

沖縄本島西方沿岸海域の地質と琉球弧形成史

氏 家 宏*

Submarine geology west off the Okinawa Island in relation to the Ryukyu Arc development

Hiroshi UJIE*

Abstract A geological map of the Okinawa Island region and its western offshore area is preliminarily compiled depending upon the analyses of numerous seismic reflection profiles (80 east-west traverses and 20 crossing ones) and the re-evaluation of land-based informations. The results can be summarized in relation to the geological development of the South and southernmost Central Ryukyu Arcs as follows:

1) Paralic sediments represented by the Lower Miocene Yaeyama Group seem to develop throughout the South Ryukyu Arc, because the Group was most recently found in a petroleum exploration well drilled just northeast off the Miyako Island as its northernmost distribution limit at the present knowledge. The drilling, moreover, shows the Yaeyama Group sequence quite similar to the equivalent on the west side of Taiwan. While the Taiwan sequence has been vigorously deformed accompanying with thrust-faults, the Yaeyama Group of the South Ryukyu Arc gently inclines southeastwards. Therefore, the Arc has necessarily been shifted toward the Pacific Ocean by a dextral strike-slip fault against the Taiwan Arc in the Middle Miocene age, during which an orogenic movement seemingly started in Taiwan.

2) The northern end of the South Ryukyu Arc is sharply bounded also by a dextral strike-slip fault (Kerama Gap). Beyond the fault, any southwestern extension of the zonal structure of pre-Neogene basement in the Central Ryukyu Arc can not be traced. At the same time, the fault is accompanied with so great vertical throw as attained to 1,700m in cutting through the Middle to Upper Pleistocene Ryukyu Limestone. In the Central Ryukyu Arc, therefore, there is not recognized any northern extension of the ca. 360km long and ca. 70km wide "500m deep island shelf", which characterizes the South Ryukyu Arc and is thoroughly covered with about 40 to 70m thick Ryukyu Limestone.

3) An east to west running sinistral strike-slip fault may presumably be traced along the northern slope of the Kerama Islands shelf, within the southernmost part of the Central Ryukyu Arc. Among the basement complex of the Okinawa Island, the Nago Group has been considerably sheared and overturned with northwestward dip and northeast-southwest strike in general along the northern two-thirds of the Island-axis, whereas the rather weakly sheared Nago Group in the Kerama Islands inclines southwestwards with general dip less than 30 degrees. The fault estimated between these two blocks may have been accomplished before the Late Miocene age, *i.e.*, before the deposition of the Shimajiri Group, because the fault not affected the volcanic to pyroclastic facies of the Group, which forms the basement of the Kume Island located on its eastern extension. The western extension

* 琉球大学理学部海洋学科, Department of Marine Sciences, University of the Ryukyus, Okinawa, 903-01.

seems to have made an easterly protruded topography for the northern side basement so that the Shimajiri Group might have not been deposited at the north beyond the presumed extension so far as the land area of the Okinawa Island region is concerned.

4) Many knolls are topographically recognized in the studied region. Against some previous opinions, however, Recent volcanic front is not traceable into the region, since the knolls are covered with probably Pleistocene sediments excluding some smallest ones near the Okinawa Trough. Particularly it is noticed that each west side of four knolls, *i.e.* Izena-tai, Ryukyu-sone, Tori-shima, and Aguni-jima, is bounded by the northeast to southwest running fault line-cliffs with about 1,600m vertical throw and that the east side is remarkably tilted toward the east in being covered by the westerly thinning sediments of the Pleistocene to probably Holocene age.

は じ め に

筆者は、日本地質学会第88年年会における討論会「琉球列島の地史」では、周辺海域の地質構造（総括）を担当した。その時、既報のデータをいちいちまとめた上で、琉球列島の地史との関聯を探ったが、不本意な結末となった。これは筆者の浅学にもよるが、より大きな理由は、フィリピン海、あるいは沖縄舟状海盆といったオーダーでの調査結果や議論は、猫の額ほどの琉球列島の地史にはすぐ結びつかない点にある。しかし、狭いながらも、地質学的情報量の多い島じまで得られた知識が周辺海域の地質構造解析に十分活用されるならば、琉球列島の地史に関して抜本的な新知見が生まれるであろう。

すでに琉球弧および近接海域の海底地質については、主として音波探査による研究が数多く実施されてきており、特に地質調査所の成果(本座, 1976; 1977)は包括的なものである。また、最近では、木村政昭ら(KIMURA *et al.*, 1979; 木村ほか, 1980)は既存の音波探査記録の詳細な再検討を進めている。しかしながら、いずれも音波探査^{音波探査}と陸域における層序との対比が十分とは云えず、隔靴搔痒の感がある。それはボーリングや適切なピストン・コアリングによる海底層序の確認が、ほとんどない点もさきながら、エア・ガン方式による音波探査は一般に浅海域に不向きである、つまり陸域地質との接点となる沿岸域の海底地質に関する情報が皆無に近かったことに帰因する。

ところが、沖縄本島周辺から西表島にいたる20万分の1の海の基本図作成のために実施された、無数といってよいほどの音波探査原記録コピーが公けにされるようになった。それらを基に、早くも宮古・八重山諸島周辺については浜本ら(1979)が、沖縄本島周辺については加藤ら(1982)が海底地質の総括を発表している。同記録の分解能は浅海域としては良好であるが、陸域の地質に関する知識が両論文では不十分である点是否めない。

本小論では、沖縄本島西方海域における上記の水路部音波探査記録を再検討し、陸域地質との関聯を予察してみる。それら予察結果の真偽は琉球大学海洋学科で進行中の陸域微化石層序の研究と、同学科乗船実習等で進めているドレッジやピストン・コアリングによる“material”の分析に委ねられるべきである。

沖縄本島西方海域の地質概図

前述のように、海の基本図「沖縄北部」および「沖縄南部」作製に用いられた音波探査記録のうち、沖縄本島西方海域を約3 km間隔で東西方向に走る80本の測線と、これらと直交しない斜交する20本の測線を再検討した。測線の位置と調査方法の詳細については、加藤ほか(1982)を参照されたい。

