

近畿地方北部の超丹波帯付加複合体における層序型の類別と付加環境の変遷

中江 訓^{1,*}

NAKAE Satoshi (2025) Categorization of stratigraphic types in the accretionary complex within the Ultra-Tamba Belt, northern Kinki district, Southwest Japan: A transition in accretionary environment. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 76 (6), p. 313–389, 26 figs., 2 tables and 1 appendix.

Abstract: The Ultra-Tamba Belt, which occurs mainly in northern Kinki district, is one of the major geotectonic units in the Inner Zone of Southwest Japan and was thought to represent a middle–late Permian accretionary complex.

This study re-examined the basis and validity of a previous stratigraphic classification of the accretionary complex from the viewpoints of lithology, stratigraphy, and fossil age. The results indicate that the boundaries of stratigraphic units should be revised in many areas, and that there is uncertainty regarding the identification of radiolarian fossil species and the ages inferred from these fossils. To resolve these problems, a geologic column was compiled for each study area, and geological surveys, analyses of sandstone composition, and zircon U–Pb dating were undertaken in selected areas, revealing the unique lithological changes (‘foundational stratigraphy’) within each stratigraphic unit. Setting this foundational stratigraphy as a basis and standard for stratigraphic classification, five stratigraphic types are identified: sandstone dominant, mudstone–sandstone, chert–clastics, mixed rock, and alternating. Furthermore, the differences among the foundational stratigraphies make it possible to divide the Ultra-Tamba Belt into standard stratigraphic units: the Kamitaki Complex (sandstone dominant type), the Hikami Complex (mudstone–sandstone type), the Tokura and Obie formations (alternating type), the Ōi Complex (chert–clastics type), and the Kōzuki Complex (mixed rock type), from lower to upper stratigraphic levels.

Based on the relationship between the lithologic composition of the foundational stratigraphies and their final depositional age (i.e., accretionary age), these stratigraphies are separated by the Permo–Triassic boundary (PTB) and grouped into older (chert–clastics and mixed rock types) and younger (sandstone dominant and mudstone–sandstone types) groups. The PTB was marked by global climate change characterized by a rapid increase in temperature and a sharp drop in sea level. This change probably influenced pre-PTB and post-PTB subduction to form the two groups of stratigraphic type; however, the causal relationship between climate change and the stratigraphic types remains to be established.

Keywords: stratigraphic type, foundational stratigraphy, Permo–Triassic Boundary, accretionary complex, Ultra-Tamba Belt, Southwest Japan

要 旨

近畿地方北部の超丹波帯は西南日本内帯における地体構造区分の一単位であり、その構成層は主にペルム紀中頃–後半に形成された付加複合体であると考えられてきた。

本研究では、各地域において先行研究により区分された層序単元の根拠・妥当性について、岩相・層序・化石年代などの観点から再検討を実施した。その結果、多くの地域で層序単位境界の修正が必要であり、放散虫化石種の同定とそれに基づく年代に多くの疑義が生じること

が判明した。そこで、一部地域での地質調査、砂岩組成解析、ジルコンU–Pb年代測定を新規に実施しその成果を併せて、各地域における個別柱状図あるいは統合柱状図を作成することにより、各層序単位を特徴づける固有の層序的岩相変化（‘基礎層序’）を明確にすることができた。またそれは、互いを識別し別個の層序単位を構成すると判断し得る重要な指標となる。それ故、基礎層序を層序単位区分の基準に据えと、これは砂岩優勢型・泥岩砂岩型・チャート碎屑岩型・混在岩型・互層型の五つの層序型に類別できることが判明した。さらに基礎層序の違いは、超丹波帯構成層の標準層序単位として下位から、

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

* Corresponding author: NAKAE, S., AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: nakae-satoshi@aist.go.jp

上滝コンプレックス(砂岩優勢型)、氷上コンプレックス(泥岩砂岩型)、十倉層・大榎層(互層型)、大飯コンプレックス(チャート碎屑岩型)、上月コンプレックス(混在岩型)の区分を可能とする。

基礎層序の構成と最終堆積時期(付加時期)の相関から、層序型はペルム紀–三疊紀境界付近を境に新田二つ(チャート碎屑岩型・混在岩型と砂岩優勢型・泥岩砂岩型)に区分できることも明らかとなり、これらの層序型群は互いに異なる付加様式を経て形成された可能性を示唆する。その背景として、ペルム紀–三疊紀境界で汎世界的な気候変動が起こったことが知られているが、その因果関係についての議論は今後の課題として残される。

1. 緒言

超丹波帯は、Caridroit *et al.* (1985)により京都府綾部市周辺を模式地として定義・提唱された西南日本内帯における地体構造単元の一つであり、構成層としてペルム系の付加複合体が分布する(Ishiga, 1986)。その東方延長は、福井県中部の南条山地(梅田ほか, 1996; Nakae, 2012)から岐阜県飛騨地方(丹羽ほか, 2002)にかけて飛騨外縁帯の南縁に沿って断片的に出現し、さらに上越帯の一部や佐渡島(矢野ほか, 1993; 鈴木・桑原, 2003)にも相当層の存在が知られている(近年、佐渡島のペルム系は超丹波帯に属さないとする報告がある: 一田ほか, 2010; Kurihara *et al.*, 2024)。また西方延長は、白亜紀以降の深成岩類の貫入や火山岩類の被覆がありながらも、兵庫県(石賀・楠, 1986; 岡本・後藤, 1987; 竹村・鈴木, 1996)から岡山県北部–西部(鈴木ほか, 1988; 堤, 1991)にかけて点在する。それまで丹波帯北縁部とされていた地域の碎屑岩から初めてペルム紀放散虫化石を報告したIshiga (1985)や超丹波帯を提唱したCaridroit *et al.* (1985)の研究以降、その分布や構成層について多くの検討が遂行された。その結果、上述のような広範な地域を占める超丹波帯はIshiga (1990)によってUT1 unit (Hikami unit), UT2 unit (Oi unit), UT3 unit (Kozuki unit)の三つの構造単元(tectonic unit)に細分され、それぞれを構成する層序単元としてHikami Formation(氷上層), Oi Formation(大飯層), Kozuki Formation(上月層)がその元来の定義を修正して使用された。さらに、超丹波帯内に分布する一部の碎屑岩から三疊紀中頃の放散虫化石が報告され(菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006, 2008; Sugamori, 2011, 2024), この碎屑岩を含む層序単元の帰属についての議論が進められている。

さて、地体構造発達史や造構作用などを議論する際、地質学的要素として地質体の層序を確立あるいは復元し形成時期を確定させることが重要であるのは言うまでもない。層序の復元は、地質体の広域対比や形成された環境とその変遷を知るためにも重要な作業である。また付加複合体の形成時期(付加時期)に関しては、その根拠

となる碎屑岩類の堆積時期を求めるために、微化石(特に放散虫化石)を利用することが一般的である。

超丹波帯構成層についても同様に、主に泥質岩から抽出された放散虫化石に基づいて付加時期が議論されてきた。氷上層では碎屑岩類からの放散虫化石の産出報告は多くなく、その付加時期はおおよそローピンジアン世[楽平世/Lopingian Epoch]であると推定されてきたものの、正確には決定できていない。また上月層の付加時期は、おおよそペルム紀中頃とされるにとどまる(Pillai and Ishiga, 1987; 竹村ほか, 1993)。これらに対し大飯層の付加時期は、*Follicucullus bipartitus*–*Follicucullus charveti*群集(Ishiga and Miyamoto, 1986; Ishiga, 1990)の認定に基づいて決定され(例えば, Ishiga, 1985, 1986; Caridroit *et al.*, 1985), ローピンジアン世前半に相当するウーチャーピンジアン期[呉家坪期/Wuchiapingian Age]とされることが多かった。また報告は僅かであるが、ローピンジアン世後半のチャンシンジアン期[長興期/Changhsingian Age]に至る可能性も指摘されていた(Ishiga, 1986; 武蔵野ほか, 1987)。ところでIshiga (1985, 1986), Ishiga and Miyamoto (1986)ならびにCaridroit *et al.* (1985)では、*Follicucullus bipartitus*–*Follicucullus charveti*群集の代表種である*Follicucullus bipartitus*および*Follicucullus charveti*のほかに*Albaillella triangularis*も構成種として含められた。しかしながらその後の研究によれば、上記論文(Ishiga, 1985, 1986; Ishiga and Miyamoto, 1986; Caridroit *et al.*, 1985)で*Albaillella triangularis*とされた個体は、Ishiga *et al.* (1982a)が新種として記載した*Albaillella triangularis*とは別種である(Kuwahara, 1999)。これらに加え本来の*Albaillella triangularis*は、*Follicucullus bipartitus*および*Follicucullus charveti*とは層序的に共存せず、その出現層準は*Neoalbaillella optima*群集帯(Kuwahara *et al.*, 1998)内にありローピンジアン世末(チャンシンジアン期後半)を示すことが判明している(Kuwahara *et al.*, 1998; Xiao *et al.*, 2018)。そのため、上記文献における放散虫化石の同定には疑義が生じる。大飯層はその模式地においてですらこの疑義に加え、時代根拠となるべき産出化石の画像が十分に提示されていないという信頼性の問題があり、今もって付加時期を確定させるに至っていない。また一方で、模式地の隣接地区では碎屑性ジルコンのU–Pb年代が測定され、大飯層下部に含められた十倉層と氷上層に対比される口上林層から最若年代集団としてそれぞれ、約260–230 Ma(キャピタニアン期[Capitanian Age]–カーニアン期[Carnian Age])と約264–250 Ma(キャピタニアン期–オレネキアン期[Olenekian Age])が最近報告された(坂田ほか, 2017)。これは、篠山地域(兵庫県)や北摂地域(大阪府)から報告された三疊紀放散虫化石(菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006, 2008; Sugamori, 2024)とともに、超丹波帯構成層として三疊系が存在する可能性を具体的な根拠を用いて示した

例である。

このように、超丹波帯構成層の形成時期に関する時代論には更なる検討を要する。そこで本研究ではまず、各地域の地質・岩相分布に基づく層序の復元・構築を通じて構成層の特徴を整理し、先行研究によって区分された層序単元の妥当性の検証や放散虫化石に基づく時代の再検討を行う。さらに、本研究において新たに測定した碎屑性ジルコンU-Pb年代を示す。これらの情報に基づいて、現状で最も信頼できる超丹波帯構成層の形成時期を確定させ、超丹波帯構成層における標準層序単元の定義とその類型を提案することで層序区分の基準・根拠を明確にする。そして最後に、超丹波帯構成層はどのような地質学的背景の下で形成されたかに関して、上述の成果と砂岩組成などを考慮して若干の推察を試みる。

地質記載や議論の前に、本論で用いる層序や単元名称に関しSalvador (1994)の指針に基づいて解説を加えることにする。

「層序区分 (stratigraphic classification)」は地質体を地質学的なある基準に準拠して区分することであるが、その区分された任意の単元が「層序単元 (stratigraphic unit)」である。層序単元には低次から高次に至る複数の階層があるが、区分の第一義的な基本単元として「層」が設定される。この層が幾つかに細分されれば低次階層の「部層」、幾つかが統合されれば高次階層の「層群」となる。また「層序」は文字通り「地層の順序」であるが、地質学においては言うまでもなく、地層・岩石の累重関係・貫入関係とその順序 (上下または前後) を指す術語である。ところで、層序単元を構成する一連の層序 (あるいは復元される層序) を本論では「基礎層序 (foundational stratigraphy)」と呼んで、一般的な「層序」から区別して用いることにする。つまり通常の堆積体では、単一の層序単元は単一の基礎層序によって規定されることになる。ただし、このような層序単元内でも類似の層序が複数繰返し出現する場合があります。類似の環境下で形成された堆積サイクルも一つの要因であろう (サイクル境界は、整合・不整合などの堆積接触である)。ところが、既に提唱された付加体形成モデルでは、沈み込み帯に沿う衝上断層の形成によって堆積物が集積されること (例えば, Seely *et al.*, 1974; Karig and Sharman, 1975; Leggett *et al.*, 1979; Moore, J. C. *et al.*, 1982) が示されており、また衝上断層の発生層準が付加の有無や付加体の内部構造を支配する (例えば, Scholl *et al.*, 1980; Clift and Vannucchi, 2004) ことも明らかにされている。さらに陸上の付加複合体においてはこれを裏付けるように、同一層序が集積・重複することで単一の層序単元を構成する事例が多数報告されている (例えば, Yao *et al.*, 1980; 松岡, 1984; Matsuda and Isozaki, 1991; Nishi, 1994)。このような観点に基づいて見た場合、繰返す層序が基本的には同一の構成であり、その境界が断層などの構造的連続面であるなら、その

層序単元は基礎層序の集積複合体と捉えることができる。なお、基礎層序が重複した層序単元であっても、それぞれの基礎層序は同一 (あるいは類似) の層序であるため、それらの間には本質的な差異は無い。このことから、低次階層の層序単元への細分において造構的意義は有するものの、層序の意味を成さないと言える。

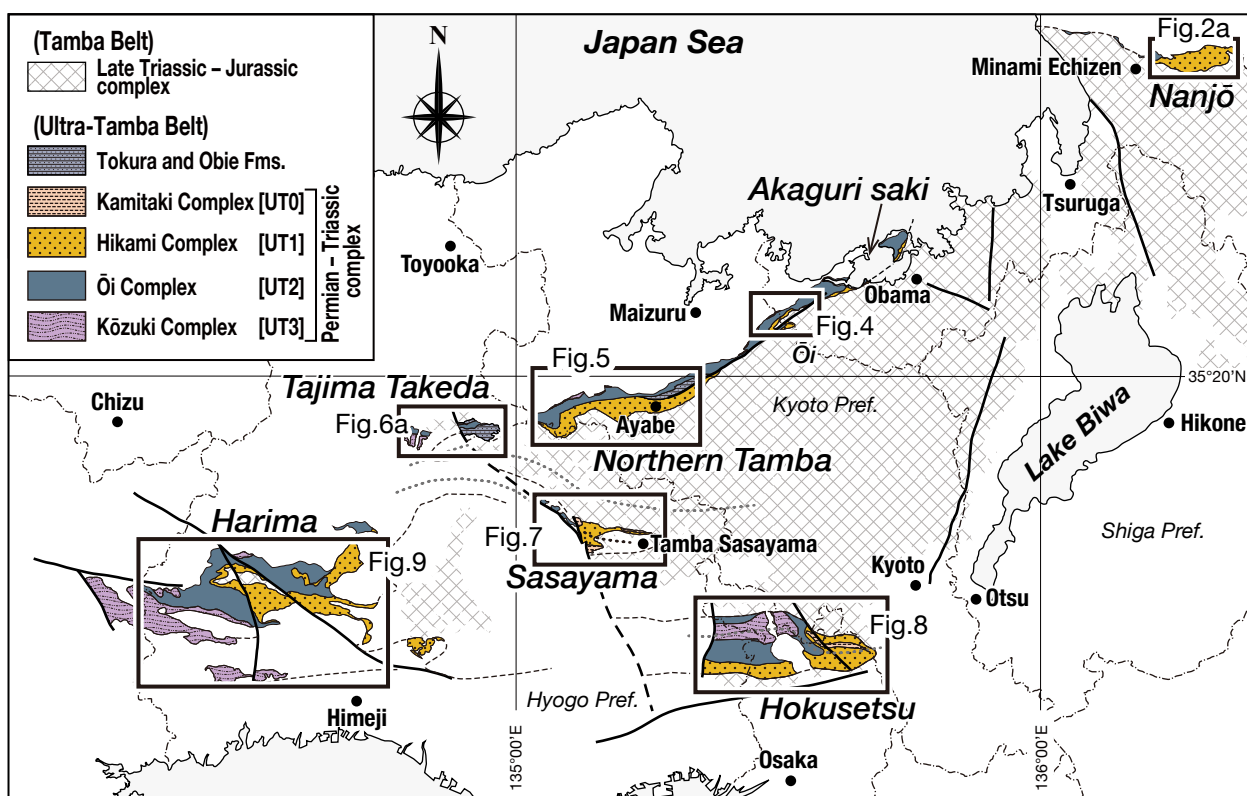
次に単元名称に関する事柄であるが、原則以下の通りとする。各地域における層序単元について記述する際には、先行研究によって命名・提唱された個々の地理的名称と階層用語 (層 [formation]) を踏襲し、そのローマ字表記は原著論文の表記に従う (Salvador, 1994 を参照)。また、地理的名称のローマ字表記が文献ごとに異なっており、それらが混用されている場合には、層序単元の同一性と先取性を保つため、命名時の表記に従う。一方、超丹波帯の広域における標準層序単元に対しては上記に鑑み、Ishiga (1990) に準拠した地理的名称と階層用語を併せた「氷上コンプレックス (Hikami Complex)」・「大飯コンプレックス (Ōi Complex)」・「上月コンプレックス (Kōzuki Complex)」を統一的に用いることとする。なお他の文献において、この階層用語の代替として「ユニット (unit)」が用いられる場合もある。地質学全般において「ユニット」は、各種の層序 (岩相層序・生層序・年代層序・磁気層序・化学層序など) や地質帯 (構造帯・変成帯など) の多様な区分単元に対してだけでなく、地質体内における大小様々な任意の単元についても、一般的な呼称として用いられることが多い (超丹波帯では、構造単元としてのユニット (UT1 unit, UT2 unit, UT3 unit) が設定されている: Ishiga, 1990)。このような状況を踏まえ本論では、層序単元の種類と階層を明確にするため、階層用語としての「ユニット」の使用を避けて「コンプレックス [complex]」を適用する。

2. 超丹波帯の層序区分とその概要

本章では超丹波帯に関する先行研究が実施された地域 (第1図) において、層序区分の定義やその変遷を整理・確認し岩相・層序や産出化石などの概要を明らかにする。その成果として、各地域における層序区分と構成層の概略分布を第2図a, 第4図～第9図に示し、さらに本研究により作成した一部地域のルート図 (第2図b) と地質図 (第6図b, 第10図) ならびに個別柱状図 (第3図, 第11図) も併せて提示する。なお、各地域の層序区分の変遷と広域対比については章末 (第12図) に掲げるので、適宜参照されたし。

2.1 南条地域

5万分の1地形図の「^{さばえ}鯖江」・「^{おおの}大野」・「^{いまじょう}今庄」・「^{かんむりやま}冠山」に広がる地域に含まれ、福井県^{ふくい}嶺北^{れいほく}地方の南越前町^{みなみえちぜん}東部から越前市 (旧武生市) ^{たけふ}南東部を経て池田町^{いけだ}南西部に至る南条山地北縁部に位置する (第1図)。この地域に見ら



第1図 近畿地方北部における超丹波帯構成層の分布

Fig. 1 Distribution of constituent rocks of the Ultra-Tamba Belt, northern Kinki district

れる石灰質緑灰色砂岩主体のペルム系は東俣層（福井県，1969；梅田，1996）と命名され，美濃帯（＝丹波帯）構成層（ジュラ系付加複合体）の北側上位におおむねE-W走向・北傾斜で分布し（第2図a），更に東方の福井県大野市南端部に分布する温見層（大村，1968；福井県，2010）へ連続する．分布の北縁は白亜紀から中新世の火山岩類によって被覆される．東俣層はその後，名称を東俣コンプレックスに変更された（Nakae, 2012）．

東俣コンプレックスは主に，スレート質千枚岩質泥岩を挟有する砂岩から構成される（第2図a）．Nakae (2012) では言及されなかったが，本地域の西端（南越前町牧谷）では，東俣コンプレックスとは岩相組合せ・産状が異なる層準がその上位に見られる．そこで本論では，この層準を分離して新たに牧谷コンプレックスとして扱うこととする．牧谷コンプレックスでは，基底部にチャートと珪質泥岩を伴う千枚岩質泥岩が主体をなし，その上位に珪長質凝灰岩・シルト質泥岩・砂岩あるいは砂岩泥岩互層が累重する産状が認められる（第2図b）．

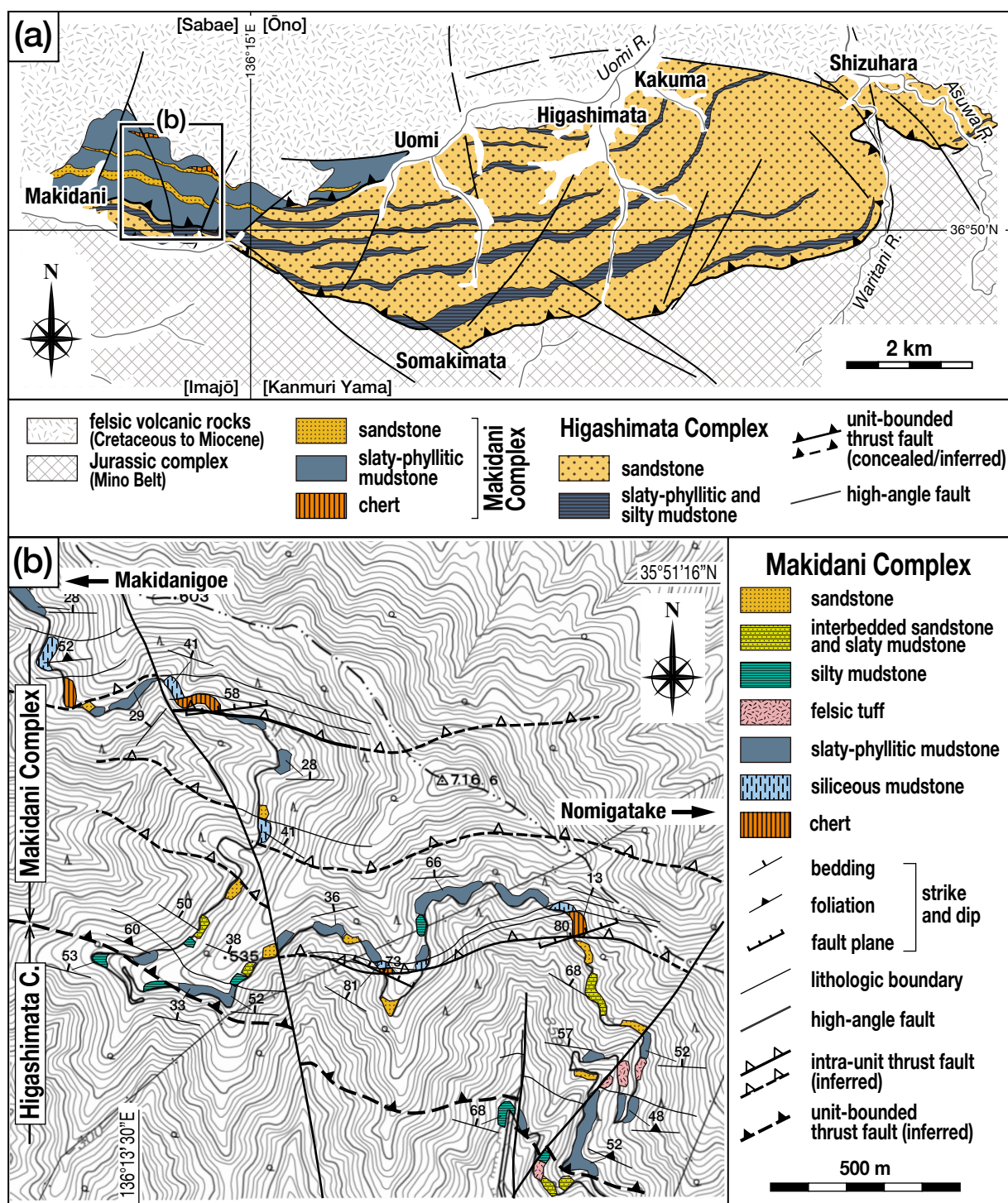
南条地域では3地点から放散虫化石の産出が報告されている．東俣コンプレックスの凝灰質泥岩から *Cauletella manica*, *Ishigaum* sp. cf. *I. obesum*, *Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis* など（Nakae, 2011）が，牧谷コンプレックスで

は千枚岩質泥岩と細互層する珪質泥岩から *Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus porrectus*, *Follicucullus charveti*? が産出するとともに，*Follicucullus ventricosus* あるいは *Follicucullus bipartitus* が共産するとされた（梅田ほか，1996；梅田，1996）．

岩相・層序

東俣コンプレックスについては地質図（第2図a）ならびに Nakae (2012) の Figure 5 を一部加筆・簡略化した個別柱状図（第3図a）を，また牧谷コンプレックスについては第2図bより作成した個別柱状図（第3図b）に従って，それらの岩相・層序を以下に記述する．なお，本文中の丸括弧と角括弧は，それぞれ層厚の概略値と基礎層序の順序（i, ii, iii・・・のローマ数字）を示す．

東俣コンプレックス：福井県池田町西部～中央部の志津原・角間・東俣・魚見から南方の割谷川流域や杣木俣周辺にかけて，スレート質千枚岩質泥岩・シルト質泥岩・砂岩スレート質泥岩互層などを挟有する砂岩がENE-WSW走向・北傾斜で広く分布する（第2図a；Nakae, 2012）．層厚は最大4,200 m程度に達する．スレート質泥岩は細粒で黒色～暗灰色を呈し，部分的に千枚岩質となり明瞭な劈開が密に形成されているのが一般的である．また，層厚数mmの珪質泥岩や珪長質凝灰岩の薄層と細

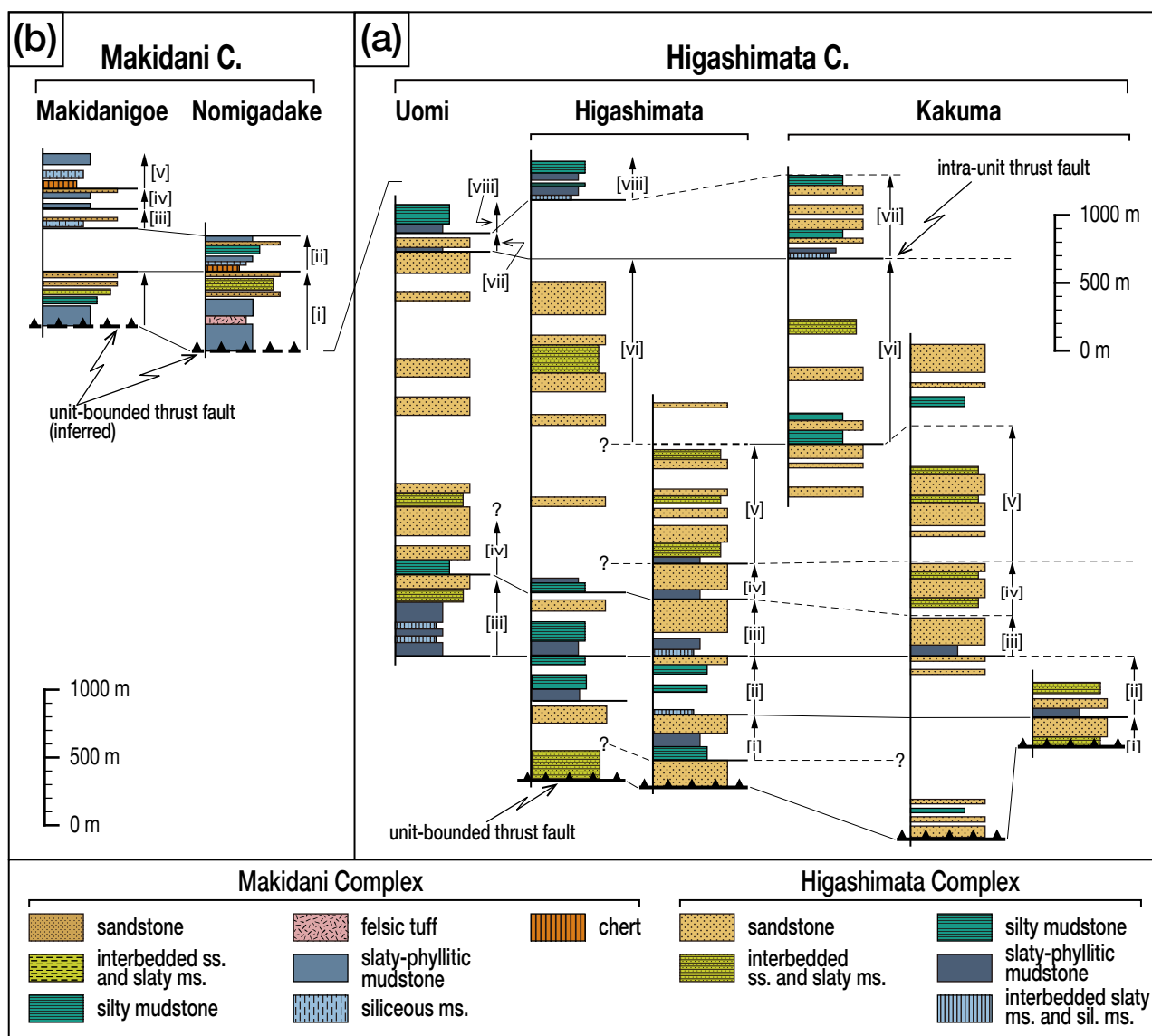


第2図 南条地域（福井県南越前町）における超丹波帯の地質図

(a) 東俣コンプレックスと牧谷コンプレックスの分布. Nakae (2012) による地質図を一部修正. (b) 牧谷コンプレックスのルート図. 作図された場所は牧谷の東方に位置する. 基図には国土地理院の地理院地図 (<https://maps.gsi.go.jp>) を使用. R.: River.

Fig. 2 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Nanjō area, Minami Echizen Town, Fukui Prefecture

(a) Distribution of the Higashimata and the Makidani complexes. The map was partly modified from Nakae (2012). (b) Geological travers map of the Makidani Complex. The mapped area is located east of Makidani. The GIS map of the Geospatial Information Authority of Japan (<https://maps.gsi.go.jp>) is used for the base map. R.: River.



第3図 南条地域における超丹波帯の個別柱状図

(a) 東俣コンプレックスの柱状図はNakae (2012) の一部を修正。(b) 牧谷コンプレックスの柱状図は第2図bに基づいて作成。上向き矢印は基礎層序を示し、角括弧内のローマ数字はその番号を示す。太実線は基礎層序の基底を表す(破線は位置・存在が推定)。C.: Complex, ms.: mudstone, sil.: siliceous, ss.: sandstone.

Fig. 3 Geological columns of the Ultra-Tamba Belt individually constructed in the Nanjō area

(a) Columns of the Higashimata Complex were partly modified from Nakae (2012). (b) Columns of the Makidani Complex were produced on the basis of Figure 2b. Roman numerals in square brackets indicate the number of foundational stratigraphies which are shown by upward arrows. Thick solid lines represent the base of each foundational stratigraphy (broken lines indicate that the location and existence of the base are estimated). C.: Complex, ms.: mudstone, sil.: siliceous, ss.: sandstone.

互層することが多く、さらに薄層の珪質泥岩(層厚数m)を挟有することもある。シルト質泥岩もスレート質(千枚岩質)であり、シルト葉理が厚くなった薄層理を含む泥岩優勢な砂岩スレート質泥岩互層として産する場合がある。砂岩スレート質泥岩互層では厚層理の砂岩が優勢で、これに伴われるスレート質の泥岩と互層する。砂岩は暗灰色-緑灰色を呈し石灰質であるのが特徴で、石

英と斜長石が等量ないし石英にやや富みカリ長石に乏しい、中粒-粗粒の不淘汰な長石質ワッケである。また岩片として、火山岩(安山岩・玄武岩)が多くその他に花崗岩やチャートなどが含まれる(中屋・斉藤, 1986; 梅田, 1987)。層厚1 m以上の成層構造をなすが、多くの場合、堆積構造や層理面が不明瞭なため塊状を呈する。東俣コンプレックスの詳細(個別柱状図: 第3図a)は以下

の通りである。

割谷川から角間に下る沢沿いでは、最下位に分布する砂岩と砂岩スレート質泥岩互層の北側に、下位から順に[i]砂岩スレート質泥岩互層を伴う砂岩(204 m)、[ii-iii]スレート質-千枚岩質泥岩(68~84 m)と砂岩・砂岩スレート質泥岩互層(220~392 m)の繰返し、[iv-vi]主に砂岩・砂岩スレート質泥岩互層(344~1,040 m)の繰返しが見られ、最上部には[vii]珪質泥岩とスレート質泥岩の細互層・スレート質泥岩(124 m)とシルト質泥岩を挟有する砂岩(> 524 m)が累重する。東俣に向かう林道沿いでも最下位の砂岩の北側に、下位から[i-iii]局所的に珪質泥岩と細互層するスレート質泥岩・シルト質泥岩(140~368 m)と砂岩スレート質泥岩互層を伴う砂岩(76~280 m)の繰返し、[iv-v]スレート質泥岩(52~80 m)と砂岩・砂岩スレート質泥岩互層(190~864 m)、[vi]砂岩・砂岩スレート質泥岩互層(> 1,388 m)が順に累重する。さらに500 m程度の露頭欠如を挟んで最上部には、[viii]珪質泥岩とスレート質泥岩の細互層・スレート質泥岩・シルト質泥岩(> 244 m)が露出する。柚木俣から魚見に至る林道では、基底部が欠如して[iii]僅かに珪質泥岩薄層と細互層するスレート質泥岩(616 m)・砂岩スレート質泥岩互層(100 m)・砂岩(92 m)と、[iv]シルト質泥岩(112 m)・砂岩スレート質泥岩互層を伴う砂岩(> 580 m)が順に累重する。これより上位では露頭欠如が著しく砂岩が散点的に露出する程度であるが、1,600 m上位に、[vii]スレート質泥岩(28 m)・砂岩(128 m)と[viii]スレート質泥岩・シルト質泥岩(> 208 m)が分布する。

上述した層序について構成岩の層厚を比較すると、次のような二種類に識別される傾向にあると言える。一つは砂岩に対して比較的厚層のスレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩から構成される基礎層序であり、[i-iii]と[viii]を構成する。もう一つは[iv-vii]を構成する圧倒的に厚い砂岩からなる基礎層序である。

牧谷コンプレックス(新称)：南越前町牧谷周辺を模式地として、スレート質-千枚岩質泥岩を主体としチャート・珪質泥岩ならびに砂岩や砂岩スレート質泥岩互層から構成される層序単元を牧谷コンプレックスとして定義する。

牧谷の北方に位置する牧谷越から北東方の野見ヶ岳に至る範囲では、牧谷コンプレックスはWNW-ESE走向・北傾斜で分布する(第2図b)。分布の上限は白亜系~中新統の火山岩類に被覆されるため牧谷コンプレックスの分布は狭く、露出部分の層厚は1,500 m程度と見積もられる。チャートと珪質泥岩は灰色-暗灰色を呈する。これ以外の岩相の特徴は東俣コンプレックスのそれらとほぼ同様である。牧谷コンプレックスの詳細(個別柱状図：第3図b)は以下の通りである。

野見ヶ岳の西側斜面では、東俣コンプレックスとの境界から[i]珪質凝灰岩を挟有するスレート質-千枚岩質泥岩(400 m)とその上位に砂岩スレート質泥岩互層を挟

んだ砂岩(200 m)が累重する。更に上位では[ii]チャート・珪質泥岩(68 m)からスレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩(128 m)を経て砂岩(68 m)に至る層序が認められる。牧谷越の南東斜面では東俣コンプレックスの上位に、[i]スレート質-千枚岩質泥岩ならびにシルト質泥岩(240 m)と砂岩・砂岩スレート質泥岩互層(180 m)が累重する。これより北方約300 mの区間では露頭が欠如するが、[iii]珪質泥岩(50 m)および砂岩(110 m)と、[iv]スレート質泥岩(124 m)および砂岩(34 m)が順に累重する。最上部では再び[v]チャート(52 m)から珪質泥岩(72 m)を経てスレート質-千枚岩質泥岩(> 148 m)に至る層序が見られる。

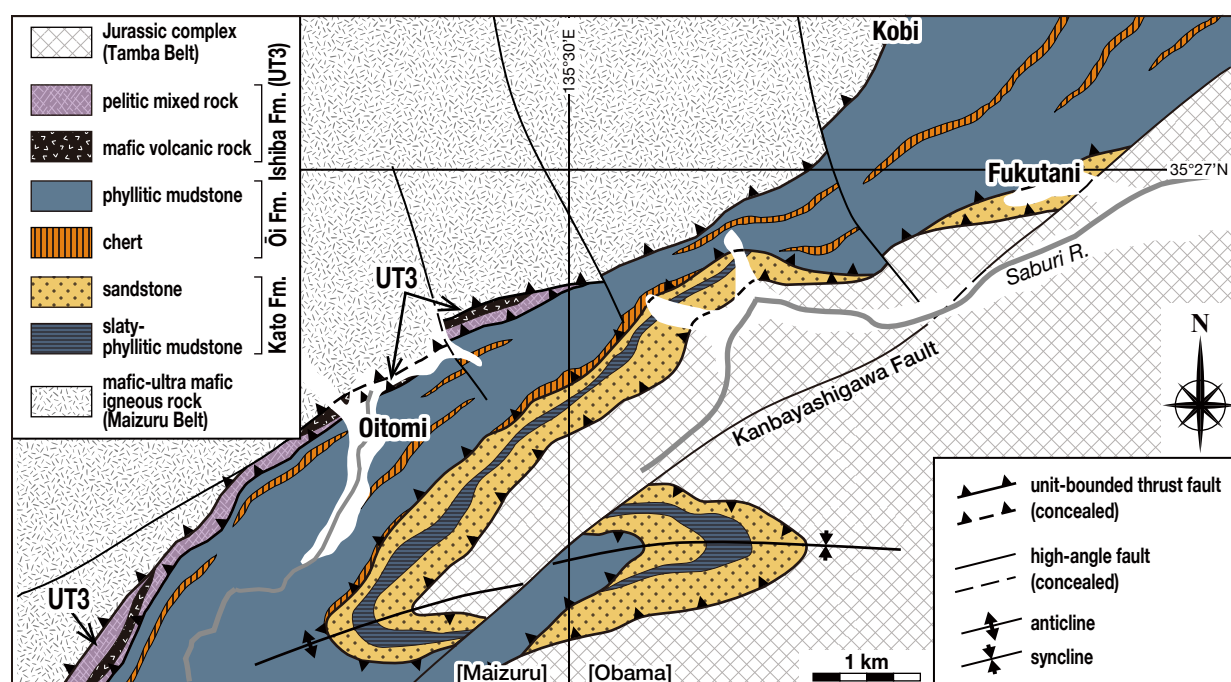
2.2 赤礁崎地域

Ishiga (1985)によって調査された^{あかぐりさき}赤礁崎地域は福井県^{わかさ}若狭地方の^{おおしま}大島半島(おい町北部)に位置し、5万分の1地形図では「^{のこぎりざき}鋸崎」に含まれる(第1図)。赤礁崎の突端には超丹波帯構成層である^{かづみ}堅海層(広川・黒田, 1957)がENE-WSW走向・北傾斜で分布する。海岸沿いでは下位から、赤色チャート(赤色珪質泥岩との細互層を含む)、暗灰色-緑灰色珪質泥岩、黒色泥岩、黒色千枚岩質泥岩-千枚岩が約100 mの南北幅をもって連続的に露出する(Ishiga, 1985のFigure 2を参照)。黒色千枚岩の上限は、^{やぐの}舞鶴帯の夜久野苦鉄質岩類を構成する超苦鉄質岩と剪断された蛇紋岩に断層で接する。その後Ishiga (1986)は、岩相や産出化石群集の類似性に基づいて堅海層を後述の大飯層(広川ほか, 1957)に統合した。

珪質泥岩と泥岩の間に挟在する砂岩は、岩片が比較的多い中粒の石質ワッケである。石英と長石が等量あるいは石英にやや富み、カリ長石より斜長石が多い特徴を持つ(楠・武蔵野, 1990)。チャート・珪質泥岩・黒色泥岩からほぼ共通した放散虫化石群集が産出している。それらは*Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus charveti*, *Albaillella triangularis*を主体とし、*Pseudotormetus kamigoriensis*, *Nazarovella gracilis*や^{Ishigaum}*trifustis*を伴う(Ishiga, 1985)。さらに、Kemkin (2007)は夜久野苦鉄質岩類直下の千枚岩質泥岩(基質の片状シルト質泥岩とそれに包有されるチャート・珪質泥岩の岩片)からジュラ紀とペルム紀を示す放散虫の混合群集を報告した。しかしながら、産出個体の画像が掲示されていないので、産出地点を含めその真偽を評価できない。

2.3 大飯地域

Ishiga (1985)が報告した大飯地域は、福井県若狭地方に位置する^{ふくたに}おい町西部の福谷周辺から京都府綾部市の^{あやべ}老富南西方に至る地域(第4図)であり、大飯層の模式地を含む。5万分の1地形図では^{おぼま}「小浜」から^{まいづる}「舞鶴」にかけ



第4図 大飯地域 (福井県おおい町-京都府綾部市)における超丹波帯の地質図

下位から累重する加斗層、大飯層、石場層が識別される。亀高ほか (2019) の地質図に本研究による修正を加えて作成。Fm.: Formation, R.: River.

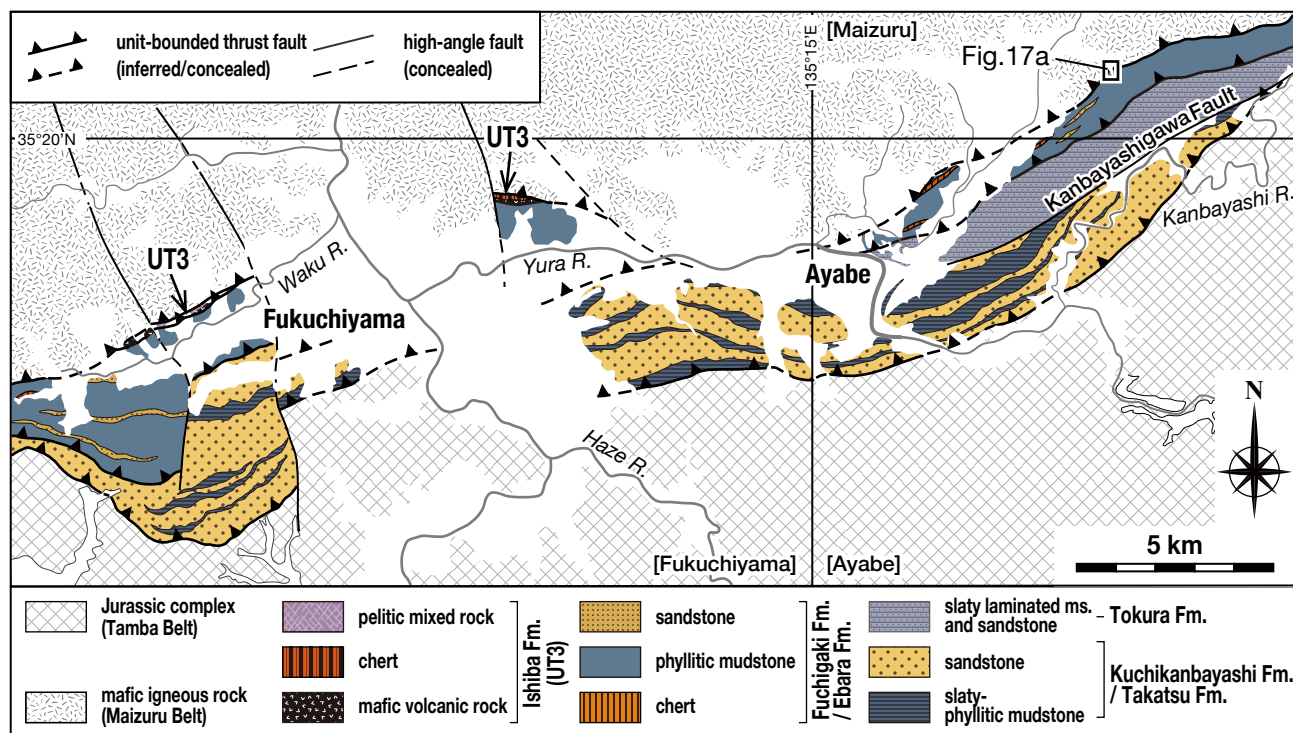
Fig. 4 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Ōi area, Oi Town (Fukui Prefecture) and Ayabe City (Kyoto Prefecture). The Kato, Ōi and Ishiba formations are distinguished and arranged from lower to upper in this order. The map was remade from Kametaka *et al.* (2019) with additional modification by this study. Fm.: Formation, R.: River.

ての地域に相当する (第1図)。この周辺では、丹波帯とその北側の超丹波帯の構成層がそれぞれNE-SW走向・北西傾斜で分布し、老富南方において一対の向斜・背斜を形成する。

これらは広川ほか (1957) によって下位より、丹波地帯古生層、加斗層 (玄武岩・チャート・砂岩の岩体・岩塊を含む泥質混在岩を伴う泥岩が主体の下部層と、塊状で石灰質の砂岩が優勢な上部層)、ならびに大飯層 (チャートと砂岩を挟有する黒色千枚岩質泥岩-千枚岩からなる) に区分されており、Ishiga (1985) は加斗層を超丹波帯の構成層として扱った。しかし岩相的特徴に基づくと、加斗層の下部 (泥質混在岩を伴う泥岩) は丹波帯に含める方が適切であるため、上部 (スレート質-千枚岩質泥岩を挟有する塊状石灰質砂岩) のみを再定義の加斗層として扱う。つまり本論では、下部を加斗層から除外する。さらに亀高ほか (2019) は老富周辺において、夜久野苦鉄質岩類の下限に沿って分布する苦鉄質火山岩の岩体を含む泥質混在岩の存在を見出し、大飯層から分離して播磨地域 (後述) の上月層に対比した。それ以前にも Caridroit *et al.* (1985) は、超丹波帯構成層である Unit 3 上部を占めるオリストストローム相を地質図に表現した。この分布は亀高ほか (2019) による上月層の南東に位置するが、本

研究ではこれを Unit 3 から分離・除外する。このように本地域の超丹波帯構成層は下位から、加斗層、大飯層、ならびに泥質混在岩 (Caridroit *et al.*, 1985 のオリストストローム相を含む) で構成される層序単元に区分される。なお、後述の近隣地域 (北部丹波地域) における層序区分との対比 (亀高ほか, 2019) に基づくと、泥質混在岩からなる層序単元は石場層 (栗本・牧本, 1990) に相当すると思われる。

加斗層の内、大飯地域より北東方の片江鼻に露出する砂岩は、石英より長石がやや多い長石質ワッケである。また長石では、斜長石よりカリ長石がやや乏しい特徴を示す。岩片として、花崗岩と珪長質火山岩が比較的多く、少量の安山岩と堆積岩などを含む (Ishiga, 1986; 楠・武蔵野, 1990)。大飯層では黒色千枚岩中の珪質泥岩から、*Follicucullus scholasticus* morphotype II と *Follicucullus bipartitus* を含む *Follicucullus* 属放散虫化石の産出が報告された (Ishiga, 1985)。なお、Caridroit *et al.* (1985) により *Albaillella* sp. cf. *A. levis* などの放散虫化石が産出した地点は舞鶴層群分布域とされていたが、亀高ほか (2019) は層序的位置関係と岩相的特徴に基づいて、この地点を大飯層の分布域内であるとした。また最近、石場層に相当する場所から放散虫化石の産出報告がなされ、チャートか



第5図 北部丹波地域 (京都府綾部市-福知山市)における超丹波帯の地質図

この地域は、東部の綾部地区と西部の福知山地区からなる。口上林層・高津層、淵垣層・榎原層ならびに石場層が下位からこの順に累重し、口上林層と淵垣層に挟まれる十倉層は綾部地区のみに露出する。木村 (1988) と栗本・牧本 (1990) の地質図に亀高ほか (2019) および本研究による修正を加えて作成。Fm.: Formation, ms.: mudstone, R.: River.

Fig. 5 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Northern Tamba area, Ayabe and Fukuchiyama cities, Kyoto Prefecture

This area consists of the Ayabe (eastern) and Fukuchiyama (western) divisions. The Kuchikanbayashi and the Takatsu formations, the Fuchigaki and the Ebara formations and the Ishiba Formation are distributed from lower to upper in this order. The Tokura Formation exposed between the Kuchikanbayashi and the Fuchigaki formations is only found in the Ayabe division. The map was remade from Kimura (1988) and Kurimoto (1990) with additional modification by Kametaka *et al.* (2019) and this study. Fm.: Formation, ms.: mudstone, R.: River.

