

# 国境の島, 対馬の対州層群を訪ねて -第17回国際堆積学会議 (ISC2006 Fukuoka) 対馬巡検 (FE-B11) 参加報告-

徳橋 秀 一<sup>1)</sup>

## 1. 第17回国際堆積学会議 (ISC2006 Fukuoka)

2006年8月27日(日)から9月1日(金)まで、博多湾に面した福岡国際会議場において第17回国際堆積学会議 (International Sedimentological Congress at Fukuoka: ISC2006 Fukuoka) が開催された(写真1)。同会議は、4年に一度、やはり4年に一度開催される国際地質学会議 (International Geological Congress: IGC) の中間の年に開催される堆積学の一大会議、いわば堆積学分野でのオリンピック大会に相当するが、東アジアで開催されるのは今回が初めてである。大会のメインテーマが“From the Highest to the Deepest”であるISC2006のロゴマークは、富士山と開催地福岡にちなんだ梅の花、そして日本海溝とヒマラヤをイメージしてつくられ、大変好評であった(第1図)。なお、メインテーマは、単に地理学的に世界一の標高や水深を意味するだけでなく、学問的・精神的な高さと深さの意味も含めた深遠なテーマでもあ

るという。

福岡大会での参加者は、50の国から707名でこれに展示関係者や同伴者を含めると738名に達し、過去4回のISCでは最大の参加者数になったという。707名の参加者のうち、日本から328名、海外から379名(西ヨーロッパ132名、東アジア97名、北アメリカ64名、ラテンアメリカ22名、東ヨーロッパ20名、オセアニア15名、中東10名、アフリカ7名、南東アジア4名、中央アジア4名、西アジア4名)で、まさに世界中から参加した国際会議らしい国際会議であったといえる。また、707名のうち230名が学生(主に大学院生で、そのうちほぼ半分が日本人)ということで、年配の方とともに若い人の参加も目立つ老若男女が集い交流した国際会議であった。内容的にも、“From the Highest to the Deepest”という福岡大会全体のテーマに恥じず、質の高さでも豊かさの点でも大変充実した会議



写真1 ISC2006の開会式風景(福岡国際会議場)。太鼓の演奏にあわせて獅子舞が両側から舞台にあらうとしている。



第1図 ISC2006のロゴマーク。

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード: 第17回国際堆積学会議, ISC2006 Fukuoka, 対馬, 対州層群

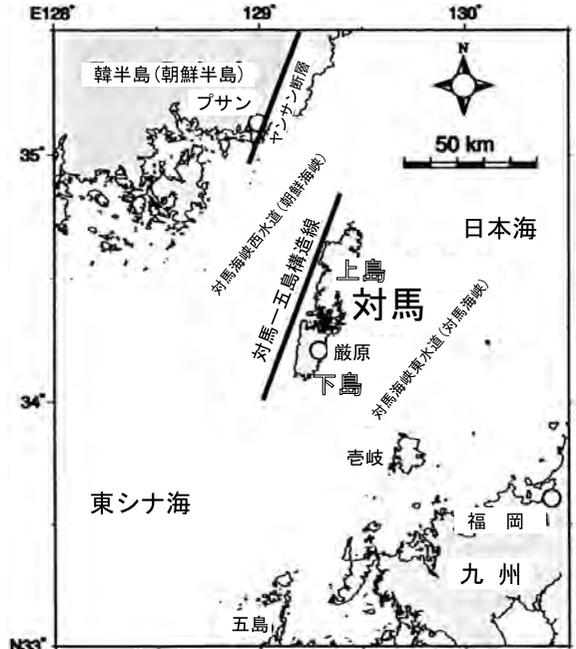


写真2 Gala Dinner 開催前の風景。挨拶しているのは大会名誉会長の岡田博有氏。そのすぐ前のテーブルの右端の人が、組織委員会委員長の松本 良氏。

であったといえる。8月31日夜に博多湾を挟んだ対岸にあるホテル海ノ中道で開催されたISC2006の公式打上げパーティーであるGala Dinnerは、チケットが早くから売切れるほどの盛況で、大変な盛り上がりを見せた(写真2)。いずれにせよ、本大会は名誉会長の岡田博有氏(九州大学名誉教授)、組織委員会委員長の松本 良氏(東京大学)、同事務局長の松田博貴氏(熊本大学)を中心とする組織委員会および多くの関係機関・関係者の大変な努力と協力が実り、大成功であったといえる。

## 2. 野外巡検FE-B11 対馬巡検への参加

この国際会議では、近隣諸国も含めた野外地質巡検(Field Excursion) 21コースが、会議前(Aグループ)、会議後(Bグループ)、会議中間(Cグループ)に行われ、延べ270人が参加したという。この巡検コースには、会議後長崎県沖の対馬を2泊3日で巡検するコース(FE-B11)もあった。私は最近、韓国地質資源研究院(KIGAM)の石油・海底資源研究部の研究者と日本海周辺に分布する日韓の第三紀堆積盆の相互比較論的研究といった内容の共同研究に参加しており、これらの堆積盆における地質(層序・構造・石油システムなど)に関する情報交換や相互調査を機会があるときに実施している(徳橋ほか, 2006)。なかでも対馬は、特に石油や天然ガスが出るというわけではないが、国境の島と呼ばれるように、地理的に日本と



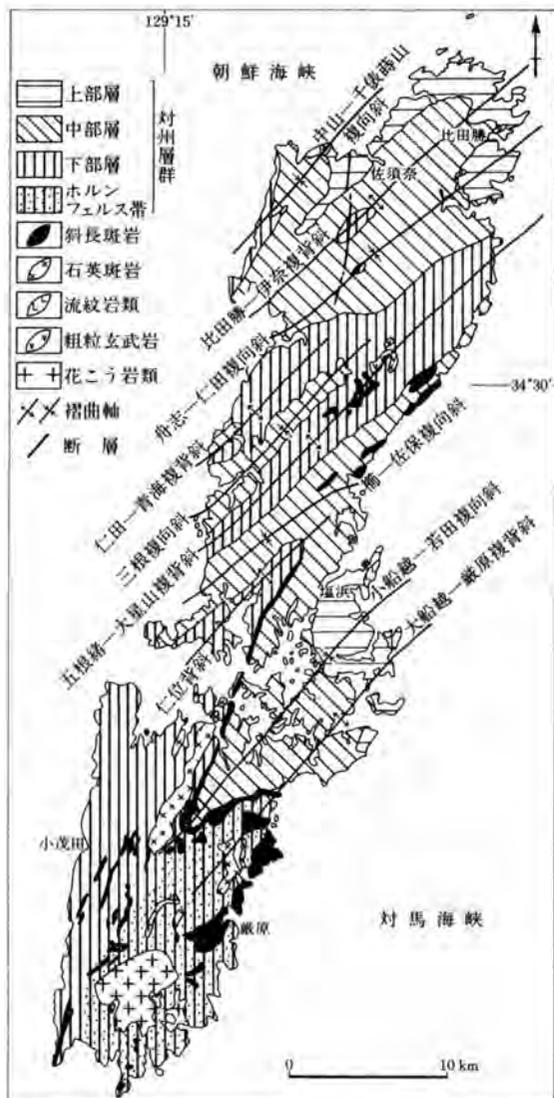
第2図 対馬位置図。Nakajo *et al.* (2006)を一部修正。

韓国の間にあるとともに、日本海の拡大と密接に関係して形成されたと考えられる対州層群という第三紀堆積物が厚く発達していることから、韓国側の関心も高く、是非一度この機会に対馬に行って、対馬そして対州層群について概要を理解したいと思い、早くから本巡検に参加を申込んだ。

以下では、具体的な巡検の中味に入る前に、対馬の地理・地質(特に対州層群)に関する概要を、ほぼ案内書(Nakajo *et al.*, 2006)に基づいて紹介する。

## 3. 対馬の地形的特徴と地勢的位置

現在の対馬は、急峻な山、深い森、多くの湾や島を有する複雑な海岸線で特徴づけられる美しく静かな諸島であるが、特に2つの主要な島(北部の上島と南部の下島)で特徴づけられる(第2図)。下島には花崗岩が分布し、その周りにホルンフェルスが広く分布するため、地形的には下島が上島にくらべてより高く急峻である。上島と下島の間にある浅茅湾は、深い入江群と島々の発達した典型的なリアス式あるいは溺れ谷状海岸を呈する(口絵p.5(A))。対馬は、中新世における日本海拡大の拡大軸に位置し、そこに分布する対州層群には、大陸縁辺弧から弧状列島へ



第3図 対馬地質図(高橋, 1992).

と変遷した環境変遷の歴史が反映されている。また、第四紀の海水準低下期には、ユーラシア大陸と日本列島の間を動物や植物が移動した陸橋の役割を果たした重要な島である(Nakajo et al., 2006)。そして歴史時代以後は、日本と韓半島(朝鮮半島)の間の人とものの往来や軍事・外交のやりとりの上で大変重要な役割を果たしてきた国境の島である。なお対馬の行政区分であるが、いわゆる平成の大合併により、2004年3月1日に全島が対馬市になり、南から、<sup>いずはら</sup> 巖原町、<sup>みつしま</sup> 美津島町、<sup>とよたき</sup> 豊玉町、<sup>みね</sup> 峰町、<sup>かみあがた</sup> 上原町、<sup>かみつしま</sup> 上対馬町に分かれている。市庁所在地は巖原町の巖原である。

#### 4. 対馬の地質の概要

##### 地質構造

対馬諸島の地質学的枠組みをつくっているのは、褶曲と断層である(第3図)。主要な褶曲軸は、北東-南西方向に雁行状に伸び、北東方向にゆるやかにプランジしている。大きな断層は稀であるが、小さな断層は、対馬諸島のほとんどの地域で観察される(Shimada, 1977)。東部に比べ、対馬諸島の西側に想定されている対馬-五島構造線(第2図)に近づく西部域でより激しく褶曲している。この構造線は、中新世前期の日本海拡大時期に伸張性の右回り走向移動断層として活発であったという(Fabrizi et al., 1996)。日本海拡大後は、テクトニックセッティングは圧縮系に変わり、現在の対馬の褶曲構造が形成されるにいたった(Nakajo et al., 2006)。

##### 対州層群

対馬の大部分は、主に第三紀の海成層から成る対州層群から構成される(第3図)。対州層群の下限と上限は露出していないために不明であるが、5,400m以上の厚さを有している。対州層群は、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層、礫岩、火山碎屑岩、海底地すべり堆積物から構成される。砂岩および泥岩を構成する粒子は、石英を主とし、他に長石、白雲母、少量のチャート、緑泥石、方解石、粘土鉱物からできている。極細粒~極粗粒砂岩には、リップル葉理、荷重痕その他の堆積構造が顕著に観察される。礫岩もところどころで産出する。海底地すべり堆積物は、淘汰の悪い泥岩から成り、不規則に配列した砂岩や砂岩泥岩互層を挟む。いろいろな層準で、砂岩および互層から成るスランプ性の褶曲、断層、ブロックやせん断性の変形構造がしばしば観察される。火山碎屑岩はいくつかの層準で広く追跡される。挟む火山碎屑岩の数は、上方に向かってまた北方に向かって減少する(Shimada, 1977)。対州層群は、斜長斑岩、花崗岩、流紋岩、石英斑岩、玄武岩その他の火成岩によってところどころ貫入されている。対州層群は、対馬諸島の北端部において、鮮新統の海老島層によって不整合に覆われている(石島, 1951)。酒井(1993)によると、対州層群は大陸縁辺弧から日本列島という弧状列島のセッティングへの変化に対応して、弧間堆積盆から背弧堆積盆の堆積物へと発展してい

ったと解釈されている (Nakajo *et al.*, 2006).

