

## 台湾海岸山脈東岸の完新世海成段丘と地殻変動

山口 勝\* 太田 陽子\*\*

### Tectonic and Paleoseismological Significance of Holocene Marine Terraces on the East Coast of Coastal Range, Taiwan

Masaru YAMAGUCHI \* and Yoko OTA \*\*

#### Abstract

The east coast of Coastal Range, Taiwan, is well known for the presence of multiple Holocene marine terraces and their very rapid uplift (e.g. Liew *et al.*, 1993). We extended the study area from Hualien to Taitung over a ca. 150-km long coastline. We present some new data on the ages and the heights of Holocene marine terraces and discuss their significance for Holocene coastal tectonics.

The Holocene marine terrace is subdivided into more than 10 steps at maximum. The highest and oldest terrace, mostly underlain by transgressive deposits, represents the sea level position at the culmination of Holocene sea-level rise and reaches to ca. 80 m above sea level. Transgressive deposits are radiocarbon-dated at several sites, back to ca. 13000 yr BP. The lower terraces are mostly erosional one, overlain by thin coral beds and indicate successive lowering of relative sea-level during the late Holocene. Uplift rate of the coast is very high, ranging from 5 m/ka to 15 m/ka.

Three tectonic subregions, A, B and C, are identified, based on the pattern of marine terrace features and uplift rate. Subregion A, the northernmost area, is the Milun Upland, which is separated from the main part of Coastal Range by the Hualien River. The Milun Upland is a tilted block, bounded by the active Milun Fault at its western margin, and is fringed by a series of narrow lower terraces. The Milun Fault is a northern extension of the Taitung Longitudinal Valley Fault System and shows progressive deformation. Deformation of the Milun Fault is concordant to that of the 1951 earthquake. Uplift rate here ranges 5-8 m/ka. Subregion B, middle part of the coastal area, has an uplift rate of 5 m/ka. Subregion C is the southern most region, presents multiple terraces characterised by the highest uplift rate, 7-15 m/ka. Extensive alluvial fans overlie most of the highest marine terrace. Multiple lower terraces are also well preserved. The youngest terrace is dated at ca. 400 yr BP. No onshore active fault is observed on terraces in the subregions B and C.

The presence of many steps during the Holocene time implies that intermittent uplifts, associated with large earthquakes at an interval of one thousand to several hundreds of years, have repeatedly occurred in this coastal area, but with different times and amounts at each

---

\* 日本放送協会アナウンス室

\*\* 横浜国立大学名誉教授

\* NHK, Japan Broadcasting Corporation, Announcer's Division

\*\* Yokohama National University, Professor Emeritus

subregion. The uplift of subregion A certainly resulted from an onshore active fault ( Milun Fault ) Causative faults for the uplift of subregions B and C are not identified. Offshore active faults, striking obliquely to the coastline( Lallemand *et al.*, 1999 ) appear to be causative faults. Another unsolved problem is to understand when such a high uplift started in this coastal area. This is difficult to determine at present, because no late or middle Pleistocene marine terraces are found in the area.

**Key words** : East coast of Taiwan , Holocene marine terraces , fossil corals , uplift rate , tectonics , paleoseismology , radiocarbon age

**キーワード** : 台湾東海岸 , 完新世海成段丘 , サンゴ化石 , 隆起速度 , 地殻変動 , 古地震 , 放射性年代

## 1. はじめに

本研究の調査対象は、台湾東部の海岸山脈東岸に分布する完新世海成段丘である(図1)。海岸山脈はフィリピン海プレート上に位置し、延長約130 km、幅最大約12 km、最高1682 mに達する。南北方向の山脈は、鮮新・前期更新世の堆積岩や中・鮮新世の火山岩から構成されている(陳・王, 1996)。西の台東縦谷は、東側のフィリピン海プレートが西側のユーラシアプレートに衝突する境界部にあるとされ(Yu *et al.*, 1997)、左ずれと逆断層が卓越する活断層がある(Bonilla, 1977; 林ほか, 2000など)。海岸山脈を縁取る完新世海成段丘は衝突の場を反映して隆起速度がきわめて大きく、多段化している。

Konishi *et al.* (1968)は隆起サンゴ礁のTh/U年代測定から、Lin (1969)は<sup>14</sup>C年代測定から、それぞれ本研究地域北部にある美崙(Milun)台地の隆起速度を求めた。その後Peng *et al.* (1977)は海岸山脈北部の花蓮(Hualien)~成功(Chengkung)で5 mm/yrに達する急速な隆起速度を示した。石ほか(1988)は完新世の海成段丘を三つにわけ、最高位のを完新世海進頂期のもののみなし、海成段丘の分布、年代、高度から海岸と直交する3本の撓曲を認めた。林(1989MS)はサンゴ化石のTh/U年代に基づき、石梯坪(Shihtiping)5.4 mm/yr、成功から三仙台(Sanhsientai)で5.4 mm/yr、富岡(Fukang)で4.0 mm/yrという隆起速度を求めた。謝

(1990MS)も段丘地形と構成層の調査および多数のサンゴの年代測定に基づき完新世段丘の形成と地殻変動を論じ、隆起速度は三仙台を境に以北では3 mm/yr、以南では10 mm/yrに達するとした。Liew *et al.* (1990, 1991, 1993)は最大8段の段丘を認定し、約1000年おきの間欠的隆起を考えた。隆起速度は2.5 mm/yrから8 mm/yrである。さらに海岸地域を隆起速度の差異に注目してユニット(花蓮地域)、ユニット(新社(Hsinshe)以北)、ユニット(新社以南)に分類した。またPirazzoli *et al.* (1993)は、都蘭(Tulan)に露出する海進堆積物の年代から7.6 mm/yrに達する隆起速度を求めた。このように本地域の完新世海成段丘は、世界でもまれにみる大きな隆起速度が知られてきた。しかし、求められた隆起速度には差があり、延長150 kmに達する海岸での段丘の発達や段化の状態、高度分布などは必ずしも明らかではない。

そこで山口(1990MS)は海岸山脈東麓全域の空中写真を判読し、完新世海成段丘の詳しい地形分類図を描き、海成段丘の特性と発達状態をまとめた。また段化の顕著な地点を選び、高度測定、年代測定試料を集め古地震との関係を論じ、その一部を発表した(山口, 1990)。太田はその野外調査の一部に同行するとともに最近写真の再判読を行い、段丘の高度に関する新たな資料を得た。本稿ではこれらに基づいて完新世段丘の高度、年代、特徴を記載し、形成過程と地殻変動を検討する。

判読に使用した空中写真の縮尺は約2万分の1

表 1 化石試料の年代値\*

Table 1 Dating result of fossil samples.

Locality			Sample			<sup>14</sup> C age		<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U age	Intercepts of
Name	Profile	terrace	No.	Material	Elevation a. MSI(m)	(yr B P)	Laboratory No.	(yr B P)	<sup>14</sup> C age (cal. yr B P)
Milun	Fig. 4, E E'		HT28	Coral	12	2450 ± 110	GaK-14329		2633-2632
			HT29	Coral		1310 ± 80	GaK-14330		1228-1036
Shihtiping	Fig. 6B, F F'		HT26	Coral	8.6	3070 ± 390	GaK-14428		3661-2715
Shihtiping	Fig. 6B, F F'		HT23	Coral	6.6	630 ± 70	GaK-14426		573-434
Shihtiping	Fig. 6B, F F'		HT24	Coral	0.5	1910 ± 70	GaK-14427		1867-1664
Tanman	Fig. 7B, H H'		HT21	Coral	45.1		HI-40	9100 ± 401	
Shihyusan	Fig. 8, I I'		HT19	Oyster	5.4	530 ± 100	GaK-14425		501-317
Chengkung	Fig. 10, K K'		HT11	Coral	14.4	3560 ± 100	GaK-11421		3911-3621
			HT13	Coral	11.7	4090 ± 90	GaK-11422		4637-4344
			HT15	Coral	8.0	1140 ± 80	GaK-11424		1054-842
			HT14	Coral	4.4	2170 ± 80	GaK-11423		2179-1939
Tulanpi	Fig. 11, L L'		HT10	Shell	7	11430 ± 150	GaK-11420		13390-13347
Fukang	Fig. 13, M M'		HT9	Coral	0.8-1.6	420 ± 70	GaK-11419		429-259
			HT2	Coral	15	2610 ± 120	GaK-14415		2752-2442
	Fig. 13, N N'		HT5	Coral	10.5	2030 ± 80	GaK-14416		2016-1788
			HT6	Coral	3.8	1079 ± 116	GaK-11417		998-769
			HT7	Coral	1.6	1250 ± 80	GaK-11418		1157-962

\*本研究で新たに得られた値のみを示す。

で、高位の完新世段丘の高度は2万5千分の1の地形図から読図した。現地調査では、EDMおよびハンドレベルによる簡易断面測量、構成層の確認、年代試料の採取を行い、研究室では珪藻分析や貝、サンゴ化石の同定を行った。<sup>14</sup>C年代測定は学習院大学年代測定研究室に依頼し、その結果を較正年代に補正した(表1)。なおリザーバ効果についての補正は行っていない。本文中で特に断りがない場合年代値は<sup>14</sup>C年代で、その後の( )に較正年代を記す。一部の試料は金沢大学大村研究室にTh/U年代測定を依頼した。

