

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*

太田陽子**

I ま え が き

第四紀地殻変動についてのシンポジウムにおいて、筆者の分担課題は「段丘地形と第四紀地殻変動」であった。しかし、この題目に含まれる内容は非常に広汎にわたっており、地殻変動は各種の段丘地形の形成にも、変形にも大きい意義をもっている。筆者にはそれについてのあらゆる問題を限られた発表時間、頁数でまとめることはむずかしい。そこで、本稿では、考察対象を、旧汀線の変形から知られる第四紀後期の地殻変動のみに限定し、その様式、第四紀全体の地殻変動との関係ならびにそれらの地域的变化、および地殻変動の速さ、などに関する若干の検討と考察を行なうことにしたい。

旧汀線をとりあげた理由は、いうまでもないことであるが、これが過去の海面を示しており、またその位置の認定・高度の測定がかなりの精度で行なえるので、旧汀線の対比さえ正しいならば、他の地形を利用するよりも形成後の変形を比較的正確に把握できるからである。その際に、個々の地域での段丘の認定・対比・発達史などの検討は基本的な資料として大切であるが、それらについては引用文献または別の機会での考察にゆずり、ここでは個別的な記載を省略して総括的にまとめることにする。以下にのべることは単なる

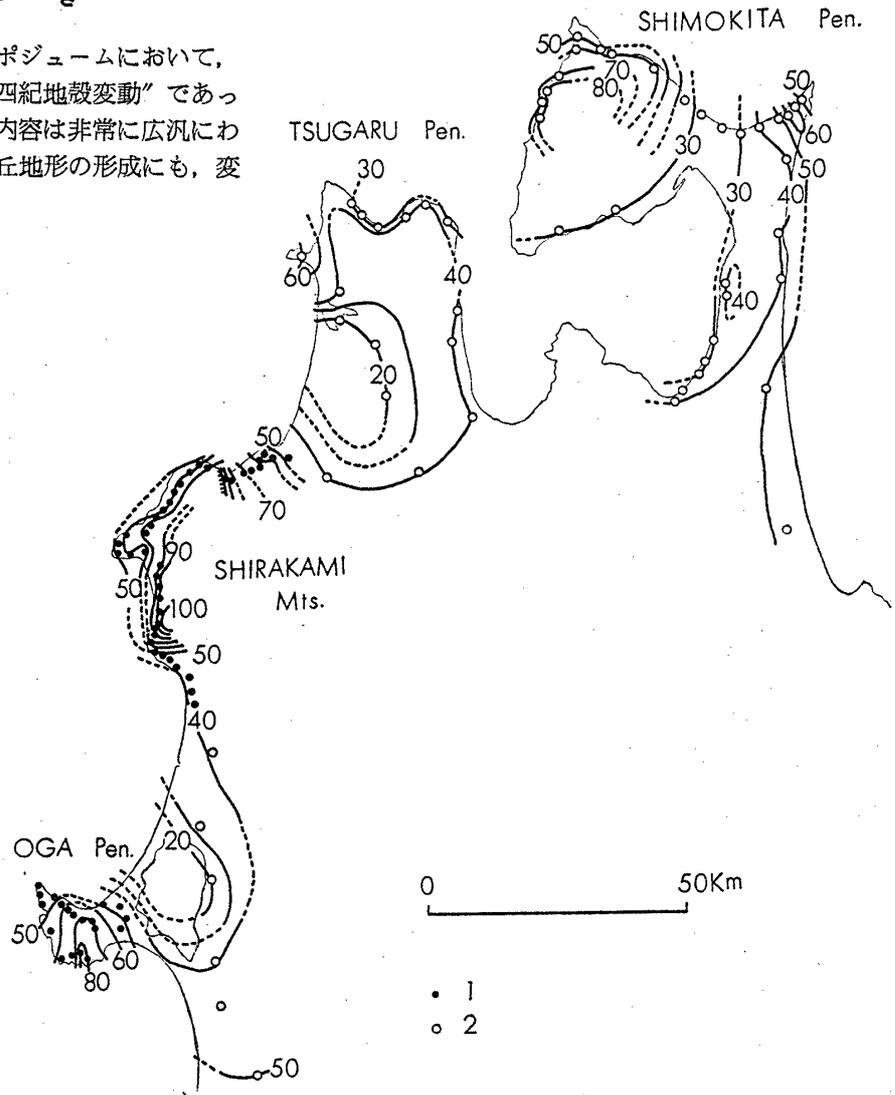


Fig.1 Deformation of the Monastirian (Shimosueyoshi) shoreline in the northeastern part of Honshu.

(Shoreline altitudes indicated in meter; contour interval is 10m.)

1. Obtained by actual measurement.
2. Obtained from the literatures and map reading.

推論あるいは問題の指摘にすぎないかもしれないが、それらに関して多くのご批判をよせられることを切望する。

* 1968年4月2日 日本地質学会75周年記念討論会「第四紀地殻変動」で講演
** 横浜国立大学地理学教室

II 旧汀線の变形様式に関する問題

a

Fig. 1 は東北地方北部における下末吉面相当の海成段丘* の旧汀線高度をまとめたものである。白神山地西麓の西津軽地域、男鹿半島については筆者およびその共同研究者の実測値** (O_{TA}, 1966; 須磨, 1967; 桂原, 1968), その他の地域では文献(大矢・市瀬, 1956, 1957; 長谷, 1963; 中川, 1963; 三浦, 1968)および読図による値をもとにして, 旧汀線高度を10mおきの等値線で示した。なお, 筆者らの実測した地域では測定値が非常に多いので***, この図に表現できる程度に測定点を省略してある。

このように, 測定点の密度・測定値の精度は一様ではないので, この図は一つの解釈をあらわすにすぎないけれども, 一応下末吉期以降における地殻変動の様式の傾向を示すものとみなすことができよう。この図から, 下北半島西部・同東部・津軽半島・西津軽地域および男鹿半島などの地域が, その間の田名部平野・津軽平野・能代平野などの地域に対して相対的に上昇傾向にあることが認められる。上昇地域では大部分の場所で旧汀線高度は60~80m, 西津軽では100mをこえるのに対し, その間の地域では20~30mの高度にすぎない。