対州層群は、非公式に、下部層・中部層・上部層に3分割される (高橋, 1992). 主要な2つの要素がこれらの層の分布様式を規制している. ひとつは、これらの層は北-北東方向に整合に重なることで、もうひとつは、北東-南西方向に伸びる主要な褶曲がドームと堆積盆の分布を決めていることである. 対州層群は、下部層が海退相、中部層が海進相、上部層が海退相と、全体として大きな堆積サイクルを形成するとされてきた (たとえば、松本, 1969). しかしながらその後の研究では、対馬の南部から中部の対州層群の堆積相は、デルタ～斜面の堆積環境 (岡田・藤山, 1970; Nakajo and Maejima, 1998) を示すのに対して、北部では、斜面から堆積盆底の環境を示すということである (古家ほか, 1988; Nakajo *et al.*, 2006). 堆積相解析などに基づくこのような対州層群の堆積環境に対する一部解釈の変化 (進展) は、今回の巡検でも紹介され確認されている.

#### 対州層群の化石と年代

対州層群からは、いくつかの植物化石や貝化石 (高橋, 1969), ウニ化石 (松本, 1969), カキ化石片 (長浜, 1971) の産出が知られている. 下部層の上部からは、芦屋動物群の産出 (高橋・西田, 1975) が知られている (Nakajo *et al.*, 2006).

対馬の大部分を構成する第三系対州層群は、1950年代には、植物化石や貝化石を根拠に九州諸島の漸新統に対比されていた. 1980年代以降は、対州層群の堆積年代決定が、微化石やFT年代によって試みられたが、極めて限られた化石の産出や火成岩による多数の貫入の上に、層序の確定が困難であること、激しい褶曲や断層の発達などによって、これまでのところまとまった年代枠組みは決まっていないという (Nakajo *et al.*, 2006).

個々の層の年代は次のとおりである. 下部層の場合、放散虫化石によると前期始新世であり (中条・舟川, 1996), 流紋岩質の火山砕屑岩のFT年代からは、 $21.0 \pm 1.5$  Ma (前期中新世) の値が得られている (古家ほか, 1988). 中部層のFT年代から、基底部の火山砕屑岩について  $30.5 \pm 2.5 \sim 20.1 \pm 1.2$  Ma (高橋・林, 1985, 1987) の値が、同層下部からは  $46.5 \pm 1.0$  Ma, 同層上部からは  $43.9 \pm 1.6$  Ma の値が得られている (Sakai and Yuasa, 1998). 上部層の有孔虫化石は、P

20 ( $31.6$  Ma よりも古く前期漸新世を示す; Sakai and Nishi, 1990) と N7 ( $16.3 \sim 17.4$  Ma で前期中新世を示す; 茨木, 1994) という矛盾した2つの報告がある. 上部層の貝化石は、前期～中期中新世を暗示している (水野ほか, 1993). 対州層群を貫く火成岩のFT年代は、高橋・林 (1985, 1987) によると、褶曲が起きる前に貫入した斜長斑岩は  $17$  Ma であり、褶曲が起きた後に貫入した花崗岩、石英斑岩、流紋岩は大体  $14 \sim 15$  Ma であるという (Nakajo *et al.*, 2006).

これらのデータに基づくと、対州層群の本体の形成は、一定の不確定性はあるものの、前期始新世から中期中新世と考えられる. また、貫入岩のFT年代から、褶曲構造の形成は  $15 \sim 17$  Ma と見込まれる. 対州層群の上限と下限は対馬では見られないことから、対州層群の下限と上限の年代は不明であるという (Nakajo *et al.*, 2006).

#### 5. 対馬巡検 (FE-B11) の主たる目的, 見どころ

対馬巡検は、福岡国際会議場での会議終了後の9月3日～5日にかけて2泊3日で行われた. 巡検のタイトルは、「北西九州沖の対馬における第三紀デルタ～堆積盆底サクセッションの堆積作用とテクトニクス (Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta to basin successions in the Tsushima Islands, off northwestern Kyushu, Japan)」である. 巡検案内者は、中条武司氏 (大阪市立自然史博物館), 小松原純子氏 (産業技術総合研究所), 山口悠哉氏 (広島大学大学院), 大竹左右一氏 (千葉大学大学院, 現在新日本石油開発株式会社) の4名である. リーダーの中条氏とサブリーダーの小松原氏は現在第一線で活躍中の中堅の堆積学者であるが、それ以外の2人は大学院後期過程在学中 (当時) の若い人たちである. こうした巡検案内は初めてという人が多いが、自分たちの最新の研究成果を紹介し議論したいということで張り切っておられる様子が随所でみられるなど、新鮮味にあふれる巡検であった. また、立派な巡検案内書 (Nakajo *et al.*, 2006) が作成され参加者に配布されたが、前年に一度対馬に集まり、候補地をみんなだまわって説明する内容を討議した上で見学コースとスケジュールを決め、案内書を作成したということである.

案内書によると、本巡検の目的は、対州層群のデ

ルター堆積盆底のサクセション(地層の重なり)の特徴を研究し、堆積盆テクトニクスと堆積作用との間の関係を議論することであり、主たる目的・見どころは次の3点であるという。

- 1) デルター～陸棚の堆積物から成る厚いサクセションとテクトニックな運動によって規制された海水準変動との関係
- 2) 活発な堆積作用と堆積盆の急激な沈降に関係したデルター～堆積盆底環境における重力変形と再堆積物
- 3) 河川、波浪、ストームおよび潮汐作用間の相互作用による沈積によって代表される大陸棚～デルタのサクセションの堆積相

## 6. 対馬巡検の行程

対馬巡検FE-B11の行程は次のように組まれた。

第1日目(9月3日)

Stop1-1. 大船越：

泥岩優勢な砂岩泥岩互層から成る斜面堆積物(中部層)

Stop1-2. 久根浜：

潮汐の影響を受けた上方粗粒化・上方厚層化堆積サイクルを示すデルタ堆積物(下部層)

第2日目(9月4日)

Stop2-1. 女連：

斜面環境下の海底地すべり堆積物(中部層)

Stop2-2. 棹崎：

斜面～堆積盆底の海底チャネル・レビー複合体(下部および中部層)

第3日目(9月5日)

Stop3-1. 神崎：

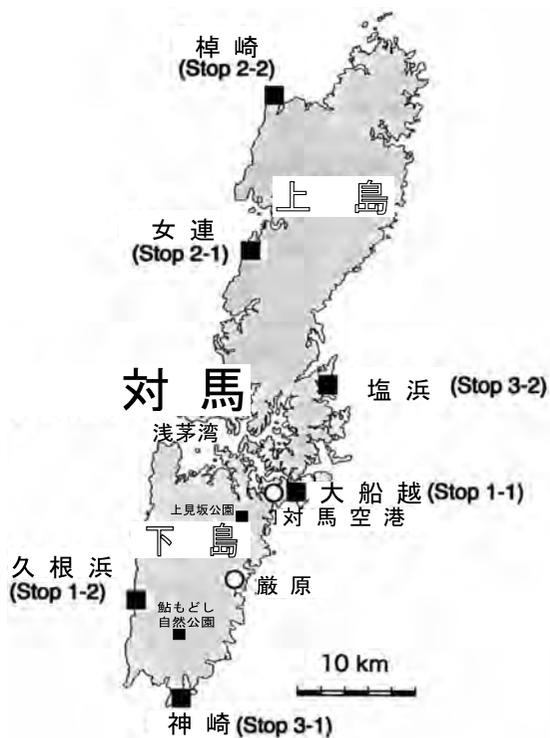
対馬南東岸の海食崖に沿って露出するデルタフロント堆積物の大規模崩落堆積物(下部層)

Stop3-2. 塩浜：

前進性デルタにおける上方粗粒化・上方厚層化サクセション(上部層)

地図の位置をみればわかるように(第4図)、見学地点は6地点であるが、対馬の上島の北部から下島の南端まで、また西海岸から東海岸まで配置されており、広い対馬のかなりの部分をカバーする形で移動することになる。

なお、巡検の参加者は、上記の案内者4氏の他に、

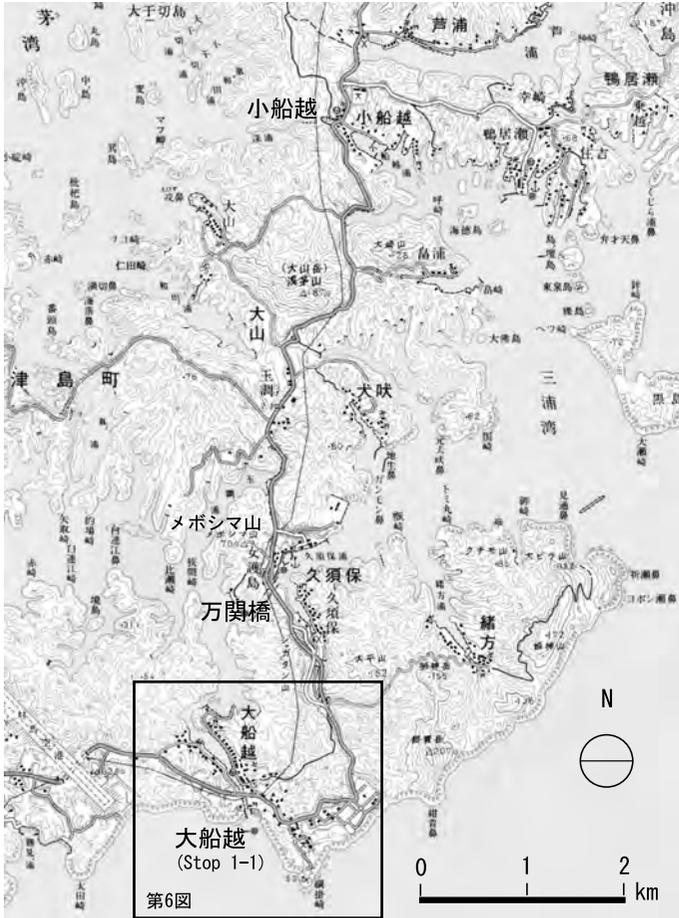


第4図 見学地点位置図. Nakajo *et al.* (2006)を一部修正.