## II. 完新世海成段丘の記載と隆起速度

### 1) 完新世海成段丘の概観(図1)

完新世海成段丘の分布状態、高度などは場所によって大きく異なる。以下に北から順に概観する。

美崙台地は最高48mに達する広い段丘で、北西縁を美崙断層に限られ、東の海岸沿いは数段の

狭い低位段丘群に縁取られている。

海岸山脈北端から12km南までは、高度約30m以下の幅の狭い(最大幅300m程度)完新世海成段丘(以後、海成段丘あるいは段丘と略称)が1段連続するが、そこから磯崎(Chichi)までは急峻な山地が海岸に接し、海成段丘は存在しない。磯崎以南で再び高度約30mの段丘がみられる。新社では段丘が広い岬をなし、谷にそって入り組んだ分布を示す。豊浜(Fengpin)付近でも同じく高度約30mの段丘が谷にそって入り込み、海進に伴う形成を示唆する。豊浜から石梯坪の北までは段丘の幅が狭く高度約30mであるが、局地的に1または2段の低位の段丘を伴うことがある。

石梯坪以南で段丘の発達状態は大きく変わる。幅は500~1500mと広くなり、多段化も著しく5~8段程度に細分される。多段化したどの段丘が北部の連続性のよい段丘に続くのか確定的な証拠はない。最高位段丘内縁高度は50~70m、最高

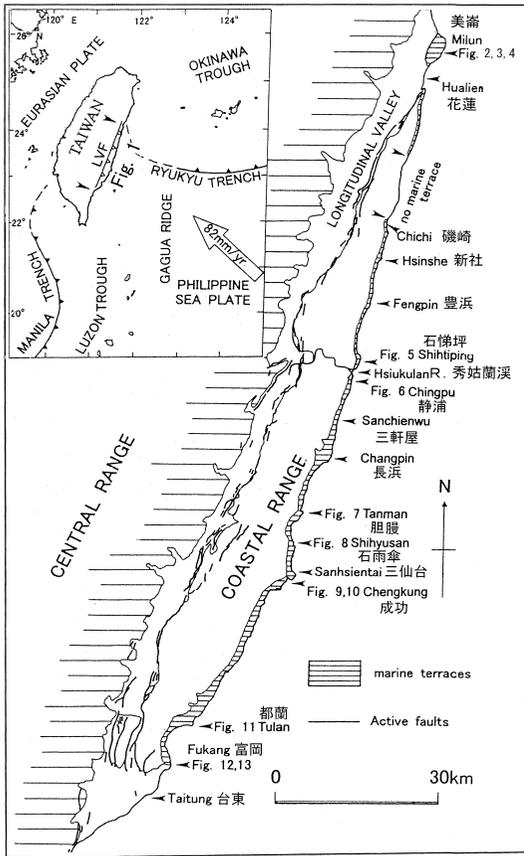


図 1 調査地域の地形概略と調査地点の位置。挿入図は台湾のテクトニックセッティングを示す (Yu *et al.*, 1997 を簡略化)。台東縦谷内のリニアメントは空中写真判読による活断層または活断層の可能性のあるもの。

Fig. 1 Outline of the studied area. Inset shows tectonic setting of Taiwan (simplified from Yu *et al.*, 1997). Lineaments in the Longitudinal Valley represent active fault or possible active fault estimated from aerphoto interpretation.

は長浜 (Changpin) 付近で約 80 m に達し、調査地域の南端部の台東の北では 50 m 程度とやや低くなる。秀姑巒溪 (Hsiukuluan), 成功の南などでは海成段丘が川沿いに奥深くまで入り込む。また石梯坪以南では扇状地が最高位段丘を覆い旧

汀線が認定できない場所が多い。これらの扇状地の末端は時に若い段丘に切られている。なお基盤が中新世の火山岩からなる場所では海岸線は突出し、海成段丘がよく発達している (石梯坪, 胆腹 (Tanman), 三仙台など)。

このように海岸山脈東麓では完新世海成段丘が顕著に発達するにもかかわらず、後期更新世の海成段丘はほとんど認められない。なお、以下の記載では断面ごとに地名の頭文字を付け、下位段丘から若い番号を付して記載する。

## 2) 美崙台地 (図 2, 3, 4)

花蓮市北東の美崙台地は、海岸山脈とは花蓮溪と沖積低地によって隔てられており、北西縁を全長 4.4 km, NNE 走向, 左横ずれを伴う南東側隆起の美崙断層 (Bonilla, 1977; 石ほか, 1983) に限られる傾動地塊で、北西端から南東に向かって高度が低下する。美崙断層は台東縦谷を通る活断層の北東端にあたり、その上下成分は断層崖北端で大きく比高約 35 m, 南西ほど低く 5 m 程度となり美崙山西縁に続くが、その南では明瞭ではない。戦前の 5 万分の 1 地形図によると断層の低下側は浜堤列が発達した低平な海岸低地で、断層崖下にサッグボンドが存在する。美崙断層の東には、走向が等しく、変位センスが逆で北西隆起の民意 (Mingi) 断層 (石ほか, 1983) がある。これは変位量が美崙断層と比べてはるかに小さいことから、美崙断層に伴う低断層崖と思われる。美崙断層の最新の活動は 1951 年花蓮大地震 ( $M.7.1$ ) で、その北東端海岸部の集落では左ずれ 2 m, 南東上がり 1.2 m (Hsu, 1954), 斜めずれ 2.3 m (Bonilla, 1977) の変位が報告されており、断層活動の累積が認められる。地震に伴って花蓮港では 0.6 m の海面の低下, すなわち地盤の隆起が認められた (Hsu, 1954)。

美崙台地の主体をなす ML 面は高度約 48 m から 20 m で、内陸部は数列の古砂丘に覆われている。本面の構成層は C-C' 断面の崖で観察できる。固結した砂礫層からなる基盤を径約 20 ~ 70 cm の円礫が厚さ 1 ~ 3 m で不整合に覆い、その上に石灰藻, サンゴが厚さ 2 ~ 3 m で着生している。最上部に中央山脈起源の安山岩, 結晶片岩

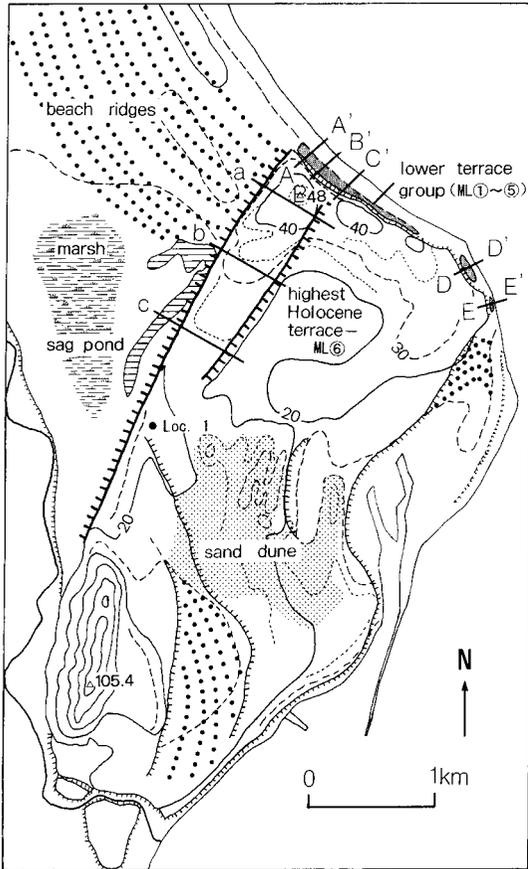


図 2 美崙台地の地形学図。  
等高線は 1/25000 地形図による。広い台地 ML 面は西の美崙と東の民意の 2 断層にきられ、また北東端部は若い完新世段丘群で縁取られている。a, c, および A-A' ~ E-E' は図 3, 4 の断面位置に対応する。

Fig. 2 Geomorphological map of the Milun Upland.  
Contours are from 1/25000 topographic map. Lines a-c are the locations of profiles across active faults of Fig. 3 and those A-A' to E-E' correspond to profiles across younger terraces of Fig. 4. Note that the extensive terrace ML is truncated by two faults and fringed by narrow lower terraces.

などからなる径約 2 ~ 20 cm の円・亜円礫が堆積している。基盤と礫層間の不整合面は平坦で、波食台であったと推定される。その上に海浜礫層とサンゴが堆積し、最上部の礫層は、浜堤堆積物と

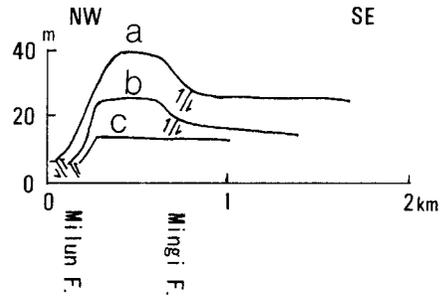


図 3 美崙台地の活断層を横切る横断面。  
美崙および民意断層はともに南に向かって比高を減じる。

Fig. 3 Topographic profiles across Milun and Mingi faults.  
Note the southward decrease of both scarp heights.

