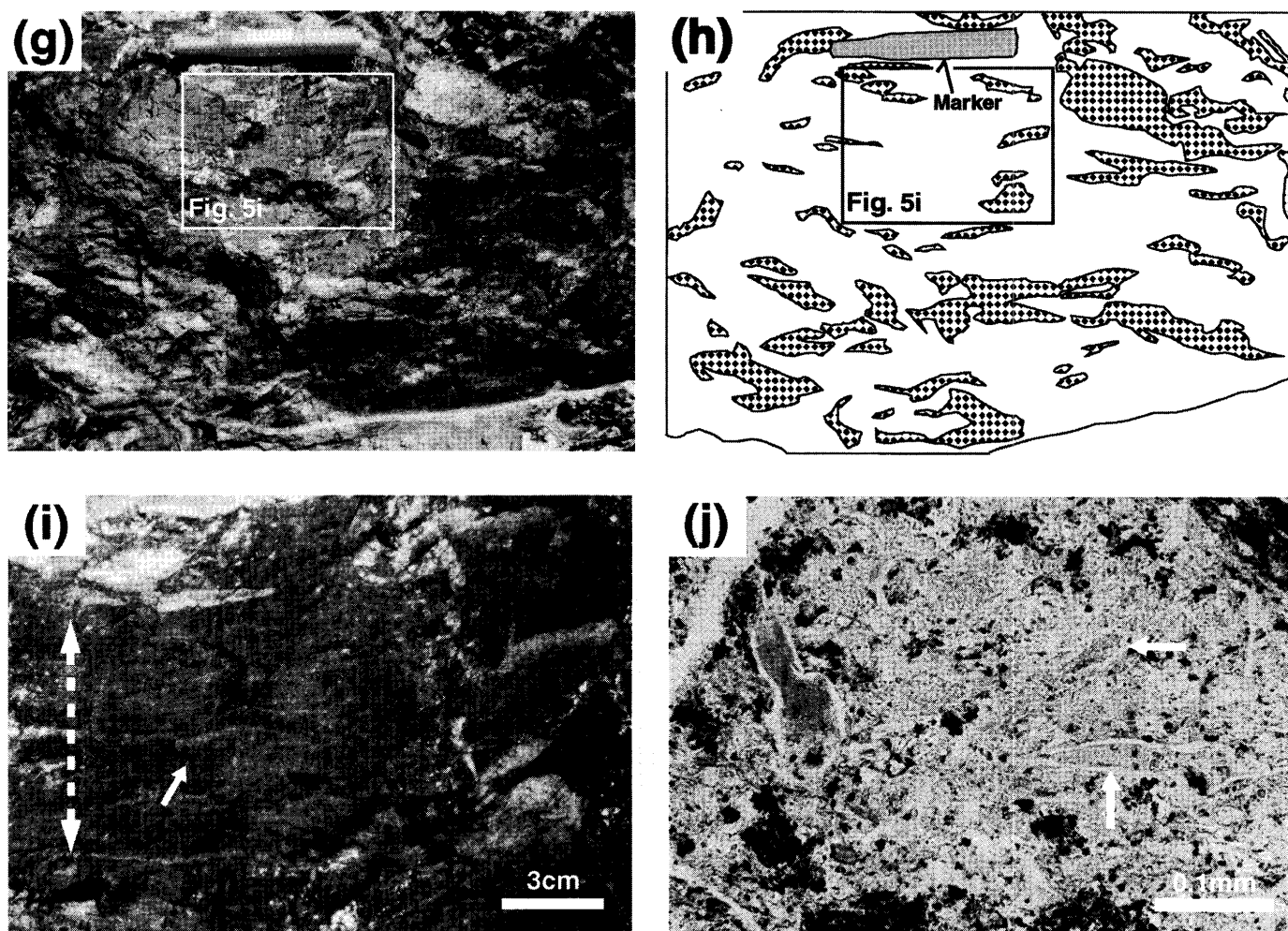


Fig. 5. Photographs showing the occurrence of the rocks in the Junigatake Formation. Localities are shown in Figs. 2 and 3. The pen in (a) and (c) and the marker in (e) and (g) are both 14cm in length. (a) Typical field occurrence of broken beds of sandstone and mudstone of the Lower Member. The strata in this Lower Member are generally disrupted, and sandstone lenses of the broken beds show good alignment. (b) Photograph of a polished surface of the broken beds from the Lower Member. Sandstone (ss) gradually changes into mudstone (ms) including abundant sandstone clasts (white arrow). Directions of the photograph are shown in the bottom left. (c) Field occurrence of alternating beds of sandstone and mudstone showing partial stratal disruption of the Upper Member. The beds exhibit graded bedding (white arrow), and each bed is from 0.5 to 3cm thick. Laminated sandstone and mudstone layers (a few millimeters thick) are commonly intercalated in the alternating beds. Directions of the photograph are shown in the bottom left. (d) Field occurrence of thoroughly disrupted beds of sandstone and mudstone in the Upper Member. (e) Field occurrence of sandstone containing some intercalated thin mudstone beds