上述の様式の地殻変動は, 下末吉期以降のみに行なわれたのではないようである。たとえば, 西津軽地域における旧汀線高度をみると Fig. 2 (O_{TA}, 1966) のようになる。これは, 海岸線の一般方向に各時期の旧汀線高度を投影したもので****, 第3段丘が下末吉面に対比できるものと考えられる。なお, 沖積世の形成と思われる第5段丘がほぼ全域にみられるが, 実測値が少ないのでこの図には省略した。この図をみると, 多少の不規則さはある

* 段丘の形成年代の決定, 他地域の段丘との対比を正確に行なつて同時面の認定をすることなどは, 地殻変動を論ずる際に最も大切なことの一つであるが, また非常に難しくもあり, 形成年代を直接決定する資料を得られない場合が多い。本稿においては, 各地域においてもつとも連続して分布する原面の保存のよい段丘で, 沖積世海進に先立つ海進を示すもの, さらに火山灰の分布する地域では, 火山灰におおわれているものを, 下末吉面に対比できるものと認定した。個々の地域での段丘面の時代, 対比についてのくわしい吟味は別の機会にゆずりたい。

** 筆者らの実測値は, 主として, American Paulin System の気圧高度計を用いて 1mまでよみとり, 海面または水準点を利用して1~2時間に1回以上のわりあい 時間に伴う気圧変化の補正を加えたものである。温度の補正は行なっていない。旧汀線の認定・高度の測定の両方を含めて, 誤差はほとんど ±3mの内に入るとみなされる。他の地域の実測のさいも同様である。

*** 大体水平距離500~1000mに1点のわりで測定した。開折が進んでいる場所ではやや測定点が多い。この図には等値線をひくのに必要な程度のものだけを記入してある。個々の測定値は, それぞれの文献を参照されたい。

**** 海岸線の一般方向に旧汀線高度を投影することはよく行なわれる方法であるが, 海岸線の出入の多い地域ではあまり適当な方法とはいえない。そこで, 本稿では平面図に等値線の形で整理したが, ここでは新旧の旧汀線高度の変動状態を比較するために一応この方法を用いる。また, 後に, このような図から旧汀線の变形量を求めて, いろいろな時代についての比較をしているが, いずれもみかけ上の比較であることをことわっておきたい。

が, 第1・第2段丘でも第3段丘と同じ様式の変動を受けており, その変動量は古い段丘ほどやや大きいようである。

男鹿半島においても, 潟西層の堆積面に連続して下末吉期の形成とみなされる第4段丘(桂原, 1968)の変動と同じような形式で, 第3段丘(70~125m)・第5段丘(25~45m)も変形している。

すなわち, Fig. 1に示した地域においては, 海成段丘の旧汀線高度の变形から求められる第四紀後期の地殻変動は, 同じ様式で続いていたとみなすことができよう。このような変動が, 第四紀を通してのそれとどのような関係にあるかを検討してみたい。

Fig. 3 B・Cは, 第四紀地殻変動研究グループ* が作製中の第四紀隆起沈降図**の一部である。Bは地形学的方法によるもので, 第三紀末から第四紀はじめに形成された侵蝕平坦面(形成期が明らかな基準地域から連続性を追跡したもの)の高度を100mごとの等高線で結んだものである。なお, 面形成時の高度の補正はしていない。Cは, 海成の上部鮮新統の分布高度, および試錐資料から求めた海成の更新統と鮮新統との境の深度(いずれも堆積深度の補正はしていない。)を100mおきの等値線で結んだものである。これらは, 厳密に同一期間内の値を連ねたものとはいいがたく, またB・Cの図の絶対値がかなり異なることについては別の機会に再検討したいと思うが, ほぼ第四紀(10⁶年のorder)における隆起・沈降の第1近似(少なくとも様式においては)と考えてよからう。すなわち, 資料の求められない下北半島を除いて, B・C両図から, 津軽半島・白神山地・脊梁山地・男鹿半島の上昇と, 津軽・能代両平野の沈降とが認められ, このような状態は下末吉期の旧汀線の変動様式(Fig. 1)とよく似ている。また, 現在の地形の概形を示す接峯面図*** (Fig. 3 A)と比較しても両者の対応はきわめて顕著である。

すなわち, 本地域では, 海成段丘の变形で示される第四紀後期の地殻変動の様式は, 第四紀隆起沈降量図で示される様式と同じであり, 第四紀を通じて同じ様式の変動が続いていたと解釈される。

b

これと同様なことは北陸地方においても認めることが

* メンバーはつぎの通り。羽島謙三・貝塚英平・成瀬洋・太田陽子・杉村新・吉川虎雄・米倉伸之。

** 上記グループにより, 第四紀地殻変動図の作製が計画され, 一部はすでに公表された(HATORI et al., 1964; KAIZUKA et al., 1966)。さらに資料を追加, 補正しつつ新しい図を現在作製中で, ここに引用したのはその一部である。全体の図を印刷する以前に引用を許されたグループのメンバーに謝意を表したい。

*** 岡山俊雄教授作製の日本全体の接峯面図による。同図の印刷前に, 第四紀地殻変動グループにその使用を許していただいたもので使用引用をお許し下さった同教授に厚く感謝する。

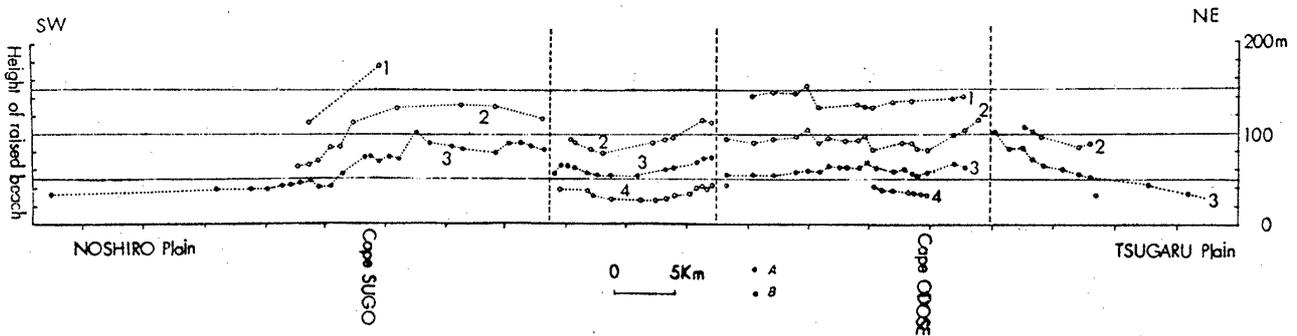


Fig. 2 Distribution of heights of the former shorelines in the piedmont of Shirakami Mountains.