思われる。本面の内陸部では構成層を確認できる露頭はないが、台湾省立花蓮師範学院のボーリング柱状図(図 2 の Loc. 1)では、地表下 2 m 以下のシルト中にサンゴ塊があり、海岸部でみられた一連のサンゴ礁堆積物が本面を覆っている可能性がある。

美崙台地の北東縁には ML 面の下位に、幅の狭い段丘が 3 ~ 5 段ある。下位から ML ~ ML と呼ぶ。それらの高度は、A-A' 断面では下位から 12, 16, 20.5, 25.6, 29 m, B-B' 断面では 14, 18, 22, 27.5, 36 m, C-C' 断面では 9, 14, 19, 38 m である。人工改変が加わっている可能性があるが、連続性から図 4 のような対比を行った。これらの面はいずれも径約 5 ~ 10 cm の円磨された海浜礫からなり、時代を異にする旧海水準を示しているが、年代を決める化石試料はない。これらの幅の狭い段丘は断層崖に近いほど段数が多く、高度も高くなることから、その形成は美崙断層の活動に関連した地震性隆起によると考えられる。また美崙台地の東端では、ML より下位に小規模な低位の段丘群がある(D-D', E-E' 断面)。台地北部の低位段丘群とは直接連続していないので対比はできないが、E-E' 断面では薄い海浜礫層下にサンゴ礁堆積物があり、高度 12 m の *Favia* (HT28) の年代は  $2450 \pm 110$  yr BP (2618 ~

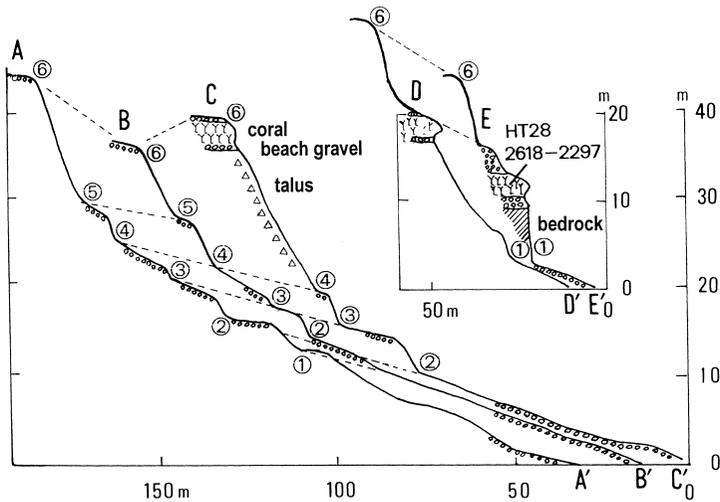


図 4 美禰台地北東縁の低位海段丘を横切る断面およびその構成層と<sup>14</sup>C年代.

Fig. 4 Profiles across the northeastern margin of Milun Upland, showing the presence of multiple younger terraces.

2297 cal BP)である。

本地域では Lin (1969) により高度 20 m のサンゴから 3870 ± 260 yr BP (NTU-5), 高度 14 m のサンゴから 3190 ± 290 yr BP (NTU-13) の年代が報告されている。また Konishi *et al.* (1968) は高度 25 m のサンゴから 2800 ± 115 yr BP (N-407) および 4200 ± 370 yr BP という Th/U 年代を示した。これらは高度からみて低位海段丘面の可能性が大きいため、上位の台地主部 ML の年代はこれより古く、後氷期海進頂期を示すと思われる。ここでの隆起速度は上記の年代と高度から約 5 ~ 8 m/ka となる。

### 3) 石梯坪 (図 5)

石梯坪には 7 段 (下位より ST ~ ) の完新世段丘群があり、それぞれの波食台の上に原地性サンゴがみられる。旧汀線高度は F' F' 断面で下位から 2.7, 5.5, 6.6, 8.6, 13, 18, 20 m 以上である。ST では高度 0.5 m の波食台上に厚さ約 2 m のサンゴがあり、その基部 (HT24, 高度 0.5 m, *Favites*) の年代は 1910 ± 70 yr BP (GaK-14427, 1867 ~ 1664 cal BP) である。なお同地点の地表

付近のサンゴ (*Platgyra*) の年代は 1770 ± 40 yr BP (1727 ~ 1556 cal BP), Th/U 年代は 1700 ± 350 yr BP (林, 1989MS) である。ST は非常に幅の狭い面で、面上に付着するサンゴ (高度 5.5 m, *Platgyra*) から 1800 ± 300 yr BP (林, 1989MS) という Th/U 年代が得られている。ST

も幅が狭い面で、厚さ約 0.5 m のサンゴ (HT23, 高度 6.6 m, *Porites*) が付着し、年代は 630 ± 70 yr BP (GaK-14426, 573 ~ 434 cal BP) である。ST は比較的幅が広い平坦な波食台で、面の先端部に厚さ約 0.7 m のサンゴが張り付いている。その年代は 3070 ± 390 yr BP (GaK-14428, 3631 ~ 2715 cal BP, HT26, *Alveopora*) である。ST も波食台で基盤が露出し、高度 10 ~ 13 m と海に向かって緩く傾いている。所々に石灰藻とサンゴが付着するが再結晶しており年代測定試料は得られなかった。その上位の ST は高度 15 ~ 18 m で、海側に緩く傾く。表面には直径約 5 cm の円礫が堆積している。石梯坪駐車場の崖では平坦な基盤を石灰藻が覆い、その上に厚さ 1 ~ 2 m のサンゴがみられる。基盤と石灰藻

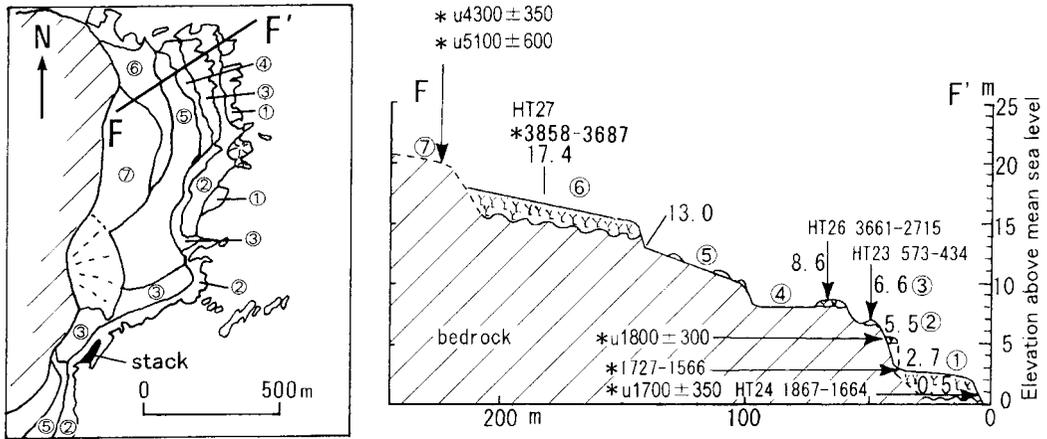


図 5 石梯坪付近の段丘区分と断面図 F F'.

HT は本研究で得られた年代値で  $^{14}\text{C}$  は cal BP で示す。\* は引用によるもの、U は Th/U 年代。これらの表現は図 4 および以下の断面図でも同様。

Fig. 5 Holocene marine terraces and their profiles at Shihtiping site.

HT: obtained by this study,  $^{14}\text{C}$  date is shown in cal BP. \* by previous work, U: by uranium series dating. These symbols are commonly used in other diagrams.

の間には径 20 ~ 60 cm の海成円礫が存在する。また、石灰藻中には穿孔貝化石が混ざっている。この中の高度 17.4 m のサンゴ化石 (HT27) の年代は  $3571 \pm 40$  yr BP (NTU-1130, 3858 ~ 3687 cal BP) である。なおこの面のサンゴと貝の 4 試料から  $3560 \pm 100 \sim 3930 \pm 100$  yr BP (未補正) が得られている (Liew *et al.*, 1990)。最高位の ST では  $4300 \pm 350$  yr BP, 高度 20 m;  $5100 \pm 600$  yr BP, 高度 22.5 m (Liew *et al.*, 1993) の Th/U 年代が得られている。

このように石梯坪では、ST を除くすべての面から年代資料が得られた。ST の外縁部での年代は約 5 ka またはそれより若いので、後氷期海進頂期を示す面はさらに高い位置にあると思われる。ST は多くの年代値から 3.7 ~ 4 ka, ST は約 3.6 ~ 2.7 ka, 最下位の ST は地表に近い試料の年代から約 1.6 ~ 1.7 ka を離水年代とみなす。ST から得られた Th/U 年代は 1.8 ka で、この年代と ST の基底の年代とを考慮すると、ST は 1.8 ~ 1.9 ka に離水し、同時に ST の基部でサンゴの成長が始まったと考えられる。ST の年代は ST , の年代を考慮すると異常に

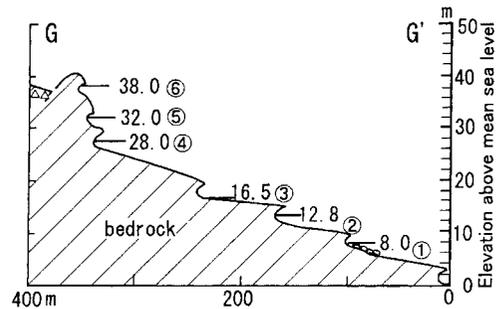


図 6 静浦付近の地形断面図 (G G').

6 段の旧汀線指標が認められるが、年代測定試料は得られていない。

Fig. 6 Topographic profiles at the Chingpu site showing multiple former sea level positions.

No datable samples were obtained.