図1は、精度に問題はあろうが、筆者が同記録を解析した結果の要約である。同図では、陸域地質についても6区分して概略を示してある。D₁は島尻層群相当の栗国・久米両島に発達する第三紀火山岩ないし火砕岩が主体であり、D₂は島尻層群、D₃は始新世以降の嘉陽層、D₄は名護層群、D₅は本部層群を主体とする本部terrain、D₆は本部半島西端の今帰仁層群と、その北方および西方沖の伊平屋・伊是名・伊江3島の基盤岩を一括した今帰仁 terrain である。

海底地質の凡例では、Dが上記D₁~D₆を一括代表しているが、分解能上の問題と解析不十分のため、基盤岩類として、まとめざるを得なかった。ただし、泥岩を優勢とする島尻層群が層厚10 m未満の未凝固堆積物をのせて分布する部分はB'として、別に示した。また10 m層厚未満の未凝固堆積物でおおわれていると考えられる琉球石灰岩ないし coquina* の分布域をCとした。Bは現世堆積物を主体とするが、琉球石灰岩の offshore 堆積物も含み、場合によ

* 筆者が以前(1980)に示唆したように、琉球石灰岩の原堆積物が陸化せずに、つまり vadose 条件下におかれることなく、島棚ないし、より浅いながらも海底下にとどまる時は、礁間堆積物は一種の coquina として残存する。宮古沖基礎試錐(後述)で実証されている。

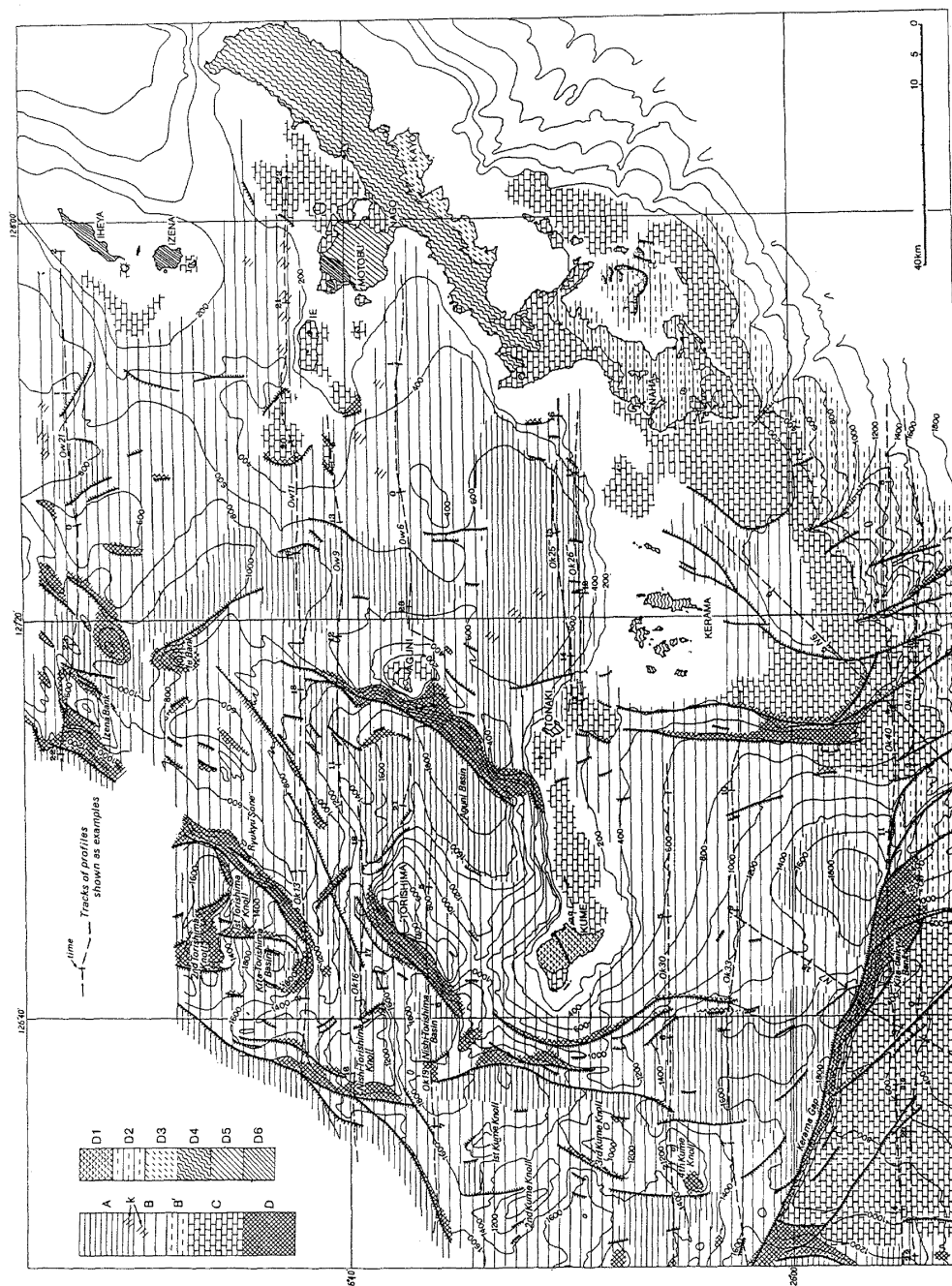


図 1 沖縄本島西方海域の地質図(凡例は本文参照).

Fig. 1 Geological sketch map west off the Okinawa-jima.

D6 : Nakijin terrain (Permian to Jurassic mélange composed mainly of chert, slate, and sandstone except for limestone at the head of the Motobu Peninsula); D5 : Motobu terrain (Permian to Cretaceous mélange similar to the above but with many, sometimes huge, limestone olistostroms and green rocks); D4 : Nago Group (age-unknown black phyllite frequently with sandstone and occasionally with green rock); D3 : Kayo Formation (essentially flysch-type alternation of the Paleogene); D2 : Shimajiri Group (mudstone dominant Upper Miocene to lowermost Pleistocene); D1 : Upper Neogene to ? Pleistocene volcanics.

D' : acoustic basement composed of D1 to D6 strata; C : Ryukyu Limestone and its equivalent beneath the sea bottom veneered by the thin Holocene sediments; B : unconsolidated sediments, partly containing the upper part of the Shimajiri Group (B'); A : Holocene sediments; K : buried small knolls.

