

鹿児島甌島地域の姫浦層群の層序と堆積相

加納 学・利光誠一・田代正之

(理学部地学教室)

Stratigraphy and Depositional Facies of the Himenoura Group in the Koshikijima Islands, Kagoshima Prefecture

Manabu KANO, Seiichi TOSHIMITSU, and Masayuki TASHIRO

Department of Geology, Faculty of Science

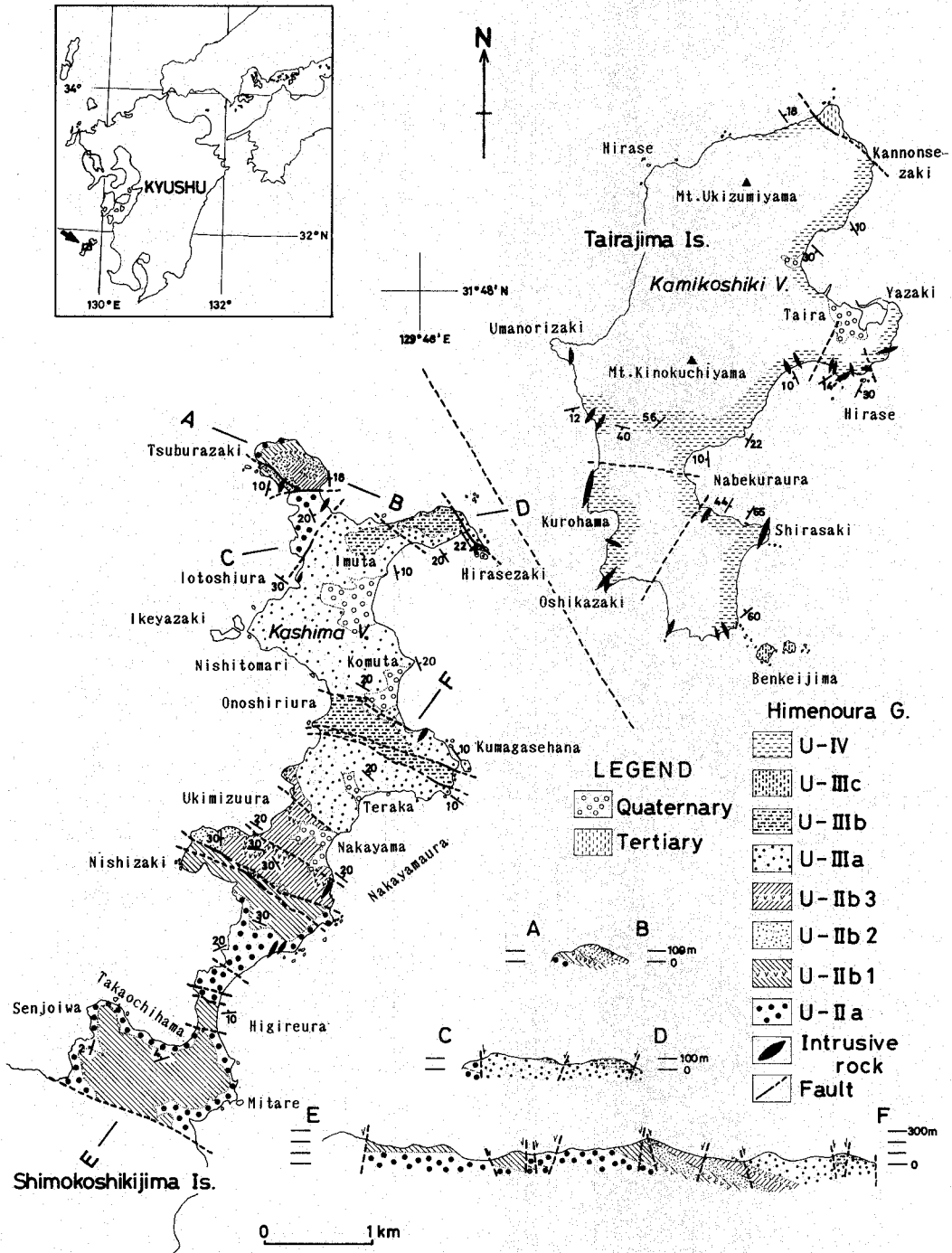
Abstract: The Upper Cretaceous Himenoura Group is one of the type areas for the Upper Cretaceous strata in Southwest Japan. This group distributed at the Shimokoshikijima and Tairajima Islands is composed of four formations, in ascending order, U-I, U-II, U-III, and U-IV Formations, ranging from the Lower Campanian to the Lower Maastrichtian. U-I Formation consists of muddy stone or fine grained sandstone. U-II Formation is divided into two members, U-II a Member (cross bedded sandstone) and U-II b Member (mainly sandy mudstone and cross bedded sandstone). U-III Formation is divided into two members, U-III a Member (cross bedded sandstone and alternating beds of thick sandstone and mudstone) and U-III b Member (alternating sandstones and mudstones). U-IV Formation is composed mainly of mudstone, often intercalating turbidite sandstones and slump beds.

It has been inferred that the sedimentary environments repeated thrice from the lower subtidal to the intertidal in U-I to U-III Formations, and then the basin floor rapidly subsided in U-IV Formation. This lithofacies change could be caused by the progradation and retrogression of the fan delta, and the tectonic movement of the Median Tectonic Lines.

Abundant inoceramids have been obtained in this area. Among them, *Sphenoceras schmidti* and *Inoceras (Platyceras)* spp. are important. *Sphenoceras schmidti*, which is an index species of the upper Lower Campanian, occurred in U-II b Member and U-IV Formation. Namely its range may have extended to the Maastrichtian. Most of specimens belonging to subgenus *Platyceras* occurred in U-II b Member, and they have been classified into several "allied species". These two inoceramid groups should be restudied biostratigraphically and paleobiologically, in the future.

はじめに

鹿児島県甌島地域(第1図)の上部白亜系は伊木(1920)の調査(20万分の1の地質図幅「甌島」)で分布が示され、Matsumoto(1954)により姫浦層群相当層とされた。その後、本地域の白亜系の層序学的、古生物学的研究は天野ら(Amano, 1957; 天野・古閑, 1971など)、地質調査所(田中・寺岡, 1973; 井上ほか, 1982)及び田代ら(田代・野田, 1973; Tashiro, 1976など)の一連の研究がある。このうち、田中・寺岡(1973)は堆積相について、田代・野田(1973)、Tashiro



第1図. 甌島地域の位置図, 地質図及び地質断面図

(1976)は化石相に重点を置き、詳細な層序の検討をした。しかし、前者の岩相層序区分は天草下島の姫浦層群をも含めた後者のそれとは異なり、層序が逆転する部分もある(第2図)。

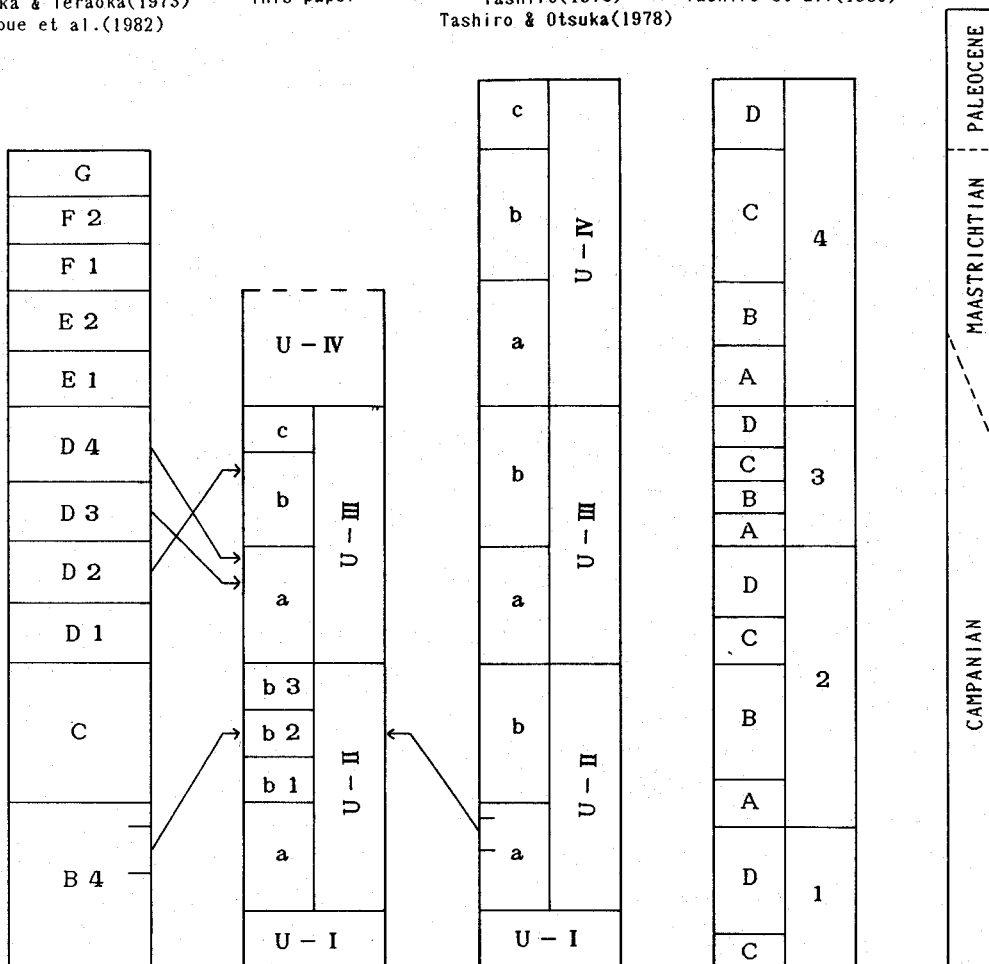
近年、最上部白亜系の化石層序及び国際対比については、欧州標準地域の露出状況の不備から再検討の必要性が生じている。甌島の姫浦層群は二枚貝化石が豊富で、岩相も粗粒浅海性堆積物から細粒遠海性(open shelf)堆積物まで変化に富み、白亜系最上部の化石層序、動物変遷を知る上で、本邦では重要な地域の一つである。また、甌島地域の延長に当たる天草下島の姫浦層群ではTashiro *et al.* (1980)により、上方粗粒化堆積サイクルに着目した岩相層序区分が提唱され、堆積学的にも再検討が迫られている。幸い、下甌島では最近道路の整備が進み、島内部の地層が容易に観察されるようになり、同時に多量の化石も得られたことから、従来の層序区分の吟味も可能となった。以上の観点から当地域(特に下甌島と平良島)の姫浦層群の岩相、化石相を調査し、層序及び堆積相の検討を行った。

