

九州南部北薩地方における四万十累層群の地質と構造

Geology and geologic structure of the Shimanto Supergroup in the
Hokusatsu district, southern Kyushu, Japan

2014年6月

土居 真輔

DOI SHINSUKE

要旨

九州南西部北薩地方の野田地域には白亜系四万十累層群に属する今ノ木場層、池之段層、小鹿倉層が分布している。今ノ木場層は砂岩および泥岩から構成されている。池之段層は砂岩、泥岩、珩質泥岩、チャートおよび玄武岩質溶岩で構成されている。地層の走向は一般に北東から北西で傾斜は西に高角で西上位である。チャートおよび玄武岩質溶岩層は左雁行配列をなしている。今ノ木場層と池之段層との境界は南北走向の野田断層として知られている。小鹿倉層は砂岩泥岩互層で構成されている。地層の走向は一般に北東から北北東で西に高角傾斜で西上位である。池之段層と小鹿倉層との接触関係は明瞭ではないが、玄武岩質溶岩の分布範囲の西端を池之段層の西の境界と見なす。池之段層の雁行配列を野田断層をデコルマとする覆瓦ファンと解釈し、「池之段覆瓦ファン」と呼ぶことを提唱する。池之段覆瓦ファンは北向きに沈み込むプレート境界における付加作用に伴って形成され、それが西側が下になるように回転した後に元の東側が削剥されて断面が露出しているものと考えられる。北薩地方の四万十累層群の地層には屈曲構造があるとされ、「北薩屈曲」と呼ばれている。野田地域は北薩屈曲のヒンジにあたる場所に位置しているが、野田地域の池之段層および野田断層は屈曲していない。これらは北方に延長しているか、あるいは野田地域の北の出水平野の地下のどこかで屈曲しているのであろう。どちらの場合でも北薩屈曲は従来の説に示された場所には存在しない。北薩地方に分布する6枚の地層に共通して多産する砂岩の鉱物組成には次のような特徴がある。モード組成は一般的にフェルシック火山岩片に富む長石質ワッケが大半を占め、四万十累層群佐伯亜層群の組成と調和する。池之段層には花崗岩片が比較的多く含まれており、カリ長石は少ない。重鉱物組成はジルコンとザクロ石が大半を占める。池之段層は他の層に比べてザクロ石の含有量が少ない。池之段層と今ノ木場層は組成が異なっている。野田断層を境に東側と西側で後背地が異なっていると考えられる。犬山層は池之段層と似た傾向を示すが岩相が異なっているので池之段層の繰り返しとは考えにくい。柘野層を他の四万十累層群の地層から区別して、付加体の主体とは異なる「正常堆積物」とであるとみなせるような特徴があるとは言えない。

目次

1	はじめに	1
1-1	研究目的	1
1-2	九州四万十累層群の層序区分	4
1-3	九州四万十累層群中の大規模デュープレックスおよびOST	9
1-3-1	デュープレックス	9
1-3-2	序列外スラスト (OST)	13
1-4	北薩地方の四万十累層群の層序区分	15
2	野田地域の地質概要および地質各論	17
2-1	野田地域の地質概要	17
2-2	野田地域の地質構造	19
2-3	地質各論	21
2-3-1	今ノ木場層	21
2-3-2	池之段層	22
2-3-3	小鹿倉層	27
2-4	野田断層および池之段層の内部構造	28
3	地質構造	32
3-1	池之段覆瓦ファン	32
3-2	北薩屈曲	34
4	北薩地方の砂岩の比較	37
4-1	四万十帯の砂岩組成	37
4-2	砂岩試料	38
4-3	モード組成	39
4-3-1	研究手法	39
4-3-2	カリ長石の判別法	41
4-3-3	結果	42

4-4	重鉍物組成	49
4-4-1	研究手法	49
4-4-2	重鉍物の記載	49
4-4-3	結果	53
4-5	考察	59
5	北薩地方の地質構造発達史	61
6	結論	64
	謝辞	65
	引用文献	66
	付録	70

1. はじめに

1-1 研究目的

四万十帯は本州—琉球列島において卓越して分布する構造ユニットである (Fig. 1-1a、Isozaki et al.1990)。四万十帯は主として白亜紀と古第三紀の地層からなり、新第三紀層を含む。これらの地層は集合的に四万十累層群と呼ばれている。四万十累層群の層序および構造についての研究は多くの地域で行われてきた。先行する研究によって四万十累層群はプレートの沈み込み帯における付加作用によって形成されたものであることが明らかにされた(たとえば Taira et al. 1982、1988、Kimura and Mukai 1991 など)。それゆえ「四万十付加体」という呼称が四万十帯の中の様々な構造的、層序的ユニットに対して広く使われている。本論文では九州南部、北薩地方の白亜系四万十累層群を対象に、主にその地質構造について検討する (Fig. 1-1b)。北薩地方は2つの島弧区分、西南日本弧および琉球弧の接合部に位置する(たとえば Kodama and Tashiro 1995 など)。西南日本弧の走向は東北東で琉球弧の北半分は北北東である。四万十帯を含む西南日本の主な構造ユニットの走向は北薩地方周辺で約 100°屈曲している。橋本 (1962a)は北薩地方の四万十帯の局地的な屈曲を提案した。この構造は北薩屈曲 (Fig. 1-2) と呼ばれ、後続する研究者 (Murata 1987、米田・岩松 1987) に受け入れられてきた。北薩屈曲は中新世の西南日本弧の右回りの回転による日本海の拡大時に形成されたと考えられている (Murata 1987a、鳥居ほか 1985、Otofujii and Matsuda 1987)。最近、斎藤ほか (2010a, b) は北薩屈曲の存在を否定したが、具体的な根拠は示していない。北薩屈曲に関する問題を別にしても、北薩地方の四万十累層群の構造発達史は十分に解明されていない。そこで、小論では砂原から池之段 (野田地域、Fig. 2-2) にかけての北薩地方中央部を詳しく調査するとともに、北薩地方全域から系統的に砂岩を採取し鉱物組成を分析して比較した。これらの結果に基づいて、北薩地方の四万十累層群の地質構造発達モデルを再検討する。

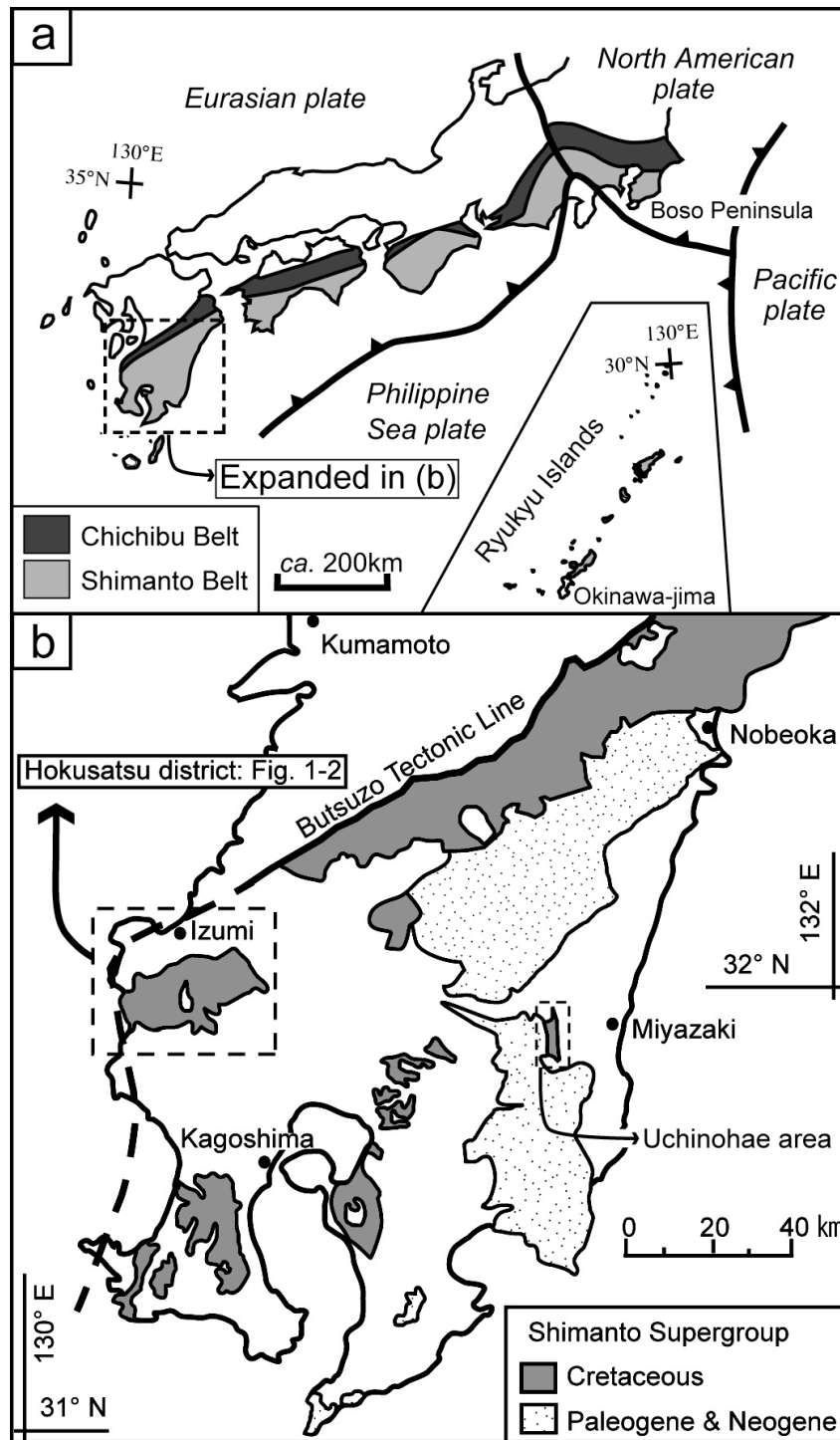


Fig. 1-1. (a) Distribution of the Chichibu–Shimanto Belts in the southwest Japan after Isozaki (1990). (b) Regional geological setting of the Shimanto Belt in the southern Kyushu. Geological boundaries are adapted and simplified from Teraoka (2004).

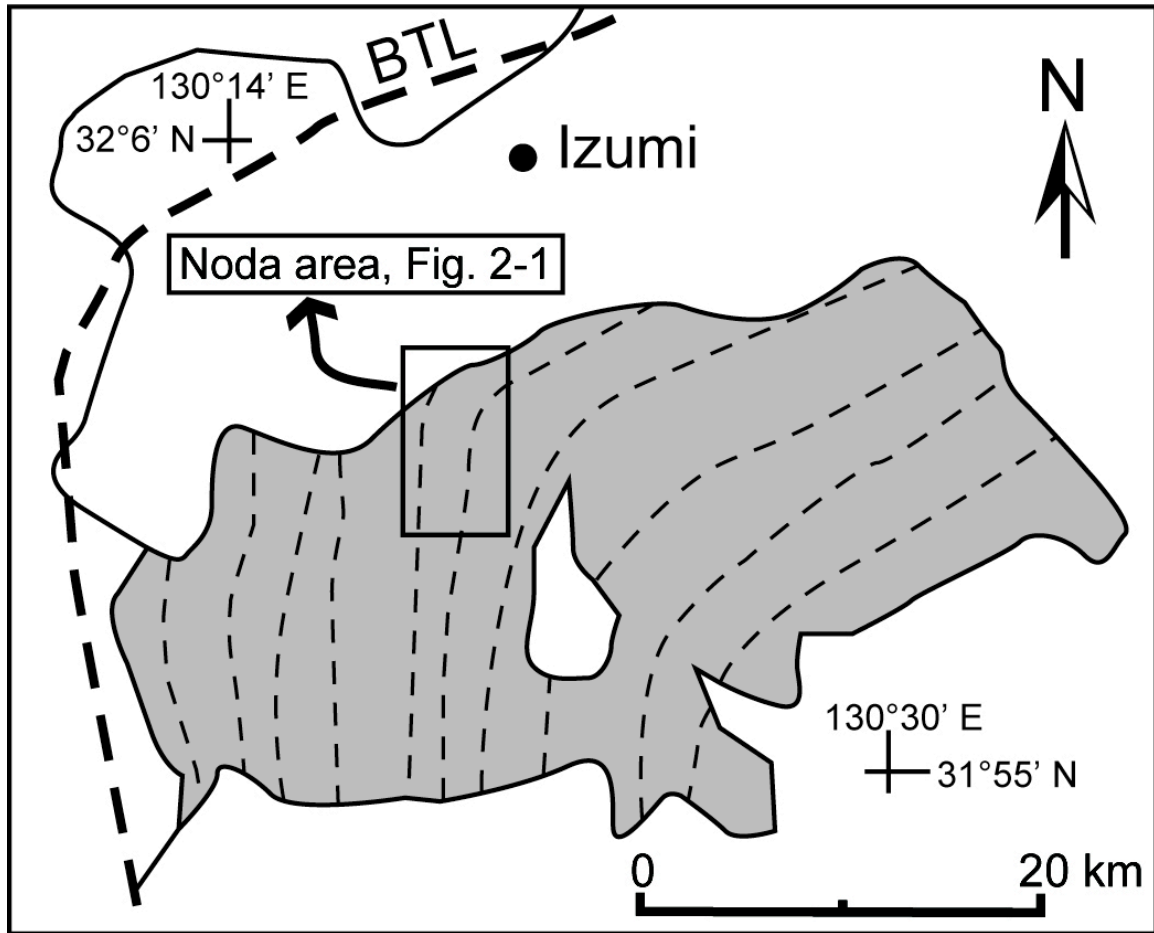


Fig. 1-2 Map showing distribution of the Shimanto Supergroup in the Hokusatsu district (grey-shaded area). Thin broken lines indicate trajectory of strike of bedding planes (showing “Hokusatsu Bend”) after Hashimoto (1962a, b), Murata (1987a), and Yoneda and Iwamatsu (1987). “BTL” indicates the Butsuzo Tectonic Line.

1-2 九州四万十累層群の層序区分

四万十帯は西南日本外帯に属し、関東から四国、九州を経て南西諸島まで続いている地質区である (Fig. 1-1a)。四万十帯を構成する四万十累層群は主として白亜紀から古第三紀にかけて形成された付加体で、海洋プレートの沈み込みによって付加した海溝充填堆積物や前弧海盆の堆積物が元になったと考えられている。四万十累層群は大型化石の産出に乏しく、長い間時代未詳とされてきた。また九州においては第四紀の火山噴出物に覆われて分布域が分断されている (Fig.1-2b)。そのため層序や区分は研究者によって異なり混乱が生じている。そこで九州の四万十累層群を研究史の初期まで遡って検討した。

橋本は1950年代以降、九州の四万十累層群について研究し橋本(1962b)で総括した (Fig. 1-3)。橋本(1962b)ではまず北部地帯と南部地帯に分け、それらの境界を延岡—紫尾山構造線とした。北部と南部に二分するのは現在でも同様であるが、境界の位置は最近の解釈とはやや異なっている。次に北部地帯は蒲江帯、佐伯帯に、南部地帯は熊毛帯、日南帯、高隈山帯、延岡帯に区分した。蒲江帯に属する地層として北川層群およびその相当層(ジュラ系～三畳系?)と四浦、蒲江両層群およびその相当層(古白亜系～ジュラ系?)とした。佐伯帯に属する地層として野間池累層(ジュラ系上部統)、川辺(かわべ)層群およびその相当層(古白亜系～ジュラ系?)、一勝地層群およびその相当層(新白亜系?)とした。屋久島の諸累層、熊毛層群(古第三系)と一湊累層(中新統下部あるいは漸新統上部?)は熊毛帯、日南層群、酒谷層群、その他(古第三系)は日南帯に区分した。さらに、日向層群上部亜層群およびその相当層、日向層群下部亜層群およびその相当層(ともに古第三系あるいは～新白亜系?)と門川累層(中新統下部あるいは漸新統上部?)を延岡帯に属する地層とした。高隈山帯に属する地層には名称をつけずに未命名の層群(古白亜系～ジュラ系?)とした。野間池累層は現在でいう秩父帯である。時代については岩相対比による推定に頼るところが多く現在とは異なる。

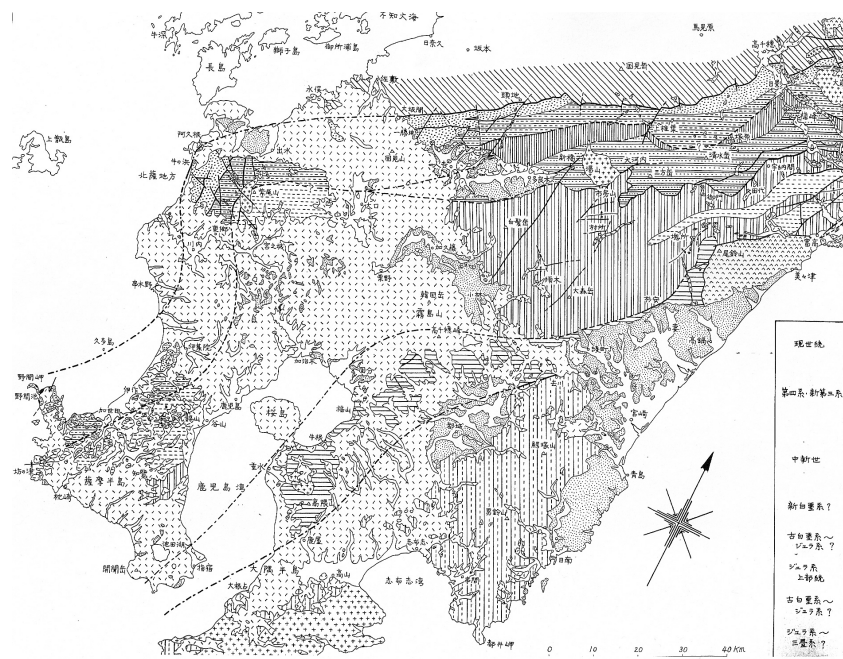


Fig. 1-3 Geological map of Shimanto Supergroup in the Kyushu. (Hashimoto 1962b)

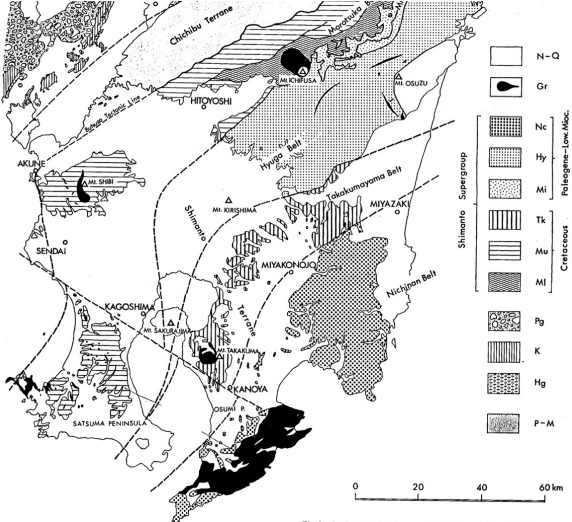


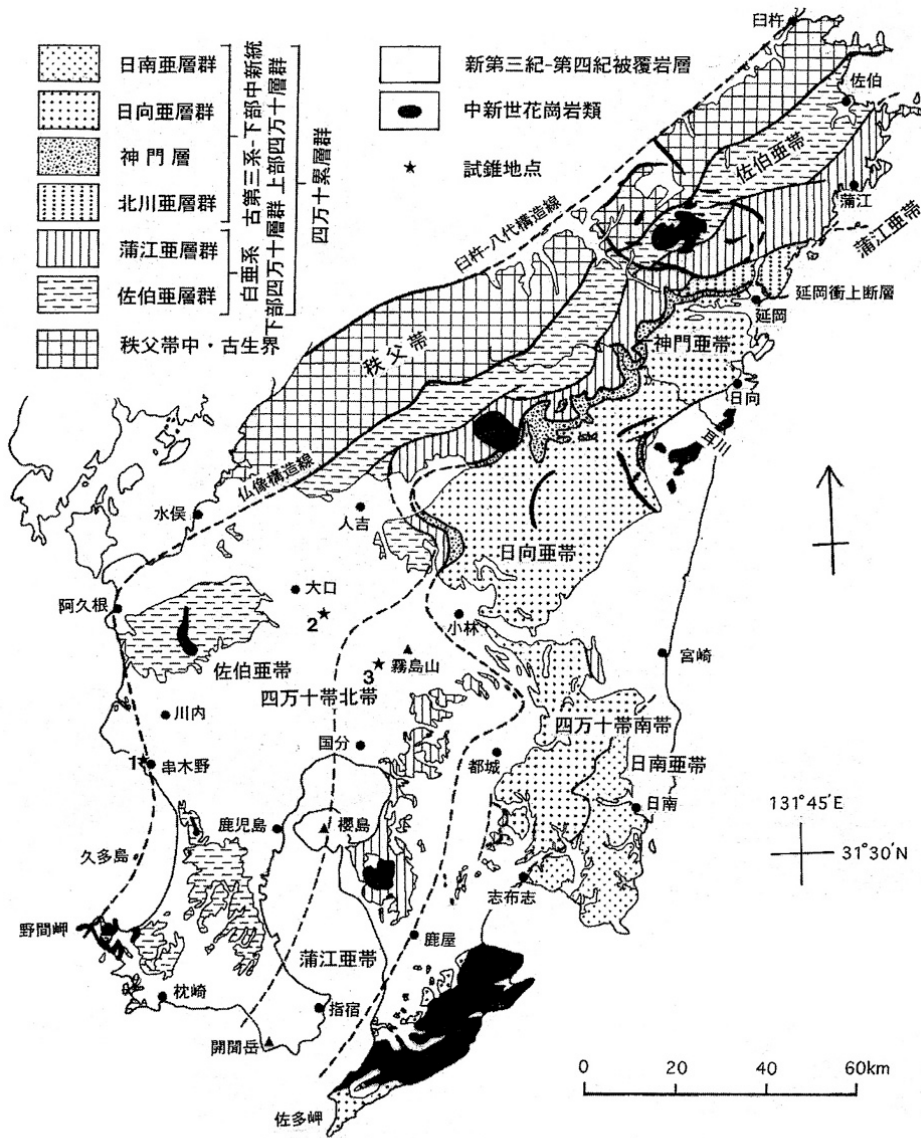
Fig. 2 Geological sketch map of Middle and South Kyushu. P-M: Paleozoic and Mesozoic systems in Chichibu terrane, Hg: Ryohnan, Higo and Manantani metamorphic rocks, Hgo: plutonic rocks and Upper Permian Mizakoshi Formation. Pg: Paleogene, Mi: lower part of Murotsuka Group, Mu: upper part of Murotsuka Group, Tk: Takakumayama Group, Mi: Mikado Group, Hy: Hyuga Group, Nc: Nichinan Group, Gr: Miocene granite and granite porphyry, N-Q: Neogene and Quaternary.