海外からはノルウェーのRaymond Eilertsen氏と中国のWang Guoqing氏の2氏、日本からは、福岡大学大学院生の江藤稚佳子氏、島根大学大学院生の立石良氏、京都大学大学院生の藤野滋弘氏(いずれも当時の所属)、山口大学教授の宮田雄一郎氏と著者の7名である。この他、宮田教授の指導の下でちょうど対馬で修士論文をやっているという山口大学の学生さんが一人、別の車で非公式に参加した。移動は、案内者が運転する車3台(いずれも現地のレンタカー)で行った。またホテルは、厳原の2ヶ所のホテルを日替わりで利用した。著者は前日の9月2日午後対馬に到着し、案内者やこの日から対馬入りしている参加者と同じホテルに宿泊した。

## 7. 巡検第1日目

巡検第1日目の9月3日は厳原市内のホテルを出発した後、福岡からの第一便のフライトで来る人たちを迎えるために、下島の北端部近くにある対馬空港に向かった。午前8時半頃に空港に到着した参加者な



第5図 対馬中央部の地形図。国土地理院5万分の1地形図「仁位」使用。

迫って下島と上島を隔てる細長い地峡部の2ヶ所に人工的な切り通し(水路：瀬戸)ができたために分断されている(第5図)。両方とも橋でつながっているために、車での移動は全く問題ない。この2ヶ所の水路のうち南側のものは大船越にあり、大船越瀬戸と呼ばれている。この水路は、寛文12年(1671年)に21代藩主の宗義真公のときに船の通行の便のために開いたという。それまでは、浅茅湾と対馬海峡東水道との間の特に狭い地峡部にあたるこの地では、船を引いてこの丘を越えたり、また荷を積み替えて往来したために大船越という地名がついたということである。寛文の堀切後何度か拡張されて今日の姿になったという。約3.5 km北方の地峡部には小船越という地名があるが、こちらには人工的な堀切(瀬戸)は形成されていない。もうひとつの人工的な堀切があるのは、大船越の約2 km北方にある久須保というところである。こちらは大小の艦船を通すために旧日本海軍によって明治33年(1900年)に作られた水路で万関瀬戸とか万関水道と呼ばれ、この水路に架かる橋は万関橋と呼ばれている。この万関橋を境にその南側を下島、北側を上島と呼ぶということである。

どを加えて、ここで初めて参加者全員が集合した。まず案内者の紹介と巡検のコースの概要の説明があったあと、3台の車に分乗して、飛行場から約2 km東にあるStop1-1.(大船越)へと向かった。

### Stop1-1. 大船越 おおふなこし

主要な見学対象：泥岩優勢砂岩泥岩互層から成る斜面堆積物

層準：対州層群中部層

観察の主な狙い：くさび状に積み重なる砂岩泥岩互層が織り成す幾何学的な模様とその形成機構と形成環境

ところで大船越というちょっと変わった地名には由来がある。もともと対馬は下島も上島も陸続きであったのが、浅茅湾が東の対馬海峡東水道(日本海側)に

現在の万関橋は、1996年につくられた3代目であり、干潮時には、橋の上から潮流の渦が幾重にも重なる様子を眺めることができるという。

巡検では、大船越橋(写真3)の下近くの広場に車を駐車し、まず対馬の地質の概要について、主に案内者の一人の山口氏がわかりやすいカラーの図面を手に説明を行った(写真4)。そこから大船越瀬戸堀切の由来を説明した碑(写真5)や神社の鳥居の前を通過して海岸沿いの崖に向かった(第6図)。海岸沿いの崖に到着すると、そこからは連続的な露頭を観察することができる。こちらでは厚さ数cm~10 cmほどの厚さを有するシルト質~極細粒砂岩(凸部)と暗灰色シルト質泥岩(凹部)の互層を一面に観察できる(写真6)。互層を構成する一枚一枚の砂岩層と泥岩層の境界は直線的に整然と積み重なっている。両者は上下に癒着してその境界面(層理面)を出すのは困



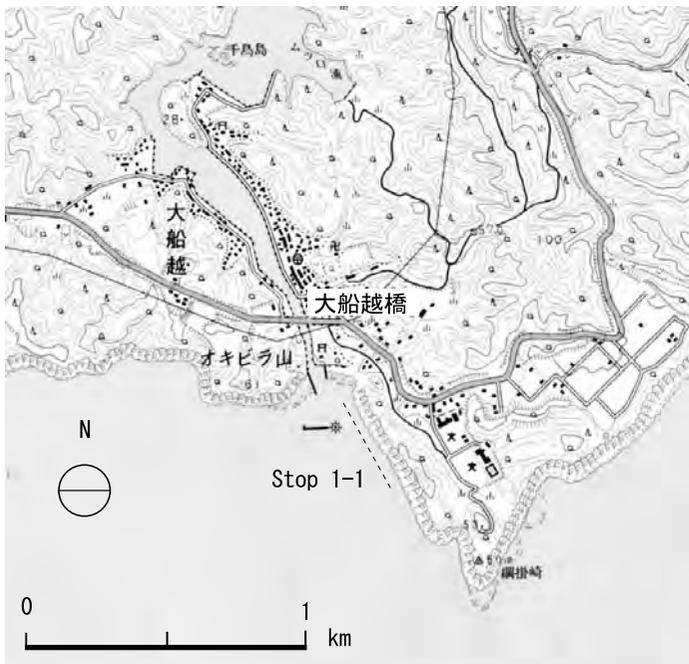
写真3 大船越瀬戸の上にかかる大船越橋。浅茅湾に向かう北方を臨む。



写真5 大船越瀬戸の由来について説明する碑。



写真4 対馬の地質の概要を説明する案内者の山口さん、右手は巡検リーダーの中条さん、左手は、山口大学の宮田先生。



第6図 大船越周辺の地形図およびStop1-1位置図。国土地理院5万分の1地形図「仁位」使用。



写真6 シルト質～極細粒砂岩(凸部)と暗灰色シルト質泥岩(凹部)の互層。立っているのは、京都大学大学院生(当時)の藤野氏。



写真8 浜辺に打ち寄せられた大きなくらげ。最近話題の越前くらげか？



写真7 砂岩の底面に見られる模様。流痕の一種か？

難なことが多いが、一部で層理面(底面)に流れの跡を示す底痕(流痕)らしき模様も観察された(写真7)。部分的にみると直線的な境界で平行に重なる互層も、露頭全体で観察するとこうした互層が明瞭な平面もしくはゆるやかな曲面を境にくさび状に積み重なる現象がしばしば観察される(口絵p.5(B))。くさびのなかの互層は、くさびの先端に向かって細くなって収斂していくものもあれば、くさびの境界面に向かって同じ厚さのままぶつかり突然切られたように終わっているものもある。このようなくさび状に積み重なる互層、一見パズルを思わせるような幾何学模様がどのように形成されたのか、その謎をめぐって議論されたが、この地層についてはまだ十分研究されておらず、その解決は今後の課題ということである。こうした謎の

多い、しかし見ていて楽しい地層を観察した後、再び大船越橋の方向に向かって戻ったが、途中越前クラゲと思われる大きなクラゲが海岸に打ち上げられていた(写真8)。

#### 鮎もどし自然公園内の龍良山山麓自然公園センター

Stop1-1の大船越を後にし、下島南部の西海岸にあるStop1-2の久根浜くねはまに向かって移動することになったが、途中下島南部の山間部にある鮎もどし自然公園内にある龍良山山麓自然公園センターで昼食をとった。先に下島は花崗岩の貫入にともなうホルンフェルス化の影響で上島よりも地形的に高く急峻であると指摘したが、下島で花崗岩の分布がもっともまとまってみられるのが、下島の南部を西方に流れる瀬川の上流域である。内山と呼ばれる瀬川の上流域は、北側、東側、南側を500m代の急峻な山で囲まれた東西に細長い楕円状の低地をなしており、この低地帯が花崗岩の分布域と一致し、まわりの急峻な山は主にホルンフェルス化した硬い岩石から構成されている。瀬川の川底には花崗岩が広く露出し独特の景観をなしていることから、このあたり一帯は鮎もどし自然公園として整備されている(写真9)。この鮎もどし自然公園の南側の一角にあり、南側の龍良山(もしくは竜良山)の北麓にあるのが龍良山山麓自然公園センターである(写真10)。標高558.5mの龍良山の北側斜面には下方にスタジー、上方にアカガシの原始林が残っていることが知られ、見学路も整備されている。



写真9 鮎もどし自然公園の全体図。右下に龍良山山麓自然公園センターがある。



写真10 龍良山山麓自然公園センター。

参加者一同は、龍良山山麓自然公園センターの横のふれあい広場で昼食をとった後、休憩がてら龍良山山麓自然公園センターの建物のなかに入って展示物を見学した(写真11)。センターの周りの敷地には近くから運ばれたと思われる花崗岩が配置されていた。龍良山山麓自然公園センターでの見学を一通り終えたところで、西海岸にあるStop1-2.の久根浜に向けて出発した。久根浜では、陸上に露出する対州層群の最下部に近い層準の地層が観察できるという。