らの *Curvalbaillalle u-forma*, *Curvalbaillalle chilensis* と千枚岩質泥岩からの *Latentifistula banchengensis*, *Quadricaulis gracilis* などに基づき、それぞれ石炭記末〜ペルム紀初頭とグアダルピアン世〜ロービンジアン世を示すとされた (Sugamori and Ikeda, 2024)。

2.4 北部丹波地域

丹波地方の北部に相当するので、本論では北部丹波地域と呼ぶことにする (第1図)。またこの地域は、5万分の1地形図では東側の「綾部」と西側の「福知山」に分かれるので、便宜的にそれぞれを「綾部地区」と「福知山地区」とする。

綾部地区

超丹波帯が提唱された模式地 (Caridroit *et al.*, 1985) を含む、京都府綾部市北東部の上林川流域から綾部市街地に至る地区である (第5図)。Caridroit *et al.* (1985) では、丹波帯 (下部の泥質混在岩と上部の緑灰色砂岩から

なる Unit 2) と超丹波帯 (千枚岩質岩が主体の Unit 3) の境界が上林川にほぼ一致する地質図が示され、さらに Unit 3 は下部 (チャートおよび珪質泥岩千枚岩薄互層: ribbon rock 相)、中部 (砂岩千枚岩質泥岩互層: 泥質フリッシュ相)、上部 (チャート岩塊・岩体を挟有する泥質混在岩: オリストストローム相) に区分された。その後 Ishiga (1986) により、緑灰色砂岩 (Caridroit *et al.*, 1985 の Unit 2 上部) と千枚岩質岩 (Unit 3) はそれぞれ超丹波帯の氷上層と大飯層に対比された。これらの地層は、ENE-WSW 走向で北傾斜を示す。

この地区を精査した木村 (1988) は、Ishiga (1986, 1990) による超丹波帯構造単元の UT1 unit を南帯とし UT2 unit を中帯と北帯に分割した三帯区分を示し、それぞれの帯に分布する口上林層、十倉層、淵垣層を提唱した。各層については以下のように述べている。

南側下位に位置する南帯の口上林層は、泥岩が優勢な下部と成層塊状砂岩を主体とし泥岩や砂岩泥岩互層を

挟有する上部によって構成され、珪質泥岩や珪長質凝灰岩を僅かに挟有する。またチャートは含まれない。下部の基底は衝上断層に沿って絶たれ、下部-上部が繰返し露出する覆瓦構造を成している(木村, 1988)。泥岩は黒色を呈しシルト岩葉理を挟有するとともに層理面劈開が形成されていることから、葉理質なスレート質-千枚岩質な岩相を示す。砂岩は中粒-粗粒で緑灰色を呈し、石英より長石が多く岩片が乏しいアルコース質ワッケまたは長石質ワッケを特徴とする。岩片として、堆積岩は少量で珪長質火山岩が最も多く、次いで花崗岩も比較的多い(木村, 1988)。

中帯の十倉層では、下部層準は砂岩優勢互層が卓越し上部層準はスレート質泥岩優勢互層および葉理質泥岩から構成され、チャートは含まれない。また断層や褶曲による変形が少ないのが特徴である。葉理質泥岩は、シルト大の石英・長石などの碎屑粒子からなる葉理を挟有する黒色泥岩であり、層面劈開が形成されている。砂岩は、緑灰色を呈する極細粒-細粒の石質-長石質ワッケからなる。岩片では珪長質火山岩が卓越し、安山岩や花崗岩も見られる(木村, 1988)。

これらに対し北側上位にある北帯の淵垣層では、下位からチャート・珪質泥岩、千枚岩質泥岩、粗粒碎屑岩(砂岩スレート質泥岩互層など)が順次露出する産状が認められ、これらは衝上断層によって繰返す覆瓦構造の存在が推定されている(木村, 1988)。最上部にはチャートと砂岩を岩塊として含む泥質混在岩が見られる。珪質泥岩は一般に成層し、千枚岩質泥岩と層厚数mm程度の細互層をなす。泥岩はスレート質-千枚岩質で剥離性を呈し、やや粗いシルト質や砂質葉理を挟有する葉理質泥岩を多く含む。砂岩は細粒-中粒で石英より長石が多く、岩片に富む石質ワッケである。岩片では珪長質火山岩が最も多く安山岩や花崗岩も含まれるが、堆積岩も比較的多い。僅かであるが苦鉄質火山岩を含むのが特徴である(Ishiga, 1986; 木村, 1988)。なお、先行研究ごとの層序区分を比較すると、木村(1988)の口上林層はIshiga(1986)の氷上層に、また淵垣層のチャート・珪質泥岩、粗粒碎屑岩、泥質混在岩はCaridroit *et al.* (1985)によるUnit 3の下部、中部、上部にほぼ対比できる。つまり淵垣層上部(泥質混在岩)は、Caridroit *et al.* (1985)のUnit 3上部(オリストストローム相)とほぼ同一の層序単位であり、岩相的特異性に基づけば、淵垣層(ならびにIshiga, 1986の大飯層)から分離すべきと判断される。

綾部地区における放散虫化石の産出は口上林層と淵垣層からであり、十倉層からは産出報告が無い。

口上林層では黒色泥岩から*Follicucullus*? sp.の産出報告(木村, 1988)がある。

淵垣層下部では、チャートから*Pseudoalballa* sp. aff. *P. longicornis*, *Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus charveti*, *Follicucullus monacanthus*, *Albaillella triangularis*,

*Pseudotormetus kamigoriensis*などの産出が報告され(Caridroit *et al.*, 1985; 木村, 1988), このチャートに累重する珪質泥岩から*Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus monacanthus*などが、さらに、異なる地点の黒色千枚岩質泥岩から*Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* morphotype Iと*Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* morphotype IIが報告された(木村, 1988)。淵垣層中部の千枚岩質砂岩泥岩互層では、黒色千枚岩質泥岩から*Neoalballa* sp. cf. *N. grypa*, *Neoalballa* sp. cf. *N. gracilis*, *Albaillella* sp. cf. *A. levis*の産出報告がある(武蔵野ほか, 1987)。また、Caridroit *et al.* (1985)は千枚岩質岩から中生代を示すNassellaria目放散虫化石の産出を報告した。しかし、画像の添付や詳細な記述が無くその真偽は評価できない。なお後述するように、綾部地区で産出した放散虫化石の一部には、同定の誤り(木村, 1988)や、記述と個体写真が一致しない(武蔵野ほか, 1987)など、問題が多い。

福知山地区

福知山市南部から綾部市西部を占める地区である(第5図)。本地区東部の由良川流域では、超丹波帯構成層は東隣の綾部地区から連続して分布するが、中央部の福知山盆地で一旦途切れ、西部の和久川上流域で再び露出する。Ishiga (1986)によると、下部の氷上層と上部の大飯層はENE-WSW走向・北傾斜の構造を示すが、西部では北西に開いた向斜をなすとされる。氷上層は、緑灰色を呈する中粒-粗粒の塊状砂岩ならびに成層砂岩が優勢で、部分的に黒色のスレート質泥岩と互層する。大飯層は、葉理質泥岩を伴う黒色-暗灰色の千枚岩質泥岩を主体とし、所により緑灰色珪質泥岩やチャート珪質泥岩薄互層が含まれる。

栗本(1990)は木村(1988)の三帯区分に倣い、この地区の超丹波帯を南帯、中帯、北帯に細分しそれぞれに分布する高津層、榎原層、石場層を定義し、その分布を地質図(栗本・牧本, 1990)に表現した。つまり、これらは綾部地区の口上林層、十倉層、淵垣層の西方延長で岩相・層序ともほぼ共通すると捉えて、高津層は氷上層に相当し、榎原層と石場層は大飯層に含まれると考えられていた(栗本, 1990)。

高津層は、下部のスレート質泥岩(珪質泥岩を挟有)とこれに累重する上部の砂岩泥岩互層・砂岩から構成され、これらが衝上断層によって繰返す覆瓦構造を成すと推定されている(栗本, 1990)。砂岩は中粒-粗粒で石英または長石質のワッケであり、長石ではカリ長石より斜長石に富む(栗本, 1990; 楠・武蔵野, 1990)。榎原層は、部分的に珪質になる葉理質のスレート質(ないし千枚岩質)泥岩を主体とし砂岩や砂岩泥岩互層を伴うが、一箇所でチャートが分布するとされた。砂岩は岩片がやや多く石英が少ない長石質ワッケであり、長石ではカリ長石より斜長石に富む(栗本, 1990)。夜久野苦鉄質岩類(舞

鶴帯)の南縁に沿った狭い範囲に露出する石場層は、石灰岩岩塊を伴う玄武岩などの苦鉄質火山岩類およびこれと互層する千枚岩質泥岩、さらにこの上位に累重するチャートや砂岩の岩塊を挟有する泥岩からなる。亀高ほか(2019)は既述の通り、泥質混在岩中に苦鉄質火山岩類・石灰岩・チャートが混在するという岩相的特徴に基づいて石場層と播磨地域の上層との高い類似性を指摘した。その上で、榎原層には淵垣層の特徴であるチャートから珪質泥岩・千枚岩質泥岩に至る層序が認められないことから、葉理質のスレート質泥岩・砂岩泥岩互層を主体とする十倉層との共通性を示唆した。しかしながら、榎原層にチャートが含まれるという栗本(1990)の見解と亀高ほか(2019)が示唆した榎原層と十倉層との共通性は、互いに矛盾するものである。これについては次章で検討する。

この地区で産出報告された放散虫化石は、以下の通りである。栗本(1986)は高津層と榎原層の千枚岩質泥岩ないし珪質泥岩から*Follicucullus*? sp.を得ている。Ishiga(1986)は榎原層に含まれる珪質泥岩から*Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus charveti*, *Albaillella triangularis*などを、また栗本(1990)は石場層の泥岩から*Follicucullus* sp.の産出をそれぞれ報告した。

上記の概説で明らかなように、北部丹波地域における超丹波帯構成層の層序区分には異なる見解が示され更なる検討を要するが、本論では、福知山地区の榎原層と石場層を綾部地区における淵垣層の下部-中部と上部の延長と見なす。故に福知山地区には、十倉層相当は分布しないと判断した。

2.5 但馬竹田地域

本地域は5万分の1地形図では「^{たじまたけだ}但馬竹田」内に位置し(第1図)、兵庫県の^{たんば}丹波市北西部(旧^{あおがき}青垣町の西部)から朝来市^{あさこ}東部(旧^{わだやま}和田山町・^{さんとう}山東町・^{いくの}生野町の一部)を含む地域であり(第6図a)、氷上層の模式地(広川ほか, 1954)となっていた。Ishiga(1986)は、広川ほか(1954)が定義した氷上層の分布域から北縁部および南縁部を分離し、それらを丹波帯に編入した上で、残りの大部分を大飯層に改称し、緑灰色砂岩のみを氷上層として再定義した。

広川ほか(1954)の地質図を改めて確認すると、Ishiga(1986)によって丹波帯に編入された“氷上層”にはチャートが普遍的に含まれることが判る。さらに本研究による地質調査(後述)では、“氷上層”は広川ほか(1954)が記述したような千枚岩質泥岩ではなく、スレート質泥岩と珪質泥岩を主体とし多くのチャート・砂岩・苦鉄質火山岩を伴うことが判明した。このような岩相的特徴を示す層序単位はこれまで超丹波帯から報告されておらず、丹波帯に属すとしたIshiga(1986)の見解を支持する。

竹村・前川(2005)ならびに竹村ほか(2007)は、Ishiga

(1986)による再定義の氷上層・大飯層を新たに下部の大^お稗層と上部の青垣層に再編したことで、大稗層はIshiga(1986)の氷上層をその下部に含むと見なされる。しかし、この氷上層が実際に存在するか否かについては現状では判然としない(菅森ほか, 2023)。これに加え、竹村・前川(2005)および竹村ほか(2007)には地質図が添付されていないため、大稗層と青垣層の分布・境界や層序・岩相などの詳細が明確でないという問題も残される。

産出化石については以下の様な報告がある。青垣層では、赤色チャートから漸移する珪質泥岩より*Follicucullus scholasticus*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. optima*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis*が産出したとされ(武蔵野ほか, 1987)、さらに、青垣層の珪質泥岩と泥岩から*Albaillella protolevis*, *Albaillella levis*, *Neoalbaillella gracilis*, *Neoalbaillella ornithoformis*などが産出した(竹村ほか, 2007)。

岩相・層序

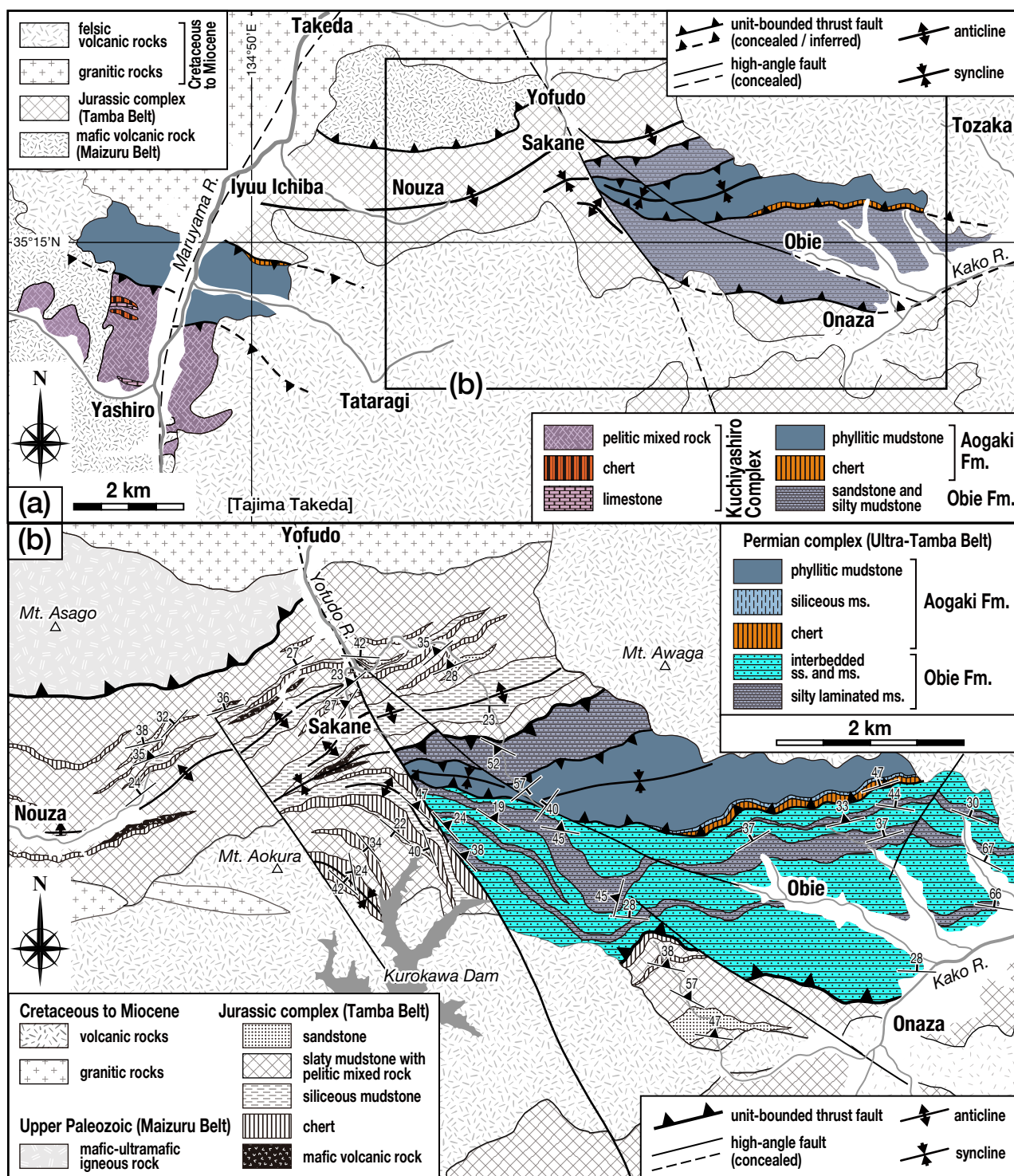
上記で指摘した問題を解決するため本研究では、地質調査を実施しその成果を以下の記述と地質図(第6図b)に提示する。なお、大稗層・青垣層は竹村・前川(2005)により仮称された層序単元名称であるが、本論でもこれらを便宜的に用いる。

但馬竹田地域における超丹波帯構成層の分布は、丹波帯構成層の露出と火山岩類の被覆により東西に隔てられるため、朝来市^{さんとう}山東町^{さか}坂根から丹波市^{なご}青垣町^{いゆういちば}大稗・大名草^{やしろう}周辺に至る東部と、朝来市伊由市場-八代周辺に相当する西部に認められる(第6図a)。

東部では第6図bに示した通り、朝来市^{よふと}山東町^ど与布土から南東に向かう高角断層によって超丹波帯構成層の分布は断たれ、これより西側には露出しない。断層東側では、東西性の軸を持つ向斜が形成され、翼部に下部の大稗層が、軸部に上部の青垣層が分布する。両層の境界は、青垣層基底部に位置するチャートの下限である。向斜北翼の丹波帯構成層には背斜が認められ、その北側では超丹波帯構成層の分布を欠いて上位の舞鶴帯苦鉄質岩類に衝上される。

西部では、八代周辺から^{まるやま}円山川兩岸に苦鉄質凝灰岩・石灰岩などを含む千枚岩質泥岩が一様に南傾斜で分布し、その北側(伊由市場南方)に下位の青垣層が露出する(第6図a)。

大稗層は、シルト質な葉理を挟有する泥岩と砂岩から構成される。南翼では砂岩泥岩互層が優勢であるのに対し、北翼ではシルト質泥岩が主体をなす傾向がある(第6図b)。シルト質泥岩は暗灰色-黒色を呈する粘土大の極細粒層と暗灰色シルト岩葉理が層厚数mmで互層する葉理質な岩相を主体とする場合が多く、これらには葉理に平行なスレート劈開が層面劈開として形成されている。砂岩は緑灰色-青灰色を呈し、竹村・前川(2005)と竹村ほか(2007)が指摘した通り細粒な石質ワッケが多い。見



第6図 但馬竹田地域（兵庫県丹波市—朝来市）における超丹波帯の地質図

(a) 本地域の東部に大稜層とその上位の青垣層が分布し、また西部では暫定的に仮称する口八代コンプレックスが青垣層の上位に位置する。広川ほか(1954)とIshiga(1986)による地質図に本研究による修正を加えて作成。(b) 本研究の調査により独自に作成された本地域東部の地質図。Fm.: Formation, ms.: mudstone, ss.: sandstone, R.: River.

Fig. 6 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Tajima Takeda area, Tamba and Asogo cities, Hyogo Prefecture

(a) In this area, the Obie and the overlying Aogaki formations are distributed at the eastern part and the tentatively proposed Kuchiyashiro Complex is situated upon the Aogaki Formation at the western part. The map was remade from Hirokawa *et al.* (1954) and Ishiga (1986) with additional modification by this study. (b) The map of the eastern part of this area was originally produced by a geological survey of this study. Fm.: Formation, ms.: mudstone, ss.: sandstone, R.: River.

掛けの層厚は、1,240 mとされる(竹村・前川, 2005; 竹村ほか, 2007)。大稜-大名草周辺では大稜層の分布は広いが露出は乏しく、連続的な層序断面を見出せない。そのため詳細な層序は明らかでないが、下部に砂岩が卓越し上部ほど葉理質泥岩が優勢になる上方細粒化の傾向が認められる。

青垣層は、千枚岩質泥岩を主体とし砂岩千枚岩質泥岩互層や砂岩を伴う。千枚岩質泥岩では、珪質泥岩の薄層ないし葉理(層厚数mm)と細互層する場合が多く見られる。Ishiga (1986)や武蔵野ほか(1987)が記載したように、チャートは赤色を呈し、その上位に珪質泥岩と千枚岩質泥岩が累重しさらに砂岩千枚岩質泥岩互層に移化する。一部の赤色チャートの数層準には、石灰岩細礫を含む泥岩層(層厚60 cm以下)が挟在する(武蔵野ほか, 1987)。砂岩は、岩片がやや多い石質ワッケであり、石英と斜長石がほぼ等量でカリ長石が少ないという特徴を示す(楠・武蔵野, 1990)。この岩相変化を伴う層序断面は、いわゆる“チャート砕屑岩シーケンス”(松岡, 1984; 大塚, 1985)の一種と見なされる(竹村・前川, 2002, 2005)。

朝来市八代周辺と円山川兩岸に分布する千枚岩質泥岩主体の層序単位に対して、本論では^{くろやしろ}口八代コンプレックスと暫定的に仮称する。これは周辺の氷上層(広川ほか, 1954)を新たに別個の層序単位として分離した層序単位である。口八代コンプレックスは、一部で石灰岩を伴う苦鉄質凝灰岩やチャートを挟有する千枚岩質泥岩から構成される(広川ほか, 1954)。岩相的・層序的關係に基づく、播磨地域の上月層に対比できると判断される。

2.6 篠山地域

兵庫県丹波篠山市北西部の篠山盆地から丹波市南東部(旧氷上町・旧柏原町)の氷上盆地南東端にかけての地域であり、その大半は5万分の1地形図の「篠山」内に位置する(第1図)。この地域の超丹波帯構成層は上滝層、味間層、柏原層(第7図)に区分される(栗本ほか, 1993; Sugamori, 2011, 2024)。篠山盆地では、東西性の軸を持つ篠山向斜によって上滝層と味間層は北および南に傾斜して分布する。篠山向斜の翼部には丹波帯構成層が、軸部には味間層の上位を不整合で被覆する白亜系の篠山層群が分布する。氷上盆地では柏原層のみがNW-SE走向・南西傾斜で露出する。柏原層は、阿草断層によって他の二層から隔離されるため、それらとの累重関係は不明である。

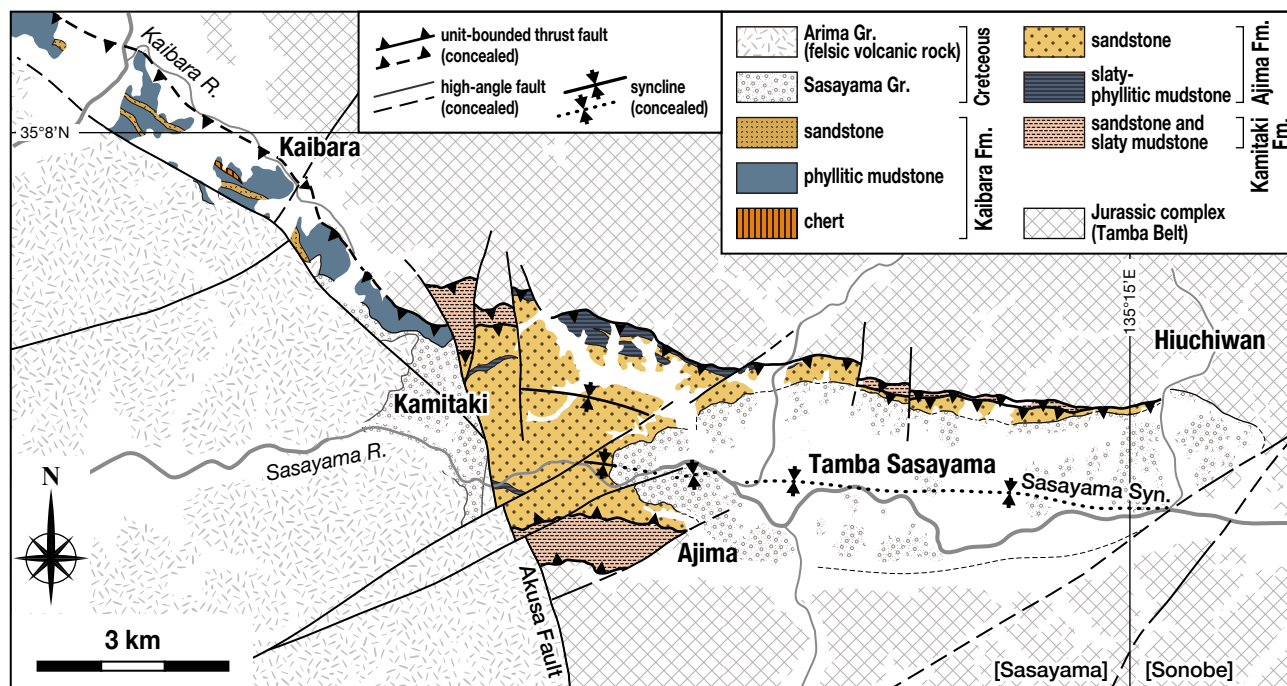
本地域の超丹波帯構成層の特徴は、先行研究(石賀ほか, 1987; 栗本, 1993; Sugamori, 2011)などに基づく次のようにまとめられる。

戸倉・高城山団体研究会(1987)により仮称された**上滝層**は、篠山盆地西縁において丹波帯構成層の上位に分布し、西限は阿草断層で断たれる。塊状の砂岩が主体をなしており、砂岩泥岩互層と剥離性があるスレート質泥岩を挟

有する(戸倉・高城山団体研究会, 1987; 栗本, 1993)。砂岩は緑灰色・中粒-粗粒で、岩片が乏しく石英と長石が等量の長石質ワッケであり、カリ長石より斜長石を多く含むのが特徴である。岩片では、その大半が珪長質火山岩で占められる(楠・武蔵野, 1990)。スレート質泥岩には局所的に、極少量の苦鉄質火山岩・チャート・珪質泥岩または砂岩の小規模岩塊が挟有される場合がある(Sugamori, 2024)。栗本ほか(1993)による地質図には分布は記されていないが、その報告書(栗本, 1993)では二つの挿図(ルート図)に苦鉄質火山岩の存在が表示されている。そのうちの一つ(栗本, 1993の第30図A)では、上滝層の下位に位置する丹波帯構成層(藤岡コンプレックスの最上部)に幾つかの苦鉄質火山岩の分布が描かれ、その上位の砂岩との間に上滝層との境界断層が推定されるので、苦鉄質火山岩は藤岡コンプレックスに帰属するとされた。もう一つ(同第30図B)には、上滝層下部に相当する砂岩の下位に苦鉄質火山岩が分布し、その直下に藤岡コンプレックスとの境界断層が推定されていることから、苦鉄質火山岩は上滝層に含められる。つまり苦鉄質火山岩は、それぞれ別の層序単位に含められたが、その理由は何ら説明されていない。ところがこれらの図には、苦鉄質火山岩が泥岩中に挟在する産状が描かれ、また栗本(1990)にも「両者が互層あるいは複合する」との記述が見られる。このような産状は、苦鉄質火山岩は泥岩と共に藤岡コンプレックスを構成することを意味するので、苦鉄質火山岩を藤岡コンプレックスに含める方がより適切と判断される。

味間層について坂口(1959)は、当初の定義(新井・坂口, 1955)を変更し^{たかしろうま}高城山層に改名したが、石賀ほか(1987)によって高城山層上部の凝灰質砂岩が分離され、これに限定して味間層の名称が使用された。篠山盆地西部において上滝層の上位に比較的広く分布する。盆地北縁でも同様に上滝層の上位に露出するが、一部では上滝層を欠き丹波帯構成層の上位に直接露出する(栗本ほか, 1993)。味間層は、砂岩が優勢で砂岩泥岩互層と泥岩を挟有し、僅かに苦鉄質火山岩を伴うとされた(石賀ほか, 1987; 栗本, 1993; Sugamori, 2011)。砂岩は緑灰色-青灰色を呈し、細粒-中粒・石灰質で岩片が多い石質ワッケである。また、石英とカリ長石が少なく斜長石に富むのが特徴である。岩片ではその半分以上が珪長質火山岩で、次いで安山岩と花崗岩が比較的多い(楠・武蔵野, 1991)。砂岩と互層する泥岩は、葉理質で黒色-暗灰色を呈し、一部で凝灰質ないし珪質となっている。また、剥離性を有するスレート質(部分的に千枚岩質)となることがある。

柏原層は栗本(1993)により定義・命名された。氷上盆地南東端の狭長な地域において丹波帯構成層の上位に分布し、白亜系の篠山層群と^{ありま}有馬層群に不整合で被覆される。上滝層・味間層との直接の累重関係は不明である。シルト岩葉理を挟有する黒色スレート質-千枚岩質泥岩



第7図 篠山地域（兵庫県丹波篠山市-丹波市）における超丹波帯の地質図

篠山盆地（東部）に上滝層とその上位の味間層が、また水上盆地（西部）に柏原層が分布する。栗本ほか（1993）と菅森（2011）の地質図より作成。Fm.: Formation, Gr.: Group, Syn.: Syncline, R.: River.

Fig. 7 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Sasayama area, Tamba Sasayama and Tamba cities, Hyogo Prefecture

The Kamitaki and the overlying Ajima formations are distributed in the Sasayama basin (eastern part of this area) and the Kaibara Formation is situated in the Hikami basin (western part). The map was remade from Kurimoto *et al.* (1993) and Sugamori (2011). Fm.: Formation, Gr.: Group, Syn.: Syncline, R.: River.

を主体とし、砂岩と僅かに暗赤色チャートないし赤色珪質泥岩を挟有する。千枚岩質泥岩はところにより珪質になり、さらに珪質泥岩と細互層する場合がある。砂岩は、細粒-中粒・石灰質で緑灰色を呈する。また基質に富むワッケの特徴を有する（栗本，1993）。

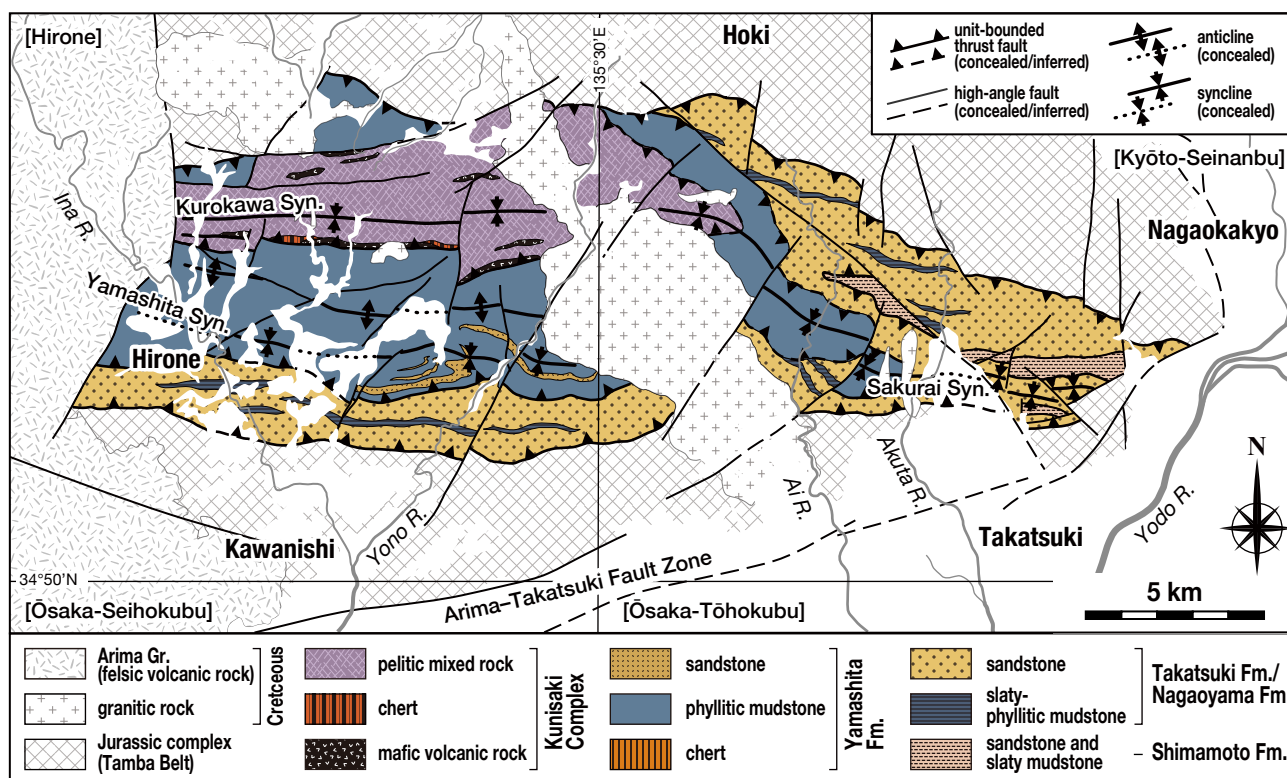
これまでに産出報告された放散虫化石は、以下の通りである。上滝層では、高城山団体研究グループ（1993）が黒色泥岩から *Pseudostylosphaera spinulosa* や *Pseudostylosphaera* sp. cf. *P. coccostyla* など、また菅森（2008）は黒色泥岩に含まれる暗灰色珪質泥岩から *Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera japonica*, *Oertlispongia* sp. cf. *O. diacanthus* など、それぞれ報告した。その後Sugamori（2024）は珪質泥岩と黒色泥岩から、*Hozmadia rotundispina*, *Cryptostephanidium japonicum* などの産出を追記した。味間層では、シルト岩と互層する赤色珪質泥岩から得られた *Albaillella levis*, *Albaillella lauta*, *Neoalbaillella ornithoformis* や *Caulella manica*, *Triplanospongia angustus* などが産出している（Sugamori, 2011）。なお、栗本（1993）は泥岩から三個体の放散虫化石を報告したが、添付された画像の一個体は *Nassellaria* 目の可能性はあるが、他二個体は放散虫化石と断定す

るのは無理である。柏原層では、千枚岩質泥岩から *Follicucullus* 属あるいは *Pseudoalbaillella* 属に類似する個体が報告され（栗本，1993）、千枚岩質泥岩と細互層する灰色-緑灰色珪質泥岩から *Albaillella protolevis* や *Albaillella* sp. cf. *A. levis* などが産出した（竹村ほか，2011）。

2.7 北摂地域

兵庫県南東部から大阪府北部の北摂山地が位置する地域であり、5万分の1地形図では「広根」と「京都西南部」に含まれる（第1図）。超丹波帯構成層の分布は花崗岩類（茨木花崗閃緑岩）を挟んで東西に分断されているので、便宜的にそれぞれを東側の高槻地区と西側の川西地区とする（第8図）。

北摂地域における超丹波帯構成層の巨視的構造は、高槻地区ならびに川西地区を東西方向に通過する軸を持つ桜井向斜（坂口，1957）と黒川向斜（菅森，2009）によって代表される。これまでの、桜井向斜から連続する山下向斜が川西地区の構造を支配すると考えられていた（Sakaguchi, 1961）。しかし、京都西南部地域（宮地ほか，2005）の地質図に示された走向・傾斜と向斜軸の位置、ならびに茨木花崗閃緑岩を変位させる右ずれ高角断層の



第8図 北摂地域 (兵庫県・大阪府)における超丹波帯の地質図

本地域は花崗岩類の貫入により東部の高槻地区と西部の川西地区に分離される。高槻地区では下位から島本層、高槻層が、また川西地区では下位から長尾山層、山下層、国崎コンプレックスが、それぞれ順に累重する。これらは東西性の桜井向斜-黒川向斜によって褶曲する。菅森 (2006, 2009) の地質図を基に本研究による修正を加えて作成。Fm.: Formation, Gr.: Group, Syn.: Syncline, R.: River.

Fig. 8 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Hokusetsu area, Hyogo and Osaka prefectures

This area is separated into the eastern Takatsuki and the western Kawanishi divisions by intrusion of granitic rocks. The Shimamoto and Takatsuki formations in the eastern division and the Nagaoyama, Yamashita formations and the Kunisaki Complex in the western division are respectively arranged in ascending order, and further folded by the E-W trending Sakurai-Kurokawa Syncline. The map was produced on the basis of Sugamori (2006, 2009) with additional modification by this study. Fm.: Formation, Gr.: Group, Syn.: Syncline, R.: River.

存在は、桜井向斜軸の西方延長をより北側へ変位させることで黒川向斜軸に追跡可能であることを示す。さらに、本研究での検討によって明らかにされた層序区分・岩相分布の類似性と地質構造の連続性を比較とすると、桜井向斜と黒川向斜が一つの向斜構造であるとする判断を支持する。つまり山下向斜は、黒川向斜南翼部にある副次的な一対の向斜-背斜を構成するにすぎない。巨視的構造に対するこれらの異なる解釈は、後述する川西地区における国崎層・国崎コンプレックスの層序的位置関係の逆転に帰結すると言える。

高槻地区

大阪府高槻市の北部地区で京都府長岡京市の一部を含む。ここでは東西性の軸 (茨木花崗閃緑岩近傍で屈曲・変位) を持つ桜井向斜が形成され、下位から丹波帯構成層とされる田能層、出灰層、高槻層に区分されていた (坂口, 1957; Sakaguchi, 1961)。その後、出灰層上部

と高槻層の一部は周辺の砂岩とは異なった圧碎質な砂岩を主体とすることから、これらは東条層あるいは浄土谷層 (浄土谷コンプレックス) として別個の層序单元として分離された (中江, 1987; 楠・武蔵野, 1990; Nakae, 1993)。さらに東条層を除いた高槻層 (再定義) については、珪質泥岩から産出したペルム紀放散虫化石 (安養寺ほか, 1987) に基づいて、浄土谷層・東条層と共に超丹波帯に位置づけられた (Ishiga, 1990; Nakae, 1993)。高槻層からはその後も、珪質泥岩・珪長質凝灰岩からペルム紀後半の放散虫化石が相次いで報告されている (菅森, 2004, 2006; 武蔵野ほか, 2005)。その一方で、浄土谷層より下位層準 (出灰層中部) の泥岩からは三疊紀カーニアン期 [Carnian Age] - ノーリアン期 [Norian Age] の放散虫化石 (楠, 1994) が、また東条層からは三疊紀アニシアン期 [Anisian Age] の放散虫化石 (菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006) が、それぞれ産出した。このように、層序区

分や堆積時期の見直しが迫られる状況において本地域を精査した菅森 (2006) は、出灰層の中部 (カーニアン階–ノリアン階) と上部 (浄土谷層) を統合して本山寺コンプレックス (武蔵野・丹波地帯研究グループ, 1993 および楠ほか, 2005 の本山寺コンプレックスを再定義) として丹波帯に帰属させ、また東条層 (アニシアン階) については新称の島本層に改称した上で、高槻層と共に超丹波帯に属する可能性を示した (菅森, 2006, 2009)。島本層と高槻層の層序関係について菅森 (2006) は、丹波帯の本山寺コンプレックス直上に位置する超丹波帯の構成層は高槻層であり、高槻層と島本層は互いに断層で接し重複して露出するため両者の上下関係は不明としつつも、桜井向斜の南北翼部で高傾斜する島本層に対し軸部を占める高槻層は水平ないし低角な姿勢をなすことが、地質断面図に表現されている。しかしながら本論では以下のように、初生的には衝上断層によって島本層の上位に高槻層が累重していたと判断する。

後生の高角断層による改変はあるものの、北摂山地の超丹波帯構成層では桜井向斜–黒川向斜に支配された巨視的構造が基本であり、言うまでもなく、翼部と軸部にはそれぞれ下位と上位の層序単元が位置する。高槻地区では、翼部で高槻層が丹波帯構成層の直上に位置し、軸部に向かうと見掛け上位に島本層とさらに高槻層がこの順で露出する。ところで、この地区を含む京都南西部地域の地質図幅 (宮地ほか, 2005) を参照すると、桜井向斜の軸部付近には複数の背斜と向斜が存在し、島本層は元々その背斜軸部に分布したことが読み取れる。つまり、島本層は高槻層の下位層準と見なされる。後出の川西地区でも、翼部では高槻層に対比される長尾山層が丹波帯構成層の直上に分布し、さらに軸部に向かってより上位層準の山下層・国崎コンプレックスが露出する。この累重関係は下位から「長尾山層→山下層→国崎コンプレックス」の順に重なることを示す。さらにこの地区には、島本層に相当する層序単元が全く露出しない。このことは、島本層相当層は少なくとも長尾山層 (= 高槻層) の上位に存在しないことを意味する。このように、褶曲構造と層序的上下の関係に基づくと、北摂地域における最下位の層序単元は島本層であると判断すべきである。

本地域における層序区分や形成時期の問題点については、菅森ほか (2012) に詳しく解説されている。以下の島本層ならびに高槻層の岩相・産出化石についての記述は主に、菅森 (2006) に基づく。

島本層は主に砂岩と泥岩から構成され、下限は高角断層、上限は衝上断層によって、共に高槻層と接する (第 8 図)。菅森 (2006) は一ヶ所で苦鉄質火山岩が分布すると述べたが、その地点は島本層に帰属すると推定された。砂岩は塊状・中粒–粗粒、石灰質で緑灰色を呈する長石質ワッケが卓越し、石英と斜長石がほぼ等量で岩片に乏しい。また斜長石よりカリ長石が少ない特徴を持つ (楠・

武蔵野, 1990; 本研究)。岩片としては、珪長質火山岩・安山岩と花崗岩が多い (菅森, 2006)。泥岩は黒色を呈し塊状の所もあるが、多くは剥離性を有したスレート質泥岩となる。また部分的に、砂岩や泥岩の岩塊を挟有することがある。スレート質泥岩からは、アニシアン期前半を示す *Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera compacta* や *Oertlispongia diacanthus* などの放散虫化石が産出している (菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006)。

高槻層は、桜井向斜の翼部と軸部に分かれて分布する (第 8 図)。砂岩が極めて優勢で、泥岩や砂岩泥岩互層などを伴う成層した碎屑岩で構成され、一部でこれらの破断相を含む。この他に、珪質泥岩と珪長質凝灰岩 (ないし凝灰質泥岩) を若干伴うとされる。なお、高槻層基底部の砂岩に伴われる苦鉄質火山岩について、現地性の島弧火山活動の産物と見なす楠ほか (2011, 2013) とこれに疑義を呈した菅森 (2013) の間で意見の対立がある。菅森 (2013) はこの苦鉄質火山岩を高槻層から除外し、下位の丹波帯構成層に帰属する可能性を提示した。本論では、この議論には触れない。砂岩は石灰質・細粒–中粒で緑灰色を呈し、珪長質火山岩の岩片が多い長石質–石質ワッケである (井内ほか, 1971; 菅森, 2006)。単結晶石英とカリ長石が乏しく斜長石に富む (楠・武蔵野, 1991; 武蔵野ほか, 2005)。泥岩は黒色で葉理質であるが、顕著な剥離性を有するスレート質泥岩 (部分的に千枚岩質) である。珪長質凝灰岩は緑灰色–緑色を呈し、これまでチャートと誤認されてきた可能性がある (菅森, 2006)。珪長質凝灰岩からは *Follicucullus porrectus*, *Albaillella levis*, *Albaillella protolevis*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis* などが、珪質泥岩からは *Albaillella protolevis* や *Neoalbaillella grypa* などが見出されるとともに、安養寺ほか (1987) ならびに武蔵野ほか (2005) によって *Neoalbaillella ornithoformis* の産出が報告された。スレート質泥岩からは、*Albaillella* 属などのペルム紀放散虫化石が産出している (菅森, 2006)。

川西地区

兵庫県の猪名川町東部から川西市を経て大阪府の豊能町・箕面市西部に至る地区である。川西地区は Sakaguchi (1961) により、東西性の軸を持つ山下向斜に支配された構造をなすと考えられ、南翼では下位から箕面層、長尾山層、山下層に、北翼では下位から逢坂峠層、明月峠層、国崎層、長尾山層、山下層に区分された (箕面層・逢坂峠層・明月峠層は丹波帯構成層)。栗本 (1995) はその後、山下向斜南翼では Sakaguchi (1961) をほぼ踏襲して翼部に分布する長尾山層 (上部層) と軸部を占める山下層に区分し、また向斜北翼では国崎層とその上位の長尾山層を統合し、それぞれを長尾山層下部層と同層上部層に位置づけた。さらに、これらを付加複合体とは異なる地質体 (例えば前弧海盆堆積物) であると捉えた。これに対し菅森 (2009) は、Sakaguchi (1961) の長尾山層と山下層の

岩相的特徴に大差が無いことを理由に、山下向斜北翼の長尾山層上部層を除く両層の大半を猪名川コンプレックス (Ishiga, 1990の猪名川層群から階層を格下げした上で、再定義) として一括し、高槻地区の高槻層 (菅森, 2006) と同一の層序単位であることを地質図で表現した。また、苦鉄質火山岩を含む国崎層 (Sakaguchi, 1961) あるいはこれとほぼ同一で上述した長尾山層上部層 (栗本, 1995) を国崎コンプレックスに改称した上で、猪名川コンプレックスの上位に位置づけた。さらに、構成岩の起源と覆瓦構造の存在を根拠に、本地区の超丹波帯構成層を付加複合体であると結論している (菅森, 2009)。なお、超丹波帯構成層の層序区分について Sakaguchi (1961) と菅森 (2009) を比較すると、両者の見解は明らかに異なる (前者は国崎層を最下部に、後者は国崎コンプレックスを最上部に位置づけている)。このような層序区分の相違は、地質構造に対する解釈の違い、つまり、山下向斜と黒川向斜のどちらが本地区の主要構造と見なすかに起因すると思われる。

以下に、北摂地域における超丹波帯構成層の地質概要について菅森 (2009) に従って記述するが、本論ではその層序区分を修正する。菅森 (2009) による猪名川コンプレックスは全体的に泥岩に富む整然相を示すが、下部では砂岩が優勢な整然相 (一部で破断相を伴う) が主体であるのに対し上部では泥岩が優勢で破断相に富む、という相違が認められる。このことは岩相と剪断変形に違いがあることを意味し、これに基づくと下部と上部は互いに分離可能な要素であることを提示する。下部は砂岩優勢な整然相が主体という岩相的特徴に基づく、この層準は Sakaguchi (1961) による山下向斜南翼の長尾山層におおよそ対比でき、さらに丹波帯構成層の直上に位置する点において、高槻地区の高槻層との層序的・岩相的共通性が高い。これらにより本論では、砂岩主体の猪名川コンプレックス下部を高槻層に対比可能な層序単位として長尾山層に、また泥岩優勢な上部を山下層として扱う (それぞれ Sakaguchi, 1961 の層序区分における長尾山層・山下層を改訂)。国崎コンプレックスについては、菅森 (2009) を踏襲する。

長尾山層では、成層した砂岩が卓越し泥岩や砂岩泥岩互層から構成された整然相が主体をなすが、部分的にこれらの破断相が挟有される。砂岩は緑灰色-青灰色を呈する石灰質で細粒-中粒の石質ワッケであり、多結晶石英・カリ長石に乏しく斜長石が多い特徴を持つ (楠・武蔵野, 1991)。泥岩は暗灰色を呈し葉理質で、剥離性が高いスレート質な岩相を示す。一部で凝灰質泥岩や珪長質凝灰岩が挟有される。珪長質凝灰岩は緑灰色-緑色を呈することが多く、場所により赤色を帯びることがある (菅森, 2009)。

山下層は泥岩を主体とし若干の砂岩を伴う。泥岩は黒色ないし暗灰色を呈する剥離性が顕著なスレート質-千

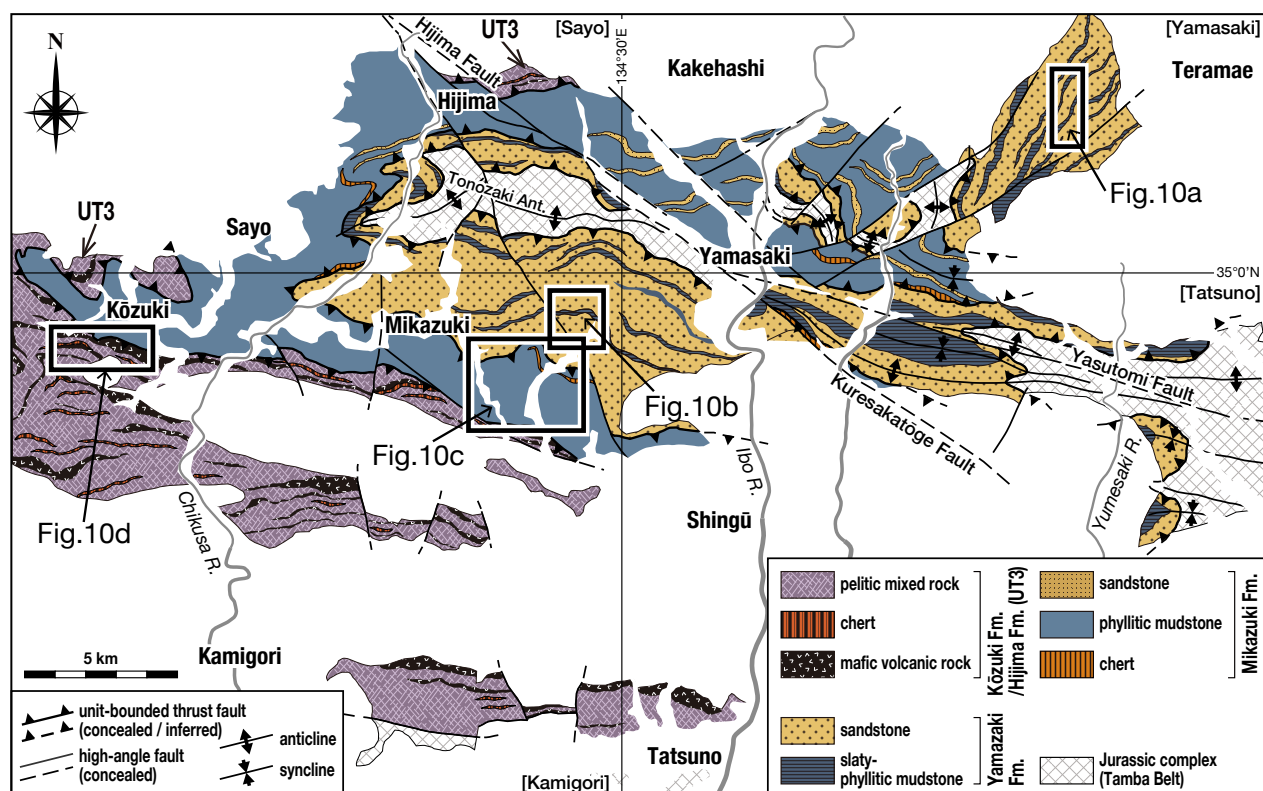
枚岩質な岩相を示し、シルト岩葉理のほか珪長質凝灰岩などを多く挟有するのが特徴である。砂岩は細粒-中粒で緑灰色を呈し、石質ワッケを主体とする。多くは泥岩中に挟在し、成層構造が破壊された砂岩泥岩互層 (破断相-分断相) として産する。

国崎コンプレックスは、下部では苦鉄質火山岩・チャート・珪長質凝灰岩・砂岩を岩体として挟有する泥岩とこれに累重する砂岩泥岩互層からなり、上部では苦鉄質火山岩・チャート・砂岩の岩塊を包有する泥質混在岩が卓越する傾向にある。砂岩は灰色を呈する中粒-粗粒が卓越した石質ワッケである。泥岩は一般に暗灰色で平行葉理が認められ、顕著な剥離性を示す。また、混在岩基質の泥岩には鱗片状劈開が形成されている。チャートは灰色-灰白色の色調を示し、層理が不明瞭で塊状を呈することが一般的である。走向方向に伸長した岩体や泥質混在岩中に包有される岩塊として産出する。

菅森 (2009) によると、この地区から産出した放散虫化石は以下の通りである。長尾山層の珪長質凝灰岩からは *Racidor sp.* および *Latentifistula? sp.* のみが得られた。山下層では珪長質凝灰岩とスレート質泥岩から *Follicucullus porrectus*, *Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus sp. cf. F. charveti*, *Albaillella protolevis*, *Ishigaum trifustis*, *Triplanospongos dekkasensis* などが産出した。国崎コンプレックスでは、珪長質凝灰岩から *Follicucullus bipartitus* や *Follicucullus charveti* など、泥岩から *Follicucullus porrectus*, *Follicucullus charveti*, *Follicucullus orthogonus*, *Albaillella yamakitai* などが得られた。これらとは別に楠ほか (1997) によって、山下層のスレート質泥岩や珪長質凝灰岩から *Follicucullus japonicus*, *Follicucullus porrectus*, *Albaillella levis*, *Albaillella triangularis* などが既に報告されていた。なお栗本 (1995) は、長尾山層の泥岩から産出した *Nassellaria* 目放散虫の扁平化した個体が三畳紀以降を示す可能性を指摘しつつも、正確な時代の言明を避けた。

2.8 播磨地域

兵庫県南西部に位置する播磨地域 (第1図) は、5万分の1地形図では「山崎」・「龍野」・「佐用」・「上郡」に広がり、宍粟市南西部 (旧山崎町・旧安富町)、姫路市北部 (旧新宮町・旧夢前町)、たつの市北部 (旧龍野市)、佐用町南部 (旧上月町・旧三日月町)、上郡町北東部、相生市北東部を含む (第9図)。この地域での超丹波帯構成層は当初、山崎層、三日月層、上月層ならびに土万層 (神戸・廣川, 1963; 猪木・弘原海, 1980) に区分されていた。また以下に詳述するように、播磨地域における超丹波帯構成層の層序区分と分布を再検討することで、宍粟市土万と佐用町三日月の間に東西方向ないしWNW-ESE方向の軸を持つ殿崎背斜 (仮称) を認めることができる。背斜の軸部には下位の丹波帯構成層 (葛根層) が露出し、その上



第9図 播磨地域（兵庫県南西部）における超丹波帯の地質図

下位から山崎層，三日月層，上月層・土万層が累重し，東西性の殿崎背斜に支配されて広く分布する。地質図は神戸・廣川（1963），猪木・弘原海（1980）および山元ほか（2000，2002）を基本とするが，本研究の地質調査により大きく修正した。Ant.：Anticline，Fm.：Formation，R.：River.

Fig. 9 Geological map of the Ultra-Tamba Belt in the Harima area, a southwestern part of Hyogo Prefecture

The Yamasaki, Mikazuki Kōzuki and Hijima formations are arranged in ascending order and widely distributed in this area with E–W trending Tonozaki Anticline. This map was basically referred from Kanbe and Hirokawa (1963), Igi and Wadatsumi (1980) and Yamamoto *et al.* (2000, 2002), but radically modified through a geological survey of this study. Ant.: Anticline, Fm.: Formation, R.: River.