Fig. 1-4 Geological map of Shimanto Supergroup in the Kyushu. (Imai et al. 1975)

今井ほか（1975）は砂岩の鉱物組成と変成分帯によって構造区分を行った（Fig.1-4）。北から諸塚帯・神門帯・日向帯・高隈山帯・日南帯に区分し、それぞれに属する地層として白亜系の諸塚層群上部下部・高隈山層群、古第三系—下部中新統の神門層群・日向層群・日南層群とした。諸塚層群下部と神門層群との境界は延岡構造線とした。高隈山帯の分布は霧島南部から東に延びているとした。

寺岡（1979）の区分図では今井ほか（1975）と比較して区分の仕方や時代は同じだが高隈山帯の分布が霧島付近から北方に変化していて今井ほか（1975）の諸塚層群下部の分布域に相当するとしている。また北帯と南帯との境界は延岡衝上断層とされている。寺岡ほか（1985）は白亜系の諸塚層群は塚原（つかばる）断層を境として南側の蒲江亜層群と北側の佐伯亜層群に大別されるとした。また1980年前後から放散虫などの微化石による年代尺度が整備され、地層の微化石年代が決定できるようになり、九州においても四万十累層群の地層対比の精度が大きく向上した。

寺岡・奥村（1992）はそれまで高隈山層群とされてきた地層を蒲江亜層群とした。宇都ほか（1997）は佐伯亜層群を上部と下部に細分した。



第2図 九州四万十帯の地質概要図.

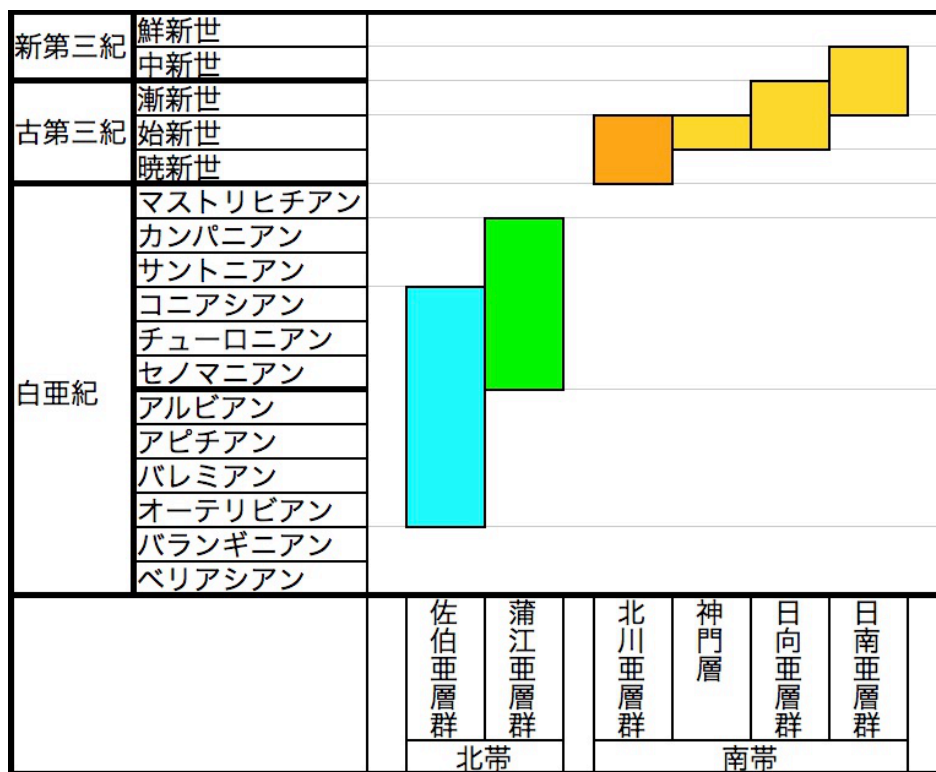
Fig. 1-5 Geological map of Shimanto Supergroup in the Kyushu. (Teraoka 2004)

最新の総括は寺岡 (2004) である (Fig. 1-5)。この論文では佐伯亜帯、神門亜帯、日向亜帯、日南亜帯に区分し、それぞれに属する地層として白亜系の佐伯亜層群、蒲江亜層群、古第三系から下部中新統の北川亜層群、神門層、日向亜層群、日南亜層群とした。寺岡 (2004) の地層区分図 (第1図 四万十帯累層群の層序区分と年代) では北川亜層群が四万十帯北帯として描かれている。これは執筆者の間違い

であることが明白なので訂正すると Table 1-1 のようになる。

以上のように概観すると、寺岡（2004）による層序区分が大局的にはもっともふさわしいものと考えられる。しかし人吉から大隅、薩摩半島にかけて蒲江亜帯の境界線については大きく屈曲しているように描かれていて情報量が少なくほとんど推定によるところが大きい。この地域のさらなる研究が必要である。

Table 1-1 Stratigraphic correlation of the Shimanto Supergroup in the Kyushu. After Teraoka (2004)



1-3 九州四万十累層群中の大規模デュープレックスおよび OST

付加体の層序・構造解析は陸上に露出する地層を調べて得られる「過去の情報」に基づいて行われて来た。近年になって南海トラフ堆積物の反射法地震波解析から現在形成の最中にある付加体の内部構造が明らかにされた。その結果、付加体を特徴づける構造であるデュープレックスと Out-of-sequence thrust (序列外スラスト：以後 OST と略称)の重要性が再認識されるようになった。デュープレックスは底付け付加によって、OST は覆瓦状構造（デュープレックスを含む）を切断することによって地層を再配置させる機構として重要な役割を果たしている（たとえば加賀美ほか 1983、木村 1997、1998 など）。

1-3-1 デュープレックス

デュープレックスは高位と低位の2つの衝上断層の間により小規模な衝上断層によって区切られたブロックが瓦を斜めに重ねたような姿で配列しているものである (Fig. 1-6)。

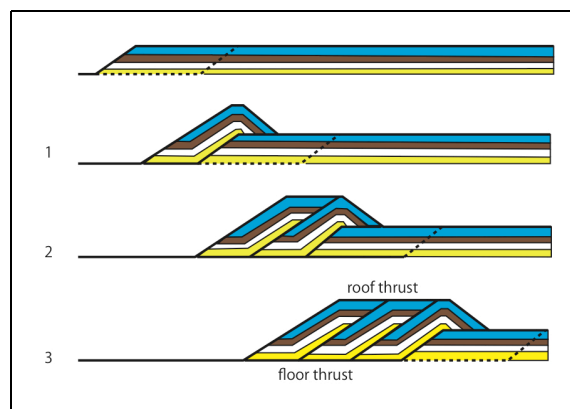


Fig. 1-6 Schematic diagram illustrating formation of duplex structure (Boyer and Elliott 1982)

高位の衝上断層はルーフ衝上断層 (roof thrust)、低位の衝上断層はフローア衝上断層 (floor thrust) と呼ばれる。デュープレックス内部の小さなブロックはホース (horse) と呼ばれる。デュープレックスはホースの長さに変位量の関係で3種類

に分類できる。ホースの長さに対して変位量が小さいと後背地傾斜デュプレックス、大きいと前縁地傾斜デュプレックス、ほぼ同じときは背斜状スタックが形成される。デュプレックスは露頭スケールから地質図規模まで様々な規模で形成される。デュプレックスの認定にはルーフ衝上断層の存在が重要である。ルーフ衝上断層が認定できないものは覆瓦ファンと区別できず、単に覆瓦状構造と呼ばれる。

九州においては東部の内ノ八重層（村田，1991）と荒谷地域を含む日向層群（村田，1992，1994）で報告されている。

内ノ八重層

宮崎市西方の内ノ八重地域には、古第三系の日向層群の分布域の東側に白亜系の内ノ八重層が分布している。村田（1991）は内ノ八重層の玄武岩質火山岩類はデュプレックスを作っていることを明らかにした（Fig. 1-7）。それによると内ノ八重層の玄武岩質火山岩類層とその上位の赤色珪質泥岩層は少なくとも5つのユニットに区分され、高岡衝上断層をフローアー衝上断層、東高岡衝上断層をルーフ衝上断層とする後背地傾斜デュプレックスであると報告した。さらにこの構造は北西から南東に向かう衝上運動で形成され、その後全体が褶曲し東傾斜になったと解釈した。

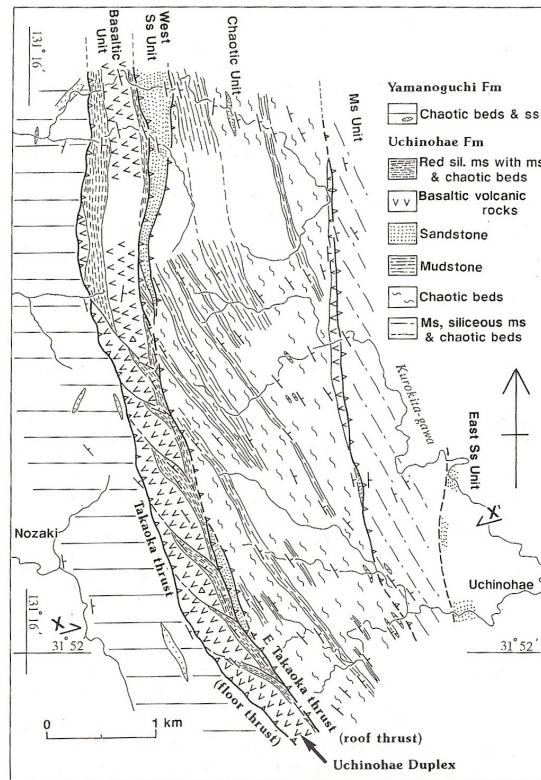


Fig. 1-7 Geological map of the Uchinohae Area. (Murata 1991)

日向層群

九州東部耳川中流荒谷地域には古第三系の日向層群が分布している。この地域の赤、緑色珪質泥岩の上位の泥岩は、赤、緑色泥岩と同じく全体として $8^{\circ}\sim 12^{\circ}$ の低角度で分布しているが個々の露頭では、 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ の中角度で西方または北西方に傾斜しており地質図に表示された泥岩全体の傾斜とは斜交している。村田（1994）ではこのような分布形態は後背地傾斜デュープレックスを作っていると考えるとうまく説明できるとした（Fig. 1-8）。

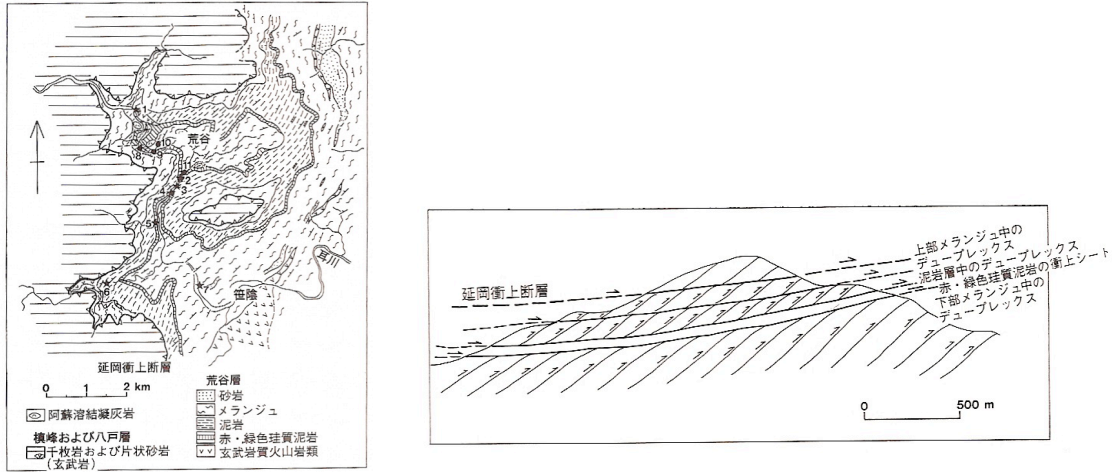
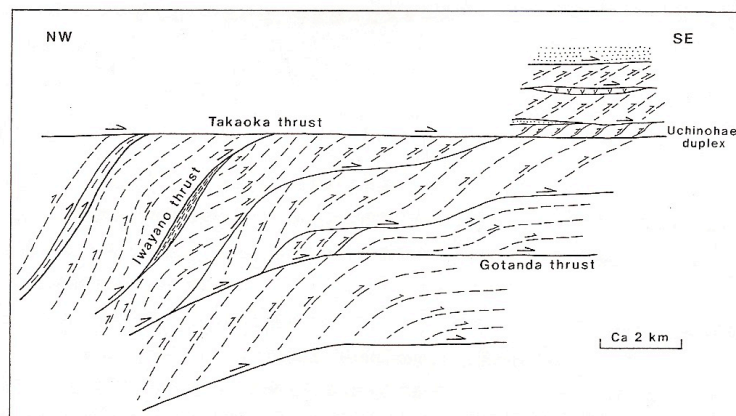


Fig. 1-8 Geological map and schematic profile in the Aradani Area (Murata 1994)

都城北東地域には日向層群の山之口層と鱈塚山層が分布している。鱈塚山層は互いに平行な2つの衝上段層に挟まれた産状をしている。この衝上段層に挟まれたブロックの中では、地層の走向および傾斜は衝上段層面に対して斜交している。このことから村田（1992）では鱈塚山層はデュプレックスを作っていると考えるところまき説明できるとした。また山之口層も同様であることから、複数のデュプレックスが積み重なっている累重デュプレックスであるとした。



第7図 内ノ八重層・日向層群の作る累重デュプレックス模式断面図。高岡衝上断層を水平にして描かれている。

Fig 1-9 Schematic profile of the stacking duplex in the Uchinohae Formation, Hyuga Group (Murata 1992)

1-3-2 序列外スラスト (OST)

付加体において衝上断層後背地から前縁地に向かって形成されるのが一般的である。この順序で形成される衝上断層を in-sequence thrust と呼ばれる。それに対しこの順序からはずれる断層を out-of-sequence thrust (OST) と呼ばれる (Fig. 1-10)。OST には in-sequence thrust が再活動したものと全く新しく断層が形成されたものがある。また規模についても露頭スケールから構造ユニット境界をなすものまである。

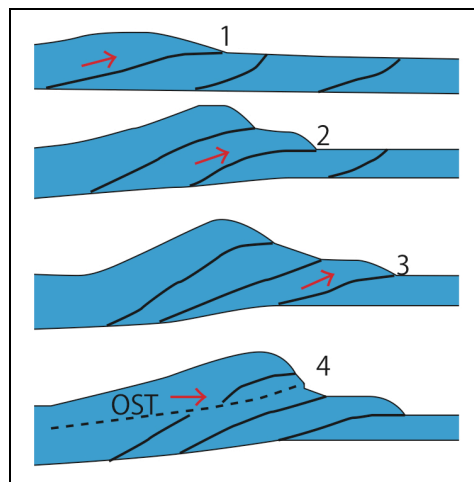


Fig. 1-10 Schematic geometry of in-sequence thrusts and an out-of-sequence thrust. (after Kimura, 1998)

OST の認定には、構造的斜断関係、古地温構造との関係などがある (木村 1997、1998)。構造的斜断関係については in-sequence thrust によって形成された覆瓦状構造や褶曲を OST が切断したことがあることである。この場合は地層の上面から下面にかけて切っていたり、断層の下盤よりも若い地層が上盤に重なったりするなど地層年代の繰り返しが不規則になる。また OST の形成時期はその付加体の形成時期でなければならない。

覆瓦状構造が OST によって切られている場合デュープレックスに類似している。デュープレックスのルーフ衝上断層が下盤の各ホースを構成する地層を斜断していないのに対して (Fig. 1-10)、この場合は下盤を構成する各地層および覆瓦スラス

トを斜断している点で異なっている (Fig. 1-11)。

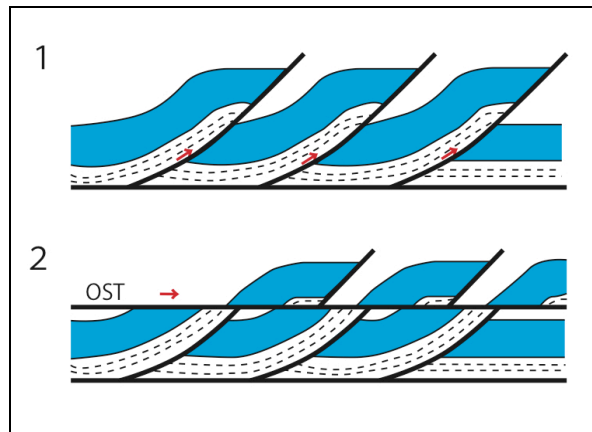


Fig. 1-11 Schematic geometry illustrating an imbricate fan structure and a younger low-angle thrust. (after Boyer and Elliott, 1982)

次に古地温構造との関係については、古地温構造の不連続面をなす断層は古地温構造形成後に活動したと考えられる。古地温構造の解明にはイライト結晶度 (IC 値) やビトリナイト反射率から求められる最高被熱温度がよく利用される。しかし断層の変位が横ずれであったり、変位量が小さかったりする場合や OST の活動後に最高被熱イベントがきた場合は OST が古地温構造の不連続面をなさない。

次に斜面堆積盆との関係について述べる。四万十帯北帯には前弧海盆ないし斜面堆積盆の堆積層として紀伊半島の寺杣層 (紀州四万十団研, 1983) や四国の堂ヶ奈路層 (Okamura, 1992) などが知られている。これらは現在は断層によって周辺の付加体と接している。この産状は初生的に付加体基盤岩類を覆って堆積したものが後に OST によって斜断されて変位し付加体基盤岩類と構造的に累積したものと解釈できるとした (木村, 1998)。

1-4 北薩地方の四万十累層群の層序区分

本研究で取り扱う北薩地方の層序区分について述べる。橋本（1962a）は北薩地方の四万十累層群を東郷層群（上部、中部、下部）・北薩層群・瀬戸口累層・宮之城累層（上部、下部）に区分した。Murata（1987a）は栗毛野層と尾毛無層が交互に覆瓦状に繰り返していると解釈した。地層の年代は米田・岩松（1979）により放散虫化石からアルビアンからセノマニアンで北薩地方全体としてほぼ同時代とされた。

米田・岩松（1987）は下位から大川層群の池之段層・小鹿倉層、高尾野層群の犬山層、樋之谷層、今ノ木場層、柊野（くきの）層に区分した。橋本（1962a）との対比では、大川層群が東郷層群中・上部と北薩層群に、高尾野層群が東郷層群下・中部と瀬戸口累層および宮之城累層上部に、柊野層が宮之城累層下部にそれぞれ対比できるとした。時代は放散虫化石から大川層群と高尾野層群はアルビアンからセノマニアン、柊野層はコニアシアン前期とした。宇都ほか（1997）は野田断層に相当する境界により東側を佐伯亜層群上部、西側を同下部とした。斎藤ほか（2010a, b）は大川層群と高尾野層群は佐伯亜層群に、柊野層は諸塚層群に属する別の層とした。これらの層序対比をまとめると Table 1-2 のようになる。これらの中で、橋本（1962a）は付加体に関する知識が得られる前のものであり、現在の解釈に対応させるのは難しい。Murata（1987a）の区分は「繰り返し構造」という解釈に由来する部分が多いし、斎藤ほか（2010a）は20万分の1地質図用のものなので区分の枠が大きすぎる。米田・岩松（1987）の層序区分が最も記載的であり、北薩地方に限定すれば地層の分布をよく説明できる。そこで、以下の記述ではこの区分を採用する。

Table 1-2 Stratigraphic correlation in the Hokusatsu district

		橋本 (1962a)		Murata (1987)	米田・岩松 (1987)	斎藤ほか (2010)		
古第三紀			瀬戸口累層					
			宮之城累層					
白亜紀	コニアシアン	北薩層群	牛の浜累層		柗野層	諸塚層群	柗野層	
	チューロニアン							
	セノマニアン		上部層		高尾野層群	今ノ木場層	佐伯亜層群	高尾野層群
			下部層			樋之谷層		
	アルビアン	高城累層	上部層	栗毛野層・尾毛無層	犬山層	大川層群		
			中部層				小鹿倉層	
		下部層		池之段層				
ジュラ紀		東郷層群	上部層					
			中部層					
			下部層					

2 野田地域の地質概要および地質各論

2-1 野田地域の地質概要

九州の南半分には秩父帯および四万十帯の岩石が分布している。秩父帯はジュラ紀の地層が優勢であり、四万十帯と並列している。秩父—四万十帯は関東地方の房総半島から琉球列島の沖縄島に至るまでの広い範囲に渡って分布する (Fig.1-1a)。秩父帯と四万十帯の境界は仏像構造線 (BTL) と呼ばれている (Fig1-1b)。

九州における四万十帯は北帯と南帯に分けられる。北帯は白亜紀、南帯は主に古第三紀で一部新第三紀の堆積物を含む地層から構成されている。北薩地方には北帯の地層が露出している (Fig.1-1b and 1-2)。