### Stop1-2. <sup>くねはま</sup>久根浜

主たる観察対象：潮汐の影響をうけた上方粗粒化・

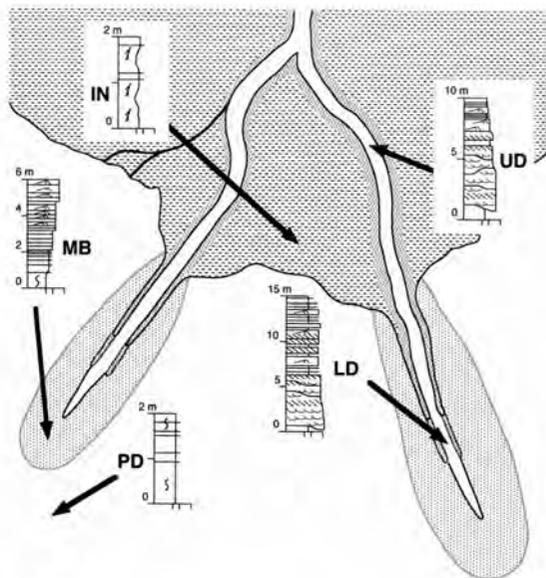
上方厚層化堆積サイクルから成るデルタ堆積物

層準：対州層群下部層

観察の主な狙い：堆積サイクルの特徴とそこから推定



写真11 龍良山山麓自然公園センター内部の展示物。

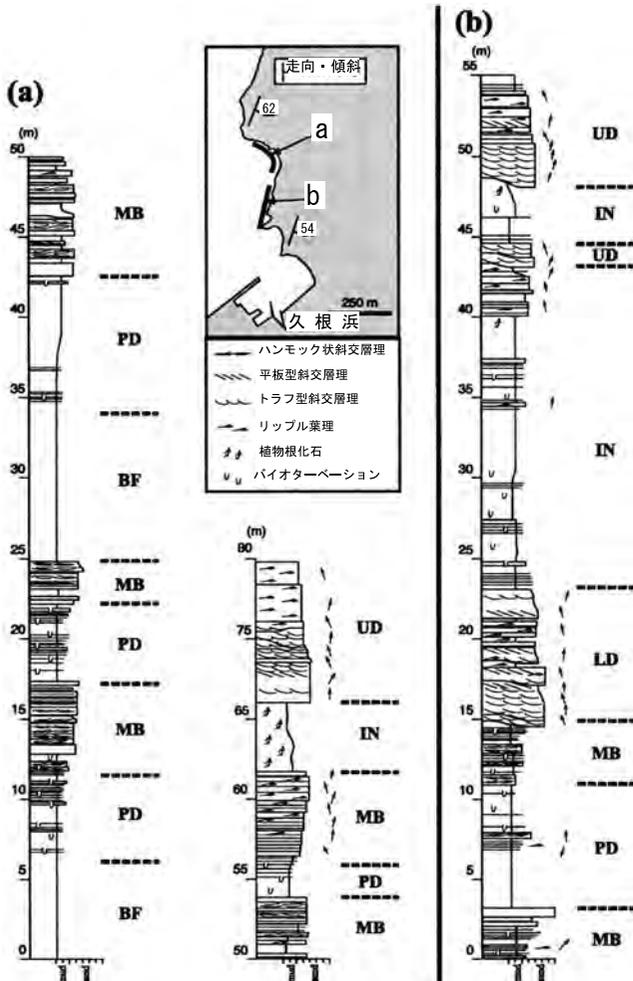


第7図 デルタ各部の堆積組層モデル (Nakajo and Maejima, 1998). ©日本地質学会。

されるデルタの特徴

Nakajo and Maejima (1998)によると、対馬にみられるデルタ堆積物は、次の6つの堆積物の組合せ(堆積組層)に分類でき、それぞれの堆積環境に応じた堆積作用の結果形成される(第7図)。

堆積盆底 (BP)：懸濁沈降による半遠洋性の塊状黒



第8図 Stop1-2.久根浜の見学ルートおよび岩相柱状図. Nakajo et al. (2006) を一部修正.

色泥岩.

プロデルタ(PD)：シルト質砂岩を挟むシルト質泥岩.

河川流から放出された細粒物質は，表層プルームを形成しながら堆積盆沖合へと運搬され，プロデルタ泥岩を形成.

河口州(MB)：砂岩泥岩互層から成る上方粗粒化，上方厚層化シーケンス. 河川と海(ストーム波浪)の作用の相互作用によって形成されたもの.

下部分岐チャネル(LD)：砂岩泥岩互層をとこなう厚い砂岩体. 顕著な浸食面を経て河口州堆積物を被覆. デルタが水中から陸上へ移行する部分での堆積. 河川と潮汐プロセスの相互作用の下で起きたが，河川流の強さが潮汐プロセスを凌いだために

厚層理の砂岩を形成. 河川の活動が止まると河川の影響が弱まり，チャネル充填堆積作用への潮汐プロセスの影響力が増大. 河川流と下げ潮の結合した効果によって，外向きの流れの加速が増大し，砂の運搬とチャネルでの堆積作用が活発化. 上げ潮が河川流に対して逆の流れをつくることは稀で，せいぜい懸濁した泥粒子の沈降を可能とする停滞水を形成.

上部分岐チャネル(UD)：デルタ面上での河川卓越型堆積作用を示す上方細粒化シーケンス. 潮汐の影響はごくわずかかゼロ. 沈積はほとんど河川流のプロセスが支配.

チャネル間(IN)：湿地，沼地，湾，湖といった低エネルギー環境下で形成された泥岩が卓越.

Stop2-1は，久根浜漁港の約500m北方の海岸で，道路がすぐ近くまで伸びている海岸のくびれ部を境に，ほぼ西方にのびる北側の崖沿いとほぼ南方に伸びる南側の崖沿いの2ヶ所で観察した(第8図). ここではまず案内者の大竹さんによるこの地点での地層の特徴についての説明があった(写真12). それによると，ここでは厚さ150m以上の地層が分布し，そこには約10個の上方粗粒化・上方厚層化サイクルが観察できるとともに，ところどころで潮汐の影響が認められるという. 一通り説明が終わったあと，北側の崖から観察した(第8図a). 北側の崖は地層の伸びの方向にほぼ直行するとともに，その前に礫浜が広がっていたことから観察が容易であった. ここでは確かに上方粗粒化・上方厚層化サイクルがいくつか観察された(口絵1(C)).

堆積物の環境を考察する上で注意しなければならないのは，一見似たような岩相を有していても堆積深度，堆積環境が大きく異なることがあるからである. たとえば，まとまった厚さを有する黒色泥岩があると堆積盆底の堆積物と解釈しやすいが，よくみると植物根の化石があったり，一部にピートが挟まれていたり，あるいはシジミの化石が含まれていたりして，デルタプレーン上のチャネル間の堆積物，すなわち陸上の堆積物であったりするから要注意である. あるいは，薄い砂岩層と黒色泥岩の互層で一見プロデルタ堆積物に似ている堆積物をよく観察すると，砂岩層の堆



写真12 久根浜のデルタ堆積物について説明する大竹さん。



写真14 デルタプレーン上の河川堆積物と思われる斜交層理の発達した砂岩。



写真13 潮汐の影響がみられるかどうか、砂岩の堆積構造を観察。

積構造に潮汐作用の影響が頻繁に残っていることがわかり、デルタプレーン近くで形成された下部分岐チャネルの堆積物であったりするからである。このように堆積物の特徴から、上方粗粒化を示す堆積サイクルがどのような堆積環境で形成されたかを詳しく検討しながら観察を行った。潮汐の影響を受けていると考えられる堆積構造を有する砂岩層(写真13)や植物根の化石らしきものを有する黒色泥岩、その黒色泥岩を切り河川成堆積物の特徴を有する比較的厚い砂岩層(写真14)などを識別することができた。

海岸線に沿った北側の崖の地層を一通り観察した後、今度はくびれ部から南方に伸びる海岸線に沿ってより上位の地層を見学した(第8図b)。こちらは海岸線が地層の伸びの方向に近いこともあって、同じ層準の地層の横方向への変化を見たり、海岸の傾斜部をかなり登りながら地層の上下方向での積み重なりの変化を見たりした。特に潮汐の影響によって形成されたと考えられる興味深い堆積構造が多数観察された。その特徴の一端がNakajo (1998)に紹介されていることもあり、詳しい説明はここでは省略する。

巡検説明書によると、対州層群下部層中のデルタは、分岐チャネルが伸びてデルタフロントのサブタイダルゾーンを深く切り込んだ細長い分岐河口州のある河口州を有し、その結果細長い形態をもつにいたった。このことは、河口からの急激な物質供給と河川流の慣性力が卓越した河口システムによるところが大きいと考えられるということである。潮汐プロセスは、河口州が細長く突き出ることを加速した。すなわち、下げ潮流がチャネルからの流出の加速を強めた結果、サブタイダル・チャネルが河口州の上まで伸びて、河口州の砂の再移動、再配列を行った。一方、上げ潮時の低エネルギー条件下では、泥粒子の沈積、特にサブタイダル・チャネルの自然堤防上への泥粒子の沈積は、安定化とサブタイダル・チャネルの構



写真15 上見坂公園展望台付近.



写真17 上見坂公園展望台から眺めた浅茅湾の一角 (山口悠哉氏撮影).



写真16 上見坂公園の由来について説明する碑.