若く、再結晶の影響が考えられる。連続性から、この北の地域で後氷期海進と思われる段丘は地形的には ST になるが、年代がかなり若くなるため石梯坪の北に段丘高度の不連続、境がある可能性が高い。

#### 4) 静浦 (Chingpu) から長浜 (図 6)

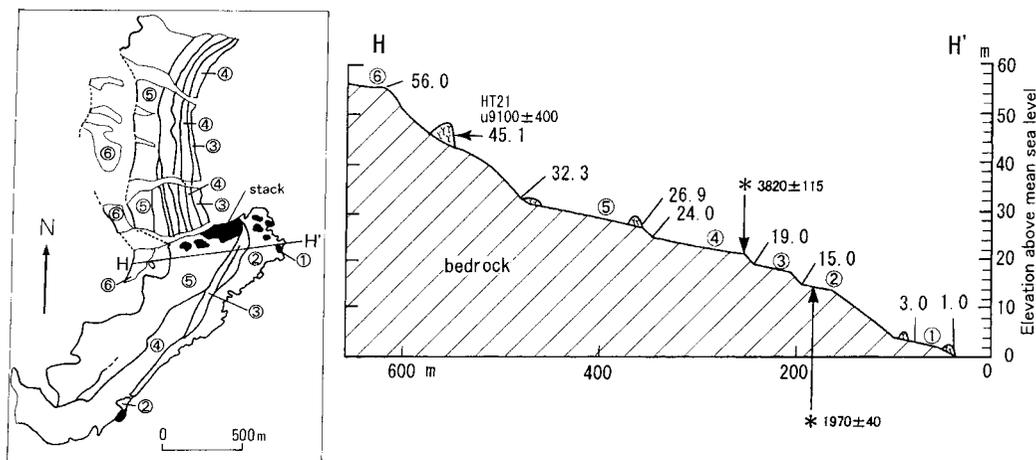


図 7 胆腹付近の段丘区分と断面図 (H-H')。

6 段の段丘が存在し、最高の面は海拔 56 m 以上に達する。HT21 の試料は海進時の堆積物と思われる。引用による二つの年代試料は校正をしていない (以下の図でも同様)。

Fig. 7 Geomorphic map and profile at Tanman site.

Up to 6 terraces are well preserved. Sample HT 21 may represent the deposits associated with sea level rise. Dates with asterisk from previous work are not calibrated. This is common for the following diagrams.

静浦付近の G-G' 断面では、高度を異にする 6 段の段丘またはノッチ (CP ~ ) がある。内縁高度は 8.0, 12.8, 16.5, 28, 32, 38 m で、どの段丘も基盤の火山砕屑岩をきる波食台で、サンゴ化石などの年代試料は得られなかった。CP ~ , は北回帰線記念碑の脇に突出するスタックに刻まれている。スタックの背後には崖錐で覆われた段丘面がある。最低位の CP ~ には、径約 5 ~ 100 cm の円礫がのり、CP ~ の海側の海食崖には現成のノッチが発達する。静浦以南では、段丘上方を扇状地または土石流堆積物が覆い、末端を下位の段丘に切られているところがある。石ほか (1988) は、長浜で厚さ 4 m の崖錐の下に海浜礫を含む厚さ 26 m の海進性堆積物を報告している。また三間屋 (Sanchienwu) では、成層した海成砂の下位に厚さ 2 m 以上の角礫を含む土石流堆積物があり、その下には海浜礫、粘土、シルトが数十 cm 間隔で互層をなしていた。今回この粘土層から淡水性の *Nvicula elginensis*、淡水 ~ 泥炭地性の *Pinularia* sp., *Roparodia*、淡水 ~ 汽水性 *Gyrosigma acuminatun* に混じり、海水性の *Di-*

*ploneis smithi*, *Amphora* sp. などの珪藻化石を見出した。この粘土層は完新世海進中に形成された浅海性の堆積物で、海進の間に大規模な崩壊がおき土石流堆積物を供給したものと思われる。ただし、ここでは年代試料は得られなかった。長浜周辺での最高位段丘の高度は 80 m 以上に達する。後述するようにこの地域の海進頂期の年代を約 7 ~ 8 ka、当時の海面高度を - 13 ~ - 25 m (Fairbanks, 1989) とすると、ここでの隆起速度は 11 ~ 15 m/ka となる。また当時の海面高度を - 10 ~ - 20 m (Bard *et al.*, 1996) とすると 11 ~ 14 m/ka となり、調査地域内で最も隆起が激しい地域である。

#### 5) 胆腹 (図 7)

胆腹では完新世海成段丘の発達がよく、TM ~ に細分される (H-H' 断面)。TM ~ から TM ~ までの内縁高度は、それぞれ 3.0, 15.0, 19.0, 24.0, 32.3 m で、最上位の TM ~ 末端の高度は 56 m である。TM ~ 以下は波食面があるが、薄いサンゴに覆われることもある。TM ~ と TM ~ との間の斜面上の高度 45.1 m には、この調査地域でも

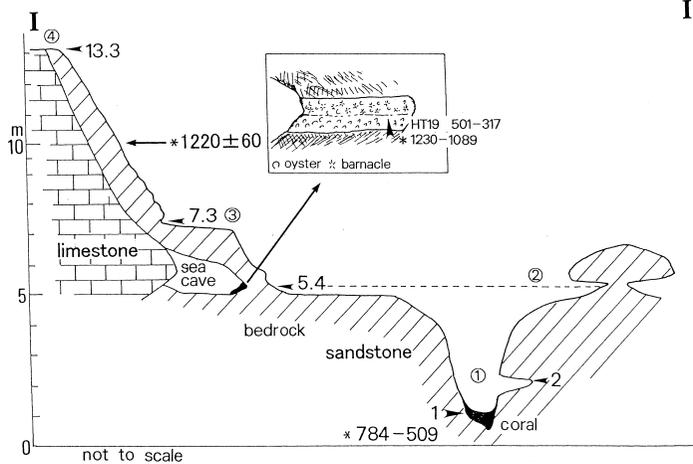


図 8 石雨傘付近の地形断面図。  
ノッチ、ベンチなどの侵食性旧汀線指標が明瞭。

Fig. 8 Topographic profiles and some radiocarbon ages at Shihyusan site.

比較的厚い高さ約 5 m, 径約 3 m のサンゴ化石群がある。この基部から得られた試料 HT21 (*Goniastria*) の Th/U 年代は  $9100 \pm 400$  yr BP (HI-40) であった。高度 19.5 m のサンゴ化石の年代は  $3820 \pm 115$  yr BP (NTU-150: Hsu *et al.*, 1973), 高度 14.0 m (TM ) からのサンゴ化石の年代は  $1970 \pm 40$  yr BP (NTU-1188: 謝, 1990MS) である。HT21 の年代と試料の位置から、これは後氷期海進途上のサンゴで、TM を構成するものの下部にあたる可能性がある。TM は海進頂期の面と思われるが離水年代を確定する試料は得られなかった。TM は 3.8 ka より古く、TM の離水期は 2 ka とみなす。HT21 の当時の海面高度を Fairbanks(1989) から約 - 42 m と仮定すると、隆起速度は 9.5 m/ka 以上に達し、最大級の隆起速度をもつ地域である。Bard *et al.* (1996) の海面変化曲線では、当時の海面高度が約 - 25 m, 隆起速度は 7.7 m/ka となる。

#### 6) 石雨傘 (Shihyusan) (図 8)

石雨傘付近には、NNE 走向に延びる砂岩からなる岩礁列に SY ~ の 4 段の離水地形がある (断面 I I')。高位の SY (高度 7.3 m, 13.3 m) はいずれも波食台で、年代測定試料はな

い。SY は平坦な波食台で、付近のきのこ岩はこれに対応するノッチで基部をえぐられている。SY の波食台の内縁付近には異なる基盤岩石の境 (石灰岩と砂岩) に海食洞があり、その基部 (高度 5.4 m) に幅 0.4 m の帯状の化石層が付着している。この化石層は上下 2 層にわかれ、下部にはケガキ、上部にはケガキにフジツボが混じる。両者はともに潮間帯に生息するので旧汀線示標となる。このケガキ (HT19, 高度 5.4 m) の年代は、 $530 \pm 100$  yr BP (GaK-14425, 501 ~ 317 cal BP) である。同一層準の試料について Liew *et al.* (1993) は  $910 \pm 70$  yr BP (GifA-91090, 1230 ~ 1087 cal BP) を報告している。最下位の SY (高度 2 m) にはノッチがみられ、それに対応するように高度 1 ~ 2 m 付近に石灰藻とサンゴが薄く付着する。Peng *et al.* (1977) は石雨傘の高度 1 m のサンゴ化石から、 $840 \pm 160$  yr BP (784 ~ 509 cal BP) という年代を得ている。また本地点で Liew *et al.* (1993) は、SY より高位に 4 段のノッチを認め、最高位の高度 40 m から  $8220 \pm 120$  yr BP, その下位の高度 27 m から  $4960 \pm 110$  yr BP (試料はいずれも穿孔貝), さらに下位の高度 10 m にある石灰藻について  $1220 \pm 60$  yr

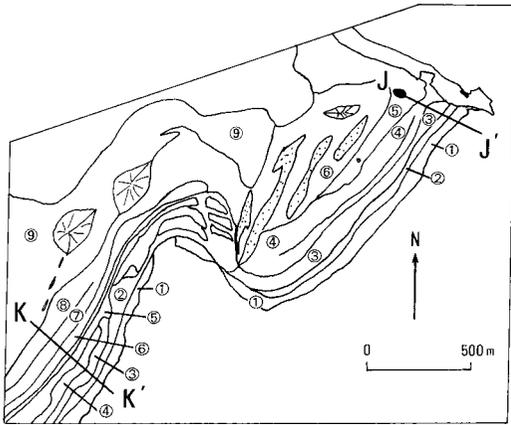


図 9 三仙台付近の地形区分図。海成段丘は9段に細分され、一部は砂丘に覆われる。

Fig. 9 Geomorphologic map at Sanhsientai site showing multiple terraces, up to 9 steps. Sand dunes mask the exact correlation of terraces.

