松前半島東岸の海成段丘と第四紀地殻変動

宮内 崇裕* 八木 浩司**

Quaternary Crustal Movements Considered from Deformed Marine Terraces and Geologic Structures along the East Coast of Matsumae Peninsula, Hokkaido

Takahiro MIYAUCHI and Hiroshi YAGI

Abstract

It is well known that the distribution of the heights of marine terraces shows the late Quaternary crustal movements. The information for crustal movements during the Quaternary is also obtained from the heights of summit planes on hills, the geologic structure of Neogene formations and the geodetic data. The east coast of Matsumae Peninsula was investigated to clarify the type, amount and rate of Quaternary crustal movements through the distribution of the heights of marine terraces and summit planes on hills, the geologic structure of Neogene formations and the geodetic data. The geomorphological and geological studies in this region permit the following conclusions.

1) The whole region tends to uplift during the Quaternary; the amount of uplift during the whole Quaternary is about 250-300m on both the Kamiiso Uplift Block and Matsumae Uplift Block, about 200m in Kikonai Sedimentary Province.

2) The folding with 3 km of wave length and the local semi-doming have been continuously active in the east part of this region after terraces were formed. The center of uplift has also moved eastward during the late Pleistocene.

3) The geologic faults and new faults which run on the eastside of the Kikonai Fault at the eastern border of the Esashi Uplift Block and the Ohirakawa Fault at the western border of the Kamiiso Uplift Block have been rather active after the middle Pleistocene.

Assuming the ages of marine terraces, summit planes on hills and Neogene formations, it seems that the rate of uplift has increased after the summit planes on hills were formed.

I. ま え が き

世界的に海成段丘の変位は第四紀後半の地殻変動の指標として利用され、これまで多くの研究がなされている。日本では旧汀線の高度分布から変動の様式、波長や隆起・傾動の量と速さを議論する研究が多い。東北日本内帯では新第三系の構造から知られる地殻変動が第四紀にも継続していることが、両者の対応関係から示されている。それは大塚 (1942)、杉村 (1952)、OTA (1969) などを主として河成段丘の変位にみられる活褶曲の研究からであった。東北日本内帯にみられる海成段丘の旧汀線高度分布から第四紀後期の地殻変動について論じられてきたが (たとえば、OTA 1975, NAKATA et al. 1976, 今泉 1977),

* 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University

** 東北大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tohoku University

基盤の地質構造との関係から述べたものは少なかった。

筆者らは、海成段丘が模式的に発達する渡島半島において新第三系が基盤として分布する松前半島東岸を選び、新第三系の地質構造、丘陵背面の高度分布、海成段丘の旧汀線高度分布について比較し、第四紀を通じての地殻変動の考察を目的とした。

II. 従来の研究

渡島半島の南西部は松前半島と呼ばれ、地形的には中・古生層を核としたいくつかの山地から構成されている。これらの山地には侵食小起伏面あるいは侵食平坦面と呼ばれる頂高の揃った数段の階段状地形が認められる。大森（1972）はこれらの階段状地形を地形発達史的観点から統計的手法によって解析し、高度の大きいものから第Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ帯の4帯に分割した。各帯の地形は侵食基準面の長期にわたる安定期に形成されたものと考えられた。

松前半島東岸にみられる高度150～300mの丘陵背面および高度150m以下の海成段丘群は、それぞれ大森（1972）の第Ⅲ帯（高度125～425m、洪積世前期）、第Ⅳ帯（高度0～125m、洪積世後期以降）に対応する。後者の海成段丘群についての地形学的研究は古くは小林（1918）による段丘の記載に始まる。瀬川（1959）は段丘の細分を行なうとともに、段丘の変位から地盤運動の存在を示している。その後、瀬川（1975）は¹⁴C年代資料を加え渡島半島全域にわたり海成段丘の対比・編年を行なっている。