- A. The third (Monastirian) terrace.
- B. Terraces other than A.

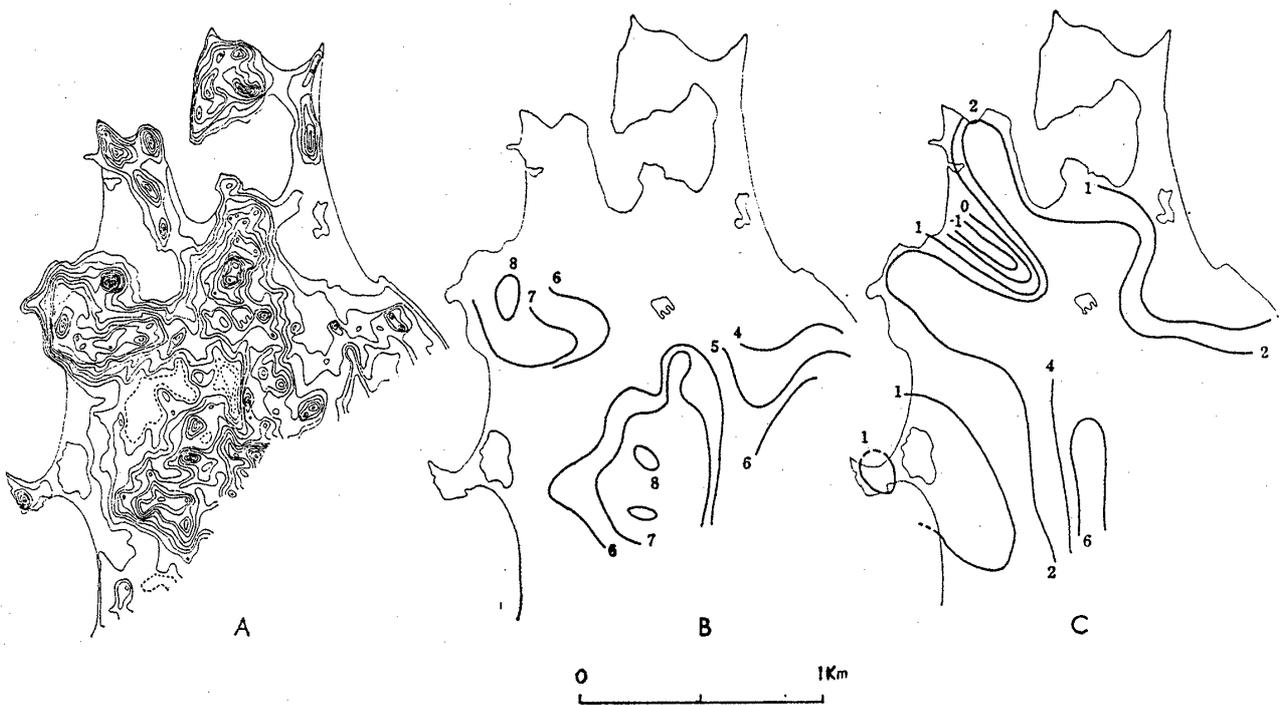


Fig. 3 A. Summit level map (after T. OKAYAMA).
 B. Map of Quaternary uplift by geomorphological method.
 C. Map of Quaternary uplift and subsidence by geological method.
 (Contour interval is 100m in each map.)

できる。Fig. 4はFig. 1と同様にして作製した下末吉期
 期の海成段丘の旧汀線高度分布図である。大佐渡（太
 田，1964）を除くとほとんど実測値がないので，Fig.1
 よりも一そう精度は劣るが，一応下末吉期以降の地殻変
 動の概況を示すものとみなす。この図では，大佐渡・小
 佐渡・邑知瀨の北および南側の地域の上昇と，その間に
 位置する国中平野および邑知瀨地溝部の沈降とが顕著で

ある。そして，このような傾向がその他の時期の段丘に
 もみられることは大佐渡沿岸の例（Fig. 5）に示す通り
 である。すなわち，下末吉期に対比される第4段丘はも
 ちろん，その上位・下位の段丘はいずれも島の中央部
 に向かって高度を増しており，しかも上位の面ほどその傾
 向は著しい。さらに，沖積世の形成である第6段丘にお
 いても，この傾向はわずかながら認められる，

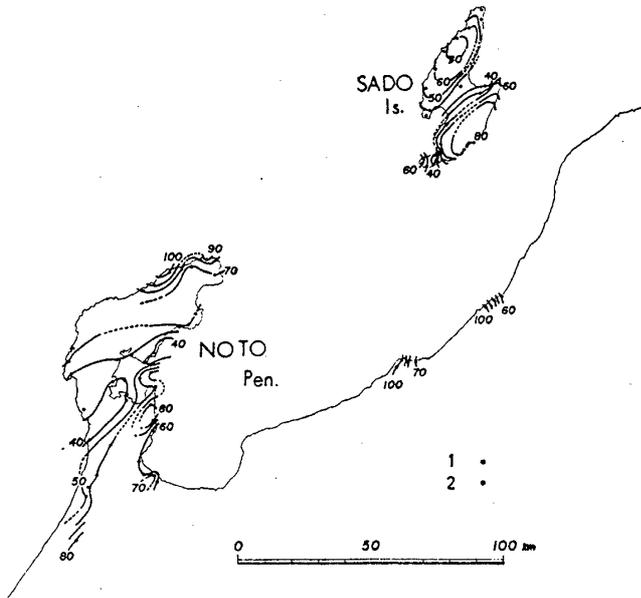


Fig. 4 Deformation of the Monastirian (Shimosueyoshi) shoreline in Hokuriku region. (Shoreline altitudes indicated in meter; contour interval is 10m.)
 1. Obtained by actual measurement.
 2. Obtained from the literatures and map reading.

