

西南日本外帯南部の
完新世地殻変動に関する
地形学的研究

前空 英明

目次

	ページ
序論 I.研究の目的と意義	1
II.研究史と本研究の位置付け	3
III.研究の方法	12
本論 I.研究地域およびその周辺の地形・地質概観とプレート運動	15
II.完新世地殻変動の地域別記載	
1. 紀伊半島南部	21
2. 室戸半島	42
3. 足摺岬周辺	60
4. 宮崎平野	69
5. 日南海岸	92
III.完新世地形形成と地殻変動	
1. 完新世地形面の対比	96
2. 完新世における平均隆起速度	97
3. プレート内地震の対比	98
IV.完新世地殻変動の様式	
1. プレート内地震発生場所と時期	101
2. 九州南東部の地殻変動	116
3. 地殻変動の地球物理的解釈	125
結論	128
謝辞	134
引用文献	135
英文要旨	150
図表	159

序論

I. 研究の目的と意義

地殻変動と火成活動は、地球内部に由来する熱と重力を原動力として生じることが、最近の研究によりしだいに明らかにされつつある。地殻変動の中には顕著な地形変化を伴わない変動もあるが、断層・褶曲など地形を変形させる様々な型の変動が知られている。また、地殻変動と総称されるものにはさまざまな空間的・時間的規模のものがあり、地殻変動の地表への表われである変動地形も同様のことが言える。

こうした中で、本研究は、完新世の地殻変動の特性、とりわけプレート境界沿いに発生する巨大地震にともなう地震性地殻変動の特性を中心に、西南日本外帯の海岸地域に分布する離水地形（変動地形）と年代資料の分析を通して具体的に解明しようとするものである。

海岸地形、とくに海成段丘やベンチなどの分布高度から、完新世の地殻変動の様式を定量的にさぐる試みは、日本では房総半島や喜界島などにおいて先駆的に研究が行なわれてきたが、従来の研究では、海成段丘などが模式的に発達する半島先端部など、比較的限られた地域のみにおいて地殻変動を検討したものが多く、広域的な旧海水準高度の変化やそれから求められる隆起量の分布などについて、連続的に明らかにされたものは少ない。西南日本外帯南部の一部の地域でも、完新世地形発達と地殻変動に関する研究は行われてきたが、研究地域を西南日本外帯南部全域に広げて考察することによって、完新世地殻変動の性格を、一海溝系全体の中で浮彫りにすることができる。

また、これまで西南日本外帯南部の地殻変動は、更新世段丘の発達史から求められた変動様式を、南海地震前後に行われた測地学的なデータに結び付けることによって解釈されてきた。しかし、両者には時間スケ

ールの極端な違いがあり、それらを一元的に取り扱うには、著しい論理の飛躍がある。地殻変動を、連続的な時間軸の上で解釈するためには、両者間の時間的空隙、つまり完新世における地殻変動様式を詳細に復原する必要がある。

本研究は、以上のような先行研究の問題点を踏まえて、西南日本外帯南部の完新世地殻変動の様式・メカニズムについて、広域的かつ包括的に解明することを目的としている。本研究が対象とする地域は、西南日本外帯の内、プレート境界に近く、地殻変動の様子が顕著に地形に表れている紀伊半島南部、室戸半島、足摺岬周辺、そして宮崎から日南海岸にかけての海岸部である。

完新世地殻変動の様式・メカニズムが具体的に明らかにされれば、本研究地域のみならず、世界のプレート収束帯における地形発達と地殻変動の関わりについての普遍的な理論の構築に大きく貢献するばかりでなく、沿岸地域にこれまで多大な被害をもたらしてきた海底巨大地震の長期予知にもつながり、防災的な立場からも意義深いものと考えられる。

II. 研究史と本研究の位置付け

ウェーゲナー (A.Wegener, 1880-1930) の大陸移動説に端を発するプレートテクトニクス理論とは、簡単に言えば、地球の表面がいくつかのブロック (板状の剛体 (プレート)) に分れて、大陸も海底も年間数cmという速さで移動しているという学説である。プレートは剛体であることから、プレートの中央付近では地殻が安定しており、大きな地殻変動は見られないが、プレートとプレートの境界付近では様々な形式の地殻変動が観察される。プレート境界は、境界両側の2つのプレートの移動関係から、ぶつかる (衝突)、離れる (拡大)、ずれる (トランスフォーム断層) の3タイプに大別される。日本列島付近は、海洋プレートである太平洋プレートとフィリピン海プレートが、大陸プレートであるユーラシアプレートと衝突する場所に当たり、その衝突の場所には巨大な凹地形である日本海溝や南海トラフが発達している。なお、厳密に言えば衝突ではなく、海洋プレートが大陸プレートより重いので、大陸プレートの下へもぐり込む形になっている。

フィリピン海プレートとユーラシアプレートプレートのプレート境界である南海トラフは、西方は宮崎沖を通過して琉球海溝へつながり、東方は潮岬沖を通過して駿河トラフへとつながっている。水平圧縮が卓越するプレート収束帯における応力場の中で (上田・杉村, 1970)、南海トラフ付近では、数多くの低角逆断層型 (米倉, 1976) 巨大地震が、歴史時代においても発生してきたことが古文書などによって知られている (沢村, 1967; 宇佐美, 1975)。また、トラフに近接する御前崎、潮岬、室戸岬などが位置するの半島部には、標高数~数100mのところに見事な海成段丘が発達しており、我が国における海成段丘の模式地としてよく知られている。これらの海成段丘は、巨大地震のたびに陸地が数10cmか

ら数m隆起し、これが累積することによって発達したと考えられてきた（吉川ほか，1964；米倉，1968）。1つのプレート境界に沿って、断続的ではあるが広範囲にわたって海成段丘が分布し、一海溝系全体の地形形成と地殻変動様式の間係を解明できる地域は、我が国では南海トラフに沿う地域のみである。以下に南海トラフに沿うそれぞれの地域における地殻変動と地形形成の間係について論じた研究を紹介し、先行研究の問題点を指摘した上で、本研究の位置付けを明確にしていく。

南海トラフ最東端に付近に位置にある御前崎周辺では、安政東海地震（1854）の際に0.9～1.2m陸地が隆起したことが知られている。これまでに多くの研究（坂本ほか，1977；石橋，1984；松島，1984など）によって、地震隆起と海成段丘形成との間係について指摘されている。

御前崎付近は、日本列島のうち、南海トラフ最東端に最も近接する地域である。南海トラフは、駿河トラフに連続し、フィリピン海プレート北端の伊豆半島の付け根部分につながると考えられるが（杉村，1972；米倉，1984），駿河湾は、南海トラフと性質の異なる地質構造から成り立っているという説もある（恒石・塩坂，1981；恒石，1984）（第1図）。いずれにしてもこの地域は、複数のプレートが収斂するきわめて複雑な地形・地質構造になっており、地殻変動の様式も、単純なプレート収束帯において見られる場合とかなり異なっていると言える。本地域の第四紀および完新世の地殻変動様式を詳細に明らかにすることは、極めて重要な課題であると考えられるが、南海トラフに沿う地域における、プレート沈み込み帯の完新世地殻変動様式を解明する本研究の目的とは、やや視点を異にしていることから、既存の研究成果を紹介するにとどめ、本研究の議論を進めることにする。

御前崎付近には、海成段丘がよく発達している。更新世海成段丘面は、

大きく3段に区分され、上位から、牧ノ原面、笠名面、御前崎面と呼ばれている（杉山ほか，1987）。牧ノ原面は牧ノ原段丘堆積物の堆積面であり、笠名・大兼以北に広く分布している（第2図）。牧ノ原面の高度は西原付近で110m，ここから南西，南，東に向かって緩やかに傾斜し，落居から笠名にかけての牧ノ原面は，南端部で85-90mとなっている。笠名面は，牧ノ原面とは比高10-13mの段丘崖によって隔てられる。笠名面は開析が進んでおり，原面の保存はあまりよくない。笠名面の分布高度は，牧ノ原面と接する急崖付近では75-78mであるが，ここから南東に向かって低下し，地頭方付近では46-50mとなる。御前崎面は御前崎付近に広く発達している。笠名面とは比高5-10mの急崖ないしは急斜面によって隔てられている。御前崎面の分布高度は35-45mで，南西に緩やかに傾斜している。御前崎面は褶曲，撓曲および断層によって部分的に変形を受けている（活断層研究会，1991）。これらの海成段丘面は，それぞれ関東平野の下末吉面（12.5万年前），小原台面（8万年前），三崎面（6万年前）に相当するものと考えられる（杉山ほか，1987）。地殻変動については，御前崎地域が約8万年前以降，9-12m/万年程度の比較的大きな速度で隆起していることが指摘されている。更に段丘面の変形については，北西-南東および，北東-南西の2方向の変形が重なり合っている。これは，御前崎付近に分布する下部更新統～中部更新統の変形と共通している。段丘面は全体的には南西方向に傾動しており，室戸半島などで見られるようなプレート境界に向かって段丘面の高度が増大するといった傾向は見られない。このことは，御前崎地域の段丘面の変形を，フィリピン海プレートのもぐり込みに伴う側方圧縮の直接的な結果と考えたり，段丘の隆起をプレート境界部で発生する巨大地震時の隆起の累積のみから説明することはできないことを意味している（杉山ほか，

1987) .

御前崎地域の完新世段丘は、更新世段丘に比較して発達はあまりよくない。御前崎周辺や箴川沿いに小規模に発達する完新世段丘は少なくとも4段に区分でき、最高位面が堀野新田面と呼ばれる（長田，1976，1980）。坂本ほか（1978）は、堀野新田面上で試錐調査を行ない、この地点での海成層上限高度を層相の変化から、10.4mと推定した。また、坂本ほか（1978）は、堀野新田面を房総半島の沼面に対比し、本地域の沼面形成以降の地殻変動がかなり大きいことを指摘した。

これに対して、米倉ほか（1983）や鹿島ほか（1983）は、本地域の完新世段丘を調査し、従来の見解と異なる結果を得ている。それによると、堀野新田面とそれに対応する内陸側の沖積低地で掘削調査を行ない、それぞれ海拔7.8m、5.6mまででは、珪藻分析によると両地点とも海成層に達していなかった。また、菊川流域に分布するマガキの礁の高度などから、この付近の縄文海進最高期の汀線は、約5m付近であったとしている。

御前崎付近は、従来から完新世においても隆起量の大きい地域と考えられてきた。しかしながら掘削調査による最近の研究では、完新世の最高海水準はせいぜい5mぐらいであるという調査結果が得られており、それほど隆起量は大きくないことを示唆している。

御前崎付近の完新世海成段丘の分布高度は、更新世海成段丘の分布高度と同様に、全体的に見れば、駿河湾湾奥ほど高度が高く、南西の御前崎方向に低くなる傾向が見られる。このことは、御前崎地域の完新世段丘面の隆起を、一般に岬先端部で隆起量が大きくなるような、プレート境界部で発生する巨大地震時の隆起の累積だけで説明することはできないことを意味している。

御前崎付近の完新世段丘の区分や形成年代については、段丘の分布が

断片的で発達があまりよくないことから、現在のところ十分な研究成果が蓄積されているとは言えず（松島，1984），駿河湾地域の完新世地殻変動についての広域的議論をするためには，さらに進んだ調査研究が必要であると言える。

紀伊半島南部は，南海トラフに最も近接する地域の1つである。紀伊半島沖で発生した最も新しい巨大地震は，1946年12月26日の南海道地震（ $M = 8.1$ ）である。この地震の前後に地理調査所（現在の国土地理院）が行った水準測量によって，地震発生前までは（地震間）地震時の隆起とは逆向きの沈降運動が進行する，いわばシーソーのような地盤運動の様式が明らかにされた（今村，1929；1934；Miyabe，1933；岡田，1960，など）。米倉（1968）や吉川（1968）は，このようなシーソー運動の軸として三重県南部の木本と和歌山県南部の日置を通る北東-南西方向のヒンジラインを推定し，この線以南を地震性急性的（地殻）変動区とし，以北の紀伊半島中部西海岸を緩性的変動区とした。

紀伊半島南部は後期更新世の海成段丘がよく発達する地域として知られており，海成段丘の発達と地震性隆起とのかかわりについて議論した研究は少なくない（辻村・河田，1930；多田，1962；米倉，1968，など）。米倉（1968）は，南海地震から推定された巨大地震1サイクルの隆起量分布が，紀伊半島の更新世海成段丘の旧汀線の高度分布と相似することから，南海道地震タイプの変動様式が段丘形成期，すなわち第四紀後期以降10数万年間継続し，串本付近で平均 $0.7\text{mm}/\text{y}^{1)}$ で隆起してきたとした。また同地域の完新世波食棚（ベンチ）を調査したTakahashi（1973）は，その発達高度が更新世段丘の旧汀線高度と相似することから，完新世においても同様な傾動隆起が継続しているという仮説のもとで波食棚の形成年代を推定している。一方，長澤（1983）は田辺湾沿岸に発達す

る海岸地形から、同地域の完新世における相対的海水準は、5000~4000 yr BPで高度6 m、4000~3000 yr BPで高度4 m、3000~2000 yr BPで高度2 m、2000~1500 yr BPには高度-1~-2 m、1500 yr BPにはほぼ現在の海水準に達したとした。長澤（1983）は、完新世において相対的海水準が安定と急性的な低下を繰り返してきた原因として、ユースタティックな海水準変動よりはむしろ地盤の急激な上昇を考えている。田辺湾沿岸は南海道地震時にはほとんど変位しておらず、米倉（1968）の区分によると緩性的変動区にあたり、長澤（1983）が述べた結果とは明らかに相違している。

四国の室戸岬付近は、南海トラフ沿いの地域の中で第四紀後期における隆起量が最も大きく、最終間氷期（Riss-Wurm）極相期（約12.5万年前（太田・成瀬，1977））の旧汀線高度は160~180m（吉川ほか，1964）となっている。この地域を隆起させた最近発生した巨大地震は、紀伊半島の場合と同じく1946年12月26日に起こった南海道地震である。四国の室戸半島においても、この地震前後に行われた水準測量によって、地震間には岬部がゆっくり沈み、逆に高知平野側が隆起、地震時には室戸岬側が急激に隆起し、高知平野側が沈降するといった、シーソーのような地盤運動の様式（今村，1930；沢村，1951a, b；1953；1954）が明らかにされた。吉川（1968）はシーソー運動の軸として室戸半島基部を通るほぼ東西方向のヒンジラインを推定し、これより海溝側を地震性地殻変動区とした。吉川ほか（1964）は、南海地震時の変動量分布が、室戸半島の海成段丘の旧汀線高度の分布傾向と相似することから、南海道地震タイプの変動様式が段丘形成期、すなわち第四紀後期の10数万年間継続し、平均2mm/yで室戸岬が隆起してきたとした。同地域の完新世海成段丘を調査した金谷（1978）は、完新世において若干隆起速度が速くな

るものの、同様な傾動隆起が継続しているという結果を得ており、基本的に吉川ほか（1964）の結論を支持している。

これに対し、須鎗ほか（1971）や阿子島ほか（1973）は、段丘礫の風化度を指標にして室戸半島の海成段丘の対比を行い、同地域が第四紀後期にはほぼ均等に隆起してきたという結果を得ている。これは、前述の吉川ほか（1964）の傾動隆起説を否定し、室戸半島は第四紀後期には南海地震時の変動様式とは異なった様式で隆起してきたことを示したものである。また、完新世海成段丘や離水波食地形の分布に関する資料や、潮間帯に棲む環虫類の石灰質遺骸の分布と¹⁴C年代に関する資料に基づき、完新世においても均等かつ不等速に隆起してきたとした（須鎗・阿子島，1975；甲藤・阿子島，1980；阿子島・甲藤，1984）。

四国南西部の足摺岬周辺も、南海トラフに面した位置にあり、陸地の相対的隆起を示す地形的、生物的証拠が残されている。土佐湾沖合いでは、過去に数多くの巨大地震が発生したという歴史的事実（沢村，1953）から、これらの隆起を示す証拠は、地震性地殻変動に伴い陸化したものと考えられる。

南九州の宮崎平野に発達する更新世段丘についても、これまで多くの地形・地質・第四紀学的な研究が行われてきている（大塚，1930，1932；遠藤ほか，1962；Endo，1968；星埜，1971；長岡，1984a，1986；遠藤・鈴木，1986など）。本平野の海岸や河川に沿って3～4段の完新世段丘が発達し、その段丘面上には多数の砂堤（浜堤）・砂丘列が分布している。しかし、完新世段丘の地形・地質学的調査研究はこれまで断片的にしか行なわれていない。宮崎市（1979）は宮崎市域で掘削された多くの試錐資料を収集・編集し、完新世段丘を構成する沖積層やその基底地形の分布・構造を明らかにした。また、外山（1982）は、大淀川下流域

で試錐試料の花粉分析を行ない、最終氷期以降の古地理の復元を試みた。さらに、長岡 (1984b) は、完新世段丘の発達史を予察的に考察し、完新世に宮崎平野が著しく隆起した可能性を示した。また、宮崎平野の南方に連続する日南海岸には、標高数mの位置にベンチなどの離水波食地形が分布するが (Takahashi, 1973) , それらの形成年代や宮崎平野の海成段丘との対比などについては、明らかにされていない。宮崎平野付近の第四紀後期、とりわけ完新世における地殻変動の様式に関する具体的な研究は、これまでほとんど事例がない。

以上の研究史から、四国や紀伊半島南部では、更新世段丘の発達に関わる地殻変動様式が、南海地震前後に行われた測地学的なデータと結び付けて解釈されてきたことがわかる。しかし、更新世 (後期) といった 10^5 年オーダーの地質時代における地殻変動と、測地学的な 10^1 年オーダーのデータとを直接結び付けた先行研究の解釈には、若干論理に飛躍があると考えられ、その結果、平均変位速度についての数値の食い違いや (米倉, 1968) , 測地学的データと完新世地形面高度との相違など (長澤, 1983など) , 様々な問題点が最近の研究によって指摘されはじめている。四国や紀伊半島南部地域が、更新世以降隆起の傾向にあることはこれまでの研究によって十分指摘され、”地殻変動の量”に関する議論はよくなされてきたと言える。しかし、どのように隆起してきたのかといった、いわゆる”地殻変動の質”について、具体的に明らかにされた研究はない。これは、 10^5 年オーダーの更新世地殻変動と、 10^1 年オーダーの測地学的なデータとを結び付ける、 10^3 年オーダーの完新世地殻変動についての研究が極めて少ないことに原因があると考えられる。

本研究は、上述した地殻変動研究の現状に鑑み、現代や歴史時代に最も年代オーダーが近く、また更新世から現代までの地殻変動様式を、時

間軸の上で連続的に解釈するために不可欠な完新世の地殻変動の様式を、特に旧海水準高度の認定、地震1サイクルの変動様式と地形形成とのかわり合いなど基本的かつ重要な課題に着目して、年代資料などをもとに具体的に明らかにするものである。また、今までほとんど研究が見られなかった九州南東部の完新世地殻変動をも明らかにすることによって、南海トラフに沿う地域全体の完新世地殻変動の様式について、包括的な解釈を初めて提示することあわせて本研究の目標とする。

注

注1) 米倉(1968)は、測地データから得られた平均隆起速度は2.5 mm/yであり、海成段丘高度から求められた0.7 mm/yという値とかなり差があることを指摘している。

III. 研究の方法

完新世の地形面は、更新世の地形面に比べて形成時期が新しいことから、その保存性は極めて良く、完新世地形面の発達過程を明らかにすれば、地殻変動の様子をより詳細に捉えることができる。さらに、その隆起の原因の一つと考えられる巨大地震は、一般的に 10^2 年オーダーから 10^3 年オーダーの間隔で発生するため、完新世の地形面の上に、それらに伴う地殻変動の様子が克明に記録されている可能性は大きい。完新世における地殻変動の様式・メカニズムを明らかにするためには、年代については、少なくとも 10^1 ~ 10^2 年オーダーで、海水準などの高度については、 10^0 ~ 10^1 cmオーダーで分析し、時代的・地域的差異などについて論ずる必要がある。

完新世の地殻変動の様子を捉えるためには、陸地と海水準の相対的な位置関係を時間軸の上で明らかにし、隆起の時期や量を推定する方法が最も一般的である。過去の相対的海水準の高度を示すものには、離水波食地形や海成段丘、潮間帯に生息する生物の遺骸・生痕などが挙げられる。また、その時期については、石灰質の殻を持つ貝類や環虫類などの現地性化石、さらに堆積段丘の腐植性堆積物などから、 ^{14}C 年代測定法によって 10^1 ~ 10^2 年オーダーの誤差で年代を知ることができる。

本研究は、具体的には以下の方法により行なった。まず、南海トラフ側に突出した岬部及びその周辺地域に発達する海成段丘、波食棚（ベンチ）・波食窪（ノッチ）などの離水波食地形について、現地調査に先立って、1/10000, 1/20000, 1/40000のモノクロ空中写真（建設省国土地理院発行）と1/25000地形図、1/5000国土基本図、その他各市町村発行の大縮尺地形図などを用いて判読を行った。

これらの離水地形を現地調査によって確認し、その分布高度から旧海

水準高度を推定した。さらに、標高数メートルの岩陰などに付着する石灰質生物遺骸、具体的には過去の潮間帯に棲息していた岩石穿孔性貝類やカンザシゴカイ類の棲管群体の分布高度なども利用して、旧海水準高度を認定した。旧海水準高度の測定や地形断面測量の実施にあたっては、オートレベル（SOKKISHA-B2C）と簡易ハンドレベルを用いた。紀伊半島においては海面を高度の基準として行い、気象庁発行の潮位表により補正を行った。室戸半島では、高度の基準は建設省国土地理院長の許可を得て一等水準点を使用した。

次に、これらの石灰質生物遺骸を採取し、広島大学文学部地理学教室の¹⁴C年代測定実験室において年代測定を行った。測定は、メタノール-液体シンチレーション法によって行った。メタノール合成は、藤原・中田（1984）、藤原ほか（1986, 1989）の方法によった。石灰質遺骸群体試料の前処理は、表面を塩酸で20%除去したのち、400℃で2時間蒸焼きにする方法で行った。また、ヤッコカンザシを主体とする石灰質遺骸群体表面に薄く付着するフジツボは、潮間帯より上部の潮上帯において、ヤッコカンザシ遺骸群体が離水した後に新たに付着した可能性が高い。石灰質遺骸群体が離水した年代を正確に知るために、表面に新たに付着したフジツボはすべて除去して、年代測定を行なうよう努めた。

宮崎平野などの堆積段丘分布地域では、海成段丘構成層から、泥炭、腐植質粘土、木片、木炭、貝殻などの¹⁴C年代試料の採取に努め、段丘面の形成時期を定量的に解明するとともに、貝類化石群集の生態学的分析を行なうことによって、形成環境の復元も同時に試みた。堆積段丘地域での現地調査にあたっては、露頭の観察を行うとともに、検土杖・ハンドオーガー・ピートサンプラーなどによる試料採取を実施した。

以上の、現地調査並びに室内実験により得た、旧海水準に関する資料

(海成段丘、波食地形、生物化石)の高度、 ^{14}C 年代値、貝類化石分析をもとに、相対的海水準変動曲線を描き、それらの解析によって地殻変動の様式を求めた。

このような方法によって、相対的海水準変化を復元し、完新世地殻変動の様式を明らかにする試みは、房総半島 (Sugimura and Naruse, 1954; 1955; 中田ほか, 1980; 茅根・吉川, 1986など) や、室戸半島 (金谷, 1978), 喜界島 (中田ほか, 1978; 太田ほか, 1978) などのプレート境界に沿ったいわゆる地震性地殻変動区 (吉川, 1968; 米倉・安藤, 1973) において行われてきた。先行研究では、比較的隆起量が大きく、段丘地形の発達がよい半島先端部に限って行われた研究が多く、本研究の様に、半島全体や一つの海溝 (トラフ) 系全域にわたって、系統的かつ連続的に調査された研究は極めて少ない。

なお、過去の地震に伴う地殻変動量を正確にとらえるためには、海面自身の変動、すなわち氷河性海面変化の量を差し引いて考える必要があるが、完新世における氷河性海面変化は、現段階では正確に復元されているとは言えない。従って、本地域は、後氷期海進最盛期以降現在まで、氷河性変動の量は地殻変動量に比べ無視しうる程度であると仮定して、地殻変動量の議論を行う。

本論

I. 研究地域およびその周辺の地形・地質概観とプレート運動

1. 地形概観

本調査地域の骨格をなす西南日本は、急峻な、いわゆる壮年山地で占められており、東から赤石山地、紀伊山地、四国山地、九州山地と呼ばれている（第3図）。この中にあって赤石山地は全体の配列方向とやや異なっているが、これ以外の外帯山地は地形・地質の特徴などが類似しており、地質構造上の地域区分による西南日本外帯に帯状に分布することから、前述のように一括して外帯山地と呼ばれることもある。外帯山地の北側は中央構造線に限られて、瀬戸内海、近畿中部、九州中部の低地帯に接し、南側は南海トラフへと低下する大陸斜面になる。山地高度は赤石山地では3000m級の山が見られるが、他の山地では2000m以下である。地質構造的にはひとつながりの外帯山地であるが、山塊としては、紀伊山地、四国東部山地、四国西部山地、九州山地に分れている。それぞれの山塊は南にのびて、潮岬、室戸岬、足摺岬、都井岬のような突出部を形成している。また、それぞれの岬の間には、室戸舟状海盆、土佐海盆、日向海盆のような水深1000mを越える凹地が分布している。西南日本外帯の大地形は、島弧（ほぼ東西）方向の山地で示される高まりと、それに直交する軸を持つ波状の変形が重合して出来上がっていると言える。

紀伊半島以西では、比較的大きな河川の河口に位置する和歌山平野、徳島平野、高知平野、宮崎平野以外は、平野の発達は極めて貧弱である。紀伊半島、室戸半島、足摺半島の南部には、海岸の隆起によって海成段丘が幅狭くではあるが連続的に分布している。宮崎平野にも海成段丘が

分布するが、他の地域とは異なり、比較的広く発達している。

2. 地質概観

日本列島の地質構造区の中で、糸魚川—静岡構造線より東側を東北日本、西側を西南日本と呼んでいる。さらに、西南日本は、中央構造線によって、北側の内帯、南側の外帯に区分される。このような位置にあたる西南日本外帯は、島弧方向の帯状構造が顕著であり、北から、三波川帯、秩父帯、四万十帯に細分される（第4図）。これら外帯を構成する地質は、海洋プレート上に堆積した遠洋性堆積物が、海溝に沈み込むときに海溝堆積物とともにプレートからはぎ取られ、海溝陸側斜面に付着して形成された付加体の堆積物であることが、最近の研究によって明らかにされつつある（加賀美ほか、1983）。

三波川帯は、東は関東山地に始まり、フォッサマグナによって連続を断たれるものの、上伊那地方に再び現われ、天竜川中流域、渋川地域をへて近畿地方に至る。さらに紀伊半島を横断してから、四国を縦断し、九州東部の佐賀関半島に到達する。そこから西方への延長は、阿蘇火山のため不明瞭になる。三波川帯の地質は、主として石英片岩を伴う厚い緑色片岩層からなる。その他は、泥質ないしは砂質の堆積岩を原岩とする結晶片岩からなる地層が分布する。

秩父帯は、三波川帯と四万十帯の間にほぼ平行して配列し、北限を御荷鉾構造線、南限を仏像構造線で限られている。秩父帯は、関東山地から、赤石山地、紀伊、四国、九州をへて琉球列島沖繩本島まで追跡される。紀伊以西では、秩父帯のほぼ中央部に黒瀬川構造帯があり、また、南縁部は三宝山帯として特別に扱われることが普通である。秩父帯の地質は、ペルム系・三疊系の緑色岩、石灰岩、砂岩、粘板岩、チャートな

どが主体で、石炭系は数ヶ所に小規模に露出するにすぎない。秩父帯の中・古生層は、島弧の方向に平行な走向をもち、一般に中～高角度で北斜または南斜し、帯状配列をなす。地層の年代は、大きく見ると、南から北に若くなる傾向が認められる。

四万十帯は、外帯最南を占め、北限は、仏像構造線で秩父帯と接する。南限は陸上では決められない。露出する範囲で最大幅約100kmに達する。東方延長は関東山地南部及び房総南部に求められ、西方では、奄美大島をへて沖縄本島まで追跡される。本層の地層も秩父帯と同じく、帯状配列が明瞭で、南北方向の変化が著しい。北半分は、最上部ジュラ系～白亜系、南半分は、第三系からなり、その境には顕著な断層帯があることから、一般に南北2帯に区分される。褶曲した帯状構造をなしている地層は、最上部ジュラ系から新第三系下部中新統までで、それらを一括して四万十累層群と呼んでいる。それより新しい地層は、南帯の四万十累層群を大きな斜交不整合で覆っている。四万十累層群は主として、泥質岩を主とし緑色岩、放散虫チャートをはさむ含緑色岩泥岩相と、酸性凝灰岩・珪質凝灰岩をはさむさまざまな厚さの砂岩頁岩互層のフリッシュ相の地層からなる。この2相の地層が帯状ないし雁行状に何回も繰り返して現われる。

3. プレート運動と地震活動

南海トラフにおける、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの相対的な収束速度は、Minster et al (1974) のモデルによって計算すると、第5図のようになる。プレートの相対的な収束速度は、太平洋プレートとユーラシアプレート間では年間10cm、フィリピン海プレートとユーラシアプレート間では年間4～6cm程度である。プレートの収束速度が南西

に向かって大きくなるのは、ユーラシアプレートに対するフィリピン海プレートのオイラーポール (Euler Pole) の位置が 45.5° N, 150.2° Eにあるため、この位置から遠ざかるほどプレート収束速度が速くなるためである。宮崎沖の方が紀伊半島や四国よりも若干南西側に当たるため、プレート収束速度がやや速くなっている。衝突する (もぐり込む) プレート境界では、全般的に圧縮の応力場になりやすく、地震が数多く発生する。日本列島では、地震に代表される様々な形式の地殻変動に伴って、沿岸部では海岸の隆起や沈降がおこり、内陸部でも断層崖や河谷の屈曲などの変動地形が発達するのである。

地震は、発生する場所によってプレート内地震とプレート間地震に分けられる。プレート内地震は、主にプレート内部に累積した応力によって、地殻の一部が剪断破壊するときに生ずる弾性反発に起因して発生する。その剪断破壊した場所が断層となり、一度破壊を起こすとその部分が破壊されやすくなるため、同じ断層で変位が累積することが多い。断層の中で、第四紀後期に繰り返し活動し、近い将来再び活動する可能性がある断層を活断層と呼んでいる。プレート間地震は、プレート境界そのものにおいて、2つのプレートが収束するときに生ずる弾性反発に起因して発生する。プレート境界は、通常陸上で認識されている断層より、はるかに規模が大きい広義の断層と考えることができ、大規模な地震を発生させる可能性を持っている。

気象庁の観測による日本列島周辺の地震活動のデータ (石川ほか, 1985) の中から、西南日本の地震活動について調べた。第6図は1944年12月から1946年末までに発生した地震を表示してある。また、第7~9図は、第6図の断面A-B, C-D, E-Fにそれぞれ対応している。第6図は、1944年12月に発生した東南海地震と1946年12月に発生した南海地震を含

むように期間を設定している。第10図は最近の例として、1987年6月から1988年6月までに発生した地震を表示してある。また、第11～13図は、第10図の断面A-B, C-D, E-Fにそれぞれ対応している。

第6図の地震は、戦時中をはさむためか、観測網の不十分さからか、小さい規模の地震が比較的少ない。両時期を通して、西南日本では、宮崎沖の日向灘から豊後水道にかけての地域、紀伊水道から和歌山平野付近、及び伊勢湾から御前崎にかけての地域に地震が集中していることがわかる。断面図を見るとプレートの沈み込みの様子がよくわかる。第11図の宮崎沖では、ほぼ深さ200km近くまでフィリピン海プレートがもぐり込んでおり、深さ100km付近からもぐり込む角度が急になっているのがわかる。これに対して、第12図や第13図に見られる四国や紀伊半島沖では、フィリピン海プレートは深さ70km～90kmまでしかもぐり込んでいないことが読み取れる。なお、第9図や第13図のE-F断面で深さ400km前後の所で発生している地震は、フィリピン海プレートの下にもぐり込む太平洋プレートによって引き起こされたものである。

4. 地域区分

西南日本外帯には、ほぼ全域にわたって完新世海成段丘が分布し、ほとんどが隆起地域であると言える。しかしながら、詳細に見ると、御前崎、潮岬、室戸岬などの各突出部では、海成段丘の分布や隆起の傾向など地殻変動の特徴において、それぞれ一つのまとまり（单元）があり、この单元ごとに地域を区切って地殻変動の記載を行なうのが適切と思われる。したがって本論文では、西南日本外帯南部を、潮岬、室戸岬、足摺岬、宮崎平野、日南海岸といった、主に突出部の单元によって地域区分し、それぞれの地域の地形発達や地殻変動様式について具体的に説明

していく。なお、前述したように、西南日本外帯の隆起地域の一つである御前崎付近については、本研究では地形発達と地殻変動に関する議論・考察はしないことにする。

1. 紀伊半島南部

1) 調査地域の地形・地質概観

紀伊半島の南部は、西南日本外帯に属し、三波川累層の結晶片岩、秩父累層の石灰岩や砂岩、四万十累層などの外帯系の岩石と、それらを不整合に覆う新第三系や第三紀火成岩類からなる（第14図）。本地域の山地地形の特徴は、地質条件をほぼ反映しており、酸性火成岩が分布する大峰山や尾鷲南部などは山地高度が1800~1900 mと紀伊半島では最も高く、比較的急峻な斜面をもっている。一方、四万十層群や新第三系など堆積岩分布域では、山地の斜面は比較的緩やかである。東海岸では御坊以南、西海岸では木本以南に、標高20~70 m、幅数10~数100 mを有し、2~3段に区分できる更新世海成段丘がほぼ連続的に発達している。これらの旧汀線高度は紀伊半島南部の潮岬~荒船で最も高く、北部ほど低くなる傾向がある（米倉, 1968）。沖積平野の発達は乏しく、日高川河口部の御坊、富田川河口部の富田、熊野川河口部の新宮などごく一部の河口部と、木本~新宮間に発達する波の運搬作用によって形成された（中山, 1962）七里御浜と呼ばれる狭長な沿岸平野などに限られている。

2) 旧海水準認定の指標とその分布

A. 旧海水準認定の指標

紀伊半島南部に分布する旧海水準指標は大きく2つに分けられる。1つは地形学的な指標で、ノッチのリトリートポイント（武永, 1968）、ベンチ（砂村, 1975; Mii, 1962; 高橋, 1975）などの離水波食地形である。もう1つは潮間帯の岩礁に付着する生物の遺骸群体で、主にカンザシゴカイの棲管（三浦・梶原, 1983）である。カンザシゴカイの中では、特にヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）の密集帯上限高度は、厳密な旧海水準指標として極めて有効であるという研究がある¹⁾（吉川・茅根,

1986；茅根ほか，1987）．本地域に分布する石灰質遺骸は，主としてヤッコカンザシの棲管からなっているが，カキ殻，その他の貝類などが認められる場合もある．このような石灰質遺骸は幅数10 cm～数m，厚さ数cm～数10 cmの群体をなして残存していることが多い．付着個所は，ノッチの奥やベンチ上の岩の間など，地形学的旧海水準指標に対応していることが多い．以下にこのような旧海水準指標の分布について述べる．なお，以下に示すベンチの高度とは，ベンチの陸側傾斜変換点²⁾の高度のことである．

B.旧海水準指標の分布

本地域には数段に区分できるベンチ及びノッチが分布しており，地質条件によってそれらの発達程度は異なっている．また，石灰質遺骸は調査地域の南部に限って分布している．これらの旧海水準指標の分布状態を，紀伊半島の西海岸から東海岸に向かって地質条件を同じくする地域ごとに記載する．

(a) 由良以北

由良町の海岸部は下部ジュラ系～下部白亜系中紀層群の石灰岩，砂岩やチャートなどからなっている．ベンチと認定できる平坦面はほとんど発達していない．

(b) 日ノ御崎～御坊（第15図a）

由良以南から御坊にかけての沿岸部には，上部ジュラ系～白亜系の日高川層群美山層が分布している（紀州四万十帯団研グループ，1986）．岩質は砂岩，頁岩，砂岩と頁岩の互層からなる場合が多い．美浜町三尾東方には砂岩・頁岩の互層を切って，幅数10 mのベンチが形成されている．これらのベンチの発達高度は，ほぼ高度0 mであり，現在形成され

つつあるベンチと考えられる。この東方の潮吹岩 (Loc.1) には、分布範囲は狭いが、高度3.0~3.3 mの極めて平坦な離水ベンチが発達している (第16図a)。この離水ベンチは、60°で南斜する砂岩がちの砂岩・頁岩の互層を切ってほぼ水平に発達しており、その幅は10~20 m程度である。

(c) 御坊~切目崎 (第15図b)

この地域の沿岸部には始新統の音無川層群双六累層が分布している (はてなし団研グループ, 1980)。岩質は、砂岩・頁岩のフリッシュ型互層や、礫岩がみられる。日高川河口南部から切目崎まで、約40°で北斜する砂岩・頁岩の互層を切って、高度0.3~0.5 m、幅数10 mのベンチがほぼ連続的に発達している。

(d) 目津崎~富田 (第15図c, d)

この地域の沿岸部には新第三系の田辺層群が分布する (田辺団研グループ, 1984)。田辺層群は砂岩、泥岩、砂岩と泥岩の互層、礫岩からなり、これの分布域にはベンチ、ノッチがよく発達している。

南部町目津崎 (Loc.2) には、無層理・不淘汰の礫岩層を切って、高度5.3~0.6 mの間に4段のベンチが発達している (第16図b)。上位2段は海側に向かって8~10°傾いているところもあるが、下位2段はほぼ水平に発達している。

田辺市の元島・天神崎周辺 (Loc.3) には、平均礫径1 cm程度の礫岩層を切って、高度3.4~0.2 mの間に4段のベンチが発達している (第16図c)。また、高度6 mのところにはノッチ状の窪みがみられる。

白浜町番所崎付近 (Loc.4) には、2~3°で南側に緩斜する礫岩層を切って、高度6.2~0.1 mの間に5段のベンチが発達している (第16図d)。高度0.5 mのベンチは最大幅200 mを越えるが、これより上位のベンチは幅数~十数mで、ノッチのみ認められる場合もある。

白浜町富田の大間磯 (Loc.5) には約 15° で南斜する砂岩層を切って、高度4.8~0.2 mの間に5段のベンチが発達する (第16図e) . これらのベンチの幅はいずれも数~十数m程度である.

(e) 日置~田並 (第15図e)

この地域の沿岸部には、中部始新統~下部中新統の牟婁層群が分布する (紀州四万十帯団研グループ, 1970など) . 岩質は砂岩, 頁岩, 砂岩と頁岩の互層からなる場合が多い.

日置から西浜まではところどころに幅数10 m, 高度0.5~1.0 m程度のベンチがみられるものの, 発達の程度はあまり良くない. 西浜 (Loc.6) には, 高度1.0~1.2 m, 高度3.1~3.5 mの2段のベンチ状平坦面がみられ, ここにはヤッコカンザシの石灰質遺骸が付着している. これらは, 高度2.6 mと高度2.7 mの2カ所で採取され, ^{14}C 年代はそれぞれ $2750 \pm 170\text{yr BP}$ (HR-481) , $2160 \pm 140\text{yr BP}$ (HR-482) であった.

西浜から見老津まではベンチはほとんど発達していない.

見老津以东には幅数10~数100 mにおよぶ広いベンチが連続的に発達している. このようなベンチは主として頁岩が卓越するところに特に広く発達しており, 発達高度は0.3~0.5 m程度である. 砂岩ベンチは最大100m程度であり, 発達高度は1.0 m前後である. 江住付近 (Loc.7) には, この広いベンチの上位に2段の離水ベンチがみられる (第16図f) .

串本町とすさみ町の境界付近のLoc.8には, 天井の高さが10 mを越す海食洞が発達している. この海食洞内部の壁面に, 高度3.1~0 mにかけてヤッコカンザシの石灰質遺骸が連続的に付着している. これらの ^{14}C 年代は高度3.1 mで $2830 \pm 140\text{yr BP}$ (HR-486) , 高度2.6 mで $2960 \pm 160\text{yr BP}$ (HR-377) , 高度1.9 mで $2120 \pm 140\text{yr BP}$ (HR-487) , 高度1.8 mで $1960 \pm 130\text{yr BP}$ (HR-378) , 高度1.6 mで $870 \pm 120\text{yr BP}$ (HR-488) ,

高度1.0 mで930±150yr BP (HR-379) となった。

串本町和深 (Loc.9) には20° で南斜する砂岩層を切って、高度6.0～1.0 mの間に3段のベンチが発達する (第16図g)。これらのベンチは、2～3° で海側 (南側) に傾いており、幅はそれぞれ20 m, 10 m, 10 m程度である。

(f) 田並～新宮 (第15図f, g)

この地域の地質は、潮岬地区を除いて、新第三系熊野層群の泥岩、泥岩と砂岩の互層、砂岩などからなっている (久富, 1981)。

田並～串本間は、20～40° で南斜する泥岩と砂岩の互層を切って、幅数10～100 mのほぼ水平なベンチが連続的に発達している。これらのベンチの発達高度は、泥岩の割合が大きいところでは高度0.5 m程度、砂岩がちのところでは高度1.0 mとやや高くなっている。また、串本海中公園西側 (Loc.10) には高度2.0～2.6 mの位置に幅10数m程度の砂岩ベンチが発達している (第16図h)。

串本～田原間は、熊野層群の敷屋累層とよばれる泥岩を主体とする地層が分布している。串本の橋杭岩 (Loc.11) や、古座から田原にかけては幅数100 mをもつ広く平らなベンチが連続的に分布している。これらのベンチはほとんどが泥岩のところに形成されており、高度は0.5～0.7 mである。砂岩質のところは高度1.1～1.4 mと分布高度がやや高く、ベンチの幅は比較的狭い。橋杭岩には、この広いベンチの上位に高度2.7 mの平坦面がある (第16図i)。この面は無層理、不淘汰の安山岩の角～亜角礫で構成されており、橋杭岩とよばれる石英安山岩の岩脈からの崩石が大波などにより掃き寄せられたものと思われる。豊島 (1968) は、この堆積物の下に高度2.0mの化石波食面が存在すると述べ、この波食面の形成時期を付近の考古遺跡との対比から1000～3000年前以前としたが、筆

者の調査ではこの面を確認することはできなかった。田原南方の一ノ島付近 (Loc.12) には、幅100 m以上の広いベンチの上位に、幅数10 m程度の2段のベンチが発達している (第16図j)。また、この付近の岩礁には、高度0.8 mの位置にヤッコカンザシが付着しており、 ^{14}C 年代は 140 ± 60 (HR-341) yr BPであった。

田原～浦神間の半島状に突き出た部分は荒船海岸とよばれている。荒船海岸は、串本以西と同じく、主に泥岩と砂岩の互層からなり、幅数10～200 m程度のベンチがよく発達している。発達高度は、地質が砂岩がちなところでは高度1.2～1.5 m、砂岩と泥岩の互層では高度1.0 m前後である。この海岸には、ヤッコカンザシの石灰質遺骸が高度数mの岩礁によく付着しており、 ^{14}C 年代の試料としてこれらを採取することができた。荒船キャンプランド前 (Loc.13) では高度2.8 m、高度1.9 m、高度0.7 m、の3カ所で採取され、 ^{14}C 年代はそれぞれ 2040 ± 70 yr BP (HR-340)、 1140 ± 140 yr BP (HR-480)、 700 ± 100 yr BP (HR-490) であった (第16図k)。荒船崎 (Loc.14) では、海食洞内の高度2.2 mのところ、ヤッコカンザシの石灰質遺骸が採取され、 ^{14}C 年代は 2700 ± 140 yr BP (HR-479) であった (第16図l)。池島 (Loc.15) では、高度3.2 mの砂岩ベンチが発達するが、このベンチ側面の高度2.8 mの岩礁でヤッコカンザシの石灰質遺骸が採取され、 ^{14}C 年代は 4360 ± 180 yr BP (HR-478) となった。

浦神北部の粉白 (Loc.16) や磯崎 (Loc.17) には、高度1.0 m程度に、やや粗い砂岩を削ってベンチが発達している。また、磯崎には高度2.5 m、高度3.1～2.1 mの2カ所にヤッコカンザシの石灰質遺骸が付着しており、これらの ^{14}C 年代は前者が 3710 ± 130 yr BP (HR-476)、後者の高度3.1 mの部分が 3670 ± 150 yr BP (HR-477)、高度2.1 mの部分が 3360 ± 120 yr

BP (HR-489) であった。

太地の鯨博物館前の遊歩道に海食洞を利用したトンネル (Loc.18) がある。この海食洞内の壁面に、高度4.3~2.3 m以下にわたって、表面をイワフジツボに薄く覆われたヤッコカンザシの石灰質遺骸が付着している。この遺骸群体の上限付近では、年代測定に十分な量が採取できないため、高度3.9 m以下で試料の採取を行った。フジツボはなるべく除去するように努めた。これらの¹⁴C年代は、高度3.9 mで4770±150 (HR-483)、高度3.5 mで4520±70yr BP (HR-337) と4420±150yr BP (HR-375) (よりフジツボを除去したもの)、高度3.0 mで2620±130yr BP (HR-484)、高度2.7 mで2510±110yr BP (HR-338)、高度2.5 mで1900±130yr BP (HR-485)、高度2.3 mで1950±70yr BP (HR-339) となった。

太地から夏山にかけては、砂岩の厚い地層が分布している。この砂岩を削って、高度1.0~1.4 m、幅数10 mのベンチが発達している。夏山 (Loc.19) にはこの面の上位に、幅は10 m程度の2段のベンチがみられる。また、ここには、高度1.0 m程度のベンチの下位に、幅数m、高度0.2 m前後のベンチが形成されている (第16図m)。

勝浦 (Loc.20) 付近は泥岩がちの泥岩と砂岩の互層からなっている。ここには高度0.7~0.9 mと高度1.5~1.7 mの2段のベンチが発達している。泥岩が卓越するところでは、ベンチの高度は0.2~0.3 m程度低い位置に形成されている。また、幅狭くではあるが、高度0 m付近にもベンチが形成されている (第16図n)。また、この付近の岩礁には、高度2.6 mの位置にヤッコカンザシが付着しており、¹⁴C年代は2090±70yr BP (HR-343) となった。

宇久井~新宮間は砂岩や砂岩と泥岩の互層からなる、高度0.5~0.8 mで幅100 m程度のベンチが分布している。三輪崎の鈴島 (Loc.21) では、

幅数10 m, 高度1.0~1.5 mの砂岩ベンチがみられる。このベンチ陸側基部にある海食洞の壁面に, 高度3.4~0.8 mにかけてヤッコカンザシの石灰質遺骸が付着している。この遺骸群は高度2.6 m以下では表面がイワフジツボに薄く覆われている。この石灰質遺骸からフジツボを除去した部分の¹⁴C年代は, 高度3.4 mで4450±140yr BP (HR-473), 高度2.6 mで3860±190yr BP (HR-474), 高度1.6 mで2410±410yr BP (HR-475) となった。

(g) 潮岬・紀伊大島 (第15図f)

この地区には熊野層群の堆積期とほぼ時期を同じくして形成された, 潮岬火成複合岩類 (三宅, 1981) や, その後に形成された熊野酸性火成岩類 (荒牧・羽田, 1965) が分布している。

全体的にベンチの発達が悪く, 潮岬燈台付近や出雲などの玄武岩質岩類分布域に限ってわずかにベンチが認められる。潮岬燈台付近には, ベンチの幅は狭いながら, 高度1.5~1.6 m, 2.5~2.8 mの2段のベンチが分布している。潮岬東方のマキ崎 (Loc.22) には, 高度0.9~6.5 mの間に, 幅10数m程度の4段のベンチが認められる (第16図o)。また, 出雲付近にも高度1.5 m前後と高度3.0 m前後のベンチが所々に分布している。

石灰質遺骸は, 潮岬付近をはじめ, 各所の岩礁によく付着している。潮岬燈台北側のLoc.23とLoc.24では高度2.8 m付近の岩礁側面にヤッコカンザシの石灰質遺骸が付着しており, ¹⁴C年代はそれぞれ2330±170yr BP (HR-495), 2290±150yr BP (HR-376) とほぼ同様な年代を示した。潮岬燈台下のLoc.25では, 巨礫で入口を塞がれた海食洞壁面の, 高度1.9 mの位置に付着するヤッコカンザシの¹⁴C年代は700±70yr BP (HR-342) であり, その分布高度に比して若い年代を示した。潮岬付近ではこの他に, Loc.26, Loc.27, Loc.28において, 高度2.3~3.2 mの間に, 約2400~

3300 yr BPといった¹⁴C年代を示すヤッコカンザシの石灰質遺骸が採取された。また、出雲のLoc.29とLoc.30では、それぞれ高度3.1 m、高度1.5 mの位置にヤッコカンザシ棲管が付着しており、¹⁴C年代は3660±150yr BP (HR-491)、730±80yr BP (HR-158)となった。紀伊大島にはベンチがほとんど発達していない上、陸側から近づける海岸が少ないため、石灰質遺骸などの分布について十分な調査ができなかったが、檜野崎 (Loc.31) では、高度4.2 mの岩溝の中にヤッコカンザシの棲管がわずかに付着しており、これの¹⁴C年代は4010±220yr BP (HR-496) という値を示した。この試料は、波が遡上してくる岩溝の中で採取されたことから、岩礁の側壁などに付着している試料と比べて、若干高い高度に棲息していた可能性が高い。

(h) 新宮～尾鷲 (第15図h)

新宮～木本の間は、七里御浜とよばれる砂礫海岸であり、本研究で取り上げた旧海水準を推定するための指標は分布していない。

木本～尾鷲間には熊野酸性火成岩類の北岩体とよばれる花崗斑岩が分布している。潮岬地区と同様に、火成岩分布域にあたり、旧海水準を認定できるようなベンチなどの地形学的海水準指標は、一部を除いてほとんど発達していない。また、本地域では石灰質遺骸も発見できなかった。木本の鬼ガ城 (Loc.32) では、高度0～30 m付近にわたって10段以上のベンチ状の平坦面やノッチ状の窪みが連続的に発達している。このように多段化したベンチなどは、紀伊半島南部では他のどの地域にも分布していないことから、それらのほとんどが、節理などの岩石的な制約による極めて局所的な要因によって形成されたものと考えられる。しかしながら、高度2.4～3.0 m付近に発達する平坦面は、とりわけ連続的に広く分布しており、旧海水準に対応して形成されたベンチと認定した (第16図

p) . また、波田須 (Loc.33) には、幅6m程度、高度1.5~1.8 mのベンチが発達している。楯ヶ崎 (Loc.34) や神須ノ鼻 (Loc.35) などにも高度数mの平坦面が分布するが、これらの平坦面は基盤岩の柱状節理に強く規定されており、発達高度から具体的に旧海水準を認定することは困難であると考えられる。

(i) 尾鷲~紀伊長島付近

尾鷲以北は、御坊付近と同じ四万十累層の日高川層群が分布する。尾鷲から紀伊長島付近にかけて幅数10 m以下の小規模なベンチが比較的よく分布している。それらの発達高度は、頁岩では高度-0.3~-0.1 m、頁岩と砂岩の互層では高度0 m付近、砂岩では高度0~0.4 mといずれも平均高~低潮位の範囲に分布するもので、これらは現在形成されつつあるベンチと考えられ、高度数mのところに発達する離水ベンチは分布していない。紀伊長島以北には、ベンチはほとんど発達していない。

3) 紀伊半島南部の完新世地殻変動に関する考察

前節で述べた旧海水準指標 (ベンチ, 石灰質遺骸) の高度を縦軸に、日ノ御埼からの海岸線距離 (第1図参照) を横軸にとって、各地の資料をグラフに示してみると、第17図のようになる。この図から、紀伊半島南部におけるベンチの分布は、調査地域の北端部 (海岸線距離が30 km以下, 200 km以上) においては、高度3.3 m以上のベンチは分布せず、また、調査地域より北部には現平均海面付近以上の高度にベンチは分布していないことから、ベンチの分布高度は南部で高く北部で低い傾動的な傾向が認められる。また、ベンチは高度1 m以下から高度6.5 m付近までほぼ連続しており、発達高度の集中度はあまりよくないことが読み取れる。石灰質遺骸は、調査地域南部のみ (海岸線距離で100~220 kmの

間)に分布しており、高度約0~4 mの間に連続的に付着している。しかしながら、田辺層群分布域に限ってみれば、ベンチは高度0.6~0.8 m、高度1.8~2.2 m、高度3.4~4.0 m、高度5.2~6.0 mに、発達高度が集中する傾向が見られ、ベンチの形態的特徴、地質条件、石灰質遺骸の ^{14}C 年代などの諸条件を総合的に検討すれば、一見発達高度が集中していないように見えるベンチを、調査地域全体にわたってそれぞれ対比し、紀伊半島南部の旧海水準高度を復元することが可能であると考えられる。

A. 石灰質遺骸の高度と ^{14}C 年代を指標にして得られた相対的海水準

茅根ほか(1987)などが述べているように、ヤッコカンザシの密集帯上限高度が、精度の高い旧海水準の指標として極めて有効であるとすれば、それらの分布高度と ^{14}C 年代との関係は、すなわち過去の相対的海水準変動を示すと考えられる。相対的旧海水準の変動を復元することによって、紀伊半島南部の地殻変動の特徴を捉えるために、まず石灰質遺骸の分布高度と ^{14}C 年代の関係を明らかにし、それでもってベンチなどの地形面対比を行うことにする。

採取されたヤッコカンザシ密集帯の上部高度を縦軸にとり、それらの ^{14}C 年代を横軸にとってグラフに表した(第18図)。図中の上向きの小矢印の先端は、 ^{14}C 年代測定をした試料が属する遺骸群体の上部高度を示している。下向き的小矢印は檜野崎の岩溝中で採取された試料で、採取高度より下方に旧海水準がある可能性が高いことを示している。茅根ほか(1987)などによれば、各ヤッコカンザシ群体の上限高度は、それぞれが示す ^{14}C 年代前後における海水準高度をほぼ表していることになるが、第18図を見ると、ほぼ同年代を示す試料において必ずしも分布上部高度は一致しておらず、それらのうち最も高位に分布する試料との高度差は

最大で1.3 m, 平均0.6 m程度である。これはすべてのヤッコカンザシが、必ずしも棲息上限高度付近のみに密集しているわけではなく、上限高度以下、下限高度以上の範囲で密集して棲息し得ることに起因していると考えられる（三浦・梶原, 1983）。また、遺骸群体のうち棲息上限高度付近の部分が、離水後に脱落した可能性も考えられる。さらに、プレート間地震に伴う隆起と地震間の沈降による比較的小刻みな相対的海水準の変動も影響していると考えられるが、これについては後で詳述する。以上のことから、ほぼ同年代を示す試料のうち最も高位に分布するヤッコカンザシの群体が、旧海水準高度を示す可能性が高いとすることができる。本地域においては、完新世後半を通じて、ヤッコカンザシの棲息環境に大きな変化はなく、各旧海水準に対応して岩礁に付着したヤッコカンザシのうち、棲息上限高度付近に密集する遺骸群体が少なくとも1つは残されかつ採取されたと仮定するならば、相対的海水準変化の傾向は、ヤッコカンザシ群体の上限高度を結んでいくことによって、ほぼ第18図の太破線のように表すことができる。

第18図から、紀伊半島南部では、数100年～千数100年間海水準がほぼ安定した後、急激に低下するといった海水準変化が、完新世後半において繰り返されてきたことがわかる。これらの相対的に安定した海水準に、上位からレベルI～VIと名前を付け、それぞれの時期と高度を表にまとめた（第1表）。レベルIに関しては、この高度・年代に対比される石灰質遺骸は分布していないが、高度6 m前後にベンチが発達していることから、後氷期海進によって海水準がほぼ現在の高さに達したとされる約6000 yr BP（井関, 1983）以降、本地域で得られたレベルIIの最も古い¹⁴C年代である4770±150 yr BP以前に、高度6m前後に海水準が安定していた時期があったと推定され、これをグラフ中に示した。レベルIの詳し

い認定方法については次節で述べる。レベルIIに関しては、前述した檜野崎で採取された試料の高度を考慮して、試料分布上限高度よりやや低めに旧海水準高度を推定した。

このような海水準の急激な相対的低下は、海水準自身の変動によるものではなく、主として陸地の間欠的隆起、すなわち地震隆起に起因していると考えられる。それぞれのレベルが相対的に急激な低下を示す時期は、上位のレベルの最も新しい¹⁴C年代と、それより1つ下位のレベルの最も古い¹⁴C年代との間にあるものと推定される。しかしながら、地震によって地盤が隆起すれば、ヤッコカンザシの石灰質遺骸群体は離水し、波浪による侵食に直接さらされなくなるため、地震直前まで成長を続けていた遺骸群体ほど、遺骸化石として欠落することなく現在まで残されている可能性が高いと考えられる。このことから、地震発生時期を、上位のレベルの最も新しい¹⁴C年代前後に推定した。第18図から、それぞれの地震活動 (event 6~event 1) の時期は、event 6は5500~5000 yr BP³⁾、event 5は4000~3800 yr BP、event 4は2600~2400 yr BP、event 3は2000~1800 yr BP、event 2は800~600 yr BP、event 1は約200 yr BP以降に発生したものと考えられる。event 4に関しては、相対的海面低下量が0.5 mと小さく、ヤッコカンザシによる海水準認定の精度⁴⁾ を考えると、eventを認定するには限界に近い値と思われる。しかしながら、後述するヤッコカンザシが採取された地域以外での、ベンチを指標にして認定されたevent 4による相対的海面低下量は1m程度あり、event 4があった可能性は高いと考えられる。なお、第18図では、串本における1946年の南海道地震時隆起量 (0.6~0.7 m) の現在 (1990年) の残留隆起量を、室戸半島における吉川ほか (1964) の計算方法を適用して算出すると0.3~0.35 mとなり、この値をグラフ上のほぼ0 yr BPのところに表した。

調査地域の完新世地殻変動は、海水準の相対的变化からみると、米倉(1968)が紀伊半島南部において、また吉川ほか(1964)が室戸岬において述べたような、周期約110年で数10 cmの残留隆起量が累積していく等速的隆起ではなく、地震発生周期も隆起量も一定でない不規則な隆起をしてきたことがわかる。本地区において歴史時代に110年程度の周期で発生してきた巨大地震のほとんどはプレート間(inter-plate)地震であり、地震隆起は地震間の沈降によって差し引きゼロになると考えるならば(島崎, 1980), プレート間地震による相対的海水準の比較的小刻みな変動は模式的に第18図の細点線のように示すことができる⁵⁾。このように、数100年~千数100年の海水準が相対的に安定した期間には、厳密に言えばプレート間地震による小刻みな相対的海水準の変動が含まれていると考えられ、第18図の太破線で示された旧海水準は、小刻みな変動の中で最も高い所を結んだものであることがわかる。

以上のような隆起様式の特徴から、完新世旧海水準の高度分布を手がかりに推定された紀伊半島南部の隆起現象は、プレート境界そのもので起こるプレート間地震ではなく、プレート陸側斜面に存在する活断層が活動することによって発生するプレート内(intra-plate)地震(島崎, 1980)による、逆戻りしない変位が累積してきたものと解することができる。

B. 調査地域全体にわたる旧海水準指標の対比

石灰質遺骸が分布しない地域を含めた紀伊半島南部全体の地殻変動の特徴を検討するため、石灰質遺骸の分布高度と¹⁴C年代から推定された6つのレベル(第1表)を基に、調査地域全体に断片的に発達するベンチなどの地形学的旧海水準指標(第17図)の対比を試みる。対比の手順は

以下に述べるとおりである。

①ベンチ・ノッチなど波食地形の形成環境を支配する要素のうち最も重要なものは、岩石の抵抗力（地質条件）と波の浸食力（波力）である（砂村，1975）。これらのうち、後者に関しては、長期的な観測によって値を求める必要があるが、現段階では本地域内の各地において、そのような観測は行われていない。従って、本研究では、それぞれの地質条件の下で、現成と判断できる⁶⁾ベンチの平均的な形成高度（第2表）を基に、計測された離水ベンチの高度から旧海水準を推定した。なお、同一調査地点付近において、互いに対比されるベンチの高度が若干異なる場合は⁷⁾、その平均値を旧海水準と認定した。このような補正を行って、ベンチ高度から求められた旧海水準には、いくつかの独立した高度の集中帯が認められる（第17図）。これらの高度の集中帯は、場所によって多少高度が変化するものの、ほぼ調査地域全体にわたって連続して認められる。

②本地域が隆起した主要な原因は、紀伊半島沖合いで発生する地震に伴う地殻変動と考えられることから、変動の波長は、水平距離にしてほぼ $10^1 \sim 10^2$ km（貝塚，1989）と推定される。しかしながら、ベンチ高度を補正して得られた各旧海水準には、水平距離が 10^1 km以下の、短波長の高度のばらつきが見られる。これは、第2表のような岩石分類の枠の中で行った画一的な高度補正では、岩石の粒度や組成は連続的に変化するものであり、中間的な性質を持つ岩石に形成されたベンチの場合、正しく旧海水準を見積れない可能性があるためと思われる。また、前述したように、波の侵食力の地域差も、旧海水準高度に比較的短波長のばらつきが現れる主因の1つと考えられる。さらに、プレート間地震による相対的海水準の小刻みな変動の影響も考えられる。このようなばらつき

(誤差)を実証的に補正して、旧海水準をより厳密に復元するには、より詳細なデータの蓄積が必要であろう。本研究によって得られたデータから、各旧海水準の地域的な高度変化の傾向を復元するには、ばらつきを統計的に平均することによって、近似的にそれを求める方法が考えられる。このことから、各旧海水準の高度データについて、前後のデータを含めて移動平均をほどこした。

③石灰質遺骸が採取された地域内においては、ベンチ高度を補正し、さらに移動平均して求められた旧海水準の最高値が、石灰質遺骸の分布高度と¹⁴C年代から得られた各レベルの高度(第1表)とほぼ近似し(レベルIを除く)、それぞれ対比することができた。レベルIについては、この高度に石灰質遺骸が分布しないため、ベンチ高度のみによって旧海水準を認定した。

④ベンチが分布しない所や、ベンチ高度から求められた旧海水準高度が石灰質遺骸の分布高度と調和しない場合には、石灰質遺骸の分布高度を用いてレベルの認定・修正を行った。

以上の方法によって求められた、各レベルの高度を縦軸に、距離を横軸に取ったグラフに示すと、第19図のようになる。この図には、測定誤差を省略した¹⁴C年代測定結果(第3表)も記入した。図中の上向きの小矢印の先端は、¹⁴C年代測定をした試料が属する遺骸群体の上限高度を示している。下向き的小矢印は前述した檜野崎の岩溝中で採取された試料である。

第19図で明らかのように、各レベルとも北に向かって緩やかに高度を減ずる傾向が、特に調査地域北端部(海岸線距離で50 km以下、200 km以上)において顕著に認められる。各レベルを個別にみると、レベルIは和深～潮岬間で高度5.8 mで最も高く、北に向かって次第に高度を減じて

いる。レベルIIIは潮岬から勝浦付近で最も高度が高く（高度4.1～4.2 m），和深にかけてやや高度が低下するものの，日置付近でやや高度が高くなり，日置より北側では次第に高度が低下していく傾向がある。レベルIIIは高度3.3 mで，調査地域全体にほぼ水平に分布している。レベルIVは荒船～勝浦間で高度が最も高く（高度2.8 m），この間ではレベルIIIと高度的に接近しているが，これより（北）西側では，次第に高度を減ずる傾向がある。レベルVは高度分布がレベルIと似通っており，潮岬付近で高度が最も高く（高度2.0 m），北に向かって次第に高度が低下する。レベルVIの高度分布は，レベルIIの高度分布にやや似ており，潮岬～勝浦間で最も高度が高い（高度0.8 m）。レベルI～Vに対比されるベンチは，ほとんどの地域で，発達幅が数10 mと比較的狭く，分布の連続性も良いとは言えないが，レベルVIに対比されるベンチの形態は，極めて傾きが緩やかでかつ幅広く発達しているという特徴があり，紀伊半島南部全域に連続的に分布している。

C. 各eventの隆起量分布パターン

各eventに伴う隆起量の地域的分布を示したものが第20図である。各レベルの高度から1つ下位のレベルの高度を差し引いて，各地震（event）の隆起量を求め，この図を作成した。レベルVIの高度は，event 1と昭和南海道地震の残留隆起量が含まれているが，後者の値がほとんどの地域で未知であるため，これらを分離することは不可能である。このため図中には，event 1+1946として，両者を合わせた値を示した。

event 6では，和深付近で隆起量が約2 mと最大であるため，このeventの震源断層は紀伊半島より南西側にあると推定される。event 6は他のeventと比べ最大隆起量が1.5～2倍程度大きい。event 5では，紀伊半島南東部

の勝浦付近と南西部の白浜～日置あたりの2カ所において隆起量が大きくなっていることから、event 5には、紀伊半島の南東側と南西側の海域に震源をもつ2つの地震が含まれていると可能性がある。event 4の隆起パターンは、event 6のそれに類似しているが、隆起量は全体的に小さく、また最大隆起地点はevent 6より北に偏った田辺付近にある。この震源断層は紀伊半島より南西側にあり、event 6に比べ地震の規模が小さかったか、もしくは震源が紀伊半島から遠く隔たっていた可能性がある。event 3では、勝浦付近の隆起量が最大となっており、北西に向かって隆起量が小さくなるパターンを示す。また、等隆起量線の間隔が他のeventに比べて広いことから、event 3は紀伊半島から距離の隔たった震源断層の活動による、比較的規模の大きい地震であった可能性が考えられる。event 2は、event 6とほぼ同じ隆起パターンを示すが、各地の隆起量は、event 6に比べて小さい。従って、紀伊半島からみた震源の方向はevent 6のそれに類似したものであったと考えられるが、規模や震源の距離は異なっていた可能性が強い。event 1については、前述したように、昭和南海道地震の残留隆起量との分離が難しいため明瞭な隆起パターンがつかめないが、隆起量は小さいので、他のeventに比べ地震の規模が小さかったか、もしくは震源が紀伊半島から遠かったものと考えられる。

各eventの隆起パターンは、2つのタイプに分けることができる。すなわち、半島南西部ほど隆起量が大きい場合（event 6, 4, 2）と、半島南東部の方が大きい場合（event 5, 3）である。このように、隆起パターンは地震によって2つのタイプに分かれるが、いずれの地震も半島南部を相対的に大きく隆起させているという点では共通している。このような南上がり地震変位が重合した結果、ベンチなどで示される旧海水準の高度が、南部で高く北部で低くなっていると考えられる。紀伊半島南部

の地殻変動は、昭和南海道地震の時にみられた北西側への傾動隆起が累積しているのではなく、各地震ごとに進行する、それぞれ異なった変動が累積していると言うことができる。また、紀伊半島西海岸において、日置以北は地震隆起が直接影響を与えない緩性的変動区とされているが（米倉、1968）、本研究の結果によれば、地震隆起の累積は日置以北にも及んでおり、米倉（1968）の地域区分とは一致しない。

4) まとめ

紀伊半島南部における完新世地殻変動の様式について以下のようにまとめられる。

紀伊半島南部においても室戸半島の場合と同様に、従来言われてきたような、地震時の隆起—地震直後の急速な沈降—その後次の地震までの緩慢な沈降といった地震性変動の1サイクルにおける残留隆起量が最大20cm前後といった比較的小さな地震隆起が、100~120年を周期として累積してきたのではなく、最大数mの比較的大きな変位を伴う地震（event 6~1）が、数100年~千数100年に1回起こることによって、逆戻りすることなく変位が累積してきたと言える。石灰質遺骸の¹⁴C年代値から、各eventの発生時期は、それぞれ、event 6は6000~5000 yr BP、event 5は4000~3800 yr BP、event 4は2600~2400 yr BP、event 3は2000~1800 yr BP、event 2は800~600 yr BP、event 1は200 yr BP以降であると推定された。また、event 5には2つの地震が含まれている可能性があることがわかった。