BP という年代を得て、4.7 ~ 7.5 mm/yr に達する隆起速度を推定した。Liew *et al.* (1993) および Peng *et al.* (1977) の年代値からみると、SY の 501 ~ 317 yr BP という値は若すぎる。

### 7) 三仙台および成功 (図 9, 10)

三仙台付近には海成段丘群が連続的に発達し、海岸に突出する岬をなしている。三仙台風景区駐車場付近の J-J' 断面には6段 (SS ~ ) の離水地形がある。SS 以下は波食台とその上を覆う薄いサンゴ化石からなる。そのうち最下位の SS は海側に緩く傾き、現海面にいたる。SS ~ では外縁部にサンゴ礁堆積物の高まりがみられる。SS の背後には礫岩からなるスタックがあり、高度 20 m (SS ), 24 m (SS ) にノッチが刻まれている。

この断面上で新たな年代試料は得られなかったが、Peng *et al.* (1977) は SS とと思われる高度 2 m のサンゴから 1600 ± 165 yr BP (1604 ~ 1244 cal BP) という年代を、林 (1989MS) は同じ SS とと思われる高度 3.3 m のサンゴから 1300 ± 300, 1400 ± 300 yr BP という Th/U 年代を得ている。Liew *et al.* (1993) は、SS の

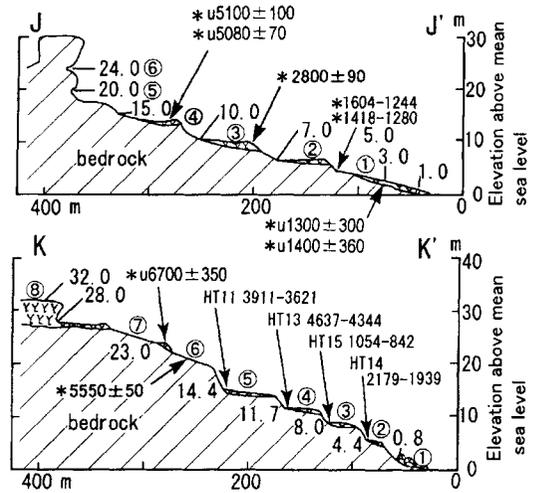


図 10 三仙台および成功付近の地形断面図。最大で9段に達する段丘が識別できる。いずれも化石サンゴの厚さは薄い。多数の年代測定値があるが、上下で逆転する場合もある。

Fig. 10 Topographic profiles at Sanhsientai and its vicinity.

Nine terraces are distinguished. They are mostly erosional in origin with thin fossil corals. Ages of corals are sometimes inconsistent with the order of terraces.

外縁付近の高度 8 m のサンゴ化石から 2800 ± 90 yr BP (未補正), SS にあたる高度 14.5 m および 15 m のサンゴ化石から Th/U 年代で 5100 ± 100, 5080 ± 70 yr BP を報告している。これらの試料からみて SS は約 1.6 ~ 1.7 ka, SS は約 2.8 ka, そして SS は約 5.1 ka に離水したと推定する。

さらに南の成功も段丘の発達がよく、下位より CK ~ の面がみられる。内縁高度は下位から 0.8, 4.4, 8.0, 11.7, 14.4, 22.0, 28.0, 32 m 以上で (K-K' 断面), その上の CK 面の内縁高度は、大きなスタック付近で約 50 m に達する。CK の旧汀線付近 (高度 28 m) にはノッチがあり、各段丘は波食台とそれを覆う薄いサンゴ堆積物からなる。最下位の CK では、径 1 m に達する巨礫の上にサンゴ化石があるが再結晶していた。ここではサンゴ化石から次の年代が得られた。CK

の HT14 (高度 4.4 m, *Platgyra*) が 2170 ± 80 yr BP (GaK-14423, 2179 ~ 1939 cal BP), CK の HT15 (*Platgyra*, 高度 8 m) が 1140 ± 80 yr BP (GaK-14424, 1054 ~ 842 cal BP), CK の HT13 (*Goniopora*, 高度 11.7 m) が 4090 ± 80 yr BP (GaK-14422, 4637 ~ 4344 cal BP), CK の HT11 (*Goniopora*, 高度 14.4 m) が 3560 ± 100 yr BP (GaK-14421, 3911 ~ 3621 cal BP) である。このほか CK では、高度 13 m から 3221 ± 92 yr BP (未補正: Hsu *et al.*, 1973), 高度 15 m からは 3380 ± 50 yr BP (未補正: Chen *et al.*, 1991), CK の高度 23 m のサンゴ (*Goniastria*) から Th/U 年代で 6700 ± 350 yr BP (林, 1989MS), 高度 20.5 m から 5550 ± 50 yr BP (未補正: Chen *et al.*, 1991) という年代が報告されている。

本地域では多数の年代値が得られているが、段丘の高度と対応せず逆転しているものもある。このうち矛盾の少ないものを選び、CK を 1.9 ~ 2.2 ka, CK を複数の資料から 3.5 ~ 3.6 ka, CK を 5.5 ka, CK を 6.7 ka と考える。CK は面積も広くサンゴ堆積物も厚いことから後水期海進の段丘と思われる、年代は 6.7 ka より古くなる。

### 8) 都蘭 (図 11)

都蘭には、最高位の完新世海成段丘に連続する大規模な扇状地が発達し、扇頂での高度は 200 m を超える。それを切って高度 50 m 以下に数段に細分される海成段丘が発達するが、数列の砂丘が存在するために段丘の詳細な区分ができない。岬状の都蘭鼻の海食崖に沿う連続露頭では興味深い層相が見出される。基盤岩石を切る平坦な波食面は、高度 6 ~ 2 m で東側に向かって緩く傾き、その上に保存のよい貝化石を多く含む厚さ 2 ~ 3 m の淘汰のよい粗砂層が不整合で覆う。この堆積物は角・亜角礫とマトリックスの泥質部からなり、部分的には成層を示す土石流堆積物に覆われる。土石流堆積物は岬の先端に向かって厚さを減じ (30 ~ 5 m), 都蘭鼻先端の露頭では泥質物中に貝片化石がみられる。土石流堆積物の上には厚さ 1 ~ 2 m で淘汰のよい海浜性の円礫や海成砂がの

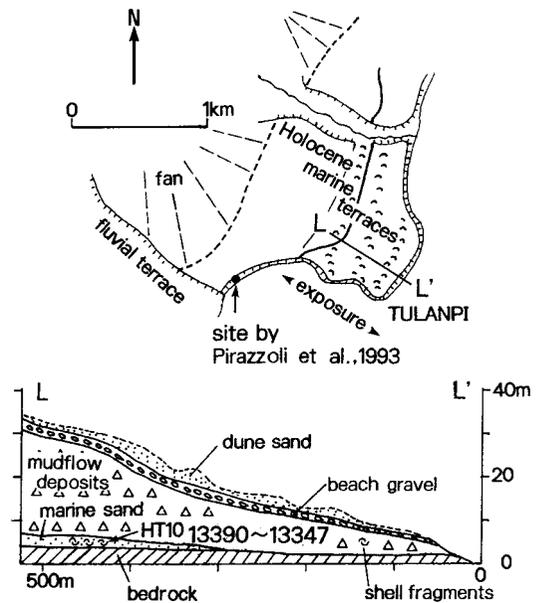


図 11 都蘭鼻付近の海食崖に露出する地形地質断面。海成層中に土石流堆積物が挟まり、その下の貝化石の年代と高度から急速な隆起が推定できる。

Fig. 11 Sketch along the sea cliff at Tulanpi. Mudflow deposits exist within the marine deposits. Dates of marine shells immediately above the bedrock indicate a very high uplift rate at this site.