米田・岩松 (米田・岩松 1987) によると、北薩地方の白亜系の地層は大川層群、高尾野層群、柘野層で構成されている。大川層群は池之段層および小鹿倉層に区分される。高尾野層群は犬山層、樋之谷層、今ノ木場層に区分される (Fig. 2-1)。

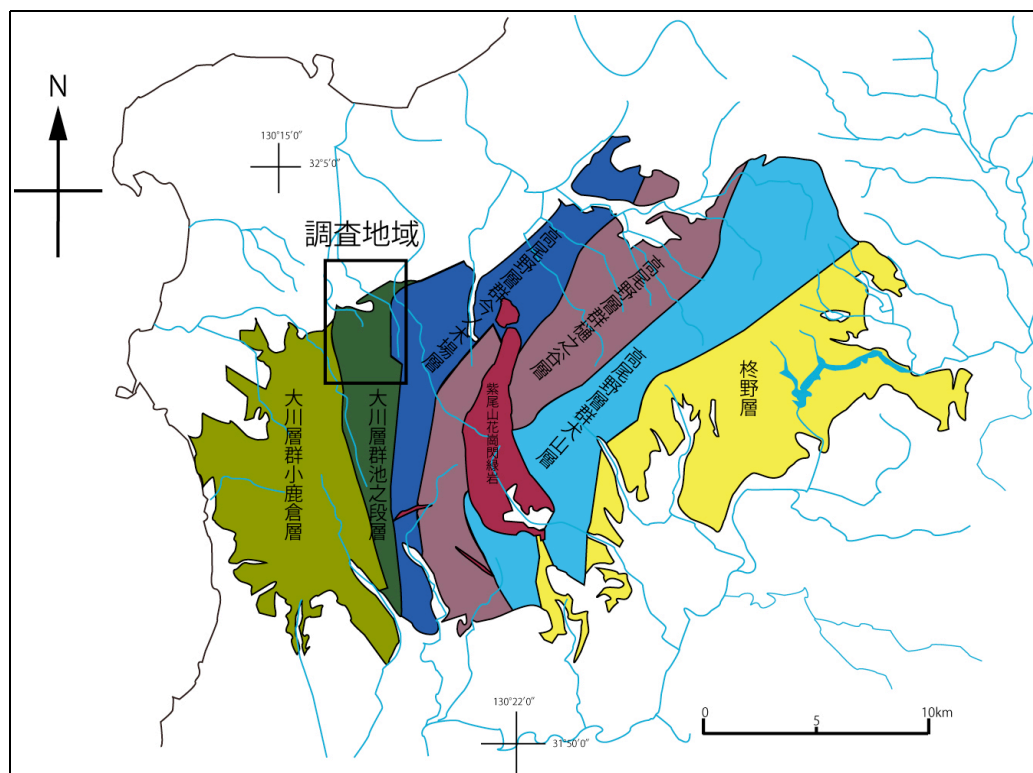


Fig. 2-1 Stratigraphic classification in the Hokusatsu district (After Yoneda and Iwamatsu 1987)

野田地域には小鹿倉層、池之段層、今ノ木場層が分布している (Fig. 2-2)。今ノ木場層は厚い砂岩層と泥岩層および砂岩泥岩互層から成る。池之段層は砂岩層、泥岩層、珪質泥岩層、玄武岩質溶岩主体とし、少量のチャート層を含む。小鹿倉層はと泥岩層および砂岩泥岩互層から成る。大川層群および高尾野層群は放散虫化石によりアルビアンからセノマニアンとされている (米田・岩松 1987)。大川層群池之段層と高尾野層群今ノ木場層との境界は断層で接していると考えられていて (Murata 1987a、米田・岩松 1987)、「野田断層」と称されている (米田・岩松 1987)。野田地域の北部とその北の出水平野は新第三紀から第四紀の火山岩、火山碎屑堆積物、および第四紀の扇状地堆積物に広く覆われている (橋本 1962a, b、Murata 1987a、米田・岩松 1987、齋藤ほか 2010a, b)

2-2 野田地域の地質構造

野田地域の玄武岩質溶岩分布域を含む南北に約7 km、東西に約4 kmの範囲について詳細な調査を行なって地質図、地質断面図を作成した (Fig. 2-2)。

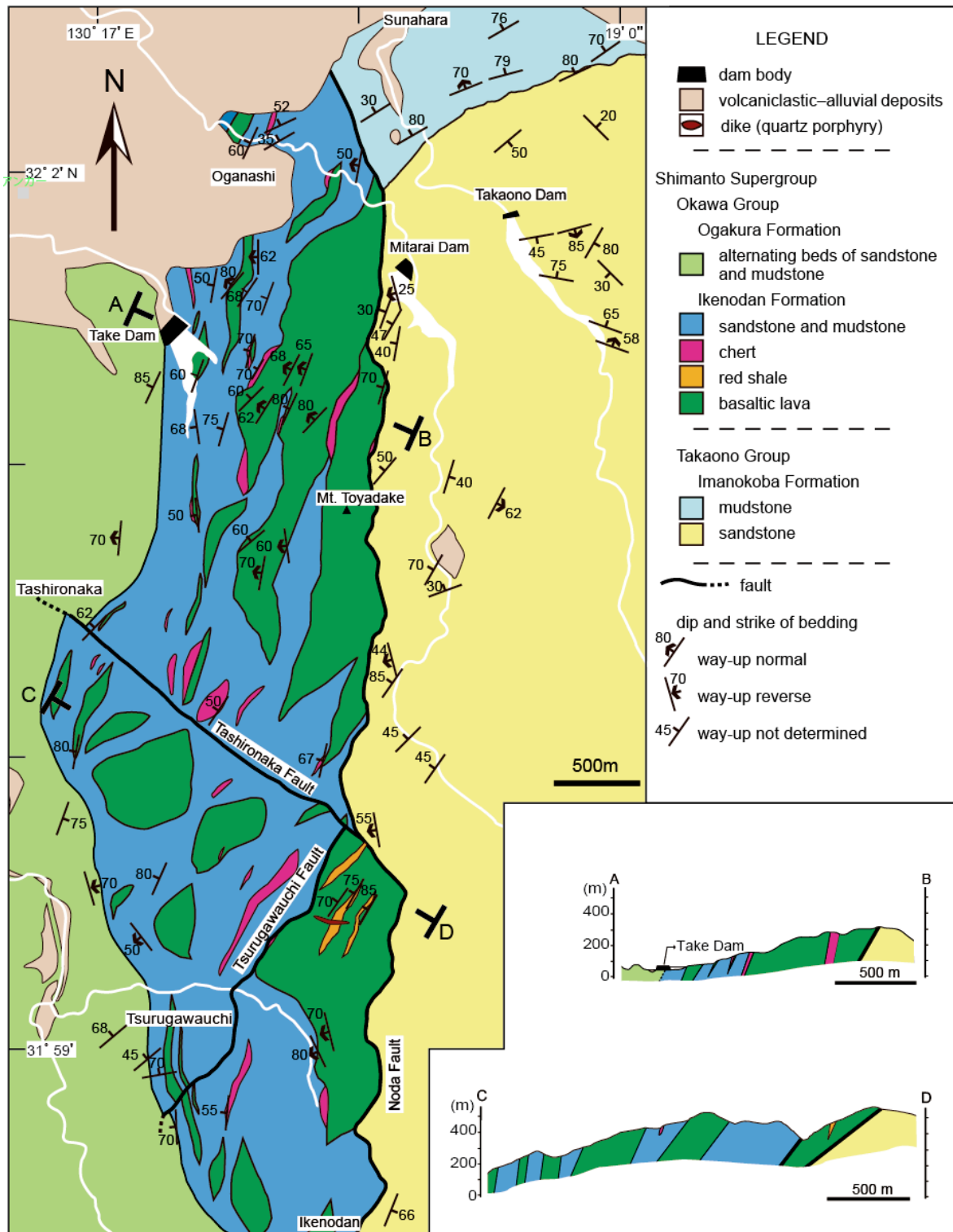


Fig.2-2 Geological map and cross sections of the Noda area. (Doi et al. 2013)

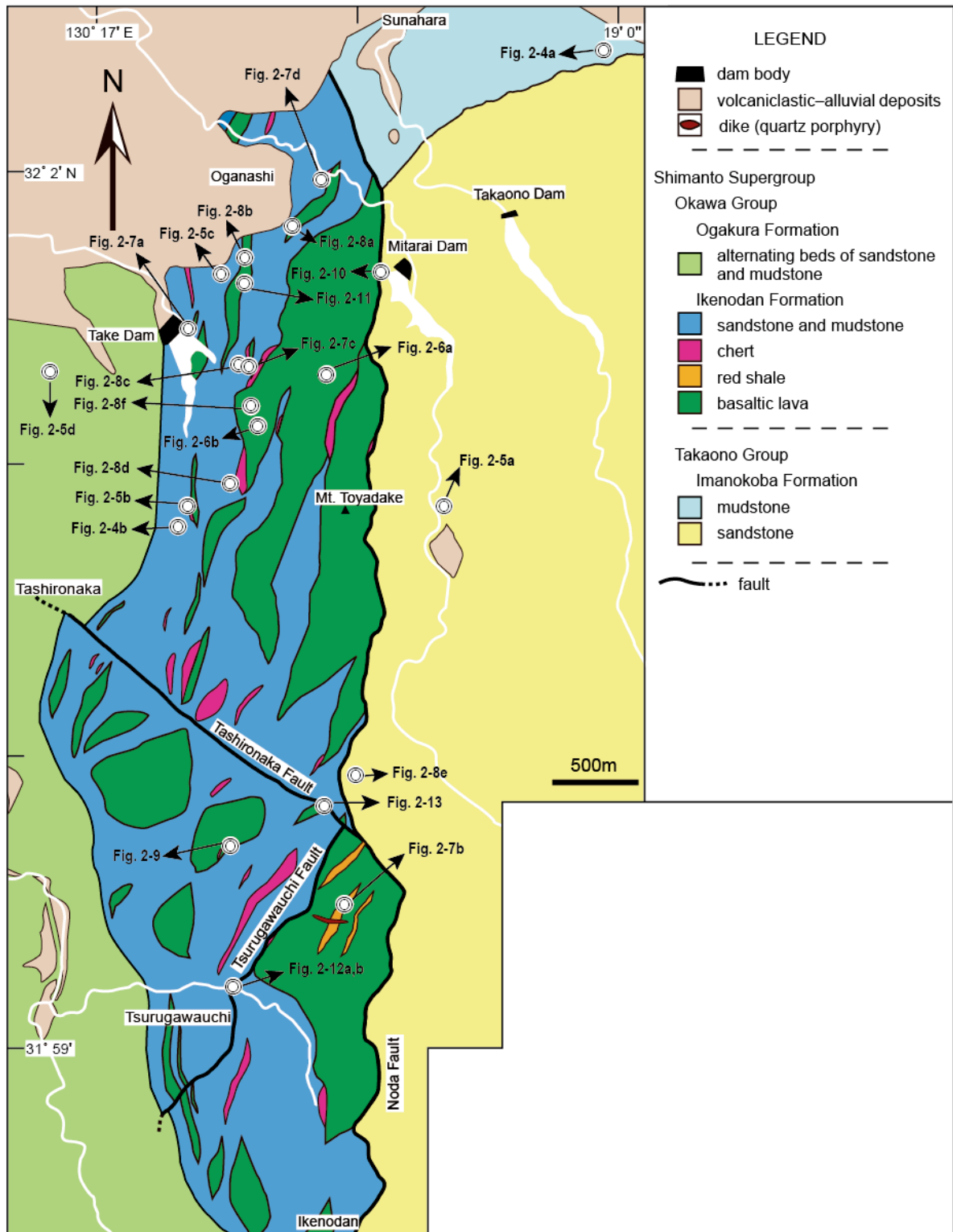


Fig. 2-3 Map refers to locations of field photographs and photomicrographs.

2-3 地質各論

2-3-1 今ノ木場層

調査地域の今ノ木場層は砂原から南方に分布している (Fig. 2-2)。この地層は細粒から中粒砂岩および少量の泥岩から構成され、まれに砂岩泥岩互層が散在する。この層の北端部は一般に均質な泥岩が多くを占めており、砂質や石灰質の薄層を挟む (Figs. 2-2 and 2-4a)。

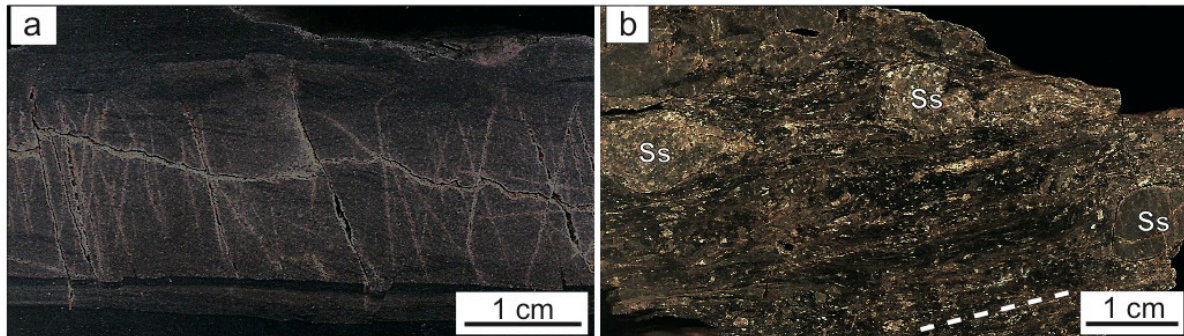


Fig. 2-4 Polished surfaces of mudstone samples (cut perpendicular to the bedding planes). See Fig. 2-3 for locations. (a) Imanokoba Formation. (b) Ikenodan Formation. A broken line in the lower-right of view indicates the trace of cleavage. Ss: clast of sandstone. (Doi et al. 2013)

泥岩優勢層の走向は東北東で、傾斜は北に 70° ないし 80° である。泥岩中に含まれる砂岩の薄層には北上位を示す級化構造が認められる。泥岩優勢層の南では砂岩が卓越する。今ノ木場層の砂岩層は塊状砂岩が優勢で泥岩の薄層を含む。塊状砂岩には泥岩岩片 (直径 10 mm 以上) が含まれている。塊状砂岩は細粒から中粒の長石質ワッケであり、石英、斜長石、カリ長石、および岩片を含む (Fig. 2-5a)。岩片の内、確認できるものはフェルシクないし中性の火山岩類、チャート、少量の石英質変成岩類、稀にマフィック火山岩類である。塊状砂岩の分布域には砂岩泥岩互層が散在する。互層をなしている場合の砂岩層の走向は北東から西北西、傾斜は緩やかなものから急傾斜まで様々である。傾斜方向は概ね西か東で、稀に北または南の場合もある。砂岩層の級化層理が示す地層の上位は一定せず、東、西、南、北の

様々な向きになっている。これらの事実は今ノ木場層には地質図規模の褶曲が存在することを暗示している。しかしながら、有効な鍵層が見つからないので褶曲の具体的な形状を描き出すことはできなかった。

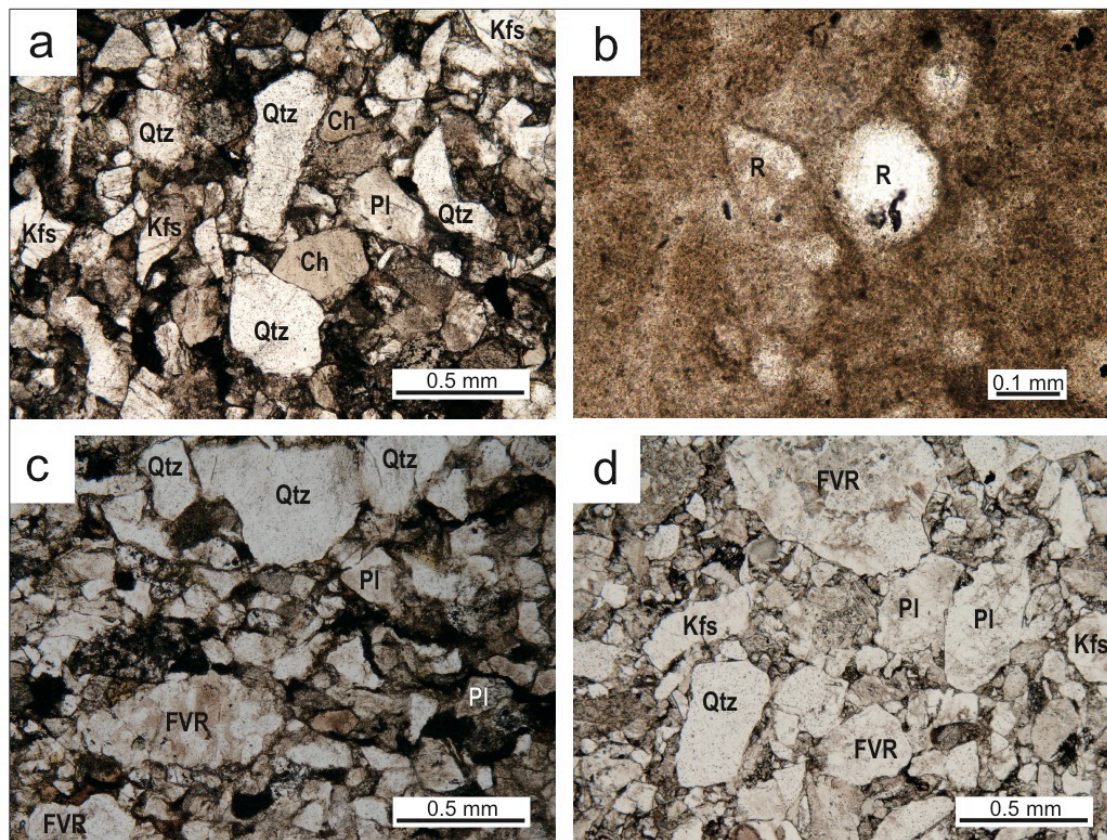


Fig. 2-5 Photomicrographs of the representative rock types (open polarized light). See Fig.2-3 for locations. (a) Sandstone of the Imanokoba Formation, (b) Chert of the Ikenodan Formation, (c) Sandstone of the Ikenodan Formation, (d) Sandstone of the Ogakura Formation. Qtz: quartz, Pl: plagioclase, Kfs: K-feldspar, FVR: clast of felsic volcanic rocks, Ch: chert, R: radiolarian fossil. (Doi et al. 2013)

2-3-2 池之段層

池之段層は南北に細長い領域に分布している (Fig. 2-2)。この層は玄武岩質溶岩、泥岩、珪質泥岩、砂岩と少量のチャートから構成されている。玄武岩質溶岩は岩体の大部分がレンズ状を呈し、まれに丸みを帯びた塊状である。レンズ状岩体の走向

は北北東、南北あるいは北北西で、 60° ないし 80° 西傾斜である。玄武岩質溶岩は一般に枕状構造を呈し、枕状のブロックを個別に見ると西側（構造的上位）は一般になめらかで西側にやや凸になっており、東側（構造的下位）には突出部があることが多い。観察できたすべての露頭において、枕状構造は西上位を示している（Fig. 2-6）。玄武岩質溶岩は針状もしくは角柱状の斜長石、カンラン石、輝石、および少量の不透明鉱物から構成されている（Fig. 2-8a and b）。カンラン石と輝石は細粒の鉱物の集合体に置換されていることが多く、短柱状の仮像として認識できる。

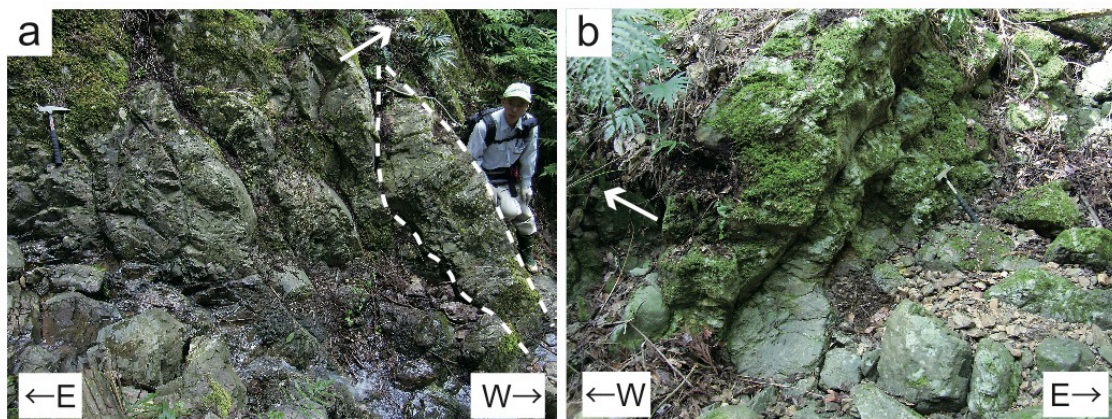


Fig. 2-6 Photographs of basaltic pillow lava. Way-up direction is indicated by arrows. See Fig. 2-3 for locations. (a) Outline of a pillow is indicated by a white broken line. Looking south. (b) Looking north. (Doi et al. 2013)

池之段層において最も卓越して分布するのは泥岩である。泥岩は暗灰色を呈し一般に直径約1 cm から 50 cm の砂岩のクラストあるいはブロックを含む（Figs. 2-4b, 2-7a）。鱗片状劈開（劈開に沿って裂けやすく、魚の鱗状に薄い破片に容易に壊れる）が池之段層の泥岩に共通して認められる。珪質泥岩は薄淡灰色あるいはレンガの様な赤色で暗灰色の泥岩中に散在する（Fig. 2-7b, Figs. 2-8 c and d）。調査地域南東部では、玄武岩質溶岩の内部に赤色の珪質泥岩が挟まれている。チャートは層状あるいは塊状で産し、灰色、赤色、白色を呈する（Figs. 2-7c, d）。調査地域北部では、チャートの小さいレンズ状岩体は玄武岩質溶岩の西側に付随する傾向がある。

