

朝日山地西縁の完新世海成段丘と地殻変動

伊倉久美子* 太田陽子**

Holocene Marine Terraces along the West Coast of the Asahi Mountains, Northern Japan, and their Tectonic Implications

Kumiko IKURA * and Yoko OTA **

Abstract

Well-defined Holocene marine terraces are present continuously along the west coast of the Asahi Mountains. This area faces the Sea of Japan and is located east of the epicenter of the 1964 Niigata earthquake, which caused an uplift with considerable westward tilting of Awashima Island, located west of the epicenter. In contrast, the study area subsided at the time of the destructive 1964 earthquake, although the presence of Holocene and stage 5e or other marine terraces record the long-term uplift during the late Quaternary of this area (Ota, 1971). This paper describes the nature and the age of Holocene terraces, which had not been studied in detail, and discusses the uplift pattern and its tectonic significance.

The Holocene marine terrace here is usually wave-cut platform with few beach deposits. At large river mouths, however, there are relatively wide and flat valley bottom plains, burying drowned valleys, and separated by sand dunes from the present beach. Radiocarbon age from the bottom of terrestrial deposits on marine deposits is 6.4 ka or slightly younger, and indicates that the emergence of Holocene terrace took place *ca.* 6 ka. The former shoreline height of the Holocene terrace ranges from 8 m to 4 m. Thus, the maximum uplift rate reaches 1.3 m/ka, which is larger than the uplift rate deduced from the M1 (stage 5e) terrace. The Holocene terrace is subdivided into two on the southern part of the Budo Mountains, where the uplift rate of M1 terrace is the maximum. The late Quaternary uplift of this area, deduced from marine terraces, is discordant with coseismic subsidence caused by the 1964 Niigata earthquake. This means that the uplift of this study area is not caused by seismogenetic fault for the 1964 earthquake. We cannot find the specific onshore active fault within or at both sides of the Budo Mountains and the Maya Mountains that was responsible for the coastal uplift. To interpret such a long-term uplift of the coastal area, we need to assume that offshore reverse active fault dipping eastward is repeatedly activated. Establishing the exact location, nature, and length of offshore faults is important to interpret the coastal uplift of this area.

Key words : Asahi Mountains , Holocene marine terrace , 1964 Niigata earthquake , long-term uplift , causative fault for land uplift

キーワード : 朝日山地 , 完新世海成段丘 , 1964 年新潟地震 , 長期の地殻変動 , 起震断層

* 横浜市総務局

** 横浜国立大学名誉教授

* General Affairs Bureau, City of Yokohama

** Prof. Emeritus, Yokohama National University

I. 目的および調査地域概要

山形・新潟両県にまたがる朝日山地西縁の長さ約 50 km の海岸地域には、最終間氷期最盛期（酸素同位体ステージ 5e）に対比される M1 面およびそれ以前の高位段丘面群（H 面群）が発達する（太田, 1971）。したがって、長期的にみれば隆起が続いた地域である。調査地域は 1964 年の新潟地震の震源に本州でもっとも近くに位置するが、地震の際、対岸の粟島では隆起した（中村ほか, 1964）にもかかわらず、調査地域ではわずかに沈降した（茂木, 1964）。このように地形的証拠から推定される長期の変動様式と地震時の変動様式との間には違いが見られる。したがって、調査地域の地殻変動様式を解明するには、更新世後期の海成段丘から推定される 10 万年スケールの変動と、歴史地震から推定される 100 年スケールの変動の間をうめる 1000 年スケールの変動を知る必要がある。

調査地域の完新世段丘については、太田（1971）がその存在を指摘し、その旧汀線高度は約 10 m と記載しているが、高度や堆積物に関して詳しい調査が行われていなかった。

そこで、本研究は、朝日山地西縁地域の完新世段丘の精査を行い、過去約 6000 年間の地殻変動を明らかにし、長期的な変動と地震時の変動との関係について考察することを目的とする。

朝日山地は、海岸部において北の摩耶山地と南の蒲萄山地^{ぶどう}とに分かれる（図 1）。摩耶山地は、高度約 500 ~ 700 m で北北東 ~ 南南西方向の長軸を持つが、それと交差する谷によって山地が分断されている。海岸部では、主に新第三系およびそれを貫く火山岩類からなる（新保, 1960; 新潟県, 1989）。その南の蒲萄山地は、主に花崗岩類からなり、高度は約 850 m に達し、北北東 ~ 南南西方向の長軸を持つ。分水界が東に片寄っており、東が急で西が緩やかな非対称な断面を持つ。水準点の改測の結果から、西への傾動が指摘されている（岡田・井筒屋, 1964; 河内, 1992; 河内・大木, 1997）。

II. 調査方法

縮尺約 4 万分の 1, 2 万分の 1, および 1 万分の 1 の空中写真判読により地形分類図を作成し、それを用いて現地において段丘地形や構成層の観察を行い、地形分類図の確認・修正を行った。完新世段丘については、ハンドレベルおよびオートレベルを用いて断面測量をした。測量結果は、鼠ヶ関の潮位とあわせて補正した。実測できなかった地点では、自治体発行の大縮尺（1/2000, 1/2500, 1/5000）地図を用いて段丘断面図を作成した。また、既存のボーリング柱状図を収集するとともに、ハンドオーガーによる掘削調査と、機械ボーリングを行い、構成層の観察を行った。さらに、有機物を含む堆積物から年代測定試料を採取し、¹⁴C 年代の測定を行った。¹⁴C 年代測定値については、以下の本文中ではコンベンショナル年代のみを記載する（詳しくは表 1 に示す）。

III. 完新世段丘の分布・形態および構成層

完新世段丘（L 面）は、上位の M1 面（時に M2 面や H3 面）と比高の大きな旧海食崖をもって境され、海岸線を縁取ってほぼ全域に最大幅 420 m で分布する。旧汀線高度は 4 ~ 8 m で、河川沿いに上流まで河成段丘として追跡できる場合もある。一部の地域において 2 面に細分されている。