り、その上は砂丘砂に覆われている。基盤直上の粗砂層中から得られた貝の種類は、砂底に生息するタマキガイ (*Glycymeris vestita*), カガミガイ (*Phacosoma japonicum*), ワスレガイ (*Cyclo-sunettamenstrualis*), マツヤマワスレ (*Callista chinensis*), マテガイ亜種 (*Solen* sp.), タカラガイ科 (*Cypraea* sp.) ホタルガイ属 (*Olivella* sp.) および、沿岸の岩礁や砂礫底に生息するベニエガイ亜属 (*Barbatia* sp.), ウミギク属 (*Spondylus* sp.), アラナミマガシワ (*Anomia cytaeum*), キクザルガイ属 (*Chama* sp.), レイシガイ (*Thais bronni*) であることが確認された。これらの貝化石は種構成とその産状から判断して、掃き寄せ的な環境に堆積したものと考えられる (松島義章氏の鑑定による)。これらのうち、肉の厚いカガミガイ (HT10, 高度 6.4 m) の年代は 11430 ± 150

yr BP (GaK-14420, 13390 ~ 13347 cal BP) であった。

このような層序は次のように解釈できる。基盤を切る波食台形成後、海進に伴って貝を含む海成の砂層が堆積し、その間に大規模な土石流が海中に流入して海進性堆積物のかなりの部分を除去して堆積した。土石流堆積物は離水後波の侵食を受け、それに伴って海浜堆積物が形成された。ここでみられた現象は、海進途上に土石流が流入した点で、長浜付近で見られものとよく似ている。

波食台上の海成砂層中の貝がごく浅い場所で堆積したとすると、上記の年代から約 9 m/ka 以上という隆起速度が得られ(当時の海面高度を Fairbanks (1989) から約 - 105 m として計算; このほか Bard *et al.* (1996) では当時の海面高度約 - 70 m となり約 6 m/ka), この地域の大きな隆起を物語る。図 11 に示した海岸の西方で, Pirazzoli *et al.* (1993) は高度 17 m の海進堆積物中の 2 試料の貝化石から, 12250 ± 130, 12170 ± 160 yr BP という年代( mass spectrometric および Th/U 年代による。較正值はそれぞれ 13800, 14400 yr BP) に基づいて 7.6 ± 0.9 mm/yr という隆起速度を求めている。都蘭付近はきわめて隆起速度が大きい。

### 8) 富岡付近 (図 12, 13)

断面 M M' では砂浜の先端部, 高度 0.8 ~ 1.0 m に径約 0.7 ~ 1.0 m の巨円礫が堆積し, それを包み込むようにサンゴ化石がある (HT9, *Platgyra*, 420 ± 70 yr BP (GaK-14419, 429 ~ 259 cal BP)。また高度約 10 m には径 10 ~ 20 cm の海成円礫があり砂丘に覆われている。その山側の緩斜面には径約 20 ~ 100 cm の海成円礫, サンゴ塊, 考古遺物(土器片やスレート) が点在している。これらのことは, 完新世の段丘形成後も土石流堆積物が供給されたことを示す。

N N' 断面には FK ~ の海成段丘があり, 上位の FG , , を除くと幅が狭い。各面の内縁高度は 1.6, 5.6, 11.9, 15.0, 23.9, 32 m 以上である。いずれも波食台で, 薄いサンゴ化石に覆われている。なお FK は制限地域のため図化できなかったが, 読図によると猴子山 (117 m) と

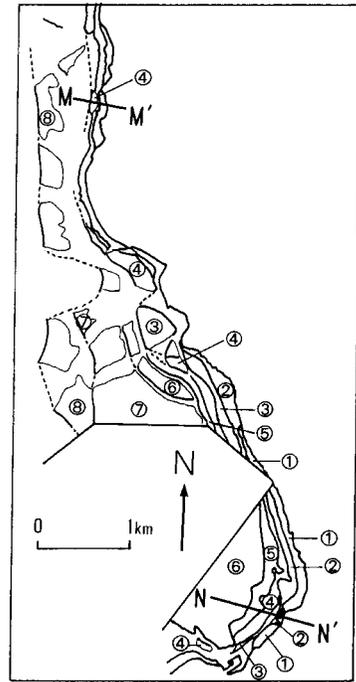


図 12 富岡付近の段丘区分図。完新世段丘は 8 段に細分される。

Fig. 12 Holocene marine terraces up to 8 steps are recognised at Fukang site.

いう大きなスタックを取り巻いて連続し, 海進性の面であることを示唆する。その内縁高度は約 50 m である。

ここでは以下のような年代試料を得た。最下位の FK では, 径約 70 ~ 90 cm の円礫を包み込むように厚さ約 0.5 m のサンゴが着生しており, その年代 (HT7, 高度 1.6 m, *Goniopora*) は 1250 ± 80 yr BP (GaK-14418, 1157 ~ 962 cal BP), FK から得た HT6 (高度 3.8 m, *Goniopora*) の年代は 1079 ± 116 yr BP (GaK-14417, 998 ~ 739 cal BP), FK からのサンゴ (HT5, 高度 10.5 m, *Favia*) は 2030 ± 80 yr BP (GaK-14416, 2016 ~ 1788 cal BP), さらに FK の高度 14.6 m の基盤直上のサンゴ (HT2, *Goniopora*) では 2610 ± 120 yr BP (GaK-14415, 2752 ~ 2442 cal BP) であった。このほか, 林 (1989MS) は高度 3.4 m (FK に対応) のサンゴ (Fk77-12) から

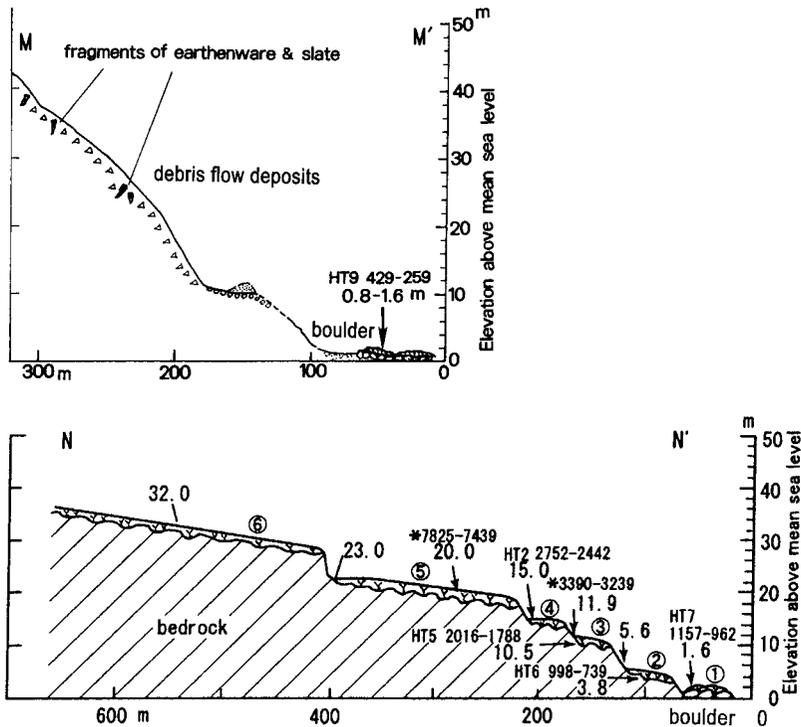


図 13 富岡付近の地形断面図。

M M' : 段丘堆積物が厚い土石流堆積物で覆われ、本地域で最も若いサンゴがみられる。N N' : 6 段の段丘が識別でき、低位の面では年代測定値がある。

Fig. 13 Profiles at Fukang site.

M M' shows the mudflow deposits overlying marine terrace deposits. The youngest coral is found at this locality. N N' shows six marine terraces, but dates are inconsistent with terrace order.

1980 ± 50 yr BP (1925 ~ 1750 cal BP) 高度 11.9 m (FK に対応) のサンゴ (*Favia*) から、3184 ± 40 yr BP (3390 ~ 3239 cal BP) という年代を得ている。Peng *et al.* (1977) は高度 20 m (FK に対応) から採取した化石サンゴから 6901 ± 209 yr BP (7825 ~ 7439 cal BP) という年代を得ている。

ここでは FK と FK の年代はほぼ同じで 1.0 ~ 1.1 ka となることから、地震性地殻変動によって同時に 5 m 近く隆起し離水したと考えられる。FK が 3.3 ka とするとその上の FK が 2.4 ~ 2.7 ka で、年代と高度が逆転してしまう。FK は 7.4 ~ 7.8 ka で海進頂期を示すと思われる

るが、より上位の FK , , の面が広く発達もよいことから、後氷期海進の面はこれらの可能性が高い。

### III . 完新世サンゴ礁段丘の形成期と隆起速度に関する考察

既述のように、海岸山脈東岸には高度 80 m に達する多段化したサンゴ礁段丘群があり、本地域が世界的にみて最大級の隆起速度をもつ地域であることは確実である。しかし、現段階では既存の研究を含めてまだ年代資料は十分でなく、またいくつかの地点で高度と年代との逆転がみられる。サンゴの年代試料採取選択にあたって、再結晶部

などをX線回折によって取り除き、測定したにもかかわらず逆転が起きている。今後同試料についてAMS法やTh/U法などで再測定し、その年代を再検討していきたい。このような制約はあるものの、現在までに得られた知見と問題点を整理し(図14)、今後の研究の資料としたい。

### 1) 完新世段丘の形成と後氷期海進

本地域では、どの段丘が完新世海進頂期を示すか確定できないが、石ほか(1988)も述べているように現段階ではそれぞれの地区内の最高の段丘がそれにあたる可能性がある。その理由は段丘面の連続性と、多くの場所で河川に沿って上流まで続き海進を示唆することである。また、海進に伴う厚い海成堆積物も多くの場所で観察されている。例えば、胆腹の海拔45mでは本地域で最大の厚さ5mサンゴ礁群落下部から約9.1ka(HT21)、都蘭の海進堆積物最下部の貝化石から約13ka(HT10)を得ている。海進頂期の年代を直接示す資料はまだ得られていないが、後述の細分される段丘の下位の年代からみて、少なくとも6kaより前の約7~8kaと推定する。Liew *et al.* (1991)は海進頂期を約5.5kaを想定しているが、筆者らは隆起の激しいことを考えるとより早い時期を考えた。例えばニュージーランドの北島では、隆起速度が大きいほど海進頂期の年代が古くなることが知られている(Ota *et al.*, 1988)。また隆起の激しいパプアニューギニアでも、離水時期は7kaと早い(Ota *et al.*, 1993; Ota and Chappell, 1996, 1999)。