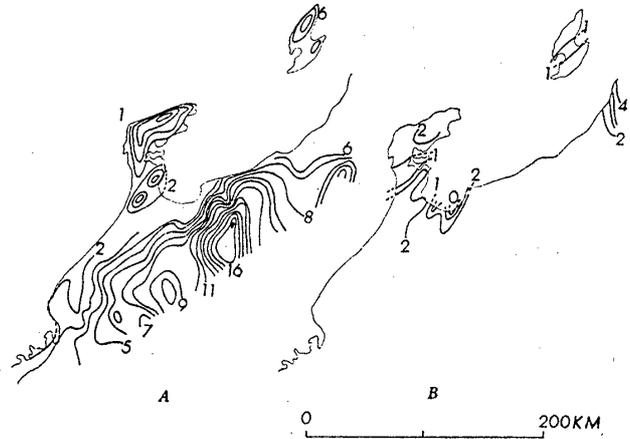


Fig. 6 Quaternary tectonic map of Hokuriku region.

- A. Map of Quaternary uplift by geomorphological method.
- B. Map of Quaternary uplift and subsidence by geological method. (Contour interval is 100m in each map.)

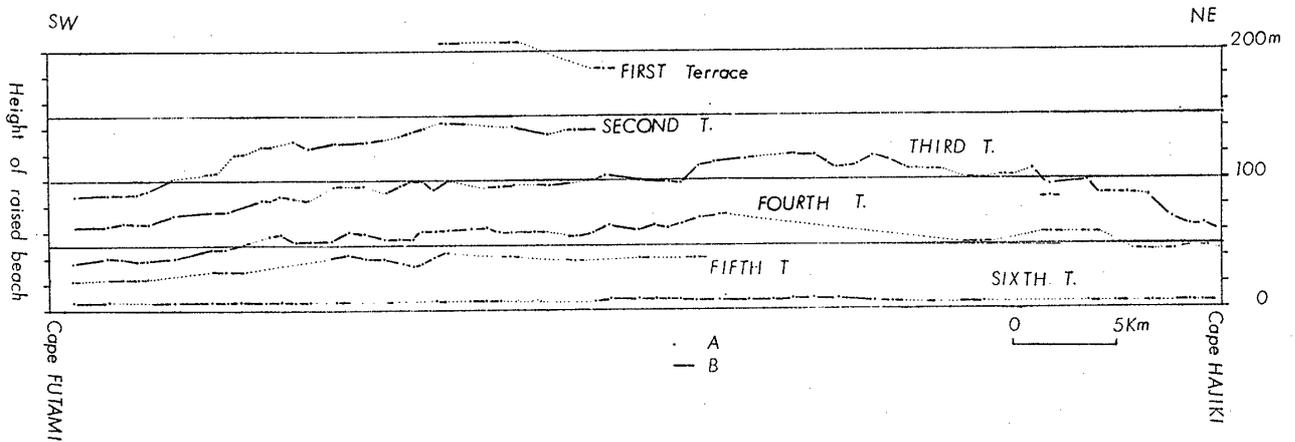


Fig. 5 Distribution of heights of the former shorelines along the west coast of Osado (after O_{TA}, 1964).

- A. points measured
- B. terrace plains

このような傾向を、東北地方におけると同様に第四紀の隆起・沈降量図Fig.6 とくらべることによって、本地域でも第四紀を通じて同じ様式の変動が続いていることは明らかである。

c

つぎに西南日本外帯における場合を検討してみたい。この地域(九州を除く)では、ここ数年間にほとんどの

地域について旧汀線実測値が得られている(吉川・貝塚・太田, 1967; 田島・富永, 1966; 吉川, 1967; 太田, 1967; 米倉, 1968)ので、それらをもとに Fig.7 A を作製した*。この図で示されるように、下末吉期の旧汀線

* 南四国の測定点はきわめて多いのに対し、この図の縮尺が小さいので、大部分の測定点を省いてある。この図の原図は、より大縮尺の地図に測定点をなるべく多く記入し、それにもとづいて等値線をひいたものである。個々の測定値についてはそれぞれの文献を参照されたい。