一方、段丘の基盤をなす新第三系の層序・地質構造については三谷ほか（1965）、秦（1973）、秦・垣見（1979）、山口（1978）らによって詳しく報告されている。秦（1973）は、松前半島の新第三系の構造の特性についてN-S方向に配列する、中・古生層からなる地塊の差別的昇降に伴うN-S方向の断層・褶曲運動をあげている。しかし、これらの構造の第四紀における運動についてはふれていない。前述の瀬川（1959）は、海岸段丘の基底高度分布と河岸段丘の分布形態から知られる地盤運動の様式が基盤の新第三系上部層にみられる褶曲構造と相似であるとしている。活断層研究会（1980）によると、函館平野西縁に活断層が集中し、松前半島東岸では海成段丘を変位させている活断層がいくつか報告されている。

III. 地域概観

1) 地形

渡島半島南部は第1図にみられるようにおよそ亀田地塊山地、上磯地塊山地、江差地塊山地、松前地塊山地の4つの地塊山地からなる。各地塊山地の最高高度は約700～1000m、地塊山地間には高度300m以下の低地帯がある。亀田—上磯地塊山地間の低地帯は函館平野であり、本論文では上磯—江差地塊山地間、江差地塊山地間の低地帯をそれぞれ館—木古内低地帯、上ノ国—木古内低地帯と呼ぶことにする。

山地の主方向は、松前地塊山地ではN-S方向、亀田地塊山地ではNW-SE方向、上磯地塊山地では北部ほど西へ偏しN-S方向からNW-SE方向となる。なお、岡山（1961）は、N-S方向を主方向とする北日本弧の地形構造の中で渡島半島の地形構造（NW-SE方向）が異例の現象であることを指摘している。

調査地域は函館平野西縁から南西約30kmまでの海岸沿いの地域で（第1図）、上記の上磯地塊山地の南縁部から館—木古内低地帯の南部にあたる。地域北東部の上磯地塊山地南縁では高度150m以下に原面の保存の良い数段の海成段丘が連続的に発達する。これに対し地域南西部の館—木古内低地帯に属する区間では段丘の高度は100m以下に低まり段化も悪い。海成段丘の背後には高度200～300m、150～250mの2つのレベルに背面高度が揃った丘陵地が広がる（第2図）。これらの丘陵背面は長尾・佐々（1933, 1934）の高位平坦面、大森（1972）の第Ⅲ帯に対応する。

河成段丘は茂辺地川左岸を除きほとんど発達しない。河谷は槌状の横断形を示し、現海岸線におよそ直交する方向に流れる（第2図）。

2) 地質

第1図 渡島半島南部の地形概要 (4 km 埋谷接峰面, 等高線間隔は100m)

Es.: 江差, HK.: 函館, KK.: 木古内, Kn.: 上ノ国, Mt.: 松前, Tt.: 館
うすずみは地塊山地で, Kd. BL. MT.: 亀田地塊山地, Km. BL. MT.: 上磯地塊山地,
Es. BL. MT.: 江差地塊山地, Mt. BL. MT.: 松前地塊山地

1. 第6図に表記できなかった水準点およびその水準点番号 (6317, 6322~6326).
2. 旧汀線高度, 地質構造および水準点変位量の投影面.

渡島半島は、いわゆる東北日本内帯グリーンタフ地域の北方延長部にあたり、古生界・中生界を被って新第三系が広く分布する。調査地域周辺には、松前層群（古生界）・上磯層群（中生界）を被う新第三系が段丘の基盤としてみられる。この新第三系は中新世中～後期の海進に伴う一連の海成堆積層で、主に凝灰岩を挟在するシルト岩からなる。秦・垣見（1979）により檜山層群と命名され、下位から大安在川層、木古内層、厚沢部層、館層の4部層に岩相区分されている（第3図）。檜山層群の上位には鮮新統とされるイデス川層（秦・垣見 1979）、富川層（三谷ほか 1965）がそれぞれ地域南西部、北東部にみられる（第3図）。最近、檜山層群や富川層の生層序学的研究から檜山層群上部は鮮新統（土 1981）、富川層は上部鮮新統～下部更新統（高木 1983）とする見解も出されている。