各eventの隆起パターンの特徴は、半島南西部ほど隆起量が大きいタイプ（event 6, event 4, event 2）と、半島南東部ほど隆起量が大きいタイプ（event 5, event 3）とがある。event 1については昭和南海道地震の残留隆起量との分離が困難であるため、隆起パターンがを明確にすることが

できなかった。このことから、紀伊半島南部では、各eventによってそれぞれ隆起パターンが異なっているが、南側がより高く隆起する共通の特徴をもっており、このような変位が累積した結果として、ベンチなどで表される旧海水準高度が、紀伊半島の南部ほど高く、北部ほど低くなっているものと考えられる。

注

注1) 本研究ではヤッコカンザシ密集帯上限高度がほぼ平均海面を示すものとして議論を進める。

注2) 海成段丘で言えば、汀線アングルにあたる位置。

注3) レベル I を示す¹⁴C年代は得られていないが、幅数10 m以上（おそらく当時は幅100 m以上あったと思われる）のベンチが形成されるためには、少なくとも数100年間かかると考え、event 1の発生年代を5500～5000 yr BPに定めた。

注4) 茅根ほか（1987）によれば、ヤッコカンザシによる旧海水準認定の精度は±0.1 mとあるが、地形的条件の違いなどにより、実際はこの値よりもやや大きくなると考えられる。

注5) プレート間地震による小刻みな海水準変動の振幅のうち、ヤッコカンザシ群体の成長やベンチなど岩石海岸の地形形成に実質的に影響を与える振幅は、地震隆起量の約3分の1が地震後数年間で急速に回復し、その後次の地震時まで緩性的に沈降することから考えると（吉川ほか，1964），地震隆起量の2/3程度（昭和南海地震では最大0.4～0.5 m）であると推定される。

注6) 現平均海面に最も近い高度に発達しているベンチを現成と判断した。また、現成ベンチの高度は、なるべく南海道地震時の変位が少な

い調査地域の北部において計測した。

注7) 現在の平均高潮位と平均低潮位との差の範囲内（最大1m）である。

2. 室戸半島

1) 調査地域の地形・地質概観

室戸半島の大部分は、標高200～1000mの山地からなる（第21図）。その分水界は半島の東側に遍在しているため、主な河川は土佐湾に流入しており、それらの河口付近、例えば、北部では安芸川、中部では奈半利川、南部では室津川の河口付近に小規模な沖積平野が発達する。東海岸においては、沖積平野は、海部、穴喰付近に分布する程度で、甲浦以南では小規模な河川しかなく、海食崖が直接海に接しているところが多い。西海岸（土佐湾側）では、海成段丘の発達がよく、室戸岬～手結においては、標高30～250m付近に、幅数10～数100mを有し、3～4段に区分できる段丘面が連続的に発達している。吉川ほか（1964）は、海成段丘面の高さは北部ほど低くなると述べている。しかしながら山地の高度は、段丘面の傾向とは逆に、北部ほど高く、南に向かって低くなる傾向がある（太田、1968）。

室戸半島は、外帯最南部の四万十帯に位置する。四万十帯は、東西方向の帯状構造をなし、主に四万十累層群からなり、安芸―穴喰を結ぶ安芸構造線によって四万十北帯と南帯に区分される（勘米良ほか、1980）。北帯は、ジュラ系～白亜系、南帯は第三系からなっている。その岩相は、主に砂岩・頁岩の互層からなるフリッシュ相を呈するが、所により礫岩や凝灰岩がはさまれている。また、室戸岬先端部では、斑糲岩がみられる。

2) 旧海水準認定の指標とその分布

A. 旧海水準認定の指標

室戸半島において利用可能な旧海水準指標は大きく2つに分けられる。

1つは地形学的な指標で、海成段丘内縁の汀線アングル（吉川ほか，1973），ノッチのリトリートポイント（武永，1968），ベンチ¹⁾（砂村，1975；Mii，1962；高橋，1975）などの離水波食地形である。もう1つは潮間帯の岩礁に付着する生物の遺骸群体で、主にカンザシゴカイの棲管（三浦・梶原，1983），岩石穿孔性貝類またはその生痕（雨宮・大島，1933）などである。カンザシゴカイの中では、特にヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）の密集帯上限高度は、厳密な旧海水準指標として極めて有効であるという研究がある²⁾（吉川・茅根，1986；茅根ほか，1987）。本地域に分布する石灰質遺骸は、主としてヤッコカンザシの棲管からなっているが、岩石穿孔性貝類，カキ，その他の貝類，サンゴ，石灰藻，コケムシなどが認められる場合もある。このような石灰質遺骸は長径数10cm～数m，厚さ数cm～数10cmの群体をなして残存していることが多い。付着個所は、ノッチの奥やベンチ上の岩の間など、地形学的旧海水準指標に対応していることが多い。以下にこのような旧海水準指標の分布について述べる。

B.旧海水準指標の分布

本地域の完新世海成段丘³⁾は、L1～L3面の3段に分類されている（金谷，1978）。しかしながら、L3面は断片的に分布するベンチ状の地形としてしか残されておらず、連続的な地形面として認められるのはL1面とL2面である（第22図；第23図）。

安芸市街地以北は段丘の分布が不明瞭である。安芸市街地東部の伊尾木から安田にかけて（第22図a），標高6～7mの段丘面（第24図a）が広く分布しており，唐ノ浜付近では，その幅は500m以上にもなる。金谷（1978）はこれをL2面としたが，後述する大山岬や下山の岩礁に付着する

石灰質遺骸の分布高度と ^{14}C 年代から本研究ではL3面に対比した。L2面は伊尾木付近に残されており、その海側縁辺部には浜堤状の高まりがみられる。金谷(1978)が、唐ノ浜～安田において、L1面とした山地基部に細長く分布している地形面は、分布状態および面の傾き・堆積物の特徴から海成段丘面ではなく、沖積錐や崖錐であると考えられる。大山岬や下山の岩礁には標高5～7mにカキ、ボーリングシェル、ヤッコカンザシ、サンゴの群体が付着しており、上限部のカキの ^{14}C 年代は 1290 ± 60 (HR-323)～ 1515 ± 60 yr BP (HR-215)という値を示した。またここには、底部の標高が7m前後の海食洞、標高3～4m前後のベンチ・ノッチもみられる。

安田から田野・奈半利の間(第22図b)においては、段丘面の発達がよくない上、道路建設などの人工改変によって、旧海水準を認定できるような明瞭な汀線アングルは認められない。また、この間にはベンチ・ノッチなどが発達するような岩石海岸はみられない。田野付近では、L1面に対比される、標高6～8mの広い河成面が分布する。須川から加嶺郷までは、海成段丘と認められるような地形面は残されていない。

羽根岬から吉良川にかけては、L2面が連続的に保存されている(第22図c)。羽根岬には標高7.4m、5.7m、3.6m、2.0mの4段のノッチ、ベンチが認められ、標高5.7mのものはこの付近のL2面の高度に一致する。この付近にはL1面は分布しないが、最高位ベンチの標高7.4mはL1面高度を示していると考えられる。また標高3.3～3.4mに付着しているヤッコカンザシの ^{14}C 年代は 2340 ± 80 yr BP (HR-320)、標高1.8～2.3mに付着するヤッコカンザシは 1720 ± 70 yr BP (HR-319)という値を示した。吉良川町立石には標高2.3～2.8mのベンチが発達しており、標高2.0～2.4mのノッチ状のくぼみにヤッコカンザシが付着している。これの ^{14}C 年代は1200

±60yr BP (HR-214) であった。吉良川町市街地付近では、標高約12mのL1面も認められる(第24図b, c, d)。

行当岬から津呂にかけても段丘の発達がよく、L1面(標高10~12m)、L2面(標高7~9m)が明瞭に区分される(第22図d; 第24図e~h)。脇地と岩戸の間で、吉川ほか(1964)は、更新世の海成段丘面の高度が急変することから、この間に北上がりの活断層の存在を指摘した。金谷(1978)は、L1面・L2面も、この間で高さが食い違っており、完新世においても、この活断層が活動したと考えている。しかしながら、筆者の調査では、完新世海成段丘面高度の食い違いは認められなかった(第24図f, g)。これは金谷が、L1面を切って形成されたL2面に対比される河成面の高度を、L1面の旧海水準高度として誤認したためと考えられる。行当岬付近にはベンチ・ノッチや海食洞がよく発達し、それらは、高度的に標高6~7m, 3~4mに集中して分布している。石灰質遺骸もこれに対応して標高6.4~6.9m, 3.4~3.9mに集中して付着している。¹⁴C年代は、標高6.9mのものが2050±70yr BP (HR-318)、3.8mのものが1515±55yr BP (HR-218)、3.4mのものが690±90yr BP (HR-322)であった。これより下位の標高1.6mのところ付着していた遺骸の年代は730±50yr BPであり(HR-308)、3.4mのものとはほぼ同年代を示した。なお、標高17m以上にも海食洞が認められるが、その形成年代を計測するための試料は得られなかった。

津呂から室戸岬の間においても、L1面・L2面がともによく発達している(第23図)。室戸岬に近い坂本付近では、L1面の標高は10m前後で、行当岬付近に比べやや低くなっている(第24図i)。東海岸の室戸岬~高岡付近でもL1面(標高11.0m)やL2面(標高8.0m)がよく保存されている(第23図)。この地区では、L2面の海側末端に、直径数cmの円礫から

なる比高1~2mの浜堤が認められ(第23図, 第24図j), 場所によっては浜堤の上に砂丘砂が載っている。室戸岬付近にはベンチ・ノッチなどの離水波食地形がよく発達している。Takahashi (1974) は, この付近の岩石海岸を調査し, ベンチやポットホールは, 標高8~10m, 4~4.5m, 0mの3つの高度に集中していると述べているが, 今回の調査で, さらに標高6m前後や2~3mのところにも離水波食地形の発達することが明らかになった。石灰質遺骸の付着量は調査地域内で最も多く, また分布上限高度も最も高い(最高9.0m)。

高岡から三津にかけては, 高岡付近と同様L1面(標高10~12m), 浜堤をともなったL2面(標高8m前後)が発達する(第22図e; 第24図k, l)。金谷(1978)がL1面としたほとんどの部分は, かなりの傾斜を持った崖錐に覆われており, 旧海水準を認定できる汀線アングルが認められるところは極めて限られている。三津漁港北側の岩礁では, 標高4m前後のベンチがみられ, 4~5mの高度に石灰質遺骸が付着している。その上端の¹⁴C年代は1835±55yr BP (HR-220)を示した。大瀨北側の巨岩では, 標高1.3~4.7mに石灰質遺骸が広く付着しているが, この巨岩は転石であり, 石灰質遺骸付着後に移動した可能性がある。

椎名から尾崎にかけては, L2面(標高7m弱)は幅狭くであるが連続的に認められる。しかし, L1面は崖錐に覆われ不明瞭になり(第24図n), 椎名の集落付近のみL1面(標高10.3m)が認定できる(第22図f; 第24図m)。ベンチは, 標高2m前後, 3~4mに集中して発達している。椎名付近の岩礁には, 標高2.9~4.2mに石灰質遺骸が付着し, 1255±75yr BP (HR-221)という¹⁴C年代を示す。

都呂以北では, 次第に段丘面の発達が悪くなる(第22図g)。淀ヶ磯でL1面と, 浜堤をともなったL2面がよく残されているが, 標高はそれぞれ,

9.2m, 6.8mと室戸岬に比べて低い（第24図o, p）。岩礁には標高2～3mのベンチ・ノッチがよく発達している。都呂付近の岩礁では、標高2.5～4.0mに石灰質遺骸が付着し、1330±70（HR-304）～1750±60yr BP（HR-311）という¹⁴C年代を示す。淀ヶ磯南の岩礁では、標高3.0mのノッチに付着する石灰質遺骸は、2355±65yr BP（HR-219）の¹⁴C年代を、また、標高1.7mに付着する石灰質遺骸は、1460±55yr BP（HR-222）の¹⁴C年代を示す。淀ヶ磯以北においては、現海水準より高い位置に旧海水準指標は認められない。

3) 室戸半島における完新世地殻変動に関する考察

A. 室戸岬・行当岬における相対的海水準変化と完新世地殻変動

室戸岬や行当岬付近には、調査地域内で最も集中的に旧海水準指標が分布している。それらの分布には、高度の集中帯がみられることから（前奎, 1986）、完新世において、相対的に海水準が安定した時期があったことが推定される。これらの高度分布と¹⁴C年代から、海水準の相対的变化を復元することによって、完新世地殻変動の様式を推定した。

(a) 旧海水準の認定とその¹⁴C年代

室戸岬付近⁴⁾では、L1面、L2面の旧汀線高度は、それぞれ11.0m, 8.0mである。岩石海岸の部分ではL2面の高度に一致する8～9mのベンチ・ノッチが分布している。L1面の高度によって示される旧海水準をレベルIとよぶ。この高さには、石灰質遺骸はこれまで発見されていない。石灰質遺骸群体のうち最も高位に分布するものの上限高度は、標高8.5～9.0mに集中しており、これはL2面の高度に一致する。これらで示される旧海水準をレベルIIとする。これの下位には分布上限高度が6.6～6.7mに集中

する石灰質遺骸群体があり、これで示される旧海水準をレベルIIIとする。さらに、標高6.0m前後、3.5~4.0m、1.0~1.5mに集中する石灰質遺骸群体があり、それぞれの遺骸群体によって示される旧海水準をレベルIV、レベルV、レベルVIとする。

レベルIIにあたる石灰質遺骸群体は、他の群体とは完全に独立した高度帯に分布しているが、レベルIII以下を示す石灰質遺骸群体は、累重し連続的に分布している場合がある。しかし、石灰質遺骸の¹⁴C年代によってそれらを区別することは可能である。例えば、室戸岬東側における特に模式的な旧海水準指標分布地として、小ビシャゴ岩の南側とエボシ岩の南側があげられる（第23図）が、前者の小ビシャゴ岩南では（第25図）、砂岩からなる岩礁にヤッコカンザシの棲管が標高4.6~6.7mにわたり、最大60cmの厚さで付着している。分布高度からみると、この遺骸群体はレベルIIIを示す群体と、レベルIVを示す群体が重なって付着していると推定される。そこで、それぞれの旧海水準に対応する石灰質遺骸を区分するため、この群体をコアドリルで、高度20cmおきに、長さ10cm、直径1インチのコアサンプルを採取した。さらに、このコアサンプルを約3cmごとに表面、中間、内側の3つの部分に分け、表面と内側の部分の¹⁴C年代測定を行った。その結果、第25図のように、群体表面では、¹⁴C年代の隔たりが、標高6.0m前後を境に大きいことが判った。このことから前述のように、これより高位の群体がレベルIII、下位の群体がレベルIVを示すものであると考えられる。なお、レベルIVを示す群体に注目すると、その¹⁴C年代値は内側から表面に向かって若くなるが（第25図）、表面の¹⁴C年代は、高度に従い系統的に変化するような傾向は示さない。このことから、この群体はほぼ一定の海水準に対応して内側から外側へ累重していき形成されたものであると言える。この付近には、レベルII

を示す標高8.1mのベンチ・ノッチ，レベルIVを示す底の標高が5.4mのポットホールがみられる。なお，コアビットの制約で石灰質遺骸群体深部のサンプルが採取できなかつたため，レベルIIIとレベルIVを示す石灰質遺骸群体内部の境界線は確定できなかつた。このため，断面図（第25図）では，境界を推定線として破線で示した。

エボシ岩の南では（第26図），レベルIIとレベルIVを示す石灰質遺骸群体が互いに異なった高度に分離して付着している。レベルIIを示す石灰質遺骸群体の上端と下端でそれぞれ3065±90yr BP（HR-156），3780±60yr BP（HR-204）の¹⁴C年代値を得た。ここでも同様にコアドリルによりサンプルを採取したが，群体が比較的薄かつたため基盤岩まで達するコアを採取することができた。標高6.0mのレベルIVを示す石灰質遺骸の¹⁴C年代値は1160±60（HR-207）～1955±60yr BP（HR-208）であるが，小ビシャゴ岩南の石灰質遺骸と同様，高度によって¹⁴C年代が系統的に変化するような傾向はみられず，内側から表面に向かって若くなる傾向がみられた。このことから標高約4～6mに付着しているレベルIVを示す石灰質遺骸は，ほぼ800年間安定した海水準のもとで成層していき形成された群体といえる。この付近には標高5～6mのレベルIVに対応するベンチ・ポットホールが分布している。レベルVは，標高3～4mのポットホールの側壁面に付着するヤッコカンザシで示され，1030±50yr BP（HR-317）の年代値が得られた。このポットホールはレベルIVを示す石灰質遺骸群体の一部を削り込んで発達することからレベルIVではなく，レベルVを示すものである。

認められた旧海水準の高度と¹⁴C年代をまとめると，レベルIについては，前述のように石灰質遺骸は得られなかつたが，L1面構成層中の木片の¹⁴C年代がほぼ縄文海進最盛期に対応する（中村ほか，1972；金谷，

1978) ことから、段丘形成時期を6000~5000yr BP (井関, 1983), その高度はL1面の汀線アングルの高度から標高11.0mとした。レベルII以下の旧海水準高度と年代については、石灰質遺骸上限高度の平均値とそれらの¹⁴C年代値から、第4表のようにまとめられる。

(b) 相対的海水準変化から推定される完新世地殻変動の様式

室戸岬付近において石灰質遺骸群体の高度と¹⁴C年代の関係を示したものが第27図aである。図中の上向きの小矢印の先端は、¹⁴C年代測定をした試料が属する群体の上限高度を示している。第27図aから、室戸岬では、相対的に、数100年間海水準が安定した後、急激に低下するといった海水準変化が、完新世において繰り返されてきたことがわかる。この海水準の急激な相対的低下は、海面自体の変動によるものではなく、陸域の間欠的隆起、すなわち地震隆起に起因していると考えられる。それぞれのレベルが相対的に急激な低下を示す時期(第27図aの太矢印の位置)に、地震活動(event 6~event 1)があったと推定され、event 6は5000~4000yr BP, event 5は2700~2600yr BP, event 4は2200~2000yr BP, event 3は1100~1000yr BP, event 2は800~700yr BP, event 1は200~yr BPに発生したものと考えられる。なお、第27図aでは、室戸岬における1946年の南海道地震時隆起量(1.0~1.2m)の現在(1988年)の残留隆起量は、吉川ほか(1964)の計算方法で算出すると0.5~0.6mとなるので、この値をグラフ上のほぼ0yr BPのところに表した。

室戸岬と同様に、旧海水準が多く認められた行当岬について、旧海水準指標の分布高度と¹⁴C年代から、旧海水準の相対的变化を推定すると、第27図bのようになる。ここでは、L1面、L2面の高度から、室戸岬で認めたレベルIの高度は11.9m、レベルIIは7.2mと求められる。石灰質遺骸

群体の分布上限高度とベンチ・ノッチの高度の平均値からレベルIIIは6.4m, レベルIVは3.7m, レベルVは3.2mとなる。レベルVIを示す旧海水準指標は見つからなかったが, 標高1.6mのところに着する遺骸は, レベルVに一致する年代を示す(第5表)ことから, レベルVIの高度は, 1.6mより低かった可能性が考えられ, 仮に1.0mとして図中に示した。このように, 行当岬においても, 室戸岬で認定したレベルI~VIそれぞれに対応する旧海水準指標が, 高さを違って存在し, 室戸岬で推定した各eventと時期を同じくして地震隆起があったとして矛盾しない。

第27図のaとbを比較すると, レベルI(室戸岬で11.0m, 行当岬で11.9m. 以下同順), レベルIII(6.6m, 6.4m), レベルV(3.7m, 3.2m)の高度は同程度であるが, レベルII(8.7m, 7.2m)とレベルIV(6.0m, 3.7m)については行当岬の方が1~2m程度低い。また, 各地震の隆起量に注目すると, event 5(2.1m, 0.8m), event 3(2.3m, 0.5m)については室戸岬の方が1~2m程度大きい, event 6(2.3m, 4.7m), event 4(0.6m, 2.7m)については行当岬の方が2~2.5m程度大きくなっており, 各eventにおける隆起量は必ずしも一致しない。以上のことから, 1回の地震に伴う変位量分布は, 北下がりの単純な傾動運動を示すのではなく, それぞれの地震によって異なった隆起パターンをもっていると考えられる。

室戸岬, 行当岬において復元された旧海水準の相対的变化は, 室戸半島が, 完新世において吉川ほか(1964)が述べているような周期約110年, 地震1サイクルの残留隆起量0.25mが累積していく等速的隆起をしてきたのではなく, 周期も隆起量も一定でない不等速的な隆起をしてきたことを示している。本研究で完新世旧海水準の高度分布を手がかりに推定された室戸半島の隆起現象は, 紀伊半島の場合と同様に, プレート陸側斜面のかなり半島に近いところに存在する低角逆断層が活動すること

によって発生するプレート内地震による変動が累積してきたものと解することができる。

B. 室戸半島の地殻変動様式

地形学的旧海水準指標の高度を縦軸に，室戸岬からの経路距離⁵⁾を横軸にとって，各地の資料をグラフに示してみると，第28図のようになる。この図から，海成段丘，ベンチ，ノッチなどの高度が，東海岸では北～北北東，西海岸では北西の方に低くなっていく傾向を読み取ることができる。

石灰質遺骸群体の分布上限と下限高度を，第28図と同じ高度・距離目盛りのグラフに落とした（第29図）。石灰質遺骸の分布上限高度は，東海岸（E）では明瞭に北に向かって低くなっていくが，西海岸（W）ではそのような傾向はみられず，むしろ，大山岬付近では局地的に高まっているように見える。

第28図，第29図に示された旧海水準指標の高度分布からは，旧海水準高度の全体的な分布傾向は読み取れるが，室戸岬で識別された6つのレベルとの対応関係など詳細な議論はできない。室戸半島全体にわたって各レベルの高度分布を復元し，地殻変動様式について考察するため，以下の手順で各データの処理を行った。

①室戸岬を始点にして海岸線を1km⁶⁾ごとにブロックに区切る。これらのブロックに，東海岸の0～1kmはE1というようにブロック番号をつける。

②石灰質遺骸の¹⁴C年代の違いに注目して，室戸岬・行当岬において認められたレベルI～VIに対応するレベルを識別し，その高度を推定する。

③それぞれのブロックにおける各レベルの高度を求めるため，各レベ

ルの石灰質遺骸群体のうち分布高度の高いものを3つ⁷⁾抽出し、それらの高度を平均する。石灰質遺骸群体の数が3つに満たない場合や全くない場合は、ボーリングシエルの生痕上限高度 (BS) , 海成段丘の汀線アングル高度 (T) , ノッチのリトリートポイント高度 (N) , ベンチの平均的高度 (B) の優先順序⁸⁾ で各レベルの高度を求める。

④このようにして得られた各レベルの高度を、それらの地域的変化の傾向を見るため、3つのブロックを単位とし、それを1ブロックごとずらして移動平均⁹⁾する。

以上の方法によって求められた、各レベルの高度を縦軸に、距離を横軸に取ったグラフに示すと、第30図のようになる。この図には、¹⁴C年代測定結果¹⁰⁾ (第5表)も記入した。

第30図で明らかのように、東海岸 (E) では、各レベルとも北に向かって高度を減ずる傾向が認められる。しかし、レベルIIは、ブロックE18~E19付近で、局地的に北側が上がっている。

西海岸 (W) ではレベルI, IIともにブロックW14付近までは、ほぼ水平に近いが、ブロックW15でやや北西側が上がり、それから北西においては急激に高度を減じている。レベルIIIは、データは少ないが、北西に傾斜している傾向は読み取れる。レベルIV, VはブロックW2からW3にかけて急に高度を減じているが、それから北西では緩やかに北西に傾斜する。ただし、ブロックW34以北では、レベルIVは標高6~7mと急激な高度の上昇を示す。レベルVIについては、データが不足しているため分布傾向は議論できない。以上のことから、室戸半島東海岸、西海岸では、各レベルは、局地的な変動を除けば、全体的に北側に向かって高度が低くなり、吉川ほか (1964) や金谷 (1978) が述べた、傾動隆起の傾向は、見かけ上認められると言える。

酒井（1986, 1987）は、空中写真判読や地学的証拠から室戸半島内に南北から北東-南西方向で、東~南東落ちの数多くの活断層が存在することを指摘している。ブロックW34は安田付近にあたるが、ここでは安田川に沿う、北東-南西方向の長さ10数km、比高200~300mの、南東向きの直線状崖、ブロックW14では東川沿いの北東-南西方向の長さ10数kmの直線状谷や鞍部列が、空中写真判読によって認められるので、そこに活断層が存在する可能性があると考えられる。前者の崖の位置には、酒井（1986）も活断層の存在を推定している。このことから、完新世段丘高度の、全体的北傾斜の傾向とは異なる、局地的な北側上がりの高度不連続は、室戸半島内の南東落ちの内陸活断層の変位によるものと考えることができよう。ブロックE18~E19においても、このような北上がりの変位が見られるが、顕著なリニアメントは認められず、活断層の存在は不明確である。しかし、ブロックW14を通るリニアメント（直線状谷）の延長上にブロックE18~E19が位置しており、両海岸ともこの位置において、レベルIIより上位に北上がりの変位が認められることから、ブロックW14からブロックE18~19付近に続く、南東落ちの活断層が存在すると考えられる。このような、室戸半島内に存在する、完新世海成段丘を変位させた活断層が、南海トラフに沿った海域に震源を持つ巨大地震とは別に、単独に活動を繰り返しているとする、その証拠として、隆起側に相対的沈降側とは対比されない海成段丘が形成されるはずであるが、そのような証拠は認められない。このような点に注目すれば、これらの活断層は、1923年に発生した関東大地震に伴って変位した延命寺断層（活断層研究会、1980）のように、沖合いで起こる巨大地震に伴って同時期に活動する断層である可能性が考えられる。

C.各eventにおける隆起パターン

各eventに伴う隆起量の地域的分布を示したものが第31図である。各レベルの高度から1つ下位のレベルの高度を差し引いて、各地震(event)の隆起量を求め、この図を作成した。event 5はデータの数が少ないため、まずレベルIIからレベルIVをさしひいてevent 5とevent 4の合計隆起量を求め、さらにその合計隆起量から、あらかじめ作成しておいたevent 4の等隆起量線図から読み取った値を差し引いて隆起量を求めた。レベルVIの高度は、event 1と昭和南海道地震の残留隆起量が含まれているが、後者の値がほとんどの地域で未知であるため、これらを分離することは不可能である。このため図中には、event1+1946として、両者を合わせた値で表現した。

event 6では、行当岬付近で隆起量が最大となっているので、この震源断層は室戸半島より西側にあると推定される。event 6は他のeventと比べ隆起量が大きいことから、震源との距離が比較的近かったか、もしくは地震の規模が大きかった可能性が考えられる。event 5では、吉良川から淀ヶ磯にかけて北東-南西方向に細長く隆起の極が現れ、そこから離れるにしたがって隆起量が減るといった特徴ある隆起パターンが現れた。これは前述した吉良川付近のブロックW14から入木付近のブロックE18~E19にかけてのびる直線状谷沿いに発達する北東-南西方向で南東落ちの活断層がevent 5に伴って活動したためと考えられる。この活断層に沿う、幅10km程度¹¹⁾の細長い隆起帯以外の地域では、隆起量は半島南東部ほど大きくなる傾向があり、event 5は、室戸岬より東側の海域に震源をもつ沖合い巨大地震であると推定される。event 4の隆起パターンは、event 6のそれに類似しているが、隆起量はどこでも半分程度である。これの震源断層は室戸岬より西側にあり、event 6に比べ地震の規模が小さ

かったか、もしくは震源が室戸岬から遠く隔たっていた可能性がある。event 3では、室戸岬付近の隆起量が最大となっており、北西に向かって隆起量が小さくなるパターンを示す。しかし、大山岬付近では、局地的に大きく隆起している。大山岬から行当岬までデータがなく、等値線のつながり方がつかめないため、大山岬以北にはデータのみ記入した。この局地的隆起は、ブロックW34の安田付近を通る北東—南西方向で南東落ちの活断層が、event 3に伴って、あるいはevent 4とevent 3の間に活動したためと考えられる。event 2は、event 3とほぼ同じ隆起パターンを示し、各地の隆起量も似ている。従って、震源の位置、地震の規模ともevent 3のそれに類似したものであったと考えられる。event 1については、前述したように、室戸岬以外の地区では、昭和南海道地震の残留隆起量との分離がむずかしいため明瞭な隆起パターンがつかめないが、隆起量は小さいので、他のeventに比べ地震の規模が小さかったか、もしくは震源が室戸岬から遠かったものと考えられる。

各eventの隆起パターンは、半島南西部ほど隆起量が大きい場合と、半島南東部の方が大きい場合があるが、いずれの場合も半島南部の方が相対的に隆起量が大きい傾向がある。このように、隆起パターンはそれぞれ異なるものの、半島南部を相対的に大きく隆起させる地震変位が重なった結果、海成段丘などで示される旧海水準の高度が、南部で高く北部で低くなっていると考えられる。すなわち、室戸半島全体の地殻変動は、昭和南海道地震の時にみられた単純な陸側（北側）への傾動隆起が累積しているのではなく、各地震（event 6～event 1）ごとに、それぞれ異なった変動が累積していると言える。また、沖合いで発生する巨大地震に連動して半島内部にある北東—南西方向の陸上活断層が活動し、局所的な異常隆起が生じることもあるらしい。

4) まとめ

室戸半島における完新世地殻変動の様式について以下のようにまとめられる。

従来言われてきたような、地震時の隆起—地震直後の急速な沈降—その後次の地震までの緩慢な沈降といった地震性変動の1サイクルにおける残留隆起量が最大20~30cmといった比較的小さな地震隆起が周期的に累積してきたのではなく、最大数mといった大きな変位 (event 6~event 1) が間欠的に起こってきたといえる。石灰質遺骸の¹⁴C年代値から、各eventの発生時期は、それぞれ、event 6は5000~4000yr BP, event 5は2700~2600yr BP, event 4は2200~2000yr BP, event 3は1100~1000yr BP, event 2は800~700yr BP, event 1は200~yr BPであると推定された。

各eventの隆起パターンは、event 6, event 4は半島南西部ほど隆起量が大きく、event 5, event 3, event 2は半島南東部ほどそれが大きい。event 1についてはデータが少ないため、パターンが明確に現れなかった。このことから、室戸半島では、北側への単純な傾動隆起が累積しているのではなく、各eventによって、それぞれ異なった隆起パターンをもつ変位が累積し、結果として海成段丘などの旧汀線の高度が、南部ほど高く、北部ほど低くなっていると言える。また、局所的な異常隆起が認められる場合があるが、それは沖合いで発生する巨大地震に連動した、室戸半島内部の陸上活断層の活動と関係している可能性がある。

注

注1) ベンチの形成高度については様々な議論があるが、本研究では砂岩ベンチは平均高潮位、泥岩ベンチは中等潮位に形成基準面があると

いう高橋（1975）の見解に従って旧海水準高度を推定する。

注2) 岩の間では波の遡上により、海水準よりかなり高い位置でも生息するものがあるので、細い岩の間に付着しているものは、本研究の対象から外すことにする。

注3) 以下” 段丘” とは” 完新世海成段丘” のことを指す。

注4) 室戸岬から北東へ約2kmの間の海岸。

注5) 室戸岬を始点とした国道55号線の経路距離。

注6) ブロックを数100m単位で区切ると1ブロック内の旧海水準指標資料が少なくなりすぎ、数km単位で区切ると隆起傾向の地域的变化が現れにくくなるため、1kmで区切った。距離は国道55号線の経路距離である。

注7) ヤッコカンザシなどの海岸動物の場合、生息上限高度が海水準を示し、下限高度は一定ではないという性質上、離水後に群集上限部の脱落などが生ずると、見た目上の上限高度は実際の海水準より低い位置をしめすことになる。従って、同じ¹⁴C年代幅にはいる石灰質遺骸ならば高位にあるものほど旧海水準を示す可能性が高いと言えることから、地形条件による生息上限高度の誤差も考慮して高位から3つをデータとして採用した。

注8) 生物的な指標がより精度が高いと見なしてボーリングシェルの生痕上限高度を第1番目とした。ベンチについては、それが形成される高度について様々な議論があるため優先順位を最後とした。海成段丘の汀線アングルとノッチのリトリートポイントは順位がつけにくいですが、岩質に影響を受けやすいと思われるノッチのリトリートポイントを後にした。

注9) 平均値から得られた旧海水準高度は、各ブロックのローカルな影響（地質・地形・波高など）が含まれていると思われ、それを除いて

地殻変動の全体的傾向を見るために移動平均した。

注10) 本地域では他の研究者によってすでいくつか¹⁴C年代が得られており、これらのデータも含めて第4表に示した。ほとんどのデータは本研究の結果に調和しているが、若干調和しないものもある。石灰質遺骸に関しては¹⁴C年代測定実験における前処理の方法、高度の測量方法、試料採取の方法などが著者の方法と異なるため、既存の¹⁴Cデータは各種の考察を行う際には取り上げなかった。

注11) 断層面の傾きやセンスによって活断層の変位が及ぶ範囲は異なるが、San Fernando地震（1971年，California，M=6.4）の事例（池田・米倉，1979）などから、断層から10km程度を活断層による局地的隆起の範囲とみなした。

3. 足摺岬周辺

1) 調査地域の概観

本地域は、標高600~900 m程度の山地が主体をなし、沖積平野は四万十川河口部の中村付近や山間部の窪川付近にわずかに分布するのみである(第32図)。入野、大岐には、海岸砂丘によって内湾が閉じられて形成された狭小な平野が発達している。沿岸部には、幅狭くではあるが、更新世の海成段丘が、連続的に分布している。最も連続性がよい海成段丘面の発達高度は、足摺岬付近で60~90m、四万十川河口付近で30~50m、土佐清水付近で30~50m、入野付近で20~30mとなっており、海溝に近いほど高度が高く、傾動隆起の傾向が認められる。

本地域は、西南日本外帯最南部の四万十帯に位置しており、土佐湾側の海岸部は、始新統~漸新統、山地部では白亜系の四万十層群からなる。岩質は、砂岩、頁岩、及びその互層からなるが、足摺岬付近は花崗岩からなっている。

2) 海岸地形の記載

A. 興津~佐賀

窪川町興津には、幅数mの現成ベンチが発達している。頁岩に形成されたベンチは中等潮位~0.4mの高度に分布しており、砂岩に形成されたベンチはこれより数10cm高い位置に発達している。興津から佐賀までの海岸は、ほとんどが垂直的な海食崖からなっており、顕著なベンチ・ノッチは認められない。佐賀以北には離水ベンチは分布しない。また、興津以北は、須崎まで、現成ベンチもほとんど分布していない(Takahashi, 1974)。

B. 佐賀~四万十川河口

佐賀の佐賀公園下や巖島には、標高0.7~1.1mと2.4~2.9mに、2段の砂岩に形成されたベンチが発達している（第33図a）。土佐白浜駅の北約500mに位置する岩礁には、標高2.2~2.3mにベンチ状平坦面がみられ、その岩礁側面に、標高2.0~2.7mにわたってヤッコカンザシの遺骸群体が付着している（第33図b）。この群体上部の¹⁴C年代は4800±70yr BP（HR-293）であった。

佐賀南部~井の岬にかけては、200m以上の幅をもつ広いベンチが、標高0.5~1.2mに、発達する。砂岩に形成されたベンチは頁岩に形成されたベンチより高く発達している。伊の岬には、標高3.2mに、砂岩に形成されたベンチが発達している。その北側の岩のくぼみには、標高1.1mにヤッコカンザシの遺骸群体が付着している（第33図c）。この群体の¹⁴C年代は1770±60yr BP（HR-292）であった。井の岬から入野にかけての海岸には、中等潮位付近に現成ベンチが発達する。

入野には新旧2列の砂丘があり、その背後には沖積平野が発達する。この沖積平野には標高4~6mの低位段丘が分布しているが、段丘構成層の確認はできなかった（第34図）。入野の南では、田野付近や双海付近などに、標高2.1~2.6mの離水ベンチと、それを取り巻く現成ベンチがわずかに分布している。

C. 四万十川河口~大岐

四万十川河口から下ノ加江川河口にかけては、標高0~0.2mに、幅数10mの頁岩に形成されたベンチが連続的に発達している。このベンチは、発達高度から現成のものと考えられる。下ノ加江川河口南部の久万地~久百々にかけての海岸には、標高1.7~1.8mの砂岩に形成されたベンチと、標高1.1m程度の頁岩に形成されたベンチが分布している。発達高度が平均高高潮位（M.H.W.S.T.）¹⁾を越えていることから、これらは離水ベン

チである可能性が高い。このベンチ上にはヤッコカンザシの遺骸がわずかに付着しているが、 ^{14}C 年代を計測するのに必要な量は採取できなかった。久百々の南には、標高0.3~0.7mの頁岩に形成されたベンチ、標高2.3mの砂岩に形成されたベンチが分布している。

大岐には、入野にも見られたような、砂丘とその背後に分布する沖積平野がやや小規模に発達している。大岐では段丘は認められず、山地基部に沖積錐が分布している。

D.足摺半島

足摺半島先端部のベンチの発達は、花崗岩地域に集中している。

足摺岬北部の赤磐には、標高3.3~3.9mの離水ベンチがみられ、海食崖基部にはノッチが発達している（第33図d）。

足摺岬西部の白山洞門付近には、標高2.1mと3.3~4.0mの2段のベンチが明瞭な海食崖で区分され、発達している（第33図e）。

白山洞門西側の長磐には、標高3.7~4.0mの極めて平坦な、幅数10mのベンチが発達している。ベンチ上にはプール状の窪地や、ノッチが発達している（第33図f）。スポノ口鼻には、標高4.8~5.0mにベンチ・ノッチが分布する。女城鼻には、幅50m以上、標高2.7~4.0mのベンチと、幅5m程度、標高4.7mのベンチが明瞭な海食崖で区分され発達している（第33図g）。これより高位の標高6.5~6.9m、及び9.0~10.5mに平坦面が認められるが、極めて局地的にしか分布していない。また、高位の平坦面は、形状が極めて新鮮であることから、人工的に石を切り出した跡である可能性がある。

足摺半島西端の臼バエには、標高4.5~5.5mのベンチが認められるが、その形状は、節理に制約されて起伏をもっている（第33図h）。

E.長崎~叶崎

土佐清水南部の長崎には、中等潮位付近に形成された幅100m程度の現成の頁岩に形成されたベンチと、幅数10m、標高1.7~2.0mの離水した頁岩に形成されたベンチが認められる（第33図i）。この離水ベンチの形状はきわめて平坦である。

土佐清水の清水港奥には、南海道地震時に隆起したとされる唐船島の隆起ベンチ（沢村，1951）がある。このベンチは、砂岩・頁岩の互層を切って発達しているもので、標高は0.3~0.5m程度である。

足摺港から千尋崎までは幅数10~100mの現成ベンチが分布する。千尋崎西部の見残し海岸には、標高1.9~2.4mに極めて平坦な砂岩に形成されたベンチが発達している（第33図j）。これと同様な形態を持つベンチは、竜串や弁天島などにも分布している。竜串ではこれより低位の標高0.9mに、幅数10mの頁岩に形成されたベンチが発達している。

さらに西方の鳥ノ簀付近には、標高1.8~1.9mの砂岩に形成されたベンチ、2.7~3.1mの頁岩に形成されたベンチが幅狭くではあるが連続的に分布している。また、標高2.2~2.4mにヤッコカンザシやボーリングシェル¹⁴の遺骸が付着しており、この¹⁴C年代は、ヤッコカンザシの遺骸が2730±80yr BP（HR-181）、貝殻は2430±180yr BP（HR-182）であった（第33図k）。鳥ノ簀から叶崎までは標高2~3mの離水ベンチが連続的に分布するが、叶崎より西方には、中等潮位付近に分布する現成ベンチのみが分布する。

3) 足摺岬周辺の完新世地殻変動に関する考察

ベンチの発達高度について、高橋（1975）は、乾湿破壊を主体とする頁岩（泥岩）のベンチは中等潮位付近、表層部の摩耗侵食を主体とする砂岩のベンチは平均高潮位付近に形成されると述べている。高橋（1975）

の研究は、足摺岬周辺と同じ四万十帯に属する、宮崎県日南海岸で行われたもので、この基準に従って、本地域の離水ベンチから旧海水準高度を推定する。足摺岬付近は花崗岩であるが、花崗岩の岩石物性は頁岩より砂岩に近い（地学団体研究会地学事典編集委員会，1970）ことから、花崗岩ベンチは砂岩と同じように、平均高潮位付近²⁾に形成されるものと仮定して考察する。

本地域に分布する旧海水準指標としての生物遺骸は、おもにヤッコカンザシである。ヤッコカンザシの生息上限高度について、茅根・吉川（1986）や茅根ほか（1987）は、棲管密集帯上限高度は、ほぼ中等潮位³⁾にあると述べている。本研究では、採取された試料数が少なく、細い岩溝などに付着していれば、波の遡上によって、分布上限高度は高くなるなど、付着位置の地形条件によっては厳密に中等潮位と認定できない場合があるため、ベンチ高度から推定された旧海水準に対応させ、旧海水準の年代資料として利用するものとする。

第35図は、前述の基準に従って、ベンチの高度から旧海水準を推定し、それらを、足摺岬を基点とした、南海トラフの海溝軸の一般走向に直交（N35°W）する線に投影したものである。

足摺岬付近では、旧海水準は、標高4.6、3.5、1.8m付近に集中して推定され、これらの位置に海面が相対的に安定していた時期があったと考えられる。

鳥ノ簗と下ノ加江では、旧海水準は、標高3.1、1.7、0.8m付近に集中して推定される。標高2.2~2.4mで採取された生物遺骸は、標高3.1mに海面があった時期に形成されたものと考えられ⁴⁾、その時期は、¹⁴C年代から、2400~2700yr BPの間であると推定される。

佐賀付近では、旧海水準が、標高2.3mと1.0m付近に集中して推定される。

標高2.0~2.7mで採取されたヤッコカンザシの遺骸群体は、分布高度から、標高2.3mに海面があった時期に形成されたものと考えられ、その時期は、¹⁴C年代から、4800yr BP前後と推定される。また、標高1.0~1.1mで採取されたヤッコカンザシの遺骸群体は、分布高度から、標高1.0mに海面があった時期に形成されたものと考えられ、その時期は、¹⁴C年代から、1770yr BP前後と推定される。

¹⁴C年代に基づいて、鳥ノ簀・下ノ加江地区と佐賀地区の旧海水準とその年代を比較すると、佐賀地区の標高2.3mの旧海水準は4800y. B.P.を示しているのに対し、鳥ノ簀・下ノ加江地区の標高3.1mの旧海水準は2430~2730yr BPを示している。佐賀の標高2.3mの旧海水準に対比される海水準は、鳥ノ簀・下ノ加江地区においては、標高3.1mより高位に位置しているものと推定されるが、それを示す証拠は残されていない。また、佐賀地区の標高1.0mの旧海水準は1770yr BPを示し、鳥ノ簀・下ノ加江地区の、標高3.1mの旧海水準より若い年代を示すことから、標高3.1mより下位の、標高1.7mの旧海水準に対比されるものと考えられる。

¹⁴C年代から、時期が明らかになった旧海水準を対比した結果、各時期の旧海水準の高度は、足摺岬（海溝）からの距離が遠くなるほど、低くなる傾向が認められる。このような傾動隆起の傾向は、南海道地震時にも認められた（沢村，1951）（第36図）。地震時のこのような隆起傾向が、完新世後期に形成された隆起ベンチの発達高度と相似することから、足摺岬を中心とする地域が隆起してきたのは、南海トラフに沿った土佐湾沖合いで発生する地震、特にプレート内地震に伴った地殻変動に起因していると考えられる。

年代の得られなかった足摺岬地区の旧海水準を、このような傾動隆起の傾向から、他の地区の旧海水準と対比できる。佐賀地区の標高1.0mの

旧海水準は、¹⁴C年代から、鳥ノ簀・下ノ加江地区の標高1.7mの旧海水準に対比される。この旧海水準の傾動率は、南上がり約0.005%であり、これを外挿すれば、足摺岬付近では、この旧海水準は標高2.3mと推定される。足摺岬では、この推定高度に近い旧海水準は、標高1.8mであり、これが上記の旧海水準に対比されると考えられる。また、足摺岬付近での標高4.6mと3.5mの旧海水準は、相対的高度関係から、それぞれ、佐賀地区の標高2.3m、鳥ノ簀・下ノ加江地区の標高3.1mの旧海水準に対比されると考えられる。

¹⁴C年代と相対的高度関係を指標に、それぞれの旧海水準を対比した結果、4つの旧海水準が認定された。それらに、上位からレベルI, II, III, IVと名前をつけ、各地区での高度を第6表にまとめ、第35図に記号で示した。

ベンチなどの波食地形が形成されるには、ある程度長期的な海水準の安定が必要と考えられる。本地域でみられるように、ベンチの発達高度に、段階的な集中帯が認められるような場合は、海水準が、安定と急激な相対的低下を繰り返してきたと考えられる。海水準の急激な相対的低下の原因として、本地域においては、前述したように、地震隆起の可能性が極めて高い。

急激な相対的低下のそれぞれが、独立した地震隆起に対応するものと考えれば、前述の4段のベンチの高度集中帯（レベルI～IV）のそれぞれの高度差は、それを引き起こした地震（event 4～event 1）の地震隆起量を示している。レベルIからレベルIIに海水準を相対的に低下させた地震をevent 4、レベルIIからレベルIIIに海水準を相対的に低下させた地震をevent 3、レベルIIIからレベルIVに海水準を相対的に低下させた地震をevent 2、レベルIVから現海水準⁵⁾に相対的に低下させた地震をevent 1と

して、第7表に各地区での地震隆起量をまとめた。

これらのeventは、南海道地震と同様、足摺岬付近のみならず、周辺諸地域にも地殻変動を引き起こしているはずである。室戸半島に分布する隆起ベンチ、完新世海成段丘、石灰質遺骸などの分布高度及び ^{14}C 年代から、完新世後期において、同地域では、event 6~1の6回の地震隆起があったことがわかった。土佐湾をはさんで東側に位置する室戸半島を隆起させた地震と足摺岬付近を隆起させた地震との対応関係を、 ^{14}C 年代と隆起パターンに注目して検討してみる。室戸でのevent 6 (5000~4000yr BP), event 4 (2200~2000yr BP)は、室戸半島の西海岸でより大きな隆起を引き起こしたことから、震源は室戸半島西方海域にあると推定される。これらの地震によって、足摺岬周辺も隆起した可能性が考えられる。年代的にみると、これらは、足摺でのevent 4, event 3にそれぞれ相当する可能性が高い。足摺地域における他のeventについては、 ^{14}C 年代に関する資料が不足しており、現段階では室戸半島の地震隆起と明確に対比することはできない。

足摺のevent 4 (室戸のevent 6) , 足摺のevent 3 (室戸のevent 4) の隆起パターン (第37図) から、これらの地震の震源は、海溝より陸側の土佐湾内にあるものと推定される。地震の発生場所から考えると、海溝側に突出した半島部を隆起させてきた地震は、プレート境界で発生するプレート間ではなく、プレート陸側斜面上の活断層の活動によって発生するプレート内地震 (島崎, 1980) である可能性が考えられる。

4) まとめ

高知県南西部の足摺岬を中心とする地域に分布する海岸地形、及び石灰質遺骸の ^{14}C 年代から、完新世後期の地震性地殻変動について考察し

た結果、以下のような結果が得られた。

①離水ベンチの分布は佐賀以南、叶崎以東に限られており、それらの発達高度には、海溝から離れるに従って低くなる傾動的隆起傾向が認められる。

②離水ベンチの垂直的分布には、4段の高度集中帯が認められ、これらの高度から旧海水準（レベルI～IV）が認定された。

③旧海水準を間欠的に変化させた原因として、4800yr BP以降、event 4～1の4つの地震隆起が考えられる。

④各eventの中で、event 4、event 3は、発生時期、隆起パターンの傾向から、室戸半島を隆起させた地震のうちevent 6、event 4に、それぞれ対比されるものと推定される。

注

注1) 土佐清水港の平均高高潮位 (M.H.W.S.T.) は0.8m程度である。

注2) 茅根・吉川 (1986) は、ヤッコカンザシの密集帯上限高度は、中等潮位+10±10cmの範囲にあるとしている。

注3) 土佐清水港の平均高潮位 (M.H.W.L.) は、0.5m程度である。

注4) ここでは、ノッチ状のくぼみに付着しているため、ヤッコカンザシの生息上限高度は中等潮位より高位には生息しないが、中等潮位より低位には生息する可能性は考えられる。よって、この遺骸の分布上限高度は、標高2.4mであるが、下位の標高1.6mの海水準に対応して形成されたと考えるより、標高3.1mの海水準に対応して形成されたものと判断した。

注5) 実際には、レベルIVから南海道地震に伴う残留隆起量を差し引いた値が、event 1の隆起量となる。

4. 宮崎平野

1) 調査地域の地形・地質概観

宮崎平野は、西南日本外帯の四万十帯に位置する。平野の北西側を九州山地に、南側を鰐塚山地に接し、東は日向灘に臨む。九州山地と鰐塚山地の大部分は、白亜紀～前期中新世の四万十層群から構成される。平野北方の尾鈴山塊は、中期中新世の尾鈴山酸性岩類よりなる。宮崎平野には新旧の海成段丘が発達し、第四系の段丘堆積物の基盤は、主として後期中新世～鮮新世の浅海性砂泥互層の宮崎層群である（首藤，1952）。

2) 完新世地形面の区分と特徴

A. 地形面区分

完新世段丘が模式的に発達する一ツ瀬川河口北方の富田浜から、宮崎平野の南方に位置する青島までの間の海岸地域について（第38図），現地調査および空中写真の判読を行った結果，調査地域の完新世の段丘面は，その分布高度と連続性から4段に大別でき，それぞれの段丘面は比高数mの段丘崖によって隔てられていることがわかった。4つの段丘面は，一ツ瀬川河口右岸の佐土原町下田島付近に模式的に発達していることから，これらを高位より下田島I面，下田島II面，下田島III面，下田島IV面と呼ぶことにする（第39図）。また，段丘面上には，第39図に示すように砂堤（浜堤），砂丘，堤間低地，旧潟湖，旧河道，氾濫原，自然堤防などの様々な微地形が発達しており，これらを詳細に分類することが，地形発達史を明らかにする上で重要な鍵になると考えられる。

B. 完新世地形面とその構成層の特徴

(a) 下田島I面

下田島I面は，調査地域北端の新富町富田浜から一ツ葉海岸，および宮

崎平野南方の青島付近にほぼ連続的に分布する（第39図）。一ツ葉海岸の下田島I面上には、6列の細長い砂堤列とその陸側の幅広い旧潟湖などの微地形が分布する。砂堤の発達がよく、その数は下位の面に比べ多い。砂堤の頂部は海拔10～15mに達し、旧潟湖からの比高は最大5m、長さ9km以下、幅300m以下で、現海岸線に平行しNNE-SSW方向へ伸長している。砂堤の一部は、それと交差する河成面によってたち切られていることがある。また、最も海側の砂堤は海食により半分ほど削ぎとられている（第40図）。

旧潟湖は、幅2.5km以下で平坦な低地である。旧潟湖の規模は下位の面に比べて極めて大きい。この旧潟湖底は背後の丘陵の開析谷の谷底に連続する。石崎川流域では、旧潟湖の中に、後からの埋積を免れた2～3列の砂堤の断片が認められる（第39図、第40図）。これらは、旧潟湖の海側に発達する多数の砂堤列が形成される以前に存在し、海岸線が前進し潟湖の中にとり残されたと考えられる。

宮崎平野の南に位置する青島付近には、3～4面の完新世段丘面が分布し、この内、最高位の面には、一ツ葉海岸の下田島I面と同様に砂堤と旧潟湖が発達する。後で述べる¹⁴C年代測定の結果から、この面も下田島I面に対比される。

下田島I面の河成面は、大淀川や一ツ瀬川に沿って分布している（第39図）。海成面に載る砂堤との区別は形態的に容易であるが、旧潟湖との境界には崖などはなく一連の地形面として認識される。下田島I面の河成面は、下位の段丘に比べ、自然堤防があまり発達せず比較的平坦である。構成物は砂や円礫などの粗粒なものを主体とする（第42図、Loc.24, 25）。

以下に、下田島I面とそれを覆う堆積物の特徴を述べる。

・石崎川沿い

一ツ葉海岸に河口をもつ石崎川の流域では、河川改修が大規模に行なわれ、その両岸に下田島I面の構成層を連続的に観察できた（第41図）。

石崎川の連続露頭のうち、最も上流側の佐土原町浮橋付近（第41図；第42図のLoc.1～8）は、旧潟湖の比較的内陸側に位置する。ここでは、河床から海拔4mまで厚さ2m以上の層理のない青灰色シルト質中粒砂からなっている。この砂層中には、多量の貝類の化石（第8表）のほか、カニ類（ヤマトオサガニ *Macrophthalmus japonicus*）の化石、ゴカイ類の糞と考えられる団子状の砂の塊が連なる生痕、植物遺体が含まれている。特に、貝化石は保存がよく、二枚貝では砂層最上部に掃き溜められているものをのぞくと二枚揃って産出することが多いことから、これらの貝化石は堆積後あまり移動していないと考えられる。

さらに、この海成層を覆って厚さ2m以下の淡桃灰色ガラス質火山灰層が見られる。この火山灰層は、斜交層理をよく発達させることから水中堆積と考えられる。本火山灰は、バブル型火山ガラス片を主体とし、ガラス片の一部は褐色に着色されている。この火山ガラスの屈折率のモードは1.509-1.515である。また、重鉱物には単斜輝石と斜方輝石が含まれている。これらの特徴から、本火山灰は鬼界カルデラ火山起源のアカホヤ火山灰（K-Ah）（町田・新井，1978）に対比される。周辺で認められる風成のアカホヤ火山灰層の厚さは50～30cmであるのに比べ本Loc.の火山灰層はきわめて厚いことやその層相から、アカホヤ火山灰の水中二次堆積物と考えられる。その中には、しばしばアラカシ *Quercus glauca* の葉・幹・種子など多量の植物遺体が葉理にそって含まれていたり、それらの印象化石が認められる。アカホヤ火山灰の降灰は陸上の植生に大きなダメージを与えたことは十分考えられる。これらの植物遺体は、降灰により枯死した植物がアカホヤ火山灰とともに流水などにより、海に流

れ込んだものと推定される。

アカホヤ火山灰は、さらに厚さ3m以下の砂層またはシルト質砂層に覆われる。この砂層には、しばしば葉理が発達し、直径20mm以下のパイプ状の生痕が多く認められることから、海成層と推定される。この海成砂層の上位には、葉理を伴うシルト質砂層がある。この地層は最大2mの深さで下位の海成層やアカホヤ火山灰層を削っている。削り込んだ谷を埋めた部分には、多量の大型植物遺体や下位の地層を取り込んだとみられる未固結シルト・粗砂のブロックが多量に含まれている。陸側からの泥流などの急激な侵食・堆積を伴う流れによる堆積物と判断される。この地層の上部は、直径20mmのサンドパイプ状の生痕が数多く認められ、海成層と考えられる。この海成層の上限高度は海拔7.0～7.5mであった。この上位は、さらに厚さ1～3mでイネ科の植物遺体を含む泥炭質シルト・砂層からなり、潟湖や干潟が沼沢地化したことを示している。

浮橋より下流の佐土原町岩瀬橋（第42図のLoc.12～14）付近も旧潟湖に位置しているが、浮橋付近より海側で砂堤群に近い所にある。そこでは背後に基盤の宮崎層群の丘陵が迫り、それを削って形成された海拔3.7mと6.7mの2段のベンチが埋没している。両ベンチともその表面に直径30～5mmの穿孔貝の巣穴が見られるが、特に下位のベンチには、蜂の巣状に密集している。一方、上位のベンチは、あまり巣穴を持たず、旧潟湖をつくる厚さ2mのアカホヤ火山灰混じりの泥炭質砂層に覆われている。この泥炭質砂層は多数のサンドパイプ状の生痕を伴うので、海成層と考えられる。海成層の上限高度は海拔8.5mで、その上は腐植混じりのシルト層が薄く覆う。

石崎川下流の佐土原町片瀬原（第42図のLoc.15a,15b,16；第40図のB-B'断面、第41図のY-Y'断面）は、砂堤群の中に位置し、ここでは砂

堤の構成層を見ることができる。Loc.15aでは、アカホヤ火山灰直下の海拔2.8mに、宮崎層群（泥岩）の基盤が削られて埋没ベンチが形成されている。その表面に穿たれた巣穴のなかにニオガイモドキ *Zirfaea subconstricta* ・カモメガイ *Pholadidea kamakurensis* ・シラトリガイモドキ *Heteromacoma irus* などの穿孔貝の化石が多数認められたほか、フジツボ *Balanus* sp. も見られた。この基盤を厚さ0.5m以上の砂層が覆っている。同じ露頭の北の部分のLoc.15bでは、下位より、厚さ2m以上のシルト質砂層、厚さ1mのアカホヤ火山灰混じりの砂層、厚さ2.5mの葉理のある砂層がみられる。この3枚の砂層にはいずれも多量で種類の豊富な貝化石が含まれている（第8表）。さらに、この貝化石を多く含む砂層は、厚さ2m以上の淘汰の良い風成砂層に覆われている。Loc.15bの下流にあるLoc.16では、砂層から、貝殻が2枚そろった熱帯種タイワンシラトリガイ *Tellinimactora edentula* が大量に産出した。さらにその砂層の上部にはカニ類によると考えられる直径30mm以下の巣穴が密集している。

・鬼付女川下流

一ツ瀬川河口左岸、鬼付女川下流の新富町三納代江口橋（第42図のLoc.18,19；第40図のA-A'断面）では、小さな谷が閉塞された内湾の堆積物が見られる。Loc.18では、河床から、厚さ0.8m以上のシルト質細砂層と3.1mのシルト層が認められる。シルト層は多数の貝化石を含んでおり（第8表）、その上限高度は海拔4.0mであった。このシルト層は、さらに、厚さ1.2mの葉理の著しく発達したアカホヤ火山灰の二次堆積層に覆われる。この火山灰層の上位は、海拔5.9mの表土直下まで厚さ0.7mの砂層となっている。この砂層はサンドパイプ状の生痕を多く含むことから、海成層と推定される。その対岸のLoc.19では、アカホヤ火山灰下の海拔3.8mに穿孔貝による直径約20mmの巣穴を穿たれた埋没ベンチが認めら

れた。

・青島周辺

宮崎平野の南端，日南海岸入り口の青島東方の下田島I面は，一列の砂州と背後の小さな旧潟湖とからなっている．宮崎市萩原の旧潟湖の Loc.22（第42図，第40図のD-D断面）では，穿孔貝の巢穴のある基盤岩（宮崎層群の砂岩）のベンチを覆って泥炭質シルトが厚さ約2m堆積している．ベンチの巢穴の中に詰まった未固結のシルトには，イシマテ *Leiosolenus lima*の印象が残されていた．このベンチの旧汀線付近の高度は，海拔8.3mである．Loc.22の南方，宮崎市五庵園のLoc.23（第42図）では，海拔4m付近に厚さ2mの石灰質粗粒砂層に覆われた埋没ベンチと，海拔6.9～8.5mに穿孔貝の巢穴が多数ある埋没ベンチがそれぞれ確認された（第40図のE-E'断面）．

(b) 下田島II面

下田島II面上には，砂堤と堤間低地，旧潟湖などの微地形がみられ，またこれに連続する河成面も発達する．個々の砂堤の規模は下田島I面と同規模であるが，列の数は多いところで4～5列である．砂堤はしばしば円弧状に侵食されている．これは，堤間低地に沿って流れた小河川の側方侵食によるものと考えられる．旧潟湖の発達は下田島I面と比べてあまり良くない．大淀川右岸の宮崎市赤江付近，大淀川左岸などでは，下田島II面上に分布する砂堤の背後に，下田島III面と地形的に連続する旧潟湖が広く分布している（第39図）．このことから，潟湖の一部は下田島III面構成層の堆積期まで存在していたと見られる．

石崎川の佐土原町熊牟田（第43図のLoc.26）では，砂堤の構成層が見られる．砂堤の下部には葉理の発達した淘汰の良い砂層があり，極めて

淘汰の良好な無層理の砂丘砂に薄く覆われている。砂丘砂の表層20～30cmは土壌化している。

大淀川河口北の宮崎市村角町（第43図のLoc.27）や青島西方の堤間低地でハンドオーガーとピートサンプラーによって掘削調査を行なったところ、海拔4m付近に泥炭やシルトに覆われた青灰色の淘汰の良い砂（おそらく海成砂）が認められた。

また、青島の最高面、青島神社と亜熱帯樹林のある海拔5.7mの面は、分布高度から下田島Ⅱ面に対比されるが、厚さ1m以上の貝殻混じりの砂層に覆われている。この貝殻は円磨されている上に、二枚貝では対になっているものはほとんどないことから、二次堆積したものと考えられる。

(c) 下田島Ⅲ面

下田島Ⅲ面上には砂丘および河成面が良く発達している。砂堤は内陸側にわずかに分布し、海側には高さ25m以上の砂丘列が発達する。一ツ瀬川河口右岸佐土原町大炊田の砂堤を切る露頭では、サンドパイプ状生痕を含む厚さ1m以上の海成砂がみられ、その上を砂丘砂と推定される厚さ2m以上の淘汰の良い砂が被覆している。宮崎市山崎町（第43図のLoc.28）の旧潟湖でハンドオーガーによる掘削調査を行なったところ、上位より風成砂・泥炭・シルトがあり、海拔0.5mの位置から貝殻混じりの海成砂が得られた。青島の北、加江田川左岸宮崎市島山（第43図のLoc.30）では、海拔1mにパイプ状生痕を含むシルト質細砂層が見られた。青島付近では、海拔1～3m付近にベンチが存在している。

河成面は自然堤防を良く残している。大淀川河口左岸の宮崎市新城町新別府川の河川改修工事現場（第43図のLoc.29）では、上位よりフラッドローム、木片混じりで葉理が発達する円礫層からなる旧河道堆積物が

認められた。

(d) 下田島IV面

下田島IV面上には、下田島III面と同様に砂丘と河成面が良く発達している(第39図)。砂丘は現在も成長中であり、その下には砂堤が埋没していると考えられる。

青島から日南海岸に発達する通称”鬼の洗濯板”と呼ばれる幅広いベンチは、最も高いところで海拔1.0m付近に位置している。木野(1957)はこれを隆起海食台と考えたが、高橋(1975)は宮崎層群の砂泥互層の差別侵食により風化に強い砂岩が高潮位付近を基準面として形成した現成のベンチと考えている。筆者らの調査でも、このベンチはランパートを除いて高潮位時には水没し、またベンチ上にはニオガイモドキ *Zirfaea subconstricta* などの穿孔貝が現在も生息していることから、離水ベンチではなく現成のベンチである可能性が高い。

また、一ツ瀬川や大淀川、清滝川の下流部沿いでは、下田島IV面の河成面上に、旧河道・自然堤防などが明瞭に残されている。

3) 下田島I面構成層にみられる貝化石

A. 貝化石の特徴

下田島I面を構成する地層には、先に述べたように貝化石が各地点でかなり頻繁に含まれており、それらから本層の堆積環境の一端を解明することができた。特に、石崎川中流の佐土原町浮橋(Loc.3,第42図)、下流の佐土原町片瀬原(Loc.15b,第42図)、鬼付女川下流の新富町三納代江口橋(Loc.18,第42図)では、保存の良い貝化石を豊富に産出し、その群集解析を行った。分析試料は、浮橋と三納代江口橋で2層準、片瀬

原では80-30cmの間隔で8層準から採取した。現地では産状・層相の観察を行い、採取した試料については室内で自然乾燥後、16メッシュ（1mm）の篩で水洗し、残った粗粒の試料に含まれる貝殻を同定し、計数処理をした。これまでに同定した貝化石は、二枚貝類61種、巻貝類44種、角貝類1種の合計106種である（第8表）。これらの貝類は内湾から沿岸の砂泥底に生息する種が圧倒的に優勢で、岩礁性種がわずかに含まれる。3地点の各層準にみられる主要種の生態的特徴とその産状から、干潟群集、内湾砂底群集、内湾泥底群集、沿岸砂底群集、藻場群集および岩礁群集の6つの貝類群集を識別することができた。

(a) 干潟群集

本群集は湾奥部の干潟に生息するハイガイ、マガキを主体に、ウネナシトマヤガイ、オキシジミ、イボウミニナ、カワアイなどの種から構成される。調査地域では石崎川中流の浮橋のLoc.3のアカホヤ火山灰層の下位の砂層から採取したの試料 $\alpha \cdot \beta$ （第42図）でこの群集が認められる。南関東で明らかになっていた種構成（松島，1984）とはかなり違った内容となっている（第8表）。すなわち、ハイガイ、オキシジミ、イボウミニナ、ヘナタリが特徴種となり、南関東では主要構成種であるマガキは僅かに随伴する程度となる。また、南関東ではほとんど目立たなかったイチョウシラトリがヒメシラトリに代わって多産する。そしてウネナシトマヤガイが全く見られない。このように南関東での群集と種構成において差異が認められるのは、本地域の底質が広く砂質であること、三河湾以南では、マガキによるカキ礁の形成がほとんど見られなくなりハイガイがより優勢となること（松島，1984）に対応していると考えられる。

なお、鬼付女川下流の江口橋のLoc.18（第42図）のアカホヤ火山灰層の下位のシルト層中の試料 $\alpha \cdot \beta$ では、神奈川県三浦半島の小規模溺れ谷で干潟群集に随伴して認められるカモノアシガキ（松島,1984）が、ウラカガミやイヨスタレなどを主体とする内湾泥底群集に伴って産出する（第8表）。

(b) 内湾砂底群集

本群集は、ハマグリ、カガミガイ、シオフキ、マテガイを主体にシオヤガイ、イボキサゴ、アサリなどの種で構成される。浮橋付近（Loc.3の試料 $\alpha \cdot \beta$ ）は前述のようにかなり分級度のよい細砂からなり、本群集にとって最適な環境となっていたらしい。特に、ここではシオヤガイがハマグリと共に優占種となって群集を構成し、さらにハイガイ、オキシジミ、イボウミニナなどの干潟群集構成種がそれに混合して見られる。

(c) 内湾泥底群集

本群集は、泥質底の発達する内湾湾中央部に生息する、ウラカガミ、イヨスタレを主体に、アカガイ、トリガイ、シズクガイなどの種で構成される。調査地域では広く砂質底が発達するためか、わずかに鬼付女川江口橋のLoc.18のアカホヤ火山灰下位のシルト層中の試料 $\alpha \cdot \beta$ でこの群集が認められるにすぎない。しかも、ここではアカガイ、トリガイなどの大型の二枚貝が見られず、サナギモツボ、カゴメモツボ、マメウラシマ、カミスジカイコガイダマシなどの微小な巻貝を伴う。さらに、前述のように干潟群集構成種のカモノアシガキが随伴するという特徴を示す。また、タマツボ、マキミゾスズメツボ、シマハマツボなどの藻場群集構成種も認められる。