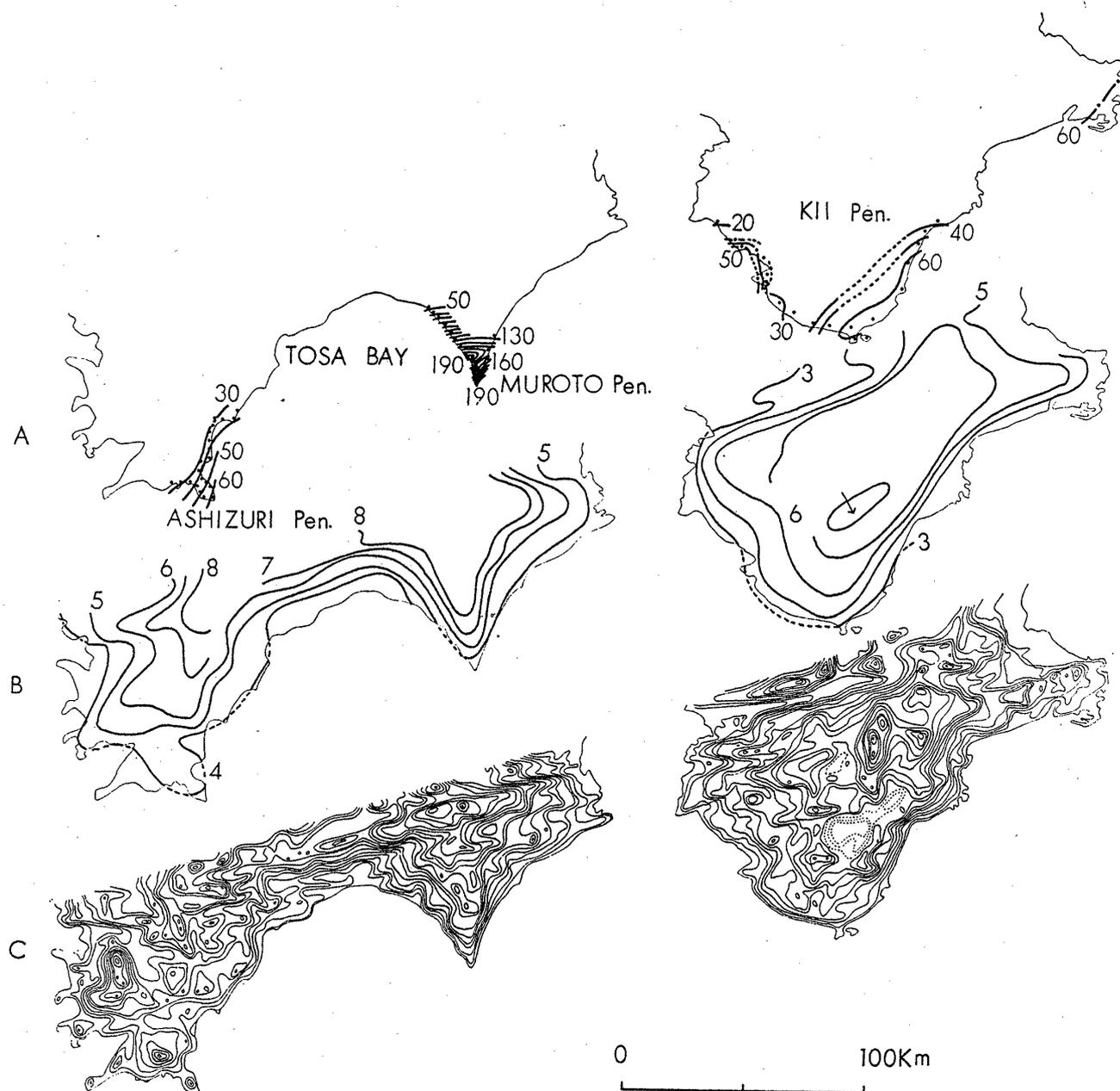


Fig. 7 A. Deformation of the Monastirian (Shimosueyoshi) shoreline in the southern part of Shikoku and Kii Peninsula.

B. Map of Quaternary uplift by geomorphological method.

C. Summit level map (after T. Okayama).

(Contour interval is 10m in A, and 100m in B and C.)

高度は場所によって非常に異なり、とくに、土佐湾北東岸では 200m 近くにも達している。こまかくみると複雑な変位を示す場所も（室戸半島南端付近・紀伊半島西部など）あるが、大まかにいって、どの地域でも南方に突出する岬の方に向かって、高度を増している。このような傾向が、西南日本外帯における大地震時の地殻変動の

様式と同じであることはすでに指摘されている通りである（MIYABE, 1955）。また、下末吉期以前の旧汀線も同様な傾向で、かつ量的にはより大きく変形していることも上述の諸文献で明らかにされている。したがって、本地域でも、前述の 2 地域と同様に、第四紀後期においては現在に至るまで同じ様式の地殻変動が続いていたとみ

なすことができる。

ところで、この地域の第四紀全体の変動は Fig.7 B (地形学的方法による第四紀隆起量図)であらわされる。これによると、山地内部の方が隆起量が大き、海岸側に向かって小さくなっている。このような傾向は接峯面図 (Fig.7 C) で示される地形の概形とも対応している。しかし、東北、北陸地方の場合とは異なって、旧汀線から知られる第四紀後期の変動* とは逆むきの方向を示すことに注目したい。このような現象を、この地域全体の変動様式が第四紀後期になって逆むきになったとみるべきか、また、この地域の南端部だけに、地震活動と関連した新しい変動様式が加わったとみるべきかについては問題が残されているが、東北・北陸地方との差異は明瞭である。

d

以上のように、ここにとりあげた3地域では、どの地域においても、新旧の段丘面が同じ方向へ変形し、しかも古いものほど変形の程度が大きいことから、少なくとも段丘形成期以降(第四紀後期)では同じ様式の地殻変動が続いてきたことが指摘できる (Table 1)**。

しかし、第四紀全体の変動との関係は地域によって異なり、第四紀を通じて同じ様式を示す地域と、後半になって方向が変化した地域とが区別できた。それぞれがどのような地域にあらわれるかを全国的に明らかにし、かつどのような構造的・発達史的意義をもつか、また測地学的方法から知られる現在の変動とどのような関係にあるか、さらに、できるならばそれらの速さの比較をなすこと、などは今後の重要な研究課題の一つといえよう。

このような問題に対する一つの資料として、本州・四国における下末吉期の旧汀線高度を整理してみた (Table 2)***。個々の地域での面の認定・対比にはまだ問題があり、また、資料の精度もさまざまであるが、一応この表から広範囲にわたる地域の汀線高度が概観できよう。下末吉面は、その海面変化史から Riss/Würm 間氷期の Monastirian 海進に対比されているのが普通である。その時期の海面の高さは大体10数mで、世界の他地域のこの時代の旧汀線高度は大体20m以下のことが多い (ZEUNER, 1952)。それに対してわが国では 20~200

* 紀伊半島の場合に東西兩岸の値を内陸にまで延長していることについては問題がありそうである。

** 旧汀線高度を海岸線の一般方向に投影した図を作り、それから、断面などを伴わず一線に傾いている段丘をえらんで、その旧汀線高度の最高点と最低点、および兩者間の投影図上の距離をはかり、それから求めた旧汀線のみかけの平均勾配をあらわした。下末吉面に対比できるのを M1とあらわし、H2, H1の順に古い段丘となる。みかけの勾配は、地域により様々な値をもつが、一地域内では古い段丘ほど値が大きいことは明らかである。表の右端の欄の数字についてはあとで説明する。

*** 1/2,000,000 の地図上に、実測値・文献による値・読図による値と、資料の種類、別に棒グラフで下末吉期の旧汀線高度を表現した。ここには頁数の関係でそれを表にまとめたもののみをのせる。原図は、北海道・九州の資料を加えた上で別の機会に公表する予定である。

Table 1 Degree and rate of shoreline deformation.