松前層群、上磯層群は堆積岩類からなり、それぞれ江差隆起地塊、上磯隆起地塊の核をなす（秦・垣見 1979）。江差隆起地塊の東縁は木古内断層によって、上磯隆起地塊の西縁は大平川断層によって画され、両隆起地塊間の第三紀末の沈降部には檜山層群が厚く堆積し木古内堆積区と呼ばれている（第3図、秦・垣見 1979）。上磯隆起地塊南東縁の新第三系には NNW-SSE 方向の短波長の褶曲構造が卓越し、NNW-SSE 方向とそれに斜交する N-S 方向の断層によって小地塊に分断されている（第3図）。木古内堆積区は N-S 方向の一大向斜部で著しい断層・褶曲構造はみられない。

第2図 調査地域周辺の地形概要(500m埋谷接峰面, 等高線間隔は50mで, 高度150m以下では10m) 1. 断層($f_1 \sim f_5$ は活断層), 2. 背斜軸($a_1 \sim a_3$ は活褶曲), 3. 向斜軸, 4. 半ドーム構造(d_1), 5. 丘陵背面, Kk: 木古内, Mo: 茂辺地

なお, 地質学的に知られる上磯隆起地塊, 江差隆起地塊, 館一木古内堆積区は, それぞれ地形学的に知られる上磯地塊山地, 江差地塊山地, 館一木古内低地帯にほぼ対応している。

IV. 段丘の記載

1) 段丘対比に有効なテフラ

本地域の海成段丘は主に褐色風化火山灰からなる第四紀テフラに被われている(第4図)。完新世テフラについては北海道火山灰命名委員会(1979, 1983)が詳しいが, これらより下位の更新世テフラについては古期火山灰あるいはロームと一括している。

今回の調査で最もよく観察することができたのは Loc. 9 で, テフラの全層厚は6m あった。最上部の腐植土層中には層厚3cmの黄色火山灰がみられ, 歴史時代に降下堆積した Os-b(北海道火山灰命名委員会 1979, 1983)に相当する。地表下2mには層厚20cmほどの黄色細粒火山灰層を見出し, 後述の M_1 面の対比に有効であることが判明した。この黄色細粒火山灰層は調査地域では層厚10~20cm, M_1 面構成層のほぼ直上に位置し(第4図, Loc. 2, 5, 8), M_1 面より下位の M_2 面, M_3 面上にはみられない(第4図, Loc. 4, 6, 7)。木古内町付近を模式地とするので木古内黄色火山灰(略称: KYA)と新称する。KYAは火山ガラス(bubble wall glass < pumiceous glass)に富むという岩石記載的特徴を

第4図 地質柱状図 露頭(Loc.)の位置は第5図に示す

1. 表土, 2. 褐色風化火山灰層, 3. 鍵層となる細粒火山灰層, 4. 砂礫層 (段丘構成層), 5. 基盤, 6. ボーリングシェルの生痕

では H_1 面, M_1 面しかみられないが段丘面の幅が北東部に比べ広い。河成段丘は茂辺地川沿いに何段かみられ, それぞれ H_2 面, M_1 面, M_3 面に連続するようである。地域中央部には第三紀末の火山岩類からなる円錐形の丸山の山麓に扇状地が発達し, H_2 面, M_1 面を広く被っている (第5図)。なお, 第1表には従来の研究による段丘区分との対応を示してある。

H_1 面は断片的ではあるが全域にわたってみられる。北東部では高度90~160m にあり, 開析が進み段丘面の幅も狭い。露頭条件が悪く詳細は不明であるが, 矢不来西方 (Loc. 1 の西方) で段丘構成層の一部とみられる風化した海成の円礫が観察された。南西部では北東部に比べ段丘面高度が低く40~80m であり, 開析は進んでいるが木古内川以南では段丘面の幅が広がり, 最大1.5km に及ぶ (第5図)。森越付近ではクロスミナの発達した砂礫層からなる層厚8~10m の段丘構成層が基盤のシルト岩を被い, その基底にはボーリングシェルの生痕が多数観察される。この付近では H_1 面は層厚約6m のテフラに被われている (第4図, Loc. 9)。