Tanaka & Teraoka(1973)
Inoue *et al.*(1982)

This paper

Tashiro(1976)
Tashiro & Otsuka(1978)

Tashiro *et al.*(1980)



第2図. 岩相層序対比表

左2つは甌島地域、一番右は天草下島地域、右から2つめは両地域を兼ね、右端にその地質時代を示す。

地質概要

調査地域のほぼ全域に上部白亜系が分布し、平良島の北端で古第三系と断層で接している。調査地域の南側には中新世花崗岩類が広く分布しているため(田中・寺岡, 1973), 大崩林道沿いでは一部ホルンフェルス化しており, またしばしば火成岩岩脈が白亜系を貫入している。構造的には下甌島ではWNW系の正断層により, 地層の繰り返しがみられるが, 一般に走向WNW, 約20°北傾斜のため, 大局的には北ほど若い地層が露出する。平良島では北に緩くプランジする向斜構造のため高度の高い所, 及び北方ほど若い地層が露出している。

層序各論

甌島の白亜系姫浦層群上部亜層群は, Tashiro (1976) によりU-I層～U-IV層の4層に区別された。今回の報告ではこの区分を踏襲するが, 細部については若干修正している。下甌島にはU-I～U-III層, 平良島(中甌島)にはU-III層の上部からU-IV層が分布している。なお地質図を第1図, 柱状図を第3, 4, 5図に, 化石産地を第6図に示す。

U-I層 (層厚不明)

U-I層は下甌島の吹切の切り通し南の狭い地域にのみ露出することが田代・野田(1973)によって報告されているが, 現在では県道藪牟田一長浜線の工事にともなって埋もれてしまい確認することができない。田代・野田(1973)によれば岩相は黒色シルト岩からなり, Tashiro(1976)は本層から *Sphenocerasmus orientalis* を報告している。

U-II層 (層厚400m以上)

U-II層は下甌島の鷹落浜, 吹切浦から浮水浦, 中山浦までの地域と下甌島北端の円崎周辺に分布している。主として砂岩, 泥質砂岩及び黒色の泥質岩からなる。下位のU-I層を整合に覆う。本層はTashiro(1976)によってU-II aとU-II bの2つの部層に分けられているが, 今回さらに岩相によってU-II b部層をb1, b2, b3に細分した。

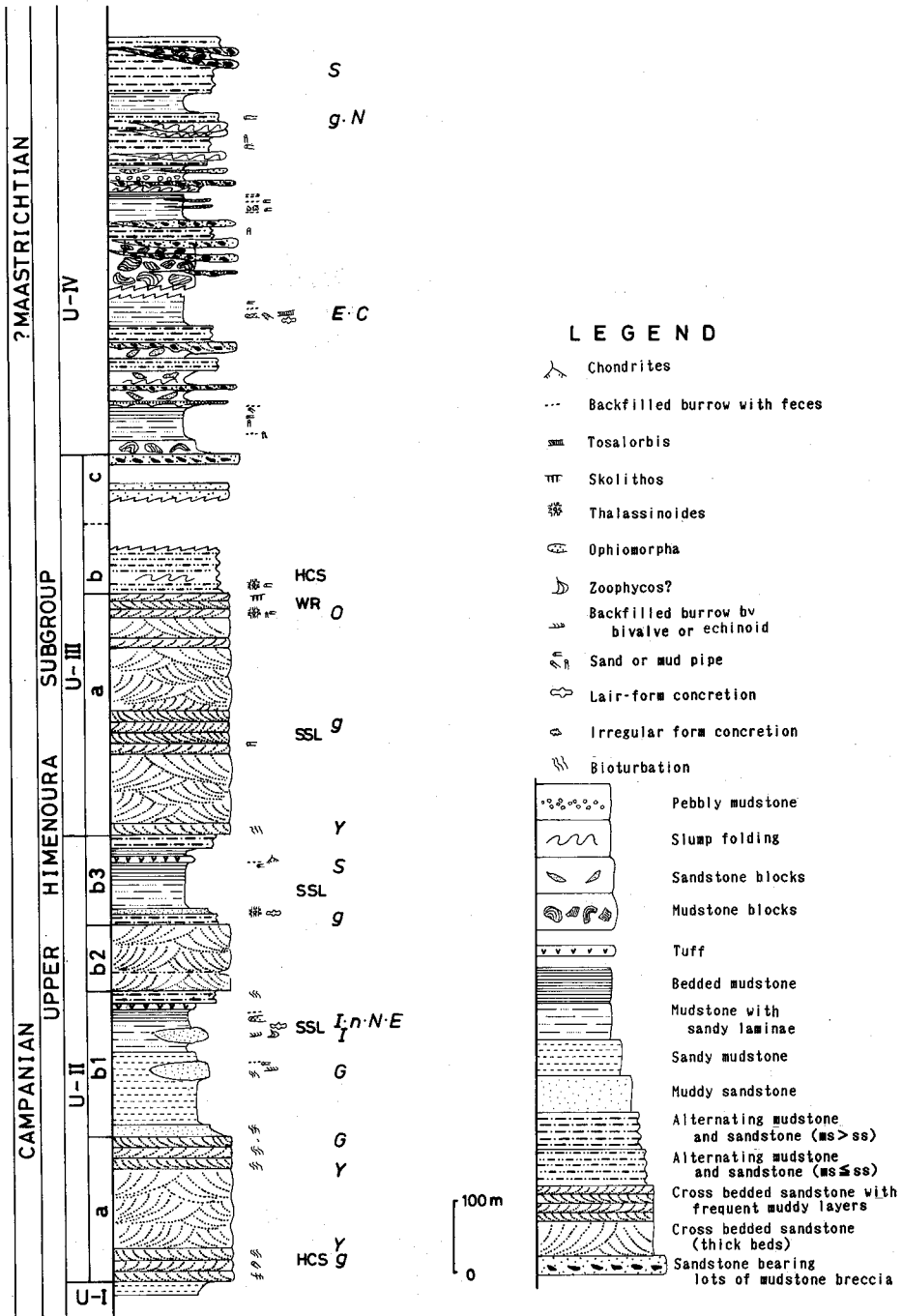
a 部層

鷹落浜, 吹切浦及び夜萩浦に分布する。主に斜交層理の発達した中～粗粒の砂岩からなるが, 頻繁に薄い泥質砂岩をはさみ互層状を呈する。砂岩単層は最も厚い部分で10～30cmである。これらの互層の層理面は全般的には低角度の斜交層理で flaser bedding (Reineck and Wunderlich, 1968) に類似し, まれに厚さ30cm程の平板状斜交層理砂岩を挟む。