っては島尻層群最上部を含む可能性もある。Aは地形的くぼみを埋立てる形で堆積している完新統で、その層厚は、しばしば400 m以上に達する。KはこれらA・B層の堆積構造にも表現されているD層の局所的潜丘を示す。数多くの断層が音波探査記録上に認められたが、D層に達すると急速にその追跡が困難となるので、落差は大部分について不明である。横ずれの著しいものも期待できるが、その規模についても知ることはできない。なお、南北性ないし北西—南東性の断層が顕著のように見られるが、音波探査の測線が圧倒的に東西方向であることにも一因がある点に留意したい。

図2は本報告で用いた音波探査記録のうち、代表的な測線15例を示す。測線番号は加藤ら(1982)を踏襲した。

慶良間海裂の地質学的意義と南琉球弧

さて、不完全ながら図1に示した海底地質図を見て、まず気付くことは、南縁部の西北西—東南東性の大断層、慶良間海裂である。これは以南、西表島まで延長約360 km、幅約50~70 kmの“500 m島棚”（氏家、1980）の北限を断ち切る断層*である。この島棚は、先に予測したように、音波探査記録上でもうすい堆積物をのせた、あるいは海底に露出した琉球石灰岩主部の堆積面より成っている。同断層は地形上だけでも南落ち約1500 mの落差をもつが、北側の下盤が現在全層厚200 m以上のA・B層でおおわれていることを仮定すると、垂直方向の落差だけでも約1700 mに達する。これまでは本断層を“うるま変動”（木崎・高安、1976）なるブロック運動の現われと考えてきたが、図1に示した派生断層の形態と、“500 m島棚”の基盤地質に関する新見解より、著しい垂直落差を伴う左横ずれ断層であると断定したい。

図1南端の北第9堆近辺でボーリングされた帝石大陸棚開発、沖縄沖1号井では、64 mの琉球石灰岩と約2700 mの島尻層群を貫いて名護層群相当層に達した（相場・関谷、1979）。しかし、宮古島東方沖(24°46'20" N, 125°41'48" E)で掘削された石油開発基礎試錐（富沢・佐藤、1981）では、層厚約40 mの琉球石灰岩、約2800 mの島尻層群の下に830 m以上の八重山層群が認められた。

地表で観察される八重山層群は西表島や与那国島に良く発達する。特に与那国島の八重山層群は、岩相、多産する生痕化石、沿岸のsand dwellerであるスカシカシパンウニの多産から見て、明らかにparalicな堆積物であって（森、

1978, 琉球大学海洋学科卒論）、坂井ら（1978）が上方粗粒化堆積構造の前提として考えた四万十帯型堆積物ではない。

一方、宮古沖試錐では、夾炭層を含む“上部夾炭層”の下に、層厚約30 mの石灰岩をへて、ふたたび夾炭層が介在する。この石灰岩からは台湾西岸に発達する公館層より報告された大型有孔虫のうち、*Lepidocyclina sondaica*, *L. taiwanica*, *Miogyopsina inflata* を産出する（Ujiié, in preparation）。台湾西岸では、公館層を夾んで上位に四脚亭夾炭層または中部夾炭層が認められている（CHANG, 1959）。つまり、西表・与那国島に露出する夾炭層は四脚亭夾炭層に相当するものであり、西表島において八重山層群をチャネル状に切って堆積する（松田・松岡、1981, MS）租納礫岩中の石灰岩礫は、現在は海底下にある公館層相当層に由来するものであると考えられる。西表島の同礫岩中の石灰岩より、公館層原産の*Lepidocyclina taiwanica* や*Miogyopsina inflata*が報告されて以来（HANZAWA, 1935）、その源岩が謎であった。

本論文で強調したいことは、以上の大型有孔虫が示すような前期中新世末までは、“500 m島棚”の大部分は台湾西部と一連の堆積盆にあって、八重山層群および相当層の重鉱物組成から示唆されている（小原・松本、1964—西表島；LIEW & LIN, 1974—台湾南東部；三木、1982—宮古沖試錐）ように“華東古陸”の陸棚下にあった点である。八重山層群の下位にくる宮良層も礫性灰岩を主とした上部始新統のparalic sedimentsである（氏家・斎藤、1974）。しかし、台湾西部では始新統より下部中新統までの優地向斜堆積物は中新世に激しく褶曲変形しており、その西側に形成された劣地向斜堆積物までも初期更新世に衝上断層を伴う褶曲と変形を受けている（Ho, 1967）。一方、南琉球弧では、そうした変形は全く認められることなく宮良層さえも南へゆるく傾斜するのみである*。したがって、八重山層群堆積後おそらく中期中新世に、南琉球弧は台湾との間に想定される右ずれ断層**によって南東へ張り出すと共に、台湾との地質構造単位を別にするようになったと考えられる。最近、WU(1979)は琉球弧より台湾を経てフィリピンにいたる地帯の震央分布の解析を試み、この右ずれ断層をフィリピン海プレートとのsubduction速度に、台湾・琉球弧間で著しい差があったためであるとした。そうした立脚点から当然、

* これは、慶良間海裂のすぐ南西側の島棚を横切る屈折波探査記録（MURAUCHI *et al.*, 1968）上の3.5~4.0音波速度層が、北琉球弧北縁を横断するもの（LUDWIG *et al.*, 1973）に比べて変形していない点からも支持される。