(d) 沿岸砂底群集

本群集は、ベンケイガイ、サトウガイ、チョウセンハマグリ、ワスレガイ、キサゴ、サギガイなどの外洋水の影響を受ける沿岸の潮間帯下部から上部浅海帯の砂底に生息する種で構成される。この群集は石崎川下流の片瀬原では、アカホヤ火山灰層の下位の海成砂層最上部と同火山灰層の上位の砂層中の試料 $\gamma - \theta$ (Loc.15b,第42図)や周辺 (Loc.16) に広く見られ、調査地域を代表する貝類群集となっている。注目すべき点は、この群集の構成種であるサギガイに置き替って、現在台湾以南にしか生息しない熱帯種である台湾シラトリガイが主要構成種となっていることである。

(e) 藻場群集

本群集は、小規模な溺れ谷になっている内湾の湾中央から湾奥の泥底に繁茂するアマモ類の葉上に生息する小型巻貝であるチグサガイ、マキミゾスズメツボ、シマハマツボなどで構成される。調査地域では、鬼付女川下流の江口橋Loc.18のシルト層中の試料 α でこの群集構成種が僅かに認められた。

(f) 岩礁群集

本調査地域の多くのLoc.で確認できた群集である。ここでは、石崎川下流の片瀬原 (Loc.15b) で明らかになった内容を取り上げる。この地点では砂層に覆われた埋没ベンチの泥岩に穿孔するニオガイモドキ、カモメガイ、シオツガイ、シラトリガイモドキなどの種より構成される。これらの種は、主にアカホヤ火山灰層の下位の砂層下部の試料 $\alpha \cdot \beta$ と同

火山灰層の上位の砂層の上部からの試料 θ より得られる。試料 $\alpha \cdot \beta$ では、産状は現地性で、貝殻が埋没波食台の泥岩に穿孔した巢穴の中に見られる。試料 θ では沿岸砂底群集構成種に混じり異地性を示す。

B.各産出地点における貝類群集の変遷

以上が下田島I面構成層から得られた6貝類化石群集である。各産出地点ごとにこれら貝類群集の変遷をまとめる。

石崎川中流の浮橋のLoc.3付近では、アカホヤ火山灰層の下位の砂層中から、干潟群集構成種と内湾砂底群集構成種が豊富に産出する。石崎川下流の片瀬原のLoc.15bでは、アカホヤ火山灰層の下位の砂層基底のベンチから現地性の岩礁性貝類群集構成種が得られている。このベンチの上位に対比される、アカホヤ火山灰層の下位の砂層最上部と同火山灰層の上位の砂層より上部には、岩礁性貝類群集に置き替って、沿岸砂底群集構成種が出現するようになる。

鬼付女川江口橋のLoc.18では、アカホヤ火山灰層の下位の泥質堆積物中から内湾泥底群集構成種、それに伴って干潟群集であるカモノアシガキと藻場群集構成種が産出する。

以上のような貝類化石群集の変遷に関する資料は、堆積環境を知ることができるという点において、地形発達史を解明するために不可欠な資料であると考えられる。このことに関する議論はE節で詳しく述べることにする。

4) ^{14}C 年代測定値と各地形面および構成層の形成年代

A.下田島I面

下田島I面の構成層からは多くの ^{14}C 年代測定値を得ている（第42図、

第9表)。なお、本研究で使用した広島大学の年代値 (HR-) の誤差の範囲は、 $\pm 1\sigma$ で表されているが (藤原ほか, 1989), 学習院大学 (GaK-) のそれは $\pm 2\sigma$ である。年代値の精度を統一するため、広島大学の年代値の誤差の範囲は、表記の誤差のほぼ2倍と考へて地形発達などの考察を行うことにする。また貝殻については、殻が二枚そろった現地性の堆積を示す試料のみを年代測定の対象とした。

アカホヤ火山灰層の下位の海成層の年代値は、いずれも貝殻から得ており、石崎川流域のLoc.3の試料6で $7480 \pm 80 \text{yrBP}$ (HR-294), Loc.15bで $8980 \pm 130 \text{yrBP}$ (GaK-12854), Loc.16で $6900 \pm 140 \text{yrBP}$ (GaK-12853), 鬼付女川のLoc.18で $6190 \pm 130 \text{yrBP}$ (HR-298) とかなりばらつきがある。Loc.15bの年代値 (GaK-12854) は、後述するアカホヤ火山灰層の下位の地層年代としてはやや古いように思われる。

アカホヤ火山灰層の年代測定値は、Loc.3では試料4の木片から $6270 \pm 80 \text{yrBP}$ (HR-349), 試料5の木片から $6480 \pm 90 \text{yrBP}$ (HR-348) を得た。これらの値は、町田・新井 (1978) による同火山灰の噴出年代約 6300yrBP とほぼ一致している。一方、Loc.15bのアカホヤ火山灰層とほぼ同じレベルにあり、同火山灰層を載せていないベンチ上に分布する (Loc.15a) 穿孔貝の貝殻から $6145 \pm 125 \text{yrBP}$ (HR-139) という年代値を得た。以上の ^{14}C 年代値から、本地域におけるアカホヤ火山灰層の堆積年代を、町田・新井 (1978) が述べたように、 6300yrBP 前後と考へても年代的に矛盾はない。

アカホヤ火山灰層の上位の海成層の年代測定値は、Loc.8 (試料3) の泥炭から $5850 \pm 90 \text{yrBP}$ (HR-146) が得られていて、アカホヤ火山灰層堆積時期と年代的に矛盾しない。さらに、その上位の削り込みを伴う最上部の海成層の測定値は、Loc.3 (試料3) の木片から $6390 \pm 100 \text{yrBP}$ (

HR-350) , Loc.8 の試料2木片から5800±130yrBP (GaK-12849) ,
Loc.12の木片から5060±110yrBP (GaK-12851) が得られた。Loc.3 (試
料3) の年代値は、誤差の範囲内ではアカホヤ火山灰層の堆積年代と年
代的矛盾はないものの、同火山灰層の上位の地層としてはやや古いよう
に思われる。Loc.3では本海成層が下位のアカホヤ火山灰層を著しく削り
込んでいることから、試料3の木片はアカホヤ火山灰層準の木片の再堆
積である可能性も考えられる。また、Loc.8の試料2と試料3の年代値はほ
ぼ同じであるが、これは試料2の木片が試料3の再堆積か、または、両者
の地層の間の削り込みにはあまり時間間隙がないことを示していると推
定される。以上の様な年代測定値から、下田島I面構成層の内、最も上位
にある海成層は、6300yrBP以降に堆積が始まり、少なくとも5000yrBP頃
までは堆積が継続中であつたと考えられる。

砂堤背後の旧潟湖では、この海成層を覆う湿地堆積物の下部の泥炭か
ら、Loc.3の試料1で4690+80,-70yrBP (HR-353) , Loc.7で5830±
140yrBP (GaK-12848) , Loc.8の試料1で4570+70,-65yrBP (HR-147) ,
Loc.20の試料3 で4810+160,-155yrBP (HR-143) という年代測定値を
得た。5830±140yrBPという年代値は、他の湿地堆積物の年代値に比べ
1000年程度古い。これは、砂堤もしくは砂丘の成長などによって、離水
の時期が他の場所より早かつたか、もしくは試料採取の際に何らかのコン
タミネーションがあつたなどの原因が考えられる。下位の海成層の年
代値のうち、最も新しいものは5000yrBP頃を示すことから、潟湖の湿地
化は4800yrBP頃には始まっていたと考えられ、海退の開始時期は、5000
~4800yrBPとすることができる。さらに、Loc.20の試料1の湿地堆積物の
中部から3955±75yrBP (HR-144) と上部から2885±100yrBP (HR-145)
という測定値を得ていることから、湿地は少なくとも2800yrBP頃まで存

在していたと考えられる。青島東方のLoc.22のベンチを覆う泥炭から6090±130yrBP (GaK-12847), 5310+140,-135yrBP (HR-141) という年代値を得た。¹⁴C年代から、本湿地堆積物は石崎川の最上部海成層を覆う湿地堆積物に対比される。また、このベンチはアカホヤ火山灰層や海成層に覆われておらず、湿地堆積物に直接覆われていることから、石崎川の最上部の海成層堆積期とほぼ時期を同じくして形成されたと推定される。

砂堤を薄く覆う砂丘砂層についての年代値は得られていないが、最も内陸の砂丘（下田島I面上の砂堤）に分布する最古の遺跡が縄文中・後期の平原遺跡であることから（鈴木,1973）、下田島I面上に発達する砂堤やそれを覆う砂丘はおよそ3000yrBPには成長を停止していたと推定される。

B.下田島II・III・IV面

これらの地形面に関する¹⁴C年代測定値は極めて少ない（第43図、第9表）。

下田島II面上の堤間低地が分布するLoc.27（第43図）では、海成と考えられる砂層を覆う泥炭が3000±70yrBP (HR-347)であった。これは、海側に砂堤や砂丘が成長し、潟湖が湿地化し始めた時期、すなわち下田島II面の形成末期に再び海退が始まった時代と解釈できる。第二砂丘

（本稿の下田島II面上の砂堤）上に分布する最古の遺跡は、縄文晩期の石神遺跡とされている（鈴木, 1973）。このことは、3000yrBP頃には下田島II面上に発達する砂堤の成長が停止していたことを示すものと考えられ、Loc.27から得られた砂堤による潟湖の湿地化開始期に関する¹⁴C年代値と矛盾しない。以上から、下田島II面は、下田島I面が離水し始めた

5000-4800yrBP以降に形成され始め、約3000年前に離水して段丘化したと考えられる。

下田島III面上の旧潟湖が分布するLoc.28（第43図）の海成砂層の上位の泥炭質シルト層下部から、 1580 ± 150 yrBP（HR-346）という ^{14}C 年代測定値を得た。これは、下田島III面上に発達する潟湖が湿地化し始めた年代とみなすことができる。また、下田島III面の砂丘上からは古墳時代の番所遺跡が発見されている（鈴木、1973）。これらから、下田島III面は1600yrBP頃には離水し始めていたと推定される。

下田島IV面に関する年代測定値は得られていない。現段階では、下田島IV面の形成開始期は、下田島III面離水以後、すなわち古墳時代の約1600年前以後と考え、地形発達などに関する議論を進めていくことにする。

5) 海水準変動と地形発達史

地形分類、構成層、貝類化石、 ^{14}C 年代値などに関する資料をもとに、宮崎平野南部の完新世地形発達史を考察する。

A.5000yrBP以前（下田島I面構成層堆積期）

アカホヤ火山灰層下位の海成層は、 ^{14}C 年代値から少なくとも9000yrBP頃から堆積し始めたと考えられる。石崎川流域の浮橋付近では、アカホヤ火山灰層の下位の砂層の試料 $\alpha \cdot \beta$ から、ゴカイの生痕やヤマトオサガニの化石とともに干潟群集構成種と内湾砂底群集構成種の貝化石が豊富に産出することから、砂底の干潟が広く発達していたと推定される（第44図-I）。この干潟の存在は、その海側、湾口に砂州がすでに出来上がっていて、湾内（古石崎湾）に直接外洋の影響がなかったこと

を示している。また、この時の海水準は、4~5m位であったと推定される（第45図）。

石崎川下流の片瀬原のLoc.15bでは、アカホヤ火山灰層の下位の砂層基底のベンチから現地性と考えられる岩礁性貝類群集構成種が得られていることや、この地点は当時干潟であったLoc.3よりも沖合の位置にあたることから、早くから外洋水の影響を受ける環境にあったと推定される。また、Loc.15bのアカホヤ火山灰層の下位の試料 β から、熱帯種のタイワンシラトリガイが得られた。タイワンシラトリガイは現在台湾以南にしか生息しない典型的な熱帯種であり、アカホヤ火山灰降灰前後の海水温が明らかに現在より高かったことを示している。南関東では、本種が侵入してきたのは約6500yrBPで、約4200yrBPまで生息していたことが知られている（松島・大嶋，1974）。Loc.16でアカホヤ火山灰層の下位の層準で得られたタイワンシラトリガイの貝殻の ^{14}C 年代値は6900 \pm 140yrBPを示すこと（表2）から、本種は南関東より少なくとも400年程度早く宮崎平野に侵入したと推定される。タイワンシラトリガイは黒潮に乗って北上し、南関東よりも南に位置する宮崎地域にまず侵入したのであろう。

鬼付女川のLoc.18の試料 α ・ β から、アカホヤ火山灰層の下位の泥質堆積物中から内湾泥底群集構成種、それに伴って干潟群集であるカモノアシガキと藻場群集構成種が産出した。これは、Loc.3やLoc.15bに比べ、本地点が、アカホヤ火山灰降下直前まで小規模溺れ谷（古鬼付女湾）の環境であったことを示している（第44図-I）。

これらアカホヤ火山灰層の下位の海成層中から産する干潟群集・内湾砂底群集・内湾泥底群集・藻場群集の各貝類は、急速な海水準の上昇により海域の拡大と水深の増加が起こり、砂底や泥底の内湾が、宮崎平野沿岸各所の台地を開析する谷などの奥まった部分に形成されたことを示

している。

約6300yrBPに、鹿児島湾南方海上の鬼界カルデラで巨大噴火が起き（町田・新井，1978），アカホヤ火山灰が堆積した。二次堆積のアカホヤ火山灰層にはアラカシなどの大量の植物遺体が含まれ，降灰により周辺の植生が破壊されたことを示していると考えられる。

アカホヤ火山灰層の上位に厚さ3~4mの海成層が堆積していることから，アカホヤ火山灰堆積後も，海面はさらに上昇したことがわかる。この海成層の上限高度やベンチの高度からみて，5000yrBP頃の海水準は，石崎川下流域で海拔8m近くに達したと推定される。石崎川下流のLoc.15bでは，アカホヤ火山灰層の上位の砂層の試料ε・ζ・η・θから，沿岸流の影響を受ける上部浅海底に生息する沿岸砂底貝類群集構成種が産出する。この群集は，アカホヤ火山灰層の下位の海成砂層最上部からも認められ（試料β），同火山灰降下直前頃から沿岸流の影響が直接及び始めたことを示唆している。こうした海水準上昇によって水深が増加する一方，アカホヤ火山灰の降灰や沿岸流などにより浅海の埋め立てが進み，沿岸に砂浜や砂州，砂質の海底が広がったと考えられる。また，これらの種は外洋水の影響も示すことから，石崎川の流れ込んでいた湾の入口では，海面の上昇に対して海側のバリアの発達が海面上昇に追いつけず，湾の一部が外洋に直接開いていたと見られる（第44図-II）。日南海岸北部の青島付近には大きな河川がなく，宮崎層群・日南層群からなる山地が直接海に臨んでいることから，海拔8.0m付近にベンチが形成された（第44図-II）。

石崎川流域や大淀川左岸における海成層を覆う湿地堆積物の¹⁴C年代値や一ツ葉海岸における下田島I面上の多数の砂堤列およびそれに載る考古遺跡の時代から，5000-4800yrBP頃には，海面は緩慢な低下を始め，古

石崎湾口のバリアが離水し始めたことがわかる。海岸線が前進するにつれ、海側に新しい砂堤が次々と形成された。また、陸側の潟湖は、海成層を覆う泥炭やシルトが堆積する湿地や沼沢地へと変化し、下田島I面が段丘化していった（第44図-III）。

B.4800～3000yrBP（下田島II面構成層堆積期）

下田島II面と同I面との間には明瞭な海食崖があることから、5000～4800yrBPに始まった海退は3000yrBP頃までの間に、海面停滞または小海進に転じた時期があったと考えられる（第44図-III）。一ツ葉海岸におけるこの時の海水準の位置は、コア観察による海成層の上限高度から、海拔約4.0mと見積もられる。下田島II面上に多数の砂堤列が発達していることから、その後海面がゆっくりと低下し始めたことがわかる。下田島II面が段丘化した海退の開始期は、背後の湿地の形成開始期と考えられる3000yrBP頃であろう（第45図）。

C.3000yrBP以降（下田島III・IV面構成層堆積期）

下田島II面と同III面との境界には小規模な海食崖があることから、3000yrBPに低下し始めた海水準はやがて相対的に安定し、下田島III面を形成した。下田島III面に対比されるベンチや海成層上限の高度から、1600yrBP頃の海面は約1mまで下がったと考えられる。1600yrBPごろ、再び海退が始まり、海岸線が後退するに従い砂堤が形成され始めた。しかし、多数の砂堤列は形成されずに1～2列の砂堤を土台とした大型の砂丘を発達させた（第44図-IV）。

下田島IV面は厚い砂丘砂に覆われており、堆積物から地形面形成期の海水準を定めることは困難である。しかしながら、下田島IV面に対比さ

れるベンチは、現在の高潮位ベンチと明瞭に区別できないことなどから、同面形成期の海水準高度は、現海水準に近い高度であった可能性が高い。おそらくこの時期には、各河川では自然堤防や氾濫原が広がったと推定される（第44図-V）。その後、海岸線は現在の位置まで後退し（第45図）、下田島IV面の上には砂丘が成長しつつある。

6) 宮崎平野における完新世の地殻変動

A. 完新世海成段丘の旧汀線高度の分布

完新世の最高海水準に対応して形成された下田島I面の海成層上限高度は、調査地域北部の鬼付女川で6m、中部の石崎川で7.0~7.5m、その南の岩瀬橋で8.5mである（第46図）。また、最南部の青島西方では、下田島I面に対比されるベンチの高度は8.0~8.5mである（第46図）。このように、宮崎平野南部の完新世海成段丘の旧汀線高度は南へ高くなっており、氷河性の海水準変動のみによってこのような旧汀線高度の分布を説明することは難しく、少なくとも完新世後半において陸地が隆起していることは確実であろう。宮崎平野の中・北部に分布する最終間氷期の海成段丘、三財原面の旧汀線高度も南に高くなる傾向があり（長岡，1986）、完新世においてもこの隆起様式が継続しているようである。しかしながら、この南上がりの傾動は宮崎平野内に限って認められ、青島以南の日南海岸に分布する下田島I面に対比される完新世海成段丘や離水ベンチの高度は、日南海岸北部を境に、南へ徐々に低くなる（前空・長岡，1988）。下田島II面より下位の海成段丘面については、海成層やベンチを連続的に観察することができなかつたため、詳しい議論できない。しかし、数少ない地点における、各段丘面の旧汀線高度の分布は、下田島I面のそれと同様な傾向にあり（第46図）、少なくとも5000yrBP以降日南海岸北部

が最も隆起量が大きくなるような地殻変動が継続していると考えられる。

B. 変動様式の検討

宮崎平野沖合の日向灘では、マグニチュード (M) 6-7級の中規模地震が歴史時代を通して数多く発生しており、沿岸地域に被害をもたらしたものもある (宇佐美, 1987)。それらの震源は宮崎平野から50km以上離れた日向海盆の西縁に集中しており (第47図)、震源の深さは、数10-50kmと比較的浅い。さらに、これらの地震は、いずれも震源断層面の傾きが $8-20^{\circ}$ (平均 12°) の低角逆断層型の発震機構を示している (Shiono *et al.*, 1980)。これは、日向海盆が南海トラフの陸側に位置し、フィリピン海プレートがユーラシアプレート下へもぐり込むことにより、圧縮応力が卓越する場になっているためとされている (Shiono *et al.*, 1980)。

上記の地震によって宮崎平野が隆起したという歴史記録はいまのところ知られていない。1662年 (寛文2年) のM7.6の地震のときは、逆に平野が0.9-1.2mも沈降したという記録があるが (羽鳥, 1985)、本研究ではそのような著しい沈降を示すような証拠は認められなかった。これらの震源が海岸から離れており、また完新世海成段丘の高度が高くなる日南海岸沖合では中規模地震が逆に少なくなることから、こうした中・大規模地震によって、宮崎平野から日南海岸にかけての地域が間欠的に隆起しているとは考えにくい。また、海底地形や音波探査記録 (活断層研究会, 1980; 九州活構造研究会, 1989) から、海岸に近い海底には、巨大地震を発生させ、かつこれら海岸地域を隆起させるような活断層が存在する可能性は低い。

以上のことから考えて、宮崎平野は西日本外帯に位置しかつ南海トラフに面しているものの、地震性隆起が卓越している四国南岸地域 (前空,

1988a ; b) や紀伊半島南部 (前空・坪野, 1990) などとは違い, 非地震性の隆起地域とみられる。また, 完新世に形成された地形の特徴を見ると, 下田島I面上には何列もの砂堤が連続的に分布すること, 下田島II面以下の段丘崖は余り明瞭でないことなどから, それぞれの段丘が離水した原因を間欠的な地震性隆起に直接求めることは難しい。宮崎平野の完新世段丘地形は, 非地震性の隆起と氷河性海面変動が重合して形成されたものと推定される。宮崎平野南部から日南海岸は, ユーラシアプレート下に沈み込む九州-パラオ海嶺の北西への延長部にあっており, また, これら海岸地域と海嶺との間の大陸斜面や大陸棚は周囲よりも高まっている (第47図) ことなどから, 非地震性隆起の原因として, 沈み込んだ軽い地殻から成る九州-パラオ海嶺のアイソスタティックな隆起が考えられる (長岡ほか, 1991)。

7) まとめ

①露頭観察, 掘削調査, 空中写真判読, 貝類化石による古環境分析, ^{14}C 年代測定などの方法を用いて, 宮崎平野南部の完新世の地形発達史, 相対的海水準変動, および地殻変動について考察した。

②完新世段丘は, 分布高度と連続性から, 高位から下田島I面, 下田島II面, 下田島III面, 下田島IV面の4面に区分される。

③下田島I面は完新世最高海水準期に形成された地形面であり, 石崎川付近における構成層は, 約6300年前噴出したアカホヤ火山灰を含む海成砂・シルト層などからなる。アカホヤ火山灰層の下位の砂層からは, 干潟群集・内湾泥底群集・内湾砂底群集・藻場群集などの砂泥底の内湾に棲む貝類の化石が産する。一方, アカホヤ火山灰層の下位の砂層最上部と同火山灰層の上位の砂層からは, 外洋の影響の強い沿岸砂底群集など

がみられるようになる。こうした貝類群集の変化は、急激な海面上昇・海域拡大による内湾・溺れ谷の発達から、その後の海水準の最高期ごろにおける緩慢な上昇、停滞期におけるアカホヤ火山灰や砂の供給による内湾や浅海域の埋め立てといった環境変化に対応したものである。また、アカホヤの上下の層準から現在生息域が台湾である熱帯種のタイワンシラトリが出現し、当時の海水温が現在より高かったことを示している。

④堆積物の¹⁴C年代測定値をもとに、相対的海水準の時間的変化を推定した。その結果、最高海水準は、アカホヤ火山灰層堆積後から5000yrBPまでの間に到達し、下田島I面が形成された。その後下田島II・III・IV面を形成した3回の小海退は、それぞれ5000-4800yrBP, 3000yrBP, 1600yrBP頃始まったものと考えられる。

⑤最高期の海水準を示す旧汀線高度は、調査地域北端で6m、中部で7.5m、南部で8.5m程度と南へ高くなる。これは、少なくとも5000yrBP以降の完新世後半において、宮崎平野が南上がりの傾動隆起を行っていることを示している。その様式は、日南海岸北部を中心とする非地震性隆起の可能性が高い。宮崎平野の完新世段丘地形は、非地震的な隆起と氷河性海面変動が重合して形成されたものと推定される。

5. 日南海岸

1) 調査地域の概観

本地域は、海岸線に山地が直接迫っているところが多く、平野の発達
は乏しい。比較的大きな河川としては、日南市に注ぐ広渡川があるが、
沖積平野の発達はよくない（第48図）。山地は、北部の主峰の鰐塚山（
1119m）が最も高く、以下700～900m級の山が連なる。地質は、およ
そ広渡川を境に、東に新第三系の宮崎層群（首藤，1952），西に古第三
系の日南層群が分布し、いずれも北東－南西方向の構造が卓越している
（酒井，1988a,b,c）。

宮崎平野から青島付近にかけて3～4段の完新世海成段丘が分布してい
るが、これらの段丘に連続するものとして青島以南にも海成段丘や離水
波食地形が分布している。日南海岸の波食棚の形態に関しては、
Takahashi（1973）の研究があるが、本節ではこれらをより広域的に対比
することによって形成時期を明らかにし、本地域の完新世地殻変動を明
らかにすることを目的としている。

2) 海岸地形の記載

前節の宮崎平野の記載のところで述べたように、宮崎市の青島付近に
は、宮崎平野から連続的に発達する完新世段丘である下田島面が分布し
ている。青島付近での下田島面の高度は、I面が8.3m、II面が5.7m、III面
が3.6m、IV面が0.7m程度である。青島から南には海成段丘は連続しない
が、下田島IV面相当の洗濯板状のベンチは連続的に発達している（第49
図a）。

青島の南約7kmに位置する巾着島西側には、4段の海成段丘が発達して
おり、これらを巾着I面～IV面とした（第49図b，第50図）。巾着I面は高

さ7~9mのところを位置しており、巾着島南部では平坦な面を残しているが北部ではゆるやかに西に傾いており、II面との境界があまり明瞭でない。巾着II面は全体的に西に傾き、面上に1~2段の小崖がある。分布高度は標高4~7mとばらつきが大きい。I面・II面とも主として直径数~数10cmの砂岩礫からなっており、礫層中には貝殻片やサンゴ礫が含まれている。巾着III面は3~4mの高度にあり、多量の貝殻やサンゴ礫を含む内湾性砂泥層からなっている。この貝殻（イボウミニナ）の¹⁴C年代として3,660±70yrBP(HR-299)を得た。巾着IV面は標高2.5m以下で、現成の海岸に連続的につながっている（第51図）。

巾着島から都井岬にかけては明瞭な海成段丘は発達しないが、波食棚やノッチが8~9m、5m程度、3~4m、2m程度の標高に発達し、それぞれ巾着I~IV面に対応すると考えられる（第49図c~f、第52図）。このうち8~9mのものは層理面に従って東（海）側に傾斜している場合が多く岩石的制約を強く受けているが、海食崖基部の高さは8m程度にそろっており同一海水準に対応して形成されたものと考えられる。高さ3~4mの波食棚は極めて平坦で、地形面上にはキノコ岩、ポットホールなどが発達している。Takahashi（1973）はこれをUdo Typeの波食棚とした。高さ2m以下の波食棚は現成の高潮位波食棚に連続的につながる。巾着I面~IV面を、地形的な位置関係や年代資料を基に、宮崎平野に分布する下田島面と対比させると第10表のようになる。

3) 考察

ベンチや海成段丘の高度を縦軸に、横軸に都井岬からの距離をとってグラフに表してみると（第53図）、各地形面の高度には1~2mほどのばらつきがあり、室戸半島などで見られたような地形面高度の集中帯が顕

著に見られるとは言えない。前述したように、本地域に分布するベンチの中には層理面に制約されて形成されたものもあり、必ずしも汀線アンダルとして現地で認定した場所の高度が、旧汀線の高度を正確に示しているとは限らない場合がある。しかしながら、巾着面の全体的な分布高度の変化傾向は、青島や巾着島から南に向かって若干低くなっているように見える。

宮崎平野沖合の日向灘では、マグニチュード (M) 6-7級の中規模地震が歴史時代を通して数多く発生しており、沿岸地域に被害をもたらしたものもある (宇佐美, 1987)。それらの震源は宮崎平野から50km以上離れた日向海盆の西縁に集中しており、震源の深さは、数10-50kmと比較的浅い。しかしながら、上記の地震によって宮崎平野が隆起したという歴史記録はいまのところ知られていない。これらの震源が海岸から離れており、また、主な中・大規模地震の震源は日南海岸より北側の宮崎平野沖に分布していることから、こうした中・大規模地震によって、日南海岸が間欠的に隆起しているとは考えにくい。

以上のことから考えて、日南海岸は宮崎平野とともに、西日本外帯に位置しかつ南海トラフに面しているものの、地震性隆起が卓越している四国南岸地域 (前杵, 1988a ; b) や紀伊半島南部 (前杵・坪野, 1990) などとは違い、非地震性の隆起と氷河性海面変動が重合して、完新世段丘地形が形成された地域であると推定される。宮崎平野の章でも述べたように、宮崎平野南部から日南海岸は、ユーラシアプレート下に沈み込む九州-パラオ海嶺の北西への延長部にあたっており、非地震性隆起の原因として、沈み込んだ軽い地殻から成る九州-パラオ海嶺のアイソスタティックな隆起が考えられる (長岡ほか, 1991)。

4) まとめ

宮崎県南部日南海岸において、完新世隆起海岸地形の調査を行なった結果、以下のような結果が得られた。

①青島より南の日南海岸には、4段の完新世海成段丘が断続的に分布し、それらを巾着I面～IV面とする。

②これらの段丘は、宮崎平野に発達する下田島I面～IV面にそれぞれ対比されるものと考えられる。

③巾着面は岩石的制約を受けているものもあるが、全体としては南の都井岬方向に高度を減ずる傾向が見られる。

④巾着面形成の要因は、非地震性隆起と海水準変動が重合して形成されたものと考えられる。非地震性隆起の原因の一つとして、九州-パラオ海嶺のもぐり込みによるアイソスタティックな変動が考えられる。

III. 完新世地形形成と地殻変動

1. 完新世地形面の対比

完新世地形面は、ほぼ本研究地域全域にわたって分布している。各調査地域間の完新世における平均隆起速度の変化や、相対的な隆起速度の大小を比較するためには、離水時期が近い段丘面を近似的に対比することが必要である。しかしながら厳密に言えば、宮崎平野や日南海岸のように非地震性の定常的な隆起が推定される地域、御前崎のように隆起の原因がよくわからない地域、室戸半島や紀伊半島などのように地震隆起が直接的な原因となって海成段丘やベンチが形成された地域など様々な隆起の要因をもつ地域が含まれており、それぞれの調査地域において別々に認定された地形面を、南海トラフ全域にわたって対比することは、海水準変動に形成の主要因がある更新世段丘の広域的な対比とは意味合いが違うものである。

本研究地域の完新世地形面を形成年代によって対比し、図に示した(第54図)。それぞれの段丘面の高度については、その最高値をメートル単位で示してある。

各地の完新世段丘の最高位面は、御前崎周辺では堀野新田面、紀伊半島南部では旧海水準レベルIに対応して形成されたベンチ、室戸半島では旧海水準レベルIに対応して形成されたベンチおよびL1面段丘、足摺岬周辺では旧海水準レベルIに対応して形成されたベンチ、宮崎平野では下田島I面、日南海岸では巾着I面がこれにあたる。各地の最高位地形面より下位の地形面については、隆起量や隆起様式によってその数は異なっている。

2. 完新世における平均隆起速度

前章で得られた完新世地殻変動に関する各地のデータを基に、西南日本外帯南部において完新世後半に隆起した地域の平均隆起速度を示したのが第55図である。平均隆起速度は、紀伊半島の南端部で1.5m/1000y, 室戸半島の南端部で2.5m/1000y, 足摺岬付近では1.0m/1000yくらいで、九州南東部を除いて概ね南海トラフに近い半島先端部が大きく隆起している傾向が読み取れる。宮崎平野の隆起速度は紀伊半島より大きく、最大で1.5m/1000yを超えているが、隆起速度は海溝軸の向きと平行する方向に変化しており、四国や紀伊半島における隆起速度の変化傾向と異なっていることがわかる。

四国や紀伊半島において、最大の隆起速度を示す地域は、南海トラフに最も近い紀伊半島南端部（潮岬）ではなく、室戸岬付近であることから、海溝との距離が近いほど隆起量が大きくなるような傾向はないと言える。潮岬沖と室戸岬沖でプレートの収束速度に大差はないことから考えると、海溝そのもので発生する地震よりも、海溝陸側斜面に発達する活断層の活動に起因して陸地が隆起しているためと考えられる。一方九州では、宮崎沖で発生した被害地震時に、宮崎平野が沈降したという記録があることなどから（羽鳥,1971,1985a,b），宮崎平野の隆起の原因は四国や紀伊とは異なり、非地震的に隆起している可能性が高いと考えられる。

3. プレート内地震の対比

紀伊半島や四国南岸における海岸地形や石灰質生物遺骸を基に、完新世の旧海水準高度の変化を復元した結果、それぞれの地域で3~4回のプレート内地震 (event) が発生し、これらによって本地域が隆起してきたことがわかった。それぞれの半島で個々のeventとして認定されたこれらのプレート内地震の中には、お互いの発生時期がきわめて近いか、もしくはほぼ同時期であるものがあり、実際には1つの地震が複数の半島を同時に隆起させている可能性が考えられる。したがって本節では、各半島で個々に認定されたプレート内地震を、隆起パターンと発生時期を基にそれぞれ対比し、その同一性等について検討する。

前章でも述べたように、各eventによる半島部での隆起パターンには、半島の南西側が大きく隆起しているものと、南東側が大きく隆起しているものがあり、これらは震源断層の位置が、それぞれ半島の南西側と南東側にあったためと考えられる。地震発生時期を年代誤差を含めて縦軸のバーで表し、横軸はトラフの方向に沿った位置関係を示したのが第56図である。各バーの横に付した小さい数字はそれぞれの半島で認定されたeventの番号に対応している。また、地震発生時期を示すバーから横に延びているピンの向きは、隆起パターンから推定される震源断層が位置する方向を示している。この図から、四国・紀伊半島沖におけるプレート内地震の震源域は大きく3つに分けられることがわかる。これらの震源域には、すでにAndo (1975) によって、西からA, B, Cと名前が付けられており¹⁾、本研究でもこの名称を用いることにする。

地震発生時期と震源断層の位置についてみると、室戸半島でのevent 5と紀伊半島でのevent 4など（以下各半島でのeventについて、足摺3、室戸5、紀伊4のように示す）、発生時期がほぼ同時でかつ震源断層が位置

する方向が一致するeventがいくつか見られる。このように、発生時期と震源位置が一致する地震の組を、網付きの大きい楕円でくくって示す(第56図)。この楕円の大きさは、ほぼ震源域の相対的な大きさを示している。震源域Aでは、足摺4と室戸6、足摺3と室戸4、足摺1と室戸1²⁾がそれぞれ一致しており、同一eventとして認定される。震源域Bでは、室戸5と紀伊4、室戸2と紀伊2に一致が見られる。震源域Bにおいて、室戸側に対応する地震がないにもかかわらず、紀伊6に大きい楕円を付けているが、この理由については次章で詳しく述べる。震源域Cでは、紀伊半島より東側に隆起が記録されるような陸地がないため、紀伊5、紀伊3、紀伊1について他の地域と対比を行なうことができない。しかしながら、これらのeventの紀伊半島での隆起量は紀伊4や紀伊2とほぼ等しく、同規模の地震であると考え、大きい楕円を付けた。

足摺2、室戸3など、地震発生時期、もしくは震源断層の方向が一致しないeventについては、当該半島のみで隆起域が及んだ比較的小規模の小さい地震と見なし、小さい楕円で囲んだ。

以上のようにして、四国・紀伊半島沖で発生したプレート内地震について、発生時期と震源断層の方向を指標にして対応関係を検討した結果、A、B、Cの3つの震源域において、複数の半島を隆起させる比較的大規模な地震と、隆起域が1つの半島のみしか及ばない小規模な地震に分けられることがわかった。各々の半島において別個に認定されていたeventについて、お互いの対応関係が明らかになったため、event A1、event B2のように震源域名に対応させてeventの名称を付け直すことにする(第57図)。ただし、規模の小さい地震(小さい楕円で囲まれた地震)については、event A'1、event B'1のように示している。

注

注1) Ando (1975) ではさらにこの東側の東海沖に震源域Dを推定している。

注2) 実際には足摺1, 室戸1, 紀伊1については, 南海地震 (1946) の残留隆起の影響などにより, 震源の位置は特定しにくい。しかしながら, 室戸1には若干半島西側が隆起量が大きく, 紀伊1は若干半島東側が隆起量が大きい傾向があるため, 仮に足摺1, 室戸1は震源域A, 紀伊1は震源域Cで発生したとして議論を進めることにする。

IV. 完新世地殻変動の様式

1. プレート内地震発生場所と時期

1) 海底地形・地質と海底活断層

九州南東部を除いて、西南日本外帯は、完新世後半を通して、プレート内活断層の運動によって、相対的に隆起し、累積してきたことが、海岸地形や海岸生物の遺骸群体の分布などから明らかになった。地震隆起のパターンをもとに、プレート内地震は、具体的にどこで、いつ、どれくらいの規模で発生したのかを本節では解明していく。

西南日本外帯沖合は、海洋プレートであるフィリピン海プレートが大陸プレートのユーラシアプレートの下へ低角でもぐりこんでいるプレート収束帯にあたる。世界の多くのプレート収束帯に見られるように、西南日本外帯でもその大陸プレートの海溝斜面には、プレート境界方向に平行して無数の活断層が分布していることが、海底地質探査や海底地形探査によって明らかにされている（活断層研究会、1980；加賀美ほか、1983など）。

四国や紀伊半島沖から南海トラフに至る海底地形は（第58図）、大陸棚の外側には土佐海盆、室戸舟状海盆、熊野舟状海盆などの前弧海盆が発達する。前弧海盆は、西南日本弧の方向に連続せず、ほぼ100km間隔で分布する南北方向の隆起帯によって分断されている。また、前弧海盆の陸側斜面には多くの海底谷が発達している。

前弧海盆の外側を縁どるように、土佐簪、室戸海丘などの外縁隆起帯と呼ばれる比高数100mの高まりが連続的に分布している。外縁隆起帯から海溝底の間には、内側海溝斜面、あるいは海溝陸側斜面とよばれる比較的急傾斜の斜面が発達する。この急斜面は海溝軸に平行して帯状に分布しており、比高数10から数100mの凹凸に富む地形であることから、

ridge and trough zoneと呼ばれることもある（米倉，1976；岩渕，1970）。海溝底は4000から5000mと比較的浅く，海底地滑り性の堆積物に埋積され平坦な地形である。

本海域の地形は，地質構造をよく反映しており，それぞれ隆起部は基盤岩の背斜軸に，海盆は基盤岩の向斜軸に対応している。地質構造から見ると，西南日本弧のリッジや凹地は，新第三紀に入ってからその形成が始まり，現在も継続して成長している（岡村・上嶋，1986）。

地質は主に隆起帯に露出する新第三系の土佐層と，これを不整合に覆い，海盆や凹地を埋積する更新～完新統の土佐沖層群，室戸沖層群，南土佐層群などからなる。基盤岩は上述の堆積層に覆われているが，陸側へ向かって次第に深度が浅くなり，陸上の四万十層群に連続していく（岡村・上嶋，1986）。

海底活断層は，外縁隆起帯（Outer Ridge）の内側から内側海溝斜面にかけて，西南日本弧の方向に平行して数多く分布している（第58図）。各活断層セグメントの長さは10数～100kmを越すものまで変化に富むが，音波探査記録のみから断層を認定しているため，陸上で得られる断層セグメントの長さほど正確に捉えられたものではない。このため各セグメントのつながりに関しては，ある程度の誤差を含んでいると考えるべきであろう。これらの断層は，ほとんどが南落ちのセンスを示しており，フィリピン海プレートの低角もぐりこみにともなって派生したスラストと考えられる（岡村ほか，1987）。四国南岸や紀伊半島南部を隆起させた地震は，このような海底活断層のいくつかが活動することによって発生したと解することができる。

2) 断層モデルによる断層パラメータの推定

地震に伴う地表変位のパターンを基にして、震源となった断層の位置・長さ・幅・変位量・変位の向きなどの各種の断層パラメータを推定する方法として、断層モデルを用いることが多い (Ando, 1971, 1975; Fitch and Scholz, 1971など)。断層モデルとは、基本的に、媒質を半無限弾性体と仮定して、その中で有限な拡がりを持つ断層の変位によって生ずる地表の静的変形を数学的に解析する方法である。最近では、より実際的な地殻構造を反映させるために、従来の単純な均質モデルを発展させて、層構造モデル (Ben-menahem and Singh, 1968; Ben-menahem and Gillon, 1970; Singh, 1970; Sato, 1971; Chinnery and Jovanovich, 1972; Sato and Matsu'ura, 1973; Matsu'ura and Sato, 1974など)、球状モデル (Ben-Menahem *et al*, 1969; Smylie and Manshinha, 1971; Manshinha and Smylie, 1971など)、不均質モデル (Rybicke, 1971; Jungels and Franzier, 1973; Sato, 1975; Sato and Yamashita, 1975など) などが新たに提唱されている。観測された地表変位に関するデータから、これらの断層モデルを用いて断層パラメータを厳密に推定することは必ずしも容易ではないが、第一近似を求める手法としては有効であると言える (松浦・佐藤, 1975)。

地下深部の地質構造が詳しくわかっていれば、地質構造による影響を考慮にいった不均質モデルによって、断層パラメータを推定するのが理想的である。しかし、本地域では、物理探査などによって間接的にはおよその地質構造が明らかにされているものの、ボーリング調査などによる直接的な地質データは、十分蓄積されているとは言えない。したがって本研究では、単純な断層モデルの中では最も新しい考えを取り入れた、球状モデル (Manshinha and Smylie, 1971) を使って断層パラメータを推定していく。

断層の座標系とパラメータを第59図のように定める。H₀は断層の深さ、Wは断層の幅、2Lは断層の長さ、 θ は断層の傾き、 λ はずれの方向、dは変位の量を表すものとする。例えば、断層の長さ100km、断層の幅50km、深さ0km、傾き30°、ずれの方向45°で変位量5mであったとすると、これに伴う地表の変位のパターンは第60図のように描かれる。このような断層モデルを用いることによって、完新世後半に西南日本外帯の沖合で発生したと推定される各プレート内地震 (event) について、その地表変位パターンから断層パラメータを求めることを試みた。

四国・紀伊沖合で完新世後半に発生したプレート内地震のうち、比較的広域にわたる隆起を伴ったevent (A1~3, B1~3, C1~3) について (図)、断層モデルを用いることによって、各eventの断層パラメータを推定する。

(a) 震源域A

event A3は、5000~4000 yr BPに発生したと推定され、室戸半島および足摺岬付近に隆起域が及んでいる (第61図)。陸上における隆起量の最大値は4mを超えており、すべてのeventの中でもっとも大きい。隆起のパターンは、室戸岬側が相対的に隆起量が大きく、足摺岬側が小さい。また、室戸岬側 (北東側) にややプランジする傾向が見られる。

また、震源断層は、フィリピン海プレートのもぐりこみに伴った圧縮の応力場でできたスラストである可能性が高いことから、断層上盤側での北東側に突き出した隆起パターンは、右横ずれ成分をもった斜めずれ変位によって説明されよう。

event A3の隆起パターンになるべく近似するよう断層パラメータを試行錯誤によって定めた (第61図)。その結果、断層パラメータは、断層の長さ $2L = 154$ km、断層の幅 $W = 92$ km、断層の角度 $\theta = 35^\circ$ 、ずれの

方向 $\lambda = 45^\circ$, 変位量 (net slip) $d = 15$ mの時に, event A3の隆起パターンに最も近似することがわかった.

同様にしてevent A2, A1についても断層パラメータの推定を行なった. event A2の隆起パターンはevent A3と同様な傾向を示しており, 隆起パターンに近似する断層のパラメータはevent A3とほぼ同じになったが, 変位量は10mとやや小さい(第62図). event A1については, event A2の断層パラメータと同じ結果になった(第63図). しかしながら, event A1の隆起量分布のパターンには, 南海地震(1946年)の残留隆起が含まれており, 断層の位置や断層パラメータについては, 若干数値に幅を持たせて解釈する必要がある.

震源域Aで発生した3つのevent (A3, A2, A1) について, 各震源断層のパラメータを断層モデルを用いて推定した結果, 3つのeventともほぼ同じ位置に断層線が推定された. この位置には, 岡村・上嶋(1986)や岡村ほか(1987)が行なった海底地質探査によると, 西室戸海丘南側から土佐海盆の南側を通して足摺海丘北側に至る断層群が分布している. この断層群を一連の断層系と考えると, 最も陸側に近く, かつ足摺・室戸両岬を同時に隆起させるに十分な長さを持った断層であることから, 震源域Aで発生したプレート内地震の主要な震源断層は, 東経 $134^\circ 10'$, 北緯 $32^\circ 50'$ ~ 東経 $133^\circ 20'$, 北緯 $32^\circ 20'$ 付近に分布していると推定される. この断層は南海スラストよりやや高角な約 35° の角度で大陸側が衝上するスラストであり, 断層のずれの方向は 45° の斜めずれであることがわかった. 地震1回の変位量は10~15m程度で, 松田(1975)の公式によって地震規模を求めると, いずれもマグニチュード8クラスの巨大地震であったと推定される.

完新世海成段丘などから求められた垂直変位量の分布パターンと, 断

層モデルによって求められた垂直変位量の分布パターンとを比べると、若干前者の方がやや北東にプランジする傾向が強く出ている。この原因として考えられることは、地質構造の影響や、また室戸海脚東側に発達する南北方向の断層のような枝断層の活動による影響などがあげられる。

(b) 震源域B

event B3は5500~5000yr BPに発生したものと推定され、隆起量は最大2m弱である。室戸半島には地形的な隆起の証拠は残されていないが、紀伊半島南部での隆起範囲の広さと量から推定すると、その隆起域は室戸半島にまで及んでいた可能性が高い。室戸半島において、完新世の地形に記録されている最も古いプレート内地震はevent A3 (5000~4000yr BP)であり、この地震前の地形面 (L1面段丘) が完新世で最も古い地形面である。室戸半島にはevent B3より古い地形面は残存していないため、event B3が地形的記録として残されなかったと考えられる。event B3の隆起パターンは紀伊半島の南西側が大きく隆起する傾向があり、震源域Aで発生したeventのように等隆起量線が北東方向にプランジする傾向は見られない。この隆起パターンに近似するように断層モデルを用いて断層パラメータを推定した。その結果、断層の長さ $2L=154\text{km}$ 、断層の幅 $W=116\text{km}$ 、断層の角度 $\theta=35^\circ$ 、ずれの方向 $\lambda=90^\circ$ 、変位量 (net slip) $d=10\text{m}$ の時最も近似することがわかった (第64図)。震源域Bで発生した広域的隆起を伴うプレート内地震 (event B3~B1) の完新世段丘などから求められた隆起パターンはほとんど似通っており、断層パラメータもほぼ同じであるという結果が得られた。event B2に関しては紀伊半島側の隆起量が比較的小さいため、断層の長さ $2L=146\text{km}$ 、断層の幅 $W=110\text{km}$ と若干小さく推定された (第65図、第66図)。

断層パラメータのうち、変位の向き λ が 90° であることから、これらの地震はいずれも低角逆断層型の地震であったと言える。また、震源域Aと同様に、3つのeventとも同じ断層が活動したものと推定された。この断層は、活断層研究会(1980)や岡村・上嶋(1986)が作成した海底地質構造図によると、外縁隆起帯である土佐瀨南側から紀伊半島沖の室戸舟状海盆南端に至る断層群に一致する可能性が高い。この断層の東端と西端の位置はそれぞれ東経 $135^\circ 36'$ 、北緯 $33^\circ 09'$ と東経 $134^\circ 07'$ 、北緯 $32^\circ 53'$ 付近に推定される。

(c) 震源域C

震源域Cで発生したeventは、陸上で観測される隆起域が紀伊半島南部に限られているため、他の震源域に比べ断層パラメータの推定において若干精度が落ちると思われる。先に述べたように、紀伊半島において海成段丘などから求められたプレート内地震である紀伊5には、隆起パターンから二つの地震が含まれている可能性がある。これらのうち紀伊半島南東側で発生した地震のほうがより大きな隆起をもたらしており、この地震をevent C3とした。event C3は4000~3800yr BPに発生したものと推定されている。

event C3の隆起パターンは紀伊半島の南東側が大きく隆起する傾向があることから、震源域Cの震源断層の位置は紀伊半島南東沖合の熊野舟状海盆南側の外縁隆起帯外側付近であると推定される。event C3の隆起パターンに近似するように断層モデルを用いて断層パラメータを推定した。その結果、断層の長さ $2L=207\text{km}$ 、断層の幅 $W=104\text{km}$ 、断層の角度 $\theta=35^\circ$ 、ずれの方向 $\lambda=90^\circ$ 、変位量(net slip) $d=10\text{m}$ の時最もよく近似することがわかった(第67図)。

完新世段丘などから求められたプレート内地震 (event C3~C1) の隆起パターンは、それぞれ類似しており、それから導かれる断層パラメータもほぼ同様な結果が得られた (第68図)。event C1の隆起量分布のパターンには、最新の (1946年) 巨大地震隆起によるノイズが含まれており、断層の位置や断層パラメータを正確に求めることは困難であるため、event C2とほぼ同じと仮定して議論を進めることにする (第69図)。

これらのeventの断層パラメータを求めると、変位の向き λ が 90° であることから、いずれも低角逆断層型の地震であると言える。また、震源域A・Bと同様に、3つのeventとも同じ断層が活動したものと考えられる。この断層は、前弧海盆である熊野舟状海盆の南端を縁どる外縁隆起帯の志摩海丘群南縁に位置し、この付近に発達する断層群 (活断層研究会, 1980; 岡村・上嶋, 1986) の中のどれかの断層に一致する可能性がある。この断層の東端と西端の位置はそれぞれ東経 $137^\circ 25'$ 、北緯 $33^\circ 35'$ と東経 $136^\circ 10'$ 、北緯 $33^\circ 02'$ 付近と考えられる。

各震源域で発生した広域的隆起を伴ったプレート内地震について、断層モデルを用いて断層パラメータを求めた結果、第11表のようになった。震源域B、Cでは低角逆断層によってプレート内地震が発生してきたのに対し、震源域Aでは、横ずれ成分を伴った斜めずれ断層によって地震が起こってきたことがわかった。また、断層の長さは、概ね150~200kmであり、断層の幅は90~100kmである。断層の角度は、 35° ぐらいにそろっており、微小地震などから知られるプレート境界の角度 ($15\sim 20^\circ$) に比べ、やや高角になっている。このことから、プレート内地震を引き起こす海底断層は、地下深部ではプレート境界に収斂する、デコルマン的な構造になっていると考えられる (第70図)。本研究では、比較的局地的な隆起を伴ったプレート内地震 (event A1', B1', B2') については、

データが少なく，断層モデルの適用が困難なため，断層パラメータの推定を行なわなかった．これらの地震を引き起こした震源断層は，おそらく外縁隆起帯よりも内陸側にあり，極めて陸地に近い位置に存在すると推定される．例えば，event B1'などは室戸海脚東側から室戸半島東岸にかけて発達する活断層（活断層研究会，1980；岡村・上嶋，1986）が動いた可能性が考えられる．

3) 断層運動の周期性

一つの断層系において時間と変位量の関係がわかれば，断層運動の周期性が明らかになり，地震発生時期や規模の長期的将来予測が可能となる（Shimazaki and Nakata, 1980）．完新世後半に巨大プレート内地震を発生させた各震源域（A, B, C）において，震源断層にそれぞれ震源断層A，震源断層B，震源断層Cと仮に名前を付け，それぞれの断層について時間-変位量図を作成した．なお，地震発生時期の誤差の幅は，図上では網の幅で示しているが，平均変位速度などは，便宜的にその平均値（中央値）を使って算定した．

震源断層Aは（第71図），完新世後半に3回の活動をしており，その中ではevent A3の時の変位量が最も大きい．平均活動周期は2200年で，平均変位速度は5.7m/1000yである．地震断層Aは低角の斜めずれ断層なので，垂直成分の平均変位速度（断層線付近における上盤側の平均隆起速度）と水平成分のそれをそれぞれ求めると，2.3m/1000yと4.0m/1000yとなる．平均隆起速度についてみると，日本の陸上活断層にはこのような大きな隆起速度を持つ断層はなく，プレート衝突帯に位置するヒマラヤ前縁断層（HFF）と同程度（最大2.5m/1000y（中田，1982））の隆起速度を持っていることがわかる．また水平変位速度は，中央構造線活断層

系の変位速度 (5~10m/1000y (岡田, 1973), 5~8m/1000y (Tsutsumi *et al.*, 1990)) より若干小さい。

震源断層Bは(第72図), 完新世後半に3回活動しており, 平均活動周期は2300年で, 平均変位速度は4.3m/1000yである。震源断層Bは低角逆断層であることから, 平均隆起速度は, 平均変位速度に断層傾斜角の正弦を乗ずることによって2.5m/1000yと求められ, 震源断層Aよりやや大きい値を示す。event B3とevent B2の時間的間隔が, event B2とevent B1の間隔に比べ800年程度長いが, 断層変位量はどの地震も10mで同じである。

震源断層Cは(第73図), 完新世後半に3回活動しており, 平均活動周期は1900年で三つの震源断層中最も短い。平均変位速度は5.3m/1000yで三つの震源断層中最も大きい値になっている。震源断層Cも震源断層Bと同じく, 低角逆断層と考えられることから, 平均隆起速度は3.0m/1000yと算出される。eventの発生間隔はほぼ同じであり, 地震発生の周期性が他の震源断層に比べて高いと言える。

断層運動の再来モデルには, strictly periodic model, time predictable model, slip predictable modelの3つが提唱されている(第74図)(Shimazaki and Nakata, 1980)。本研究で取り上げた3つの震源断層は, 完新世後半の活動歴のみから判断すれば, 時間-変位量図における階段状折れ線グラフの角が, 上下それぞれ地震発生時期の誤差の範囲内で一直線上に乗ることから, ほぼstrictly periodic modelにあてはまりそうである。陸上や沿岸の活断層では, time predictable modelを支持する活動歴を示すものがよく知られている(島崎ほか, 1986など)。陸上または沿岸の活断層が, 一回の活動における変位量に関して定常性が保たれにくいことの一つの原因として, 海溝軸から相対的に距離の隔たった陸上は, 比較的単純な地質からなる海溝付近に比べ, 複雑な地質・地質構造からなっ

ていることから、断層面の構造も一枚岩ではなく複雑であることなどが可能性として考えられる。

4) 海底地形と地震性隆起累積との関係

プレート内地震によって断層の上盤側が隆起したとすれば、震源域の中央部が最も隆起しているはずであるが、実際には半島部のある南北方向の隆起帯とその間には前弧海盆があり、震源域の中央部は沈降している。

杉山 (1989) は、西南日本の前縁部を、プレート境界地震の震源域に対応する、東西幅120-150kmの構造単元に区分し、構造単元の境界部には、室戸岬、御前崎などの南方に突出する逆L字状のトレースを持つ隆起帯が存在するとした (第75図)。さらに杉山 (1989) は、これらの各屈曲構造要素の変形パターンは、右斜ずれ変位を有する震源断層の活動 (プレート境界地震) に伴う地表における変位の特徴と調和的であるとし、このことから屈曲構造は定常的な造構応力場で形成されたものではなく、プレート境界地震に伴う地震性地殻変動の一形態と考えた。

これに対して岡村 (1990) は、西南日本外帯には島弧方向に大きく斜交した南北方向の軸をもつ波曲構造が発達し、そのうち背斜部は室戸岬・足摺岬から海側へ伸びる尾根状の地形で表わされ、向斜部は紀伊水道、土佐湾、豊後水道から南へ伸び、前弧海盆に達するとした。さらに岡村 (1990) は、これらの南北方向の軸をもつ波曲構造は、西南日本外帯の陸上に見られる波状地形の海側延長に相当し、第四紀に入ってから西南日本弧全体が東西圧縮場となったため急速に発達し始め現在も成長を続けているとし、四国南岸に沿って分布し南に高度を増す海成段丘は、従来考えられてきたような北-北西への傾動隆起運動によって形成された

のではなく、南北軸の背斜の成長によって形成されたと述べている。

杉山 (1989) の言う右横ずれ逆断層のみでは影響範囲が比較的狭く限定されるため、岡村 (1990) が述べるような西南日本全体の波曲構造の形成過程を説明できないと思われる。また、杉山 (1989) に言うような右横ずれ逆断層によって、南北隆起帯や前弧海盆が形成されたとすると、断層モデルから見ると、前弧海盆の沈降軸は構造単元の西側に偏っているはずであるが、実際はほぼ中央に位置している。以上のことから、前弧海盆や南北方向の隆起帯を形成したメカニズムは、岡村 (1990) が述べたように、東西圧縮場における波状変形が重要な役割を果たしていると考えられる。すなわち、プレート内およびプレート間地震時には、図のように前弧海盆の部分も半島部も隆起するが、前弧海盆は波状変形もしくはアイソスタティックな原因などによって地震隆起速度を上回る速度で沈降し、一方半島部では波状変形より地震隆起のほうが卓越しこれが累積する。このような変形が重合することによって現在の構造が形成されたと解することができる。

5) 歴史地震とプレート間地震・プレート内地震

我が国において、震災が歴史記録として残されているのはほぼ7世紀以降であり、とりわけ、文書として詳しく記載された記録が残っているのは、江戸時代以降である。南海道では100年から200年に1回の割合で沿岸地域に大きな被害をもたらした巨大地震が発生しており (第12表)、本研究で明らかになったプレート内地震の内いくつかは歴史地震として記録されているはずである。推定された各event 発生時期の¹⁴C年代を、Klein et al. (1982) の方法によって歴史年代に換算し、歴史地震との対応関係を検討してみる。歴史地震の記録は、宇佐美 (1987) を用いる。

event B1 (800~600 yr BP) はA.D.1200~1400年にあたり、年代的にみるとA.D.1331年の元徳地震 (M=7.0) , A.D.1361年の正平地震 (M=8.4) のどちらかに相当する可能性がある。この中で元徳地震は、古記録から推定された震央の位置が北緯33.7度、東経135.2度の田辺湾沖にあり、地震規模も比較的小さいことから、event B1がこれに相当する可能性は低い。正平地震は、震央が潮岬西方にあり、地震規模も大きく、室戸半島・紀伊半島におけるevent B1の隆起パターンには調和するように見えることから、event B1は正平地震に相当する可能性が高い。

event A1と event C1 (200yr BP~) は、A.D.1700年以降であり、A.D.1707年の宝永地震 (M=8.4) , A.D.1854年の安政地震(M=8.4) のどちらかにあたるものと考えられる。隆起パターンの特徴が明確でないため、いずれかに確定することにはむずかしさがある。

宝永地震と安政地震による隆起のパターンは、古記録や言い伝えからある程度復元されている(第76図) (Ando, 1975)。これによると、安政地震は昭和南海地震と似た隆起のパターンを示しているが、宝永地震についてみると、各地の隆起量が安政地震の約1.5~2倍になっており、また隆起域が東海地方にまで及んでいるという特徴が見られる。

Ando (1975) は南海道における震源域をA~Dの4つの地域に分け、それぞれの震源域に対応する震源断層がいくつか組み合わさって活動すると述べている。さらにAndo (1975) は、震源断層の組み合わせによって、南海道で発生する地震の隆起パターンがそれぞれ異なるとし、これによって宝永と安政地震の隆起パターンの違いを説明している(第77図)。しかしながらAndo (1975) は、残留隆起という観点からは考察しておらず、完新世の隆起汀線高度と地震隆起量の関係には触れていない。

今まで述べてきたように、完新世後半の海成段丘や生物化石を基に復

元した隆起汀線の高度からみると、四国や紀伊半島南岸は、隆起が逆戻りするプレート間地震ではなく、プレート内地震によって累積的に隆起してきたと考えられる。1946年に発生した昭和南海地震を最も新しいプレート間地震であるとするれば、その92年前に発生し、昭和地震と隆起パターンや被害の特徴がほぼ同じである安政地震もプレート間地震と考えられよう。したがって、残る宝永地震がプレート内地震であったことになるが、古記録によれば宝永地震時に室戸岬では2.0~2.5mの隆起があったとされており (Ando, 1975), これは地形学的に求められた200yr BPの汀線高度である1.3mより1.5~2倍程度大きい。この現象は、プレート内地震とプレート間地震がほぼ時期を同じくして発生したと考えれば、うまく説明することができる。つまり、室戸岬において宝永地震時に2.0~2.5m隆起したうち、プレート内地震による隆起量が1.3m、プレート間地震による隆起量が0.7~1.2mであり、プレート間地震による隆起の分が逆戻りして0mになった結果、1.3mの隆起量が残留したということである。プレート間地震の隆起量0.7~1.2mという値は、昭和南海地震や安政地震の時とほぼ同じ隆起量である。

event A1とevent C1は発生時期がほぼ同じであり、この時期に起こった被害地震の内プレート内地震と考えられるものは宝永地震のみであることから、event A1とevent C1はプレート間地震とともに同時に発生し、この3つの地震があわさったものが宝永地震と言えるであろう。このケースと全く同じではないが、沖合いで起こる巨大地震が引き金となって、同時に内陸の活断層が活動した実例としては、1923年に発生した関東大地震に伴って変位した延命寺断層 (活断層研究会, 1980) などが挙げられる。

event A'1とevent B'1は発生時期が近似しており、またA.D.800~1000年

頃あたり歴史地震として記録されている可能性が高い。この時期に発生した記録がある歴史地震は、A.D.887に起こったとされる仁和地震である。古い時代に起こった地震であるため、隆起量など詳しいことは不明な点が多いが、宝永地震の例から推定すると、event A'1とevent B'1もプレート間地震にもなって発生したプレート内地震である可能性が考えられる。

南海道沖で発生するプレート間地震は、歴史記録などから100年～200年に一回の割合で起こることがわかっている。これに対して、隆起量が累積すると考えられるプレート内地震は、数100年～1000年以上の長い周期で発生している。プレート間地震とプレート内地震は全く別の震源断層によって引き起こされるものであるが、その発生時期は宝永地震のように両者が同時に発生することもあるらしい。また、多くのプレート内地震が、プレート間地震を引き金として発生してきた可能性も十分考えられるであろう。

2. 九州南東部の地殻変動

南九州は全般的に段丘等の第四紀の地形面の発達が悪いうえ、シラスなどの比較的新しい火山噴出物に厚く覆われているために、第四紀以降の地殻変動像の全容はいまだ明らかにされていない。そうした中で、九州南東部の宮崎平野やその周辺には更新世や完新世の海成段丘がよく発達していることから、この地域は少なくとも第四紀後期には著しく隆起してきていると推定されている（長岡，1986；前空・長岡，1988）。本節では、段丘・海底地形の変形，活断層の分布などから，南九州南東部，宮崎平野から大隅半島にかけての地域およびその周辺海域における完新世の地殻変動の様式を明らかにし，その原因について考察を試みる（第78図）。

1) 海成段丘対比とその変形

宮崎平野やその周辺には更新世や完新世の段丘が広く分布している（Endo,1968；長岡，1986）。前述したように，完新世の海成段丘の内，約6000年前の最高位の面，例えば宮崎平野の下田島I面（長岡ほか，1991）日南海岸の巾着I面（前空・長岡，1988）などに相当する海成面は，本地域に広く分布する。特に下田島I面は，多くの浜堤列から成り，その構成層上部にアカホヤ火山灰Ahを挟んでいる（第79図）。巾着I面はベンチを主体とする波食地形である。これらの面の旧汀線高度は，一ツ瀬川より北，日向市にかけては6m，一ツ瀬川から大淀川の間で7m，青島付近で8.5mとなり，ここから南へ都井岬にかけてはノッチ等として8-9mを保つ（第80図）。さらに南の志布志ではこれまで，完新世の海成面の報告はなかったが，肝属川左岸に砂州を伴う海成面が認められ，この海成層を覆う湿地堆積物中から，約5000年前，鹿児島県薩摩半島の池

田カルデラから噴出した池田降下軽石IkPが発見されている（長岡信治・松島義章未公表資料）。この海成面は形成時期から下田島I面に対比してよからう。その海成層の上限高度は6-5mであり、日南海岸より低い。大隅半島南端佐多岬では、海拔5m以下に完新世に形成されたと考えられる離水ベンチが数段分布している。このように太平洋岸に平行して見ると、完新世海成段丘は著しく隆起しており、隆起の中心は宮崎平野南部から日南海岸にある。下田島I面よりも低位の完新世海成段丘面もほぼ同様の傾向にある（第80図）。

更新世の海成段丘は、宮崎平野の三財原面、新田原II面などがある。これらのうち、三財原面は最終間氷期の最高海水準に対応して形成されたと推定される発達の良い海成面である（長岡，1986）。その旧汀線高度は、北から日向市北部で30m、耳川河口で50m、一ツ瀬北の模式地三財原で90-95m、大淀川北で105-120mと南へ高くなる（第80図）。これは、完新世段丘の旧汀線高度の変化と同じ傾向である。その南の日南海岸には、三財原面にあたる段丘面は確認されていない。しかし、さらに南方、志布志の北、夏井海岸の海拔10-30mにはこれに相当するか、もしくはそれより古い海成段丘、夏井段丘（夏井砂礫層：大木・早坂，1973）があり、やはり完新世段丘と同様にこの付近で旧汀線高度が低くなるようである（第80図）。大隅半島南東海岸には海成段丘は認められていないが、佐多岬北方の郡には、厚い阿多火砕流堆積物の台地の下、海拔20m付近に阿多火砕流堆積物に不整合に覆われる海成砂層がある（長岡信治未公表資料）。以上のように、最終間氷期の海成段丘の隆起変形は概ね完新世のそれと調和的と言えよう。また、1901-1981年の間の一等水準点の変動量をみてみると、大局的には日南海岸北部から宮崎平野南部に隆起の傾向が認められる（第80図）。

2) 九州山地の高度変化

九州山地はNE-SW方向に細長く延びていて、北東へ次第に幅を狭める。南西側は鹿児島地溝の北縁で終わる。尾鈴山や大崩山、市房山などの中新世の火成岩体を除くと、山地高度は阿蘇火山と日向市を結ぶ線を境に急激に変化する(第78図)。そこより西では、国見岳(1739m)をはじめ1000m以上の峰々が並ぶ。日南海岸の背後の鰐塚山地(鰐塚山1119m)もその線の西側に入る。一方、東側の九州山地は、突き出した第三紀の火山である大崩山を除くと高さが700-600mとなり、そのまま豊後水道に落ち込む。九州山地の定高性のある山頂を連ねた面は三波川帯・四万十層帯を削剥して形成された準平原の名残と考えられる。この準平原は、四万十層群堆積後、九州山地隆起以前の宮崎層群堆積期、すなわち鮮新世に形成されたと推定される。

3) 海底地形

海底地形を見ると、宮崎市沖で大陸棚と大陸斜面が南東へ広く張りだして日向海盆をさえぎり、そのまま大隅半島沖まで続く(第78図)。この張りだす大陸斜面と日向海盆の境界には、地溝と考えられる海底谷がある(第78図のV)。この海底谷は日向海盆の南限から、さらに南東へ延び、都井海丘の北東側をぬけて、南海トラフの南限、九州・パラオ海嶺の北東縁の崖へと連続する(第78図)。この線より南側の大陸斜面では、N-SおよびNNE-SSW方向のリニアメントを伴いながら斜面が複雑に隆起・変形している。この南側、種子島沖の大陸斜面では、九州・パラオ海嶺の北側ほど著しい斜面の隆起はみられないが、琉球海溝に平行した方向を持つリッジと地溝を伴う変動地形、大規模な海底地滑り地形

などが発達する（第78図）。

4) 九州・パラオ海嶺の沈み込みによる九州南東地域の隆起

準平原の高度分布が大きくなる阿蘇火山と日向市を結ぶ線より南側の九州山地，第四紀後期の海成段丘の傾動隆起の起きている宮崎平野南部から日南海岸の地域，大陸棚が東へ張りだす宮崎平野南部から大隅半島にかけての沖合，日向海盆南側の隆起・変形を受けている大陸斜面とを列ねた顕著な隆起帯（第78図）は，波長が150kmにもおよぶNNW-SSE方向の大きな背斜とみなすことができる。その背斜軸を南南東へ延長すると，プレート境界を越えて九州・パラオ海嶺にそのまま連続する（第78図）。このことは，南東の海側からの九州・パラオ海嶺の沈み込みにより，その陸側の隆起が引き起こされている可能性を強く示唆するものである。北東から阿蘇火山まで延びてきた九州の火山フロントもこの隆起帯で一旦途切れ，霧島火山で再び現われるように見える。