調査地域を、蒲萄山地南部沿岸地区、蒲萄山地北部沿岸地区、摩耶山地沿岸地区の 3 地区に分け、段丘の発達の良い南部から以下に記載する。

1) 蒲萄山地沿岸南部

本地区（図 2A）では、調査地域の中でもっとも L 面の幅が広く（最大で約 420 m）、連続性も良い。L 面の末端には砂丘が発達し、柏尾では砂堆が海岸線と平行に 2 列分布し（図 3, 図 4）、馬下から早川の間で 2 面（L1, L2 面）に細分される（図 4, 図 5）。L1 面, L2 面の旧汀線高度はそれぞれ 5.0 ~ 7.7 m, 3.6 ~ 8.0 m である。馬下周辺に分布する花崗岩からなるスタックにはベンチが刻まれており（図 5）、その高度は約 3.5 m で L2 面に対比できる。柏尾の段丘内縁には幅 3 ~ 4 m のノッチがあり（図 3）、その高度は 5 m で、L1 面の旧汀

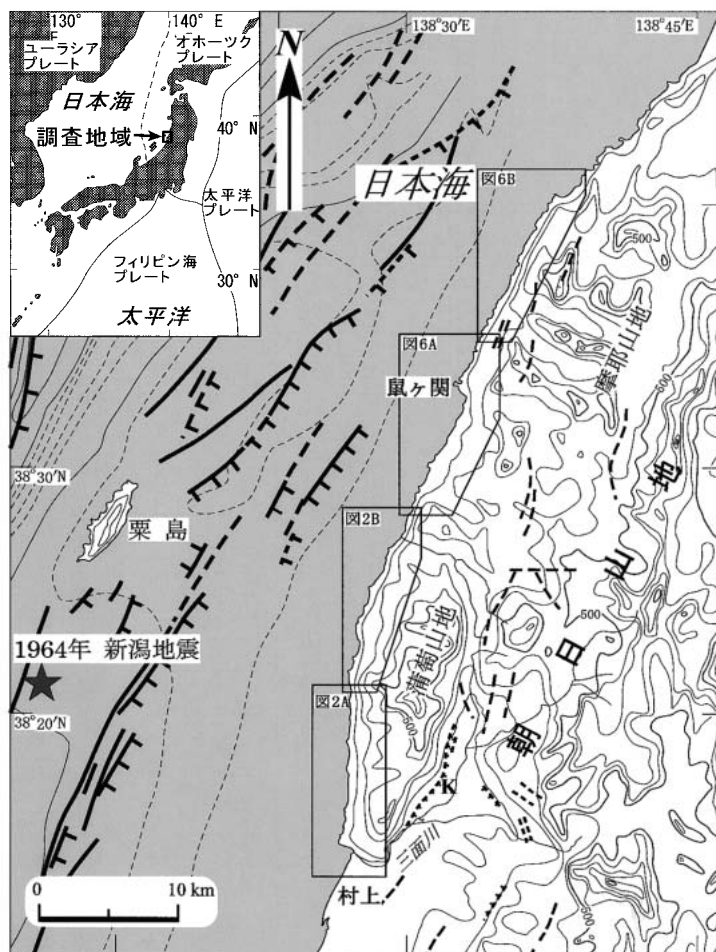


図 1 調査地域の地形の概略。

陸上の等高線は 20 万分の 1 地勢図の等高線上で幅 1 km 以下の谷を埋めたもの。陸上の活断層は活断層研究会 (1991) による。海域の地形と断層は岡村ほか (1994) による図を単純化したもの。左上の挿入図は日本列島のテクトニックセッティングのあらましを示す。

Fig. 1 General features of the area studied.

Onshore contours are from a 1/200000 scale map, burying valleys less than 1 km wide. Onshore active faults are from Active Fault Research Group (1991). Offshore contours and faults are simplified from Okamura *et al.* (1994). The inset indicates tectonic setting of the area studied.

線を示すと考えられる。

既存のボーリング資料によると、吉浦-柏尾間では、段丘構成層は粗砂で、地表下 5 m (標高 0 m) に基盤が現れる。ハンドボーリングによると、柏尾、間島では、厚さ 5 m 以上の粗砂層があるが、

