

駿河トラフ伊豆側斜面の地質とテクトニクス ——「しんかい2000」第579潜航の成果——

小山真人^{*1} 新妻信明^{*2} 狩野謙一^{*2} 高木圭介^{*2}
内村竜一^{*2} 吉田智治^{*2} 唐沢 譲^{*2} 田邊裕高^{*2}

駿河トラフ軸部の石花海ゴージ（北緯34度45.00分，東経138度36.00分付近，水深1855～1580mの範囲）において「しんかい2000」による潜航調査を行なった。石花海ゴージ中部の伊豆側斜面に分布する地層群は，下位の火山岩類と上位の石灰質砂岩に大きく区分できる。火山岩類は緻密な溶岩を主体とし，火山角礫岩を挟在する。火山岩類には節理に沿う熱水変質帯が発達する。火山岩類の最上部を占める溶岩から，変質した流紋岩が採取された。石灰質砂岩は粗粒で，貝殻破片等の化石を豊富に含み，不明瞭な層理をもつ。古水深を検討した結果，30～100mの浅海性の堆積物であることがわかった。伊豆側斜面に分布する地層は一部に断層がみられるほかは，大きな構造上の破断を受けていない。地層の傾斜は10°以内である。

今回の潜航調査の成果を，これまでの潜航調査結果および隣接する伊豆半島の地史と比較・総合することによって，石花海ゴージ伊豆側斜面の地史とテクトニクスを考察した。伊豆側斜面下部に分布する火山岩類は，岩相と岩石学的特徴から伊豆半島の白浜層群に対比できる。3～1 Maの時期に，現在の石花海ゴージ伊豆側斜面と伊豆半島を含んだ北東—南西方向の隆起海嶺が形成された可能性がある。この変動にともない，石花海ゴージ伊豆側斜面は削剝の場となって不整合が形成され，その後，海嶺頂部の平坦面に石灰質砂岩が堆積した。この海嶺が駿河トラフ軸に衝突し，現在も浮揚性沈み込みを行ないつつあるとすれば，現在の駿河トラフ周辺の地形・地質・地殻活動の特徴を説明可能である。

Geology and Tectonics of the Eastern Cliff along the Suruga Trough Axis:

Results from Dive 579 of the Submersible "SHINKAI 2000"

Masato KOYAMA^{*3} Nobuaki NIITSUMA^{*4} Ken-ichi KANO^{*4}
Keisuke TAKAGI^{*4} Ryuichi UCHIMURA^{*4} Tomoharu YOSHIDA^{*4}
Yuzuru KARASAWA^{*4} Hirotaka TANABE^{*4}

A submarine geological survey using the submersible "SHINKAI 2000" was made at the eastern cliff along the Senoumi Gorge, Suruga Trough (34°45.00'N, 138°36.00'E; depth range, 1855-1580m), where the Izu-Bonin

* 1 静岡大学教育学部地学教室

* 2 静岡大学理学部地球科学教室

* 3 Faculty of Education, Shizuoka University

* 4 Institute of Geosciences, Shizuoka University

volcanic arc is subducting beneath the Southwest Japan arc. The eastern cliff consists of lower volcanic rocks and upper calcareous sandstone. The volcanic rocks are mainly composed of thick massive lava flows, which are intercalated with volcanic breccia. Hydrothermal alteration is common along the joints in these rocks. An altered rhyolite specimen was collected from the uppermost lava flow. The calcareous sandstone is fresh, semi-consolidated, coarse-grained sandstone, which rarely shows bedding with $< 10^\circ$ dip. The sandstone commonly includes many fragments of calcareous fossils, which contain benthic foraminifers indicating 30-100m paleodepth.

Correlating the present results with those by previous geological studies on the Suruga Trough and the adjacent Izu Peninsula, we propose the geologic history of the eastern cliff along the Suruga Trough axis and its tectonic interpretation. Based on the lithology and chemical composition, the volcanic rocks along the Suruga Trough axis can be correlated with the late Miocene-Pliocene Shirahama Group, which is distributed in the Izu Peninsula. During 1-3 Ma, these volcanic rocks were eroded by the tectonic movement associated with the generation of a ridge with an NE-SW strike and the calcareous sandstone was deposited in the shallow marine environment on the ridge crest. This ridge collided with the Southwest Japan arc and is buoyantly subducting along the Suruga Trough.

1. はじめに

駿河トラフは、フィリピン海プレートと本州側のプレート（西南日本弧）との境界に位置している。駿河トラフの東側には、活動的火山弧である伊豆・小笠原弧の北端部にあたる伊豆地塊があり、ほぼ4 cm/年の速度で本州に対し北西方向に移動している（瀬野, 1992）。伊豆地塊は1 Ma前後に起きた本州への衝突（小山, 1986）以来、本州に対する浮揚性沈み込みを続けてきており、現在および第四紀後期の伊豆半島における活発な地殻活動はこの浮揚性沈み込みが原因と考えられている。しかしながら、これらの地殻活動の特徴を具体的にどう説明するかという問題については様々なモデルが提出され、決着はついていない（例えば, Nakamura et al., 1984; Ukawa, 1991; Ida, 1991; Koyama and Umino, 1991）。とくに駿河トラフ域をふくむ伊豆地塊西部においては、伊豆地塊東部に比べて地震活動度が低く、変動地形の発達も悪いと、その現在および第四紀のテクトニクスには不明な点が多い。一方、伊豆地塊の北側の南部フォッサマグナ地域には、5～3 Maに本州に衝突・付加した丹沢地塊をはじめとする複

数の衝突地塊が存在し、中新世中期以来の多重衝突の場であったことが知られている（例えば, Amano, 1991）。駿河トラフの西側とその北方延長の富士川地域には、これらの衝突によって変形した地質帯が幅広く分布しており、本州弧と伊豆・小笠原弧の相互作用の歴史が刻印されている。駿河トラフは伊豆地塊が本州に衝突しつつある場所であり、トラフ軸近傍に分布する地層には衝突にともなう変形が蓄積されつつある。よって、駿河トラフ周辺は、地塊の衝突というものがどのように進行するかを直接観察できる世界でも稀な場所と言える。また、駿河トラフは予想される東海地震の震源断層が地表に達する部分でもあり、トラフ軸部の地層に生じた変形は過去の東海地震にともなう変形の積算記録としての意味をもつため、地震テクトニクスを考える上でも重要である。

静岡大学では、このような駿河トラフ軸部の地層観察の重要性をみとめ、1984年以来8回にわたる深海潜水艇を用いた潜航調査を行ってきた（大塚・新妻, 1985, 1991; 里村ほか, 1987; 大塚, 1987; 北里, 1988; 新妻ほか, 1990, 本号）。

また、海上保安庁水路部、地質調査所、東京大学海洋研究所による潜航調査も行なわれている（加藤・山崎，1985；山崎・加藤，1986，1988；古田，1988，1989）。これらの潜航調査は、主として駿河トラフ中軸部にあるトラフ地形の狭窄部である石花海ゴージ（図1）周辺を対象として行なわれてきた。石花海ゴージ周辺においては、トラフ両側の斜面が急峻であるために良好な地層の露出がみられ、かつ狭い範囲内に伊豆側と本州側の両方の地層が分布するため、プレート境界をはさむ両者の特徴を能率よく観察可能である。これまでの潜航調査によって、トラフ軸をはさんで伊豆側には火山岩類とその上位をおおう堆積岩、本州側には変形のいちじるしい堆積岩の存在が明らかになっている（新妻ほか，1990；新妻，1991）。しかしながら、1回の潜航調査において観察可能な範囲は限られており、岩石試料の採取も不十分であるため、岩相分布・地質時代・堆積環境・地質構造について不明な点が多かった。今回の潜航調査（第579潜航）は、とくに石花海ゴージの伊豆側斜面にある堆積岩の空間的な分布を明らかにすることを主目的として行なわれた。また、潜航中に採取した試料の分析によって、伊豆側斜面に分布する堆積岩の時代と堆積環境、火山岩の素性がある程度明らかにすることができた。本論文ではこれらの成果を報告するとともに従来の知見も総合し、駿河トラフ伊豆側斜面の地史とテクトニクスについて論じる。

2. 潜航調査の概要

今回の潜航調査（「しんかい2000」第579潜航）は、1991年10月29日に行なわれた。潜航地点は、伊豆半島松崎沖の北緯34度45.00分、東経138度36.00分付近の駿河トラフ軸部にある石花海ゴージ（嶋村，1986）の中部である（図1および2）。潜航調査の概要は、ルートマップ（図3）および水深一経過時間図（図4）として示した。潜航軌跡は、トランスポンダを用いた測位データにGPSを用いた補正を施して求めたものであり、これを潜水艇の水深記録を参考にして5万分の1海底地形図上にプロットした。トランスポンダによる潜航軌跡の緯度経度は、実際の海底地形と比べて系統的に50～100m程度西方にずれていた