調査地域南部ではチャート珪質ミクライト互層が玄武岩質溶岩の上位に載る露頭が見つかっている (Fig. 2-9)。チャートおよび珪質泥岩には放散虫が含まれている (Fig. 2-5b, Figs. 2-8 c and d)。砂岩は、厚い場合 (数 10 m 以上) や薄い場合 (0.5 m 以下) の砂岩は泥岩と互層して産する。これらの層の走向は一般に北東から北西で、傾斜は西に中程度から高角で西上位である。砂岩は中粒から粗粒の長石質ワッケで、石英、斜長石、カリ長石、岩片を含む (Fig. 2-5c)。岩片についてはフェルシクないし中性の火山岩片、チャートであることが多く、少量の石英質変成岩、まれにマフィック火山岩が確認できる。

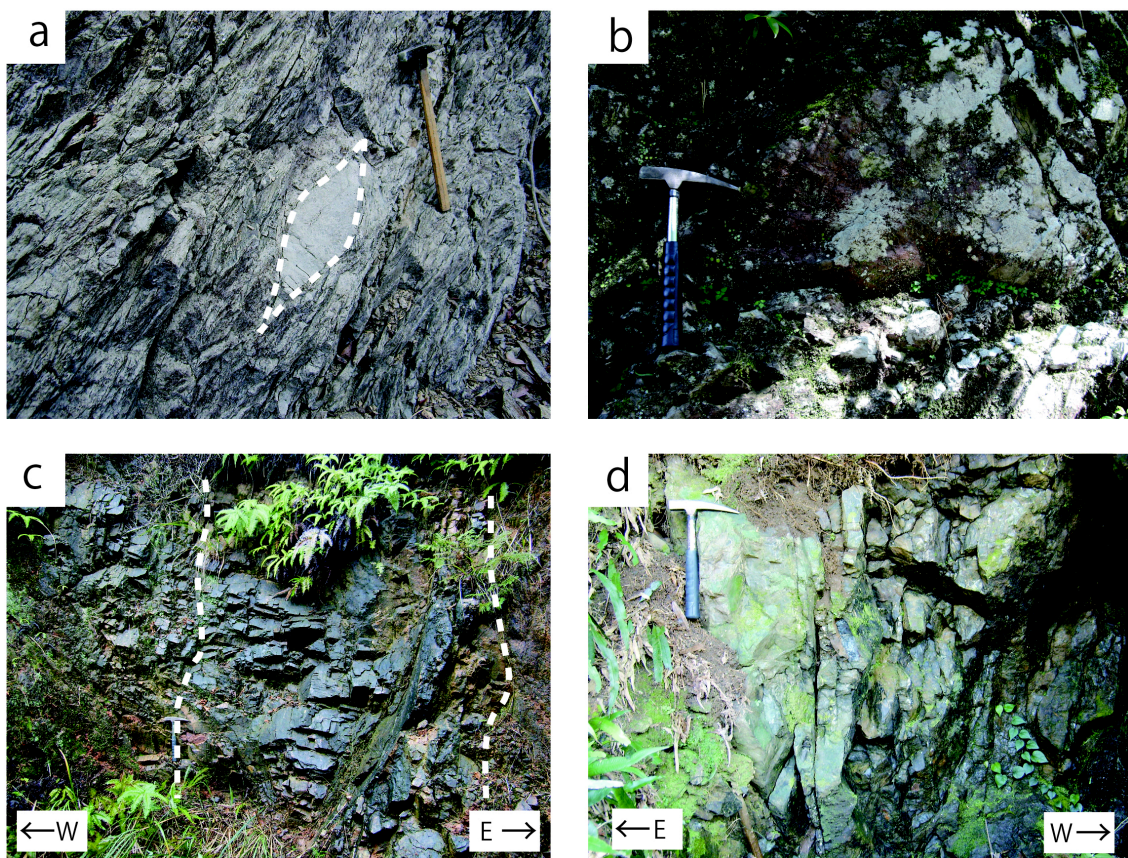


Fig. 2-7 Photographs of outcrops in the Ikenodan Formation. (a) Lenticular clast of sandstone in mudstone. (b) Red shale bed. (c) Left part is bedded chert. Central part is massive chert. Right part is mudstone. (d) Bedded chert.

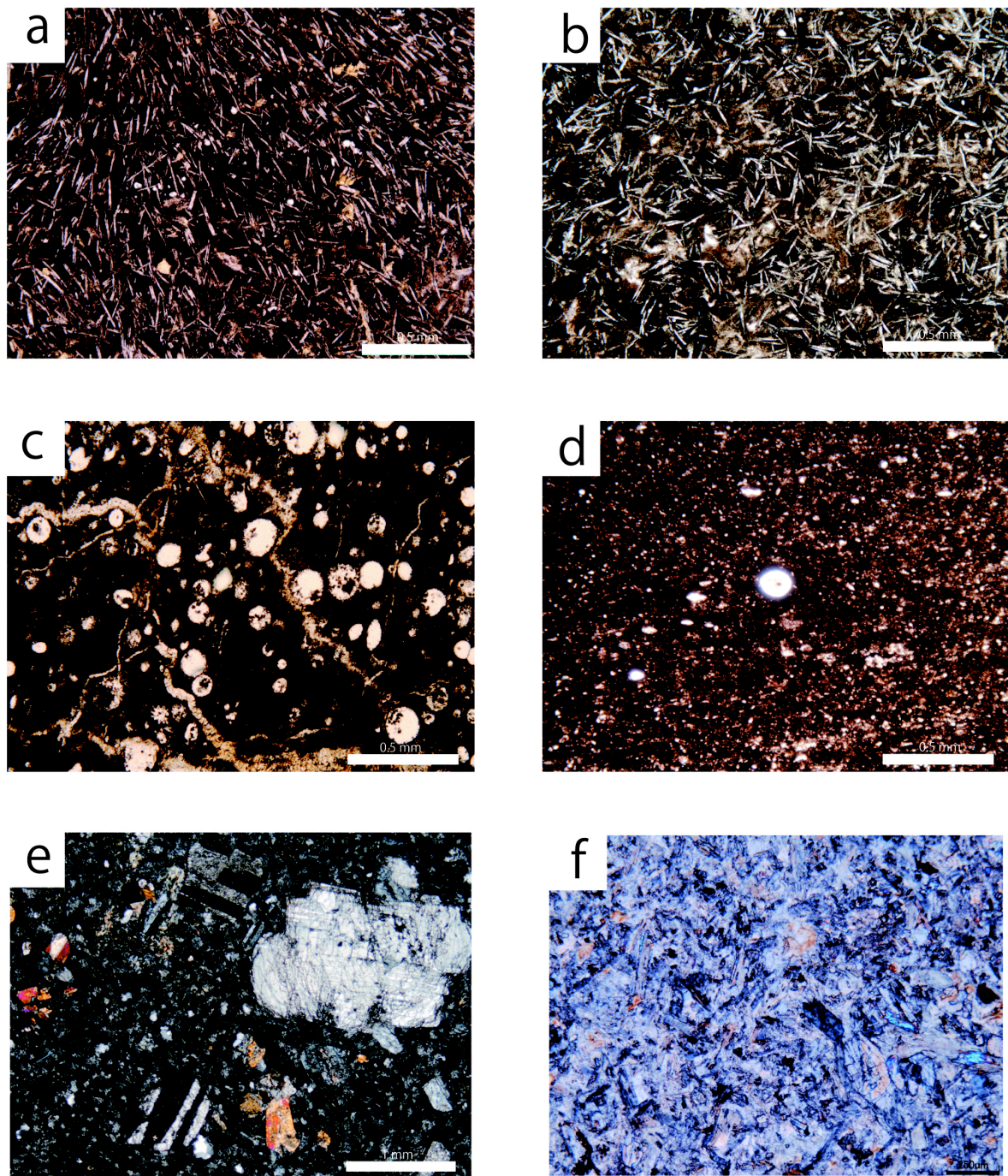


Fig. 2-8 Photomicrographs of the representative rock types in the Ikenodan Formation. (a) Basaltic lava. (b) Basaltic lava. (c) Red shale. (d) Red shale. (e) Quartz porphyry. (f) Quartz porphyry. (a~d were taken under open polarized light, e and f under crossed polarized light.)

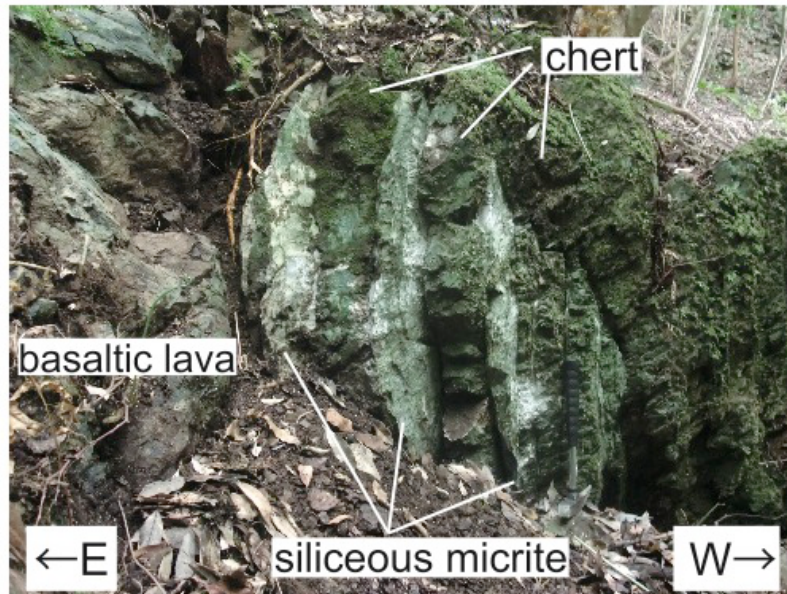


Fig. 2-9 Alternating beds of chert and siliceous micrite lying on the top of the basaltic lava bed. Looking south. See Fig. 2-3 for location. (Doi et al. 2013)



Fig. 2-10 Fault contact (indicated by a white broken line) of sandstone of the Imanokoba Formation and basaltic lava of the Ikenodan Formation (the Noda Fault). Looking south. See Fig. 2-3 for locations. (Doi et al. 2013)

今ノ木場層と池之段層との境界は断層である (Fig. 2-8) 。この断層は米田・岩松 (米田・岩松 1987) に記述されている「野田断層」に相当する。

2-3-3 小鹿倉層

小鹿倉層は調査地域の西部に分布する。この層は砂岩泥岩互層から構成されている。砂岩層は厚い場合は層厚 200 m に達し、薄いものは 50 cm 以下であり、それらは泥岩と互層して産出する。これらの層の走向は一般に北東あるいは北北東で、西に中程度から高角度で傾斜しており、西上位である。砂岩は中粒の長石質ワッケであり、石英、斜長石、カリ長石、および岩片から構成されている。

岩片の種類はフェルシクないし中性の火山岩、チャート、少量の石英質変成岩、まれにマフィック火山岩片である (Fig. 2-5d) 。池之段層と小鹿倉層との境界は明瞭ではなく、漸移的だと考えられる。小鹿倉層の走向傾斜および地層の上下から推定できる内部構造は池之段層と調和的である。池之段層の玄武岩質溶岩およびチャートの分布は西に行くにつれて減少する傾向がある。玄武岩質溶岩およびチャートが消失する線をもって池之段層の西限とし、そこから西側に分布する地層を小鹿倉層と見なすことができる。

2-4 野田断層および池之段層の内部構造

池之段層と今ノ木場層との境界、つまり野田断層は今回調査を行った範囲では池之段から砂原南部まで追跡できる (Fig. 2-2)。野田断層は、一般に池之段層分布域の西端付近の玄武岩質溶岩と今ノ木場層東縁の砂岩層との境界として容易に認識できる (Fig. 2-10)。尾毛無近郊では、野田断層は池之段層の泥岩と今ノ木場層の泥岩の間を通過する。池之段層の泥岩は鱗片状で肉眼で確認できる大きさの砂岩の岩片に富んでいる。一方、今ノ木場層の泥岩は硯の石のように均質なので、泥岩同士の境界であっても見分けることができる。断層の傾斜は調査地域北部および中央部で60°前後西傾斜である。南部では傾斜角度は35°程度まで緩くなる。野田断層の北方への延長部は火山碎屑物および河床堆積物に覆われている。池之段層の東部では玄武岩質溶岩は泥岩より優勢である (Fig. 2-2)。野田断層近傍の玄武岩質溶岩岩体は

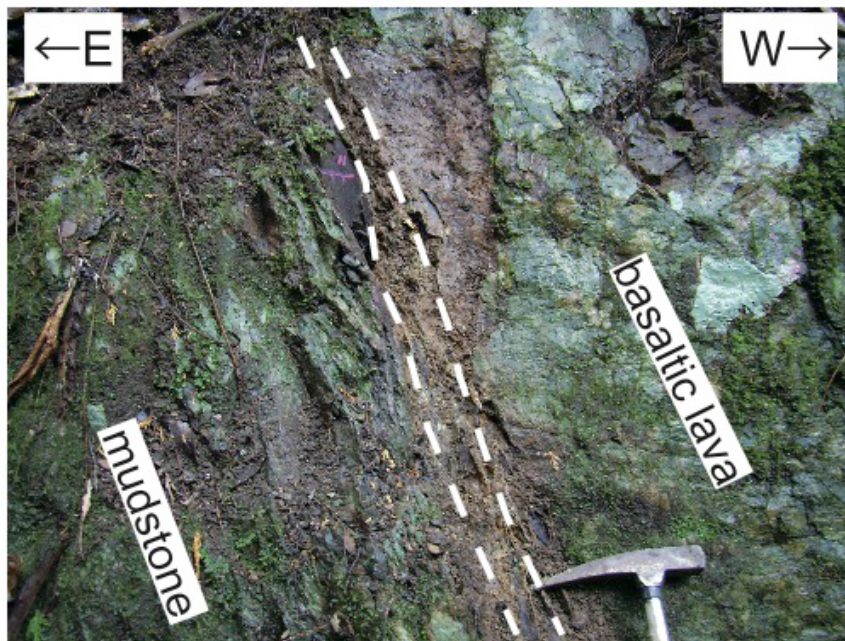


Fig. 2-11 A fault contact of basaltic lava and mudstone. A fracture zone on the bottom of basaltic lava is indicated by white broken lines. Fracture cleavage has been developed in the mudstone near the contact with the basaltic lava. Looking south. See Fig. 2-3 for location.

(Doi et al. 2013)

一般的に厚く、長く連続する傾向がある。しかし野田断層から西方に離れるほど小さく孤立して分布することが多くなる。枕状構造は玄武岩質溶岩岩体は西上位であることを示している。玄武岩質溶岩岩体の東側（底面）の境界は泥岩あるいは砂岩と構造的に接触している。玄武岩質溶岩の底の境界の例を Fig. 2-11 に示す。玄武岩質溶岩と泥岩の間には狭い破碎帯があり、その内部では泥岩が破碎されて片状化している。破碎帯近傍の泥岩には破断劈開が発達している。玄武岩側は破碎の影響をほとんど受けていない。珪質泥岩とチャートは玄武岩質溶岩の上位側に近接して分布する傾向がある。玄武岩質溶岩岩体の上位側の境界では下位側にあるような破碎の痕跡は認められない (Fig. 2-11)。野田地域北部では、池之段層の玄武岩質溶岩およびチャート層の分布様式は左雁行方の配列をしているようである。

野田地域南部では、池之段層の構造は2つの横断断層、鶴川内断層および田代中断層 (Fig. 2-2) によって大きく改変されている。鶴川内断層は鶴川内の東部を通っていて、その走向は北北東—南南西、傾斜は50ないし60°西である。鶴川内断層の破碎帯の一例を Fig. 2-12a に示す。ここでは、泥岩層の間に角礫化した泥岩で満たされた厚さ5 cm程度の破碎帯が露出している。破碎帯の走向傾斜はN20°E、50°Wである。下盤側の表面に露出した条線のトレンドはN3°W、プランジは26°Nである。下盤側の泥岩中には多数の石英脈が破碎帯と概ね平行な方向に発達している。石英脈の一部は左横ずれ変位を示す覆瓦スタックを形成している (Fig. 2-12b)。上盤側の泥岩には破断劈開が発達している。池之段層の内部構造は、田代中から南東部にかけて北西—南東に伸びている深い谷を境にその北側と南側では大きく異なっている (Fig. 2-2)。田代中断層はこの谷沿いに点在する脆性剪断帯として追跡できる。田代中断層の走向は大局的には北西—南東で傾斜は南に80°である。田代中断層の露頭の例を Fig. 2-13 に示す。ここでは上盤が玄武岩質溶岩、下盤は泥岩で構成されている。玄武岩質溶岩の下面（断層の上盤）走向傾斜はEW、87°Sである。条線のプランジは6°Eである。この露頭では断層面が10 cm以上開口していて、その隙間は土砂で充填されている。

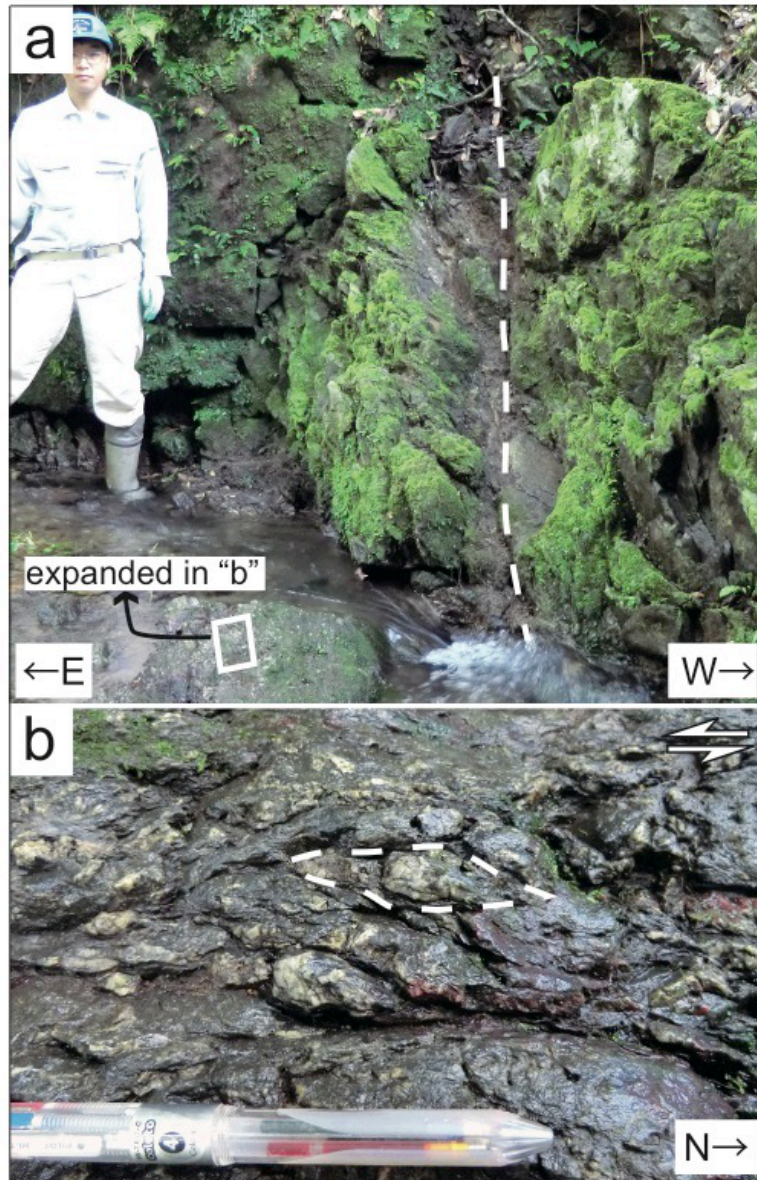


Fig. 2-12 (a) An exposure of brittle shear zone of the Tsurugawauchi Fault. The fracture zone (white broken line) dips 50° to WNW. Slikenlines on the footwall trend $N3^\circ W$ and plunge $26^\circ N$. See Fig. 2-3 for location. (b) Imbricate stack of quartz veins indicating left-lateral shear. Looking downward. (Doi et al. 2013)

断層面が高角傾斜であり、かつ条線のプランジがごく低角であることから、田代中断層は横ずれの変位を起こしたはずであり、断層周辺の玄武岩質溶岩岩体の分布形態から変位のセンスは右ずれであったと考えられる。鶴川内断層の北方延長は田代中断層までは到達しているが、田代中断層を超えてさらに北には追跡できない。これらの断層はVの字の上を西に向けているように配置している。玄武岩質溶岩のブロック状岩体およびレンズ状岩体がこの断層の間に散在している。



Fig. 2-13 A fault contact between basaltic lava and mudstone (the Tashironaka Fault). The fault plane dips 87° to the south. Looking east. See Fig. 2-2 for location. (Doi et al. 2013)

3 地質構造

3-1 池之段覆瓦ファン

断面図上で雁行配列している衝上段層は一般的に「覆瓦状」と記述される。構造上の下位にある変位量大きい衝上断層から枝分かれして覆瓦状構造をなしている一連の衝上断層群は「覆瓦ファン」と呼ばれる（例えば Boyer and Elliott 1982）。池之段層の構造的特徴は次のように要約できる。玄武岩質溶岩およびチャート岩体は左雁行配列をなしている。玄武岩質溶岩岩体は西上位で岩体の底面は断層関係で泥岩および砂岩と接している。野田地域の北部では岩体の底面を成す断層は野田断層に収束していることが多い（Fig. 2-2）。池之断層内部の地質図上の雁行配列は、通常は断面図に現れるはずの覆瓦ファンに類似している。このような野田断層および池之段層の構造的特徴は野田地域の地質構造発達過程を説明できるモデルを導く（Fig. 3-1）。