築に貢献した。これらのチャネル化した河口州は、デルタの漸移帯で狭く細長い突出物として成長し、その結果、対州デルタは伸長性のデルタとして発達したということである。河口からの慣性力および河川プロセスと潮汐プロセスの相互作用が、対州層群下部層におけるデルタシステムの形態的発達と岩相の組織化に作用した主要な規制要因であるということである。

#### 上見坂公園

Stop1-2.の久根浜での見学が終了し、厳原のホテルに戻る途中、下島の北東部にあり、古戦場そして浅茅湾を眺める丘として知られる上見坂公園に立ち寄った(写真15)。この地一帯は、かつて、宗重尚氏(宗家初代)と阿比留平太郎氏が対馬地頭の運命をかけて激しい戦いを展開し、宗氏が勝利を取めた場所であるという(写真16)。またこの地は、戦前は対馬

要塞地の一角として堅固な軍用地であったという。公園の一角にある展望台(標高385m)に登ると、細長い入江と島々が入り乱れた独特の景観を有する浅茅湾を眼下に見下ろすことができる(写真17)。天気がよく空気が澄んだ日には、遠く韓国や九州の山々を眺めることができるということであるが、当日はそこまでの遠望はできなかった。この日の夜はホテルの食堂で夕食を食べながら、参加者が自己紹介などを行った。

## 8. 巡検第2日目

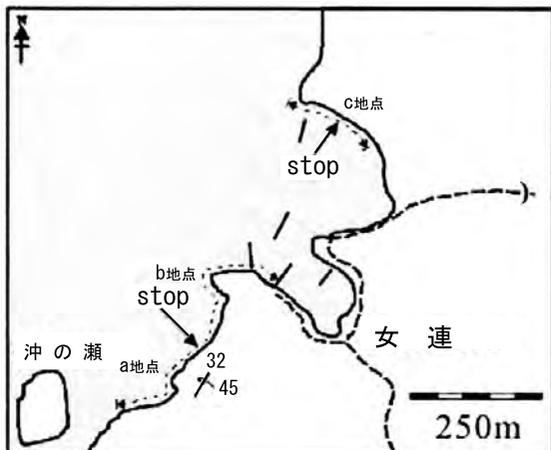
2日目は、上島の西海岸に面する2ヶ所での見学が予定されていた(第4図)。厳原のホテルを朝出発したのち、国道328号線を北上して、浅茅湾東の大船越橋、万関橋を通り、西に浅茅湾、東に対馬海峡東水道をときどき眺めながら上島中部の西海岸に位置するStop2-1.の女連漁港へと向かった。

### Stop2-1. 女連

主たる観察対象：斜面環境下の海底地すべり堆積物  
層準：対州層群中部層の下部

観察の主な狙い：海底地すべり堆積物の横方向への変化とその移動方向

Stop2-1.の女連では、女連漁港の北側と南側の海岸に沿った海食崖で観察したが、最初は北側の崖(c地点)で観察した(第9図)。北側の崖は、前面に広い海食台を有する大きな崖であるが、潮が引いている時間に合わせて行ったことから、まず海食台の突端部まで下がってこの崖の全体の特徴を観察した(写真



第9図 Stop2-1.女連の見学ルート. Nakajo et al. (2006) を一部修正.



写真18 女連c地点の崖の全景.

18). この崖の地層は、岩相の違いから上部と下部に分けられる。上部も下部も泥岩優勢な砂岩泥岩互層から構成されているが、岩相や地層の構造(走向や傾斜など)に違いがあり、その境界面はシャープである。案内者の一人でこの地域を研究している山口氏の説明によると、上部と下部の地層の間の面は地滑り面であり、上部の地層が移動したことによって形成されたものであると考えているということであった(写真19)。下部の地層は層理面が少し傾くとともに波曲構造を示す。地滑り面は圧縮系下で小規模に褶曲、軸面は垂直で褶曲軸は露頭面にほぼ直交の北東-南西方向を示すことから、上部の地層が下部の地層の上に北西側から移動して押しかぶさったと考えているということであった。



写真19 図で説明する案内者の山口さん(広島大学).

この北側の崖の地層を見学した後、海岸沿いを南下し、女連漁港を通過して、その南側の海岸線に沿って伸びる遊歩道沿いの崖を見学した。女連漁港を過ぎるとすぐに大きな崖(b地点)が現れた。この崖の前にも広い海食台が発達しており、海食台の先端まで行ってこの崖を眺めると横臥褶曲構造のような見事な変形構造を示す海底地すべり堆積物、いわゆるスランプ堆積物が観察できる(口絵2(A))。変形構造は海食崖と海食台の両方で観察できる(写真20, 21)。この横臥褶曲構造に似た変形構造を示すスランプ堆積物の横をさらに南方に移動すると断層を経て、北東-南西方向で南東に傾斜する砂岩泥岩互層(逆転か?)やほぼ垂直な砂岩泥岩互層が観察される(a地点:写真22)。これらは、スランプ堆積物とその移動・変形過程で形成された断層で切られて変移しながら接触して形成されたもので、最初にみた北側の崖の上部の延長と考えられるということであった。横臥性褶曲構造の軸は北東-南西方向でほぼ水平であり、サイドバイサイドに配列していることから、水平に北西-南東方向に圧縮する条件下で形成されたと考えられるとのことである(写真23)。北側の崖での解釈とあわせて、女連地域全体をカバーする海底地すべり堆積物からは、南東方向に傾く古斜面の存在が想定されるという。

#### 棹崎公園野生生物保護センター

女連での見学を終了した後、上島北西端部に位置するStop2-2.の棹崎さおさきに向かい、棹崎公園(写真24)に到着したところで昼食をとった。この棹崎公園には、



写真20 女連b地点の崖にみられる横臥褶曲状変形構造。



写真22 女連a地点付近にみられる傾斜した泥岩優勢砂岩泥岩互層(逆転か?)。



写真21 女連b地点の海蝕台にみられる変形構造。

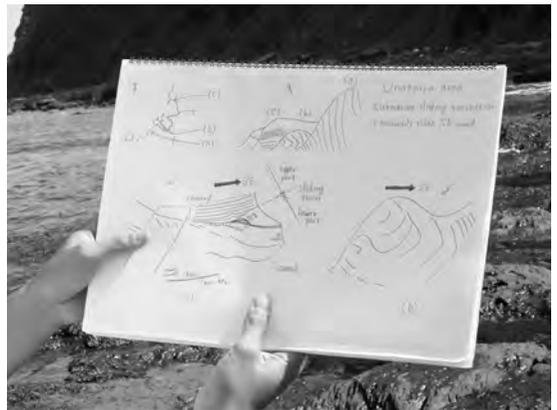


写真23 女連a, b, c地点でみられる変形構造の関係について説明する図面。

野生生物保護センターがあることから、昼食後の休憩もかねて内部を見学した(写真25)。この保護センターで保護している野生生物とは、ツシマヤマネコである。そこにあったパンフレット(環境省・長崎県)によると、ツシマヤマネコとは、対馬だけに生息するネコで、約10万年前に当時陸続きだった大陸から渡ってきたベンガルヤマネコの亜種と考えられているということである。生息環境の悪化や交通事故などで生息数が減少し、1971年に国の天然記念物に、1994年に国内希少野生動物種に指定され、現在、自然状態で安定的に生息できることを目指して、保護・増殖に取り組んでいるという。パンフレットには、ツシマヤマネコに似て紛らわしいものにイエネコ(ノラネコ)があり、その見分け方なども書いてある。私たちがヤマネコを飼っているコーナーに入れてもらって、運良く一

瞬垣間見ることができたが、撮影は禁止されているため写真に収めることはできなかった。日本には、2種類のヤマネコがいて、もうひとつがイリオモテヤマネコだということ、やはりベンガルヤマネコの亜種と考えられるということである。野生生物保護センターで一休みした後、道沿いを北方に移動し、キャンプ場のある海岸沿いに降りた。ここから先がStop2-2.の棹崎である。

### Stop2-2. 棹崎さおざきの北岸, 西岸, 東岸

主たる観察対象: 斜面崩落堆積物および斜面～堆積盆底の海底チャネル・レビー堆積物  
 層準: 対州層群下部層と中部層の境界付近  
 観察の主な狙い: 泥岩や泥岩優勢砂岩泥岩互層中に浮いているように散在するチャネル性砂岩の特徴



写真24 棹崎公園案内図. 右側が北方向である.



第10図 Stop2-2. 棹崎の見学ルート. Nakajo et al. (2006) を一部修正.



写真25 棹崎公園にある野生動物保護センター.

### と堆積環境

案内書では、Stop2-2.は、北岸・西岸・東岸の3箇所に区分して説明してあるが、北岸と西岸はつながっており連続して観察したことから、ここでは一括して説明する。東岸の露頭は、棹崎半島の東側にある佐護湾の東岸に位置し、北岸と西岸を観察後、車で移動しての観察である(第10図)。

キャンプ場の横を通り棹崎の北方突端部に向かって海岸沿い(北岸)を北西方に歩いていくと、北東-南西方向に伸びる向斜軸の北西翼に位置することから順次下位の地層が出現する。北岸の海岸に沿って歩くと、厚さ10cmから1mくらいの砂岩単層が何枚も重なった厚さ数mくらいの砂岩体が、塊状泥岩もしくは泥岩優勢砂岩泥岩互層中に挟まれているのが観察される(写真26)。これらの砂岩体は固結が進んで小



写真26 泥岩中に出張った小さな崖として産出する砂岩集合体.