下部ではこの砂岩に時折無層理の厚さ2～3m程の灰色中粒砂岩が挟まれ, 多数のチューブ状生痕が観察される。

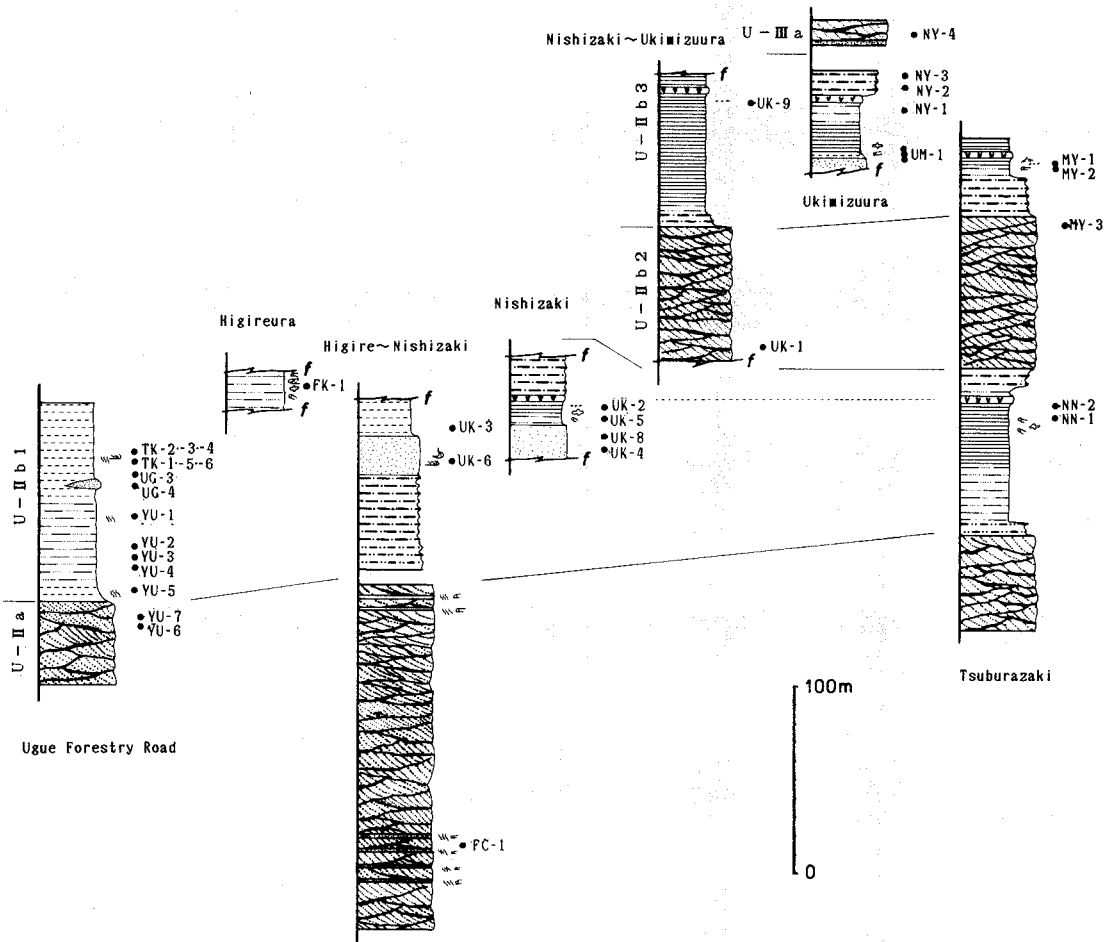
上部では下部と同様の flaser bedding の発達した砂岩に約4～10mおきに厚さ約5～30cm程度の砂岩層の卓越する砂岩泥岩互層が挟まれる。互層部で砂岩は, 10°以下の低角度の斜交層理を示す。砂質泥岩には平行葉理の存在するものがあり, しばしば生物擾乱を被る。その他に互層内の泥質岩がスランプ性微褶曲構造を示しているものや, 無層理砂岩の下底に荷重痕が形成されているものなどがみられる。また夜萩浦では砂岩泥岩互層部にストーム性堆積物を示唆するハンモック状葉理を持つ砂岩層も観察した。

化石は全層準にわたって *Yaadia japonica* および *Loxo japonica*, *Glycymeris amakusensis* が散



第3図. 甌島地域の姫浦層群上部亜層群の総合柱状図

略号 HCS: ハンモック状斜交葉理, WR: 波状漣痕, SSL: storm sand layers, S: *Sphenoceramus schmidti* 密集層, E: ユニ密集層, C: ウミユリ, O: カキ密集層, g: *Glycymeris* 密集層 (小型), G: *Glycymeris* 密集層 (大型), Y: *Yaadia* 密集層, I: イノセラムス密集層, N: 含 *Nanonavis* 泥岩層, n: オウムガイ



第4図. U-II a層のルート柱状図
 凡例は(第3図)と同じ。

在していることが普通で、流れ込み状の密集レンズをなすこともある(図版VI-7)。これらの密集レンズは各種が同数で混在していることはなく、必ずある特定の種が卓越して産する。レンズの厚さは小規模なもので約5cm, 大規模なもので約50cm程度で、その径は最大で4m程であるが、*Glycymeris*が多数を占める場合は径30m以上の大きな密集層をつくることもある。これらのレンズは斜交層理砂岩中に存在するが、*Glycymeris*の大型の密集層の場合は無層理で、多くの場合周囲の砂岩より若干泥質である。密集層中の化石の殻の向きはいずれも不規則であるが、*Glycymeris*と*Yaadia*には合弁のものも少なからず見られ、特に後者にその傾向が強い。またそのほかに小型の二枚貝がしばしば小さなレンズ状に密集する。夜萩浦の本部層上部(YH-2)から*Inoceramus cf. balticus*が産した。

b 部層

b部層は鷹落浜, 吹切南部, 吹切浦北部から中山北部, 下甕島北端円崎周辺に分布している。このうち円崎で、b部層のほぼ連続層序が得られる。b1は主に泥質岩, b2は砂質岩, b3は泥質岩からなる。b部層は島北部中山付近では厚く(250m以上), 島北端部円崎では薄い(190m以上)。

U-II b 1 の最下部は a 部層から漸移しており、大崩林道沿いでは無層理の細粒泥質砂岩ないしは砂質泥岩で、吹切浦北部では 5 cm 以下の薄い茶灰色砂岩と厚さ 30cm 以上の暗灰色泥岩の互層、円崎では砂岩優勢の互層である (図版 III)。泥質砂岩はしばしば生物擾乱を受けている。茶灰色砂岩にはしばしば平行葉理が発達している。大崩林道では下部～中部は砂質泥岩からなり、多くの場合無層理である。吹切浦北部では下部から中部にかけて砂岩泥岩互層から無層理の泥質砂岩～砂質泥岩へと移化する。円崎では、砂質葉理を頻繁に挟む泥岩である。砂質泥岩～泥質砂岩中には時折 *Zoophycos*? (図版 VI-2) やチューブ状生痕が観察された。上部は細粒の厚い暗灰色泥岩と砂質泥岩との互層であるが浮水浦南部では砂質泥岩の割合がかなり増えている。また 2 m 程の厚さの酸性凝灰岩層が一層挟まれる。泥岩中には砂質葉理が見られるが、生物擾乱を受けて無層理になっている部分も多く見られる。泥質部では全層準にわたって径 5～30cm の石灰質ノジュールが見られる。また直径 3 cm 程のパイプがネットワーク状に、大きなもので幅 1 m、高さ 0.3 m 程に広がった住まい跡生痕もしばしば観察された。最上部は砂岩泥岩細互層となり、上方ほど砂岩勝ちとなり上位の b 2 へ漸移していく。

b 2 は浮水浦と円崎に分布する。その最下部は岩相が b 1 から漸移している。主体は flaser bedding 状の斜交層理の発達した中～粗粒の砂岩である。各セットの厚さは約 5～10cm であり、下位の U-II a のものに比べやや小型であり、5～10° の低角度で斜交している。最上部は上方へ向かって次第に泥質岩を挟み互層状になる。

b 3 は円崎と浮水浦に分布し、その基底部は砂岩泥岩細互層から始まり、下部、中部は暗灰色泥岩となる。暗灰色泥岩中には生物擾乱を受けている部分を除いて砂質葉理がよく観察され、不定形の径 5～30cm の石灰質ノジュールが各所で見られる。また直径 2 cm のパイプ状生痕も観察された。上部は層状泥岩 (bedded mudstone) からなり、厚さ約 3 m の酸性凝灰岩層を一層挟む。最上部では砂岩薄層を挟み、上方へ向かって粗粒物質が多くなっていく。層状泥岩の単層の厚さは 30cm 以下で、平行葉理が発達しているが、生物擾乱のため無層理に見えるところもある。その他 *Chondrites* や長さ 1 mm 以下の *Chondrites* 様の生痕化石 (fecal backfilled tube : 図版 VI-8) も観察された。

化石は b 1 で豊富であり、その暗灰色泥岩中には多数の異常巻アンモナイト *Glyptoxoceras cf. indicum* の破片が多数含まれる。またその破片が密集して他の貝殻片などと一緒に石灰質ノジュールを作っていることがある。この泥岩中からはまれにオウムガイ *Cymatoceras sp.* も産出する。*Glyptoxoceras* に伴って *Nanonavis bravis* や *Tenea japonica* も多産し、合弁ないし両殻のそろっているものが多いが、それらが片殻に分離したり破片化して密集小レンズを造っていることも多い。

またウニも泥質岩中に普遍的に産する。*Endocostea*, *Platyceramus*, *Sphenoceramus* などのイノセラムス類も多量に産した。これらのイノセラムス類は暗灰色泥岩中に比較的稀に 1 個体ないし、多くても 2, 3 個体が集まって合弁で地層面に対して水平に産することが多い。また泥質砂岩では大小様々の個体が、多くは合弁のまま地層面に対して不規則な方向をむいて比較的狭い範囲から多量に破片も伴って産することが多い。両者間の産出種に大きな違いはない。

b 2 の砂岩ではまれに *Loxo japonica* や *Yaadia japonica* が厚さ 5 cm 以下の密集小レンズを作っている。

b 3 の暗灰色泥岩中の産出化石と産状は b 1 と同様であるが、こうした産状の他に、*Sphenoceramus schmidti* は b 3 上部の層状泥岩中に長径 1 m、厚さ 15cm の、本種だけからなるレンズ状密集層をなしている。このレンズ中の標本は非常に保存が良く、すべて地層面に平行で、多くのものが合弁や殻の開いた状態で産した。またこの層状泥岩は *S. schmidti* がごくまれに密集レンズをなして産する以外は他の二枚貝をほとんど産しないことで特徴づけられる。

U-Ⅲ層 (層厚390m以上)