H_2 面は泉沢以東に分布し, 高度60~120m にある。 H_2 面より下位の段丘に比べ開析が進んでいるが概して面の保存は良い。段丘面の幅は1km 以内であるが, 茂辺地西方で広く最大1.5km になる (第5図)。露頭条件はあまり良くないが, Loc. 1 では基盤の凝灰質砂岩を不整合に被う層厚7m の砂礫層がみられ, その基底にはボーリングシェルの生痕が多数観察される (第4図)。その他の地点では段丘構成層は概ね層厚5m 以下と薄くなり, 円磨された中礫よりなる波食台堆積物である。段丘を被うテフラが全層準みられるところはなく, Loc. 1 では層厚1m ほどの褐色風化火山灰が H_2 面を被っているが, 斜面堆積なので一部のテフラは侵食され欠如しているようである。

M_1 面は本地域の段丘のうち最も良く連続し全域に分布する。 H_2 面, M_2 面, M_3 面の旧汀線はおよそ現海岸線に平行であるが, M_1 面の旧汀線は各河川沿いに内陸方へ入り込んでいる (第6図)。北東部では

第5図 段丘分類図 1. H_1 面, 2. H_2 面, 3. M_1 面, 4. M_2 面, 5. M_3 面, 6. 段丘面を変位させる活断層と断層の名称, 7. 撓曲, 8. 地すべり, 9. 扇状地, 10. 露頭位置と露頭番号

高度50~80m にあり、原面はよく保存され段丘面の幅は500m 前後である。段丘構成層は Loc. 2 のようにほとんどないところもあるが層厚2~3m の中粒砂層からなることが多い(第4図, Loc. 5)。南西部では北東部に比べ段丘面高度は低く10~40m であり、ほとんど開析されていない。段丘面の幅は北東部より広くなり1km ほどである。段丘構成層は層厚2~5m で北東部に比べわずかに厚くなり、クロスラミナの発達する黄色の中粒砂層からなる。 M_1 面は KYA 以上の層厚2m のテフラに被われている。

M_2 面は H_2 面と同様に泉沢以東に分布し、高度15~70m にある。段丘面の幅は500m 前後で原面はよく保存されている。富川~葛登支間では活断層(f_1 , f_2)によって段丘面が変形し、海側が相対的に5~10m 隆起している(第9図, b, e 断面)。段丘構成層は層厚5m 以下の陶汰のよい砂礫層であることが多く、

第1表 先学の段丘区分との対応

南 西 部		北 東 部		
秦・垣見(1979)	本 論 文	瀬 川(1959)	瀬 川(1975)	三谷ほか(1965)
	M ₃ 面	三 ツ 石 面	中位段丘下位面	第 2 段 丘
	M ₂ 面			
Ct ₂ 面	M ₁ 面	M ₁ 面	茂 辺 地 面	第 1 段 丘
		H ₂ 面	修 道 院 面	
	H ₁ 面	H ₁ 面	高 位 段 丘

第6図 旧汀線の高度分布図

- 1. 読図点 (H₁ 面のみ) とその旧汀線高度 (m), 2. 実測点とその旧汀線高度 (m),
- 3. 水準点およびその水準点番号, 4. 旧汀線, 5. 第9図の地形縦断面の位置

層厚70~100cm のテフラに被われている(第4図, Loc. 3, 6)。なお, Loc. 3の砂礫層最上部は波状に著しくかく乱され周氷河インボリューションとみられる。

M₃ 面は葛登支~サラキ岬間で現海岸線が海側へ張り出したところに分布し(第5図), 高度10~38m にある。M₂ 面と比高数mの段丘崖で接し, 原面は極めて良く保存されている。段丘構成層は層厚3m 以下の砂礫層からなり, 礫は円磨された中礫である。また, M₃ 面は層厚50cm ほどのテフラに被われている(第4図, Loc. 4, 7)。なお, 瀬川(1959)は M₂ 面, M₃ 面相当面の段丘構成層から海棲珪藻を報告している。

V. 海成段丘の変位および基盤の地質構造と地殻変動

段丘面形成後の地殻変動の様子を知るために旧汀線の高度分布を第6図(平面図), 第8図(投影断面図)に表わした。H₁ 面のみ1/25,000地形図からの読図値, それ以外は高度計(気圧計)による実測値で5 feet まで読みmに換算した。なお, 第8図には第7図に示した基盤の走向・傾斜の実測値をもとに基盤の地質構造を書き加えた。段丘の変位と対応する断層, 褶曲軸, 半ドーム構造にはそれぞれ f₁~f₅, a₁~a₃, d₁ の名称を与えて第2図, 第7図, 第8図, 第9図に示した。