** この断層をBashi Lineamentの北方延長とみなすならば、フィリピンを縦走するリフト（GERVASIO, 1973）との相互関係や、南シナ海盆の形成史との関連が問われることになる。

* 以前に、筆者(1980)は、これを中琉球弧南限断層と仮称したが、水路部の命名に従って慶良間海裂と呼ぶ。

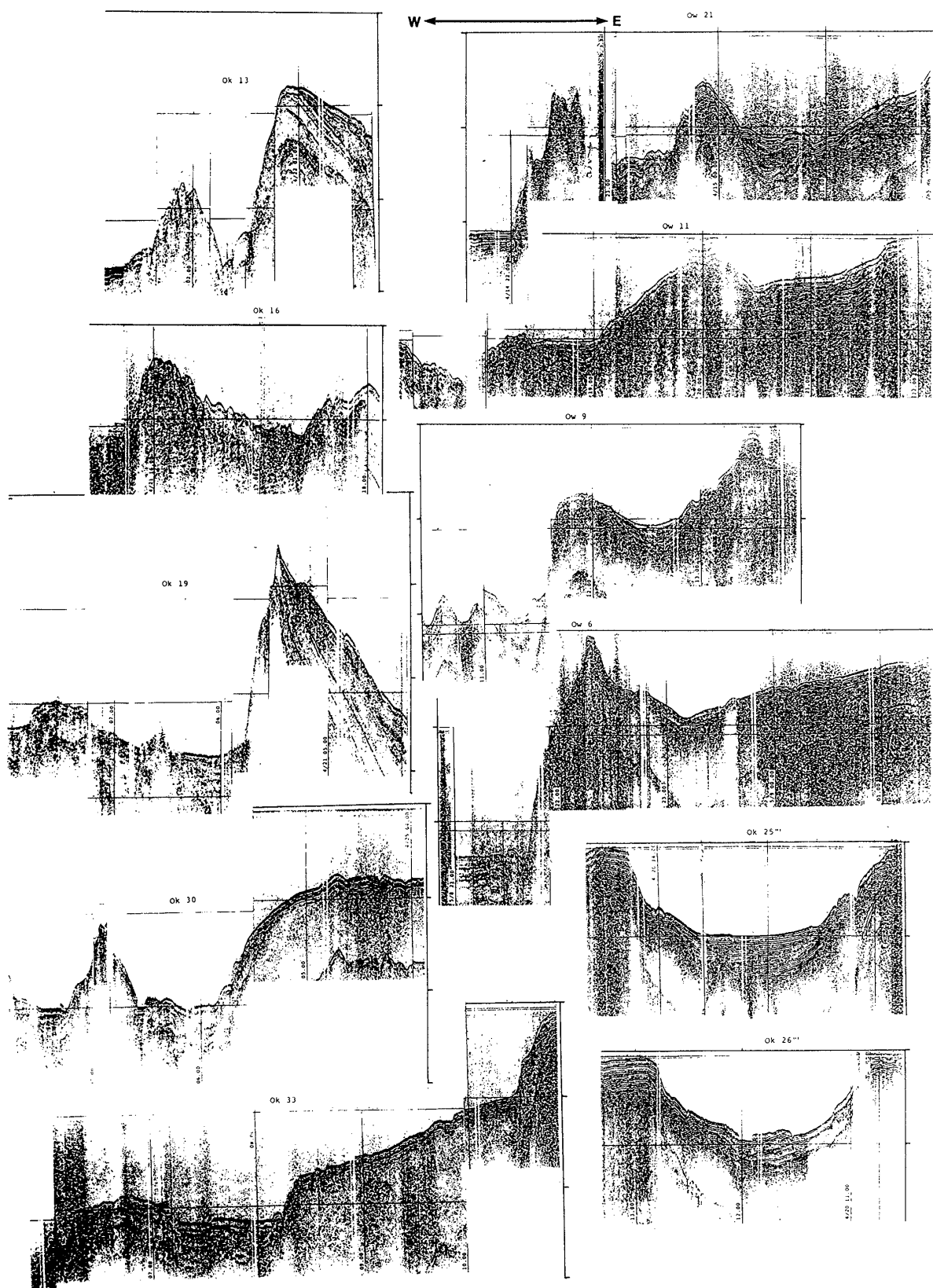


図2 図1作成に用いた音波探査記録の代表例
縦横比は約27:1; 音波往復速度で2秒ごとに縦のきざみを記入。

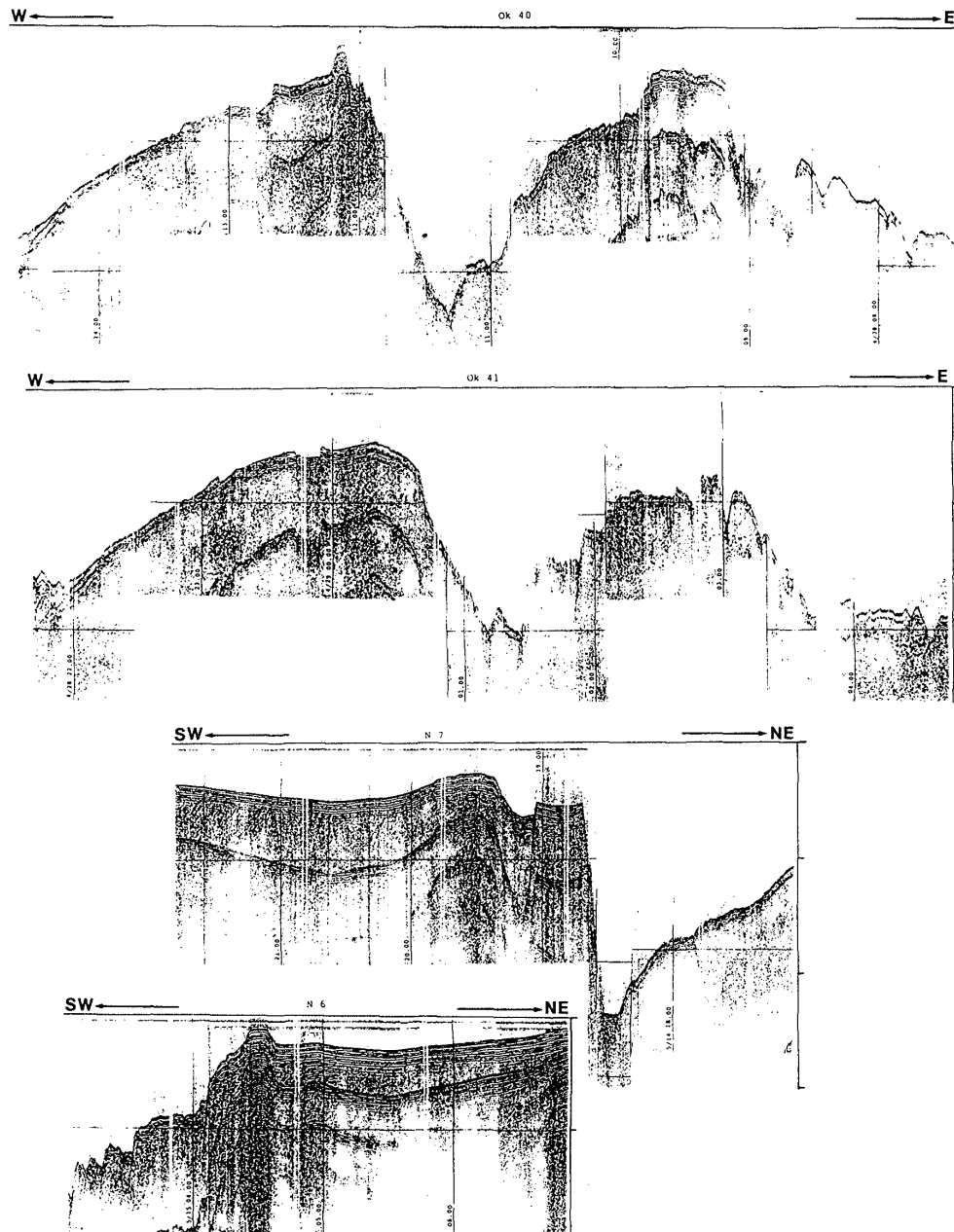


Fig. 2 Representative seismic profiles.

Vertical scale graduated in two seconds traveling sonic velocity each.

その形成期を若い時期、鮮新世末と考えた。地質学的根拠を用いる必要がある。WUは、琉球弧とフィリピン海の構造運動を推論した同じ地球物理畑のKARIG (1973)と同様に、琉球弧全体を一つの構造単位として捕えているが、次章で述べるように、南琉球弧は以北の琉球弧と異なる地質構造をもっている。

さて、*Nummulites* 等の大型有孔虫の多産により上部始新統とされる宮良層の offshore 堆積物として、小西と須藤(1971)は沖縄本島と奄美大島における“四万十帯”の最外

側に発達する、それぞれ嘉陽層と和野層を考えた。それは両層を構成する互層中の psammitic layer より *Nummulites* を発見した(KONISHI *et al.*, 1973; ISHIDA, 1969)ことによる。種の正確な同定、ひいては時代の正確な判定がなされていないことはさておき、その産状からして、*Nummulites* が西方から運ばれた、おそらく rework されたものである可能性が強い。つまり、嘉陽層や和野層といった大陸斜面堆積物(福田ほか, 1978; 青柳・井上, 1979)は後始新統であるかもしれない。そこで、堆積環境からみて前期中新世

以前の大隆斜面堆積物, つまり沖縄本島の“四万十帯”相当層を南琉球弧に求めるならば, より南西方に潜在することになる。したがって, 台湾弧に対するような島弧方向におけるずれはないが, 南琉球弧は沖縄本島を含む中琉球弧に対して, 大きく南東へ張り出したことになる。その間に生じた左ずれ断層が, 慶良間海裂であろう。その運動は琉球層群主部堆積後まで継続しており, その延長方向では沖縄舟盆における南北の差(木村ほか, 1980)となっているかも知れない。

このように, 南琉球弧全体が, はじめは台湾弧に対して右ずれ断層で移動し, 後に慶良間海裂の左ずれ断層で変位したとすると, 石垣島で宮良層と整合一連の火砕岩質の野底層の古磁気の測定結果(笹嶋, 1977), すなわち40度時計廻の回転も説明できるかもしれない。

