北部北上帯の亜帯区分と渡島帯・南部秩父帯との対比：安家西方地域のジュラ紀付加体の検討

Subdivisional scheme of the North Kitakami Belt, Northeast Japan and its tectonostratigraphic correlation to the Oshima and South Chichibu belts : an examination of the Jurassic accretionary complex in the west Akka area

Abstract

高橋 聡^{*†} 永広昌之^{**} 鈴木紀毅^{***}
山北 聡^{****}

Satoshi Takahashi^{*†}, Masayuki Ehira^{**},
Noritoshi Suzuki^{***} and
Satoshi Yamakita^{****}

2015年5月14日受付.

2015年9月23日受理.

^{*} 東北大学理学研究科

Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba 6-3, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

^{**} 東北大学総合学術博物館

The Tohoku University Museum, Aoba 6-3, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

^{***} 東北大学大学院理学研究科

Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba 6-3, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

^{****} 宮崎大学教育文化学部

Faculty of Education and Culture, Miyazaki University, 1-1, Gakuei Kihanadai Nishi, Miyazaki 889-2192, Japan

[†] 現所属：東京大学理学系研究科

Present address: School of Science, University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan

Corresponding author: S. Takahashi,
stakahashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

The North Kitakami Belt of Northeast Japan, which consists of a Jurassic accretionary complex, is divided by the Iwaizumi Tectonic Line into two sub-belts, the Kuzumaki–Kamaishi and Akka–Tanohata sub-belts, which differ in terms of the dominant feldspar type in sandstone and the presence or absence of Paleozoic oceanic sedimentary rocks. We carried out a detailed study of the geology of the boundary area between these two sub-belts in the west Akka area in Iwaizumi Town, Iwate Prefecture.

Our survey resulted in the identification of three tectonostratigraphic units. From lower to upper (east to west), these are the Takayashiki (mixed facies), Seki (coherent facies of chert–clastic sequences associated with thick sandstone layers), and Otori (coherent facies of chert–clastic sequences and dominant mudstone) units. Paleozoic fossils occur only in the Seki and Otori units, supporting the criterion proposed previously for identifying the location of the Iwaizumi Tectonic Line. However, the dominant feldspar composition of sandstone changes gradually from plagioclase-dominant in the Otori Unit, through equal amounts of both plagioclase and K-feldspar in the Seki Unit, to K-feldspar-dominant in the Takayashiki Unit. Thus, the feldspar compositions from west to east are not consistent with the proposed location of the tectonic line. The tectonostratigraphic units and sandstone compositions of the North Kitakami Belt are well correlated with those of both the Oshima and South Chichibu belts, which are the northern and southern tectonic extensions of the North Kitakami Belt, respectively. However, the oldest age of each unit is different between these three geologic belts. Paleozoic fossils have not been reported from the Shimonosawa Unit of the Oshima Belt, which corresponds to the Seki Unit, whereas the Sambosan Unit of the South Chichibu Belt, which can be correlated with the Akka–Tanohata sub-belt, yields Paleozoic fossils.

Keywords: Accretionary complex, Conodont, Iwaizumi Tectonic Line, North Kitakami Belt, Sandstone composition

はじめに

北部北上山地には、北部北上帯に属する苦鉄質火山岩および火砕岩、チャート、碎屑岩類、石灰岩からなるジュラ紀付加体が広く分布する(箕浦, 1985; Suzuki et al., 2007; 永広ほか, 2008). 北部北上帯は、岩泉構造線(小貫, 1981)を境に、西側の葛巻–釜石亜帯と東側の安家–田野畑亜帯に区分されている(Fig. 1) (大上・永広, 1988; 永広・鈴木, 2003; 永広ほか, 2005). この区分の根拠は、両者を構成するチャート–碎屑岩シーケンスの年代構成、特にシーケンス下部の年代と、砂岩組成の違いである(大上・永広, 1988). 葛巻–釜

石亜帯は、石炭紀～ペルム紀のサンゴ、フズリナ、アンモノイド化石を産する石灰岩や石炭紀～三畳紀のコノドント化石を産するチャートを含み、砂岩は斜長石・火山岩片を多く含む長石質アレナイトないしワッケからなるという特徴がある. 一方、安家–田野畑亜帯からは、古生代化石の産出は知られておらず、砂岩はカリ長石や石英に富むことで特徴付けられる. この化石年代の違いはその後の北部北上帯の地質調査でも検証されてきており、古生代の化石は安家–田野畑亜帯からは見つからない(Suzuki et al., 2007; 永広ほか, 2008). 一方、砂岩組成については、斜長石とカリ長石の量比が両亜帯の中間的な組成を示すデータも知られていたので

Fig. 1. Tectonic divisions of the Paleozoic–earliest Cretaceous rocks in the Kitakami Massif, Northeast Japan (modified from Ehiro and Suzuki, 2003). The tectonic divisions are based on Ehiro et al. (2005).

(山口, 1981), 砂岩組成が岩泉構造線を境に明瞭に変化するかどうかは検討の余地があった。また, 安家西方地域では, 岩泉構造線は関-大平断層(杉本, 1974)にあたるが, この断層が地質年代と砂岩組成の違いの境界, すなわち岩泉構造線に完全に一致するかどうかはこれまで検証されていなかった。

北部北上帯は, 北方では渡島帯に連続し, さらにその北方のロシアのタウハ帯にまで続き, 南方には南部秩父帯に対応すると考えられている(山北・大藤, 2000; Suzuki et al., 2007; 磯崎ほか, 2010)。したがって, 上述の北部北上帯の2亜帯区分に類似するものが上述の地質帯の間で見られるかどうかは, 連続性を確かめる上で重要である。そこで本研究は, 葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯の境界を含む安家西

方地域の地質を付加体地質学の観点でとらえ直し, 海洋プレート層序の復元に基いて構造層序ユニットに区分した。また, 各ユニットの化石年代を再検討するとともに, 各ユニットの砂岩のモード組成を調べた。これらに基づき, 北部北上帯の上記両亜帯への区分の再検討を行い, 北部北上帯の北方と南方延長とされる地体との対比について考察した。

研究史概説

安家西方地域を含む岩手県岩泉北部～久慈西方地域の地質は, 地向斜の観点から島津ほか(1970)や杉本(1974)によって詳しく調査された。杉本(1974)は島津ほか(1970)を踏襲し, 北部北上山地を葛巻断層と田老断層を境に, 西側から石炭系～ペルム系からなる北部北上帯(狭義), 三畳系～ジュラ系からなる岩泉帯, およびジュラ系～白亜系からなる田老帯に区分した。そのなかで, 本論の調査地域にあたる岩泉帯の地質は, 半波長約10 kmの褶曲構造をなしつつ, 全体としてNNW–SSE走向で側方に連続して分布する緑色岩類, チャート, 碎屑岩, 石灰岩などからなるとされ, 下位より, 木沢畑層, 間木平層, 沢山川層, 安家層, 高屋敷層, 関層, 合戦場層, 大鳥層, 大坂本層に区分された(Fig. 2左)。また, 高屋敷層と関層の岩相分布が大きく斜交することから, NNW–SSE方向の両層の境界を断層と認識し, これを関-大平断層と呼んだ。小貫(1981)は, 北部北上帯(狭義)を葛巻断層と田老断層の中間にある関-大平断層(岩泉構造線と命名)まで拡張し, 関-大平断層以東の岩泉帯を安家帯と改称した。さらに, 大上・永広(1988)は, 前述のように岩泉構造線を境に広義の北部北上帯を西側の葛巻-釜石帯と東側の安家-田野畑帯に二分する案を示した。その後, 永広ほか(2005)は葛巻-釜石帯と安家-田野畑帯をそれぞれ北部北上帯(広義)の細分である亜帯として扱った。

永広ほか(2008)は, 岩相の違いに基づいて細分されていた安家西方地域の層序単元を化石年代と海洋プレート層序の観点から分類し直している。それによると, 木沢畑層と間木平層, 関層と合戦場層, 大鳥層と大坂本層は, チャートとその上位の碎屑岩類との組み合わせからなる一連の層序単元として3単元にまとめることができ, 海山起源の緑色岩類からなる(土谷ほか, 1999)沢山川層と海山に累重する石灰岩からなる安家層も1単元にまとめることができる。これらに混在岩からなる高屋敷層を加えて, 計5つの海洋プレート層序単元に分類できる(Fig. 2中央)。

用語と定義

本地域のジュラ紀付加体は混在相および整然相からなるが, 大局的には構造的な下位の単元ほどより若い化石年代を含む傾向にあるなど, 全体としては本来の層序関係を残してはいない。このような付加体の層序区分の方法は, 野外調査で記載した岩相情報(整然相, 混在相, 主たる岩相構成)を基に, 堆積層序区分における場合と同様に「層」を単位に区別する考え(山北・大藤, 2000), これに化石年代の情報を加えて地史を踏まえた付加体固有の区分単位として「コンプレックス」を用いる考え(中江, 2000)が提案されているが, 統一見

Fig. 2. Tectonostratigraphic subdivisions of the Jurassic accretionary complex in the west Akka area, as proposed in the present study and by Sugimoto (1974) and Ehro et al. (2008). All of the contacts between units are fault contacts.

解は得られていない。本研究では、同じくジュラ紀付加体である秩父累帯の地質体区分をまとめた松岡ほか(1998)と同様に、地質図に表現できる程度の広がりを持ち、類似の岩相構成で特徴づけられる単元を「ユニット」と称することにする。また、中江(2000)に従い、地質図に表現できるサイズの岩塊をスラブと呼ぶ。

地質概説

本研究の調査対象地域は、安家川に沿う地域で、東縁は岩泉町北西部安家付近、西縁は安家川上流の坂本に至る範囲である。この地域を安家西方地域と呼称する。安家西方地域のジュラ紀付加体は、構造的な下位より、安家ユニット、高屋敷ユニット、関ユニット、大鳥ユニットに区分される(Fig. 2右, Fig. 3)。安家ユニットは、下部は玄武岩類で構成され、上部は石灰岩が卓越する。高屋敷ユニットは、泥岩に多様な岩相からなるスラブを伴う混在相で特徴づけられる。関ユニットは、チャート-碎屑岩シーケンスからなるユニットであり、ユニット下部ではチャートと泥岩が、上部では砂岩が卓越する。大鳥ユニットは、関ユニットと同様にチャート-碎屑岩シーケンスからなり、泥岩の占める割合が大きいこと(チャートと泥岩の比率は3:7程度; Fig. 3)、ユニット下部に赤色を呈する珪質泥岩層や赤色チャートがみられることが関ユニットと異なる。それぞれのユニット同士はNNW走向で高角に西傾斜する断層で接している。これらの境界断層のうち、高屋敷ユニットと関ユニットの境界にあたる断層(関-大平断層; 杉本, 1974)が岩泉構造線(小貫, 1981)に相当し、これより西側のユニット群が葛巻-釜石亜帯、東側のものが安家-田野畑亜帯に属することになる。なお、本地域では、安家ユニットはその上部の石灰岩卓越部のみが分布し、杉本(1974)の安家層の記載以上の新発見が得られなかったため、その記載は省略する。

地質各説

1. 高屋敷ユニット(Takayashiki Unit)