in the Upper Member. (f) Field occurrence of the alternating beds of felsic tuff (ft) and mudstone (ms) intercalated in the middle part of the Upper Member. Each bed is a few cm thick. (g and h) Photograph and sketch showing the occurrence of broken beds of felsic tuff and mudstone of the Upper Member. Irregular-shaped felsic tuff fragments are included in a matrix of mudstone. Dotted areas in (h) show the felsic tuff fragments. (i) Enlargement of the box area in Fig. 5g. Felsic tuff and mudstone are finely laminated (white dotted arrow). All of shear planes observed cut the lamina (e.g. white arrow). (j) Thin section photomicrograph of felsic tuff of the Upper Member (locality C in Fig. 3) including many radiolarian fossils (white arrows). Plane polarized light.

考 察

1. 十二ヶ岳層に見られる変形構造について

十二ヶ岳層に見られる変形構造には、(1)地層が著しく擾乱しているものの、劈開や破碎組織がほとんど発達せず、多数の岩塊を基質中に含むものと、(2)劈開が発達し、明瞭な破碎組織を有する変形、の2つのタイプが見られる。このうち、(1)では、岩塊はしばしば流動的に変形し不規則状を呈しており (Figs. 5.d, 5.g~5.i), 岩塊と基質との境界に沿うような

劈開や破碎組織は顕著でなく、構成粒子はほとんど破壊・変形していない (Fig. 5.b). さらに、砂岩岩塊と基質の泥岩、あるいは珪長質凝灰岩岩塊と基質の泥岩の間には、しばしば岩質上の漸移関係が見られる (Figs. 5.b, 5.c). 砂岩岩塊と基質の泥岩との境界部では、砂岩が泥岩に、平行葉理や級化層理などを示しながら漸移するのが認められる (Figs. 5.b, 5.c). これらの特徴より、(1)の多くは粒界すべりを主とし、初生堆積構造の破壊を伴った、未~半固結時の変形である可能性を示唆する。また、(1)のような変形を示す地層の近傍に