本層は下甌島の中山北部から平瀬崎までと、平良島南東端の狭い地域とに分布している。主として斜交層理の発達した厚い中～粗粒の砂岩と5 m以下の砂岩泥岩互層が10～数10mごとに繰り返す岩相変化を示す。基底は下位のU-II層を整合に覆う。Tashiro (1976) は本層を岩相によってa, bの2部層に分けているが、平良島南東端に分布するU-Ⅲ層最上部は明らかにU-Ⅲ bとは岩相が異なるので、新たにc部層を便宜的に設けた。b部層とc部層の関係は両者が海で隔てられているために正確にはわからないが、天草下島との層序の比較から恐らく整合だと思われる。

a 部層

本部層は下甌島の中山北部から寺家、熊ヶ瀬鼻、平瀬崎まで分布する。基底は泥岩勝ちの砂岩泥岩互層で上方へ向かい次第に砂岩勝ちとなっていき、斜交層理の発達した中～粗粒砂岩に変わる。

下部は斜交層理の発達した中粒青灰色砂岩からなり、しばしば平行葉理を持った厚さ10cm以下の黒色泥岩や50cm以下の砂岩泥岩薄互層を挟む。寺家では厚さ2 m程の炭質泥岩層も観察された。斜交層理砂岩のセットの厚さは20～30cmであり、10°以下の低角度で斜交している。また砂岩中には稀に黒色泥岩礫がみられる。

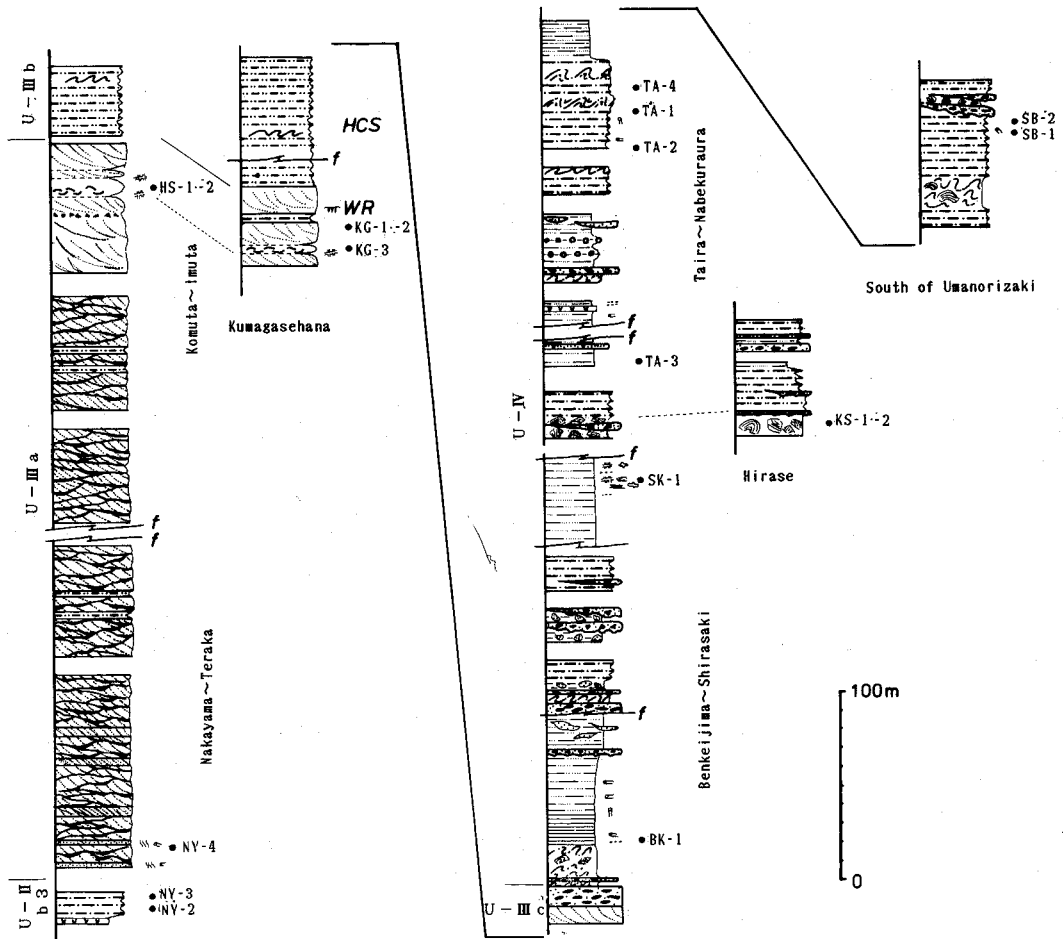
中部は斜交層理の発達した中～粗粒砂岩から上方へ向かうに従って砂岩勝ちの砂岩泥質砂岩互層となる。砂岩層は単層の厚さは約1～3 mだが時に5 m以上になり10°以下の低角度に斜交する葉理を持っている。また泥質砂岩は部分的に非常に泥質になることがあり、そうした部分にはチューブ状の直径1 cm以下の生痕が存在することもある。U-Ⅲ a部層の大部分の砂岩はU-II a部層と同様 flaser bedding 状を呈し、時折数m～1 mの厚さの平板状斜交層理砂岩を挟む (図版 I-3)。

上部は各セットの厚さ20～30cmほどの10°以下の低角度で斜交した中～粗粒の青灰色斜交層理砂岩から始まる。その斜交する角度は上方にいくなつて大きくなり20～30°になる (図版 I-4)。また厚さ1～3 mの無層理砂岩がしばしば挟まれ、上面に対称リップルが見られることが多く (図版 I-2)、そのような砂岩は生物擾乱を受けている場合が多い。熊ヶ瀬鼻 KG-1 において転石ではあるが *Skolithos* (図版 VI-5) が観察された。さらにこの砂岩には多数の厚さ約5～10cmの炭質物に富んだ黒色泥岩の薄層が挟まれており、砂岩中にも炭質植物片を含むことがある。また厚さ1 mの暗灰色泥岩層を少なくとも2層挟み、それには甲殻類の巣穴跡 *Thalassinoides* (図版 VI-6) が密集する。

化石は下部から中部にかけて *Yaadia obsolata* と小型の二枚貝が散点的に含まれ、所により小さな密集レンズ (厚さ数cm, 幅数10cm) をつくる (図版 I-1)。上部ではカキ密集層が少なくとも4カ所見られるが (KG-4, HS-1, HS-2, HS-3)、そのうちHS-2ではカキ化石が層面に垂直に伸びており、また一つのカキから他のカキが付着して伸びている産状も見られる。従ってこのカキ化石群は自生のカキ礁と思われる (図版 VI-9)。カキ殻は1個体の長さが50cmを越えるものも珍しくない。その他に比較的大型のカキの破片が全層準にまれにみられる。なおこのカキ礁についての詳細は別に報告予定である。

b 部層

熊ヶ瀬鼻南部から東西に帯状に分布しており、平瀬崎西方の山稜にも露出している。主として層厚2～5 mのトラフ型斜交葉理を持った青灰色中～粗粒砂岩と厚さ0.3～2 mの砂質葉理を持った砂質泥岩の互層からなる。熊ヶ瀬鼻では稀にハンモック状斜交葉理砂岩層が見られ、その下位では泥岩のスランプ性微褶曲構造も観察された。下部の砂岩にはしばしば中～大規模のコンポリューションが見られ、また砂岩層の下部あるいは中部に少量の泥岩偽礫 (同時侵食礫) を含むことがある。互層部の泥岩中には *Thalassinoides* がみられることがあるが、そのほかの化石は未確認である。



第5図. U-III層及びU-IV層のルート柱状図
凡例は(第3図)と同じ。

c 部層

平良島の東南端の弁慶島付近に狭く分布する。b部層との関係は観察されない。斜交葉理を持った中～粗粒砂岩と様々の大きさの泥岩偽礫を多量に含んだ中～粗粒の砂岩からなり(図版II-2), 泥岩層の挟みはほとんど見られなかった。化石は得ていない。

U-IV層 (層厚540m以上)

本層は平良島に広く分布する。主に暗灰色泥岩からなり、しばしば大規模なスランプ層や泥岩偽礫を含んだ砂岩を挟む。下位のU-III層を整合に覆う。さらにその上限付近については調査中である。

最下部はU-III cの砂岩の上には砂質葉理を持った暗灰色泥岩層がスランプ褶曲をなしており、その上に砂質葉理を持つ暗灰色泥岩層がのる。この暗灰色泥岩層の下の方に石灰質礫が多数含まれている層準がある。石灰質礫は円形か楕円形に近く、最も大きいもので径20cm程である。砂質葉理は上の層準ほど密になり、また中粒のタービダイト砂岩層を挟むようになる。砂岩層の厚さは0.2

～1 mでいずれも下位の泥岩を削り込んでいる。砂岩層には斜交葉理が観察されることが多く、ほとんどの場合多量の泥岩偽礫を含んでいる。これらの砂岩の下底にはフルートキャストや荷重痕などの底痕が見られることが多い。また砂岩層の中には堆積後に地滑りし、ブロック化しているものがある。

さらにこの暗灰色泥岩層の上に泥岩勝ち砂岩泥岩互層が重なる。泥岩は厚さ50cm以上で、砂岩は通常厚さ数cm、時に30～50cmほどで級化葉理ないし斜交葉理が見られることもある。砂岩底面にはしばしば幅1 cm以下、長さ30cm以上の直線状の生痕やその他のタイプの生痕がみられる。その上位には厚さ数mの泥岩偽礫を多量に含む中粒砂岩層が2層ある。この砂岩層は下位の砂岩ブロックを含む泥岩を大きく削り込んでいる。さらに上位には再びタービダイト砂岩を頻りに挟む暗灰色泥岩層がのる。この砂岩は厚さ10～50cmで、ほとんどが幅10～20mのレンズ状を呈す。