高屋敷ユニットの模式地におけるルートマップ(地質図との対応はFig. 4のインデックス図を参照)と、柱状図をFig. 5とFig. 6に示す。

(1)定義および命名 安家川に沿って立臼^{たちうす}-高屋敷-大平に露出する泥岩基質の混在相からなる地質体を高屋敷ユニットとする。このユニットは、杉本(1974)の高屋敷層に相当する(Figs. 2, 3)ので、名称を踏襲した。

(2)模式地 模式地は、杉本(1974)によって岩手県下閉伊郡岩泉町安家高屋敷~大平間の県道沿いに設定されている。

(3)特徴 本ユニットは、ところにより礫を含む泥岩を主体とし、泥岩中にチャート、砂岩、玄武岩、石灰岩のスラブが分布する混在相である。分布の東縁部には岩塊などを含まない泥岩がまとまって分布するほか、分布域の中央部には角礫岩を伴う粗粒砂岩がスラブとして分布する(Figs. 3, 5)。

(4)分布 調査地域では、立臼、高屋敷、大平にわたり東西幅約4500mで分布し、NW-SE方向に側方連続する。後述する高角西傾斜の地質構造を考慮すると、みかけの層厚は約3600mと見積もられる(Fig. 6)。

(5)地質構造 本ユニットの岩相分布は、地形の高低差に大きく影響されることはなく、ほぼ一定の方向(NW方向)にのびており、高角傾斜した構造であることが分かる。また、特にスラブの分布を追跡すると、地形の起伏に合わせて高いところでは東側にやや突き出て、低いところでは西側にやや突き出た分布を示す(Figs. 3, 5)。このことから、これらのスラブの分布は、高角西傾斜して分布しているとみられる。基質の泥岩中の鱗片状劈開の走向・傾斜もユニット全体の一般走向とほぼ同様であるが、大平北方に分布する含礫泥岩において、鱗片状劈開の一部が東に急傾斜している(Figs. 3, 4)。しかし、この東傾斜の構造は、露頭の追跡観察から、本来西傾斜であったものがクリープによりみかけ東傾斜と

Fig. 3. Geological map and cross-section of the west Akka area.

Fig. 4. Index map showing the locations of the route maps (Figs. 5, 8, and 9) in the west Akka area.

なったものと判断される。

(6)境界 本ユニットの東縁は川井—小国—栗山断層(杉本, 1974)で安家ユニットの石灰岩と接し, 西縁は関—大平断層で関ユニットの層状チャート卓越部と接する。これらの断層はいずれも NNW–SSE 方向で高角な断層である。高屋敷ユニットは, 混在相からなるため, 安家ユニットの厚い石灰岩や関ユニットの側方連続性の良いチャート—碎屑岩ユニットとは容易に区別できる。また, 杉本(1974)が示したように, 高屋敷ユニットと関ユニットの岩相分布は, 地質図規模で関—大平断層を境に明瞭に斜交する。

(7)岩相 高屋敷ユニットは, 泥岩が卓越し, 他に比較的厚層の砂岩層と, 玄武岩, 砂岩, チャート, 石灰岩などの大きささまざまなスラブおよび岩塊が含まれる。

泥岩は3種類存在する。(i)礫を含まない泥岩, (ii)含礫泥岩の基質部分, (iii)含礫泥岩中の礫である。礫を含まない泥岩は, 立白東部に東西の分布幅 1200 m で南北方向に 1000 m 以上連続するまとまった分布がみられ, 高屋敷東部にも一部確認される。この泥岩は黒色を呈し, 灰白色の比較的粗粒な粒子からなる数 mm 厚の葉理構造がところにより確認できる。このような堆積構造は露頭スケールの範囲では追跡可能である。含礫泥岩は, 主に高屋敷や大平周辺に認められる (Fig. 5)。含礫泥岩の基質をなす泥岩は黒色を呈する。礫は径 2 mm ~ 数 cm の角礫である (Figs. 7A–7C)。含礫泥岩は, 礫と基質との境界に破碎構造や剪断に伴う変形構造が認められる産状 (Fig. 7B) と, 変形を伴わずに泥岩基質中に礫を含む産状 (Fig. 7C) が観察される。含礫泥岩に含まれている角礫は, 主にチャート, 砂岩, 泥岩, 石灰岩からなり, チャートと砂岩, 泥岩が多い。これらのうち, 礫として含まれる泥岩は, 径数 mm ~ 十数 cm で, ところにより葉理が観察される点において先に述べた礫を含まないタイプの泥岩に類似し, この泥岩礫の中にさらに礫が含まれるものはみられない。砂岩, チャート, 石灰岩の礫はそれぞれ後述するスラブをなすものに似る。

砂岩スラブは, 松ヶ沢中流部と大平北西部に分布がみられる (Figs. 3, 5)。灰色を呈し, 中粒~粗粒で淘汰度と円磨度

ともに低い。無層理の石質~長石質ワッケ~アレナイトからなり, 比較的ワッケの方が多い。砂岩中には, 径数 mm ~ 数 cm, 厚さ数 mm の同時侵食性の不定型な泥岩片を伴う場合がある。この砂岩スラブとは別に, 高屋敷ユニットには調査地域東部の立白周辺にまとまって分布する特徴的な砂岩がある (Figs. 3, 5, 7D–7E)。この砂岩は, みかけの層厚は約 200 m で, 高屋敷ユニットの一般走向よりやや時計回りに斜交するように NNW–SSE 方向に分布している (Figs. 3, 5, 6)。周囲の泥岩との層位関係は露出がなく不明である。淘汰が非常に悪く, 粒径 1 mm を超える極粗粒砂からなる特徴から他の砂岩とは明瞭に区別される。粒子支持の石質質アレナイトが主体で, 径数 cm のチャート, 泥岩, 火山岩などからなる礫を含む産状がみられる (Figs. 7D–7E; 後述する砂岩モード組成はこのような大きな礫が含まれる試料は避けている)。この砂岩を, 立白の安家川流域 (Fig. 5) を模式地とし, 立白砂岩 (Tachiusu Sandstone) と名付け, ほかの高屋敷ユニットの砂岩と区別する。

玄武岩は, 高屋敷付近に最大幅約 1000 m で NW–SE 方向に延びたレンズ状の形態で分布し, 東縁は立白砂岩と断層で接し, 北縁から西縁にかけては含礫泥岩にとり囲まれている (Figs. 3, 5)。この玄武岩 (Figs. 7F–7G) は, 露頭表面では緑色を呈し, 部分的には径数 mm ~ 数 cm の玄武岩質角礫岩からなる。角礫岩となっているところでは, 石灰岩小礫を伴うこともある。この玄武岩は, 杉本(1974)が安山岩質角礫岩として報告したものであるが, 土谷ほか(1999)は主成分元素と微量元素の分析から玄武岩と判定している。

チャートは, 幅 10 m 程度で走向方向 (NNW–SSE 方向) に 200~300 m 程度連続するスラブが立白と高屋敷西部にそれぞれ数層まとまって分布する (Figs. 3, 5)。それぞれのチャートは白色~灰白色を呈し, 単層の層厚が 3~4 cm 程度である。立白でみられるチャートスラブは整然とした層構造が保たれており, 高屋敷西部のチャートスラブは層内褶曲構造が著しく発達している。

石灰岩は大平周辺に局所的に分布する (Figs. 3, 5, 6)。この石灰岩は, 青灰色を呈し, 再結晶化が著しく, 鏡下観察においても堆積組織は不明瞭である。また, ウミユリ片などの化石を含む。

(8)化石年代 高屋敷ユニットの主体をなす泥岩からは, これまでに化石は見つかっていない。一方, 散点的ではあるがスラブからは化石が見出されている。本研究で, 立白付近のチャート (Fig. 3 の F.L. 1; F.L. は Fossil locality の略として使用する) から後期三畳紀カーニアン~ノーリアンを示唆するコノドントが見い出された (次章で詳述)。大平に分布する石灰岩岩塊からは, 本研究で発見したウミユリ片化石以外にも, 松ヶ沢中流の石灰岩露頭から保存不良の貝化石が得られている (杉本, 1974)。本地域南方の岩泉では, 立白砂岩に岩相の特徴が類似する砂岩転石から, 後期ジュラ紀オックスフォーディアンを指示するアンモナイト化石が発見されている (小貫, 1956; Suzuki et al., 2007)。

2. 関ユニット (Seki Unit)

関ユニットの安家川沿いのルートマップ (地質図との対応

Fig. 5. Route map of the Tachiusu-Takayashiki area showing the locations of outcrops of the Takayashiki Unit.

Fig. 6. Lithologic columns of the units in the west Akka area. These columns are based on the route maps in Figs. 5, 8, and 9.

は Fig. 4 のインデックス図を参照。ただし、模式地とは位置が異なる)と柱状図を Fig. 8 と Fig. 6 に示す。

(1)定義および命名 大平に分布するチャート-碎屑岩層からなる整然相を関ユニットとする。杉本(1974)の関層と合戦場層の主部(最上部の泥岩卓越部を除いた部分)を合わせたものに相当する。名称は杉本(1974)の関層の名を踏襲して関ユニットとする。

(2)模式地 岩手県九戸郡山形村関南西方の遠別川流域(杉本(1974)が指定した関層と合戦場層の模式地と同等)。

(3)特徴 チャート-碎屑岩シーケンスの繰り返しで特徴付けられる整然相である。模式地での本ユニットは、下部は層状チャートと泥岩の繰り返しからなり、上部は泥岩と砂岩が卓越する(杉本, 1974)。チャート分布域に挟在する泥岩の一部は剪断・変形し、混在岩となっている。

(4)分布 本ユニットは、調査地域内では、大鳥ユニットを挟んでその北東側と南西側の2列に分かれて分布する。北東側の大平西方では、東西幅約1400mに渡って露出があり、ユニット全体の分布はNW-SE方向にのびる。見かけの層厚は、約940mと見積もられる(Fig. 6)。一方、南西側の調査地域西縁部の坂本西部(Fig. 3)に東西幅約1000mに渡って分布するものは、平庭岳向斜(杉本, 1974)の西翼部をなすもので、本ユニット上部(杉本(1974)の合戦場層相当)の砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる。

(5)地質構造 本ユニットは構造的上位の大鳥ユニットとともに、半波長約1kmで、南東方向にプランジした向斜構造(杉本(1974)の平庭岳向斜)をなす。北東翼では、岩相分布の追跡に基づけば、一般走向は高屋敷ユニットと同様に北西走向で、高角西傾斜の同斜構造をなす。露頭で観察されるチャートや碎屑岩の層理面も同様の走向・傾斜を示し(Figs. 3, 8), 岩相分布の傾向から判読する走向方向と一致している。南西翼では、砂岩層の層理面は北西走向で中角度で南西に傾斜している。

(6)境界 関ユニットは、下位の高屋敷ユニットと関-大平

断層で接し、上位の大鳥ユニットと高角断層で接する。

(7)岩相 本ユニットは、構造的な下位より、チャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩からなる。

チャートはユニット下部約380mを構成し、間に泥岩を挟む(Fig. 3)。主に白色～灰白色を呈し、厚さ3～4cmの単層からなる層状チャートである。再結晶作用が著しく、ところにより粗目状の石英粒子がみられる。珪質泥岩は、チャートの上位に層厚13.6mで露出し、暗灰色～灰色を呈する。泥岩には3種類が識別できる。(i)チャート分布域に分布する泥岩、(ii)珪質泥岩から漸移する泥岩、(iii)チャート-碎屑岩シーケンスの最上部にあたる砂岩と互層する泥岩である。チャートに挟まれて分布する泥岩は、大平西方の林道に東西幅130m程度、層厚にして約84mで露出がみられる(Figs. 3, 8)。この泥岩は黒色～暗灰色を呈し、剪断変形が著しく、混在岩となっている。珪質泥岩の上位に重なる泥岩は、黒色を呈し、一部に剪断が発達しているものや、径数mm～数cmのチャートや砂岩の岩塊を少量含むものがある。砂岩と互層する泥岩は、単層の層厚は数十cm～50cm程度で、黒色を呈し、層理面に沿った剥離性を有する。砂岩は、大平西方に分布幅約600mで分布し、層厚は約430mと見積もられる。下部層約280mは砂岩泥岩互層、上部層約150mは泥岩の狭在層をもたない厚層砂岩で構成される。下部の砂岩泥岩互層は、砂岩部が数m、泥岩部が数十cmの層厚を持ち砂岩が優勢である。上部の厚層砂岩は、径数cmの泥岩偽礫をところにより含む。これらの砂岩は、ともに灰色を呈する中粒～粗粒のアレナイトで、砂粒子の淘汰度と円磨度はともに低い。これらの厚層砂岩から離れた本ユニット下部のチャート卓越部において、1地点で砂岩の挟在を確認した(Fig. 3中のSd. 12)。この砂岩も灰色を呈する中粒～粗粒のアレナイトで、砂粒子は淘汰が悪く、ユニット上部の砂岩の組成と類似する(Table 2)。

層状チャートと上部の碎屑岩層との関係は、大平西方地域の林道でよく観察できる(Figs. 3, 8)。この地点では下位の

Fig. 7. Photographs of the Takayashiki Unit. A: Outcrop of pebbly mudstone in the Takayashiki–Odaira area. A chert block is visible in the mudstone matrix. B: Outcrop of pebbly mudstone in the Takayashiki–Odaira area. Sd: sandstone. C: Outcrop of pebbly mudstone in the Takayashiki–Odaira area. D: Outcrop of the Tachiusu Sandstone. Ch: chert fragment, Md: mudstone fragment. E: Photomicrograph of the Tachiusu Sandstone, Q: quartz, Pl: plagioclase, Kf: K-feldspar, V: volcanic rock fragment. F: Outcrop of basalt in the Takayashiki Unit. G: Photomicrograph of basalt from the Takayashiki Unit.

Fig. 8. Route map of the west Odaira area. The lithological transition in the chert-clastic sequence from bedded chert to clastic rocks with interbedded siliceous mudstone can be observed.

層状チャートから珪質泥岩(厚さ 13.5 m)を経て泥岩(厚さ 48.5 m), さらに上位の厚層の砂岩へ漸移する。この層序関係は、走向方向に連続して 2000 m 以上追跡できる (Figs. 3, 8)。

(8)化石年代 本研究により松ヶ沢上流域のチャート (Fig. 3 の F.L. 2) よりペルム紀のコノドント化石が産し、大平西方のチャート (Fig. 3 の F.L. 3, F.L. 4, F.L. 5) からは中期三畳紀アニシアン～後期三畳紀カーニアンのコノドント化石が得られた(後述)。なお、豊原ほか(1980)は、大平北方のチャートからペルム紀と後期三畳紀をそれぞれ指示するコノドント化石を報告している。また、本研究地域北方延長上の陸中関地域にみられる泥岩(杉本(1974)の関層部分)から後期ジュラ紀の放散虫が報告されている(中江・鎌田, 2003)。

3. 大鳥ユニット(Otori Unit)

大鳥ユニットの模式地周辺のルートマップ(地質図との対応は Fig. 4 のインデックス図を参照)と柱状図を Fig. 9 と Fig. 6 に示した。

(1)定義および命名 大鳥-大坂本に分布する、主に赤色チャートを含むチャートと泥岩からなる整合相を大鳥ユニットと定義する。下位の関ユニットとは、厚い砂岩層を欠くことと下部に赤色珪質泥岩層と赤色チャートを伴うことから区別できる。このユニットは、杉本(1974)の合戦場層の最上部の泥岩卓越部、および大鳥層と大坂本層をあわせたものに相当する。杉本(1974)は、本ユニット下部に相当する部分に砂岩層に囲まれた赤色チャート岩体の分布を示し、この部分を砂岩の卓越で特徴づけられる合戦場層(本稿の関ユニッ

ト上部)に含めている。しかし、本研究の調査により、この赤色チャートの周囲には泥岩のみが分布していることが判明したので、泥岩の卓越と赤色チャートの存在で特徴付けられる本ユニットに含める方が適切であると判断した (Figs. 3, 9)。命名は、本ユニットを特徴付ける赤色チャートの分布に一致する杉本(1974)の大鳥層の名称を踏襲し、大鳥ユニットとする。

(2)模式地 岩手県下閉伊郡岩泉町安家大鳥坂本地域の安家川流域(杉本(1974)の大鳥層と大坂本層の模式地を合わせた部分)。

(3)特徴 大鳥ユニットは、赤色珪質泥岩、チャート、泥岩、砂岩が累重した整合相からなる。チャート卓越部には黒色粘土岩が挟在する。本研究地域において赤色チャートが広く分布する地質体は、大鳥ユニットに限られる。

(4)分布 安家川上流部の大鳥、坂本の地域に東西幅約 3900 m で分布し、NW-SE 方向にのびて分布する。平庭岳向斜の東翼と西翼をなす。見かけの層厚は最低でも 2700 m は確認される (Fig. 6)。

(5)地質構造 研究地域における本ユニットの一般走向は北西-南東走向で、高角西傾斜を示す。調査地域北方の安家川最上流部では、本ユニットが平庭岳向斜の軸部をなして東西走向南傾斜の構造を示すが(杉本, 1974)、本地域ではそのような構造方向の変化は見い出せない。また、本ユニットに属するチャートや泥岩の層理面、泥岩の間に発達する鱗片状劈開の方向も北西～南東走向の高角西傾斜を示し、岩相分布から判読する走向傾斜方向と調和的である。

Fig. 9. Route map of the Otori area showing the locations of outcrops of the upper part of the Seki Unit and the Otori Unit.

(6)境界 本ユニットは東部で関ユニット上部と断層で接し、西部でも平庭岳向斜によって繰り返す関ユニットと断層で接する。

(7)岩相 大鳥ユニットは、主に、チャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩からなり、特に泥岩が広く分布する。また、分布の規模が小さいため地質図上には表されないが、本ユニットのチャート分布域には赤紫色～赤色と暗灰色～緑灰色を呈する珪質泥岩と黒色粘土岩が挟まれる。

チャートは、大鳥東方に分布する赤色～灰白色を呈する層状チャートと、大鳥や大鳥南西方に分布する灰白色を呈する層状チャートがみられる。これらの層状チャートは厚さ数cmの単層の積み重なりからなっており、単層をなすチャートは、鏡下観察により、微小な石英と放散虫殻から構成されていることが確かめられる。大鳥西方にみられる側方連続性がよいチャート岩体は上位に向かって珪質泥岩から泥岩に漸移する。その岩相変化は、安家川より南に位置する大鳥沢とヤエス沢にわたって WNW-ESE 方向に分布するチャート岩体にみることができ、ヤエス沢中流域において、層厚 10 m 程度でチャートから珪質泥岩へ整合的に岩相変化する露頭が観察できる (Fig. 9 中央)。

珪質泥岩には、大鳥にみられる主に赤紫色～赤色を呈する珪質泥岩 (以降、赤色珪質泥岩と呼称する) と、大鳥南方にみ

られる灰白色の珪質泥岩がある。赤色珪質泥岩は、単層の厚さ 3～4 cm で層理が発達している。赤色珪質泥岩の東側 (見かけ下位) には、暗灰色～緑灰色の珪質泥岩が、大鳥近傍の尾根に沿って 100 m ほど側方に連続して分布する (永広ほか (2008) の第 13 図参照)。大鳥南方にみられる灰白色の珪質泥岩は、チャートと泥岩の間に挟まれ、その厚さは約 1 m である。これらの珪質泥岩は、微細な粘土粒子と放散虫殻などの石英粒子から構成されている。

泥岩は、黒色を呈し、ところによって石灰質な粒子を含むものがみられる (Figs. 3, 9)。砂岩は、泥岩卓越部にレンズ状、あるいは泥岩露頭に囲まれた孤立露頭として認められ、側方に連続して分布を追跡できるものは稀である。

大鳥東方の安家川沿いに露出するチャートには、厚さ 50 cm の黒色粘土岩が挟在し、山北ほか (2008) や永広ほか (2008) はペルム紀-三畳紀境界層に特徴的な岩相であるとしている。本研究地域北方の安家川最上流部では、ペルム紀-三畳紀境界層をなす黒色粘土岩を挟むペルム系-三畳系の連続層序が確認されている (Takahashi et al., 2009)。黒色粘土岩は、本地域でみられる他の泥岩に比べてより黒い色調を示し、石英等の碎屑性粒子に乏しいという特徴において他の泥岩と区別することができる (Takahashi et al., 2009)。なお、永広ほか (2008) は、大鳥北方の安家川支流大越沢に

分布する厚い層状チャート(大鳥東方の層状チャートの北方延長)の下部に相当する赤色チャート卓越部の下位に、苦灰岩を挟む灰色チャートとさらに下位に凝灰質角礫岩を伴うことを報告している。

(8)化石年代 大鳥付近のチャートからはペルム紀のコノドント化石が、折壁川流域とヤエス沢のチャートからは後期三疊紀のコノドント化石が報告されている(豊原ほか, 1980)。大鳥地域の緑灰色珪質泥岩と赤色珪質泥岩、大越沢の苦灰岩や赤色チャートの下位から上位にかけて、後期石炭紀から前期ペルム紀(シスウラリアン)にいたる各年代のコノドント化石が永広ほか(2008)により報告されている。また、大坂本の北西 10 km に位置する安家川最上流域の赤色珪質泥岩からは、シスウラリアンの放散虫化石が得られている(亀高ほか, 2005)。同じく大坂本より北西 10 km に位置する安家森周辺地域からは、チャートからペルム紀ロピングアの放散虫化石、黒色粘土岩から前期三疊紀のコノドント化石が報告されている(Takahashi et al., 2009)。さらに、同じ地域のユニット上部に相当する珪質泥岩中に含まれるマンガンジュールからは、中期ジュラ紀の放散虫化石が産出する(鈴木ほか, 2007; 永広ほか, 2008)。

本研究では、大鳥地域の赤色チャート(Fig. 3 の F.L. 6 と F.L. 7)および赤色珪質泥岩(Fig. 3 の F.L. 8)からペルム紀のコノドント化石が得られ、大鳥地域の灰白色チャート(Fig. 3 の F.L. 9 地点)からは後期三疊紀を示すコノドント化石が得られた(次章で詳述)。