隆起地域南側にある火山フロントの陸側には，複数のカルデラを伴う火山性構造陥没地である鹿児島地溝が形成されていて，顕著な隆起は起きていないようであるが，鹿児島地溝内で鹿児島湾の北部，国分平野や始良平野に限ってみると，完新世海成段丘（約6000年前）の旧汀線高度が海拔10mを越えており（森脇ほか，1986），例外的に隆起している。ここでは，最終間氷期に形成された宮崎の三財原面相当の海成層（長谷ほか，1987）は30m以下にしか分布しないこと，隆起地域が始良カルデラに近接していることなどから，例外的な完新世の著しい隆起は，マグマの上昇などによる一時的なものとみたほうがよさそうである。

九州・パラオ海嶺の沈み込みがどのように九州南東部を含むユーラシアプレートを隆起させているのであろうか。単純には，沈み込む平たい

フィリピン海プレート上に突出した九州・パラオ海嶺が、下からユーラシアプレートを押し上げていると考えることができる。そのような変形は、Yamazaki and Okamura (1989) により、大陸斜面の都井海丘などにおいてすでに指摘されている。九州・パラオ海嶺の沈み込んだ大陸斜面には、断層が多数形成されていて、海嶺の沈み込みによる変形を示している。

一方、大陸斜面より陸側の大陸棚や九州南東海岸部、九州山地南部には、活断層が極端に少なくなり（九州活構造研究会，1989），大陸斜面で見られるような沈み込むプレートの地形的高まりによる上盤側プレートの変形や隆起は起きていないと推定される。ここでは、沈み込まれる側のユーラシアプレートの地殻が100km以上と厚くなり、沈み込む側（フィリピン海プレート）の数キロオーダーの地形的な凹凸の影響は現れないと考えられる。したがって、大陸棚を含む九州南東部の隆起には、別の原因を考える必要がある。Hirahara (1981) は、地震波走時解析による3次元速度構造から、九州・パラオ海嶺が沈み込んだ付近の地下30-60kmに低速度の部分を見出し、この部分がプレート内の不均質部として浮力を生じていると考えている。九州・パラオ海嶺は古島弧であり、周囲の玄武岩質の地殻より軽い酸性～中性の火成岩から成るので（Aoki and Ishikawa, 1985），沈み込むと浮力の役割を果たす可能性は高い。この浮力が、九州南東部から大陸斜面を含むユーラシアプレートを持ち上げていると推定される。しかし、現在、海溝部に沈み込もうとしている九州・パラオ海嶺は、ユーラシアプレートを隆起させるほど十分大きくないように見える。それよりもはるかに厚い花崗岩質の地殻を持つ大きな海嶺が過去に沈み込み、現在のような隆起を引き起こしているのかもしれない。

5) 九州・パラオ海嶺の沈み込み方向からみたフィリピン海プレートの動きの変化

こうした九州・パラオ海嶺の沈み込みは、いつごろから始まり、どのような変遷を経て、現在の様な隆起を引き起こしているのでしょうか。また、フィリピン海プレートの動きとの関連はどうでしょうか。

九州山地や鰐塚山地の四万十層群は、「北薩・人吉・野尻の屈曲」(Murata,1987)と呼ばれる屈曲構造により、走向をNEからNS方向へ大きく変化させる。この屈曲は、19-15Maの日本海拡大の際、九州・パラオ海嶺と四万十帯との接点を西の固定点として西日本が時計回りに回転したために形成されたものである(Murata,1987)。これは九州・パラオ海嶺の存在を示す最も古い証拠で、九州・パラオ海嶺は中新世初期にはすでに現在の位置に近いところにあったことを示している(Murata,1987) (第81図I)。

また、宮崎平野において、段丘をつくる第四系の基盤として広く存在する宮崎層群は、北薩の屈曲部内側に形成された中新世末から鮮新世(6-2Ma)(鈴木,1987)の前弧海盆の堆積物である。この海盆は、現在その東にある日向海盆の前身「古日向海盆」とされている(岡村,1988)。宮崎層群は北に向かって時代が新しくなる(鈴木,1987)。これは海盆の南側から北へ隆起が進み、これに伴い海盆の堆積域が北へ移動した結果、現在の位置へ日向海盆が形成されたことを示している(岡村,1988)

(第81図II)。隆起の原因は、海盆下に沈み込んでいる九州・パラオ海嶺と考えられ、隆起域の北への移動はそのまま九州・パラオ海嶺の動きを表していると考えられる(岡村,1988)。また、この鮮新世には著しい海進があり、「古日向海盆」背後の四万十帯・三波川帯は現在の様な

山地ではなく、海面近くにまで削剥されて準平原を形成していた。

以上をまとめると、前・中期中新世には九州・パラオ海嶺は宮崎平野南部の沖合いに位置し、日本海の拡大およびそれに伴う西日本弧の時計回りの回転により、三波川帯・四万十帯の屈曲構造を形成した（第81図I）。その後、中新世末に屈曲の東側に前弧海盆が形成され、鮮新世までの間に、沈み込んだ海嶺が徐々にその海盆の下を北へ現在の日向海盆の西縁部まで動いた。（第81図II）。屈曲構造形成後、九州・パラオ海嶺が相対的に北へ移動していることから、中新世末から鮮新世におけるフィリピン海プレートそのものの進行方向は九州・パラオ海嶺の伸張方向（N20-35° W：岡村，1988）よりさらに北向きの北北西であったと考えられる（岡村，1988；Yamazaki and Okamura, 1989）（第81図II）。

2Ma以降の第四紀になると、宮崎層群からなるかつての前弧海盆の西縁部が隆起陸化し、そこに宮崎平野が段丘化しながら形成された（第81図III）。それとともに、前弧海盆背後の準平原も隆起し、九州山地ができた。この時の隆起の中心は、すでに述べたように宮崎平野南部～日南海岸付近である。九州・パラオ海嶺は相対的に西へ移動したことになるので、フィリピン海プレートが沈み込み方向をそれまでの北から、海嶺の伸長方向N20-35° Wより西へ偏った西北西方向へ転じたと考えられる（岡村，1988）。海嶺北端部の東側に、かつて（鮮新世）の海嶺の沈み込みによりえぐられたような大陸斜面の窪みや海嶺の移動の跡を示す凹地が認められたり（第78図G，第81図III；岡村，1988；Yamazaki and Okamura, 1989），海嶺の沈み込みにより変形隆起した大陸斜面の東側に細長い引張性の海底谷が形成されている（第78図V）のも、この動きを支持する証拠と言える。

音波探査記録をみると、逆に九州・パラオ海嶺の北端部の西側では、

北西へ沈み込む海嶺が南東へ張り出した大陸斜面に衝突するようにサブダクションしており、それに伴い、海嶺背後の四国海盆でも、もともと拡大時に形成された基盤の断層が再活動している（第82図）。

6) 第四紀における南九州全体の顕著な隆起傾向

新第三紀から第四紀にかけての堆積盆や隆起域の移動は、上記のように九州・パラオ海嶺の沈み込み方向の変化で説明できる。しかし、第四紀においては、九州南東部さらには九州山地を含めた南九州全体が隆起するような傾向が、第三紀に比べ極めて顕著になる。鮮新世には、準平原が発達したこと、大規模な海進が起きたことなどを考えあわせると、南九州全体は第四紀ほど隆起していなかったと推定される。一方、海成段丘の旧汀線高度や、九州山地の山頂高度から求めた第四紀における隆起速度の概算は、九州・パラオ海嶺の延長上で $0.8-0.7\text{m}/1000\text{yr.}$ 、周辺部でも $0.5-0.3\text{m}/1000\text{yr.}$ にもなる。このような広域で急速な隆起は、九州・パラオ海嶺の沈み込み方向の変化だけで説明するのは困難で、何か別の原因を考えなくてはなるまい。例えば、岡村(1990)が紀伊半島から四国にかけての西南日本外帯で示した第四紀の東西圧縮の影響が、九州にまで及んでいるのかもしれない。

7) まとめ

九州・パラオ海嶺の沈み込み方向の変化が、新第三紀以降の南九州のテクトニクスに大きな影響を及ぼしていることを述べてきた。特に、第四紀に入るとフィリピン海プレートが北北西から西北西へ進行方向を転じたために、九州・パラオ海嶺は、現在の位置に沈み込むようになった。海嶺が沈み込んだユーラシアプレート上の九州南東沖の大陸斜面や

大陸棚，宮崎平野南部および日南海岸にかけての海岸地域と，そこから九州山地南部にかけての内陸地域が著しく隆起している．隆起のメカニズムは，沈み込んだ海嶺の軽い地殻が浮力として働き，アイソスタティックに隆起している可能性が考えられる．

3. 地殻変動の地球物理的解釈

これまで、完新世後半に発達した海岸地形、潮間帯にすむ生物の石灰質遺骸などを基礎資料として、西南日本外帯南部における完新世地殻変動の様式について、議論を進めてきた。その結果、日向海盆付近を境に、その東側の四国や紀伊半島ではプレート内地震による間欠的な地震性隆起が卓越し、一方その西側に当たる九州南東岸においては、宮崎平野南部を中心とした馬の背状の定常的隆起が卓越していることがわかった。また、後者の隆起の主要因は、九州-パラウ海嶺のもぐり込みに関係しているらしいことも述べた。本節では、西南日本外帯南部におけるこのような地殻変動様式の違いがどのようなメカニズムによって生じているのか、という問題について地球物理学的な成果を取り入れながら検討してみる。

フィリピン海プレートのもぐり込み角度と深さについては、地域概観の章で述べたように、宮崎沖ではほぼ深さ200km近くまでフィリピン海プレートがもぐり込んでおり、深さ100km付近からもぐり込む角度が急になっている。これに対して、四国や紀伊半島沖では、フィリピン海プレートは比較的低角度に深さ70km~90kmまでもぐり込んでいる。

それではプレートのもぐり込み角度やもぐり込みの深さの違いは何に起因しているのだろうか。海洋プレートは海嶺で誕生した後、時間とともにプレート上面から熱を失い、冷却されていくが、それにつれて、プレート下面近くのアセノスフェアが固化し、プレート下面に次々と付着していくため、次第に厚みを増していく。一般的にはプレートの厚さは、その年齢の平方根に比例して増加する（加賀美ほか、1983）。フィリピン海は、九州-パラオ海嶺を境に、東側の若い四国海の部分と、西側の古いフィリピン海盆の部分に大別される。プレートの厚さは、若い

東側の海盆で約30km, 古い西側の海盆で約60kmである(加賀美ほか, 1983). また, プレーートの放射年代は, 四国海盆で15~30Ma, フィリピン海盆では50~90Maである(Matsuda, 1985) (第83図). したがって, 宮崎から日南沖は, 九州-パラオ海嶺以西にあたり, 冷たく厚い(重い)プレートが沈み込むため, もぐり込みの角度が相対的に急であり, またアセノスフェアに同化しにくいいため, 深くまで和達-ベニオフ面が追跡できるものと考えられる. これとは逆に四国海盆側では, 熱くて薄い(軽い)プレートが沈み込むため, もぐり込みの角度が相対的に緩く, 深くまでもぐり込めないものと推定される.

地震活動については, 宮崎沖では $M < 3$ の規模の小さい地震が, プレートと境界において頻繁に発生しているのに対して, 四国や紀伊半島沖ではその数は極めて少ない. 紀伊水道から和歌山平野付近では, 深さ20km以下の小規模地震が多く発生しているが, これらの地震のうち大半は, 深さ20km以下のユーラシアプレート内部で発生するプレート内地震とである. また, 歴史時代には, 宮崎沖では $M > 8$ の巨大地震は発生しておらず, $M 6 \sim 7$ クラスの中規模地震が数年に1回程度の割合で発生している. 四国や紀伊半島沖ではこのような中規模地震はほとんど発生しないかわりに, $M > 8$ の巨大地震が100~200年に1回の割合で発生している(宇佐美, 1987). このような地震活動の違いは, 前述したプレートの性格の違いによるものと推定される. 四国海盆のような若くて軽いプレートは, プレーートの浮力が相対的に大きく, 必然的にプレート境界での垂直抗力が大きくなるため, プレートが沈み込みにくくなる. このため, プレート境界において弾性反発が起こるまでに, 相対的に大きな応力が累積されることになり, 地震の数は少ない反面, 1回の地震の規模が大きくなるものと考えられる.

次に重力異常の違いを検討する。河野・古瀬（1989）を一部改変し、西南日本周辺の重力異常を示したのが第84図である。陸域は密度 2.67 gr.cm^{-3} で地形補正済みのブーゲ異常で示しており、海域はフリーエア異常で示している。海域のフリーエア異常は通常海底地形を反映し、水深の浅い所では相対的にプラスに、逆に深いところでは相対的にマイナスになる。紀伊半島から四国沖では、足摺岬付近の興津沖に小さな正の異常帯が見られるものの、全体的にはほぼ海底地形を反映した傾向が見られる。これに対して、宮崎平野の沖合では、水深に比して極めて大きな負の異常帯が分布している。これは、この地域の地下構造が相対的に密度が小さい物質から成り立っていることを示している。例えば、基盤岩石より軽い、密度が 2.0 gr.cm^{-3} で厚さ1000m程度の堆積層が分布していても、重力異常値はせいぜい $-20 \sim -30 \text{ mgal}$ 程度であり、とても -150 mgal もの負の重力異常を説明することはできない。九州南東部の地殻変動に関する章で述べたように、この付近は九州-パラオ海嶺がユーラシアプレートの下へもぐり込む陸側延長部にあたることから、花崗岩質の比較的軽い海嶺が宮崎沖の地下にもぐり込みかけている可能性が考えられ、この花崗岩体が負の重力異常を引き起こす原因になっていると考えられる。こうした軽い岩体の存在は、宮崎平野が定常的に隆起していることを裏付ける大きな証拠となる。

結論

西南日本外帯南部の地殻変動に関しては、従来、更新世段丘の発達史から求められた変動様式を、南海地震前後に行われた測地学的なデータに結び付けることによって解釈されてきた。しかし、両者には時間スケールの極端な違いがあり、それらを一元的に取り扱うには、著しい論理の飛躍がある。地殻変動を、連続的な時間軸の上で解釈するためには、両者間の時間的空隙、つまり完新世における地殻変動様式を詳細に復原する必要性がある。

完新世地形発達と地殻変動に関する研究は、これまでも西南日本外帯南部の一部の地域で行われてきたが、これを西南日本外帯南部全域に広げて考察することによって、完新世地殻変動の性格を、一海溝系全体の中で浮彫りにすることができる。

完新世の地殻変動様式を復原するには、陸地と海水準の相対的な位置関係を時間軸の上に展開し、それでもって地殻変動の時期や量を推定する方法が最も有効と考えられる。過去の相対的海水準の位置関係を示すものには、離水波食地形や海成段丘、潮間帯に生息する生物の遺骸・生痕などがあげられる。また、それらを地殻変動の指標として用いるには、年代を知る必要があり、それには石灰質の殻を持つ貝類や環虫類などの現地性化石、さらに堆積段丘の腐植性堆積物などを試料とする¹⁴C年代測定法が有効である。これらによって、 $10^1 \sim 10^2$ 年オーダーの誤差の範囲内で地殻変動の時期を知ることができる。

本論文では、以上のような研究視点に立脚し、地形学的手法を中心に、これに生物学および化学的な手法を加えながら、西南日本外帯南部の完新世地殻変動に関する検討を行い、以下の結論を得た。

①本研究地域には完新世に形成された海成段丘が広く分布し、一部の

地域を除いて、完新世において全体的に隆起した傾向を示す。

完新世の最高位海成段丘面の海拔高度を、その ^{14}C 年代値で除することによって、完新世における平均隆起速度を求めた。平均隆起速度は、室戸岬で最も大きく $2.5\text{m}/1000\text{y}$ 、潮岬で $1.5\text{m}/1000\text{y}$ 、足摺岬で $1.0\text{m}/1000\text{y}$ であり、南海トラフから離れるほど小さくなる傾向がある。これに対して九州南東部では、宮崎市南部青島付近で $1.5\text{m}/1000\text{y}$ の隆起速度を示すが、トラフから離れるほど小さくなる傾向は見られない。隆起速度は、宮崎平野南部で最も大きく、それより南北方向に小さくなるような変化傾向を示している。

②四国南部および紀伊半島南部地域では、石灰質殻を持つ生物の遺骸群体の付着高度を、その ^{14}C 年代によって時間軸の上にプロットしてみると、分布高度の低い遺骸群体ほど若い年代を示す。このことから、隆起の傾向は完新世において継続し、かつ累積していると言える。また、遺骸群体の高度の変化を時間軸の上で見ると、数百年から千数百年間その高度が変化せず安定している時期と、極めて短い時間で急激に変化する時期が、不規則に繰り返される傾向が読み取れる。

このような急激な遺骸群体の高度の変化は、氷河性の海水準変化が直接的な原因とは考えられない。本地域は完新世において、間欠的な地震隆起によって急激に相対的海水準が変化（低下）し、これが段丘などの海岸地形の形成に大きく関わってきたと考えられる。本地域は、歴史時代においても数多くの隆起を伴った巨大地震を経験したことが、地震による被害を綴った歴史記録を分析することによって明らかにされており、このことから、本地域が完新世において、地震によって隆起してきたことがうかがえる。

また、地震時における海岸隆起は、最大数mといった大きな変位が間

欠的に繰り返されたものであることがわかった。これは、地震1サイクルの残留隆起量が最大20~30cm程度の比較的小さな隆起が、100年~120年の比較的短い周期で累積してきたとする、南海地震前後の水準測量を基になされた多くの先行研究による推定とは相反するものである。

③地震時の隆起が地震後に逆戻りするような地震をプレート間地震、地震時の隆起がそのまま累積するような地震をプレート内地震とするならば、四国から紀伊半島にかけての地域を隆起させた地震は、プレート内地震であるといえる。

紀伊半島、室戸半島、足摺岬周辺の各地域で明らかになった完新世におけるプレート内地震を、地震の発生時期および陸上の隆起量の分布傾向から推定された震源の方向を基にして、それぞれを対比した。その結果、同地域において、プレート内地震を発生させた震源域は、土佐湾沖、紀伊水道沖、熊野灘沖の三ヶ所にあることがわかり、これらを西から震源域A、B、Cとした。また、それぞれの震源域に対応する震源断層を震源断層A、B、Cとした。

地震時の断層運動の量や向きなどの断層パラメータは、その地表変位量と変位パターンから、力学的モデル(断層モデル)を用いて、各プレート内地震の断層パラメータを求めた。その結果、各震源断層はともに、完新世後半に3回の大きな活動(event A1~A3, B1~B3, C1~C3)をしており、一回の地震での断層変位量は10~15m、断層の長さは146~207kmにも及ぶことがわかった。また、その活動の平均的周期は、震源断層Aで2200年、震源断層Bで2300年、震源断層Cで1900年であり、それぞれの震源断層においては活動の周期性は極めて高いと言える。また、震源断層A、B、Cのような広域的に陸上を隆起させるような主震源断層以外にも、局地的に陸上を隆起させるローカルな震源断層もいくつかあ

り、完新世後半に数回地震を引き起こしていることも推定された。

④我が国では、歴史的な記録から地震による被害状況を復元することにより、その地震の規模や発生場所を推定する歴史地震学が発展している。この成果を利用することにより、本研究によって推定されたプレート内地震 (event) のいくつかは、歴史記録に残っている歴史地震に対比することができる。すなわち、event B1は正平地震 (A.D.1361年)、event A1とC1は宝永地震 (A.D. 1707年) である可能性が高い。その他の地震は先史時代に発生しており、歴史記録はない。

北海道沖で発生するプレート間地震は、歴史記録などから100年~200年に一回の割合で起こることがわかっている。これに対して、隆起量が累積すると考えられるプレート内地震は、数100年~1000年以上の長い周期で発生している。プレート間地震とプレート内地震は全く別の震源断層によって引き起こされるものであるが、宝永地震のように、両者が同時に発生することもあるように思われる。また、多くのプレート内地震が、プレート間地震を引き金として発生した可能性も十分考えられる。

⑤一方、九州南東部の宮崎平野やその周辺には更新世や完新世の海成段丘がよく発達していることから、この地域は少なくとも第四紀後期においては著しく隆起したことが推定できる。しかしながら、段丘面の変形パターンは四国や紀伊半島の場合とは異なっている。すなわち、四国や紀伊半島では、南海トラフに近いほど段丘面の高度が高くなる、いわゆる傾動隆起を示しているのに対して、宮崎平野から日南海岸にかけての地域では、隆起の中心は宮崎平野南部から日南海岸にあり、それより南北に高度を減ずるような背斜状の隆起パターンを示している。このような隆起のパターンは、断層の活動による地震隆起が累積することによって生じたと解釈することは難しい。

また、九州南東岸では、歴史時代に起こった比較的大規模な地震において陸地が沈降したという記録はあるが、隆起したという記録はまったくない。また、サイスミックプロファイラーによる海底地質構造調査では、四国や紀伊半島沖に発達するような大きな断層は、九州南東岸沖には見つかっていない。

以上のことから、九州南東岸は、四国や紀伊半島とは異なり、地震隆起とは直接関係なく、定常的に（非地震的）隆起していると判断される。この隆起の原因としては、九州南東岸沖から西太平洋パラオ諸島まで連続する九州-パラオ海嶺が、フィリピン海プレートの北西進によって、九州南東岸の真下へ沈み込んでいることから、比較的軽い海嶺（古島弧）の地殻がアイソスタシーを保つため、下から九州南東部を押し上げているという解釈が考えられる。その傍証として、顕著な負の重力異常帯が宮崎沖に認められ、九州-パラオ海嶺の沈み込みによって大規模な花崗岩体などの比較的軽い岩体が地下に存在していることがあげられる。

⑥九州南東部と四国・紀伊半島とで地殻変動の様式が著しく異なるのは、九州-パラオ海嶺をはさんで、西側と東側ではプレートの年齢に大きな違いがあるためである。すなわち、この海嶺の西側にあたるフィリピン海盆は、プレートの年齢が40Maより古いため、プレートが冷えて沈み込みやすくなっており、地殻の水平圧縮応力が比較的小さい。このため小～中規模の地震しか起こらず、断層が海岸線付近に分布しない九州南東部では、地震によって海岸部は隆起しない。これに対して東側の四国海盆は、プレートの年齢が25 Maより新しいため、プレートが比較的熱く沈み込みにくい。この結果、地殻の水平圧縮応力が大きくなり、比較的大きな地震が発生し、四国などの海岸部を隆起させていると解釈される。

⑦南海トラフ陸側斜面には、各半島部で示される隆起帯と、その間にある前弧海盆と呼ばれる沈降帯が交互に分布している。この沈降帯は地震性変動そのもので発達したものではなく、地震隆起を上回る南北軸の波状変形（岡村，1990）やアイソスタティックな沈降などにより形成されたと考えられる。

謝辞

本稿を作成するにあたり藤原健蔵先生，中田 高先生をはじめとする
広島大学文学部地理学教室の諸先生方から終始有益な御指導・御助言を
頂いた。また，海上保安庁水路部（当時）の長岡信治氏，神奈川県立博
物館の松島義章氏，和歌山県立串本高校の坪野賢一郎氏，海上保安庁水
路部の沖野響子氏とは，本研究の一部を共同で行なった。年代試料のX
線分析には広島大学理学部の北川隆司先生にお世話になった。コアドリ
ルの使用に際して高知大学理学部の岡村 眞先生，小玉一人先生，高知
大学院生諸氏に大変お世話になった。調査・測量の際には広島大院生
（当時）の白神 宏氏，（当時）川村道典氏，堤 浩之氏，田辺 嵐氏
に御協力頂いた。現地調査に際には，三重県立木本高校の大杉 昇先生，
西日本技術開発株式会社の小川 浩氏（当時）ならびに平田和彦氏にい
ろいろとご便宜頂いた。現地では室戸市役所建設課，観光課の方々や地
元の方々にお世話になった。以上の方々に厚く御礼申し上げる次第であ
る。なお本研究の内容の一部は，1986年度日本地理学会秋季学術大会，
1987年1月に行われた地理科学学会第27回例会，1987年日本第四紀学会
神戸大会，1987年度日本地理学会秋季学術大会，1989年度人文地理学会・
日本地理学会合同大会などにおいて発表した。また，本研究には平成2
年度文部省科学研究費奨励研究（特別研究員）課題番号02951202の一部
を使用した。

引用文献

- 阿子島 功・須鎗和巳・細岡秀博（1973）：段丘面对比の指標としての”礫の赤色風化殻の厚さ”の統計的研究—四国島海岸平野の形成過程の研究第5報—。徳島大学学芸紀要（社会科学），22，1—9。
- 阿子島 功・甲藤次郎（1984）：室戸半島の沖積世の地殻変動（2）。地理予，26，38—39。
- 雨宮育作・大島泰雄（1933）：岩石穿孔二枚貝類に就て。植物及動物，1，1271—1282。
- 荒牧重雄・羽田 忍（1965）：熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質。地質学雑誌，71，494—512。
- 池田安隆・米倉伸之（1979）：San Fernando地震の断層モデル。地震，第2輯，32，477—488。
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照（1985）：SEIS—PCの開発—概要—。情報地質，10，19—34。
- 石橋克彦（1984）：駿河湾地域の地震時地殻上下変動。第四紀研究，23，105—110。
- 井関弘太郎（1983）：『沖積平野』東京大学出版会，145p。
- 今村明恒（1929）：紀伊半島に於ける慢性的並に急性的の地形変動に就いて。地震，1，321—335。
- 今村明恒（1930）：四国南部の急性的並に慢性的地形変動に就いて。地震，2，357—371。
- 今村明恒（1934）：紀伊室戸両半島の地殻変形の比較。地震，6，535—540。
- 岩淵義郎（1973）：海溝。『深海地質学』東海大学出版会，145—200。

- 上田誠也・杉村 新 (1970) : 『弧状列島』岩波書店, 156p.
- 宇佐美龍夫 (1975) : 『資料日本被害地震総覧』東京大学出版会, 329p.
- 宇佐美龍夫 (1987) : 『新編資料日本被害地震総覧』東京大学出版会,
435p.
- 遠藤秀典・鈴木祐一郎 (1986) : 妻及び高鍋地域の地質. 地域地質研究
報告 (5万分 の1地質図幅), 地質調査所, 105p.
- 遠藤 尚・松田 剛・法元紘一・児玉三郎 (1962) 日向平野を構成する
段丘について. 宮崎大学学芸学部紀要, no. 14, 9-27.
- 大木公彦・早坂祥三 (1973) : 鹿児島下における火砕流堆積物の堆積様
式の一考察. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物), no. 5-6, 7-
17.
- 太田陽子 (1968) : 旧汀線の変形からみた第四紀地殻変動に関する二・
三の考察. 地質学論集, no. 2, 15-24.
- 太田陽子・成瀬 洋 (1977) : 日本の海成段丘一環太平洋地域の海面変
化・地殻変動の中での位置づけ一. 科学, 47, 281-292.
- 太田陽子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大村明雄 (1978) : 琉球列
島喜界島の完新世海成段丘. 地理評, 51, 109-130.
- 太田陽子・松島義章・森脇 広 (1982) : 日本における完新世海面変化
に関する研究 の現状と問題 - Atlas of Holocene Sea-level Records in
Japan を資料として -. 第四紀研究, 21, 133-143.
- 大塚弥之助 (1930) : 宮崎県高鍋町付近の地質学的問題. 地理評, 6,
1048-1073.
- 大塚弥之助 (1932) : 日向海岸平野の鮮新世初期からの地殻変動とそれ
に関する疑問. 地理評, 8, 81-94.
- 岡田 惇 (1960) : 紀伊半島南端部付近の地殻変動について. 震研彙報,

38, 113-124.

岡田篤正 (1973) : 四国中北縁部における中央構造線の第四紀断層運動.
地理学評論, 46, 295-322.

岡村行信・上嶋正人 (1986) : 室戸沖海底地質図および説明書. 地質調査所, 31p.

岡村行信・岸元清行・村上文敏・上嶋正人 (1987) : 土佐湾海底地質図
および説明書. 地質調査所, 32p.

岡村行信 (1988) : 海山の沈み込みとフィリピン海プレートのかつての
沈み込み方向. 月刊地球, 10, 603-607.

岡村行信 (1990) : 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻
変動. 地質学雑誌, 96, 223-237.

岡山俊男 (1988) : 『日本列島接峰面図』古今書院, 71p.

貝塚爽平 (1989) : 概説・変動地形とテクトニクス. 地理評, 62A, 225
-227.

加賀美英雄・塩野清治・平朝彦 (1983) : 南海トラフにおけるプレー
トの沈み込みと付加体の形成. 科学, 53, 429-438.

鹿島 薫・長澤良太・宮崎 隆 (1985) : 静岡県菊川平野における完新
世の海水準変動に関する資料. 第四紀研究, 24, 45-50.

活断層研究会編 (1980) : 『日本の活断層—分布図と資料—』東京大学
出版会, 363p.

活断層研究会編 (1991) : 『新編日本の活断層—分布図と資料—』東京
大学出版会, 473p.

甲藤次郎・阿子島 功 (1980) : 室戸半島の沖積層の地殻変動. 平朝
彦・田代正之編 : 『四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦
記念論文集—』林野弘済会高知支部, 1-15.

- 金谷明子 (1978) : 室戸半島の完新世海成段丘と地殻変動. 地理評, 51, 451-463.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) : 房総半島南東岸における現成・離水侵食海岸地形の比較研究. 地理評, 59, 18-36.
- 茅根 創・山室真澄・松本英二 (1987) : 房総半島南東岸における旧汀線の指標としてのヤッコカンザシ. 第四紀研究, 26, 47-58.
- 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編 (1980) : 『岩波講座地球科学15—日本の地質—』岩波書店, 387p.
- 紀州四万十帯団体研究グループ (1986) : 紀伊半島西部中津村周辺の日高川層群美山累層—紀伊半島四万十累帯の研究 (その11) —. 地球科学, 40, 274-293.
- 紀州四万十帯団体研究グループ (1970) : 紀伊半島南部海岸地域の牟婁層群の堆積学的・古生物学的研究—紀伊半島四万十累帯の研究 (その4) —. 和歌山大学教育学部紀要, 自然科学, 20, 75-102.
- 木野義人 (1957) : 5万分の1地質図幅「日向青島」及び説明書. 地質調査所, 63p.
- 九州活構造研究会 (1989) : 『九州の活構造』東京大学出版会, 555p.
- 河野芳輝・古瀬慶博 (1989) : 『100万分の1日本列島重力異常図』東京大学出版会, 76p.
- 酒井治孝 (1986) : 室戸半島行当岬の海成段丘—室戸岬面—を切る西寺断層. 活断層研究, no. 2, 65-72.
- 酒井治孝 (1987) : 室戸岬面の陸側段丘崖基部を切る盲道谷断層. 活断層研究, no. 4, 47-54.
- 酒井治孝 (1988a) : 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム I. 地質学雑誌, 94, 733-747.

- 酒井治孝 (1988b) : 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム II. 地質学雑誌, 94, 837-853.
- 酒井治孝 (1988c) : 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討. 地質学雑誌, 94, 945-961.
- 坂本 亨・山崎晴雄・磯辺一洋・伊藤吉助・後藤 進 (1977) : 静岡県, 御前崎付近の沖積海成段丘について. 地質調査所月報, 29, 133-135.
- 沢村武雄 (1951a) : 南海大地震と地殻変動. 高知大学研究報告 (自然科学), no. 1, 20-33.
- 沢村武雄 (1951b) : 南海地震に伴った四国の地盤変動に関する一考察. 地学雑誌, 60, 190-194.
- 沢村武雄 (1953) : 西南日本外帯地震帯の活動と四国およびその附近の地質, 地盤運動との関係. 高知大学学術研究報告, 2, no. 15, 46p.
- 沢村武雄 (1954) : 続, 西南日本外帯地震帯の活動と四国およびその附近の地質, 地盤運動との関係. 高知大学学術研究報告, 3, no. 19, 6p.
- 沢村武雄 (1967) : 『日本の地震と津波』高知新聞社, 231p.
- 島崎邦彦 (1980) : 完新世海成段丘の隆起とプレート内およびプレート間地震. 月刊地球, 2, 17-24.
- 島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・岡村 眞・白神 宏・前杵英明・松木宏彰・辻井 学・清川昌一・平田和彦 (1986) : 海底活断層のボーリング調査による地震発生時長期予測の研究-別府湾海底活断層を事例として-(予報). 活断層研究, no. 2, 83-88.
- 首藤次男 (1952) : 宮崎層群の地史学的研究. 九州大学理学部研究報告, 4, 1-40.
- 杉村 新 (1972) : 日本付近におけるプレートの境界. 科学, 42, 192

- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1987) : 静岡県御前崎地域の段丘堆積物 (上部更新統) と更新世後期における地殻変動. 地質調査所月報, 38, 443-472.
- 杉山雄一 (1989) : 島弧における帯状構造の屈曲とプレートの斜め沈み込み; 第1部 - 西南日本外帯沖の屈曲構造とプレート境界地震 -. 地質調査所月報, 40, 533-541.
- 鈴木重治 (1973) 石神遺跡の立地と周辺の遺跡. 宮崎市教育委員会編宮崎市文化財調査報告書「石神遺跡」, 5-9.
- 鈴木秀明 (1987) : 東北大学地質学古生物学教室研究邦報, no. 90, 1-24.
- 砂村継夫 (1975) : 波による岩石海岸の地形変化—最近の研究とその問題点—. 地理評, 48, 395-411.
- 須鎗和巳・阿子島 功・栗岡紀子 (1971) : 室戸地域海岸段丘の再検討 (第1報). 徳島大学教養部紀要 (自然科学), 4, 19-34.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1975) : 室戸半島の地殻変動について—地殻変動の不等速性について—. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), 8, 43-49.
- 外山秀一 (1982) 大淀川下流域における古環境の復元. 立命館文学, no. 446・447, 190-219.
- 高橋健一 (1975) : 日南海岸青島の「波状岩」の形成機構. 地理評, 48, 43-62.
- 武永健一郎 (1968) : Notchの形態と成因について. 地学雑, 77, 329-341.
- 多田文男 (1962) : 紀伊半島の地形と南海地震. 駒沢大学文学部紀要,

- no. 21, 67-78.
- 田辺団体研究グループ (1984) : 紀伊半島田辺層群の層序と構造. 地球科学, 38, 249-263.
- 地学団体研究会地学事典編集委員会編 (1970) : 『地学事典』平凡社, pp. 1278-1279.
- 辻村太郎・河田四郎 (1930) : 紀伊半島に於ける海岸段丘の高度分布より見たる地盤運動の性質. 地理評, 6, 1754-1767.
- 恒石幸正・塩坂邦男 (1981) : 富士川断層と東海地震. 応用地質, 22, 52-66.
- 恒石幸正 (1984) : ”東海地震”に関連する特A級活断層. 第四紀研究, 23, 145-150.
- 長岡信治 (1984a) 南九州, 大隅半島北部から宮崎平野に分布する後期更新世テフラ. 地学雑誌, 93, 347-370.
- 長岡信治 (1984b) 宮崎平野の完新世段丘について. 第四紀学会講演要旨集, no. 14, 41-42.
- 長岡信治 (1986) 後期更新世における宮崎平野の地形発達. 第四紀研究, 25, 139-163.
- 長岡信治・松島義章・前杵英明 (1987) : 宮崎平野南部の完新世海成段丘. 日本第四紀学会要旨集, no. 17, 120-121.
- 長岡信治・前杵英明・沖野郷子 (1991) 九州・パラオ海嶺の沈み込みと九州南東部の第四紀地殻変動. 号外地球, no. 3, 上田誠也教授退官記念論文集, 167-173.
- 長岡信治・前杵英明・松島義章 (1991) : 宮崎平野の完新世地形発達史. 第四紀研究, 30, 59-78.
- 長澤良太 (1983) : 田辺湾沿岸の海岸地形の形成過程と後期完新世海面

- 変化. 東北地理, 35, 11-18.
- 中田 高・高橋達郎・木庭元晴 (1978) : 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動. 地理評, 51, pp. 87-108.
- 中田 高 (1980) : 種子島・屋久島の段丘変異からみた琉球孤北部の第四紀鋼鉄の地殻変動. 西村嘉助先生退官記念地理学論集, 古今書院, 105-110.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) : 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理評, 53, 29-44.
- 中田 高 (1982) : ダージリンヒマラヤ山麓の活断層-プレート境界における地殻変動の一例. 『地域-その文化と自然』福武書店, 448-462.
- 長田敏明 (1976) : 牧ノ原台地の第四紀地史. 関東の四紀, no. 3, 41-46.
- 長田敏明 (1980) : 静岡県牧ノ原台地の形成過程. 第四紀研究, 19, 1-14.
- 中村 純・満塩博美・黒田登美雄・吉川 治 (1972) : 花粉層序学的研究, その1-高知県の第四系-. 高知大学学術研究報告, 21, 87-115.
- 中山正民 (1962) : 熊野浦海岸における海浜堆積物について. 地理評, 35, 605-617.
- 長谷義隆・山脇真二・早坂康隆 (1987) : 鹿児島湾北西岸地域の第四系層序の再検討. 地団研専報, no. 33, 207-229.
- はてなし団体研究グループ (1980) : 紀伊半島四万十累帯, 音無川帯の研究-層序と構造の総括-. 和歌山大学教育学部紀要, 自然科学, 26, 33-70.
- 羽鳥徳太郎 (1985) 九州東部海岸における歴史津波の現地調査. 地震研

- 彙報, 60, p. 439-495.
- 久富邦彦 (1981) : 紀伊半島東南部の熊野層群の地質と堆積. 地質雑, 87, 157-174.
- 藤原健蔵・中田高 (1984) : メタノール-液体シンチレーション¹⁴C年代測定法 (I). 広島大学文学部紀要, 44, 120-133.
- 藤原健蔵・中田高・牧野一成・白神宏 (1986) : メタノール-液体シンチレーション¹⁴C年代測定法 (II). 広島大学文学部紀要, 45, 222-236.
- 藤原健蔵・中田高・前杵英明 (1989) : メタノール-液体シンチレーション¹⁴C年代測定法 (III). 広島大学文学部紀要, 48, 166-181.
- 藤原健蔵・中田高・前杵英明・堤 浩之 (1991) : メタノール-液体シンチレーション¹⁴C年代測定法 (IV). 広島大学文学部紀要, 50, 83-95.
- 星埜由尚 (1971) 宮崎平野の地形発達に関する諸問題. 第四紀研究, 10, 99-109.
- 前杵英明 (1986) : 室戸岬及び潮岬における石灰質生物遺骸の分布高度と完新世地殻変動. 地理予, 30, 54-55.
- 前杵英明 (1988a) : 室戸半島の完新世地殻変動. 地理評, 61A, 747-769.
- 前杵英明 (1988b) : 足摺岬周辺の離水波食地形と完新世地殻変動. 地理科学, 43, 231-240.
- 前杵英明・長岡信治 (1988) : 宮崎県日南海岸の完新世海成段丘と離水波食地形. 地理予, no. 33, p. 54-55.
- 前杵英明・坪野賢一郎 (1990) : 紀伊半島南部の完新世地殻変動. 地学雑誌, 99, p. 349-369.

- 町田 洋・新井房夫 (1978) : 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17, 143-163.
- 松浦充宏・佐藤良輔 (1975) : 断層モデルと地表変位のパターン. 地震, 第2輯, 28, 429-434.
- 松島義章・大嶋和雄 (1974) : 縄文海進における内湾の軟体動物群集. 第四紀研究, 13, 135-159.
- 松島義章 (1984a) : 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間的・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研報, no. 15, 37-109.
- 松島義章 (1984b) : 完新世段丘からみた相模湾・駿河湾沿岸地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, 23, 165-174.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第2輯, 28, 269-283.
- 三浦知之・梶原武 (1983) : カンザシゴカイ類の生態学的研究. 日本ベントス研究会誌, no. 25, 40-45.
- 三宅康幸 (1981) : 和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と岩石. 地質雑, 87, 383-403.
- 宮崎市 (1979) : 宮崎市地盤図. 320p.
- 森脇広・町田洋・初見祐一・松島義章 (1986) : 鹿児島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進. 地学雑誌, 95, 94-113.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子 (1964) : 土佐湾北東岸の海成段丘と地殻変動. 地理評, 37, 627-648.
- 吉川虎雄 (1968) : 西南日本外帯の地形と地震性地殻変動. 第四紀研究, 7, 157-170.

- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子・阪口豊（1973）：『新編日本地形論』
東京大学出版会，415p.
- 吉川虎雄・茅根創（1986）：房総半島南東岸における現成・離水侵食海
岸地形の比較研究．地理評，59A，18-36.
- 米倉伸之（1968）：紀伊半島南部の海成段丘と地殻変動．地学雑誌，77，
1-23.
- 米倉伸之・安藤雅孝（1973）：海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形．
科学，43，92-101.
- 米倉伸之（1976）：海溝付近の変動地形と地震．地質学論集，no. 12，
151-158.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島 薫（1983）：御前崎地域，掘削法による完
新世海成段丘の形成過程に関する研究．昭和57年度科研費報告書，64
-72.
- 米倉伸之（1984）：駿河トラフ・相模トラフ周辺の変動地形．第四紀研
究，23，83-90.
- Ando, M. (1971) : Fault origin model of the great Kanto earthquake of
1923 as deduced from geodetic data. Bulletin of the Earthquake Research
Institute, 49, 19-32.
- Ando, M. (1975) : Source mechanisms and tectonic significance of
historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. Tectonophys, 27,
119-140.
- Aoki, H. and Ishikawa, M. (1985) : Geology of the Northern Philippine
Sea, Tokai Univ. Press, 42-49 .
- Ben-Menahem, A. and Singh, S. J. (1968) : Multipolar elastic fields in

- a layered half-space. Bull. Seism. Soc. Amer. , 58, 1519—1572.
- Ben—Menahem, A. , Singh, S. J. and Solomon, F. (1969) : Static deformation of a spherical earth model by internal dislocations. Bull. Seism. Soc. Amer. , 59, 813—853.
- Ben—Menahem, A. and Gillon, A. (1970) : Crustal deformation by earthquakes and explosions. Bull. Seism. Soc. Amer. , 60, 193—215.
- Chnery, M. A. and Javanovich, D. B. (1972) : Effect of earth layering on earthquake displacement fields. Bull. Seism. Soc. Amer. , 62, 1629—1639.
- Endo, T. (1968) Geological Study of the Miyazaki Coastal Plain, Southern Kyushu, Japan. Bull. Fac. Educ. Miyazaki Univ. , no. 24, 17—64.
- Fitch, T. J. and Sholz, C. H. (1971) : Mechanism of underthrusting in southwest Japan — a model of convergent plate interactions—. Jour. Geophys. Res. , 76, 7260—7293.
- Jungels, P. H. and Frazier, G. A. (1973) : Finite element analysis of the residual displacement for an earthquake rupture : Source parameters for the San Fernando earthquake. J. Geophys. Res. , 78, 5062—5083.
- Kanamori, H. (1972) : Tectonic implications of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. Pys. Earth. Planet. Interior, 5, 129—139.
- Klein, J. , Lerman, J. G. and Ralph, E. K. (1982) : Calibration of radiocarbon dates — table based on consensus date of the workshop on calibrating the radiocarbon time scale. Radiocarbon, 24, 103—150.

- Manshinha, L. and Smylie, D. E. (1971) : The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Amer.* , 61, 1433–1440.
- Matsuda, J. (1985) : Sr isotopic studies of rocks from the Philippine Sea and some implication for the mantle material. Shiki, T. ed : *Geology of the northern Philippine Sea*. Tokai Univ. Press, 63–78.
- Matsu'ura, M. and Sato, R. (1974) : Static deformation due to the fault spreading over several layers in a multi-layered medium, part II : strain and tilt. *J. Phys Earth*, 22, 256–275.
- Mii, H. (1962) : Coastal geology of Tanabe Bay. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geol.)* , 34, 1–93.
- Minster, J. B. , Jordan, T. H. , Molnar, P. and Haines, E. (1974) : Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* , 36, 541–576.
- Miyabe, N. (1933) : The crust deformation in the district between Okitsu and Kushimoto, along the Pacific coast of the main island of Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.* , 11, 278–314.
- Murata, A. (1987) : Conical folds in the Hitoyoshi Bending, south Kyushu, formed by the clockwise rotation of the southwest Japan Arc. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 91–105.
- Rybcik, K. (1971) : The elastic residual field of a very long strike-slip fault in the presence of a discontinuity. *Bull. Seism. Soc. Amer.* , 61, 79–92.
- Sato, R. (1971) : Crustal deformation due to a dislocation in a multi-layered medium. *J. Phys. Earth*, 19, 31–47.
- Sato, R. and Matsu'ura, M. (1973) : Static deformation due to the fault

- spreading over several layers in a multi-layered medium, part I : displacement. *J. Phys. Earth*, 21, 227-249.
- Sato, R. (1975) : Static deformations in an Obliquely layered medium, part I. Strike-slip fault. *J. Phys. Earth*, 23, 145-163.
- Sato, R. and Yamashita, T. (1975) : Static deformations in an Obliquely layered medium, part II. Dip-slip fault. *J. Phys. Earth*, 23, 175-192.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) : Time-predictable recurrence model for large earthquake. *Geophys. Res. Let.*, 7, 279-282.
- Shiono, K., Mikumo, T. and Ishikawa, Y. (1980) : Tectonics of the Kyushu-Ryukyu Arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow - to intermeditate-depth earthquakes. *Jour. Phys. Earth*, 28, 17-43.
- Singh, S. J. (1970) : Static deformation of a multi-layered half-space by internal source. *J. Geophys. Res.*, 75, 3257-3263.
- Smylie, D. E. and Mansinha, L. (1971) : The elasticity theory of dislocation in real Earth models and changes in the rotation of the Earth. *J. R. Astr. Soc.*, 23, 329-354.
- Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954, 1955) : Changes in sea level, seismic upheavals, and coastal terraces in the southern Kanto region, Japan (I), (II). *Jap. jour. Geogr.*, vol. 83, 389-397.
- Takahashi, T. (1973a) : Formation and evolution of shore platforms around southern Kii Peninsula. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser. (Geogr.)*, 23, 63-89.
- Takahashi, T. (1973b) : Shore platforms and coastal platforms along

- Nichinan coast, southern Kyushu. Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser. (Geogr.) , 23 , 119–133.
- Takahashi, T. (1974) : Level and age of the platform of emerged platforms near Cape Muroto, Shikoku. Sci. Rep. Tohoku Univ. , Ser. 7 (Geogr.) , 24 , 47–56.
- Takahashi, T. (1974) : Distribution of Platforms in southwestern Japan. Sci. Reps. Tohoku Univ. 7th Ser. (Geogr.) , vol. 24, 33–45.
- Tsutsumi, H. , Okada, A. , Nakata, T. , Ando, M. and Tsukuda, T. (1991) : Timing and displacement of Holocene faulting on the Median Tectonic Line in central Shikoku, southwest Japan. J. Struc. Geol. , 13, 227–233.
- Yamazaki, T. and Okamura, Y. (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan. Tectonophysics, 160, 207–229 .

A Geomorphological Study on Holocene Tectonic Movements in the Southern Part of the Outer Zone of Southwest Japan

HIDEAKI MAEMOKU

I. Introduction

Many great earthquakes have occurred in historical period of Japan along the Nankai Trough where the Philippine Sea Plate subsides under the Eurasia Plate. The outer zone of southwest Japan is facing to the Nankai Trough, and the coastal areas were uplifted particularly in response to great earthquakes.

In this zone, many types of emerged landforms have been developed since at least late Quaternary. The development of some emerged landforms is possibly related to the occurrence of great earthquakes significantly. In particular, many evidences of abrupt uplift owing to earthquake are remained on and around Holocene terraces. It is possible to discuss about the timing or recurrence interval of great earthquakes, total amount of uplift and the locality of earthquake generating fault by studying the evolution of Holocene uplifted coastal landforms.

This paper aims to focus on the tectonic movements during Holocene through clarifying the evolution of terraces, sea level change, associated environmental change in the study area, based upon the field observation of outcrops and cored samples, ^{14}C dating, archaeological remains and paleontological analysis of mollusks.

II. Description of the Local Landforms and Tectonic Movements

Holocene marine terraces are developed almost of the outer zone of southwest Japan, though the distribution of them is not continuous owing to existence of bay or strait between peninsulas. The trend of change in elevation of marine terraces is different in each promontory or peninsula, so the study area is divided in five zones, i.e. Kii-zone, Muroto-zone, Ashizuri-zone, Miyazaki-zone and Nichinan-zone.

Cape Omaezaki is the most close area to the Nankai Trough in Japan.

This zone has been experienced complicated tectonics because this zone also close to the triple junction of plates, those are Philippine Sea Plate, North America Plate and Eurasia Plate.

In this zone, three marine terraces of Pleistocene are recognized, and the mean uplift rate in late Pleistocene is 9-12m/10000y at Cape Omaezaki. The elevation of each terrace decreases to the southwestern direction. This trend of change in elevation is different from other zones such as Kii and Muroto, where the elevation of terraces increase to the southward, in other words, trough-ward direction. Holocene terraces are not well developed in this zone. The trend of change in terrace elevation is almost same as that of Pleistocene terrace. And mean uplift rate in Holocene is not clear owing to shortage of data about ages of terraces in this zone.

Kii-zone

Nankaido earthquake(M=8.1) occurred in December 26, 1946 is the latest one among great earthquakes. In Kii Peninsula, seismic crustal movement was clarified by the precise re-leveling before and after this earthquake. Before the earthquake, the northern part of the peninsula was uplifted and southern part was subsided slowly. On the contrary, at the time of the earthquake, while the northern part was subsided, southern part was uplifted abruptly. Crustal movement after the earthquake showed the similar mode as before the earthquake. Yonekura(1968) considered that the amount of residual uplift at Kushimoto was about 0.2-0.3m per one great earthquake such as Nankaido earthquake type recurred at an interval of 110 years, and the residual uplift had been accumulated through the late Pleistocene.

In Kii Peninsula, the evidence for former sea levels is recognized as notches, wave cut benches and the calcareous remains of attaching organisms living in tidal zone. Based on the certification of high concentrating zone in the vertical distribution of these former sea level indicators, six former sea levels are distinguished in the southern part of Kii Peninsula, i.e. I: 5.8m, II: 4.1m, III: 3.3m, IV: 2.8m, V: 2.0m, and VI: 0.8m in height. The former sea levels for each preceding height are aged as I: 6,000-5,000y.B.P., II: 5,000-4,000y.B.P., III: 3,800-2,600y.B.P., IV: 2,400-2,000y.B.P., V: 1,800-800y.B.P., and VI:600-200y.B.P., by

means of radiocarbon dating. The earthquake caused these abrupt drops of sea levels are named event1 to event6 according to the new age in chronological order. Event1 to event6 probably occurred at 200-0y.B.P., 800-600y.B.P., 2,000-1,800y.B.P., 2,600-2,400y.B.P., 4,000-3,800y.B.P., and 6,000-5,000y.B.P. respectively. Fig.5 indicates that abrupt seismic uplift has repeated at an irregular interval of several hundred years during the Holocene, and the amount of residual uplift per one earthquake was bigger than that of Nankaido earthquake in 1946.

Earthquakes of Nankaido type are inter-plate earthquakes, and the uplift with these earthquakes can not be accumulated from the view of elastic rebound theory. The value of 0.2-0.3m for the residual uplift with Nankaido earthquake type estimated by Yonekura(1968), is unreliable because the precise re-leveling was not done throughout an interval of earthquakes, and its value should be decreased to about 0m. Earthquakes reconstructed in this paper, i.e. event1 to event6 are not inter-plate earthquakes, but intra-plate earthquakes which have resulted in the cumulative uplift(Shimazaki, 1980) of Kii Peninsula.

The uplift pattern caused by each event is distinctive. While amounts of uplift of event6, event4 and event2 are bigger in the southwestern part of the peninsula, those of event5 and event3 are bigger in the southeastern part. It is difficult to distinguish the amount of uplift with event1 from residual uplift by Nankaido earthquake. Comparing each presumed event with events in Muroto Peninsula(Maemoku, 1988a), event4 and event2 could be correlated to event5 and event2 in Muroto Peninsula respectively.

Muroto-zone

Nankaido Earthquake(M=8.1) occurred in December 26, 1946 is the latest one among these great earthquakes. In Muroto Peninsula, seismic crustal movement was clarified by the precise re-leveling before and after this earthquake. Before the earthquake, the northern part of the peninsula was uplifted and the southern part was subsided slowly. On the contrary, at the time of the earthquake, while the northern part was subsided, southern part was uplifted abruptly. Crustal movement after the earthquake showed the similar mode as before the earthquake. Yoshikawa et al(1964) considered that the amount of residual uplift at Cape Muroto was 0.25m per one earthquake such as Nankaido Earthquake type recurred at an interval of

110years, and the residual uplift had been accumulated through the late Pleistocene.

In Muroto Peninsula, the evidence for former sea levels is recognized as the marine terraces, notches, wave cut benches, potholes and the calcareous remains of attaching organisms living in tidal zone. Based on the certification of high concentrating zone in the vertical distribution of these former sea level indicators, six former sea levels are distinguished at Cape Muroto, i.e. I:11.0m, II:8.7m, III:6.6m, IV:6.0m, V:3.7m, VI:1.3m in height. The former sea levels for each preceding height are aged as I:6000-5000yrBP, II:4000-2700yrBP, III:2600-2200yrBP, IV:2000-1100yrBP, V:1000-800yrBP, VI:700-200yrBP by means of radiocarbon dating. The earthquakes caused these abrupt drops of sea levels are named event1 to event6 according to the younger age in chronological order. Event1 to event6 probably occurred at 200-0yrBP, 800-700yrBP, 1100-1000yrBP, 2200-2000yrBP, 2700-2600yrBP and 5000-4000yrBP respectively. Abrupt uplift has repeated at an irregular interval of several hundred years during the Holocene, and the amount of residual uplift per one earthquake was bigger than that of Nankaido Earthquake in 1946.

Earthquakes of Nankaido type are the inter plate earthquakes, and the uplift with these earthquakes can not be accumulated from the view of elastic rebound theory. The value of 0.25m for the residual uplift with Nankaido Earthquake type estimated by Yoshikawa et al(1964) is unreliable because the precise re-leveling was not done throughout a complete interval of earthquakes, and its value might be decreased to about 0m. Earthquakes reconstructed in this paper are not inter plate type, but intra plate type which have resulted in the cumulative uplift of Muroto Peninsula. The uplift pattern caused by each event is distinctive. While amounts of uplift of event6 and event4 are bigger in the southwestern part of the peninsula, those of event5, event3 and event2 are bigger in the southeastern part. It is difficult to distinguish the amount of uplift with event1 from residual uplift by Nankaido Earthquake. As observed around Cape Oyama, Higashino River and Irugi River, local uplift occurred at event 1 to event3 and event5. The cause of these local uplifts could be due to repeated displacement of active faults within Muroto Peninsula.

Comparing each presumed event with the historical records of

earthquakes in Japan (Usami, 1975), event 1 to event 3 could be correlated to Hiei Earthquake (A.D. 1705), Shohei Earthquake (A.D. 1361) and Ninna Earthquake (A.D. 887), respectively.

Ashizuri-zone

Around Cape Ashizuri, evidence for former sea levels are recognized as notch, wave cut bench and calcareous remains of organisms living in tidal zone. This paper aims to clarify coseismic crustal movement during Holocene based on geomorphological and biological sea level indicators around Cape Ashizuri.

Based on vertical distribution of former sea level indicators, four former sea levels are distinguished at Cape Ashizuri, i.e. I: 4.7m, II: 3.5m, III: 2.0m, IV: not sure in height. These former sea levels are aged as I: around 4800yrBP, II: at least 2730 to 2430 yrBP, III: around 1770yrBP, IV: not sure by means of radiocarbon dating. The earthquakes having caused these abrupt drops of former sea levels are named event 1 to event 4 in counter chronological order. Event 2 to event 4 occurred at 1770 to 0 yrBP, 2430 to 1770yrBP and 4800 to 2730yrBP respectively.

Judging from radiocarbon ages and distribution of amount of uplift, earthquakes (event 4 and event 3) in Ashizuri region could be correlated to earthquakes (event 6 and event 4) in Muroto region respectively. These earthquakes are assumed not to be inter plate type, but to be intra plate type.

Miyazaki-zone

The Miyazaki Plain in the southern Kyushu, Japan, is characterized by well-developed Holocene terraces. Many sandy ridges are developed on the terraces along the coast. On the basis of the distribution and the altitude of the terraces, they are subdivided into four groups as follows; Shimotajima I, Shimotajima II, Shimotajima III and Shimotajima IV terraces.

This paper aims to discuss on the evolution of terraces, sea level change, associated environmental change and tectonic movements during Holocene in the study area, based upon the field observation of outcrops and cored samples, ¹⁴C dating, archaeological remains and paleontological analysis of mollusks.

The results are as follows:

1) before 5000 yrBP

The sea level had risen rapidly since at least 9000 yrBP, and reached +4 to +5m(a.s.l.). Thick sandy or silty sediments beneath the Akahoya ash(K-Ah) which erupted from the Kikai caldera about 6300 yrBP were deposited during the transgression. The shallow marine mollusks such as *Tegillarca* in the deposits indicate that tidal flats and bays were widely formed in the Miyazaki Plain. The Akahoya ash is covered with sandy marine sediments of 2-3m in thickness. The marine sediments might indicate that the sea level slightly rose after the ash fall. At the maximum transgression, the sea level would rise to 7.0-7.5 m above the present sea level near and around Ishizaki River, judging from the height of the buried benches and the upper limits of the sandy marine deposits. The sandy deposits on the Akahoya ash include many mollusks such as *Tellinemaetra edentura*, one of the typical tropical species, which lived on the sandy bottom beneath the open sea. They might propose that the bays were buried by the sandy material which was carried by the river and the long-shore current and changed into the open sea with sandy beach.

2) 5000-3000 yrBP

The regression started between 5000 and 4800 yrBP. While the shoreline retreated, many sandy ridges were emerged on the Shimotajima I surface. Lagoons behind the sandy ridges gradually changed into swamps. After the sea level lowered to 5-4m(a.s.l), it became stable or rose slightly, and Shimotajima II surface were formed.

3) after 3000 yrBP

Many sandy ridges on the Shimotajima II surfaces were emerged as the regression began about 3000 yrBP. After the regression, the sea level became stable relatively, and the Shimotajima III surfaces were formed. The sea level was getting lower again about 1600 yrBP, and became adjacent to the present sea level, forming the Shimotajima IV surfaces.

The altitudes of the Shimotajima I and II terraces show that the Miyazaki Plain has been uplifted, tilting northward during Holocene. The uplift might be due to aseismic crustal movement, because there have not been any historical earthquakes which caused emergence of the Miyazaki plain, or are no submarine active faults which could emerge the Miyazaki plain. The aseismic uplift would be related to the buoyancy of

the Kyushu-Palau Ridge which are subducting under the southern Kyushu.

Nichinan-zone

Nichinan-zone is continued to the south of Miyazaki-zone, but coastal plain is not well developed such as Miyazaki plain. Three or four series of wave cut bench, notch and small terrace, named Kinchaku-I to IV terrace, are distributed along Nichinan coast, which are compared to Shimotajima-I to IV terraces of Miyazaki plain respectively.

In this zone, the oscillation in elevation of each series of terraces along the coast is a little bit high compared to Shikoku or Kii-zone. One reason is that the development of terraces or benches is restricted by geological structure of Nichinan Group. Another reason might be due to the difference in the mode of tectonic movements from that of Shikoku or Kii-zone.

The cause of emergence in this zone might be accused to aseismic crustal movement as same as Miyazaki plain. Because there is no historical document which records uplifting of this coast. And there might not be active faults which could uplift coastal area in and around this zone. The aseismic uplift would be related to the buoyancy of the Kyushu-Palau Ridge which are subducting under the southern Kyushu.

III. Discussion on the Holocene Tectonic Movements in the Southern Part of the Outer Zone of Southwest Japan

seismic crustal movement

The zones which have experienced seismic crustal movement during the Holocene along the Nankai Trough are Shikoku and Kii Peninsula. Several intra-plate earthquakes are recognized by means of geomorphological study in each zone. In these earthquakes, we can find earthquakes which occurred at very near timing and should have same focal area, even though which are recognized in the different zone. We consider that those coincident earthquakes are the same ones. So event 5 in Muroto zone (we express it like 'Muroto5' in the following description) and Kii4, Ashizuri4 and Muroto6 etc. could be the same earthquakes.

We detect three main focal areas where intra-plate earthquakes occurred during the Holocene along the Nankai Trough, and these are named 'A', 'B' and 'C' from the west. And the local name of event like Muroto1,2,... are

renamed by focal area like event A1, A2...

Each focal area should correspond to submarine active fault 'A' to 'C' respectively. And we can deduce the fault parameter based on the distribution of uplift amount of each event by means of fault model. We have reached the following results that length of the Fault A was about 154km, width was 92km, dip was 35NW, net slip was 10 to 15m and average recurrence interval was 2200years. About Fault B, length is about 154km, width was 116km, dip was 35NW, net slip was 10m and average recurrence interval was 2300years. About Fault C, length is about 207km, width was 104km, dip was 35NW, net slip was 10m and average recurrence interval was 1900years.

aseismic crustal movement

Southeastern part of Kyushu has uplifted aseismically during Holocene. There are well-developed marine terraces along Miyazaki and Nichinan coast as same as Kii or Muroto Peninsula. But submarine active faults which could uplift coastal area of southeastern Kyushu have never been found off Miyazaki or Nichinan coast by seismic profiling survey. And the pattern of deformation of a former shoreline is different from that of other zones along the Nankai Trough. In Muroto or Kii zone, the altitude of former shoreline rises up to the direction of the trough in general. This type of deformation of former shoreline is able to explained by faulting of active fault which parallels to the plate boundary. In the southeastern part of Kyushu, the pattern of deformation of a former shoreline is synclinal along the coast, and the altitude of a former shoreline is highest between Miyazaki city to Aoshima. This type of deformation of former shoreline is difficult to explained only by faulting.

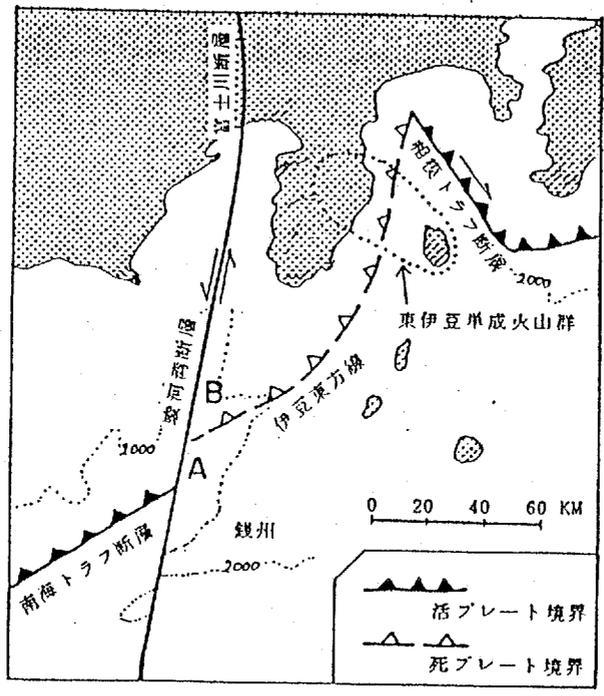
The age of Philippine Sea Plate of this area is older than eastern part which is off Shikoku or Kii Peninsula. The Philippine Sea Plate dose not make an acute angle with the Eurasia Plate compared to off Shikoku or Kii. In other words, the strength of horizontal stress is less than off Shikoku or Kii. That is why large active faults which can generate great earthquake do not exist off Miyazaki and Nichinan coast.

Southeastern part of Kyushu lies to the NNW of north end of Kyushu-Palau Ridge which had been island arc until the spreading of Shikoku Basin.

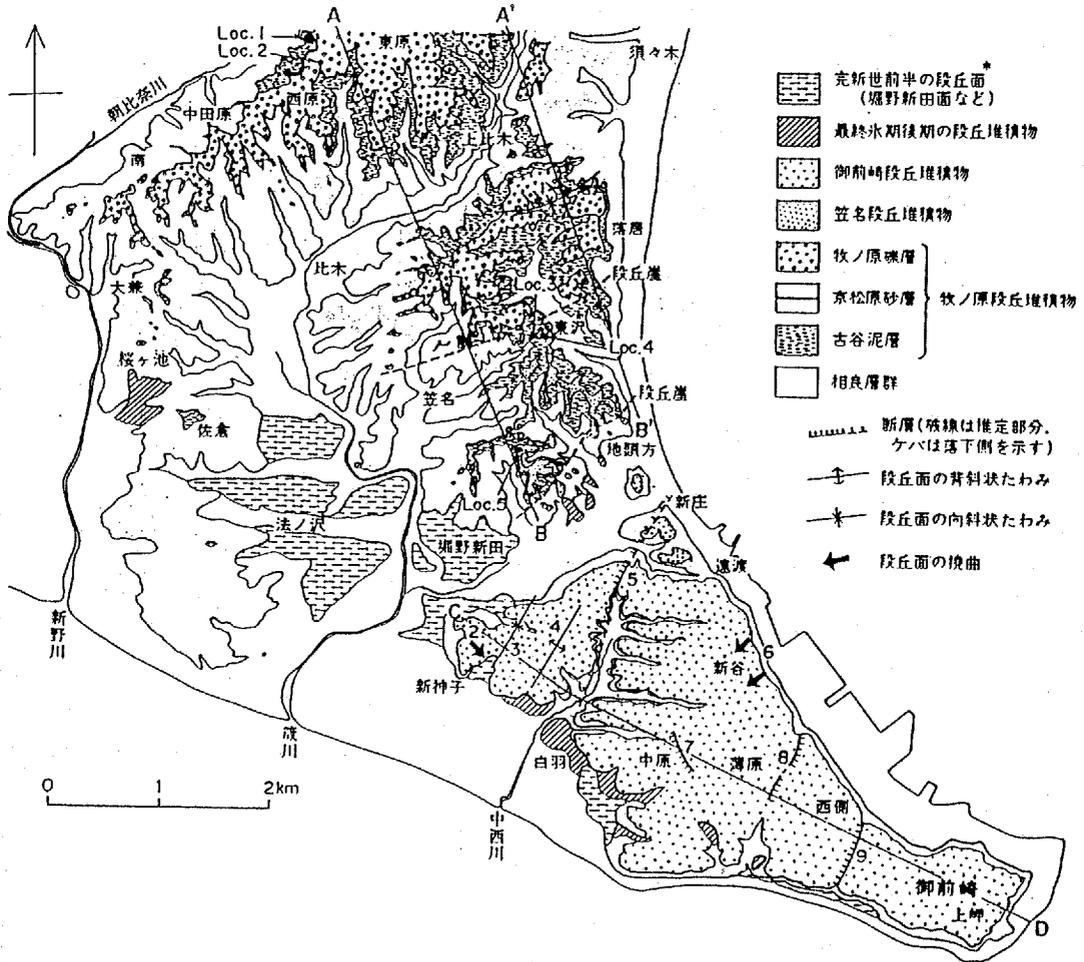
We can recognize the too much free air gravity anomaly in and around Hyuga Basin, because Kyushu-Palau Ridge, which is composed of light volcanic rock or granite, subsides just under southeastern part of Kyushu. We deduce that the northward prolonged part of Kyushu-Palau Ridge should exist under the southeastern part of Kyushu. And the light rock mass might uplift southeastern part of Kyushu isostatically and aseismically.

IV. Conclusion

The southern part of outer zone of Southwest Japan has ^{been} uplifted during Holocene in general. But in the mode of tectonic movements, Shikoku and Kii zone has been different from southeastern part of Kyushu. Shikoku and Kii zone has been uplifted by intra-plate earthquakes which have occurred at an interval of 1900 to 2300 years. On the other hand, southeastern part of Kyushu has been uplifted aseismically by crustal isostasy.