第6図, 第8図をみると M₁ 面の旧汀線高度分布は, f₃, f₄ 断層をはさんでの著しい高度不連続を境として3区間に分かれる。f₃ 断層以東の高度の大きい区間(64~80m), f₄ 断層以南の高度の小さい区間(15~23m), f₃ 断層と f₄ 断層にはさまれた, 段丘面が著しく西傾斜する区間(53~40m)である。このような高度分布パターンはおおよそ H₁ 面にも現われ, f₃ 断層をはさんでの著しい高度不連続は H₂ 面, M₂ 面にもみられる。

f₃ 断層以東の旧汀線高度の大きい区間の東半部では基盤が著しく褶曲し, 波長は約3km であるが三ツ石付近では波長が300m ときわめて小さい。西半部では東半部ほど著しい褶曲構造はなく, 基盤は20° 前後で東斜しサラキ岬に半ドーム構造がみられるだけである(第7図, 第8図)。旧汀線の高度分布には東半部で著しい変位がみられる。最東端の富川付近では M₂ 面を変位させている f₁ 断層注2(第9図, B断面)をはさんで旧汀線の高度不連続があり, 東側が10~20m 高い。また, 旧汀線の波状の高まりが矢不来西方, 葛登支付近, 当別付近にみられ, それぞれ基盤の背斜軸 a₁, a₂, a₃ に対応している。基盤にみられるこの波長3km の褶曲構造は段丘形成後も継続してきた活褶曲と考えられる。西半部のサラキ岬でも M₁ 面以下の旧汀線に波状の高まりがあり, 基盤の半ドーム構造(d₁)に対応している。この付近には M₃ 面の下位に完新世に形成されたと考えられる海成段丘が2段認められ, 旧汀線の最高高度は高位のものから8m, 5m である(第9図, J断面)。サラキ岬以外では完新世段丘は1段で, 旧汀線高度も5m 以下であることを考え合わせると, 基盤の局所的な半ドーム状の隆起運動は完新世まで継続してきているようである。

この区間の M₂ 面, M₃ 面の旧汀線高度分布は H₂ 面, M₁ 面のそれらとむしろ不調和で(第8図), 東半部で高くなっている。M₂ 面, M₃ 面の旧汀線高度を同じ地点の H₂ 面, M₁ 面のそれらから差し引くと H₂ 面, M₁ 面は西半部で高くなる。このことは M₂ 面形成後隆起の中心が東へ移動してきたことを意味するものと考えられる。

f₃ 断層, f₄ 断層は地質調査によって知られている断層であるが, 両断層をはさんで旧汀線高度に著しい不連続がみられ, 段丘形成後にも活動した断層である。f₃ 断層をはさんでの旧汀線の高度差は H₁ 面が40m, H₂ 面が15m, M₁ 面が22m, M₂ 面が17m である。M₁ 面, M₂ 面の高度差が H₂ 面のそれより大きいのはサラキ岬の半ドーム状の隆起運動を被っているためであり, f₃ 断層の活動による変位はおおよそ累積してきたようである。f₄ 断層をはさんで M₁ 面の旧汀線には17m の高度差があるが, M₁ 面以外に段丘が分布していないので変位の累積性等について詳しいことはわからない。

f₃ 断層と f₄ 断層にはさまれた区間では基盤は20° 前後で南西へ傾き(第7図), 段丘面も同様に南西へ

第7図 調査地域における基盤の走向・傾斜と断層・褶曲 記号の凡例は第2図と同じ

傾き(第2図), この区間は傾動地塊と考えられる。旧汀線方向は $S78^{\circ}W$, 基盤の最大傾斜方向は $S35^{\circ}W$ であるから両者のなす角の大きさは 43° となる。旧汀線方向での基盤の傾き δ は, $\tan \delta = \tan 20^{\circ} \cdot \cos 43^{\circ}$ で表わされるから, $\delta = 15^{\circ}$ となる。第2表にはこの旧汀線方向での基盤の傾きと旧汀線の傾きを示したが, 基盤ほどまた古い段丘ほど傾きが大きく累積性がみられる。段丘形成後も傾動運動は継続してきたといえる。

f_4 断層より南西の地域には大平川断層, 木古内断層が地質調査によって知られ, それぞれ上礫隆起地塊の西縁を, 江差隆起地塊の東縁を画する大断層である(第3図, 秦・垣見 1979)。大平川断層付近での旧汀線高度の変位はみられず(第8図), 段丘形成後に大平川断層は著しい活動をしていないようである。木古