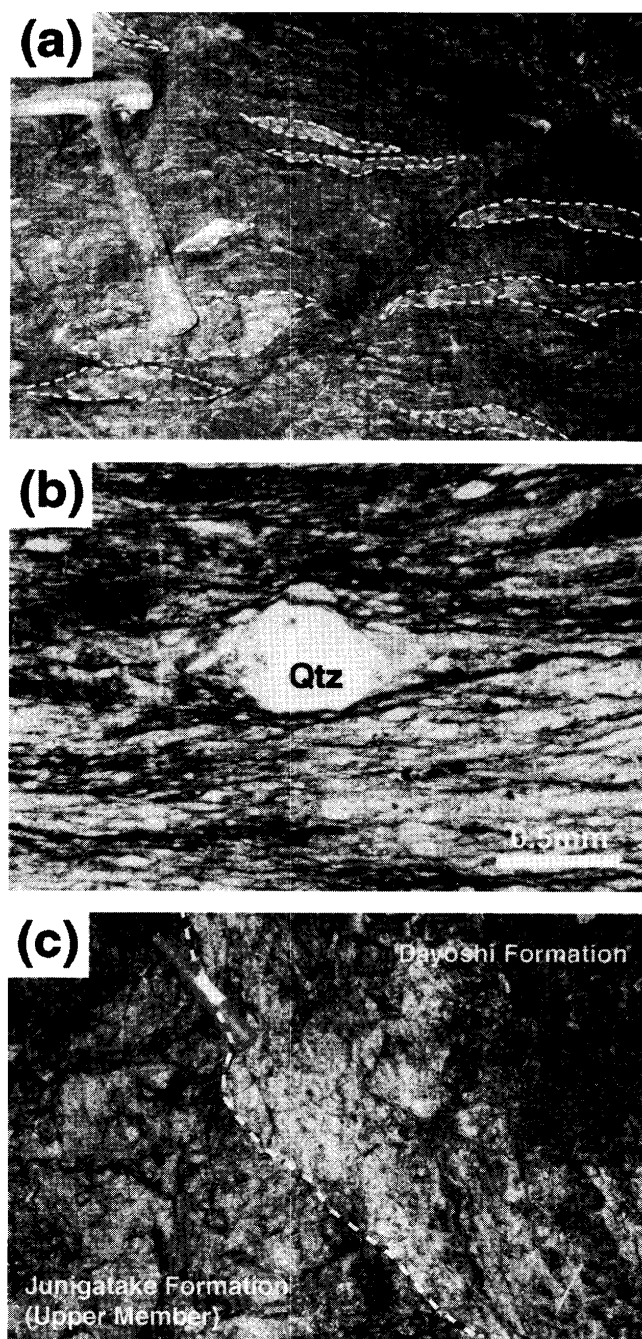


Fig. 6. (a) Photograph showing the field occurrence of the shear zone at the boundary between the Junigatake Formation and the undivided strata. The rock was intensely sheared, and phyllite-like planar structure (cataclastic to mylonitic structure) was formed. Green mafic tuff clasts (outlined by white dotted line) derived from the undivided strata are arranged to the direction parallel to the foliation. (b) Thin section photomicrograph of the "phyllite" near the boundary between the Junigatake Formation and the undivided strata. Pressure shadows are seen around a quartz grain (Qtz). The thin section is cut perpendicular to the foliation. Plane polarized light. (c) Photograph showing the field occurrence of the crush zone at the boundary between the Junigatake Formation and the Dayoshi Formation. The marker is 14 cm in length. White dotted line shows the boundary. The gouge in the side of the Junigatake Formation includes abundant sandstone fragments in a matrix of black gouge, whereas that in the side of the Dayoshi Formation includes abundant fragments of chert and basalt in a matrix of green fault clay. Localities are shown in Figs. 2 and 3.

は、ラミナや級化構造を有するリズムカルに成層した互層がしばしば分布し、また多くの場合、変形した地層と成層した互層との間には明瞭な境界が見られず、両者は漸移的な関係にある。このような産状はスランピングによって形成された地層によく見られる (Naylor, 1981 など)。

十二ヶ岳層には、見かけ上、上方細粒化と上方粗粒化の両方の級化構造が認められる。その原因の一つとして、十二ヶ岳層の内部に等斜褶曲が存在する可能性が考えられる。この場合、地層に側方連続性があれば、褶曲軸面をはさんで互いに反対の級化構造を示す同様の岩相が露出することになる。しかし、本層のうち、上部層では、地層に比較的側方連続性があるにもかかわらず、少なくとも地質図規模では、互いに反対の級化構造を示す地層との間にそのような岩相の規則的な繰り返しは認められない。また下部層は、全体にわたって著しい変形を受けており、地層の側方連続性が悪く、等斜褶曲の存在を検証することはできない。一方、もし(1)の変形構造がスランピングによってできたものであるとするならば、従来、未固結層の水流攪乱に伴う粒子間の相互作用によって逆級化が形成されることがよく知られており (Lowe, 1982 など)、上記の級化構造のうち一方は、スランピングに伴う地層の水流攪乱によって生じた逆級化構造の可能性がある。