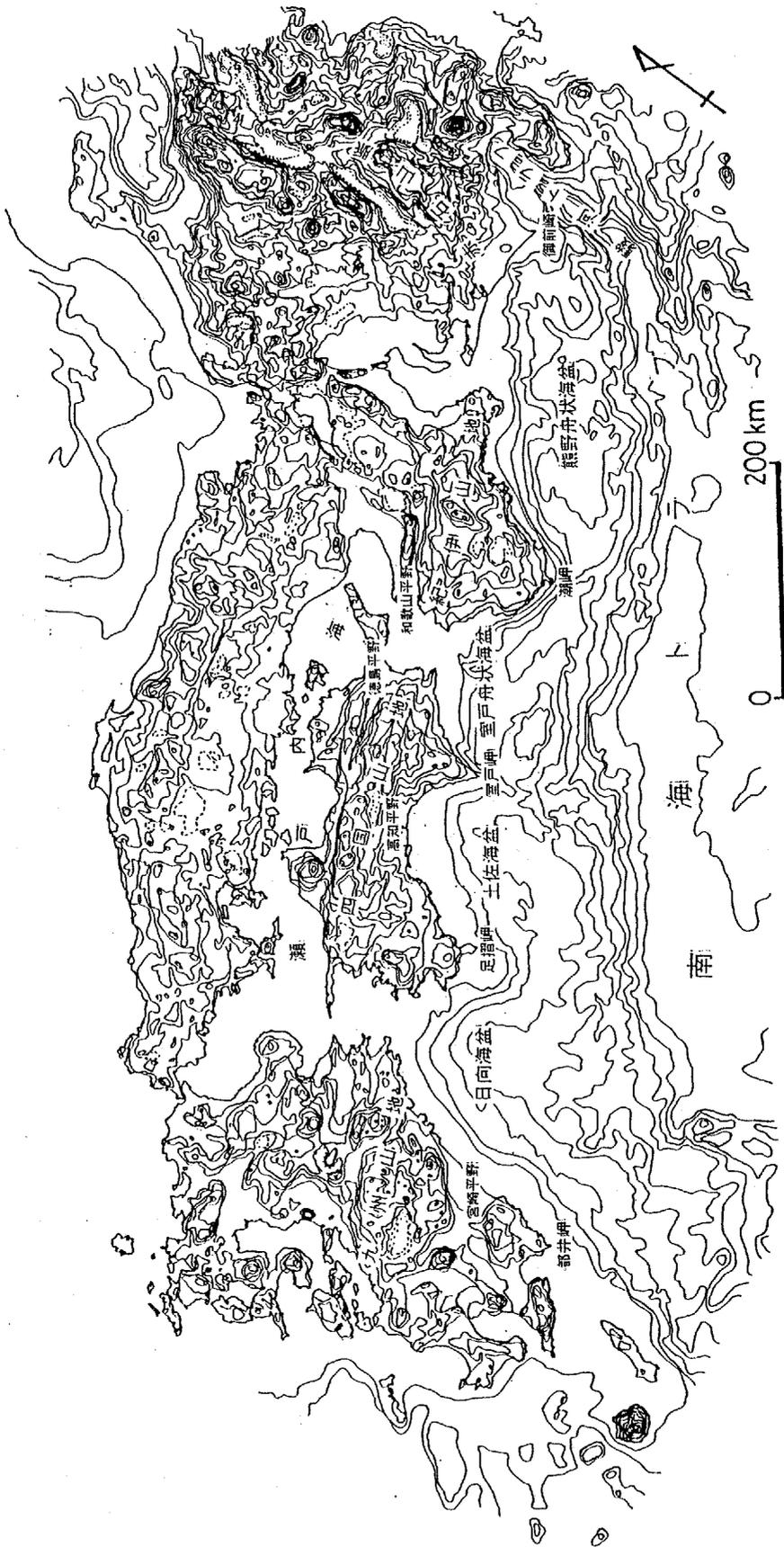


第1図 駿河トラフ周辺の地体構造 (恒石・塩坂, 1981による)

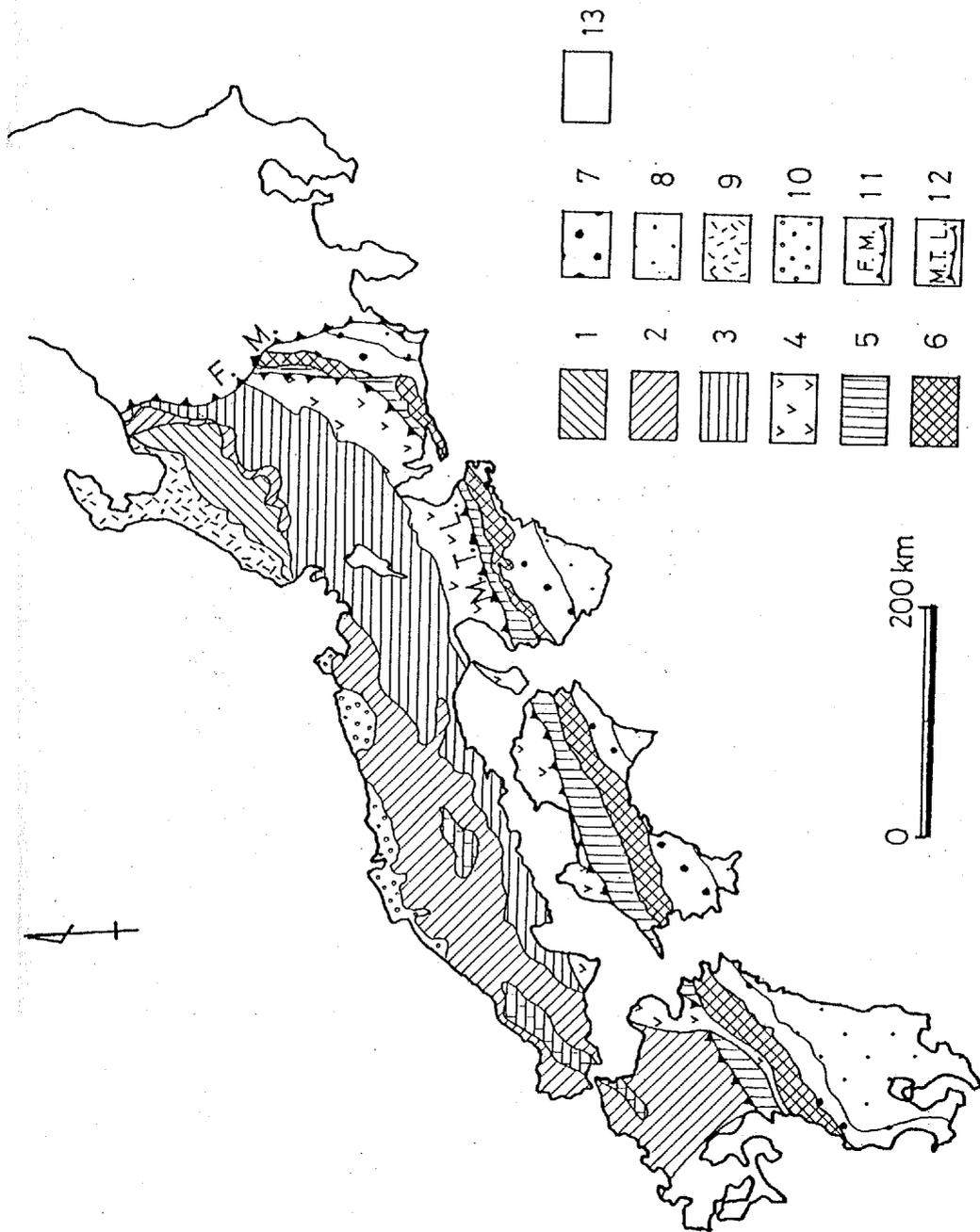


* (凡例中) これらの段丘面は厚さ2-10 m 程度の礫成砂に覆われており、段丘堆積物はその下位にある。
 図中の1-9: 段丘面を变形又は変位させている構造要素 1: 落居向斜 2: 新神子撓曲 3: 石原向斜 4: 地頭方背斜 5: 白羽断層
 6: 新谷撓曲 7: 中原断層 8: 広沢断層 9: 芹沢断層

第2図 御前崎地域の地質図 (杉山ほか, 1987による)

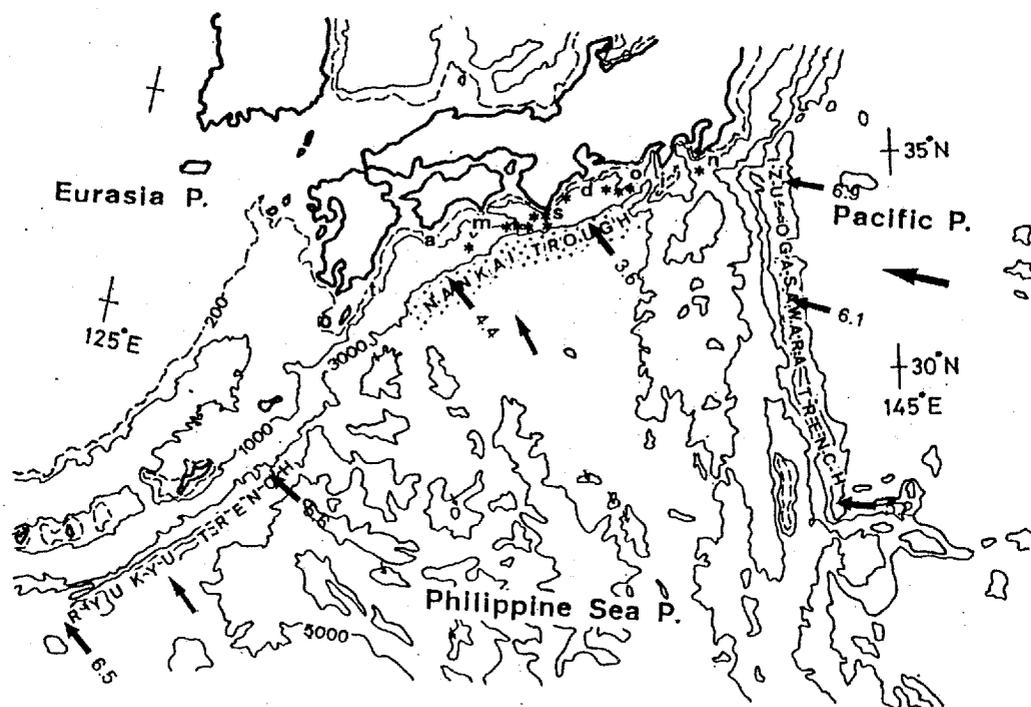


第3図 西南日本の接峰面図（岡山，1988を一部改変）
 陸上の等高線間隔は200m，海底の等深線間隔は-500m.



第4図 西南日本の地質構造図

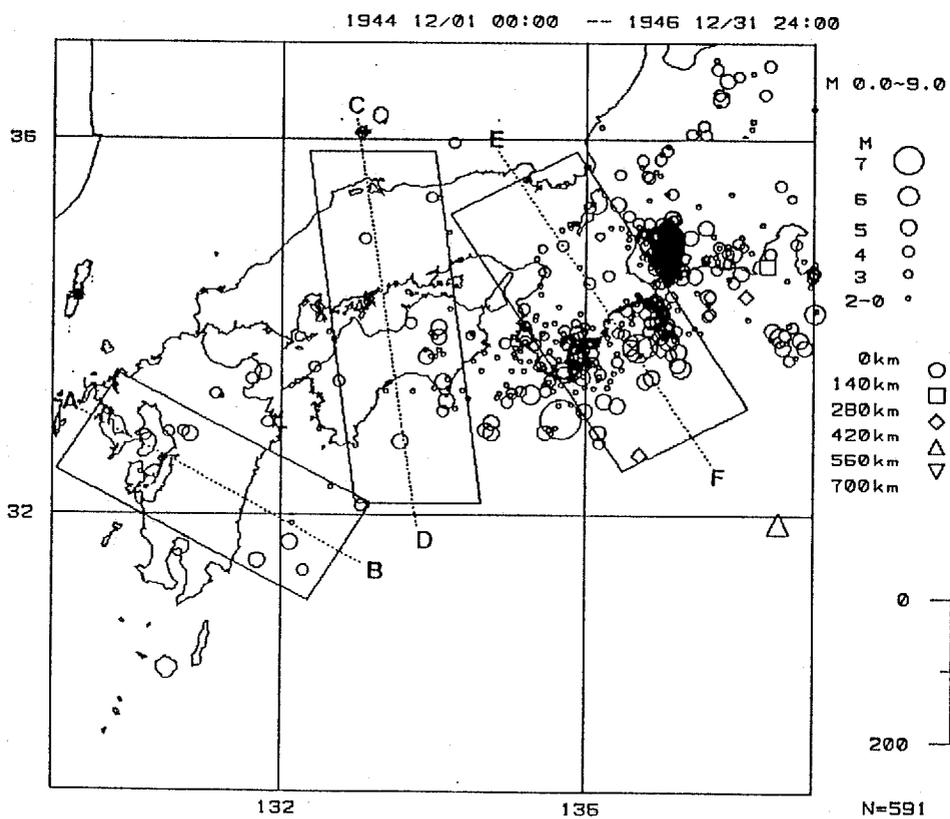
- 1. 飛騨帯
- 2. 三郡帯
- 3. 丹波・美濃帯
- 4. 領家帯
- 5. 三波川帯
- 6. 秩父帯
- 7. 四万十北帯
- 8. 四万十南帯
- 9. グリーントア
- 10. 新第三紀以降
- 11. フォッサマグナ
- 12. 中央構造線
- 13. その他



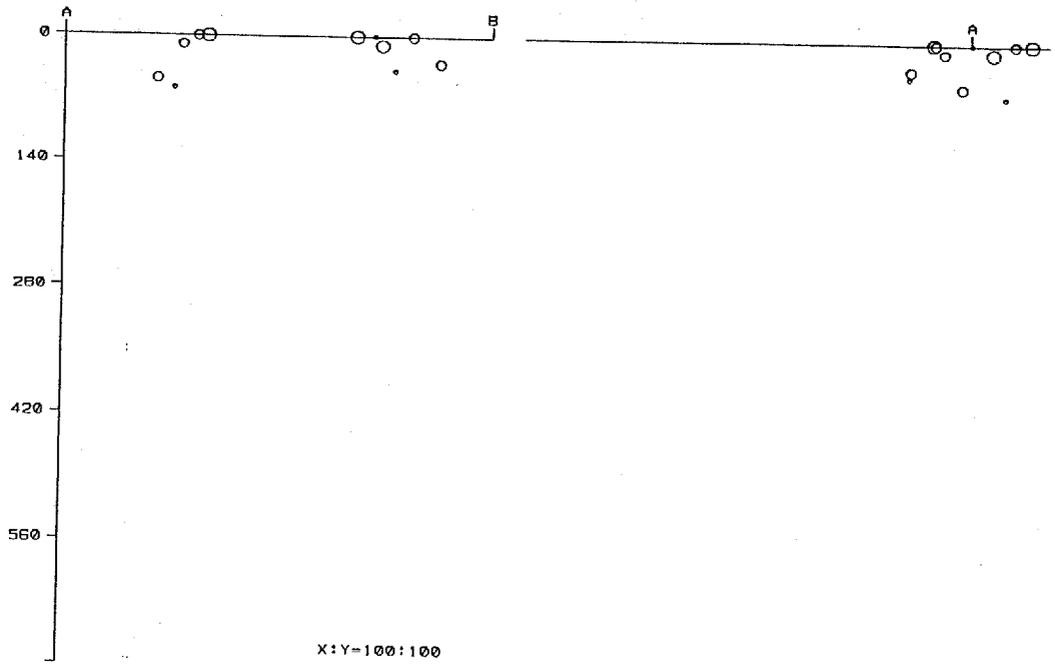
第5図 日本周辺のプレート配置

矢印はプレートの運動方向を示す。数値はプレートの相対的運動速度を示す (cm/y)。

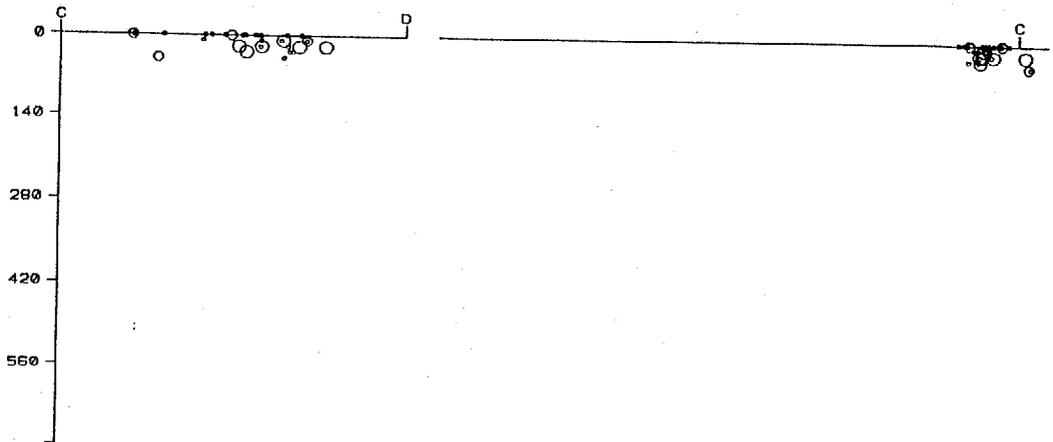
* 南海トラフ沿いで歴史時代に発生した地震の震央



第6図 西南日本付近の地震活動 (1946年12月1日~1947年12月31日)

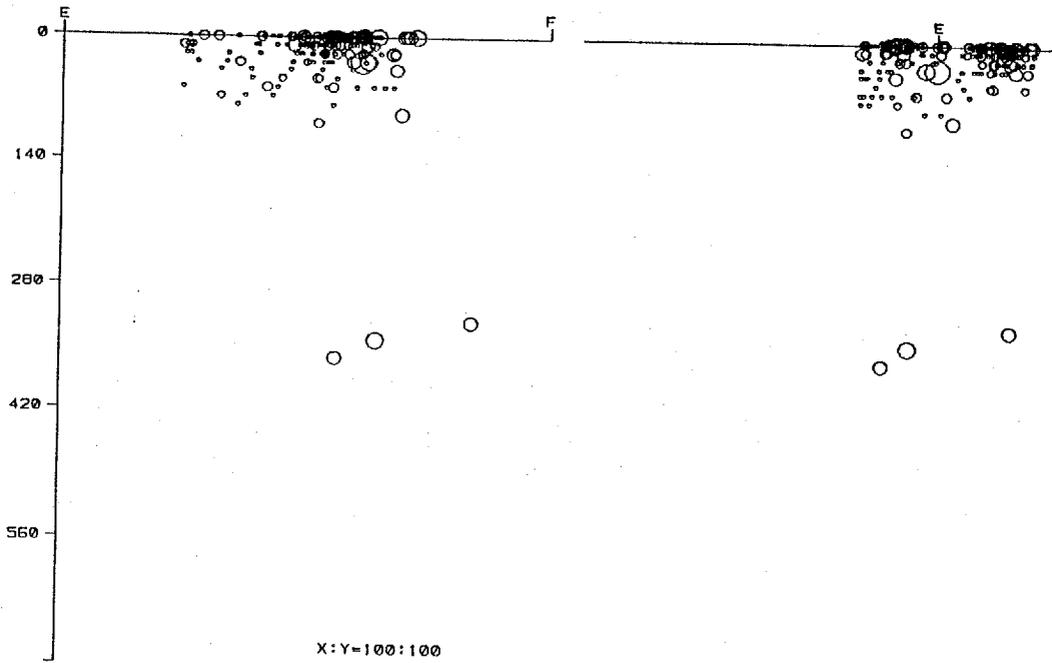


第7図 A-B断面における地震活動（1946年12月1日～1947年12月31日）

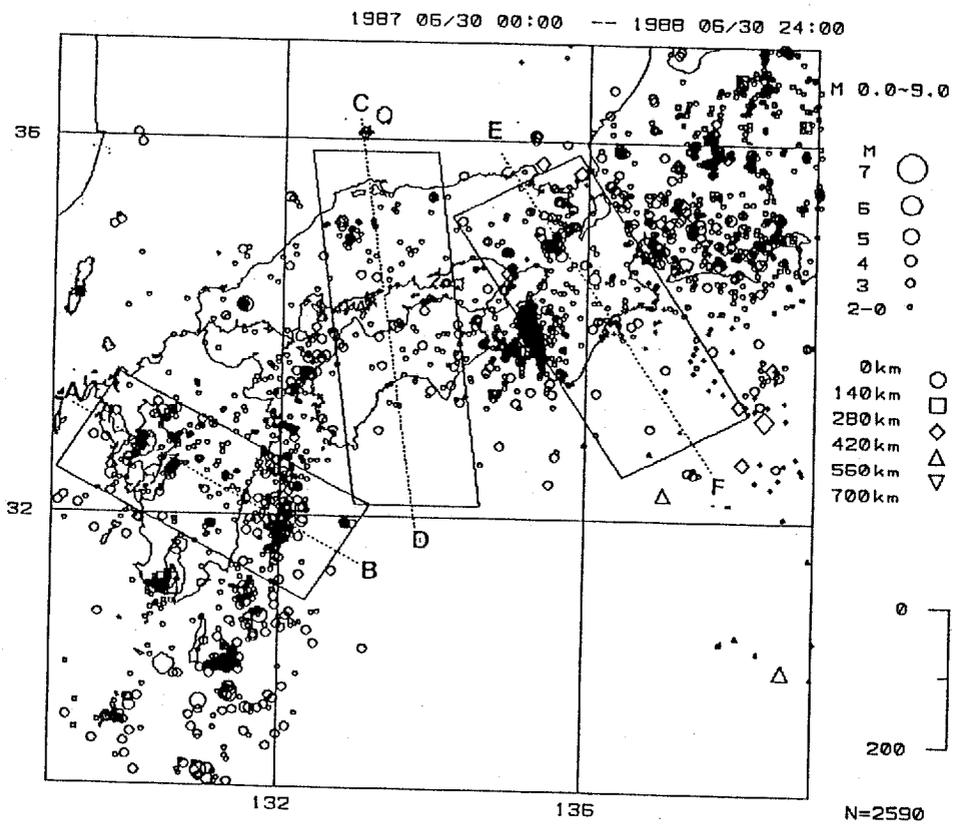


X:Y=100:100

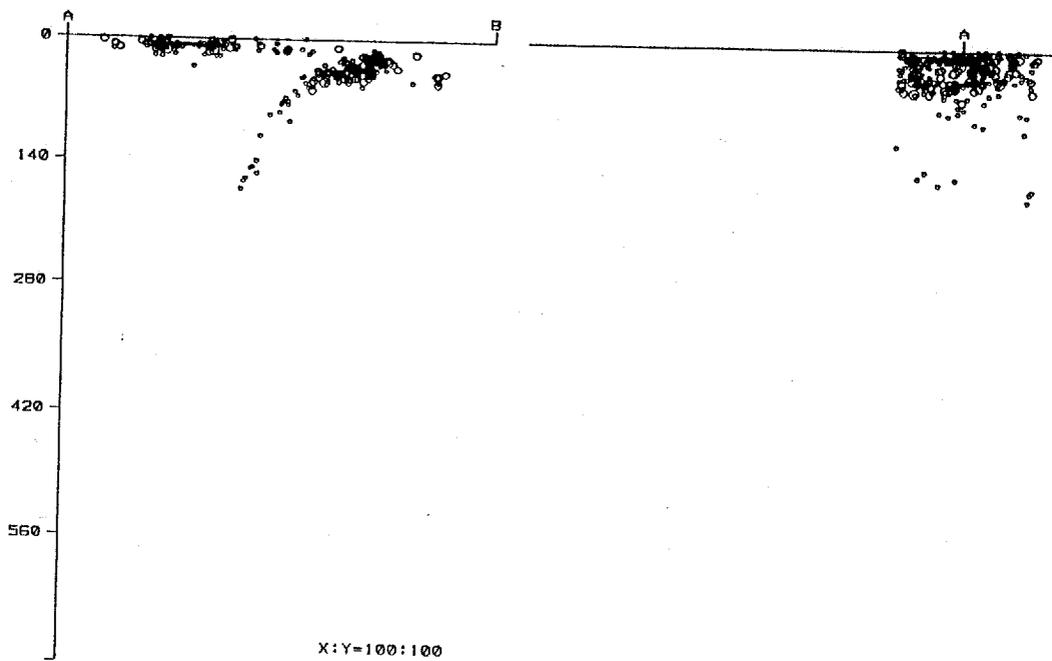
第8図 C-D断面における地震活動（1946年12月1日～1947年12月31日）



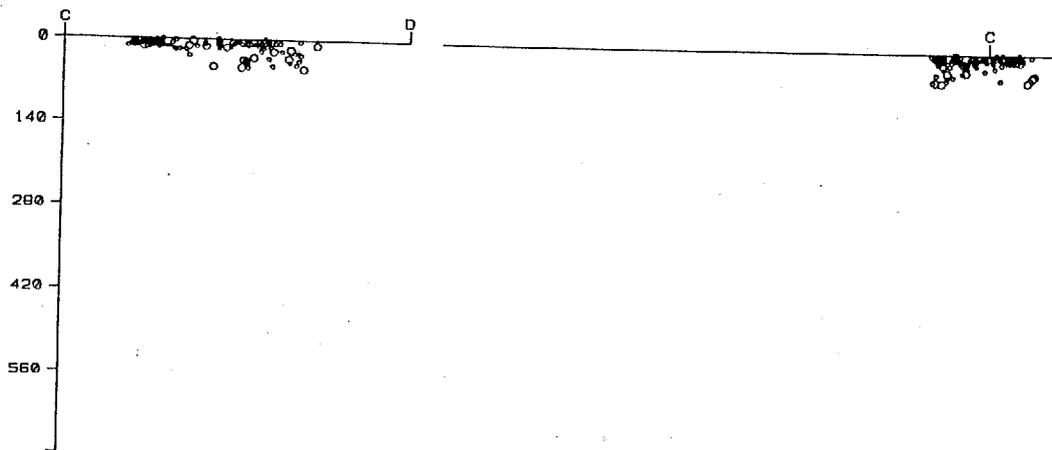
第9図 E-F断面における地震活動（1946年12月1日～1947年12月31日）



第10図 西南日本付近の地震活動（1987年6月30日～1988年6月30日）

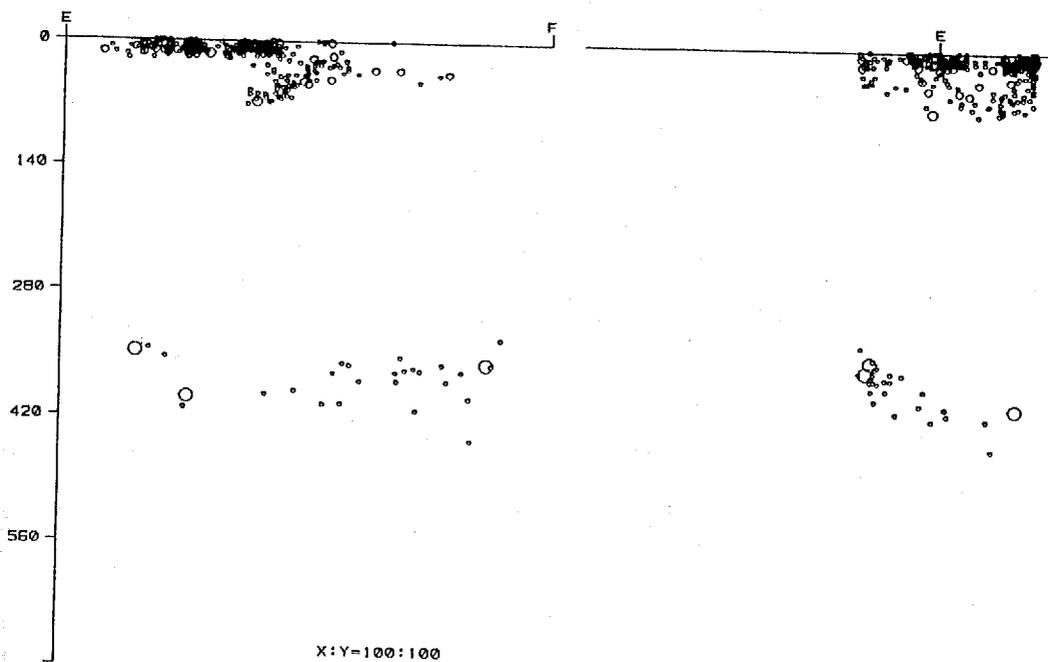


第11図 A-B断面における地震活動 (1987年6月30日～1988年6月30日)

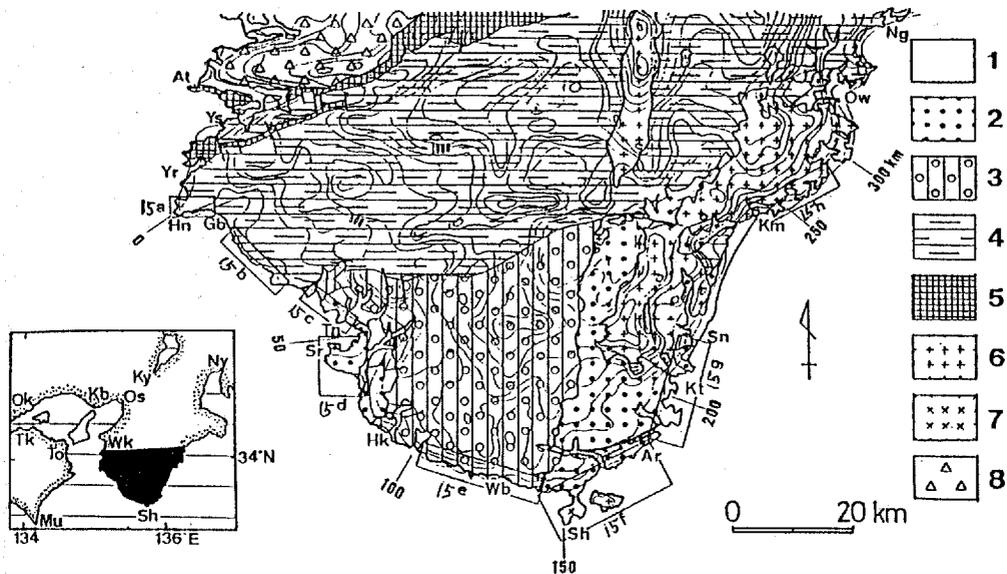


X:Y=100:100

第12図 C-D断面における地震活動 (1987年6月30日～1988年6月30日)



第13図 E-F断面における地震活動 (1987年6月30日~1988年6月30日)

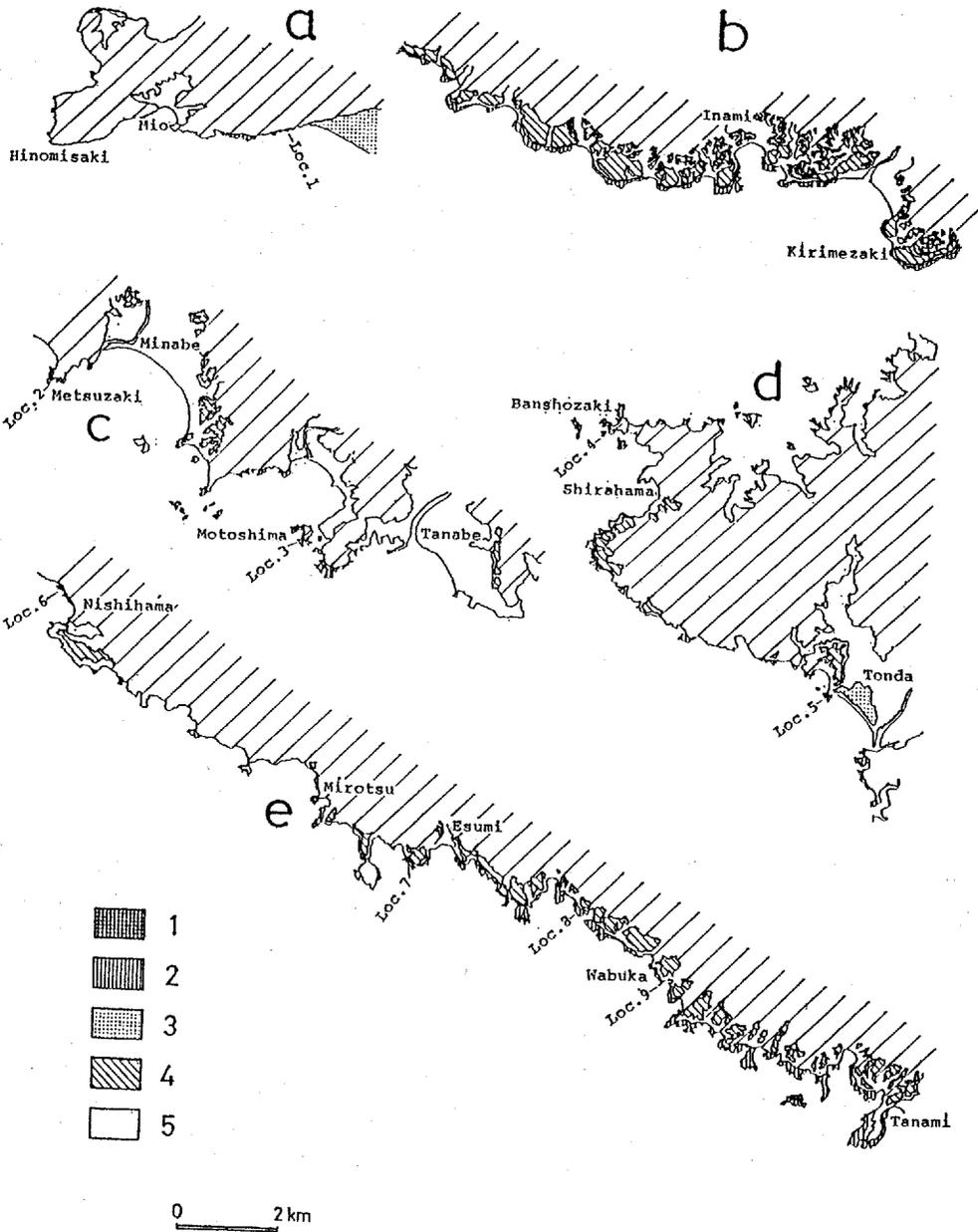


第14図 紀伊半島南部の地質図および接峰面図

接峰面図は岡山（1988）による。図中の数字は日ノ御埼からの海岸線距離を示す。地質は50万分の1地質図「京都」を一部改変。罫みは第15図の位置を示す。

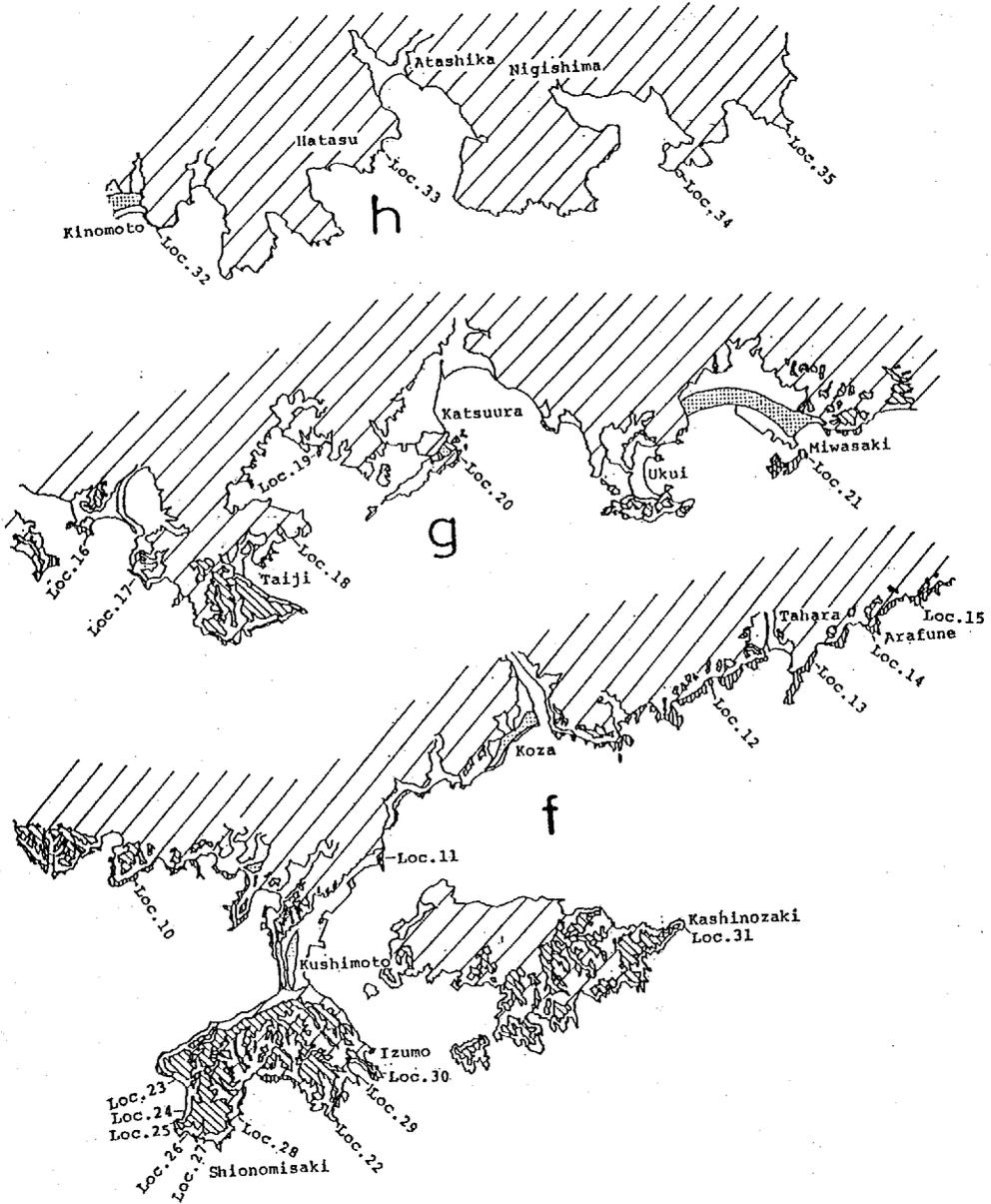
1. 第四系
2. 新第三系（田辺層群，熊野層群）
3. 四万十累層（牟婁層群）
4. 四万十累層（日高川層群，音無川層群）
5. 秩父累層
6. 熊野（大峰）酸性火成岩類
7. 潮岬火成複合岩類
8. 三波川変成岩類

Ny：名古屋 Ky：京都 Os：大阪 Kb：神戸 Wk：和歌山 Ok：岡山 Tk：高松 To：徳島
 Mu：室戸岬 At：有田 Yr：由良 Hn：日ノ御埼 Gb：御坊 Tn：田辺 Sr：白浜 Hk：日置
 Wb：和深 Sh：潮岬 Ar：荒船 Kt：勝浦 Sn：新宮 Km：木本 Ow：尾鷲 Ng：紀伊長島

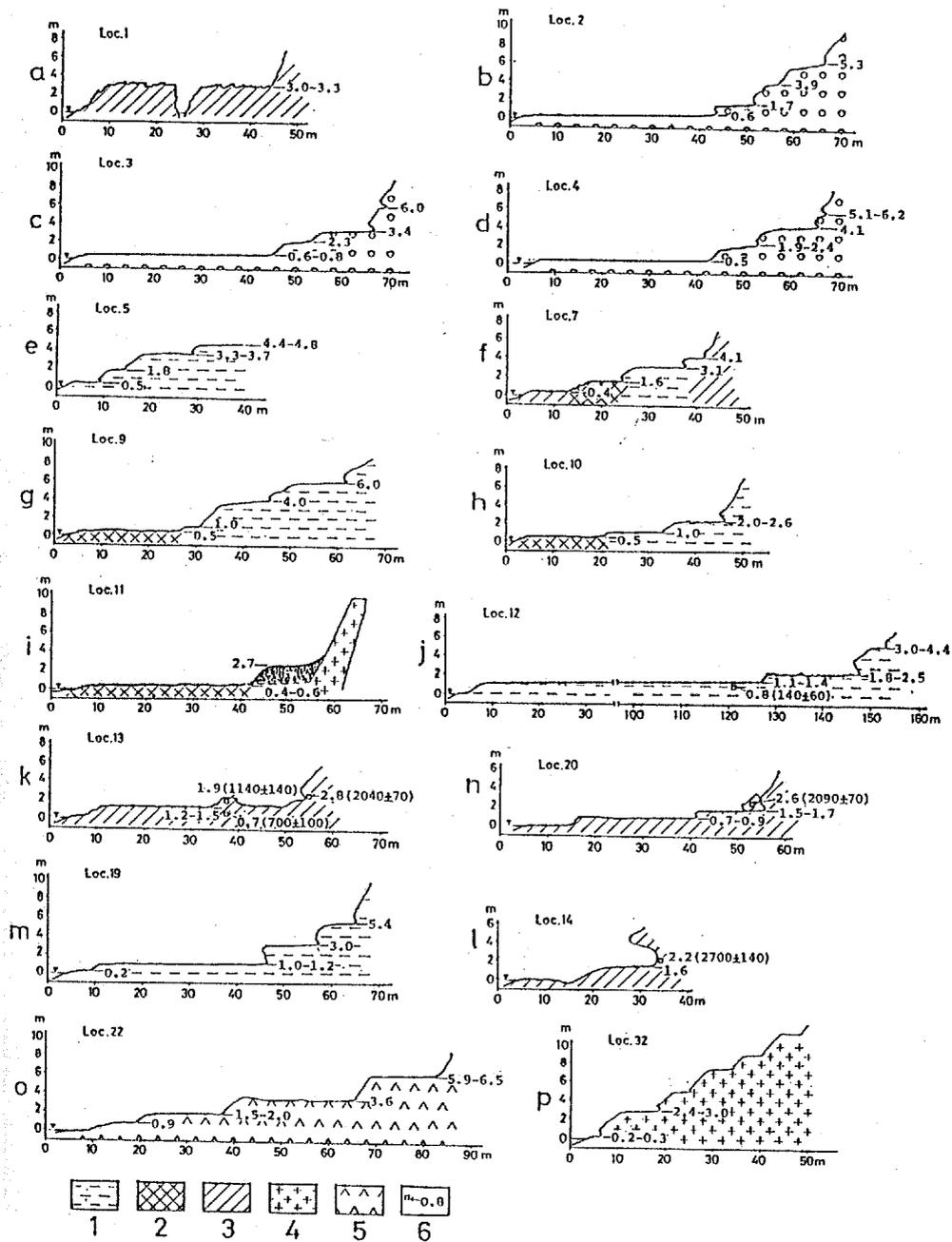


第15図 紀伊半島南部の海岸地形分類図 その1

1. 高位ベンチ (高度2m以上) 2. 低位ベンチ (高度2m未満) 3. 砂丘・砂堆 4. 更新世海成段丘 5. 沖積平野・埋立地



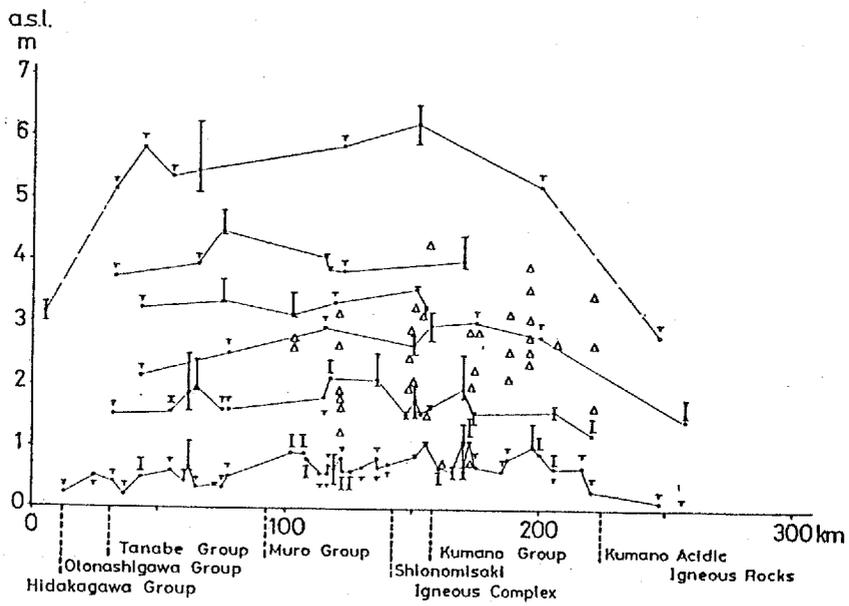
第15図 紀伊半島南部の海岸地形分類図 その2



第16図 紀伊半島南部の海岸地形断面図

() 内は¹⁴C年代を示す。

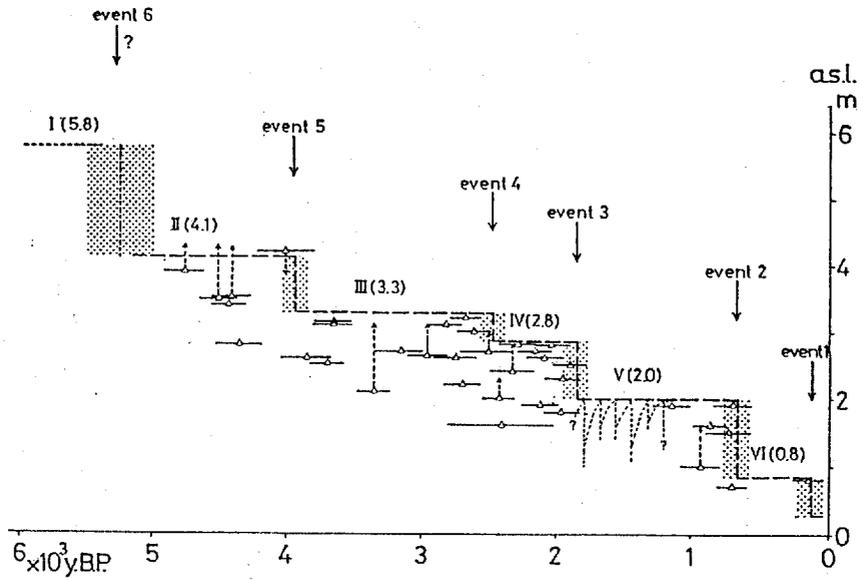
1. 砂岩 2. 頁岩・泥岩 3. 砂岩・頁岩(泥岩)の互層 4. 酸性火成岩類 5. 玄武岩質岩類
6. 石灰質遺骸および付着高度



第17図 紀伊半島南部のベンチ高度と石灰質遺骸の分布

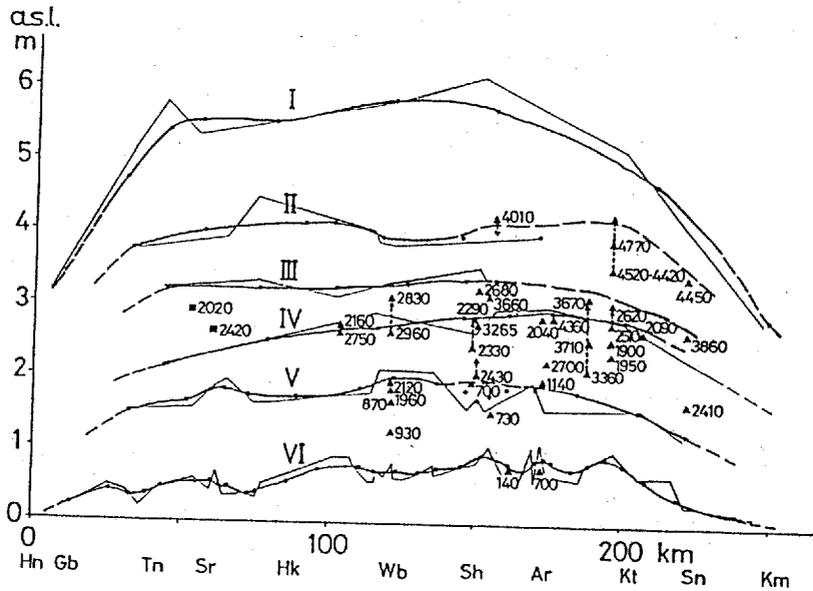
△：石灰質遺骸 ▽：ベンチ I：ベンチ (分布高度に幅のあるもの)

折れ線は第2表によりベンチ高度を補正して得られた旧海水準を示す。横軸には日ノ御埼からの海岸線距離をとっている。



第18図 紀伊半島南部における完新世の相対的海水準変化

() 内の数値は各レベルの高度を示す。アミの幅はevent推定時期の幅を示す。レベルVに示した細点線はプレート間地震による相対的海水準の変動を模式的に表したものである。

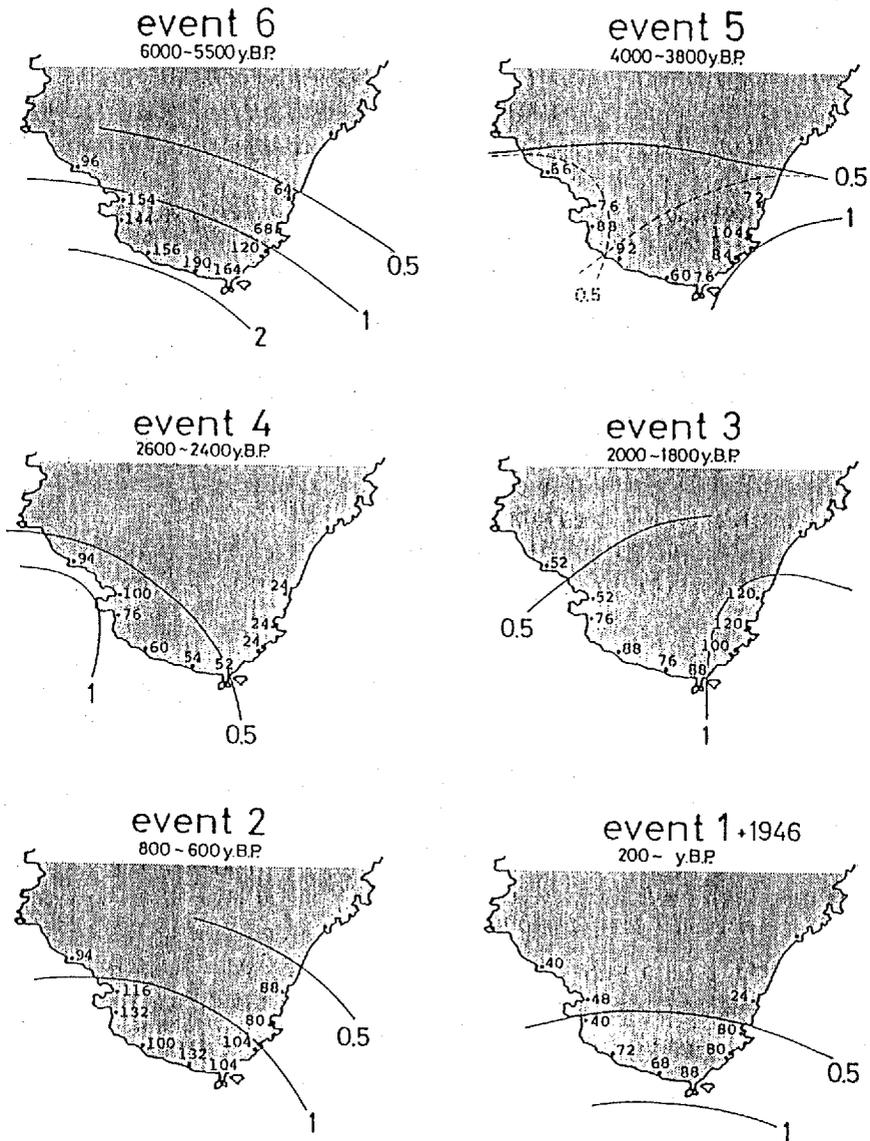


第19図 紀伊半島南部の旧海水準高度分布と¹⁴C年代

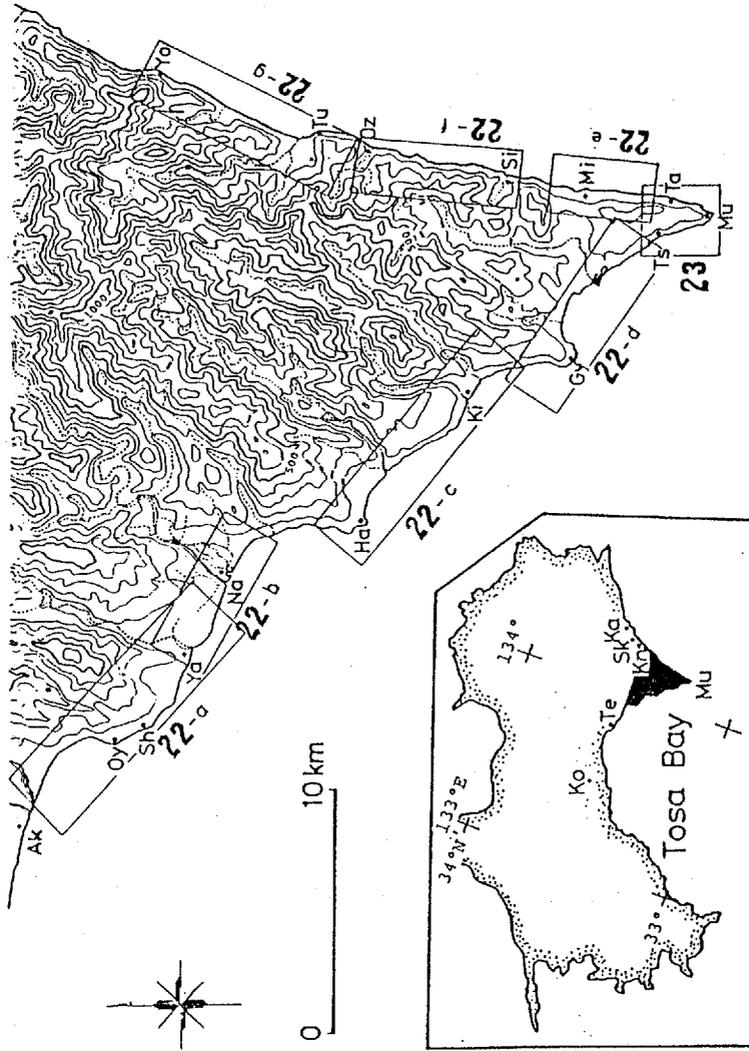
▲：石灰質遺骸（ヤッコカンザシ） ■：離水浜堆積物（長澤，1983）

Hn：日ノ御崎 Gb：御坊 Tn：田辺 Sr：白浜 Hk：日置 Wb：和深 Sh：潮岬 Ar：荒船
Kt：勝浦 Sn：新宮 Km：木本

折れ線は移動平均する前の旧海水準の高度分布を示す。横軸には日ノ御崎からの海岸線距離をとっている。

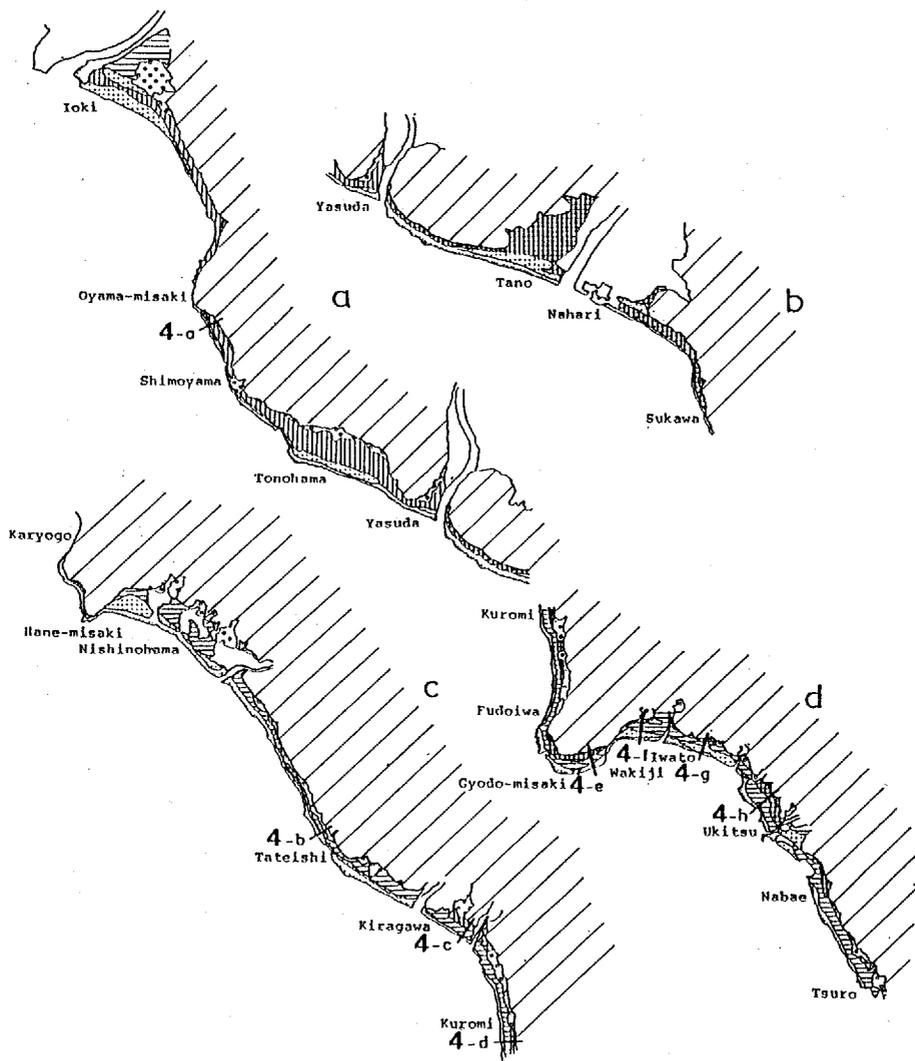


第20図 紀伊半島南部の各eventの隆起量分布
各地点の隆起量の単位はcm. 等値線に付した隆起量の単位はm.