Region	Terrace	(A)	(B)	(C)	(D)	
Piedmont district of Shirakami Mts.	M 1	103~ 35	17	4.0	44	
	H 2	108~ 85	4	5.7	47	
	D	M 1	100~ 40	12	5.0	55
		H 2	114~ 64	8	6.2	61
Western coast of Osado	H 1	175~106	7	9.8	66	
	M 1	72~ 36	30	1.2	13	
	H 2	120~ 65	34	1.6	13	
Oga Peninsula	H 1	140~ 90	23	2.2	14	
	M 1	80~ 41	13	3.0	33	
Muroto Peninsula	H 2	120~ 71	13	4.4	36	
	M 1	200~ 60	27	5.2	58	
Ashizuri Peninsula	H 2	265~ 90	27	6.5	63	
	M 1	56~ 30	11	2.4	26	
	H 2	135~ 84	8	6.4	53	

(A) Height of former shoreline (m).

(B) Distance (km).

(C) Degree of deformation ($\frac{(A)}{(B)} \times 10^{-3}$).

(D) Rate of deformation (m/10km/100,000 years).

m, 大部分の場所で数10m以上の値となり、また明らかに連続する一つづきの面でもきわめて変化にとみ、全体としての上昇的傾向と、地域差の大きいことを示している。したがって、いうまでもないことであるが高度のみに重点をおいた対比は非常に危険である。おもにわが国の下末吉面に相当する面の高度が高いことから、これを Monastirian 海進より前の海進にあてようとする考え方があがるが(湊・井尻, 1958, 1966), このような地殻変動を考慮にいれると、現在の段階では賛成しがたい。下末吉海進と沖積世海進との間に顕著な海進が全国的に追跡しうるか否かの吟味と、成瀬(1967)のいうように、海進期についての十分な発達史的吟味・気候変化史との対応などの考察が必要と思われる。

Table 2 Height of the Monastirian (Shimosueyoshi) shoreline in Honsyu and Shikoku, Japan.

Region		Height (m)
Coast of the Pacific Ocean	Shimokita Pen.	80~30
	Piedmont of Kitakami Mts.	80~50
	" " Abukuma Mts.	70~30
	Boso Pen.	130~30
	Miura Pen.	80~40
	Izu Pen.	55~20
	Tokai District	100~15
	Shima Pen.	60
	Kii Pen.	65~20
	Muroto Pen.	200~40
Ashizuri Pen.	60~20	
Coast of the Japan Sea	Tsugaru Pen.	60~30
	Piedmont of Shirakami Mts.	110~30
	Oga Pen.	80~20
	Piedmont of Asahi Mts.	70~35
	Sado Island	80~35
	Piedmont of Hida Mts.	100~60
	Noto Pen.	90~40
	Piedmont of Nyu Mts.	110~40
	Okutango Pen.	40~15
	Shimane Pen.	80~15

高度分布について付言すると、一般に半島部では内海・内湾部よりも段丘がよく連続し*、かつ高度が高く、さらに半島部のみについてみるとその先端部ほど高い傾向があり、段丘の高度分布と現在の海岸線の輪廓とがかなり対応していることも注目に値する。これらについての考察は別の機会にゆずるが、資料の精度を高め、またこの前後の時代の段丘についての資料をも求めてそれらの全国的な分布状態を明らかにし、地殻変動の量・様式・速さなどの地域的・時代的分析を今後試みてゆきたい。

Ⅲ 旧汀線高度と地殻変動の速さに関する問題

さきに、地殻変動の速さということのをのべたが、一般に段丘の形成年代を正確に決められることは稀であるので、速さの資料を求めることはいちじるしく困難であ

* 内湾部、あるいはリアス海岸地帯に全く段丘がかけられているわけではない。とくにリアス海岸の形成期の考察などの関係から、このような所にも散在する小平坦面として海成段丘がみられることが指摘されている(吉川, 1964)。しかし、これに関する資料はまだほとんどなく、また読図からでは認めにくいほど小規模なものが多いので、このような地域での段丘の確認と高度の測定は大部分今後の研究にまたなければならない。

る。そこで、以前は速さに関する考察はほとんど行われなかった。しかし、近年になって、測地学的資料、地形発達史の吟味などから、速さの問題が検討され、第四紀における地殻変動の速さが一様であるという見解も公にされている(貝塚他, 1963; KAIZUKA, 1967; SUGIMURA, 1967)。本稿においても、単なる推論に終るかもしれないが、速さに関する多少の考察を試みたい。

以前に、土佐湾北東岸地域において、測地学的資料と地形学的資料との比較から、この地域の地殻変動は大きな地震を含む1周期の間の運動の積算であって、下末吉面に対比されるM₁面の形成期以降同じ様式と速さの変動が続いていることを明らかにした。さらに、それ以前については必ずしも十分な資料をもたないが、一様な速さの隆起と、海面変化とを組み合わせた結果とH₂面(M₁面のすぐ上位に当る段丘面)の旧汀線高度とが矛盾しないことから、地殻変動の様式と速さの一様性は、少なくともH₂面形成期、すなわち10数万年前まではさかのぼることができると考えた(吉川他, 1964)。

このような前提でつぎの考察を進めてみたい。土佐湾北東岸地域でH₂面とM₁面との高度関係をみると両者は正の相関を示し、その回帰方程式は $H_2 = 1.24M_1 + 23.2$ となる(Fig.8A)。つぎに、この地域と同様な精度でM₁およびH₂面の旧汀線高度が実測されている土佐湾南西岸・西津軽・男鹿半島の4地域で同様なグラフを作ってみるとFig.8 B~Eのようになる。それぞれの地域で下末吉期と考えられる旧汀線の高度を横軸に、H₂面に当たるものを縦軸にとってある。前にものべたように、下末吉面に対比されるかどうかは比較的認定しやすいが、それより古い面をはなれた地域間で対比することは非常にむずかしい。ここでは、下末吉面のすぐ上位にあり、しかも連続性がよく、海進現象が認められる段丘を、一応H₂面に対比されるものとみなすことにする。

Fig.8をみると、土佐湾南西岸地域を除くと、両時期の段丘の高度は場所によってかなり異なっているにもかかわらず、その回帰方程式の勾配は1.3前後と非常に似ていることが注目される。さきの前提、すなわち、土佐湾北東岸地域でH₂面形成期以降の地殻変動の様式・速さがともに一様であること、および各地域での段丘の対比が正しいこと、などが認められるならば、これら3地域でも土佐湾北東岸地域と同様に、H₂面形成期以降の変動の様式・速さが一様であったとみなすことができよう。そして、M₁面形成期を約9万年とみなす(吉川他, 1964)ならばH₂面の形成期は約12万年と推定される。