微化石

1. 微化石の抽出方法

ジュラ紀付加体にみられる海洋底堆積物の堆積年代を知るためには、放散虫化石やコノドント化石を個体分離して検討することが望ましい。そこで、野外で採取したチャート、珪質泥岩、泥岩の約 70 試料をフッ化水素で酸処理し、微化石の個体分離を試みた。しかし、調査地域のチャートは細粒多面体結晶石英の集合からなる岩石になるほどの熱変成を被っている場所が多いことや、化石の保存状態が悪いために酸処理中にコノドント化石が破片化してしまうことから、同定に耐える保存状態の化石はほとんど抽出できなかった。しかし、コノドント化石が岩石中に含まれていることはルーペによる観察で確認できたため、岩石試料を剥離させて剥離面を観察する岩片剥離法(竹村ほか, 2001)を用いてコノドント化石を探し出して検鏡した。この方法では標本を 3 方向から観察することはできないが、分類形質を確認することは可能である。本研究では岩片剥離法で多数のコノドント標本を得たが、確実に同定できる標本(Fig. 3 の F.L. 1-9, Fig. 10, Table 1)のみを年代決定の根拠とした。

2. コノドント化石の産出結果

高屋敷ユニットからは、立白付近のチャート(Fig. 3 の F.L. 1)から *Epigondolella* sp. (Fig. 10, Table 1)を検出した。この属のコノドントは、プラットフォーム後方の両縁に歯列(denticles)が並んでいることから同定でき(Fig. 10)、産出が後期三疊紀カーニアン～ノーリアンに限定される(例

えば, Koike, 1982; Orchard, 1991)。関ユニットからは、松ヶ沢上流域のチャート(Fig. 3 の F.L. 2)よりペルム紀型 *Neogondolella* sp., 大平西方のチャートより, *Cratognathus kochi* (Huckriede) (Fig. 3 の F.L. 4), *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov and Steffanov) (Fig. 3 の F.L. 3 と F.L. 5)が見い出された。本研究で産した *Neogondolella* 属のコノドントは、幅広いプラットフォームをもつ特徴とフリーブレード(free blade)が無いという特徴から古生代ペルム紀から中生代三疊紀最前期に産出が限定されるので(Matsuda, 1984; Kozur, 1989), “ペルム紀型”と称した。*Cr. kochi* は、後方に大きな主歯(cusp)が発達していることから同定でき、中期三疊紀アニシアン～後期三疊紀カーニアンを示す(Koike, 1981)。*M. polygnathiformis* は、プラットフォームの後部の側端が上方に向かって曲がっているのが特徴で、後期三疊紀カーニアンの年代を示す(Fig. 10)。大鳥ユニットに属する大鳥地域の赤色チャート(Fig. 3 の F.L. 6 と F.L. 7)および赤色珪質泥岩(Fig. 3 の F.L. 8)からは、プラットフォーム部分が広く発達したペルム紀型のコノドント *Neogondolella* sp. あるいはこの属の破片化石が見い出された(Fig. 10, Table 1)。また、大鳥地域の灰白色チャート(Fig. 3 の F.L. 9)からは *M. polygnathiformis* が産し、後期三疊紀カーニアンを示す(Table 1, Fig. 10)。以上の化石年代の情報から、すべてのユニットのチャートには三疊紀の年代が含まれ、関ユニットと大鳥ユニットには古生代のチャートも含まれていることが示される。

砂岩モード組成

1. 砂岩モード組成の測定方法

砂岩モード組成は、高屋敷ユニットの立白砂岩から 4 試料、他の砂岩スラブから 7 試料、関ユニットの砂岩から 11 試料、大鳥ユニットの砂岩から 7 試料を採取し、岩石薄片で検討した(Fig. 3 の *Sampling point of sandstone* (Sd. と略記)を参照)。鉱物の判別を容易にするため、公文・立石(1998)に従い、斜長石を塩化バリウムで赤色に、カリ長石をロジソン酸で褐色に染色した(Fig. 11)。ポイントカウンティングは、Grazzi-Dickinson の方法(Ingersoll et al., 1984)に従い、メカニカルステージを用いて、500～800 μm の間隔で試料 1 点あたり 500 点程度測定した。径 20 μm 以下のものを基質としてカウントし、石英とチャートの区別については、径数 μm 以下の微小な石英の集合からなる粒子をチャートとしてカウントした。同時侵食礫の可能性のある泥岩礫は岩片量に加えずに独立にカウントした。また、Krumbein(1941)の円磨度印象図と Compton(1962)の淘汰度印象図に基づいて、粒子の淘汰度と円磨度を測定した。岩石名は Okada(1971)に従った。

2. 砂岩組成

典型的な砂岩の薄片写真を Fig. 11 に、ポイントカウンティングの結果を Table 2 に、モード組成プロットの結果を Fig. 12 に示す。高屋敷ユニットに属する立白砂岩(礫質部分を避けて採集した)は、基質の少ない石英質アレナイトである(Figs. 11A, 12, Table 2)。円磨度は 0.3 で、淘汰度

Fig. 10. Stereo photographs and accompanying sketches of conodont fossils from the west Akka area. Scale bars are 500 μm . 1–4. *Neogondolella* sp. (Permian type) (1, 2, and 3–4 were recovered from fossil localities (F.L. in Figure 3) . 2, 6, and 8 in Fig. 3, respectively). 5. *Cratognathodus kochi* (Huckriede) (recovered from F.L. 4 in Fig. 3). 6–8. *Metapolygnathus* cf. *polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) (recovered from F.L. 3, 5, and 9 in Fig. 3, respectively). 9. *Epigondolella* sp. (recovered from F.L. 1 in Fig. 3).

Table 1. List of conodont specimens recovered from the west Akka area. Filled and open circles denote Paleozoic and Mesozoic ages, respectively.

Fossil Locality	Takayashiki Unit	Seki Unit				Otori Unit				Age
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
<i>Epigondolella</i> sp.	○									Late Triassic
<i>Metapolygnathus</i> cf. <i>polygnathiformis</i> (Badurov & Stefanov)			○		○				○	Late Triassic
<i>Cratognathodus kochi</i> (Huckriede)				○						Middle Triassic to Late Triassic
<i>Neogondolella</i> sp.		●						●		Permian to earliest Triassic
<i>Neogondolella</i> sp. fragment		●				●	●	●		Permian to earliest Triassic

Full-color version is available in the website.

Fig. 11. Photomicrographs of sandstone from the west Akka area (stained for feldspar identification). Image labels with and without apostrophes indicate crossed and open nicols, respectively. A, A' : sandstone from the Takayashiki Unit (Sd. 3 in Fig. 3 ["Sd" is abbreviation of "Sampling point of sandstone"]; Tachiusu Sandstone). B, B' : sandstone from the Seki Unit (Sd. 21 in Fig. 3). C, C' : sandstone from the Otori Unit (Sd. 24 in Fig. 3). Qm: monocrystalline quartz. Qp: polycrystalline quartz. Kf: K-feldspar. Pl: plagioclase.

は極めて低い。多結晶石英の量比が 25.0~47.6% と最も多く、次に単結晶石英が 15.8~36.6% 含まれる。長石類は、カリ長石が 12.4~19.4% を占め、それと同等か下回る量の斜長石 (5.8~12.4%) が含まれる (Figs. 11A, 12, Table 2)。岩片は、主にチャートや玄武岩質火山岩からなるものが確認された。これらの岩片は、採取試料すべてに見出され、数 % (1.2~5.0%) 含まれるものと、比較的多めの 23.4% 含まれるものが 1 試料確認された (Table 2)。立白砂岩以外の砂岩についてみると、立白砂岩の分布域より東に位置する砂岩は、円磨度が 0.3 で、淘汰度が極めて低い石英質ワッケである。単結晶石英の粒子が砂岩組成の約半分を占め (49.4~59.0%)、斜長石が 11.6~13.4% 含まれるが、カリ長石はほとんど含まれていない。立白砂岩の分布域より西に位置する高屋敷ユニットの砂岩は、基質量が 6.0~9.2% の長石質~石英質アレナイトである。円磨度は 0.3~0.4 で、淘汰度は

極めて低い。石英粒子が最も多く、単結晶石英が多いものが 4 試料で、多結晶石英が最も多いものが高屋敷と大平の砂岩岩塊およびスラブより 2 試料見出し出された (Sd. 9, Sd. 11)。石英に次いで斜長石が 9.5~16.2% 含まれる。カリ長石は、わずかに含まれているかまったく含まれていない。岩片は、チャート、方解石、火山岩からなるものが確認された (Table 2)。

関ユニットの下部のチャート卓越部に挟在する砂岩は、基質量 0.2% の長石質アレナイトで、円磨度は 0.4、淘汰度は極めて低い (Table 2)。この砂岩には、単結晶石英が 34.0%、多結晶石英が 28.6%、斜長石が 16.2%、カリ長石が 15.6% 含まれる。ユニット上部の砂岩は長石質アレナイトからなる。円磨度は 0.3~0.4 で、淘汰度は低いものから極めて低いものがみられる。砂岩組成は、単結晶石英が 31.8~54.2% で最も多く、多結晶石英が 4.8~16.0%、斜

Fig. 12. Ternary Q-F-L, Q-Kf-Pl, and Qm-Kf-Pl diagrams of sandstone compositions from the west Akka area. Q: total quartz, Qm: monocrystalline quartz. F: total feldspar, L: other rock fragments, Kf: K-feldspar, Pl: plagioclase. Grey-colored areas in (a) indicate the provenance types of magmatic arcs in the Japanese Islands, from 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. Grey-colored areas in (b) represent previously reported sandstone compositions from the North Kitakami Belt. AT: Akka-Tanohata Sub-belt (Okami et al., 1992). KK: Kuzumaki-Kamaishi Sub-belt (Okami et al., 1992; Suzuki et al., 2007). Grey-colored areas in (c) indicate previously reported sandstone compositions from the South Chichibu Belt and Oshima Belt. Tg: Togano Unit (South Chichibu Belt; Sakai, 1992). Rd: Raiden-yama Unit (Oshima Belt; Kawamura et al., 2000). Sm: Shimonosawa Unit (Oshima Belt; Kawamura et al., 2000). Ok: Ohkamotsugawa Complex (Oshima Belt; Kawamura et al., 2000).

長石が14.6~32.0%, カリ長石が7.6~29.8%含まれ, 斜長石とカリ長石はどちらかが極端に少ないということはない (Figs. 11B, 12). 岩片は, 少量の安山岩質火山岩片, チャート片が確認される (Table 2). 下部の砂岩は1試料のみであるが, 上部の砂岩と組成に大きな違いはみられない.

大鳥ユニットの砂岩試料からは, 長石質アレナイト, 多結晶石英が多い石質ワッケ, 長石質ワッケが得られた (Table 2). 円磨度は0.4~0.5で, 淘汰度は1試料が普通でほか5試料は低いものと極めて低いものがみられる. 砂岩組成では単結晶石英が最も多い傾向にあり, 21.6~48.4%含まれる. 多結晶石英は, 1試料において42.0%と極端に多いが, 他の試料は5.2~26.2%である. 長石は, 斜長石が4.0~39.4%含まれる一方, カリ長石は1.2~8.0%で少ない (Figs. 11C, 12). 岩片は, 安山岩質火山岩片が1.8~

14.0%含まれ, 方解石片や方解石脈を含む砂岩試料もみられた (Table 2).