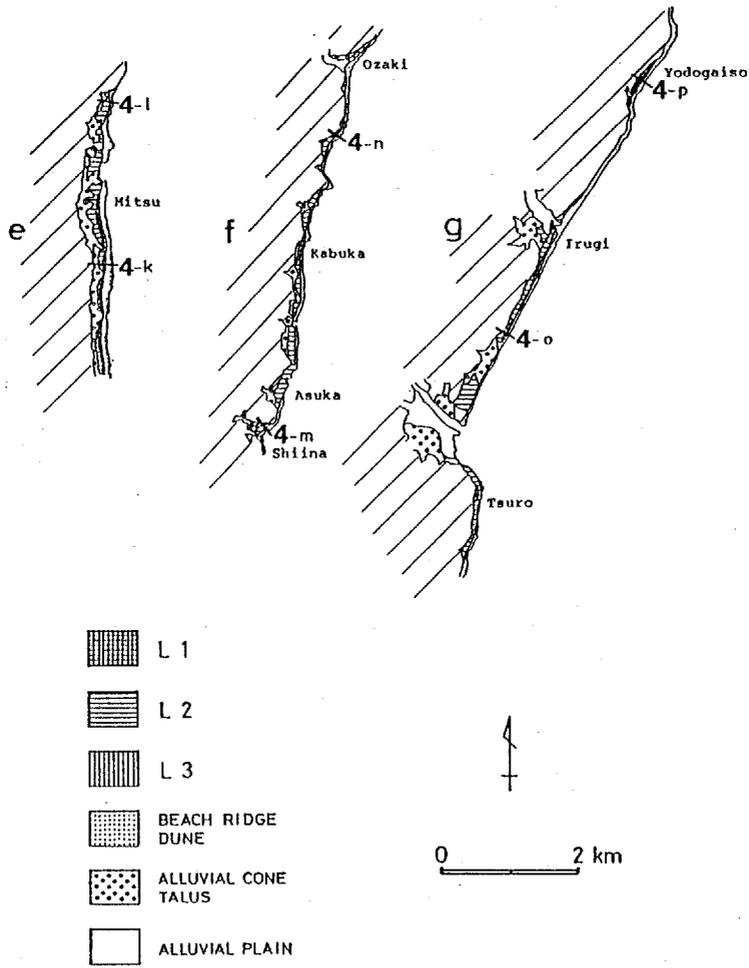


第21図 室戸半島の地形

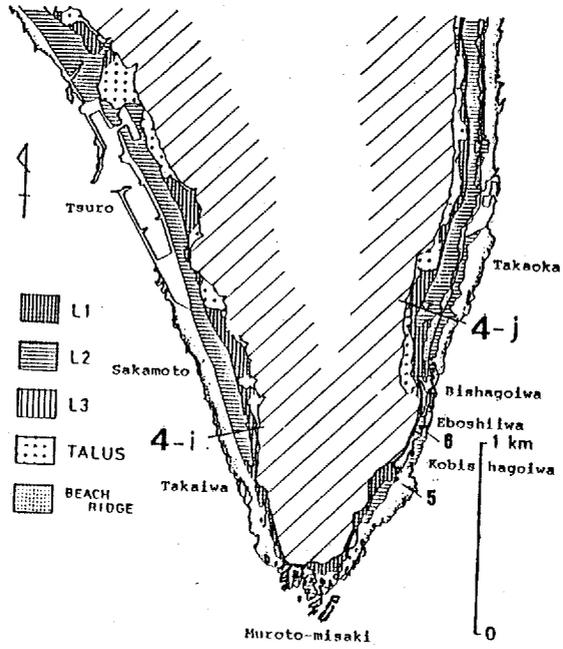
Ko: 高知 Te: 手結 Ak: 安芸 Oy: 大山岬 Sh: 下山 Ya: 安田 Na: 奈半利 Ha: 羽根岬
 Ki: 吉良川 Gy: 行当岬 Ts: 津呂 Mu: 室戸岬 Ta: 高岡 Mi: 三津 Si: 椎名 Oz: 尾崎
 Tu: 郡呂 Yo: 淀ヶ磯 Kn: 甲浦 Sk: 穴喰 Ka: 海部
 囲みは第22図, 第23図の位置を示す。



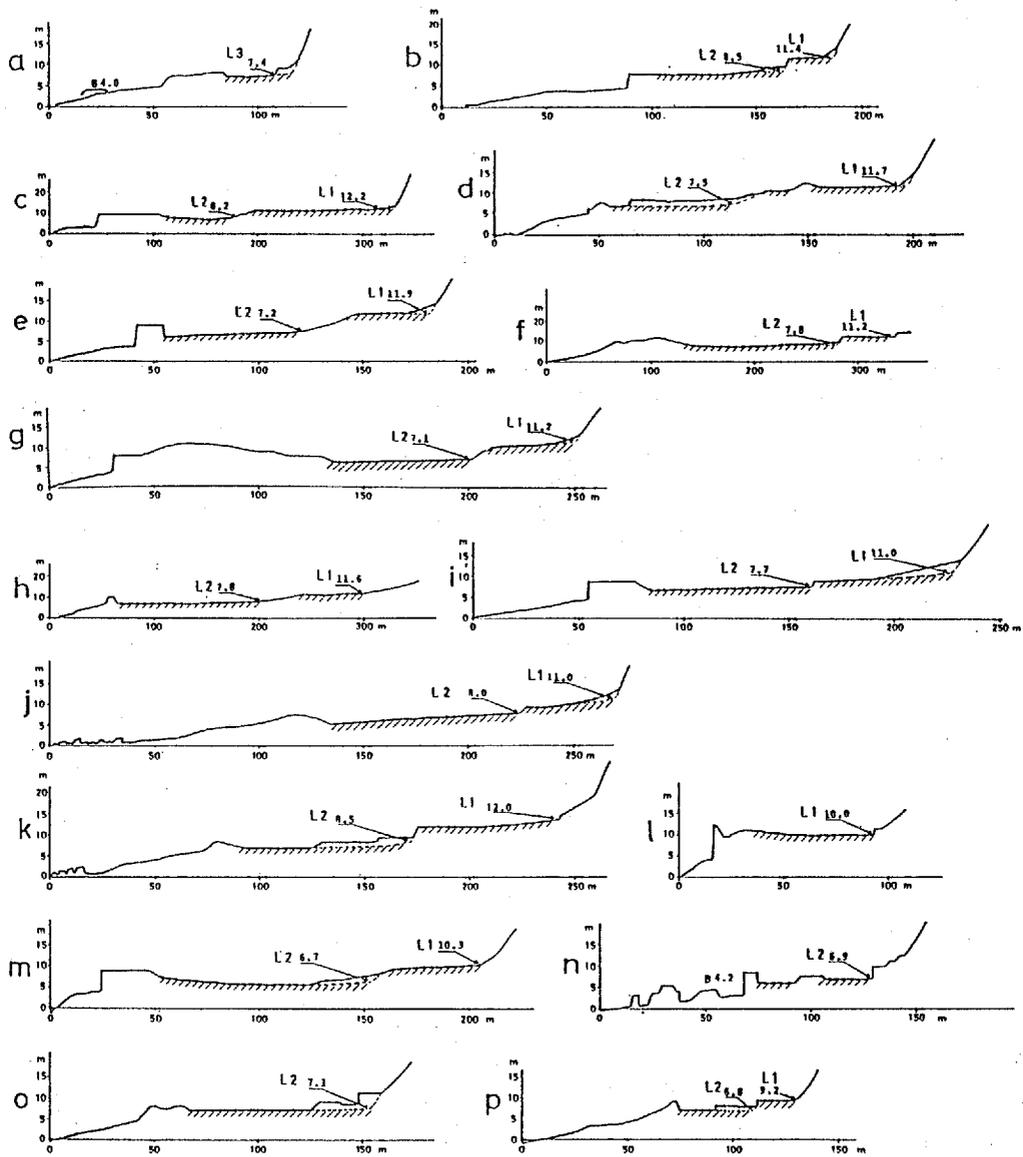
第22図 室戸半島の完新世海岸地形分類図 その1
太線は第24図の断面測線を示す。



第22図 室戸半島の完新世海岸地形分類図 その2

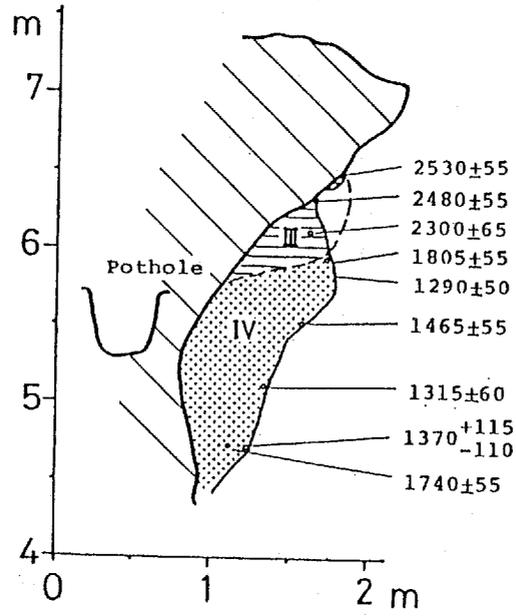


第23図 室戸岬付近のの完新世海岸地形分類図
 太線は第24図の断面測線を示す。●は第25図、第26図の位置を示す。

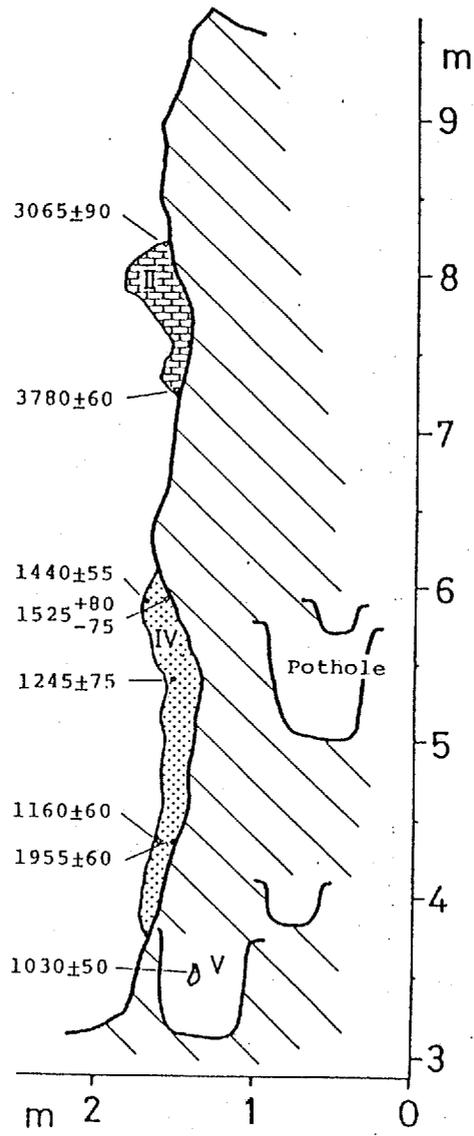


第24図 完新世海岸地形断面図

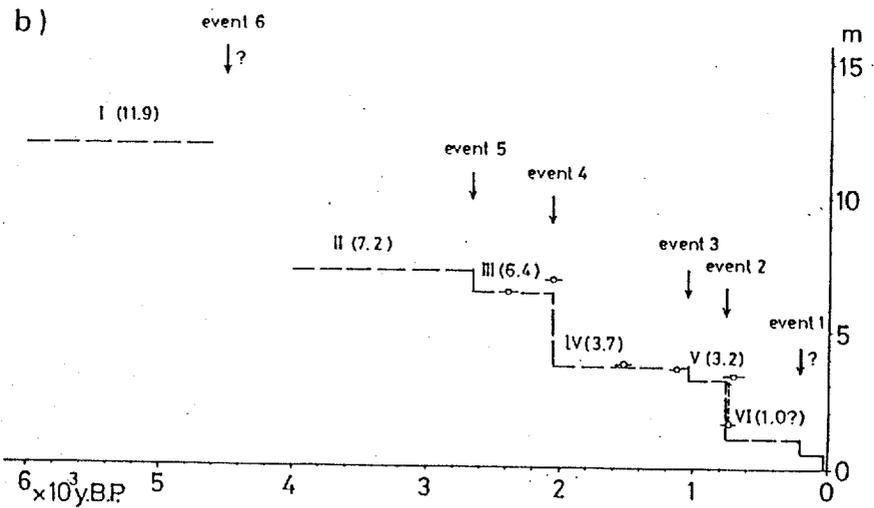
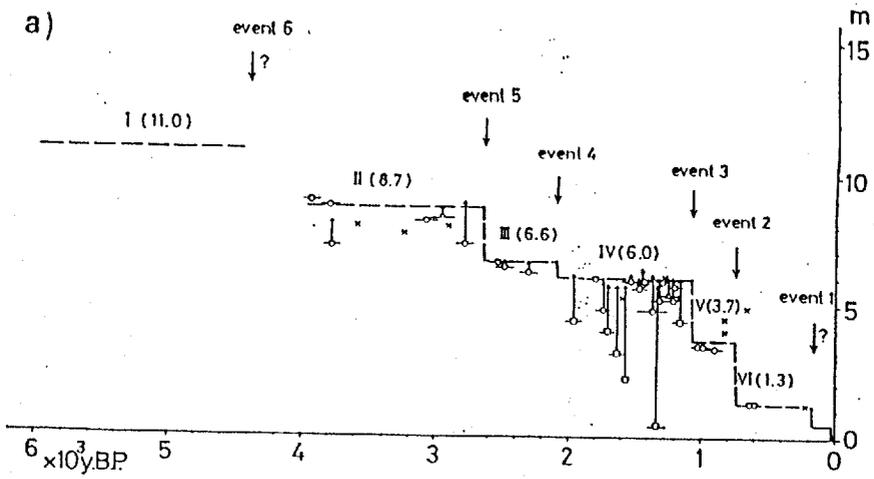
B: ベンチ



第25図 室戸岬小ビシャゴ岩南における石灰質遺骸の付着状態を示す断面

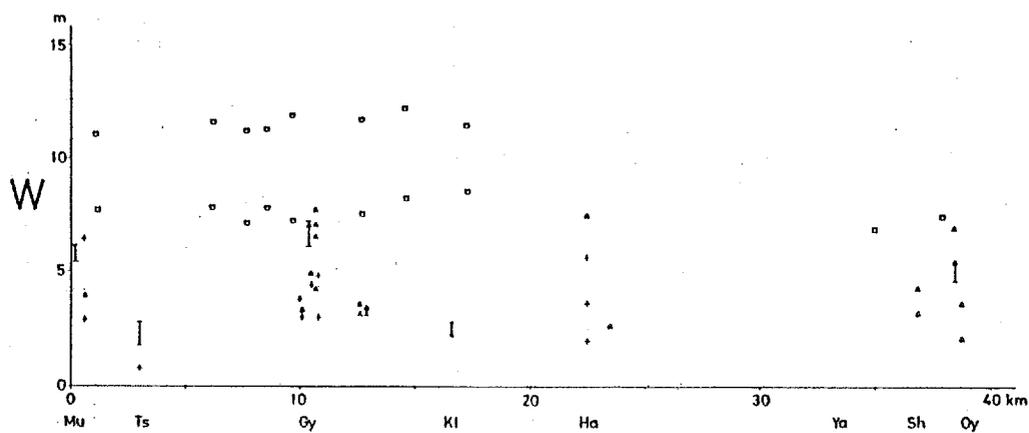
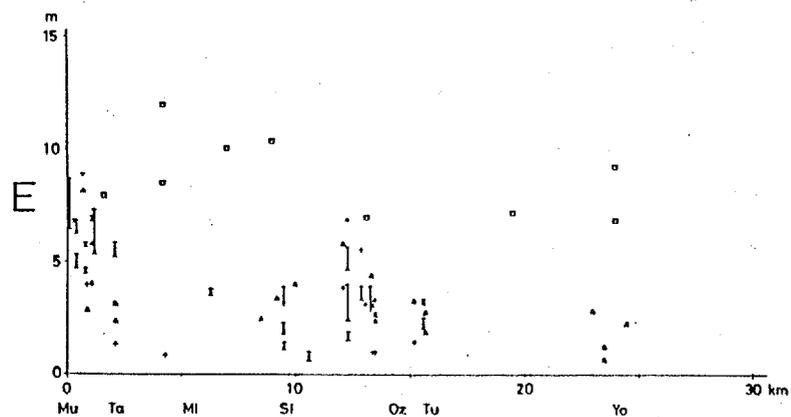


第26図 室戸岬エボシ岩南における石灰質遺骸の付着状態を示す断面



第27図 室戸岬 (a) ・行当岬 (b) における完新世の相対的海水準変化

○：ヤッコカンザシ △：穿孔貝 □：コケムシ，サンゴ ×：阿子島・甲藤（1984）によるデータ

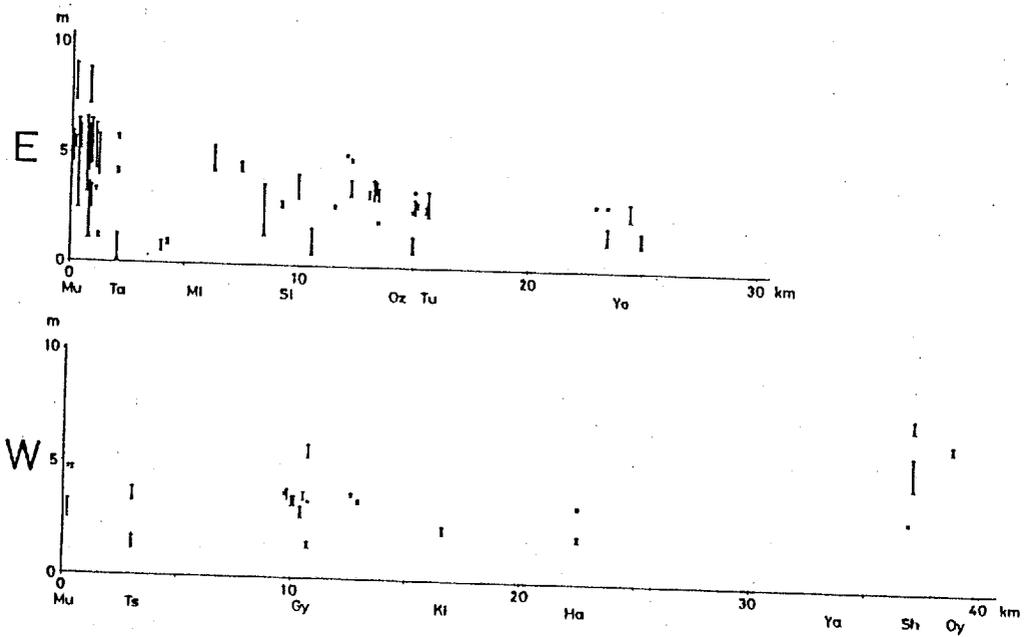


第28図 室戸半島の地形学的な旧海水準指標の分布

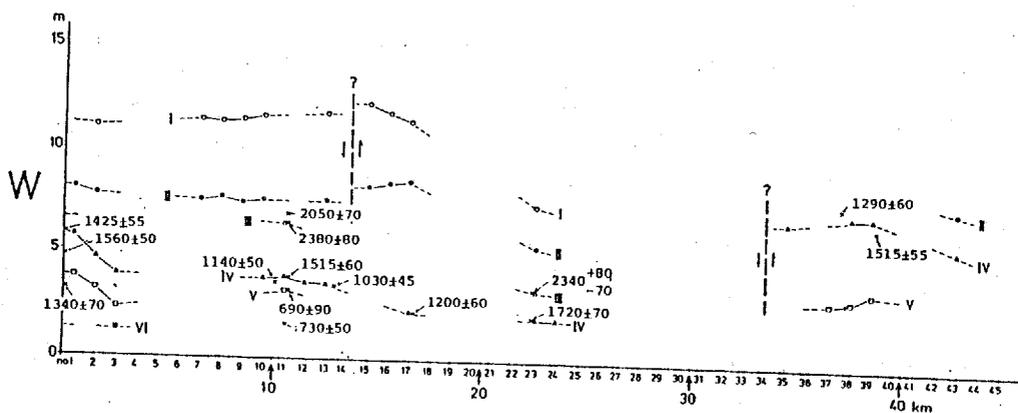
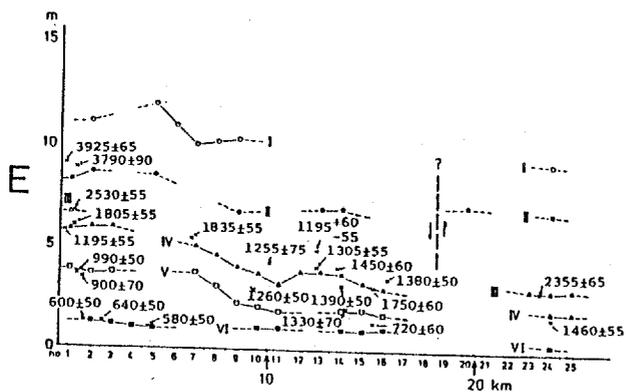
E：東海岸 W：西海岸

□：海成段丘の汀線アングル ▲：ノッチのリトリートポイント +, ⊥, ⊥：波食棚

地名の記号は第21図参照



第29図 室戸半島の石灰質遺骸の分布
 E：東海岸 W：西海岸
 地名の記号は第21図参照

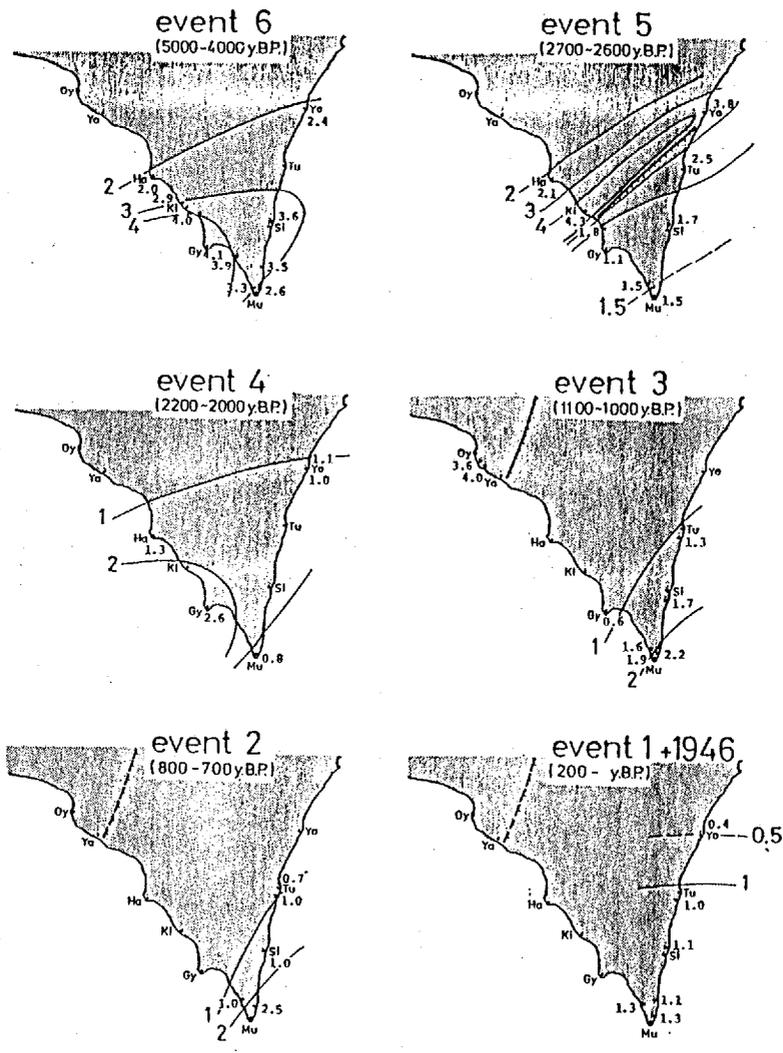


第30図 室戸半島の旧海水準高度分布と¹⁴C年代

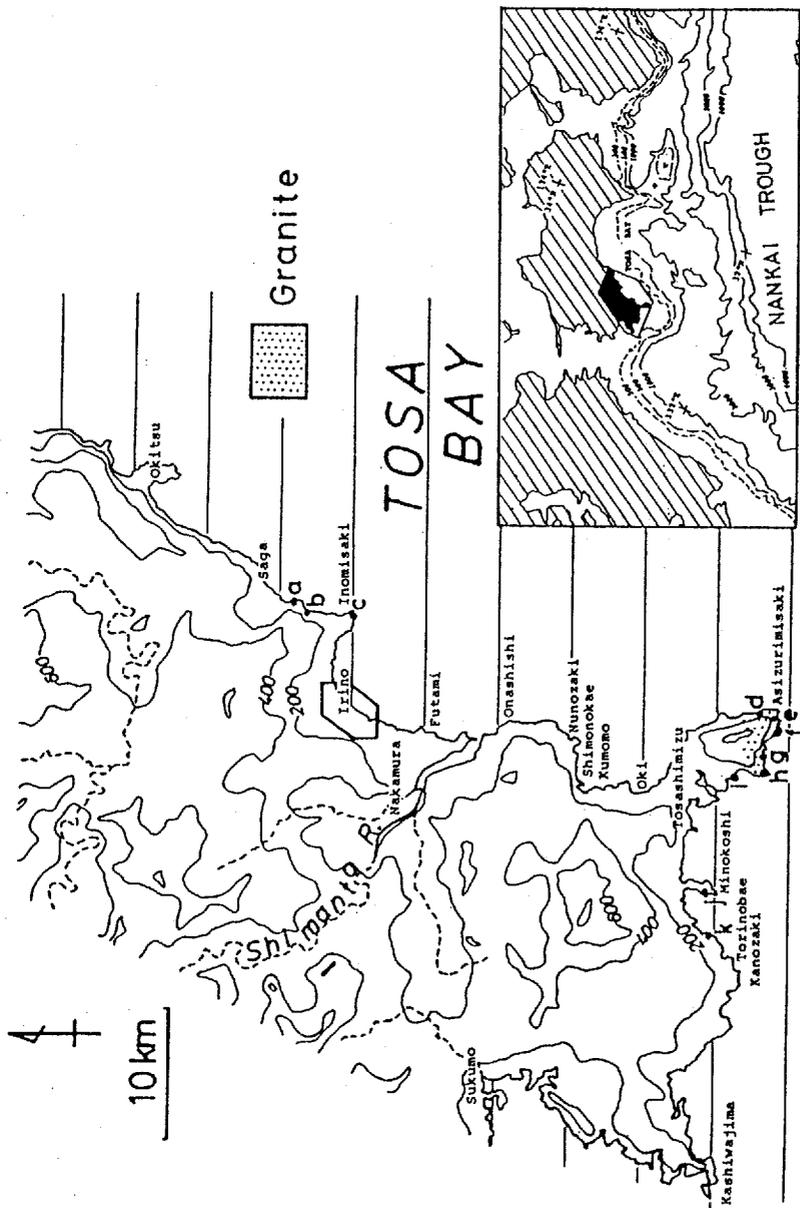
E: 東海岸 W: 西海岸

○: レベルI ●: レベルII △: レベルIII

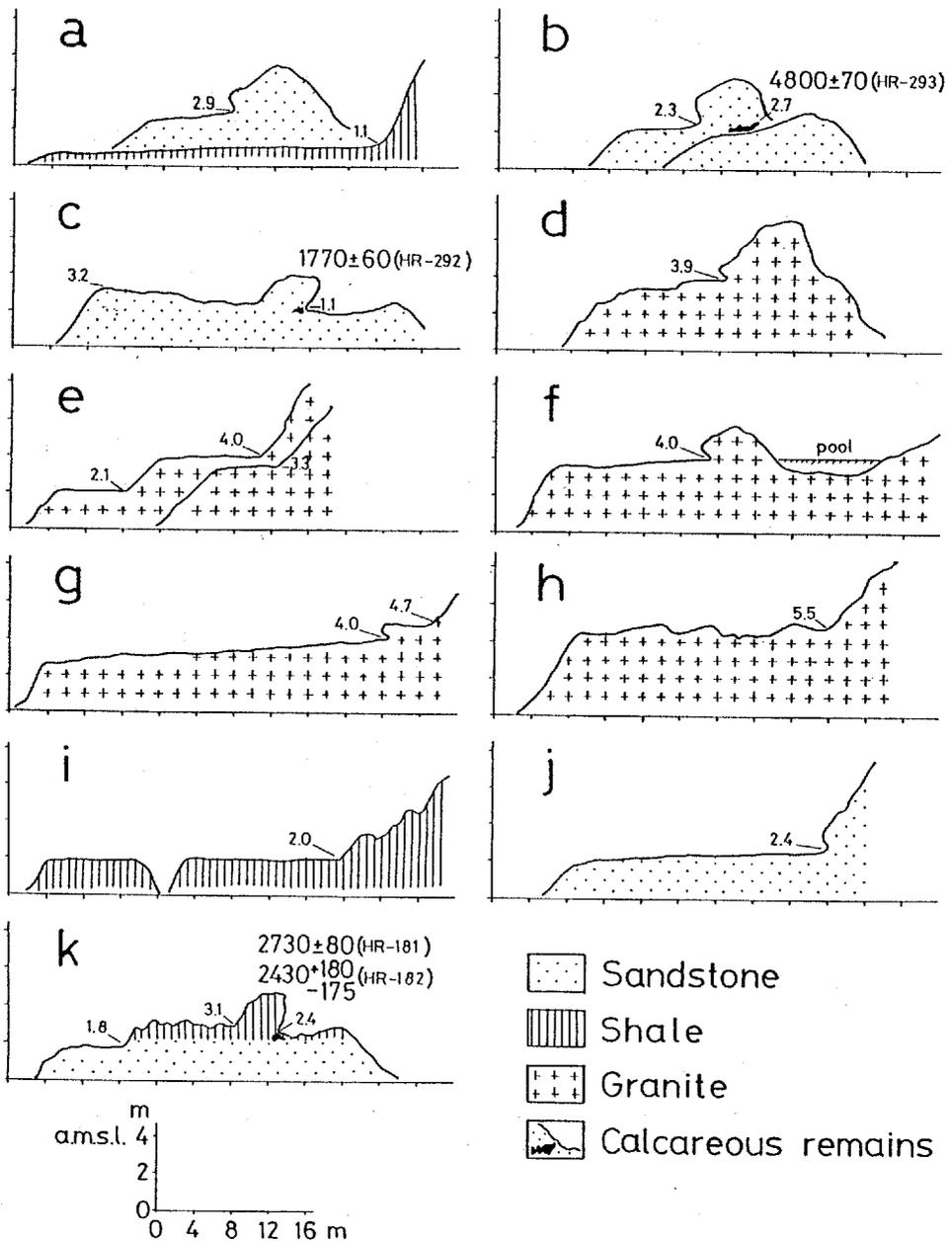
▲: レベルIV □: レベルV ■: レベルVI



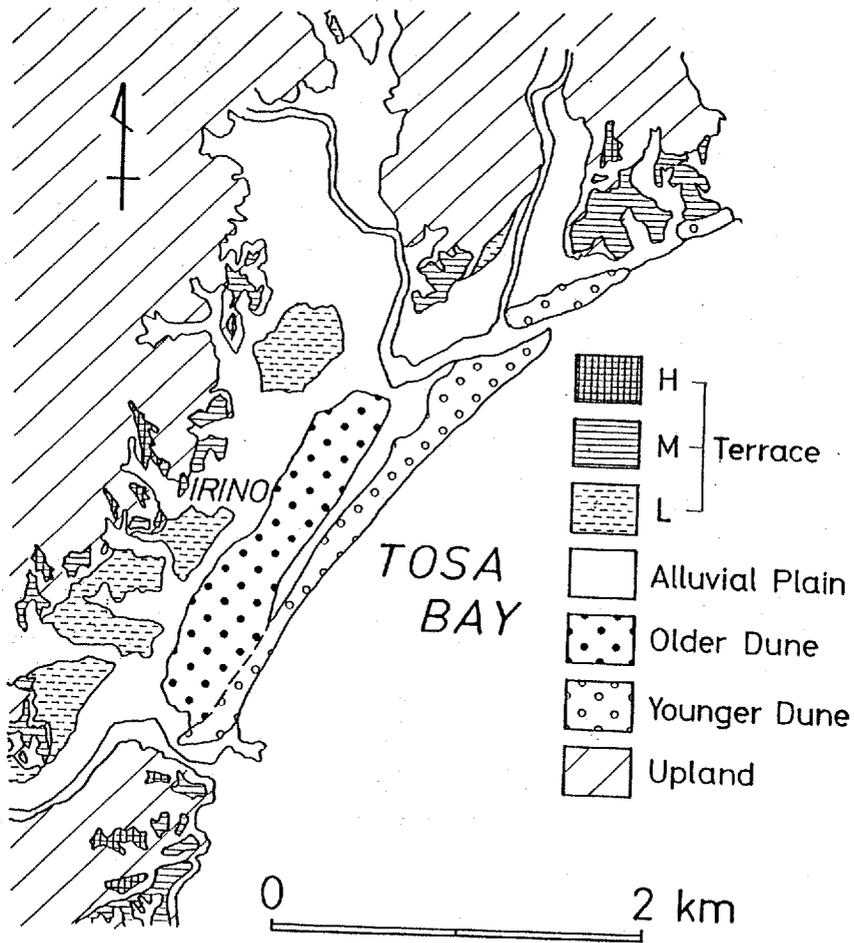
第31図 室戸半島の各eventの隆起量分布



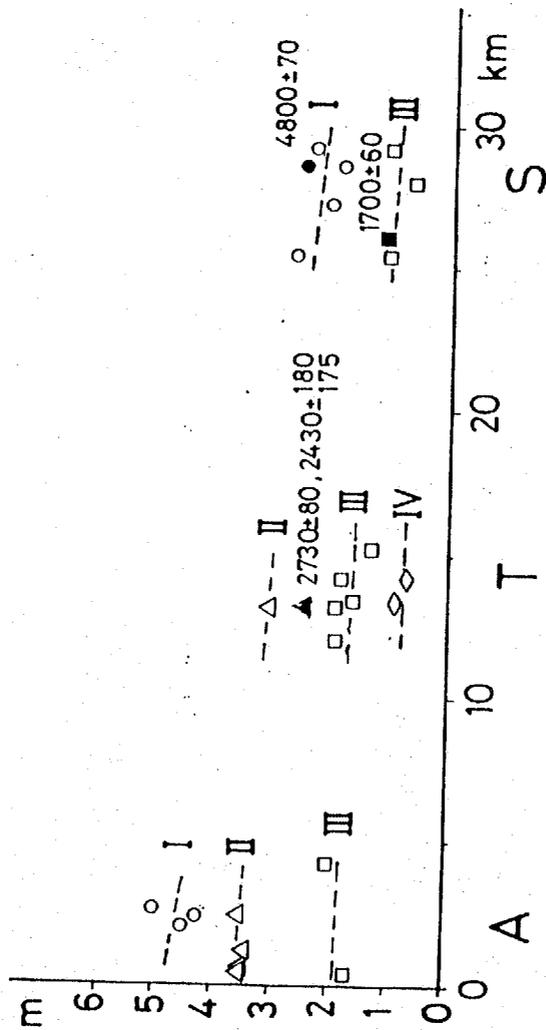
第32図 足摺岬付近の地形概観



第33図 足摺岬付近における各地のベンチ地形断面図
断面図の位置は第32図参照.



第34図 入野付近の地形分類図

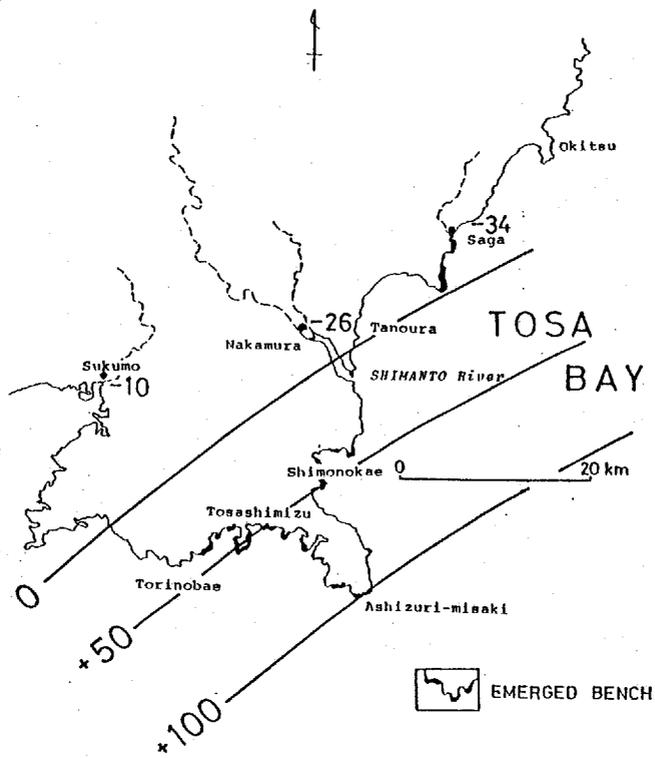


第35図 足摺岬付近における旧海水準高度の分布

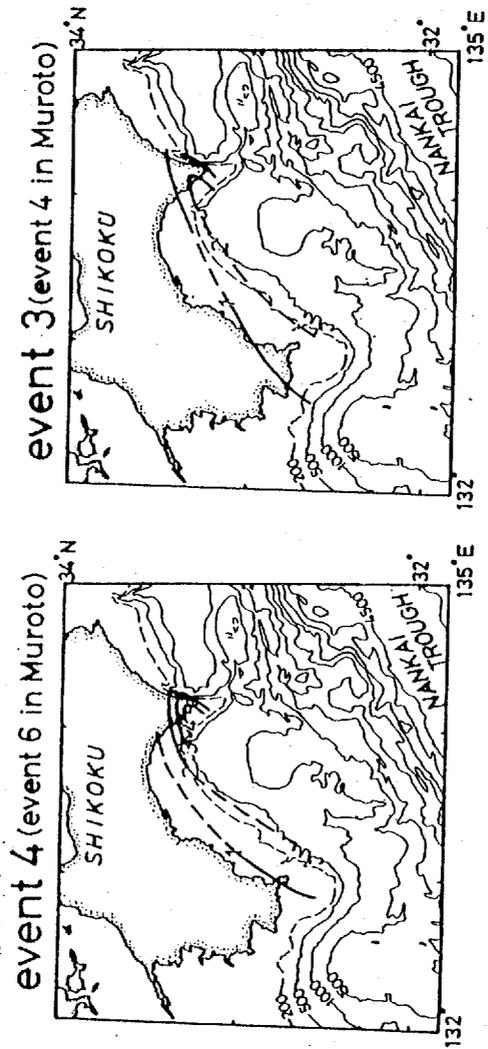
A: 足摺岬 T: 鳥ノ簀・下ノ加江 S: 佐賀

○: レベルI △: レベルII □: レベルIII ◇: レベルIV

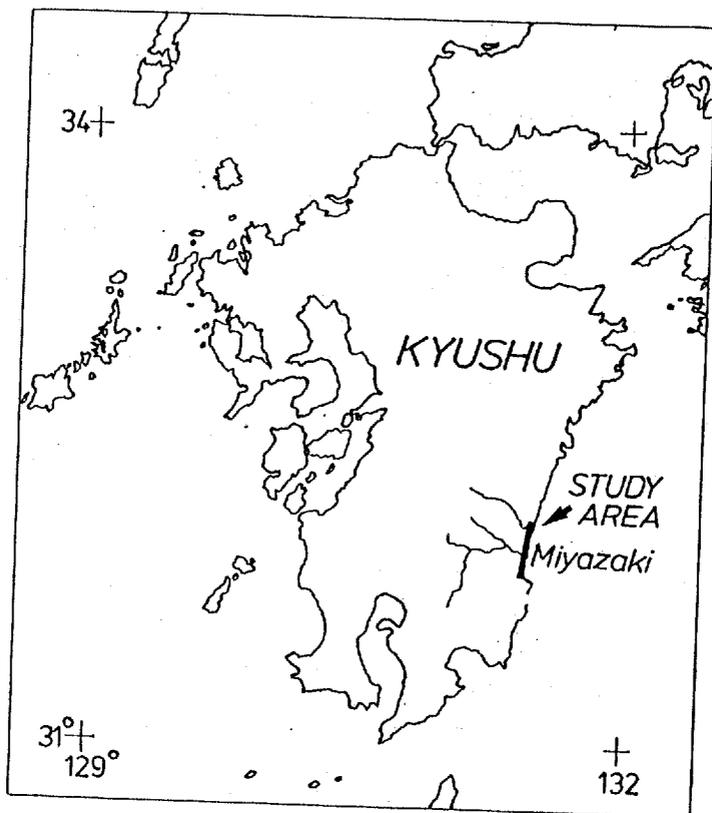
黒塗りの記号は¹⁴C年代試料の採取位置を示す。



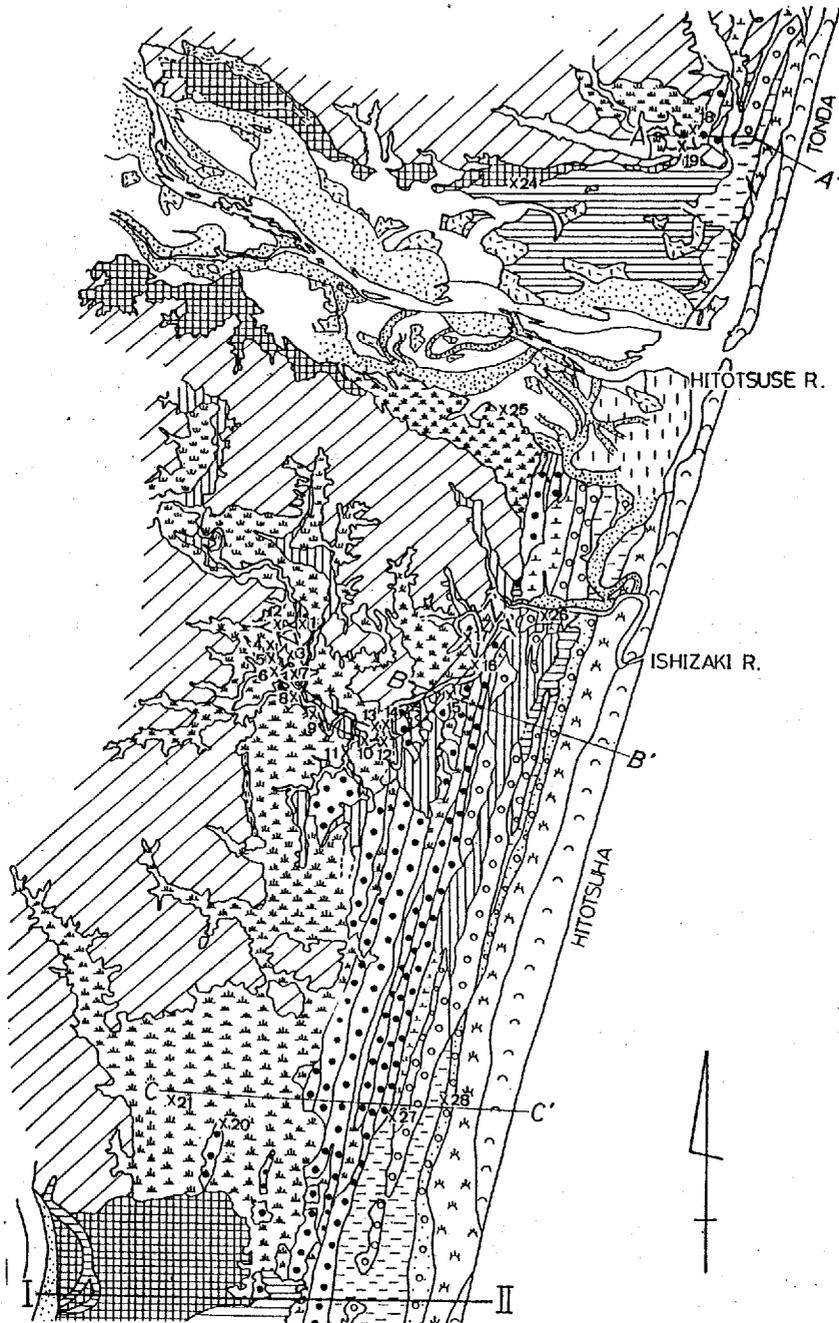
第36図 南海道地震（1946年）に伴う地殻変動量（cm）
 沢村（1951）に基づいて作成。



第37図 足摺岬付近において推定されたevent4とevent3に伴う隆起量分布 (m)
室戸半島の等値線は第31図による。



第38図 本節の調査地域



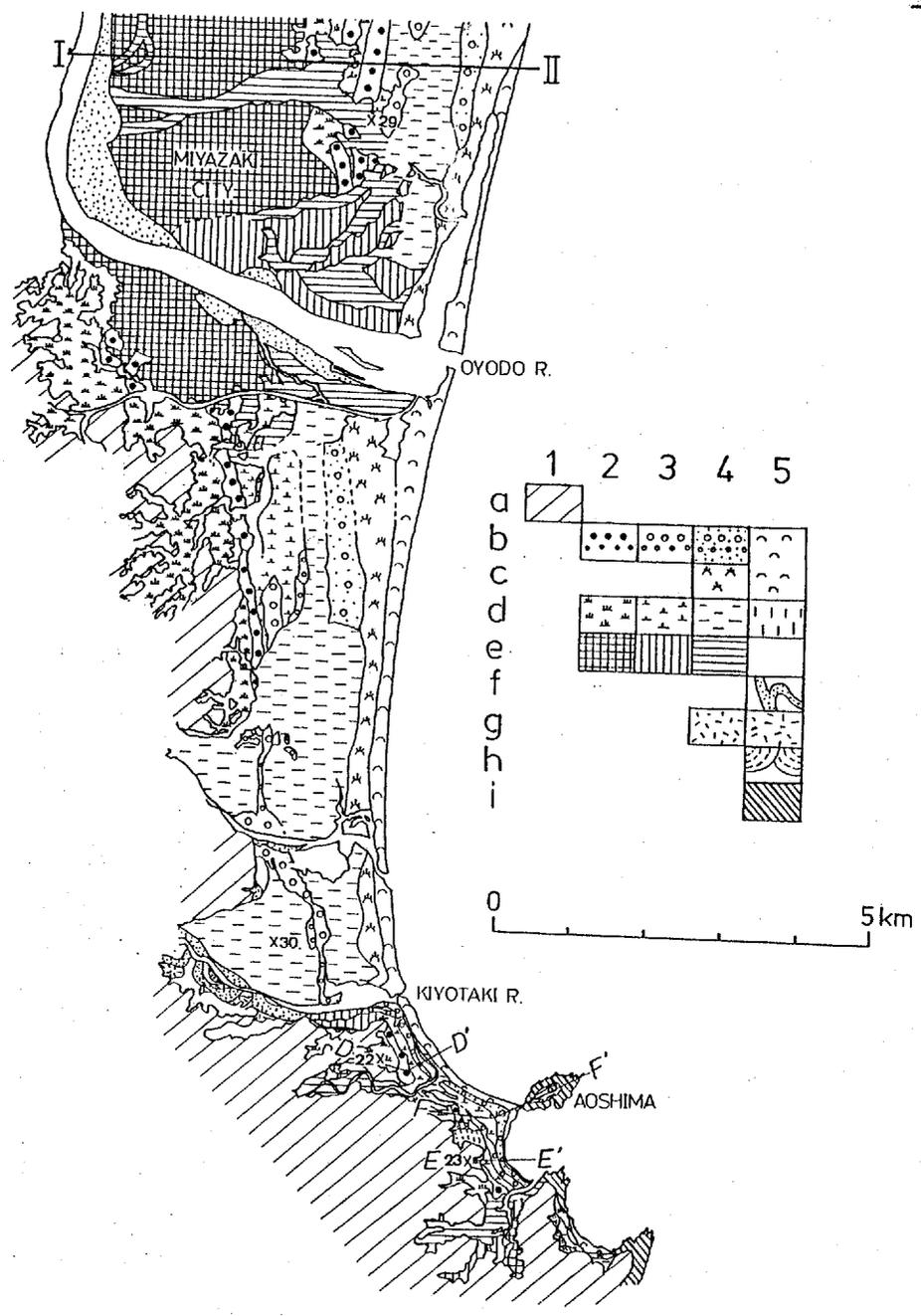
第39図 宮崎平野の完新世地形分類図 その1

[年代的区分]

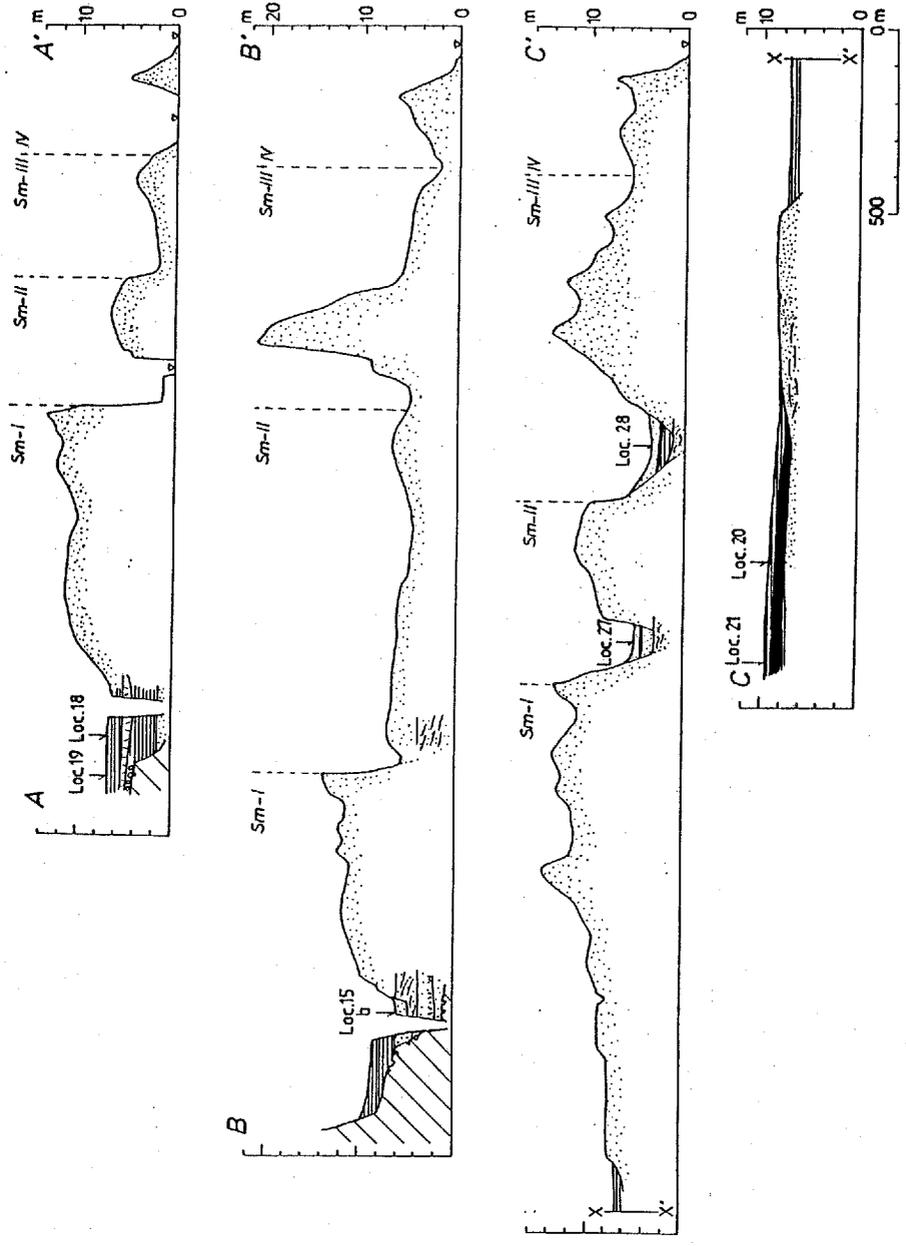
1: 完新世より古い地形 2: 下田島I面 3: 下田島II面 4: 下田島III面 5: 下田島IV面および現成地形面

[地形学的区分]

a: 山地および丘陵 b: 砂堆 (浜堤および砂洲) c: 砂丘 d: 後背湿地・谷底・旧ラグーン
e: 氾濫原 f: 旧河道 g: 自然堤防 h: 沖積錘 i: 波食棚

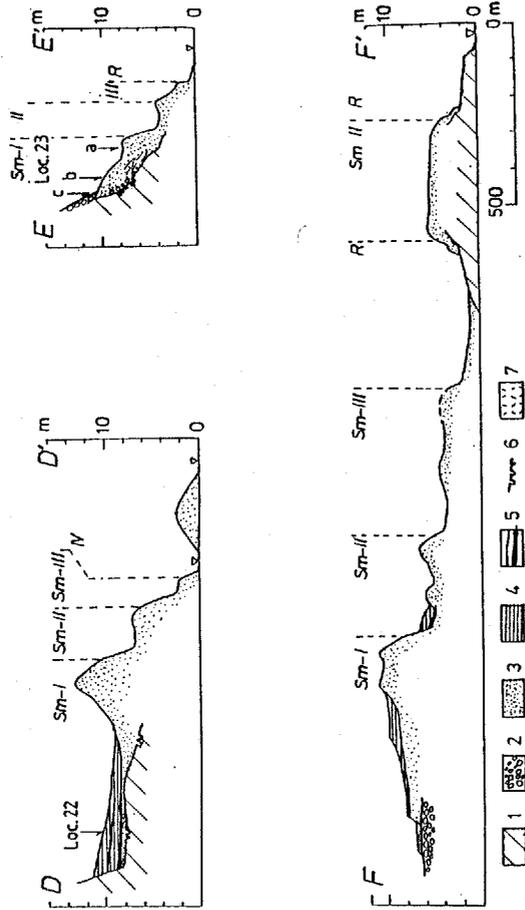


第39図 宮崎平野の完新世地形分類図 その2

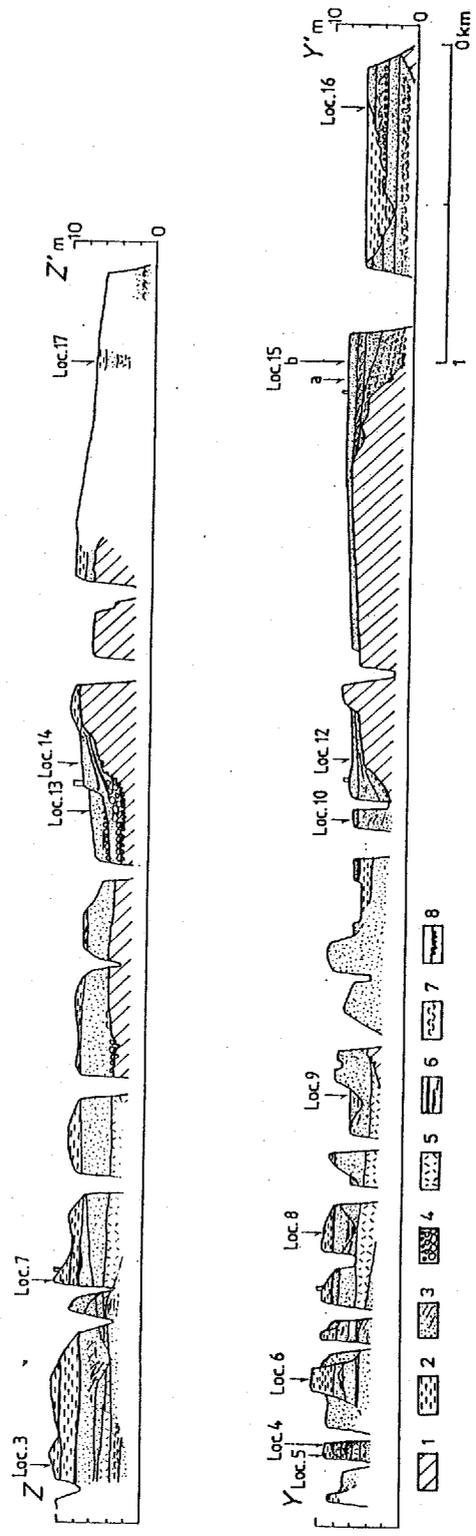


第40図 宮崎平野完新世段丘の地形・地質断面図 その1
断面の位置は第39図参照。

- 1: 宮崎層群
- 2: 礫
- 3: 砂
- 4: シルトおよび粘土
- 5: 泥炭
- 6: 穿孔貝の生痕
- 7: アカホヤ火山灰

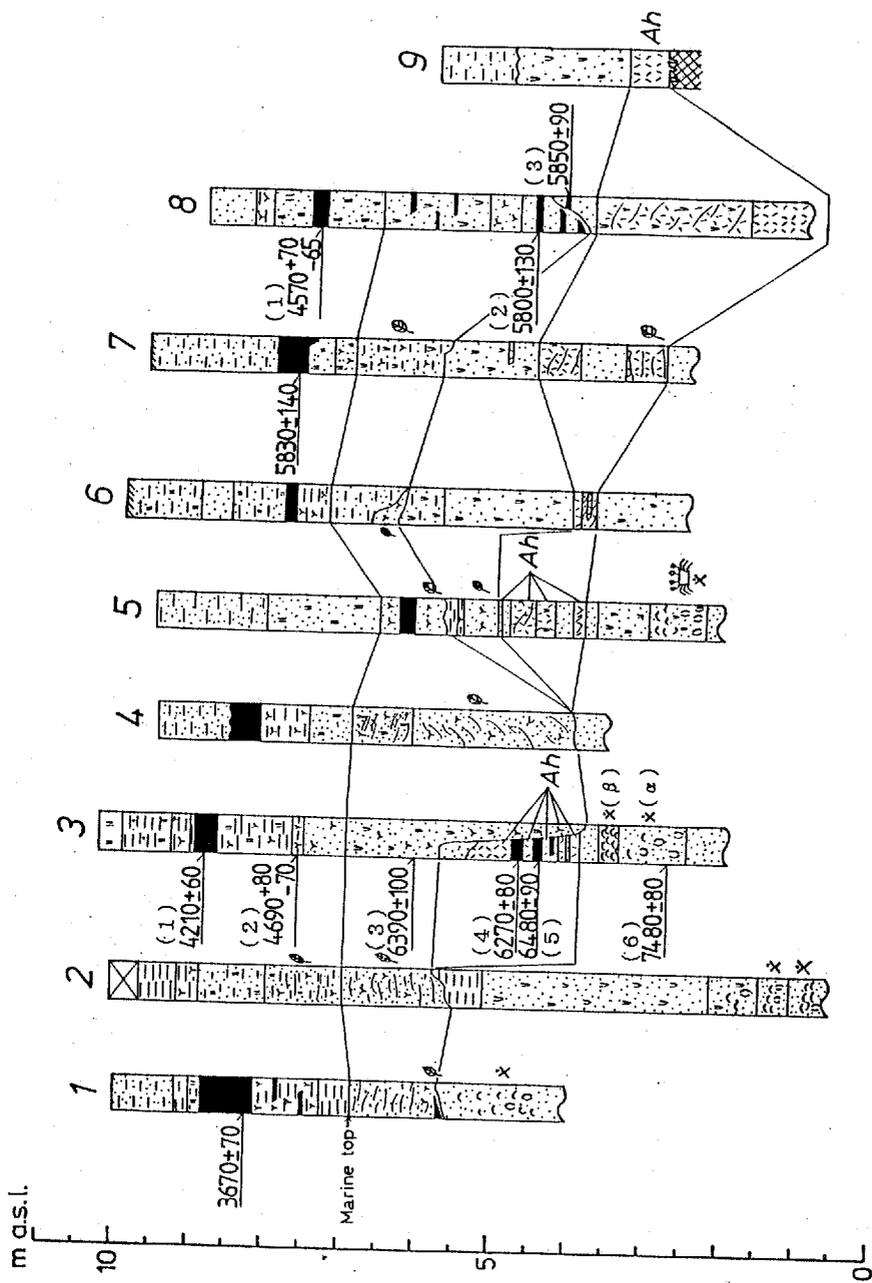


第40図 宮崎平原完新世段丘の地形・地質断面図 その2



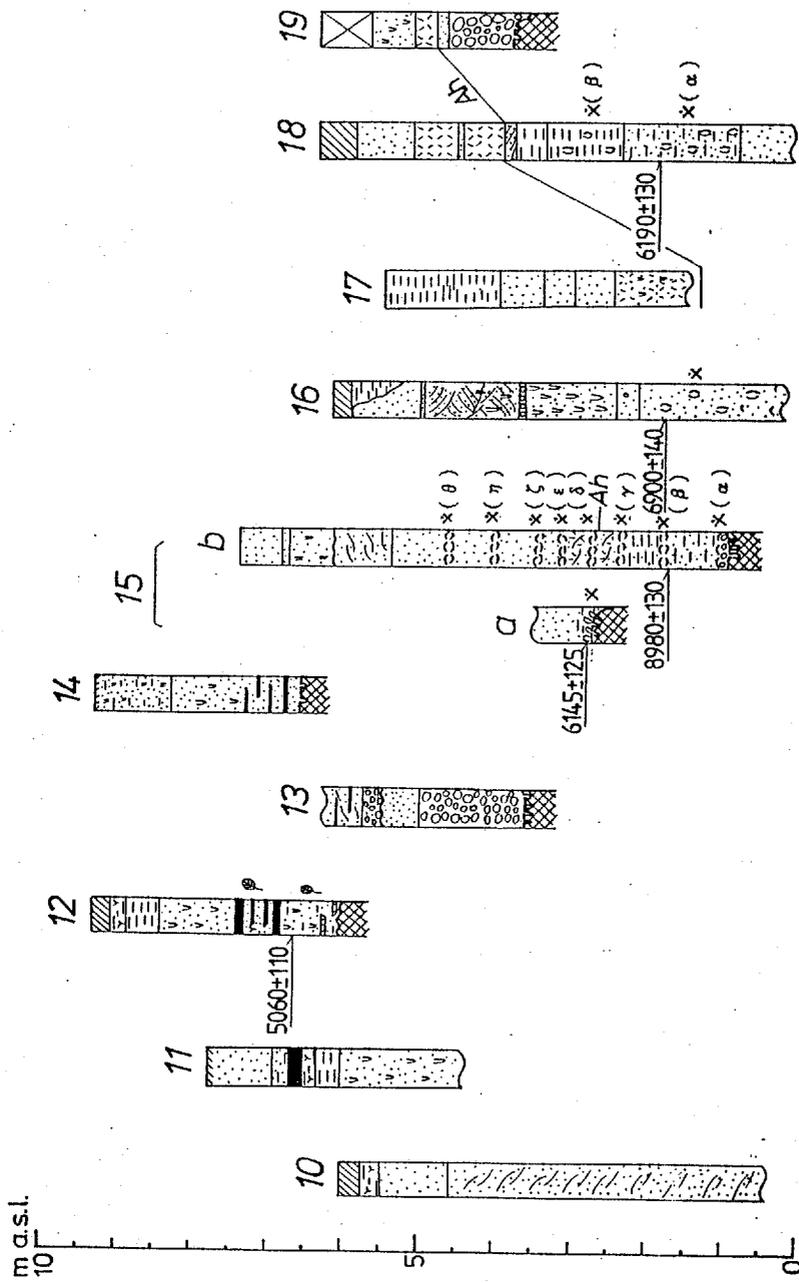
第41図 宮崎平野石崎川沿いにおける下田高面の地形・地質断面図
 断面の位置は第39図参照。

1: 宮崎層群 2: シルトおよび粘土 3: 砂 4: 礫 5: アカホヤ火山灰 6: 泥炭 7: 貝殻 8:
 穿孔貝の生痕

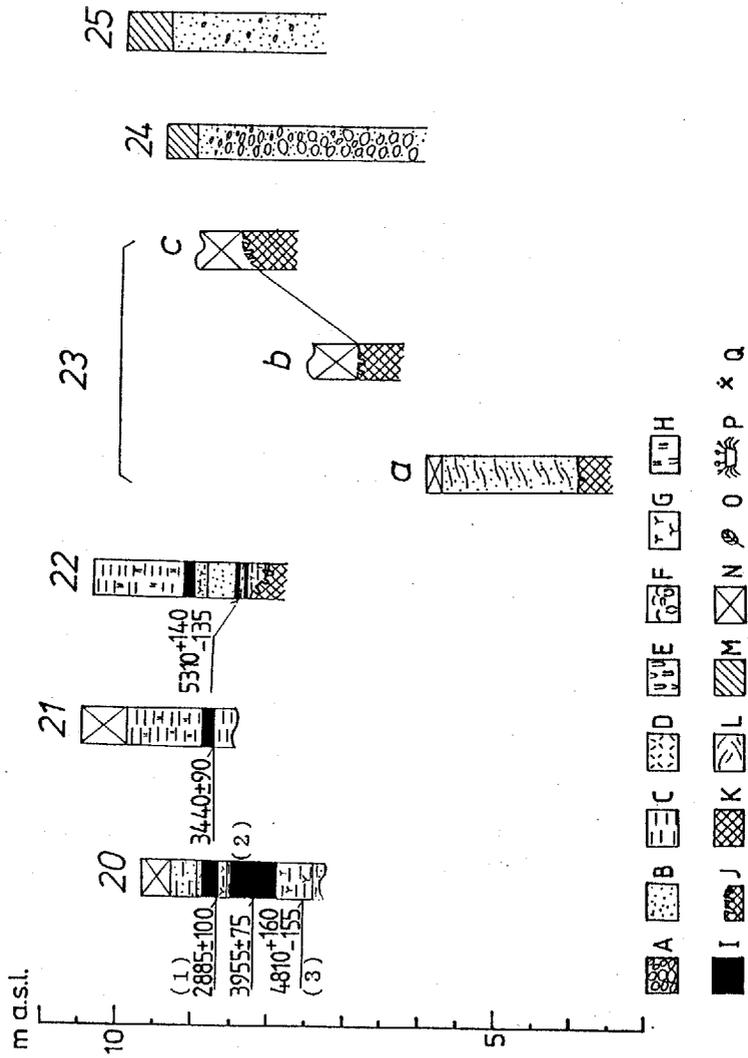


第42図 宮崎平野における下田島I面の地質柱状図 その1
柱状図の位置は第39図参照.

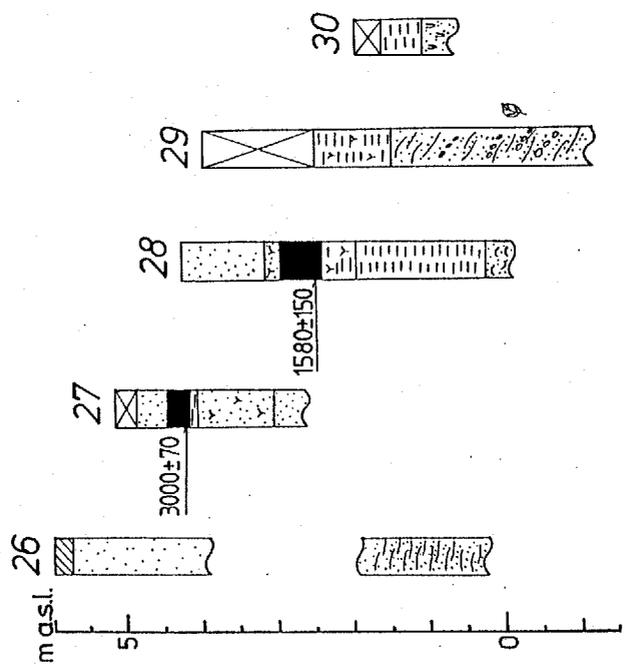
A: 礫 B: 砂 C: シルトおよび粘土 D: ガラス質火山灰 E: 生痕 F: 貝殻 G: 泥炭質堆積物 H: 植物の印象化石 I: 泥炭およびリグナイト J: 穿孔貝の生痕 K: 基盤岩 (日南層群および宮崎層群) L: 葉理 M: 土壌 N: 再堆積物 O: 植物化石 P: ヤマトオサガニの化石 Q: 貝化石の採取位置および¹⁴C年代値



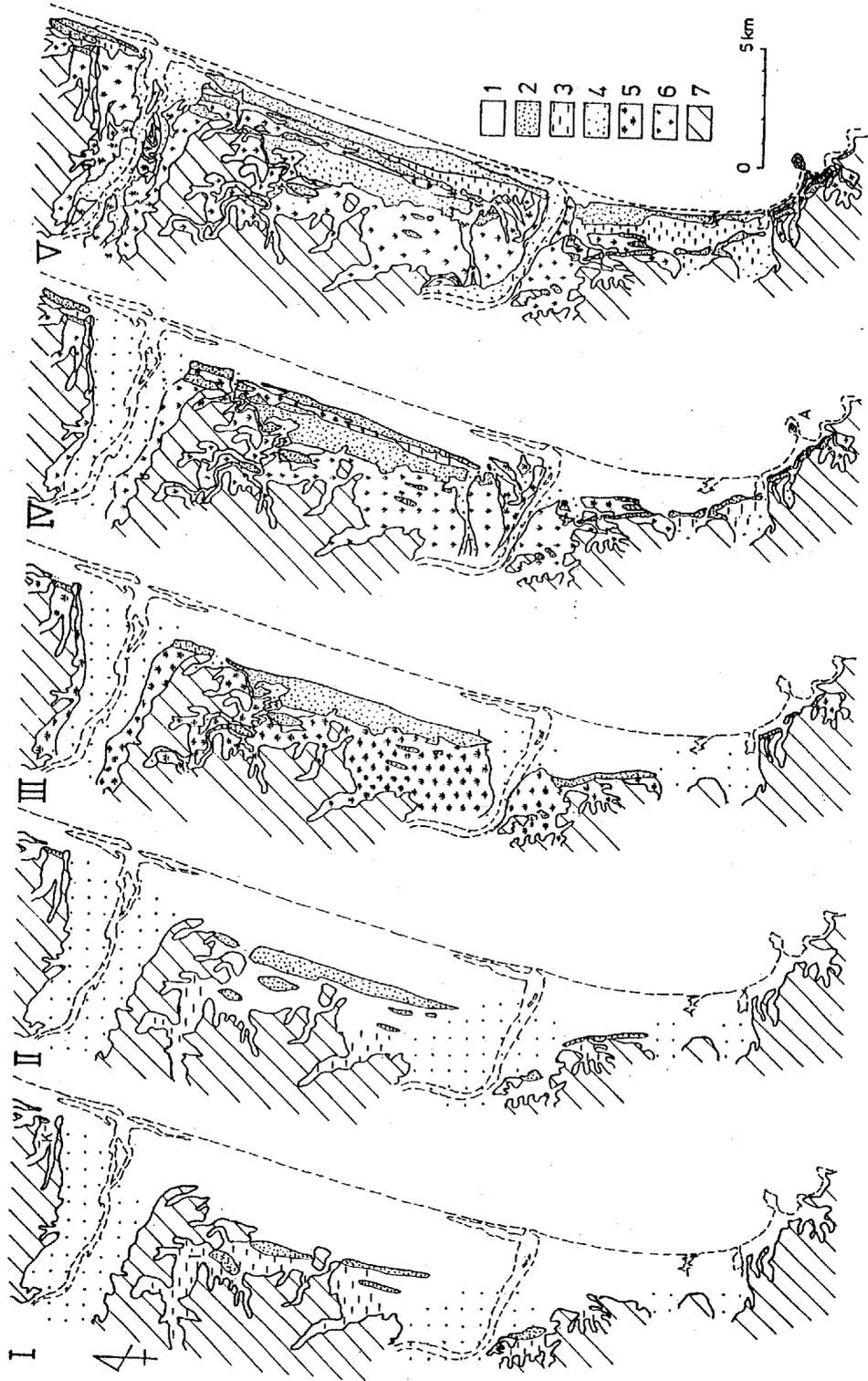
第42図 宮崎平野における下田島面の地質柱状図 その2



第42図 宮崎平野における下田島1面の地質柱状図 その3



第43図 宮崎平野における下田島II・III面の地質柱状図
 凡例は第42図に同じ。

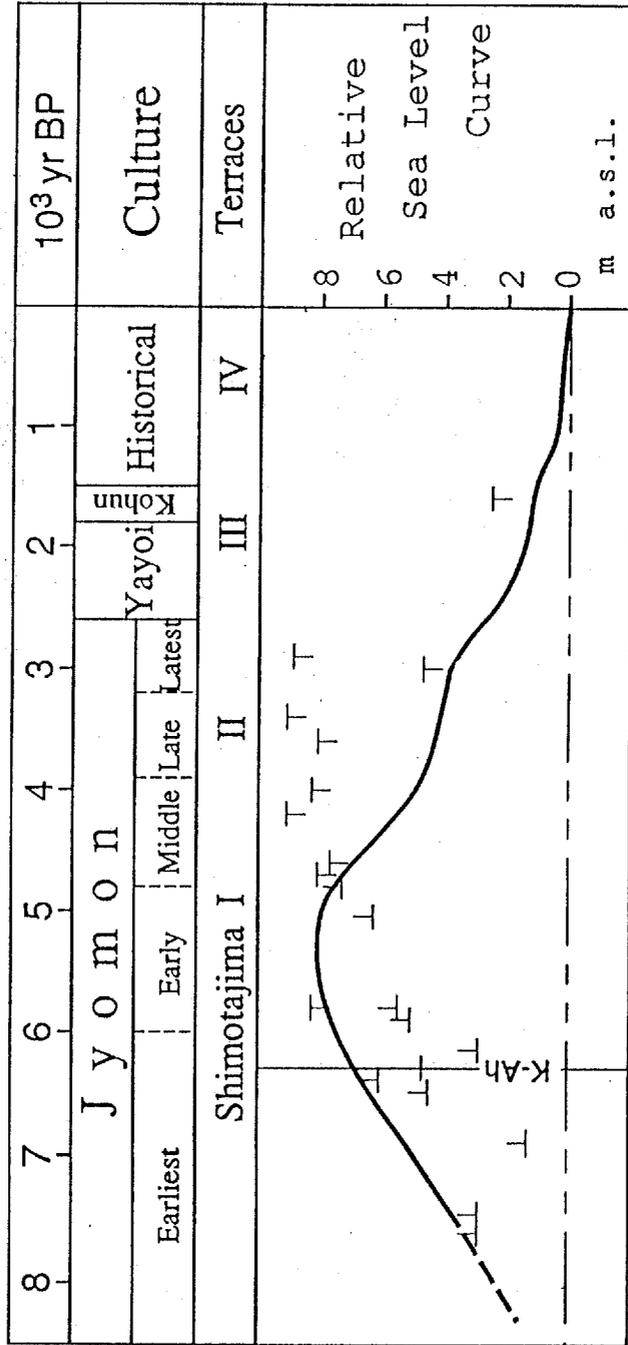


第44図 宮崎平野の古地理図

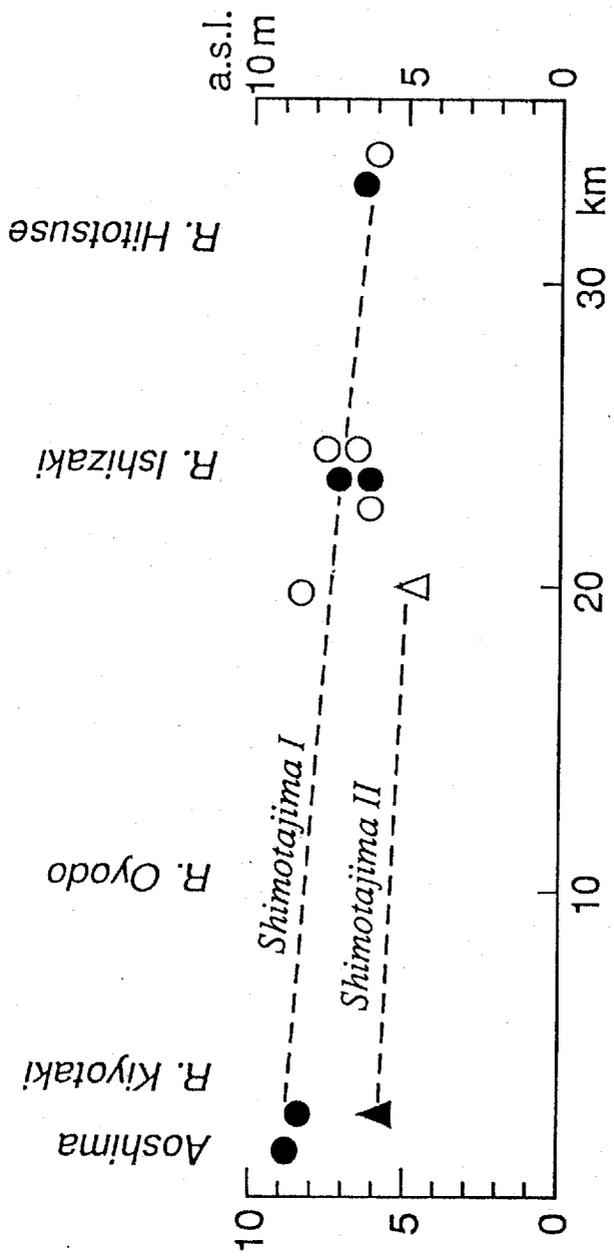
I: 7500～6700yrBP II: 5900～5000yrBP III: 3000yrBP IV: 1600yrBP V: 1600yrBP以降