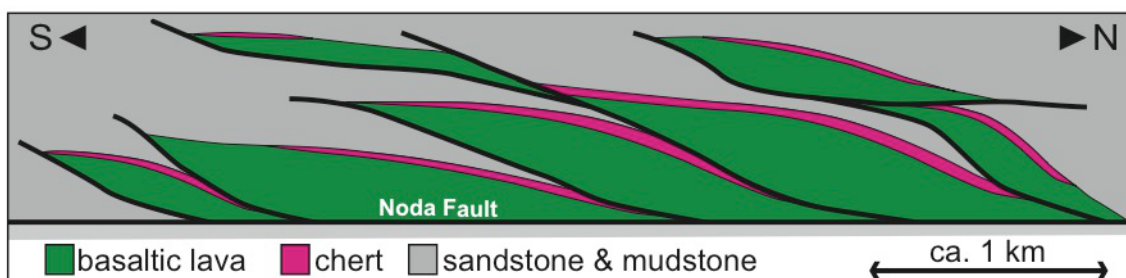


Fig. 3-1 Schematic diagram (projection to a ground plane) showing the tectonic interpretation of the Ikenodan Formation and the Noda Fault as an imbricate fan. (Doi et al 2013)

池之段層内部の雁行配列構造は、野田断層の左横ずれ変位に伴って野田断層から派生する断層群が形成され、それらの変位が複合して地層が分断・再配置されたものであろう。雁行配列を野田断層をデコルマに相当する底とする覆瓦ファンであると解釈し、ここでは「池之段覆瓦ファン」と呼ぶことを提唱する。池之段覆瓦ファ

ンは、海洋底表層部が南から北に底付け付加して形成され、元の西側を下にして横倒しになり、その断面が地表に露出したものと解釈できる (Figs. 2-2 and 3-1)。

横転した状態で露出する覆瓦状構造は、九州南東部の内ノ八重地域 (Fig. 1-1b) において記載されていて、「内ノ八重デュープレックス」と呼ばれている (村田 1991) (Fig. 1-7)。そこでは、白亜系内ノ八重層の内部において玄武岩を主体とするユニットの右雁行配列によって覆瓦状構造 (デュープレックス) が構成されている。村田 (1991) は内ノ八重層の玄武岩質火山岩類層とその上位の赤色珪質泥岩層を一つのユニットとし、少なくとも5つのユニットが北北東—南南西の走向で、東傾斜で東上位の姿勢をもって南北方向に繰り返して分布することを示した。さらに、これらのユニットが高岡衝上断層をフローア衝上断層、東高岡衝上断層をルーフ衝上段層とする後背地傾斜デュープレックス (内ノ八重デュープレックス) を構成していると解釈した。デュープレックスは北西から南東に向かう衝上運動によって形成され、その後全体が褶曲し東傾斜になったとした。内ノ八重デュープレックスのフローア衝上断層である高岡衝上断層は、白亜系の内ノ八重層を古第三系山之口層とを分けている。池之段覆瓦ファンと内ノ八重デュープレックスは鏡像関係に配置しているように見える。これらの地域間の構造的類似点にもかかわらず、池之段覆瓦ファンは内ノ八重デュープレックスとは関係づけることはできない。なぜなら野田断層は白亜系の地層の間の境界であり、池之段覆瓦ファンは白亜系の地層の内部にあるが、内ノ八重デュープレックスは白亜系と古第三系の境界に沿う構造である。両者のテクトニックセッティングは大きく異なっていて対比できない。村田 (1991 および 1998) によると九州の四万十帯の基本的な構造はデュープレックスを伴う低角傾斜の衝上断層群によって規定されている。低角のナップもしくはデュープレックスの存在は九州東部四万十帯の複数の地域から報告されている (村田 1995 および 1996)。池之段覆瓦ファンは、九州南西部において初めて見いだされた四万十付加体の形成に伴う低角構造である。

3-2 北薩屈曲

橋本 (1962a) は北薩地方の四万十帯に屈曲構造を見だし、それを北薩屈曲と呼ぶことを提唱した。Murata (1987a) および米田・岩松 (1987) によると、北薩地方の白亜系の地層の走向は一般に北東部の露出している地域では北東—南西で、南西部では南北である (Fig. 1-2)。北東—南西系の領域と南北系の領域との間をつなぐヒンジにあたる部分は、玄武岩を含むユニット (Murata 1987a の Ikenodan zone あるいは米田・岩松 1987 の池之段層) が湾曲しつつ連続しているように表現されている。Ikenodan zone の走向は尾毛無南方では NS から N30°E で尾毛無東方で次第に N40°E ないし N70°E に変化する (Murata 1987a)。米田・岩松 (1987) の池之段層も同様である。本研究で扱っている野田地域は、Murata (1987a) および米田・岩松 (1987) が提案した尾毛無周辺のヒンジ部分を含んでいる。本研究で地層の分布が詳細に明らかになった野田地域北部の玄武岩質溶岩およびチャートは、そこから北東側の砂原および高尾野ダム周辺には分布していない。過去の研究に示された池之段層 (Ikenodan zone) は尾毛無周辺で屈曲して北東方向に連続しているとされている (Murata 1987a および米田・岩松 1987)。しかし池之断層を特徴づける玄武岩質溶岩およびチャートは、尾毛無周辺から北東には分布せず、野田断層を挟んで尾毛無側と砂原側に分布する泥岩は岩質が異なっている (Figs. 2-2, 2-3)。池之段層の分布は大局的には南北方向に延びていて、尾毛無周辺における今ノ木場層の走向は北東—南西である。池之段層の構造は今ノ木場層とは調和的ではないので、両者が共に曲がっていると考えるよりは南北系の地層が北東—南西系の地層と断層で接していると解釈する方が自然である。池之段層と野田断層は尾毛無周辺では屈曲しておらず、その北方への延長部は火山碎屑物および河床堆積物によって覆われている。野田地域の北には出水平野と呼ばれる平坦地があり、四万十累層群はおそらく出水平野の地下に伏在するものと思われるが、その地質構造がどのようなものであるかは現時点では不明である。少なくとも野田地域においては四万十累層群は屈曲してはいない。これらの局地的な証拠はさておき、西南日本の

地質構造の骨格は広く見れば九州で屈曲していることは確かである。以上の検討結果から、北薩地方の四万十累層群の構造について2つの可能性が考えられる (Fig. 3-2)。いずれにしろ、北薩屈曲は従来の報告 (橋本 1962b、Murata 1987、米田・岩松 1987) で描写された形では存在しない。

(1) 屈曲構造のヒンジは野田地域に露出していない。野田断層および断層に隣接する地層は出水平野の地下で北東に屈曲する (Fig. 3-2a)。

(2) 池之段層および野田断層は屈曲することなく仏像構造線に達している (Fig. 3-2b)。

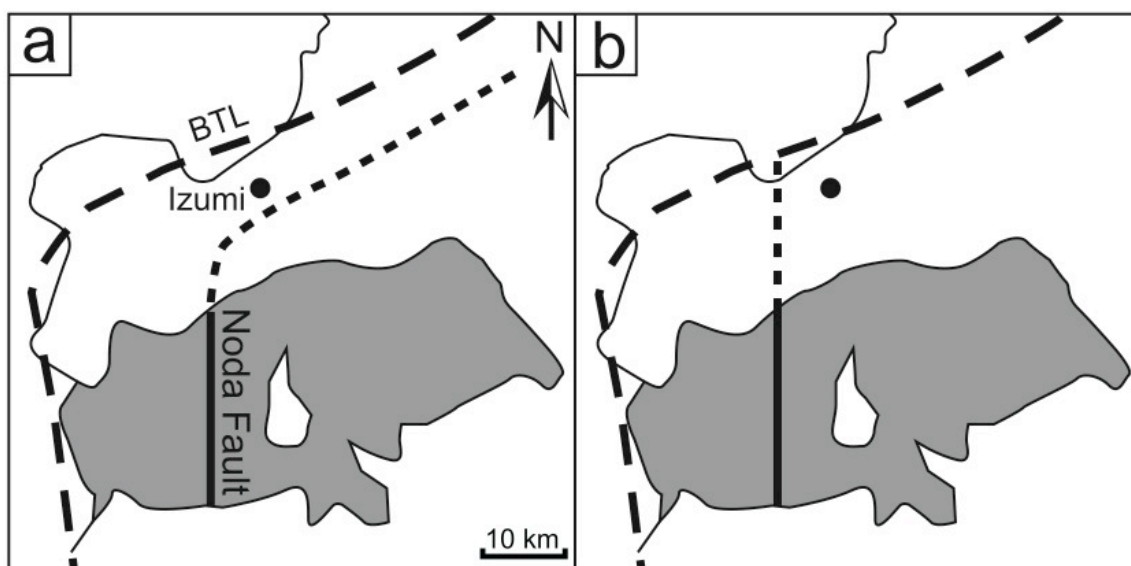


Fig. 3-2 Two explanatory models of the regional structure of the Hokusatsu district. (a) The Noda Fault and the adjoining formations bend to the northeast under the Izumi Plain. (b) The Noda Fault extends straight to the Butsuozo Tectonic Line. (Doi et al 2013)

前者は北薩屈曲の形態にわずかな変更を加えるだけのものである。屈曲構造を決定づける最重要部分は地下に隠れているものと見なす。後者は屈曲構造の存在を否定するものである。野田地域において北東—南西走向と南北走向の地域が断層関係

であることを単純に北方に延長すればこのようになるはずである。後者の場合、四万十累層群はBTLの活動によって構造的浸食を受けたとみなせる。図には示していないが、3つ目の解釈として、野田断層の北方延長がBTLを切っていると見なすことも、形式上は可能である。しかし、野田断層は四万十帯内部の構造であり、それが起源を異にする付加体同士の境界を変位させているとは考えにくい。そのような例は他の地域の四万十帯と秩父帯の境界領域においても知られていない。

出水平野の地下の地質構造は四万十累層群が北薩地域で屈曲しているかどうかを解明する鍵であるが、残念ながら、火山岩・火山砕屑物および河床堆積物が基盤岩を広く覆われてしまっている。「北薩屈曲」についての確定的な結論を得るには出水平野での広域学術掘削や物理探査が必要である。

4 北薩地方の砂岩の比較

4-1 四万十帯の砂岩組成

野田地域の詳細な地質調査の結果、野田地域の野田断層は四万十累層群内部のデコルマとして活動したと解釈できることが明らかになった。北薩地方全域に渡る調査が必要である。しかし北薩地方の四万十累層群は池之段層を除き主に砂岩と泥岩で構成されており鍵層を追跡することによって詳細に地質構造を把握することは困難である。そこで、北薩地方のどの領域にも共通して広く分布する砂岩の組成を比較することによって同地方全体の地質構造を検討した。

砂岩などの碎屑岩の組成はその元となる供給源である後背地の地質を反映している。砂岩組成を元にした九州四万十帯の構造区分は古くから研究されてきた（今井ほか，1975；寺岡，1979，2004；寺岡・奥村，1992；寺岡ほか，1999；小柳津・君波，2000，別所・中屋，2011など）。今井ほか（1975）は白亜系である諸塚帯および高隈山帯と古第三系である神門帯、日向帯、日南帯では砂岩組成が異なることを明らかにした。白亜系の砂岩の特徴は古第三系の砂岩に比べて概して粗粒で長石や岩片に富み、石英に乏しい。寺岡（1979）は白亜系堆積物の原岩の主体は地層の堆積とほぼ同時代か直前の火成活動の産物である内帯の中性～フェルシク火山岩類や花崗岩類であるとした。古第三系の場合は古期堆積岩類から供給された碎屑物がかなり多いと考えた。寺岡・奥村（1992）は佐伯亜帯と蒲江亜帯で同時代の砂岩でも組成が異なっていることを説明するために堆積場が異なっているとした。主要な堆積場として島弧—海溝系における前弧海盆と海溝を想定し、海溝が佐伯亜帯から蒲江亜帯に移動したためと考えた。

4-2 砂岩試料

砂岩の試料を北薩地方の各層からそれぞれ複数の地点を選択して採取した。分析に使用した試料は、柊野層、犬山層、樋之谷層、池之段層から4個、今ノ木場層から11個、小鹿倉層から10個、計37個である。砂岩試料は細粒から中粒で均質な単層1枚から1個採取した。採取した地点を Fig. 4-1 に示す。

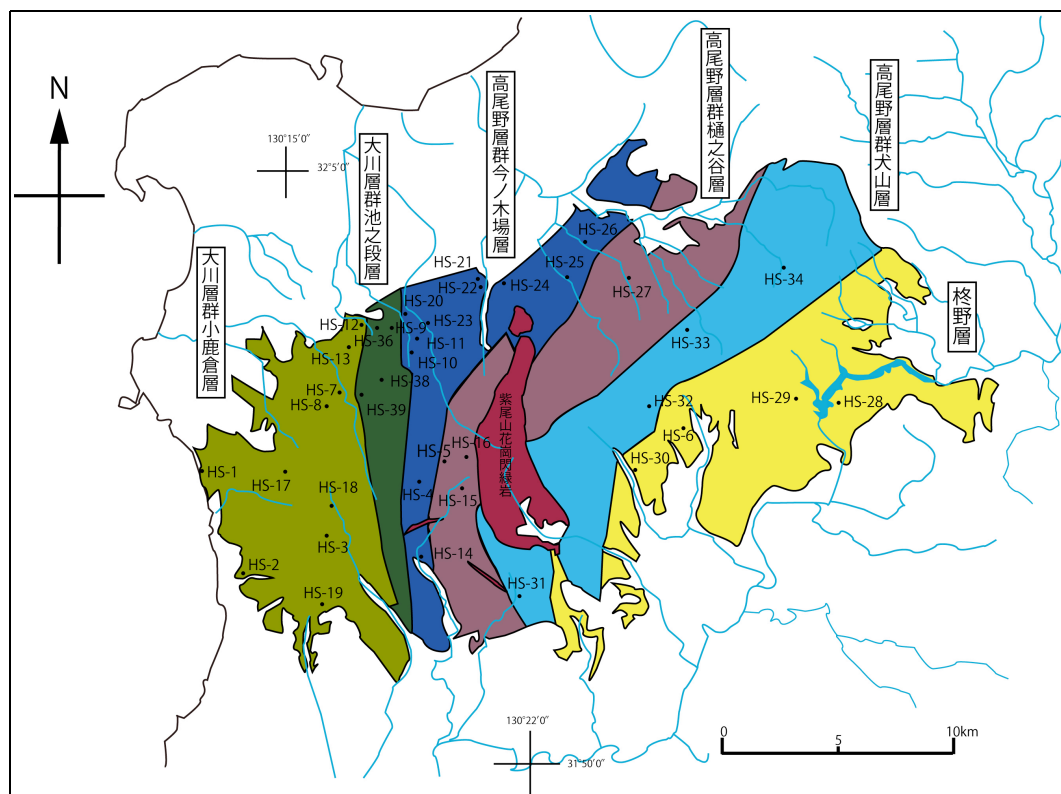


Fig. 4-1 The numbers refer to analyzed sample location.

4-3 モード組成

4-3-1 研究手法

モード組成の測定は一般的なポイントカウント法を用いた。採取した試料の新鮮な部分から薄片を作成し、偏光顕微鏡下で観察を行った。準備した試料のうち、著しく変質していたり、粒度が小さすぎてカウントが困難なものは測定対象から除外した。最終的に柘野層、犬山層、池之段層から4個、樋之谷層から3個、今ノ木場層、小鹿倉層から5個選びそれぞれカウントを行った。各層の砂岩の代表的な試料の薄片写真をFig. 4-2に示す。薄片から1cm四方の範囲を選定し、その範囲に32×32（合計1024点）の格子を重ねて格子点にある鉱物をカウントした。交点が鉱物の境界上にあった場合は交点の右上にあるものをカウントした。カウント結果の数値から石英、斜長石、カリ長石、岩片、その他重鉱物、および基質の容量比を求めた。石英は単結晶と多結晶、岩片はチャート、花崗岩、フェルシック—中性火山岩、マフィック火山岩、変成岩、泥岩、砂岩に細分した。薄片一枚あたりのポイント数は1024点である。格子点に空隙や鉱物脈があった場合、その箇所はカウント数の総数から除外した。

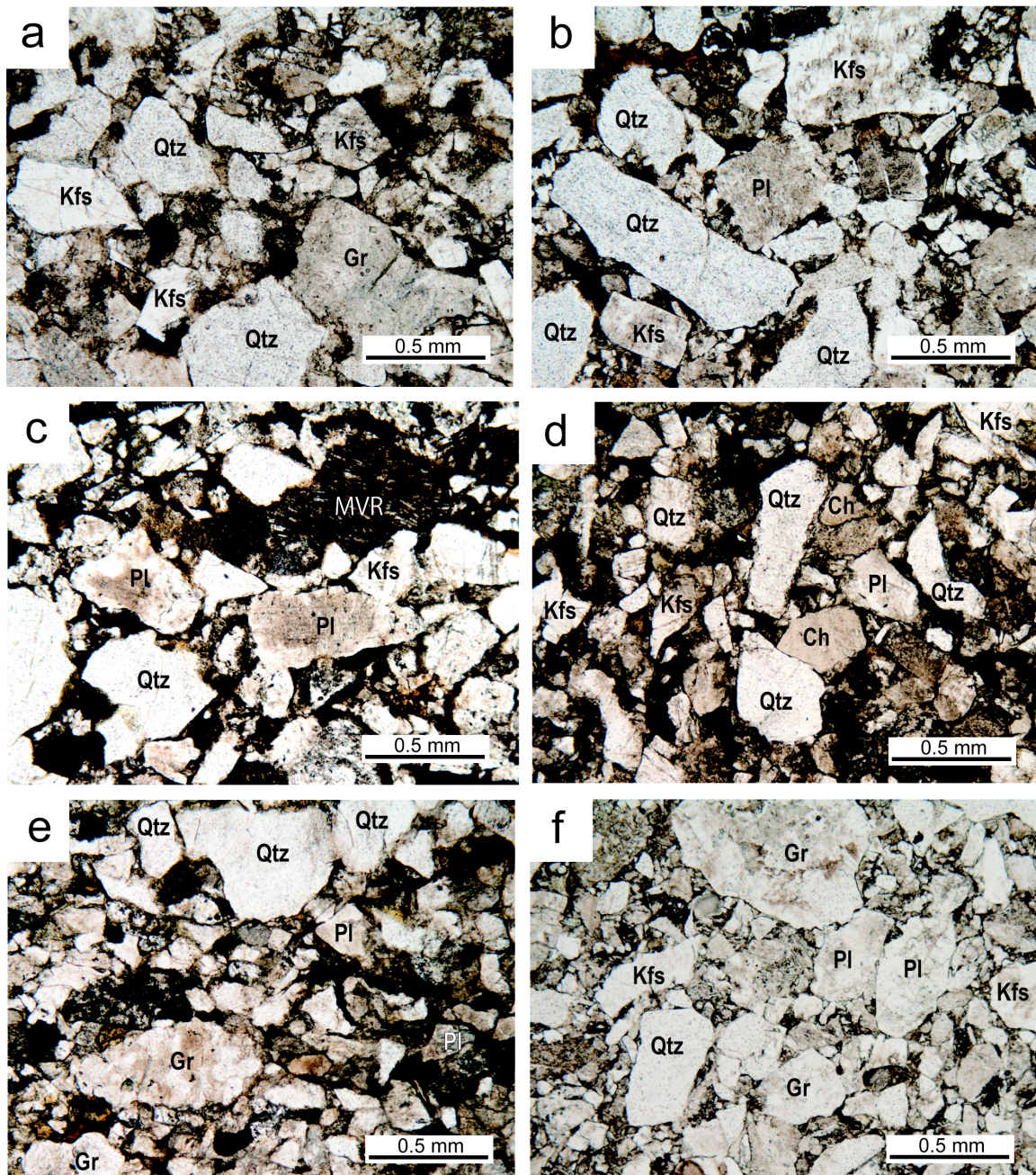


Fig. 4-2 Photomicrographs of the sandstones from the Hokusatsu district. Photographs were taken under open polarized light. (a) Kukino Formation. (HS-29) (b) Inuyama Formation. (HS-34) (c) Hinotani Formation. (HS-15) (d) Imanokoba Formation. (HS-10) (e) Ikenodan Formation. (HS-9) (f) Ogakura Formation. (HS-13). Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase, Kfs: K-feldspar, Gr: Granitic rock fragment, Ch: Chert fragment, MVR: Mafic volcanic rock fragment.