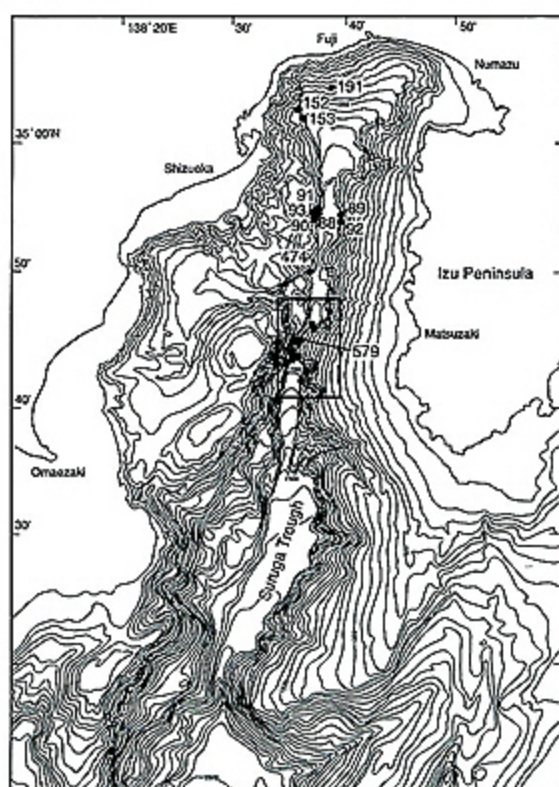


図1 駿河トラフの地形と調査地点の位置図。黒丸は「しんかい2000」潜航調査地点。番号は通算潜航番号。579は本調査を示す。四角で囲んだ部分が、本論の扱う石花海ゴージ（四角内のトラフ底の狭窄部）とその周辺地域（図2および図5の範囲）。本調査以外の石花海ゴージ周辺の潜航調査番号は図5に示す。等深線の間隔は100m。

Fig. 1 Geomorphology of the Suruga Trough. Solid circles show the locations of submarine geological surveys using "SHINKAI 2000". Numbers are the dive numbers. "579" shows the present survey (Dive 579). Rectangle shows the present study area shown in Figs. 2 and 5. Dive numbers of previous surveys in this area are shown in Fig. 5. Depth contour interval is 100m.

め、それを補正した結果を図3に示してある。

まずトラフ底に着底する予定であったが、潮流が強いために流されてしまい、伊豆側の火山岩類からなる急崖に接近した。急崖への衝突を回避しながら水深を下げ、着底予定点の500mほど北東方のトラフ底（水深1855m）に着底した。トラフ底の目視観察ののち、水平距離で南東方60mにある伊豆側の急崖へ接近しようとしたが、南からの0.9ノットの底層流に阻まれて身動きがとれない。そこで、いったん離底し高度50mに達した後水

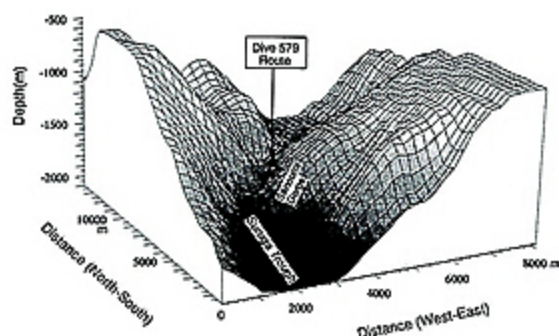


図2 石花海ゴージの地形の概観。太線で潜航調査ルートを示す。

Fig. 2 Geomorphology of the study area shown in Fig. 1. Thick line shows the present survey route.

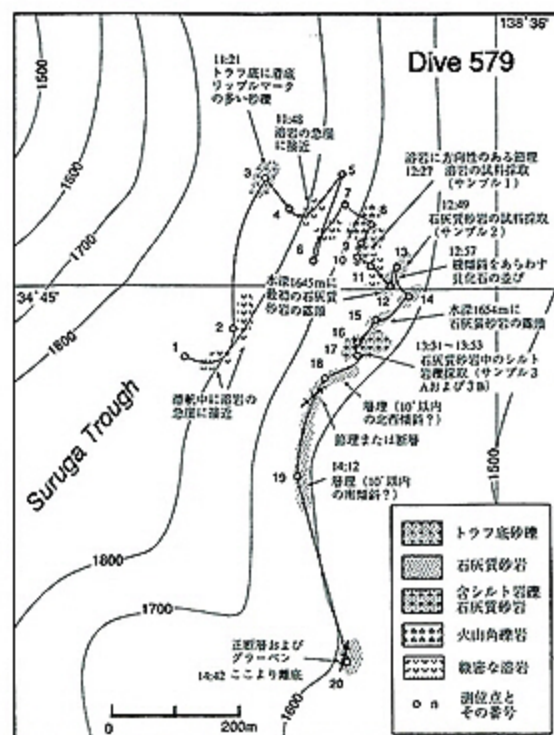


図3 潜航調査ルートと観察した岩相および地質構造。等深線は、5万分の1海底地形図をもとに今回の調査結果を加えて一部修正したものを示した。

Fig. 3 Route map of the present submarine geological survey. Number shows the location determined using a transponder.

平移動によって伊豆側急崖への接近を試みた。以後この方式によって、上昇→水平移動→急崖への接近と露頭観察を3回繰り返したのち、潮流速度の弱まった水深1700m付近からは海底表面を観察しながらの移動に切り替えた。水深1645mの地点

において石灰質砂岩の露頭を発見した後は、砂岩の分布を探る目的のため、水深をほぼ一定に保ったまま南方への移動を開始した。以後は、ときおり強まった潮流のために短時間離底する箇所もあったが、ほぼ連続した海底表面の観察を行なうことができた。予定の潜航調査時間を消化した後、水深1580mの位置から離底し、浮上を開始した。着底から離底までの全潜航時間を通じて、潮流の向きは南から北であった。

潜航調査中には、露頭観察のほか3地点においてマニピュレータによる岩石試料採取を行なった。水深1663mにおいては、露頭からこぼれ落ちていた火山岩試料を採取した(サンプル1)。採取に要した時間は約1分間である。マニピュレータを用いた岩石試料採取においては、露頭からこぼれ落ちた転石を拾うのがもっとも確実で能率がよい。水深1645mにおいては、同様に露頭から崩れ落ちた石灰質砂岩のブロックから試料を採取した(サンプル2)。水深1640m付近においては、石灰質砂岩に含まれるシルト岩礫を採取した(サンプル3Aおよび3B)。サンプル3Aは転石を拾ったが、サンプル3Bは露頭から直接はぎ取った。サンプル2、3A、および3Bの採取時間は、岩質がもろいせいもあり、それぞれ6～8分間である。サンプル2、3A、および3Bは、採取した後に船底のバスケットとシリンドラに入れてしたが、もろい岩質のためにバスケットに入れたものの大半は浮上の際に波に洗われて失われてしまった。バスケット内のサンプルを、浮上した際の波浪から守る何らかの対策が望まれる。

3. 潜航調査結果

3-1 目視観察結果

トラフ底：水深1855mの着底点において駿河トラフ底を観察した。海底表面は灰色の砂層からなっており、観察時の南から北へ向かう潮流と調和的な方向にリップルマークが形成されていた。砂層の厚さは2～3cm程度であり、リップルマークの底には砂層の下位にある灰白色シルトが露出していた。海底表面の所々には中礫～大礫サイズの重円礫が数多く散らばっていた。礫の岩質の詳細は不明だが、硬質頁岩、白色脈の入った緑色岩など、静岡側斜面から供給されたと考えられるも

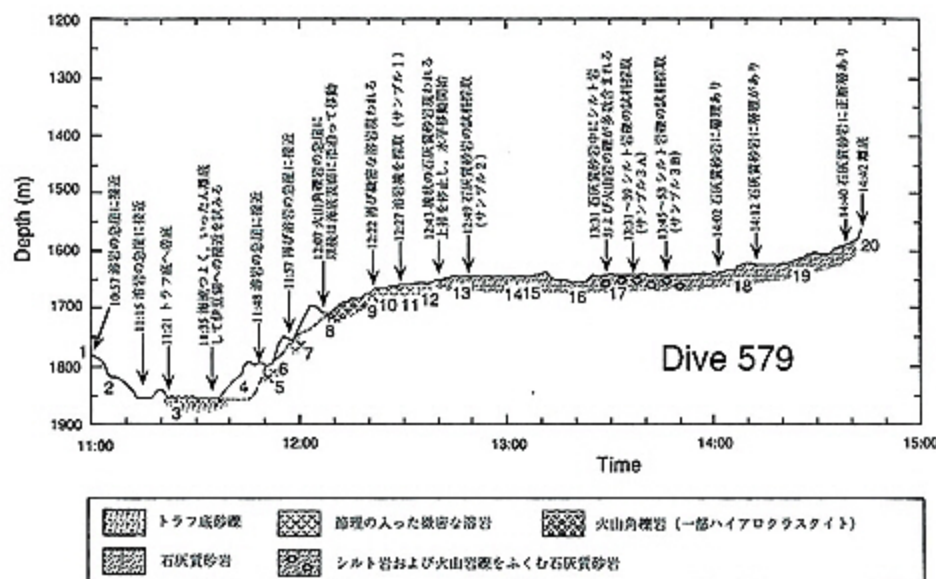


図4 潜航調査経過の概要。潜水艇の水深変化と観察した岩相を示した。番号は図3の測位点に対応している。測位点3と8の間の点線は、潜水艇の高度から求めた実際の海底面の水深を示したものの。測位点8以降はほぼ海底面に沿った調査となったため、潜水艇の水深のみを示した。

Fig. 4 Summary showing the depth change of the submersible during the geological survey and observed geological features. Numbers correspond to the location numbers shown in Fig. 3.