中琉球弧南端基盤内の右ずれ断層

KONISHI (1963)が西南日本外帯に発達する帯状地質構造区分を琉球弧に延長する試みを発表して以来, 多数の研究者が琉球列島先新第三系基盤岩類の地質調査と構造解析を進めてきた。西南日本弧の重要な構造線である仏像線の延長についても, 鹿島などは1971年以来追跡を続け, 本部半島の付け根に求めている。しかし, 最近, 藤田(1980)はその“仏像線”の西側に, 東側に発達する名護層群と類似した岩相を有する湧川層を認め, さらに湧川層に西接して本部半島の主部を成す本部層(藤田の再定義)が巨大なペルム紀石灰岩のオリストストロームを含むメランジュであることを明らかにした。本部層の他の岩相からはジュラ紀から三畳紀にいたるコノドントや放散虫化石が産出するのである。西南日本においても, 仏像線は“秩父中・古生層”と四万十帯との境界を成すとの固定観念が崩れつつある現在(平・田代, 1980), 沖縄本島でも同様な結果が生じつつある。奄美大島でも問題となっている(遅沢ほか, 1979)。

本部層の西側には, 三畳紀コノドント・アンモナイト・二枚貝を含む今帰仁層が, 西方に緩斜して分布する。しかし, その沖合いの伊江島・伊是名島・伊平屋島のチャートや粘板岩より, 筆者の研究室で卒業研究を進めている橋本義之は, ペルム紀からジュラ紀にわたる放散虫化石を次々と見出している。明らかに *sedimentary mélange* と考えられるものから, むしろ *tectonic mélange* とすべきものまで混在する。図1で今帰仁 terrain として一括した理由である。同 terrain の南限としては渡名喜島が考えられる。

このようなメランジュを主体とする基盤岩類の東側にあって, 本島北部の主部を成す名護層は北東—南西性の一般走向, 北西に傾く見かけ傾斜をもち, 多分に原地性のもの

と考えられる。東側の嘉陽層との関係や, 北西側ほど変成度が高く変形も著しいことより, 北西落ち傾斜は逆転ないし等斜褶曲によるものと思われる。名護層は本島南部西方沖合いに点在する慶良間列島も構成している(鹿島・高橋, 1978)。しかし, ここでは黒色粘板岩ないし千枚岩・砂岩・緑色岩と岩質は同様であるが, 変形の程度は軽く, 南南西へゆるく(一般に30度以下)傾斜している。図3は本海洋学科地学系学生が1979年度進級論文として踏査した結果(渡嘉敷島—米城才文・日高和己: 山本聡指導, 阿嘉島—葭谷武司: 古川博恭指導, 座間味島—永山正・百崎満: 木村政昭指導)と, 屋嘉比および久場島の概査(大城, 1977)の一部をプロットしたものである。著しい構造運動を受けていない点は, 岩相が島相互で走向方向に良く連なることにも表われている。