次に、(2)の変形は主に、本層と未区分層の境界付近、および本層と駄吉層の境界付近に発達し、それぞれ、境界断層の運動によるものと思われる。上記以外でも本層内に、(2)の変形が見られることがあるが、これらはいずれも側方連続性に乏しく、しばしば未固結のガウジや断層粘土を伴い、層理面や(1)の変形面と中～高角で斜交することが多い。したがってこれらは、層理面や(1)の変形の形成プロセスとは無関係な、比較的新しい小規模な断層破壊と思われる。

2. 十二ヶ岳層と駄吉層の相違点

十二ヶ岳層上部層と下部層の境界付近には、剪断変形やガウジなど断層の存在を示唆する地質構造・岩石は見られず、両者は岩質上漸移関係にある。また、本層はしばしば変形しているものの、泥岩と砂岩、および珪長質凝灰岩との間には平行葉理や級化層理がよく保存されており、これらは走向方向によく連続する。砂岩泥岩互層や珪長質凝灰岩泥岩互層の一部は破断して砂岩や珪長質凝灰岩の岩塊が泥岩基質中に含まれる混在岩の産状を示す。しかし、岩塊と泥岩との境界に剪断を伴うことはまれで、境界の一部もしくは大部分は級化構造などを示し、整合関係にある。さらに、層理面および破断レンズの定向配列面の走向はいずれもほぼ東西走向、南傾斜で一定している。以上より、砂岩や珪長質凝灰岩の岩塊は、泥岩基質中に含まれる時代の異なる異地性岩塊ではなく、基質の泥岩と同時に堆積したものであると思われる。

十二ヶ岳層上部層中部の珪長質凝灰岩泥岩互層はペルム紀放散虫化石を多産し、また、小嶋 (1984) も同層準からペルム紀中世～新世の放散虫化石 *Fo. scholasticus* と *Fo. ventricosus* の産出を報告している (Fig. 3 の地点 E)。ペルム紀放散虫化石を含む珪長質凝灰岩泥岩互層は、上下両方向へ砂岩層または砂岩泥岩互層へ岩相上漸移的に移化し、両者の間には剪断破砕や断層ガウジなど断層の存在を示唆するも