のが多かった。

火山岩類：伊豆側斜面の下部（水深1850～1650m）には、火山岩類の幅広い露出がみられた。火山岩類の最下部（水深1850～1750m）は、不規則な節理の入った緻密な溶岩から構成されている。節理に沿う熱水変質によって節理面は赤く変色し、節理に沿って白色の変質帯ができていたものもある。この溶岩のみかけ上位（測位点8付近、水深1700～1670m）に、火山角礫岩が分布している（写真1および2）。下位の緻密な溶岩とは漸移的に移り変わっているように見えた。角礫の岩質は均質であり、礫は角ばっていてハイアロクラスティックな破断を受けたように見えるものが多い。礫径は中礫から巨礫まで様々である。一部の礫の表面に、急冷縁とみられる特徴的な破断構造を見ることができた（写真2）。下位の緻密な溶岩と同様、節理に沿って赤色または白色の変質帯が発達している。この火山角礫岩のみかけ上位（測位点9～11、水深1668～1650m）には、節

理の発達した緻密な溶岩がある（写真3）。下位と同様に、節理面は白色～黄色に変質している。節理の入りは、最下部のものと異なり、ほぼ並行である。この溶岩からサンプル1を採取した（写真4）。

石灰質砂岩：伊豆側斜面の上部には、石灰質砂岩が幅広く露出する。上述の火山岩類との境界は測位点12付近では水深1651～1645mの間にある。その部分は、未固結の泥が覆い石灰質砂岩の転石が散らばるテラスになっており、火山岩類と石灰質砂岩が直接する境界を観察することはできなかった。その後、測位点15と16の間でいったん水深を下げたところ、測位点16の手前の水深1654m地点で石灰質砂岩の露頭を確認した。よって、火山岩類と石灰質砂岩の境界の水深は1655～1650m付近とみた方がよいだろう。石灰質砂岩は、一般に粗粒・塊状（一部に不明瞭な層理あり）であり、貝殻破片を大量に含んでいる（写真5～8）。岩質は半固結でもろく、マニピュレータで容易に砕

くことができる。この石灰質砂岩を測位点13付近(水深1645m)で採取したものがサンプル2である。測位点17付近(水深1642~1638m)に分布する石灰質砂岩中には、大礫から巨礫サイズ(長径2m程度のものもあり)の大量のシルト岩礫と、少量の火山岩大礫~中礫が含まれる特徴的な岩相を示す(写真7)。礫は、シルト岩・火山岩ともに亜円ないしは亜角礫である。火山岩礫は黒色を呈している。このシルト岩礫を採取したものがサンプル3Aおよび3Bである。水深1635~1580mの間の石灰質砂岩中には、やや細粒の層を挟むることによる不明瞭な層理を観察することができた(写真8)。

地質構造:伊豆側斜面上部の石灰質砂岩中にみられた層理面は、測位点18付近(水深1635m)で北西に10°以内の傾斜を示し、測位点19付近(水深1604m)では南に10°以内の傾斜を示す(写真8)。測位点13付近の水深1645.5mに露出する石灰質砂岩中には貝化石がほぼ水平に並んでいるのが観察され(写真6)、この地点においても石灰質砂岩が緩傾斜であることがわかる。伊豆側斜面下部の火山岩類については層理を見いだすことができなかったが、水深の減少とともに岩相が漸移的に変化したことから、さほど急傾斜はしていないという印象をもった。

離底地点にあたる水深1580m地点では、石灰質砂岩が正断層によって変位を受け、グラベン状に落ち込んだとみられる溝状の地形が観察できた。正断層の走向はN20°E、傾斜はほぼ垂直である。このほか、測位点18付近(水深1620m)の石灰質砂岩に断層とおぼしき節理(変位方向不明)を観察した。節理の走向はN50°E、傾斜はほぼ垂直である。火山岩類に発達していた破断構造の大半は冷却節理と思われるものであったが、測位点8と9の間の水深1674m付近の火山角礫岩はテクニクな破断を受け、ややもめた感じになっていた。そのみかけ上位の水深1668m(測位点9付近)の緻密な溶岩には一様な方向(走向N30°W、傾斜ほぼ垂直)に並行した節理が入っていたが、成因はよくわからない(写真3)。

3-2 試料分析結果

採取した4つの試料(サンプル1, 2, 3A, 3B)のうち、火山岩試料(サンプル1)につい

ては岩石薄片を作成し、顕微鏡観察を行なった。石灰質砂岩(サンプル2)については貝化石の同定を行ない、石灰質砂岩(サンプル2)とシルト岩(サンプル3Aおよび3B)については石灰質ナノ化石にもとづく時代推定、ならびに底生有孔虫化石にもとづく古水深の推定を試みた。

採取岩石の特徴と貝化石

採取した火山岩(サンプル1)は、変質を受けて緑灰色を呈する流紋岩であり、流紋がかすかに残っているのが観察できる。直径2mm程度の少量の石英斑晶が肉眼でもみとめられる。斑晶鉱物は石英、斜長石、磁鉄鉱である。石灰質砂岩(サンプル2)は、黄褐色ないし茶白色を呈する中粒~極粗粒砂岩であり、塊状で貝殻破片等の石灰質物を多く含んだ岩石である。半固結でもろく、波に洗われてこわれる程度の固さである。貝化石としては、*Cryptopecten vesiculosus*, *Buccinum* sp., *Serpulorhis* sp., *Vermetus* sp., *Chlamys* sp. などを含んでいる(鑑定者:内村竜一)。シルト岩(サンプル3Aおよび3B)は、青灰色ないし灰色を呈するやや砂質の新鮮なシルト岩であり、塊状で堆積構造をもたない。石灰質砂岩よりもさらに固結度は低く、手でつぶせる程度である。

石灰質砂岩およびシルト岩の時代

サンプル2, 3A, 3Bのいずれの試料も石灰質ナノ化石を豊富に産した。このうち、サンプル3Aおよび3Bについては*Pseudoemiliania lacunosa*の不在、*Emiliania huxleyi*の不在、*Helicospira inversa*の存在、*Gephyrocapsa oceanica*(vert. L)の稀産から、時代は石灰質ナノ化石帯のCN14b(0.46~0.27Ma, Matsuoka and Okada, 1989)にあたるという結果が得られた。また、サンプル2の石灰質砂岩については、再堆積種の混入が明瞭なため確定的なことは言えないまでも、第四紀であろうという結果が得られた。なお、いずれの試料からも浮遊性有孔虫化石を産したが、時代推定に有効な種は得られなかった。

石灰質砂岩およびシルト岩の古水深

サンプル2, 3A, 3Bのいずれの試料も底生有孔虫化石を豊富に産した。このうち、サンプル2の石灰質砂岩については*Cibicides pseudoungerianus*, *Hanzawaia nipponica*, *Poroponides cribroripandus*等の水深30~100mの貝殻砂底に生息

する種や、*Quinqueloculina vulgaris*, *Elphidium crispum* 等の岩礁地生の種を多数含む。これに対し、サンプル3Aおよび3Bのシルト岩については *Bulimina elegans*, *Bulimina aculeata*, *Globobulimina affinis*, *Quadrinorthis laevigata*, *Sphaeroidina bulloides* 等の水深1000~2000mを示す群集を豊富に産することがわかった。これらの結果の解釈については次節で議論を行なう。