沖縄本島北部から慶良間にかけての名護層の屈曲については鹿島・高橋(1978)が指摘しているが, 単なる屈曲ではなく, その間に右ずれ断層を設定しなければならない。その断層を境に北側は東方へ大きく張り出し, よって褶曲・逆転・衝上断層を生じたが, 南側はひきずりによる走向と, おそらく傾斜の若干の変化をひき起したにすぎない。そして, 同断層の位置は今帰仁 terrain の南端にあたる渡名喜島の南側, 慶良間列島から北の600 m 凹地にかけての東西性の斜面沿いを東西走するものと思われる。また形成期については, 西方延長上にある久米島の地質(中川・村上, 1975)に何も影響も見られない点, また東方延長上では, 島尻層群がその南方に良く発達し, 北方では陸域および沿岸域に欠如しているために考えられる同層群堆積前の基盤地形などから, 後期中新世の前(島尻層群堆積前)であり, また嘉陽層が名護層に対して調和的な地質構造をもつ点から, 同層形成後と判断される。こうなると, 前章で示唆したところの, 台湾弧と南琉球弧の間に想定される右ずれ断層の形成と時期が同じか, 近いことになろう。

琉球弧に想定された帯状構造を横断するものとして, KONISHI(1963)の提唱以来, 宮古凹地が永らく考えられてきた。そして, 石垣島の地質の再検討が白尾ほか(1976)によって, また西表島の本格的調査が SAITO *et al.* (1973)によって始められて以来の, 数多くの研究成果により, 以前(小西・須藤, 1971)に考えられていたように, 沖縄本島までの地質構造帯は, これらの島々を含む先島群島までスムーズに追跡されることが明らかとなった。(木崎, 1978)。木崎は明言はしていないが, この構造的ギャップを宮古島と沖縄本島の間, すなわち宮古凹地においているらしい。筆者は, 先に(1980), 宮古凹地の原定義において位置が明示されていないこと, 地形学的規定がないこと, つまり, む

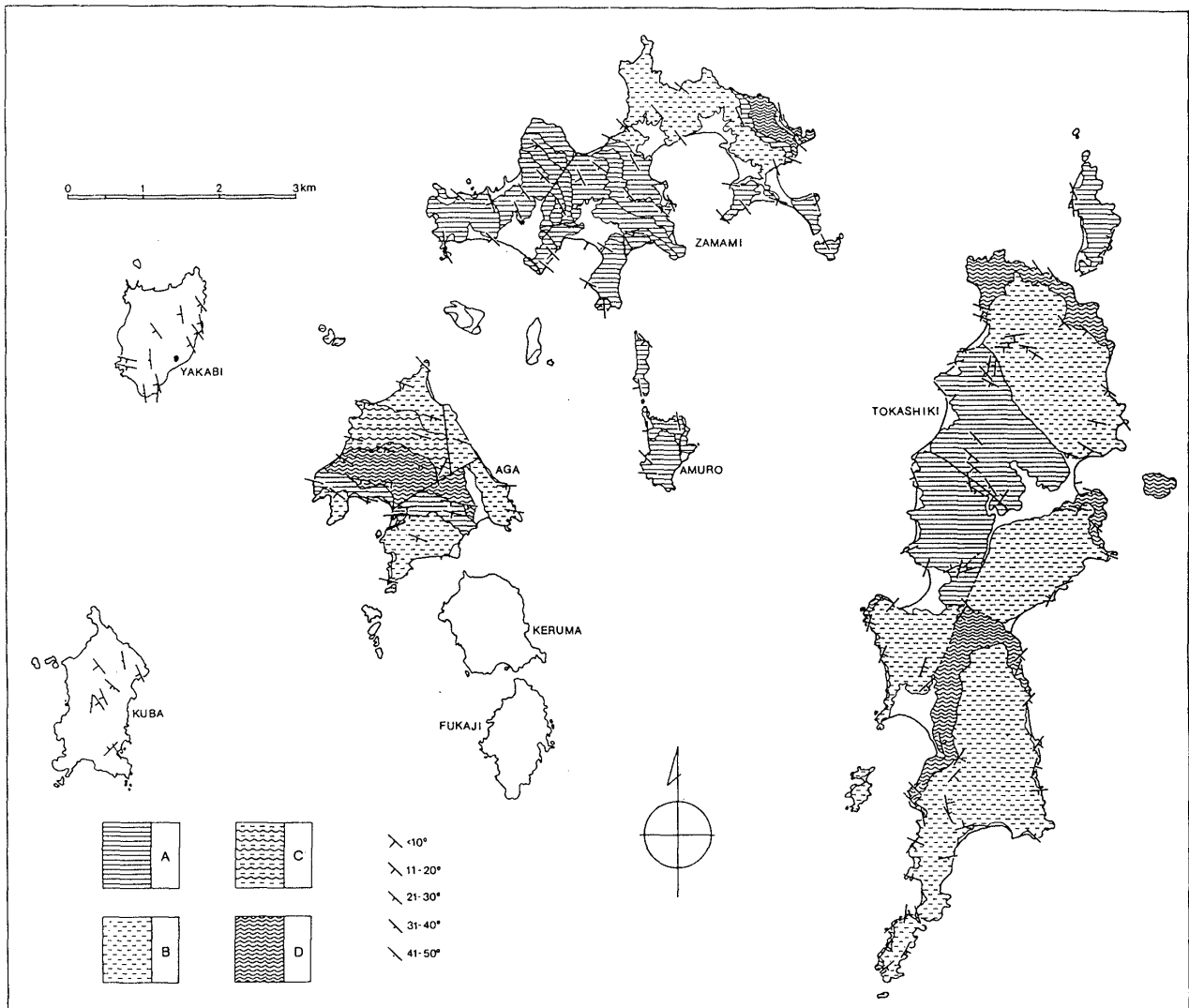


図3 慶良間列島基盤の地質略図

A: 黒色千枚岩, B: 砂岩, C: 緑色岩と黒色千枚岩, D: 緑色岩が、それぞれ卓越する岩相。屋嘉比・久場両島では、むしろC相に属する。

Fig. 3 Geological sketch map of the Kerama Island basement.

(A) black phyllite-, (B) sandstone-, (C) green rock- and phyllite-, and (D) green rock-dominant facies. Notice on the general features that these facies can be traced from island to island along the strike of strata and that they are rather gently dipping southwestwards.