さらに、H₂面の上位にある面(これを土佐湾北東岸地域の段丘にならってH₁面とよぶ)とM₁面との関係を、実測値の多い西津軽・大佐渡の両地域について求めると、回帰方程式の勾配は前者では1.48、後者では1.43となり、H₂面とM₁面との関係における場合よりも勾

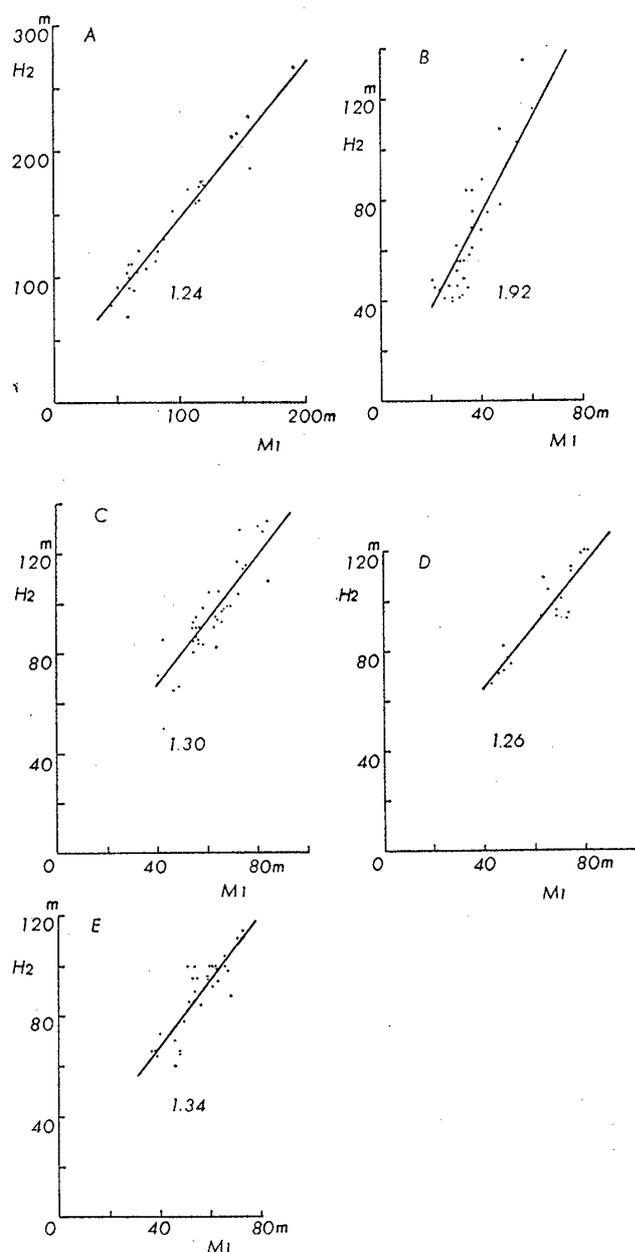


Fig. 8 Correlation between the heights of former shorelines at different periods.

- M₁. Marine terrace of Monastirian stage.
 H₂. Marine terrace one stage earlier than M₁
- Northeastern coast of Tosa Bay (Muroto Peninsula).
 - Southwestern coast of Tosa Bay (Ashizuri Peninsula).
 - Piedmont of Shirakami Mountains
 - Oga Peninsula.
 - Western coast of Osado.

る。このことは、これらの地域では一様な速さと様式の運動がかなり以前にさかのぼる可能性のあることを示すものとして興味深い。

一方土佐湾南西岸地域では、段丘の時代についての推定が正しいとするならば、M₁面形成以降において隆起の速さがそれ以前におけるよりも小さくなったことを示すことになる。

このような関係を、時代を異にする旧汀線が残されている地域すべてについて、またいろいろの時代のもの相互の関係をそれぞれ検討し、その意義を考察することも今後の課題の一つとしたい。

なお、ここに用いた回帰方程式 $ax+b$ の b の値は、H₂面とM₁面との関係の場合には、西津軽14.6、男鹿半島15.2、大佐渡14.1となり、羽越褶曲帯地域ではほとんど一定の値となる。一方、土佐湾北東岸では23.0、同南西岸では-0.9となる。また、H₁面とM₁面との場合には、西津軽53.4、佐渡48.1とやはり羽越褶曲帯での値はよく似ている。 b の値は、2つの時期の間のみかけ上の海面の差(地殻変動と海面変化との複合による)をあらわすのではなからうか。そのさい、海面変化量はどこでも同じ値をもつから、この値の地域差はある地域全体の造陸的な地殻の運動量を反映するものかもしれない。羽越褶曲帯内で一定の値をもつこともこのような観点から考えられないだろうか。この点については今後十分に検討してみたい。

ところで、さきにもふれたように、M₁面の形成期を9万年前として回帰方程式の勾配からH₂面の形成期は約12万年前、H₁面は約15万年と概算されるので、それにもとづいてTable 1の右端に、みかけの汀線の勾配から求めた10kmにつき10万年当りの変動量を示した。さきの前提の上での計算であるから、当然土佐湾南西岸以外の地域ではほぼ一様な値となる。そして、その値の地域ごとの差は、それぞれの地域での変動量の大小を反映していて、この値そのものの地域的分析も必要と思われるが、ここではどの地域でもそのorderが 10^{-3} であること、およびそのような変形の規模が約10~30kmであることに注意したい。

それに対して、信濃川沿岸などでみられる活動褶曲においては、変形量は 10^{-2} または 10^{-1} となり、それに対応する波長は3~1km前後で、波長の大きいものほど変形量が小さい(O_{TA}, 1966)。褶曲運動のさいに波長と変形量とが負の関係をもつことは他の地域でも指摘されている(MATSUDA, 1964; KAIZUKA, 1967)が、このことは、ここで扱ったようなより波長の大きい運動に対しても適用されて、変形量のorderが 10^{-3} より大きくなるということが注目される。