4. 駿河トラフ中軸部の地質とテクトニクス

4-1 石花海ゴージ周辺の地質

今回の潜航調査において石花海ゴージ伊豆側斜面の地層中に確認された層理面はすべて 10° 以内の緩傾斜を有するものであり、かつ調査ルート沿いに大規模な断層が存在する証拠はみられなかった。よって、基本的には水深の浅い場所に分布するものほどより上位の地層であると考えてよいだろう。前節で述べた観察結果を総合すると、今回の潜航によって明らかになった石花海ゴージ中部伊豆側斜面の層序は、下位より(1)緻密な溶岩(みかけの厚さ150m)、(2)火山角礫岩(30m)、(3)緻密な流紋岩溶岩(20m)、(4)不明瞭な層理をもつ石灰質砂岩(65m)、となる。(1)~(3)の火山岩類は、岩相の類似からまとめることができ、基本的には下位の火山岩類と上位の石灰質砂岩という層序になる。観察できた範囲でのそれぞれのみかけの厚さは、火山岩類が200m、石灰質砂岩が65mである。

石花海ゴージ周辺では、今回の調査を含めた計12回の潜航調査がこれまで行われてきている。これらの調査によって明らかになった石花海ゴージ周辺の岩相分布を図5に、トラフ軸をはさむ西北西-東南東方向の地質断面図を図6に示す。これらの図から明らかなように、石花海ゴージ周辺の地質は駿河トラフ軸をはさんで東西で明瞭に異なる。本潜航とほぼ同じゴージ中部を調査した第445および473潜航(新妻ほか, 1990)では、伊豆側斜面下部(水深1850~1690m)に火山岩類、伊豆側斜面上部(水深1630m)に石灰質砂岩の分布が確認されている。このことは、本潜航の観察結果と調和的である。第473潜航においては、水深1700m付近に分布する溶岩から本潜航で採取され

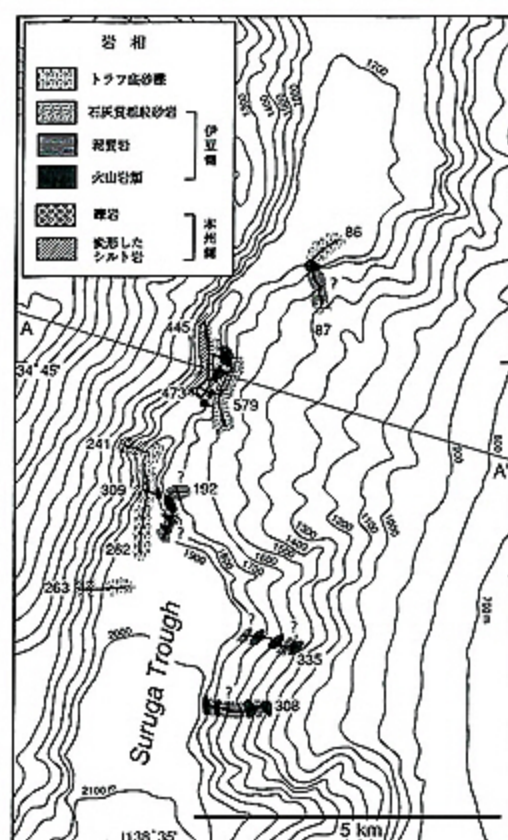


図5 これまで行なわれた潜航調査によって明らかになった石花海ゴージ周辺の岩相分布のまとめ。番号は「しんかい2000」の潜航番号。実線A-A'は図6の断面図の位置を示す。

Fig. 5 Lithological map of the study area. Numbers are the dive numbers. Line A-A' shows the location of the geological cross section in Fig. 6.

たものと同様な変質流紋岩の試料が採取され、流紋岩溶岩を貫く幅10~20mの岩脈が観察されている。また、この溶岩下のトラフ底付近(水深1838m)では、塊状の軽石質火山礫凝灰岩も観察された。

一方、石花海ゴージ北部の伊豆側斜面を調査した第86および87潜航(大塚・新妻, 1985; 古田, 1988)では、伊豆側斜面下部(水深1760~1640m)に火山岩類、それより上位(水深1640~1420m)に泥質岩の分布が確認されている。さらに第87潜航においては、泥質岩分布の最上位付近にあたる水深1420m地点から石灰質砂岩が採取された(新妻ほか, 1990; 新妻, 私信)。このことから、石花海ゴージ北部の層序は下位より火山岩類、泥質岩、石灰質砂岩の順であると考えられ

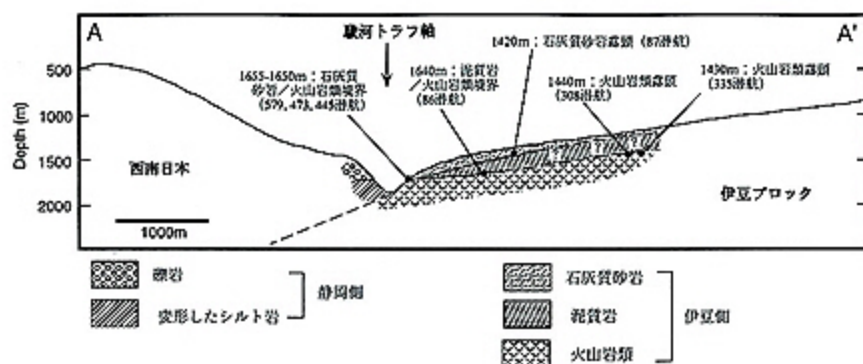


図6 石花海ゴージ中部における駿河トラフの地質断面図。断面の位置は図5に示す。破線は、駿河トラフ南部で行なわれたマルチチャネル地震探査結果 (Kato, 1987; 佐藤, 1984) にもとづいて、トラフ軸から傾き下がるフィリピン海プレート上面の位置を予想したもの。

Fig. 6 Geological cross section of the study area across the Suruga Trough axis. The location of the section is Line A-A' shown in Fig. 5. Broken line shows the location of the upper surface of the subducting Philippine Sea plate, which is estimated from the multi-channel seismic profile across the southern part of the Suruga Trough (Kato, 1987; Sato, 1984)

る。新妻ほか (1990) は、この泥質岩を沖合海成シルト岩と考え、石花海ゴージ中部においても石灰質砂岩とその下位の火山岩類の間には沖合海成シルト岩が挟在すると予想した。しかしながら、石花海ゴージ中部の伊豆側斜面においては石灰質砂岩が火山岩類の上位を直接おおい、両者の境界は水深1655~1650m 付近にあることが今回の潜航によって明らかになった。石花海ゴージ北部で採取された石灰質砂岩は、今回の潜航で採取された石灰質砂岩と類似した岩相をもち、今回の試料分析結果と同様な浅い古水深が得られていること (後述) から、両者は同一層である可能性が高い。分布から考えて、石灰質砂岩はトラフ軸側に10°~15°程度の傾斜をもって下位層をおおっていると考えられる (図6)。

層序の比較的良好にわかった石花海ゴージ北部と中部に対し、石花海ゴージ南部の地質については不明な点が多い。石花海ゴージ南部およびその南方地域においては計7回の潜航が行なわれている。このうち、伊豆側斜面の地質を観察したのは、第192, 308, 309, および335潜航の4回であ

る (図5)。第309潜航においては、伊豆側斜面下部の水深1888m 地点に冷却節理の発達した溶岩、水深1939m 地点に火山角礫岩が確認された (北里, 1988)。伊豆側斜面を上りながら調査した第192, 308, および335潜航においては、いずれのルートにおいても火山岩類 (第192潜航では礫岩という記載もある) と泥質岩の互層の露出が報告されている (古田, 1988, 1989)。これらの火山岩類からは合計5個の新鮮な複輝石安山岩ならびに含角閃石複輝石安山岩試料が採取されているが、泥質岩の試料は採取されていないためその素性は不明である。石花海ゴージ南部およびその南方地域において火山岩類の露頭が確認された最も浅い水深は、第192潜航で1760m, 第308および335潜航で1430~1440m である。このことは、火山岩類の上面が石灰質砂岩の底面と同様にトラフ軸に向かって傾斜していると考えれば説明できる (図6)。このことを確かめ、石花海ゴージ北部および中部との層序対比を行なうために、石花海ゴージ南部およびその南方の伊豆側斜面において、今後さらに詳細な観察と試料採取を行なう必要が