位に山崎層，三日月層，上月層・土万層が順に累重すると判断される。殿崎背斜は暮坂峠断層によって一旦途切れるが，その東方延長は安富断層に沿って追跡することができる。つまり，播磨地域の超丹波帯構成層の巨視的な主要構造は殿崎背斜で代表される。

産出化石については以下の報告がある。山崎層の分布域（宍粟市安富町末広周辺）では，三疊紀初頭を示す *Glyptophiceras* 属アンモナイトを含む転石が発見されている（Nakazawa and Shimizu, 1955）。上月層ではスレート質-千枚岩質な泥岩から *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus charveti*, *Follicucullus scholasticus*, *Albaillella asymmetrica* など（Pillai and Ishiga, 1987；竹村ほか，1993）が，また土万層では千枚岩質の葉理質泥岩珪質泥岩互層から *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus orthogonus*, *Follicucullus furca*, *Follicucullus charveti*（Caridroit and De Wever, 1984, 1986）が産出した。

播磨地域は広範囲に及ぶので，本地域において検討す

る超丹波帯構成層の地質概要については，便宜的に東部の山崎-龍野地区と西部の佐用-上郡地区に分けて記述する。幾つかの先行研究ではこの地域における層序区分の根拠が明確にされておらず，また区分そのものも妥当性に欠けることが明らかである。そこで本研究では，これらを解決するため地質調査を実施し，その成果を地質図（第10図）として提示する。

山崎-龍野地区（東部）

山崎-龍野地区において公表された地質図（山元ほか，2000，2002）では，超丹波帯構成層の全てが再定義の山崎層（Ishiga, 1986）とされ，氷上層（Ishiga, 1986）に対比されている。これは，Ishiga（1986）を踏襲した栗本（2000，2002）の解釈に基づいている。それによるとこの山崎層は，砂岩ならびに剥離性がある泥岩（スレート質泥岩）から構成され僅かに苦鉄質火山岩とチャートの岩塊を含むとされるものの，砂岩とスレート質泥岩のどちらが優勢であるかは分布域によって異なることが記されている。

山元ほか(2000, 2002)の地質図を見ると、砂岩が優勢な地域にはスレート質泥岩が幾層準にも挟在するのに対し、スレート質泥岩が優勢な地域では挟有される砂岩は比較的少なく、また僅かであるがチャートの小規模岩体が分布することが確認できる。さらに、砂岩は丹波帯構成層の直上や超丹波帯構成層の下部層準を占めるのに対し、スレート質泥岩は砂岩優勢層準の上位に位置する傾向も読み取れる。このような層序関係と岩相的特徴(チャートの有無)に基づくと、Ishiga (1986)ならびに栗本(2000, 2002)の山崎層には、単一の層序単元に一括できるほどの層序的単調性は認識できない。換言すれば、砂岩優勢の下部とスレート質泥岩優勢の上部に区分すべきであり、それぞれは神戸・廣川(1963)の定義による山崎層と三日月層におおよそ対比可能である。なお、山崎層の読みはIshiga (1986)および栗本(2000, 2002)での表記は「やまさき(Yamasaki)」であるが、本論では神戸・廣川(1963)が初めに命名した「やまざき(Yamazaki)」とする。

佐用-上郡地区(西部)

初めに宍粟市山崎町と佐用町三日月において、神戸・廣川(1963)によって山崎層と三日月層がそれぞれ定義・命名され、引き続き佐用町南部の上月-三日月においてもこの定義は猪木・弘原海(1980)によってほぼ踏襲された。これらによると、山崎層は暗緑色-暗灰色で細粒-粗粒な石灰質塊状砂岩と剥離性に富むスレート質-千枚岩質な泥岩からなりこれらの互層を伴うのに対し、三日月層は緑灰色の石灰質砂岩を挟有する千枚岩質泥岩に富みチャートと苦鉄質火山岩の薄層が伴われるとされ、但馬竹田地域の氷上層(広川ほか, 1954)あるいは大飯層相当(Ishiga, 1986)に類似すると見なされた。その後、Ishiga (1986)は一旦大飯層相当の三日月層を土万層とした後、Ishiga (1990)は山崎層とこの土万層を統合して再定義の山崎層とし、これを但馬竹田地域の氷上層に対比した。竹村・鈴木(1996)ならびに竹村ほか(2009)もまたIshiga (1990)の見解に従って、三日月層を山崎層に統合した地質図を示している。ところが、砂岩が優勢な山崎層とチャートを挟有する千枚岩質泥岩主体の三日月層(神戸・廣川, 1963; 猪木・弘原海, 1980)には、東部の山崎-龍野地区と同様、単一の層序単元に一括できるほどの層序的単調性は認められない。それ故に、両層を統合して氷上層に対比するには問題があると考えられる。なお三日月層の分布域内で、これとは異なる岩相からなる層序単元が新称の葛根層として丹波帯に編入され、三日月層の下位に位置づけられた(竹村・鈴木, 1996)。

土万層も同じく神戸・廣川(1963)によって、本地区北部の宍粟市山崎町土万周辺を模式地として定義・命名された層序単元であり、スレート質泥岩が主体で苦鉄質火山岩・石灰岩・チャート・砂岩などを含む。ただし後に、舞鶴帯の夜久野苦鉄質岩より北側に露出する層準は竹村・鈴木(1996)により土万層から除外された。Ishiga

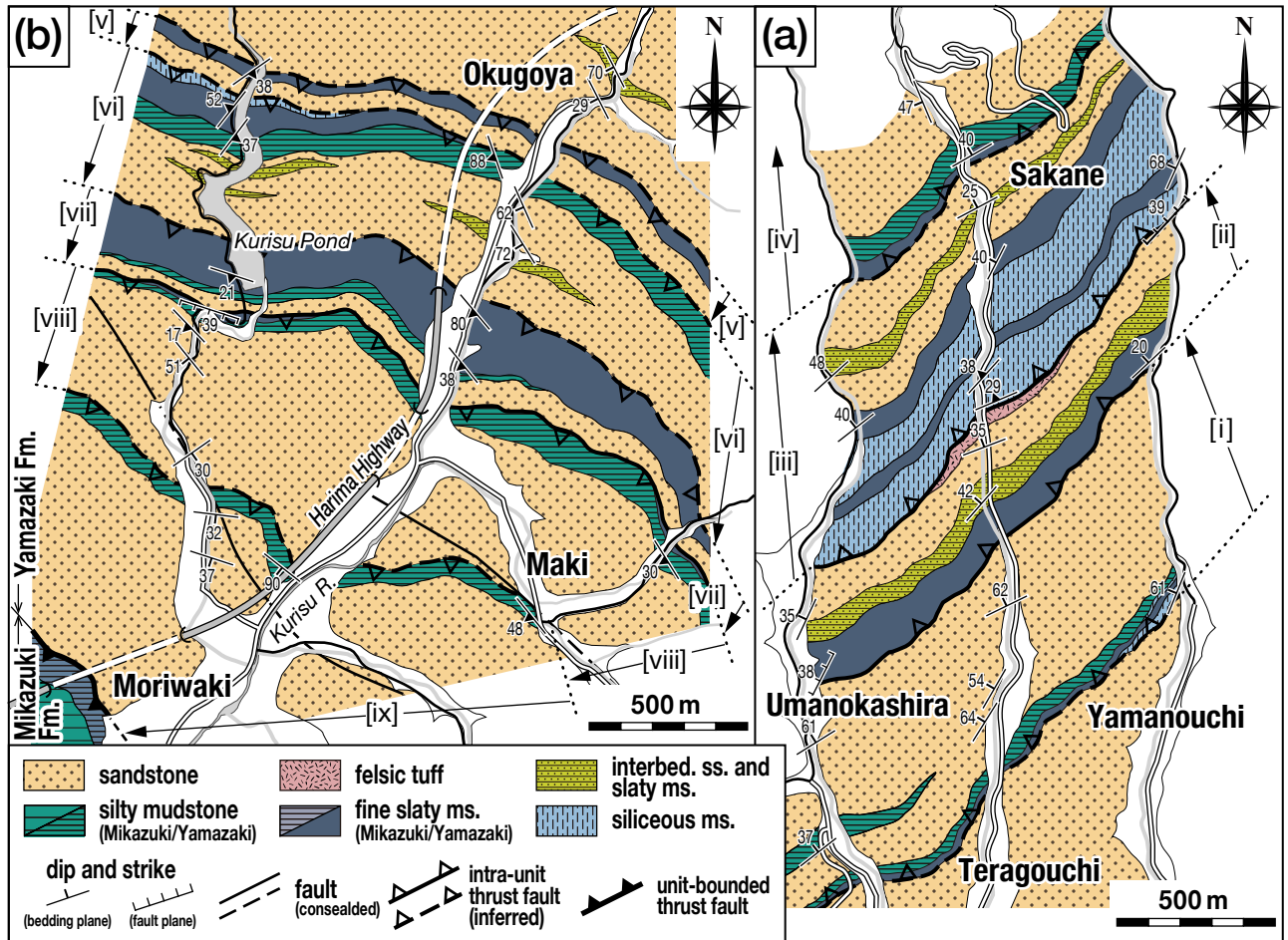
(1986)は土万層を大飯層に含められる層序単元と見なし、岡本・後藤(1987)も同様に岩相と放散虫化石に基づいて土万層を大飯層に対比した。しかし、苦鉄質火山岩や石灰岩をあまり含まないのが大飯層の特徴であり、さらに岡本・後藤(1987)には産出放散虫化石についての具体的な種名や群集構成が全く記述されていない。つまり、これら是对比の地質学的根拠にならないため、土万層の大飯層への対比は適切ではないと考えられる。一方、猪木・弘原海(1980)は佐用町南部の上月周辺を模式地として、剥離性の著しいスレート質ないし千枚岩質の泥岩を主体とし苦鉄質火山岩・石灰岩・チャート・砂岩を包有する層序単元を上月層として定義・命名し、断層によって三日月層の上位に衝上したと解釈した。スレート質-千枚岩質泥岩は部分的にシルト質ないし砂質であり、苦鉄質火山岩・石灰岩・チャート・砂岩などの岩塊や薄層を多く含んでいる。また苦鉄質火山岩は枕状溶岩と火山砕屑岩(苦鉄質凝灰岩)からなり、石灰岩やチャートの岩塊を含む。このような産状はいわゆる混在相を示すものであり、上月層の顕著な特徴となっている。土万層も岡本・後藤(1987)が記した通り、千枚岩質泥岩を基質として苦鉄質火山岩・石灰岩・チャート・砂岩などを岩体・岩塊として包有する混在相を呈する。神戸・廣川(1963)が記載した土万層の岩相的特徴と層序的位置(三日月層の上位に位置する)から判断して、本論では上月層と土万層は同一の層序単元と見なす。なお、上月層の砂岩については楠(1992)の測定値から、石英と斜長石が等量でカリ長石が乏しい石質ワッケと判断できる。

本地区南部に位置する、たつの市龍野町から相生市北東部・上郡町南西部にかけては、上郡帯の龍野層群が分布するとされた(猪木・弘原海, 1980; 猪木・後藤, 1981; 後藤, 1986)。そのうち、苦鉄質火山岩・石灰岩・チャートを挟有する千枚岩質泥岩からなる下部層と苦鉄質火山岩を主体とする中部層は超丹波帯に属すとして、栗本(2000)によってこれらは山崎層に編入された。しかしながら、龍野層群の下部層・中部層と山崎層では岩相的特徴が全く異なるため、山崎層への編入には妥当性が見出せない。苦鉄質火山岩・石灰岩・チャートを含むという点からは、下部層・中部層を上月層として扱う方がより適切と言える。

岩相・層序

本節の序盤で述べたように、先行研究による一部の層序区分や対比には少なからず矛盾が認められ、妥当性に欠けることが多い。そこで、幾つかの地域で実施した地質調査によって作成した地質図(第10図)と柱状図(第11図)に基づいて、播磨地域における超丹波帯構成層の岩相・層序を記述する。なお本文中の丸括弧と角括弧は、それぞれ層厚の概略値と基礎層序の順序を示す。

山崎層: 模式的な分布域として、山崎-龍野地区の夢前川上流域(姫路市夢前町北部)と佐用-上郡地区の栗栖



第 10 図 播磨地域の詳細地質図

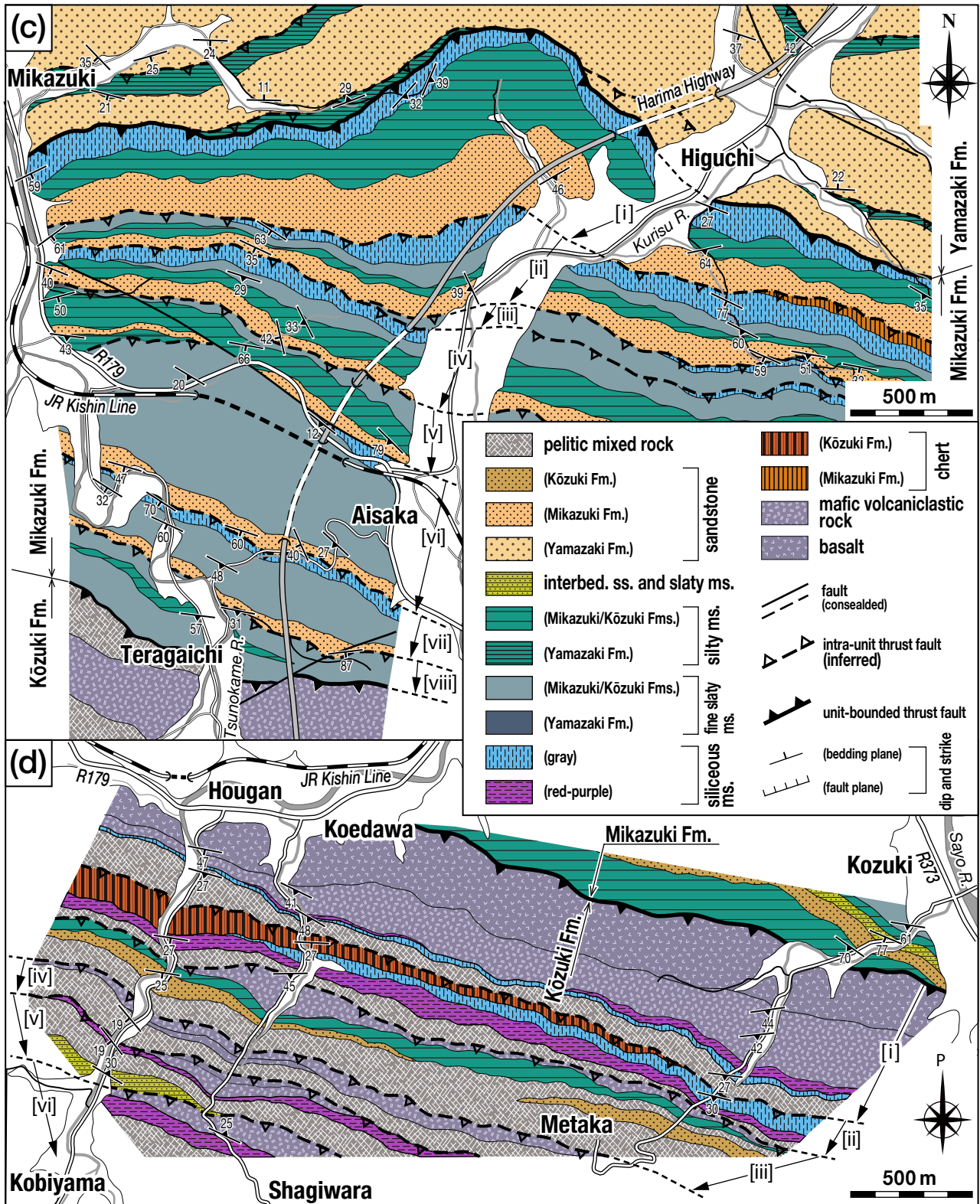
(a) 夢前川上流域 (姫路市北部), (b) 栗栖川上流域 (たつの市北部), (c) 三日月-寺垣内地域 (佐用町南東部), (d) 上月地域 (佐用町南西部). 夢前川上流域 (a) と栗栖川上流域 (b) の広範域に分布する山崎層は, 優勢な砂岩とこれに伴われる泥岩からなる構造的積層体で構成される. 三日月-寺垣内地域 (c) で山崎層と上月層の間に露出する三日月層は, 主体をなす泥岩とこれに累重する少量の砂岩による構造的積層体で構成される. 上月地域 (d) では, 苦鉄質火山岩-チャート-珪質泥岩と泥質混在岩からなる構造的積層体が上月層内部に認められる. 角括弧内のローマ数字は基礎層序の番号を示す. 全ての地域において, 本研究の地質調査により独自に地質図が作成された. Fm.: Formation, interbed.: interbedded, ms.: mudstone, ss.: sandstone, R.: River.

Fig. 10 Detailed geological maps of the Harima area

(a) Yumesaki River area, north of Himeji City, (b) Kurisu River area, north of Tatsuno City, (c) Mikazuki-Teragaichi area, southeast of Sayo Town, and (d) Kozuki area, southwest of Sayo Town. In the Yumesaki River (a) and the Kurisu River (b) areas, the Yamazaki Formation is widely distributed and consists of a structural stack of predominant sandstones and subordinate mudstones. In the Mikazuki-Teragaichi area (c), the Mikazuki Formation crops out between the Yamazaki and Kōzuki formations and is composed of a structural stack of predominant mudstones and overlying minor sandstones. In the Kozuki area (d), a structural stack of mafic volcanic rocks-chert-siliceous mudstone and pelitic mixed rocks is recognized within the Kōzuki Formation. Roman numerals in square brackets indicate the number of foundational stratigraphies. All areas are originally mapped through a geological survey of this study. Fm.: Formation, interbed.: interbedded, ms.: mudstone, ss.: sandstone, R.: River.

川上流域 (たつの市新宮町北部) を例に挙げる. 夢前川上流域 (第 10 図 a) では, 比較的優勢な砂岩の分布が広範囲を占め, これに挟在する珪質泥岩・スレート質泥岩ならびに砂岩スレート質泥岩互層と共に NE-SW 走向・北西傾斜の同斜構造を示す. 栗栖川上流域 (第 10 図 b) でも同様に, 圧倒的に優勢な砂岩が比較的少量のスレート質

泥岩と共に WNW-ESE 走向・南傾斜で分布する. 砂岩は暗緑色-暗灰色・細粒-粗粒で, 塊状を呈することが一般的である. スレート質泥岩は黒色-暗灰色を呈し, 著しく剥離性に富む千枚岩質な岩相も多い. 構成粒子が非常に細粒な岩相 (粘土岩を含む) が卓越する一方, より粗粒でシルト質な岩相も見られる. 細粒泥岩-粘土岩には,



第10図 続き
Fig. 10 Continued

灰色の珪質泥岩が伴われることもある。

これらの層序を構築するため、第11図に柱状図を掲げる。夢前川上流域(第10図a)の寺河内から坂根に北上する道路・河川沿いでは、最下部(南端)に位置する砂岩の上位に[i]細粒スレート質泥岩(数 m)、シルト質泥岩(53 m)、砂岩(275 m)がこの順に累重する。細粒スレート質泥岩・シルト質泥岩の東西延長には、珪質泥岩(数 10 m)が付随する。砂岩には馬頭の南で層厚 100 m 程度の砂岩泥岩互層が挟有される。その上位では[ii]細粒スレート質泥岩(73 m)と砂岩スレート質泥岩互層・砂岩・珪長質凝灰岩(183 m)が、更に上位には[iii]珪質泥岩・細粒スレート質泥岩の繰返し(245 m)と砂岩スレート質泥岩互層を挟有する砂岩(143 m)が累重し、最上部では[iv]細粒スレート質泥岩(数 m)と砂岩スレート質泥岩薄互層を伴うシルト質泥岩(20 m)ならびに砂岩(> 242 m)が累重する(第11図a)。ただし、[iii]に見られる珪質泥岩・細粒スレート質泥岩の繰返しは、この基礎層序が二分される可能性を示すかもしれない。[i]と[ii]ならびに[ii]と[iii]の間は、NE-SW走向・北傾斜の低角断層が確認された。一方、栗栖川上流域(第10図b)では、奥小屋から南方の牧に流下する河川沿いと栗栖池北方から森脇に南下する林道沿いに同様の層序が認められる。奥小屋周辺の最下部(北端)に分布する砂岩スレート質泥岩互層を挟有する砂岩の上位に、[v]細粒スレート質泥岩(25 m)と砂岩(75 m)が累重し、さらに[vi]珪質泥岩ならびに細粒スレート質泥岩を下位に伴うシルト質泥岩(70 ~ 138 m)と砂岩スレート質泥岩互層を挟有する砂岩(243 ~ 307 m)、[vii]細粒スレート質泥岩・シルト質泥岩(133 ~ 208 m)と砂岩(67 ~ 95 m)がこの順に累重する。そして更に上位には、[viii, ix]シルト質泥岩(15 ~ 120 m)と砂岩(158 ~ 308 m)が繰返し露出し(第11図b)、最上部は三日月層と接する。

これら二つの流域に分布する山崎層を比較すると、夢前川上流域の[ii-iii]と栗栖川上流域の[vi-vii]はそれぞれの下部が珪質泥岩を随伴する細粒スレート質泥岩から構成されるという特徴を持ち、加えて、その上下の[i, iv]と[v, vii-ix]は下部のシルト質泥岩と上部の厚層砂岩から構成されていることが、柱状図(第11図a, b)の対比から明らかとなる。また、[iii]と[vii]はスレート質(千枚岩質)泥岩が優勢な基礎層序であり、それ以外は圧倒的に厚い砂岩からなる基礎層序である。このように、両流域が 20 km 程度離れている(第9図)にも関わらず、このような層序的共通性が保持されていることは、この特徴が山崎層の基本的な構成要素であることを強く示唆する。

三日月層: 佐用-上郡地区(佐用町三日月)の三日月-寺垣内(第10図c)を模式地として示す。ここでの三日月層は、おおよそE-W走向で南に傾斜する同斜構造をなす。厚層の泥岩が主体をなして広く分布するのに対し、砂岩は比較的少量で分布域も狭い。また、僅かながらチャー

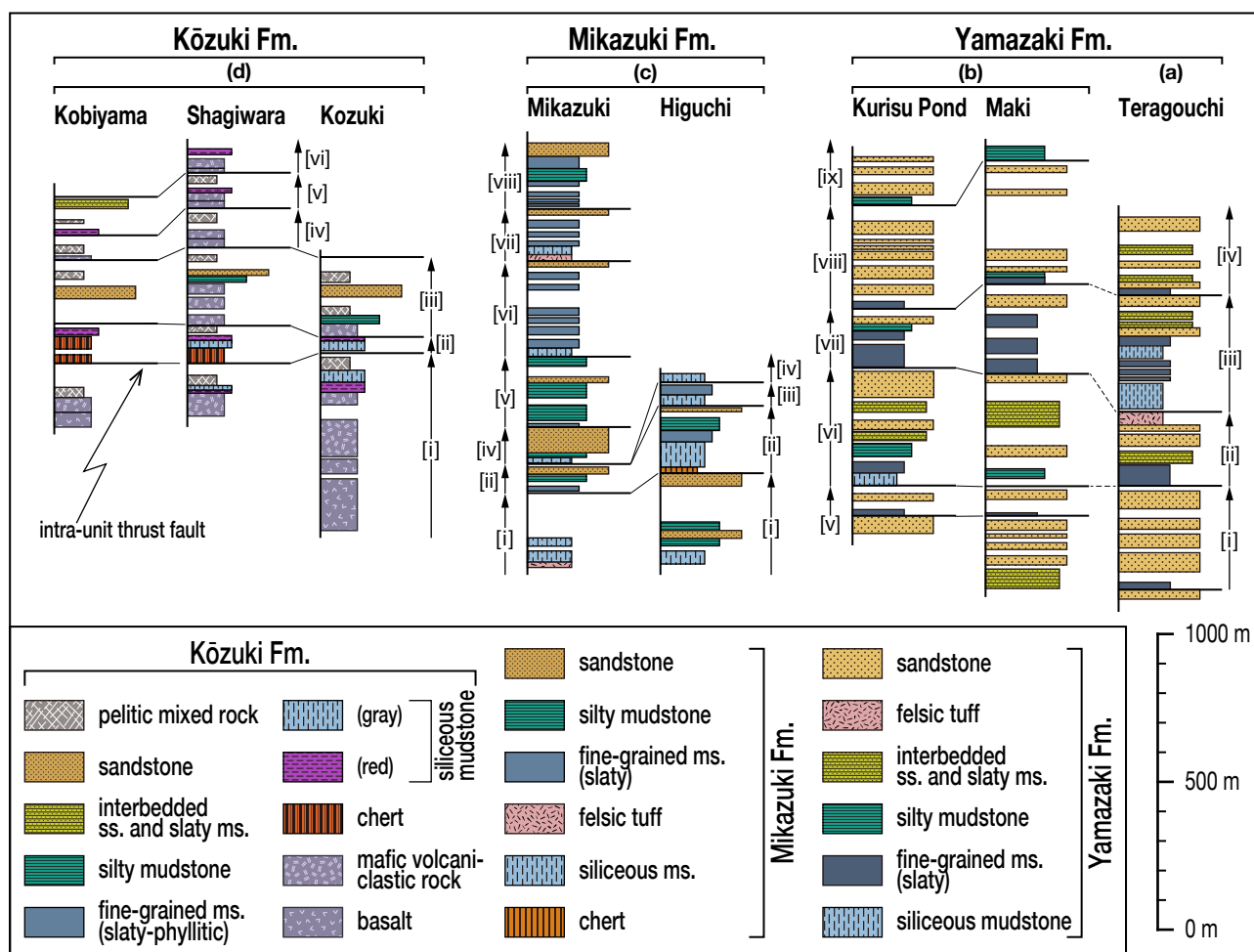
トが珪質泥岩の下位に随伴して露出するのが特徴である。泥岩としては珪質泥岩、細粒スレート質泥岩(～粘土岩)、シルト質泥岩が含まれ、それぞれの岩相的特徴は山崎層の泥岩に類似する。たつの市新宮町樋口では、南傾斜する山崎層の南側に三日月層基底部の珪質泥岩が南傾斜で露出することから、三日月層が上位であることが確認できる。これに対し佐用町寺垣内では、三日月層最上部の細粒スレート質泥岩の南側(上位)に上月層基底部の苦鉄質火山砕屑岩が分布する。

三日月層の層序を構築するため、第11図cに柱状図を掲げる。樋口から南東に向かう沢沿い(第10図c)では最下部で 120 m ほどの露頭欠如があるものの、[i]珪質泥岩(50 m)、砂岩を挟有するシルト質泥岩(158 m)、砂岩(91 m)が順に累重し、その上位には[ii]僅かに薄層のチャート(20 m)を下位に伴う珪質泥岩(83 m)、細粒スレート質泥岩(37 m)、シルト質泥岩(50 m)、砂岩(35 m)が露出する。更に上位では[iii, iv]珪質泥岩(28 ~ 36 m)と細粒スレート質泥岩(47 m)の繰返しが見られる。三日月から寺垣内に至る角亀川沿い(第10図c)で確認される層序は、次の通りである。三日月近傍に分布する山崎層最上部の砂岩より南側(上位)には、[i]基底部に珪長質凝灰岩を伴う珪質泥岩(110 m)が露出し、約 150 m の露頭欠如を挟んで[ii]細粒スレート質泥岩(28 m)、シルト質泥岩(25 m)、砂岩(35 m)が累重する。この上位には、樋口の南東で露出する珪質泥岩・細粒スレート質泥岩が確認されないため[iii]の層準が欠如すると判断される。更に上位では、[iv]珪質泥岩(17 m)、シルト質泥岩(15 m)、砂岩(91 m)と、[v]細粒スレート質泥岩(12 m)、砂岩薄層を挟有するシルト質泥岩(225 m)が見られる。これより南方(上方)では、[vi-viii]基底部に薄層の珪質泥岩や珪長質凝灰岩(26 ~ 50 m)を伴う厚層の細粒スレート質泥岩(96 ~ 175 m)からなる層序が繰返し(第11図c)、上限は上月層と接する。

三日月層では、砂岩より泥岩(珪質泥岩・細粒スレート質泥岩・シルト質泥岩)に富む傾向があるが、基礎層序を比較すると、下部と上部の層厚に差があることがわかる。つまり、下位層準の[i-v]では泥岩からなる下部が優勢で厚層であるものの、上部の砂岩も比較的多く含まれる。これに対し、上位層準の[vi-viii]では下部の泥岩が圧倒的に多く砂岩が非常に少ないため、上部が薄くなっていることが読み取れる(第11図c)。

上月層: 模式地と見なされる佐用-上郡地区の佐用町上月西方で作成した地質図を示す(第10図d)。上月より南西の目高に向かう林道沿いでは、三日月層(シルト質泥岩・砂岩など)がWNW-ESE走向で南に傾斜して分布し、その南側に上月層の苦鉄質火山岩(玄武岩)および火山砕屑岩が南傾斜で露出する。このことから、上月層が三日月層の上位に位置すると判断できる。

上月層は、玄武岩-苦鉄質火山砕屑岩(一部に石灰岩



第11図 播磨地域における超丹波帯の個別柱状図

(a, b) 山崎層, (c) 三日月層, (d) 上月層。全ての個別柱状図は本研究により新たに作成された。上向き矢印は基礎層序を示し、角括弧内のローマ数字はその番号を示す。太実線は基礎層序の基底を表す。Fm.: Formation, ms.: mudstone, ss.: sandstone.

Fig. 11 Geological columns of the Ultra-Tamba Belt individually constructed in the Harima area

(a, b) Yamazaki Formation, (c) Mikazuki Formation, (d) Kōzuki Formation. All columns were newly constructed through this study. Roman numerals in square brackets indicate the number of foundational stratigraphies which are shown by upward arrows. Thick solid lines represent the base of each foundational stratigraphy. Fm.: Formation, ms.: mudstone, ss.: sandstone.

を含有する), チャート・珪質泥岩 (赤色-灰色), 細粒スレート質 (=千枚岩質) 泥岩, 砂岩ならびに泥質混在岩から構成される。玄武岩-苦鉄質火山碎屑岩は赤色-赤紫色を呈する珪質泥岩に覆われる。この珪質泥岩は上方に向け灰色の珪質泥岩に移化し, その上位には泥質混在岩が分布する。更に上位の層準は後述するように, 西側の越田和から久木原に至る溪流沿いや判官から小日山に至る道路沿いによく露出する。これらの岩相は量比を変えながら繰返し露出するが, 走向方向への連続性は必ずしも良好でなく, 特に苦鉄質火山岩-碎屑岩は走向方向に途切れた岩体をなす。しかしながら以下に記述するように, 下部の苦鉄質火山岩-碎屑岩の直上にチャートや珪質泥岩が累重し, 更に上位にシルト質泥岩や泥質混在岩

が分布する規則性が認められる。

上月層の層序を明らかにするため, 第11図dに柱状図を示す。上月から目高に至る林道沿い(第10図d)では, 最下部には[i]玄武岩-苦鉄質火山碎屑岩(> 460 m)が露出し, これを覆う赤色珪質泥岩灰色とその上位に灰色珪質泥岩(75 m)が累重し, さらに泥質混在岩(58 m)が分布する。その上位には[ii]灰色珪質泥岩ならびに赤色珪質泥岩(53 m)が位置し, 次いで[iii]苦鉄質火山碎屑岩(37 m), シルト質泥岩(29 m), 砂岩を挟有する泥質混在岩(> 200 m)が順に露出する。最上部では花崗岩の貫入により, 分布の上限が絶たれる。越田和から久木原(第10図d)では, 基底部は露頭欠如が多いながら[i]苦鉄質火山碎屑岩(83 m)と直上を覆う赤色珪質泥岩(14 m)

ならびに灰色珪質泥岩 (10 m), その上位の泥質混在岩 (72 m) が位置する。その上位には [ii] チャート (50 m), 灰色珪質泥岩 (23 m), 赤色珪質泥岩 (19 m), 泥質混在岩 (33 m) が順に見られる。更に上位では, [iii] 苦鉄質火山碎屑岩 (135 m) とその上位にシルト質泥岩と砂岩 (35 m) が見られ, 泥質混在岩 (70 m) が累重する。これより上位では, 玄武岩または苦鉄質火山碎屑岩 (50 m 程度) とこれに累重する赤色珪質泥岩 (20 ~ 30 m) や砂岩を挟有する泥質混在岩 (36 ~ 95 m) から構成される層序 [iv-vi] が繰返す。判官から小日山 (第 10 図 d) でも, [i] 玄武岩・苦鉄質火山碎屑岩 (100 m) ならびに泥質混在岩 (117 m), [ii] チャート (88 m), 赤色珪質泥岩 (28 m), 泥質混在岩 (17 m), [iii] 砂岩および泥質混在岩 (100 m 以上), [iv] 苦鉄質火山碎屑岩・泥質混在岩 (87 m), [v] 赤色珪質泥岩 (18 m), 泥質混在岩 (38 m), 砂岩泥岩互層 (58 m) が, 下位から順に累重している。

これらの産状から, 次のような特徴が明らかとなる (第 11 図 d)。(1) 玄武岩・苦鉄質火山碎屑岩の分布は [ii] で欠如し, [iii] と [iv] で走向方向への連続性が乏しくなる。(2) チャートは [ii] のみで確認され, また (3) 珪質泥岩は [iii, iv] で露出しない。(4) 赤色珪質泥岩は苦鉄質火山岩の直上に分布するのに対し, (5) 灰色泥岩はチャートの上位に累重する傾向がある。(6) 赤色珪質泥岩と灰色珪質泥岩は層序的に上位・下位が逆になることがあるが, 両者の間には他の岩相を挟むことは無い (岩相的に漸移する)。このような層序と分布の差異により, 各単元層序の形成場が異なっていた可能性が指摘される。つまり, [ii] は「チャート→赤色-灰色珪質泥岩→泥質混在岩が累重」する層序を示し, その他は「玄武岩・苦鉄質火山岩→赤色-灰色珪質泥岩→砂岩・泥質混在岩が累重」する層序であり, 初生的には前者は大洋底を, 後者は海山の山麓斜面を基盤としたことを想起させる。しかしながら包括的に見れば, 全ての単元層序には規則性があり, 玄武岩・苦鉄質火山碎屑岩・チャート・珪質泥岩 (赤色-灰色)・細粒スレート質泥岩またはシルト質泥岩が累重する下部と, 砂岩・泥質混在岩からなる上部で構成されることが, 明らかである。

ここまでの各節では, 地域ごとの層序区分の変遷, 岩相および層序の再検討と問題点の指摘を行なった。さらに一部の地域では, 新たな地質調査に基づいた地質図と柱状図を作成・提示した。これらの成果を基に, 修正された層序区分と広域対比を改めて第 12 図に示す。

3. 層序の復元と標準層序単元

前章では, 各地域における層序区分の見直しに基づいた層序単元の広域対比 (第 12 図) を示した。本章では, 各層序単元における層序の復元を試み, そこから見出される岩相的・層序的共通性あるいは同一性に基づいて, 近畿地方北部の超丹波帯で包括的に使用できる層序単元

(標準層序単元) への統合に関する議論を行なう。しかしながらこの議論に当たっては, 層序を復元するために必要な柱状図が大半の先行研究には提示されていないという難点がある。そのため本研究では, 幾つかの地域において地質調査を新たに実施し, それを基に作成した個別柱状図を前章に掲載した (第 3 図, 第 11 図)。そこで, 先行研究と本研究の成果を統合した模式柱状図 (第 13 図) を示しその構成を記述することで, 各地域の層序単元ごとの層序的特徴を明確にする。本章以降では, 基礎層序における上位方向への層厚変化に対し「厚化・薄化 (あるいは, 厚化する・薄化する)」という表現を用い, 下部に対して上部が厚い場合を「上部厚化 (upper-thickened)」, 薄くなる場合を「上部薄化 (upper-thinned)」と記す。なお以下でも同様に, 丸括弧内の数値は層厚の概略値を表す。

3. 1 南条地域

南条地域の超丹波帯構成層は本研究によって, 下部の東俣コンプレックスと上部の牧谷コンプレックスに区分される (第 2 図, 第 3 図, 第 12 図 a)。

東俣コンプレックス

個別柱状図 (第 3 図 a) を基に作成した統合柱状図を第 13 図 a に示す (第 3 図 a の基礎層序 [ii-v] に相当する層準のみを表示)。東俣コンプレックス全体の層厚は約 2,500 m から最大 4,200 m 程度に達し (Nakae, 2012), 下部のスレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩 (< 400 m 程度) から上部の砂岩スレート質泥岩互層 (約 100 m)・砂岩 (< 500 m 程度) に岩相移化する基礎層序を見出すことができる。各岩相の構成粒子を比較すると, 下部では細粒なのに対し上部ではより粗粒である。このような粒径の変化は, 上方への粗粒化シーケンスとして認定できる。また層厚は, 下部に対して上部で著しく厚くなる傾向があることから, このシーケンスは上部厚化していると言える。

さらにこの基礎層序を一単元とすると, 第 13 図 a 内では 4 回 (コンプレックス全体では少なくとも 8 回: 第 3 図 a) 繰返すことが明らかであり, これは覆瓦構造の形成によると解釈できる。基礎層序の下部・上部について見ると, 細粒相からなる下部の層厚は薄く比較的一定の値 (100 ~ 200 m 程度) を保つのに対し, 粗粒相からなる上部は砂岩の層厚に支配されて 300 ~ 500 m 程度 (最大約 1,100 m) と変動する傾向が認められる (この岩相と層厚の違いについて既に第 2 章で指摘している)。さらに基礎層序一単元ごとの全厚は, 東俣コンプレックス内の下位層準 (第 3 図 a の [i-iii]) で 300 ~ 460 m 程度であるのに対し, 上位層準 ([iv-vii]) では厚層の砂岩が多く存在することにより 650 ~ 1,400 m へと増加する傾向が認められる。

牧谷コンプレックス

本論で定義・新称した牧谷コンプレックスについては, 牧谷北東方 (第 2 図 b) において約 1,500 m の層厚を示す二つの個別柱状図 (第 3 図 b) を作成したが, これらを統合

Standard Stratigraphic Unit	(c) Ōi				(b) Akaguri saki	(a) Nanjō	
	Kametaka et al. (2019), This study	Ishiga (1985)	Hirokawa et al. (1957)		Hirokawa and Kuroda (1957)	Nakae (2012), This study	Fukui Pref. (1969), Umeda (1996)
U ₃ Kōzuki C.	Ishiba Fm.	Ōi Fm.	Ōi Fm.				
U ₂ Ōi Complex	Ōi Fm.				Katsumi Fm.	Makidani C.	Higashimata Fm.
U ₁ Hikami Complex	Kato Fm.	Kato Fm.	Kato Fm.	upper		Higashimata C.	
Unit in Tamba Belt	Tamba Complex*	Tamba Complex*	Tamba Complex*	lower		Mino Complex*	Mino Complex*

Standard Stratigraphic Unit	(f) Northern Tamba	(e) (Fukuchiyama)		(d) (Ayabe)		
	This study	Kametaka et al. (2019)	Kurimoto (1990)	Kimura (1988)	Ishiga (1986)	Caridroit et al. (1985)
U ₃ Kōzuki C.	Ishiba Fm.	Kozuki Fm.	Ishiba Fm.	Fuchigaki Fm.		
U ₂ Ōi Complex	Ebara/Fuchigaki Fms.	Ōi Fm.			Ōi Fm.	Unit 3
	Tokura Fm.		Ebara Fm.	Tokura Fm.		
U ₁ Hikami Complex	Takatsu/Kuchikanbayashi Fms.	Hikami Fm.	Takatsu Fm.	Kuchikanbayashi Fm.	Hikami Fm.	Unit 2 of Tamba Complex*

Standard Stratigraphic Unit	(h) Sasayama		(g) Tajima Takeda			
	This study	Kurimoto (1993), Sugamori (2011)	This study	Takemura and Maekawa (2005)	Ishiga (1986)	Hirokawa et al. (1954)
U ₃ Kōzuki C.			Kuchiyashiro C.			
U ₂ Ōi Complex	Kaibara Fm.	Kaibara Fm.	Aogaki Fm.	Aogaki Fm.	Ōi Fm.	Hikami Fm.
			Obie Fm.	Obie Fm.		
U ₁ Hikami Complex	Ajima Fm.	Ajima Fm.				
U ₀ Kamitaki Complex	Kamitaki Fm.	Kamitaki Fm.				
Unit in Tamba Belt	Tamba Complex*	Tamba Complex*			Tamba Complex* including Hikami Fm.	Hikami Fm.

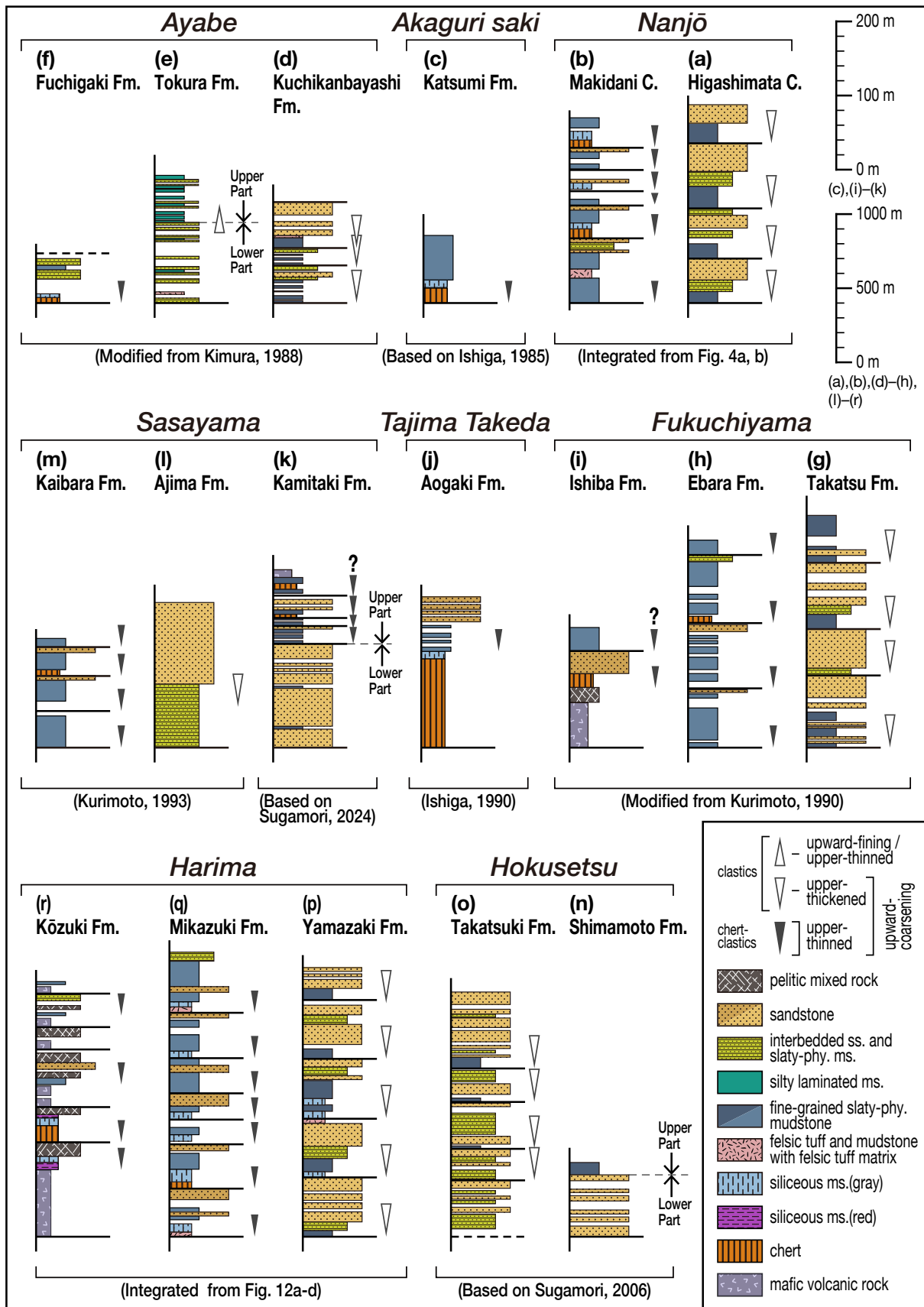
Standard Stratigraphic Unit	(k) Hokusetsu	(j) (Kawanishi)		(i) (Takatsuki)		
	This study	Sugamori (2009a)	Kurimoto (1995)	Sakaguchi (1961)	Sugamori (2006)	Sakaguchi (1957, 1961)
U ₃ Kōzuki C.	Kunisaki C.	Kunisaki C.	Nagaoyama Fm.	Kunisaki Fm.		
U ₂ Ōi Complex	Yamashita Fm.	Inagawa C.	Yamashita Fm.	Yamashita Fm.		
U ₁ Hikami Complex	Takatsuki Fm. Nagaoyama Fm.		Nagaoyama Fm.	Nagaoyama Fm.	Takatsuki Fm. ? Shimamoto Fm.	Takatsuki Fm.
U ₀ Kamitaki Complex	Shimamoto Fm.					
Unit in Tamba Belt	Tamba Complex*	Tamba Complex*	Tamba Complex*	Tamba Complex*	Honzanji C. Izuriha C.	Izuriha Fm.

Standard Stratigraphic Unit	(n) Harima	(m) (Sayo-Kamigori)		(l) (Yamasaki-Tatsuno)		
	This study	Takemura and Suzuki (1996), Takemura et al. (2009)	Kambe and Hirokawa (1963), Igi and Wadatsumi (1980)	Ishiga (1990)	Ishiga (1986)	Kurimoto (2000, 2002)
U ₃ Kōzuki C.	Kōzuki / Hijima Fm.	Hijima Fm.	Kōzuki / Hijima Fm.	Kozuki Fm.		
U ₂ Ōi Complex	Mikazuki Fm.	Yamasaki Fm.	Mikazuki Fm.	Yamasaki Fm.	Hijima Fm.	Yamasaki Fm.
U ₁ Hikami Complex	Yamazaki Fm.		Yamazaki Fm.		Yamasaki Fm.	

Fm.: Formation, C.: Complex, *: Triassic to Jurassic complex

第12図 超丹波帯における標準層序区分と地域層序単元の対比

Fig. 12 Standard stratigraphic division and correlation of local stratigraphic units in the Ultra-Tamba Belt



した柱状図を第13図bに示す。既述の通り、下部のチャート・珪質泥岩や珪長質凝灰岩を伴随するスレート質-千枚岩質泥岩ならびにシルト質泥岩（50～400 m）と上部の砂岩スレート質泥岩互層ならびに砂岩（< 200 m）から構成される基礎層序（第3図bの[i-v]）を、見出すことができる。牧谷コンプレックスでは、この層序が少なくとも5回繰返していることから覆瓦構造が形成されたと解釈する。さらに、基底部にチャートあるいは珪質泥岩を伴う場合があり細粒相主体の下部が厚く粗粒相主体の上部が薄いという特徴から、この基礎層序は上方粗粒化と上部薄化を示すシーケンスであると言える。

3.2 赤礁埼地域

堅海層

大島半島の赤礁埼に露出する超丹波帯構成層である堅海層（第12図b：広川・黒田，1957）は、下位から、赤色チャート（赤色珪質泥岩との細互層を含む）、暗灰色-緑灰色珪質泥岩、黒色泥岩、黒色千枚岩質泥岩-千枚岩（砂岩・チャートの岩塊が挟在する）に区分され、明瞭な粗粒碎屑岩相は確認されない。それぞれの境界は整合関係で漸移的な岩相変化が認められる（Ishiga, 1985）。第13図cに、Ishiga（1985）の地質図を基に作成した柱状図を示す。層厚は、最下部の赤色チャートが陸上部分で約20 m（下位層準は海面下に没するため下限は不明）、赤色チャートに累重する珪質泥岩が約10 m、その上位の黒色泥岩と千枚岩質泥岩-千枚岩は両者合わせて約60 mとなる。見掛けの全厚は約90 mで、そのうち泥岩-千枚岩などの細粒碎屑岩相が大半を占める。これらの上位は断層によって断たれ、舞鶴帯の苦鉄質岩に接する。このように堅海層の層序は、陸上露出部で単一の基礎層序（の一部？）から構成されているが、下限が不明なため、層序の構造的な繰返しは確認できない。

3.3 大飯地域

この地域には下位から、石灰質な塊状砂岩を主体とする加斗層（本論による再定義）、チャートと砂岩を挟有する千枚岩質泥岩ないし千枚岩から構成される大飯層（広川ほか，1957；Ishiga, 1985）、ならびに苦鉄質火山岩を挟有する泥質混在岩からなる石場層（亀高ほか，2019；本研究）が、超丹波帯構成層として分布する（第4図，第12図c）。しかしながら広川ほか（1957）とIshiga（1985）には、各層序単元を構成する層序の詳細な記載やルート図あるいは個別柱状図が示されていないため、本論でも柱状図を提示することができず層厚も不明である。

3.4 綾部地区（北部丹波地域）

綾部地区の超丹波帯構成層は下位から、口上林層、十倉層、淵垣層に区分される（第5図，第12図d；木村，1988）。これらを構成する層序を示す統合柱状図（第13図d-f）については、木村（1988）に掲載された個別柱状図を基に新たに作成した。また各層の岩相・層序に関しても同様に、木村（1988）の記載に基づいて記述する。

口上林層

下部のスレート質泥岩（60～150 m）と、砂岩スレート質泥岩互層を若干伴う上部の成層-塊状砂岩（40～240 m）から構成される基本層序が認められる（第13図d）。下部のスレート質泥岩には葉理質泥岩が含まれるが、上方に向けて次第に葉理が厚くなり、砂岩スレート質泥岩互層や成層砂岩が優勢となる上部に岩相移行する。また、下部の細粒相より上部の粗粒相の方が厚層となる傾向があるため、上方粗粒化・上部厚化する層序を示すと言える。さらに木村（1988）に基づくと、この層序は衝上断層により4回程度繰返し露出し、覆瓦構造を形成すると見なされる。そのため口上林層の全厚は1,200 m以上に及ぶ。

（← p. 338）

第13図 超丹波帯の地域層序単元における柱状図

大半の柱状図は構成岩と上方への岩相変化の違いに基づき、碎屑岩主体の「上方細粒化・上部薄化」と「上方粗粒化・上部厚化」、チャートと碎屑岩から構成される「上方粗粒化・上部薄化」の層序シーケンスに分類できる。また特定の層序シーケンスを示すか否かが明確でない2本の柱状図（上滝層・島本層）も認められる。凡例の三角記号については次の通りである。三角と逆三角はそれぞれ上方細粒化と上方粗粒化のシーケンスを示す。白三角は碎屑岩のみで構成され、また黒三角は碎屑岩のほかチャートを含むことを表す。太実線は基礎層序の基底を表す（破線は位置・存在が推定）。C.: Complex, Fm.: Formation, ms.: mudstone, phy.: phyllitic, ss.: sandstone.

Fig. 13 Geological columns of local stratigraphic units in the Ultra-Tamba Belt

Most columns can be grouped into different types of stratigraphic sequence according to rock types and their upward lithologic change; 'upward-fining and upper-thinned' (clastic rocks), 'upward-coarsening and upper-thickened' (clastic rocks), 'upward-coarsening and upper-thinned' (chert-clastic rocks). There is another type not indicative of any specific stratigraphic sequence may be recognized in two columns (Kamitaki and Shimamoto formations). Triangles in the legend are as follows. The normal triangle and inverted triangle respectively indicate upward-fining and upward-coarsening sequences, and the open and solid triangles respectively represent a sequence comprised of clastic rocks and a sequence composed of chert together with clastic rocks. Thick solid lines represent the base of each foundational stratigraphy (broken lines indicate that the location and existence of the base are estimated). C.: Complex, Fm.: Formation, ms.: mudstone, phy.: phyllitic, ss.: sandstone.