北部北上帯の亜帯区分の再検討

本研究地域は, 葛巻—釜石亜帯と安家—田野畑亜帯 (永広ほか, 2005; 大上・永広, 1988) の葛巻—釜石帯と安家—田野畑帯の境界地域である. この2つの亜帯の境界は岩泉構造線で, 大上・永広 (1988) は, 古生代化石の産出が葛巻—釜石帯に限られること, 砂岩組成は葛巻—釜石帯の砂岩は斜長石に富み, 安家—田野畑帯ではカリ長石に富むことを区分の根拠としている. この区分の妥当性について, 両亜帯の境界地域である本研究地域で検討する.

1. 化石年代分布

大上・永広 (1988) は, それまでの化石年代データを基に,

Table 2. Modal composition (%) of the sandstones from the west Akka area.

Sampling point	Sample number	Monocrystalline quartz	Polycrystalline quartz	Total quartz	K-feldspar	Plagioclase	Total feldspar	Volcanic rock fragments	Chert fragments	Calcite fragments	Others	Total rock fragments	Heavy minerals	Secondary minerals	Mudstone fragments	Matrix	Sandstone Type	Roundness	Sorting degree
Takayashiki Unit	1	242	49.4	20.4	69.8	0.2	13.2	13.4	0.2	0.0	0.0	1.2	0	0.6	0.0	15.0	Wacke	0.3	Very poorly sorted
	2	1020	59.0	3.8	62.8	0.4	11.2	11.6	6.2	0.2	0.0	6.4	0	0.0	0.6	18.6	Wacke	0.3	Very poorly sorted
	3		15.8	47.6	63.4	12.4	12.4	24.8	2.6	1.2	0.0	5.0	0	3.0	2.2	1.4	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	4	249	36.6	27.0	63.6	19.4	6.4	25.8	0.2	1.2	0.0	1.4	0	0.2	2.8	6.2	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	5	1015	30.6	25.0	55.6	12.4	5.8	18.2	0.0	3.2	0.0	3.4	0	0.2	9.6	13.0	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	6	1042	31.4	34.2	65.6	0.0	8.8	8.8	12.2	10.8	0.0	23.4	0	0.6	1.0	0.6	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	7	585	60.6	11.6	72.2	13.2	16.2	29.4	1.0	0.2	0.0	1.2	0	1.4	1.0	6.0	Arenite	0.3	Very poorly sorted
Kassensha Unit	8	590	43.4	21.4	64.8	0.4	18.0	18.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	16.8	Wacke	0.3	Very poorly sorted
	9	1638	41.6	40.8	82.4	1.8	13.2	15.0	3.0	0.0	0.0	3.2	0	0.0	1.0	6.0	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	10	680	67.8	13.0	80.8	0.0	17.8	17.8	0.0	0.0	0.0	0.4	0	0.0	0.0	9.2	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	11	208	16.8	47.4	64.2	0.6	9.5	10.1	1.7	1.9	8.5	12.1	0	2.5	5.7	5.2	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	12	760	34.0	28.6	62.6	15.6	16.2	31.8	3.0	0.0	0.0	3.2	0	0.0	0.7	0.2	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	13	76	49.4	9.0	58.4	7.6	21.2	28.8	1.2	1.8	0.0	3.6	0.2	0.0	0.4	8.6	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	14	936	47.4	4.8	52.2	17.8	22.8	40.6	0.4	0.4	0.0	1.4	0.0	0.8	0.0	5.0	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	15	102	48.8	7.0	55.8	7.8	14.6	22.4	0.4	1.4	0.0	3.0	0.0	2.6	2.0	16.8	Wacke	0.3	Poorly sorted
	16	129	54.2	6.4	60.6	16.4	19.4	35.8	0.6	0.4	0.0	1.6	0.0	0.0	1.4	0.6	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	17	85④	36.6	8.0	44.6	17.0	32.0	49.0	1.6	0.6	0.0	2.4	0.0	0.4	0.2	3.4	Arenite	0.3	Poorly sorted
	18	123	33.2	8.4	41.6	29.8	22.4	52.2	0.4	1.6	0.0	4.4	0.0	0.0	0.4	14.0	Arenite	0.4	Very poorly sorted
Ochi Unit	19	115	31.8	16.0	47.8	13.0	25.8	38.8	1.0	1.8	0.0	3.2	0.0	0.2	0.4	9.6	Arenite	0.4	Very poorly sorted
	20	116	52.4	6.6	59.0	18.8	16.2	35.0	1.8	1.0	0.0	3.4	0.2	0.0	0.2	2.2	Arenite	0.3	Very poorly sorted
	21	108	41.8	5.6	47.4	25.4	22.0	47.4	4.0	0.0	0.0	4.6	0.2	0.0	0.0	0.4	Arenite	0.4	Poorly sorted
	29	364	49.0	7.8	56.8	10.0	20.4	30.4	11.2	0.0	0.0	11.8	0.2	0.0	0.0	0.8	Arenite	0.5	Poorly sorted
	22	290	29.4	7.4	36.8	1.2	27.0	28.2	5.8	0.0	0.0	6.8	0.2	0.4	0.0	27.0	Wacke	0.5	Poorly sorted
	23	299	48.4	26.2	74.6	1.6	17.6	19.2	2.2	0.0	0.0	2.8	0.2	0.0	0.0	3.2	Arenite	0.5	Poorly sorted
	24	1560	31.4	10.4	41.8	8.0	19.8	27.8	2.0	0.0	0.0	2.2	0.0	1.8	0.0	26.4	Wacke	0.5	Poorly sorted
	25	1496	21.6	42.0	63.6	2.8	6.0	8.8	1.8	0.0	0.0	2.0	0.0	3.4	0.0	22.2	Wacke	0.4	Poorly sorted
	26	1576	27.6	10.4	38.0	2.0	4.0	6.0	14.0	0.0	0.0	14.6	0.0	2.8	0.0	56.2	Wacke	0.5	Moderately sorted
	27	361	27.0	10.6	37.6	3.6	28.2	31.8	9.4	0.0	8.4	18.4	0.4	5.0	0.0	6.6	Arenite	0.5	Very poorly sorted
	28	339	26.0	5.2	31.2	3.8	39.4	43.2	4.4	0.0	0.0	6.0	0.8	0.4	0.2	18.0	Wacke	0.5	Very poorly sorted

構造的上位の大鳥ユニットと関ユニットは古生代化石を含む葛巻—釜石垂帯に、その構造的下位に位置する東側の高屋敷ユニットは古生代化石が含まれない安家—田野畑垂帯に属するとしている。本研究の産出化石データにおいても、関ユニットのチャートの年代はペルム紀～三畳紀で、さらに構造的上位の大鳥ユニットのチャートでは後期石炭紀～後期三畳紀の化石を含むことが複数の地点で確認された (Figs. 3, 10, Table 1)。一方、高屋敷ユニットのチャートは三畳紀の化石を産するが、高屋敷ユニットから古生代の化石は得られなかった。したがって、北部北上帯における古生代化石の分布の東限は、従来述べられてきた通り、関ユニット下部のチャート—泥岩卓越部 (杉本 (1974) の関層) であり、関ユニットの下限である関—大平断層すなわち岩泉構造線で画される。

2. 砂岩組成

本研究で得られた安家西方域に分布する砂岩のモード組成について、公文ほか (1992) が示した日本近辺の後背地火成弧の発達に伴う砂岩モード組成の変化図と、これまで葛巻—釜石垂帯と安家—田野畑垂帯から報告されている砂岩組成分布図 (大上ほか, 1992; Suzuki et al., 2007) と比較検討した (Fig. 12)。

全石英 (Q)–斜長石 (F)–岩片 (L) を成分にとった日本近辺の後背地火成弧の発達に伴う砂岩モード組成の変化図と比較すると (Fig. 12a), 本研究地域の砂岩は「削剥された火成弧 (DMA)」の領域と「深く削剥された火成弧 (DDMA)」領域にわたってプロットされた。構造的上位からユニットごとに特徴を分けてみると、大鳥ユニットと関ユニットに属する砂岩のほとんどは、「削剥された火成弧 (DMA)」の領域より外れた左側にプロットされる。この傾向は、両ユニットの砂岩に岩片が著しく少ないことを反映している。本研究地域の構造的最低位である高屋敷ユニットの砂岩は、それらの砂岩よりも石英に富む傾向 (70%～90%) がみられ、「深く削剥された火成弧 (DDMA)」に分類される。葛巻—釜石垂帯の大鳥ユニットよりも構造的上位の付加体が分布する川井—山田地域 (Fig. 1) の砂岩データは、ほとんどすべてが「削剥された火成弧 (DMA)」の領域に重なって分布する (Suzuki et al., 2007)。これらのことから、北部北上帯の砂岩組成は、構造的上位 (西側) から下位 (東側) へ、「削剥された火成弧 (DMA)」に始まり (川井—山田地域)、岩片がほとんどみられなくなる組成に変化し (本研究地域の大鳥ユニットと関ユニット)、それを経て「深く削剥された火成弧 (DDMA)」へと連続的に変化していると捉えることができる (高屋敷ユニット)。

次に、大上ほか (1992) が北部北上帯の 2 垂帯区分の根拠としたカリ長石と斜長石の量比について、全石英 (Q)–カリ長石 (Kf)–斜長石 (Pl) を成分にとった三角ダイアグラムで検討する (Fig. 12b)。大鳥ユニットの砂岩 (Fig. 11C) はカリ長石に乏しく斜長石に富み、関ユニットの砂岩はカリ長石と斜長石とを同量程度に含む (Fig. 11B)。一方、安家—田野畑垂帯に属する高屋敷ユニットでは、立白砂岩とその他の砂岩で鉱物組成の傾向が異なる。立白砂岩 (Fig. 11A) では一般

に単結晶石英とカリ長石に富む組成を示すが、立白砂岩以外の砂岩はカリ長石に乏しく石英と斜長石に富む位置にプロットされる。これらの砂岩組成を、従来知られていた葛巻—釜石垂帯 (Fig. 12b 中の KK 領域) ならびに安家—田野畑垂帯 (Fig. 12b の AT 領域) の砂岩組成 (大上ほか, 1992; Suzuki et al., 2007) と比較すると、大鳥ユニットの砂岩はカリ長石に乏しい点では葛巻—釜石垂帯の砂岩領域と類似するが、この領域から外れて石英の割合に富む位置にプロットされるものもある。関ユニットの砂岩は、5 試料が葛巻—釜石垂帯の砂岩領域中のややカリ長石が多い領域に重なるが、6 試料は葛巻—釜石垂帯と安家—田野畑垂帯の中間的な領域に集中している。高屋敷ユニットの立白砂岩は安家—田野畑垂帯の領域にプロットされるが、立白砂岩以外の砂岩は、葛巻—釜石垂帯の領域よりもやや石英の割合が高い、一部の大鳥ユニットの砂岩に類似する領域に位置する。川井—山田地域の葛巻—釜石垂帯の砂岩 (Suzuki et al., 2007) は、葛巻—釜石垂帯の領域の上半部に集中し、田野畑地域の安家—田野畑垂帯の榎木沢層と腰廻層の砂岩 (大上ほか, 1992) は立白砂岩より石英とカリ長石に富む安家—田野畑垂帯の領域にプロットされる。したがって、Qm–Kf–Pl ダイアグラムによる比較では、北部北上帯の砂岩組成は構造的上位の葛巻—釜石垂帯の斜長石に富んでカリ長石に乏しい砂岩から構造的最低位の安家—田野畑垂帯のカリ長石に富むものへ大局的には変化するが、岩泉構造線を境に顕著には変化しない。むしろ両垂帯の境界地域では、構造的上位の石英・斜長石に富む組成をもつ砂岩から、斜長石とカリ長石を共に含む中間的な組成を持つ砂岩を介し、カリ長石に富む砂岩とカリ長石に乏しく石英が卓越する砂岩の両者が存在する地質体に変化している。