さな崖を形成していることから、いやでも目につく。砂岩体の基底部付近の砂岩層は広がり局所的でレンズ状の形態を示し下位の泥岩層を削っているようにみえるが、上方に向かって分布域が広がり周りの泥岩層に整合的に重なっているように見える。歩き始めて間もなくの頃は、これらの砂岩体の砂岩単層には上方に厚層化する傾向がみられたが、下位の層準に向かうにつれ、最下部付近で上方厚層化がみられるが、全体としては上方に薄層化する傾向が卓越する傾向が認められた。

砂岩単層の断面には、上方に向かって塊状構造か



写真27 いくつかの砂岩単層の断面にみられる堆積構造。



写真29 積重なる砂岩単層群のそれぞれの上部にみられる泥岩同時浸食礫群(マッドクラスト)。手前にいるのは、巡検リーダーの中条氏。



写真28 砂岩単層上面にみられるリップル模様。



写真30 10m前後ある合体型厚層理砂岩。

ら平行葉理を経てカーレントリップル葉理に変化するタービダイト様の堆積構造がしばしば観察される(写真27)。また、砂岩層上面にカーレントリップルが一面に発達している例もよく観察される(写真28)。さらに、塊状砂岩中には下位の泥岩を侵食して取り込んだマッドクラストいわゆる偽礫もしばしば観察される(写真29)。砂岩体はその基底面のみならずその上面もシャープで、多くの場合砂岩体は突然泥岩優勢砂岩泥岩互層に覆われている。

棹崎の突端部を越えて西岸の海岸沿いを南方向に南下するようになると、砂岩体の基底部付近に厚さ数mの厚層理の砂岩が挟まれるのが観察されるようになる。高さ数10mもあるような大きな崖全体を見回すと、泥岩優勢砂岩泥岩互層もしくは泥岩中に、このような砂岩体が多数散在している様子が観察される(口絵2(B))。ただ、一枚の厚い砂岩単層とみられるもの

も、よく観察するといくつかの砂岩単層が侵食で合体したのものもあるので、砂岩断面の堆積構造や組織(粒度など)を詳しく観察する必要がある(写真30, 31)。大きく出っ張ったこれらの砂岩層の基底には、しばしば大型のソールマーク(底痕)が観察される(写真32)。

案内書や現地での説明によると、より下位の地層が分布する西岸では、泥岩優勢砂岩泥岩互層中には多くのスランプ堆積物が観察されることから、スランプを生じやすい不安定な斜面環境が想定され、そこに

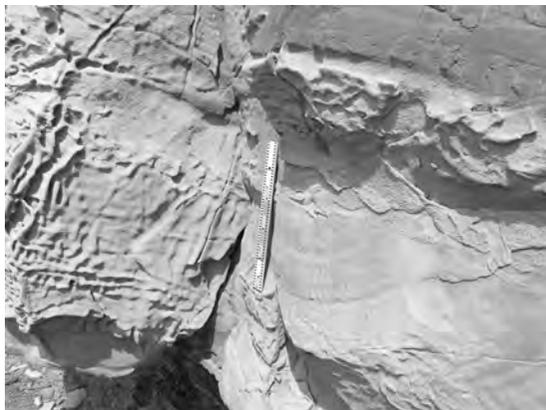


写真31 合体型厚層理砂岩の合体部拡大写真。折尺中央部付近の粒度境界部が合体砂岩の合体部。



写真33 棹崎東岸でみられるチャンネル性厚層理砂岩。



写真32 厚層理砂岩の基底部にみられる流痕(底痕)。

は厚層理の砂岩を基底付近に含む上方薄層化を示す砂岩体が多数みられることから、斜面を斬るチャンネルが多数発達していたと想定されるということである。砂岩のカーレントリップルから得られる古流向は東-北東向きが卓越、一方スランプ堆積物の移動方向からは、西向きの古斜面が想定されるということである。

一方、より上位の地層が分布する北岸では、上方厚層化などを示す砂岩体が多数挟在し、泥岩優勢砂岩泥岩互層にはスランプ堆積物が稀にしか観察されないことから、斜面～堆積盆底における初期段階のチャンネル-レビーシステム下で形成された可能性が高いという。カーレントリップルからは南東向きの古流向が卓越し、スランプ堆積物の変形構造からは、北西向きの古斜面が想定されるという。

棹崎の北岸、西岸を見たあと海岸線に沿って戻り、再び出発地点のキャンプ場を経て棹崎公園の駐車場に到着した。このあと、棹崎半島の東側にある佐護湾の東岸の道路沿いからちょっと入った比較的小さな露頭を観察するために、車で移動した。ここがStop2-2の棹崎の東岸で、ここでは、上方薄層化・上方細粒化をともない基底に侵食面を有する厚さ数mのチャンネル性の砂岩体が泥岩優勢砂岩泥岩互層を経て上下に重なる様子(写真33)や、砂岩体がすぐ横で泥岩優勢砂岩泥岩互層に変化する様子が観察された。これらの特徴から、斜面～堆積盆底環境下でのチャンネル・レビー堆積物であろうと想定される。これらの砂岩層の古流向は北向きから北西向きであるという。

上島の北西端部までせっかく来ていることから、Stop2-2の棹崎見学後は、上島北東端部に位置する韓国展望所あたりまで行ってほしい気持ちもあったが、ホテルは下島中部の東海岸の巖原にあることから、棹崎見学終了後はまっすぐホテルに戻った。この日の夜は、巡検最後の夜ということもあり、巖原のいけす料理店で対馬の漁師料理である魚介類の石焼き料理を味あわせてもらった。字のごとく石の上で焼く料理であるが、中条氏によると石は貫入岩の斜長斑岩を使うのが本道だということである。珍しい石焼き料理を食べたので最後に記念撮影を行った(写真34)。

## 9. 巡検第3日目

### Stop3-1. 神崎<sup>こうざき</sup>

主たる観察対象：対馬南東縁の海食崖にみられるデ



写真34 巖原のいけす料理店での記念集合写真。  
前列左から、中条さん、Wang Guoqingさん(中国)、Raymond Eilertsenさん(ノルウェー)、宮田さん、著者、後列左から、江藤さん、小松原さん、大竹さん、山口さん、立石さん、藤野さん。



写真35 内院漁港到着後の現地での説明。中央で説明するのは、巡検リーダーの中条氏。

### ルタフロント堆積物の崩落による大規模スランプ堆積物

層準：対州層群下部層

観察の主な狙い：海食崖に沿いほぼ7kmにわたって観察される大規模崩落堆積物の各種変形構造と横方向への変化

この日の最初の見学は、釣り船による下島南東沖の海上からの見学であることから、宿を出た後、下島南東の海岸沿いの入り江にある村落をつなぐために整備された山間の道<sup>なにいんうら</sup>を走り抜けて漁船の出る内院浦<sup>ないいんうら</sup>の豆酸内院漁港<sup>つつないいんぎょこう</sup>へと向かった。現在のように車が走る道路が整備される以前は、漁港間の物資の運搬や人の交流は船を使って行われていたということである。宿を出て約1時間余りで目的の漁港に着き、そこでここでの見学内容について巡検リーダーの中条さんより説明をうけた(写真35)。天候はやや曇り気味であったが、問題ないという船長さんの判断でほっとし、全員救命胴衣を身に着けた後釣り船に乗り込んだ(写真36)。

ところで下島南部に分布する対州層群下部層には、大規模なスランプ堆積物が挟まれており、特に下島南東縁の神崎からワゴ浦にいたる海食崖では、7kmにわたってほぼ連続的に追跡可能な大規模なスランプ堆積物が存在することが古家ほか(1988)によって報告されるとともに、先駆的な解析がなされ、デルタフロントの崩壊堆積物であろうと結論づけてい



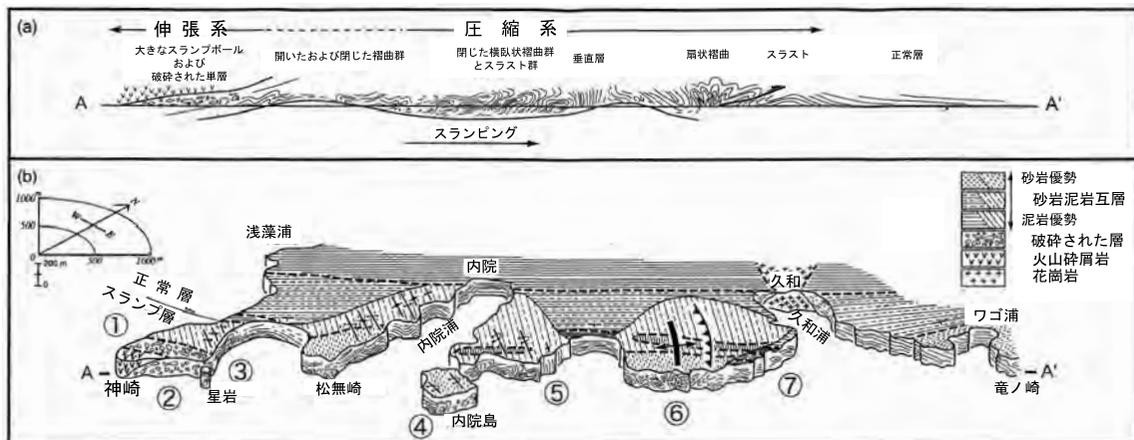
写真36 出発前の釣り船内の様子。

る。

古家ほか(1988)では、海岸でみられるスランプ堆積物は、次の①から⑦の7つの部分に分けて考えることが可能であるとしている(第11図)。

- ①：低角な正断層と波長・振幅の小さい褶曲様変形構造
- ②：巨大な砂岩のブロックとこれを取り囲む泥質岩
- ③：軸面が高角な開いた褶曲様変形構造
- ④：軸面が低角で振幅が大きな閉じた横臥褶曲様変形構造と低角な逆断層
- ⑤：200m以上にわたって直立している砂岩卓越互層
- ⑥：振幅が大きい閉じた褶曲から成る扇形の褶曲様変形構造
- ⑦：正常層への漸移部

古家ほか(1988)によると、南西端の神崎灯台付近



第11図 Stop3-1. 神崎における大規模スランプの模式分布図と地形図. 上段の図は、古家ほか(1988)を一部修正. 下段の地形図は、国土地理院5万分の1地形図「蔵原」を使用.

では、砂岩泥岩互層からなる①の上位に、巨大な砂岩ブロックが泥質岩中に散在する②の堆積物が重なり、さらにこれを火山碎屑岩が覆っており、この火山碎屑岩からは、 $21.0 \pm 1.5 \text{Ma}$ のフィッシュトラック年代が得られているという。③から⑦は、褶曲様の変形様式をさまざまに変化させながら連続する砂岩泥岩互層が観察される。したがって、②は特異な堆積物から構成されているが、それ以外の部分は砂岩泥岩互層から構成されている。①から②では伸張性の断層や褶曲などの変形構造がみられるのに対して、③から⑦では圧縮性の変形構造が観察されることから、デルタフロントにおける堆積物の崩壊と移動は南西から北東報告に起きたこと、したがって⑦が崩壊堆積物の頭部(先端部)に、①や②が崩壊堆積物の尾部(末端部)にあたるという。

このスランプの形成時期については、このスランプ堆積物を覆う酸性火山碎屑岩中に②の泥質岩に由来する碎屑岩岩脈やシルが多数存在し、それが下位

のスランプ構造と同じような未固結変形構造を起していることから、古家ほか(1988)は、この大規模スランプ堆積物の発生はそれを覆う火山碎屑岩を引き起こした火山活動と密接に関連してほぼ同じ時期に形成された可能性が高いと結論づけている。

Stop3-1.の神崎での見学は、対州層群下部層中の大規模スランプ堆積物を、神崎から東方のワゴ浦へ向けて、すなわちスランプ堆積物の移動方向に、船上から観察することである。船はまず内院湾を南下して外洋に出たのち南西方に舵をとり、神崎灯台を越えてしばらく北上したところで船を旋回し、そこからスランプ堆積物の観察が始まった。

船が旋回したところの崖の正面には、大きいものは径20mにも達しそうな不規則な形態をした大小の白色砂岩ブロックが黒色泥岩の基質中に浮いているように散在している②の堆積物が観察される(口絵3(A))。砂岩ブロックは割れたときにみられるような周辺が角張った不規則な形態を示す(写真37)。多くは



写真37 巨大な砂岩ブロックが泥岩中に散在する神崎灯台西側の崖.