上記の仮定に基づくと、海進頂期の面(石ほか, 1988の面)の高度は石梯坪以北では30~40m、それ以南では50~80mとより高くなる。当時の海面高度をFairbanks(1989)、Bard *et al.* (1996)などから推定すると、隆起速度は前者の地域では5~8m/ka、後者の地域では7~15m/kaとなり、東海岸が世界でもまれにみる活発な変動帯であることを示している。完新世における海岸の隆起速度は、環太平洋の収束する変動帯である日本列島、ニュージーランド東岸、パプアニューギニアのヒュオン半島などでも最大4m/kaで、台湾東海岸に匹敵する隆起速度はアラ

スカ地震で隆起したミドルトントン島(Plafker and Rubin, 1978)で知られているにすぎない。

なお中部および南部地域では、本段丘を覆い、連続する広大な扇状地がある。海進堆積物中に扇状地ないし土石流堆積物もみられる(例えば、都蘭や三間屋)。Liew *et al.* (1991)は台湾東岸の深海コアの分析から9~8kaと6kaに淡水の流入が多い時期があり、他の花粉分析などからも同時期の台湾北中部が湿潤であったとして、大量の土石流堆積物の供給は完新世の気候変動による降水量の増加と関係があるとしている。筆者らは、気候変動だけではなく、土石流発生のかきかけとして地震による強いゆれが関係している可能性があると考えられる。パプアニューギニアのヒュオン半島では、古地震による土石流の発生を示唆する堆積物がある(Ota *et al.*, 1997)ことから、今後本地域でも土石流堆積物から古地震を示すものがないか検討する必要がある。

### 2) 段丘面の細分と変動区(図14)

#### (1) 完新世段丘の細分

完新世海成段丘は、多くの場合多段化し最大8段(またはそれ以上)に細分され、個々の段丘内縁には明瞭なノッチを伴うことが一般で、海面がある期間一定の状態にあったことを示す。このような階段状の地形を最近数千年間の海面変化で説明することは不可能である。したがって大きな隆起速度と細分化された段丘の成因としては、海面の相対的かつ間欠的な低下、すなわち地震に伴う隆起を考える必要がある。本地域では、ほぼ1~1.2ka, 2~2.2ka, 3.5~3.8ka, 5~5.1kaの離水年代を示す段丘が比較的広域で認められ、共通な隆起時期を示している。そのほかの多数の段丘の存在とそれらの比高を考えると、山口(1990)、Liew *et al.* (1993)が指摘しているように、最近数千年に2~数mの隆起を伴う地震が、少なくとも千年ないし数百年程度の間隔で起こったと推定される。最大の隆起量は5m近くあり、かなり大規模な海岸隆起を伴う古地震が推定される。

#### (2) 地殻変動区の設定

図14はLiew *et al.* (1993)の図に、今回得ら

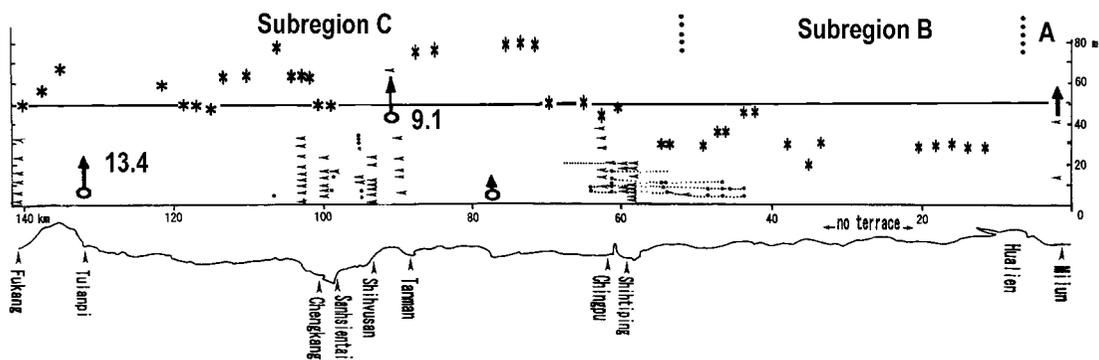


図 14 海岸線と平行に完新世海成段丘高度を記入し、変動域 (A, B, C) を区分した。小さな点は Liew *et al.* (1993) による対比を基にした。\* は最高位の完新世海成段丘。横の矢印が今回得られた旧汀線。は今回海進堆積物から得られた年代資料で数字は ka 単位で示した。縦の矢印は高海面期の離水高度がそれ以上であることを示す。

Fig. 14 Shore parallel plot of heights and ages of Holocene marine terrace data, partly based on Liew *et al.* (1993).

Three tectonic subregions (A, B, and C) are proposed in this paper, mainly based on the heights of the highest Holocene marine terraces (\* mark), which may correspond to the culmination of sea level rise. Heights of younger terraces shown in dots and correlation of dotted lines are by Liew *et al.* (1993) and horizontal arrows are new data obtained by this study. Open circles with dates (ka) are Holocene transgressive deposits. Vertical arrows indicate that the terrace, corresponding to the transgression, is higher than the sample sites.

れた完新世段丘の高度と年代を海岸線と平行な方向に投影したものである。最高位の段丘高度からみると、北から A, B, C の 3 区域が識別できる。これらの境界は Liew *et al.* (1991) によるユニット, , の境界と異なる。それは Liew *et al.* (1991) では、北の美崙台地および成功より南が研究対象に入っていないこと、また段丘が分布しない地域を一つの変動区 (ユニット) としていることなどによる。筆者らはユニット について地殻変動の違いではなく、侵食により段丘が失われたことによると推定する。なお B, C はさらに細分できる可能性もあるが、ここでは三つにわけて述べる。

#### A 地域：美崙台地

逆断層による傾動隆起が継続している地域。その西縁は台東縦谷断層の北東端にあたる美崙断層に限られ、さらにそこから派生した低断層崖 (民意断層) を伴う。これらの活断層の累積的な活動は美崙台地の傾動隆起と若い段丘面群の形成を引き起こした。隆起速度は 5 ~ 8 m/ka に達する。

#### B 地域：石梯坪以北の地域

隆起速度が相対的に小さく 5 ~ 6 m/ka。段丘の幅は一般に狭い。このうち新社以北では最高位の面がおおむね 30 m で低位面がほとんどみられないのに対して、その南では最高位の面は 40 m に達することもあり、3 ないし 4 段の低位段丘がみられる。前者の地域でももに 1 段しか段丘がみられないが、下位の面は侵食により失われたものと推定する。

#### C 地域：石梯坪以南の地域

隆起速度がきわめて大きく (7 ~ 15 m/ka)、段丘域が広大で多段化が顕著であり扇状地の形成が著しい。三仙台以北で隆起速度が最大であるが、以南では隆起速度はやや小さくなる。時には扇状地のために多段化が隠されている場合も多い。

#### (3) 地震隆起と地殻変動区に関する推論

段丘の細分を地震隆起によるとすると、隆起を生じた活断層 (起震断層) を考える必要がある。A 地域はその西端を直接美崙断層で境され、変位量の大きいところで段丘の細分を伴うため、本地

域の隆起は美崙断層によると考えることができる。また美崙断層は、左横ずれを主とする台東縦谷断層の末端が東よりに走向を変化させたところで逆断層の隆起を生じさせている。こうした例はニュージーランド南島のアルパイン断層の延長部でも認められている(例えば, Ota *et al.*, 1996)。

それではB, Cの地域ではどうであろうか。台東縦谷には左横ずれ活断層のほかに東の海岸山脈側を隆起させる北北東から南南西走向の活断層群がある。しかし、そこから海岸部は10 km以上離れており、空中写真判読からも段丘を変位させたり変動区をわけたりするほどの隆起量をもつ断層は存在しない。なおChen *et al.* (1991)はB地域南部の豊浜南方で東上がりの奇美断層が完新世河成段丘を切り、海岸山脈の隆起が南部で大きいのはこの断層の活動によると考えた。しかし、完新世段丘高度に、この断層を境とする不連続性は認めがたい。筆者らは、奇美断層が活断層であるとしても、海岸部に影響は与えていないと判断する。また、BとCとの境界付近には大港口断層(陳・王, 1996)があるが、これは新第三系の堆積岩と火山岩との境界をなす東上がりの逆断層で、活断層とはされておらず(林ほか, 2000)、これが変動域の境界を規定しているとは考えにくい。したがってB, C地域は陸上の活構造でわけることができない。

そこで変動区をわけけるために東岸沖合いの海底活断層の存在を考える必要がある。Lallemand *et al.* (1999)は台湾東沖で琉球海溝と関連する海底調査を行い、台湾東海岸の方向と斜交する北東から南西方向に走る数本の西上がりの逆断層を記している。これらの海底断層が海岸に接近するところで海岸の隆起を大きくする可能性があり、今後さらに海底断層と海岸部の隆起に関する詳細な調査研究が必要である。

### 3) 急速な隆起はいつ始まったか

最後に、本地域の完新世における急速な隆起がいつ始まったかが問題になる。環太平洋の海岸地域では、完新世段丘のみられる大部分の地域で更新世の段丘、特に同位体ステージ5e以降の海成段丘がみられ、少なくとも隆起現象が10万年のオー