海成層であるかどうかの確認ができなかった。

2) 蒲萄山地沿岸北部

本地区 (図 2B) では山地が海に迫り、狭い L 面 (幅 150 m 以下) が断片的に分布する。L 面の内縁と背後の急崖との境は非常に明瞭で、旧汀線高度

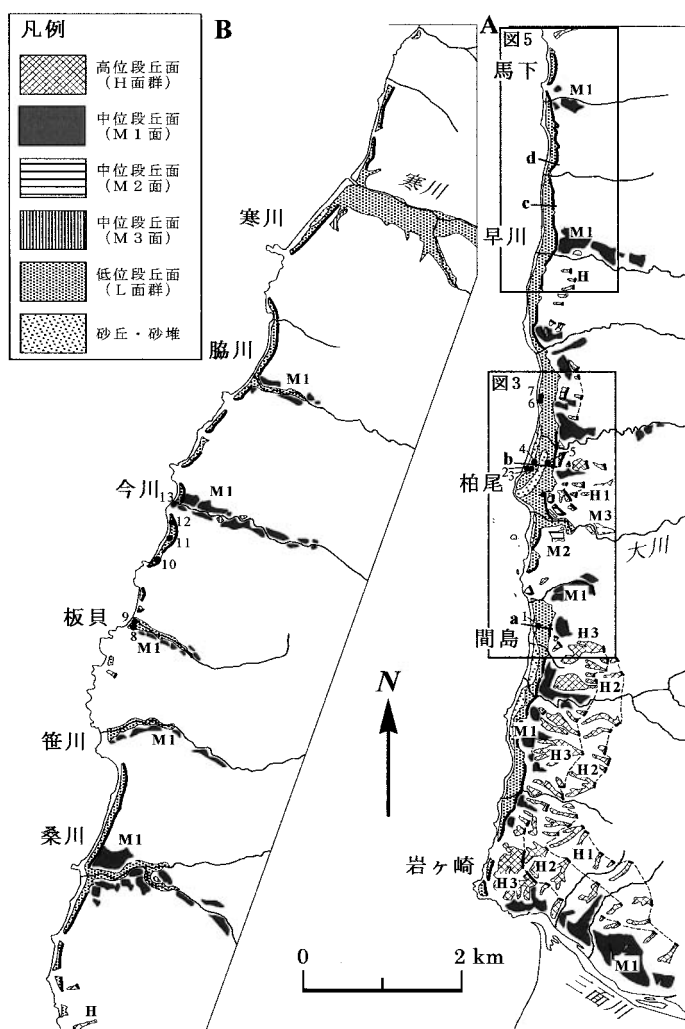


図 2 蒲萄山地西縁に沿う海成段丘分布図。
A: 南部, B: 北部。この図に示した凡例は以下の図でも共通。

Fig. 2 Maps showing terrace distribution along the western coast of the Budo Mountains.
A: southern part and B: northern part. Legends in these figures are commonly used for other terrace maps.

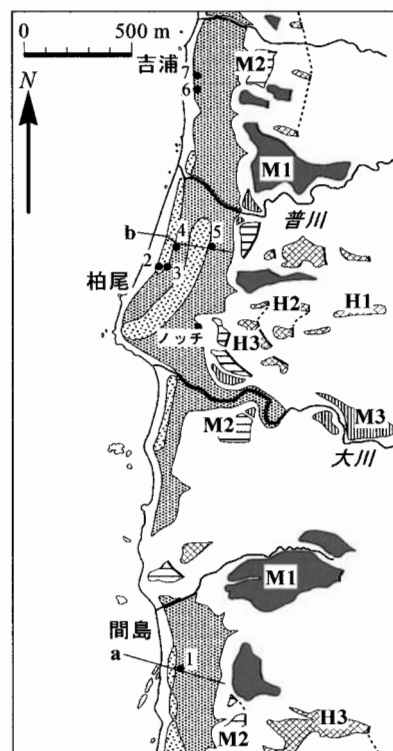


図 3 柏尾地域の詳細図。
位置は図 2 参照。黒丸はボーリング地点。

Fig. 3 Detailed map of the Kashio area.
See Fig. 2 for the location. Solid circles represent boring sites.

は 5 ~ 6 m である。また、今川および板貝の南の花崗岩からなるスタックには離水ベンチが発達し、その高度は約 6 m である。

今川および板貝でのボーリング資料によると、地表下約 5 ~ 6 m (標高約 1.5 ~ 0 m) に基盤が現れ、その上に径 1 cm 程度の円礫を含む淘汰の良

い粗砂層が約 5 m あり、これが L 面を構成する海成層と思われる。

3) 摩耶山地沿岸地域

本地区には、内縁位置が明瞭な幅の狭い L 面 (幅 200 m 以下) が連続する (図 6A, B)。L 面の旧汀線高度は 5 ~ 7 m で、小波渡や鈴のスタックに

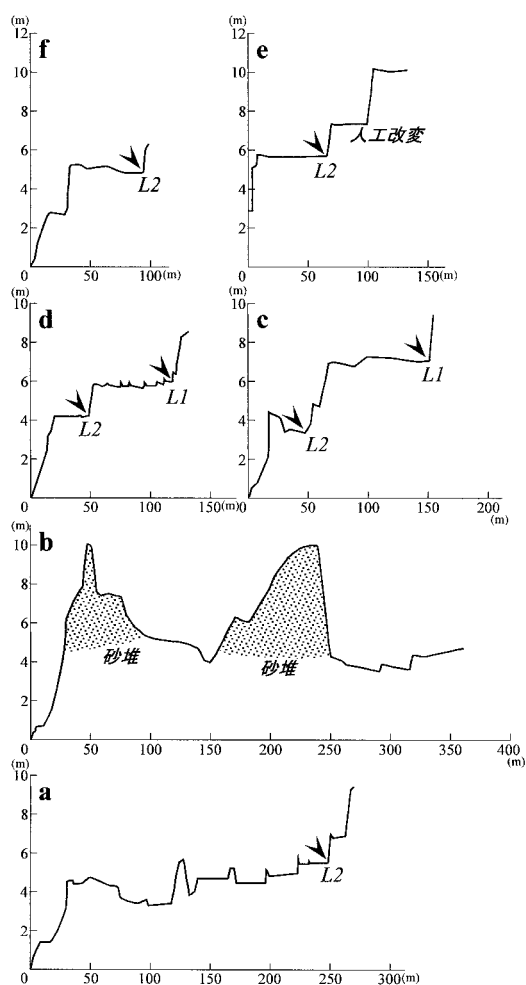


図 4 完新世海成段丘をきる横断面図．位置は図 2 および図 6 に示されている．矢印は旧汀線的位置．

Fig. 4 Topographic profiles across Holocene marine terraces. Location of the profiles is shown in Figs. 2 and 6. Arrows indicate the former shoreline angle.

は、内縁高度 6 m のベンチが刻まれている。小波渡の L 面旧汀線高度は 4.9 m である。ボーリング資料によると、基盤の泥岩の上に厚さ 0.3 m の礫層、その上に厚さ 1.9 m の砂層が堆積している(図 8)。

調査地域の L 面は、河川に沿う河成面として河口から 2 ~ 3 km 上流まで追跡できる(例え

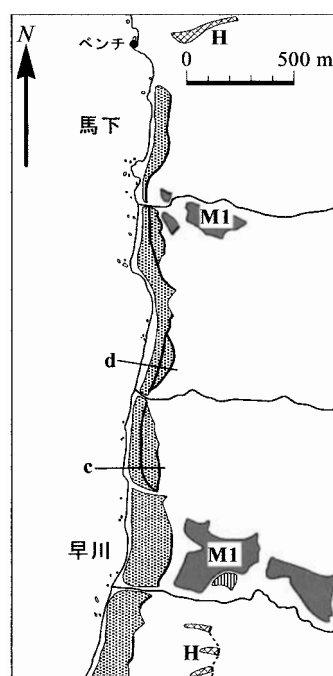


図 5 馬下地域の詳細図．位置は図 2 参照．

Fig. 5 Detailed map of the Maoroshi area. See Fig. 2 for the location.