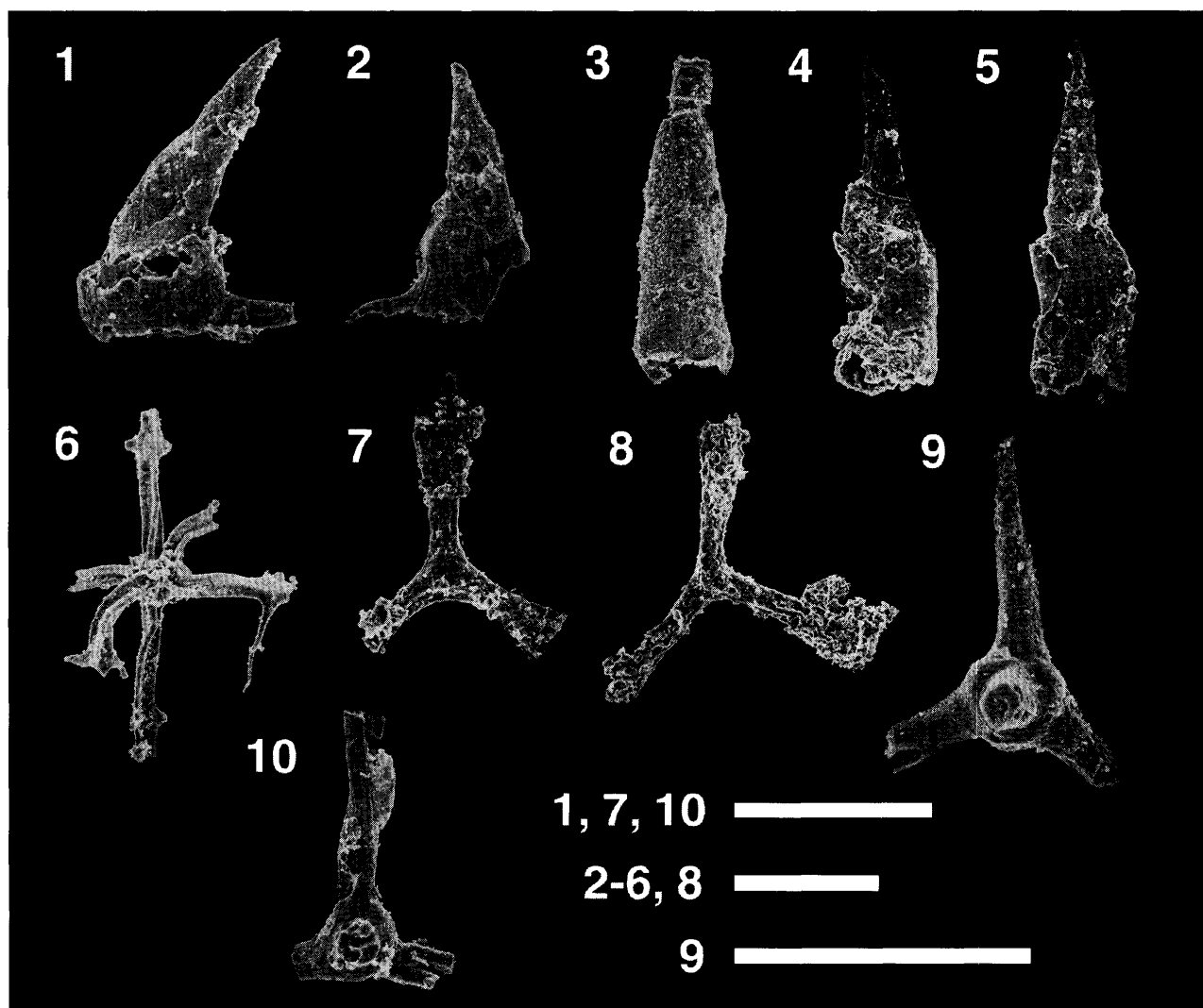


Fig. 7. Scanning electron photomicrographs of Permian radiolarians from mudstone and felsic tuff of the Junigatake Formation. Localities are shown in Fig. 3. Scale bars denote 0.1 mm. Fractional numbers in the parentheses represent sequential number of scanning electron micrograph (numerator) and rock specimen number (denominator), both of which are registered in the Rad File, the Nagoya University Museum.

1, 2 *Follicucullus charveti* Caridroit and De Wever (locality C) (1 : 68748/2741, 2 : 68751/2741)

3, 4, 5 *Follicucullus porrectus* Rudenko (3 : locality D, 4, 5 : locality B) (3 : 68756/2742, 4 : 68753/2740, 5 : 68754/2740)

6 *Haplentactinia* ? *ichikawai* Caridroit and De Wever (locality E) (68740/2743)

7 *Cauletella* ? sp. (locality F) (68749/2744)

8 *Ishigaum* sp. (locality F) (68750/2744)

9, 10 *Racidor* sp. (9 : locality B, 10 : locality C) (9 : 68755/2740, 10 : 68747/2741)

のは存在しない。また、珪長質凝灰岩泥岩互層の泥岩と、砂岩泥岩互層の泥岩は、ともに珪長質な凝灰質泥岩であり、岩質が類似する。さらに、珪長質凝灰岩泥岩互層は側方によく連続し、その走向・傾斜は上下の地層の走向・傾斜とほぼ一致する。以上のことから、含ペルム紀放散虫珪長質凝灰岩泥岩互層は異地性の岩塊ではなく、本層中に挟まれる地層であると考えられる (Figs. 2, 4)。珪長質凝灰岩泥岩互層からはペルム紀新世前期を示す *Fo. charveti* を産するので、十二ヶ岳層の堆積時代はペルム紀新世と考えられる。