十倉層

下位層準と上位層準で構成岩の岩相が明瞭に異なるので、それを基に下部と上部に区分する。下部の主体をなす砂岩スレート質泥岩互層は砂岩が優勢であるのに対し、上部はスレート質泥岩優勢な砂岩スレート質泥岩互層と葉理質泥岩から構成される。十倉層全体では上位層準ほど、砂岩スレート質泥岩互層中の砂岩単層が薄く、細粒-極細粒の岩相が優勢になる上方細粒化を示す。また、層厚が下部(約540 m)より上部(約250 m)で薄くなる上部薄化が見られる。つまり、上方細粒化・上部薄化が見られるシーケンスが単一の基礎層序を示すと見なされる(第13図e)。断層・褶曲が少なく層理面の破断程度が低いことから、顕著な剪断を被らず構造変形による層序の重複は無いと考えられている。そのため、全厚は少なくとも800 m以上と見積もられる(木村, 1988)。

淵垣層

露頭欠如が多いものの、下位からチャート(約20 m)、珪質泥岩(約10 m)、千枚岩質泥岩(約120 m)、ならびに砂岩スレート質泥岩互層などからなる粗粒碎屑岩(約130 m)が累重する。これは、下部の細粒相(チャート～千枚岩質泥岩)より上部の粗粒相(粗粒碎屑岩)の方が層厚は薄い。つまり、構成粒子が上方へ粗粒化するとともに、下部に対し上部の層厚が薄化する基礎層序を構成する(第13図f)。木村(1988)では淵垣層の全層準に及ぶ個別柱状図が提示されていないため、この層序が繰返すか否かは本論でも明確にできない。しかしながら第13図fに基づけば、単一の基礎層序は290 m程度の層厚を持つと見積もられ、全層準の層厚(約1,000 m: 木村ほか, 1989の地質図から推定)と比較すると、上方粗粒化・上部薄化の基礎層序が数回繰返すと予想され、全体として覆瓦構造が形成されていると判断できる。

3.5 福知山地区(北部丹波地域)

福知山地区の超丹波帯構成層は、栗本(1990)により下位から高津層、榎原層、石場層に区分される(第5図、第12図e)が、本論では綾部地区の層序区分との間に、「高津層＝口上林層、榎原層＝淵垣層の大部分、石場層＝淵垣層上部」のように対比される関係があると結論した。本論に掲げる各層の柱状図(第13図g-i)は栗本(1990)が提示した個別柱状図とルート図を基に作成した。

高津層

高津層は、砂岩や砂岩スレート質泥岩互層などの粗粒碎屑岩相が比較的優勢な層序单元である。下部のスレート質泥岩(100～230 m程度)に上部の砂岩スレート質泥岩互層ならびに砂岩(250～350 m程度)が累重する基礎層序から構成され、個々の基礎層序の層厚は300～480 m程度に及ぶ(第13図g)。下部のスレート質泥岩には一部で砂岩薄層が挟有される。また上部の砂岩は成層するが、泥質層を挟有せず層理が癒着して塊状になる場合が

多い。このように基礎層序内では構成岩が、下部の細粒相から上部の粗粒相に向けて粗粒化・厚化することが認められ、この層序が4回繰返すため高津層全体の層厚は1,600 m程度に及ぶ。このことから栗本(1990)は、高津層には衝上断層による覆瓦構造が形成されていると述べた。

榎原層

榎原層は栗本(1990)の柱状図によると、僅かに砂岩ないし砂岩スレート質泥岩互層を挟有するが、スレート質-千枚岩質泥岩からなる細粒碎屑岩相が圧倒的に優勢な層序单元であることが示される。さらに、栗本(1990)は一箇所でチャートが確認されたと記述しているが、地質図(栗本・牧本, 1990)にはその分布が記されていない。そこで、このチャートが露出すると推定される層準を栗本(1990)による柱状図作成ルートまで延長し、これを統合柱状図(第13図h)に加筆すると、基底部のチャートとその上位のスレート質-千枚岩質泥岩を経て最上部の砂岩ないし砂岩泥岩互層に至る上方粗粒化・上部薄化を示す基礎層序が復元できる。榎原層全体で見ると層厚は1,300 mに達し、チャートが部分的に欠如するものの、類似の層序が少なくとも4回繰返す覆瓦構造が形成されたと判断できる。個々の基礎層序の層厚は、下部のスレート質-千枚岩質泥岩が360 m前後であるのに対し、上部の砂岩または砂岩スレート質泥岩互層は著しく薄く30～50 m程度である。

石場層

石場層は千枚岩質泥岩と苦鉄質火山岩を主体とし石灰岩・チャート・砂岩を伴う(栗本, 1990)が、狭長な分布域と新期堆積層の被覆によって層序の全容は不明である。しかし部分的には、下位から、石灰岩岩塊を包有する苦鉄質火山岩や砂岩の岩塊を含む泥質混在岩、チャート、千枚岩質泥岩、砂岩などが順に累重する層序から構成される(第13図i)。このことより、下部に苦鉄質火山岩やチャートなどの海洋性岩石と千枚岩質泥岩(約100 m)が、また上部に砂岩などの粗粒陸源碎屑岩(約30 m)が卓越することが、この層序の特徴として挙げられる。これらから、上方粗粒化・上部薄化のシーケンスであることが示される。なお層厚は、地質図(栗本・牧本, 1990)から算定すると150 m程度と見積もられる。

3.6 但馬竹田地域

この地域の超丹波帯構成層は従来、氷上層(広川ほか1954)、または氷上層と大飯層(Ishiga, 1986)と呼ばれていた。しかし前章で記述した通り、層序区分上の混乱があるため本論では、下位から大稗層、青垣層、ならびに口八代コンプレックスに再編する(第6図a, 第12図g)。

大稗層

竹村・前川(2005)と竹村ほか(2007)の報告に基づくと、大稗層はシルト岩葉理を挟有する極細粒のスレート質泥岩を主体とし細粒砂岩とこれらの互層を伴い、層厚

は1,240 mであるとされた。しかしながら上記報告には、各岩相の累重関係やルート図あるいは個別柱状図の提示が無い。大稜層の露出は乏しいため、本研究の調査でも連続的な層序断面を見出せなかった。そのため大稜層の柱状図を掲げることはできないが、本論では地質図（第6図b）から、下部に砂岩が卓越し上部ほどシルト質泥岩が優勢になる上方細粒化の層序を想定した。

青垣層

青垣層は、珪質泥岩の薄層ないし葉理（層厚数mm）と細互層する千枚岩質泥岩を主体とし、砂岩千枚岩質泥岩互層や砂岩を伴う（竹村・前川, 2002, 2005）。Ishiga (1990) が作成した柱状図を第13図jに示すが、これにより、下位から赤色チャート（120 m）、灰色珪質泥岩（10 m）、千枚岩質泥岩（40 m）、砂岩千枚岩質泥岩互層（>35 m）に順次移化する層厚約200 mの層序が確認できる。このような岩相変化に基づくこの層序は、“チャート碎屑岩シーケンス”（松岡, 1984；大塚, 1985）に代表される上方粗粒化を示していると言える。竹村・前川（2002, 2005）および竹村ほか（2007）も本地域において類似の岩相変化を記載した。しかしながら、この柱状図は下部の一部を表したものに限られるため、青垣層全体の層序に関する記述は見られない。本研究の調査結果からは、青垣層は少なくとも600 mを超える層厚を有すると見られ、最下部のチャート・珪質泥岩を除きその大半はスレート質千枚岩質泥岩が占められている（第6図b）。

ロ八代コンプレックス

ロ八代コンプレックスは、苦鉄質凝灰岩を伴う石灰岩とチャートを挟有する千枚岩質泥岩から構成される。この層序単位については、先行研究でも詳細な地質図や柱状図などが示されていないため、本論においても柱状図を提示することができない。

3.7 篠山地域

この地域の超丹波帯構成層は上滝層、味間層、柏原層に区分される（第7図、第12図h）。柏原層は、他の二層から阿草断層によって隔離されるため両者の元来の累重関係は不明であるものの、本論では、下位から上滝層、味間層、柏原層の順に累重する層序関係にあったと推定する。

上滝層

上滝層は、塊状砂岩を主体とし一部でスレート質泥岩や砂岩スレート質泥岩互層を挟有する（戸倉・高城山団体研究会, 1987；栗本ほか, 1993）。層序については栗本（1993）に柱状図が掲載されている。それによると、560 mに達する連続した層準が砂岩で構成され、中部の2層準に層厚30～40 mのスレート質泥岩が挟有される層序が示された。しかしながら、これが一単位の基礎層序を構成するのか、または幾つかの基礎層序が集積したものなのか、判断できない。

最近になって、Sugamori (2024) は上滝層の詳細な地質図と個別柱状図を公表した。その地質断面図に基づく上滝層の全厚はおよそ650 mに達すると判断され、その内の約240 mに及ぶ層序がその柱状図から読み取ることが可能である。つまり上滝層の一部は見掛け上、僅かにスレート質泥岩を挟有する砂岩を主体とする下部（約150 m）と、少量の砂岩とごく僅かの玄武岩・チャートを挟有するスレート質泥岩が優勢な上部（約80 m）に区分される。ここで、Sugamori (2024) の個別柱状図を基にして統合柱状図を作成すると、上述したように下部から上部に向けて砂岩主体からスレート質泥岩優勢に変化する細粒化・薄化シーケンスの認定が可能となる（第13図k）。ところでSugamori (2024) は、スレート質泥岩には局所的に玄武岩・チャートを包有する混在岩が存在することを指摘した（混在岩の露出は上部の2層準にある）。一般的に、付加複合体は遠洋性堆積物であるチャートの上位に泥岩や砂岩が累重した層序から構成される（Yao *et al.*, 1980；松岡, 1984；Matsuda and Isozaki, 1991；Nishi, 1994）ことが多く、これに基づけば、チャートは一連の層序の下部ないし基底部に相当しその上位にスレート質泥岩と砂岩が累重することから、この層序はチャート碎屑岩シーケンス（> 65 m）によって構成されると判断するのが妥当である。つまり、このシーケンスの繰返しが上滝層を構成すると見なすのが適切である。この観点からSugamori (2024) の柱状図（第13図k）を見ると、本来のチャート碎屑岩シーケンスの内、砂岩などの粗粒相からなる上部が「下部」とされ、泥岩などの細粒相からなる下部が「上部」として扱われたと判断できる。このように、チャート碎屑岩シーケンスに代表される上方粗粒化・上部厚化のシーケンスが上滝層の基礎層序を構成していると解釈できる。

味間層

味間層は、砂岩を主体とし砂岩泥岩互層とスレート質泥岩を挟有する。栗本（1993）には、約1,000 mの層厚を持つ連続層序からなる柱状図が掲載された。それによると、下部（層厚420 m）は砂岩泥岩互層、上部（層厚540 m）は砂岩から構成され、その岩相変化から上方粗粒化・上部厚化の層序を示すと言える（第13図l）。しかしながらこの柱状図では、構成岩を単純に二つの岩相に区分しただけであり、しかも味間層の全厚に匹敵する約1,000 mの区間に露頭欠如が全く存在しないのは現実的とは言えない。このことから本論では、この層序を参考として扱う。

柏原層

柏原層の層序について栗本（1993）は、シルト岩葉理を含む千枚岩質泥岩からなる下部と砂岩を挟有する千枚岩質泥岩からなる上部に区分し、2層ある砂岩のうち下位層準の砂岩の基底部を下部・上部の境界に位置づけた。ところが、下位層準の砂岩の直上には暗赤色チャートないし赤色珪質泥岩の薄層が位置し、その上に千枚岩質泥岩

が累重する。そのため、このチャートの基底部を境界として、その直上のチャートから千枚岩質泥岩を経て砂岩に移化する層序を一単元の基礎層序と見なす方が妥当である(第13図m)。この観点に基づくと、下位層準の一部で砂岩の露出が欠如したと仮定すると、下部のチャートおよび千枚岩質泥岩は150～220 m程度の層厚を、また上部の砂岩は30 m程度の層厚をそれぞれ持つと判断され、上方粗粒化・上部薄化の層序が少なくとも4回繰返す覆瓦構造が形成されていると判断できる。柏原層全体の層厚に関しては積算根拠に乏しいので不明であるが、柱状図(第13図m)に基づくと少なくとも750 mに達する。

3.8 北摂地域

北摂地域に分布する超丹波帯構成層を、東側(高槻地区)では下位から島本層と高槻層に、西側(川西地区)では下位から長尾山層、山下層、国崎コンプレックスに区分した(第8図, 第12図i-k)。

島本層

島本層の層序については菅森(2006)により3本の個別柱状図が示されているが、本論ではその内、互いに岩相対比された2本を統合した柱状図(第13図n)を作成した。これに基づくと島本層の全厚は500 m程度と見積もられ、下部の塊状砂岩(420 m)と上部の塊状泥岩ないしスレート質泥岩(85 m)から構成される見掛けの層序(上方細粒化・上部薄化のシーケンス)が復元できる。全体の層厚が薄く下限・上限が断層で断たれることに加え、上記の層序内では岩相の繰返しが見られない(菅森, 2006)ことから、上述した見掛けの層序の本来の上下関係は定かでない。これらの事象を考慮すると、同じ層序が重複するような覆瓦構造が形成されたか否かは現状では判断が難しい。

高槻層・長尾山層

高槻地区の高槻層について菅森(2006)は、全厚が最大で1,600 m程度あり、2本の個別柱状図を示した上で本層を細分する特徴が見出せないと述べている。しかし本研究では、それらの個別柱状図を統合することにより、次のような岩相変化を示す層序を復元した(第13図o)。菅森(2006)が指摘した通り一見すると、砂岩や砂岩スレート質泥岩互層から構成される単調な層序のように見えるが、スレート質泥岩の薄層が数層準において挟在することが明示される。つまり、基底部のスレート質泥岩の薄層(0～85 m)とその上位の砂岩を挟有する厚層の砂岩スレート質泥岩互層(200～440 m程度)からなる上方粗粒化・上部厚化の層序が構築され、これを高槻層の基礎層序と見なすことができる。さらに、この層序は少なくとも5回繰返した覆瓦構造をなすと解釈される。一方、川西地区の長尾山層は前章に述べたように、菅森(2009)の猪名川コンプレックスのうち砂岩を主体とする下部に相当する。全厚は松浦ほか(1995)ならびに菅森(2009)

の地質断面図に基づく1,000～1,500 m程度と見積もられるが、スレート質泥岩や砂岩スレート質泥岩互層の薄層が僅かに挟有されるものの、その大部分は砂岩で占められる。このような岩相・産状を考慮すると、高槻地区と同様の上方粗粒化・上部厚化シーケンスの存在が期待される。

山下層・国崎コンプレックス

山下層と国崎コンプレックスに関しては、栗本(1995)、武蔵野ほか(2005)や菅森(2006, 2009)などの先行研究においても、それぞれの層序が確認できる柱状図は示されていない。しかしながら少なくとも、山下層は砂岩や砂岩スレート質泥岩互層を挟有するスレート質千枚岩質な葉理質泥岩を主体とした層序単元であり、国崎コンプレックスは苦鉄質火山岩・チャート・珪長質凝灰岩・砂岩の岩体・岩塊を包有する泥質混在岩からなる層序単元であることは、明らかである。

3.9 播磨地域

播磨地域における超丹波帯構成層の層序単元として本論では下位から、山崎層、三日月層ならびに上月層・土万層に区分した(第9図, 第12図l-n)。なお各層の層序については、本研究で構築した個別柱状図(第11図)に基づいて復元する。

山崎層

山崎層は、砂岩スレート質泥岩互層を挟有する砂岩を主体とし珪質泥岩・細粒スレート質泥岩・シルト質泥岩を伴う碎屑岩で構成される。第13図pの統合柱状図は、第11図aおよびbの個別柱状図で明確にされた基礎層序[i=v], [ii=vi], [iii=vii], [iv=viii], [ix]を積層・一部簡略化したものである(なお[=]は、互いに層序対比できる基礎層序であることを示す)。火山岩類の被覆や深成岩類の貫入により山崎層全体の層厚は不明であるが、統合柱状図からは1,800 m以上、また山元ほか(2002)の地質図を基に積算すると少なくとも2,000 m以上あると推定される。前章で詳述した山崎層の基礎層序は、一部の岩相が欠如することはあるものの、下部の細粒相(珪質泥岩・細粒スレート質泥岩・シルト質泥岩)とこれに累重する上部の粗粒相(砂岩スレート質泥岩互層を挟有する砂岩)から構成される。その層厚はおおよそ150～380 mの範囲に収まり、第13図p内ではこの基礎層序が5回繰返すことが判るので、覆瓦構造を形成していると解釈できる。また単一の基礎層序における層厚は、細粒相からなる下部で薄く(15～200 m程度)、これに対し粗粒相からなる上部は厚くなる(70～400 m程度)傾向がある。このような岩相と層厚の変化は、基礎層序が上方粗粒化・上部厚化のシーケンスを明確に示している。

三日月層

三日月層は、主体をなす細粒スレート質・シルト質泥岩とこれに伴う珪質泥岩ならびに砂岩から構成され、全

厚は2,000 m程度である。また、僅かながらチャートと珪長質凝灰岩が珪質泥岩に随伴して露出するのが特徴である。2本の個別柱状図（第11図c）を比較すると、樋口周辺で見られる基礎層序[iii]が三日月周辺では欠如しているものの、[i]から[viii]までの基礎層序が積層していることが判る。これらを統合（一部簡略化）した柱状図を第13図qに示す。三日月層の基礎層序は、下部の細粒相（下位からチャートや珪長質凝灰岩を伴う珪質泥岩、細粒スレート質泥岩、シルト質泥岩が累重）と上部の粗粒相（砂岩と砂岩スレート質泥岩互層）から構成される。その層厚はおよそ80～320 mの範囲で変化するが、下部の細粒相は40～290 mであるのに対し、上部の粗粒相は10～90 m程度と非常に薄い。このような岩相と層厚の変化は、基礎層序が上方粗粒化・上部薄化のシーケンスから構成されることを表している。さらに既述の通り、下位層準の層序[i-v]と上位層準の層序[vi-viii]で比較すると岩相の量比に系統的な差異、つまり、下位層準では細粒相と粗粒相が等量もしくは泥岩がやや優勢であるのに対し、上位層準では細粒相が圧倒的に厚いことが読み取れる。

上月層・土万層

これまでも上月層の個別柱状図は先行研究により示されていた。猪木・弘原海（1980）による3本の個別柱状図（約4,800 m）では、スレート質泥岩・砂岩（> 500 m）を主体として、これらと石灰岩・チャートの薄層を伴う苦鉄質火山岩（50～500 m）が互層する産状が表現されている。Ishiga（1990）の柱状図では下位から、チャートを挟有する苦鉄質火山岩、珪質泥岩、スレート質泥岩が累重する層厚約130 mの層序が表された。一方、竹村ほか（1993）はスレート質泥岩の上位に苦鉄質火山岩が累重する層序を基準にして、土万層を最下部層、下部層、中部層、上部層の四層に区分した（この区分は以下に記す通り、妥当性に乏しいと判断できる）。本論では、上月層と土万層は同一の層序単位であると見なすので、両層の模式的層序として以下のように復元層序を構築する。なお、第13図rに示した統合柱状図は個別柱状図（第11図d）より作成したため、上月層全体ではなく、一部の層準を示すものである。

上月層は多種の岩石が複合した混在相を特徴とする。既に述べたように、それぞれの単位層序では一部の岩相において上下関係が異なるものの、普遍的に見られる共通性が認められる（第11図d参照）。この共通性は、統合柱状図においても岩相の規則的な累重関係として認識できる（第13図r）。つまり下位から、苦鉄質火山岩（玄武岩）および火山砕屑岩（80～100 m程度、最大460 m）またはチャート（50～90 m程度）、赤色-灰色珪質泥岩（25～75 m程度）、スレート質-千枚岩質泥岩ないしシルト質泥岩（20～30 m程度）、砂岩および泥質混在岩（30～100 m）の順で配列する傾向が強く、苦鉄質火山岩またはチャート

からスレート質-千枚岩質泥岩ないしシルト質泥岩までが下部（100～530 m程度）を、砂岩および泥質混在岩が上部（100 m以下）を構成する。この内、チャートから砕屑岩への岩相移化は上方粗粒化のシーケンスを示す。これらの岩相と層厚の変化から上月層の基礎層序は、上方粗粒化と上部薄化のシーケンスを示すと見なされる。さらに、このシーケンスは一単元の基礎層序を構成し、この地域では少なくとも6回繰返し露出すると判断できる。なお、個々の基礎層序は50 mから600 m程度の層厚を持ち、変動が著しい。その要因の一つとして、玄武岩・苦鉄質火山砕屑岩の有無が想定される。

3. 10 層序単元の標準化

本節では上記の検討結果を根拠として、近畿地方北部の超丹波帯において包括的に使用できる標準層序単位を提案する。なおIshiga（1990）は、地体構造単位としての超丹波帯についてその下位階層に三つの構造単位（UT1～UT3 unit）を提唱したが、その定義や構成についての明確な説明を避けている。本論ではUT0およびUT1～UT3を、特定の共通する特徴を有する単一あるいは複数の層序単位から構成される垂帯として暫定的に扱うこととする。

上滝コンプレックス（UT0）

篠山地域の上滝層と北摂地域（高槻地区）の島本層は見掛け、塊状砂岩主体の下部とスレート質泥岩優勢の上部から構成され、スレート質泥岩に玄武岩やチャートが極く僅かに挟有されるという点で互いに類似する。（菅森, 2006; Sugamori, 2024）。砂岩のモード組成は両層とも、岩片が乏しく石英長石質のワッケを示しカリ長石に乏しい（菅森, 2006, 2009）という共通する特徴を持つ。このような組成は、後述の氷上コンプレックスのそれと重複する。

層厚は上滝層で650 m程度と予想されるのに対し、島本層でもほぼ同様の500 m程度が見積もられる（第13図のkとnでは縮尺が異なることに注意）。また両層内では、上方に向けて細粒化・薄化するシーケンスが共に復元できるが、むしろ下部と上部は逆の関係にあると判断する方が、スレート質泥岩に玄武岩やチャートが挟在する産状に調和する。つまり柱状図kとn（第13図）は、下位の砂岩優勢部が基礎層序の上部を構成し、その上位のスレート質泥岩優勢部は一層準上位にある基礎層序の下部を構成する関係を示している。この解釈に基づくと、下部のスレート質泥岩優勢部から上部の砂岩優勢部に向けた上方粗粒化・上部厚化シーケンスが復元できる。このように、シーケンスの認定やその繰返しの有無については既述の通り、今なお不確実な点がある。なお詳細は第5章で議論するが、両層の堆積時期は共にアニシアン期中頃に限定できる。

以上の岩相・層序・堆積時期の類似性に基づくと、両

層は互いに対比される同一の層序単位として統合することができる。よって本論では、近年詳細な研究が実施された篠山地域の「上滝コンプレックス」(Sugamori, 2024)を、その標準層序単位の名称として使用する。

氷上コンプレックス(UT1)

層序単位の地理的名称である「氷上」は、広川ほか(1954)が但馬竹田地域を模式地として氷上層を提唱したことに由来する。しかしその後、丹波帯構成層に相当する部分が氷上層から分離され、氷上層そのものも大半が大飯層に対比・編入(Ishiga, 1986)、あるいは大稗層・青垣層の二層に分割(竹村・前川, 2002, 2005; 竹村, 2007)された。結果としてこのことは、模式地において氷上層の存在が消滅したことを意味する。現在のところ、超丹波帯のUT1構成層の名称として氷上層が使用されている(Ishiga, 1986, 1990; 亀高ほか, 2019)のみで、各地域の個別の層序単位に対して氷上層が用いられる例は無い(第12図)。このような状況に鑑み本論では、公式層序単位としての氷上層を破棄し、代わって標準層序単位の名称に限定して「氷上」を使用する。なお先行研究の記述内容に触れる場合は、引用符付きの「氷上層」を用いることとする。

Ishiga (1986, 1990)によって「氷上層」の特徴とされた「石灰質緑灰色砂岩を主体とし泥岩を挟有する」ことが、各地域で慣例的に、「氷上層」に対比する根拠とされた。そこで本論においても基本的にこれを踏襲して、「緑灰色砂岩」を岩相的要素の一つに据え、層序的位置と併用して氷上コンプレックスに区分する根拠とする。つまり氷上コンプレックスは、上滝コンプレックスまたは丹波帯構成層の上位で大飯コンプレックスの下位に位置する、緑灰色砂岩が優勢な層序単位と定義される(なお、局地的ながら僅かにチャートが含まれる)。この観点に基づく氷上コンプレックスに統合し得る層序単位の候補として、東俣コンプレックス(南条地域)・加斗層(大飯地域)・口上林層(綾部地区)・高津層(福知山地区)・味間層(篠山地域)・高槻層(高槻地区)・長尾山層(川西地区)・山崎層(播磨地域)が挙げられる(第12図)。これら全ては一般的に石灰質緑灰色砂岩(長石質-石質ワッケ)が卓越し、スレート質ないし千枚岩質泥岩や砂岩泥岩互層を挟有する。

これらの層序単子を構成する基礎層序を検討する。比較的詳細な柱状図が提示された東俣コンプレックス・口上林層・高津層・高槻層・山崎層(第13図)では、類似する基礎層序の重複が明瞭に認識されるとともに、個々の基礎層序は岩相に基づき下部と上部に二分されることが判る。層厚は、下部の約50～250 mに対し上部は約100～400 mに及んで顕著に厚くなる傾向があるが、基礎層序全体としては比較的一定の層厚(約300～500 m)を有する。前節3.1～3.9で詳述した通り、下部はスレート質-千枚岩質泥岩から構成され部分的にシルト質泥岩

を伴い(山崎層ではスレート質泥岩の下位に珪質泥岩が随伴)、上部は砂岩スレート質泥岩互層および砂岩から構成される。このような岩相の層序的变化(上方粗粒化・上部厚化シーケンス)は、氷上コンプレックスに包括される層序単位における共通の層序的特性として重要な要素である。なお、上方粗粒化・上部厚化シーケンスとして見られる岩相変化は、下位から珪質泥岩、スレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩、砂岩スレート質泥岩互層・砂岩が累重したことに起因し、それ故、初生的な堆積過程を示す根拠が基礎層序に内包されていると言える。

篠山地域の味間層は泥岩ならびに砂岩泥岩互層を挟有する砂岩が主体をなす(栗本, 1993)が、詳細な層序は明らかでない。また、川西地区の長尾山層も同様に層序は明確ではない(Sakaguchi, 1961; 菅森, 2009)。味間層と長尾山層に加え高槻地区の高槻層は後述するように、それぞれの砂岩モード組成が氷上コンプレックスに統合される他の層序単位と異なることが指摘されている(楠・武蔵野, 1991)。しかしながら本論では、砂岩優勢な岩相的特徴と上滝コンプレックスの上位に位置する層序関係に基づいて、味間・長尾山・高槻の三層を氷上コンプレックスに統合可能な層序単位であると判断する。

大飯コンプレックス(UT2)

広川ほか(1957)によって提唱された大飯層の地理的名称は、福井県大飯町(現おおい町)を模式地としたことに由来する。「氷上層」と同様に大飯層は、Ishiga (1986, 1990)および亀高ほか(2019)によって超丹波帯のUT2 unit構成層の名称として使用され、大飯地域を除くと各地域の個別の層序単位に対して用いられた例は無い(第12図)。本論では広川ほか(1957)の大飯層の定義を踏襲して、標準層序単位の名称にも「大飯」を使用する。「氷上層」と同様に先行研究の記述内容に触れる場合は、引用符付きの「大飯層」と表記する。

「大飯層」(広川ほか, 1957)の岩相的特徴である「チャートと砂岩を挟有する黒色スレート質-千枚岩質泥岩」は大飯コンプレックスを定義する重要な要素である。また大飯コンプレックスの層準は、「下位の氷上コンプレックスと上位の上月コンプレックスの間」に位置する。このため、これと共通あるいは類似する特徴を持つ層序単位は大飯コンプレックスに統合できる。その候補は、牧谷コンプレックス(南条地域)・堅海層(赤礁埼地域)・大飯層(大飯地域)・淵垣層(綾部地区)・榎原層(福知山地区)・青垣層(但馬竹田地域)・柏原層(篠山地域)・山下層(北摂地域)・三日月層(播磨地域)が挙げられる(第12図)。これらは全て上記の岩相的・層序的特徴を共有し、一部でチャート・珪質泥岩を随伴するスレート質ないし千枚岩質泥岩を主体とし、砂岩スレート質泥岩互層を挟有する。

これらの層序単位の内、比較的詳細な柱状図が提示さ

れた牧谷コンプレックス・榎原層・柏原層・三日月層で、基礎層序を検討する。これらの柱状図(第13図b, h, m, q)ではどの層序单元内でも、同様の特徴を持つ基礎層序が重複することが明白である。また、個々の基礎層序は岩相により下部と上部に二分される。層厚は、下部の約200～400 mに対し上部は100 mにも満たず、明らかに下部が卓越する。基礎層序全体としては比較的一定の層厚(約300～400 m)を有する。前節3.1～3.9で述べた通り、下部では下位からチャート、珪質泥岩、スレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩が累重し、上部は砂岩スレート質泥岩互層および砂岩から構成される。堅海層(第13図c)と青垣層(第13図j)の柱状図では、単一の基礎層序のみが示されていると判断できる(他の柱状図と縮尺が異なることに注意)。このような上方に粗粒化するシーケンスは氷上コンプレックスでも確認されるが、下部の基底にチャートが位置することと、上部の層厚が極めて薄く上部薄化のシーケンスを示す点が、氷上コンプレックスとは異なる。なお、上方粗粒化シーケンスが下位から順に累重するチャート、珪質泥岩、スレート質-千枚岩質泥岩・シルト質泥岩、砂岩スレート質泥岩互層・砂岩で構成されることから、基礎層序に初生的な堆積過程を示す根拠が内在すると言える。

十倉層・大稗層(UT2)

既述の通り十倉層と大稗層は、木村(1988)と竹村・前川(2005)によってIshiga(1986, 1990)の大飯層から分離され、独立の層序单元として提唱された。下部で砂岩ないし砂岩優勢互層が卓越し上部で泥岩優勢互層・葉理質黒色泥岩やシルト質泥岩が優勢となる上方細粒化・上部薄化のシーケンス(第13図e)が見られる点で、両層は互いに類似する。また、チャートを含まないことも共通する特徴である。さらに両層は、顕著な剪断を被っておらず構造変形による層序の重複は無いと考えられていることから、上方細粒化・上部薄化シーケンスからなる単一の基礎層序(層厚1,000 m前後)によって構成されると判断できる。このような特徴は他の標準層序单元(コンプレックス)から識別される要素であり、十倉層・大稗層以外では確認されていない。今後、同様の層序单元が見出されるかもしれないが、現状では十倉層と大稗層は互いに対比可能な層序单元であり、大飯コンプレックスに随伴してUT2を構成すると見なす。

上月コンプレックス(UT3)

層序单元の地理的名称である「上月」は、猪木・弘原海(1980)が兵庫県佐用町上月を模式地として上月層を設定したことに由来する。個別の層序单元としての上月層は模式地周辺の佐用-上郡地区のみで使用されているのに対し、Ishiga(1990)および亀高ほか(2019)は超丹波帯のUT3 unit構成層の名称として使用したのみで、各地域の個別の層序单元に対して用いられた例は無い(第12図)。本論では猪木・弘原海(1980)の上月層の定義を踏襲して、

標準層序单元の名称にも「上月」を使用する。

「上月層」(猪木・弘原海, 1980)の岩相的特徴である「苦鉄質火山岩・石灰岩・チャート・砂岩を包有するスレート質-千枚岩質泥岩」と「超丹波帯内で最上部に位置」する層序的特徴は、上月コンプレックスを定義する要素である。上月コンプレックスに統合することができる岩相的・層序的特徴を持つ層序单元は「上月層」(佐用-上郡地区)の他に、石場層(大飯地域・福知山地区)・口八代コンプレックス(但馬竹田地域)・国崎コンプレックス(北摂地域)が候補として挙げられる(第12図)。これらの層序单元の内、石場層と「上月層」の柱状図が提示されるので、それらの基礎層序を以下のように検討する。

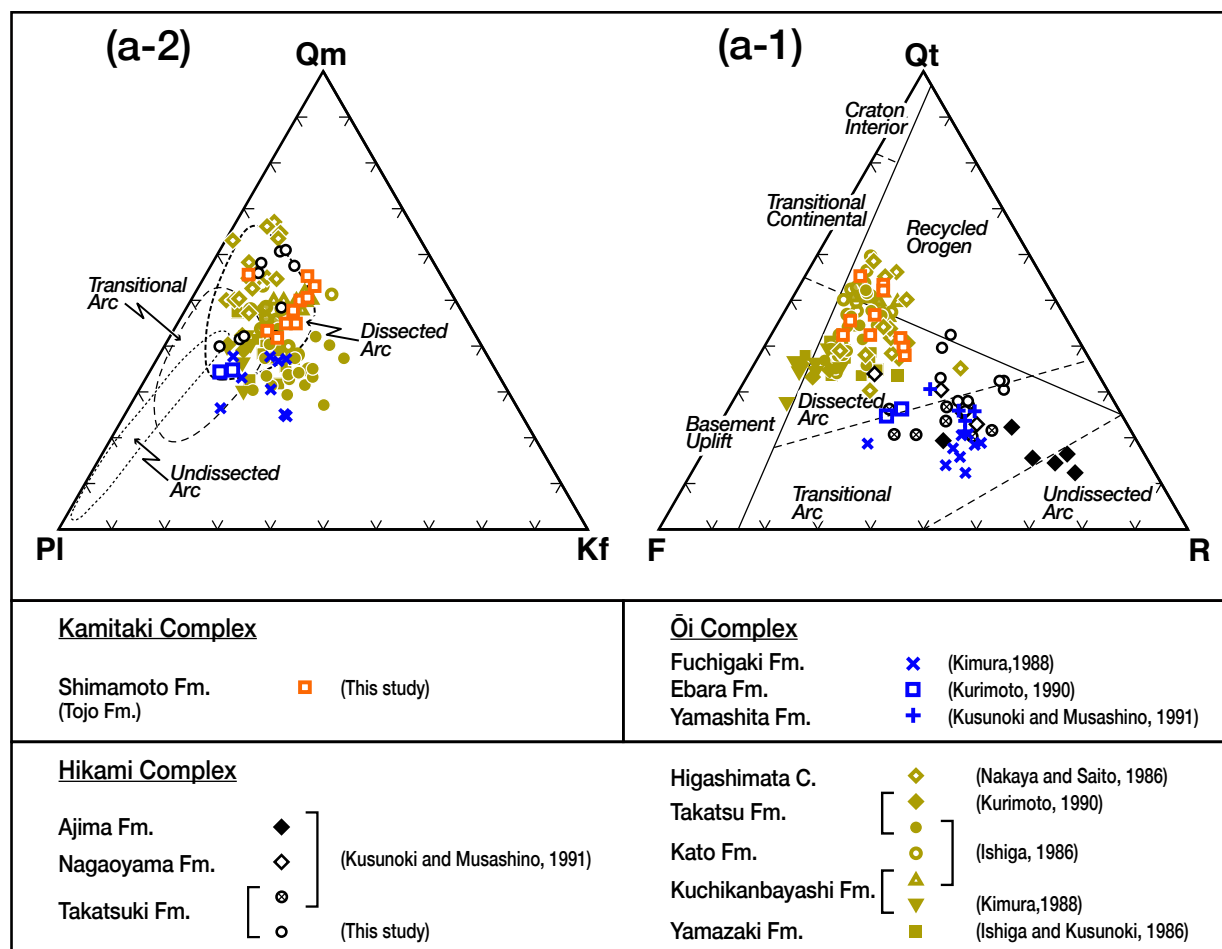
石場層の露出は狭く限られているため部分的であるが下位から、石灰岩岩塊を包有する苦鉄質火山岩と砂岩の岩塊を含む泥質混在岩、チャート、砂岩、千枚岩質泥岩などが順に累重する、層厚150 m程度の基礎層序で構成される(第13図i)。「上月層」の基礎層序は下位から、玄武岩・苦鉄質火山碎屑岩、チャート、赤色-灰色珪質泥岩、スレート質-千枚岩質泥岩、泥質混在岩の順で構築される傾向が認められる(第13図r)。両層の基礎層序には、混在化の程度やそれが含まれる層準に差異があるものの、下位層準に苦鉄質火山岩やチャートなどの海洋性岩石が、また上位層準で砂岩・千枚岩質泥岩などの陸源碎屑岩が卓越する層序的特性が共通して認められる。「上月層」の層厚については、下部(海洋性岩石)と上部(陸源碎屑岩)でそれぞれ100～200 m程度(最大500 m)と70～150 m程度で顕著な差は無いが、単一の基礎層序としては150～400 mの範囲で変動する。石場層の基礎層序においても、その層厚はこの範囲に収まっている(柱状図の縮尺が両者で異なることに注意)。

上月コンプレックスを構成する基礎層序で見られる上述の岩相移化(上方粗粒化のシーケンス)は、苦鉄質火山岩とそれを覆った赤色珪質泥岩あるいは大洋底に堆積したチャートとその上位に累重した陸源性の碎屑岩によって示される、初生的な堆積過程を示唆するものである。

4. 砂岩の岩石学的特徴

これまで超丹波帯の認定や存否を検討する際に、緑灰色砂岩の存在が重要な判断要素の一つとして経験的に扱われてきた(Ishiga, 1986, 1990)。またこの観点から、緑灰色砂岩のモード組成や化学組成の分析、さらにそれらの統計学的解析に基づいて、超丹波帯と後背地・供給源との関連性も議論された(楠・武蔵野, 1990, 1991; 楠, 1992, 2012)。本章では、緑灰色砂岩の岩石学的特徴について先行研究の成果を総括し、標準層序单元ごとの砂岩の類似性や差異について、改めて検討する。

各層序单元における砂岩の特徴を明らかにするため、主要な先行研究で報告されたモード組成を三角図として



第 14 図 超丹波帯における砂岩の分類と造構場の判別

(a) 全ての砂岩を表示したQt-F-RおよびQm-PI-Kf三角図。造構場の区分については、a-1はDickinson *et al.* (1983)、a-2はDickinson and Suczek (1979)に基づく。(b-d) 標準層序单元ごとのQt-F-R、Qm-PI-KfおよびQp-PI-Kf三角図。Qt: 単結晶石英と多結晶石英、Qm: 単結晶石英、Qp: 多結晶石英、F: 長石、PI: 斜長石、Kf: カリ長石、R: 岩片。

Fig. 14 Classification and tectonic discrimination of the sandstones in the Ultra-Tamba Belt

(a) Triangular Qt-F-R and Qm-PI-Kf plots of all sandstones. Provenance division is referred to Dickinson *et al.* (1983) for a-1 and Dickinson and Suczek (1979) for a-2. (b-d) Triangular Qt-F-R, Qm-PI-Kf and Qp-PI-Kf plots of each standardsrd complex. Qt: total quartz, Qm: monocrystalline quartz, Qp: polycrystalline quartz, F: feldspar, PI: plagioclase, Kf: K-feldspar, R: rock fragments.

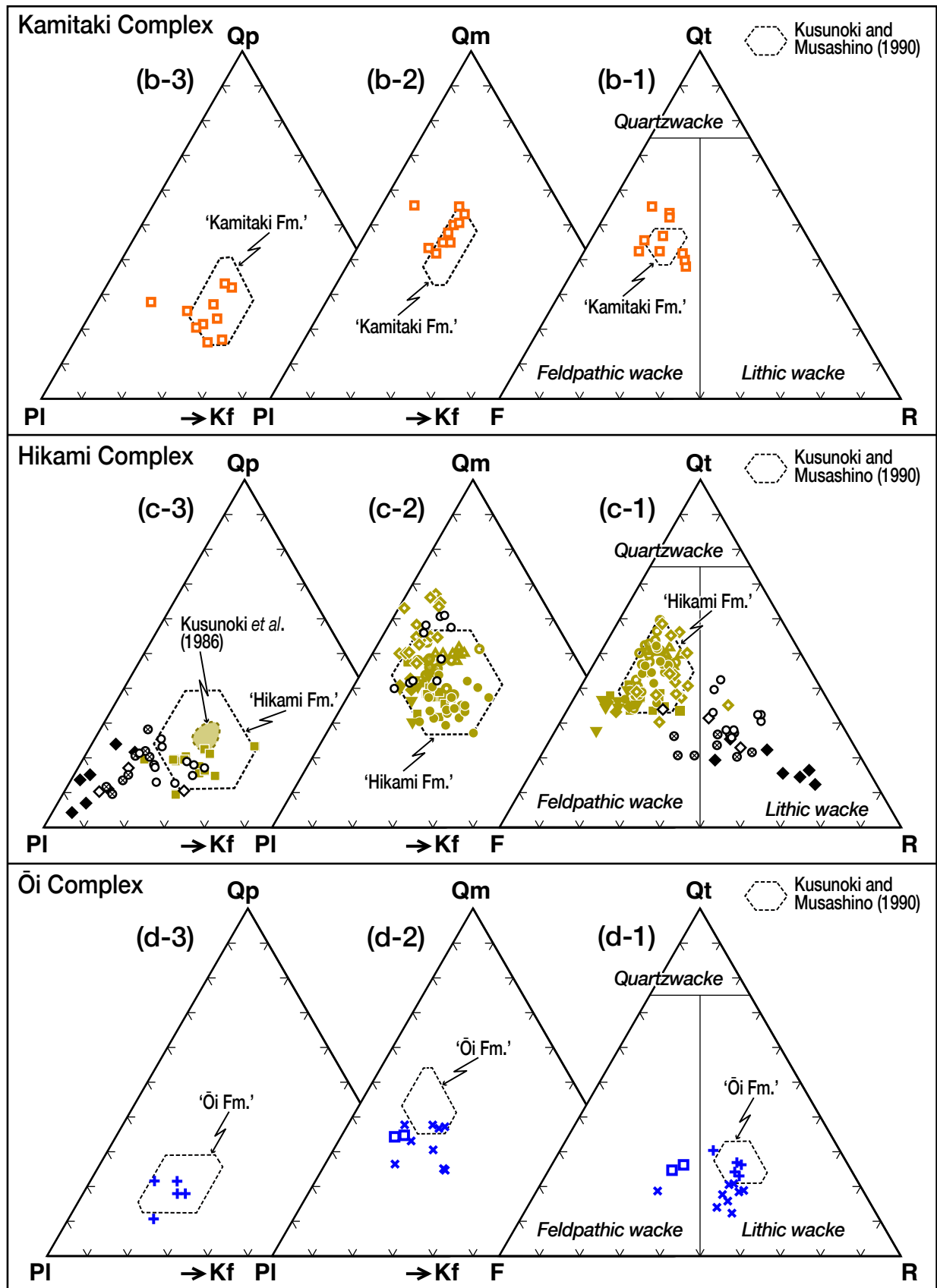
揭示する(第14図)。なお本章で扱う砂岩の記載内容は、第2章で各層序单元ごとに引用した文献に基づくので、一部を除き特段の必要が無い限り引用を省略する。また一部の砂岩については、新たな測定値(第1表)を加える。

4. 1 総体的な特徴

まず、砂岩を総体として見た場合の岩石学的特徴を記述する。基質量は層序单元の違いに関わらずおよそ20～35%(最大45%程度)に達するので、全ての砂岩はワッケに分類される。これは幾つかの先行研究において、砂岩の多くが不淘汰であると報告されたことに調和する。モード組成については、石英・長石・岩片を端成分と

する三角図(Qt-F-R、Qm-PI-Kf、Qp-PI-Kf)に表現する。なお三角図の作成にあたっては、先行研究で掲載された図を用いるが、モード組成の測定結果が表記されている場合はそれらの値から改めて三角図を作成した。

全ての砂岩はQt-F-R三角図において、単結晶石英と多結晶石英の和(Qt)が長石(F)と等量となる直線の上下15～20%程度の範囲内で岩片(R)が10～75%の領域に広く分散する(第14図a-1)。この領域の大部分は、砂岩の供給源として火成弧(magmatic arc: Dickinson *et al.*, 1983)に判別される。一方、石英成分を単結晶石英(Qm)としたQm-PI-Kf三角図では、カリ長石(Kf)が40%以下であるのに対し、単結晶石英(Qm)と斜長石(PI)がそれ



第14図 続き

Fig. 14 Continued

第1表 北摂地域（高槻地区）における東条層および高槻層の砂岩モード組成

Table 1 Modal compositions of sandstones of the Tojo and the Takatsuki formations in the Hokusetsu area (Takatsuki division)

Unit (Sample No.)	Quartz		Feldspar		Lithic fragment	Heavy mineral	Matrix	Total	
	mono-Q	poly-Q	Kf	Pl					
Tojo Fm.	(VII-03)	18.8	4.0	8.0	12.6	16.4	0.0	40.2	100.0
	(VIII-03)	19.4	8.6	8.0	17.4	8.0	0.0	38.6	100.0
	(XI-02)	23.6	7.1	9.8	13.7	11.2	0.2	34.3	99.9
	(XII-05)	26.0	10.9	10.7	12.3	7.0	1.2	31.8	99.9
	(XII-07)	24.6	9.9	8.7	11.3	10.3	1.0	34.3	100.1
	(XIII-01)	15.9	7.4	8.0	11.6	15.3	0.0	41.8	100.0
	(XIII-03)	25.4	5.2	10.7	13.9	18.1	0.4	26.4	100.1
	(XXII-01)	20.3	6.8	9.1	15.7	12.1	0.6	35.4	100.0
	(XXII-02)	22.1	7.8	10.8	20.1	9.6	0.4	29.3	100.1
	(XXIII-04)	25.0	7.7	3.6	16.2	10.3	0.6	36.7	100.1
Takatsuki Fm.	(II-14)	14.5	2.2	4.0	6.6	27.3	0.0	45.4	100.0
	(VI-13)	14.0	3.4	2.2	7.8	26.4	1.8	44.4	100.0
	VII-04)	10.7	4.2	2.8	13.3	24.2	0.2	44.6	100.0
	(VIII-01)	15.6	1.5	3.0	7.0	25.0	0.8	47.1	100.0
	(VIII-02)	17.6	2.9	3.1	10.8	17.3	0.6	47.6	99.9
	(XI-04)	10.9	4.7	3.5	11.8	24.6	1.0	43.6	100.1
	(XII-01)	11.2	2.4	3.8	11.6	23.6	0.6	46.7	99.9
	(XII-04)	20.3	3.0	4.2	8.8	18.7	0.0	45.0	100.0
	(XVI-04)	11.9	3.6	5.6	10.7	23.4	0.3	44.6	100.1
	(XXIII-02)	17.8	3.3	6.7	12.4	23.5	0.0	36.3	100.0

ぞれ25～70%と25～60%の領域を占めることが判る(第14図a-2)。このようなモード組成(単結晶石英と斜長石が比較的多く、カリ長石は乏しい)は、開析された火成弧(dissected magmatic arc)に起源を持つ砂岩の特徴とされる(Dickinson and Suczek, 1979)。なお、楠・武蔵野(1991)による味間層・長尾山層・高槻層では単結晶石英の測定値が公表されていないので、これらの砂岩の分布は第14図a-2に表示できない。

4.2 標準層序单元ごとの特徴

上滝コンプレックス

篠山地域の上滝層と高槻地区の島本層が上滝コンプレックスに含まれる。ここで‘上滝層’砂岩の組成領域として、楠・武蔵野(1990)によって求められた平均値に対する標準偏差の範囲を用いる。島本層については第2.7節で記述したように、岩相・層序的位置・分布範囲が東条層にほぼ一致することから、測定値として東条層の砂岩を使用する。これは、東条層の記載(中江, 1987)の基になった未公表資料を改めて提示するものである(第1表)。

両層の砂岩とも、中粒-粗粒で石灰質・緑灰色を呈し岩片が10～30%程度と乏しいことから、Qt-F-R三角図上で長石質ワッケに分類される(第14図b-1)。また長石は石英より少ない傾向にあり、石英成分を単結晶石英(Qm)としたQm-Pl-Kf三角図(第14図b-2)と多結晶石英(Qp)としたQp-Pl-Kf三角図(第14図b-3)から、カリ長石

より斜長石に富むことが読み取れる。この傾向は、カリ長石と斜長石の比率(以降、カリ長石/斜長石比またはKf / Plと表記)が $Kf / Pl \approx 0.22 \sim 0.82$ となることから示される($Kf / Pl < 1$ の場合、カリ長石が少ない)。どの三角図においても島本層(東条層)砂岩の組成領域は‘上滝層’砂岩の組成領域(楠・武蔵野, 1990)を内包あるいは大半が重複しており、モード組成の観点から両層の砂岩は同質と判断できる(中江, 1987; 楠・武蔵野, 1990)。

氷上コンプレックス

氷上コンプレックスに含まれる層序単元の砂岩モード組成は、以下の先行研究による。東俣コンプレックス(南条地域: 中屋・斉藤, 1986)、加斗層(大飯地域: Ishiga, 1986)、口上林層(綾部地区: Ishiga, 1986; 木村, 1988)、高津層(福知山地区: Ishiga, 1986; 栗本, 1990)、山崎層(播磨地域: 石賀・楠, 1986)、味間層(篠山地域: 楠・武蔵野, 1991)、長尾山層(川西地区: 楠・武蔵野, 1991)、高槻層(高槻地区: 楠・武蔵野, 1991)。なお、中江(1987)に使用された高槻層の未公表資料(第1表)も本研究として加える。

氷上コンプレックスには、細粒～極粗粒・石灰質で緑灰色を呈し、カリ長石に乏しく、岩片として珪長質火山岩・花崗岩が多く安山岩・堆積岩が少ない、などの特徴が共通する砂岩が含まれる(上記の他、梅田, 1987; 楠・武蔵野, 1990)。しかし、岩片量は層序単元別に見ると大きな違いがある。Qt-F-R三角図上において、東俣コンプレックス・加斗層・口上林層・高津層・山崎層は岩片

が10～30%程度と乏しく石英と長石は共に30～60%程度含まれる長石質ワッケに、また味間層・長尾山層・高槻層（一部は長石質ワッケに含まれる）は岩片が30～75%程度で多く石英と長石は共に10～50%程度の石質ワッケに、それぞれ分類される（第14図c-1）。さらに、長石質ワッケに分類される前者の砂岩が中粒～粗粒なのに対し、石質ワッケに分類される後者の砂岩は細粒～中粒という、粒度の差がある。両者の区別は既に、楠・武蔵野（1991）および楠（1992）によるクラスター解析の結果からも指摘されており、前者の砂岩（長石質ワッケ）は‘氷上層’であり、後者の砂岩（石質ワッケ）は‘大飯層’に近縁であるとされた。

次に斜長石とカリ長石について、Qm-Pl-Kf三角図およびQp-Pl-Kf三角図を見てみる。ここで二種の三角図を掲載するのは、単結晶石英または多結晶石英のどちらを石英成分とするかが、先行研究によって異なるからである。つまり、前者のうち山崎層を除く東保コンプレックス・加斗層・口上林層・高津層では単結晶石英を、後者(楠・武蔵野, 1991)による味間層・長尾山層・高槻層)では多結晶石英を、それぞれの石英成分としている。なお、石賀・楠 (1986) による山崎層と本研究による高槻層では、単結晶石英と多結晶石英の測定値が公表されているので、両方の三角図に表示する。

前者の砂岩(長石質ワッケ)では、単結晶石英(30 ~ 70 %)が相対的に多くカリ長石(40 %以下)より斜長石(30 ~ 50 %)に富むことが、 Q_m - Pl - Kf 三角図に示される(第14図c-2)。 Q_p - Pl - Kf 三角図には山崎層の他、大飯地域・綾部地区・福知山地区の氷上コンプレックス砂岩について楠ほか(1986)が測定したモード組成(平均値)の分布領域も併せて表示する。これらの砂岩では、多結晶石英の含有量(10 ~ 30 %)は単結晶石英の半分以下となるが、カリ長石/斜長石比の変化($Kf / Pl \approx 0.25 \sim 1.31$)は然程大きくない(第14図c-3)。つまり、砂岩の大半は楠・武蔵野(1990)による‘氷上層’砂岩の組成領域内にほぼ収まる。

一方、後者の砂岩（石質ワッケ）では既述した通り、Qt-F-R三角図において岩片（30～75%）が多く石英（10～45%）と長石（10～50%）がほぼ等量となる傾向が示される。しかし詳細に見ると、高槻層・長尾山層と味間層では砂岩の組成領域がやや異なる。これら三層の領域は部分的に重複し合うが、岩片は味間層で多く高槻層・長尾山層で少ない。また石英は味間層で少なく高槻層・長尾山層で多い（第14図c-1）。Qm-Pl-Kf三角図とQp-Pl-Kf三角図では、カリ長石はそれぞれ20%以下と30%以下で少なく、斜長石はそれぞれ30～50%と50%以上で多くなる特徴が見られる（第14図c-2, c-3）。「氷上層」砂岩（楠・武蔵野, 1990）との比較では、本研究による高槻層砂岩の多くはQm-Pl-Kf三角図・Qp-Pl-Kf三角図とも「氷上層」砂岩の組成領域内にほぼ収まるのに対し、楠・

武蔵野 (1991) の高槻層・長尾山層・味間層は Qp-Pl-Kf 三角図でこの組成領域には重ならない。これは、上記三層 (楠・武蔵野, 1991) が斜長石に著しく富むためである。ただし既述の通り、楠・武蔵野 (1991) にはこれら三層の単結晶石英の測定値が公表されていないため、Qm-Pl-Kf 三角図上で '氷上層' 砂岩と同質か否かの判断ができない。ところで Qp-Pl-Kf 三角図 (第 14 図 c-3) では、楠・武蔵野 (1991) が示した砂岩モード組成は高槻層・長尾山層・味間層が非常に類似した領域 (斜長石に著しく富む) を占めるのに対し、本研究による高槻層砂岩は斜長石がやや少なくカリ長石に富む傾向がある。そのため、本研究の高槻層砂岩はごく一部でしか楠・武蔵野 (1991) の高槻層砂岩と重複せず、むしろ '氷上層' 砂岩 (楠・武蔵野, 1990) の領域に重なる。なお、カリ長石/斜長石比は次の通りである。味間層 ($Kf / Pl \cong 0.03 \sim 0.14$) と長尾山層 ($Kf / Pl \cong 0.08 \sim 0.19$) が相対的に低く、高槻層 ($Kf / Pl \cong 0.21 \sim 0.61$) で最も高くなる。井内ほか (1987) には高槻層の Qm-Pl-Kf 三角図は提示されていないが、「石英に乏しい鉱物組成」が図示され、「カリ長石、斜長石がほぼ等量に含まれる」との記述も見られる。仮にこれに従うなら、第 14 図 c-2 に示された高槻層の領域と若干異なり、三角図の中心付近よりやや下方 (Pl-Kf 辺) に偏った範囲に位置することが予想される。

大飯コンプレックス

大飯コンプレックスに統合される層序単元の砂岩は、石灰質・緑灰色の長石質から石質のワッケで、カリ長石より斜長石に富むなどの共通性を有する。また岩片では、珪長質火山岩や安山岩が多く堆積岩も含まれる他、僅かであるが苦鉄質火山岩が見られるのが特徴である (Ishiga, 1986; 木村, 1988; 楠・武蔵野, 1990; 菅森, 2009)。他の多くの砂岩と異なり、細粒-中粒であることが相違として挙げられる。

ここで検討対象としたのは、淵垣層(綾部地区)・榎原層(福知山地区)・山下層(川西地区)の砂岩であり、モード組成として、淵垣層は木村(1988)、榎原層は栗本(1990)、山下層は楠・武蔵野(1991)に基づいた。これらの砂岩は上記の共通性以外に次の特徴が認められる。

Qt-F-R三角図およびQm-Pl-Kf三角図では、楠・武蔵野(1990)が示した‘大飯層’砂岩の組成領域と重なる部分もあるが、半分あるいは大半が大きく外れることが判る(第14図d-1, d-2). 淵垣層砂岩は石英(10~30%)に乏しく岩片(30~55%程度)に富むため1試料を除き石質ワッケに分類され、榎原層砂岩は岩片(30%前後)が少なく長石(45%前後)にやや富むことから長石質ワッケと判定される(第14図d-1). さらに両層は、カリ長石(15~30%)より斜長石(40~60%)に富んでいる(第14図d-2). このような組成のため両層の砂岩は、‘大飯層’砂岩から離れた領域に分布する。これらに対し山下層砂岩は、淵垣層・榎原層より長石にやや乏しい傾向がある。

(第14図d-1)。またQp-Pl-Kf三角図から、多結晶石英とカリ長石に乏しく斜長石に富む特徴が認められる(第14図d-3)。しかしながら、山下層から単結晶石英の含有量が報告されていない(楠・武蔵野, 1990)ため、淵垣層・榎原層との比較を三角図上で図化することができない。斜長石/カリ長石比は、淵垣層($Kf/Pl \approx 0.29 \sim 0.69$)、榎原層($Kf/Pl \approx 0.23 \sim 0.31$)、山下層($Kf/Pl \approx 0.23 \sim 0.58$)となるので、あまり大きな違いは無いと言える。

このように、大飯コンプレックスに属する砂岩のモード組成は‘大飯層’砂岩(楠・武蔵野, 1990)より広範な領域に広がることが判明した。これに基づくと、‘大飯層’砂岩の組成領域は大飯コンプレックス砂岩の組成領域の一部として扱うべきである。

上月コンプレックス

上月コンプレックスに統合される層序单元において、砂岩の詳細な岩石学的記載がなされた例は多くない。このような状況で、福知山地区の石場層と川西地区の国崎コンプレックスの砂岩は緑灰色・中粒-粗粒の石質ワッケとの記述(菅森, 2009)が見られ、また佐用-上郡地区の上月層砂岩については、モード組成として石英と斜長石が等量でカリ長石が乏しい石質ワッケ(楠, 1992)であると判断できる。

4.3 標準層序单元間での比較

前節で、各標準層序单元ごとの砂岩についてモード組成の特徴をまとめた。本節ではこれを踏まえ、層序单元間でモード組成を比較することによって砂岩の類似性あるいは相違点を検討する。

砂岩のモード組成はその後背地を含めた堆積過程を反映するため、堆積環境(造構場)の特徴を表すという考え方(Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983)が広く受け入れられている。ただしここで留意しなければならないのは、砂岩の組成的特徴は表面的には岩相として現れ岩相区分の基準になり得るが、時空分布を特定する情報を持たないことから、必然的に層序区分の直接的な根拠とはならない点である。楠・武蔵野(1991)は砂岩のモード組成が類似する要因として、(1)同時代かつ同質である、(2)同時代でないが同様のイベントで同質になる、(3)再堆積によって同質になる、(4)後背地の段階的削剥によって近接の時代の砂岩が同質になる、を挙げた。つまり、モード組成の類似性は後背地や堆積過程との関連を示すものである。さらにもう一つ、考慮しなければならない問題がある。モード組成の測定には多くの場合point-counting法が用いられる。簡便であるため最もよく採用される方法であるが、これには統計学的誤差の他に測定者固有の人的誤差や粒度変化による岩片の評価問題が少なからず生じる。これらを解消するためには、標準試料による測定者間の測定値補正や粒度の影響を小さくするGazzi-Dickinson法(Ingersoll *et al.*, 1984)を

導入する必要がある。しかしながら、先行研究における測定ではこれらの対策が講じられていない。そのためこれ以降の議論では、測定値やモード組成にある程度の誤差が内在することを、予め考慮しなければならない。

島本層(東条層:中江, 1987;本研究)と‘上滝層’(楠・武蔵野, 1990)の組成領域はおおよそ一致しており(第14図b-1, b-2, b-3)、両層を含めた上滝コンプレックスを氷上コンプレックスと比較すると、‘氷上層’の組成領域(第14図c-1, c-2, c-3)に重なることが読み取れる。上滝コンプレックスと‘氷上層’では、砂岩の基質量や岩片の特徴(珪長質火成岩と花崗岩が優勢)が類似することから両者が互いに岩相對比できると結論され(楠・武蔵野, 1990)、さらにクラスター解析の結果に基づき、両層の砂岩には極めて高い相関関係があることが示された(楠, 1992)。このことは、層序的上下関係にある上滝コンプレックスと氷上コンプレックスが岩石学的に同質の砂岩を有することを示しており、これはモード組成の類似要因の(2)と(4)に関連した事象を示唆するものである。

氷上コンプレックスと大飯コンプレックスでは、楠・武蔵野(1990)による‘氷上層’と‘大飯層’の砂岩組成が岩片の含有量において大きく異なるため、Qt-F-R三角図での領域は十分に乖離している(第14図c-1, d-1)。岩片では両者とも珪長質火山岩が卓越するが、‘氷上層’(ならびに口上林層)では花崗岩を多く含むのに対し、‘大飯層’(ならびに淵垣層)では花崗岩は少なく安山岩と堆積岩が比較的多く含まれる、という違いがある。このことから、両者の後背地や堆積場は異なると考えられた(木村, 1988; 楠・武蔵野, 1990)。

前節で述べたように、淵垣層・榎原層・山下層を含む大飯コンプレックスの砂岩組成は多様で、淵垣層と榎原層の領域は楠・武蔵野(1990)の‘大飯層’より広範である(第14図d-1, d-2)。この拡張された大飯コンプレックス砂岩の組成領域は、氷上コンプレックスの石質ワッケの内、特に本研究と楠・武蔵野(1991)による高槻層・長尾山層の砂岩組成領域(第14図c-1)におおよそ重なるだけでなく、一部の味間層砂岩も含む。さらに、大飯コンプレックス砂岩と高槻層・長尾山層・味間層の砂岩は岩片の岩石種として珪長質火山岩が卓越し安山岩を含む点で類似しており、花崗岩の岩片を比較的多く含む‘氷上層’砂岩とは異なる。楠・武蔵野(1991)と楠(1992)のクラスター解析から得られた結果は、‘大飯層’砂岩(楠・武蔵野, 1990)は味間層・長尾山層・高槻層の砂岩、さらに佐用-上郡地区の上月層の砂岩との間に高い相関があり、近縁であることを示した。よって、これらの砂岩を互に対比することは岩石学的に可能である。しかしながら、層序单元全体の岩相的特徴の相違(淵垣・榎原・山下の三層は泥質岩優勢、高槻・長尾山・味間の三層は砂岩優勢)と層序的な上下関係に基づくと、層序対比できないことは明白である(同一单元ではない)。