このような斜長石とカリ長石との量比の構造的上位から下位への連続的な変化は、Q–F–L 成分プロットで表された削剥過程による碎屑物供給源の地質構成の変化を反映していると解釈することができる。一方で、斜長石の量比は、続成過程の程度を示している可能性も考えられる。実際、四万十帯においては、砂岩中の長石類が続成作用の過程で曹長石化し斜長石が多くなる傾向が報告されており (公文, 1992)、付加時により収束帯深部に到達した砂岩が曹長石化の影響を顕著に受けていると解釈された。北部北上帯の砂岩もこのような長石粒子の曹長石化の可能性が地球化学的データから指摘されている (渡邊・石渡, 2013)。この曹長石化の影響が本地域の砂岩組成の連続的な変化とどのように関係するのか、今後の検討課題である。

3. 北部北上帯の垂帯区分の妥当性

以上のように、北部北上帯の従来の 2 垂帯区分の根拠であった化石年代と砂岩組成について再検討したところ、古生代の堆積岩分布の最東端は、関ユニットの下部を構成するチャートであり、このユニットの下限断層が岩泉構造線と一致するので、大上・永広 (1988) が示した葛巻—釜石垂帯と安家—田野畑垂帯への 2 帯区分の根拠のうち、化石年代の相違については再確認された。一方、砂岩組成の違いについては、大局的な東西の違いは認められるが、境界地帯ではその変化は漸移的なものであり、区分の基準にすることは難し

い。したがって、現状の北部北上帯の2亜帯区分は、古生代堆積岩類の有無を基準にしてのみ行うことができる。

北部北上帯の南北延長上の地質との対応

北部北上帯は、同様にジュラ紀付加体である北海道南西部の渡島帯の南方延長で、南部秩父帯の北方延長であると考えられている(Fig. 1) (山北・大藤, 2000; Suzuki et al., 2007; 永広ほか, 2008; 磯崎ほか, 2010)。また、極東ロシアシホテアリン地域のタウハ帯は、渡島帯の北方延長と考えられている。渡島帯・タウハ帯と南部秩父帯には、北部北上帯の安家ユニットにあたる三畳紀の海山起源の玄武岩と石灰岩からなる地質ユニットが共通してみられ、これらを鍵層にして構造的上位・下位の岩相ユニットを比較するとよい一致がみられる(Fig. 13) (山北・大藤, 2000; Suzuki et al., 2007; 永広ほか, 2008; 磯崎ほか, 2010)。ここでは、付加体の年代構成・岩相層序や砂岩組成をもとに、北部北上帯と渡島帯・南部秩父帯のユニット単位での対比について考察する。

1. 渡島帯・タウハ帯との対応

渡島帯のジュラ紀(～前期白亜紀)付加体は、構造的な下位より、混在相(尻岸内ユニット)とチャート-砕屑岩からなる整然相(唐川ユニット)で構成される戸井コンプレックス、主に三畳系石灰岩と火山砕屑岩類とチャート-砕屑岩からなる戸切地川ユニットおよびチャートや砂岩のスラブを含む砂岩泥岩互層からなる雷電山ユニットで構成される上磯コンプレックス、チャート-砕屑岩シーケンスからなる整然相の下ノ沢ユニットおよび赤色チャートが含まれるチャート-砕屑岩シーケンスからなる整然相の目名沢ユニットで構成される江差コンプレックス、玄武岩-チャートと混在岩からなる大千軒岳コンプレックス、玄武岩-チャート-砕屑岩からなる大鴨津川コンプレックスに区分されている(Fig. 13) (川村ほか, 2000; 川村, 2010)。目名沢ユニットと下ノ沢ユニットの泥岩からはそれぞれ中期ジュラ紀、中期ないし後期ジュラ紀の放散虫化石が報告されている(Ishiga and Ishiyama, 1987; 川村ほか, 2000)。

この区分と本論で述べた北部北上帯安家西方地域を中心とする地域におけるユニット区分を比較すると、岩相層序や砂岩組成から次のような対応関係が見出せる(Fig. 13)。(i)戸切地川ユニットと安家ユニットには三畳系石灰岩の大きな岩体を伴う玄武岩が含まれる。両者とも上位にチャートを伴う。ただし、戸切地川ユニットのチャートがジュラ系を含むのに対し、安家ユニットからは三畳紀のものしか知られていない。(ii)雷電山ユニットと高屋敷ユニットは、前者が主として砂岩泥岩互層からなる整然相であるのに対し、後者は混在相を主体とするが、前者も主にチャートと珪質泥岩からなるスラブを含み、後者も下部に整然相を伴う。雷電山ユニットの砂岩はカリ長石と斜長石をほぼ等量含む(Fig. 12cのRd)のに対し、高屋敷ユニットの主体をなす混在相中の砂岩はカリ長石をほとんど含まない。しかし、後者の立白砂岩の粒子組成は雷電山ユニットの砂岩の組成に似ている。(iii)下ノ沢ユニットと関ユニットは、ともに後期ジュラ紀の付加体で、チャート-砕屑岩シーケンスから構成される。また、両

者の砂岩はいずれもカリ長石と斜長石をほぼ等量含む(Fig. 12cのSm)。ただし、前者から古生代化石は知られていないが、後者はペルム紀のチャートを伴う。(iv)目名沢ユニットと大鳥ユニットはともにチャート-砕屑岩シーケンスからなる。いずれも下限は後期石炭紀におよび、基底部に緑色岩ないし凝灰角礫岩を伴い、石炭紀～ペルム紀の赤色チャートを含む。大鳥ユニットの砕屑岩の年代は中期ジュラ紀であるが、目名沢ユニットの年代は中期ないし後期ジュラ紀である(Ishiga and Ishiyama, 1987)。また、大鳥層は整然相であるのに対して目名沢ユニットは混在岩を伴う。

以上のように、いくつかの相違点はあるが、北部北上帯安家西方地域と渡島帯東部～中央部のジュラ紀付加体の各ユニットは上述のような対比が可能である(Fig. 13)。特に、安家ユニットと戸切地川ユニットおよび大鳥ユニットと目名沢ユニットの岩相と年代はよく一致している。主な対比上の相違点は、1)高屋敷ユニットと雷電山ユニット間の主要岩相および砂岩組成の違い、2)関ユニットと下ノ沢ユニットの下限年代の相違である。1)については、高屋敷ユニットの主体をなす混在相が雷電山ユニットでは付加様式の差異により欠けている、高屋敷ユニット中の立白砂岩のみが雷電山ユニットから報告された砂岩組成に対応しているという説明が考えられる。2)については、下ノ沢ユニットにおいては付加の際に古生界チャートが欠損している、あるいは古生界チャートを含むがこれまで化石が未発見であるのかもしれない。

渡島帯よりもさらに北方に位置していたと考えられるタウハ帯には、渡島帯の下ノ沢ユニットと北部北上帯の関ユニットの砂岩組成に類似した斜長石とカリ長石を共に含む砂岩が分布している(楠, 1996; Kusunoki and Musashino, 2001)。タウハ帯には安家ユニットや戸切地川ユニットに相当すると思われる後期三畳紀の石灰岩と玄武岩の分布が認められる(Natal' in, 1993)。今後、タウハ帯の構造ユニット区分や年代のデータが揃えば、更なる詳細な対比の議論ができるであろう。

2. 南部秩父帯との対応

南部秩父帯は、構造的な下位から、主にチャートや砕屑岩等のスラブを含む混在相と石灰岩からなる三宝山ユニット、チャート-砕屑岩シーケンスからなる整然相である斗賀野ユニット、そして赤色チャートを含む整然相と石灰岩類からなる大平山ユニットに区分されている(Fig. 13) (松岡ほか, 1998)。三宝山ユニットに属するチャートの年代はペルム紀からジュラ紀にわたり、その上位の砕屑岩類には中期ジュラ紀の後期から前期白亜紀にわたる様々な年代のものがある。石灰岩には石炭紀、ペルム紀および三畳紀のものがあり、三畳紀のものは、玄武岩を伴うとともに、後期三畳紀に特徴的な厚歯二枚貝の *Megalodon* 化石を含んでいる(松岡ほか, 1998)。斗賀野ユニットは、下位から上位へ、珪質粘土岩、チャート、珪質泥岩、砕屑岩類からなるチャート-砕屑岩シーケンスが累重する。珪質粘土岩は前期三畳紀、チャートは中期三畳紀から前期ジュラ紀の後期ないし中期ジュラ紀、珪質泥岩および粗粒砕屑岩は中期ジュラ紀～後期ジュラ紀の

Fig. 13. Oceanic plate stratigraphy of the Oshima Belt, the North Kitakami Belt, and the South Chichibu Belt. Stratigraphic data are based on Kawamura et al. (2000) for the Oshima Belt, Ehira et al. (2008) and this study for the North Kitakami Belt, and Matsuoka et al. (1998) for the South Chichibu Belt.

中期である(松岡ほか, 1998)。これら以外に、斗賀野ユニットにはペルム系チャート、ペルム紀および三疊紀の石灰岩も分布している。大平山ユニットは、主にチャートおよび碎屑岩からなり、石灰岩の様々なサイズの岩体を含む。チャートからは三疊紀の化石が、碎屑岩類からは前期ジュラ紀から中期ジュラ紀の化石が知られている。また、大平山ユニットの石灰岩にはペルム紀のものと三疊紀のものがある。

大藤・佐々木(2003)は、北部北上帯と南部秩父帯の各ユニットを比較し、(i)後期三疊紀の玄武岩-石灰岩が卓越する安家ユニットと混在相の高屋敷ユニット(同論文中の沢山川層、安家層、高屋敷層)は、南部秩父帯の三宝山ユニット、(ii)厚い砂岩層を含むチャート-碎屑岩シーケンスを主体とする関ユニット(同論文中的関層と合戦場層)は、同じく整然相である斗賀野ユニット、(iii)赤色チャートや古生代のチャートを含む大鳥ユニット(同論文中的大鳥層と大坂本層)は大平山ユニットにそれぞれ対比できるとした(Fig. 13)。