U-IV層の中部は下位から砂質葉理を持つ暗灰色泥岩層、大規模なスランプ層、泥岩偽礫を多数含んだ中～粗粒の砂岩を頻りに挟む暗灰色砂質泥岩層に変化する。最下位の泥岩層は一見、塊状で20～30cm程の単位層からなる層状泥岩であるが、時折葉理の発達した砂質部(厚さ5～10cm)を挟む。この泥岩中には、長径5～8 cm、短径2～3 cmの扁平な筒がネットワーク状に縦横30～40cm、高さが30～50cm程に広がっている砂管(図版VI-1)や層理面に平行な直径2.5cm程の *Ophiomorpha*? (図版VI-3)などの生痕化石が多数見られる。その上位のスランプ層中には多量の砂質葉理を持つ泥岩ブロックやフリッシュ様の砂岩泥岩互層のブロックが含まれている。このスランプ層は黒浜、平瀬、観音瀬崎南方に露出しているが、その上限、あるいは下限を断層で切られており、厚さは不明である。ブロックの大きさは様々であるが、黒浜では100m規模のものが見られ(図版II-1 a, b)、このスランプ層が非常に厚いことがわかる。また平瀬では、スランプ層中に泥質粗粒砂岩を基質とし、泥岩や砂岩を礫として含んだ土石流堆積物がチャンネル状に下位層を削り込んでいる産状が観察され、このスランプ層が少なくとも2回の地滑り運動を記録していることがわかる。観音瀬崎ではこのスランプ層の上位に泥岩偽礫を多量に含む粗粒～中粒砂岩層と暗灰色泥岩との互層が乗る(図版II-3)。砂岩層の厚さ数10cm～2 m程であり、薄いものは泥岩偽礫をあまり含まない。泥岩の単層は最大数10cmの厚さしかない。2 m程の厚い砂岩層の中には泥岩偽礫の濃集層が2～3層あり(図版V)、この砂岩層が複数回の堆積によってできたことを示している。またこの砂岩層の下底にはフルートキャストが見られる。一方、平瀬ではこれに比べ泥岩層が砂岩層よりやや厚く、泥岩優勢である。

上部は厚さ約10cmの酸性凝灰岩層を1層挟んだ暗灰色泥岩層に始まり、その上に暗灰色泥岩とそのスランプ層、泥岩勝ち砂岩泥岩互層、偽礫に富んだ砂岩層を挟む暗灰色泥岩層といった3つの岩相を繰り返す。暗灰色泥岩層の最下部には fecal backfilled tube の発達した部分がある(図版VI-8)。スランプ層は時折泥岩ブロック状岩塊を多量に含んでおり、そのブロックは大きいもので50 cm以上にもなることがある。砂岩泥岩互層は厚さ2～10cmの青灰色砂岩と厚さ5～20cmの暗灰色泥岩の繰り返しであることが多い。砂岩には平行葉理が見られることが多く、その下底にフルートキャストの見られるものもある(図版I-5)。泥岩には砂質葉理が存在し、径2～3 cmの砂管が見られる。また暗灰色泥岩層に挟まれる偽礫に富んだ砂岩は通常厚さ0.5～2 mだが、厚さ5 mを越えるものも見られる。これらの砂岩層は下位の泥岩を大きく削りこんでおり、その深度は時に数mに及び、その規模はU-IV層下部のものよりはるかに大きい(図版IV)。

化石は下部の石灰質礫からイノセラムスの破片が産出し、その他に暗灰色泥岩から直径2～7 cmのウニが産する。ウニは砂質葉理が疎な部分から上方の密な部分にかけて次第に増える傾向があるが、砂岩層が挟まれ始めるとみられなくなる。中部では暗灰色泥岩からウミユリ *Nielsenocrinus* sp. (鑑定は大路樹生博士による) が産し、その他にもウニや環形類の *Tosalorbis*? (図版VI-4) と思

われるものが産した。またスランプ層中からは *Inoceramus (Platyceramus) sp.* を得た。上部からは二枚貝 *Portlandia* やウニ, 巻貝, アンモナイト *Tetoragonites sp.* などを採集しており, また上部の中程の互層部から転石ではあるが, 大型脊椎動物の骨片を発見した。その他に上部からは稀に *Sphenoceramus schmidti* が出る。また最上部近くの暗灰色泥岩には幅約 2 m, 厚さ 3 cm の *S. schmidti* のみからなる密集層が見つかった。

なお, *S. schmidti* の密集層と, 大型脊椎動物については別の機会に報告する予定である。

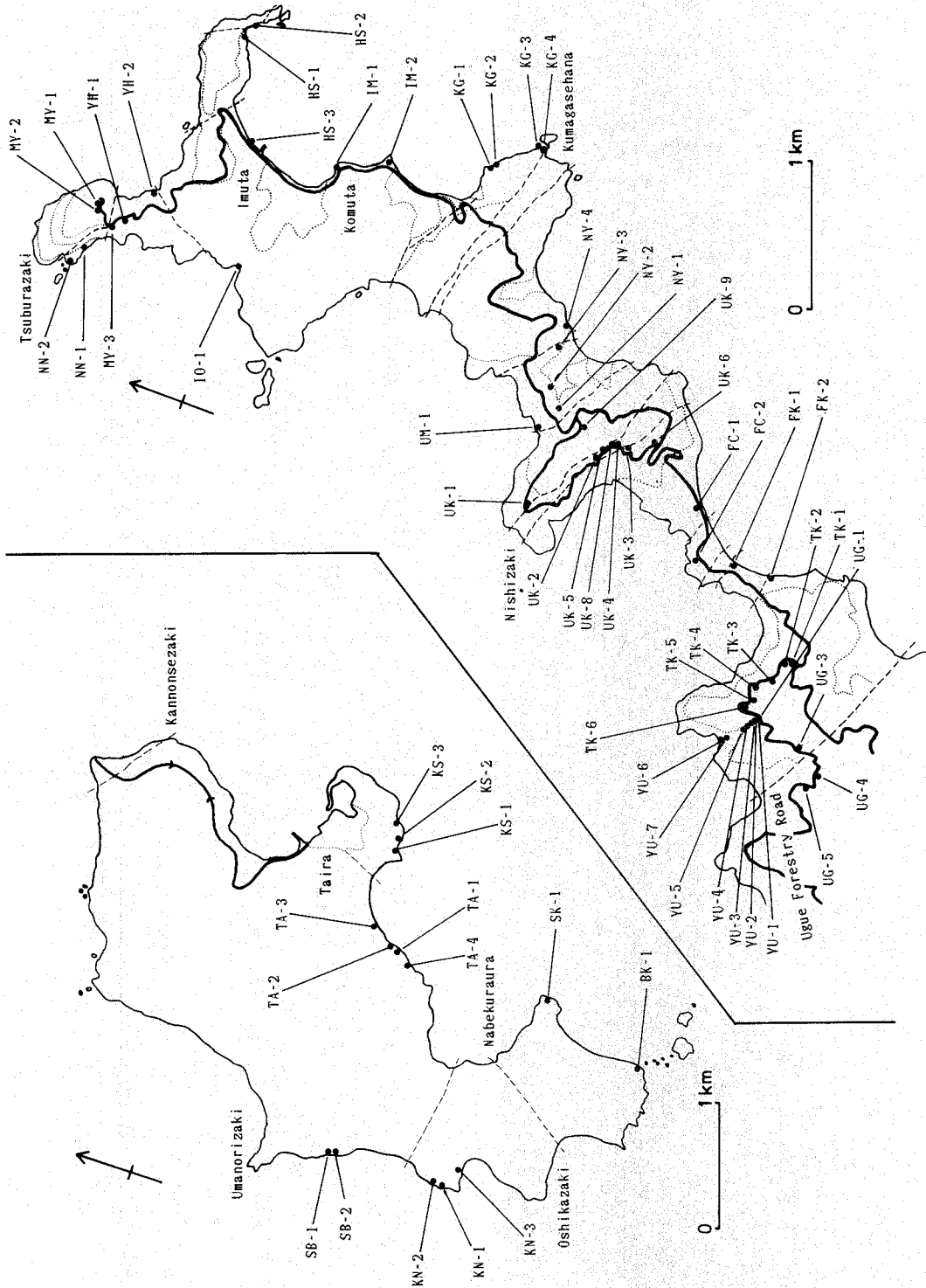
対 比

本調査地域からは時代決定に有効なアンモナイト, 微化石は産出してない。二枚貝ではイノセラムス, 三角貝などが産出しており, これらと天草下島との対比を参考にすれば, 次のようになる。時代については U-I 層より *Sphenoceramus orientalis* が産出し (田代・野田, 1973), U-II b から *Sphenoceramus schmidti*, U-III a 部層から *Yaadia obsolata* が産出することなどを考えあわせると U-I 層から U-III 層まではカンパニアン下部から上部まで, U-IV 層は対比される天草下島から *Baculites rex*, *Inoceramus goldfusianus* が産出すること (田代・野田, 1973; 田代・大塚, 1976), カンパニアン上部からマストリヒチアン下部の有孔虫が産出していること (高柳・安田, 1980) などから大部分はマストリヒチアン下部に含まれるものと思われる。また, 天草下島に於いては吉田ほか (1985) のフィッシュントラック年代から U-III a, b 部層は $79.9 \pm 3.7\text{my}$, $66.4 \pm 3.3\text{my}$ でカンパニアンからマストリヒチアン, U-IV c 部層は $60.3 \pm 2.9\text{my}$ でサネシアンを示している。以上のことから本地域の姫浦層群上部亜層群は, U-I 層から U-III a 部層までがカンパニアンの主部, U-III b 部層はカンパニアン最上部, 調査範囲の U-IV 層はマストリヒチアンに対比され, 第三系には及んでいない。