1: 海 2: 砂堤(浜堤), 砂洲, 砂丘 3: ラグーン, 干潟 4: 沖積平野 5: 湿地 6: 隆起湿地 7: 山地および丘陵

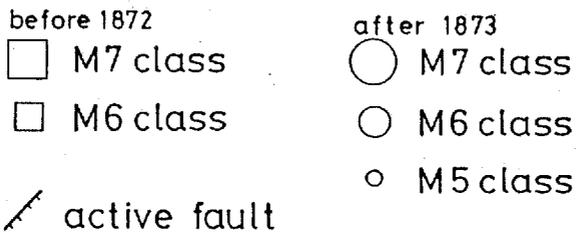
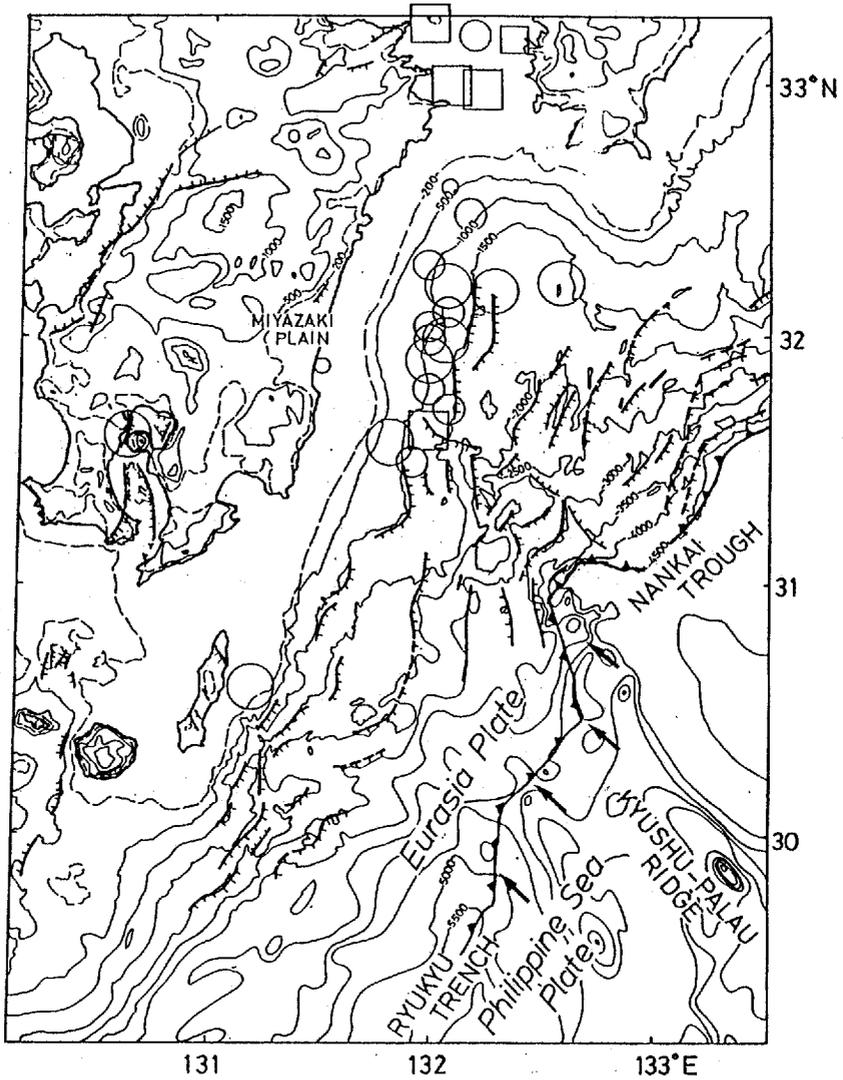
K: 古鬼付女湾 I: 古石崎湾 A: 青島



第45図 石崎川周辺のデータから推定された宮崎平野の完新世相対的海水準変動
 上：海成層の¹⁴C年代 T：非海成層の¹⁴C年代



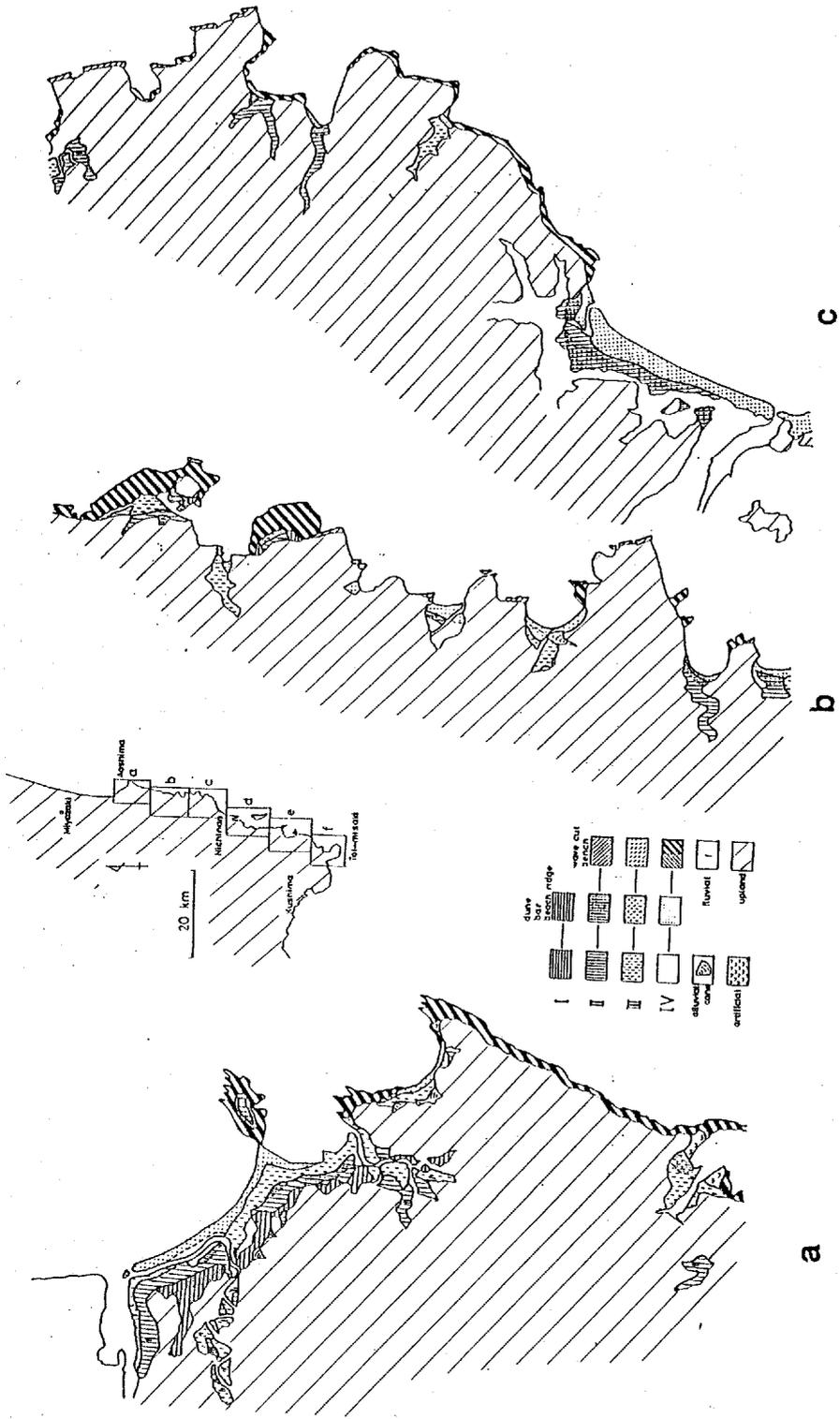
第46図 宮崎平野の下田高I面およびII面の旧汀線高度の変化
 ○：下田高I面海成層上限高度 △：下田高II面海成層上限高度 ●：下田高I面ベンチ高度 ▲：下田高II面ベンチ高度



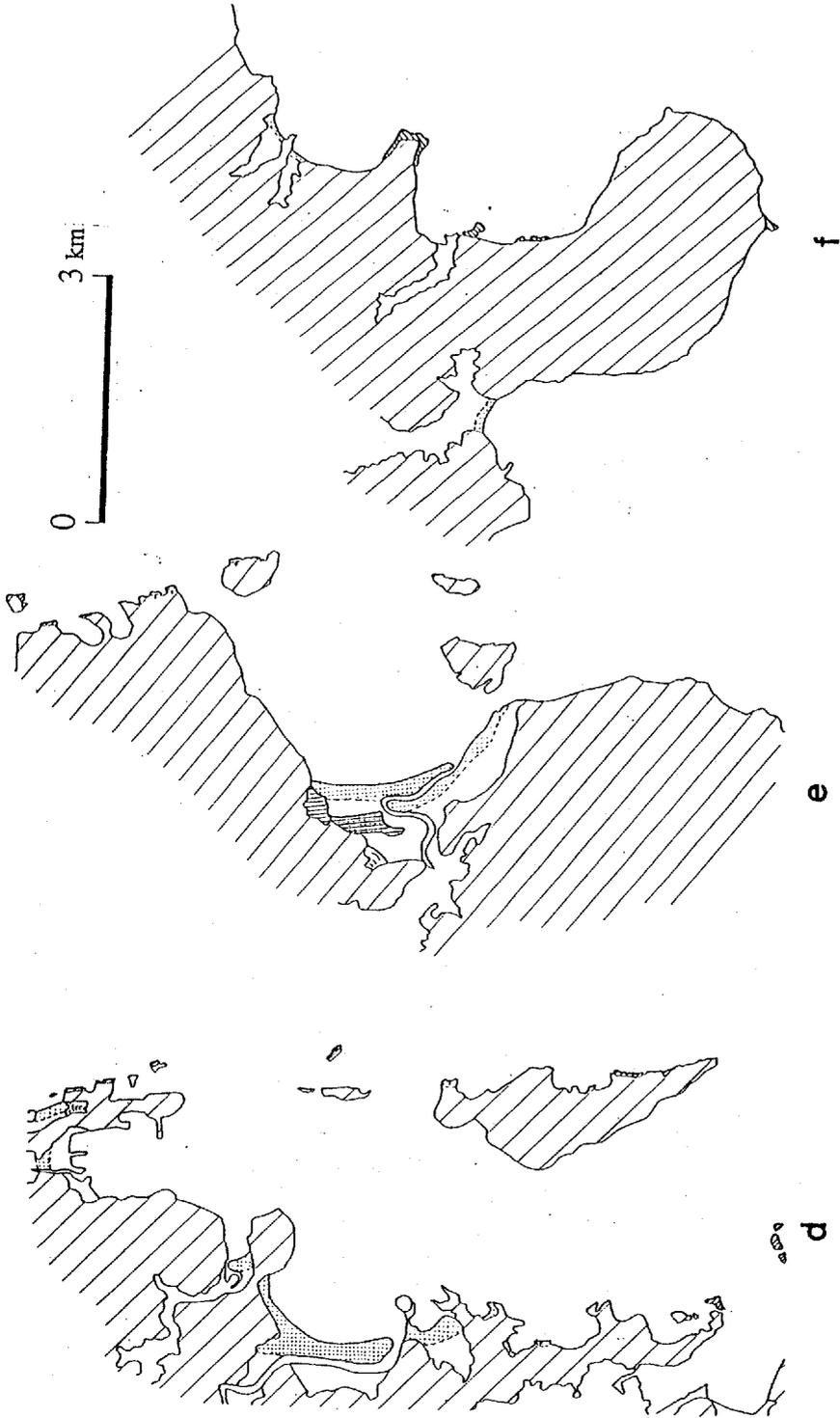
第47図 南東九州の活構造および地震活動



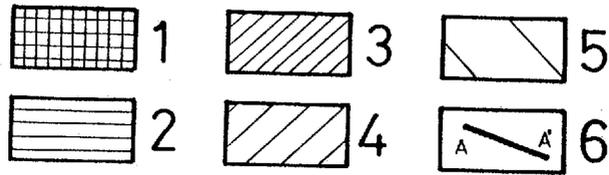
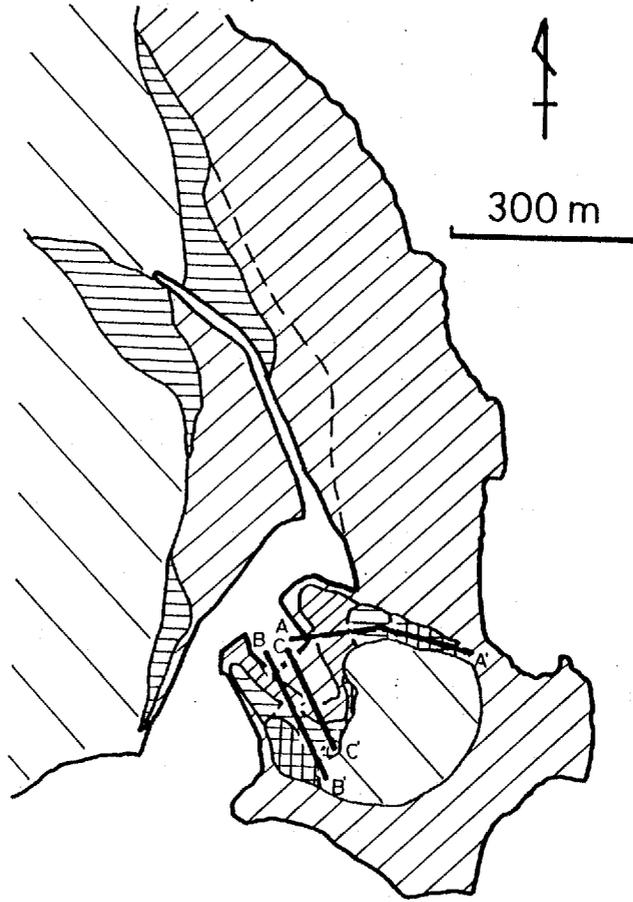
第48図 日南海岸付近の地形概観図
等高線の間隔は100m



第49図 日南海岸の完新世海岸地形分類図 その1

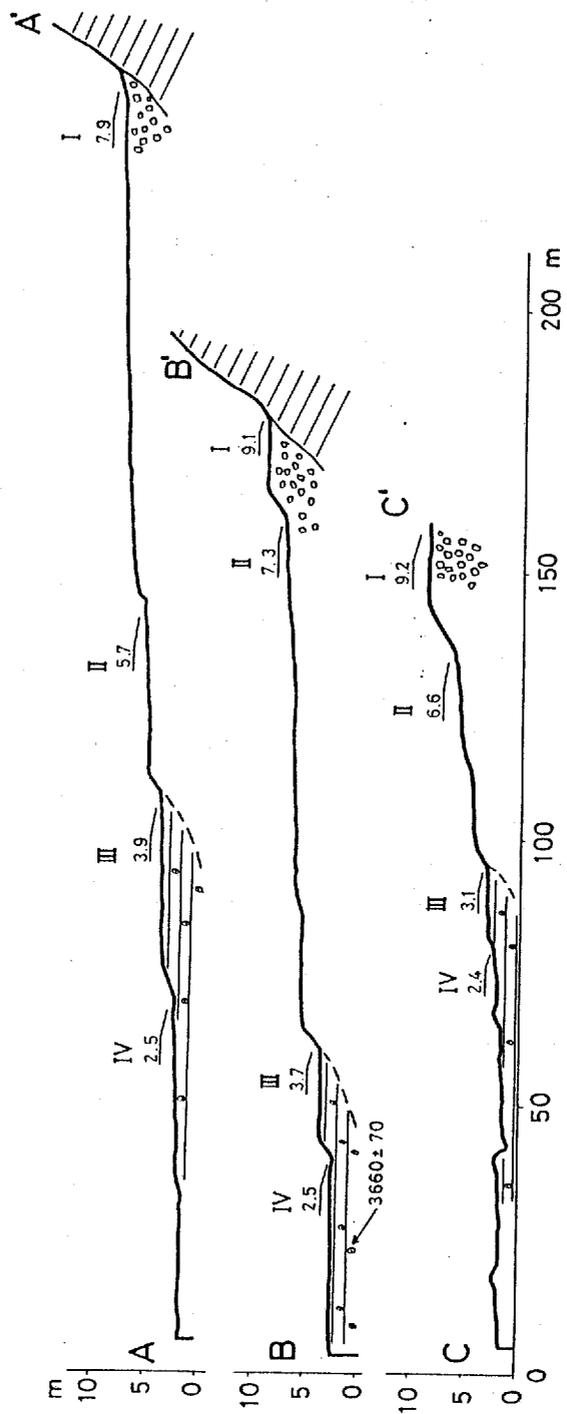


第49図 日南海岸の完新世海岸地形分類図 その2

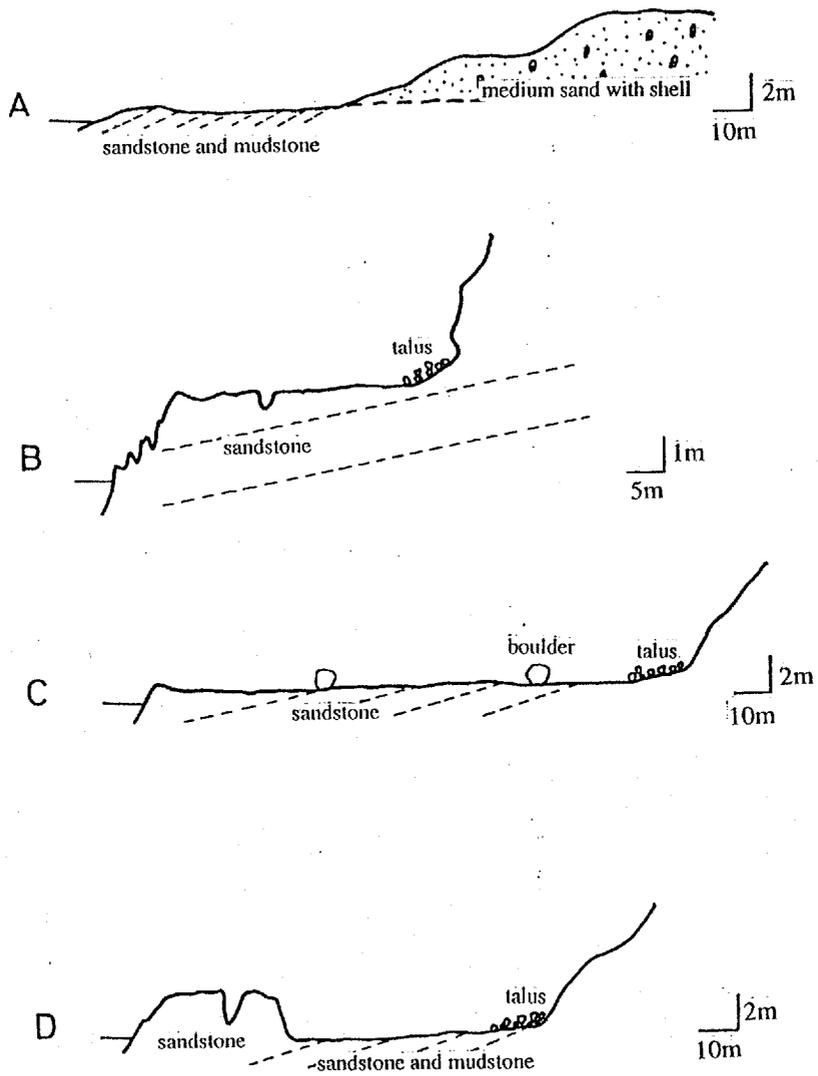


第50図 巾着島付近の完新世地形分類図

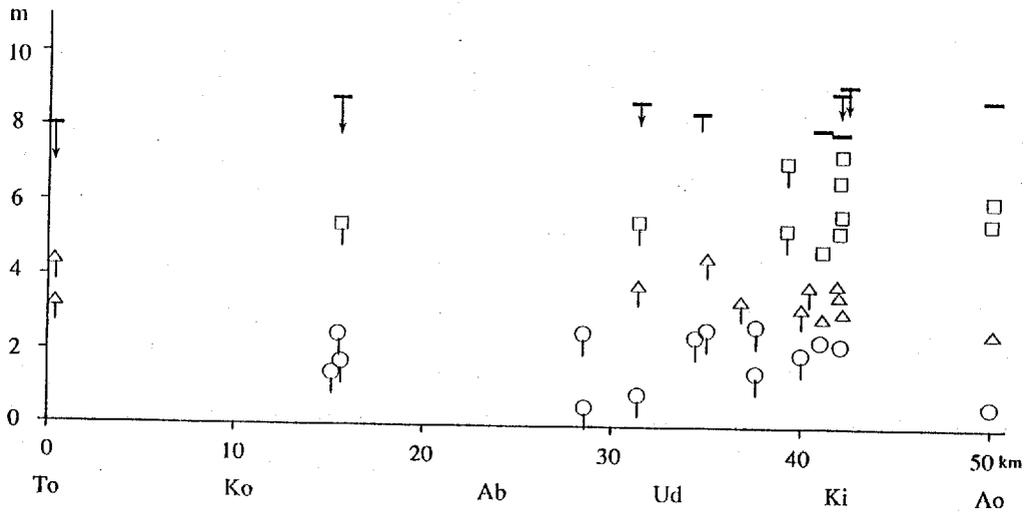
- | | |
|---------|---------|
| 1, 巾着Ⅰ面 | 4, 巾着Ⅳ面 |
| 2, 巾着Ⅱ面 | 5, 山地 |
| 3, 巾着Ⅲ面 | 6, 断面位置 |



第51図 巾着島付近の地形断面図



第52図 日南海岸におけるベンチの地形断面図

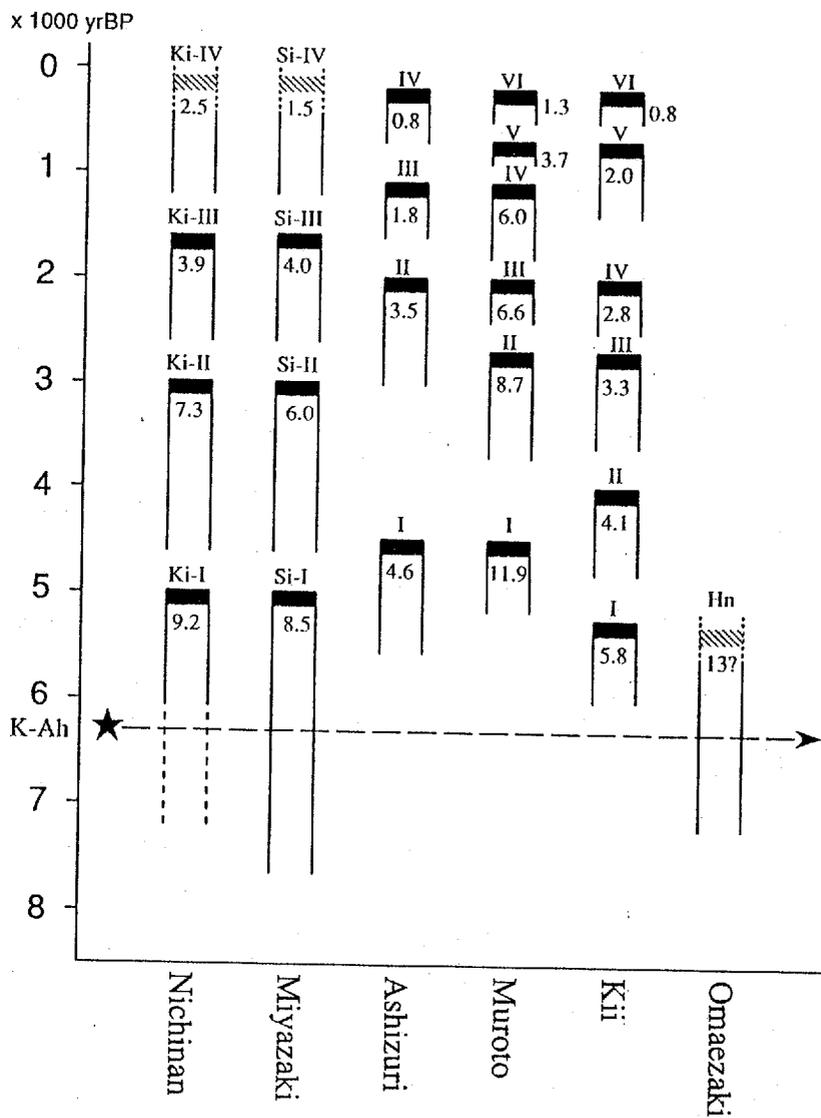


第53図 日南海岸における完新世地形面の高度変化

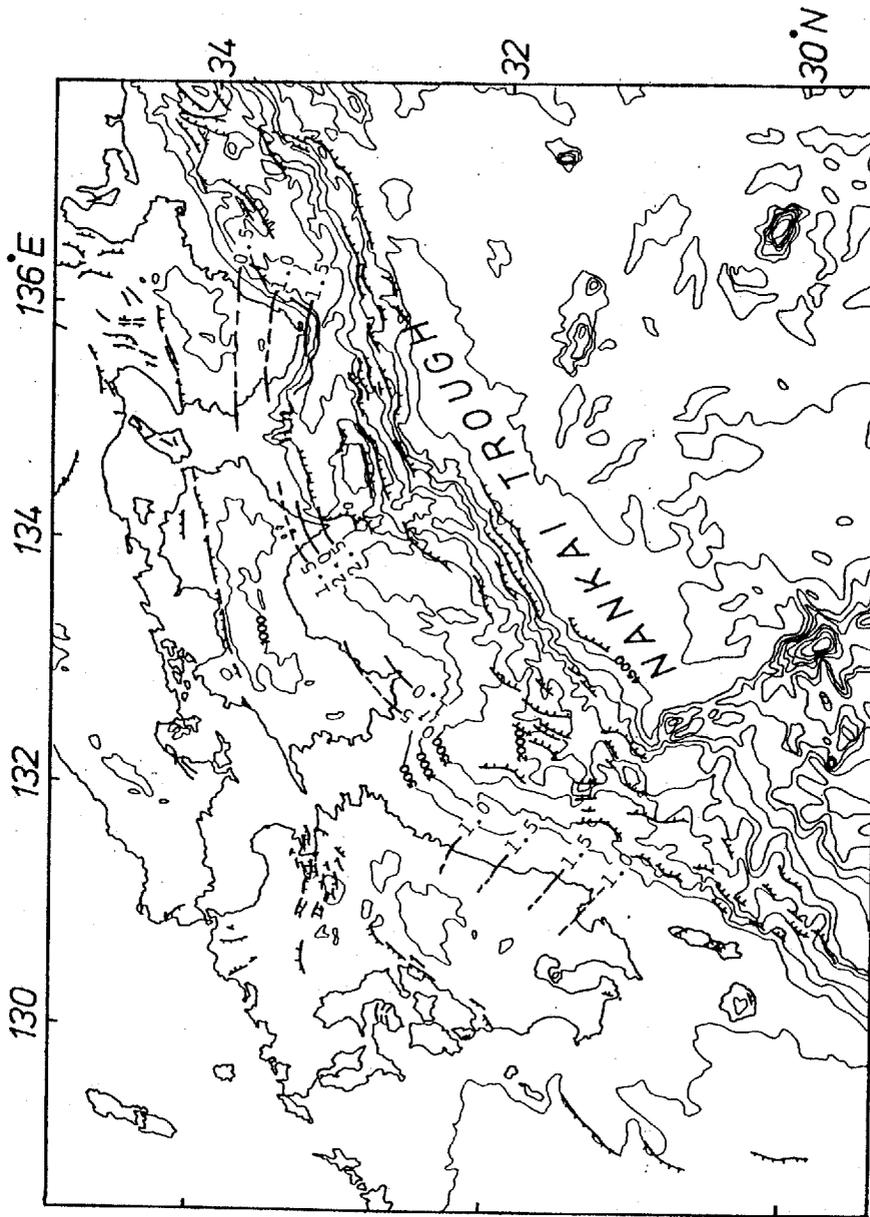
—：巾着I面 □：巾着II面 △：巾着III面 ○：巾着IV面

To：都井岬 Ko：幸島 Ab：油津 Ud：鶴戸 Ki：巾着島 Ao：青島

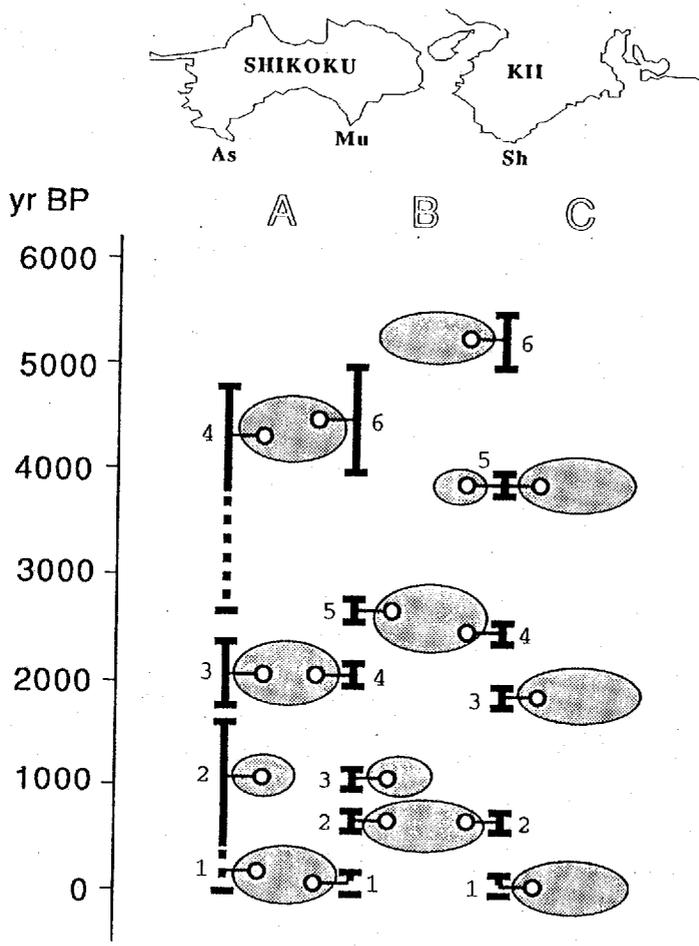
横軸は都井岬からの直線距離。記号に短い棒が付いたものはベンチ，何も付いていないものは堆積性の海成段丘面を示す。また，棒に矢印の付いたものは，層理面に著しく規定されたベンチか，崖錐に覆われている海成段丘面を表しており，地形面高度より下方に旧汀線位置が推定されることを示す。



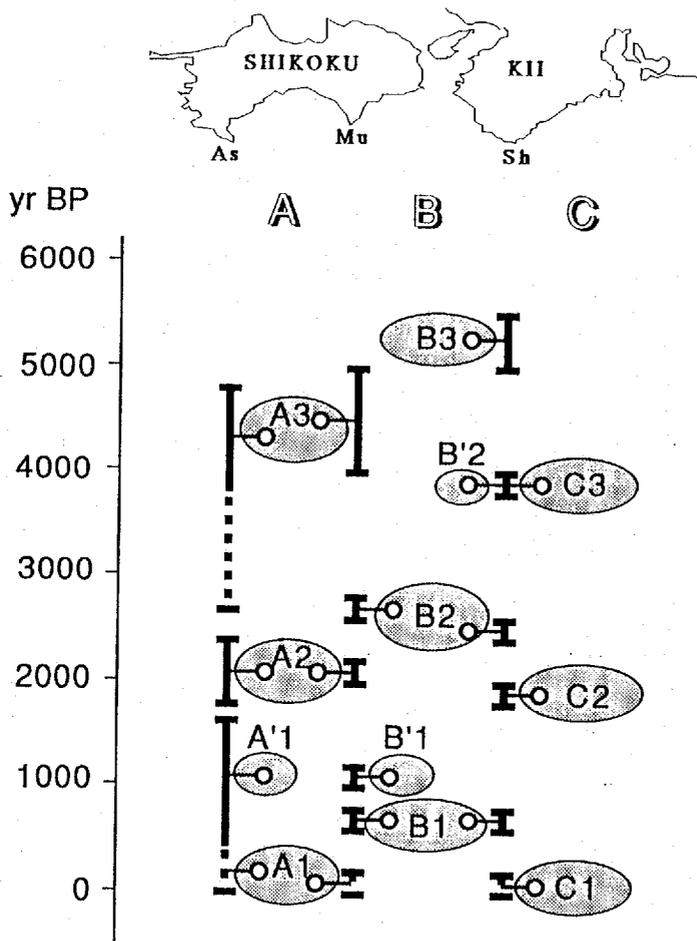
第54図 西南日本外帯南部における完新世地形面の対比



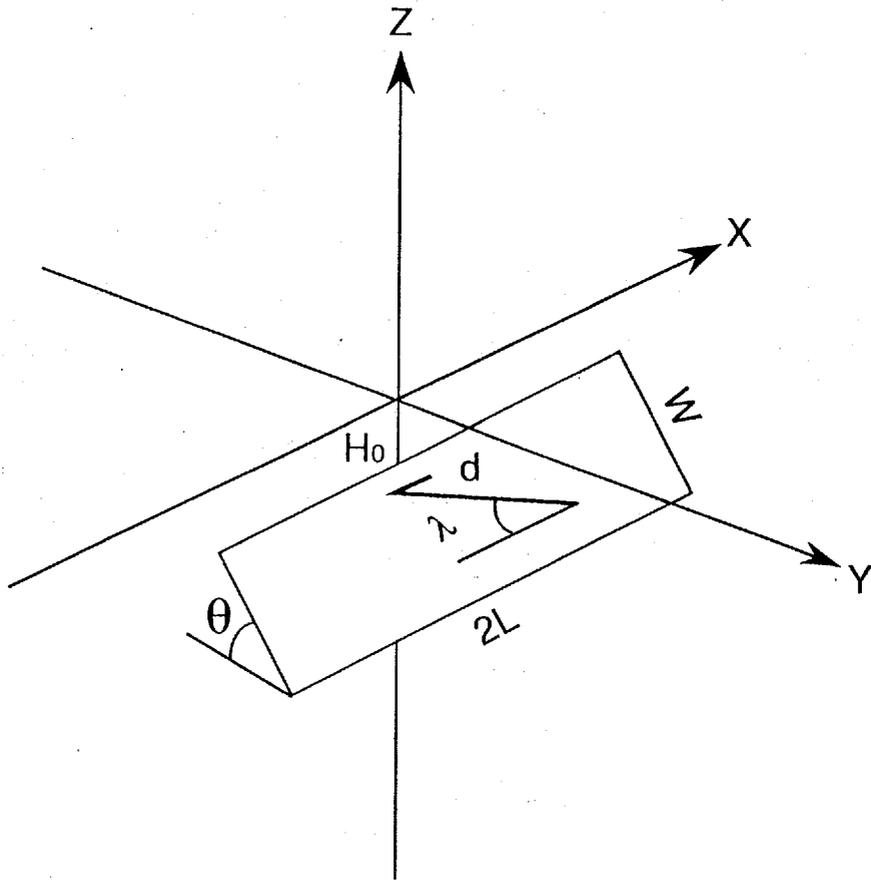
第55図 西南日本外帯南部の完新世隆起速度



第56図 四国・紀伊半島沖で発生した各eventの発生時期と発生場所

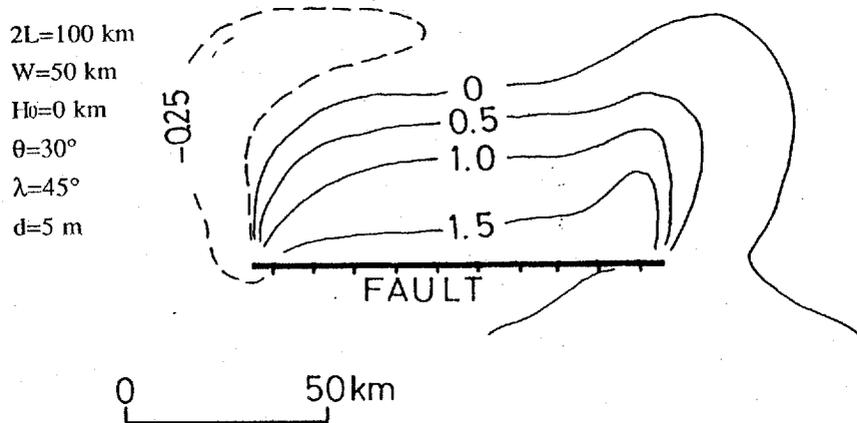


第57図 四国・紀伊半島沖で発生した各eventの新たに付け直された名称

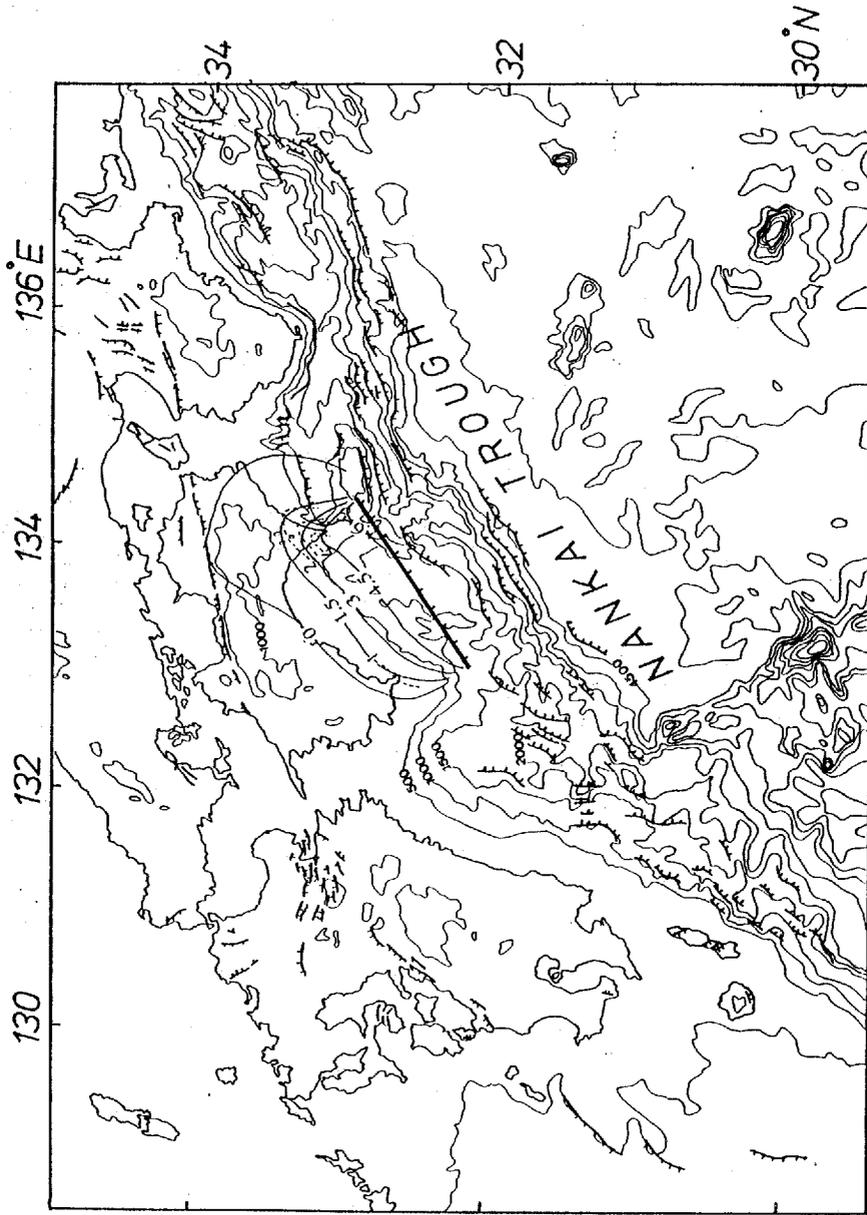


第59図 断層の座標系と断層パラメータ

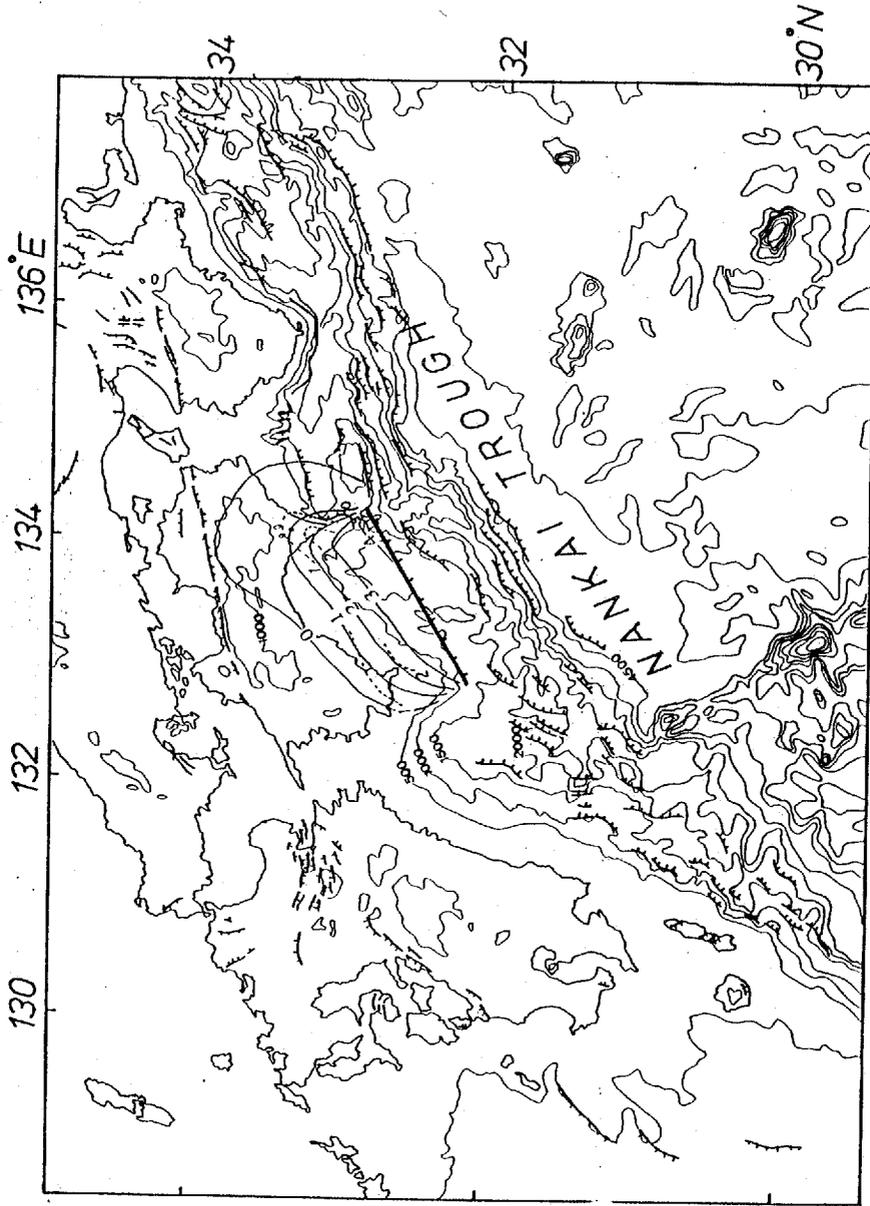
H_0 : 断層の深さ, W : 断層の幅, $2L$: 断層の長さ, θ : 断層の傾き, λ : ずれの方向, d : 変位量



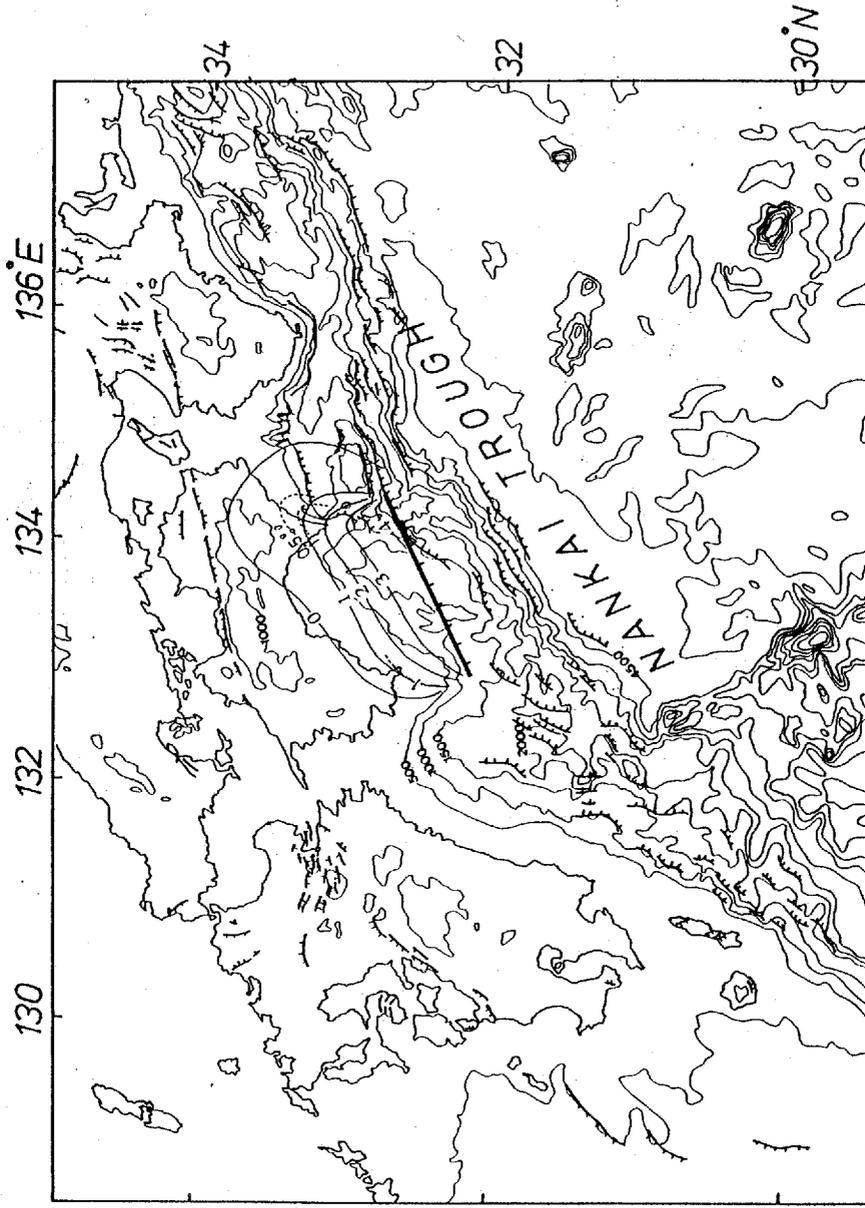
第60図 仮想断層による断層パラメータと地表垂直変位のシミュレーション
 等値線に付した数値の単位はm. 太い実線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



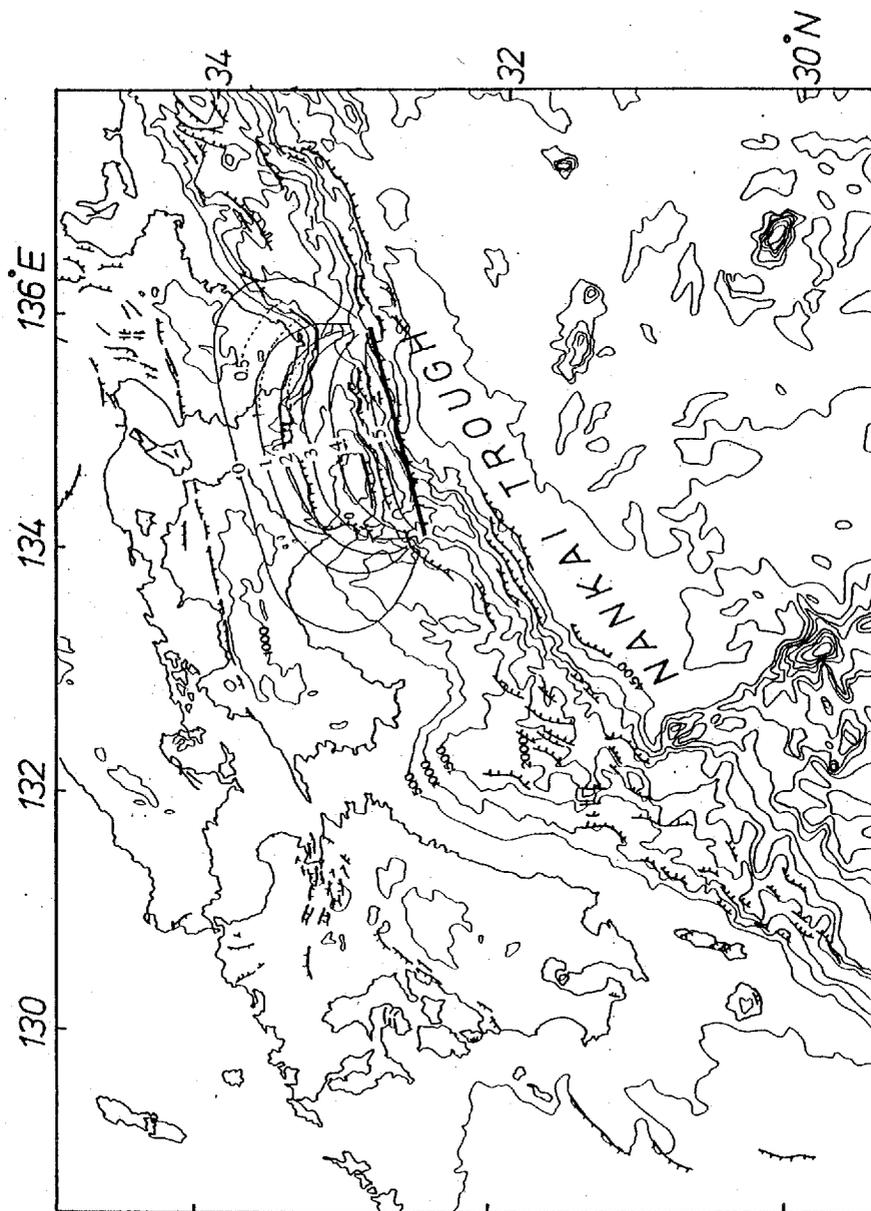
第61図 event A3の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線、およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量。
 実線で示した等値線、およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量。太い実
 線は推定された断層線、ケバの方向は断層沈降側を示す。



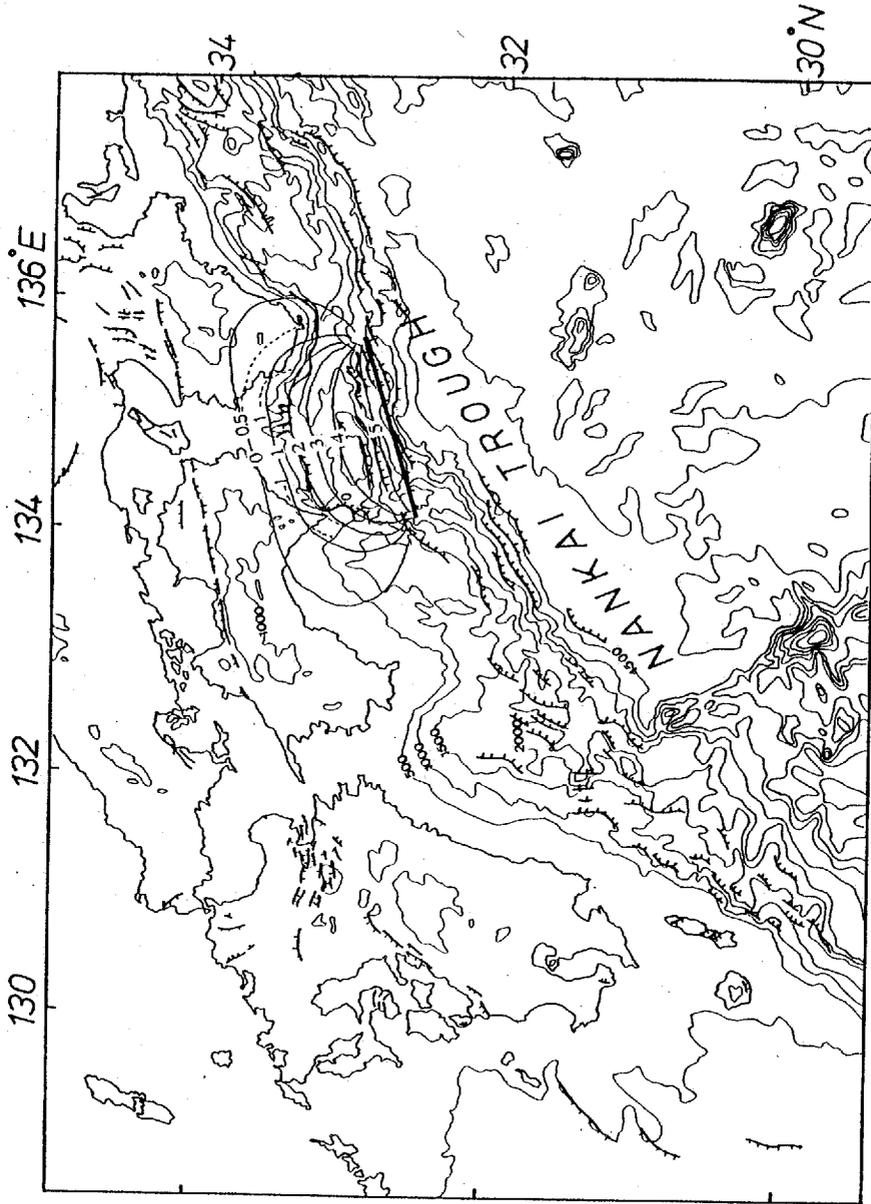
第62図 event A2の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



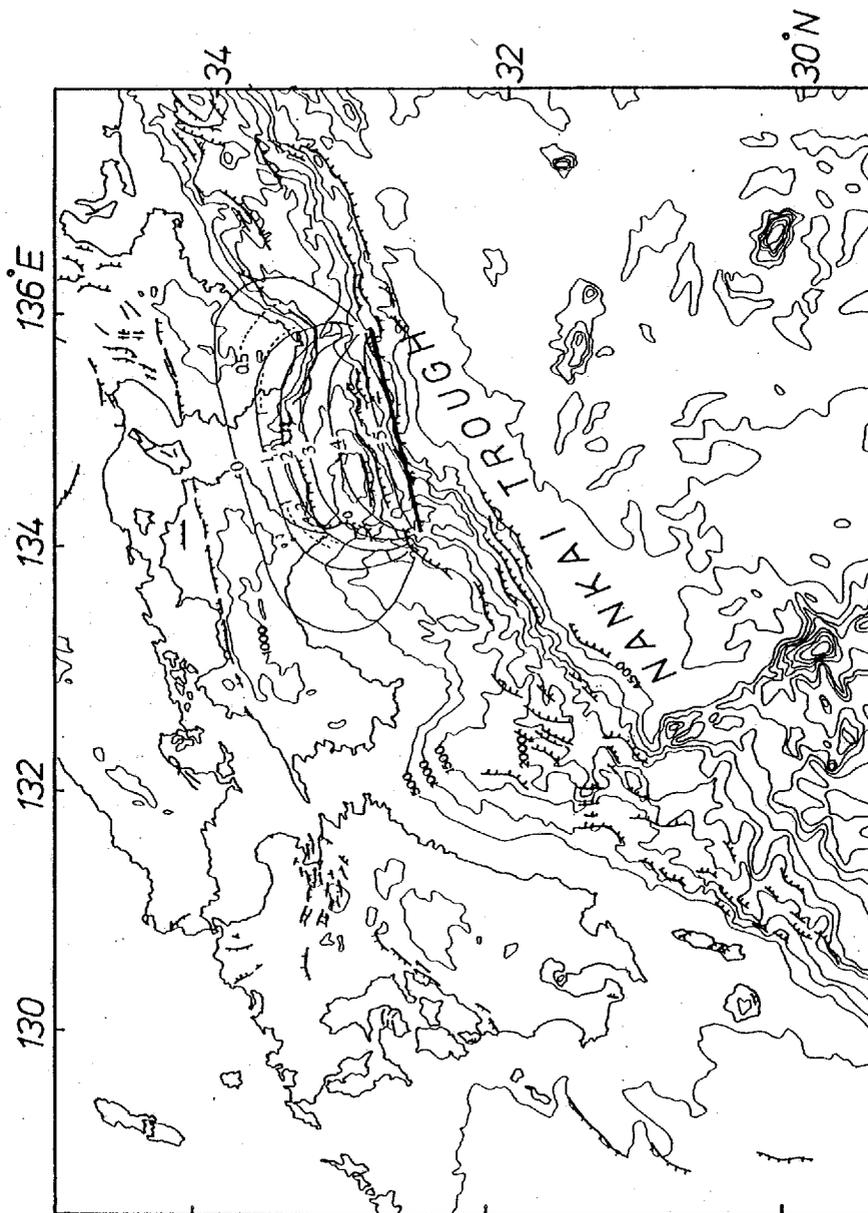
第63図 event A1の隆起量分布と断層モデルで求められた変位置
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位置. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



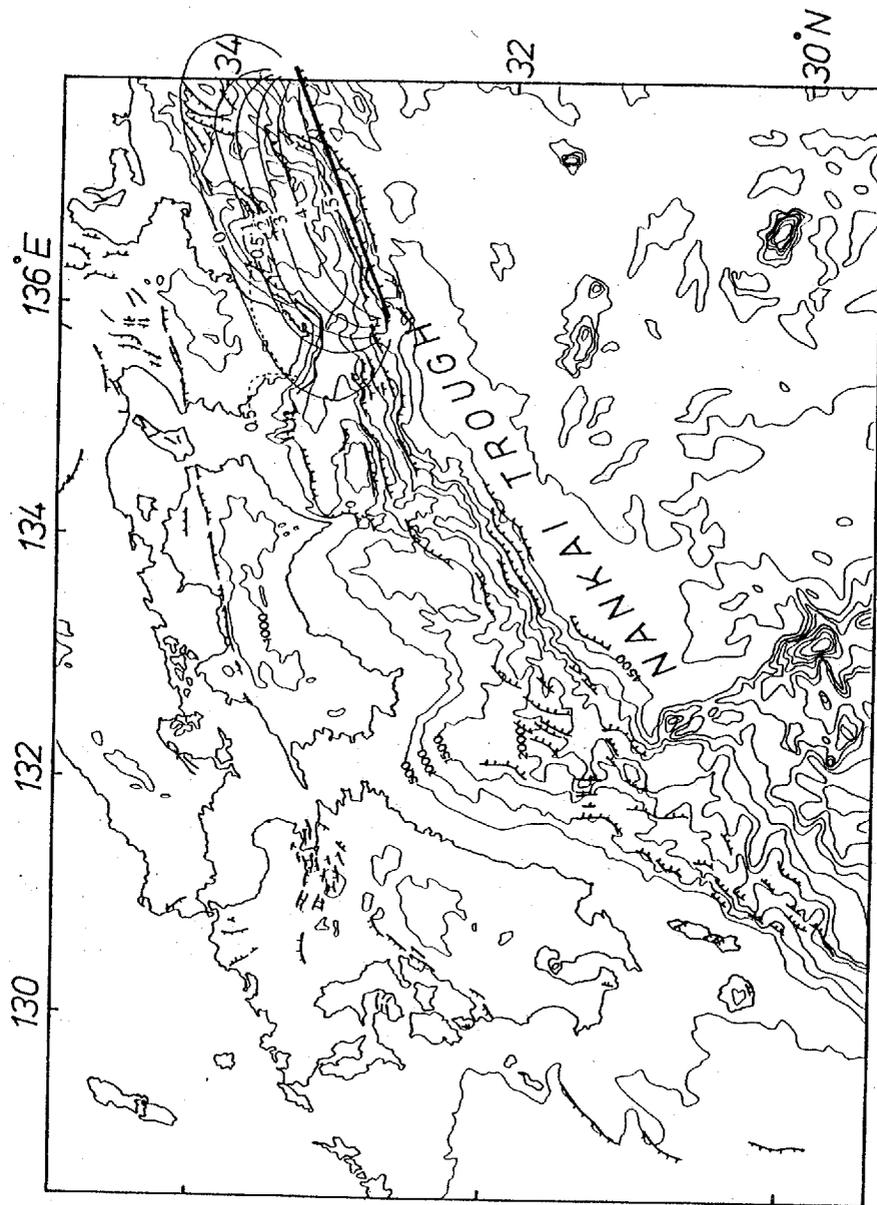
第64図 event B3の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線、およびそれに付した数値 (m) は第20図、第31図、第37図で求められた各
 eventの隆起量。
 実線で示した等値線、およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量。太い実
 線は推定された断層線、ケバの方向は断層沈降面を示す。



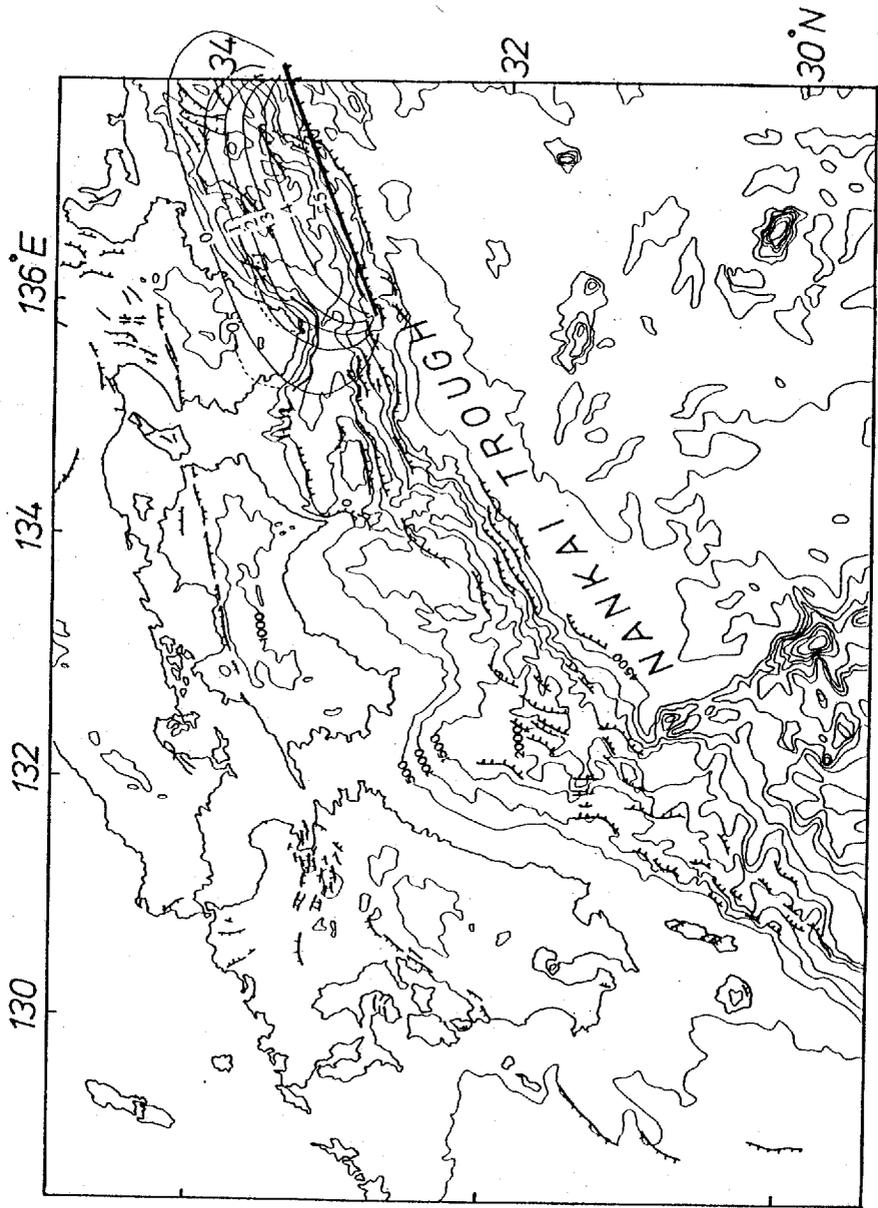
第65図 event B2の隆起分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



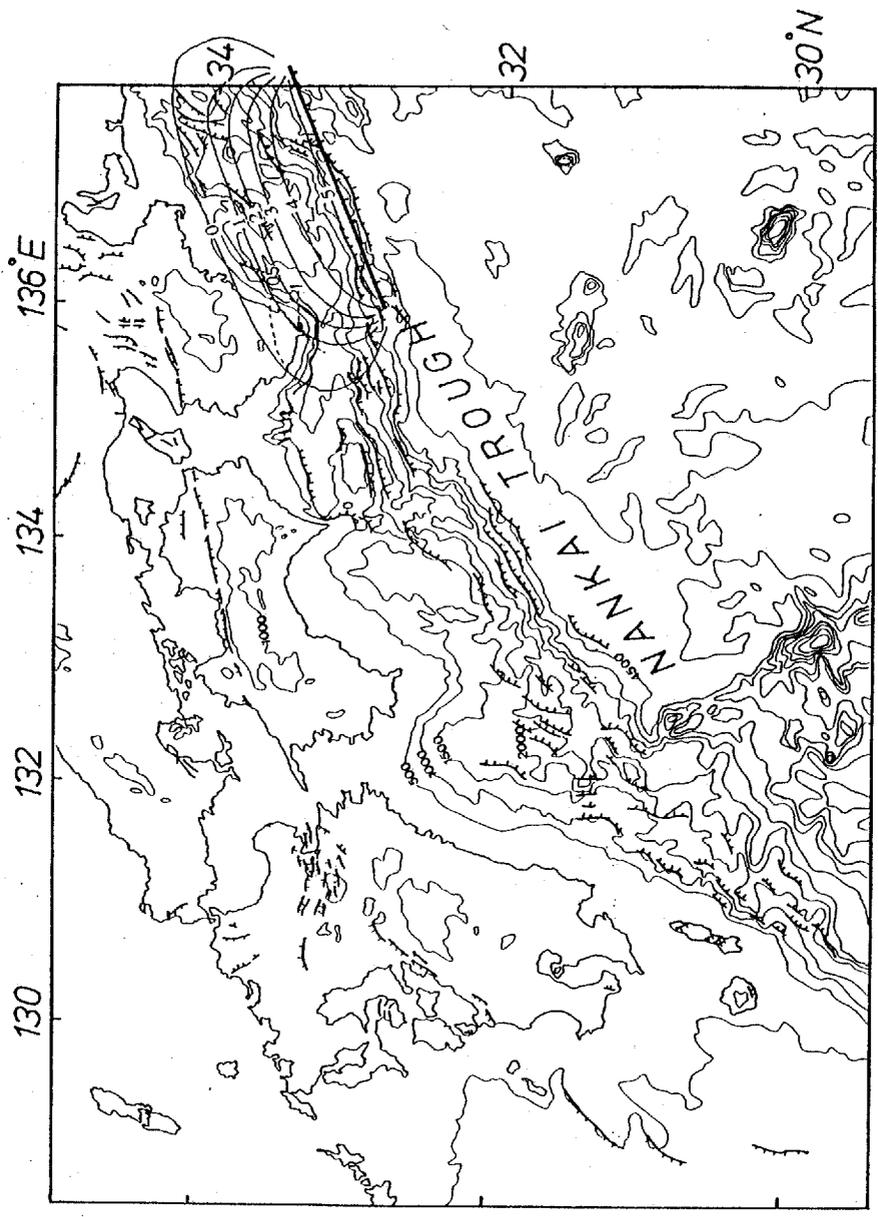
第66図 event B1の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



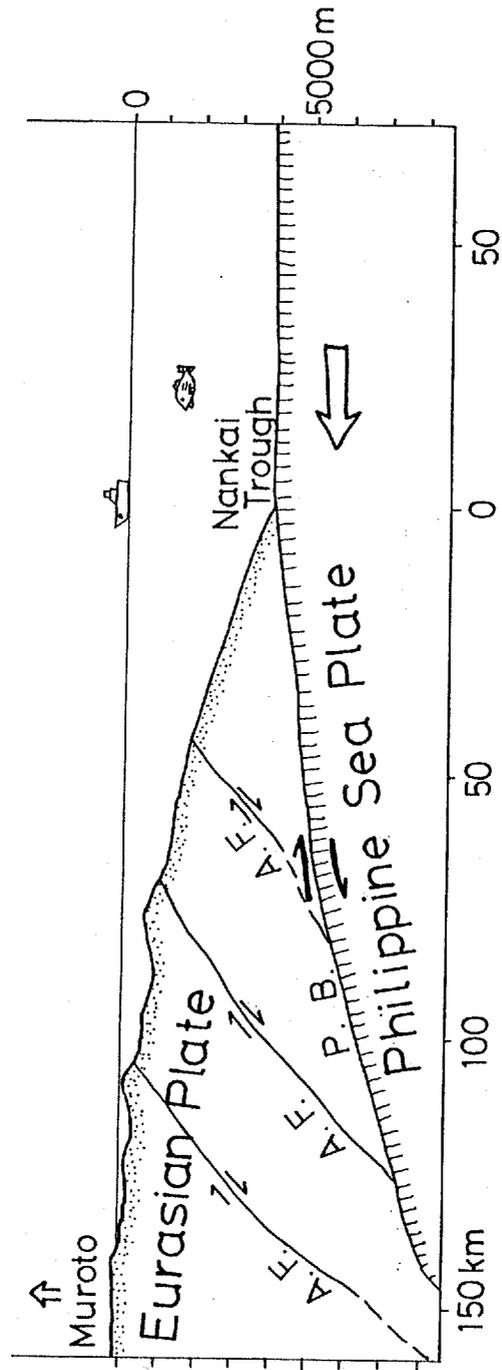
第67図 event C3の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



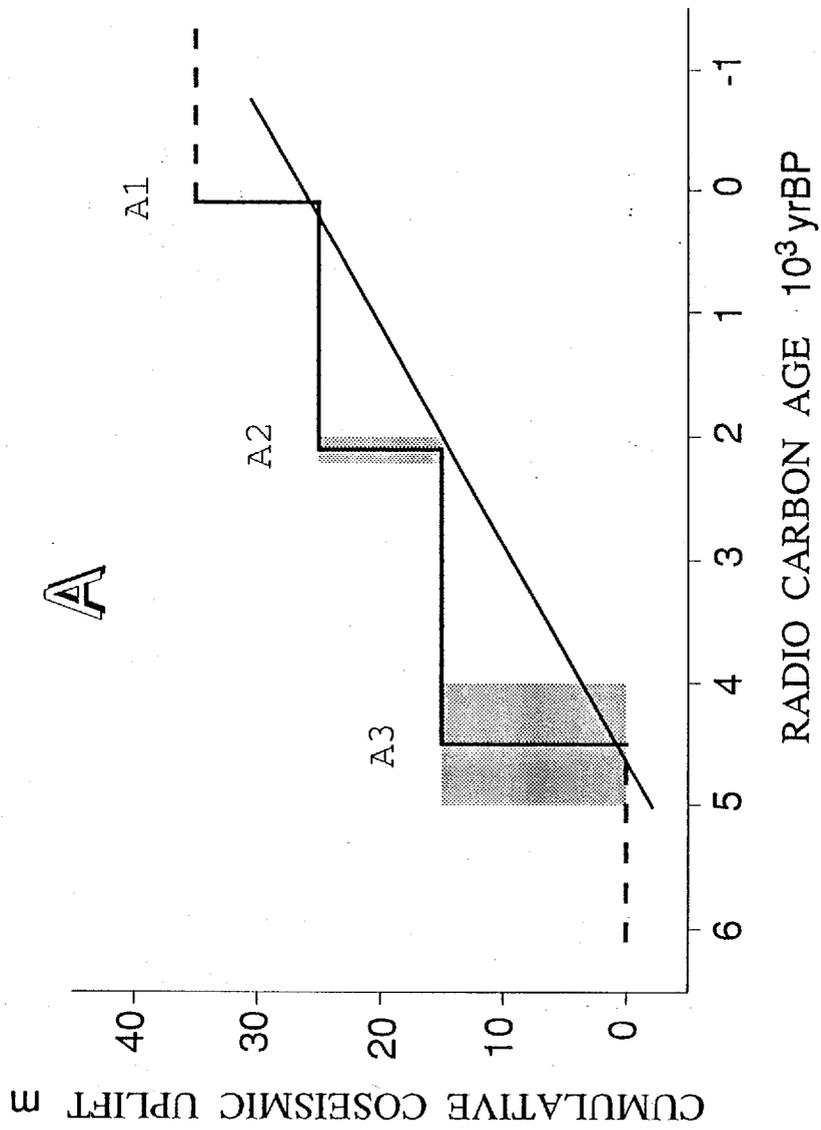
第68図 event C2の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線、およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量。
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



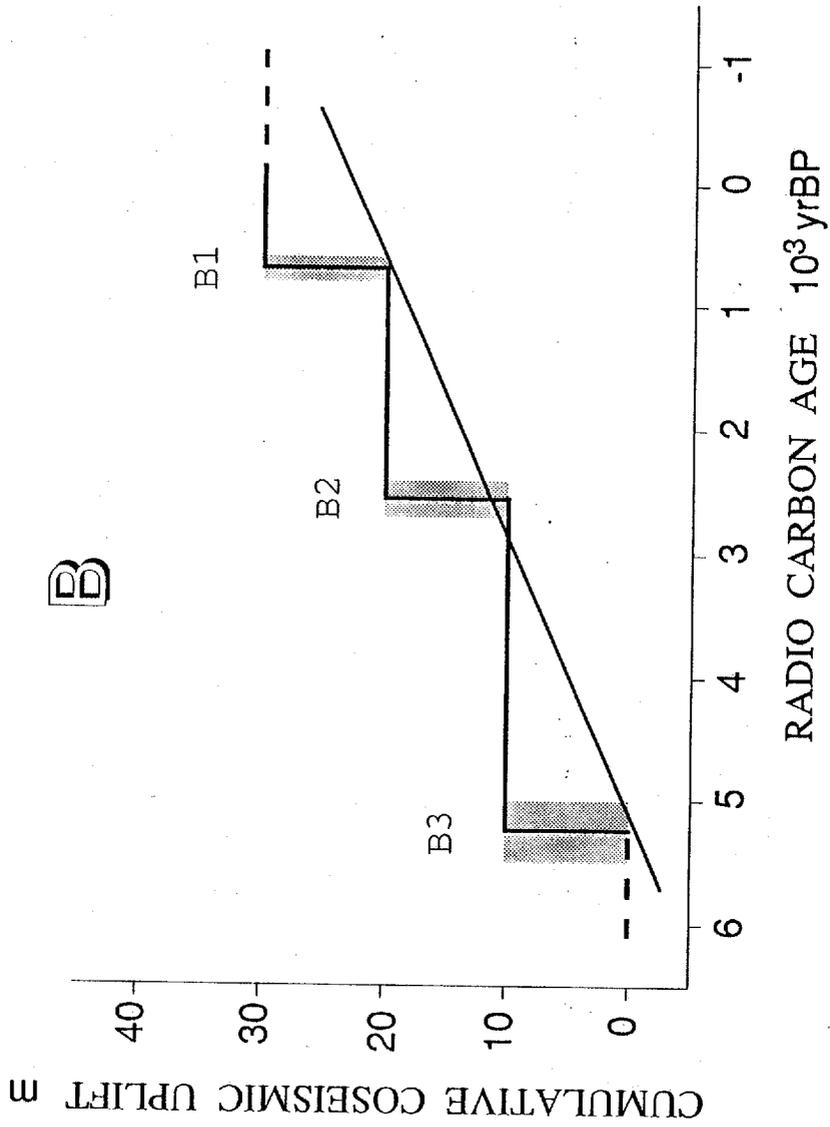
第69図 event C1の隆起量分布と断層モデルで求められた変位量
 点線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は第20図, 第31図, 第37図で求められた各
 eventの隆起量.
 実線で示した等値線, およびそれに付した数値 (m) は断層モデルにより求めた変位量. 太い実
 線は推定された断層線, ケバの方向は断層沈降側を示す.