北部北上帯の安家ユニットと高屋敷ユニットを合わせたものと南部秩父帯の三宝山ユニットは、三疊紀の玄武岩-石灰岩の大きな岩体を含む点で一致しており、対比が可能であるが、後者が石炭紀の石灰岩やペルム紀の石灰岩およびチャートを含むのに対し、前者からは古生代化石が知られていない。関ユニットと斗賀野ユニットは、チャート-碎屑岩シーケンスの年代が類似しており、両者ともペルム紀~三疊紀のチャートを含む。珪質泥岩の年代に関しては、関ユニットの唯一のデータが後期ジュラ紀キンメリッジアンを示しており(中江・鎌田, 2003)、中期ジュラ紀バジョシアンからキンメリッジアンに及ぶ斗賀野ユニットにおける珪質泥岩の年代範囲(松岡ほか, 1998)に含まれる(Fig. 13)。斗賀野ユニットにはペルム紀-三疊紀境界層をなす粘土岩層が認められるが、関ユニットにも類似の粘土岩層が、研究地域の北方延長にあたる関ユニットの模式地である関の南西方の遠別川などで見出されている(永広ほか, 2008)。また、斗賀野ユニットの砂岩組成は、カリ長石に対して斜長石を 50~60% 含み(Fig. 12c の Tg) (酒井, 1992)、関ユニットの砂岩と類似した領域にある。関ユニットでは石灰岩はごくわずかなレンズ状岩体が認められるにすぎないが(杉本, 1974)、これを除くと、斗賀野ユニットと関ユニットに関しては、岩相と年代の構成と砂岩組成において極めて強い類似性が認められる。大鳥ユニットと大平山ユニットは、後者で多数含まれる石灰岩が前者ではほとんどみられない点で異なるが、下限が石炭紀におよぶ古生代~中生代のチャートとそれらに累重するジュラ紀中期-後期の碎屑岩類によって主に構成される点でよく一致している。大鳥ユニットの珪質泥岩の放散虫年代は、ジュラ紀中期バジョシアン~バトニアンを示しているが(鈴木ほか, 2007)、大平山ユニットにはチャートの上位に累重する珪質泥岩は確認されていない(松岡ほか, 1998)。

3. 渡島帯・南部秩父帯との対比からみた岩泉構造線の意義

以上のように、本研究地域で定義した北部北上帯の構造層序ユニットのうち、関ユニットは、南部秩父帯の斗賀野ユニットと渡島帯の下ノ沢ユニットに、岩相層序構成と砂岩組成においてほぼ一致しており、他のユニットについてもいく

つかの相違点はあるが Fig. 13 で示したような対比が可能である。また、北部北上帯の構造的上位から下位のユニットに向かってみられる斜長石-カリ長石量比の変化も、少なくとも渡島帯ではそれに類似する傾向がみられる。しかし、北部北上帯で認められた岩泉構造線を境としてその東方(構造的下位)のユニットに古生層がみられなくなるという分布特性は、南北延長上の地質体にそのまま延長してはいない。

渡島帯では、古生代化石の産出・不産出に主眼を置いた場合には、目名沢ユニットとその構造的上位のユニットが葛巻-釜石亜帯の延長に相当することになる。川村(2010)では、下ノ沢ユニットが古生界を含まないことを重視し、目名沢ユニットと下ノ沢ユニットの境界を境に、渡島帯を渡島帯西帯と渡島帯東帯に区分している(Fig. 13)。しかし、チャート-碎屑岩シーケンス上部の年代や砂岩の組成では、目名沢ユニットの構造的下位の下ノ沢ユニットが、古生界を含む葛巻-釜石亜帯の東端をなす関ユニットに似る。

南部秩父帯においては、斗賀野ユニットが関ユニットと岩相・年代構成と砂岩組成においてよく一致しており、岩泉構造線は斗賀野ユニットと三宝山ユニットとの境界に延長される可能性がある。しかし、高屋敷と安家ユニットに岩相が類似する三宝山ユニットには、古生代のチャートと石灰岩が少ないながらも含まれており、古生界を含まない安家-田野畑亜帯のユニットの傾向とは異なる。

したがって、上述した現状の対比の事例から、岩泉構造線の意義は渡島帯と南部秩父帯には適応できず、北部北上帯の範囲に留まる。今後、北部北上帯と渡島帯・南部秩父帯との対応を検討していくには、対比されるそれぞれのユニット下部の下限年代が異なることに説明をつけていく必要があるだろう。例えば、各地質帯の堆積場と付加場所は一定程度離れていたと予想されるので、そのことが影響しているかもしれない。例えば、付加が起きた場所がある程度離れていれば、後背地の違いや付加様式の違いが各地域の付加体の年代構成や岩相構成に差を生じさせることもありうる。日本列島あるいは極東地域全体に分布する一連のジュラ紀付加体の広域対比を考える場合、このような差異を考慮する必要があることが、本研究の対比案から示された。

ま と め

北部北上帯の葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯への 2 亜帯区分の是非を検討するために、両亜帯の境界地域である安家西方地域に分布するジュラ紀付加体の構造層序、化石年代および砂岩組成について検討した。

(1) 安家西方地域のジュラ紀付加体は、構造的下位より高屋敷ユニット、関ユニット、大鳥ユニットに区分される。高屋敷ユニットは泥岩基質とスラブを伴う混在相、関ユニットはチャート-碎屑岩シーケンスからなる整然相、大鳥ユニットは泥岩主体のチャート-碎屑岩シーケンスからなる整然相で、ユニット下部の赤色珪質泥岩および赤色チャートで特徴付けられる。

(2) 従来の葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯との区分の根拠のひとつである古生代化石の有無(古生界の有無)の

境界が、関ユニットと高屋敷ユニットの境(関-大平断層: 岩泉構造線)にあることが確かめられた。すなわち、北部北上帯の2垂帯区分が一部妥当であることが確かめられた。

- (3) 北部北上帯の砂岩組成を基に後背地を推定すると、葛巻-釜石亜帯の砂岩の後背地は公文ほか(1992)の定義する「削剥された火成弧」で、それが構造的低位に向かって徐々に変化し、安家-田野畑亜帯の砂岩では「深く削剥された火成弧」へと変化する。葛巻-釜石亜帯と安家-田野畑亜帯の砂岩では斜長石とカリ長石の量比に大きな違いがあるとされ、その違いが上記2垂帯区分のもう一つの根拠となっていた。しかし、斜長石とカリ長石の量比の大局的な変化は確かめられたが、両亜帯の境界域である安家西方地域では、量比の変化は漸移的であり、砂岩の斜長石-カリ長石比は2垂帯の明瞭な区分基準とはならない。
- (4) 北部北上帯の延長にある北海道の渡島帯と西南日本の南部秩父帯のユニットについて、構造的上下関係、岩相構成、構成地質年代、砂岩組成の大局的な傾向に基づいて対比を行った。北部北上帯の安家ユニット-高屋敷ユニットは、渡島帯の戸切地川ユニット-雷電山ユニットおよび南部秩父帯の三宝山ユニットに、関ユニットは渡島帯の下ノ沢ユニットおよび南部秩父帯の斗賀野ユニットに、大鳥ユニットは渡島帯の目名沢ユニットおよび南部秩父帯の大平山ユニットにそれぞれ対比される。ただし、古生界の有無については一致しない部分があり、ペルム系を含む関ユニットに対比される下ノ沢ユニットは従来の資料では古生界を欠く。一方、古生代化石が知られていない安家ユニット-高屋敷ユニットに対比される三宝山ユニットには石炭紀・ペルム紀石灰岩・チャートが含まれる。

謝 辞

本研究は筆頭著者の卒業論文研究にデータを追加し、加筆したものである。学部在学時の研究にあたり、多角的視野から多くのご助言を賜った東北大学地圏環境科学科・総合学術博物館の教員各位に厚くお礼申し上げる。横浜国立大学の小池敏夫名誉教授にはコノドント化石の同定についてご指導頂いた。東北大学卒業生の曾野明洋修士、大関哲修士には化石写真の編集を手伝って頂いた。東北大学地球物質科学科の吉田武義教授には、火山岩について助言を頂いた。東京大学大気海洋研究所の山口飛鳥博士には、地質構造について助言を賜った。原稿については、産業技術総合研究所の中江訓博士、信州大学の吉田孝紀博士、および2名の査読者に建設的なコメント・助言を頂いた。また、調査滞在中には、岩泉町安家・大平地域の方々に様々な協力頂いた。本研究には、日本学術振興会科研費(研究課題番号18540450, 08J06308, 20540452)、東北大学グローバルCOEプログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」の支援を頂いた。