従来, カンパニアン中期の示準化石とされてきた *Sphenoceramus schmidti* がマストリヒチアンまで生存しており, *Platyceramus* 類もいくつかの“近縁種”が同一産地から産するなどの問題点が明らかとなり (第 1 表), 今後生層序学的及び古生物学的再検討が必要である。

第 1 表. 甌島地域の姫浦層群上部亜層群産イノセラムス化石のリスト

species	locality					
	U-I	U-II a	U-II b 1	U-II b 3	U-III a	U-IV
	HG-1	YH-2	YU-3-5-6-UG-4 UK-4-6-7-8 UK-2-3-5-FK-1	UH-1L UH-1M-NY-1 UH-1U-NY-3 UK-9-NY-1	KG-1-2	TA-3 TA-1 SB-1-2
<i>Inoceramus (Endocostea) cf. balticus</i> Bohm		●	●	●		
<i>I. (E.) balticus toyajoanus</i> Nagao et Matsumoto		●	●	●		
<i>I. (Platyceramus) cyclioides ahsenensis</i> Seitz			●	●		
<i>I. (P.) cyclioides vanuxemiformis</i> Nagao et Matsumoto			●	●		
<i>I. (P.) cf. ezoensis</i> Yokoyama			●	●		
<i>I. (P?) confertim-annulatus</i> Roemer			●	●		
<i>I. (P.) rhomboides</i> Seitz			●	●		
<i>I. (P.) chicoensis</i> Anderson			●	●		
<i>I. (P.) aff. alaeformis</i> Zekeli			●	●		
<i>I. (P.) miyahisai</i> Noda			●	●		
<i>Sphenoceramus orientalis</i> (Sokolow)	●				●	
<i>S. schmidti</i> (Michael)		●	●	○	●	● ● ● ●
<i>S. cristatus</i> Toshimitsu		●	●			
<i>Mytiloides</i> (?) n(?) sp.		●	●			



第6図. 下甌島(右), 平良島(左)の化石産地図

堆積相について

U-I層からU-IV層までの岩相の変化は大局的には暗灰色泥質岩相と厚層砂岩相との繰り返しである。しかしU-II, III層の砂岩層が様々の規模の斜交層理砂岩層から成るのに対し, U-IV層中にみられる砂岩層はタービダイト的なものが多い。また泥岩相についてもU-IV層ではスランプ構造が多くみられるが, 下位のU-I層からU-III層にかけてはあまり見られない等の違いがみられる。従って, U-I層からU-III層までとU-IV層とはその堆積環境に大きな違いがあることが推察される。

U-I層については現在観察できないが, 田代・野田(1973), Tashiro(1976)の記述を見る限り後に述べるU-II b 1, b 3と類似する。

U-II層下部のU-II a部層の砂岩はflaser beddingで特徴づけられる。flaser beddingはその成因に関しては諸説があり不明であるが, 現在の海では潮間帯から潮下帯(最大30m)にかけて見られる(Allen, 1984)。また, 本層の下部にあたる夜萩浦の砂岩泥質岩互層部ではハンモック状斜交葉理砂岩がみられ, 泥質岩中には生痕が多くみられるなど, 一時期周囲の砂岩相よりやや深い場でのあらしの影響下にあったことも推定される。このことは砂岩相から *Yaadia*, *Apiotrigonia* (エリアの突きでた種類) 等が産出し, 浅海性の環境が推定されることと調和する。また *Glycymeris*, *Inoceramus* 等を産することから同時に公海性の環境も推定される。U-II b 1は下位層から漸移し, 無層理泥質砂岩から層状泥岩へと変化する。U-II b 1の下部の砂質部からは *Microtrigonia*, *Glycymeris*, *Loxo*, “*Inoceramus*” 等を産し, 上部の泥質部から *Portlandia*, *Nanonavis*, *Sphenoceramus*, アンモナイト, オウムガイ等が産出する。従って, 上方に向かってその堆積深度が増していることが推定される。吹切浦南部では層状泥岩中に連続性の良くない極細粒砂岩の葉理がみられ, これは形態上の類似から storm sand layer (Hayes, 1967他) に比較されるであろう。従って, 岩相と化石相から見ると浅海から陸棚上の storm wave base 付近までのゆるやかな“海進”が推定される。一部に嫌気性と思われる生痕化石 (fecal backfilled tube) (図版VI-8) の見られる部分もある。しかしU-II b 1の最上部では徐々に砂質岩が多くなり, U-II b 2のflaser beddingの発達した砂岩相へと移化する。U-II b 2のflaser beddingはU-II a部層のものに比べ, 各セットの規模が小さい。化石は *Loxo* や *Glycymeris* の密集や *Yaadia* を確認したのみで, 岩相的には類似するU-II a部層の砂岩相に比べやや深い環境を示すのかもしれない。U-II b 3になると再び砂岩泥質岩互層を介して泥岩相へ移化し, 下部では storm sand layer に比較される砂質葉理を挟むが, 上部では無層理の層状泥岩となり, *Chondrites* や fecal backfilled tube の見られる部分もある。化石相はU-II b 1のそれと類似するが, 上部の層状泥岩では貧相で, まれに *Sphenoceramus schmidtii* のみからなるコロニー様のレンズ状密集層を造っていることが特筆され, 本種の生態を知る上で重要である。従って, U-II b 3はU-II b 1と同様, storm wave base 付近の陸棚ではあったが, ピーク時にはそれよりはやや深い環境であったと思われる。U-II b 3最上部は砂岩層を挟むようになり, U-III層に漸移する。

U-III a部層は下部から上部にかけての大部分がU-II a部層にみられるようなflaser beddingの発達した砂岩で, 下部には厚さ2m程の炭質泥岩を挟むことがある。中部では泥質岩を頻りに挟み, 部分的に砂岩泥質岩互層を呈す。化石は下部から中部にかけて *Yaadia* の散点的な産出で特徴づけられるが, 中部の互層の発達した部分には *Glycymeris* の密集層の見られることもある。この互層部では泥質岩中に砂岩レンズが挟まれ, また砂岩中には小型二枚貝のレンズ状濃集部があり(図版I-1), これもストーム波浪時の掃き寄せであろう。本部層の上部ではトラフ型斜交層理が卓越し,

各セットの長さが通常1~2 m程であるが、最上部では数mに達する。この砂岩単層の下部には泥岩偽礫を含むこともある。また時折、炭質物を含む泥岩や、炭質泥岩薄層を挟む。従って、下部~中部はU-II a部層と同様に極浅海で、時折わずかに海水準が上昇したり、あるいはまれに沼沢地あるいはそれに近似した環境下にあったと考えられる。それに対して、上部は極浅海域ではあるが、むしろ河川の影響下に形成された堆積物であることが推定できる。また上部には1~2 mの厚さの塊状泥質砂岩層が挟まれ、この中には自生のカキ礁が観察され、少なくとも一時期、内湾性の環境下にあったことが考えられる。この泥質砂岩層の上位・下位の泥岩中には *Thalassinoides* が発達し、その上位では *Skolithos* が発達しており、潮間帯付近での積極的な生物活動が読み取れる。

U-III b部層では泥質岩の挟在が著しくなり、下部ではスランプ構造も観察される。また本部層の砂岩層は中規模のトラフ型の斜交層理を主体とするが、砂岩層の基底は下位の泥岩を削剥する小チャンネル構造も見られる。このような砂岩層とともにハンモック状斜交層理砂岩も観察され、本部層が下位のU-III a部層に比べ、例えばデルタ前置部 (prodeltaic slope) などのやや深い環境下で堆積したことが考えられる。U-III c部層では砂岩層中に多量の泥岩偽礫が含まれることから、堆積盆の急激な沈降と粗粒碎屑物の多量供給が起こったものと思われる。

U-IV部層の下部では塊状ないしは葉理を伴う泥岩相とスランプやタービダイト相とが繰り返しており、堆積盆の急激な沈降と埋積が繰り返して起こったことがわかる。この運動はU-IV部層の中部から上部でも引続き、特に中部では100m規模のブロックを含むスランプ層があり、姫浦層群上部亜層群では最大規模の沈降運動を示す。またタービダイト砂岩や泥岩偽礫や砂岩泥岩互層のブロックを含む土石流堆積物も多い。これらの重力流堆積物は下位層を大きく削り込み、通常数m、最大で20m以上も掘り下げたチャンネルも報告されており (田中・寺岡, 1973), 当時の造構運動の活発さを反映していると考えられる。化石は余り多くないが、下部の最上部でブンブク類のウニ、ウミユリ等が産出し、上部の中部で *Portlandia*, *Nanonavis* 等の二枚貝、ブンブク類等が産出し、比較的深い動物相を示す。しかし *Ophiomorpha*? や甲殻類のものと思われる巣穴状のコンクリーションのみられることもある。このような層準では連続性の良くない砂質葉理を挟むことが多く、沈降運動の後に陸棚遠海域近くの深度まで堆積盆が埋積された可能性も考えられる。また fecal back-filled tube の発達する層準が下部から中部にかけてみられ、嫌気的環境が広がったことが考えられることから、U-IV部層に化石の少ないことがうなづける。調査地域の最上部で *Sphenoceramus schmidtii* の密集した自生の産状が観察され、今後古生態的研究を進める予定である。