写真39 地元で“くじら石”と親しまれている砂岩ブロック.



写真38 神崎灯台下の火山屑砕岩.



写真40 内院島の崖にみられる軸面が水平に重なる横臥性褶曲構造を示す変形構造 (④地点付近).

断面で細長い形態を示し長軸は水平かそれに近い低角で配置していることが多い。古家ほか (1988) は、これらの砂岩ブロックはデルタフロントで形成されたひとつの大きな砂岩体が崩壊して形成された可能性を指摘している。神崎灯台の直下には②を覆う形で、酸性火山屑砕岩から成る白色の大きな岩盤がみられる (写真38)。神崎灯台を越えるとその北東側の崖には、再び黒色泥岩の基質中にさまざまな形態をした砂岩ブロックが多数みられる (口絵3 (B))。その中に、東方に向かって泳いでいる鯨のような形をしたブロックがあり、地元では“くじら石”と呼ばれて親しまれているということである (写真39)。やはり②から成る星岩を越えると、さまざまな程度に地層が褶曲・変形した③が現れ、松無崎を経て内院浦西岸へとつづく。内院浦の沖合を東へ横断したところにある内院島の

南岸には、軸面がほぼ水平な横臥褶曲状の変形構造が特徴的なユニット④が観察される (写真40)。さらに北東方向に進むと厚い砂岩体が垂直に立っているところが観察されこれが⑤であろう (写真41)。次に小さな湾を越えて下崎山の付近になると砂岩が垂直上方に放射状に扇を開いたような崖が観察でき、これが⑥であろうか (写真42)。さらに海岸線に沿って北上すると左手に比較的深い湾がみられ湾奥に村落が見られた。これが久和浦である。このあたりまできたときに黒い雲が空を覆い暗雲が立ち込めるようになった。久和浦を越えると崖の地層は東にゆるく傾く単斜構造を示すようになり、こちらへんが⑦に含まれるのであろうか。さらに東に海岸に沿って進むと雨脚がひどくなってきたので、前方にワゴ浦の東にある竜ノ崎灯台が見えてきたところで引き返すことになった (写



写真41 砂岩層がほぼ垂直に配列する⑤地点付近の変形構造。



写真43 観察セクション東端の竜ノ崎灯台。暗雲が立ち込めてきたので、予定地点より少し手前で引き返す。



写真42 扇状褶曲構造を示す⑥地点付近の変形構造。



写真44 内院漁港に無事帰還。天候も回復してきた。

真43). 戻る途中はかなりの雨風に遭遇したが、港に戻った頃には雨もやみ晴れ間がみえるようになったので、参加者一同ほっとした(写真44).

神崎で対州層群下部層中の大規模なスランプ堆積物を観察した後、今度は対州層群最上部のデルタ堆積物を見学するために、元来た道に戻って北上し巖原を通り大船越を過ぎて下島と上島を結ぶ万関橋を越えたところで本道から左手の道にそれ、標高70mの女護島山頂上近くの展望台で昼食の弁当を食べた。この展望台から万関橋や浅茅湾の一角を眺めてしばしの休憩をとった。本巡検最後の見学地である塩浜は、万関橋から更に北方に本道を走り、途中小船越を越え、下島と上島を南北に結ぶ地狭部の北端部あたりで本道から外れて東方の対馬海峡東水道

方向に3kmほど走ったところにある。

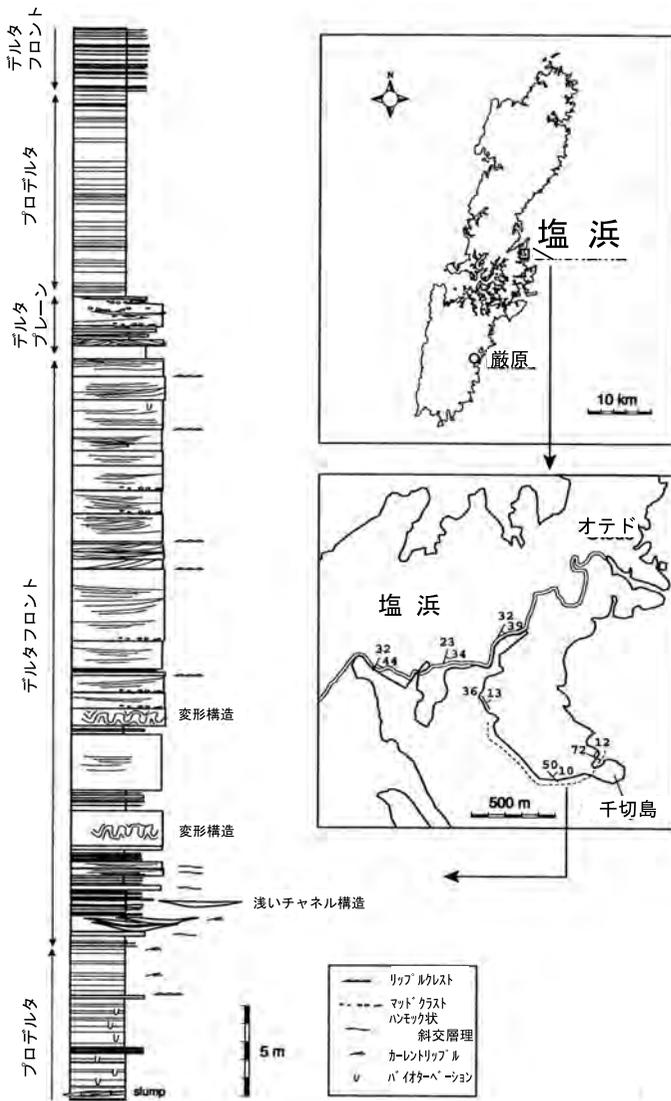
### Stop3-2. 塩浜しおはま：

主たる観察対象：前進性デルタにおける上方粗粒化・上方厚層化サクセッション

層準：対州層群上部層

観察の主な狙い：上方粗粒化・上方厚層化サクセッション中の砂岩層に見られる各種の堆積構造と堆積環境

対州層群は大部分が泥質堆積物から構成されるが、この塩浜地域では、砂質堆積物から成る対州層群の最上部が露出する。すなわち、プロデルタからデルタプレーン堆積物にいたる厚さ100m以上の完全な前進平衡デルタの上方粗粒化・上方厚層化シーケン



第12図 Stop3-2.塩浜の見学ルートおよび岩相柱状図. Nakajo *et al.* (2006)を一部修正.

を観察することができるのである。特に好露頭のセクションが、今回見学する塩浜から“干切島”（低潮時には岬とつながる小さな島）にいたるセクションであるという(第12図)。また、この地域一帯の対州層群は、岡田・藤山(1970)が岩相層序と堆積サイクルに注目し記載したところとしても有名である。岡田・藤山(1970)によると、塩浜西方の横浦から干切島にかけては、下位より上方へ、A. 粘土岩層、B. 生物擾乱シルト岩層、C. 砂・泥互層、D. 砂岩層へと漸移的に変化する上方粗粒化非対称サイクルが、最下部のS1

から最上部のS9まで9つ認められ、合計で約1,400mの層厚を有するという。そして、こうした岩相が形成された環境としてはデルタでの海退現象の繰返しが考えられ、その原因としては急-緩の律動的造構運動を想定した。砂岩層の表面には多数の砂漣(リップマーク)が観察され、そこから求めた古流向は北北東方向への流れを示すという。今回見学する塩浜から干切島にいたる海岸沿いのセクションは、ほぼ岡田・藤山(1970)のS8(層厚約150m)のサイクルに属することになる。このセクションは干切島付近を通る北東-南西方向の向斜軸の西翼に位置しており、海岸線を東方向に歩くと、ほぼ地層の伸びの方向(走向方向)に沿いながらも少しずつ上位の地層をみていくことになる。

現地では海岸線に沿って歩く前に、この地域を研究している案内者の大竹さんより説明があり(写真45)、そのあと、東端の干切島に向かって歩き出した。最初は泥岩優勢砂岩泥岩互層のなかをほぼ走向方向に前進し(写真46)、その後しばらくは最大で径2mに達するような大きな砂岩の礫がごろごろ横たわる礫浜を歩くことになる(写真47)。そしてこの礫浜をようやく通過すると、泥岩優勢砂岩泥岩互層から砂岩優勢砂岩泥岩互層へと上方厚層化、上方粗粒化する見事な崖が現れた(口絵4(A))。泥岩層に対して砂岩層の固結が進んでいることから、多かれ少なかれ砂岩層がひさし状

に突出している(写真48)。突出した砂岩層の断面にはハンモック状斜交層理(写真49)が、上面にはリップル葉理が、底面にはソールマークがしばしば観察される。ときには、一枚の砂岩層にこれら3種類の堆積構造が観察されることがある(写真50, 51)。この崖をさらに東に進むと、厚さ数mほどで斜交層理、平行葉理、ハンモック状斜交層理などの堆積構造が発達した灰白色厚層理砂岩層が間に泥岩層を挟まずに何枚も重なって全体で20m以上の厚さを有すると思われる厚い砂岩層が現れる。これらの砂岩層の層理面



写真45 塩浜のデルタ堆積物について説明する大竹氏.



写真47 砂岩のブロック礫からなる礫浜海岸がしばらくつづく.



写真48 礫浜を抜けると現れる見事な上方粗粒化・上方厚層理シーケンスを示す崖.



写真46 歩き始めの頃に露出する泥岩優勢砂岩泥岩互層.