一方、駄吉層は、主にペルム紀の石灰岩、チャートおよび玄武岩の異地性の岩塊または岩片を含むメランジュからなり、基質の泥岩はジュラ紀古世～中世の放散虫化石を産する。また、十二ヶ岳層の砂岩がカリ長石に乏しく、ザクロ石

や電気石をほとんど含まないのに対し、十二ヶ岳南方の駄吉層 (小嶋, 1984 のスランプ相 B) の砂岩はマイクロクリンを普遍的に含み、重鉱物としてザクロ石や電気石を多く含む (Adachi and Kojima, 1983)。以上のように、十二ヶ岳層と駄吉層には、岩相、形成時代、および砂岩組成の上で明瞭な相違があり、さらに、十二ヶ岳層は駄吉層とは明瞭な断層で接する。したがって、十二ヶ岳層は駄吉層とは明らかに別の地質体である。

3. 十二ヶ岳層の広域対比

十二ヶ岳層の珪長質凝灰岩泥岩互層から産出した *Fo. charveti* は、日本では超丹波帯から特徴的に産出するほか、黒瀬川帯および、美濃帯のチャートからもその産出が知られている (Caridroit et al., 1985 ; Caridroit and De Wever,

1986; 宮本・谷本, 1986; Ishiga, 1990b; Kuwahara et al., 1998 など). このうち泥岩から産出するのは西南日本内帯では超丹波帯のみである.

超丹波帯は, 2 亜帯に区分する考え方と 3 亜帯に区分する考え方がある. Ishiga (1986) は, 福井県西部若狭地域から兵庫県西部山崎地域にかけての超丹波帯 (Fig. 1) を 2 亜帯に区分し, 構造的な下位より, 水上層 (UT1) と大飯層 (UT2) からなるとした. 水上層は層厚数百 m におよぶ砂岩が優勢の砂岩泥岩互層からなり, 石英の湾入構造や鉱物粒の変形・細粒化, および変成による緑泥石と緑れん石の形成が顕著に見られる緑色砂岩 (石賀・楠, 1986) で特徴付けられる. 水上層の緑色砂岩は, 石英や斜長石に富むのに対し, カリ長石および岩片に乏しい (石賀・楠, 1986 など). 大飯層はチャート, 珪長質凝灰岩, 泥岩, 砂岩からなり, *Fo. bipartitus*-*Fo. charveti* assemblage の放散虫化石を産出する (Ishiga, 1990b). 木村 (1988) は, 京都府綾部市西部の超丹波帯構成層 (Fig. 1) を, 構造的な下位より口上林層, 十倉層, 淵垣層の 3 層に区分し, 主に砂岩, 泥岩からなり, 上方粗粒・厚層化の層序を示す口上林層を Ishiga (1986) の水上層に, 砂岩, 泥岩が卓越し上方細粒・薄層化の層序を示す十倉層と, 下位から層状チャート, 珪質泥岩, 粗粒砕屑岩の順に重なる淵垣層とを大飯層にそれぞれ対比している. 竹村・鈴木 (1996) は, 兵庫県西部山崎地域の超丹波帯 (Fig. 1) の岩石を, 珪質な岩石をほとんど含まず, 砂岩と泥岩の明瞭な成層を示す山崎層と, 砂岩・泥岩のほかに珪長質凝灰岩やチャートなどを含み, 未固結変形が顕著に見られる土万層に区分し, それぞれを木村 (1988) の十倉層と淵垣層とに対比している. また, Caridroit and De Wever (1986) が *Fo. charveti* をはじめとするペルム紀の放散虫化石を報告した“龍野層群”はこの土万層に相当する.

十二ヶ岳層は, (1)*Fo. charveti* をはじめ, ペルム紀の放散虫化石を産する珪長質凝灰岩泥岩互層を特徴的に挟む, (2) 厚い砂岩層が発達せず, また砂岩は岩片に富む石質ワッケであるという点で, 水上層よりはる大飯層 (Ishiga, 1986) に類似する. さらに, 十二ヶ岳層は, (1) しばしば未～半固結時変形を示唆するような変形構造が発達する, (2) 珪長質凝灰岩を挟む, という特徴より, 珪質な岩石をほとんど含まず, 明瞭な成層を示す山崎層よりは, 未固結変形が顕著に見られる土万層 (竹村・鈴木, 1996) に類似する. したがって, 十二ヶ岳層は超丹波帯の中でも最も北側の, 構造的な上位に位置する地層に対比される.