ば、勝木川、大川、鼠ヶ関川、小国川、温海川、五十川。さらに、碁石、府屋では勾配の緩やかな L 面が溺れ谷状の分布を呈し、L 面形成時に湾入のあったことを示唆している。これらの溺れ谷状の低地(碁石、府屋)では機械およびハンドボーリングによって構成層を検討し、さらに堆積層から年代資料を得た。

碁石の溺れ谷状の L 面上の Loc.14 (図 7, 地表高度 5.9 m)において、ハンドオーガーによる掘削を行った(図 8)。試料が得られたのは標高 0 m までの 5.9 m で、そこでは基盤には達していない。堆積物の上部は粘土およびシルトで、標高 3.9 m 以下は途中に亜角礫層を挟む泥炭または腐植質シルトとなる。砂礫層下位の腐植質シルト最上部(標高 0.93 ~ 0.87 m)の ^{14}C 年代は 5990 ± 40 yr BP (Beta-99530: 表 1) である。これは、碁石における溺れ谷が縄文海進最盛期以前から湿地の環境にあったことを示す。標高 5.65 ~ 4.55 m

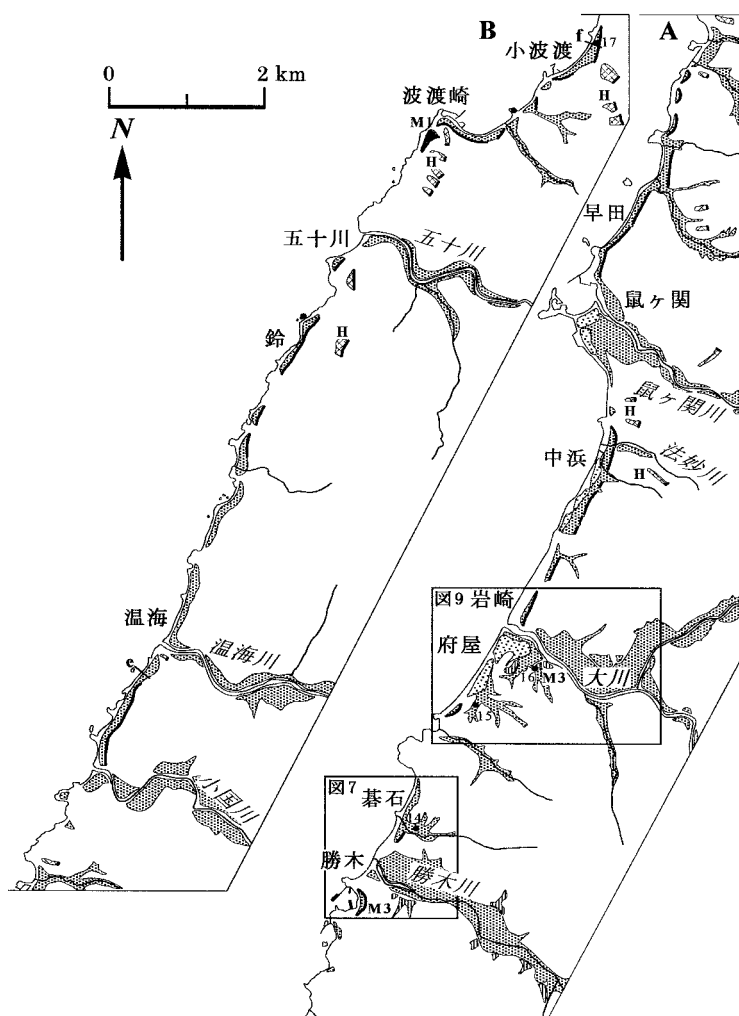


図 6 摩耶山地西縁に沿う海成段丘分布図．A：南部，B：北部．

Fig. 6 Maps showing terrace distribution along the western coast of the Maya Mountains.

A: southern part and B: northern part.

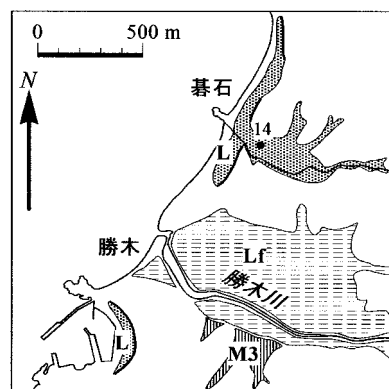


図 7 基石付近の詳細図．
位置は図 6 参照．黒丸はボーリング
地点．Lf は完新世河成段丘．

Fig. 7 Detailed map of the Goishi area.

See Fig. 6 for the location.
Solid circle represents boring site. Lf is fluvial Holocene surface.

の粘土層とシルト層は全体として植物繊維を多く含み、海成層ではない。この地点で海成層を確認することはできなかった。

府屋地区では、L 面は勾配の緩い溺れ谷状の段丘面で、その前面には砂丘（幅 200 m 以下）があり、谷の出口の大部分が閉塞されている。このうちの Loc.15（図 9：地表面高度 12 m）において機械ボーリングを行い、地表下 10 m までの試料を

得た。しかし、基盤には達していない（図 8）。

地表から標高 8.7 m までは耕作土や小礫の混じったシルトや砂となっている。以下、標高 2.8 m まで細砂やシルト層を挟む腐植質シルト層となり、以深は砂層となる。基盤の深度は不明である。腐植質堆積物最下部（標高 2.93 ~ 2.91 m）の木片から 6430 ± 60 yr BP (Beta-116031) というほぼ縄文海進最盛期の年代が、それより上位