しる作業仮説上の概念であることから、その再考慮を求めたことがある。今回は地質構造解釈上の概念としても、宮古凹地は、慶良間海裂断層と、相反する中琉球弧南端の左ずれ断層を包含することになる点を指摘したい。海底地形・地質や陸域地質に関して格段の知識が集積されている現在、宮古凹地は貴重ではあったが、過去の踏み石とすべき段階にあらう。

沖縄本島西方海域における傾動海丘

これまで述べてきた累帯構造の内側に、火山フロントが

ひかれた(小西, 1965)が、たしかな南限は沖永良部西方の沖縄・硫黄島までである(松本, 1978)。最近、加藤(1980)は西表島北方沖10~20kmあたりに、1924年に多量の軽石を噴出した“西表海底火山”を想定したが、上記火山列に属するのか、それと岩石化学的に異なる尖閣列島黄尾礁に属するのかは、未だ断定していない。八重山群島・尖閣列島と硫黄島との間に走る沖縄海盆内では、そのほぼ中央を貫く海丘が認められている(村内ほか, 1974; HONZA, 1976)が、その一つのほぼ頂上よりドレッジして得られたサンプルには、安山岩以外に石英斑岩、粘板岩、ホルフェルス、

凝灰質シルト岩等が認められた(HONZA, 1976). 久米島や栗国島の基盤をつくる第三紀火山岩ないし火砕岩と同質・同時代の可能性がある。

沖縄本島西方にあって沖縄弁盆に落ちこむまでの間には、多数の海丘がある。たとえば、図1に示した範囲内でも、加藤ほか(1982)は7海丘と3堆を認めており、その分布の南東限界を火山フロントとしている。しかし、加藤らの用いた反射波探査記録を再検討すると、図1に示したD層がそのまま露出しているものと、B層にすらおおわれているものとに、これら海丘・堆は2分される。D層がむきだしの海丘・堆は、それらが黒潮の主流路にあたるため、著しく遅い堆積速度下、あるいは無堆積下におかれたままの第三紀火山岩ないし火砕岩の残丘とも考えられる。

一方、B層でおおわれる海丘・堆のうち、栗国島、鳥島、琉球曾根、伊是名堆を形成するものは、それぞれ測線OW6, OK16, OK13, OW21で例示されているように傾動している。すなわち、沖縄弁盆側にD層を露出した急崖(断層線崖)をもつのに対し、反対側は北西方向に薄化する堆積構造を示すB層でおおわれている。しばしば約1600mの比高をもつ北西側急崖は、その足下にA層で厚く埋積された小海盆をもつのも共通した特徴である。筆者らは、1982年8月に実施した琉球大学海洋学科の乗船実習(長崎大学・長崎丸による)に際して、鳥島傾動地塊の北西崖から、栗国・久米両島の基盤を成す第三紀火砕岩と酷似した岩片を採取した。つまり、現世火山フロントの硫黄島以南における延長は未だ確認できないのである。

さて、それぞれ測線OK19とOK13で、図2上で例示されている鳥島と琉球曾根の両傾動地塊は注目に値する。図2では縦横比が27:1と、傾動が誇張されているが、南東斜面をおおうB層の下底と上面の傾斜はそれぞれ、鳥島地塊で約4.6度と2.7度、琉球曾根地塊で約2.6度と1.5度である。この角度は、KIMURA *et al.* (1979)が推論しているような沖縄弁盆の展開と、それに伴うtension faultでは説明できないほどである。やはり、こうした沖縄弁盆の形成には、同時に琉球海溝下への大洋底(フィリピン海プレート)のsubductionを伴い、その応力がこうした傾動地塊の形成に関与したと見るべきかもしれぬ。ただし、琉球層群堆積後完新世にいたるまで、フィリピン海プレートの沈み込みにより、琉球海溝側ほど隆起量が多いという琉球弧全体の傾動運動が示唆されている(KONISHI *et al.*, 1970; 木庭, 1980)。一見相反する両者の傾動運動の統一的理解は、琉球海溝と沖縄弁盆に関するこれまでに併せて考えられることのなかった形成史を追求する鍵となろう。

む す び

沖縄本島西方海域における多数の音波探査記録の予察的解析と、最近明らかにされつつある琉球列島の地質に関する成果の一部を展望し、合わせ考察した。その結果は次の3点に要約されよう。

1) いわゆる宮古凹地を地形的により適確に代表する慶良間海裂は大規模な左ずれ断層で形成された。その南西に伸びる南琉球弧は上部始新統・宮良層と下部中新統・八重山層群の堆積時までparalicな環境下にあった。その後、同一の堆積区にあった台湾西部から、台湾・南琉球弧間に想定される右ずれ断層によって著しい変形なしに南東方へ張り出して行った。南琉球弧の北限を限る慶良間海裂を形成する左ずれ断層の方は、琉球層群を切っているのに、より遅くまで活動していた。この活動期の差ないし、いずれが南琉球弧の時計廻り転回を生じたと思われる。

2) 沖縄本島及び西方諸島の先第三系基盤の再検討の結果、慶良間列島北縁沿いに東西に走る右ずれ断層が島尻層群堆積前に生じたと考えられる。宮古凹地は原義では、基盤帯状構造の上から右ずれと考えられていたが、慶良間海裂が左ずれ断層を示すことの矛盾は、かくして解決されよう。

3) 海底地形上から、しばしば沖縄弁盆より南東側に設定されることのあった火山フロントは、沖縄本部西方海域の海底地質に関する限り、その根拠となった海丘は第三紀ないし第四紀初期の火山岩及び火砕岩より成るので否定的となった。また、それら海丘の一部は南東に著しく傾く傾動地塊を成し、沖縄弁盆拡大形成に伴う断層によってのみ生じたとは云い難い。

文 献

- 相場惇一・関谷英一, 1979: 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格。石油技協誌, **44**, 97-109。
 青柳宏一・井上洋子, 1979: 奄美大島北部の和野層の微古生物学および堆積岩石学的研究。琉球列島の地質学研究, **4**: 23-27。
 CHANG, L.S., 1959: A biostratigraphic study of the Miocene in western Taiwan based on smaller Foraminifera (part 1: Planktonics). *Proc. Geol. Surv. China*, no. 2. 47-72。
 藤田 宏, 1980: 本部半島の先第三系基盤岩類。琉球列島の地質学研究, **5**: 1-20。
 福田泰英・海堀明彦・大塚裕之・早坂祥三, 1978: 嘉陽層の堆積学的一考察, 同上, **3**: 39-52。