第8図 A: 旧汀線高度の投影断面 (H_1 面のみ読図値, 他は実測値).
 1. 活断層, 2. 活褶曲, 3. 半ドーム状隆起 (名称は第2図, 第7図と対応).
 B: 基盤の地質構造. 実線は地質調査により知られている断層, 破線は推定断層.
 C: 一等水準点の変位量 (国土地理院 1960, 1970より).

第9図 地形縦断面 (断面の位置は第6図に示す) 段丘構成層は省略. 数字は旧汀線高度(m)を示す.
 H_1 面のみ読図値, j 断面のイタリック数字は完新世段丘の旧汀線高度(m)を示す. 1. 活断層,
 2. 活褶曲, 3. 半ドーム状隆起 (名称はいずれも第2図と対応).

第2表 f_3 断層～ f_4 断層間での基盤と旧汀線の傾き

	旧汀線方向 (S78°W) での傾き
基 盤	15°
H ₁ 面	1.7° (2.9×10^{-2})
M ₁ 面	1.0° (1.7×10^{-2})
M ₂ 面	0.6° (1.0×10^{-2})

内以南では木古内断層の断層線は、H₁ 面と丘陵地を画する比高50mの急崖にほぼ一致し(第2図)、断層近傍での基盤は60°前後で東へ急斜する(第7図)。しかし、断層近傍でのH₁面の著しい変形はみられず、むしろ木古内断層前面の森越付近でH₁面外端部が東方へ撓曲し(第2図)、M₁面は f_3 断層^{注3)}によって変形しており(第2図、第9図、n断面)より活動的である。この付近ではH₁

面、M₁面の旧汀線高度は南へ低くなり、高度差はH₁面が約30m、M₁面が8mほどである。木古内町周辺では基盤も緩やかに南斜し(第7図)、旧汀線の高さ変化は基盤の構造とおよそ対応している(第8図)。

第8図には旧汀線と地質構造を投影した同じ断面に一等水準点の測量成果から得られた変位量を投影した。これを見ると基盤の断層や褶曲構造に対応した地殻変動を読みとることはできないが、海成段丘の発達する富川から知内までの地域は東方の函館平野に対し隆起傾向にあり、地質学的に知られる上磯隆起地塊が現在まで隆起運動を続けているらしい。

海成段丘の変位と基盤の地質構造から求められる地殻変動の特徴をまとめると、少なくともH₁面形成後現在まで上磯隆起地塊は函館平野、木古内堆積区に対し相対的に隆起し、M₂面形成後は隆起の中心が東へ移動してきたといえよう。また、基盤にみられる波長3kmの褶曲運動、 f_3 、 f_4 断層の活動、 f_3 断層～ f_4 断層間の傾動運動は段丘形成後も継続し、 f_1 、 f_2 、 f_3 断層の活動にみられるように新たな断層運動が加わってきたようである。

VI. 考 察

海成段丘の旧汀線高度分布から地殻変動の様式・量・速度を考察した研究は数多い。また、東北日本の第四紀地殻変動について地形と新第三系の地質構造との対応から具体的に論じた研究が多くないことはI章で述べた。そこで、前章で記した旧汀線の高さ分布と基盤である新第三系の地質構造の関係を基礎とし、いくつかの作業仮説を導入して本地域の第四紀地殻変動の様式・量・速さについて考察する。