文 献

- Compton, R. R., 1962, *Manual of Field Geology*. Wiley, New York, 378p.
- 永広昌之・川村信人・川村寿郎(Ehiro, M., Kawamura, M. and Kawamura, T.), 2005, 東北地方, 第1章中生界, 概説および構造区分. 日本の地質増補版編集委員会編, 日本の地質増補版(*Supplement on the Regional Geology of Japan*)*. 共立出版(Kyoritsu Shyuppan), 49-50.
- 永広昌之・鈴木紀毅(Ehiro, M. and Suzuki, N.), 2003, 早池峰構造帯とは何か—早池峰構造帯の再定義と根田茂帯の提唱—. 構造地質(構造地質研究会誌)(*Jour. Tectonic Res. Group Japan*), 47, 13-21.
- 永広昌之・山北 聡・高橋 聡・鈴木紀毅(Ehiro, M., Yamakita, S., Takahashi, S. and Suzuki, N.), 2008, 安家-久慈地域の北部北上帯ジュラ紀付加体. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), 114 補遺, 121-139.
- Ingersoll, R. V., Fullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. and Sares, S. W., 1984, The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sediment. Petrol.*, 54, 103-116.
- Ishiga, H. and Ishiyama, D., 1987, Jurassic accretionary complex in Kaminokuni Terrane, southern Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, 37, 381-394.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下 敦・大藤 茂(Isozaki, Y., Maruyama, S., Aoki, K., Nakama, T., Miyashita, A. and Otoh, S.), 2010, 日本列島の地体構造区分再訪: 太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義. 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), 119, 999-1053.
- 亀高正男・中江 訓・鎌田耕太郎(Kametaka, M., Nakae, S. and Kamada, K.), 2005, 北部北上帯, 陸中関地域の珪質泥岩から産出した前期ペルム紀放射状化石. 地調研報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), 56, 237-243.
- 川村信人・安田直樹・渡辺暉夫・M. Fanning・寺田 剛(Kawamura, M., Yasuda, N., Watanabe, T., Fanning, M. and Terada, T.), 2000, 渡島帯ジュラ紀石英長石質砂岩の組成と供給地質体. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 57, 63-72.
- 川村信人(Kawamura, M.), 2010, 渡島帯のジュラ紀付加体, 新井田清信・川村信人 編, 日本地方地質誌 北海道地方(*Monograph on Geology of Japan, Hokkaido*), 朝倉書店(Asakura Publ.), 19-25.
- Koike, T., 1981, Biostratigraphy of Triassic conodonts in Japan. *Sci. Rep. Yokohama Natl. Univ. Sec. II*, 28, 25-42.
- Koike, T., 1982, Review of some platform conodonts of the Middle and Late Triassic in Japan. *Sci. Rep. Yokohama Natl. Univ. Sec. II*, 29, 15-27.
- Kozur, H., 1989, The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. *Courier Forsch. Senckenberg*, 117, 406-469.
- Krumbein, W. C., 1941, Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sediment. Petrol.*, 11, 64-72.
- 楠 利夫(Kusunoki, T.), 1996, シホテリアン南部ダルネゴルクス周辺と北海道渡島帯のジュラ紀後期~白亜紀前期砂岩組成における類似性. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), 50, 414-418.
- Kusunoki, T. and Musashino, M., 2001, Comparison of the Middle Jurassic to earliest Cretaceous sandstones from the Japanese Islands and South Sikhote-Alin. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, 55, 293-306.
- 公文富士夫(Kumon, F.), 1992, 四国東部の四万十帯白亜系の砂岩における斜長石粒子の曹長石化. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 281-290.
- 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・寺岡昌司(Kumon, F., Kiminami, K., Adachi, M., Bessho, T., Kawabata, K., Kusunoki, T., Nishimura, T., Okada, H., Okami, K., Suzuki, S. and Teraoka, Y.), 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(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 385–401.
- 公文富士夫・立石雅昭 編(Kumon, H. and Tateishi, M. eds.), 1998, 地学双書 29 新版碎屑物の研究法(*Study Methods of Clastic Rocks*)*. 地学団体研究会(Assoc. Geol. Collab. Japan, Tokyo), 399p.
- Matsuda, T., 1984, Early Triassic conodonts from Kashmir, India Part 4: *Gondolella* and *Platylavosus*. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **27**, 119–141.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎(Matsuoka, A., Yamakita, S., Sakakibara, M. and Hisada, K.), 1998, 付加体地質の観点からみた秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **104**, 634–635.
- 箕浦幸治(Minoura, K.), 1985, 北上・阿武隈はどこからきたか. 科学(*Science Kagaku*), **55**, 14–23.
- 中江 訓(Nakae, S.), 2000, 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 55, 1–15.
- 中江 訓・鎌田耕太郎(Nakae, S. and Kamada, K.), 2003, 北部北上帯「陸中関」地域から産出した後期ジュラ紀放射虫化石. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **109**, 722–725.
- Natal'in, B., 1993, History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia. *Island Arc*, **2**, 15–34.
- 大上和良・永広昌之(Okami, K. and Ehiro, M.), 1988, 北部北上山地の先宮古統堆積岩類に関する研究の総括と現状. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **42**, 187–201.
- 大上和良・越谷 信・永広昌之(Okami, K., Koshiya, S. and Ehiro, M.), 1992, 北上・阿武隈山地に分布する中・古生界の砂岩組成. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 43–57.
- Okada, H., 1971, Classification of sandstones: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, **79**, 509–525.
- 小貫義男(Onuki, Y.), 1956, 北上山地の地質. 岩手県地質説明書 II (*Explanatory Text of the Geological Map of Iwate Prefecture, Part 2*)*, 岩手県(Iwate Prefecture), 189p.
- 小貫義男(Onuki, Y.), 1981, 北上山地. 長谷地質調査所編, 20 万分の 1 北上川流域地質図説明書(*Explanatory text of the Geological Map of the Kitakami River Area, Kitakami Mountains, at a Scale of 1: 200,000*), 長谷地質調査所(Hase Chishitsu Chyousajo), 仙台, 223p.
- 大藤 茂・佐々木みぎわ(Otoh, S. and Sasaki, M.), 2003, 北部北上帯堆積岩複合体の地質体区分と広域対比. 地学雑(*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **112**, 406–410.
- Orchard, M. J., 1991, Upper Triassic conodont biochronology and new index species from the Canadian Cordillera. *Geol. Surv. Canada Bull.*, **417**, 299–335.
- 酒井 彰(Sakai, A.), 1992, 秩父累帯南帯砂岩の組成変化. 地質学論集(*Mem. Geol. Soc. Japan*), no. 38, 227–236.
- 島津光夫・田中啓作・吉田 尚(Shimazu, M., Tanaka, K. and Yoshida, T.), 1970, 田老地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅) (*Geology of the Taro District. With Geological Sheet Map at 1: 50000*), 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 54p.
- 杉本幹博(Sugimoto, M.), 1974, 北部北上山地外縁地帯地帯の層序学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告(*Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ.*), no. 74, 1–48.
- 鈴木紀毅・山北 聡・高橋 聡・永広昌之(Suzuki, N., Yamakita, S., Takahashi, S. and Ehiro, M.), 2007, 北部北上帯(葛巻―釜石亜帯)大島層中の炭酸マンガノジュールより産出した中期ジュラ紀放射虫化石. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **113**, 247–277.
- Suzuki, N., Ehiro, M., Yoshihara, K., Kimura, Y., Kawashima, G., Yoshimoto, H. and Nogi, T., 2007, Geology of the Kuzumaki-Kamaishi Subbelt of the North Kitakami Belt (a Jurassic accretionary complex), Northeast Japan: Case study of the Kawai-Yamada area, eastern Iwate Prefecture. *Bull. Tohoku Univ. Mus.*, no. 6, 103–174.
- Takahashi, S., Yamakita, S., Suzuki, N., Kaiho, K. and Ehiro, M., 2009, High organic carbon content and a decrease in radiolarians at the end of the Permian in a newly discovered continuous pelagic section: a coincidence? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **271**, 1–12.
- 竹村厚司・相田吉昭・酒井豊三郎・堀 利栄・小玉一人・山北 聡・鎌田祥仁・鈴木紀毅・Spörli, K. B.・Campbell, H. J. (Takemura, A., Aita, Y., Sakai, T., Hori, R., Kodama, K., Yamakita, S., Kamata, Y., Suzuki, N., Spörli, K. B. and Campbell, H. J.), 2001, ニュージーランド北島, ワイパバテレーンの放射虫化石. 古生物学トピックス(*Topics in Paleontology*), no. 2, 17–24.
- 土谷信高・和田元子・木村純一(Tsuchiya, N., Wada, M. and Kimura, J.), 1999, 北部北上帯に産する緑色岩類の岩石学的特徴. 地質雑(*Jour. Geol. Soc. Japan*), **52**, 165–179.
- 豊原富士夫・上杉一夫・木村敏雄・伊藤谷生・村田明広・岩松 暉(Toyohara, F., Uesugi, K., Kimura, T., Ito, T., Murata, A. and Iwamatsu, A.), 1980, 北部北上山地―渡島帯の地向斜. 日本列島北部における地向斜及び構造体区分の再検討. 総合研究 A 研究成果報告書(*Report on the Multidiscipline Research Project A with 1979 Foundation of the Grant-in-Aid for Scientific Research by the Education Ministry of Japan*), 東京プリント印刷(Tokyo Print Insatsu), 27–36.
- 山北 聡・永広昌之・高橋 聡・鈴木紀毅(Yamakita, S., Ehiro, M., Takahashi, S. and Suzuki, N.), 2008, 北部北上帯大島層の石炭系～ジュラ系連続層序. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨(115th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan Abstr.), O-9.
- 山北 聡・大藤 茂(Yamakita, S. and Otoh, S.), 2000, 丹波―美濃―足尾帯付加堆積岩コンプレックスの構造層序区分と北部秩父帯・南部秩父帯との比較. 構造地質(構造地質研究会誌) (*Jour. Tectonic Res. Group Japan*), **44**, 5–32.
- 山口 靖(Yamaguchi, Y.), 1981, 北部北上山地東縁部の地質構造―とくに地質構造帯区分に関する諸問題について―. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告(*Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ.*), no. 83, 1–19.
- 渡邊寛也・石渡 明(Watanabe, H. and Ishiwatari, A.), 2013, 東北日本・北部北上帯付加体砂岩における長石の曹長石化. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨(120th Ann. Meet. Geol. Soc. Japan Abstr.), R9-P-4.

*English translation from the original written in Japanese

ローマ字書きした地名と地層の原名

ローマ字	原名
Akka	安家
Chichibu	秩父
Daisengendake	大千軒岳
Esashi	江差
Hekirichigawa	戸切地川
Iwaizumi	岩泉
Kamaishi	釜石
Kamiiso	上磯
Kassenba	合戦場
Kawai	川井
Kisawahata	木沢畑
Koshimeguri	腰廻
Kuji	久慈
Kuzumaki	葛巻
Magidai	間木平
Magisawa	槇木沢
Matsuga-sawa	松ヶ沢
Menazawa	目名沢
Moekabe-sawa	燃壁沢

Morioka.....盛岡
 Nedamo.....根田茂
 Odaira .....大平
 Ofunato .....大船渡
 Ohkamotsugawa .....大鴨津川
 Ohirayama .....大平山
 Orikabe-gawa .....折壁川
 Osakamoto .....大坂本
 Oshima .....渡島
 Otori (Odori) .....大鳥
 Raiden-yama .....雷電山
 Sakamoto .....坂本
 Sambosan .....三宝山
 Sawayamagawa .....沢山川
 Seki .....関
 Shimonosawa .....下ノ沢
 Shiriya .....尻屋
 Tachiusu .....立白
 Takayashiki .....高屋敷
 Tanohata .....田野畑
 Togano .....斗賀野
 Toi .....戸井
 Yamada .....山田

(著者プロフィール)

高橋 聡 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻助教。2011年 東北大学大学院理学研究科地学専攻修了(理学博士)。研究内容：地球史における大量絶滅期の海洋環境変動の解明。本研究では、地質調査・室内分析・原稿執筆・総括を担当。E-mail: stakahashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

永広昌之 東北大学総合学術博物館協力研究員。1976年 東北大学大学院理学研究科地学専攻修了(理学博士)。研究内容：東アジア、とくに東北日本の中古生代構造発達史の解明。本研究では、地質調査・原稿執筆を担当。E-mail: ehro@m.tohoku.ac.jp.

鈴木紀毅 東北大学理学研究科地学専攻助教。1998年 東北大学大学院理学研究科地学専攻修了(理学博士)。研究内容：放散虫の分類的・生態的基礎研究とその応用研究。本研究では、微化石分析・地質調査・原稿執筆を担当。E-mail: norino-ri@m.tohoku.ac.jp

山北 聡 宮崎大学教育文化学部地学教室准教授。1988年 東京大学大学院理学系研究科地質学専攻修了(理学博士)。研究内容：東アジアの構造発達史やコノドントを用いた化石生層序。本研究では、地質調査・原稿執筆を担当。E-mail: namaketa@edugeo.miyazaki-u.ac.jp

(要 旨)

高橋 聡・永広昌之・鈴木紀毅・山北 聡, 2016, 北部北上帯の亜帯区分と渡島帯・南部秩父帯との対比: 安家西方地域のジュラ紀付加体の検討. 地質雑, **122**, 1–22. (Takahashi, S., Ehiro, M., Suzuki, N. and Yamakita, S., 2016, Subdivisional scheme of the North Kitakami Belt, Northeast Japan and its tectonostratigraphic correlation to the Oshima and South Chichibu belts : an examination of the Jurassic accretionary complex in the west Akita area. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **122**, 1–22.)

北部北上帯は、岩泉構造線を境に葛巻一釜石亜帯と安家―田野畑亜帯とに区分されてきた。その根拠は、前者は古生界を含み砂岩が斜長石に富みカリ長石に乏しく、後者は古生界を含まず砂岩はカリ長石に富むことである。本研究では、両亜帯の境が位置する岩手県岩泉町安家西方域の調査を行った。研究地域の先白亜系付加体は、構造的な下位から高屋敷ユニット、関ユニット、大鳥ユニットに分けられ、岩泉構造線は高屋敷と関ユニットの間を境する。古生代化石の産出は関ユニットと大鳥ユニットに限られ、従来の亜帯区分の根拠と一致した。一方、砂岩組成は、構造的な上位から下位のユニットにかけてカリ長石の割合が漸移的に増加し、岩泉構造線で明瞭には分かれなかった。また、南北延長上の南部秩父帯および渡島帯と比較すると、岩相構成では北部北上帯と同様のユニットが認められるが、対応するユニット間で、最下部の年代構成に違いが認められる。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい。詳しくは、以下のサイトをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会