繰返しになるが、氷上コンプレックスの砂岩は石英と岩片の量によって二分される。ところが、石英と長石の量比がほぼ一定であることを考慮すると、氷上コンプレックス全体として砂岩組成は連続的に変化すると解釈が成り立つ(第14図c-1)。一般的に、粒度差に起因して砂岩組成に系統的な偏りが発生することが従来から指摘されている(Ingersoll *et al.*, 1984; 公文ほか, 1992)。例えば、同一層準あるいは単層の砂岩から試料を採取しても、粒径の増大と岩片量の増加には正の相関が見られる(Shiki, 1961; Gazzi, 1966)。高槻層においても同様に、岩片量は粒度が小さくなるに連れ減少することが、井内ほか(1971)によって報告された。その要因として、河川などで流下する碎屑物中の粗粒な岩片が運搬の過程で分解されより細かな鉱物粒子に分離されることが、挙げられる。しかしQt-F-R三角図において氷上コンプレックスの砂岩をこの観点から見ると、味間層・長尾山層・高槻層(細粒砂岩が多い石質ワッケ)から、東俣コンプレックス・加斗層・高津層・口上林層・山崎層(粗粒砂岩が卓越する長石質ワッケ)に向けて、岩片量が減少すると判断せざるを得ず(第14図c-1)、上記の一般的な経験則とは真逆の結果を得ることになる。つまりこの矛盾は、砂岩の供給源は単一でなく少なくとも二つ存在した可能性を暗示する。楠・武蔵野(1991)および楠(1992)によるクラスター解析が示した氷上コンプレックス砂岩の近縁性(長石質ワッケ≡上滝コンプレックス砂岩、石質ワッケ≡大飯コンプレックス砂岩)と、氷上コンプレックスに供給源の異なる二種類の砂岩が存在した可能性は、互いに相反するものではない。ところでQp-Pl-Kf三角図で比較すると、石質ワッケと長石質ワッケの組成は僅かながら重複範囲を伴い、多結晶石英とカリ長石の含有比を一定に保ちながら斜長石が増減する変動が認められる(第14図c-3)。この変動には連続性があり明確な境界を設定するのは困難である。

既に何度か触れたが、楠・武蔵野(1991)と楠(1992)はクラスター解析に基づいて、‘上滝層’(非丹波層群a層。表記は楠・武蔵野, 1991による)とその上位層準に位置する味間層・長尾山層・高槻層(非丹波層群b層)に一括。表記は楠・武蔵野, 1991による)について、それぞれの砂岩の帰属を考察した。その結果は、a層とb層はそれぞれ‘氷上層’ならびに‘大飯層’に近縁であり、互いに異なる後背地に起源を持つことを示した。彼らのこの結論は本論の議論に矛盾するものではない。a層が‘氷上層’に近縁であることは、a層は‘上滝層’そのものであり上滝コンプレックスの構成層である。それ故、両者の砂岩が同質であるのは当然の帰結である(第14図b, cを参照)。一方、‘大飯層’を含む大飯コンプレックスとb層は層序的に上下の関係にあるが、それらの砂岩は同質(第14図c, dを参照)である。これらのことは、a層の砂岩とこれに同質な‘氷上層’砂岩は上滝コンプレックスとその上位の

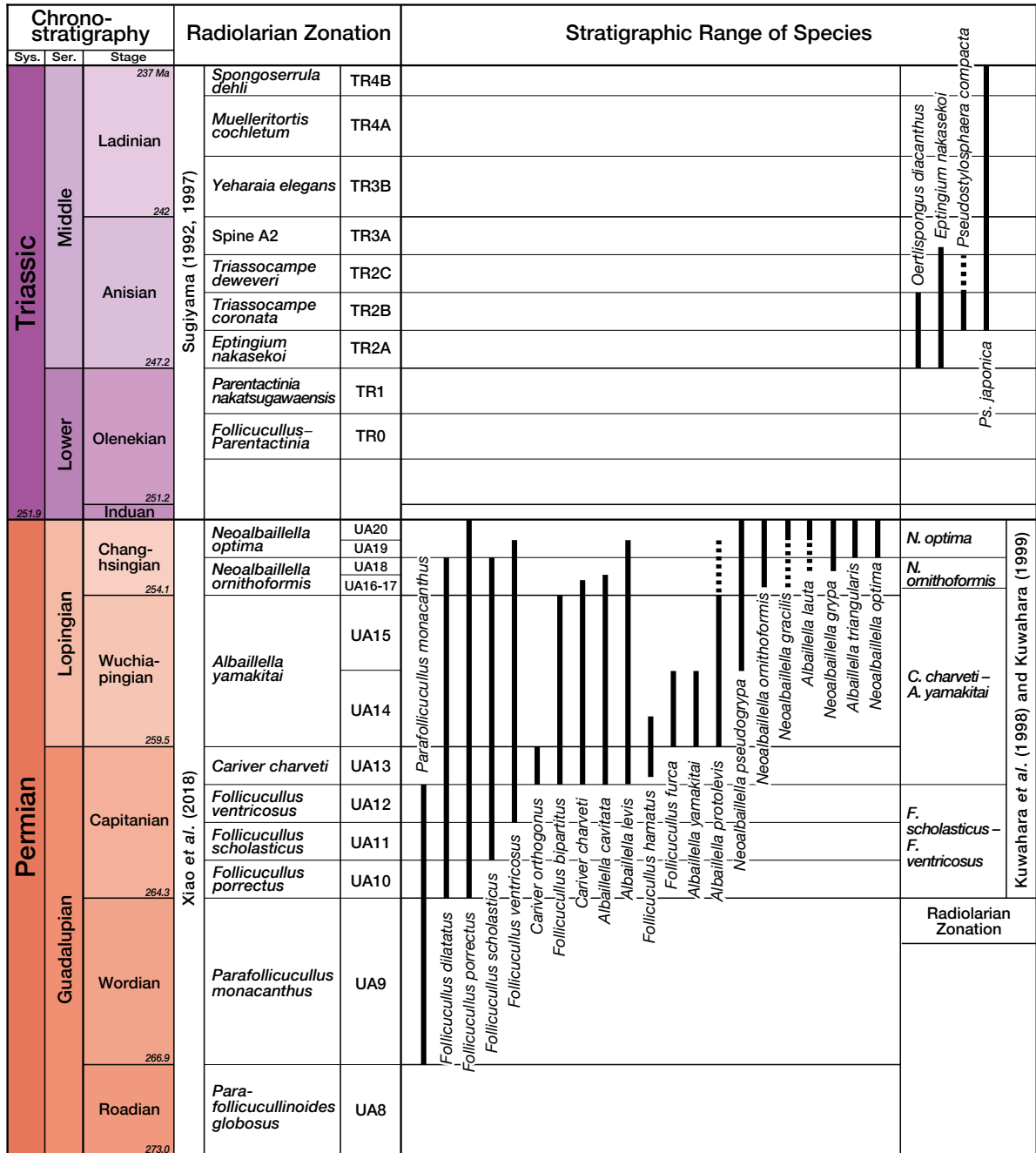
氷上コンプレックスに、またb層の砂岩とこれに同質な‘大飯層’砂岩は氷上コンプレックスとその上位の大飯コンプレックスに、それぞれ含まれることを示す。氷上コンプレックスの分布を見ると、‘氷上層’砂岩を含む長石質ワッケ(東俣・加斗・口上林・高津・山崎の各層)は北部から北東縁(第1図中のFig. 2a, 4, 5, 9)に、また‘大飯層’砂岩に同質な石質ワッケ(味間層・長尾山層・高槻層・非丹波層群b層)は南部ないし南東部(第1図中のFig. 7, 8)から得られ、両者は地理的に明確に隔たっている。このような砂岩の分布と層準は、氷上コンプレックスの堆積時に起源が異なる二種の砂岩が同時に流入したことを示唆するものである。

以上の検討を整理すると次のようになる。(1)氷上コンプレックスの砂岩は長石質ワッケと石質ワッケに分類されるが、両者には組成的な連続性が見られる。(2)上滝コンプレックスの砂岩と氷上コンプレックスの長石質ワッケは同質で近縁である。(3)氷上コンプレックスの石質ワッケと大飯コンプレックスの砂岩は同質で近縁である。これらの結論は、砂岩の岩相的特徴(モード組成)とそれが含まれる標準層序单元が、必ずしも一致しないことを暗示する。

5. 放散虫化石に基づく時代論

超丹波帯ではこれまでに、ペルム紀に生息期間を持つAlbaillellaria放散虫が普遍的に見出され、それと同時にLatentifistularia放散虫も比較的多く産出している。また最近では、三疊紀に生息期間を持つEptingiidae科やHindeosphaeridae科放散虫の産出が知られるようになってきた。本章では、産出報告された放散虫化石について同定の真偽を検証し、その指示する時代を層序单元(特に泥質岩)ごとに議論する。

なお、一部のペルム紀放散虫については属の分類・定義に対して異なる主張があり、少なからず混乱があったが、最近Xiao *et al.* (2020, 2021)は統計科学的手法に基づくFollicucullidae科の新たな分類と新属名称を提示した。そこで本論では、Xiao *et al.* (2021)の分類をほぼ踏襲した伊藤・鈴木(2022)による解説に基づいた名称を用いることとする。以下ではペルム紀ならびに三疊紀放散虫について、第15図に示したXiao *et al.* (2018)とSugiyama(1992, 1997)の生息期間・化石帯とその時代を用いる。この場合には引用文献を付記しないが、他の化石帯などを参照する際はその引用文献を示す。Xiao *et al.* (2018)は統計科学的手法によりペルム紀放散虫の産出層準を見直し、20に及ぶユニタリーアソシエーション(UA)を提唱した上で、15のユニタリーアソシエーション帯(UAZ)を設定した。本論ではこれに基づいた化石層序(第15図)を使用するが、化石帯名称についてはUAZに対応する固有の化石帯名称とそれに含まれるUAを併記する。先行研究で使用された属名・種名に対しては各項目の初出箇



第 15 図 代表的な放散虫種の生息期間ならびに年代層序と放散虫化石帯への対比
各放散虫種の生息期間は、ペルム系グアダルピアン統-ローピンジアン統についてはXiao *et al.* (2018) に、三疊系下部統-中部統についてはSugiyama (1992, 1997) に基づく。Kuwahara *et al.* (1998) およびKuwahara (1999) の化石帯はXiao *et al.* (2021) の化石帯に対比可能である。Sys.: System, Ser.: Series, A.: *Albaillella*, C.: *Cariver*, F.: *Follicucullus*, N.: *Neobaillella*, Ps.: *Pseudostylosphaera*.

Fig. 15 Stratigraphic ranges of representative radiolarian species and thier correlation to chronostratigraphy and radiolarian zonation
Range of each radiolarian species is mainly based on Xiao *et al.* (2021) for the Guadalupian-Lopingian Series and Sugiyama (1992, 1997) for the Lower-Middle Triassic Series. The zonation of Kuwahara *et al.* (1998) and Kuwahara (1999) is correlatable to that of Xiao *et al.* (2021). Sys.: System, Ser.: Series, A.: *Albaillella*, C.: *Cariver*, F.: *Follicucullus*, N.: *Neobaillella*, Ps.: *Pseudostylosphaera*.

所に原記載の名称を用いるが、上述の新属名やその後の研究によって改称あるいは新属が提唱された場合は、それらの名称の前に「=」を付して角括弧内に記す。なお、初出箇所以降は改訂・新設された属名称を用いる。

本章では以下の通り、各地域の層序単元における泥質岩(珪質泥岩・珪長質凝灰岩・凝灰質泥岩・千枚岩質泥岩珪質泥岩互層・泥岩ないしスレート質千枚岩質泥岩を含む)の堆積時期を、これまでに産出報告された放散虫化石に基づいて議論し、その結果を第16図の岩相年代図に示す。なおこの図に示す堆積時期の特定については、以下の三種の確度を設定することとする。(i)時代決定の根拠となる産出化石の画像が既存の研究報告(引用文献)に添付され、これによって堆積時期を短期間に限定できる場合は、柱状図に太実線を付す。(ii)堆積時期が特定できず比較的長期間に及ぶ範囲しか示せない場合は、柱状図の紋様を薄地で表現する。(iii)引用文献には産出化石の記述のみで化石画像の掲載が無い場合、柱状図に疑問符を添える。

5.1 南条地域

東俣コンプレックス

池田町志津原^{しづはら}の近傍では、緑灰色砂岩の上位に断層で接する凝灰質泥岩から *Cauletella manica*, *Ishigaum* sp. cf. *I. obesum*, *Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis* などの共存が見られる(Nakae, 2011)。*Cauletella manica*はCaridroit et al. (1999)が*Deflandrella*属から分離し新属として提唱した*Cauletella*属の模式種(De Wever and Caridroit, 1984)であり、キャピタニアン期末以降に出現しチャンシンジアン期初頭までに絶滅する*Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*や*Cariver orthogonus*, *Cariver charveti*と共存することから、その生息期間はグアダルピアン世[Guadalupian Epoch]末からローピンジアン世中頃に至るとされていた(Caridroit and De Wever, 1986)。ところが近年, Tekin et al. (2019)によって*Cauletella manica*がウーチャーピンジアン階最上部からチャンシンジアン階上部に産出することが報告された。このことから、*Cauletella manica*の産出時期はおおよそローピンジアン世末にまで及ぶと判断できる。一方、*Ishigaum obesum*は主に*Neoalbaillella ornithoformis*群集帯(ローピンジアン統中部-上部)に産する(Caridroit and De Wever, 1986)とされたが、近年、チャンシンジアン階上部からの産出が報告された(Tekin et al., 2019; Xiao et al., 2024)。さらに*Ishigaum trifustis*も、グアダルピアン統からローピンジアン統に産出する種である(He et al., 2005, 2008; Xiao et al., 2024)。志津原から得られた群集は*Ishigaum* sp. cf. *I. obesum*と*Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis*を含むものの、上述した*Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*, *Cariver charveti*は見出されていない(Nakae, 2011)。得られた個体は*Ishigaum trifustis*と*Ishigaum obesum*の比較種のため断言できないが、これら

の共存関係に基づくこの群集が示す時代はチャンシンジアン期後半と判断可能である。以上に基づき、東俣コンプレックスの凝灰質泥岩はチャンシンジアン期中頃～後半に堆積したと結論される(第16図a)。

牧谷コンプレックス

2地点の千枚岩質泥岩と細互層する珪質泥岩から、*Follicucullus*属を主体とする複数の種が報告された(梅田ほか, 1996; 梅田, 1996)。

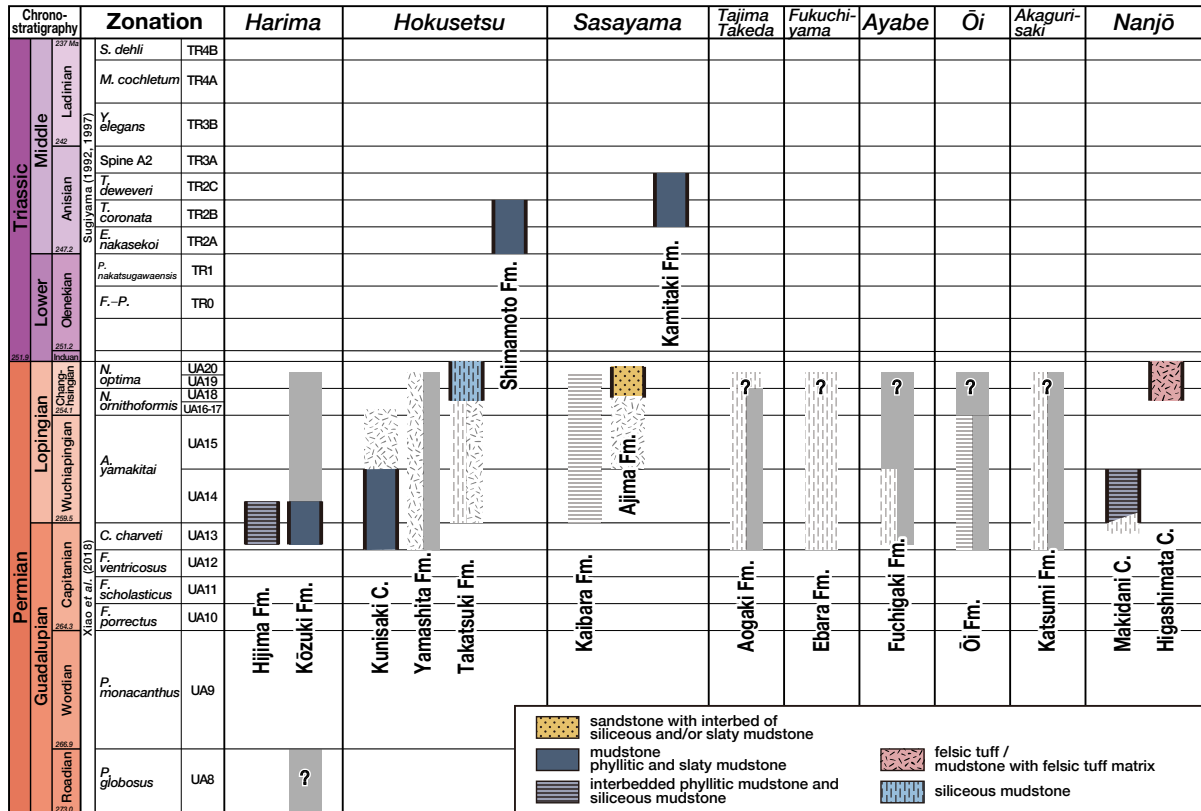
その内1地点(越前市妙法寺町: 第2図の範囲外)からは、*Follicucullus porrectus*, *Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus ventricosus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*?が産したとされる(梅田, 1996)。これらの中で*Follicucullus scholasticus* morphotype Iとされた個体(梅田, 1996の図版II 1)には、頂部(apical cone)と開口部(apertural part)の境界に環状の狭窄(constriction)が不明瞭ながら認められる。この形態は*Follicucullus furca*の特徴でもあるので、これに比較される種(*Follicucullus* sp. cf. *F. furca*)とした方がよい。また*Follicucullus ventricosus*とされた個体(梅田, 1996の図版II 3)には、偽胸部(pseudothorax)と偽腹部(pseudoabdomen)を画する帯状の窪みが確認できず、偽腹部から下方に伸びる舌状棘(flape)の痕跡も保存されていないため、*Follicucullus ventricosus*に同定するのは困難である。さらに*Follicucullus porrectus*ならびに*Cariver charveti*?とされる個体(それぞれ梅田, 1996の図版II 2と4)の保存状態は極めて不良のため、属・種の同定はできない。

もう1地点(南越前町牧谷の東方)からも、*Follicucullus porrectus*, *Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*?など、妙法寺町の地点とほぼ同様の種が報告された(梅田ほか, 1996)。しかし*Follicucullus bipartitus*とされた2個体の内の一つ(梅田ほか, 1996の第3図5)は、鋭角に屈曲した頂部(apical cone)を持つことから、*Follicucullus hamatus*とすべきである。さらに、*Cariver charveti*?では頂部の前方への曲がり方が認められず、偽腹部の膨らみが不十分で前棘(ventral spine)も欠落している(梅田ほか, 1996の第3図6)。これらのことから、*Follicucullus dilatatus*に比較される種(*Follicucullus* sp. cf. *F. dilatatus*)と判断できる。

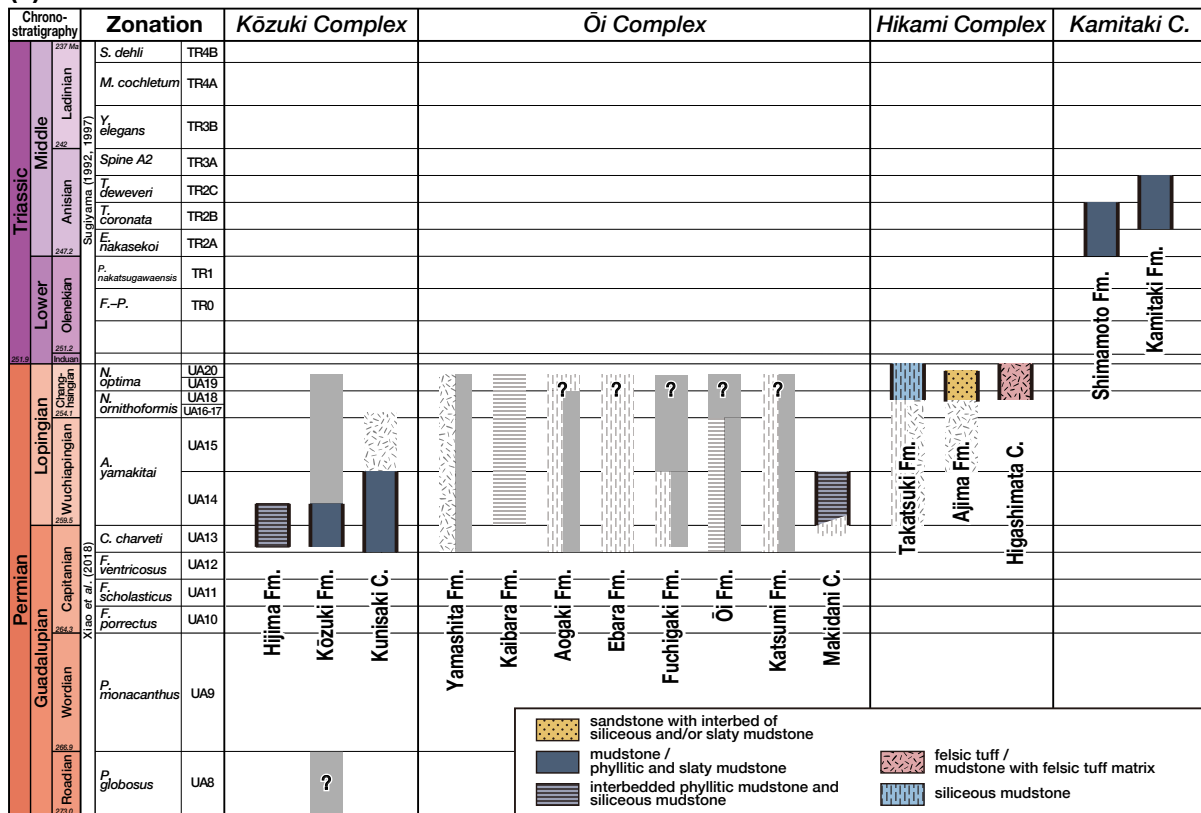
このように、妙法寺町では*Follicucullus* sp. cf. *F. furca*が、牧谷では*Follicucullus porrectus*, *Follicucullus scholasticus* morphotype I, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*, *Follicucullus* sp. cf. *F. dilatatus*が、それぞれ産出したと見なすことができる。

*Follicucullus furca*に関しては、Caridroit and De Wever (1986)によって*Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*, *Cariver charveti*との共産が示され、その内*Follicucullus bipartitus*と*Cariver charveti*は*Cariver charveti*間隔帯(UA13)から*Albaillella yamakitai*間隔帯(UA14-15)

(a)



(b)



ないし *Neoalbaillella ornithoformis* 群集帯 (Kuwahara *et al.*, 1998; 桑原・八尾, 2001) の下部で共存する。また Kuwahara *et al.* (1998) では, *Follicucullus furca* の初出現は *Cariver orthogonus* の最終出現層準より上位に位置し, *Follicucullus charveti*–*Albaillella yamakitai* 群集帯の最下部を除く下半部に産出が限られる *Albaillella* sp. G of Kuwahara *et al.* (1998) と共存することが図示されている。これら *Cariver charveti* 間隔帯～*Albaillella yamakitai* 間隔帯と *Follicucullus charveti*–*Albaillella yamakitai* 群集帯 (Kuwahara *et al.*, 1998) はどちらもキャピタニアン期末–ウーチャーピンジアン期に対比されるが, *Cariver orthogonus* と *Albaillella* sp. G との産出関係を考慮すると, *Follicucullus furca* の生息時期は *Albaillella yamakitai* 間隔帯下部 (UA14) にほぼ相当すると考えられる。

一方 *Follicucullus hamatus* については, Caridroit and De Wever (1986) によると *Follicucullus orthogonus*, *Follicucullus bipartitus* や *Cariver charveti* などと共存し, その生息期間は *Follicucullus bipartitus* と *Cariver charveti* のそれより短く相対的に下位の層準 (キャピタニアン期最上部–ウーチャーピンジアン期最下部) に相当することが, Zhang *et al.* (2014) および Xiao *et al.* (2020) に示されている。

以上のように *Follicucullus* sp. cf. *F. furca* の存在を考慮すると, 妙法寺町での千枚岩質泥岩と互層する珪質泥岩の堆積時期は *Albaillella yamakitai* 間隔帯下部 (UA14) に限定できる可能性が高く, その時代はウーチャーピンジアン期前半である。一方, 牧谷における同種の珪質泥岩は *Follicucullus hamatus* の産出に基づく, *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) ～*Albaillella yamakitai* 間隔帯最下部 (UA14 下部) に対比され, その時代はキャピタニアン期末–ウーチャーピンジアン期初頭と判断される。つまり, 牧谷コンプレックスにおいて珪質泥岩と細互層する千枚岩質泥岩の堆積時期はウーチャーピンジアン期初頭か, 少なくともキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期前半の範囲内であると結論される (第16図a)。

5.2 赤礁埼地域

堅海層

赤色チャート珪質泥岩互層 (4地点)・暗灰色珪質泥岩 (1地点) ならびに黒色泥岩 (1地点) から放散虫化石が産出した (Ishiga, 1985) が, それらは全て共通した群集組成を示している。つまり, *Follicucullus scholasticus* morphotype I [= *F. scholasticus*], *Follicucullus scholasticus* morphotype II [= *F. porrectus*], *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*, *Albaillella triangularis* が産出したほか, *Pseudotormetus kamigoriensis*, *Nazarovella* [= *Raciditor*] *gracilis* や *Ishigaum trifustis* が伴われる。*Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus porrectus*, *Follicucullus bipartitus*, *Cariver charveti* の4種が共存するのは, *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) から *Albaillella yamakitai* 間隔帯 (UA14–15) までで, その時代はキャピタニアン期末–ウーチャーピンジアン期である。しかしながら, Ishiga (1985) の図版に示された全ての個体は1地点の赤色チャート珪質泥岩互層から得られたものであり, それ以外から得られた個体は掲載されていない。つまり, これ以外の珪質泥岩・黒色泥岩から産した個体については同定の真偽は確認できないので, 参考として扱う。

ちなみに, Ishiga (1985) に掲載された個体の内, *Cariver charveti* (Ishiga, 1985のPlate II, Fig. 5～12) の保存状態は極めて悪く, 種を定義づける前棘 (ventral spine) や偽胸部などの形態的特徴が確認できない。また, Ishiga *et al.* (1982a) によって新種として記載された *Albaillella triangularis* の模式種は細長い三角形の外形 (全長170～180 μm, 全幅75～85 μm) をなしているのが特徴である。これに対し堅海層から得られた *Albaillella triangularis* とされる個体 (Ishiga, 1985のPlate II, Figs. 13～19) は, 保存不良で変形による扁平化を被っており, 模式種に比べると, より小型で短い円錐形をなしている (全長=150 μm程度, 全幅=150 μm程度)。このような殻の形態は *Albaillella yamakitai*, *Albaillella guangxiensis* や *Albaillella nanningensis* など, グアダルピアン世–ローピンジアン世

(←p. 354)

第16図 超丹波帯における地域層序単元の堆積時期 (岩相年代図)

地域層序単元について, (a) それぞれの分布地域ごとの配置と, (b) 標準層序単元に統合した再配置を表記する。引用文献に掲載されている化石画像によって堆積期間を短期間に限定できる場合は柱状図に太実線を付し, 特定できない場合は柱状図の紋様を薄地で表現する。さらに引用文献に化石画像が掲載されていない場合, 柱状図に疑問符を添える。堆積時期は, 珪質泥岩・スレート質・千枚岩質泥岩・珪長質凝灰岩から抽出された放散虫化石により決定される。地質年代尺度と放散虫化石帯は第15図で用いられるものと同一である。C.: Complex, Fm.: Formation.

Fig. 16 Depositional age of local stratigraphic units in the Ultra-Tamba Belt

Local stratigraphic units are respectively arranged into their distributing areas (a) and grouped into the standard stratigraphic units (b). In case that fossil images are appeared in the references, thick lines are added on the both side of columns when the depositional ages can be limited to a short period, or the columns are expressed by thin tone when the ages cannot be restricted (expanding to a longer period). If not appeared, a question mark is added on the columns. Depositional ages were determined by the radiolarian fossils detected from siliceous mudstone, slaty-phyllitic mudstone and felsic tuff. Geologic time scale and radiolarian zonation are the same as those used in Figure 15. C.: Complex, Fm.: Formation.

境界付近に生息した種に見られる特徴である。これらの種は *Albaillella triangularis* と同様に偽胸部に複数の横断帯 (transversal band) を持っている。 *Albaillella triangularis* の模式種には際立った4本の横断帯が明瞭に見られるのに対し、Ishiga (1985) が *Albaillella triangularis* に同定した個体では、その内の比較的保存が良い2～3個体に5本の横断帯が確認できる。つまりこれらの個体は、 *Albaillella* 属のより小型の種を *Albaillella triangularis* と誤認した可能性が高いと考えられる。事実 Kuwahara (1999) は、 *Albaillella yamakitai* が際立った横断帯を5本有する点で *Albaillella triangularis* から区別できることを指摘し、Ishiga (1985) による堅海層の *Albaillella triangularis* は *Albaillella yamakitai* に同定されることを示した。さらに *Albaillella triangularis* は *Albaillella triangularis* 多産帯 (桑原, 1997) の主要構成種であり、その産出はローピンジアン世末 (チャンシンジアン期後半) を示す *Neoalbaillella optima* 群集帯 (Kuwahara *et al.*, 1998 ; Kuwahara, 1999) 内に限られ、あるいは *Albaillella triangularis* の初出現層準はチャンシンジアン期の中頃以降 (Xia *et al.*, 2004) とされている。これらにより、Ishiga (1985) が報告したような *Follicucullus bipartitus* や *Cariver charveti* との共産は考え難い。

以上の議論に基づくと、堅海層の黒色泥岩の堆積時期はキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期あるいはチャンシンジアン期までの範囲内の可能性があるとは言えない (第16図a)。

5.3 大飯地域

大飯層

Ishiga (1985) によると、珪質泥岩を挟有する黒色千枚岩が露出する5地点のうち、4地点の珪質泥岩から *Follicucullus* 属が、また残り1地点の珪質泥岩から *Follicucullus scholasticus* morphotype II と *Follicucullus bipartitus* の産出が報告されたが、時代決定に有効な *Follicucullus bipartitus* が産出したのはその内1地点のみである。この種の生息時期は、 *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) から *Albaillella yamakitai* 間隔帯 (UA14–15) までで、その時代はキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期である。しかしながら、Ishiga (1985) の図版には産出個体が掲載されていないため、同定の真偽は確認できない。

また、 *Albaillella* sp. cf. *A. levis*, *Albaillella*? sp. および *Follicucullus* sp. を産出した黒色泥岩は Caridroit *et al.* (1985) により舞鶴層群相当とされたが、亀高ほか (2019) はこれを大飯層に含めた。この内 *Albaillella levis* の生息期間は *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) から *Neoalbaillella optima* 間隔帯下部 (UA19) まで及ぶが、報告されたのはその比較種であり画像も Caridroit *et al.* (1985) には添付されていない。つまりこの黒色泥岩の堆積時期は、グアダルピアン世末からローピンジアン世の範囲としか言えない (第16図a)。

石場層

Sugamori and Ikeda (2024) によると、チャートや珪質泥岩を含む千枚岩質泥岩から *Latentifistula banchengensis*, *Quadricaulis gracilis*, *Pseudotormetus* sp. cf. *P. kamigoriensis*, *Cauletella* sp. が産出した。これらの種の共存期間はおおよそグアダルピアン世からローピンジアン世の範囲を示すが、より詳細には決定できない。

5.4 綾部地区

口上林層

黒色スレート質泥岩から産出した *Follicucullus*? sp. とされる個体について、そのSEM画像が図版として掲載された (木村, 1988)。しかし、木村 (1988) も「属・種の決定はかなりの困難を要する、ないし難しい」と述べている通り保存状態は極めて悪く、これを放散虫であると断定するには無理がある。

十倉層

これまでに十倉層から、放散虫などの化石の産出報告は知られていない。そのため、化石による堆積時期の決定ができない。

淵垣層

淵垣層下部では、チャートから *Pseudoalbaillella* sp. aff. *P. longicornis*, *Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*, *Follicucullus hamatus*, *Albaillella triangularis*, *Foremanhelena triangula*, *Pseudotormetus kamigoriensis*, *Nazarovella* [= *Raciditor*] *gracilis*, *Deflandrella* [= *Cauletella*] *manica*, *Ishigaum trifustis* の産出が報告された (Caridroit *et al.*, 1985)。この群集は、ローピンジアン世あるいはシスウラリアン世 [Cisuralian Epoch] 中頃からローピンジアン世に至る長期の生息期間を持つ種で構成されるが、この内 *Cariver charveti* は、 *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) ～ *Neoalbaillella ornirhoformis* 間隔帯最下部 (UA16) あるいは *Cariver charveti* 群集帯 – *Albaillella yamakitai* 群集帯 – *Neoalbaillella ornirhoformis* 群集帯 (Kuwahara *et al.*, 1998 ; 桑原・八尾, 2001) にかけて生息する種である。これに対し、 *Albaillella triangularis* とされた個体 (Caridroit *et al.*, 1985 の Plate I, Fig. 1) では、頭部の先端が短く前方 (ventral side) への曲がりか認め難く、また偽腹部から突出する前翼 (ventral wing) の形状が模式種 (Ishiga *et al.*, 1982a) とは異なり、水平方向に真っ直ぐに伸びている。この個体について Kuwahara (1999) は、 *Albaillella* sp. G として *Albaillella triangularis* とは別種と見なしている。一方 *Pseudoalbaillella* sp. aff. *P. longicornis* とされた個体 (Caridroit *et al.*, 1985 の Plate I, Figs. 16～19) では、弱い狭窄を持つ頂部、平板状の前翼・後翼 (dorsal wing) を伴う円球状の偽胸部、開口部が外側に広がった偽腹部などの、 *Pseudoalbaillella* sp. aff. *P. longicornis* を定義する形態的特徴が明確には見られない。その他の産出個体では、 *Follicucullus hamatus* が *Cariver charveti* 間隔帯

(UA13) から *Albaillella yamakitai* 間隔帯 (UA14) 最下部まで、また *Caulella manica* が既述の通りおよそグアダルピアン世からローピンジアン世まで、それぞれ生息期間を持つ。以上から淵垣層のチャートは、キャピタニアン階最上部からウーチャーピンジアン階のどこかの層準を含む。

木村 (1988) は上記と同地点のチャートから *Follicucullus scholasticus* morphotype II と *Follicucullus* [= *Parafollicucullus*] *monacanthus* を、その上位の珪質泥岩から *Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* morphotype I, *Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus* [= *Parafollicucullus*] *monacanthus*, *Pseudolbaillella* sp. aff. *P. longicornis* などを、またこれとは異なる地点のスレート質泥岩から *Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* morphotype I と *Follicucullus* sp. cf. *F. scholasticus* morphotype II を報告した。ところがこれらの大半は、種の同定に誤りがある。*Follicucullus scholasticus* morphotype II に同定された珪質泥岩からの2個体 (木村, 1988 の第 I 図版 1, 2) は、大きく窪んだ狭窄によって頭部と偽胸部が明瞭に分けられる特徴を持っているので、*Follicucullus scholasticus* morphotype II ではないと判断できる。つまり、第 I 図版 1 の個体は四角形状の偽胸部を持つことから *Follicucullus quadrataris* に、また第 I 図版 2 の個体は *Follicucullus scholasticus* と比較してより幅広になった偽胸部を持つことから *Follicucullus dilatatus* に、それぞれ同定される。珪質泥岩およびスレート質泥岩から得られた *Follicucullus scholasticus* morphotype I および morphotype II に比較されたとした個体 (木村, 1988 の第 I 図版 3, 4) は、保存状態が極めて悪く、少なくとも第 I 図版 3 の個体は *Follicucullus* 属に含めるには無理がある。さらに、チャートと珪質泥岩から産した2個体の *Parafollicucullus monacanthus* (木村, 1988 の第 I 図版 6, 7) は、その形態が模式種と全く異なり同定は誤っている。その形態から、*Parafollicucullinoides* 属の一種と見なすのが妥当である。これら *Follicucullus* 属放散虫の同定については、菅森 (2009) も同様の指摘を行なっている。

このように淵垣層下部 (チャート・珪質泥岩) と中部 (スレート質泥岩) の時代決定において、木村 (1988) の報告は時代根拠として採用できず、Caridroit *et al.* (1985) がチャートから抽出した *Cariver charveti* と *Follicucullus hamatus* が有効な種と言える。これら2種が共存する時期はおおむねキャピタニアン期末-ウーチャーピンジアン期前半の範囲内 (Caridroit and De Wever, 1986) と推定されるので、その上位に累重する珪質泥岩やスレート質泥岩の堆積時期は、これと同時あるいはより新しい時代と判断される。

淵垣層中部では武蔵野ほか (1987) よって、千枚岩質砂岩泥岩互層から *Neoalbaillella* sp. cf. *F. grypa*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis* ならびに *Albaillella* sp. cf. *A. levis* が報告さ

れ、これらを *Neoalbaillella ornithoformis* 群集に対比している。しかしながら、*Neoalbaillella* sp. cf. *N. grypa* とされた個体 (武蔵野ほか, 1987 の図版 I, 1) は保存不良で、殻孔 (pore) の形状・大きさや列数が模式種 (Ishiga *et al.*, 1982a) とは明らかに異なり、*Neoalbaillella pseudogrypa* (Sashida and Tonishi, 1988) に類似する種と判断される。さらに *Albaillella* sp. cf. *A. levis* と *Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis* に関しては、武蔵野ほか (1987) にそれらの画像が掲載されていないため、同定の正否は判断できない。仮に武蔵野ほか (1987) が報告した個体の産出が信頼できるものとしても、これらは比較種のため *Neoalbaillella ornithoformis* 群集への対比は不適當である。

以上のように淵垣層から産出した放散虫化石には、種の誤同定 (木村, 1988) や本文の記述と図版の個体写真が一致しない (武蔵野ほか, 1987) などの問題がある。そのため淵垣層の千枚岩質泥岩は、およそキャピタニアン期末ないしウーチャーピンジアン期からチャンシンジアン期の範囲内に堆積した可能性があるとは言えない状況である (第16図a)。

5.5 福知山地区

高津層

栗本 (1986) によって、千枚岩質泥岩ならびに緑灰色砂岩に挟有される黒色スレート質泥岩から *Follicucullus*? sp. とされる個体の産出が、SEM画像と共に掲載された。しかしながらこれらの保存状態は極めて悪く、放散虫と断定することはできない (放散虫であるとしても *Follicucullus* 属ではない)。

榎原層

Ishiga (1986) は、珪質泥岩から *Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*, *Albaillella triangularis*, *Pseudotormentus kamigoriensis*, *Nazarovella* [= *Raciditor*] *gracilis*, *Ishigaum trifustis* の産出を報告した。しかし、これらの産出化石は図版として掲載されていないことに加え、既に指摘した *Albaillella triangularis* の誤同定のような疑義も残り、同定の信頼性は低い。結果として、この珪質泥岩は *Follicucullus bipartitus* と *Cariver charveti* とが共存する *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) ~ *Albaillella yamakitai* 間隔帯 (UA14-15) の範囲内に対比され、時代としてキャピタニアン期末からチャンシンジアン期の可能性があるとしておく (第16図a)。

なお栗本 (1986) には、黒灰色の千枚岩質泥岩ないし片状珪質泥岩から *Follicucullus*? sp. とされる個体のSEM画像が掲載された。しかし、それらの画像を確認する限り、これらが放散虫化石であると判断するには困難な保存状態にある。

石場層

泥岩から *Follicucullus* sp. が産出したとされる (Ishiga,

1986; 栗本・牧本, 1990). しかしながら, これらの文献には産出化石の画像が掲載されていないため, 種の同定に関しその是非は判断できない。

5.6 但馬竹田地域

青垣層

赤色チャートから灰色珪質泥岩を経て砂岩千枚岩質泥岩互層が累重する層序(いわゆる“チャート碎屑岩シーケンス”)が見られ, 基底部の赤色チャートより *Follicucullus scholasticus* morphotype II, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*, *Albaillella triangularis*などが産出した(Ishiga, 1986). また, 赤色チャートから移化する珪質泥岩では, *Follicucullus scholasticus*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. optima*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis*が産出したことを武蔵野ほか(1987)が報告した。しかしその本文中には, これら3種が記述されているにもかかわらず, 図版には*Neoalbaillella* sp. cf. *N. optima*と*Neoalbaillella* sp. cf. *N. gracilis*は掲載されず, 反対に本文に記載がない*Neoalbaillella grypa*と*Neoalbaillella* sp. cf. *N. ornithoformis*の画像が添付されている。つまり武蔵野ほか(1987)には, 本文と図版が一致しないという看過できない難点がある。一方, 図版に掲載された個体に関しても同定に疑義が生じる。*Follicucullus scholasticus*とされた2個体の内, 1個体(図版 I, 9)は保存不良で形態も異なることから*Follicucullus scholasticus*ではなく(*Follicucullus* sp.に止めるべき), もう1個体(図版 I, 10)は偽胸部が膨らんだ球状をなしていることから, *Follicucullus porrectus*ないし*Follicucullus ventricosus*に比較される種の可能性が高い。また*Neoalbaillella grypa*とされた個体(図版 I, 4)の同定は誤りで, 殻孔の形状・大きさ・配列の特徴から*Neoalbaillella pseudogrypa*に比較される種とすべきである。さらに*Neoalbaillella* sp. cf. *N. ornithoformis*とされた個体(図版 I, 5-7)は保存が極めて不良のため, *Neoalbaillella*属の可能性があるとしか言えない。本文のみに記述された個体に関しては, *Neoalbaillella optima*および*Neoalbaillella gracilis*の2種は*Follicucullus scholasticus*とは層序的にほとんど共存し得ないことが知られており(Kuwahara et al., 1998; Wang et al., 2011; Xiao et al., 2018), これらの同定にも問題があるとみられる。このように, 武蔵野ほか(1987)は信頼性に欠けることから, 本論では採用しない。

竹村ほか(2007)は異なる三つのチャート碎屑岩シーケンスにおいて, グアダルピアン統上部からローピンジアン統に至る層序断面が見られることを示した。詳細には, 珪質泥岩から産出した*Albaillella levis*, *Albaillella protolevis*, *Neoalbaillella gracilis*, *Neoalbaillella ornithoformis*とスレート質泥岩から産出した*Albaillella* sp. cf. *A. levis*と*Albaillella* sp. cf. *A. protolevis*の生息期間は*Cariver charveti*間隔帯(UA13)から*Neoalbaillella optima*

間隔帯(UA19-20)までの長期に及び, 地質時代としてキャピタニアン期末からチャンシンジアン期に相当する。特に*Neoalbaillella gracilis*について, Xiao et al. (2018)はその生息期間を*Neoalbaillella optima*間隔帯上部(UA20)に限定し, また桑原・八尾(2001)は*Neoalbaillella ornithoformis*群集帯(Kuwahara et al., 1998)からの産出を報告した。しかし同時にTekin et al. (2019)は*Albaillella levis*, *Albaillella protolevis*や*Neoalbaillella ornithoformis*などが共存する層準をウーチャーピンジアン階-チャンシンジアン階境界より上位(UA16-20)に対比した。竹村ほか(2007)には, これらの放散虫化石の産出層準や画像が掲載されていないので, 上述の対比は参考として扱う。

これらの議論から, 青垣層の珪質泥岩とスレート質泥岩はウーチャーピンジアン期に堆積したと考えられるが, チャンシンジアン期まで及んだ可能性も考慮する必要がある(第16図a)。

5.7 篠山地域

上滝層

高城山団体研究グループ(1993)と菅森(2008)によって, 三疊紀中頃の放散虫化石が報告された。Sugamori(2011)が上滝層に含めた黒色スレート質泥岩からは, *Pseudostylosphaera* [= *Hindeosphaera*] *spinulosa*と*Pseudostylosphaera* sp. cf. *P. coccostyla*が産出した(高城山団体研究グループ, 1993)とされる。しかし, これらの同定には検討の余地がある。*Hindeosphaera*属は, 球形の殻と太く頑健な2本の極棘(polar spine: 一方は長く殻下部に, もう一方は短く殻上部に位置する)からなり, 殻上部に複数本の副棘(by-spine)が見られるのが特徴(Kozur and Mostler, 1979)で, これによって*Hindeosphaera spinulosa*は*Pseudostylosphaera*属から区別されている(Kozur et al., 1996)。高城山団体研究グループ(1993)が*Hindeosphaera spinulosa*とした2個体には, 3本の短い放射棘(radial spine)が見られるので*Hindeosphaera*属ではなく, *Eptingium*や*Cryptostephanidium*などの属に類似する種と考えられる。また, *Pseudostylosphaera* sp. cf. *P. coccostyla*とされた個体の極棘は細長く, しかも2本のうち1本は欠損している。*Pseudostylosphaera coccostyla*では, 極棘はより短く堅牢な形状をしているのが特徴であるので, 別種と見なすべきである。黒色スレート質泥岩に小規模岩塊として含まれる暗灰色珪質泥岩からは*Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera japonica*, *Cryptostephanidium japonicum*, *Hozmadia rotundispina*, *Parasepsagon? antiquas*, *Oertlispongia* sp. cf. *O. diacanthus*など, また砂岩岩塊を含む黒色スレート質泥岩から保存不良だがこれらに類似する個体の産出が, 菅森(2008)およびSugamori(2024)によって報告された。これらの共存時期は*Triassocampe coronata*帯(TR2B)から*Triassocampe deweveri*帯(TR2C)に及んでおりアニシアン期中頃

(Sugiyama, 1997)を示す。これに加えて、チャートからはキャピタニアン期前半を示す放散虫化石の産出が報告された(Sugamori, 2024)。

以上のことから、珪質泥岩を含む上滝層の黒色スレート質泥岩はアニシアン期中頃に堆積した可能性が高い(第16図a)。

味間層

Sugamori (2011)によって、細粒砂岩と互層する赤色珪質泥岩から*Albaillella levis*, *Albaillella lauta*, *Neoalbaillella ornithoformis*, *Neoalbaillella* sp. cf. *N. optima*などの*Albaillellidae*科放散虫や*Cauletella manica*, *Triplanospongus angustus*などの*Cauletellidae*科放散虫から構成される化石群集が見出された。この群集の示す層準は、*Albaillella lauta*の産出に基づいて*Neoalbaillella ornithoformis*群集帯(Kuwahara, 1999)の上部に、また*Albaillella levis*の多産を基にして*Albaillella levis*多産帯(桑原, 1997)に対比された(Sugamori, 2011)。*Albaillella levis*多産帯はKuwahara et al. (1998)により*Neoalbaillella ornithoformis*群集帯上部の下半部に対比されており、上述の二つの見解はウーチャーピンジアン期後半を指示する点でほぼ一致している。一方Xiao et al. (2018)に基づく、*Albaillella levis*, *Albaillella lauta*, *Neoalbaillella ornithoformis*の共存期間はおおよそ*Neoalbaillella optima*間隔帯(UA19–20)の範囲内であり、時代的にはチャンシンジアン期に相当する。Kuwahara et al. (1998)とXiao et al. (2018)では生息期間にこのような若干の相違が見られ、そのため指示する時代は異なる。しかし既に述べたように、Tekin et al. (2019)は*Cauletella manica*がグアダルピアン統–チャンシンジアン階上部に産出することを報告したことに加え、*Albaillella lauta*, *Neoalbaillella ornithoformis*, *Triplanospongus angustus*がチャンシンジアン階下部–中部で共存したことを示している。本論ではTekin et al. (2019)に従って、赤色珪質泥岩を挟有する砂岩の堆積時期をチャンシンジアン期中頃–後半と結論する。

またこの他に、珪長質凝灰岩から*Follicucullus porrectus*や*Neoalbaillella pseudogrypa*などの産出報告(菅森ほか, 2023)があり、この2種の共存期間は*Albaillella yamakitai*間隔帯上部(UA15)–*Neoalbaillella optima*間隔帯(UA19–20)の比較的長期に及び、時代的にウーチャーピンジアン期後半–チャンシンジアン期後半に相当する。

以上より、味間層の堆積期間、特に赤色珪質泥岩と互層する細粒砂岩のそれはチャンシンジアン期の中頃–後半と判断できる(第16図a)。

柏原層

栗本ほか(1993)によってスレート質泥岩から*Follicucullus*属あるいは*Pseudoalbaillella*属に類似するとされた個体が得られた。しかしながら、その図版を見る限り劣悪な保存状態のため、放散虫化石か否かの判断はできない。また、スレート質泥岩と細互層する灰色–緑灰色珪質泥岩

からは竹村ほか(2011)によって、*Albaillella protolevis*や*Albaillella* sp. cf. *A. levis*などを含む群集が報告された。この群集は*Albaillella protolevis*を構成種として多量に含むなどから、*Neoalbaillella ornithoformis*帯(Kuwahara, 1999)の下部層準に対比可能とされ、その時代はローピンジアン世中頃と推定された(竹村ほか, 2011)。図版として竹村ほか(2011)に掲載された2個体の内の片方は、前翼の先端が欠落しているものの*Albaillella protolevis*に同定して差し支えない。もう一方の個体では、殻の表面に横断帯(transversal band)様の起伏があるように見えるため、*Albaillella protolevis*とは異なる種であろう。Xiao et al. (2018)に基づく*Albaillella protolevis*の生息期間は*Albaillella yamakitai*間隔帯(UA14–15)内に収まり、時代的にはウーチャーピンジアン期を示す。しかし桑原・八尾(2001)は*Neoalbaillella optima*群集帯(Kuwahara et al., 1998)からの産出を報告しているため、チャンシンジアン期にまで至る可能性は否定できない(第16図a)。

5.8 北摂地域

島本層

北摂地域東部の高槻地区ではこれまでに、島本層の3地点の泥岩から三畳紀を示す放散虫化石として*Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera compacta*, *Oertlispongus diacanthus*, *Plafkerium? antiquum* [= *Parasepsagon? antiquus*], *Hindeosphaera* sp. cf. *H. spinulosa*, *Hozmadia* sp. cf. *H. gifuensis*などが、画像と共に報告された(菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006, 2007)。これらはおおよそ*Eptingium nakasekoi*帯(TR2A)から*Triassocampe coronata*帯(TR2B)において共存する(Sugiyama, 1997)ことが知られているので、島本層の堆積時期はアニシアン期の前半ないし中頃を示すと判断できる(第16図a)。

高槻層・長尾山層

高槻層から産出した放散虫化石については、これまでに安養寺ほか(1987)と武蔵野ほか(2005)によってペルム紀放散虫化石の産出が報告された。

安養寺ほか(1987)は珪質泥岩から*Neoalbaillella ornithoformis*群集の産出を報告したが、構成種の記載が無いためその真偽の検証ができない。武蔵野ほか(2005)も同様に珪質泥岩から、*Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*, *Albaillella?* sp., *Neoalbaillella ornithoformis*, *Ishigaum trifustis*を報告した。この内*Neoalbaillella ornithoformis*とされた個体(武蔵野ほか, 2005の第3.7図1)では、この種の特徴である前翼・後翼の大部分が欠損している。また、偽腹部には棒状の枠(frame)で囲まれた長方形の窓(window)が見られるが、*Neoalbaillella pseudogrypa*や*Neoalbaillella optima*あるいは*Neoalbaillella cribrosa*など幾つかの種も類似の形態を持つことが知られている。このことから、この個体を*Neoalbaillella ornithoformis*に限定するには疑問が残る。さらに、*Cariver charveti*とされた

個体(武蔵野ほか, 2005の第3.7図2)は, 模式種に比べると偽胸部の幅が明らかに狭く偽胸部と偽腹部の間の狭窄が見られないので, *Cariver charveti*には同定できない。このようにこれらの先行研究では, 時代を正確に決定するのは難しい。

上述の先行研究とは別に, 時代決定に有効な化石については菅森(2006)によって以下の報告がなされた。スレート質泥岩からは, ペルム紀を示す*Albaillella* sp.のみが産出した。珪長質凝灰岩では*Albaillella levis*と*Albaillella protolevis*が共存する1試料が見られるほかに, どちらか1種を含む試料もある。珪質泥岩では, 2試料から*Albaillella protolevis*が, また別の1試料からは*Neoalbaillella grypa*が, それぞれ産出している。*Albaillella levis*と*Albaillella protolevis*はそれぞれ*Cariver charveti*間隔帯(UA13)~*Neoalbaillella optima*間隔帯下部(UA19)ないし*Neoalbaillella optima*群集帯(Kuwahara et al., 1998; 桑原・八尾, 2001)と, *Albaillella yamakitai*間隔帯(UA14-15)あるいは*Neoalbaillella optima*群集帯(Kuwahara et al., 1998; 桑原・八尾, 2001)からの産出報告があり, 両者の共存期間は*Albaillella yamakitai*間隔帯から*Neoalbaillella optima*帯に至る。これに対し*Neoalbaillella grypa*の生息期間は*Neoalbaillella ornithoformis*間隔帯上部(UA18)から*Neoalbaillella optima*間隔帯(UA19-20)の範囲である。

以上の産出状況から, 珪長質凝灰岩と珪質泥岩はウーチャーピンジアン期-チャンシンジアン期の期間を示すものの, 珪質泥岩の堆積時期はチャンシンジアン期中頃-後半に限定できる(第16図a)。