4-3-2 カリ長石の判別法

砂岩の主要な構成鉱物は石英、斜長石、カリ長石である。これらの鉱物は無色であり、屈折率と複屈折が同程度で、砂粒になったときの形状も類似していることが多いため偏光顕微鏡下で判別することが難しい。特にカリ長石と斜長石、そしてカリ長石と石英の間の判別は偏光顕微鏡観察法に習熟していても困難を極める。カリ長石を他の類似する鉱物から判別するには一般的に染色法が用いられてきた。これは通常の手順で作成した薄片の表面をフッ化水素酸で腐食させた後にコバルト亜硝酸ナトリウムの飽和溶液に浸すという方法である。この方法ではカリ長石は黄色に染色されるので容易に判別できるようになる。しかし大きな難点が2つ挙げられる。1つはフッ化水素酸が劇薬であるため取り扱いが難しいことである。2つ目は薬品使用後に染色箇所の元素が溶脱・置換され、薄片表面の各種元素分析が不可能となる点である。

より簡便な別の方法としてEPMA (Electron Probe Micro Analyzer) またはEDS (Energy Dispersed Spectroscopy) による分析から元素分布マップを作成する手法が利用されている。EPMA またはEDS 分析は、サンプルに電子ビームを照射したときにサンプル表面から放射される元素特有のX線を測定して元素濃度を求める方法である。薬品の使用を必要としないが、この方法にも問題点は存在する。前処理としての薄片の鏡面研磨仕上げと導電性確保のための炭素蒸着が面倒なことである。さらに、一般に普及しているEPMA またはEDS 装置では、砂岩のポイントカウンタに必要な広い範囲を短時間に分析することができない。このように既存の方法ではカリ長石の判別に手間がかかるため、本研究では伊地知 (2010) の走査型X線分析顕微鏡 (XSAM:X-ray Scanning Analytical Microscope、HORIBA XGT-5000、以後XGTと略称) を用いたカリ長石の判別法を採用した。以下にその概略を述べる。

XGT 使用時の測定条件は、電圧 50kv、電流値 1.0mA、X線ビーム径 100 μ m である。マッピング設定は画像サイズ 512 \times 512 ピクセル、スキャン時間 600 秒、積算回数 2 回である。この条件下で 1cm 四方の K 濃度マップを得た。K 含有鉱物にはカ

り長石と黒雲母などがあり、Kの濃度マップのみではカリ長石と黒雲母の区別がつかない場合があった。そのため、伊地知（2010）では黒雲母にFeが含まれていることを利用し、Kの濃度マップのデータから画像処理によりFeの濃度マップを減算した画像を作成した。この画像と薄片画像の2つの図を見比べてKの濃度が高く、無色で屈折率が低い鉱物をカリ長石と認定した。試料HS-3を例に示す（Fig. 4-3）。

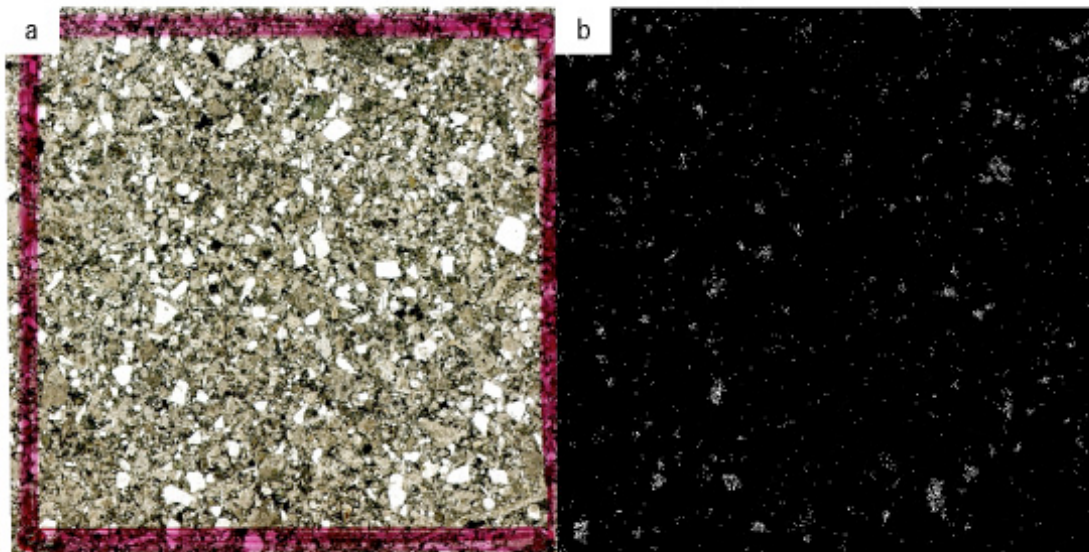


Fig. 4-3 Feldspathic wacke sandstone from the Ogakura Formation (HS-3). (a)

Photomicrograph taken under open polarized light. The width of view is about 1 cm. (b)

X-ray scanning analytical microscope image of the same area in (a). Bright particles contain potassium.

4-3-3 結果

個々の試料の測定値を Table 4-1 に、また、この結果から作成した Q-R-F 図、Q-P-K 図を Fig. 4-4 に、石英、斜長石、カリ長石、岩片のみの組成図を Fig. 4-5 に、それぞれの成分についての比較図を Fig. 4-6 に示す。

モード組成は石英 14~41% (平均 26%、以下の括弧内も平均値を示す。)、カリ長石 2~14% (7%)、斜長石 29~50% (38%)、岩片 12~34% (23%)、重鉱物 0~4% (1%)、基質 2~19% (8%) で、全体的には長石質ワッケないし長石質アレナイトに属する。しかしながら、基質量は地層により違いが見られ、今ノ木場層および柘野層は他と比べて少ない。

構成鉱物を詳しく見ると石英は単結晶が大半だが多結晶のものも見られる。単結晶石英の中には波動消光を示すものが見られる。カリ長石については、直交偏光下で特有の格子状模様を示す場合はマイクロクリンであることが判別できる。斜長石はソーシュライト化して微細な方解石と絹雲母に置換されていることが多い。岩片についてはフェルシック~中性火山岩片が最も多く、マフィック火山岩片は少ない。花崗岩類の岩片にはまれに微文象構造が見られるものがある。堆積岩類についてはチャート岩片が最も多く、泥岩片がそれに次ぎ、砂岩片はほとんど含まれていない。ごくまれに伸張した石英の集合体からなる変成岩片も含まれている。重鉱物はジルコン、緑レン石、ザクロ石、電気石、黒雲母が確認できた。

各層ごとに詳細に述べると小鹿倉層は石英 17~30% (平均 21%以下同)、斜長石 32~45% (40%)、カリ長石 2~9% (6%)、岩片 13~28% (23%)、その他鉱物 0~4% (2%)、基質 4~16% (11%)。池之段層は石英 21~27% (23%)、斜長石 39~50% (47%)、カリ長石 2~6% (4%)、岩片 14~19% (16%)、その他鉱物 0~1% (1%)、基質 8~13% (10%)。今ノ木場層は石英 14~27% (22%)、斜長石 29~49% (38%)、カリ長石 3~11% (7%)、岩片 23~33% (28%)、その他鉱物 0~3% (1%)、基質 2~6% (5%)。樋之谷層は石英 19~25% (23%)、斜長石 33~38% (36%)、カリ長石 5~8% (7%)、岩片 28~36% (31%)、その他鉱物 0~2% (1%)、基質 7~14% (10%)。犬山層は石英 19~35% (30%)、斜長石 30~37% (35%)、カリ長石 8~12% (9%)、岩片 11~19% (15%)、その他鉱物 1% (1%)、基質 4~19% (12%)。柘野層は石英 20~27% (24%)、斜長石 35~40% (38%)、カリ

長石7~14% (10%)、岩片20~24% (22%)、その他鉱物1~2% (1%)、基質4~10% (6%)である。これらのデータから各層ごとの特徴が読み取れる。Q—F—R図からは小鹿倉層はばらつきが大きい。池之段層および犬山層は他の層よりも岩片が少なく、割合は一定で石英—長石間の変化が大きい。これらの層は同じ傾向が見られるが犬山層の方がより岩片が少ない。今ノ木場層、樋之谷層、柘野層は似た傾向が見られる。基質量は小鹿倉、池之段層と比較して今ノ木場層は少なく、明確に異なっている。

一方、Q—P—K図は傾向が異なっていて池之段層はカリ長石が少ないのに対して犬山層は多く、池之段層は小鹿倉層と似ている。今ノ木場層、樋之谷層、犬山層と下位になるにつれてカリ長石の割合が多くなる傾向がある。樋之谷層、犬山層、柘野層はカリ長石が比較的多く、石英—斜長石の割合の差があるという特徴がある。今ノ木場層はばらつきが大きい。

岩片の内訳を詳しく見てみると各層によって違いがあるものとそうでないものがある。チャート岩片は池之段層、犬山層および柘野層が少ない。池之段層はフェルシック～中間質火山岩片が少なく、逆に花崗岩片が多い。マフィック火山岩や変成岩、砂岩片およびその他の鉱物の割合は少なく、また層による違いはあまり見られない。泥岩片は池之段の2地点で多く含まれているがそれ以外は変化は小さい。

Table 4-1 Results of modal analyses (presented in %) of the sandstone samples in the Hokusatsu district. Keys: M-Qtz: monocrytalline quartz, P-Qtz: polycrytalline quartz, Pl: plagioclase, Kfs: K-feldspar, OM: other minor minerals, Rock fragments(Ch: chert, F-IVR: felsic-intermediate volcanic rocks, MVR: mafic volcanic rocks, Gr: granitic rock, Meta: metamorphic rocks, SS: sandstone, MS: mudsone), Mat: matrix.

Group	Formation	Sample no.	Quartz			Feldspar			OM	Rock fragments					Mat		
			M-Qtz		P-Qtz	Pl		Kfs		Ch	F-IVR	MVR	Gr	Meta		SS	MS
			M-Qtz	P-Qtz	Pl	Kfs											
Okawa	Ogakura	HS-17	22.0	0.1	31.5	8.5	0.3	1.5	19.0	0.5	4.4	0.0	0.2	1.1	10.9		
		HS-3	15.9	2.0	43.1	8.5	4.1	1.4	14.6	0.4	0.0	0.0	0.2	0.0	15.4		
		HS-8	28.7	1.6	35.0	6.1	0.1	2.2	8.1	1.6	0.2	0.0	0.0	0.3	16.0		
		HS-13	18.7	0.6	45.3	6.4	2.1	0.5	21.4	0.4	0.1	0.2	0.0	0.6	3.8		
		HS-12	15.9	1.3	43.4	2.1	2.9	1.4	18.4	0.3	4.6	0.0	0.0	0.3	9.6		
		HS-9	20.9	0.0	49.5	2.4	1.1	0.0	9.7	0.0	2.9	0.1	0.0	0.0	13.4		
	Ikenodan	HS-36	21.0	0.6	49.9	4.9	0.6	0.4	1.1	0.0	5.0	0.0	0.0	7.7	8.9		
		HS-38	22.6	0.5	48.3	2.0	0.0	0.0	0.1	0.0	6.2	0.0	0.0	10.6	9.8		
		HS-39	26.9	0.1	39.1	6.4	0.4	0.0	13.2	1.0	2.7	0.0	0.0	2.1	8.1		
		HS-20	25.2	0.0	30.5	11.4	0.5	2.6	24.4	0.2	1.1	0.0	0.0	1.6	2.4		
		HS-10	22.0	1.6	45.3	3.3	2.6	1.2	15.1	0.0	3.2	0.0	0.5	0.3	4.9		
		HS-4	26.7	0.3	28.7	7.4	0.2	0.6	24.5	0.9	4.0	0.0	0.2	0.3	6.3		
Takaono	Imanokoba	HS-26	21.3	0.8	36.4	4.2	0.8	1.3	25.4	0.1	1.1	0.0	0.3	3.5	4.9		
		HS-25	13.3	0.3	49.0	7.6	1.0	1.0	21.6	0.2	0.7	0.0	0.0	0.8	4.6		
		HS-5	22.6	2.2	33.4	5.4	2.4	3.4	20.8	0.3	1.2	0.0	0.1	1.7	6.5		
	Hinotani	HS-15	23.7	1.4	36.7	8.3	0.3	1.2	7.5	0.3	1.7	0.0	0.6	4.4	14.0		
		HS-27	18.5	0.1	38.0	5.8	0.8	0.8	25.1	0.1	1.2	0.0	0.0	0.2	9.6		
		HS-33	18.6	0.3	35.2	8.4	0.8	0.2	15.2	0.3	1.8	0.1	0.0	0.2	19.0		
Inuyama	HS-31	28.5	0.7	37.2	11.5	0.6	0.7	7.5	0.0	0.7	0.0	0.0	1.5	11.2			
	HS-32	32.9	2.1	30.0	7.9	1.1	1.0	10.1	0.0	0.6	0.0	0.0	0.1	14.2			
	HS-34	34.5	0.5	36.3	8.4	1.0	0.3	10.9	0.0	2.1	0.0	1.2	1.4	4.4			
	HS-30	19.9	0.3	39.6	14.4	1.0	0.0	16.6	1.2	2.2	0.1	0.0	1.1	3.6			
Kukino	HS-6	26.3	1.1	39.3	8.4	1.7	0.4	15.2	0.0	1.3	0.0	0.0	2.1	4.3			
	HS-29	24.7	0.3	39.8	10.9	0.5	0.6	17.3	0.2	0.7	0.0	0.0	0.7	4.3			
	HS-28	23.8	0.0	35.2	7.0	0.6	0.3	19.7	0.3	2.5	0.0	0.0	0.7	10.2			

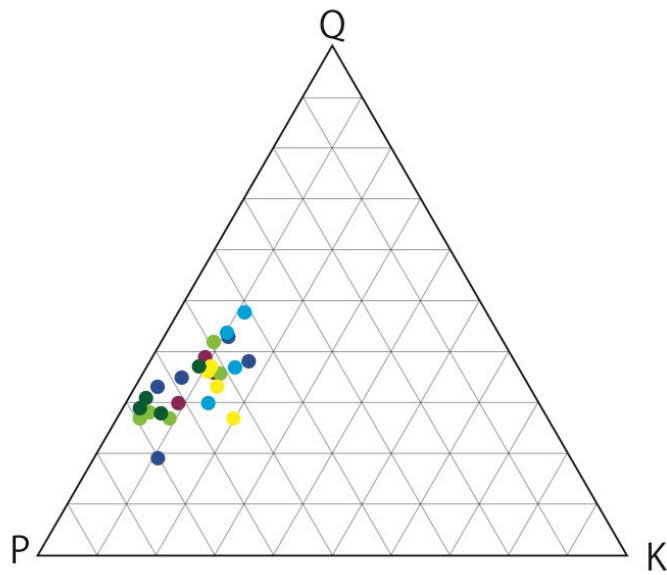
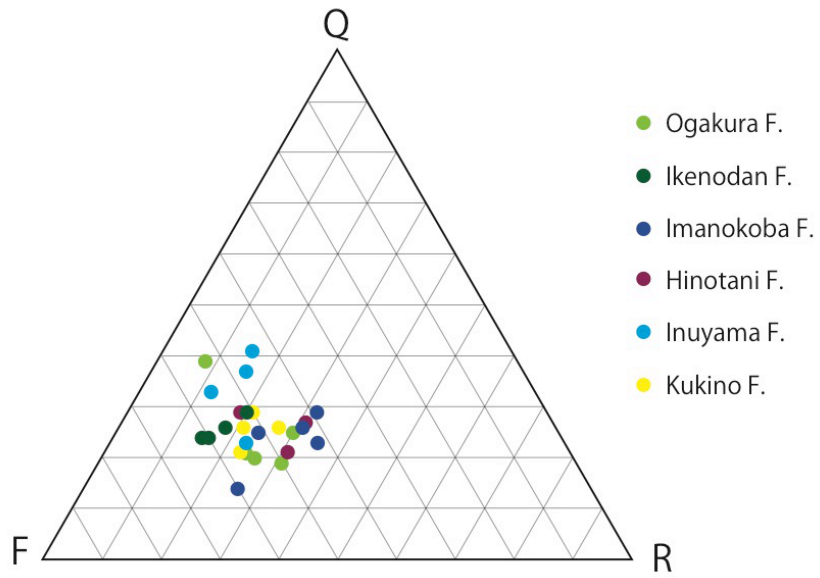


Fig. 4-4 Q-F-R and Q-P-K plots of the sandstone compositions from the Hokusatsu district.

Q: Quartz, F: Feldspar, R: Rock fragments, P: Plagioclase, K: K-feldspar.

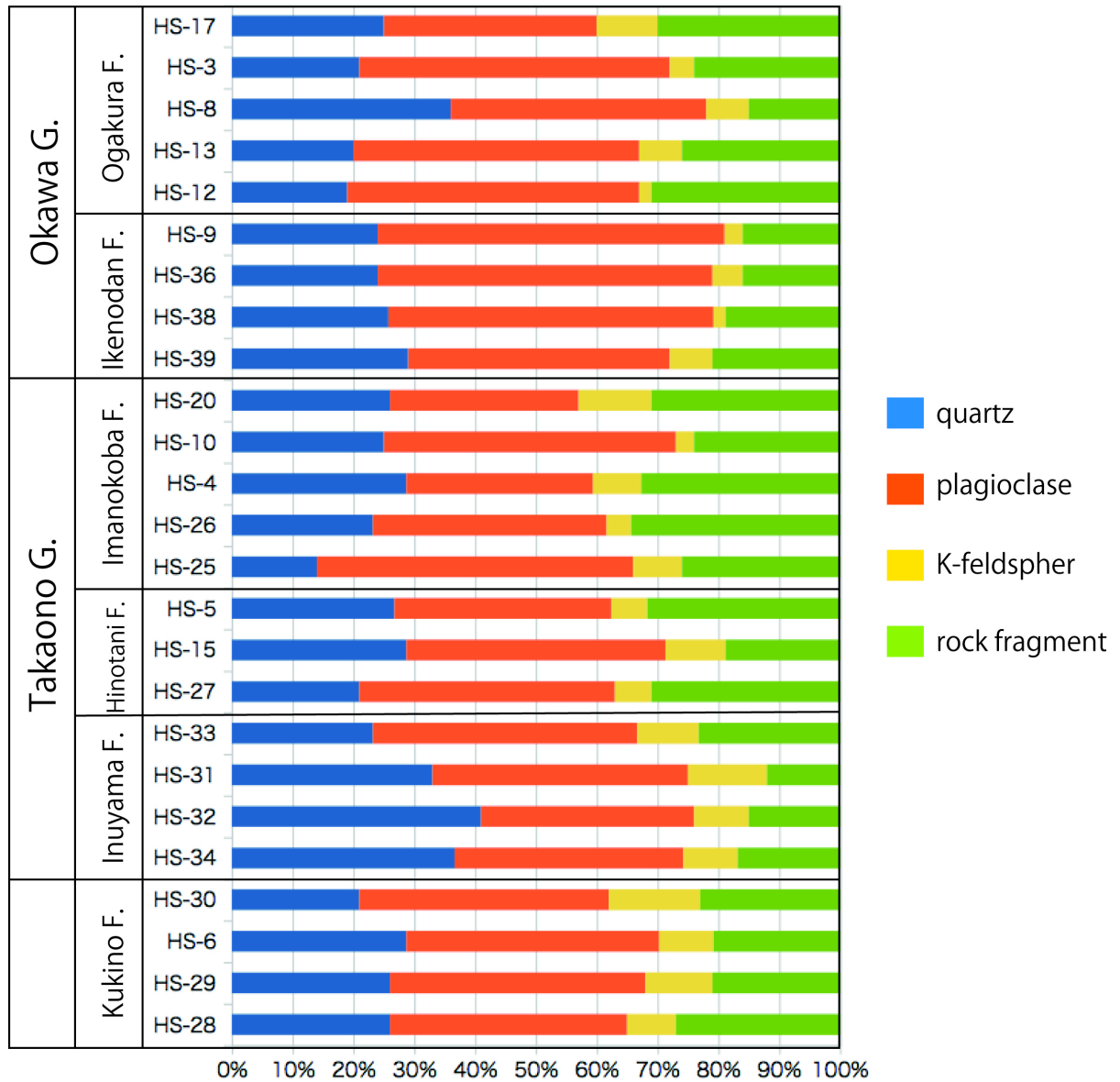


Fig. 4-5 Modal compositions of sandstone in the Hokusatsu district. Q:quartz, Pl: plagioclase, Kfs: K-feldspar, RF: rock fragments.



Fig. 4-6 Frequency distribution diagrams showing stratigraphic and regional changes of sandstone compositions in the Shimanto Supergroup of Hokusatsu district. Abbreviations are the same as in Fig. 4-5.

4-4 重鉱物組成

四万十帯における重鉱物組成の研究は別所（1997、1999、2000）などがある。重鉱物組成はモード組成に比べて試料の風化や変質を受けにくく、後背地の相違を、モード組成とは別の角度から捉えられる可能性がある。よって同一の試料についてモード組成だけでなく、重鉱物組成も求めて検討した。

4-4-1 研究手法

砂岩試料から以下の手順で重鉱物を分離した。

- ① 試料をジョー・クラッシャーで粉碎し、100g程度の粉末にする。
- ② 水洗を数回繰り返した後、十分乾燥させる。
- ③ 磁石を用いて磁性鉱物を除去する。
- ④ 篩い分けし、200メッシュ以上300メッシュ以下の計測用分画を取出す。
- ⑤ 椀かけ（水簸）を行い重鉱物を分離する。
- ⑥ 乾燥させた後、エポキシ樹脂でスライドガラスに封入し検鏡する。

各試料につき約100～200個の重鉱物を無作為にカウントした。不透明鉱物および少量含まれる石英、長石、岩片などはカウントしていない。

4-4-2 重鉱物の記載

代表的な試料の顕微鏡写真を Fig. 4-6 に示す。偏光顕微鏡下で同定できた重鉱物はジルコン、ザクロ石、普通角閃石、緑レン石、電気石、褐レン石、緑泥石、ルチル、スピネルである。典型的な重鉱物の顕微鏡写真を Fig. 4-7 4-8 に示す。以下に重鉱物の鏡下での特徴について述べる。

ジルコン

自形を示すものと円磨されたものがみられ、色については無色が大半でごくまれに淡褐色のものが認められるが紫色のものは認められなかった。自形ジルコンには

両錐面が揃ったものや伸長比の大きいものが含まれている。円磨ジルコンにはまれに非常に円磨度の高い無色のものが認められる。

ザクロ石

無色のものが多く、まれに淡赤色のものが見られる。多くは破片状である。粒子全体が小面の集合体の様相を呈する、いわゆる faced garnet も認められる。

緑レン石

無色から淡黄緑色で多くは破片状で産する。

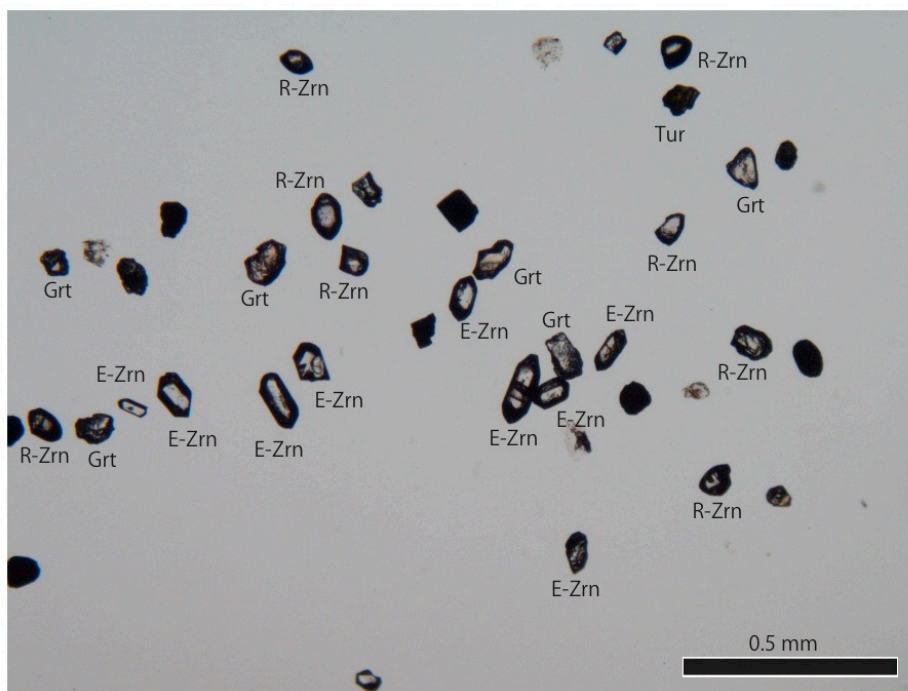


Fig. 4-6 Photomicrographs of the heavy minerals (HS-30). E-Zrn: euhedral zircon, R-Zrn: rounded zircon, Grt: garnet, Tur: tourmaline.