ある。

今回の潜航調査は伊豆側斜面を対象として行なったため、駿河トラフ底と静岡側斜面の地質については、これまでの調査で判明している事実を以下に要約するととどめる。石花海ゴージ周辺の駿河トラフ底の地質は、第86, 241, 262, 263, 309, 445, および473の各潜航と今回の潜航で観察されている。いずれの潜航ルートにおいても、トラフ底には未固結ないし半固結の砂礫あるいは含礫泥が表面を覆っており、観察時点での底層流の流向に調和した方向にリップルマークが形成されていた。これらの堆積物は8.5万年前以降の新しい堆積物であることがわかっている（北里, 1988）。静岡側斜面下のトラフ底には静岡側斜面から崩落した巨礫をふくむ崖錐堆積物が存在するのに対し、伊豆側斜面下のトラフ底には崖錐堆積物が発達しない。第241潜航においては、トラフ軸方向に伸びる湧水域とみられる変色帯が静岡側斜面よりのトラフ底砂礫表面に観察されている（里村ほか, 1987）。石花海ゴージ周辺の静岡側斜面には、テクトニックな破碎を受けてスリッペンサイドの発達したシルト岩が分布している。シルト岩には層理がみられ、一部にタービダイト性砂岩、細粒凝灰岩、礫岩が挟在する。シルト岩の層理面は、一般に西または南西に $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 程度傾斜する（北里, 1988；新妻ほか, 1990）。シルト岩からは、更新世前期を示す石灰質ナンノ化石年代が得られている（山崎・加藤, 1988；新妻ほか, 1990）。第241潜航においては、このシルト岩の上位（水深1750～1670m）に礫岩が観察されている（里村ほか, 1987）。

4-2 石花海ゴージ伊豆側斜面の地史と伊豆地塊のテクトニクス

図7は、本潜航ならびに従来の潜航調査で明らかになった地質・年代・堆積環境データをもとに石花海ゴージ周辺の伊豆側斜面の地史をまとめ、それを伊豆半島陸上部の地史と比較したものである。

石花海ゴージ周辺の伊豆側斜面下部に分布する火山岩類は、厚さが200m以上と厚いこと、緻密な溶岩が大部分を占め二次堆積した証拠が認められないことから、原地性の堆積物であると考えられる。岩相の大部分は噴出岩であり、岩脈も貫い

ていることから、火山体の一部と考えてよい。火山角礫岩の少なくとも一部は、水底噴出の産物と考えられるハイアロクラスティックな破断を被っている。火山岩の岩質としては、少なくとも流紋岩と安山岩がある。また、火山岩類の一部には熱水変質帯の発達が見られる。現在の伊豆半島の陸上においてこれと類似した岩相をもつ火山岩類としては、白浜層群あるいは湯ヶ島層群の一部が考えられる。白浜層群は粗粒の火山碎屑岩や溶岩を主体とする地層群であり、浅海域における火山弧海嶺の堆積物と考えられている。一方、湯ヶ島層群は細粒の火山碎屑岩を主体として、一部に粗粒の火山碎屑岩や溶岩を挟在する地層群であり、火山弧近傍の海盆を埋積した堆積物と考えられている。両層群ともに、岩質は玄武岩からデイサイト・流紋岩まで様々であり、場所によっては著しい熱水変質を被っている（小山, 1986, 1988）。

第308および335潜航においては石花海ゴージ南方の伊豆側斜面に分布する火山岩類から安山岩が5試料採取されており、その全岩化学分析値が報告されている（古田, 1989）。この分析値を伊豆半島に分布する第三紀火山岩の分析値（高橋ほか, 1986；高橋, 1989）とハーカー図上で比較したところ、石花海ゴージ周辺で採取された安山岩は5試料とも $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 図上で低アルカリソレライト系列、 $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ 図上で中間K系列に属し、また $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ 図上では5試料のうち4試料がカルクアルカリ系列、残りの1試料がソレライト系列に属することがわかった。このような特徴は白浜層群下部の火山岩とよく類似しており、白浜層群上部、および他の層群の岩石の特徴とは異なる。東西幅約30kmの伊豆半島内においては各層群の化学組成上の特徴に空間的な変化は認められておらず、駿河トラフ軸は伊豆半島の西海岸から15km程度しか隔たっていないため、伊豆半島と石花海ゴージ両者の火山岩化学組成を比較することは意味があると考えられる。以上のことから、石花海ゴージ周辺に分布する火山岩類は、伊豆半島に分布する白浜層群下部の火山岩類（9～5 Ma）に対比される可能性がある（図7）。

石花海ゴージ伊豆側斜面に分布する火山岩類の上位を、泥質岩および石灰質砂岩がおおってい

年代	伊豆半島の層序	伊豆半島の地史	テクトニック 事件	石花海ゴージ伊豆側斜面の地史	テクトニック 事件
0.2Ma以降	最上部厚成火山群：火砕丘、溶岩流、溶岩円頂丘	独立厚成火山群の活動 [隆起]	～東伊豆ブロックの北東方拡大開始		
1～0.2Ma	熱海層群 主体部火山岩類：溶岩・火山角礫岩・凝灰岩・凝灰岩を挟み、火山灰凝灰岩の堆積多。火山岩は安山岩～玄武岩を主体として、石英安山岩を伴う。	隆起厚成火山の形成 (安山岩～玄武岩主体) [隆起] ●北伊豆層群系の活動		0.27～0.46Ma: シルト岩の堆積 [水深1000～2000m]	～トラフ軸への接近にともなう沈降
1Ma前後	基底部堆積岩類：シルト岩・砂岩・礫岩からなり、少量の凝灰岩を挟み、海成で上部の一部は隆起。	●伊豆全体 [隆起] 化 横山シルト岩の堆積 [隆起斜面上部]	～伊豆地塊の本州への衝突	石灰質砂岩の堆積 [100m以浅] 泥質岩の堆積?	
3Ma～1Ma	(不整合)	●変動Ⅱの開始：白浜層群上面の波曲変形	～NE-SW走向の隆起帯の形成	●変動と剥削	～NE-SW走向の隆起帯の形成
9Ma～3Ma	白浜層群 火山岩類を主体とし、溶岩・凝灰岩・凝灰岩・火山灰凝灰岩・軽石凝灰岩・凝灰岩・火山砂岩および礫岩・石灰質砂岩を挟み、概して粗粒火砕岩の量が多く、概して層理は不明瞭。火山岩は玄武岩・安山岩・石英安山岩。海成で一部隆起。	5Ma以降 [隆起、一部隆起?] (玄武岩～安山岩主体、ソレライト質) 5Ma以前 [隆起] (石英安山岩～安山岩主体、カルタアルカリ質)		火山岩類の堆積・堆積 [水深] (流紋岩・安山岩)	

図7 伊豆地塊の層序と地史のまとめ。小山 (1988) に修正・加筆した上で、潜航調査にもとづく石花海ゴージ伊豆側斜面の地史を加えたもの。伊豆半島の10Ma 以前については省略した。図中の*印は構造運動、[]内は堆積環境、()内は火成活動の性質をあらわす。

Fig. 7 Correlation between the geologic histories of the study area and the Izu Peninsula since 9 Ma. Their tectonic interpretations are also shown. The data from the Izu Peninsula are slightly revised from Koyama (1988). Asterisk shows a tectonic movement. A square bracket shows a sedimentary environment. A rounded bracket shows a petrological character.

る。石花海ゴージ北部に分布する石灰質砂岩からは、予察の結果ながら1 Ma 頃を示す石灰質ナンノ化石と50m 付近の古水深を示す底生有孔虫化石が得られたとの報告がある (大塚・新妻, 1985; 北里, 1986)。今回の潜航で採取された石灰質砂岩については30～100m という石花海ゴージ北部の結果と調和的な浅い古水深が得られたが、その時代についての確定的な結果は得られなかった。今回の潜航においては、石灰質砂岩中に含まれるシルト岩礫から0.46～0.27Ma という化石年代と、現在の水深に調和的な1000～2000m という古水深が得られた。しかしながら、シルト岩礫を多量に含む石灰質砂岩の分布は潜航ルートのごく一部に限られている (図3)。これまでの石花海ゴージ付近の潜航調査において、このような岩相は観察されることがない。シルト岩礫をふくむ箇所は無層理で雑然とした岩相をもつが、シルト岩礫をふくむ箇所以外の石灰質砂岩には不明瞭ながらも層理面が観察され、整然と堆積した印象を受ける。以上のことから、シルト岩礫を多数取り込む箇所は、0.46～0.27Ma に伊豆側斜面のどこかに現在とほぼ同じ水深でシルト岩が堆積した後、そ

のシルト岩と下位の石灰質砂岩を削りこんで発生した局所的なマスマーブメントによる再堆積部を見ている可能性が高い。よって、本論では新妻 (1991) と同様に石灰質砂岩の堆積年代を1 Ma 前後と考え、シルト岩礫の時代を重視しないことにする。