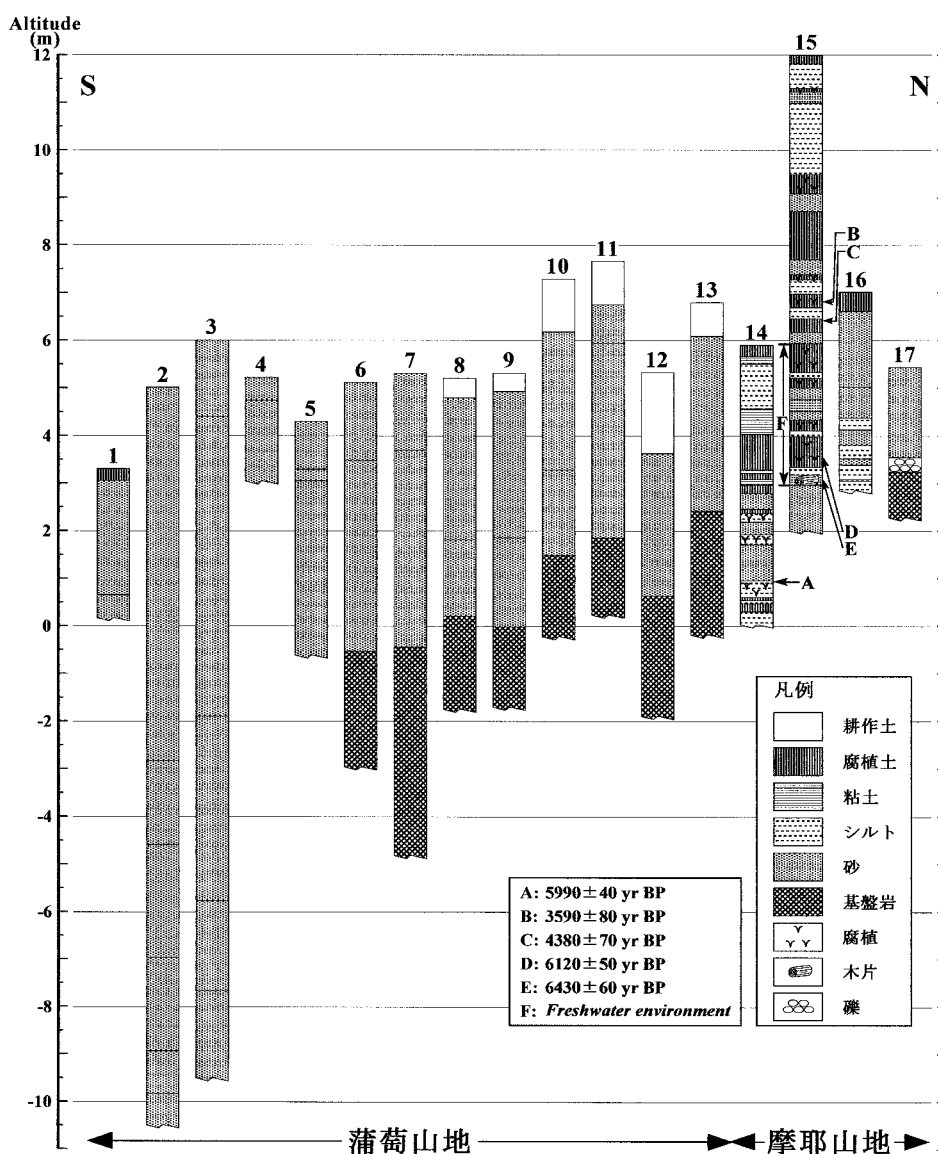


図 8 完新世堆積物の柱状図と ^{14}C 年代。
 ボーリング地点位置は図 2、図 6 参照。地点 4、5、14、15 および 16 は筆者らの調査による。
 他の地点は既存資料による。

Fig. 8 Columnar section of Holocene deposits and their radiocarbon dates.
 See Figs 2 and 6 for the location. Numbers 4, 5, 14, 15 and 16 are by our drilling sites and
 others by pre-existent borehole data.

表 1 碁石地域および府屋地域の ^{14}C 年代測定結果 .
Table 1 Radiocarbon dates of the samples in the Goishi area and the Fuya area.

地点	標高 (m)	試料の種類	整理番号	測定番号	^{14}C age (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil)	同位体分別 補正 ^{14}C age (yr BP)	暦年代 (較正值)
碁石 (Loc.14)	0.93-0.87	腐植土	Geo-3779	Beta-99530	6030 $\pm$ 40	- 27.5	5990 $\pm$ 40	BC4925 to 4825
府屋 (Loc.15)	6.73-6.70	腐植土	Geo-3780	Beta-99531	3640 $\pm$ 80	- 28.3	3590 $\pm$ 80	BC2025 to 1870 BC1830 to 1780
府屋 (Loc.15)	6.37-6.28	腐植土	Geo-3781	Beta-99532	4440 $\pm$ 70	- 28.8	4380 $\pm$ 70	BC3085 to 2905
府屋 (Loc.15)	3.55-3.53	木片	Geo-8150	Beta-116030	6130 $\pm$ 50	- 25.9	6120 $\pm$ 50	BC5070 to 4950
府屋 (Loc.15)	2.93-2.91	木片	Geo-8151	Beta-116031	6470 $\pm$ 60	- 27.4	6430 $\pm$ 60	BC5430 to 5290

^{14}C の半減期は 5568 年を用いた . 誤差は ± 1 sigma .

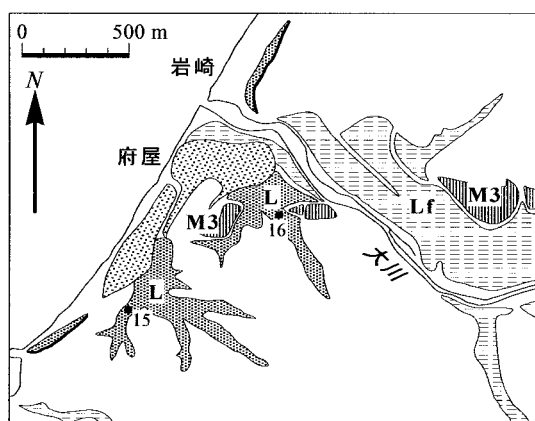


図 9 府屋地域の詳細図 . 位置は図 6 参照 .