IV む す び

配が急でかつ両地域の値がよく似ていることが注目され

以上のべたことをまとめるとつぎのようになる。1)ここにあげた東北地方北部・北陸・西南日本外帯の3地域では、段丘形成期以降どの地域でもそれぞれ同じ様式の地殻変動が続いている。2)しかし、そのような変動が、第四紀全体の変動様式と同じである場所と相反する場所とがある。3)西津軽・佐渡・男鹿・土佐湾北東岸の4か所では、段丘形成期以降での地殻変動の速さも一様であったらしい。4)旧汀線の変形のorderは 10^{-3} であって、それに対応する変形の規模は約10~30kmである。

また、今後問題として残されている点を列記すると、たとえばつぎのようになる。1)個々の段丘面の時代・対比・海面変化史との関係などについての検討。2)日本全体にわたる、またいろいろの時代にわたる旧汀線高度の測定、それらの地域的差異、第四紀全体または現在の変動様式の関係などのような時代的変遷に関する考察。3)内陸地域の変動をどのようにとらえるのかの問題。4)新旧の旧汀線高度の関係を示す回帰方程式のもつ意義の考察と他地域への適用、その地域差の検討、さらに変動の速さの絶対値の追求および第四紀全体ないしは現在の変動の速さとの関係などの考察。

さいごに、本稿をまとめるに当たり種々の御助言、御批判をいただいた貝塚爽平(都立大地理学教室)・杉村新(東大地質学教室)・高野義郎(横浜国大物理学教室)・中村一明(東大地震研究所)・吉川虎雄・米倉伸之(東大地理学教室)、および資料の整理に御協力いただいた須磨重允(都立大大学院)の各氏に、厚く感謝の意を表したい。なお本研究に用いた資料の蒐集においては、その一部を文部省科学研究費(日本における第四紀の海水準変化・日本列島の地形特性に関する研究・地震予知に関する地形地質学的研究)によっていることを付記する。

文 献

- 長谷浩明(1963), 津軽半島の海岸段丘について. 東北地理, vol.15, p.146~152.
- HATORI, K. *et al.* (1964), Quaternary tectonic map of Japan (A preliminary note). 測地学会誌, vol.10, p.111~115.
- 井尻正二・湊正雄(1958, 1966), 日本列島. 221p., 岩波新書.
- 貝塚爽平 他(1963), 日本地形論(上). 地学双書19, p.117~127.
- KAIZUKA, S. *et al.* (1966), Quaternary tectonic map of Japan (the second report). *Quaternaria*, vol. 8, p.289~295.
- KAIZUKA, S. (1967), Rate of folding in the Quaternary and the present. *Geogr Rep. Tokyo Metro. Univ.*, no. 2, p.1~10.
- 桂原直子(1968MS), 男鹿半島の海成段丘と地殻変動, 横浜国大地理科卒業論文.
- MATSUDA, T. (1964), Rate of folding in Late Tertiary and Quaternary in Japan. *Proc. U. S.-Japan Conf. Earthq. Prediction Problems*, p.96~98.
- MIYABE, N. (1955), Vertical earth movement in Nankai District. *Bull. Geogr. Surv. Inst.* vol.4, (3~4), p. 1~14.
- 三浦修(1968), 野辺地付近の海岸段丘. 東北地理, vol. 20, p. 43~50.
- 中川久夫(1963), 青森県の第四系. 青森県地質図説明書, p. 65~92.
- 成瀬洋(1967), 日本の洪積世編年のための資料と二, 三の考察. 第四紀研究, vol. 6, p. 93~100.
- 太田陽子(1964), 大佐渡沿岸の海岸段丘. 地理学評論, vol. 37, p. 226~242.
- OTA, Y. (1966), The crustal movement in the Late Quaternary considered from the deformation of terrace plains in Northeastern Japan. *Proc. 11th Pacific Sci. Congr.*, vol. 10, Physiographic Development of the Pacific Region, p. 18.
- 太田陽子(1967), 土佐湾南西岸の海成段丘と地殻変動. 総合研究日本列島の地形特性に関する研究昭和41年度報告書, p. 74~75.
- 大矢雅彦・市瀬由自(1956, 1957), 下北半島北東部の海岸地形, 同第2報. 資源研彙報, no. 41, p. 16~28; nos. 43~44, p. 113~128.
- SUGIMURA, A. (1967), Uniform rates and duration period of Quaternary earth movements in Japan. *Jour. Geoscience, Osaka City Univ.*, vol.10, p.25~35.
- 須磨重允(1967MS), 西津軽地方の海成段丘について. 横浜国大地理科卒業論文.
- 田島秀雄・富永民雄(1966MS), 紀伊半島南部における海岸段丘と地殻変動. 横浜国大地理科卒業論文.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子(1964), 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理学評論, vol. 37, p.627~648.
- 吉川虎雄(1964), 日本のリアス海岸. 第四紀研究, vol. 3, p.290~296.
- 吉川虎雄(1967), 四国東部の海岸段丘と地殻変動. 総合研究日本列島の地形特性に関する研究昭和41年度報告書, p.73~74.
- 米倉伸之(1968), 紀伊半島南部の海岸段丘と地殻変動. 地学雑誌, vol. 77, p.1~23.
- ZEUNER, F. E. (1952), Pleistocene shorelines. *Geol. Runds*, vol. 42, p.39~50.

Deformed Shorelines and Late Quaternary Crustal**Movements in Japan**Yoko O_{TA}

(Abstract)

In this paper, the writer attempts to make clear the mode of the crustal movements based on the deformed shorelines of the Monastirian age or others, and gives some consideration on the mode and rate of crustal movement during the Quaternary. Three examples of shoreline deformation in Japan (Figs. 1, 2, 4, 5, and 7A) show that the crustal movements during the Late Quaternary have continued with its own mode in each region since the formation of the oldest terrace. In northeastern Japan, such a mode is similar to that of the whole Quaternary movement indicated by the Quaternary tectonic map

or summit level map (Figs. 3 and 6), while in southwestern Japan, the mode found in the Late Quaternary movement and that of the whole Quaternary contradict each other (Figs. 7 A, B, and C). It seems that the rate of upheaval has also been uniform through the terrace formation period during the Late Quaternary with the exception of the southwestern part of Tosa Bay, and that the degree of the shoreline deformation can always be calculated in the order of 10^{-3} and the scope of its deformation covers about 10 - 30 km in length (Fig. 8 and Table 1).