火山岩類と石灰質砂岩の時代差と、岩脈や変質帯が露出する程度の削削を火山岩類が被っていることから考えて、両者の関係は不整合であり、不整合形成期に何らかの構造運動とそれにともなう削削作用があったとみるのが自然である。伊豆半島におけるこの時期の構造運動としては、白浜層群以下の地層に波曲変形と削削をあたえ、熱海層群/白浜層群間の不整合を形成した3～1 Ma 前後の変動Ⅱがある (小山, 1986, 図7)。よって、石花海ゴージ伊豆側斜面において火山岩類堆積後に生じた構造運動と削削は、伊豆半島における変動Ⅱに対比される可能性がある。石灰質砂岩と火山岩類の間に挟まれる時代不詳の泥質岩については、火山岩類に見られるような著しい変質帯が観察されていないことから、おそらく火山岩類が変動と削削を被った以後の堆積物と考えられる。

新妻ほか (1990) は、石花海ゴージ伊豆側斜面に分布する石灰質砂岩が、かつてこの地域に広い浅海域が形成された時期に堆積し、その後トラフ軸への沈み込みにもともなう伊豆側斜面の沈降によって現在の水深に達しているものと考えた。さらに新妻 (1991) は、このような石花海ゴージ伊豆側斜面の石灰質砂岩の堆積の場を、現在の銭州海嶺上にみられる浅海域のような北東—南西走向をもつ隆起海嶺上の平坦面と考えた。そして、伊豆・小笠原弧の北上にともなうこの海嶺が移動し、駿河トラフ軸において本州に衝突した後に沈み込みかけることによってトラフ軸側に傾動しているのが現在の石花海ゴージ伊豆側斜面であり、この海嶺の浮揚性沈み込みによって静岡側斜面のシルト岩が激しく変形したというモデルを提唱した。石花海ゴージの南方50kmにある伊豆ゴージ付近の駿河トラフ軸の潜航調査結果も、この海嶺沈み込みを支持している (新妻ほか、本号)。

現在の石花海ゴージ伊豆側斜面がかつて浅海域であったとすると、伊豆半島を含め北東—南西方向へ70km程度の広がりをもつ浅海域があったことになり、それは現在の銭州海嶺上の水深200m以浅の浅海域 (北東—南西方向にみて110km) に匹敵することになる。このことが、新妻 (1991) のモデルの一つの根拠となっている。新妻ほか (本号) は、フィリピン海プレートが南海トラフから駿河トラフにかけてのトラフ軸の屈曲部に沈み込むことから生じる幾何学的制約により、このような北東—南西方向の隆起海嶺がつけられると考えた。また、南部フォッサマグナの多重衝突史上においてこの海嶺形成が繰り返されてきた可能性を主張し、丹沢地塊の本州への衝突期末期 (丹沢サイクルの時期5) に石花海ゴージから伊豆半島をふくむ隆起海嶺が形成され、伊豆地塊の衝突期末期 (伊豆サイクルの時期5) にあたる現在は銭州海嶺が形成されていると考えた。

小山 (1988) によれば、伊豆半島における変動Ⅱで生じた波曲変形は、1 Ma以降の堆積物である熱海層群の基底面の高度分布によく反映されている。熱海層群の基底の高度分布を見ると、石花海ゴージ伊豆側斜面が天城山付近の分水嶺を中心とする東北東—西南西方向の波曲の背斜部の延長上に位置していることがわかる (図8)。このこ

とは、伊豆半島から石花海ゴージ伊豆側斜面にかけて東北東—西南西方向の隆起帯があった可能性を示しており、新妻 (1991) の主張を支持するように見える。

以上のことから、本論では新妻 (1991) のモデルに基づき、以下のような伊豆地塊の一部としての石花海ゴージ伊豆側斜面の地史とその解釈を提唱する (図7)。括弧内に示すトラフ軸との距離は、ユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートの現在の相対運動ベクトル (瀬野, 1992) から外挿して求めた。

- (1) 伊豆・小笠原火山弧の水底火山活動の産物として、石花海ゴージ伊豆側斜面下部の火山

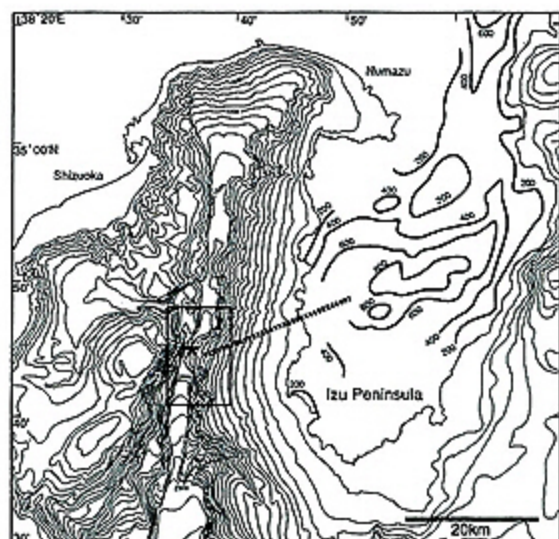


図8 伊豆半島における変動Ⅱの波曲パターンと石花海ゴージの位置関係。伊豆半島内の太実線は熱海層群の基底高度の等高線 (単位 m) であり、伊豆半島における変動Ⅱで生じた波曲の指標として知られている (小山, 1988)。伊豆半島から駿河湾にかけて引いた太点線は、熱海層群基底高度分布の背斜部の延長線。星印は今回の潜航地点を示す。

Fig. 8 Spatial relationship between the folding pattern of tectonic movement II in the Izu Peninsula and the location of the study area. Thick solid line in the Izu Peninsula shows the contour of the basal altitude of the Quaternary Atami Group in meters (Koyama, 1988). This altitude well reflects the folding pattern caused by tectonic movement II. Thick broken line shows the location of the estimated ridge crest generated by tectonic movement II. Star shows the location of the present submarine survey.

岩類が形成された。

(2) 3 ~ 1 Ma (114 ~ 38km) : トラフ軸への接近にともない北東-南西方向の海嶺が形成され始め、石花海ゴージ伊豆側斜面は海嶺形成にともなう変動と剝削を受ける場となった。やがて、海嶺の成長とともに海嶺頂部に広い浅海域がつくられ、泥質岩や浅海性の石灰質砂岩が堆積した。

(3) 1 Ma ~ 現在 (38 ~ 0 km) : 駿河トラフ軸への接近にともない、それまで浅海域であった石花海ゴージ伊豆側斜面が徐々に沈降していった。現在とはほぼ同じ水深となった0.46 ~ 0.27 Ma 頃、斜面の一部にシルト岩が堆積した。

駿河トラフ周辺の現在の地殻活動や海底地形は、上述した海嶺の衝突と浮揚性沈み込みを反映しているように見える。海嶺の浮揚性沈み込みは、陸側斜面付加帯内に大きな変形をもたらすとともに、沈み込む海嶺内部の差応力をも高めて地震を頻発させるであろう。石花海ゴージ付近より北側の駿河湾内における30kmより浅い地震の活動度は低く、石花海ゴージ以南の駿河湾内での地震活動が活発なものと対照をなしている（例えば、石田, 1988; Ukawa et al., 1988, 図9）。駿河トラフ静岡側斜面の海底地形をみると、石花海ゴージ付近より北側ではトラフ軸に向かってほぼ一様に傾き下るのに対し、石花海ゴージ付近より南では石花海堆や御前崎海脚等の隆起部があって複雑な様相を呈している（図1）。これらのことは、かつて石花海ゴージ伊豆側斜面付近から南西方に伸びていた海嶺が、現在駿河トラフ南部の静岡側斜面下に浮揚性沈み込みを行ないつつあるとすれば説明可能である。

5. まとめと今後の課題

駿河トラフ中軸部にある石花海ゴージ伊豆側斜面において「しんかい2000」による潜航調査を行ない、露出する地層の目視観察を行なうとともに採取試料の時代と古水深を検討した。また、これまでの潜航調査結果と総合することによって、石花海ゴージ伊豆側斜面のテクトニクスを考察した。主要な知見を以下に述べる。

(1) 石花海ゴージ中部の伊豆側斜面に分布する

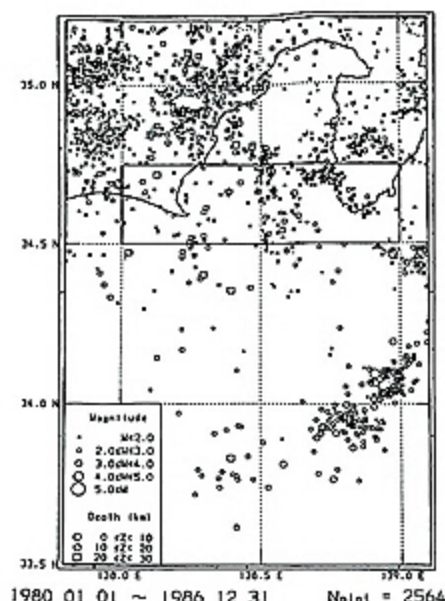


図9 駿河湾とその周辺において1980年から1986年の間に生じた地震の震源分布 (Ukawa et al., 1988)。上図は平面図。下図は上図の四角の範囲の地震の東西方向の断面図 (黒丸は震源を再決定したもの)。