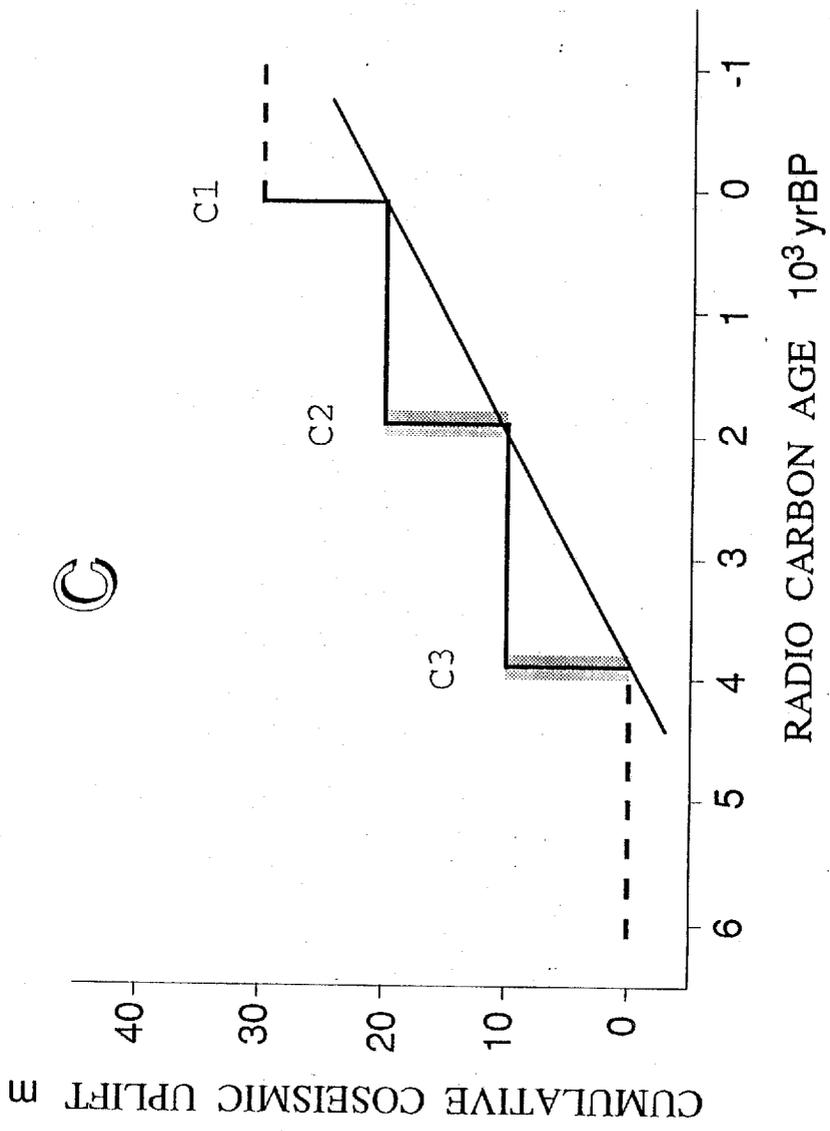
第70図 プレート境界付近の模式断面図



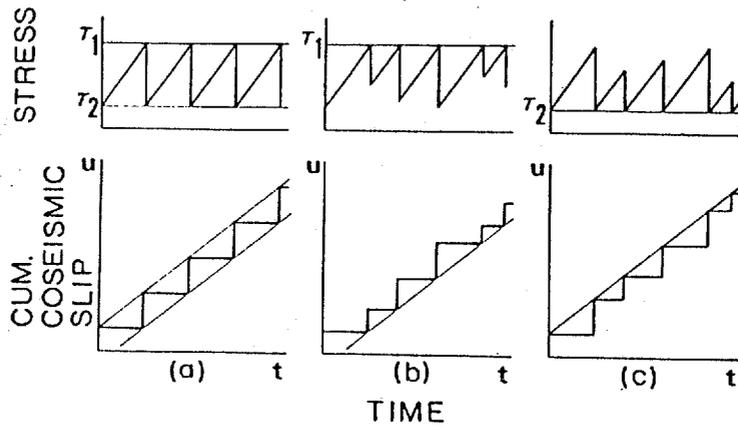
第71図 震源断層Aの完新世における変位と時間との関係



第72図 震源断層Bの完新世における変位と時間との関係

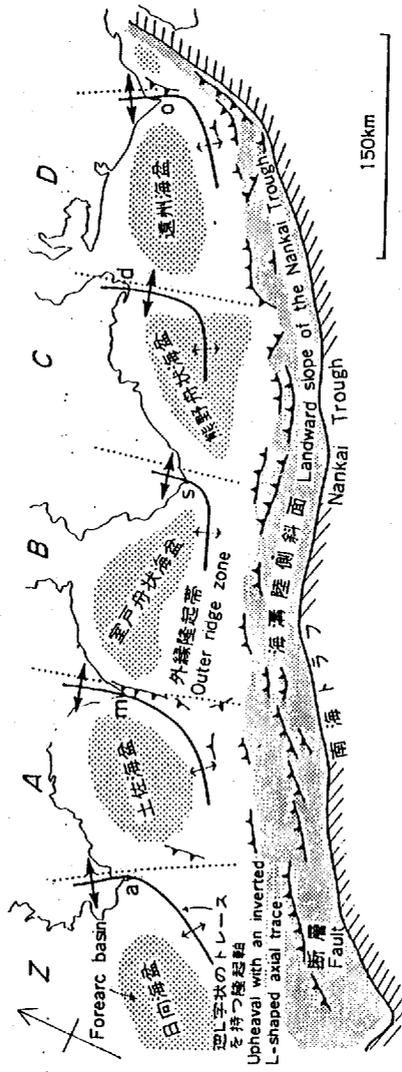


第73図 震源断層Cの完新世における変位と時間との関係

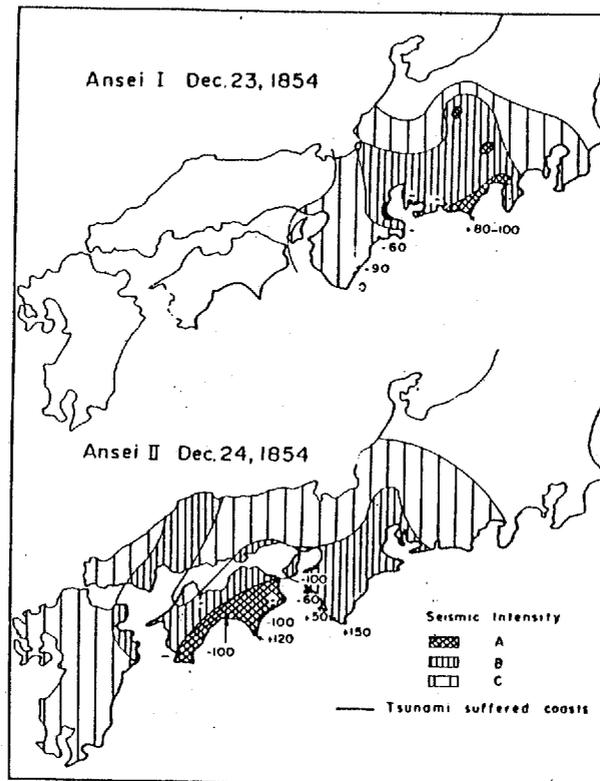
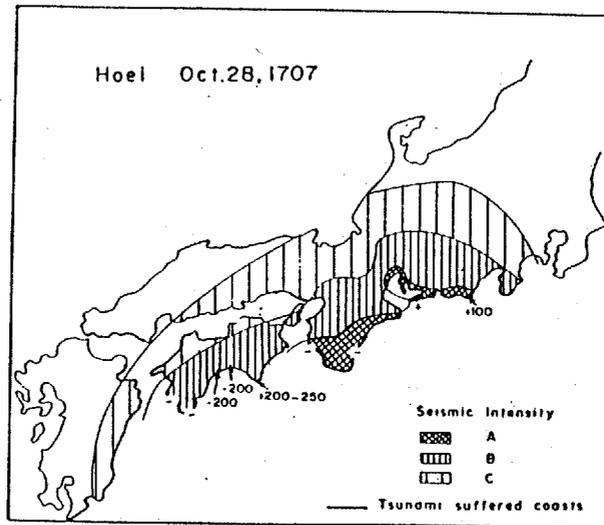


Schematic recurrence models: (a) strictly periodic, (b) time-predictable and (c) slip-predictable.

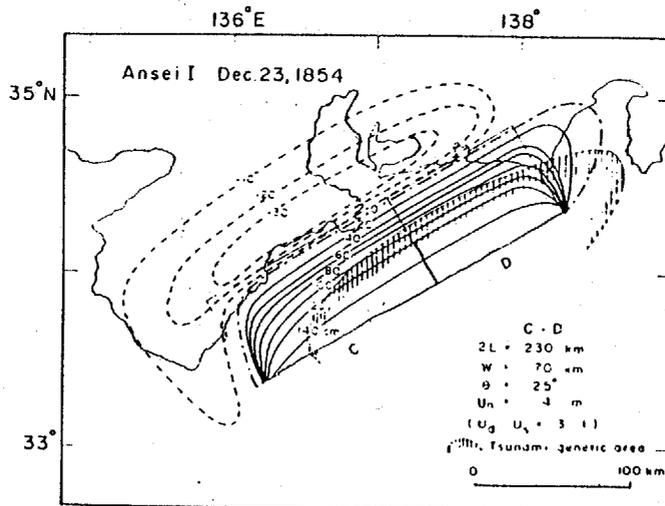
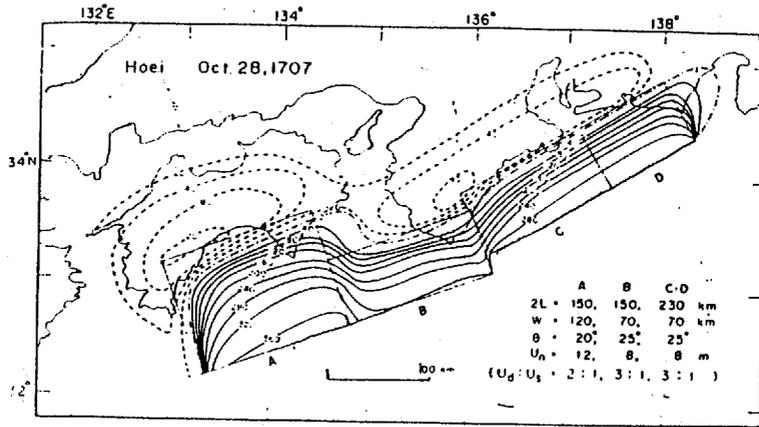
第74図 断層運動の再来モデル (Shimazaki and Nakata, 1980)



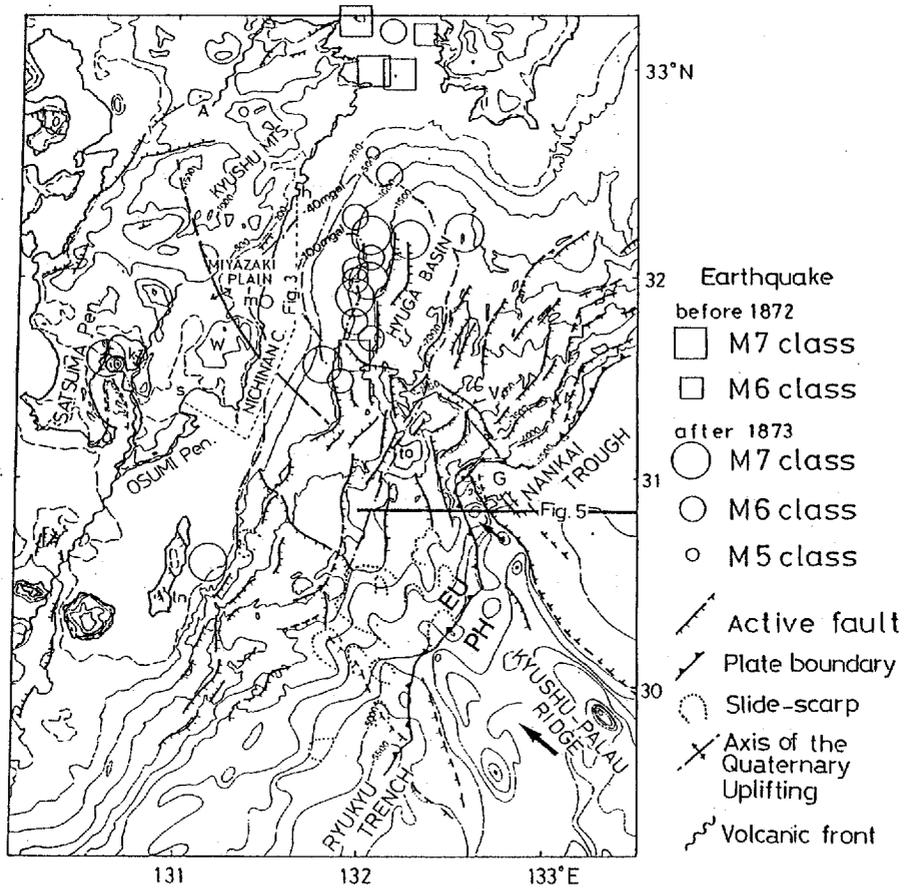
第75図 西南日本外帯の構造単元 (杉山, 1989)
Z, A~Dが構造単元.



第76図 宝永地震および安政地震による海岸線の隆起量分布 (Ando, 1975)



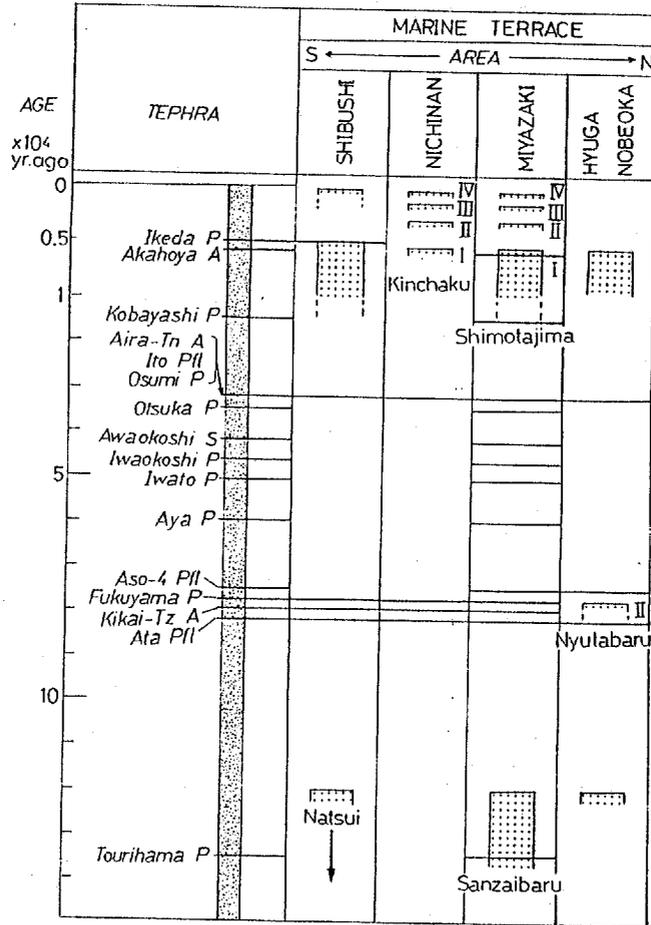
第77図 宝永地震および安政地震の断層パラメータ (Ando, 1975)



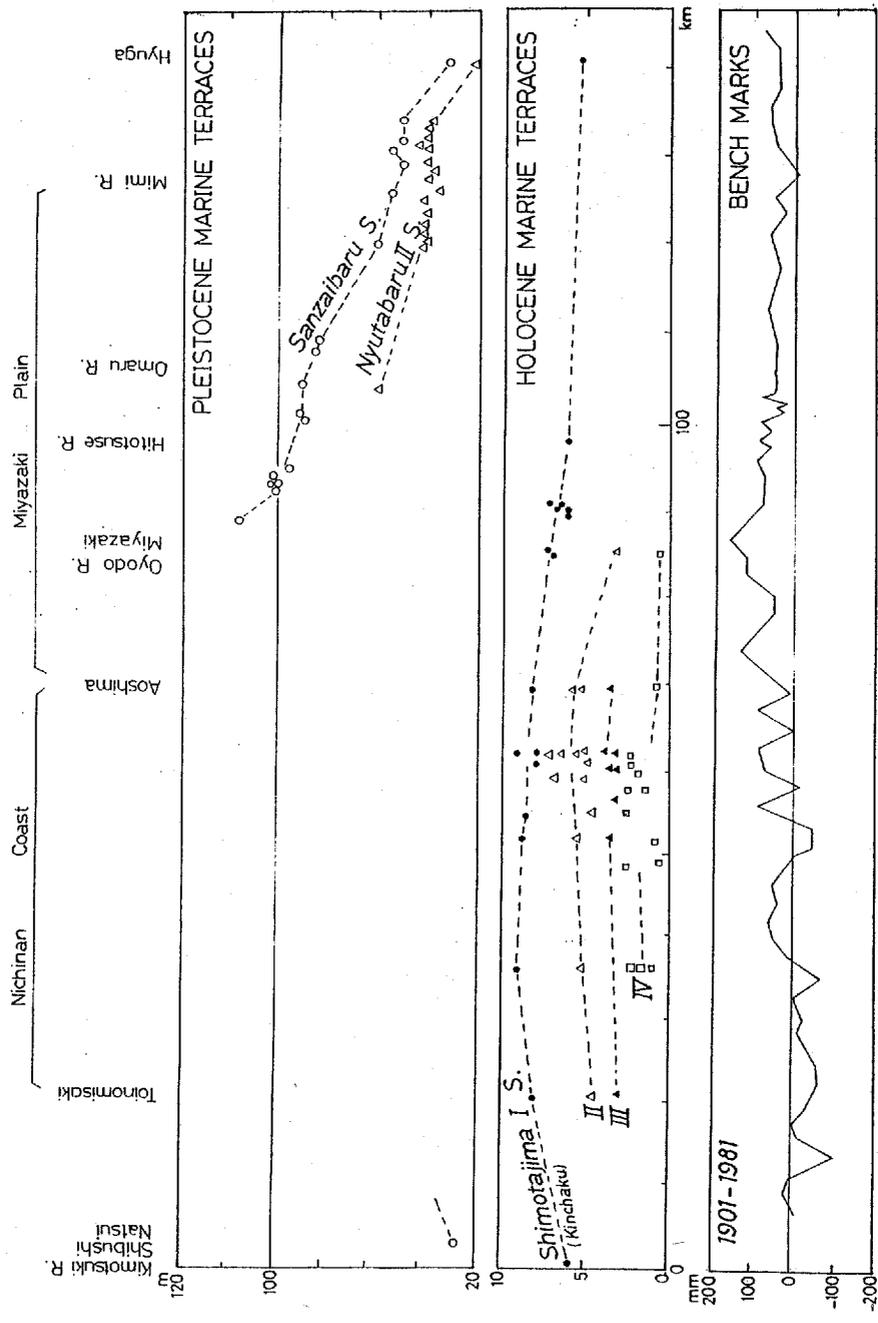
第78図 南九州および周辺海底の地形と主な地震の震源分布

一点鎖線は河野・古瀬 (1989) による日向灘付近の負の重力異常等値線

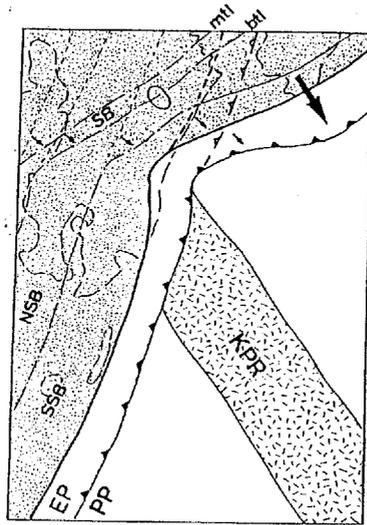
EU: ユーラシアプレート PH: フィリピン海プレート A: 阿蘇火山 h: 日向市 m: 宮崎市
s: 志布志 t: 都井岬 k: 鹿児島湾および鹿児島地溝 tn: 種子島 w: 鰐塚山地 to: 都井海丘



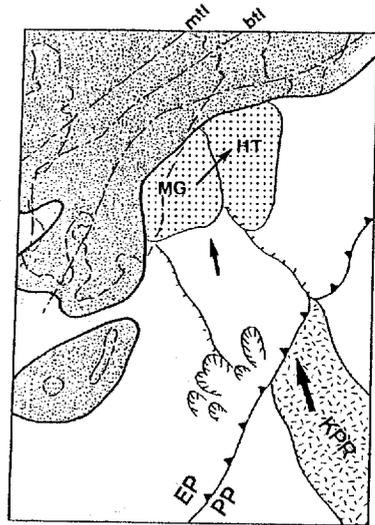
第79図 九州南東岸におけるテフラに基づく第四紀後期の海成段丘の編年
テフラの層序はNagaoka (1988) による。



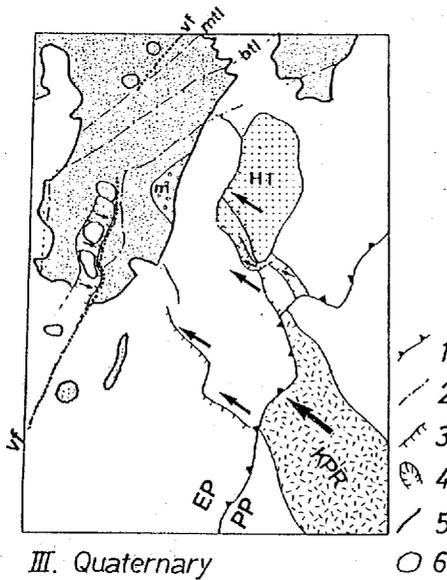
第80図 九州南東岸に沿う更新世および完新世海成段丘の旧汀線高度の分布と1901-1981年の一等水準点の変動量



I. Early to Middle Miocene



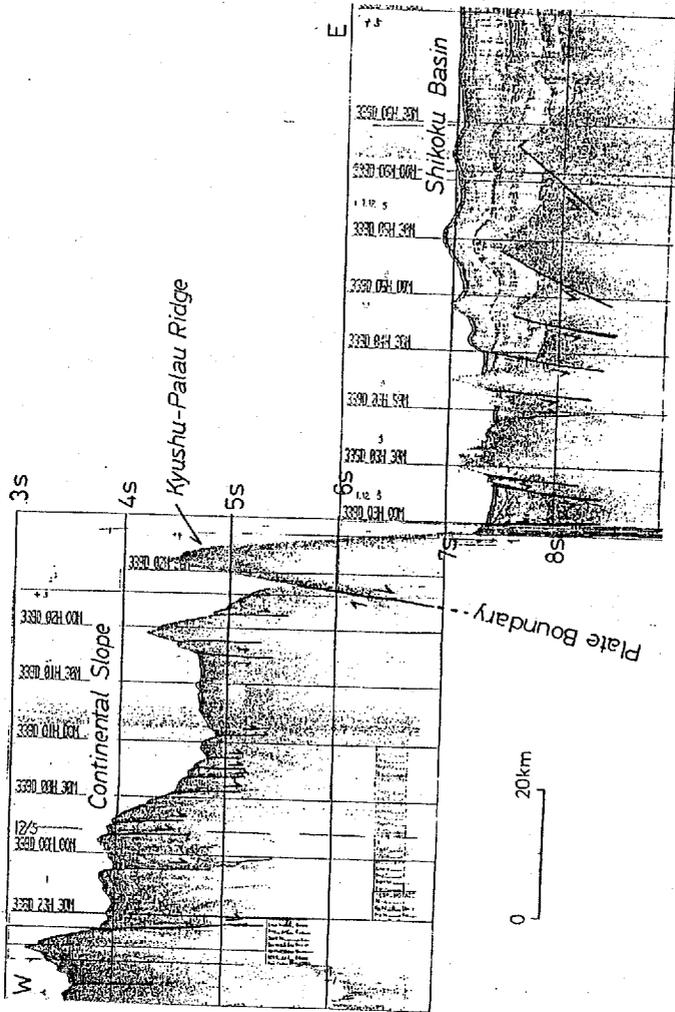
II. Pliocene



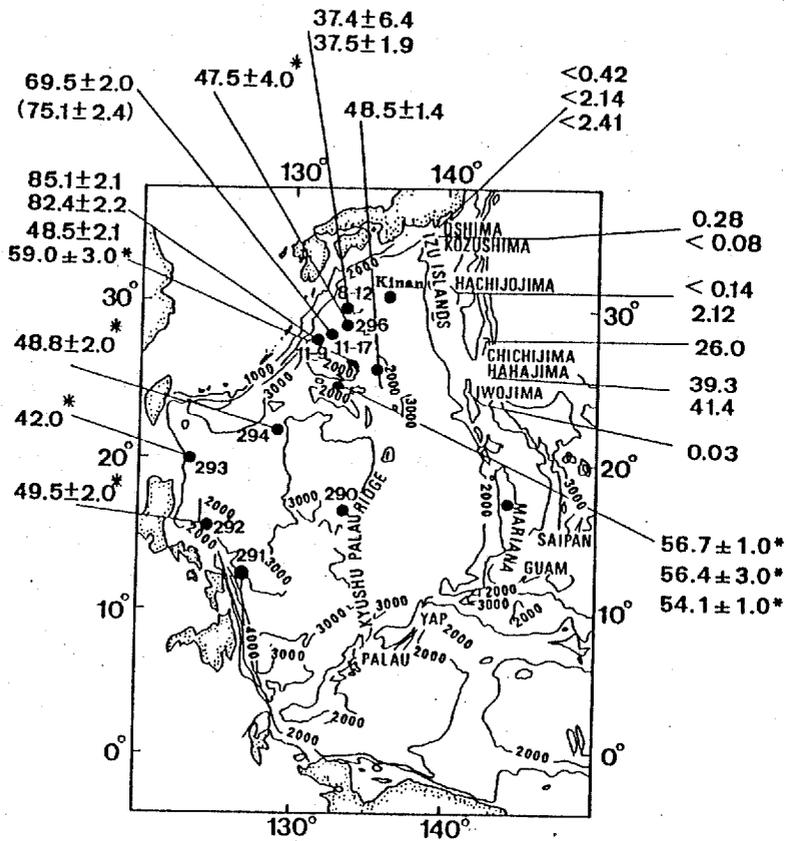
III. Quaternary

第81図 新第三紀から第四紀にかけての九州・パラオ海嶺の沈み込み方向の変化と南九州の古地理の変遷

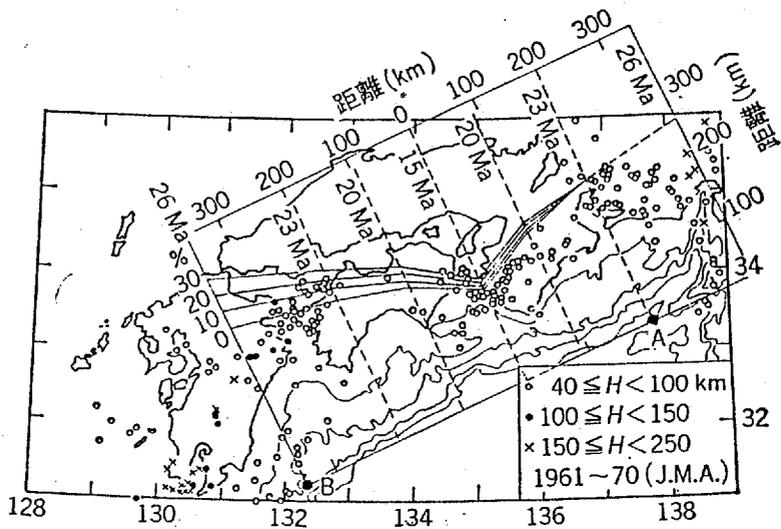
1: プレート境界 2: 構造線 3: 断層 4: 海底地滑り 5: 海岸線 6: カルデラ
 PP: フィリピン海プレート EP: ユーラシアプレート KPR: 九州・パラオ海嶺 MG: 宮崎層群の堆積盆 (旧日向海盆) HT: 日向海盆 m: 宮崎平野 SSB: 四万十南帯 NSB: 四万十北帯 SB: 三波川帯 bli: 仏像構造線 mtl: 中央構造線



第82図 九州・パラオ海嶺北端部を東西に横断するシングルチャネル音波探査記録断面の位置は第77図参照。

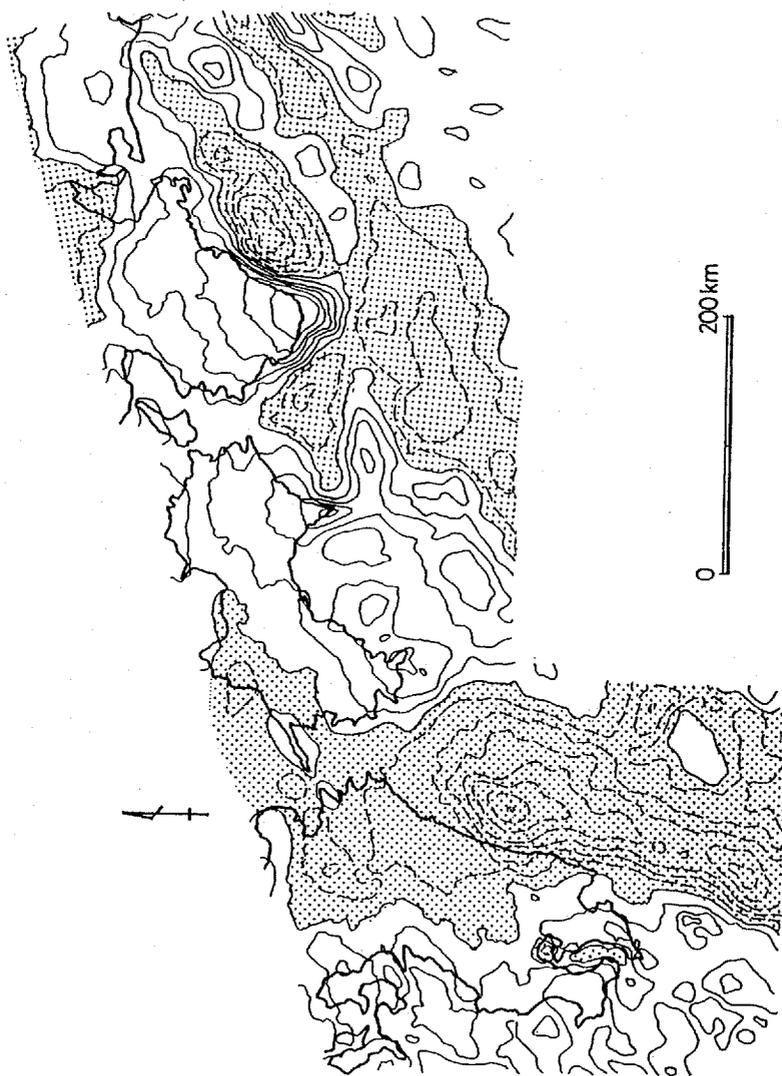


A



B

第83図 フィリピン海プレートの放射年代 (K-Ar, Ar-Ar)
 A: Matsuda (1985) による B: 加賀美ほか (1983) による



第84図 西南日本の重力異常 (河野・古瀬, 1989を一部改変)
 陸上部はブーゲー補正, 海洋部はフリーエア補正してある。
 等値線の間隔は20mgalであり, 負の重力異常帯は破線および網かけで示している。

第1表 石灰質遺骸の分布高度と¹⁴C年代から求められた旧海水準 (レベル)

レベル	高度(m)	¹⁴ C年代 (yr BP)
I	5.8	6,000~5,500?
II	4.1	?5,000~4,000
III	3.3	3,800~2,600
IV	2.8	2,400~2,000
V	2.0	1,800~ 800
VI	0.8	600~ 200

第2表 地質条件別にみた現成ベンチの平均的形成高度

地質条件	平均高度(m)
砂岩	+0.2
頁岩・泥岩	-0.2
砂岩・頁岩の互層	0
礫岩	+0.2
酸性火成岩類	+0.2
玄武岩質岩類	0

第3表 調査地域で得られた¹⁴C年代値

採取地点	試料の種類	採取高度 (m)	旧海水準 (レベル)	年代値 (yr BP)	コード番号
西牟婁郡すさみ町西浜 (Loc. 6)	ヤッコカンザシ	2.6	III~IV	2,750±170	HR-481
西牟婁郡すさみ町西浜 (Loc. 6)	ヤッコカンザシ	2.7	IV	2,160±140	HR-482
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	3.1	III	2,830±140	HR-486
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	2.6(3.1)	III	2,960±160	HR-377
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	1.9	IV	2,120±140	HR-487
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	1.8	IV	1,960±130	HR-378
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	1.6	V	870±120	HR-488
西牟婁郡串木町雨島 (Loc. 8)	ヤッコカンザシ	1.0	V	930±150	HR-379
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 23)	ヤッコカンザシ	2.4(2.8)	IV	2,330±170	HR-495
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 24)	ヤッコカンザシ	2.8	IV	2,290±150	HR-376
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 25)	ヤッコカンザシ	1.9	V	700±70	HR-342
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 26)	ヤッコカンザシ	3.2	III	2,680±120	HR-493
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 27)	ヤッコカンザシ	2.0(2.3)	IV	2,430±120	HR-494
西牟婁郡串木町潮岬 (Loc. 28)	ヤッコカンザシ	2.7	III	3,265±105	HR-159
西牟婁郡串木町出雲 (Loc. 29)	ヤッコカンザシ	3.1	III	3,660±150	HR-491
西牟婁郡串木町出雲 (Loc. 30)	ヤッコカンザシ	1.5	V	730±80	HR-158
西牟婁郡串木町樫野崎 (Loc. 31)	ヤッコカンザシ	4.2	II	4,010±220	HR-496
東牟婁郡古座町宝島 (Loc. 12)	ヤッコカンザシ	0.8	VI	140±60	HR-341
東牟婁郡古座町荒船 (Loc. 13)	ヤッコカンザシ	2.8	IV	2,040±70	HR-340
東牟婁郡古座町荒船 (Loc. 13)	ヤッコカンザシ	1.9	V	1,140±140	HR-480
東牟婁郡古座町荒船 (Loc. 13)	ヤッコカンザシ	0.7	V~VI	700±100	HR-490
東牟婁郡古座町荒船 (Loc. 14)	ヤッコカンザシ	2.2	III	2,700±140	HR-479
東牟婁郡那智勝浦町池島 (Loc. 15)	ヤッコカンザシ	2.8	II	4,360±180	HR-478
東牟婁郡那智勝浦町磯崎 (Loc. 17)	ヤッコカンザシ	2.5	III	3,710±130	HR-476
東牟婁郡那智勝浦町磯崎 (Loc. 17)	ヤッコカンザシ	3.1	III	3,670±150	HR-477
東牟婁郡那智勝浦町磯崎 (Loc. 17)	ヤッコカンザシ	2.1(3.1)	III	3,360±120	HR-489
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	3.9(4.3)	II	4,770±150	HR-483
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	3.5(4.3)	II	4,520±70	HR-337
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	3.5(4.3)	II	4,420±150	HR-375
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	3.0	III	2,620±130	HR-484
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	2.7	IV	2,510±110	HR-338
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	2.5	IV	1,900±130	HR-485
東牟婁郡太地町常渡 (Loc. 18)	ヤッコカンザシ	2.3	IV	1,950±70	HR-339
東牟婁郡那智勝浦町大勝浦 (Loc. 20)	ヤッコカンザシ	2.6	IV	2,090±70	HR-343
新宮市三輪崎港鈴島 (Loc. 21)	ヤッコカンザシ	2.4	II	4,450±140	HR-473
新宮市三輪崎港鈴島 (Loc. 21)	ヤッコカンザシ	2.6	III	3,860±190	HR-474
新宮市三輪崎港鈴島 (Loc. 21)	ヤッコカンザシ	1.6	IV	2,410±410	HR-475

試料はすべて和歌山県内において採取された。コード番号がHR-353より若い試料は、誤差が±1σで示されている(藤原ほか, 1989)。採取した試料が遺骸群体の上端部でない場合は、()内にその群体の上端高度を示した。

第4表 室戸岬における旧海水準（レベル）の高度と¹⁴C年代

旧海水準	標高(m) ¹⁴ C年代(y.B.P.)	
レベル I	11.0	6,000~5,000
レベル II	8.7	4,000~2,700
レベル III	6.6	2,600~2,200
レベル IV	6.0	2,000~1,100
レベル V	3.7	1,000~ 800
レベル VI	1.3	700~ 200

第5表 室戸半島における旧海水準指標の¹⁴C年代 その1

旧海水準 レベル	採取地点(ブロックNo.)	採取高度 単位: m	試料の種類	¹⁴ C年代 (y. B. P.)	コード番号	備考・参考文献
I	室津川左岸(W6)	6.8?	木片(lagoon 堆積物)	6,810±110	Gak-3982	中村ほか(1972)
	室津川左岸(W6)	6.8	木片(lagoon 堆積物)	6,870±115	I-11-343	甲藤・阿子島(1980)
	室津川(W6)	8.1?	木片(lagoon 堆積物)	6,400±140	Gak-3983	中村ほか(1972)
II	室戸エボシ岩南(E1)	8.8	ヤッコカンザシ	3,780±70	HR-155	<i>Pomatoleios kraussii</i>
	室戸エボシ岩南(E1)	8.3(8.8)	貝殻(イシマテ)	2,950 ⁺¹⁰⁰ ₋₉₀	HR-154	<i>Lithophaga curta</i>
	室戸エボシ岩南(E1)	8.2	ヤッコカンザシ	3,065±90	HR-156	
	室戸エボシ岩南(E1)	7.2(8.2)	ヤッコカンザシ	3,780±60	HR-204	
	室戸目洗池(E1)	9.0	ヤッコカンザシ	3,925±65	HR-211	
	室戸目洗池(E1)	7.3(9.0)	ヤッコカンザシ	2,775±60	HR-213	
	室戸中岡像西側(E1)	7.7(?)	石灰質遺骸	3,240±70	N-2885	野田(1980)
	室戸中岡像西側(E1)	6.8(?)	石灰質遺骸	2,960±80	I-11-383	阿子島・甲藤(1984)
	室戸龍宮岩(E1)	8.0(?)	石灰質遺骸	2,910±80	I-11-473	阿子島・甲藤(1984)
室戸中岡像西側(E1)	8.0(?)	石灰質遺骸	3,590±90	I-12-106	阿子島・甲藤(1984)	
III	淀ヶ磯南(E24)	3.0	ヤッコカンザシ	2,355±65	HR-219	
	鹿岡(E13,14)	7.0(?)	石灰質遺骸	2,250±80	I-13-576	阿子島・甲藤(1984)
	室戸小ビシャゴ岩(E1)	6.6	ヤッコカンザシ	2,530±55	HR-226	
	室戸小ビシャゴ岩(E1)	6.4(6.6)	ヤッコカンザシ	2,480±55	HR-225	
	室戸小ビシャゴ岩(E1)	6.2(6.6)	ヤッコカンザシ	2,300±65	HR-232	表面から6~10 cm
	行当岬不動岩(W11)	6.4	ヤッコカンザシ	2,380±80	HR-217	
	行当岬不動岩(W11)	6.9	ヤッコカンザシ	2,050±70	HR-318	
	羽根漁港西(W23)	3.4	ヤッコカンザシ	2,340 ⁺⁸⁰ ₋₇₀	HR-320	
IV	淀ヶ磯南(E24)	1.7	ヤッコカンザシ	1,460±55	HR-222	
	都呂ドライブイン(E16)	3.5	ヤッコカンザシ	1,380±50	HR-312	
	都呂漁場基点(E16)	3.1	ヤッコカンザシ	1,750±60	HR-311	
	尾崎南(E14)	3.1	ヤッコカンザシ	1,390±50	HR-302	
	尾崎南(E14)	2.1	ヤッコカンザシ	1,330±70	HR-304	
	尾崎南(E14)	4.0	ヤッコカンザシ	1,450±60	HR-301	
	鹿岡北(E13)	4.9	ヤッコカンザシ	1,195 ⁺⁶⁰ ₋₅₅	HR-223	
	鹿岡北(E13)	4.0	ヤッコカンザシ	1,305±55	HR-300	
	鹿岡(E13,14)	3.01(?)	石灰質遺骸	1,900±80	I-13-575	阿子島・甲藤(1984)
	飛鳥村跡(E11)	4.2	ヤッコカンザシ	1,255±75	HR-221	
	椎名(E10)	2.9	ヤッコカンザシ	1,260±50	HR-313	
	三津漁港北(E7)	5.4	ヤッコカンザシ	1,835±55	HR-220	
	クロバエ(E7)	4.8	石灰質遺骸	1,340±80	I-13-573	阿子島・甲藤(1984)
	室戸行水の池(E1)	5.8(6.5?)	ヤッコカンザシ	1,440±55	HR-209	
	室戸エボシ岩(E1)	3.2(5.8)	ヤッコカンザシ	1,625±55	HR-183	表面から6~10cm, コケムシ含む
	室戸エボシ岩(E1)	2.2(5.8)	ヤッコカンザシ	1,570±55	HR-233	表面から3~6 cm, コケムシ含む
	室戸エボシ岩(E1)	0.4(5.8)	コケムシ (<i>Petralia japonica</i>)	1,325±65	HR-184	表面から3 cm, ヤッコカンザシ含む
	室戸エボシ岩(E1)	4.0	サンゴ(トゲキクメイシ)	1,700±60	HR-153	<i>Cyphastrea microphthalma</i>
室戸エボシ岩南(E1)	5.9(6.2)	ヤッコカンザシ	1,440±55	HR-205	表面から3 cm	
室戸エボシ岩南(E1)	5.9(6.2)	ヤッコカンザシ	1,525 ⁺⁸⁰ ₋₇₅	HR-206	表面から6~10 cm	
室戸エボシ岩南(E1)	4.4(6.2)	ヤッコカンザシ	1,160±60	HR-207	表面から3 cm, コケムシ含む	
室戸エボシ岩南(E1)	4.4(6.2)	ヤッコカンザシ	1,955±60	HR-208	表面から6~10 cm, コケムシ・イシマテ含む	

第5表 室戸半島における旧海水準指標の¹⁴C年代 その2

室戸エボシ岩南(E1)	5.4(6.2)	貝殻 (イシマテ・マツカゼ)	1,245±75	IIR-152	マツカゼ(<i>Notirus mitis</i>)
室戸小ビシャゴ岩(E1)	6.0	ヤッコカンザシ	1,805±55	IIR-231	表面から3 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	5.9(6.0)	ヤッコカンザシ	1,290±50	IIR-316	表面から1 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	5.6(6.0)	ヤッコカンザシ	1,465±55	IIR-230	表面から3 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	5.2(6.0)	ヤッコカンザシ	1,315±60	IIR-229	表面から3 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	4.8(6.0)	ヤッコカンザシ	1,740±55	IIR-228	表面から6~10 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	4.8(6.0)	ヤッコカンザシ	1,370 ⁺¹¹⁵ ₋₁₁₀	IIR-227	表面から3 cm
室戸小ビシャゴ岩(E1)	5.2(6.0)	ヤッコカンザシ	1,210±60	IIR-321	
室戸目洗池(E1)	5.7	ヤッコカンザシ	1,195±55	IIR-212	
室戸中岡像西側(E1)	5.3+(?)	石灰質遺骸	1,170±80	I-12-107	阿子島・甲藤(1984)
室戸中岡像西側(E1)	5.3-(?)	石灰質遺骸	1,600±100	Gak-9688	阿子島・甲藤(1984)
室戸中岡像前(E1)	5.9	ヤッコカンザシ	1,425±55	IIR-210	
室戸岬西(W1)	4.8	ヤッコカンザシ	1,560±50	IIR-308	
室戸岬西(W1)	3.3	ヤッコカンザシ	1,340±70	IIR-305	
行当岬アロエ前(W11)	3.6	ヤッコカンザシ	1,140±50	IIR-307	
行当岬海路前(W11)	3.8	ヤッコカンザシ	1,515±55	IIR-218	
黒耳(W13)	3.5	ヤッコカンザシ	1,030±45	IIR-216	
吉良川立石(W17)	2.4	ヤッコカンザシ	1,200±60	IIR-214	
羽根漁港西(W23)	2.1	ヤッコカンザシ	1,720±70	IIR-319	
羽根岬(W23)	2.0(?)	石灰質遺骸	1,380±80	I-11-342	甲藤・阿子島(1980)
大山岬南下山(W38)	7.4	貝殻(ケガキ)	1,290±60	IIR-323	<i>Saxostrea echinata</i>
大山岬北(W39)	6.6	貝殻(ケガキ)	1,515±60	IIR-215	
大山岬港(W39)	6.4(?)	石灰質遺骸	1,260±80	I-11-183	阿子島・甲藤(1984)
都呂漁場基点(E16)	1.4	ヤッコカンザシ	720±60	IIR-303	
クロバエ(E7)	5.8(?)	石灰質遺骸	710 ⁺¹⁰⁰ ₋₉₀	TII-864	阿子島・甲藤(1984)
クロバエ(E7)	4.8(?)	石灰質遺骸	980 ⁺⁶⁰ ₋₇₀	TII-923	阿子島・甲藤(1984)
クロバエ(E7)	4.3(?)	石灰質遺骸	690±100	TII-865	阿子島・甲藤(1984)
ビシャゴバエ北(E2)	5.0(?)	石灰質遺骸	630 ⁺¹⁰⁰ ₋₉₀	TII-?	阿子島・甲藤(1984)
V 室戸ビシャゴ岩(E2)	3.4	ヤッコカンザシ	900±70	IIR-157	
室戸行水の池(E1)	4.1(6.5?)	石灰質遺骸	830±75	I-11-182	阿子島・甲藤(1984)
室戸みくろ洞前(E1)	3.5	ヤッコカンザシ	990±50	IIR-315	
室戸エボシ岩南(E1)	3.5	ヤッコカンザシ	1,030±50	IIR-317	
室戸中岡像前(E1)	4.6(?)	石灰質遺骸	830±90	TII-921	阿子島・甲藤(1984)
行当岬不動岩(W11)	3.4	ヤッコカンザシ	690±90	IIR-322	
行当岬不動岩(W11)	1.6(?)	ヤッコカンザシ	730±50	IIR-308	
羽根岬不動堂(W24)	4.9(?)	石灰質遺骸	780±80	I-13-574	阿子島・甲藤(1984)
VI 六ヶ谷(E5)	1.1	ヤッコカンザシ	580±50	IIR-314	
高岡漁港(E3)	1.3	ヤッコカンザシ	640±50	IIR-310	
室戸ホテル明星前(E2)	1.3	ヤッコカンザシ	600±50	IIR-309	
室戸ビシャゴ岩(E2)	1.3(?)	石灰質遺骸	210±90	TII-922	阿子島・甲藤(1984)

各ブロックの位置は第30図参照。試料を採取した場所が群体の上限でない場合は()内に群体の上限高度を示す。

第6表 足摺岬付近における各地の旧海水準高度 (m)

地区名 旧海水準	足摺岬	鳥ノ簷・ 下ノ加江	佐賀
I	4.6	—	2.3
II	3.5	3.1	—
III	1.8	1.7	1.0
IV	—	0.8	—

第7表 足摺岬付近において推定された各eventの発生時期と隆起量

地震	年代(y. B. P.)	隆起量(m)		
		足摺岬	鳥ノ落・ 下ノ加江	佐賀
event 4	4800~2730	1.1	—	0.6?
event 3	2430~1770	1.7	1.4	0.7?
event 2	1770以降	—	0.9	—
event 1	?	—	>0.8	—

第8表 Loc.3, 15b, 18における貝化石 その1

Locality No.	Loc. 15b								Loc. 3		Loc. 18		Species Name
	α	β	γ	δ	ϵ	ζ	η	θ	α	β	α	β	
Sample horizon	1.0	1.8	2.6	3.0	3.4	3.7	4.2	4.8	2.8	3.5	0.9	2.3	
Altitude (m)	fs	fs	fs	Ams	Ams	ms	ms	ms	fs	ms	sl	sl	
Sediments													
和名													
二枚貝類													Pelecypoda
ゲンロクツナガイ					r	r		r					<i>Saccella confusa</i>
サトウガイ					r	r	r	r					<i>Scapharca satowi</i>
アカガイ							r	r					<i>Scapharca broughtonii</i>
ハイガイ	r						c	c	r	va	va		<i>Tegillarca granosa</i>
ペンケイガイ							r	r					<i>Glycymeris albolineata</i>
タイラギ		r											<i>Atrina pinnata japonica</i>
メンガイ		r											<i>Spondylus squamosus</i>
イタヤガイ		r				r	r	r				r	<i>Pecten albicans</i>
ナミマガシワ													<i>Anomia chinensis</i>
カモノアシガキ		r									r		<i>Dendostrea paulucciae</i>
ケガキ								r			c	c	<i>Saccostrea echinata</i>
マガキ								r					<i>Crassostrea gigas</i>
イワガキ								r			a		<i>Crassostrea nipponica</i>
コケゴロモ	r	r					r	r	r	r	r		<i>Ostrea circumpecta</i>
イセシラガイ							r	r					<i>Anodonta stearnsiana</i>
ウメノハナガイ								r			r		<i>Pillucina pisidium</i>
アラウメノハナガイ			r								r		<i>Pillucina yamakawai</i>
ウネナシトマヤガイ	c	r				r							<i>Trapezium livatum</i>
ケシトリガイ											r	r	<i>Aluenius ojanus</i>
チゴトリガイ											c		<i>Fulvia hungerfordi</i>
ツルマルケボリガイ		r	r		r								<i>Bornioopsis tsurumaru</i>
ヤマトシジミ													<i>Corbicula japonica</i>
ケマンガイ	r												<i>Gafrarium divaricatum</i>
マツヤマワスレ		r						c	c				<i>Callista chinensis</i>
ワスレガイ								c	a				<i>Cycloaunetta menstrualis</i>
ハマグリ										va	va		<i>Meretrix lusoria</i>
チョウセンハマグリ													<i>Meretrix lamarcki</i>
ヒナガイ							r						<i>Dosinorbis bilunulata</i>
カガミガイ								c	c	r			<i>Dosinorbis japonicum</i>
ウラカガミガイ		c							c	r			<i>Dosinella penicillata</i>
オキシジミ					r						c	c	<i>Cyclina sinensis</i>
スダレガイ							r	r		c	c		<i>Paphia euglypta</i>
イヨスダレ		r	c										<i>Paphia undulata</i>
アサリ	r	r						r			c	c	<i>Ruditapes philippinarum</i>
シオヤガイ								r		c	r	r	<i>Anomalocardia squamosus</i>
オニアサリ									a	va	r	r	<i>Protothaca jodoensis</i>
フスマガイ			r	r	c	c	c	c					<i>Clementia papyracea</i>
シオツガイ	r	r						r	r			r	<i>Petricolirus aequistriatus</i>
チゴバカガイ					r	c	c	c	r	a			<i>Maetra nipponica</i>
シオフキガイ									a	c			<i>Maetra veneriformis</i>
アリソガイ							r						<i>Coelomactra antiquata</i>
ユキガイ		r											<i>Meropesta nicobarica</i>
ナミノコガイ													<i>Latona cuneata</i>
チヨノハナガイ			r	a	a	va	va	va			a		<i>Raeta rostralis</i>
ムラサキガイ									r	c			<i>Hiatula diplos</i>
ズンダリアゲマキ													<i>Azorinus abbreviatus</i>
シズケガイ			r	c	r							r	<i>Theora lala</i>
イチョウシラトリ												c	<i>Arcopagia diaphana</i>
モモノハナガイ									c	a			<i>Moerella jodoensis</i>
エウシオガイ												r	<i>Moerella juvenilis</i>
ウスザクラ				r	c	r				r		r	<i>Nitidotellina minuta</i>
サクラガイ			a	a	a	a	c	c			r	r	<i>Nitidotellina nitidula</i>
シラトリガイモドキ	r	r											<i>Heteromacoma irus</i>
オオモモノハナガイ													<i>Macoma praetexta</i>
アワジチガイ													<i>Macoma awajiensis</i>

第8表 Loc.3, 15b, 18における貝化石 その2

Locality No.	Loc. 15b								Loc. 3		Loc. 18		Species Name
	α	β	γ	δ	ϵ	ζ	η	θ	α	β	α	β	
Altitude (m)	1.0	1.8	2.6	3.0	3.4	3.7	4.2	4.8	2.8	3.5	0.9	2.3	
Sediments	fs	fs	fs	Ams	Ams	ms	ms	ms	fs	ms	sl	sl	
和名													
二枚貝類													Pelecypoda
タイワンシラトリガイ		r			a	a	a		r	c			<i>Tellinenaetra edentura</i>
マテガイ			r	r	r				a	c			<i>Solen strictus</i>
ミノガイ						c	r				r		<i>Siliqua pulchella</i>
ヒメマスオガイ													<i>Cryptomya basoensis</i>
ニオガイモドキ	r	r											<i>Zisfaea subconstricta</i>
カモメガイ	r	r	r										<i>Pholadidea kamakurensis</i>
巻貝類													Gastropoda
ツボミ											r		<i>Patelloida pygmaea lampanicola</i>
キサゴ					r	r	r	r					<i>Umbonium costatum</i>
イボキサゴ									c	a	r	r	<i>Umbonium moniliferum</i>
スガイ	c	r											<i> Lunella coronata corencensis</i>
サザエ							r	r					<i>Battillus cornutus</i>
ミズゴマツボ												r	<i>Stenothyra glabra</i>
シラギク	r											r	<i>Pseudotritia pulchella</i>
タマツボ											r	r	<i>Alvania concinna</i>
フトヘナタリ									r				<i>Cerithidea rhizophorum</i>
カワアイ											r		<i>Cerithiopsisilla djadjariensis</i>
ヘナタリ									a	a	r		<i>Cerithiopsisilla cingulata</i>
イボウミニナ					r			r	va	va	r	c	<i>Batillaria zontis</i>
ウミニナ													<i>Batillaria multiformis</i>
カゴメモツボ										r			<i>Claathrofenella reticulata</i>
サナギメモツボ											c	c	<i>Eufenella pupoides</i>
チビスナモツボ											r		<i>Scaliola glareosa</i>
マキミノズズメモツボ											r		<i>Diala stricta</i>
シマハマツボ											r		<i>Difflalabo picta</i>
コゲツノブエ											r		<i>Clypeomarus coralium</i>
コウロギ	r	r	r										<i>Cerithium kobelti</i>
チビカニモリ											r		<i>Bitium craticulatum</i>
ヒメカニモリ											r		<i>Proclava pfefferi</i>
ツメタガイ				r		a		c	r	r			<i>Neverita didyma</i>
ホツヤツメタ									r	r			<i>Neverita hosoyai</i>
ヤツシロガイ											r		<i>Tonna luteostoma</i>
アカニシ											r		<i>Ropana thomasi</i>
イボニシ	r				r								<i>Purpura (Mancinella) daioigera</i>
ムギガイ	c			r		r	c			r			<i>Mitrella bicincta</i>
ムシロガイ		r	r	r	r	r					c	c	<i>Nassarius (Nihoa) liosces</i>
バイガイ				r	r	r	r						<i>Babylonia japonica</i>
アラムシロガイ	c	r		r	r	r					r	c	<i>Tritia (Hinia) festinus</i>
ミオツクシガイ				r									<i>Siphonalia trochula</i>
シマミクリガイ				r	r	c							<i>Siphonalia signa</i>
テングニシ								r					<i>Hemifusus ternatanus</i>
クチキレガイ											r	r	<i>Tiberia pulchella</i>
シロイトカゲギリ											r	r	<i>Chemnitzia multigryra</i>
マメウラシマ	r		c	a	c	a	r				r	r	<i>Ringicula dalisaris</i>
カミスジカイコガイダマシ			r	r	c						c	r	<i>Cylichnatis angusta</i>
カイコガイダマシ											r		<i>Aliculastrum cyindrium</i>
ヒメコモツブガイ											r		<i>Coleophysis minimus</i>
フアラガイ			r	r	r						r		<i>Acteocina (Tornatina) decorata</i>
コメツブガイ											r	r	<i>Decorifer insignis</i>
マツシマコメツブガイ											r	r	<i>Decorifer matusimana</i>
キセワタガイ											r		<i>Philine argentata</i>
ツノガイ類													Scaphopoda
ヤカドツノガイ		r											<i>Dentalium octangulatum</i>

r : rare c : common a : abundant va : very abundant fs : fine sand ms : medium sand sl : silt
 Ams : medium sandy ash (Akahoya ash)

第9表 宮崎平野で得られた¹⁴C年代値

Locality-sample No.	Code No.	Altitude (m)	Sample	¹⁴ C age (y. B. P.)
1	HR-345	8.0	peat	3,670±70
3-1	HR-353	8.8	peat	4,210±60
3-2	HR-351	7.7	peat	4,690± $\frac{80}{90}$
3-3	HR-350	6.1	wood	6,390±100
3-4	HR-349	4.8	wood	6,270±80
3-5	HR-348	4.5	wood	6,480±90
3-6	HR-294	2.8	shell (<i>Meretrix lusoria</i>)	7,480±80
7	GaK-12848	8.0	peat	5,830±140
8-1	HR-147	7.5	peat	4,570± $\frac{70}{85}$
8-2	GaK-12849	5.6	wood	5,800±130
8-3	HR-146	5.2	peat	5,850±90
12	GaK-12851	6.6	wood	5,060±110
15a	HR-139	2.8	shell (<i>Zirfaea subconstricta</i>)	6,145±125
15b	GaK-12854	1.6	shell (<i>Phacosoma japonicum</i>)	8,980±130
16	GaK-12853	1.9	shell (<i>Tellinimactra edentula</i>)	6,900±140
18	HR-298	1.9	shell (<i>Dosinella penicilata</i>)	6,190±130
20-1	HR-145	8.7	peat	2,885±100
20-2	HR-144	8.2	peat	3,955±75
20-3	HR-143	7.6	peat	4,810± $\frac{160}{155}$
21	HR-142	8.8	peat	3,440±90
22	HR-141	8.4	peat	5,310± $\frac{140}{135}$
27	HR-347	4.5	peat	3,000±70
28	HR-346	2.5	peat	1,580±50

第10表 宮崎平野と日南海岸の完新世地形面の対比

長岡・松島・前空(1987)	Takahashi, T. (1973)	本研究
下田島Ⅰ面	Kinchaku 10~7m	巾着Ⅰ面
下田島Ⅱ面	Kinchaku 6~4m	巾着Ⅱ面
下田島Ⅲ面	Udo type	巾着Ⅲ面
下田島Ⅳ面	Aoshima type	巾着Ⅳ面

第11表 各震源域において求められた断層パラメータ

A		B		C	
A3	2L=154, W=92 H ₀ =0, θ=35 λ =45, d=15	B3	2L=154, W=116 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10	C3	2L=207, W=104 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10
A2	2L=154, W=92 H ₀ =0, θ=35 λ =45, d=10	B2	2L=146, W=110 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10	C2	2L=207, W=104 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10
A1	2L=154, W=92 H ₀ =0, θ=35 λ =45, d=10	B1	2L=154, W=116 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10	C1	2L=207, W=104 H ₀ =0, θ=35 λ =90, d=10

第12表 土佐・紀伊沖で歴史時代に発生した被害地震の規模と位置 (宇佐美, 1987より作成)

地震発生年	マグニチュード	北緯 (° N)	東経 (° E)
684 (天武13)	8.3	32.3~33.3	133.5~135.0
887 (仁和3)	8.0~8.5	33.0	135.0
1096 (嘉保3)	8.0~8.5	33.8~34.3	137~138
1099 (永徳3)	8.0~8.3	32.5~33.5	135~136
1331 (元徳3)	7.0	33.7	135.2
1360 (正平15)	7.5~8.0	33.4	136.2
1361 (正平16)	8.3~8.5	33.0	135.0
1408 (応永15)	7.0~8.0	33.0	136.0
1498 (明応7)	8.2~8.4	34.0	138.0
1520 (永正17)	7.0~7.8	33.0	136.0
1605 (慶長9)	7.9	33.0	134.9
1707 (宝永4)	8.4	33.2	135.9
1789 (寛政1)	7.0	33.7	134.3
1854 (安政1)	8.4	34.0	137.8
1854 (安政1)	8.4	33.0	135.0
1944 (昭和19)	7.9	33.8	136.6
1946 (昭和21)	8.1	33.0	135.6