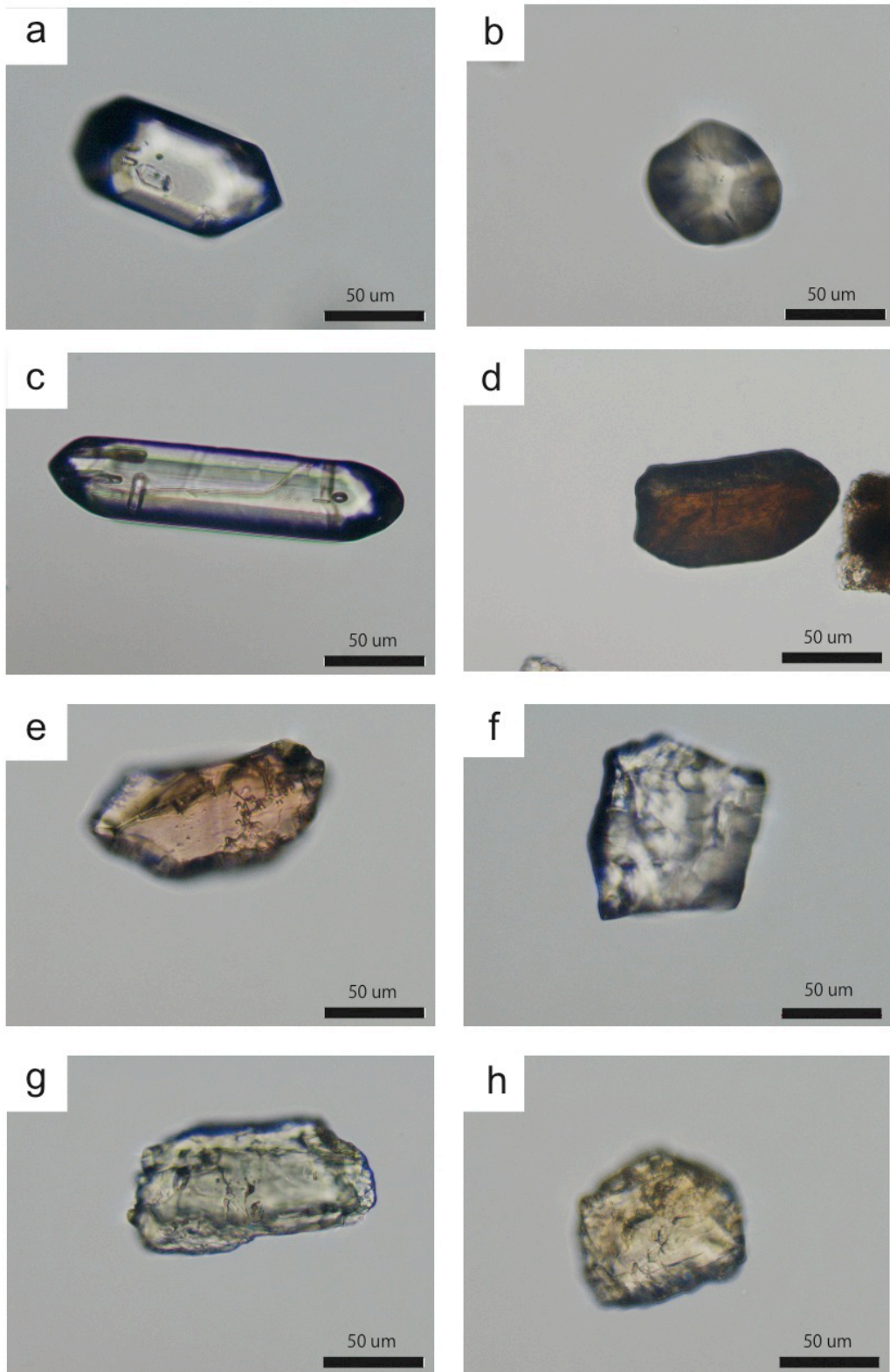


Fig. 4-7 Photomicrographs of the heavy minerals. (a) euhedral zircon, (b) rounded zircon, (c) elongated euhedral zircon, (d) brown zircon, (e and f) garnet, (g) epidote, (h) hornblende.

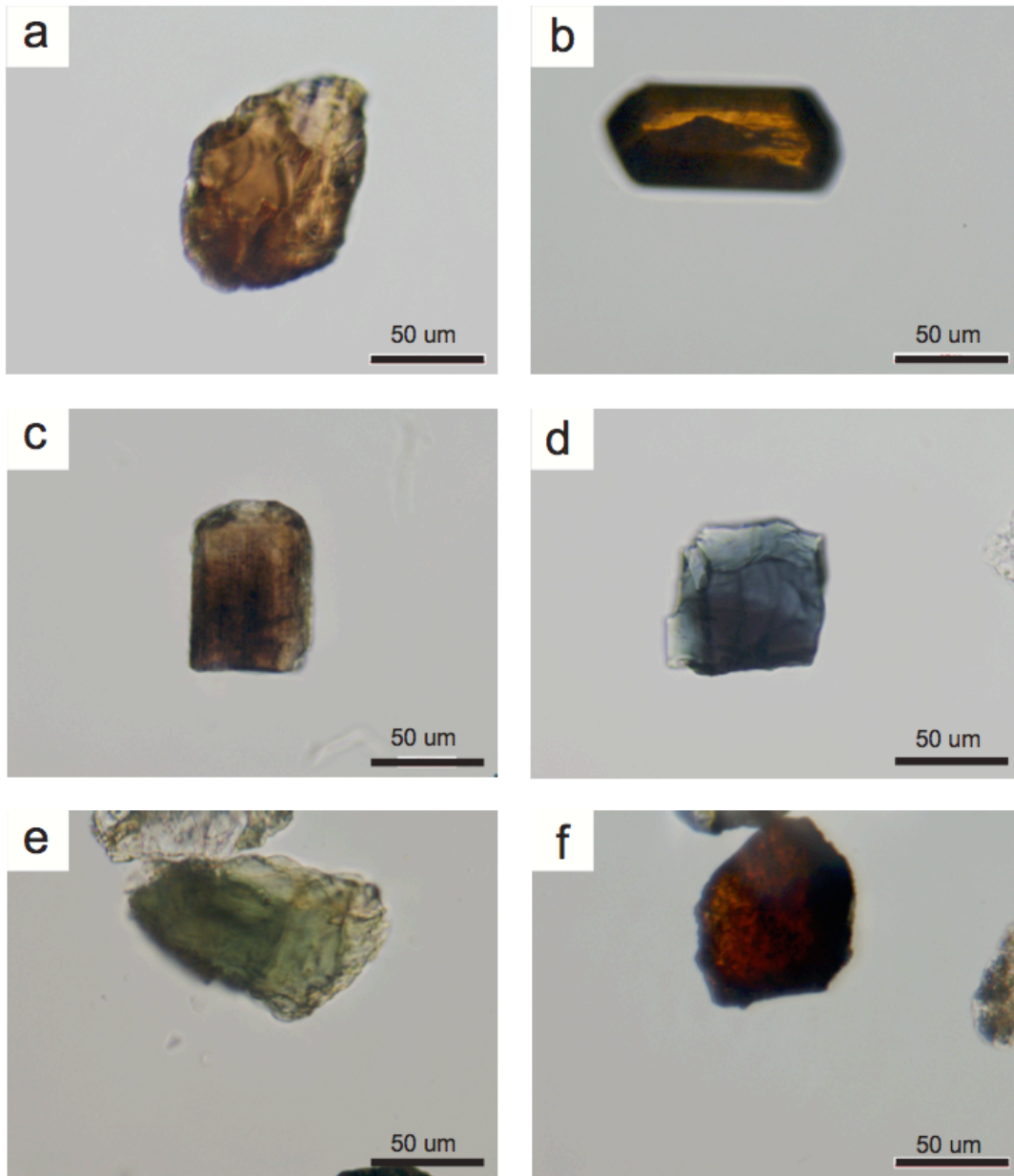


Fig. 4-8 Photomicrographs of the heavy minerals. (a) allanite, (b) rutile, (c and d) tourmaline, (e) chlorite, (f) spinel.

普通角閃石

青緑色～緑色、褐色～淡褐色の多色性を示すものから無色のものが認められる。多くは破片状であるが角柱結晶の破片も見られる。

緑泥石

青緑色で破片状を示す。

電気石

褐色のものがほとんどであるが青緑色のものも見られる。形態は破片状、柱状結晶を示すものや円磨を受けたものも見られる。

褐レン石

褐色の多色性を示し破片状を示すものが多い。

ルチル

黄褐色で柱状結晶を示すものや破片状または円磨されたものが多い。

スピネル

暗赤褐色で破片状を示す。

4-4-3 結果

個々の試料の重鉱物組成 (%) を Table 4-2 に、また、この結果から作成した組成図を Fig. 4-9 に示す。

自形ジルコンと円磨ジルコンは西端の小鹿倉層から東の柵野層までの全ての層に多量に含まれている。次いでザクロ石の割合が多く、今ノ木場層の 1 試料を除いて

て他の全試料から産する。ただし、試料ごとに含まれる割合は異なっている。緑レン石、角閃石、電気石は少量ながら含まれているが各層ごとに見た場合に有意な差は認められない。ごくまれにルチル、緑泥石、クロムスピネルも確認できた。

ほとんどの試料から産し、割合も多い自形ジルコン、円磨ジルコン、ザクロ石の3つの成分を元にした E-Zrc—R-Zrc—Grt 図を Fig. 4-10 に示す。

池之段層および犬山層は円磨ジルコンの割合が多く、ザクロ石が少ない。樋之谷層は全体的にザクロ石の割合が少ないが、1つの地点だけが飛び抜けて多い。小鹿倉層、今ノ木場層、柊野層はばらつきが大きい傾向がある。

Table 4-1 Results of heavy mineral analyses of the sandstones in the Hokusatsu district (presented in vol. %). Keys: E-zrn: euhedral zircon, R-zrn: rounded zircon, Grt: garnet, Ep: epidote, Amp: amphibole, Tur: turmaline, Aln: allanite, Rt: rutile, Chl: chlorite, Sp: spinel No.: number of counted grains.

Group	Formation	Sample No.	E-zrn	R-zrn	Grt	Ep	Amp	Tur	Aln	Rt	Chl	Sp	No.	
Okawa	Ogakura	HS-1	39.0	50.8	5.3	4.8							187	
		HS-2	49.0	29.2	11.9	4.0	5.4		0.5					202
		HS-17	17.5		30.3	2.8	11.0		3.7		0.9			109
		HS-19	59.3		11.9	1.5	3.7				0.7			135
		HS-3	14.5		30.7	6.7	21.8					0.6		178
		HS-18	60.0		32.4	7.6								105
		HS-8	57.2		19.5	10.7	3.8	8.8						159
		HS-7	31.7		31.2	18.3	2.7	11.8		1.1	0.5	2.7		186
		HS-13	27.6		26.9	30.3	4.1	9.0		1.4				145
		HS-12	48.0		27.1	16.6	2.6	5.2		0.4				229
		HS-9	30.5		9.0			3.4			0.6			177
		HS-36	26.8		53.7	6.0		13.4						149
Takaono	Ikenodan	HS-38	29.4		6.6		10.3					2.9	2.2	136
		HS-39	15.0		51.3		8.1		1.9					160
		HS-20	20.0		29.1	37.7	5.1	6.9		1.1				175
		HS-10	22.7		42.3	22.2	1.0		1.5				0.5	194
		HS-11	33.1		37.3	20.1	2.4	5.3		0.6				169
		HS-14	14.5		47.0	18.8	3.4	15.4		0.9				117
		HS-4	9.0		31.5	36.5	1.7	20.2		0.6				178
		HS-23	42.9		27.8	15.9	3.0	7.9		1.6			0.8	126
		HS-21	41.4		39.7	10.3								116
		HS-22	45.2		45.2		1.3	8.4						155
		HS-24	32.9		45.7	10.7		9.3		1.4				140
		HS-26	38.6		26.9	25.5		7.6			1.4			145
Hinotani	Imanokoba	HS-25	29.0		44.1	1.4	10.3		0.7				145	
		HS-5	48.2		41.9	7.3	1.0			0.5			191	
		HS-16	22.8		20.3	51.2		4.9						122
		HS-15	42.2		37.8	5.9		1.2		1.5				135
		HS-27	25.4		38.7	15.0	0.6	16.8		1.7			0.6	173
		HS-33	6.6		51.0	21.2	4.6	14.6			1.3			151
		HS-31	12.1		33.8	21.7	10.6	20.3		1.4				207
		HS-32	9.8		58.2	17.2	9.0	24.6		3.3	2.5			122
		HS-34	11.9		38.8	26.9	3.0	17.2		2.2				134
		HS-30	44.1		24.4	21.3	5.5	2.4			1.6			127
		HS-6	18.1		39.9	23.2	1.4	13.0		2.2	1.4			138
		HS-29	32.6		24.8	33.3	0.7	7.8		0.7				141
HS-28	62.4		21.3	10.0		4.3						141		

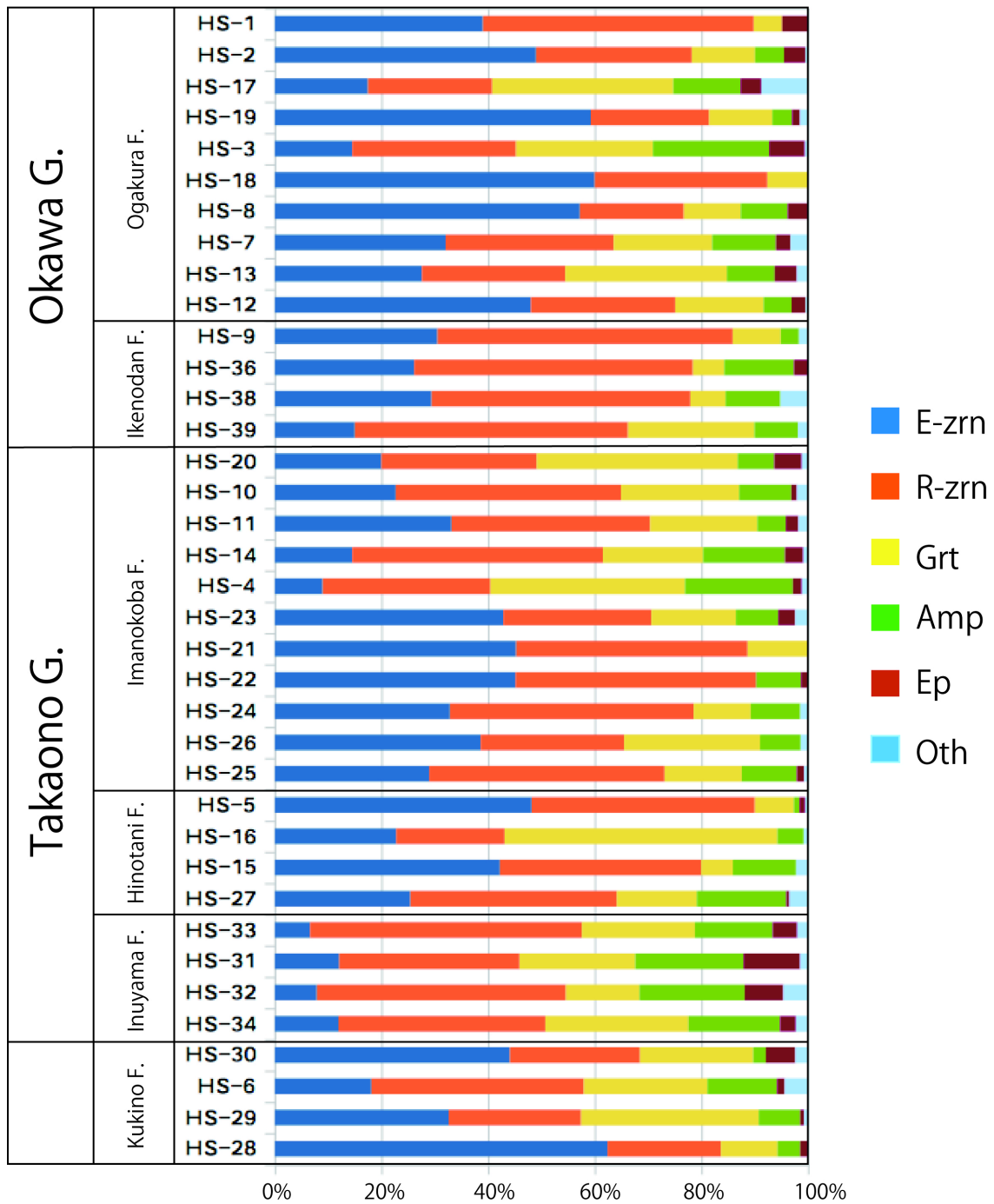


Fig. 4-9 Total heavy mineral composition for each sample. Keys: E-zrn: euhedral zircon, R-zrn: rounded zircon, Grt: garnet, Amp: amphibole, Ep: epidote, Oth: other minerals.

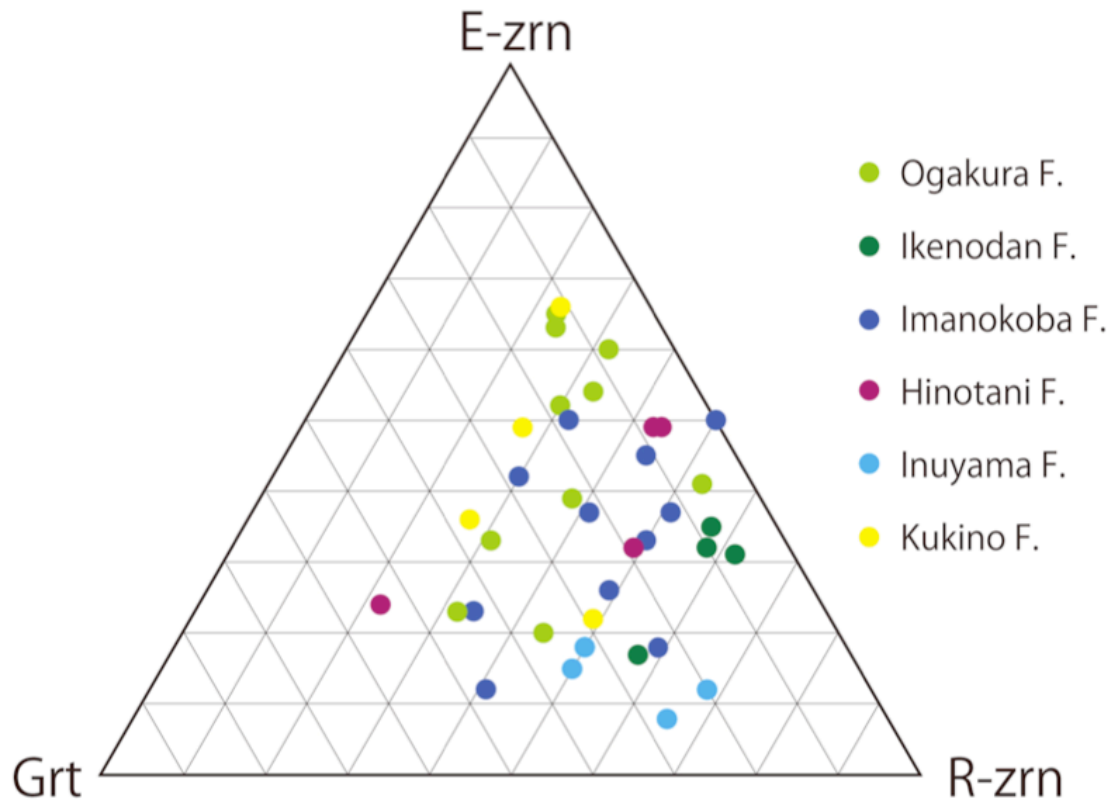


Fig. 4-10 E-zrc—R-zrc—Grt plots of the sandstone composition in the Hokusatsu district. E-zrc: euhedral zircon, R-zrc: rounded zircon, Grt: garnet.