や断面にみられる堆積構造の葉理は、いずれも赤色を呈する点で共通している(口絵4(B)). 灰白色砂岩中の赤色葉理は、斜交層理、平行葉理、ハンモック状斜交層理といった砂岩中に存在する堆積構造の特徴を強調する上で効果的である(写真52, 53). ただこの赤色葉理は、砂岩内部では赤みがとれて灰白色になっていることから、赤みがかっているのは、表面近くだけの特徴のようである。一方、この厚層理砂岩中には、砂岩層の表面がサーフィンでも楽しめそうな波状を呈するものもある(写真54). また砂岩層の層理面には、這跡生痕化石やリップル化石がしばしば



写真49 砂岩層断面にみられるハンモッキー状斜交層理.



写真50 砂岩層上面にリップル葉理，断面にハンモック状斜交層理がみられる砂岩。



写真53 やや大型のハンモック状斜交層理を有する砂岩。葉理は表面近くでは赤色を示す。



写真51 砂岩層の底面にみられる流痕(底痕)。写真50と同じ砂岩層である。



写真54 波乗りサーフィンが楽しめそうな砂岩層表面の波状構造。



写真52 板状斜交層理，ハンモック状斜交層理，平行葉理構造などの各種堆積構造を有する砂岩が重なる厚層理砂岩。葉理は表面近くでは赤色を示す。

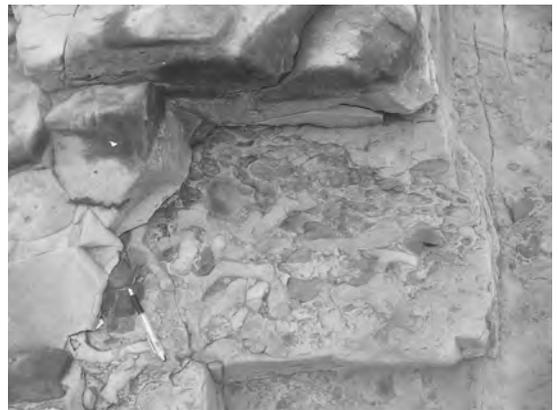


写真55 砂岩層表面付近にみられる動物の這い跡化石(生痕化石)。黒色部は泥岩の偽礫(マッドクラスト)。



写真56 砂岩表面にみられる各種のリップル化石。



写真58 厚層理砂岩とそれを覆う厚い泥岩優勢砂岩泥岩互層の境界付近。折尺をもっているのは小松原さん。



写真57 各種の堆積構造を有する厚層理砂岩は、突然厚い泥岩優勢砂岩泥岩互層に覆われる。



写真59 2泊3日の巡検を無事終え、あいさつをする巡検リーダーの中条氏。

観察され(写真55, 56), 河口州のような環境で形成されたのかもしれない。この赤みがかかった葉理の発達で特徴づけられる厚層理砂岩は、その上位を突然生物擾乱の発達した厚い泥岩もしくは泥岩優勢砂岩泥岩互層によって、すなわちもうひとつ上のサイクルであるS9に突然覆われて終了となっている(写真57, 58)。

最後の観察地点である塩浜から干切島にいたるセクションでの観察を終えたところで、参加者一同は元きた海岸線に沿って引き返し、車のところまで戻ったところで、中条さん始め案内者のみなさんからのまとめのあいさつがあった(写真59)。また参加者からは本巡検に対する感想とお礼の気持ちが述べられて本巡検の締めとなった。一行はこのあと、元きた道を引き返して対馬空港へ行き、そこで解散となった。

## 10. 本巡検の全体的なまとめ

### 対州層群下部層と上部層中のデルタの特徴の違い

案内者の大竹氏の説明によると、リップルレスト、トラフ型およびプラナー型斜交層理、チャンネル軸の方向から塩浜地域のデルタの古地形を復元すると、北方に前進するストーム卓越型デルタと解釈されるということである。そして、巡検初日の午後、Stop1-2の久根浜で見た対州層群下部層のデルタシーケンスと比



くお礼を申し上げます。本原稿が対州層群の堆積物の概要と最近の研究成果を理解していただく上で少しでもお役に立つならば、幸甚の至りであります。

本文中の図面のうち、第2図、第4図、第8図、第9図、第10図、第12図については日本堆積学会から、第7図については日本地質学会から、第3図については共立出版株式会社および同社が指名した代表編集委員(熊本大学の長谷義隆氏)から、第12図上段の図については海洋出版株式会社からそれぞれ転載の許可を得ました。また、巡検案内リーダーの中条武司氏には粗稿に目を通していただき貴重なお指摘を受けるとともに、同氏が直接関連する図面の引用について快諾していただいた。巡検案内者の小松原純子氏にも粗稿に目を通していただき、有益なお指摘をしていただいた。担当の編集委員の方にも多くの有益なおアドバイスをいただいた。末筆ながら、これらの団体・組織・個人に心からお礼を申し上げます。

#### 文 献

- Fabbri, O., Charvet, J. and Fournier, M. (1996) : Alternate senses of displacement along the Tsushima fault system during the Neogene based on fracture analyses near the western margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **257**, 275-295.
- Hayashida, A. and Ito, Y. (1984) : Paleoposition of southwest Japan at 16 Ma: implication from paleomagnetism of the Miocene Ichishi Group. *Earth and Planetary Science Letters*, **68**, 335-342.
- 茨木雅子 (1994) : 浮遊性有孔虫群から見た九州北西部第三系の年代と古環境. *月刊地球*, **16**, 150-153.
- 石島 渉 (1951) : 対馬北端海老島の石灰岩 (短報). *地質学雑誌*, **57**, 457-458.
- 古家和美・平 朝彦・芦 寿一郎・倉本真一・藤岡換太郎 (1988) : デルタフロントの大崩壊-対馬対州層群の例-. *月刊地球*, **10**, 516-522.
- 松本達郎 (1969) : 対馬の地質とその問題点. *国立科博専報*, no.2, 5-18.
- 水野篤行・溝部 晃・茨城雅子 (1993) : 対州層群: 再び前期中新世説とその意義. *日本地質学会西日本支部会報*, no.103, p.1.
- 長浜春夫 (1971) : 長崎県津島 佐須奈地域の対州層群にみられる褶曲構造 (予報). *地調月報*, **22**, 397-400.
- Nakajo, T. (1998) : Tidal influences on distributary-channel sedimentation of the Tertiary delta in the Taishu Group, Tsushima Islands, southwestern Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **41**, Art.3, 37-46.
- 中条武司・舟川 哲 (1996) : 長崎県対馬の対州層群下部層から産出した始新世放散虫化石. *地質学雑誌*, **102**, 751-754.
- Nakajo, T. and Maejima, W. (1998) : Morpho-dynamic development and facies organization of the Tertiary delta system in the Taishu Group, Tsushima Islands, southwestern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 749-763.
- Nakajo, T., Yamaguchi, Y., Komatsubara, J. and Ohtake, S. (2006) : Sedimentation and tectonics of the Tertiary delta to basin successions in the Tsushima Islands, off northwestern Kyushu, Japan. *In* Ito, M., Yagishita, K., Ikehara, K. and Matsuda, H., eds., *Field Excursion Guidebook, 17th International Sedimentological Congress, Fukuoka, Japan*, Sed. Soc. Japan, FE-B11, 1-12.
- 於保幸正・山口悠哉・平山恭之 (2007) : 対馬北部の対州層群中にみられる初期的スレートへき開組織. *地質学雑誌*, **113**, 146-157.
- 岡田博有・藤山家徳 (1970) : 対馬中部、塩浜付近の対州層群中のサイクルと堆積. *国立科博専報*, no.3, 9-17.
- 大竹左右一・伊藤 慎・中条武司 (2007) : 長崎県対馬に分布する新第三系対州層群中にみられるデルタシステムの時間的変化に伴うプロセス変化. *堆積学研究*, no.64, 61-64.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) : Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, **317**, 603-607.
- 酒井治孝 (1993) : 北部九州の第三紀堆積盆地のテクトニクスと堆積作用. *地質学論集*, no.42, 183-201.
- Sakai, H. and Nishi, H. (1990) : Geologic ages of the Taishu Group and the Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki Islands, off Northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **96**, 389-392.
- Sakai, H. and Yuasa, T. (1998) : K-Ar ages of the Mogi and Ugetsuiwa subaqueous pyroclastic flow deposits in the Taishu Group, Tsushima Islands. *Mem. Natn. Sci. Mus., Tokyo*, no.31, 23-28.
- Shimada, N. (1977) : Lead-Zinc ore deposits of the Tsushima Islands, Nagasaki Prefecture, with special reference to Shigekuma-type mineralization. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.* **23**, p.417-480.
- 高橋 清 (1969) : 対州層群の研究. *長崎大学教養部紀要 (自然科学編)*, **10**, 67-82.
- 高橋 清 (1992) : 6. 対馬地域. *地方地質誌「九州地方」*, 共立出版, 120-123.
- 高橋 清・林 正雄 (1985) : 対馬の火成岩類のフィジョン・トラック年代 (I). *長崎大学教養部紀要 (自然科学編)*, **25** (2), 9-19.
- 高橋 清・林 正雄 (1987) : 対馬の火成岩類のフィジョン・トラック年代 (II). *長崎大学教養部紀要 (自然科学編)*, **27** (2), 19-31.
- 高橋 清・西田民雄 (1975) : 対馬上島地域の対州層群下部層の軟体動物化石について. *長崎大学教養部紀要 (自然科学編)*, **15** (1), 15-20.
- 徳橋秀一・ファン イングル・ソン ビョンクック・鈴木祐一郎・金子信行・イ ホヨン・キム ハクジュ (2006) : 韓国南東部第三紀ボハン堆積盆に発達する中新世トウムサン ファンデルタの堆積物と堆積様式の特徴-日本海 (東海) 拡大最盛期における日本海最西端部の堆積作用-. *地質ニュース*, no.619, 26-46.
- 山口悠哉・於保幸正 (2007) : 対馬北部第三紀斜面相の堆積史. *地質学雑誌*, **113**, 113-126.
- TOKUHASHI Shuichi (2008) : Report on the geologic excursion at Tsushima Islands from Sep. 3 to Sep. 5, 2006, conducted as a field excursion FE-B11 of ISC 2006, Fukuoka, Japan.

< 受付: 2007年10月2日 >