ダーの期間継続していたことが知られている。また完新世の隆起速度がそれ以前より大きいことが多い(太田・成瀬, 1977; Ota, 1986)。しかし本地域では、現段階では完新世より古期の海成段丘遺物を見出すことはできなかった。この場合二つの可能性が考えられる。一つは急速な隆起が活発な侵食を引き起こし、古期の段丘を侵食しつくしたという可能性である。完新世の段丘にみられる隆起速度が等速で過去にさかのぼるとすると、同位体ステージ5eの段丘高度は北部で約600 m、南部の一部では1100 mに達することになる。実際にはその高度の平坦面は認めがたい。完新世海進頂期の平坦面すらも保存状態がわるく、海進堆積物だけが見つかる状況から考えるとこの可能性が高いと考える。今後、更新世後期の段丘や堆積物の有無をさらに検討する必要がある。一方、完新世になって初めて急速な隆起が始まったという可能性もある。隆起の開始期を検討することは本地域のテクトニクスの理解にきわめて重要であるが、ここでは以上の二つの可能性を指摘し、今後ハイドロアイソスタシーや<sup>14</sup>Cのリザーバ効果なども含めさらに検討を進めたい。

## IV. 要約と今後の問題

1) 完新世海成段丘の最高位面は後氷期海進頂期を示すもので、高度は約80 mに達し、最大約15 m/kaという世界的にみても最も大きな隆起速度をもつ。ただし、各段丘の正確な離水年代、頂期の正確な年代、海進と関係するサンゴ礁の発達過程についてはさらに研究が必要である。

2) 完新世海進時の旧汀線高度からみると海岸山脈東岸は三つの変動区にわかれる。最北の変動区Aの隆起は台東縦谷断層の延長の活断層によると思われるが、BとCの変動区の形成には陸域の活断層ではなく海域の活断層を考慮する必要がある。

3) 各変動区において海進頂期以降の隆起は間欠的で、地震隆起を示唆する。段丘の数からいって数百年から千年に一度程度の巨大地震が想定される。海底活断層により上記の各変動区ごとに異なる隆起の時期と様式をもつと思われるが、さらに細分される可能性もある。

4) 完新世段丘に記録されている顕著な隆起がいつ始まったか確定することは本地域の地殻変動史解明の上で今後重要な課題となる。

5) サンゴ化石の<sup>14</sup>C年代は、上下逆転など誤差が多かった。今後AMSやTh/U法など、新たな手法で正確な年代を求め、地殻変動各地区ごとの古地震や地殻変動様式の復元を行い長期的な地震予測の資料を求めていきたい。

## 謝 辞

本研究にはあたっては、<sup>14</sup>C年代測定を学習院大学年代測定研究室、年代較正を広島大学助教授奥村晃史、Th/U年代測定を金沢大学理学部教授大村明雄、大学院生岩田秀樹(当時)、サンゴ化石の同定を関西大学教授木庭元晴、貝化石の同定を神奈川県立博物館松島義章の各氏、各機関にお願いした。現地調査にあたっては国立台湾師範大学教授石再添、同研究生許民陽(当時)、国立台湾大学教授劉平妹、同大学院生石同生、謝孟龍(当時)の諸氏の御助言と協力を得た。カリフォルニア工科大学教授Kerry Sieh、大学院生徐浩徳の各氏には内容について討論していただいた。製図の一部は金幸隆、平林美幸の各氏に手伝っていただいた。以上の方々に深く感謝する。

## 文 献

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M. and Montaggioni, L. (1996) Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **382**, 241-244.
- Bonilla, W.B. (1977) Summary of Quaternary faulting and elevation changes in Taiwan. *Memoir of Geological Society of China*, **2**, 43-55.
- Chen, W.-S., Huang, M.-T. and Liu, T.-S. (1991) Neotectonic significance of the Chimei Fault in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, **34**, 43-56.
- 陳文山・王源(1996)台湾東部海岸山脈地質・10万分1地質図, 中央地質調査所。
- Fairbanks, R.G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- 謝孟龍(1990MS)台湾花東海岸晚第四紀沈積層海階地形與新構造運動的研究. 国立台湾大学地質学研究所碩士論文。
- Hsu, T.L. (1954) On the geomorphic features and the recent uplifting movement of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Bull. of the Geological Survey of Taiwan*, **7**, 9-18.
- Hsu, Y.C., Chou, M.C., Hsu, Y.C., Lin, S.Y. and Lu, S.C. (1973) National Taiwan University radiocarbon measurements II. *Radiocarbon*, **15**, 345-349.
- Konishi, K., Omura, A. and Kimura, T. (1968) <sup>234</sup>U-<sup>230</sup>Th dating of some late Quaternary coral limestones from southern Taiwan (Formosa). *Geol. Paleont. Southeast Asia*, **5**, 211-224.
- Lallemand, S., Liu, C.H., Dominuez, S., Schnurle, P., Malavielle, J. and the ACT Scientific Crew (1999) Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partitioning caused by oblique convergence. *Tectonics*, **18**, 231-247.
- Liew, P.M., Hsieh, M.L. and Lai, C.K. (1990) Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, **183**, 121-127.
- Liew, P.M., Hsieh, M.L. and Lai, C.K. (1991) Holocene coastal development in active arc-continent collision zone of eastern Taiwan. Casgrove, J. and Jones, M. ed.: *Neotectonics and Resources*. Belhaven Press, 75-84.
- Liew, P.M., Pirazzoli, P.A., Hsieh, M.L., Arnold, M., Barausseau, J.P., Fontungne, M. and Giresse, P. (1993) Holocene tectonic uplift deduced from elevated shorelines, eastern Coastal Range of Taiwan. *Tectonophysics*, **222**, 55-68.
- Lin, C.C. (1969) Holocene geology of Taiwan. *Acta Geol. Taiwan*, **13**, 83-126.
- 林啟文・張徽生・盧詩丁・石同生・黃文正(2000)台湾活動斷層概論 第2版 50万分之1 台湾活動斷層分布圖解說書. 經濟部中央地質調查所特刊, 第13号。
- 林久芳(1989MS)台湾恒春半島及東部海岸全新世隆起珊瑚之鈾系定年研究. 国立台湾大学地質学研究所碩士論文。
- Ota, Y. (1986) Marine terraces as reference surfaces in late Quaternary tectonics studies: Examples from the Pacific rims. *Royal Soc. New Zealand Bull.*, **24**, 357-375.
- Ota, Y. and Chappell, J. (1996) Late Quaternary coseismic uplift events on the Huon Peninsula, Papua New Guinea, deduced from coral terrace data. *J. Geophys. Res.*, **101**, 6071-6082.
- Ota, Y. and Chappell, J. (1999) Holocene sea-level rise and coral reef growth on a tectonically rising coast, Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quatern. Intern.*, **55**, 51-59.
- 太田陽子・成瀬 洋(1977)日本の海成段丘:環太平洋地域の海面変化・地殻変動の中での位置づけ. *科学*, **47**, 281-292.
- Ota, Y., Berryman, K.R., Hull, A.G. and Miyachi, T. (1988) Age and height distribution of Holocene transgressive deposits in eastern North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **68**, 135-151.
- Ota, Y., Chappell, J., Kelley, R., Yonekura, N., Matsumoto, E., Nishimura, T. and Head, J.

- (1993) Holocene coral reef terraces and coseismic uplift of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quatern. Res.*, **40**, 177-188.
- Ota, Y., Pillans, B., Berryman, K., Fujimori, T., Miyauchi, T. and Burger, G. (1996) Pleistocene coastal terraces at Kaikoura Peninsula and the Marlborough coast, South Island, New Zealand. *New Zealand J. Geology and Geophysics*, **39**, 51-73.
- Ota, Y., Chappell, J., Berryman, K.R. and Okamoto, Y. (1997) Late Quaternary paleo-landslides on the coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Geomorphology*, **19**, 55-76.
- Peng, Z., Li, Y. and Wu, F. (1977) Tectonic uplift of Taiwan Island since the early Holocene. *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, 5-69.
- Pirazzoli, P.A., Arnold, M., Giresse, P., Hsieh, M.L. and Liew, P.M. (1993) Marine deposits of late glacial times exposed by tectonic uplift on the east coast of Taiwan. *Marine Geology*, **110**, 1-6.
- Plafker, G. and Rubin, M. (1978) Uplift history and earthquakes as deduced from marine terraces on Middleton Island, Alaska. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, **78-943**, 687-721.
- 石再添・張瑞津・黃朝恩・石慶得・楊貴三・孫林耀明 (1983) 台灣北部與東部活斷層的地形學研究. 師大地理學研究報, **9**, 20-72.
- 石再添・鄧國雄・許民陽・楊貴三 (1988) 台灣花東海岸海階的地形學研究. 師大地理學研究報, **14**, 1-50.
- 山口 勝 (1990MS) 台灣東海岸における完新世地殼變動と古地震の復元. 横浜国立大学修士論文.
- 山口 勝 (1990) 台灣東海岸における完新世地殼變動と古地震の復元. 日本地理学会予稿集, **38**, 178-179.
- Yu, S.B., Chen, H.Y. and Kou, L.C. (1997) Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, **247**, 41-59.
- (2001年9月26日受付, 2001年12月17日受理)