- GERVASIO, F.C., 1973: Geotectonic development of the Philippines. In: COLEMAN, P.J. ed.: The western Pacific. Island arcs, marginal seas, geochemistry. Univ. Western Australia Press, Nedlands, 307–324.
- 浜本文雄・桜井 操・永野真男, 1979: 宮古・八重山諸島周辺の海底地質. 水路部研報, no. 14, 1–38.
- HANZAWA, S. 1935: Topography and geology of the Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], 17, 1–61.
- Ho, C.S., 1967: Structural evolution and major forms of Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, no. 10, 3–24.
- HONZA, E. ed., 1976: Ryukyu Island (Nansei-shoto) arc. H75-1 and GH75-5 cruises. *Cruise Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 6, 1–81.
- 本座栄一, 1977: 琉球島弧周辺広域海底地質図. 海洋地質図, 7, 地質調査所.
- ISHIDA, S., 1969: Wano Formation (Eocene) in Amami-ohshima, Ryukyu Islands, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 75, 141–156.
- KARIG, D.E., 1973: Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands. *Marine Geology*, 14, 153–168.
- 鹿島愛彦, 1976: 琉球弧における仏像構造線について, 琉球列島の地質学研究, 1: 43–54
- ・高橋治郎, 1978: 琉球弧, 慶良間列島の地質. 同上, 3: 31–38.
- 加藤 茂・桂 忠彦・平野賢治, 1982: 沖縄本島周辺の海底地質, 水路部研報, no.17, 31–70.
- 加藤祐三, 1980: 琉球列島, 現世軽石の岩石学(予報). 琉球列島の地質学研究, 5, 69–73.
- 木崎甲子郎, 1978: 琉球弧構造発達史の問題点. 同上, 3, 1–9.
- ・高安克巳, 1976: 琉球列島の成立. 海洋科学, 8, 50–56.
- KIMURA, M., HONZA, E., and MIYAMOTO, M., 1979: Submarine geology around the southern Ryukyu Islands, with special reference to the Okinawa Trough. *Geological Studies of the Ryukyu Islands*, 4, 79–93.
- ・———・植田 修・下柳田和人・玉城 勉, 1980: 沖縄舟盆中・北部および周辺海底の地質層序・構造. 同上, 5, 133–166.
- 木庭元晴, 1980: 琉球層群と海岸段丘. 第四紀研究, 18, 437–457.
- KONISHI, K., 1963: Pre-Miocene basement complex of Okinawa, and the tectonic belts of Ryukyu Islands. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 8, 569–602.
- ・須藤 研, 1971: 琉球から台湾まで. 科学, 41, 271–280.
- ・SCHLANGER, S.O., and OMURA, A., 1970: Neotectonic rates in the central Ryukyu Islands, derived from ^{230}Th coral ages. *Marine Geology*, 9, 225–240.
- , ISHIBASHI, T., and TSURUYAMA, K., 1973: Find of *Nummulites* and orthoquartzite pebbles from the Eocene turbidites in Shimajiri belt, Okinawa. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, 18, 43–53.
- LIEW, Y.C., and LIN, C.C., 1974: Heavy mineral association in the Neogene formation of the southern part of Coastal Range, East Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, no. 17, 23–36.
- LUDWIG, W.J., MURAUCHI, S., DEN, E., BUHL, P., HOTTA, H., EWING, M., ASANUMA, T., YOSHII, T., and SAKAJIRI, N., 1973: Structure of East China Sea-West Philippine Sea margin off southern Kyushu, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 78, 2526–2536.
- 松本徂夫, 1977: 琉球列島の第四紀火山. 海洋科学, 9, 536–541.
- 三木 孝, 1982: 基礎試錐「宮古島沖」で得られた中新統八重山層群砂岩の重鉱物組成. 石油技協誌, 47, 195–200.
- MURAUCHI, S., DEN, N., ASANO, S., HOTTA, H., YOSHII, T., ASANUMA, T., HAGIWARA, K., ICHIKAWA, K., SATO, T., LUDWIG, W.J., EWING, J.I., EDGAR, N.T., and HOUTZ, R.E., 1968: Crustal structure of the Philippine Sea. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 3143–3171.
- 中川久夫・村上道雄, 1975: 沖縄群島久米島の地質. 東北大地質古生物邦文研報, no. 75, 1–16.
- 小原浄之介・松本徂夫, 1964: 八重山群島西表島における八重山層群砂岩の重鉱物. 九大海外学術調査報告, no. 2, 47–66.
- 大城逸朗, 1977: 慶良間諸島屋嘉比および久場島の地形地質(予報). ケラマジカ実態調査報告書, 沖縄県教育委, 1–7.
- 遅沢壮一・相田吉昭・中森 亨・橋本修一・箕浦幸治・堀口敏秋・中川久夫, 1979: 奄美大島の地質(第一報). 琉球列島の地質学研究, 4: 95–106.
- 坂井 卓・浜田正平・辻 和毅・鈴木 勲・黒川睦生, 1978: 八重山群島与那国島の地質. 琉球列島の地質学研究, 3, 61–79.

SAITO, Y., TIBA, T., and MIYAGI, H., 1973 : Geology of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Natn. Sci. Mus. Tokyo*, no. 6, 9–22.

笹嶋貞雄, 1977 : 琉球弧, 西南日本における始新統の古地磁気学—特に西フィリピン海盆と関連して. *海洋科学*, **9**, 19–26.

平 朝彦・田代正之編, 1980 : 四万十帯の地質学と古生物学, 389 pp., 林野弘済会高知支部, 高知.

富沢昭文・佐藤時幸, 1981 : 宮古島沖. 日本の新第三系の

生層序及び年代層序に関する基本資料, 続編, 補遺.

氏家 宏, 1980 : 南琉球弧“500m 島棚”の第四紀地史上の意義. *第四紀研究*, **18**, 209–219.

———・斎藤靖二, 1974 : 琉球諸島の新生代地史と生物地理, *自然科学と博物館*, **41**, 131–139.

WU, F.T., 1976 : Recent tectonic of Taiwan. *In*: UYEDA, S. *et al.* eds., *Geodynamics of the western Pacific*, Japan. Sci. Socs. Press, Tokyo, 265–299.