以上述べてきた岩相と化石相から当地域で観察される白亜系の堆積環境を推定すると、U-I層からU-III層まで、陸棚上の storm wave base 付近から始まり潮間帯、場合によっては潮上帯まで達する深度変化を大きく3度繰り返している。これは遠海域からデルタ上部までの岩相変化、すなわち、デルタ堆積体の消長を反映していると思われる。浅海相にあつてはデルタ上部からデルタ先端斜面部までの微妙な環境変化の繰り返しもあったようである。同様の岩相変化を示す天草下島 (Tashiro *et al.*, 1980) では明瞭な非対称上方粗粒化サイクルとして捉えることができるが、甌島では天草に比べやや沖合いに位置していたため非対称性がそれほど明瞭にはならなかったものと思われる。U-III層堆積時の最後期から急激な沈降が始まり、U-IV層堆積時の中期に最高潮に達したものと思われる。この沈降運動がスランプや土石流などの厚い重力流堆積物を形成したのである。一般にU-IV層は storm wave base よりかなり深く、半深海帯にまで達していたと考えられる。

天草下島では近年、堆積サイクルを重視した岩相層序区分が試みられており (Tashiro *et al.*, 1980) (第2図), その延長にあたる甌島でもこの区分を適用できるはずである。その場合の再定義は天草下島を含めて行うつもりであるが、現時点では 1: U-I → U-II a, 2: U-II b 1 → U-II b 2, 3: U-II b 3 → U-III, 4: U-IV の4サイクルが提唱できよう。

このような砂岩卓越相と泥岩卓越相との岩相変化は上述した天草下島と同様に和泉層群でも見られる。近年、和泉層群では中央構造線の右横ずれに伴う段階的な堆積盆の東進と非常に厚い重力流堆積物の形成とを関連づけて捉えるようになってきている (Tanaka, 1988)。和泉層群と同時代層である姫浦層群上部亜層群とが大局的に似たような岩相変化をたどっているということは後者が中央構造線の動きを敏感に反映しているせいであろう (Tashiro *et al.*, 1980)。姫浦層群上部に嫌氣的環境が推定できることは、白亜期末での汎世界的海退事象が顕著であることと考え合わせると、姫浦層群堆積盆の限定的な沈降現象に起因する可能性が高い。従って、今後両層群の堆積相をより詳しく解析していけば、白亜紀末期における中央構造線のより細かい動きを知ることができるであろう。

ま と め

以上述べてきたことをまとめると以下ようになる。

1. 下甌島、平良島に分布する姫浦層群上部亜層群は岩相上、U-I層からU-IV層に区分される。これは Tashiro (1976) の岩相区分にはほぼ合うが、U-II層の細分において異なる。産出化石及び天草下島との比較から、U-I層からU-III層までがカンパニアン、U-IV層はマストリヒチアンの下部に対比され、調査範囲内では白亜紀/第三紀境界には及んでいない。
2. 多量の化石を得ることができ、特にイノセラムス科二枚貝について新発見が得られた。*Sphenoceramus schmidtii* は従来知られているより生存期間が長く、マストリヒチアンに及ぶ。*Inoceramus (Platyceramus)* に属する“近縁種”が多く産する。
3. U-I層からU-IV層までの堆積相を考察した。U-I層からU-III層までは陸棚遠海域から極浅海性の環境変化を大きく3回繰り返しており、U-III a部層の上部では河川の影響下に入り、一時内湾的な環境になった。これはデルタの前進後退を反映しているかもしれない。U-IV層になると堆積盆の急激な沈降が起こり、その後、埋積と沈降を繰り返した。この沈降運動の最盛期はU-IV層中部で、ここでは100m規模のブロックを含むスランプ層が発達している。またチャネル堆積物の発達も著しい。
4. 4回の上方粗粒化サイクルが識別できるが、天草下島 (Tashiro *et al.*, 1980) ほどサイクルの非対称性は著しくない。これは当地域が当時天草地域に比べ、沖合いにあったためであろう。今後、この上方粗粒化サイクルに着目して岩相区分を行う必要がある。

謝 辞

この研究をまとめるにあたり、ウミユリ化石の鑑定をしていただいた東京大学の大路樹生博士にお礼申し上げます。また現地調査に際しいろいろ便宜をお計り頂いた鹿島村教育委員会、診療所の河野正樹医師、調査中親身にお世話頂いた塩釜夫妻並びに旅館主の吉良夫妻様方に筆者らの心から感謝致します。

なお本研究の一部は昭和64年度文部省科学研究費 (No. 63790265) を使用した。

引用文献

- Allen, J. R. L., 1984. Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, vol. 30. 593pp.

- Amano, M., 1957. Upper Cretaceous molluscan fossils from Shimo-koshiki-jima, Kyushu. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sect. 1. Geol.*, vol. 2, 46-67.
- 天野昌久・古閑美津久 (1971): 鹿児島県下甑浜田層について. 熊本大学教養部紀要, 自然科学編, no. 6, 5-9.
- Hayes, M. O., 1967. Hurricanes as geological agents: case studies of hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. *Rept. Invest.*, no. 61, 1-56.
- 伊木常誠 (1920): 20万分の1 甑島地質図および同説明書. 地質調査所.
- 井上英二・田中啓策・寺岡易司, 1982. 中甑地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1幅), 地質調査所, 99p.
- Matsumoto, T. (ed.), 1954. *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci. Tokyo, 324pp.
- Reineck, H. -E. and Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser bedding. *Sedimentology*, vol. 11, 99-104.
- 高柳洋吉・安田尚登, 1980. 姫浦層群より浮遊性有孔虫の産出. "Cretaceous" 白亜系の国際対比に関する総合研究連絡誌, no. 3, 文部省科研費総研 (A) 334043.
- Tanaka, J., 1988. Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, Southwest Japan. An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin. *Jour. Geol. Soc. Japan*. vol. 95, 119-128.
- 田中啓策・寺岡易司, 1973. 鹿児島県甑島の上部白亜系姫浦層群. 地調月報, vol. 24, 157-184.
- Tashiro, M., 1976. Bivalve faunas of the Cretaceous Himenoura Group in Kyushu. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 19, 1-102.
- 田代正之・野田雅之, 1973. 九州のいわゆる姫浦層群の地質時代. 地質雑. vol. 79, 465-480.
- 田代正之・大塚雅勇, 1976. 牛深市早浦産のイノセラムス. 地質雑. vol. 82, 139-141.
- 田代正之・大塚雅勇, 1978. 熊本県・天草下島の白亜系と古第三系の境界付近の層位学的研究. 高知大学学術研究報告 (自然科学), vol. 27, 113-134.
- Tashiro, M., Taira, A. and Matsumoto, T., 1980. Biostratigraphy and depositional facies of the Cretaceous-Tertiary boundary strata in Amakusa-Shimojima, Kyushu, Western Japan. *Cretaceous Research*, vol. 1, 13-26.
- 吉田三郎・田代正之・大塚雅勇・中里浩也, 1985. 熊本県天草下島の姫浦層群上部亜層群の地質の再検討. 化石, no. 38, 17-22.

(平成元年9月30日受理)

(平成元年12月27日発行)

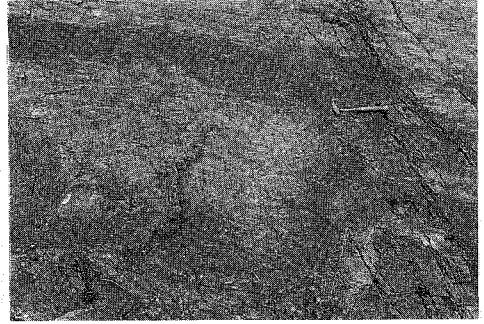
図 版 I ~ VI

図 版 I

1. 熊ヶ瀬鼻南海岸のU-Ⅲ a部層中部に見られる小型二枚貝の密集レンズ。
2. 熊ヶ瀬鼻で見られる波状漣痕。U-Ⅲ a部層上部。
3. U-Ⅲ a部層に特徴的な flaser bedding の発達した砂岩。時折平板型砂岩層（厚さ約30cm）を挟む。寺家海岸。スケールは30cm。
4. U-Ⅲ a部層上部のトラフ型斜交層理砂岩。平瀬崎。スケールは約2 m。
5. 鍋倉浦北方の砂岩泥岩互層。U-IV層上部。