Fig. 9 Epicenters around the Suruga Trough for the period from 1980 to 1986 (Ukawa et al., 1988). Upper map shows the horizontal distribution. Lower cross section shows the vertical distribution of epicenters distributed in the rectangle in the upper map. Solid circle shows the epicenter, of which location was recalculated by Ukawa et al. (1988)

地層群は、下位の火山岩類と上位の石灰質砂岩に大きく区分できる。火山岩類は緻密な溶岩を主体とし、急冷縁のある礫を含む火山角礫岩を挟在する。火山岩類には、節理に沿う熱水変質帯が発達している。火山岩類の最上部を占める溶岩から採取した岩石は、変質した流紋岩であった。石灰質

砂岩は粗粒であり、不明瞭な層理を有し、貝殻破片等の化石を豊富に含む。石灰質砂岩の一部には、シルト岩ならびに火山岩の礫を多く含む塊状・無層理の箇所がある。

(2) 伊豆側斜面に分布する地層は、ごく一部を除いて、大きな構造上の破断を受けていない。地層は全体としてトラフ軸方向に緩やかな傾斜をもつとみられる。

(3) 石灰質砂岩ならびに石灰質砂岩中のシルト岩礫から採取した試料の微化石を検討した結果、シルト岩礫から0.46~0.27Maの時代を示す石灰質ナノ化石が得られた。また、シルト岩礫から1000~2000m、石灰質砂岩から30~100mの古水深を示す底生有孔虫化石が得られた。シルト岩礫を多量に含む石灰質砂岩は、その局所的な分布と岩相から、ごく最近生じた小規模なマスマーブメントによる再堆積部と考えられる。

(4) 伊豆側斜面下部に分布する火山岩類は、岩相と岩石学的特徴から伊豆半島に分布する白浜層群の下部に対比される可能性がある。火山岩類とその上位の石灰質砂岩との関係は不整合と考えられ、不整合形成期に構造運動に起因する削剝を受けたとみられる。

(5) 伊豆半島との対比にもとづき、石花海ゴージ伊豆側斜面の地史とテクトニクスを考察した。3~1 Maに石花海ゴージ伊豆側斜面から伊豆半島にかけて北東-南西方向の隆起海嶺が形成された結果、石花海ゴージ伊豆側斜面の火山岩類が構造運動に起因する削剝を受けた。1 Ma前後には海嶺頂部に広がる浅海域に石灰質砂岩が堆積した。この海嶺がその後駿河トラフ軸に衝突し、現在もお浮揚性沈み込みを行ないつつあると考えれば、現在の石花海ゴージ周辺の地質・地形・地球物理学的特徴に合理的な説明を与えることができる。

潜航調査は陸上の地質調査に比べ著しく時間と手段が限定されているため、石花海ゴージ伊豆側斜面の構造発達モデルはまだ作業仮説の段階にある。よりよいモデルの構築に向けて、今後以下のことを明らかにする必要がある。

(a) 石灰質砂岩を採取し、その堆積年代について確定的なものを得る。また、石灰質砂岩の分布(とくに石花海ゴージ伊豆側斜面南部とその南方

地域)を明らかにする。

(b) 石花海ゴージ伊豆側斜面北部において石灰質砂岩と火山岩類の間に挟まれるとみられる泥質岩を採取し、その岩相・時代・堆積環境を明らかにする。

(c) 石花海ゴージ伊豆側斜面の南部およびその南方地域における層序を明らかにする。とくに火山岩類の上位に何があるか、火山岩類中に本当に泥質岩が挟在するか否かを調べる必要がある。

(d) 静岡側斜面については、その層序・構造ともに全体像がいまだ不明である。静岡側斜面の変形像を明らかにするために、層理面の走向傾斜データの増加、鍵層の追跡などを行なう必要がある。また、第241潜航で観察された礫岩は、静岡側斜面におけるテクトニクスの変換を記録している可能性があり、その分布・時代・堆積環境を調べる必要がある。

謝 辞

本研究における試料分析のうち、石灰質ナノ化石を山形大学理学部の岡田尚武氏に、有孔虫化石を静岡大学理学部の北里 洋氏に同定して頂いた。火山岩試料については、静岡大学理学部の海野 進氏に鏡下の観察をお願いした。潜航調査の際、パイロットの鈴木晋一、廣瀬重之の各氏には、強い潮流の中にもかかわらず潜水艇を安全かつ適切に操船して頂いた。また、段野州興司令をはじめとする母船「なつしま」乗組員の方々には、調査の際のさまざまな便宜をはかって頂いた。以上の方々に深く感謝する。

参考文献

- Amano, K., 1991, Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15, 315-329.
- 古田俊夫, 1988, 駿河トラフに潜る. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集4, 83-87.
- 古田俊夫, 1989, 駿河トラフに潜る (その2). 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集5, 1-5.
- Ida, Y., 1991, Interpretation of seismic and volcanic activities in the Izu block in relation to

- collision tectonics, *J. Phys. Earth*, 39, 421-440.
- 石田瑞穂, 1988, 駿河湾北西部の最近の地震活動. 月刊地球, 10, 14-19.
- Kato, S., 1987, Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs. *Marine Geology*, 11, 251-268.
- 加藤 茂・山崎晴雄, 1985, 潜水調査船「しんかい2000」による駿河トラフの海底地形・地質調査. 水路部技報, no. 3, 16-21.
- 北里 洋, 1986, 南部フォッサマグナ地域における古地理の変遷. 月刊地球, 8, 605-611.
- 北里 洋, 1988, 駿河トラフ中軸部の地質—「しんかい2000」による潜航調査報告—. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集4, 89-100.
- 小山真人, 1986, 伊豆半島の地史と足柄・大磯地域の更新世. 月刊地球, 8, 743-752.
- 小山真人, 1988, 伊豆半島の過去と現在. 陸上学術ボーリング候補地集I, 荒牧重雄・新妻信明(編), 陸上学術ボーリングワーキンググループ, 静岡, pp.1-32.
- Koyama, M. and Umino, S., 1991, Why does the Higashi-Izu monogenetic volcano group exist in the Izu Peninsula?: Relationships between late Quaternary volcanism and tectonics in the northern tip of the Izu-Bonin arc. *J. Phys. Earth*, 39, 391-420.
- Matsuoka, H. and Okada, H., 1989, Quantitative analysis of Quaternary nannoplankton in the subtropical northwestern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, 14, 97-118.
- Nakamura, K., Shimazaki, K., and Yonekura, N., 1984, Subduction, bending, and exhumation. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bull. Soc. geol. France*, 26, 221-243.
- 新妻信明, 1991, 駿河トラフにおけるプレート沈み込みと南部フォッサマグナの地質. 月刊地球, 号外 no. 3, 174-179.
- 新妻信明・大塚謙一・狩野謙一・和田秀樹・佐藤隆一・渋谷朝紀・竹内真司・吉田智治・大浦坂勝利, 1990, 駿河トラフにおけるプレート沈み込みの直視観察. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集6, 261-276.
- 新妻信明・徐 恒・Dresser, D., 伊豆ゴージにおけるプレート境界のしんかい6500潜航調査. 海洋科学技術センター試験研究報告, 本特集号.
- 大塚謙一, 1987, 駿河トラフ北端部, 富士川河口沖斜面の潜航調査. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集3, 1-14.
- 大塚謙一・新妻信明, 1985, 駿河トラフの構造運動と堆積地質—松崎沖の駿河トラフ底および伊豆側斜面の潜航調査—. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集1, 45-57.
- 大塚謙一・新妻信明, 1991, 駿河トラフにおける収束境界陸側斜面の変形構造断面の観察—「しんかい2000」第474潜航調査の結果—. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集7, 33-43.
- 佐藤任弘, 1984, フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造. 第四紀研究, 23, 71-76.
- 里村幹夫・大塚謙一・新妻信明, 1987, 駿河トラフ中軸部における精密重力測定ならびにトラフ底と静岡側トラフ斜面の観察. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集3, 15-24.
- 瀬野徹三, 1992, フィリピン海プレートの運動の研究史. 月刊地球, 号外 no. 5, 46-50.
- 嶋村 清, 1986, 駿河トラフ底の地形及び地質構造—衝突境界近傍の沈み込み帯についての地質学的考察—. 地学雑誌, 95, 317-338.
- 高橋正樹, 1990, 伊豆半島前期中新世仁科層群中の高マグネシウム安山岩—玄武岩とアルカリに富む高マグネシウム安山岩類生成のテクトニクス場について. 日本の高マグネシア安山岩, 文部省科学研究費補助金総合研究(A)成果報告書, 133-142.
- 高橋正樹・中山芳美・小山真人・荒牧重雄, 1986, 伊豆半島新第三紀火山岩類主化学組成の時間的变化. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 388.