梅田ほか (1996) は, 福井県南条山地北縁部に分布するペルム系砕屑岩層を, 超丹波帯の東方延長の地質体であると結論づけている. 今回それよりもさらに東方の横尾地域で, 超丹波帯構成層に対比される地層が発見されたことは, 美濃帯北縁部に沿って超丹波帯構成層に対比される地層が点在している可能性を示唆する.

横尾地域では, 十二ヶ岳層・駄吉層とも, 一般に中～高角南傾斜で, 両者は南傾斜の断層で接する. つまり, 超丹波帯構成層に対比される地層が美濃帯構成層の構造的な下位に位置する. 一方, 近畿地方では超丹波帯は, 美濃帯の西方延長で

ある丹波帯に北傾斜で衝上し (例えば, 石賀ほか, 1987), 中部地方とは逆の構造をなしている. このことは, 近畿-中国地方では飛騨-隠岐帯と丹波帯との間に秋吉帯・舞鶴帯・超丹波帯などの地質体が幅広く分布するのに対し, 中部地方では飛騨-隠岐帯と美濃帯との間に狭長な構造帯 (飛騨外縁構造帯) が分布するという地帯分布の相違とも関係していると考えられる. このような構造的・分布的相違が, いつ, どのようにして形成されたのかを明らかにするため, 中部地方のより広い範囲で詳細に地質構造と時代を明らかにし, 変形構造を解析することが必要である.

謝 辞

この研究を進めるにあたり, 名古屋大学の足立 守教授, 竹内 誠助教授, 吉田英一助教授, および名古屋大学理学研究科地球惑星理学専攻惑星地質学研究室の方々には, さまざまな助言を頂いた. 株式会社パスコ公共 GIS 事業本部の今里亜紀彦氏には, 原稿の内容に関して種々ご意見を賜った. 放散虫化石の鑑定の際には, 名古屋大学の亀高正男博士に大変お世話になった. 紡錘虫化石の鑑定は名古屋大学の小澤智生教授にお願いした. 薄片作成にあたっては名古屋大学の與語節生技官にご指導頂いた. 名古屋大学の Simon Wallis 助教授と, Tadesse Yihunie 氏には, 英文要旨を見て頂いた. 現地調査の際には, 岐阜県丹生川村の民宿川瀬の皆様と, 愛知県大口町の森川隆一氏には, 様々な面で多大なご支援を頂いた. なお, 本研究を進めるにあたり, 文部省 (現: 文部科学省) 科学研究費補助金 (No. 11740278, No. 12640442) の一部を使用した. また, 富山大学の大藤 茂助教授と匿名の査読者の方, ならびに編集委員の新潟大学の松岡 篤助教授には, 本稿の作成および修正にあたり種々の有益な議論, 助言をいただいた. 以上の方々と関係各機関に心より御礼を申し上げます.

文 献

- Adachi, M. and Kojima, S., 1983, Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **31**, 37-67.
- Belyansky, G. S., Nikitina, A. P. and Rudenko, V. S., 1984, About Sebucharskaya suite of Primorye. *New data on Detailed Phanerozoic Biostratigraphy of the Far East*. Vladivostok: Far East Science Center, USSR Academy of Sciences, 43-57. (in Russian)
- Caridroit, M. and De Wever, P., 1986, Some Late Permian radiolarians from pelitic rocks of the Tatsuno Formation (Hyogo Prefecture), southwest Japan. *Marine Micropaleontol.*, **11**, 55-90.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J., 1985, The Ultra-Tamba Zone, A new unit in the inner zone of southwest Japan—Its importance in the nappe structure after the example of the Maizuru area—. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **39**, 210-219.
- Ichikawa, K., 1990, Pre-Cretaceous Terranes of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publ. IGCP 224, Osaka, 1-12.
- 今里亜紀彦・大藤 茂, 1993, 美濃帯北縁部, 丹生川地域から産出したジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 9, 131-141.
- Ishiga, H., 1986, Ultra-Tamba Zone of southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **29**, 45-88.