Fig. 9 Detailed map of the Fuya area.
See Fig. 6 for the location.

にある腐植質シルト層 (標高 6.73 ~ 6.70 m) から 3590 $\pm$ 80 yr BP (Beta-99531) などの年代が得られ, 上部に向かって年代値は若くなる (表 1)。

本コアの各層について珪藻分析を行った。珪藻はほとんど存在しないが, 5.95 m から 2.8 m 間の腐植質堆積物で淡水性の珪藻があり, 沼沢湿地環境で堆積したことが推測される。標高 2.8 m 以下の砂層は淘汰の良い中粒砂層で, 海成層の可能性が高いが, 海水性の珪藻を確認することができず, 海成層の認定には至らなかった。以上のことを総合すると調査地域は遅くとも年代測定値で 6400 年前には離水していたといえる。

標高 2.8 m が海成層上限と考えると, その高度は必ずしも府屋地区が顕著な隆起地域であることを示してはいない。しかし, 沿岸部の L 面の旧汀線高度が 5 ~ 6 m であることは調査地域が隆起地域であることを示している。海進により沈水した谷が海成堆積物により埋積されていく過程を谷の横断面で考えると, 谷中の中央部と周辺部では, 中央部の方が海成堆積物の上限高度は低くなる可能性があると考えられる。つまり, ボーリング調査を行った Loc.15 は, 谷の中央部に当たり, この谷が埋積されつくす前に海退に転じたため, 海成層の上限高度が低くなったと考えれば説明が付く。また, このボーリング調査地点のある谷は, 前面が砂丘とその下の基盤岩によって出口が閉塞されたようになっており, 比較的早くから閉塞的な環境になっていたと考えられる。

さらに, Loc.16 (地表面高度 7.0 m) でのハンドオーガーによる掘削では, 腐植土の下は標高 4.3 m まで小礫混じりの砂層で, 以下砂層を挟むシルト層となる。このように, シルト層が堆積していることから, 比較的閉塞的な静かな環境であったと思われる。海成層は確認できなかった。

IV . 海成段丘の旧汀線高度からみた地殻変動 およびその要因についての検討

L 面の旧汀線高度は, 蒲萄山地沿岸の南端で約 8 m で, 調査地域北端においては約 5 m である。縄文海進の最盛期である約 6000 年前の調査地域

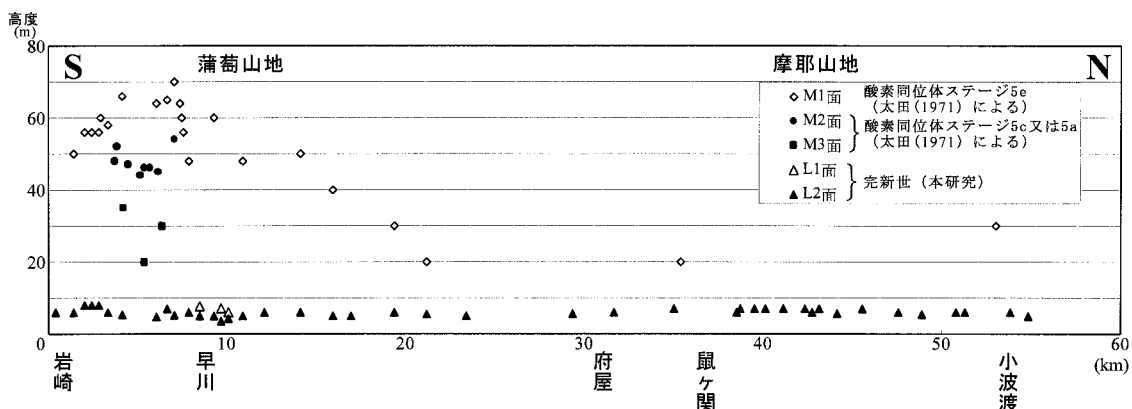


図 10 海岸線に平行な断面に投影した M1, M2, M3 面および完新世段丘の旧汀線高度。M1, M2 面の旧汀線は太田 (1971) による。M3 面 (河成面) の高度は段丘外縁の高度を 2500 分の 1 地形図から読み取った。完新世段丘はすべて実測値。

Fig. 10 Shore parallel plot of the M1 (correlated to marine isotope stage 5e), M2 (probably stage 5c) and M3 terraces and Holocene terrace (L1 and L2).

Data for the M1 and M2 terraces are based on Ota (1971). M3 is a fluvial terrace. Its outer margin height was read from 1/2500 maps. Holocene terrace data are actually measured height.

周辺の海水準高度は、ハイドロアイソスタシーを考慮した計算値によると、現在とほぼ同じ高さであったと考えられている (Chappell, 私信による) ため、上記の旧汀線高度から、調査地域が最近約 6000 年にも隆起したことは確かである。その高度変化は連続的で、両山地が別個の変動を示すということはない。しかし、蒲萄山地沿岸南部では段丘面が細分されているところや、海岸線と平行に砂堆が 2 列並ぶところがある。このことは、完新世において間欠的な隆起 (おそらく地震隆起) があった可能性を示唆する。

地殻変動の地域差を明らかにするために、M1 面と L 面の旧汀線高度を海岸線の一般方向に投影した (図 10)。更新世段丘の分類と高度については、太田 (1971) によるが、ここに簡単に記載する。調査地域の更新世段丘は、大きく H 面と M 面に分かれる。H 面は全地域に分布するが、蒲萄山地南部地域で発達がよく、3 面 (H1, H2, H3) に分類できる。旧汀線高度は、H1 面で 170 ~ 150 m, H2 面で 140 ~ 120 m, H3 面で 100 ~ 90 m となっている。そのほかの地域の H 面については、それぞれが H 面群のどの面に相当するか