長尾山層については, 珪長質凝灰岩から*Raciditor* sp.と*Latentifistula*? sp.の産出報告がある(菅森, 2009)。また栗本(1995)は, 泥岩から産出した*Nassellaria*目放散虫を基に, 長尾山層の時代が三疊紀以降である可能性を指摘しつつも, 正確な時代の言明を避けた。ところで, この個体が扁平化していること以外に詳細な記載が無く, その画像も示されていない。さらに, 共産した他の個体も保存状態が悪いと記述されている。菅森(2009)はこの産出地点から放散虫化石の抽出を試みたが, 保存不良の個体が得られたのみで, 三疊紀以降を支持するような種は得られなかったことを報告した。つまり本論では, 栗本(1995)の報告内容は信頼性に乏しいと判断し, これを採用しない。

山下層

泥質岩から多くの*Albaillellaria*科と*Latentifistularia*科の放散虫(*Follicucullus porrectus*, *Follicucullus scholasticus*, *Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus* sp. cf. *F. charveti* [= *Cariver* sp. cf. *C. charveti*], *Albaillella levis*, *Albaillella protolevis*, *Neoalbaillella* sp., *Ishigaum trifustis*, *Triplanospongos dekkasensis*, *Pseudotormentus kamigoriensis*など)が報告された(楠ほか, 1997; 菅森, 2009)。

楠ほか(1997)では, 黒色スレート質泥岩に挟在する珪

長質凝灰岩から*Follicucullus japonicus*, *Follicucullus* sp. cf. *F. ventricosus*, *Follicucullus porrectus*などが, また黒色スレート質泥岩から*Albaillella levis*と*Albaillella triangularis*が産出したとされた。これらの内, *Follicucullus japonicus*に同定された2個体(楠ほか, 1997のFig. 4-1, 2)は形態上*Follicucullus porrectus*(同Fig. 4-5)と区別し難く, また1個体の*Follicucullus japonicus*(同Fig. 4-3)は*Follicucullus* sp. cf. *F. ventricosus*とされた個体(同Fig. 4-4)に類似するが, これら2個体は模式種と比べて偽腹部が膨張していないという違いがある。*Albaillella triangularis*とされた個体(同Fig. 4-6)は保存不良のため, 偽腹部にある横断帯の形状が不明瞭で前翼も不完全である。さらに*Albaillella levis*(同Fig. 4-7, 8)については, 細長い頂部を持つ模式種に比べ太く丸味を帯びている形状を示す。菅森(2009)は, この個体を再検討し*Albaillella protolevis*に同定した。これらのことから, 珪長質凝灰岩と黒色泥岩の堆積時期は, グアダルピアン世末からローピンジアン世の範囲内としか言えない。

一方, 菅森(2009)は時代決定が可能な種として, 1地点の珪長質凝灰岩から*Follicucullus bipartitus*を, またもう1地点の珪長質凝灰岩から*Albaillella protolevis*を見出し, さらにスレート質泥岩からも*Albaillella protolevis*の産出を報告した。それぞれの種の生息期間は, *Cariver charveti*間隔帯(UA13)から*Albaillella yamakitai*間隔帯(UA14-15), ならびに*Albaillella yamakitai*間隔帯を示す。これらはそれぞれキャピタニアン期末-ウーチャーピンジアン期とウーチャーピンジアン期に対比可能である。また桑原・八尾(2001)は, 両種とも*Neoalbaillella optima*群集帯(Kuwahara et al., 1998)から産出することを報告した。しかしながら, より詳細な時代に限定するのは難しい(第16図a)。

国崎コンプレックス

北摂地域西部の川西地区では, 国崎コンプレックスから以下の放散虫化石が得られている(菅森, 2009)。珪長質凝灰岩では, 1地点から*Follicucullus bipartitus*と*Follicucullus* [= *Cariver*] sp. cf. *F. [C.] charveti*が共産し, もう1地点から*Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*が産出した。前者は*Cariver charveti*間隔帯(UA13)から*Albaillella yamakitai*間隔帯(UA14-15)に相当する, これに対し後者は, *Cariver charveti*間隔帯から*Neoalbaillella ornithoformis*間隔帯最下部(UA16)に及ぶ可能性がある。スレート質泥岩では2地点から*Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*が産し, そのうち1地点では*Follicucullus* [= *Cariver*] *orthogonus*が見出された。また別の2地点のスレート質泥岩からは, それぞれ*Albaillella yamakitai*と*Follicucullus* sp. cf. *F. furca*の共産と, *Follicucullus porrectus*の産出がある。これらの内で*Cariver orthogonus*の生息期間は*Cariver charveti*間隔帯(UA13)に限定され, また*Albaillella yamakitai*と*Follicucullus furca*の共存は*Albaillella yamakitai*

間隔帯下部 (UA14) に見られる。

これらの状況に基づくと、*Cariver orthogonus*の産出ならびに*Albaillella yamakitai*と*Follicucullus* sp. cf. *F. furca*の共存から、スレート質泥岩の堆積期間は*Cariver charveti*間隔帯 (UA13) ～*Albaillella yamakitai*間隔帯下部 (UA14) に相当し、時代としてキャピタニアン期末–ウーチャーピンジアン期前半と判断される (第16図a)。

5.9 播磨地域

山崎層

放散虫化石以外であるが、山崎層の分布域から産出報告された*Glyptophiceras*属アンモナイト化石は三疊紀初頭を示す (Nakazawa and Shimizu, 1955)。この化石は転石に含まれていたため、本来の産出層準は不明である。しかしながら、転石発見地には山崎層の砂岩が分布すること、また周辺には白亜紀以降の火山岩類・深成岩類が露出していることを考慮して、アンモナイト化石は山崎層に由来するとみなすのが妥当とされた (鈴木, 1992)。これは、舞鶴帯に由来を求めたIshiga (1990) の見解を否定するものである。

上月層

千枚岩質泥岩およびスレート質泥岩から、時代決定に有効な化石が報告された (Pillai and Ishiga, 1987; 竹村ほか, 1993)。

佐用町上月周辺の千枚岩質泥岩の内、2地点から*Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*と*Follicucullus bipartitus*が共産し、またもう2地点から*Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*が産した (Pillai and Ishiga, 1987) とされる。しかしながら、Pillai and Ishiga (1987) の図版に掲載された*Cariver charveti*の画像では、1個体 (Pillai and Ishiga, 1987のplate I, fig. 1) は*Cariver charveti*に同定可能だが、もう1個体 (fig. 2) では偽後腹部 (postabdomen) から突き出す前棘 (ventral spine) が確認できない。同様に、*Follicucullus bipartitus*の画像 (figs. 6–7) では、1個体 (fig. 6) は保存不良のため*Follicucullus bipartitus*には同定できず、もう1個体 (fig. 7) は頂部が細くほぼ直角に曲がっている特徴が認められる。後者は*Follicucullus hamatus*を定義づける形態的特徴 (Caridroit and De Wever, 1984, 1986) である。これらのことから、千枚岩質泥岩の堆積時期を決定する根拠は*Cariver charveti*単体での産出、ならびに*Cariver charveti*と*Follicucullus hamatus*の共産という、二つの産出状況に限られる。*Follicucullus hamatus*の生息期間については既に述べた通り、キャピタニアン期最上部–ウーチャーピンジアン期最下部に相当する (Caridroit and De Wever, 1986; Zhang *et al.*, 2014; Xiao *et al.*, 2020)。この見解に基づくと、*Cariver charveti*と*Follicucullus hamatus*が共産する層準はキャピタニアン階最上部からウーチャーピンジアン階最下部の範囲内と推定される。一方、*Cariver charveti*の生息期間は*Cariver*

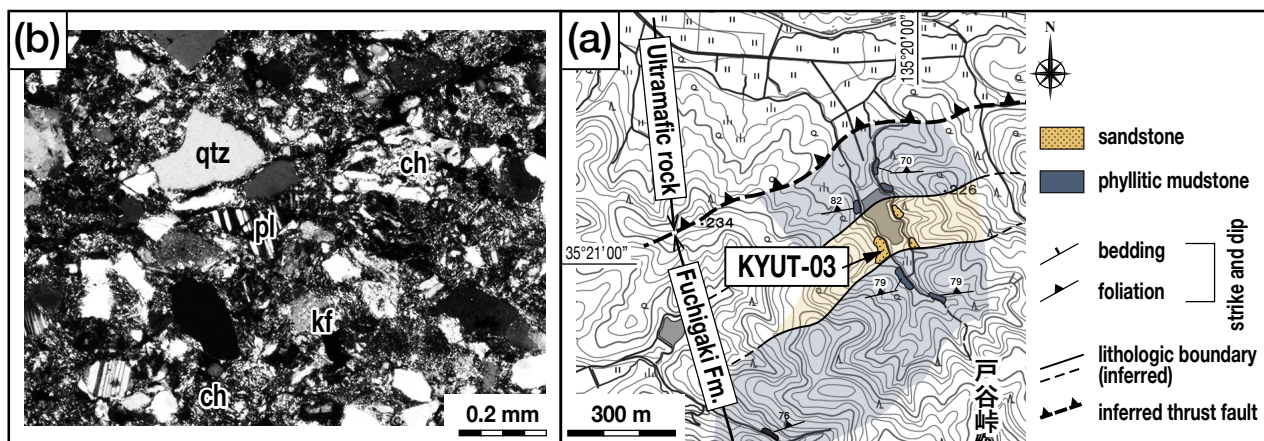
*charveti*間隔帯 (UA13) から*Neobaillella ornithoformis*間隔帯最下部 (UA16) ないし*Neobaillella optima*群集帯 (Kuwahara *et al.*, 1998) に及ぶので、堆積期間は少なくともキャピタニアン期末–チャンシンジアン期と判断される。

また、同じく佐用町上月周辺のスレート質泥岩から抽出された*Albaillella asymmetrica*については、竹村ほか (1993) に掲載された画像では保存不良のため、前翼と後翼の先端が欠損しそれらの非対称性が不明であることがわかる。また*Albaillella asymmetrica*はクングーリアン階 [Kungurian Stage] 中部からローディアン階 [Roadian Stage] (*Albaillella asymmetrica*間隔帯～*Pseudoalbaillella globosa*間隔帯) で産出し、その模式種の偽胸部表面には格子状枠 (lattice-like framework) を持つ横断帯が5～7列程度見られる (Ishiga *et al.*, 1982b)。ところがこの産出個体では、横断帯が不明瞭ながら微かに認められるが格子状枠は確認できない。横断帯を有するこのような形態的特徴は*Albaillella foremanae*や*Albaillella protoforemanae*といったシスウラリアン統最上部からグアダルピアン統最下部に産する近縁種 (Cornell and Simpson, 1985; Zhang *et al.*, 2010) にも知られている。このような状況を考慮すると、この個体を*Albaillella asymmetrica*に限定することはできず、少なくともその比較種に止めるべきである。どちらにしてもスレート質泥岩の堆積時期には、グアダルピアン世が含まれる可能性はある。

このように、上月層の千枚岩質泥岩はキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期の範囲内に堆積したと結論されるが、グアダルピアン世も含まれる可能性は排除できない (第16図a)。なお播磨地域より西方では、苦鉄質火山岩に包有される石灰岩からは石炭紀末～ペルム紀初頭の紡錘虫や珊瑚の化石 (猪木・弘原海, 1980; 森本ほか, 1984; 後藤・堀, 1985) とチャートからはデボン紀後半および石炭紀末の放散虫化石 (後藤・堀, 1985; 竹村ほか, 1980) の産出報告がある。

土万層

土万層では、Caridroit and De Wever (1984) が龍野層群 (本論での土万層) の千枚岩質な葉理質泥岩珪質泥岩互層からなる連続層序断面から*Follicucullus*属の6種を新種記載した。続いてCaridroit and De Wever (1986) は、この層序断面の上部3層準で*Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *orthogonus*, *Ishigaum obesum*などの種が、またその直下の層準で*Follicucullus bipartitus*, *Follicucullus hamatus*, *Follicucullus furca*, *Follicucullus* [= *Cariver*] *charveti*などの種が共存することを記した (*Follicucullus furca*の生息期間については既述した)。更に下位の層準では*Albaillella trianguralis*が産出するが、*Follicucullus hamatus*, *Cariver orthogonus*, *Cariver charveti*, *Ishigaum obesum*とは共存していない。ところで、*Albaillella trianguralis*とされた個体 (Caridroit and De Wever, 1986のPlate 1–1 ~ 1–5) は誤同定であり、



第 17 図 淵垣層から採取したジルコン U-Pb 年代測定用の砂岩

(a) 試料採取地点。場所は第 5 図に示される。KYUT-03 は試料番号。(b) 砂岩の薄片写真。基図には国土地理院の地理院地図 (<https://maps.gsi.go.jp>) を使用。qtz: 石英, p: 斜長石, kf: カリ長石, ch: チャート。

Fig. 17 Zircon U-Pb dated sandstone sampled from the Fuchigaki Formation

(a) Map showing the sampling point. Its location is indicated in Figure 5. KYUT-03 is the sample number. (b) Microphotograph of the sandstone. The GIS map of the Geospatial Information Authority of Japan (<https://maps.gsi.go.jp>) is used for the base map. qtz: quartz, pl: plagioclase, kf: potassium feldspar, ch: chert.

Albaillella sp. G とすべきである (Kuwahara, 1999)。これらの産出状況に基づくと、この断面は *Cariver charveti* 間隔帯 (UA13) から *Albaillella yamakitai* 間隔帯最下部 (UA14 下部) に至る層準に対比でき、時代はキャピタニアン期末-ウーチャーピンジアン期初頭に相当する (第 16 図 a)。なお、Caridroit and De Wever (1986) が示した *Follicucullus* 属の産出層準と最近の放散虫化石層序 (例えば, Xiao *et al.*, 2018) を比較すると、この層序断面では上下関係が逆転している可能性が指摘できる。

6. 碎屑性ジルコン U-Pb 年代

前章では先行研究で報告された放散虫化石に基づいて、各地域における層序单元ごとの構成岩の堆積時期を再検討した (第 16 図 a)。しかしながら多くの層序单元では、産出化石の種数が乏しい上、それらの多くは比較的長期間に及ぶ生息期間を持つため、堆積時期を厳密には限定できていない。さらに、各地域の層序单元を標準層序单元ごとに括った岩相年代図 (第 16 図 b) を見ると、大飯コンプレックスは多くの地域に分布するものの、堆積時期に関しては、他の標準層序单元とは異なりほとんど確定できていない状況が浮かび上がる。そこで、大飯コンプレックスの詳細な堆積時期を確定するため、岩相・層序の記載が充実している綾部地区の淵垣層から新たに碎屑性ジルコンを抽出し、U-Pb 年代を測定した。ここではその結果を記述する。

6.1 採取試料

年代測定用試料 (KYUT-03) の採取地点は、京都府綾

部市上杉町から南東方の戸谷峠に至る林道沿いの露頭 (35°21'0.80"N, 135°19'56.51"E) で、淵垣層 (木村, 1988) に相当する (第 5 図参照)。この露頭から北北西約 350 m には、上位の夜久野苦鉄質岩類 (超苦鉄質岩) との推定境界が位置する。採取地点の周辺には、砂岩と千枚岩質泥岩が ENE-WSW 走向・60°~80° 北傾斜で分布する (第 17 図 a)。砂岩は約 200 m の層厚を有し、走向方向に 3 km 程度連続して分布する。試料は、淘汰不良の細粒砂岩 (長径 < 0.25 mm 程度) である (第 17 図 b)。石英・斜長石が多くカリ長石や岩片が含まれ、不透明鉱物や雲母類も見られる。石英は単結晶のものが大半を占め、多結晶石英はあまり多くない。斜長石ではアルバイト双晶を示すものが多く、ミルメカイト構造を示すものはあまり確認できなかった。カリ長石では微斜長石 (マイクロクリン) 構造やパーサイト構造が僅かに見られた。これらの鉱物粒子は角張った外形をしており、一部の石英・長石では圧力溶解によって輪郭が融食されたように見える。岩片としては、珪長質火山岩が多く泥質岩やチャートなども認められる。泥質基質は構成鉱物粒子と同質の極細粒の碎屑粒子 (長径 < 0.05 mm 程度) から構成され、部分的に方解石などの膠結物質で充填される。

6.2 測定方法

ジルコン粒子の抽出と年代測定は、株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。岩石試料からジルコン結晶として無作為に抽出した粒子を PFA テフロンシートに埋め込んだ後、これをダイヤモンドペーストで研磨した。測定には、東京大学大学院理学研究科付属地

殻化学実験施設に設置された結合誘導プラズマ質量分析 (LA-ICP-MS) 装置 (New Plasma II : Nu Instruments) とレーザーサンプリング装置としてフェムト秒レーザー (CARBIDE : LIGHT CONVERSION) を組み合わせて使用した。レーザー照射に際してはビーム径を 10 μm とし、測定前にジルコン表面の鉛汚染を避けるためにワンショットクリーニング (Iizuka and Hirata, 2004) を施した後、20 秒間レーザー照射を行った。測定点としては、包有物や割れ目を避けてジルコン粒子の中心より外側を選択した。ジルコンの標準試料による補正には一次標準試料として Nancy91500 ($1,062.4 \pm 0.4$ Ma : Wiedenbeck *et al.*, 1995) を用い、年代測定結果の正確性を評価するための二次標準試料として OD-3 (33.0 ± 0.1 Ma : 岩野ほか, 2012 ; Iwano *et al.*, 2013 ; Lukács *et al.*, 2015) も分析した。測定した Nancy91500 および OD-3 の $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代値は文献値と比較して、それぞれ 1.8 % と 2.0 % 以内に収まっていることから、再現性には問題が無いことが確認された。測定した元素およびその同位体は ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U であり、U-Pb 年代として $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代と $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年代を求めた。測定装置の詳細および ICP-MS の諸条件を第 2 表に掲げる。

6.3 測定結果

測定結果については、各ジルコン粒子のコンコーディア図、年代頻度分布図および確率分布曲線、ならびに粒子ごとの U-Pb 年代を第 18 図に、また測定値の詳細を付表 1 に示す。年代の議論には、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年代よりも誤差の小さい $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代を採用し、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代と $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年代が 2 σ の誤差内で重複する粒子をコンコードント、重複しない粒子をディスコードントとみなした。以下に結果を記述する。

試料から抽出したジルコン 62 粒子の測定値は全てコンコードントな値を示し、およそ 1,200–250 Ma の範囲に収まる (第 18 図a, b)。年代頻度分布図では、中生代に含まれる 1,250–1,200 Ma と新中生代を示す 900–850 Ma, 700–650 Ma, 600–550 Ma の区間にそれぞれ 1 粒子ずつ、また顕生代に含まれる 500–200 Ma の区間に残りの 58 粒子からなる集団が示される。一方、古原生代の年代を示す粒子は皆無である (第 18 図c)。顕生代の集団は、500–400 Ma 区間 (全体の 9.7 %) と 400–200 Ma 区間 (全体の 83.9 %) の二集団に細分可能である。なお、本試料から得られた最若のジルコン粒子年代は、 243.9 ± 9.8 Ma である。確率分布曲線では、1,250 Ma から 550 Ma までに分布する個々の粒子に対応した小さなピークが見られるほか、500 Ma より若い年代範囲に複数のピークが存在する (第 18 図c)。このうち頻度分布図で見られる 400–200 Ma 区間の集団には、300 Ma 付近と 250 Ma 付近の 2 つのピークが明瞭に現れるが、後者のピークが最大かつ顕著に突出している。このピークを構成する 265.0 Ma から 243.9

第 2 表 年代測定に用いた LA-ICP-MS と測定条件

Table 2 Instrumentation and operation conditions for LA-ICP-MS analysis

Sample name		KYTU-03
Laser ablation system		
Model	CARBIDE (LIGHT CONVERSION)	
Laser type	Yb: KGW Femtosecond laser	
Pulse duration	290 fs	
Wave length	257 nm	
Energy density	3.8 J/cm ²	
Laser power	30 mW	
Spot size	10 μm	
Repetition rate	50 Hz	
Duration of laser ablation	20 s	
Carrir gas (He)	0.60 L min ⁻¹	
ICP-MS		
Model	New Plasma II (Nu Instruments)	
ICP-MS type	Multi-Collector	
Forward power	1300 W	
Make-up gas (Ar)	0.80 L min ⁻¹	
ThO ⁺ /Th (oxide ratio)	< 1 %	
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis	
Data acquisition	9s (6s gas blanck, 3s ablation signal)	
Monitor isotpos	²⁰² Hg, ²⁰⁴ Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁵ U, ²³⁸ U	
Standard		
Primary standard (U-Pb)	Nancy 91500 ^{*1}	
Secondary standard (U-Pb)	OD-3 ^{*2,3,4}	
^{*1} : Wiedenbeck <i>et al.</i> (1995), ^{*2} : Iwano <i>et al.</i> (2012), ^{*3} : Iwano <i>et al.</i> (2013)		
^{*4} : Lukács <i>et al.</i> (2015)		

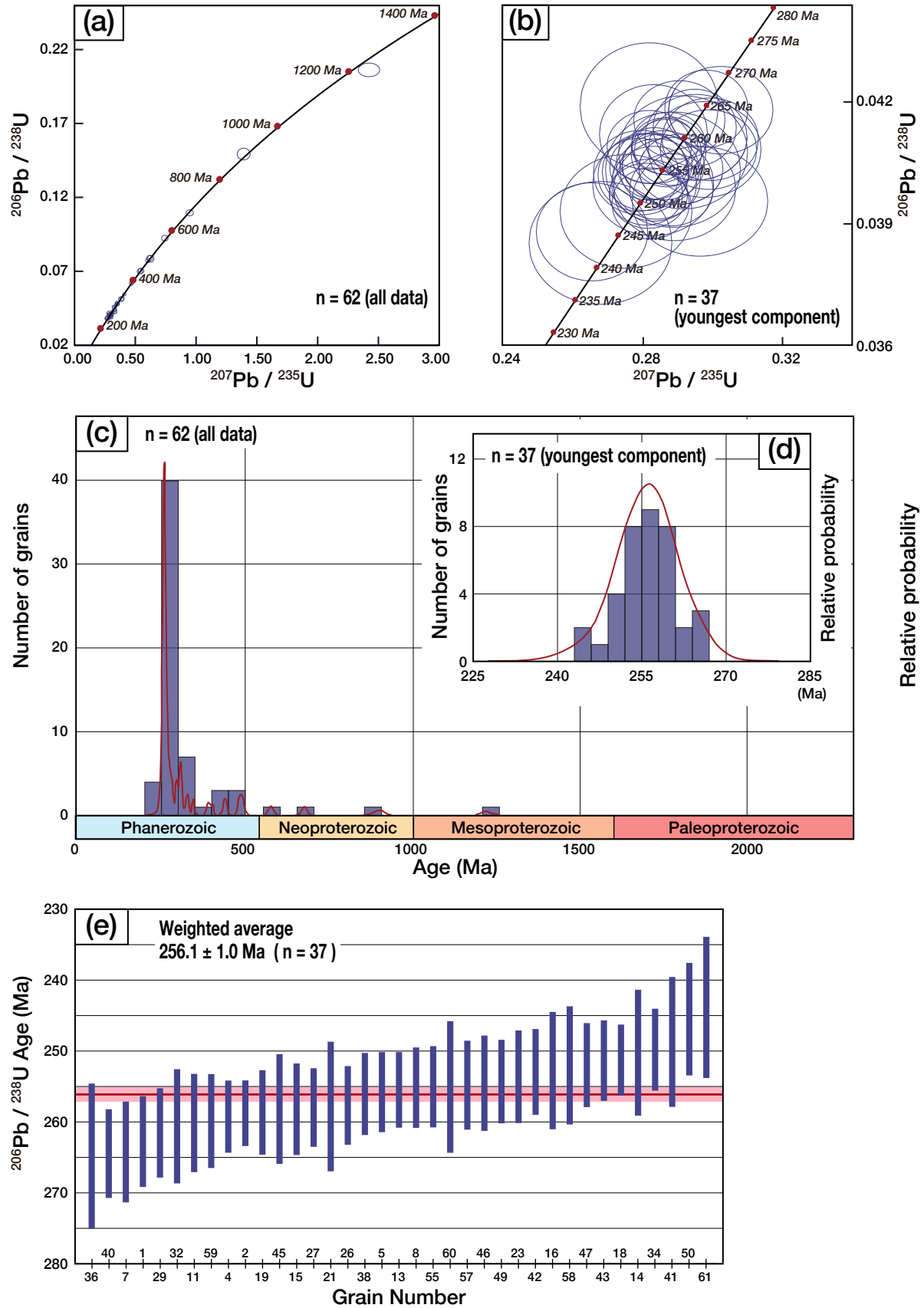
^{*1}: Wiedenbeck *et al.* (1995), ^{*2}: Iwano *et al.* (2012), ^{*3}: Iwano *et al.* (2013), ^{*4}: Lukács *et al.* (2015)

Ma までの 37 粒子 (第 18 図d) は、誤差 3 σ 範囲 (97.5 % confident) に収まる最若年代集団を形成し (第 18 図b)、その年代は加重平均値で 256.1 ± 1.0 Ma (誤差 2 σ) である (第 18 図e)。

この測定結果から、砂岩試料 (KYUT-03) のジルコン U-Pb 年代 (256.1 Ma) はウーチャーピンジアン期後半 (Cohen *et al.*, 2013) に対比されると結論される。この年代値は、厳密には砂岩の堆積時期を直接示すものではない。しかしながら、最大かつ最若の年代集団で特徴づけられる年代頻度分布 (第 18 図d) に基づくと、砂岩の堆積時期の下限を制約することは可能となる。つまり淵垣層の砂岩は、ウーチャーピンジアン期後半ないしそれ以降に堆積したと判断される。

7. 最終堆積時期

ここでは、放散虫化石年代および U-Pb 年代を比較した上で、超丹波帯の各標準層序単元における最終堆積時期の確定を試みる。放散虫化石の指示年代については既に第 5 章で詳細に議論しているので、本章ではその内容を簡潔に記すのに止める。一方 U-Pb 年代については、



前章で述べた本研究で対象とした大飯コンプレックス (淵垣層) の他, これまでに幾つかの年代値が報告されているので, それらを併せてU-Pb年代の妥当性を検証する。なお, 地質年代の値はCohen *et al.* (2013)に基づく。

7.1 上滝コンプレックス

篠山地域に分布する上滝層ではスレート質泥岩とこれに挟有される珪質泥岩から, *Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera japonica*, *Cryptostephanidium japonicum*, *Hozmadia rotundispina*, *Parasepsagon? antiquas*, *Oertlispongus* sp. cf. *O. diacanthus*など (菅森, 2008; Sugamori, 2024) が, また北摂地域の島本層では泥岩から*Eptingium nakasekoi*, *Pseudostylosphaera compacta*, *Oertlispongus diacanthus*, *Parasepsagon? antiquas*などに類似する種 (菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006, 2007) が産出する。これらの種はアニシアン期の前半ないし中頃に共存する (Sugiyama, 1997)。

珪質泥岩・泥岩より層序的に上位と判断される粗粒の碎屑岩 (砂岩) については, 北摂地域の島本層においてジルコンU-Pb年代が測定された (菅森・早坂, 2022)。それによると, 全85粒子の内4粒子からなる最若年代集団の平均値として 232.2 ± 2.6 Maが得られた (第19図a)。この値は誤差範囲を含めカーニアン期中頃に相当し, 放散虫化石に基づく珪質泥岩の堆積時期 (第19図で灰色に塗色した範囲) より大幅に若い。この差については, 今後検討を要する。

以上より, 上滝コンプレックスの最終堆積時期は珪質泥岩・泥岩が示すアニシアン期中頃 (第16図b) と同時期かそれより新しいと想定される。

7.2 氷上コンプレックス

氷上コンプレックスに包括される各地域の層序単元の内, 放散虫化石によって堆積時期が特定できるのは東俣コンプレックス (南条地域)・味間層 (篠山地域)・高槻層 (北摂地域) である (第16図b)。東俣コンプレックスでは凝灰質泥岩から*Cauletella manica*, *Ishigaum* sp. cf.

I. obesum, *Ishigaum* sp. cf. *I. trifustis*などが得られ (Nakae, 2011), これらはチャンシンジアン期後半を指示する。味間層では, 砂岩と互層する珪質泥岩から, *Albaillella levis*, *Albaillella lauta*, *Neoalbaillella ornithoformis*や*Cauletella manica*, *Triplanospongus angustus*などから構成される群集 (Sugamori, 2011) が, さらに珪長質凝灰岩からは*Follicucullus porrectus*や*Neoalbaillella pseudogrypa*などからなる群集 (菅森ほか, 2023) が, それぞれ見出された。これらはチャンシンジアン期中頃-後半を示す。高槻層の珪質泥岩と珪長質凝灰岩からは*Albaillella levis*, *Albaillella protolevis*, *Neoalbaillella grypa*が産出しており (菅森, 2006), その堆積時期はチャンシンジアン期中頃-後半に限定できる。口上林層からは放散虫化石の産出は知られていない。しかし, 上述の東俣コンプレックス・味間層・高槻層における珪質泥岩・凝灰質泥岩の堆積時期が放散虫化石の産出に基づきチャンシンジアン期の範囲内とされることから, 口上林層も同様の時期に堆積したと期待できる。

氷上コンプレックスの内, これまでにU-Pb年代が測定されたのは大飯地域北東 (福井県小浜市片江鼻) の加斗層 (Wakita *et al.*, 2021), 綾部地区の口上林層 (坂田ほか, 2017), ならびに北摂地域の高槻層 (菅森・早坂, 2022) の砂岩についてである。

口上林層については坂田ほか (2017) によって, 最若年代集団の平均値としてスレート質泥岩優勢の下部に挟在する砂岩2試料からおよそ260 Maと256 Maが, また上部の砂岩2試料からおよそ263 Maと251 Maが報告された (第19図c)。これらの値は誤差範囲で重複するが誤差そのものが大きく, グアダルピアン世末から三畳紀初頭 (オレネキアン期) までの長期に及ぶ。その内, 下部1試料と上部1試料のU-Pb年代は誤差範囲で珪質泥岩・凝灰質泥岩の堆積時期 (第19図で灰色で塗色した範囲) と重複する。約251 MaのU-Pb年代を示す試料については, 珪質泥岩・凝灰質泥岩より上位層準である可能性 (第2章を参照) を考慮すれば, 放散虫化石年代との差は層序的に

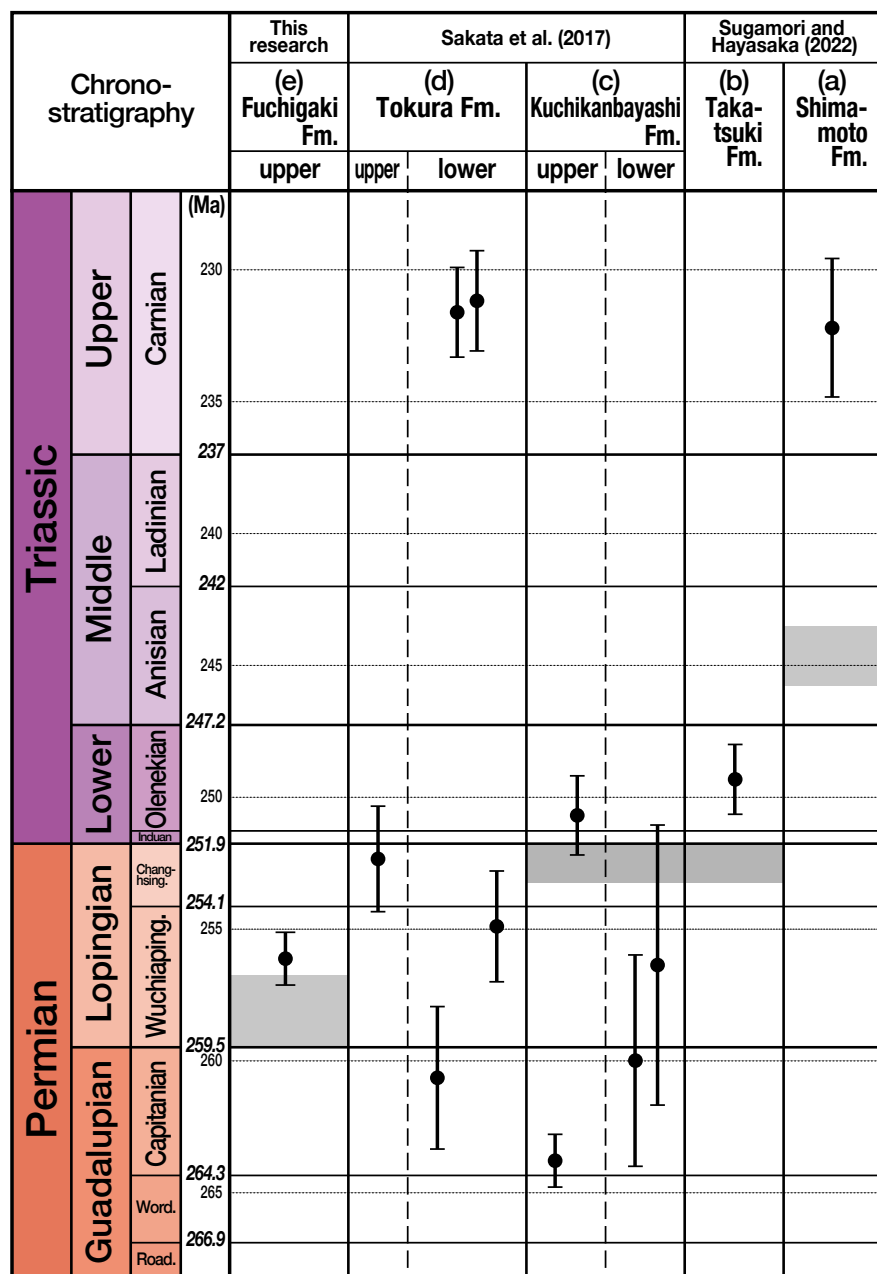
(← p. 364)

第18図 ジルコンU-Pb年代測定

(a, b) コンコーディア図。 (a) では, 測定された全データ (62 粒子) はコンコーディア曲線上に載る。測定値はおよそ1,200 Maから250 Maの範囲に分散する。 (b) では, 測定データの最若年代集団は37 粒子から構成され, 測定値は265.0 Maから243.9 Maの範囲に集中する。 (c, d) 頻度分布図および相対確率分布曲線 (水平軸は $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年代)。 (c) と (d) はそれぞれ全データ (62 粒子) と最若年代集団 (37 粒子) の測定結果を示す。 (e) ジルコン粒子ごとのU-Pb年代。青実線は粒子ごとの測定値を表す。赤実線と赤帯はそれぞれ加重平均値と誤差範囲 (2σ) を示す。加重平均値は37 粒子のコンコダント年代を用いて計算された。

Fig. 18 Zircon U-Pb dating

(a, b) Concordia diagrams. (a) All data (62 grains) is on the concordant line and ranges in age from approximately 1,200 Ma to 250 Ma. (b) The youngest component of data consisting of 37 grains whose ages are concentrated in the range from 265.0 Ma to 243.9 Ma. (c, d) Frequency distribution diagrams with relatively probability curve (c: all data, d: youngest component). Horizontal axis indicates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age. (e) U-Pb age with 2σ error bars of individual zircon grains. Blue bars represent U-Pb ages and their 2σ error for individual zircon grains. Red line shows the weighted mean of U-Pb age for the sandstone sample with its 2σ error (red zone). Weighted mean age was calculated by using concordant ages of 37 grains.



第19図 超丹波帯砂岩から報告されたジルコンU-Pb年代
 淵垣層については本研究，その他の層序単位については先行研究（坂田ほか，2017；菅森・早坂，2022）に基づく．各層において薄灰色で示される帯は，これらに相当する層序単位から産出した放射虫化石に基づく珪質泥岩・凝灰質泥岩の堆積時期を表す．地質年代層序と年代値 (Ma) はCohen *et al.* (2013) を適用．

Fig. 19 Zircon U-Pb ages reported from sandstones in the Ultra-Tamba Belt
 Ages for the Fuchigaki and the other formations are based respectively on this study, Sakata *et al.* (2017) and Sugamori and Hayasaka (2022). Light gray-colored zones in each formation indicate the radiolarian ages obtained from siliceous and tuffaceous mudstones. Geologic time scale and age (Ma) are adopted from Cohen *et al.* (2013).

矛盾しないと判断でき，その時代はペルム紀最末期から三畳紀初頭（オレネキアン期）となる．なお，これらの最若年代とは別に，600 ～ 300 MaのU-Pb年代も併せて報告された（坂田ほか，2017）．加斗層については，Wakita *et al.* (2021) に添付された年代一覧に基づく，測定された35粒子全てのジルコンU-Pb年代が300 ～ 230 Maに集中することが読み取れる．ただし，平均値については言及されていない．高槻層について菅森・早坂 (2022) は，全82粒子の内25粒子が最若年代集団を構成し，その平均値として249.3 ± 1.3 Ma（オレネキアン期中頃）を報告した（第19図b）．この値は，坂田ほか (2017) が示した最若年代（約251 Ma）とは，誤差範囲内でほぼ一致する．

以上の議論により，氷上コンプレックスの堆積はチャ

ンシンジアン期末からオレネキアン期までに終了したと結論される．

7.3 十倉層・大稗層

綾部地区と但馬竹田地域（東部）のそれぞれに分布する十倉層と大稗層では，これまで微化石の産出例が無いため，泥質岩の堆積時期は決定できなかった．しかながら，坂田ほか (2017) は十倉層から採取した5試料（砂岩が卓越する下部の4層準とスレート質泥岩が優勢な上部の1層準）のU-Pb年代を測定し，砂岩の堆積時期について言及した．それによると，個々の最若年代集団の平均値は下位から上位に向けて，およそ255 Ma，230 Ma，230 Ma，260 Ma，250 Maという値を示した（第19図d）．こ

これらの内、下部の中位層準2試料(約230 Ma:三疊紀後半)は、他の3試料(およそ260~255 Ma:ペルム紀中頃~後半)とは著しく異なった年代値を示す。この結果に基づいて坂田ほか(2017)は、十倉層には少なくとも一部に三疊系が含まれるため、大飯層(広川ほか, 1957; Ishiga, 1985)に対比できない可能性を指摘した。

7.4 大飯コンプレックス

大飯コンプレックスでは、岩相・層序の記載が充実している綾部地区の淵垣層と南条地域の牧谷コンプレックスについて検討する。今回新たに淵垣層砂岩から得たU-Pb年代(256.1 ± 1.0 Ma)は、誤差を含めてもウーチャーピンジアン期(259.5–254.1 Ma)の後半に対比される(第19図e)。既に考察したように淵垣層から産出した放散虫化石は、チャートと珪質泥岩の堆積時期がそれぞれキャピタニアン期–ウーチャーピンジアン期前半とキャピタニアン期以降であることを示すものの、泥岩については信頼される放散虫化石の同定ができていない。綾部地区と同様に他の地域においても放散虫化石の産出に基づく、堆積時期は可能性としてキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期ないしチャンシンジアン期末までと想定できるが、正確には決定できない。これに対し、堆積時期が比較的精度良く決定できるのは南条地域の牧谷コンプレックスだけであり、珪質泥岩と細互層する千枚岩質泥岩がウーチャーピンジアン期の初頭ないし前半(約259–257 Ma)に堆積したと判断できる(第16図b)。

淵垣層(砂岩)のU-Pb年代(256 ± 1.0 Ma)は、誤差の下限値が牧谷コンプレックス(千枚岩質泥岩)の堆積時期と僅かに重複するものの、それより相対的に若いことが本研究により明らかになった(第19図e)。さらに、ジルコン粒子が抽出された砂岩試料は層序的に千枚岩質泥岩が卓越する層準より上位に対比されること(第13図fを参照)を考慮すれば、千枚岩質泥岩(ウーチャーピンジアン期の初頭ないし前半)より砂岩(ウーチャーピンジアン期の後半)の堆積時期が新しいことは、岩相・層序・年代の関係と矛盾せず調和的である。これらより本研究で得られたU-Pb年代は、淵垣層や牧谷コンプレックスを含む大飯コンプレックスの最終堆積時期と結論して差し支えない。

7.5 上月コンプレックス

上月コンプレックスに対比される層序単元の内、放散虫化石によって堆積期間が特定されるのは、北摂地域の国崎コンプレックスと播磨地域の上月層・土万層である。

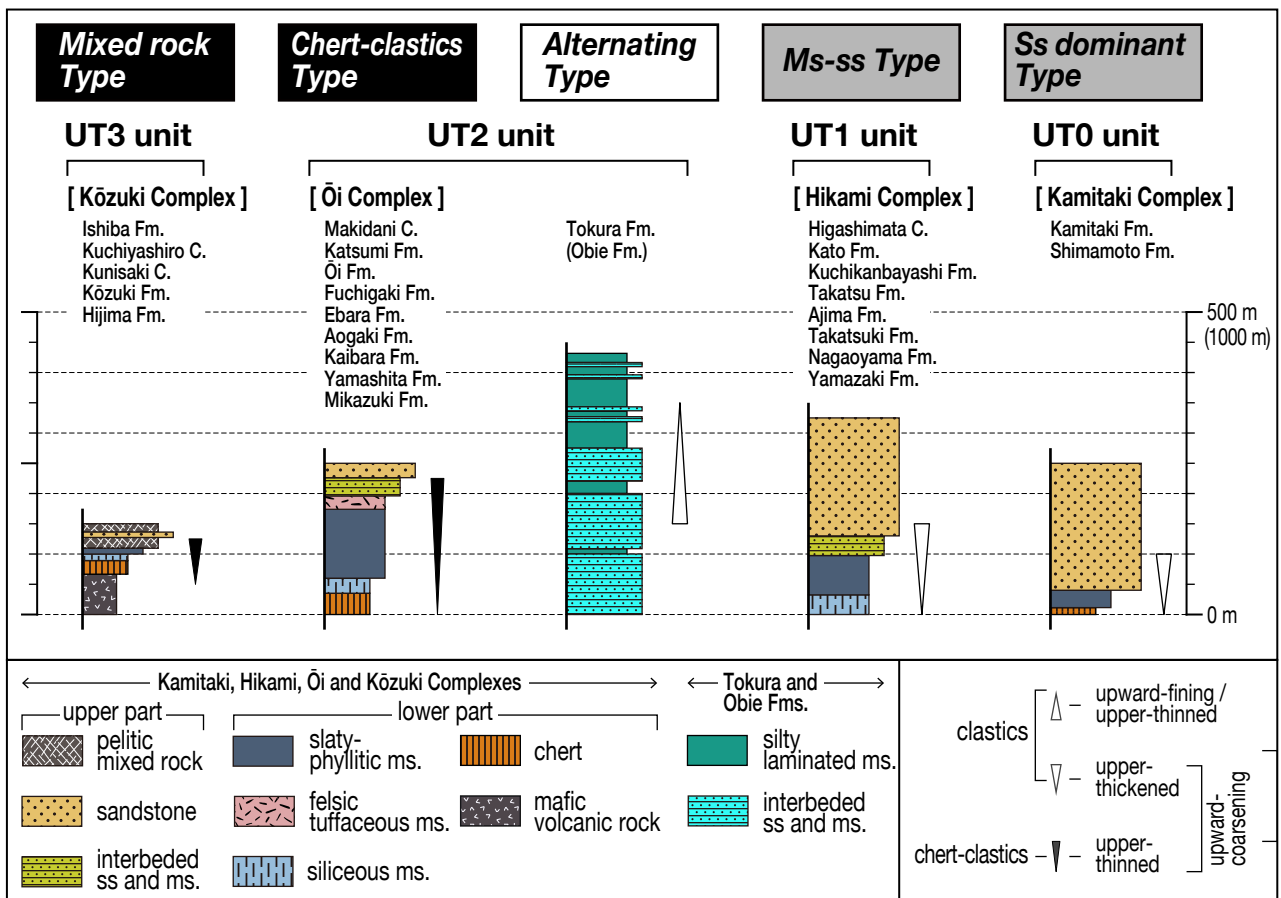
国崎コンプレックスでは、珪長質凝灰岩やスレート質泥岩から*Follicucullus bipartitus*, *Cariver charveti*, *Cariver orthogonus*, *Albaillella yamakitai*, *Follicucullus* sp. cf. *F. furca*などが見出され(菅森, 2009), その堆積時期はキャピタニアン期末–ウーチャーピンジアン期前半と判断

される。上月層の堆積時期は、千枚岩質泥岩から産出した*Cariver charveti*と*Follicucullus hamatus*の共産(Pillai and Ishiga, 1987)に基づき、キャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期初頭と推定される。土万層では葉理質泥岩珪質泥岩互層からなる層序断面が、*Cariver orthogonus*, *Follicucullus bipartitus*, *Cariver charveti*, *Follicucullus hamatus*, *Follicucullus furca*の産出(Caridroit and De Wever, 1986)から、キャピタニアン階最上部–ウーチャーピンジアン階最下部に相当する。つまり、上月コンプレックスのスレート質泥岩・千枚岩質泥岩や珪長質凝灰岩はキャピタニアン期末からウーチャーピンジアン期初頭ないし前半に堆積したと判断できる(第16図b)。

一方、層序的にスレート質泥岩などより上位の砂岩については、国崎コンプレックスにおいて測定されたジルコンU-Pb年代の報告例がある。Wakita *et al.* (2021)に添付された年代一覧表に基づく、砂岩1試料から抽出されたジルコン全54粒子の内41粒子が集中する顕著な年代集団(550~300 Ma)が読み取れ、さらに1,500~800 Maと2,700~2,100 Maにそれぞれ11粒子と2粒子が含まれることが判る。しかしながら最若年代集団の認定やその平均値については言及されていない。Wakita *et al.* (2021)から示唆される550~300 Ma(石炭紀以前)のU-Pb年代は、放散虫化石に基づくスレート質泥岩の堆積時期より古く顕著な隔離がある。それ故、この年代を砂岩の堆積時期として採用することを避ける。

8. 標準層序単元の類型と形成時期

これまでにIshiga (1986, 1990)によって、互いに異なる岩相と層序を持つ氷上層・大飯層・上月層が超丹波帯構成層の層序単位として提唱され、それらの一般的な岩石学的特徴が記載された。また、大飯層の一部に含まれる十倉層・大稗層(木村, 1988; 竹村・前川, 2002, 2005; 竹村ほか, 2007)や既知の層序単位とは異なる上滝層・島本層(菅森, 2006; Sugamori, 2011, 2024)の存在が明らかにされた。ところが先行研究では、層序単位内での層序的岩相変化に関して詳細に記述された例は少ない。このような状況に鑑みて、本研究では近畿地方北部の超丹波帯構成層について、一部地域で新規に実施した地質調査の成果を加味した上で先行研究による層序区分を整理・再検討した(第2章)。さらに一部を除いて、各層序単元の柱状図(第3図, 第11図)を作成・提示した(第2章, 第3章)。これらのことは、異なる層序単元の間に存在する特有の共通性あるいは相異点を顕在化させる結果に繋がった。そこで本章では、このような共通点に基づいた模式的な基礎層序を便宜的に層序型と呼び、その類型として「砂岩優勢型」・「泥岩砂岩型」・「チャート碎屑岩型」・「混在岩型」・「互層型」を提案する(第20図)。以下に、それぞれの特徴について記述するとともに、標準層序単位ごとの形成時期(付加時期)について考察する。



第 20 図 超丹波帯における標準層序単元の類別

標準層序単元は互いに異なる岩相シーケンスから構成される5つの層序型に類別できる。砂岩卓越型と泥岩砂岩型は碎屑岩主体の「上方粗粒化・上部厚化シーケンス」、互層型は碎屑岩主体の「上方細粒化・上部薄化シーケンス」、チャート碎屑岩型はチャートと碎屑岩からなる「上方粗粒化・上部薄化シーケンス」、ならびに混在岩型は火山岩-混在岩を伴う「上方粗粒化・上部薄化シーケンス」から構成される。UT0からUT3は超丹波帯の構造区分単元(亜帯)。丸括弧内の縮尺は互層型層序の層厚を示す。C.: コンプレックス, Fm.: 層, ms.: mudstone, Ms-ss: Mudstone-sandstone, ss.: sandstone, Ss: Sandstone.

Fig. 20 Type classification of standard stratigraphic units in the Ultra-Tamba Belt

Standard stratigraphic units are classified into five types of different lithologic sequence. They are the Sandstone-dominant type and the Mudstone-sandstone type of 'upward-coarsening and upper-thickened sequence (clastic rocks)', the Alternating type of 'upward-fining and upper-thinned sequence (clastic rocks)', the Chert-clastics type of 'upward-coarsening and upper-thinned (chert-clastics)', and the Mixed rock type of 'upward-coarsening and upper-thinned (volcanic-mixed rock)'. UT0 to UT3 represent tectonic units (subbelts) of the Ultra-Tamba Belt. C.; Complex, Fm.: Formation, ms.: mudstone, Ms-ss: Mudstone-sandstone, ss.: sandstone, Ss: Sandstone.