1



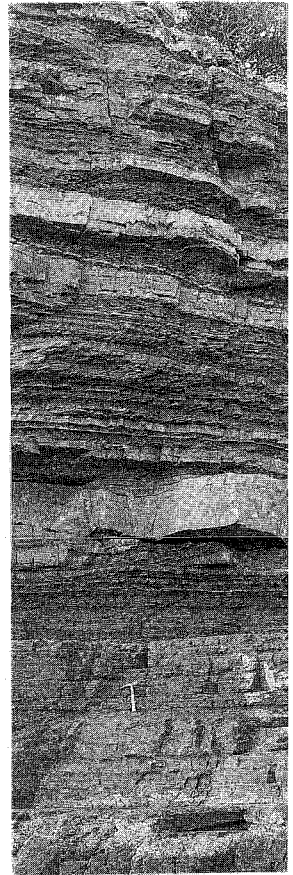
2



3



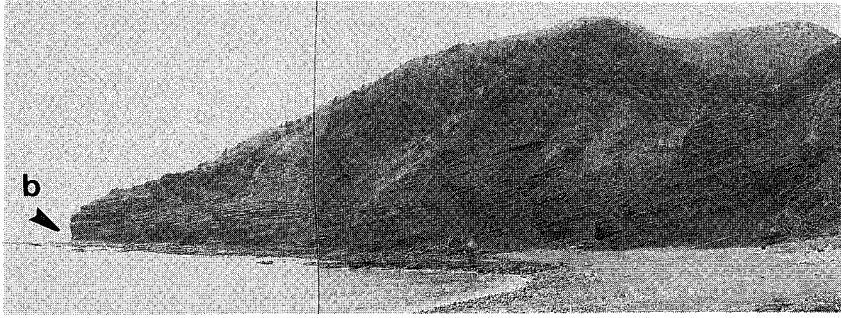
4



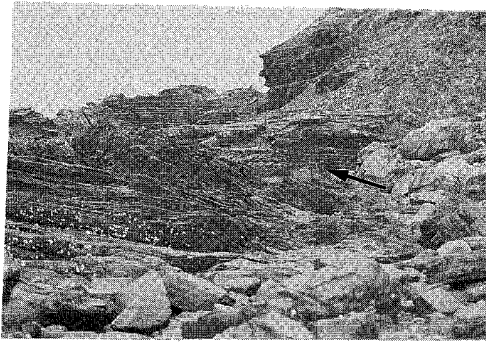
5

図 版 II

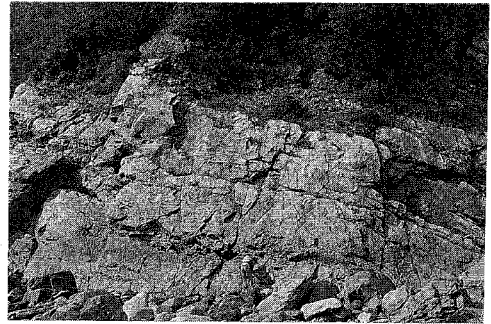
1. (a) 黒浜のフレッシュ様の砂岩泥岩互層。この大きな露頭もスランプ層中のブロックである。U-IV層中部。山の標高90m。
(b) は (a) の矢印の部分でみられる砂岩泥岩互層のブロックとそれに接する剪断を受けた“基質”部分。矢印はハンマーを指す。
2. U-III c 部層の泥岩偽礫を多量に含む砂岩層。弁慶島西方。
3. U-IV層中部のスランプ層とその上位にのる泥岩偽礫を多量に含む砂岩と泥岩の互層。観音瀬崎南方。



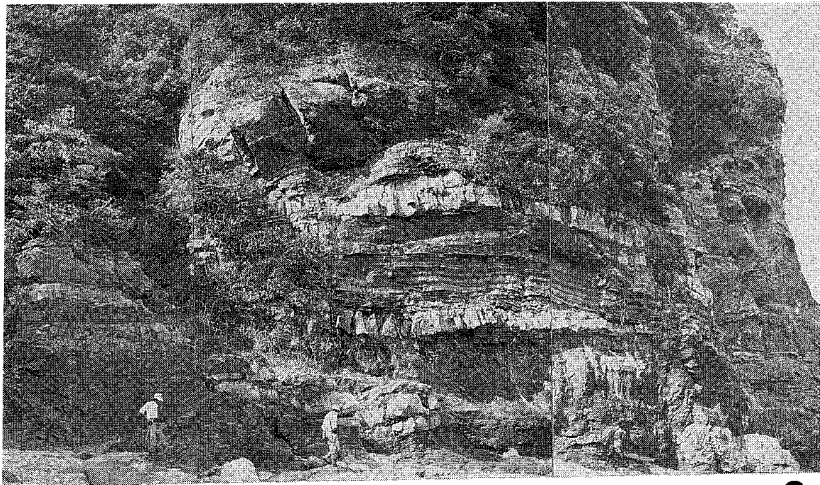
1a



1b



2



3

図 版 III

円崎のU-II a部層からU-II b 1部層までの連続露頭。山の標高164m。破線は両部層の境界を示す。

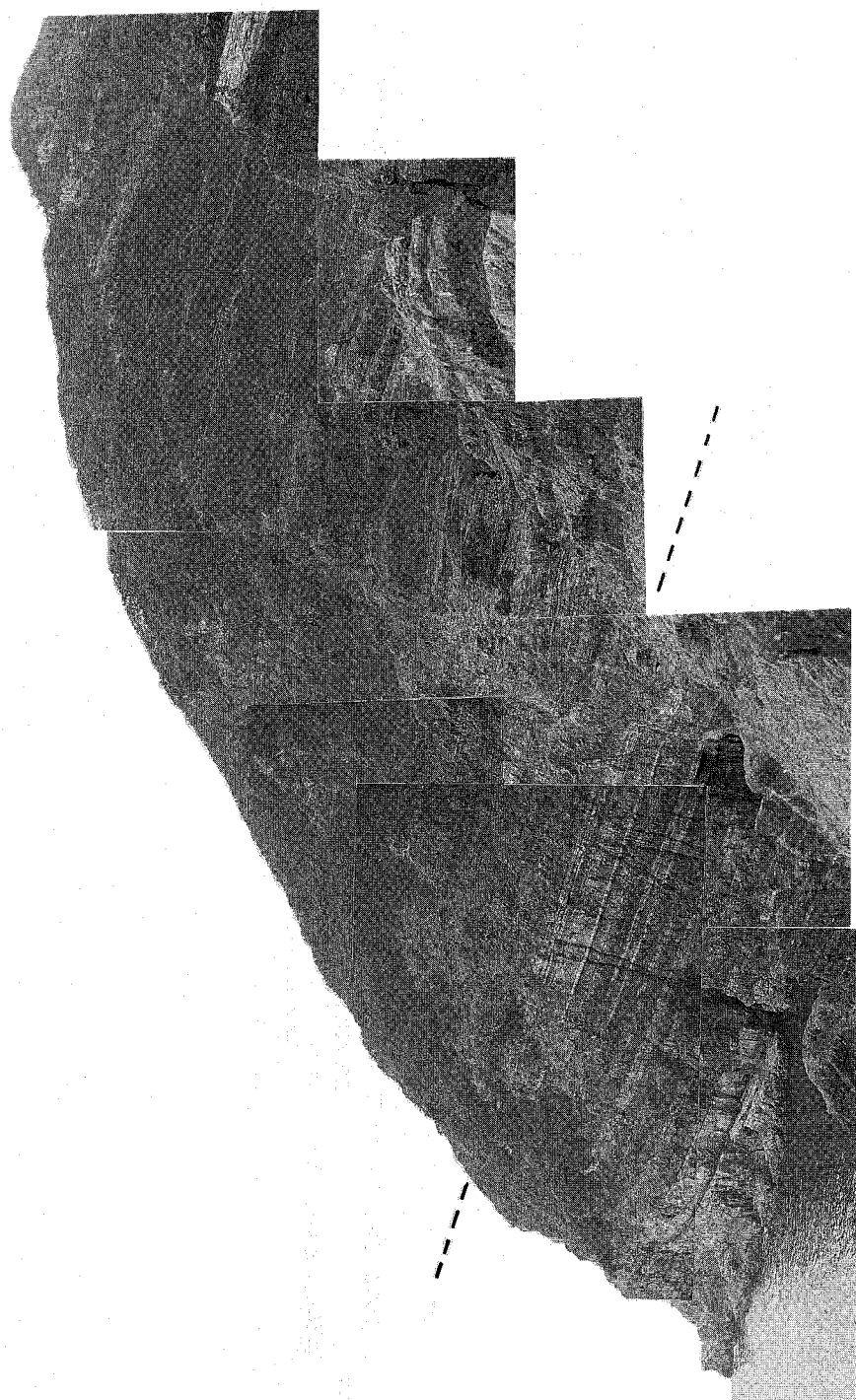


図 版 IV

U-IV層上部の大規模なチャンネル。馬乗崎南方。



図 版 V

泥岩偽礫に富む砂岩層の産状。U-IV層中部単一の砂岩層中で泥岩偽礫の濃集層は2～3層ある。観音瀬崎南方。スケールは画面中央で約1 m。



図 版 VI

1. 白崎の砂質泥岩中にみられるネットワーク状の生痕。U-IV層下部。
2. loc. UK-6 (U-II b 1 部層) でみられる *Zoophycos*?。吹切浦北方。
3. U-IV層中部にみられる層理面に平行な巣穴状のコンクリーション。白崎。
4. 白崎の砂質泥岩中にみられる *Tosalorbis*?。U-IV層下部。
5. 熊ヶ瀬鼻の *Skolithos*。U-III a 部層上部。
6. 砂質泥岩中に発達した *Thalassinoides*。U-III a 的層上部。平瀬崎。
7. U-II a 部層下部の転石にみられる *Yaadia* 密集層。夜萩浦。
8. 鍋倉浦北方でみられる fecal backfilled tube。U-IV層上部。
9. 現地性化石カキ礁。U-III a 部層上部。平瀬崎。