は不明であるが、高度は 110 ~ 80 m である。

M 面は全地域に分布し、蒲萄山地南部地域で発達が良く、M1 ~ M3 面の 3 面に分類される。その中でもっとも発達の良い M1 面は H 面群と比高の高い崖で境され、河川沿いでは上流に入り組んでおり、段丘堆積物は谷埋め性の厚い砂礫層が見られることから、最終間氷期最盛期 (酸素同位体ステージ 5e) に形成されたと推定される。旧汀線高度は 70 ~ 20 m である。M2 面は主に蒲萄山地沿岸地域南部に分布する海成段丘で、旧汀線高度は 54 ~ 44 m である。M3 面は河成段丘で、段丘末端の高度は約 30 ~ 20 m である。L 面との比較においては、連続性の良い M1 面を取り上げる。M1 面が河成段丘としてのみ残っている地点においてはもっとも河口に近い点の高度を採用した。

M1 面の高度は、太田 (1971) で指摘されているように、蒲萄山地の地形と調和的である。

L1 面の旧汀線高度に顕著な地域差は見られなかったが、M1 面の高度が最大値を示す蒲萄山地南部地域で完新世段丘の発達が良く、一部で細分化されていることは、完新世においても同様の地殻変動が継続してきたことを表している可能性が

ある。

M1 面から求められる平均隆起速度は、形成年代を酸素同位体ステージ 5e (125000 年前)、当時の古海面高度を + 6 m とすると、最大約 0.5 m/ka となる。日本海東縁の地域で同様にして求められる最大平均隆起速度は、奥尻島で 1.0 m/ka (宮浦, 1975), 西津軽で 0.7 m/ka (宮内, 1988), 男鹿半島で 0.9 m/ka (宮内・山下, 2001), 佐渡で 0.8 m/ka (田村, 1979), 粟島で 0.5 m/ka (太田ほか, 1988), 能登半島で 0.8 m/ka (太田・平川, 1979) となり、調査地域は日本海東縁の他地域に比べても隆起速度は決して小さくない。また、完新世段丘から推定される平均隆起速度は、最大約 1.3 m/ka となり、見かけ上隆起速度が加速していることが認められる。このように、調査地域は少なくとも第四紀後期には隆起傾向にある。

しかし、調査地域は 1964 年新潟地震の際に約 20 cm 沈降しており、地形から推定した地殻変動と歴史地震時に生じた変動が逆の方向を示している。このような長期的な地殻変動と地震時の変動との関係について検討してみる。

河内・大木 (1997) は明治からの水準測量のデータを解析し、蒲萄山地が地震時に沈降、その間は隆起しながら西へ傾動しているとした。また、1833 年の庄内沖地震を新潟地震と同一領域を震源として反復した地震と仮定して隆起速度を求め、地震時の沈降量を含めて、海岸部の鼠ヶ関で最大 1.1 mm/yr と見積もっている。鼠ヶ関付近の L 面の旧汀線高度から求めた隆起速度は 0.8 m/ka で河内・大木 (1997) で求めている値とほぼ同じになり、調査地域に海成段丘ができるのは地震間の継続的な隆起運動である可能性もある。

また、鷺谷 (2002) は 1894 年～1995 年の水準測量の結果から、柏崎を不動とした場合の 1894 年以降の上下変動を求め、村上から酒田の間では、新潟地震時には最大 20 cm 沈降しているが、非地震時には年間 2～3 mm 程度隆起していることを指摘し、定常的な変形の半分以上は非地震性であり、塑性変形が生じている可能性が高いとしている。一方で、潮位データを見ると、鼠ヶ関が最近 20 年程沈降傾向にあることも指摘し、今後の解

析・検討が必要であるとしている。

しかし、一方で上記のように完新世段丘は細分され、砂堆が 2 列あるところも存在している。完新世段丘の細分化は日本海東縁地域の西津軽 (八木・吉川, 1988) や粟島 (太田ほか, 1988) などでも間欠的な隆起の証拠であるとされている。したがって、地震時に沈降し、地震間に隆起するという変動以外の間欠的な変動の可能性を調査地域でも考える必要がある。

まず、蒲萄山地の西への傾動という点を考慮して、調査地域を隆起させた可能性のある活断層を検討した。活断層研究会 (1991) は蒲萄山地背後、三面川が形成する沖積面と山地との境にそって、虚空蔵山東方断層 (確実度 II, 活動度 B, 図 1 の K) を記載している。この断層は、丘陵上の逆向き低断層崖や斜面の高度不連続により、西上がりの断層とされている。この断層について、再度空中写真判読を試みたが、明瞭な断層崖または沖積面の変形など、第四紀後期の活動を直接示す変動地形は認められなかった。したがって、本断層を、海岸地域を隆起させる起震断層とすることはできない。

山地の概形からは西下がりの傾動が推定されるが、現在の海岸部の隆起を説明するのには、山地の西側 (沖合) に逆断層があるという可能性もある。例えば日本海東縁に位置する佐渡島は、大佐渡・小佐渡それぞれが調査地域と同様に、地形の概形から西への傾動が推定されるが、海成段丘から推定される変動は東への傾動となっており、変動様式が第四紀中～後期に変化している。海成段丘から推定される変動の要因として、小佐渡では海成段丘面を変位させる国中南断層、大佐渡では外海府断層があげられている (太田, 1987; 太田ほか 1992)。これらの断層はいずれも内陸隆起の逆断層であった。調査地域についても、同様に山地西側沖合に逆断層があり、それによって海岸地域が隆起した可能性も考えられる。

海底については、新潟地震の際の起震断層を Abe (1975) は西北西傾斜の高角逆断層とし、Satake and Abe (1983) は東南東傾斜の低角逆断層としており、異なる見解が出されていた。岡

村ほか(1994)は音波探査により新潟沖大陸棚の活断層構造について調査し、粟島周辺について2列の北東-南西方向の背斜構造が発達し、その背斜の東翼は主に北東-南西方向の高角逆断層群(西上がり)によって切られているとしている。これらの逆断層は粟島隆起帯の成長と関係し、新潟地震の起震断層も同様に西上りの高角逆断層であったとしている。しかし、調査地域と粟島隆起帯との間には、活断層は図示されていない(活断層研究会, 1991)。また、朝日山地西縁部を隆起させるような歴史地震も知られておらず、日本海東縁の海底に関する最近の資料をまとめた岡村・加藤(2002)も、朝日山地西縁部沿岸大陸棚上には活断層を認めていない。このように、朝日山地西縁の海岸部を隆起させる要因としての東上がり逆断層はまだ認められていない。これは、海岸付近の浅海での調査がまだ十分に行われていないことによとも考えられるが、上記の推定される活断層の存在は、今後の調査課題となろう。