- Ukawa, M., 1991, Collision and fan-shaped compressional stress pattern around the Izu block at the northern edge of the Philippine Sea plate, *J. Geophys. Res.*, 96, 713-728.
- Ukawa, M., Eguchi, T., and Fujinawa, Y., 1988, Seismic activity in the subducting Philippine Sea plate along the Suruga Trough revealed by OBS observation. *J. Phys. Earth*, 36, 69-87.
- 山崎晴雄・加藤 茂, 1986, 陸上に延びる駿河トラフの地質構造—「しんかい2000」の成果から—, *月刊地球*, 8, 74-78.
- 山崎晴雄・加藤 茂, 1988, 駿河トラフ北部の海底地形・地質と地殻変動. 海洋科学技術センター試験研究報告, 「しんかい2000」研究シンポジウム特集 4, 67-81.

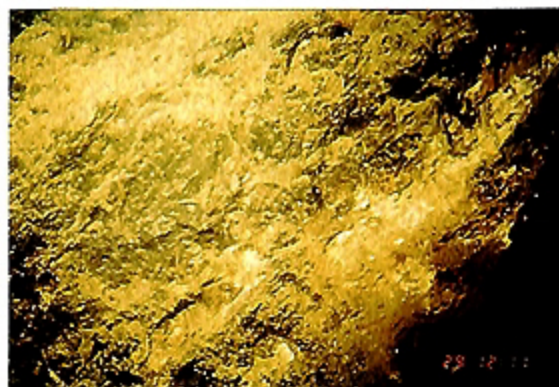


写真1 白色変質帯の入った火山角礫岩。(第579潜航：1991年10月29日12時11分，水深1692m；石花海ゴージの伊豆側崖)

Photo. 1 Volcanic breccia intruded by white alteration zones. (Dive 579; 12:11, October 29, 1991; water depth, 1692m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)

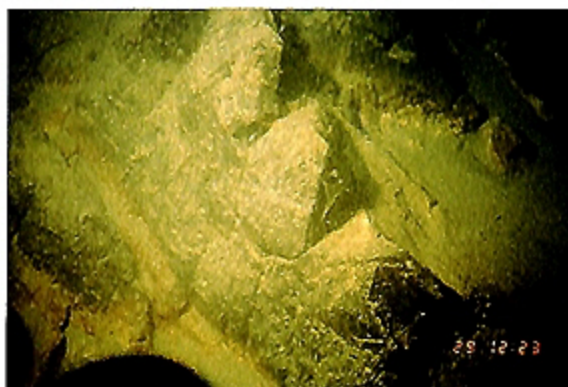


写真3 規則正しい節理の入った緻密な流紋岩溶岩。節理に沿って黄色の変質帯が発達している。(第579潜航：1991年10月29日12時23分，水深1666m；石花海ゴージの伊豆側崖)

Photo. 3 Massive rhyolite lava flow with regular joints. Alteration zones are developed along the joints. (Dive 579; 12:23, October 29, 1991; water depth, 1666m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)



写真2 火山角礫岩。中央に見える巨礫には急冷縁とみられる節理が観察できる。(第579潜航：1991年10月29日12時19分，水深1674m；石花海ゴージの伊豆側崖)

Photo. 2 Volcanic breccia. A large clast in the center is fringed with joints, which can be regarded as a cooling structure. (Dive 579; 12:19, October 29, 1991; water depth, 1674m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)



写真4 写真3の流紋岩溶岩から崩れ落ちた岩塊。この岩塊を採集したものがサンプル1である。(第579潜航：1991年10月29日12時26分，水深1663m；石花海ゴージの伊豆側崖)

Photo. 4 Blocks dropped from the outcrop of the rhyolite lava flow shown in Photo. 3. Rock specimen 1 was collected from these blocks. (Dive 579; 12:26, October 29, 1991; water depth, 1663m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)

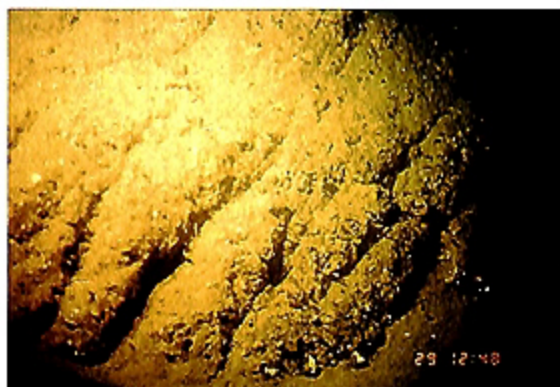


写真5 写真4の溶岩の上位に現われた石灰質砂岩。貝化石を含んでいるのが見える。(第579潜航：1991年10月29日12時48分、水深1645m；石花海ゴージの伊豆側斜面)

Photo. 5 Calcareous sandstone containing fossil molluscs. (Dive 579; 12:48, October 29, 1991; water depth, 1645m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)

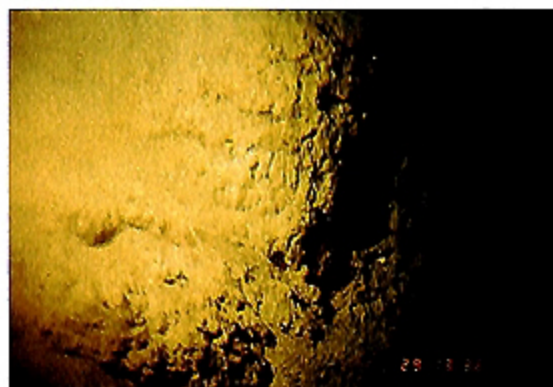


写真7 シルト岩礫を含む石灰質砂岩。中央やや右側に見える灰色の岩塊がシルト岩礫である。(第579潜航：1991年10月29日13時36分、水深1641m；石花海ゴージの伊豆側斜面)

Photo. 7 Calcareous sandstone containing mud clasts. A gray patch in the right-half is a mud clast. (Dive 579; 13:36, October 29, 1991; water depth, 1641m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)

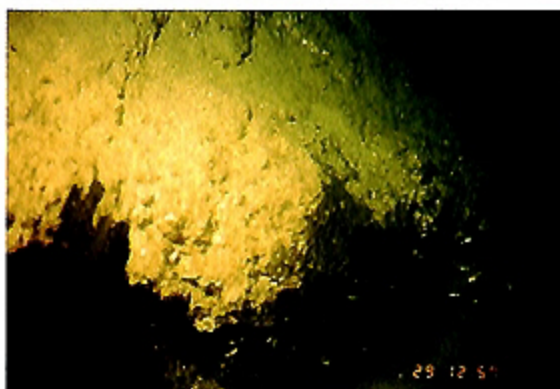


写真6 石灰質砂岩。貝化石を多数含んでいるのが見える。貝化石の並び方から、地層が緩傾斜であることがわかる(第579潜航：1991年10月29日12時57分、水深1645.5m；石花海ゴージの伊豆側斜面)

Photo. 6 Calcareous sandstone containing fossil molluscs. Alignment of fossils shows a gentle dip of bedding. (Dive 579; 12:57, October 29, 1991; water depth, 1645.5m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)

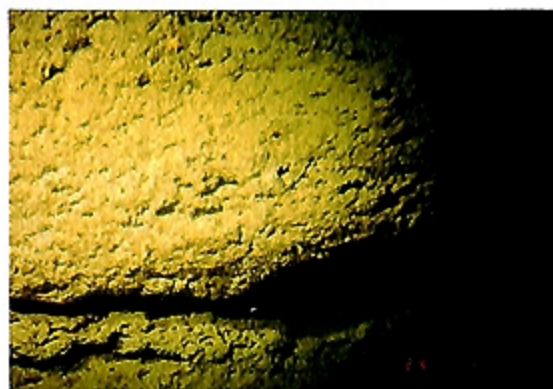


写真8 緩傾斜の不明瞭な層理を有する石灰質砂岩。石灰質砂岩中に挟在する細粒物(下部に見える灰色の帯)が、層理をつくっている。(第579潜航：1991年10月29日14時30分、水深1605m；石花海ゴージの伊豆側斜面)

Photo. 8 Calcareous sandstone showing a gentle dip of bedding. The bedding is formed by a finer part of the sediment. (Dive 579; 14:30, October 29, 1991; water depth, 1605m; eastern cliff of the Senoumi Gorge, Suruga Trough)