8.1 基礎層序の類型区分

砂岩優勢型

少量のスレート質泥岩が挟有され僅かに苦鉄質岩やチャートが伴われるものの、大半が砂岩で占められ全体的に単調な岩相で構成される基礎層序を、「砂岩優勢型」(Sandstone dominant Type)とする。この層序型が確認できるのは、篠山地域の上滝層と北摂地域の島本層である。両層とも約500～650 mの層厚(栗本, 1993; 菅森, 2006; Sugamori, 2024)をもって分布するが、下限・上限が断層で断たれているため本来の層厚はそれ以上あった

可能性がある。層序に関しては柱状図(第13図k, n)で見掛け下部を占める砂岩主体の層準と上部を構成するスレート質泥岩主体の層準に二分される。しかし既述のように、島本層では依然としてチャートの存在は確認されていないが、①上滝層ではチャートを僅かに付随するスレート質泥岩(30～40 m)を下部に位置づけその上位に砂岩(150～200 m)が累重すると見なすことで、②上方粗粒化・上部厚化するシーケンスが復元できる。上滝層では、このシーケンスの繰返し(4～5回)が推定される(第13図k)ので、衝上断層によって構造的に層序が

重複する可能性があり得る。

この層序型は、上滝層と島本層の両層を包括する上滝コンプレックスの基礎層序を模式的に表現したものと見なせる(第20図)。

泥岩砂岩型

「泥岩砂岩型」(Mudstone-sandstone Type)の基礎層序が見られるのは、柱状図に示される東俣コンプレックス(第13図a：南条地域)・口上林層(第13図d：綾部地区)・高津層(第13図g：福知山地区)・高槻層(第13図o：高槻地区)・山崎層(第13図p：山崎-龍野地区、佐用-上郡地区)であり、以下に挙げる共通した特徴が見られる。基礎層序として、③一部で珪質泥岩を伴う下部のスレート質泥岩(葉理質で部分的に千枚岩質になる)と上部の厚層な砂岩(砂岩泥岩互層を伴う)から構成され、④下部と上部の層厚、換言するとスレート質泥岩と砂岩の量比は多くの場合、圧倒的に砂岩に富み、上方粗粒化・上部厚化のシーケンスを示す。なお、この層序型でチャートがほとんど含まれないことが、先の砂岩優勢型との相違点となる。また⑤基礎層序一単位は300～500 m程度の層厚を有する。さらに、各層序単位内ではこの基礎層序が構造的に複数回繰返すため、全体の層厚は柱状図作成域外を含めるとそれぞれ4,500 m(東俣コンプレックス：Nakae, 2012), 1,400 m(口上林層：木村, 1988), 2,200 m(高津層：栗本, 1990), 1,800 m(高槻層：菅森, 2006), 2,000 m以上(山崎層：本研究)に達する。これらの他に、柱状図が作成されていない加斗層(大飯地域)・長尾山層(川西地区)も、先行研究の記述と本研究での検討から、泥岩砂岩型の範疇に含まれると判断できる。なお、詳細な層序が未確定な味間層(篠山地域)も、この層序型に暫定的に含める。以上から泥岩砂岩型は、氷上コンプレックスの基礎層序を模式的に表現した型として位置づけられる。

チャート碎屑岩型

この層序型は、柱状図が示される牧谷コンプレックス(第13図b：南条地域)・堅海層(第13図c：赤礁埼地域)・淵垣層(第13図f：綾部地区)・榎原層(第13図h：福知山地区)・青垣層(第13図j：但馬竹田地域)・柏原層(第13図m：篠山地域)・三日月層(第13図q：佐用-上郡地区)で認められ、次のような特徴が共通する。⑥下部のチャート・珪質泥岩・スレート質-千枚岩質泥岩(部分的に珪長質凝灰岩を挟有することがある)と上部の砂岩(砂岩泥岩互層の薄層を伴う)からなる基礎層序を構成し、⑦基底部にはチャートが、またチャートの上位に珪質泥岩が累重することが特徴である。さらに⑧基礎層序一単位はおおよそ一定の層厚(300 m～500 m程度)を示すが、⑨下部のスレート質-千枚岩質泥岩が圧倒的に優勢で上部の砂岩は非常に薄く、全体として上方に向けて粗粒化・薄化する。各層序単位内ではこの基礎層序が構造的に複数回繰返す。このような岩相変化を有することから、こ

れを「チャート碎屑岩型」(Chert-clastics Type)とする。柱状図は作成されていないが上記の層序単元のほかに、大飯地域の大飯層と川西地区の山下層も、黒色千枚岩質泥岩-千枚岩が優勢で少量の砂岩を挟有する(広川ほか, 1957; Sakaguchi, 1961)ことから、この層序型に含まれると考えられる。つまり、チャート碎屑岩型は、大飯コンプレックスの基礎層序を模式的に表したものと解釈できる。

混在岩型

「混在岩型」(Mixed rock Type)の基礎層序は、柱状図が作成された石場層(第13図i：福知山地区)と上月層(第13図r：佐用-上郡地区)において確認される。この層序型では、⑩苦鉄質火山岩とそれに随伴するチャートが普遍的に挟在し、⑪これらを基底にして珪質泥岩・スレート質泥岩が累重する下部と砂岩・砂岩泥岩互層からなる上部に二分される基礎層序から構成され、上方粗粒化・上部薄化のシーケンスを示す。さらに、⑫泥質混在岩が認められることが他の層序型から識別される相違点である。⑬基礎層序一単位の層厚は苦鉄質火山岩の有無とその量に支配されて約50 mから約600 mと変動するが、平均的には180 m程度である。なお柱状図は作成されていないが、苦鉄質火山岩やチャートを岩体として包有する泥質混在岩を含む口八代コンプレックス(但馬竹田地域)・国崎コンプレックス(北摂地域)・土万層(佐用-上郡地区)の基礎層序は、この型に属する可能性が高い。上記の特徴を持つ基礎層序からなる層序単位は全て、上月コンプレックスに包括される。

互層型

十倉層(綾部地区)の柱状図(第13図e)においてのみ、「互層型」(Alternating Type)の層序が確認できる。この層序型は、葉理質泥岩を含め砂岩優勢ならびにスレート質泥岩優勢な砂岩スレート質泥岩互層など、多様な岩相からなり、⑭細粒砂岩優勢の互層が主体の下部と葉理質泥岩が卓越するスレート質泥岩優勢互層の上部から構成されることから、⑮上方へ細粒化するシーケンスを示すと判断できる。⑯砂岩スレート質泥岩互層の砂岩単層は下位層準で厚く上位に向けて薄くなる傾向があり、反対に葉理質泥岩は上位層準ほど層厚が大きくなる。また⑰層序の繰返しは無く全体の層厚は約860 mに達するが、下部より上部が薄い上部薄化が認められる。なお柱状図は作成されていないが、但馬竹田地域の大神層(層厚1,240 m)も、細粒砂岩優勢の下部と葉理質なスレート質泥岩を主体とする上部によって構成されることから、この型の層序を示している可能性が高い。

8.2 共通性と相違点

前節で、各地域の層序単位を包括した標準層序単位はそれぞれ特定の層序型に類別されることを述べた。本節では、各層序型を構成する基礎層序の間に認められる岩相的・層序的共通性と相違点を指摘する。なお括弧内の

丸数字は、前節に記した岩相的・層序的特徴を表す。

砂岩優勢型では見掛け上、スレート質泥岩が砂岩の上位を占めるとされた(菅森, 2006; Sugamori, 2024)。しかし本論では、上滝コンプレックスに僅かに含まれるチャートの存在を根拠として、砂岩優勢型の基礎層序は上方粗粒化・上部厚化シーケンスから構成されると解釈した(第3.10節: ①・②)。砂岩優勢型に対して泥岩砂岩型とチャート碎屑岩型を比較すると、これら三者は共に、チャートあるいは珪質泥岩からスレート質泥岩を経て上位の砂岩へ粗粒化するという特徴(上方粗粒化シーケンス: ①・③・⑥)が互いに共通する。しかしながら、泥岩砂岩型では砂岩が著しく優勢(④)でチャートをほとんど含まないのに対し、チャート碎屑岩型ではスレート質泥岩が圧倒的に優勢(⑨)で、チャートを随伴することが多い(⑦)、という違いが明瞭である。砂岩優勢型は特に、砂岩が優勢である点で泥岩砂岩型と、またチャートがスレート質泥岩の直下に伴われる点でチャート碎屑岩型と、それぞれ共通する。ところで砂岩の層厚変化に着目した場合、上方粗粒化シーケンス内で下部と上部のどちらが優勢であるかによって、砂岩が厚化する「砂岩優勢型・泥岩砂岩型」と薄化する「チャート碎屑岩型・混在岩型」の識別も可能である。

一方、混在岩型においても同様で、チャート・珪質泥岩・スレート質泥岩から上位の砂岩へ粗粒化(上方粗粒化シーケンス: ⑪)が認められ、これは他の層序型と共通する特徴となっている。しかし、苦鉄質火山岩(⑩)と混在岩(⑫)の存在は、混在岩型が他の三者から区別される相違点として挙げられる。

上述した四種の層序型とは対照的に、互層型では上方に向けて砂岩優勢互層から泥岩優勢互層・葉理質泥岩に移化する細粒化が見られ(⑭・⑮)、砂岩泥岩互層ではより上位に向けて砂岩単層が薄くなる薄層化(⑯)と層厚が下部より上部で薄くなる薄化が読み取れる(⑰)。つまりこの層序型に属する層序単位は、碎屑岩のみから構成される上方細粒化・上部薄化するシーケンスから形成され、その他の上方粗粒化シーケンスからなる層序型とは全く別種の型であると結論できる。

このような岩相の比較より、複数の層序型から特定の層序型を識別する際に、それぞれに固有の層序的岩相変化が重要な指標であることが示され、反対にこの指標は、それぞれの層序単位が互いに別個であると判断する根拠になり得ると言える。

8.3 標準層序単元の形成時期

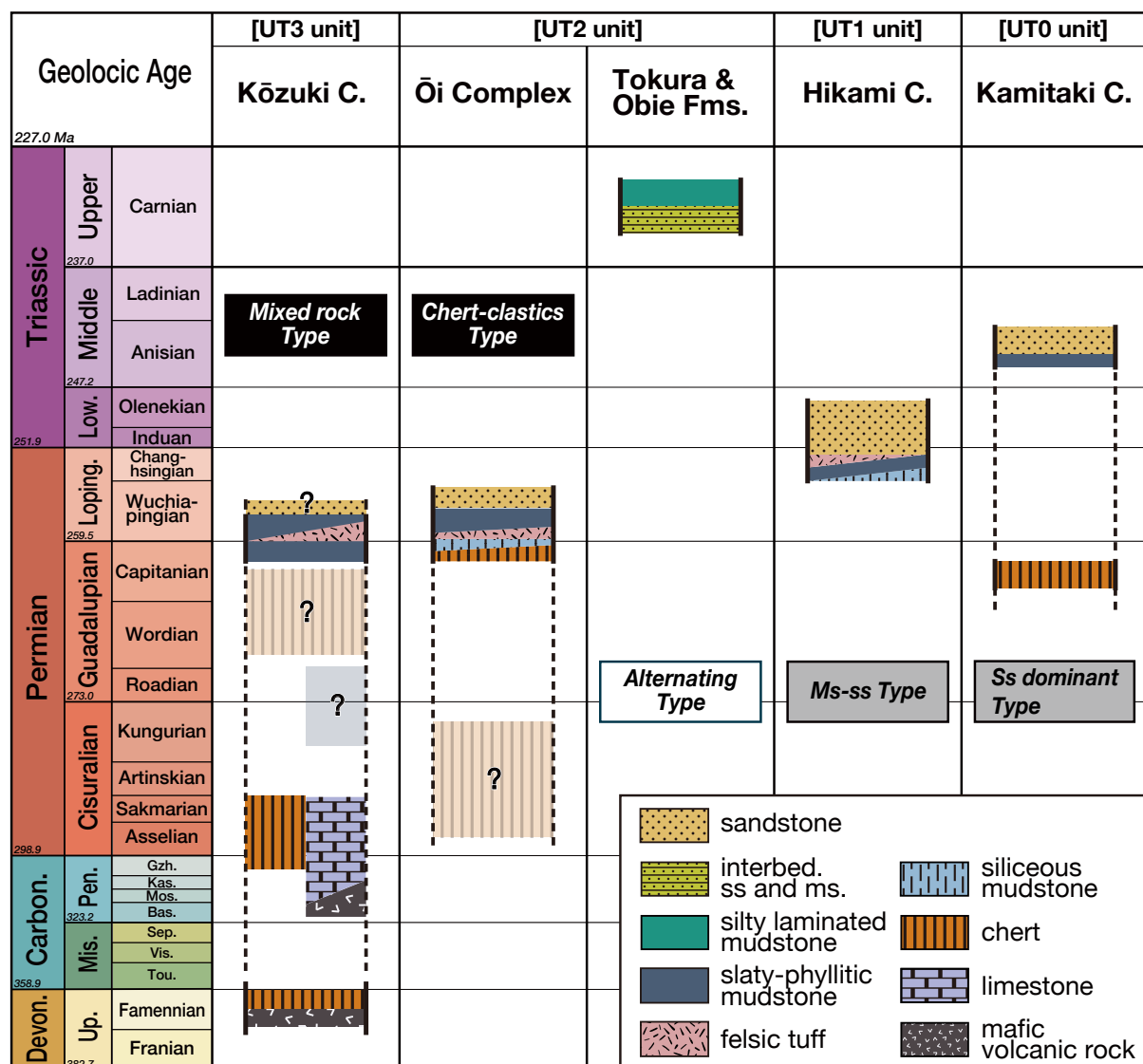
各層序型を示すそれぞれの標準層序単元の形成時期について、ここで改めて議論する。形成時期を決定するには、その根拠となる碎屑岩類の最終堆積時期を求めるのが一般的である。そこで、各地域における層序単位ごとの放散虫化石による指示年代(第16図)と砂岩のジルコ

ンU-Pb年代(第19図)を基にして、岩相-年代表を作成する(第21図)。

先行研究によって、超丹波帯構成層はペルム紀中頃から後半にかけて形成されたことが定説となっていた(例えば, Ishiga, 1985, 1986; Caridroit *et al.*, 1985)。しかしながら第21図からは、上滝コンプレックスと氷上コンプレックスは従来の認識と異なり、それぞれの最終堆積時期は三疊紀中頃(アニシアン期)とペルム紀末-三疊紀前半(チャンシンジアン期後半-オレネキアン期)にまで下ることが明らかとなった(菅森・八尾, 2004; 菅森, 2006, 2008; Sugamori, 2024)。これら二つの標準層序単位は先に述べたように、砂岩に著しく富む層序型(砂岩優勢型・泥岩砂岩型)に属する。また、それぞれがチャート碎屑岩型と混在岩型である大飯コンプレックスと上月コンプレックスでは、最終堆積時期がウーチャーピンジアン期内に収まっている(本研究)。これらに対し互層型である十倉層では、砂岩から得られた個々のU-Pb年代(最若年代集団の平均値)がおおよそ260 Ma, 255 ~ 250 Ma, 230 Maを示した(坂田ほか, 2017)。これらの年代値は、キャピタニアン期末、ウーチャーピンジアン期末-チャンシンジアン期、カーニアン期の三つの時代に対比される。しかし、ジルコン年代は直接的には後背地での火成作用の活動時期を示すものである。このことから、層厚800 m以上の単一基礎層序から構成される十倉層の堆積時期は少なくとも、最も若い年代であるカーニアン期か、それ以降であると言える。

ここで特筆すべきは次の点である。④従来の知見通りにペルム紀後半に付加された標準層序単位は上月コンプレックスと大飯コンプレックスである。⑥氷上コンプレックスと上滝コンプレックスはそれらと異なり、ペルム紀末-三疊紀中頃に形成された標準層序単位であることが新たに判明した。③形成時期は、上位の層序単位から下位の層序単位に向けて相対的に若くなる。④時代的に異なるこれら二者の分布は、十倉層を境に地理的・層序的に分離される。さらに⑤十倉層の堆積時期はカーニアン期であると判断される。

③から⑤は、超丹波帯構成層が海洋プレート沈み込みによる付加作用で形成されたことの再確認であり、それが三疊紀中頃まで継続したことを示す。このことは、ペルム紀とされた海洋プレート沈み込みの期間について再考を促すものである(Sugamori, 2024)。また④と⑤が示唆するのは、ウーチャーピンジアン期までに形成された上月・大飯とチャンシンジアン期末以降に形成された氷上・上滝の、新旧二つの層序単位群の間(時代的にはペルム紀-三疊紀境界付近)に、十倉層が位置することである。この境界は付加時期の新旧だけでなく、チャート・苦鉄質火山岩を伴うスレート質泥岩優勢の層序型と砂岩が優勢な層序型との分布境界でもある。



第21図 超丹波帯標準層序単元の地質年代

各標準層序単元はその固有の層序型から構成される。砂岩に富む上方粗粒化の層序型である上滝（砂岩優勢型）と水上（泥岩砂岩型）の両コンプレックスと上方細粒化の互層型である十倉層・大稗層の形成時期は三疊紀にまで及ぶ。これに対し、スレート質-千枚岩質泥岩が優勢な大飯（チャート碎屑岩型）と上月（混在岩型）の2コンプレックスはペルム紀ロービンジャン世に形成された。UT0からUT3は超丹波帯における構造区分単元（亜帯）。interbed. : interbedded, ms. : mudstone, Ms-ss : Mudstone-sandstone, ss. : sandstone, Ss : Sandstone.

Fig. 21 Geologic age of the standard stratigraphic units in the Ultra-Tamba Belt

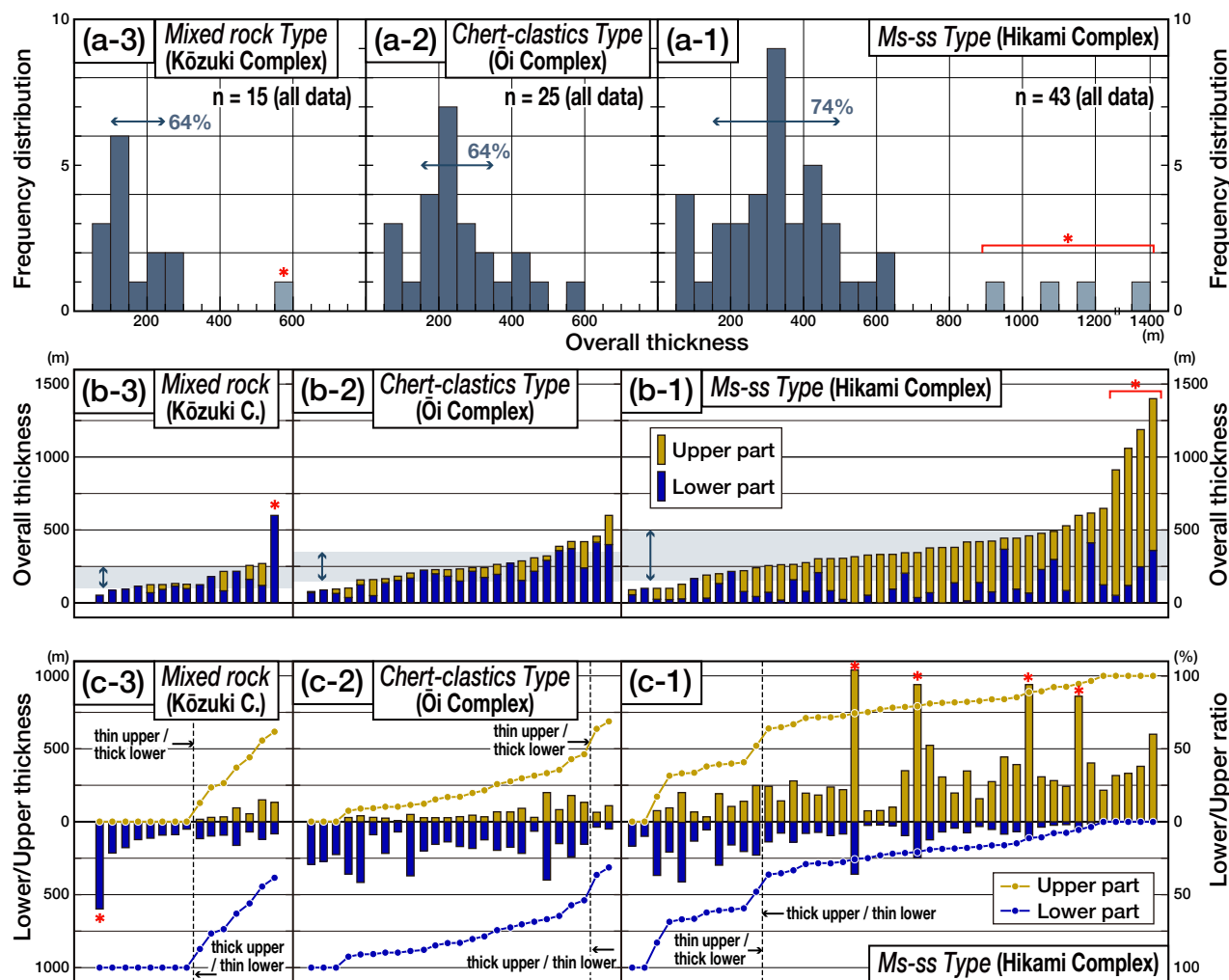
Each standard stratigraphic unit displays its inherent stratigraphic type. The deposition of stratigraphic types including the Kamitaki (Sandstone-dominant type) and the Hikami (Mudstone-sandstone type) complexes which are of upward-coarsening sequence, together with the Tokura and Obie formations (alternating type) which are characterized by upward-fining sequence, has extended up to the Triassic Period. On the other hand, the Ōi (Chert-clastics type) and the Kōzuki (Mixed rock type) complexes are mainly composed of slaty-phyllitic mudstone and have formed during around the Lopingian Epoch (late Permian Period). UT0 to UT3 are tectonic units (subbelt) of the Ultra-Tamba Belt. interbed.: interbedded, ms.: mudstone, Ms-ss: Mudstone-sandstone, ss.: sandstone, Ss: Sandstone.

9. 層序型の層厚

9.1 基礎層序構成岩の層厚変化

前章では標準層序単元を識別する層序型を提唱し、そ

れらの形成時期を推定した。本章では、層序型を特徴づける基礎層序の構成岩とその層厚にどのような関係性があるかを検討する。これに際し、各層序型における基礎層序全厚の頻度分布と下部・上部の層厚変化をグラフ



第22図 標準層序単位（層序型）における基礎層序の層厚

(a) 基礎層序全層厚の頻度分布. (b) 基礎層序における下部・上部の層厚変化. 薄青色掛けの部分は、頻度分布図(a)で層厚が集中する領域を示す. (c) 基礎層序の全層厚に対する下部・上部の割合. 横軸に全ての基礎層序を並べ、下部（紺色）・上部（黄色）の層厚とその割合を縦軸に棒グラフと折線グラフで表示. 赤印は例外的な層厚を有する基礎層序を示す.

Fig. 22 Thickness of the foundational stratigraphies in each standard stratigraphic unit

(a) Frequency in total thickness of the foundational stratigraphies. (b) Change in thickness of the lower and upper parts. Shaded indicates the areas where the thickness of the foundational stratigraphies is concentrated in the frequency distribution diagram (a). (c) Change in ratio of the lower to upper parts. All foundational stratigraphy is arranged on the horizontal axis. The thickness of the lower (dark blue) and upper (yellow) parts and their ratio are displayed on the vertical axis respectively using bar graphs and line graphs. The foundational stratigraphies with an exceptional thickness are indicated by red marks.

化する手法を、併せて提案する。ここで用いる「全厚」は、海溝底を埋積する堆積物の初生的な厚さではなく、野外調査では認識できなかった小規模断層・横臥褶曲に伴う構成層の重複化なども含め、付加過程における衝上断層群による覆瓦構造の形成に伴って集積する個々の海洋底層序の厚さを指す。つまり、海洋底層序（ここでは基礎層序）を規定する衝上断層の間隔を意味する。なお、層厚・全厚には上述したように、後生的な構造変形による地層の重複を含んでいる可能性は排除できない。その

ためこれ以降は、重複による層厚の増大を含んでいることを議論の前提条件とする。

第22図と第23図の作成には、各地域の柱状図（第3図、第11図、第13図）で示される岩相と層厚を用いた。なお砂岩優勢型については、これを代表する上滝コンプレックスの層序と層厚に関する詳細な情報は依然として得られていないので、対象から除外する。

まず、層序型の違いによって基礎層序の全厚がどの程度変動するのかを頻度分布として表示する（第22図a）。

泥岩砂岩型の例として氷上コンプレックスから43の基礎層序を検討した。その全厚は50 mから1,400 mまでの区間で幅広く変動するものの、その多くは150–500 mの区間（図中に両矢印で指定）に収まり、特に20 %に相当する9つの基礎層序が300–350 mに集中する（第22図a-1）。また、900–1,400 m区間にある4つの基礎層序の全厚は例外的に、他より2～3倍厚いことが判る（赤印を付した）。チャート碎屑岩型（大飯コンプレックス）では25の基礎層序を検討した。全厚は50–600 mの範囲に分布し、その内150–350 m区間に半数以上が含まれ、特に200–250 mに28 %に相当する7つの基礎層序が集中する（第22図a-2）。なお、泥岩砂岩型のような全厚900 mを超える基礎層序は認められない。混在岩型（上月コンプレックス）では検討できた基礎層序は少なく15である。全厚約600 mの基礎層序が一例認められる（赤印を付した）が、その他は50–150 mと200–300 mの狭い範囲に二分されるという特徴を持つ（第22図a-3）。この内、100–250 m区間に基礎層序（9～10程度）が比較的集中することが読み取れる。このように頻度という観点から比較すると、基礎層序の全厚は層序型ごとに異なり、泥岩砂岩型で最大（平均≒390 m、全厚900 m以上の基礎層序を除外すると330 m）で、次いでチャート碎屑岩型（平均≒225 m）、そして混在岩型で最小（平均≒180 m、全厚600 mの基礎層序を除外すると140 m）となる。なお上述した全厚が集中する区間の割合を、一般的な層厚から著しく外れる基礎層序（第22図a-1、3の赤印）を除外（次節で解説する）して計算すると、泥岩砂岩型では74 %、チャート碎屑岩型と混在岩型では64 %という結果となる。これらは、正規分布における1 σ （約68 %）と同等の値である。

互層型を除く全ての層序型では、下位から（チャート→珪質泥岩→スレート質泥岩→砂岩スレート質泥岩互層→砂岩へと粗粒化するシーケンスが認められることを、既に述べた（第20図）。混在岩型ではこれに加え基底部に苦鉄質火山岩が付随するが、やはり類似の上方粗粒化シーケンスがこの層序型を構成するので、この点は他の層序型と共通する。つまり結果的に基礎層序は、苦鉄質火山岩・チャート・珪質泥岩を伴うスレート質泥岩から構成される下部（細粒相）と、砂岩スレート質泥岩互層を伴う砂岩から構成される上部（粗粒相）に区分できる。そこで次に、基礎層序における下部と上部の層厚を比較する。

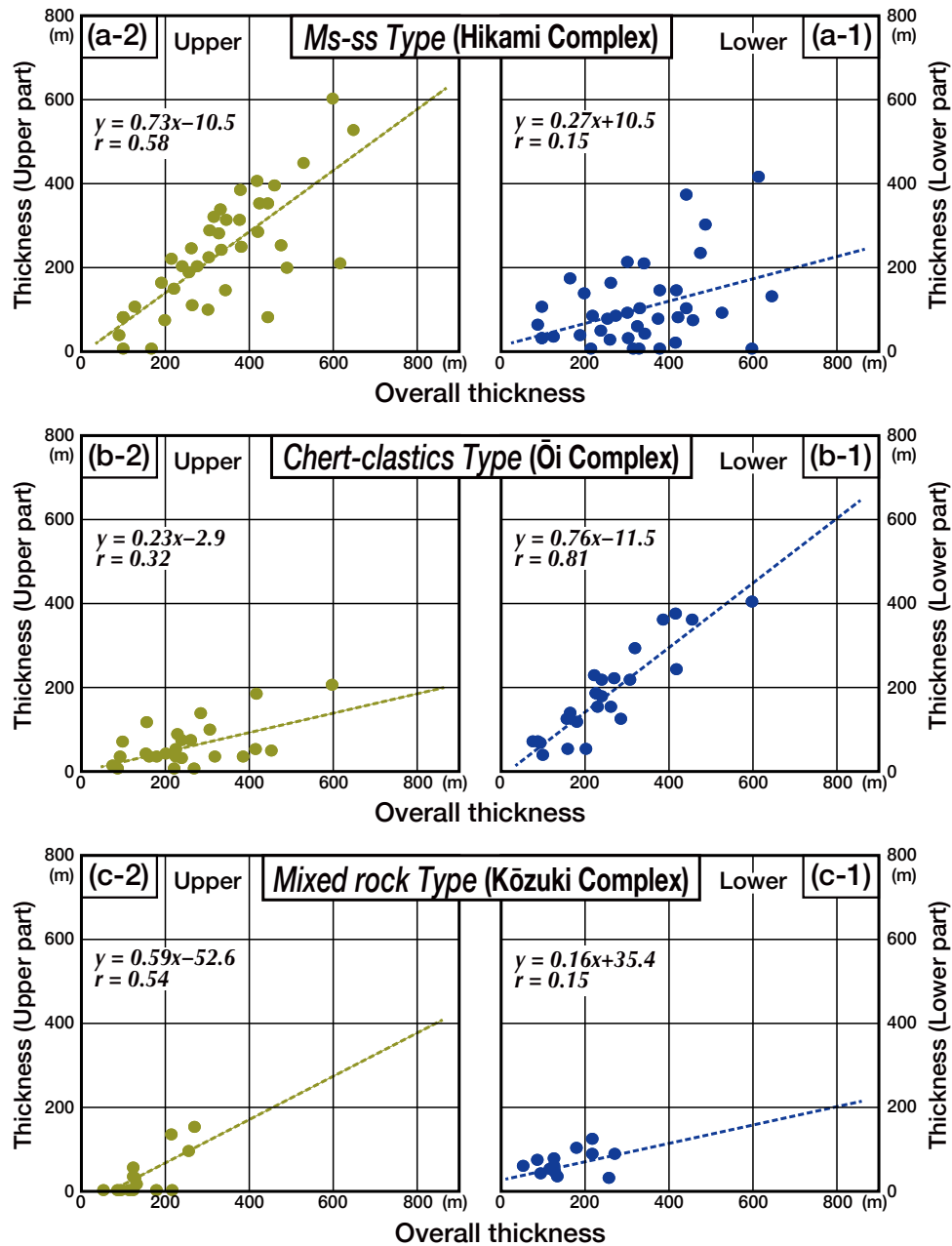
個々の基礎層序を全厚の順に横軸方向へ並べた結果を第22図bに示す。まずこの図から判明するのは、各層序型における全厚の増減変動に緩傾斜と急傾斜の区間が存在することである。当然ながら緩傾斜区間（第22図bの両矢印を付した薄青色部分）は、頻度分布図に示された全厚が集中する範囲（第22図aの両矢印）と一致する。次いで注目されるのは、基礎層序の下部・上部の層厚差である。泥岩砂岩型（第22図b-1）では下部（0～368 m）に対して上部（0～1,040 m）が非常に厚く、これ

とは対照的にチャート碎屑岩型（第22図b-2）では下部（37～416 m）に比べ上部（0～200 m）はかなり薄い。さらに混在岩型では、下部が53～600 mであるのに対し上部は0～150 mとなる（第22図b-3）。ここで特筆すべき事象は、全厚の増減分は下部・上部で均等に賄われているのではない、ということである。泥岩砂岩型では上部の、またチャート碎屑岩型では下部の増加に伴って、それぞれの全厚が増加する傾向にある（詳細は次節で記述）。また混在岩型では、頻度分布図（第22図a-3）で二分される集中区間の内、50–150 m区間の基礎層序（左から1～9番目）の大半がその下部で構成されるのに対し、200–300 m区間の基礎層序（左から11～14番目）では50–150 m区間の全厚に相当する厚さを差引いた増加分が上部で賄われる傾向にある（第22図b-3）。

9.2 層厚比率

次に、各層序型の基礎層序を下部・上部の層厚比率の順に再配列したグラフを第22図cに示す。その結果は、層厚比率（折れ線）が大きく変化する急変点が存在することを描き出した。泥岩砂岩型（第22図c-1）における層厚比率[下部：上部]は、右端の[0：100]から左側の[36：67]に向かって緩勾配の直線的な変動を示す一方、この範囲を越えると下部の層厚が急増するため、変動曲線は急勾配となる。この急変点の存在は、泥岩砂岩型の基礎層序が右側の「薄層の下部（thin lower）および厚層の上部（thick upper）」と左側の「厚層の下部（thick lower）および薄層の上部（thin upper）」に区分できることを示唆しており、南条山地の東俣コンプレックス（第2.1節）でその一例を見ることができる。チャート碎屑岩型（第22図c-2）では、上部の層厚が右端の[31：69]から急減し、急変点を越えた[54：46]から左端の[100：0]に向かって層厚比率は緩勾配の曲線を描くように変動する。この層序型においても、急変点の右側は「薄層の下部および厚層の上部」、左側は「厚層の下部および薄層の上部」と判断される。このような下部の増大と上部の減少を伴う緩勾配の変動は、泥岩砂岩型とチャート碎屑岩型の両方で認められる類似の現象と言える。一方、混在岩型で認められる変動はこれらと異なる。層厚比率は、右端の[38：62]から中央付近の[87：13]へ上部の層厚は急減するが、その左側では上部を欠いて[100：0]となる。右側では、下部の層厚が不規則に微増減するものの増減幅は小さいことから、層厚比率は上部の層厚変化に連動して変動すると解釈できる。また、右側と左側の間に緩勾配を示す区間が存在しない点は、異質な特徴である。

ところで既に指摘したが、例外的に他より著しく層厚が大きい基礎層序（赤印を付した）が存在することを述べた。泥岩砂岩型では全厚900 m以上の基礎層序（第22図a-1）が、層厚比率の変化傾向とは無関係な厚い上部を有する（第22図b-1、c-1）。これらは東俣コンプレックス



第23図 基礎層序全厚に対する下部と上部の分配

(a) 泥岩砂岩型の下部 (a-1) と上部 (a-2). (b) チャート碎屑岩型の下部 (b-1) と上部 (b-2). (c) 混在岩型の下部 (c-1) と上部 (c-2).

Fig. 23 Allocation of the lower and upper parts to the total thickness of each foundational stratigraphy

(a) Lower (a-1) and upper (a-2) parts of the mudstone-sandstone type. (b) Lower (b-1) and upper (b-2) parts of the chert-clastics type. (c) Lower (c-1) and upper (c-2) parts of the mixed rock type.

の一部 (基礎層序 $[v] \cdot [vi]$) であるが、柱状図 (第3図a) を詳細に見ると $[v]$ と $[vi]$ では露頭欠如によって層序の連続性が保たれないため本来存在すべき下部の泥岩が確認できていない。つまり、複数の基礎層序を一つの基礎層序として誤認した可能性は否定しきれない。また混在岩型には、層厚が600 mに達する基礎層序 (第22図a-3) が含まれる。通常、層厚100 m前後の苦鉄質火山岩が基

礎層序の最下部に位置するのに対し、この基礎層序では400 m以上の層厚となっていることが、その要因として考えられる (第11図dの $[i]$)。これら二つの例外的な事例については、これ以降の議論から除外する。

上記で指摘した基礎層序内での下部・上部の層厚比率、つまり層厚の分配について更に検討を進める。そこで、横軸に全厚を、縦軸に下部あるいは上部の層厚をとった

相関図(第23図)を作成した。この図ではどの層序型においても、基礎層序全厚の増加に伴って下部と上部の層厚も増加傾向にあることが示されるが、そこには興味深い特徴があることが判る。泥岩砂岩型では下部(第23図a-1)における層厚の増加傾向は顕著でなく、そのため相関係数は低い($r=0.15$)。つまり、全厚とは無関係にあまり増加しないと言える。この特徴はチャート碎屑岩型の上部(第23図b-2)と混在岩型の下部(第23図c-1)にも見られ、相関係数はそれぞれ $r=0.32$ と $r=0.15$ と低く、やはり層厚に著しい変動は無い。これとは対照的に、泥岩砂岩型の上部(第23図a-2)、チャート碎屑岩型の下部(第23図b-1)および混在岩型の上部(第23図c-2)では、全厚との間に明瞭な正の相関が存在する(相関係数はそれぞれ $r=0.58$, $r=0.81$, $r=0.54$)。特に、泥岩砂岩型の上部とチャート碎屑岩型の下部では近似直線の傾きが大きく($y=0.73x$, $y=0.76x$)、層厚比率(第22図c-1, c-2)でも明らかなように、全厚の約70%がそれぞれ上部と下部で賄われている。混在岩型の上部(第23図c-2)でも近似直線の傾きは比較的大きい($y=0.59x$)。このことから、泥岩砂岩型と混在岩型では上部が、またチャート碎屑岩型では下部が、それぞれの基礎層序の全厚増加に寄与することが明らかになった。

10. 超丹波帯構成層の形成に関わる地質学的背景

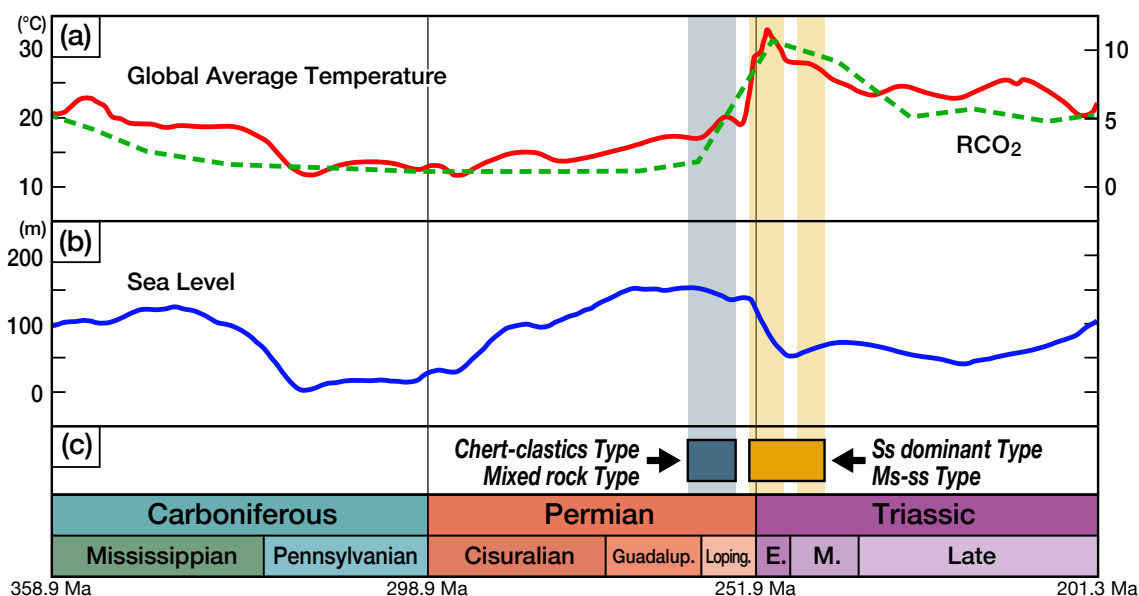
10.1 付加様式

各層序型を構成する各々の基礎層序には互いに岩相と層厚に違いがあることを、前章で見出した。ではこの差異は、どの様な造構あるいは地球環境的な背景を反映したものであろうか。

ここで参考までに、付加作用に関する知見に若干触れておく。これまでに、堆積物付加が起こるか否かを支配する要素について多くの議論が展開されている(Molnar and Atwater, 1978; Uyeda and Kanamori, 1979; Hilde, 1983; von Huene, 1974, 1986; von Huene and Scholl, 1991など)。例えば、アリューシャン沖やチリ沖の東太平洋東縁におけるSchweller and Kulm (1978)の検討では、沈み込み速度と堆積物供給量が海溝堆積物の有無と様式(fan, trench wedge)を決定することが示された。またチリ海溝においては、海溝堆積物に乏しい北部(starved trench)では、海洋プレート上部の剪断強度が弱い層準に沿って衝上断層が伝播しこれより上位の玄武岩と遠洋性堆積岩が分離されるのに対し、多量の陸源性碎屑物で充填された南部(filled trench)では、高間隙水圧の発生に伴って陸源性碎屑物が分離され選択的に引き離されると解釈された(Thornburg and Kulm, 1987)。しかし、これらは定性的な評価であり、あくまで概念的なモデルである。世界各地の沈み込み帯を対象にこの議論をより定量的に進めたClift and Vannucchi (2004)によると、付加が起こるには、海溝下における多量の碎屑物(層厚1,500 m以上)

の存在と、遅い沈み込み速度(20 ~ 60 km/m.y.)が必要条件となり、この両者には比較的明瞭な負の相関が認められる。つまり、沈み込み速度が小さいと、海溝に碎屑物が供給される期間がより長時間確保されることを意味している。これらの研究が明らかにしたのは、大規模な堆積物付加が起こるか否かは、かつてUyeda and Kanamori (1979)が主張したプレート年齢や沈み込み角度に依存するのではなく、碎屑物が前弧域から海溝に供給されることが重要な要因となっていることである。

互層型を除く、上方粗粒化シーケンスが認定できる層序型の基礎層序は、その主要部が「チャートあるいは珪質泥岩(またはその両方)→スレート質(=千枚岩質)泥岩→砂岩スレート質泥岩互層→砂岩」の累重関係を保持する“チャート碎屑岩シーケンス”(松岡, 1983, 1984; 大塚, 1985)で構成されており、海洋底層序の一部または全体に見られる特徴とおおよそ合致する。周知の通りこのシーケンスは、海洋プレートが沈み込み帯に向けて移動し、海溝で陸源性碎屑物の供給を受けたことを記録している(von Huene, 1974; Schweller and Kulm, 1978; Lash, 1985; Matsuda and Isozaki, 1991)。なお、層序単元の記載で既に指摘した通り、各地域における層序単元の基礎層序はその下限・上限が衝上断層で断たれると判断したが、断層で挟まれた全厚、つまり断層の間隔は粗粒相が卓越する場合は150 ~ 500 m、細粒相が卓越する場合は150 ~ 350 mの範囲に集中する普遍性がある(第3章, 第9章を参照)。このことは、堆積物付加の際に形成される衝上断層はこの程度の間隔をもって発生することと、粗粒相の供給量がその間隔を規制することを示唆する。実際に現世付加体の変形前線内側で得られた音響断面には、一定間隔で覆瓦する衝上断層群が認められる(例えば、勘米良, 1976; Moore, G. F. *et al.*, 2001)。陸上の付加複合体では特に、チャート碎屑岩シーケンスで代表される海洋底層序が300 ~ 1,000 m程度の層厚をもって衝上断層によって繰返すことが多くの地域で報告されている(例えば、Yao *et al.*, 1980; 松岡, 1984; Nishi, 1994)。このように、基礎層序が層序单元内において一定間隔で繰返し認定できることは、その形成が海洋プレートの沈み込みに伴う堆積物付加作用に起因することを示す根拠になり得る(例えば、Isozaki *et al.*, 1990; Matsuda and Isozaki, 1991; Wakita and Metcalfe, 2005; Kusky *et al.*, 2013)。基礎層序の構成を詳細に見ると既述の通り、下部のスレート質泥岩(苦鉄質火山岩・チャート・珪質泥岩を含む)と上部の砂岩(砂岩スレート質泥岩互層を含む)の量比は、砂岩優勢型と泥岩砂岩型では砂岩が有意に多く、チャート碎屑岩型と混在岩型では対照的にスレート質泥岩が優勢で、さらにチャートあるいは苦鉄質火山岩を比較的多く含んでいる。この違いに関しては、海溝に到達した海洋プレート上の海洋底層序がどのような構成であったのか、さらにどの層準で堆積物が



第 24 図 古生代後半から三畳紀における地球規模の気候変動

(a) 気温 (赤実線) と大気中の二酸化炭素濃度 (緑破線) の変動. 左軸の温度は地球規模の平均気温 (°C) を表す. 右軸の数値は現在の CO₂ 濃度を 1 とした場合の比較値 (RCO₂) である. (b) 長期的な平均海水準の変動 (青実線). 左軸の海水準 (m) は現在 (0 m) と比較した値である. (c) 超丹波帯の付加形成時期. 平均気温: Scotese *et al.* (2021), CO₂ 濃度: Berner (2006), 海水準: van der Meer *et al.* (2022).

Fig. 24 Major climate changes on a global scale during the late Paleozoic to Triassic periods

(a) Change of average temperature (red solid line) and atmospheric CO₂ concentration (green broken line). RCO₂ value on right axis is the CO₂ concentration compared to the current value. (b) Long-term sea-level change (blue line). (c) Timing of accretion in the Ultra-Tamba Belt. Temperature: Scotese *et al.* (2021), CO₂ concentration: Berner (2006), sea-level: van der Meer *et al.* (2022).

剥ぎ取られ付加したかに、要因を求めることができる (例えば、Schweller and Kulm, 1978; Thornburg and Kulm, 1987; von Huene and Scholl, 1991).

砂岩優勢型・泥岩砂岩型において、砂岩などの粗粒な陸源性碎屑物が基礎層序の上部を占めることはそれらが多量に海溝へ供給された証であり、陸源性碎屑物が卓越した層準は衝上断層によって下位層から分離され引き剥がしが進行したと想定される。一方、粗粒な陸源性碎屑物の供給が乏しく細粒碎屑物が卓越したチャート碎屑岩型・混在岩型の場合、分離・引き剥がしが相対的に下位の層準で発生し、スレート質泥岩や遠洋性堆積物 (チャート) さらに海洋地殻 (あるいは海山) までもが付加したと解釈できる。このように、粗粒陸源性碎屑物の供給量は砂岩優勢型・泥岩砂岩型とチャート碎屑岩型・混在岩型の違いを生じさせたと推察される。これら二種の層序型群の相違は、岩相的に粗粒陸源性碎屑岩の多寡として現れるだけでなく、時代的には新旧の関係 (第 21 図) にある点が重要である。つまり、ペルム紀-三畳紀境界 (P-T 境界) の前後で、海溝への碎屑物供給に変化をもたらした現象があったと予想される。ではその背景として、P-T 境界で何が起こっていたのであろうか。

海域へ運搬される碎屑物を生産するには、大陸の隆起

によって表層岩石が浸食されるといった地質学的作用の他、汎世界的な海水準や大気などの気候的作用が重要であり、これらが碎屑物生産量を制御し表面流出 (runoff) を支配する要因であるとの考えがまとめられている (例えば、柏木, 2017)。つまり、大陸隆起や気温上昇だけでなく、気温低下に伴う氷河形成と海水準低下による陸域面積の増加も、表層岩石の風化を促進する方向に働く (Raymo *et al.*, 1988; Gaillardet *et al.*, 1999; Labat *et al.*, 2004)。

顕生代には、地球規模で温暖化と寒冷化が幾度となく繰返す気候変動があったことが知られている (Berner, 2006; Scotese *et al.*, 2021; Shaviv *et al.*, 2023)。古生代の中頃は大気中の CO₂ 濃度が高く温暖な時期であったが、デボン紀後半から CO₂ 濃度が次第に低下し、石炭紀後半-ペルム紀には低 CO₂ 濃度下の寒冷期 (Late Paleozoic Ice Age) を迎えた。その後、CO₂ 濃度と気温は急激な上昇に転じ P-T 境界以降は再び温暖期となった (第 24 図 a: Berner, 2006; Scotese *et al.*, 2021)。さらに、全地球的な平均海水準の変動を 5×10^7 年以上の長周期で見ると、石炭紀後半では気候変動に呼応するように海水準は一旦低下するが、ペルム紀になると上昇し始めグアダルピアン世-ローピンジアン世に高水準に達した後、P-T 境界直

後に再び急低下することが示される（第24図b：Hallam, 1992；Crowell, 1995；van der Meer *et al.*, 2022）。この時期の海退（Greatest Phanerozoic Regression）は海面を100 m以上低下させた顕生代で最大規模のものであり、生物大量絶滅の記録を世界各地に残している（例えば南中国ではWu and Fan, 2003やYin *et al.*, 2007など）。これらのグラフ（第24図）は、「P-T境界前後で、短期間かつ急激な著しい温暖化と海水準低下を伴う地球環境の激変があった」ことを表しており、先ほど提起した問題に対する解答の一つとなり得るかもしれない。

さらに気候変動とは別に、大陸の移動と分布の変化も地球規模の長期的（ $10^6 \sim 10^7$ 年）な風化量を支配すると言われる。一般的に低緯度域ほど気温が高く、そのような位置に大陸が集中するほど全地球的には風化量が増大し、また高緯度域に分布する大陸の内部では乾燥地域が大規模に拡大するため表面流出は抑制される（Marshall *et al.*, 1988）。さらに気候モデル実験の結果からは、大陸の規模も風化量の増減を規定すると考えられており、超大陸では内陸部が乾燥化して風化が抑制されるのに対し、それが幾つかの小大陸や地塊に分裂すれば海洋性気候への変化により風化が促進される（Otto-Bliesner, 1995）。

ここで一旦、大陸側（後背地）での風化・浸食作用がP-T境界以降で活発化したことによって海溝への碎屑物供給量を急増させた可能性が、地質学背景として存在したことを指摘しておく。

10.2 形成場

近年、碎屑性ジルコンのU-Pb年代が本邦各地で精力的に測定され、最若年代に基づく堆積時期の推定や年代頻度分布から後背地の地質学的特性を議論した研究が多く見られるようになった（例えば、中間ほか, 2010）。超丹波帯においても本研究の他、坂田ほか（2017）とWakita *et al.*（2021）による考察がある。またこれらと同時期に、予察的な報告例（早坂ほか, 2010；森田ほか, 2013；大藤ほか, 2013a, b；菅森・早坂, 2022）が知られるものの、講演要旨のため詳細かつ具体的な年代値は提示されていない。しかしこれらの報告で共通するのは、U-Pb年代の分布が260～250 Maと600～300 Maの二つの範囲に集中し、次いで1,500～800 Maにも出現することである。この現象は、中間ほか（2010）が提唱した原日本列島で起こった断続的な花崗岩パソリスの形成・浸食の時期におおむね一致する。

本研究で判明したように、大飯コンプレックスとして淵垣層から得られたジルコン粒子の大半は500 Ma以新の顕生代を示す。そのほか新原生代（1,000 Ma–540 Ma）に含まれる3粒子（約900 Ma, 670 Ma, 570 Ma）と、1粒子だけであるが中原生代（1,600 Ma–1,000 Ma）に相当する値（約1,200 Ma）も認められるものの、古原生代（2,500 Ma–1,600 Ma）の値は皆無である（第18図c）。氷上コンプ

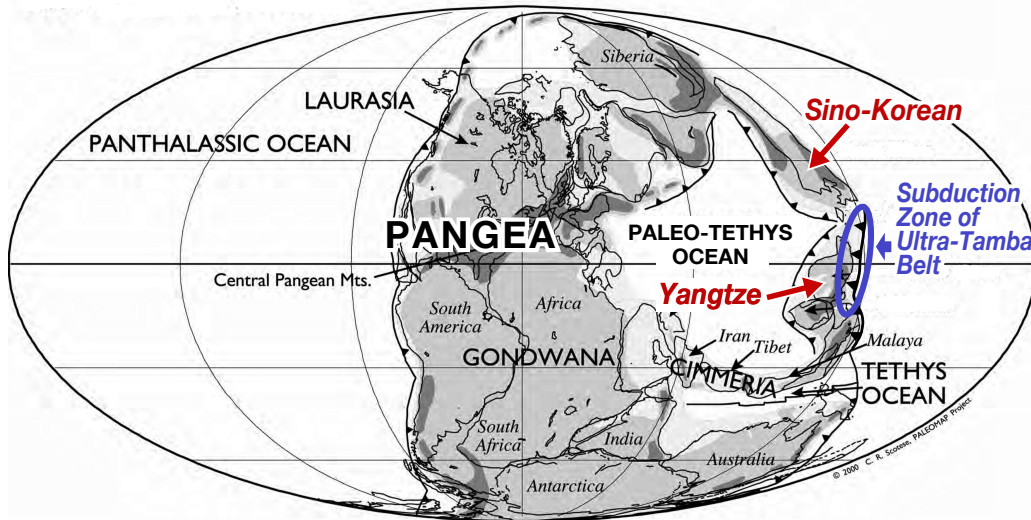
レックスについては、口上林層で500 Ma以新の年代値が卓越するとともに中原生代の値も比較的多く存在するのに対し、古原生代の値を示すジルコン粒子は無いが、極僅かな数（数%未満）である（坂田ほか, 2017）。また加斗層では既述の通り、ジルコン全粒子の年代は300～230 Maに収まり、それ以前の年代値は全く見られない（Wakita *et al.*, 2021）。上月コンプレックスに含まれる国崎コンプレックスでは、550～300 Maと1,500～800 Maに大多数のジルコン粒子年代が集中する一方、2,700～2,100 Maにも極僅か（約3%）ながら認められる（Wakita *et al.*, 2021）。このように、古原生代を示すジルコン粒子の含有量は測定された全粒子に対して非常に少なく（0～数%未満）、大半は中原生代以降の年代を示ことが明らかである。

古原生代と中原生代を示すU-Pb年代を持つジルコン粒子はそれぞれ、中朝地塊（Sino-Korean block）ならびに揚子地塊（Yangtze block）に起源を持つとされる（Li, 1999；Jin, 2002；Zhao *et al.*, 2013；Zhu *et al.*, 2014；Liang *et al.*, 2020）。つまり、古原生代のジルコン粒子がほとんど存在しないことは、氷上・大飯・上月の各コンプレックスを形成した沈み込み帯は揚子地塊（あるいは揚子地塊・カタシヤ地塊・東シナ海・沿海州などを含むGreater South China：Isozaki, 2019）の縁辺にあったことを意味する。そしてペルム紀末の古地理復元図（Scotese, 2021）には、超大陸パンゲア東方の古テチス海を挟んだ更に東側の低緯度域に揚子地塊が描かれている（第25図a）。このことから、超丹波帯を形成した沈み込み帯は揚子地塊の東縁に位置づけられる。先ほど述べた表層岩石の風化に対する古気候や古地理の影響を考慮し、P-T境界で生じた急激な温暖化ならびに海退の進行と、低緯度域で海洋性気候が想定される場所に揚子地塊が位置していたことを併せると、当時の揚子地塊縁辺には、大量の陸源性碎屑物を生産・供給し得る条件が整っていたのであろう。

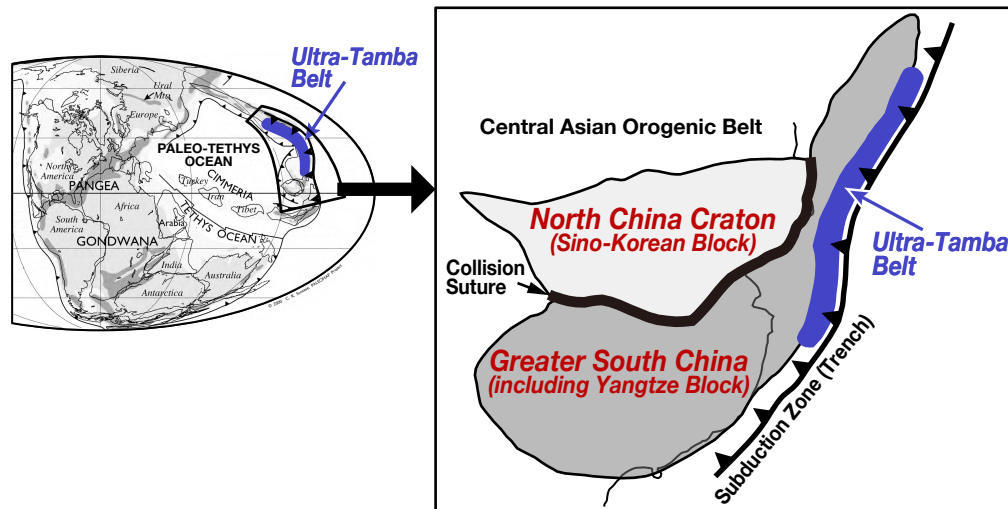
第4章で検討したが、時代が降るに連れ砂岩モード組成は層序单元を越えて連続的に変動し、そこから示される供給源ないし後背地も異なっていたと推定される。つまり、P-T境界までの成熟した火成弧（undissected arc）からそれ以降の開析された火成弧（dissected arc）へと変化したことが窺える（第14図）。この変化は岩片の組成からも支持される。例えば、ウーチャービンジャン期の淵垣層とオレネキアン期の口上林層では、両者とも岩片の約70%が珪長質火山岩によって占められるが、淵垣層では安山岩と花崗岩を併せて約15%なのに対し、口上林層では安山岩は2～3%程度に減少し花崗岩が約25%に増加する（木村, 1988）。

ここで新たに、Qt-F-R三角図を用いた後背地判別図（第26図）を掲示する。これは、第14図aに示した判別図（Dickinson *et al.*, 1983）を基に、砂岩モード組成の系統的变化から後背地の造構環境を推定するために公文ほ

(a) Wuchiapingian (Late Permian)



(b) Late Triassic (ca. 230–220 Ma)



第 25 図 ペルム紀末から三畳紀における古地理図

(a) ウーチャーピンジアン期 (255 Ma). この時期には、超大陸パンゲア東方の古テーチス海を挟んだ東側に中朝地塊と揚子地塊が低緯度に配置された (Scotese, 2021). 超丹波帯構成層を形成した沈み込み帯は揚子地塊の東縁に位置した. (b) 三畳紀後半 (約 230 ~ 220 Ma). この頃までには揚子地塊と中朝地塊の衝突は完了し、両者の間には超高压変成岩からなる衝突縫合帯 (Qinlin–Dabie–Sulu Collision Suture) が形成された. 既に付加が終了した超丹波帯は揚子地塊 (Greater South China) の東縁部を構成していた. 左の古地理図は Scotese (2021) を引用. 右の復元図は Isozaki (2019) を簡略化したものに加筆.