- Ishiga, H., 1990a, Paleozoic radiolarians. *In* Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publ. IGCP 224, Osaka, 285-295.
- Ishiga, H., 1990b, Ultra-Tamba Terrane. *In* Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publ. IGCP 224, Osaka, 97-107.
- 石賀裕明・井本伸広・武蔵野 実, 1987, 超丹波帯. 日本地質学会第94年学術大会(大阪)見学旅行案内書, 39-52.
- 石賀裕明・楠 利夫, 1986, 兵庫県西部の超丹波帯. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, 167-174.
- 磯見 博・野沢 保, 1957, 5万分の1地質図幅「船津」, および同説明書. 地質調査所, 43 p.
- 笠原芳雄, 1979, 大雨見山層群の地質. 地質学論集, no. 17, 177-186.
- 木村克己, 1988, 京都府綾部市西部の超丹波帯の地質と造構環境. 地質雑, **94**, 361-379.
- 小嶋 智, 1984, 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質雑, **90**, 175-190.
- 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. 新潟大理学部地質鉱物研報, no. 5, 133-148.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S., 1998, Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391-504.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 279-297.
- 宮本隆実・谷本靖典, 1986, “湯鶴葉層”より後期ペルム紀型放散虫化石の発見. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, 211-217.
- 中江 訓, 2000, 西南日本内帯ジュラ紀付加複合体の広域対比. 地質学論集, no. 55, 73-98.
- Naylor, M. A., 1981, Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, **28**, 837-852.
- Nishimura, Y., 1990, “Sangun Metamorphic Rocks”: Terrane problem. *In* Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous terranes of Japan*, Publ. IGCP 224, Osaka, 63-79.
- Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **31**, 63-122.
- 竹村静夫・鈴木茂之, 1996, 兵庫県西部における超丹波帯の地質とテクトニクス. 地質雑, **102**, 1-12.
- 梅田美由紀・田賀秀子・服部 勇, 1996, 福井県南条山地北縁部の碎屑岩からペルム紀放散虫化石の発見とその地質学的意義. 地質雑, **102**, 635-638.
- 脇田浩二, 2000, 美濃帯のメラランジュ. 地質学論集, no. 55, 145-163.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋, 1985, 高山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111 p.

(要 旨)

丹羽正和・束田和弘・小嶋 智, 2002, 岐阜県丹生川村横尾地域に分布するペルム系碎屑岩層. 地質雑, **108**, 75-87. (Niwa, M., Tsukada, K. and Kojima, S., 2002, Permian clastic formation in the Yokoo area, Nyukawa Village, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **108**, 75-87.)

岐阜県丹生川村横尾地域より, 泥岩, 砂岩と珪長質凝灰岩とを主体とするペルム系を見い出した. 本層は, 従来, 異地性岩塊を含むメラランジュを主体とするジュラ紀付加体の美濃帯駄吉層に含められることもあったが, 駄吉層より分離し, 十二ヶ岳層として再定義する. 十二ヶ岳層は, 著しく破断された砂岩泥岩互層からなる下部層と, 珪長質凝灰岩泥岩互層を挟む砂岩泥岩互層からなる上部層とに区分される. 上部層の珪長質凝灰岩泥岩互層は, ペルム紀新世前期を示す *Follicucullus charveti* をはじめ, ペルム紀の放散虫化石を多産する. 十二ヶ岳層は主にその岩相層序, 産出化石, 堆積時代に基づき, 超丹波帯の大飯層に対比される. 従来, 中部地方では福井県南条地域を除いて, 超丹波帯構成層に対比される地層の報告は無い. しかし今回の発見は, 超丹波帯構成層に対比される地層が美濃帯北縁部に沿って, 断片的に存在する可能性を示唆する.