別所（1997、2000）は紀伊半島四万十帯白亜系砂岩中の重鉱物において量的に多く、有意の差が見られる自形ジルコン、円磨ジルコン、ザクロ石の量比などを元に以下のような6つの重鉱物組成タイプを設定した。

タイプ I

多量のザクロ石により特徴づけられ、ジルコンは少ない。自形ジルコンと円磨ジルコンの割合は、ほぼ同じである。

タイプ II

タイプ I に比べ、ジルコンの量比が多い。

タイプⅢ

多量の自形ジルコンを含む。

タイプⅢ'

タイプⅢに円磨ジルコンが少量加わったものと見なせるもの。

タイプⅣ

ジルコン・ザクロ石を主とし、緑レン石・褐レン石・チタナイト・電気石を伴う。

タイプⅤ

ジルコン・ザクロ石・緑レン石・チタナイトの4種を主とする。

この分類を北薩地方の砂岩に適用した場合の各層の特徴について述べる。小鹿倉層についてはタイプⅠも少しみられるがタイプⅢあるいはⅢ'にあてはまる。池之段層のザクロ石が少なく、円磨ジルコンがやや多いといった特徴はどのタイプにもあてはまらない。今ノ木場層についてはタイプⅠないしⅢ'と見なせる。樋之谷層については、タイプⅠも1つの地点で見られるが他はタイプⅢ'に相当する。犬山層については、池之段層と傾向が似ていて、円磨ジルコンが多く含まれているが池之段層よりもザクロ石が多い。柊野層については小鹿倉層とタイプが同じと見なせる。

4-5 考察

砂岩のモード組成から次のことが考えられる。この地域の砂岩は寺岡（2004）で示めしている四万十累層群砂岩のモード組成範囲における佐伯垂層群の範囲とよく一致する（Fig. 4-11）。

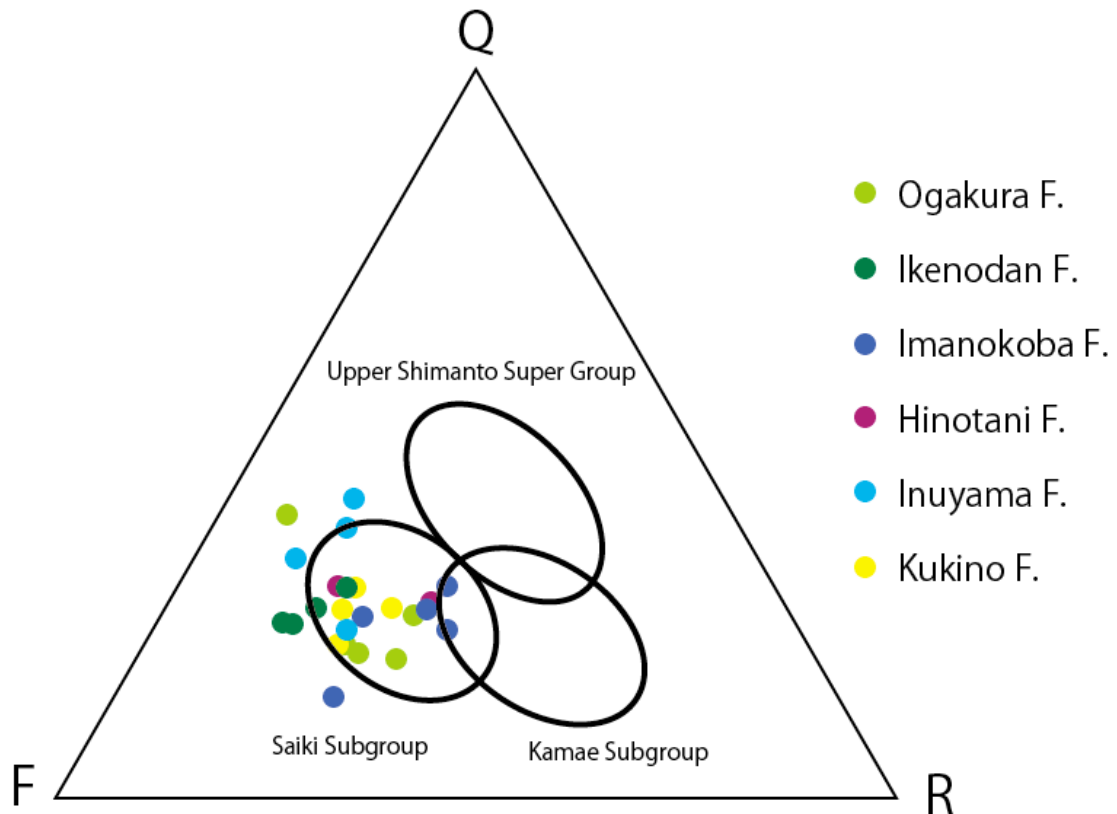


Fig. 4-11 Comparison of modal compositions of sandstone between the Hokusatsu district (this study) and Shimanto Supergroup (indicated by elliptic areas after Teraoka, 2004).

また、それは Fig. 1-5 の構造区分と調和する。全体としてフェルシクないし中性火山岩片が多いことから、後背地にはフェルシクから中性の火山岩類が多く存在したことが推定される。池之段層には他の層に比べて花崗岩片が多いことから後背地ではフェルシク深成岩からの供給が多かったと推定さる。割合的には少ないながらもマフィック火山岩や変成岩からの供給が全域に渡ってあったはずである。

堆積岩類についてはチャート岩片が多いという特徴があるが全体的には少量なので、後背地における碎屑性堆積岩の露出は少なかったと推定される。

重鉱物組成からは次のことが考えられる。全体的にジルコンの割合が多く、フェルシック火山岩からの供給が多かったと推定される。自形ジルコンと円磨ジルコンの割合には各層によって差があり、円磨ジルコンが多い池之段層、犬山層は堆積場が供給源から離れていた可能性が考えられる。クロムスピネルの存在は後背地に超マフィック岩体の存在したことを示唆する。

池之段層と今ノ木場層では組成が異なる。このことは野田断層の両側では後背地が異なっていると考えられる。一方、池之段層と犬山層は似た傾向を示す。この2つの層は後背地が同じだった可能性がある。しかし犬山層には池之段層に特徴的な玄武岩層は分布していないなど岩相が異なるので、池之段層が覆瓦状構造によって繰り返されたものとは考えにくい。

結論として次のことがいえる。Murata (1987a)が述べているような同一の地層が繰り返し出現していることを想起させるような変化は認められない。米田・岩松 (1987) のように少しずつ異なる特徴をもつ6枚の地層として区別できると考える方が妥当である。このことからまた、斎藤ほか (2010a, b) が主張するように、柘野層だけを他の北薩地方四万十累層群の地層から区別して、それが付加体の主体とは異なる「正常堆積物」であるとみなせるような特徴があるとは言えない。あるいは、この地域の四万十累層群は同一の後背地から供給された堆積物によって形成されたものであり、形成時期によって供給経路が少しずつ異なっていたという解釈も可能である。

5 北薩地方の地質構造発達史

北薩地方の地質構造については研究者によって解釈が異なっている。Murata (1987)は Kurigeno Formation と Oganashi Formation とが覆瓦状構造によって繰り返しているとした。米田・岩松 (1987) は大川層群、高尾野層群、柊野層がそれぞれ断層で接しているとした。斎藤ほか (2010a, b) は大川層群および高尾野層群を白亜紀付加体、柊野層を付加体を覆う正常堆積物とした。本研究によって得たデータは、北薩屈曲に関する解釈を除き、米田・岩松 (1987) が提示した地質構造が概ね適切であることを示している。米田・岩松 (1987) の地層区分を採用して北薩地方の構造発達史を述べる。

大川層群、高尾野層群、および柊野層は、同一の地層が繰り返して分布しているのではなく、それぞれが四万十付加体の一部を構成する独立した層群または層である。白亜系四万十付加コンプレックス形成時の海洋プレート（イザナギ-クラプレート）の沈み込む方向は北ないし北西（丸山・瀬野 1985）であり、構造的上位から下位に向かって、大川層群、高尾野層群、柊野層の順に形成され、付加された。大川層群内部の構造下位にあたる池之段層形成時から、そのさらに下位に高尾野層群今之木場層が付加された時に、それらの境界をなす野田断層をデコルマとして「池之段覆瓦ファン」が形成された。池之段層と今之木場層の地質構造は非調和的で、南北走向の野田段層に北東走向の今之木場層の構造が切られている。野田断層は下盤の今之木場層を構造的に浸食したと考えられる。その後北薩地方の四万十累層群は、全体として元の西ないし北西側が下になるように変位し、東ないし南東側が浸食されることによって池之段覆瓦ファンの断面が露出した。

北薩地方の四万十累層群は、日本海の形成に伴う西南日本の右回転によって曲げられ、北薩屈曲を生じたと考えられてきた (Murata 1987a)。しかし、前述したように、北薩屈曲のヒンジにあたる野田地域の地層は屈曲していない。日本海の形成によって西南日本が屈曲したのであれば、Fig. 3-2a の解釈のように、屈曲構造のヒンジは野田地域ではなくて、もっと北方の出水平野の地下に伏在しているはずであ

る。この場合は、北薩地方の四万十累層群のなかで最も特徴的な池之段層（玄武岩質溶岩がチャートと密接に関連しつつ卓越的に分布する。）の北東延長がどのようになっているかが問題である。北薩地方の四万十累層群が Murata (1987a) や米田・岩松 (1987) が描いたような角度で屈曲しているのなら、九州の中央部にあたる人吉地方の四万十累層群分布域に池之段層に相当する地層が存在すべきである。人吉地方にも玄武岩質溶岩は分布している (Murata 1987b、斎藤ほか 2010a)。Murata (1987b) によると Tashiro Group および Nonowaki Group には玄武岩質溶岩層やチャート層が分布しているとされる。しかしそれらの分布域は非常に狭く、また玄武岩質溶岩およびチャート層がセットで現れてはいない。小規模な玄武岩やチャートが散在している程度では、これらの層が池之段層の北東延長であるとは言えない。池之段層を含む大川層群と野田断層は、単純に北方に延長して仏像構造線に達している (Fig. 3-2b) か、あるいはやや東に曲がっているのかもしれないが、従来の説のような翼間が約 100 度の屈曲構造は存在しない。いずれにせよ、大川層群は大きく屈曲することなく仏像構造線に達しているはずであり、四万十累層群は仏像構造線の活動によって構造的に浸食されていると解釈できる。

北薩地方に屈曲構造がないとすると、日本海拡大の様式についての議論に新たな制約が加わることになる。Otofujii and Matsuda (1987) の説では西南日本が時計回りに、東北日本が反時計回りに回転して観音開きの様に日本海が拡大したとされている。この回転運動によって九州付近に屈曲構造が形成されたと解釈されてきた。日本海の拡大には別のモデルもある。多数の拡大軸と南北のトランスフォーム断層によって西南日本弧がいくつかのブロックに分断され、ブロック間の断層の横ずれ変位の結果現在の配置になったという説である (たとえば、Lallemand and Jolivet 1985、柳井ほか 2010 など)。それらによると九州西部には南北に右横ずれのトランスフォーム断層が通っていたとされる。九州の地体構造が複数の横ずれ断層による平行移動によって再配置されれば、回転を想定する必要はない。屈曲構造も、結果的に曲がっているように見えているだけということになる。後者の解釈の

方が、「北薩地方には屈曲構造がない。」という本研究の結果と調和的である。ただし、野田断層は四万十帯内部の構造なので日本海拡大時のトランスフォーム断層とは直接的な関係はなかったであろう。

6 結論

- (1) 池之段層のチャートおよび玄武岩質溶岩層は左雁行配列を呈する。
- (2) 池之段層の雁行配列は野田断層をデコルマとする覆瓦ファンとして解釈できる。
小論はこの構造を「池之段覆瓦ファン」と呼ぶことを提案する。
- (3) 池之段覆瓦ファンは北向きの沈み込み帯で形成され、元の西側を下にして横倒しになり、その断面が地表に露出したものと考えられる。
- (4) 野田地域はいわゆる北薩屈曲のヒンジ部分に位置しているが、同地域の地層は屈曲していない。
- (5) 北薩地方の四万十累層群の砂岩の鉱物組成は、概ね既知の佐伯垂層群の組成範囲内である。ただし、堆積物の供給経路は各層ごとに少しずつ異なっていたと考えられる。

謝辞

本論文をまとめるにあたって鹿児島大学理工学研究科の山本啓司博士に丁寧な指導を賜った。現地調査については鹿児島大学理学部の富永隆志氏に協力いただいた。本研究の経費の一部には日本学術振興会の科学研究費補助金（No. 22540472）を使用した。この場をお借りして、ご支援、ご協力、ご指摘をいただいたことに感謝する。

引用文献

- 別所孝範, 1997, 紀伊半島中西部四万十累帯上部白亜系砂岩の重鉱物組成—とくに美山・竜神・丹生ノ川累層について—. 地質学雑誌, 103, 377-390.
- 別所孝範, 1999, 砂岩中の重鉱物から後背地を探る. 地学教育と科学運動, 32, 1-9.
- 別所孝範, 2000, 紀伊半島四万十累帯白亜系砂岩の重鉱物組成とその時代的变化. 地質学論集, 57, 195-210.
- 別所孝範・中屋志津男, 2011, 紀伊半島四万十帯古第三系音無川層群の砂岩組成変化から推定されるアンルーフィング. 地質学雑誌, 117, 423-438.
- Boyer S. E., Elliott D., 1982, Thrust Systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 66, 1196-1230.
- Doi S., Yamamoto, H., Tominaga T., Rehman H. U., 2013, South-Vergent Imbricate Fan in the Ikenodan Formation of the Shimanto Supergroup, Southern Kyushu, Japan. Open Geology Journal, 7, 80-88.
- 橋本 勇, 1962a, 鹿児島県北薩地方の時代未詳層群の層序と構造. 九州大学教養部地学研究報告, 8, 47-62.
- 橋本 勇, 1962b, 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九州大学教養部地学研究報告, 9, 13-69.
- 伊地知佑太, 2010, X線分析顕微鏡を用いた砂岩中のカリ長石判別法. 鹿児島大学理学部地球環境科学科卒業論文.
- 今井 功・寺岡易司・奥村公男, 1975, 九州四万十帯の構造区分. 地団研専報, 19, 179-189.
- Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F., 1990, Accreted oceanic materials in Japan. Tectonophysics, 181, 179-205.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦, 1983, 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学, 53, 429-438.

- 木村克己, 1997, 付加体における Out-of-Sequence Thrust. 月刊地球, 19, 183-187.
- 木村克己, 1998, 付加体の out-of-sequence thrust. 地質学論集, 50, 131-146.
- Kimura G., Mukai A., 1991, Underplated units in an accretionary complex: Melange of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, southwest Japan. Tectonics, 10, 31-50.
- 紀州四万十帯団体研究グループ, 1983, 四万十累帯日高川層群の寺杣層と白馬層について—紀伊半島四万十累帯の研究 (その10) —. 地球科学, 37, 235-249.
- Kodama K., Tashiro H., Takeuchi T., 1995, Quaternary counterclockwise rotation of south Kyushu, southwest Japan. Geology, 23, 823-826.
- Lallemand S., Jolivet L., 1985, Japan Sea : A pull-apart basin?. Earth and Planetary Science Letters, 76, 375-389.
- 丸山茂徳・瀬野徹三, 1985, 日本列島周辺のプレート相対運動と造山運動. 科学, 55, 32-41.
- Murata A., 1987a, Hokusatsu Bend and clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo, 21, 333-349.
- Murata A., 1987b, Conical folds in the Hitoyoshi bending, South Kyushu, formed by the clockwise rotation of the Southwest Japan Arc. Journal of the Geological Society of Japan, 93, 91-105.
- 村田明広, 1991, 九州四万十帯, 内ノ八重層の作るデュプレックス構造と内ノ八重クリッペ. 地質学雑誌, 97, 39-52.
- 村田明広, 1992, 九州四万十帯, 日向層群の作るデュプレックス構造. Journal of Science, University of Tokushima, 26, 59-75.

- 村田明広, 1994, 九州四万十帯、古第三系日向層群のデュプレックス構造と赤・緑色珪質泥岩. 構造地質, 40, 21-29.
- 村田明広, 1995, 九州四万十帯日向層群の赤・緑色珪質泥岩とデュプレックス. 地学雑誌, 104, 82-93.
- 村田明広, 1996, 九州東部、神門—尾鈴山地域の四万十帯のナップ構造. 徳島大学総合科学部自然科学研究, 9, 49-61.
- 村田明広, 1998, 四万十帯のデュプレックスと低角ナップ構造. 地質学論集, 50, 147-158.
- Okamura, M., 1992, Cretaceous radiolaria from Shikoku, Japan (Part 1). Memoirs of the Faculty of Science, Kochi University, Series E, Geology, 13, 21-164.
- Otofujii Y., Matsuda T., 1987, Amount of clockwise rotation of Southwest Japan — fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea. Earth and Planetary Science Letters, 85, 289-301.
- 小柳津 篤・君波和雄, 2000, 四国西部の四万十帯における白亜紀末～古第三紀初期の砂岩組成とその意義. 地質学論集, 57, 29-41.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 2010a, 20万分の1地質図幅「八代及び野母崎の一部」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 斎藤 眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章, 2010b, 20万分の1地質図幅「八代及び野母崎の一部」—202の凡例が示す日本列島の縮図—. 地質ニュース, 676, 49-53.
- Taira A., Okada H., Whitaker J. H. M., Smith A. J., 1982, The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous-lower Miocene active-margin sedimentation. In: Leggett JK, Ed. Trench-forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Geological Society London,

Special Publications, 10, 5-26.

Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Kodama K., 1988, The Shimanto Belt in Shikoku, Japan – evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*, 12, 5-46.

寺岡易司, 1979, 砂岩組成からみた四万十地向斜堆積物の起源. *地質学雑誌*, 85, 753-769.

寺岡易司, 2004, 九州の四万十累層群. *地質ニュース*, 599, 40-48.

寺岡易司・奥村公男, 1992, 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. *地質学論集*, 38, 261-270.

寺岡易司・奥村公男・栗本史雄, 1985, 九州四万十帯北東部の白亜系. *日本地質学会第92年学術大会演旨*, 145

寺岡易司・奥村公男・鈴木盛久・川上久美, 1999, 四万十累層群の碎屑性堆積物. *地質調査所月報*, 50, 559-590.

鳥居雅之・林田 明・乙藤洋一郎, 1985, 西南日本の回転と日本海の誕生. *科学*, 55, 47-52

宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫, 1997, 20万分の1地質図幅「鹿児島」. *地質調査所*.

柳井修一・青木一勝・赤堀良光, 2010, 日本海の拡大と構造線—MTL, TTLそしてフォッサマグナー. *地学雑誌*, 119, 1079-1124.

米田茂夫・岩松 暉, 1979, 鹿児島県北薩地域の四万十累層群の層序と構造. *日本地質学会第86年学術大会講演要旨*, 154.

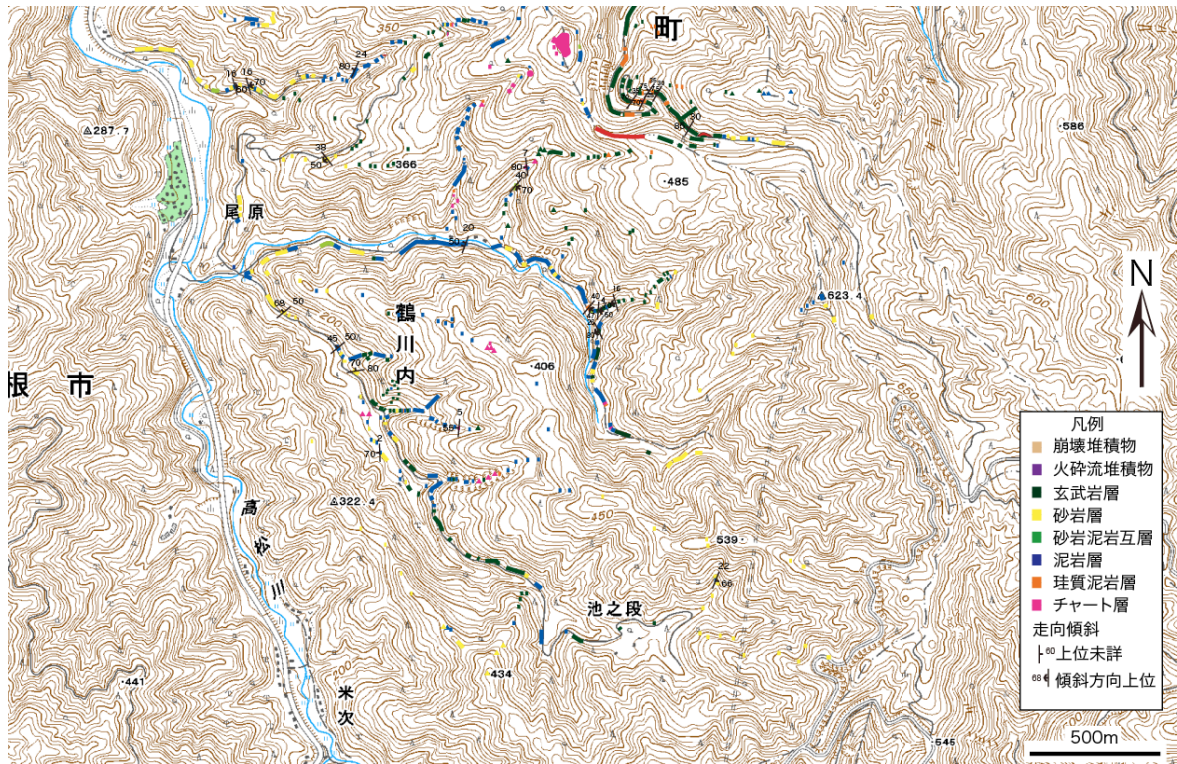
米田茂夫・岩松 暉, 1987, 鹿児島県北薩地域の四万十累層群の層序と地質構造. *地質学雑誌*, 93, 881-895.



付録 1：野田地域北部の露頭図。国土地理院発行25,000分の1地形図「出水」および「紫尾山」の一部を使用。



付録2：野田地域中部の露頭図。国土地理院発行25,000分の1地形図「出水」および「紫尾山」の一部を使用。



付録3：野田地域南部の露頭図。国土地理院発行25,000分の1地形図「出水」および「紫尾山」の一部を使用。