Fig. 25 Paleogeographic maps during the latest Permian to Triassic periods

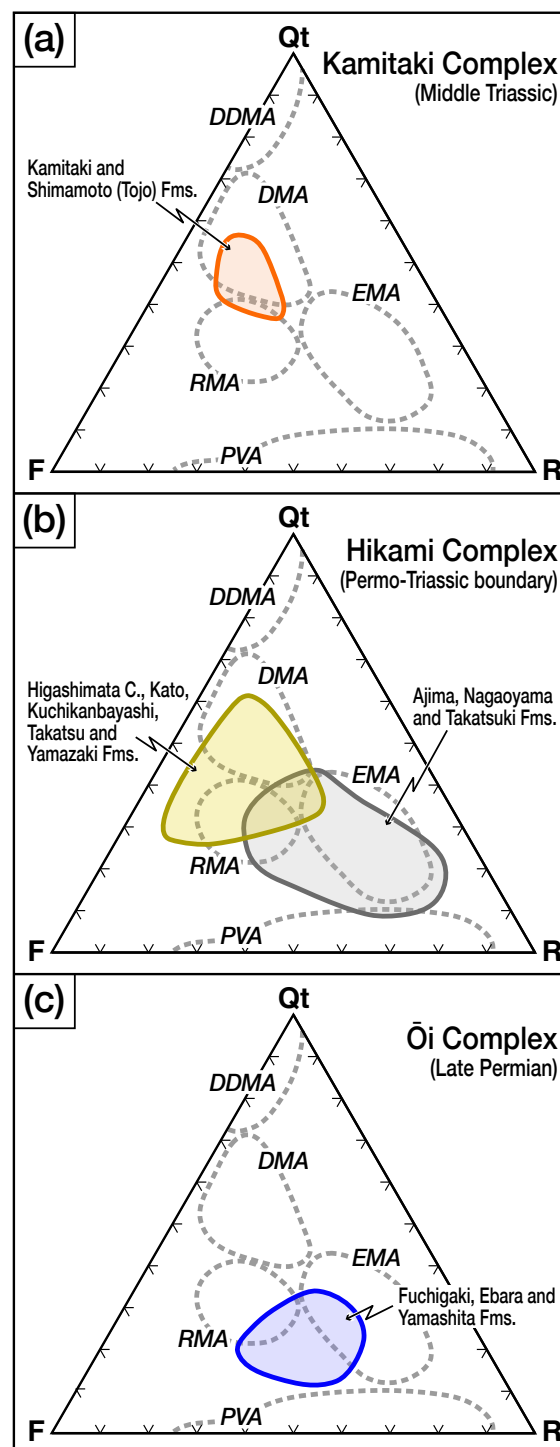
(a) Wuchiapingian Age (255 Ma). The Sino-Korean and Yangtze blocks were located at low latitudes to the east of the Pangea across the Paleo-Tethys ocean (Scotese, 2021). The subduction zone that formed the Ultra-Tamba Belt was situated along the eastern margin of the Yangtze block. (b) Late Triassic Epoch (ca. 230–220 Ma). Up to this age, a collision and amalgamation of the Yangtze and the Sino-Korean blocks has been completed, between which the collision suture zone (Qinling–Dabie–Sulu Collision Suture) consisting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks formed. The Ultra-Tamba Belt, whose accretion has already been terminated, was merged with the eastern margin of the Yangtze Block (Greater South China). The left paleogeographic map is from Scotese (2021). The right geotectonic map is simplified from Isozaki (2019).

か(1992)が提案したものである。この図で示されるのは、PVA (Primitive volcanic arc provenance) は苦鉄質～中間質の火山岩を主体とする未成熟な島弧に由来し極めて石英に乏しい領域、EMA (Evolved and matured magmatic arc provenance) は火山活動が活発な成熟した火成弧から由来する珪長質～中間質火山岩の岩片に富む領域、DMA (Dissected magmatic arc provenance) は削剥の進行により火成弧深部の花崗岩や古期堆積岩が露出したため岩片が少なく石英に富むようになった領域、などである。

砂岩モード組成の分布 (第14図b-d) をこの後背地判別図に表示すると、上滝コンプレックスではDMA内の範囲 (第26図a) に、氷上コンプレックスではDMAとEMAを含む範囲 (第26図b) に、さらに大飯コンプレックスではEMAとそこから外れたPVAに寄った範囲 (第26図c) を占めることが判る。これをペルム紀から三畳紀にかけての時代の経過で見ると、「PVA+EMA」→「EMA+DMA」→「DMA」への変化、つまり後背地の造構環境 (火成弧) がやや未成熟な時期から火成活動が活発で成熟した時期を経てそれが削剥されていく過程を表すことになる。火成弧の発達から削剥への変化はP-T境界を越えて起こり、これが氷上コンプレックス内の砂岩組成変化として現れたことは、注目に値する。既に、P-T境界以降に後背地で活発化した風化・浸食作用によって海溝への碎屑物供給量が急増した可能性を指摘したが、これに加えて、ここで述べた火成弧の発達-衰退の変化も大きく影響したと解釈できる。

このような変化が超丹波帯構成層における層序型の相違、すなわち、ウーチャーピンジアン期に付加された上月コンプレックス (混在岩型)・大飯コンプレックス (チャート碎屑岩型) と、チャンシンジアン期末～アニシアン期に付加された氷上コンプレックス (泥岩砂岩型)・上滝コンプレックス (砂岩優勢型) の違いを生み出したと言える (第24図c)。

一方、十倉層で代表される互層型は上述の層序型とは全く異なり、上方細粒化・上部薄化のシーケンスで特徴づけられる (第8.1節の⑭～⑰)。つまり、一般的に想定される海洋底層序からは構成されていないと判断でき、海洋プレートの沈み込みによる堆積物付加とは異なる過



第26図 後背地における火成弧の変遷

(a), (b), (c) の各図に表示された領域は第14図の (b-1), (c-1), (d-1) に示された各砂岩の分布範囲に基づく。PVA: 未成熟な火山弧, EMA: 成熟した火成弧, DMA: 削剥された火成弧, DDMA: 深く削剥された火成弧, RMA: 火山活動が再開した火成弧。造構場の区分は公文ほか (1992) に基づく。Qt: 単結晶石英と多結晶石英, F: 長石, R: 岩片。

Fig. 26 Transition of magmatic arcs in hinterland of the Ultra-Tamba Belt

Each colored field shown in the panels (a), (b) and (c) is based on their respective plots in the panels (b-1), (c-1) and (d-1) of Figure 14. Provenance division is referred to Kumon *et al.* (1992). PVA: primitive volcanic arc provenance, EMA: evolved and matured magmatic arc provenance, DMA: dissected magmatic arc provenance, DDMA: deeply dissected magmatic arc provenance, RMA: renewed magmatic arc provenance. Qt: total quartz, F: feldspar, R: rock fragments.

程で形成されたと解釈するのが妥当であろう。これについては、岩相・層序の相違のみならず構造変形が軽微であること、さらに層序の構造的な繰返し(覆瓦構造)が認められないことを根拠に、十倉層の形成環境として海溝斜面下部の堆積盆を想定した木村(1988)の解釈は的を射ている。ジルコンU-Pb年代(坂田ほか, 2017)にはキャピタニアン期末からカーニアン期中頃までに複数回のピークがある(第19図d)が、これが堆積時期を示すのかあるいは火成活動の存在を示すのか、解釈が分かれるところである。この内、キャピタニアン期末～オレネキアン期を示す年代は他の層序型(上月・大飯・氷上コンプレックス)の形成時期とおおむね一致する(第21図)。しかしながら、カーニアン期中頃を示す年代は明らかにこれらの範囲外である。十倉層が堆積したカーニアン期中頃(230 Ma前後)には、揚子地塊が中朝地塊に衝突した事件がよく知られている(Maruyama *et al.*, 1989)。両地塊の間には大陸-大陸衝突縫合帯を特徴づける超高压変成岩類が露出し、その変成作用がおおよそ230 Maであったことが確認されている(Maruyama *et al.*, 1998)。つまり、超丹波帯構成層を付加させたプレート沈み込みの後であってもこの頃は、大陸衝突帯から十倉層堆積盆への碎屑物供給は可能であっただろう(第25図b)。これら両者の同時性は、とても興味深い現象である。

11. 結 論

本研究では、近畿地方北部の超丹波帯構成層について、先行研究によって設定された各地域の層序単位区分の根拠・妥当性について、岩相・層序・産出化石の指示年代・砂岩モード組成などの観点から検証を行った。また一部地域では新規の地質調査とジルコンU-Pb年代測定を実施し、その結果に基づいて作成した柱状図や年代値も本論の議論に加えた。そして最後に、超丹波帯構成層の形成時期・形成場や付加様式の変遷について、当時の地質学的背景にも触れて考察した。これらの成果を、以下に列記する。

- (i) 多くの地域で従来の層序単位境界が不適切であり、それらを修正した層序区分を提示した。
- (ii) 従来の放散虫化石種の同定とそれに基づく指示年代の決定に多くの誤りがあることを指摘し、適切な年代を提示した。ただし、この修正に従っても、大飯コンプレックスの最終堆積時期(付加時期)の詳細を決定するのは容易でない。
- (iii) (ii)の問題を解決するため、大飯コンプレックスから新たにジルコンU-Pb年代を測定し、 256.1 ± 1.0 Ma (2σ)の値を得た。
- (iv) 先行研究と本研究の成果に基づいて、各層序単位の個別柱状図あるいは統合柱状図を作成した。これにより、各層序単位に見られる固有の岩相変化が明確になり、これを示す層序を「基礎層序」と定義した。

- (v) (iv)で示された「基礎層序」を基準として下位から、上滝コンプレックス、氷上コンプレックス、大飯コンプレックス、上月コンプレックス、ならびに十倉層・大稗層を再定義し、超丹波帯構成層の標準層序単位として区分した。
- (vi) (ii)および(iii)による放散虫化石年代の検討結果と碎屑性ジルコンのU-Pb年代に基づき、各標準層序単位の最終堆積時期を決定した。それらは、上滝コンプレックスはアニシアン期中頃、氷上コンプレックスはチャンシンジアン期中頃～オレネキアン期、大飯コンプレックスはウーチャーピンジアン期後半、上月コンプレックスはキャピタニアン期末～ウーチャーピンジアン期前半、ならびに十倉層はカーニアン期に、それぞれ形成された。
- (vii) 異なる基礎層序から構成される層序単位は、砂岩優勢型(上滝コンプレックス)、泥岩砂岩型(氷上コンプレックス)、チャート碎屑岩型(大飯コンプレックス)、混在岩型(上月コンプレックス)、互層型(十倉層・大稗層)の五つの層序型に類別できる。
- (viii) 基礎層序の構成と最終堆積時期(付加時期)の相関から、層序型はペルム紀-三畳紀境界を境に新旧二つ(チャート碎屑岩型・混在岩型を含む群と砂岩優勢型・泥岩砂岩型を含む群)に区分できることが判明した。
- (iv) (viii)で識別された二つの層序型群について、互いに異なる付加様式を経て形成された可能性を指摘した。その地質学的背景に、ペルム紀-三畳紀境界で起こった汎世界的な気候変動が存在したことが知られている。これらの因果関係は、今後解明されるべき課題である。

謝辞: 本研究は、産総研地質調査総合センターによる20万分の1地質図幅「京都及大阪」ならびに同「姫路」の調査研究の一環として実施されたものである。名古屋大学大学院環境学研究科の竹内 誠教授には、口上林層・十倉層の碎屑性ジルコンU-Pb年代に関する未公表資料の閲覧と引用を許可していただいた。鳥取大学農学部で菅森義晃講師ならびに編集幹事の伊藤 剛氏による助言は本稿の改稿に役立った。以上の方々に謝辞を表す。

文 献

- 安養寺寿樹・田中功一・楠 利夫・桐村成己・武蔵野実(1987) 京都西山山地に分布する“高槻層”緑色砂岩について。日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 241。
- 新井清文・坂口重雄(1955) 兵庫県篠山盆地の地質(予報) 一丹波地帯南部古生界の研究 その2。地質学雑誌, **61**, 345。
- Berner, R. A. (2006) GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta*, **70**, 5653–5664.
- Caridroit, M. and De Wever, P. (1984) Description de quelques nouvelles espèces de Follicucullidae et d'Entactinidae (radiolaires polycystines) du Permien du Japon. *Geobios*, **17**, 639–644.
- Caridroit, M. and De Wever, P. (1986) Some Late Permian radiolarians from pelitic rocks of the Tatsuno Formation (Hyogo Prefecture), Southwest Japan. *Marine Micropaleontology*, **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 Science (Chikyu Kagaku)*, **39**, 210–219.
- Caridroit, M., De Wever, P. and Dumitrica, P. (1999) Un nouvel ordre, une nouvelle famille et un nouveau genre de Radiolaires du Paléozoïque: Latentifistularia, Cauletellidae et *Caulella*. *Comptes Rendus l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes, Serie II*, **329**, 603–608.
- Clift, P. and Vannucchi, P. (2004) Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **42**, 2003RG000127. doi:10.1029/2003RG000127
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199–204. (<https://stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2024-12.pdf>, Accessed: November, 14, 2025)
- Cornell, W. C. and Simpson, R. D. (1985) New Permian albaillellid radiolarians from West Texas. *Micropaleontology*, **31**, 271–279.
- Crowell, J. C. (1995) The ending of the Late Paleozoic Ice Age during the Permian Period. In Scholle, P. A., Peryt, T. M. and Ulmer-Scholle, D. S., eds., *The Permian of Northern Pangea, Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*, Springer-Verlag, 62–74.
- De Wever, P. and Caridroit, M. (1984) Description de quelques nouveaux Latentifistulidea (radiolaires polycystines) Paléozoïques du Japon. *Revue de micropaléontologie*, **27**, 98–106.
- Dickinson, W. R. and Suczek, C. A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2164–2182.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. and Ryberg, P. T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 222–235.
- 福井県 (1969) 15 万分の 1 福井県地質図幅及び同説明書. 117p.
- 福井県 (2010) 15 万分の 1 福井県地質図及び同説明書 (2010 年版). (財) 福井県建設技術公社, 173p.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. and Allègre, C. J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, **159**, 3–30.
- Gazzi, P. (1966) Le arenaria del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta, Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bologna*, **12**, 69–97.
- 後藤博弥 (1986) 兵庫県上月-龍野帯南部のペルム系龍野層群の再検討. 地質学雑誌, **92**, 663–674.
- 後藤博弥・堀 利栄 (1985) 上月-龍野帯 (上郡帯) 西北部の地質. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, 189.
- Hallam, A. (1992) *Phanerozoic Sea-Level Changes*. Columbia University Press, New York, 266p.
- 早坂康隆・宮本隆實・木村光祐・隅田祥光 (2010) 秋吉帯・超丹波帯のペルム系碎屑性ジルコンと夜久野岩類のジルコンの年代および化学組成の比較. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, O-155.
- He, W., Feng, Q., Gu, S. and Jin, Y. (2005) Changxingian (Upper Permian) radiolarian fauna from Meishan D Section, Changxing, Zhejiang, China, and its possible paleoecological significance. *Journal of Paleontology*, **79**, 209–218.
- He, W., Zhang, Y., Zheng, Y., Zhang, K., Gui, B. and Feng, Q. (2008) A late Changhsingian (latest Permian) radiolarian fauna from Chaohu, Anhui and a comparison with its contemporary faunas of South China. *Alcheringa*, **32**, 199–222.
- Hilde, T. W. C. (1983) Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, **99**, 381–397.
- 広川 治・黒田和男 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「鋸崎」及び同説明書. 工業技術院地質調査所, 22p.
- 広川 治・東郷文雄・神戸信和 (1954) 5 万分の 1 地質図幅「但馬竹田」及び同説明書. 工業技術院地質調査所, 20p.
- 広川 治・磯見 博・黒田和男 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「小浜」及び同説明書. 工業技術院地質調査所, 31p.
- 一田昌宏・鈴木寿志・近藤正春・野上裕生 (2010) 佐渡島小佐渡丘陵から発見された中期ペルム紀紡錘虫. 化石, no. 87, 29–37.
- 猪木幸男・後藤博弥 (1981) 「上郡帯」の再検討. 地質学

- 雑誌, **87**, 239–247.
- 猪木幸男・弘原海 清 (1980) 上郡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 74p.
- Iizuka, T. and Hirata, T. (2004) Simultaneous determinations of U–Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation–ICPMS. *Geochemical Journal*, **38**, 229–241.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. I., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sarres, S. W. (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi–Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 103–116.
- 井内美佐子・志岐常正・木村春彦 (1971) 丹波地帯南部に発達する, 丹波層群上部, 高槻層の砂岩. 地質学雑誌, **77**, 115–125.
- Ishiga, H. (1985) Discovery of Permian Radiolarians from Katsumi and Ōi Formations along south of Maizuru Belt, Southwest Japan and its significance. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **39**, 175–185.
- Ishiga, H. (1986) Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **29**, 45–88.
- Ishiga, H. (1990) Ultra-Tamba Terrane. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of IGCP 224, Osaka, 97–107.
- 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.
- Ishiga, H. and Miyamoto, T. (1986) *Follicucullus* (radiolaria) from the Upper Permian Kuma Group, Kyushu, Southwest Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 141, 322–335.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982a) Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **36**, 10–22.
- Ishiga, H., Kito, T. and Imoto, N. (1982b) Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **36**, 272–281.
- 石賀裕明・楠 利夫・武蔵野 実・桐村成巳・田中俊江 (1987) 兵庫県篠山地域における超丹波帯水上層相当層の発見. 地質学雑誌, **93**, 301–303.
- Isozaki, Y. (2019) A visage of early Paleozoic Japan: Geotectonic and paleobiogeographical significance of Great South China. *Island Arc*, **28**, e12296. doi: 10.1111/iar.12296
- Isozaki, Y., Maruyama, S. and Furuoka, F. (1990) Accreted oceanic materials of Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179–205.
- 伊藤 剛・鈴木紀毅 (2022) ベルム紀Follicucullidae科研究の最近の進展. 化石, no. 112, 1–16.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継 (2012) 同一ジルコン結晶を用いたフィッシュン・トラックとU–Pbダブル年代測定法の評価—島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて—. 地質学雑誌, **118**, 365–375.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K. (2013) An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U–Pb dating standard. *Island Arc*, **22**, 382–394.
- Jin, W. (2002) The late Paleoproterozoic orogeny in the North China Craton. *Gondwana Research*, **5**, 95–99.
- 亀高正男・菅森義晃・石田直人・松井和夫・岸本弘樹・梅田孝行・東 篤義・山根 博・杉森辰次・魚住誠司・永田高弘・松場康二・桑島靖枝・岩森暁如・金谷賢生 (2019) 舞鶴—小浜地域の地質: 超丹波帯・丹波帯の地質構造発達史と上林川断層の横ずれインバージョン. 地質学雑誌, **125**, 793–820.
- 神戸信和・廣川 治 (1963) 5 万分の 1 地質図幅「佐用」及び同説明書. 工業技術院地質調査所, 29p.
- 勘米良亀齡 (1976) 過去と現在の地向斜性堆積物の対応. 科学, **46**, 284–291, 371–378.
- Karig, D. E. and Sharman, G. F. (1975) Subduction and accretion in trenches. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 377–389.
- 柏木洋彦 (2017) 顕生代のグローバル気候変動と風化作用. 地学雑誌, **126**, 513–531.
- 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. 地質学雑誌, **94**, 361–379.
- 木村克己・牧本 博・吉岡敏和 (1989) 綾部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 104p.
- Kozur, H. and Mostler, H. (1979) Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea Haeckel 1862 emend., Artiscacea Haeckel 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria. *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **9**, 1–132.
- Kozur, H., Krainer, K. and Mostler, H. (1996) Radiolarians and faces of the Middle Triassic Loibl Formation, South Alpine Karawanken mountains (Carinthia, Austria). *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*,

- Sonderband 4, 195–269.
- 公文富士夫・君波和雄・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利夫・西村年晴・岡田博有・大上和良・鈴木茂之・寺岡易司 (1992) 日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場. 地質学論集, no. 38, 385–401.
- Kurihara, T., Suzuki, K., Ito, T., Ishida, H., Ueda, H. and Matsuoka, A. (2024) Guadalupian–Lopingian (Middle–Late Permian) radiolarians from clastic rocks and zircon U–Pb ages of intercalated tuff and tuffaceous sandstone on Sado Island, central Japan. *Revue de micropaléontologie*, **85**, 100750. doi:10.1016/j.revmic.2023.100750
- 栗本史雄 (1986) 京都府福知山地域の超丹波帯—構成岩類と分布について—. 地球科学, **40**, 64–67.
- 栗本史雄 (1990) 福知山地域の地質, IV. 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 30–44.
- 栗本史雄 (1993) 篠山地域の地質, III. 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 10–21.
- 栗本史雄 (1995) 広根地域の地質, III. 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 11–20.
- 栗本史雄 (2000) 龍野地域の地質, IV. 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 12–16.
- 栗本史雄 (2002) 山崎地域の地質, IV. 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 15–20.
- 栗本史雄・牧本 博 (1990) 福知山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 97p.
- 栗本史雄・松浦浩久・吉川敏之 (1993) 篠山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 93p.
- Kusky, T. M., Windley, B. F., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A. and Santosh, M. (2013) Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Research*, **24**, 501–547.
- 楠 利夫 (1992) 西南日本内帯の中・古生界砂岩—モード解析と広域対比—. 地球科学, **46**, 309–324.
- 楠 利夫 (1994) 大阪府北部北摂山地から産出したトリアス紀新世放散虫化石とその意義. 地球科学, **48**, 253–258.
- 楠 利夫 (2012) Alkali–Mafic 図の有用性と「砂岩組成区」の識別—丹波帯, 超丹波帯, 舞鶴帯の砂岩例—. 堆積学研究, **71**, 191–207.
- 楠 利夫・武蔵野 実 (1990) 超丹波帯, 丹波帯および舞鶴帯のペルム–三畳系砂岩—モード組成とその比較—. 地球科学, **44**, 1–11.
- 楠 利夫・武蔵野 実 (1991) 丹波帯西部の“非丹波層群”の砂岩—モード解析とその比較—. 地球科学, **45**, 39–50.
- 楠 利夫・武蔵野 実・安養寺寿樹・石賀裕明 (1986) 丹波帯と超丹波帯の砂岩組成. 碎屑性堆積物研究会報, no. 4, 23–32.
- 楠 利夫・井本伸広・武蔵野 実・本田輝政 (1997) 兵庫県川西市, 超丹波帯山下層から産出したペルム紀後期放散虫化石とその意義. 地球科学, **51**, 442–446.
- 楠 利夫・井本伸広・武蔵野 實 (2005) 京都西南部地域の地質, 第 4 章 丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 18–41.
- 桑原希世子 (1997) 上部ペルム系放散虫生層序—*Albaillella* 多産帯—. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 10, 55–75.
- Kuwahara, K. (1999) Phylogenetic lineage of Late Permian *Albaillella* (*Albaillellaria*, Radiolaria). *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **42**, 85–101.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391–404.
- Labat, D., Goddérès, Y., Probst, J. L. and Guyot, J. L. (2004) Evidence for global increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, **27**, 631–642.
- Lash, G. G. (1985) Recognition of trench fill in orogenic flysch sequences. *Geology*, **13**, 867–870.
- Leggett, J. K., McKerrow, W. S. and Eales, M. H. (1979) The Southern Uplands of Scotland: a Lower Palaeozoic accretionary prism. *Journal of Geological Society of London*, **136**, 755–770.
- Li, X.-H. (1999) U–Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: timing of Neoproterozoic Jinning: Orogeny in SE China and implications for Rodinia assembly. *Precambrian Research*, **97**, 43–57.
- Liang, J.-W., Ma, X.-J. and Tao, W.-X. (2020) Detrital zircon U–Pb ages of Middle–Late Permian sedimentary rocks from the southwestern margin of the North China Craton: Implications for provenance and tectonic evolution. *Gondwana Research*, **88**, 250–267.
- Lukács, R., Harangi, S. Backmann, O., Guillong, M., Danisik, M., Buret, Y., von Quadt, A. Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soos, I. and Szepesi, J. (2015) Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian Basin,

- eastern central Europe. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **170**, Article number 52. doi: 10.1007/s00410-015-1206-8
- Marshall, H. G., Walker, J. C. G. and Kuhn, W. R. (1988) Long-term climate change and the geochemical cycle of carbon. *Journal of Geophysical Research*, **93**, D1, 791–801.
- Maruyama, S., Liou, J. G. and Seno, T. (1989) Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia. In Ben-Avraham, Z., ed., *The Evolution of Pacific Ocean Margins*, Oxford Monograph on Geology and Geophysics, no. 8, 75–99.
- Maruyama, S., Nutman, A. P., Morikawa, T., Tabata, H. and Liou, J. G. (1998) SHRIMP U–Pb geochronology of ultra high-pressure metamorphic rocks of the Dabie mountains, central China. *Continental Dynamics*, **3**, 72–85.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1991) Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction. *Tectonics*, **10**, 475–499.
- 松岡 篤 (1983) 高知県秩父累帯南帯のトリアス・ジュラ系にみられるチャート層と碎屑岩層との整合関係. 地質学雑誌, **89**, 407–410.
- 松岡 篤 (1984) 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質学雑誌, **90**, 455–477.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋 (1995) 広根地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 工業技術院地質調査所, 110p.
- Molnar, P. and Atwater, T. (1978) Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**, 330–340.
- Moore, G. F., Taira, A., Klaus, A., Becker, L., Boeckel, B., Cragg, B. A., Dean, A., Fergusson, C. L., Henry, P., Hirano, S., Hisamitsu, T., Hunze, S., Kastner, M., Maltman, A. J., Morgan, J. K., Murakami, Y., Saffer, D. M., Sanchez-Gomez, M., Scream, E. J., Smith, D. C., Spivack, A. J., Steurer, J., Tobin, H. J., Ujiie, K., Underwood, M. B. and Wilson, M. (2001) New insights into deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism: Results of Ocean Drilling Program Leg 190. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**, 2001GC000166. doi: 10.1029/2001GC000166.
- Moore, J. C., Biju-Duval, B., Bergen, J. A., Blackington, G., Claypool, G. E., Cowan, D. S., Duennebier, F., Guerra, R. T., Hemleben, C. H. J., Hussong, D., Marlow, M. S., Pudsey, C. J., Renz, G. W., Tardy, M., Willis, M. E., Wilson, D. and Wright, A. A. (1982) Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge: Deep Sea Drilling Project Leg 78A. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 1065–1077.
- 森本 実・広瀬竜也・後藤博弥 (1984) 三日月町と産出化石について. 兵庫地学, no. 31–32 (合併号), 18–19.
- 森田祥子・小原北士・高地吉一・藤本辰弥・大川泰幸・横川実和・折橋裕二・大藤 茂 (2013) 碎屑性ジルコン年代分布からみた日本列島のペルム～三畳系砂岩. 日本地球惑星科学連合 2013 年大会講演要旨, SGL41–P13.
- 武蔵野 実・丹波地帯研究グループ (1993) 高槻市北部に分布する三畳系. 日本地質学会関西支部報, no. 116, 7.
- 武蔵野 実・桐村成己・石賀裕明 (1987) 超丹波帯大飯層からのペルム紀新世 *Neobaillella* 属放散虫の発見. 地球科学, **41**, 194–197.
- 武蔵野 實・楠 利夫・井本伸広 (2005) 京都西南部地域の地質, 第 3 章 超丹波帯. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 11–17.
- 中江 訓 (1987) 京都西山地域の丹波層群の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 104, 18–19.
- Nakae, S. (1993) Jurassic accretionary complex of the Tamba Terrane, Southwest Japan, and its formative process. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **36**, 15–70.
- Nakae, S. (2011) Middle and Late Permian radiolarians from the Nanjō Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **62**, 441–453.
- Nakae, S. (2012) Geology of the Permian Higashimata Complex in the Nanjō Mountains, Fukui Prefecture, Southwest Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, **63**, 269–281.
- 中間隆晃・平田岳史・大藤 茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳 (2010) 日本列島の古地理学—碎屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷—. 地学雑誌, **119**, 1161–1172.
- 中屋義雄・斉藤正直 (1986) 福井県池田町に分布する東俣層について. 福井市郷土自然科学博物館研究報告, no. 33, 11–18.
- Nakazawa, K. and Shimizu, D. (1955) Discovery of *Glyptophoceras* from Hyogo Prefecture, Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 17, 13–18.
- Nishi, T. (1994) Geology and tectonics of the Sambosan terrane in eastern Kyushu, Southwest Japan – Stratigraphy, sedimentological features and depositional setting of the Shakumasan Group—. *Journal of Geological Society of Japan*, **100**, 199–215.
- Nishimura, Y. (1990) "Sangun Metamorphic Rock": Terrane

- problem. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A., eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publication of IGCP 224, Osaka, 63–79.
- Nishimura, Y. (1998) Geotectonic subdivision and areal extent of the Sangun belt, inner zone of Southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 129–140.
- 西村祐二郎・板谷徹丸・磯崎行雄・亀谷 敦 (1989) 西南日本内帯 220 Ma 高压変成岩の原岩年代と変成履歴. 地質学論集, no. 33, 143–166.
- 丹羽正和・東田和弘・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. 地質学雑誌, **108**, 75–87.
- 岡本正則・後藤博弥 (1987) 兵庫県山崎町西部における夜久野岩類と土万層との関係. 地質学雑誌, **93**, 305–307.
- 大村明雄 (1968) 福井県大野郡西谷付近に分布する本戸累層の堆積学的研究. 地質学雑誌, **74**, 217–231.
- 大藤 茂・小原北士・高地吉一・藤本辰弥・大川泰幸・森田祥子・川越雄太・横川実和・原田拓也・森 紀道・下條将徳・折橋裕二 (2013a) 日本列島先上部白亜系の碎屑性ジルコン年代分布 (予報). 日本地球惑星科学連合 2013 年大会講演要旨, SGL41–P12.
- 大藤 茂・大川泰幸・森田祥子・横川実和・川越雄太・原田拓也・森 紀道・小原北士・高地吉一・青山正嗣・下條将徳・折橋裕二・山本剛志 (2013b) 日本列島先上部白亜系の碎屑性ジルコン年代分布. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, R15–P–13.
- 大塚 勉 (1985) 長野県美濃帯北東部の中・古生界. 地質学雑誌, **91**, 583–598.
- Otto-Bliesner, B. L. (1995) Continental drift, runoff, and weathering feedbacks: Implications from climate model experiments. *Journal of Geophysical Research*, **100**, D6, 11,537–11,548.
- Pillai, D. L and Ishiga, H. (1987) Discovery of Late Permian radiolarians from Kozuki Formation, Kozuki–Tatsuno Belt, Southwest Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **93**, 847–849.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. and Froelich, P. N. (1988) Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, **16**, 649–653.
- 坂口重雄 (1957) 京都西山の層序と構造—丹波地帯南部の地質 (I) —. 大阪学芸大学紀要, **6**, 13–24.
- 坂口重雄 (1959) 兵庫県篠山盆地の層序と構造—丹波地帯南部の地質 (2) —. 大阪学芸大学紀要, **8**, 34–46.
- Sakaguchi, S. (1961) Stratigraphy and paleontology of the south Tamba district, part I. Stratigraphy. *Memoirs of Osaka Gakugei University, B, Natural Science*, **10**, 35–67.
- 坂田純浩・竹内 誠・山本鋼志 (2017) 京都府綾部地域における超丹波帯の地質と碎屑性ジルコン U–Pb 年代からみた後背地の変遷. 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨. doi: 10.14863/geosocabst.2017.0_403
- Salvador, A. (1994) *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure. Second Edition*. International Union of Geological Sciences, Geological Society of America, 214p.
- Sashida, K. and Tonishi, K. (1988) Additional note on Upper Permian radiolarian fauna from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture, central Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 151, 523–542.
- Scholl, D., von Huene, R., Vallier, T. and Howell, D. (1980) Sedimentary mass and concept about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, **8**, 564–568.
- Schweller, W. J. and Kulm, L. D. (1978) Depositional patterns and channelized sedimentation in active eastern Pacific trenches. In Stanley, D. J. and Kelling, G., eds., *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches*, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Pennsylvania, 311–324.
- Scotese, C. R. (2021) An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: The seas come in and the seas go out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **49**, 679–728.
- Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J. W. and van der Meer, D. G. (2021) Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, **215**, 1–47.
- Seely, D. R., Vail, P. R. and Walton, G. G. (1974) Trench slope model. In Brake, C. A. and Drake, C. L., eds, *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 246–260.
- Shaviv, N. J., Svensmark, H. and Veizer, J. (2023) The Phanerozoic climate. *Annals of New York Academy of Sciences*, **1519**, 7–19.
- Shiki, T. (1961) Studies on sandstones in the Maizuru zone, Southwest Japan II: Graded bedding and mineral composition of sandstones of the Maizuru Group. *Memoirs of Collage of Science, University of Kyoto, Ser. B*, **27**, 293–308.
- 菅森義晃 (2004) 大阪府北部に分布する“高槻層”からのペルム紀放散虫化石の発見とその意義. 日本地質学会第 111 年学術大会講演要旨, 60.
- 菅森義晃 (2006) 京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三畳系島本層及び三畳紀堆積岩複合体. 地質学雑誌, **112**, 390–406.
- 菅森義晃 (2007) 「京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三畳系島本層及び三畳紀堆積岩複合体」に対するコメントへの回答. 地質学雑誌, **113**, 36–38.

- 菅森義晃 (2008) 兵庫県篠山地域の“超丹波帯”上滝層から産出した三疊紀中世放散虫化石とその意義. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 186.
- 菅森義晃 (2009) 兵庫県南東部, 川西-猪名川地域の超丹波帯. 地質学雑誌, **115**, 80–95.
- Sugamori, Y. (2011) Late Permian radiolarians from the Ajima Formation of the Ultra-Tamba Terrane in the Sasayama area, Southwest Japan. *Palaeoworld*, **20**, 158–165.
- Sugamori, Y. (2024) Middle Triassic and middle Permian radiolarians from the Kamitaki Complex in the Sasayama area, Southwest Japan: Evidence for Triassic subduction along the eastern margin of Paleo-Asia. *Revue de micropaléontologie*, **84**, 100788. doi: 10.1016/j.revmic.2024.100788
- 菅森義晃・早坂康隆 (2022) 京都西山地域の上部ペルム系高槻層, 中部三疊系島本層および丹波帯三疊紀本山寺コンプレックスの碎屑性ジルコン年代 (予報). 島根地質学会第 27 年総会・記念講演会・研究発表会要旨集, 15–16.
- Sugamori, Y. and Ikeda, K. (2024) Late Paleozoic radiolarians from the Kozuki Formation of the Ultra-Tamba Terrane in the Kanbayashi area, northern Kyoto Prefecture, Southwest Japan. *Revue de micropaléontologie*, **85**, 100806. doi: 10.1016/j.revmic.2024.100806
- 菅森義晃・桑原希世子 (2007) 大阪府北部の高槻層の珪長質凝灰岩から産出するペルム紀新世放散虫化石群集. 日本古生物学会 2007 年年会予稿集, 70.
- 菅森義晃・八尾 昭 (2004) 京都西山地域の高槻層と超丹波テレーン, 丹波テレーンの関係. 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, G015-001.
- 菅森義晃・小泉奈緒子・竹村静夫 (2012) 兵庫県南東部, 川西-猪名川地域の超丹波帯と丹波帯. 地質学雑誌, **118**, 21–36.
- 菅森義晃・桑原希世子・竹村静夫 (2023) 丹波-篠山地域の超丹波帯の岩相と丹波帯の遠洋深海相の PT 境界. 地質学雑誌, **129**, 533–550.
- Sugiyama, K. (1992) Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, central Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 167, 1180–1223.
- Sugiyama, K. (1997) Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, central Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **24**, 79–193.
- 鈴木寿志・桑原希世子 (2003) 佐渡島小佐渡地域から産出したペルム紀放散虫. 地質学雑誌, **109**, 489–492.
- 鈴木茂之 (1992) 砂岩のモード組成と化学組成からみた超丹波帯の古環境. 地質学論集, no. 38, 71–83.
- 鈴木茂之・西岡敬三・光野千春・杉田宗満・石賀裕明 (1988) 岡山県瀬戸地域の超丹波帯. 地質学雑誌, **94**, 301–303.
- 高城山団体研究グループ (1993) 丹波帯形成史についての新知見. 地球科学, **47**, 549–554.
- 竹村静夫・前川 淳 (2002) 兵庫県中東部山東-青垣地域の超丹波帯. 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 53.
- 竹村静夫・前川 淳 (2005) 兵庫県中東部山東-青垣地域の超丹波帯—その 2. 日本地質学会第 112 年学術大会講演要旨, 224.
- 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. 地質学雑誌, **102**, 1–12.
- 竹村静夫・鈴木茂之・石賀裕明 (1993) 兵庫県西南部“上郡帯”上月層からの放散虫化石 *Albaillella asymmetrica* の発見と地質構造解析による層序の再検討. 地質学雑誌, **99**, 675–678.
- 竹村静夫・竹村厚司・平井明菜・井上亜里・前川 淳 (2007) 兵庫県丹波市青垣町の超丹波帯から産するペルム紀放散虫化石. 日本古生物学会 2007 年年会予稿集, 71.
- 竹村静夫・菅森義晃・鈴木茂之 (2009) 岡山県東部周辺の舞鶴帯と超丹波帯. 地質学雑誌, **115**, 補遺, 123–137.
- 竹村静夫・竹村厚司・植田一男・菅森義晃 (2011) 兵庫県中東部, 超丹波帯柏原層から産出した放散虫化石 (予報). 日本地質学会第 118 年学術大会講演要旨, 426.
- 竹村静夫・竹村厚司・植野 輝・菅森義晃・古谷 裕 (2018) 岡山県東部, 超丹波帯ペルム系上月層中のデボン紀チャート層. 地質学雑誌, **124**, 117–125.
- Tekin, U. K., Okuyucu, C., Sayit, K., Bedi, Y., Noble, P. J., Krystyn, L. and Göncüoğlu, M. C. (2019) Integrated radiolaria, benthic foraminifera and conodont biochronology of the Permian blocks/tectonic slices and geochemistry of associated volcanic rocks from the Mersin Mélange, southern Turkey: Implications for the Permian evolution of the northern Neotethys. *Island Arc*, **28**, e12286. doi: 10.1111/iar.12286
- Thornburg, T. M. and Kulm, L. D. (1987) Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **98**, 33–52.
- 戸倉則正・高城山団体研究グループ (1987) 兵庫県篠山地域に分布する緑色砂岩について. 日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, 240.
- 堤 昭人 (1991) 岡山県南西部井原市周辺に分布する上部古生界の層序および地質構造の再検討. 地質学雑誌, **97**, 197–216.

- 梅田美由紀 (1987) 福井県池田町東俣南方に分布する石灰質砂岩の岩石学的記載. 福井市郷土自然科学博物館研究報告, no. 34, 19–28.
- 梅田美由紀 (1996) 福井県南条山地北端に分布する超丹波帯相当層の産状. 福井市自然史博物館研究報告, no. 43, 21–34.
- 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二疊紀放散虫化石の発見とその意義. 地質学雑誌, **102**, 635–638.
- Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979) Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 1049–1061.
- van der Meer, D. G., Scotese, C. R., Mills, B. J. W., Sluijs, A., van den Berg van Saparoea, A.-P. and van de Weg, R. M. B. (2022) Long-term Phanerozoic global mean sea level: Insights from strontium isotope variations and estimates of continental glaciation. *Gondwana Research*, **111**, 103–121.
- von Huene, R. (1974) Modern trench sediments. In Burk, C. A. and Drake, C. L., eds., *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 207–211.
- von Huene, R. (1986) To accrete or not accrete, that is the question. *Geologische Rundschau*, **75**, 1–15.
- von Huene, R. and Scholl, D. W. (1991) Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental cores. *Reviews of Geophysics*, **29**, 279–316.
- Wakita, K. and Metcalfe, T. (2005) Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **24**, 679–702.
- Wakita, K., Nakagawa, T., Sakata, M., Tanaka, N. and Oyama, N. (2021) Phanerozoic accretionary history of Japan and the western Pacific margin. *Geological Magazine*, **158**, 13–29.
- Wang, Y.-J. and Yang, Q. (2011) Biostratigraphy, phylogeny and paleobiogeography of Carboniferous–Permian radiolarians in South China. *Palaeoworld*, **20**, 134–145.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1–23.
- Wu, Y. and Fan, J. (2003) Quantitative evaluation of the sea-level drop at the end-Permian: Based on reefs. *Acta Geologica Sinica*, **77**, 95–102.
- Xia, W., Zhang, N., Wang, G. and Kakuwa, Y. (2004) Pelagic radiolarian and conodont biozonation in the Permian–Triassic boundary interval and correlation to the Meishan GSSP. *Micropaleontology*, **50**, 27–44.
- Xiao, Y., Suzuki, N. and He, W. (2018) Low-latitude standard Permian radiolarian biostratigraphy for multiple purposes with Unitary Association, Graphic correlation, and Bayesian inference methods. *Earth-Science Reviews*, **179**, 168–206.
- Xiao, Y., Suzuki, N., He, W., Benton, M. J., Yang, T. and Cai, C. (2020) Verifiability of genus-level classification under quantification and parsimony theories: a case study of follicucullid radiolarians. *Paleobiology*, **46**, 337–355.
- Xiao, Y., Suzuki, N., Ito, T. and He, W. (2021) New Permian radiolarians from east Asia and the quantitative reconstruction of their evolutionary and ecological significances. *Scientific Reports*, **11**, 6831. doi: 10.1038/s41598-021-86262-7
- Xiao, Y., Wang, K.-Y., He, W.-H., Suzuki, N., Zhang, K.-X., Yang, T.-L. and Wu, S.-B. (2024) Changhsingian (Lopingian, Permian) radiolarian paleobiogeography on and around the Yangtze Platform. *Palaeoworld*, **33**, 1409–1424.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和 (2000) 龍野地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 工業技術院地質調査所, 60p.
- 山元孝広・栗本史雄・吉岡敏和 (2002) 山崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 48p.
- 矢野賢治・石田啓佑・双木英人・阪元恵一郎・加藤孝幸 (1993) フォッサマグナ東方における超丹波帯相当層の発見. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, 456.
- Yao, A., Matsuda, T. and Isozaki, Y. (1980) Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **23**, 135–154.
- Yin, H., Feng, Q., Lai, X., Baud, A. and Tong, J. (2007) The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian–Triassic boundary. *Global and Planetary Change*, **55**, 1–20.
- Zhang, L., Ito, T., Feng, Q., Caridroit, M. and Danelian, T. (2014) Phylogenetic model of *Follicucullus* lineages (Albaillellaria, Radiolaria) based on high-resolution biostratigraphy of the Permian Bancheng Formation, Guangxi, South China. *Journal of Micropaleontology*, **33**, 179–192.
- Zhang, N., Henderson, C. M., Xia, W., Wang, G. and Shang, H. (2010) Conodonts and radiolarians through the Cisuralian–Guadalupian boundary from the Pingxiang and Dachongling sections, Guangxi region, South China. *Alcheringa*, **34**, 135–160.
- Zhao, K.-D., Jiang, S.-Y., Sun, T., Chen, W.-F., Ling, H.-F. and

Chen, P.-R. (2013) Zircon U–Pb dating, trace element and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of Paleozoic granites in the Miao’ershan–Yuechengling batholith, South China: Implication for petrogenesis and tectonic–magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **74**, 244–264.

Zhu, X.-Q., Zhu, W.-B., Ge, R.-F. and Wang, X. (2014) Late Paleozoic provenance shift in the south-central North China Craton: Implications for tectonic evolution and crustal growth. *Gondwana Research*, **25**, 383–400.

(受 付 : 2024 年 7 月 18 日 ; 受 理 : 2025 年 9 月 2 日)

超丹波帯における層序型の類別と付加環境の変遷（中江）

付表1 全ジルコン粒子のU-Pb分析データ

Table A1 U-Pb analytical data of zircon grains

Grain no.	Isotopic ratios						Age (Ma)						Th/U
	²⁰⁷ Pb	Error	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	Error	²⁰⁶ Pb	Error	²⁰⁷ Pb	Error			
	²⁰⁶ Pb	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ	²³⁸ U	2σ	²³⁵ U	2σ			
Sample name = KYTU-03													
1	0.0506	± 0.0019	0.0416	± 0.0010	0.2903	± 0.0131	262.8	± 6.3	258.8	± 13.2	0.93		
2	0.0506	± 0.0013	0.0410	± 0.0007	0.2861	± 0.0095	258.8	± 4.5	255.5	± 9.6	0.55		
3	0.0545	± 0.0017	0.0645	± 0.0014	0.4846	± 0.0193	402.8	± 9.3	401.2	± 19.4	0.60		
4	0.0507	± 0.0015	0.0410	± 0.0008	0.2871	± 0.0105	259.2	± 5.0	256.3	± 10.7	0.57		
5	0.0511	± 0.0017	0.0405	± 0.0009	0.2857	± 0.0118	255.8	± 5.6	255.1	± 11.9	0.94		
6	0.0544	± 0.0030	0.0432	± 0.0014	0.3243	± 0.0203	272.8	± 9.3	285.2	± 20.4	0.35		
7	0.0523	± 0.0022	0.0419	± 0.0011	0.3022	± 0.0150	264.3	± 7.0	268.1	± 15.1	0.56		
8	0.0522	± 0.0018	0.0404	± 0.0009	0.2907	± 0.0121	255.3	± 5.6	259.1	± 12.2	0.69		
9	0.0538	± 0.0015	0.0548	± 0.0010	0.4068	± 0.0143	343.8	± 6.6	346.5	± 14.4	0.78		
10	0.0624	± 0.0015	0.1099	± 0.0020	0.9462	± 0.0308	672.1	± 13.1	676.1	± 30.8	0.39		
11	0.0519	± 0.0022	0.0412	± 0.0011	0.2951	± 0.0147	260.2	± 6.9	262.6	± 14.8	0.96		
12	0.0551	± 0.0018	0.0705	± 0.0017	0.5359	± 0.0225	438.9	± 11.0	435.7	± 22.6	0.37		
13	0.0504	± 0.0016	0.0404	± 0.0008	0.2814	± 0.0111	255.6	± 5.3	251.7	± 11.2	0.61		
14	0.0542	± 0.0031	0.0396	± 0.0014	0.2962	± 0.0195	250.3	± 8.8	263.4	± 19.6	1.60		
15	0.0530	± 0.0021	0.0409	± 0.0010	0.2987	± 0.0138	258.3	± 6.4	265.4	± 14.0	0.45		
16	0.0512	± 0.0028	0.0400	± 0.0013	0.2828	± 0.0174	252.9	± 8.2	252.9	± 17.5	0.91		
17	0.0541	± 0.0022	0.0520	± 0.0014	0.3878	± 0.0187	326.5	± 8.9	332.7	± 18.8	0.52		
18	0.0512	± 0.0016	0.0398	± 0.0008	0.2807	± 0.0105	251.4	± 5.0	251.2	± 10.6	0.82		
19	0.0499	± 0.0018	0.0409	± 0.0009	0.2816	± 0.0121	258.7	± 5.8	251.9	± 12.2	0.76		
20	0.0522	± 0.0018	0.0429	± 0.0009	0.3095	± 0.0131	271.0	± 6.1	273.8	± 13.2	0.44		
21	0.0517	± 0.0029	0.0408	± 0.0014	0.2914	± 0.0185	257.8	± 9.1	259.6	± 18.7	0.82		
22	0.0504	± 0.0019	0.0462	± 0.0012	0.3216	± 0.0149	291.3	± 7.8	283.1	± 15.0	1.15		
23	0.0512	± 0.0019	0.0401	± 0.0010	0.2837	± 0.0126	253.7	± 6.4	253.6	± 12.8	0.68		
24	0.0674	± 0.0018	0.1496	± 0.0040	1.3915	± 0.0532	898.7	± 25.5	885.3	± 52.6	0.64		
25	0.0542	± 0.0018	0.0445	± 0.0010	0.3325	± 0.0134	280.4	± 6.7	291.4	± 13.5	0.71		
26	0.0509	± 0.0014	0.0408	± 0.0008	0.2865	± 0.0101	257.7	± 5.4	255.8	± 10.2	0.60		
27	0.0511	± 0.0014	0.0408	± 0.0008	0.2877	± 0.0103	258.0	± 5.5	256.7	± 10.4	0.56		
28	0.0542	± 0.0015	0.0624	± 0.0014	0.4664	± 0.0166	390.2	± 8.7	388.7	± 16.8	0.74		
29	0.0516	± 0.0017	0.0414	± 0.0010	0.2947	± 0.0120	261.6	± 6.2	262.3	± 12.1	0.50		
30	0.0517	± 0.0016	0.0471	± 0.0011	0.3363	± 0.0134	296.9	± 7.0	294.4	± 13.5	0.52		
31	0.0509	± 0.0014	0.0492	± 0.0010	0.3452	± 0.0124	309.4	± 6.7	301.1	± 12.5	0.61		
32	0.0497	± 0.0023	0.0413	± 0.0012	0.2829	± 0.0155	260.6	± 7.9	252.9	± 15.6	1.19		
33	0.0512	± 0.0013	0.0483	± 0.0010	0.3412	± 0.0115	304.1	± 6.2	298.1	± 11.6	0.40		
34	0.0517	± 0.0016	0.0395	± 0.0009	0.2820	± 0.0111	250.0	± 5.7	252.3	± 11.2	0.90		
35	0.0526	± 0.0019	0.0440	± 0.0011	0.3190	± 0.0138	277.3	± 7.0	281.1	± 14.0	0.34		
36	0.0486	± 0.0030	0.0420	± 0.0016	0.2816	± 0.0199	265.0	± 10.1	251.9	± 20.0	1.14		
37	0.0526	± 0.0016	0.0485	± 0.0011	0.3516	± 0.0138	305.1	± 7.2	305.9	± 13.9	0.70		
38	0.0506	± 0.0016	0.0405	± 0.0009	0.2831	± 0.0109	256.1	± 5.7	253.1	± 11.0	0.58		
39	0.0561	± 0.0013	0.0777	± 0.0015	0.6015	± 0.0189	482.5	± 9.8	478.2	± 19.1	0.55		
40	0.0516	± 0.0017	0.0419	± 0.0010	0.2980	± 0.0120	264.6	± 6.2	264.9	± 12.1	0.39		
41	0.0507	± 0.0031	0.0393	± 0.0014	0.2750	± 0.0190	248.7	± 9.1	246.6	± 19.1	0.56		
42	0.0512	± 0.0018	0.0400	± 0.0009	0.2830	± 0.0122	253.0	± 6.0	253.1	± 12.3	0.35		
43	0.0513	± 0.0016	0.0398	± 0.0009	0.2814	± 0.0112	251.5	± 5.5	251.8	± 11.3	0.60		
44	0.0528	± 0.0018	0.0484	± 0.0012	0.3528	± 0.0153	304.8	± 7.4	306.8	± 15.4	0.42		
45	0.0528	± 0.0024	0.0409	± 0.0012	0.2976	± 0.0162	258.3	± 7.7	264.5	± 16.3	0.56		
46	0.0502	± 0.0020	0.0403	± 0.0010	0.2793	± 0.0137	254.7	± 6.8	250.1	± 13.8	0.45		
47	0.0523	± 0.0017	0.0399	± 0.0009	0.2880	± 0.0120	252.1	± 5.8	257.0	± 12.1	0.51		
48	0.0564	± 0.0017	0.0794	± 0.0018	0.6181	± 0.0242	492.5	± 11.6	488.6	± 24.3	0.60		
49	0.0502	± 0.0017	0.0403	± 0.0009	0.2785	± 0.0116	254.4	± 5.8	249.5	± 11.8	0.47		
50	0.0495	± 0.0026	0.0388	± 0.0012	0.2652	± 0.0160	245.6	± 7.8	238.8	± 16.1	0.27		
51	0.0851	± 0.0022	0.2065	± 0.0046	2.4243	± 0.0884	1209.9	± 29.6	1249.8	± 86.1	0.49		
52	0.0572	± 0.0021	0.0788	± 0.0022	0.6226	± 0.0290	489.2	± 14.2	491.5	± 29.0	0.62		
53	0.0535	± 0.0026	0.0516	± 0.0017	0.3808	± 0.0218	324.3	± 10.7	327.6	± 21.9	0.51		
54	0.0579	± 0.0016	0.0928	± 0.0020	0.7413	± 0.0271	571.9	± 12.6	563.2	± 27.2	0.62		
55	0.0511	± 0.0016	0.0404	± 0.0009	0.2846	± 0.0114	255.2	± 5.6	254.3	± 11.5	0.34		
56	0.0559	± 0.0018	0.0708	± 0.0017	0.5453	± 0.0231	440.7	± 11.2	441.9	± 23.2	0.92		
57	0.0504	± 0.0018	0.0403	± 0.0010	0.2806	± 0.0125	254.8	± 6.2	251.1	± 12.6	0.69		
58	0.0525	± 0.0027	0.0399	± 0.0013	0.2890	± 0.0175	252.2	± 8.3	257.7	± 17.6	0.96		
59	0.0527	± 0.0020	0.0411	± 0.0010	0.2992	± 0.0138	259.9	± 6.6	265.8	± 13.9	0.40		
60	0.0518	± 0.0030	0.0404	± 0.0014	0.2885	± 0.0194	255.2	± 9.2	257.3	± 19.5	1.44		
61	0.0503	± 0.0034	0.0386	± 0.0015	0.2676	± 0.0205	243.9	± 9.8	240.8	± 20.6	1.49		
62	0.0514	± 0.0016	0.0463	± 0.0010	0.3284	± 0.0130	292.0	± 6.5	288.3	± 13.1	1.22		
Weighted mean of youngest group (n=37)							256.1	± 1.0	255.6	± 2.2			
Standards													
91500 1-4	0.0742	± 0.0018	0.1799	± 0.0053	1.8410	± 0.0612	1066.5	± 34.3	1060.2	± 60.3	0.40		
91500 1-5	0.0751	± 0.0018	0.1827	± 0.0055	1.8934	± 0.0645	1081.5	± 35.6	1078.8	± 63.4	0.44		
91500 1-6	0.0743	± 0.0018	0.1823	± 0.0056	1.8690	± 0.0646	1079.6	± 36.0	1070.2	± 63.6	0.40		
91500 2-1	0.0743	± 0.0024	0.1767	± 0.0057	1.8108	± 0.0846	1048.9	± 36.9	1049.4	± 82.4	0.40		
91500 2-2	0.0740	± 0.0023	0.1792	± 0.0057	1.8309	± 0.0840	1062.8	± 36.5	1056.6	± 81.9	0.40		
OD3 1-4	0.0430	± 0.0039	0.0052	± 0.0001	0.0307	± 0.0027	33.3	± 1.0	30.7	± 2.8	0.98		
OD3 1-5	0.0543	± 0.0051	0.0051	± 0.0002	0.0382	± 0.0035	32.8	± 1.1	38.1	± 3.6	0.58		
OD3 1-6	0.0479	± 0.0029	0.0052	± 0.0001	0.0346	± 0.0020	33.6	± 0.8	34.5	± 2.1	1.15		
OD3 2-1	0.0517	± 0.0033	0.0051	± 0.0001	0.0364	± 0.0025	32.8	± 0.9	36.3	± 2.5	1.11		
OD3 2-2	0.0481	± 0.0032	0.0052	± 0.0001	0.0344	± 0.0024	33.3	± 0.9	34.3	± 2.4	1.10		