以上のように、調査地域は、地形学的証拠や測地学的証拠からみて、隆起地域であることは確実である。隆起させる原因について、沖合の東上りの逆断層を推定するのが妥当であると考えが、確証を得ることはできなかった。

V. ま と め

調査地域には酸素同位体ステージ 5e に当たる海成段丘面(M1面)およびそれ以前の海成段丘面群(H面群)が存在することに加えて、完新世段丘(L面)の発達が顕著であり、長期的には隆起が卓越する地域である。L面構成層最下部から約6400年前という年代値が得られ、L面が縄文海進に伴って形成されたものであることが確かめられた。L面の旧汀線高度は8~4mで、M1面の旧汀線高度がもっとも高いところではL面の発達が良く、一部で2面に細分される。このことは、間欠的な離水、おそらく地震隆起が完新世にも生じたことを示唆するが、その分布が局地的で、かつ隆起の時期を特定することはできなかった。長期的にみた調査地域の地殻変動は、1964年新潟地震時の変位とは明らかに逆の傾向であり、この隆

起を説明するためには、新潟地震の震源断層とは異なる東上りの逆断層を想定する必要がある、今後このような断層を確認するための調査が重要である。

謝 辞

本研究の機械ボーリング、 ^{14}C 年代測定、および現地調査の一部は、平成8年度科学技術庁振興調査費「日本海東縁地域における地震発生ポテンシャルに関する研究」(代表者、太田陽子)による。本研究では、特に海岸隆起をおこす原因となった断層について、産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門岡村行信氏、同活断層研究センター佐竹健治氏に貴重なご意見をいただいた。調査にあたっては、澤 祥、吾妻 崇、金 幸隆、廣内大助、松尾博志、藤本大介、吉田 一、平林美幸、池田恒紀の各氏にご協力いただいた。新潟県山北町の渡辺雪夫氏には機械ボーリングのために水田を使用させていただいた。珪藻分析は、川崎市立青少年科学館の増淵和夫氏にお願いした。機械ボーリングは昭さく地質株式会社(佐藤均、五十嵐淳司両氏)に、 ^{14}C 年代測定は株式会社地球科学研究所にお願いした。村上市役所、山北町役場及び酒田工事事務所の方々には、地形図及び資料を提供していただいた。以上の機関・各位に厚く御礼申し上げる。

文 献

- Abe, K. (1975) Re-examination of the fault model for the Niigata earthquake of 1964. *J. Phys. Earth*, **23**, 349-366.
- 活断層研究会編(1991)新編 日本の活断層一分布図と資料一。東京大学出版会。
- 河内一男(1992)水準点解析から得られた新潟地震による地塊の傾動。新潟県立教育センター研究報告, **137**, 53-58。
- 河内一男・大木靖衛(1997)1964年新潟地震による地塊の傾動と信濃川地震帯のテクトニクス。地震2, **50**, 303-314。
- 宮内崇裕(1988)東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年。地理学評論, **61A**, 404-422。
- 宮内崇裕・山下祐美(2001)津軽~男鹿。小池一之・町田 洋編:日本の海成段丘アトラス。東京大学出版会, 34-36。
- 宮浦 正(1975)奥尻島の海成段丘と第四紀地殻変動。第四紀研究, **14**, 23-32。
- 茂木清夫(1964)新潟地震調査報告—村上-加茂沿岸の地変。東京大学地震研究所研究速報, **8**, 46-51。
- 中村一明・笠原慶一・松田時彦(1964)新潟地震による粟島の地変。東京大学地震研究所研究速報, **8**, 73-90。
- 新潟県(1989)新潟県地質図(20万分の1)及び同説

- 明書．
- 岡田 惇・井筒屋貞勝（1964）新潟県北部の地殻変動．東京大学地震研究所研究速報，**8**，63-66．
- 岡村行信・加藤幸弘（2002）海域の変動地形および活断層．大竹政和・平 朝彦・太田陽子編：日本海東縁の活断層と地震テクトニクス．東京大学出版会，47-69，口絵2．
- 岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一（1994）新潟沖大陸棚の活構造—とくに新潟地震との関係について—．地震2，**46**，413-423．
- 太田陽子（1971）日本海沿岸地域の海成段丘と第四紀地殻変動 その1．朝日山地西縁地域．横浜国立大学理科紀要II，**18**，61-72．
- 太田陽子（1987）海成段丘の変形からみた佐渡島の第四紀地殻変動についての一考察．佐渡博物館研究報告，**9**，1-14．
- 太田陽子・平川一臣（1979）能登半島の海成段丘とその変形．地理学評論，**52**，169-189．
- 太田陽子・柏木修一・桜井一賀・池田 潤（1988）新潟県粟島の海成段丘からみた地震隆起の累積に関する検討．地学雑誌，**97**，25-38．
- 太田陽子・宮脇明子・塩見美奈子（1992）佐渡島の海成段丘をきる活断層とその意義．地学雑誌，**101**，205-224．
- Satake, K. and Abe, K. (1983) A fault model for the Niigata, Japan, earthquake of June 16, 1964. *J. Phys. Earth*, **31**, 217-223.
- 新保 恵（1960）20万分の1山形県地質図．山形県．
- 田村明子（1979）佐渡島の完新世段丘と地殻変動．地理学評論，**52**，339-355．
- 鷲谷 威（2002）明治期以降の歪み集中帯．大竹正和・平 朝彦・太田陽子編：日本海東縁の活断層と地震テクトニクス．東京大学出版会，133-150．
- 八木浩司・吉川契子（1988）西津軽沿岸の完新世海成段丘と地殻変動．東北地理，**40**，247-257．
- （2002年7月31日受付，2003年3月24日受理）