1) 海成段丘および丘陵背面の年代対比

わが国の後期更新世に形成された海成段丘の広域的対比、年代対比は興味深い問題である。OTA(1975)、太田・成瀬(1977)は、海成段丘群のうち中位の高度をもち、最も広く発達し、段丘堆積物が相対的に厚く、時にその基底に埋没地形を伴う段丘を最終間氷期最盛期に形成された段丘(S面)と認定している。このような認定をもとに三好(1983b)は地盤の等速隆起を仮定し、S面より下位の段丘の形成年代を推定した。これらに対し、羽田野(1978)、羽田野ほか(1982)、八木(1983)は、後期更新世の大陸氷床の消長に伴う海水の¹⁸Oの濃度変化すなわち海水量の変化のピーク(Shackleton & Opdyke 1973, Emiliani 1978, 相対的温暖期 Stage 5, Stage 3中のピーク)に対応した段丘群の配列パターンに着目し、4段セット説を対比試案として提出した。東北日本内帯の海成段丘の年代対比についてみれば、羽田野らの年代対比の方が太田らの年代対比よりも1～2段新しいことが多い。

調査地域の海成段丘の形成年代について直接絶対年代を示す資料はない。連続性・開析程度・分布形態・段丘の配列パターンからみて、KYAによって確実に対比されるM₁面が最終間氷期最盛期(後期更新世の最初の高海水準期)に形成された段丘と考えられる。瀬川(1975)もM₁面相当面の形成期をリス・ウルム間氷期としている。この時期の海成段丘の形成年代は125,000年前前後に集中し(三好 1983a)、M₁面の形成年代もこの時代であろう。なお、M₁面の直上を被うKYAは、岩相・岩石記載の特徴からみて渡島半島北部の黒松内低地帯に分布する熱郭火砕流と同時に噴出したガラス質細粒降下火山灰(SPARKS & WALKER 1977のいうco-ignimbrite ash)の可能性があり、この熱郭火砕流中のジルコンのフィ

ツション・トラック年代は $130,000 \pm 30,000$ 年前を示すという（地質調査所，寒川氏私信）。これらのテフラの確実な対比が必要である注1)。

M₁ 面より下位の段丘について瀬川（1975）は、M₂+M₃ 面相当面の形成期を ¹⁴C 年代からみて30,000年前前後のゲトワイゲル間氷期としている。段丘の配列パターンからみて M₂ 面、M₃ 面は、羽田野ほか（1982）が指摘するように最終間氷期の高海水準期（約100,000～60,000年前）に形成された可能性がある。第2表に示した旧汀線の傾きを用い、M₁ 面の形成年代を125,000年前、傾動速度を一定と仮定すると M₂ 面の形成年代は約75,000年前、H₁ 面のそれは約210,000年前と試算される。三好（1983b）のように地盤の等速隆起を仮定すれば M₂ 面、M₃ 面の形成年代を推定できるであろうが、確実な年代資料がないので性急な議論は差し控える。30,000年前前後の年代は ¹⁴C 年代測定法の測定限界値に近く、近い将来別の年代測定法によりクロスチェックされるであろう。

以上のように段丘の年代対比にはいくつかの問題点は残るが、M₁ 面、M₂ 面、M₃ 面は後期更新世の高海水準期（約12.5万年～6万年前）に、H₁ 面、H₂ 面はそれ以前の中期更新世後半（約40～15万年前）の高海水準期に対応して形成された段丘と考えられる。

H₁ 面の背後に広がる丘陵背面の形成期について、大森（1972）は洪積世前期としているが具体的な年代資料は示されていない。地域北東部に分布する富川層（第3図）の時代は、最近軟体動物群集からみて上部鮮新統～下部更新統とされている（高木 1983）。この富川層をきって丘陵背面が発達することなどからみて、丘陵背面は中期更新世前半（約70～40万年前）に形成されたのであろう。

2) 第四紀地殻変動

<様式>

旧汀線および丘陵背面の高度分布、測地学的資料などからみて本地域は第四紀後半には隆起傾向にある。地質学的に知られる上礫隆起地塊は函館平野、木古内堆積区に対し相対的に隆起し、M₂ 面形成後には上礫隆起地塊において隆起の中心が東方へ移動してきたようである。地域東半部にみられる旧汀線高度の波状の高まりは、波長3kmの基盤の褶曲運動を受け継いだ活褶曲を示している。また、少なくとも段丘形成後は上礫隆起地塊西縁を画する大平川断層や江差隆起地塊東縁を画する木古内断層のような地質構造上の大断層よりもむしろその東側の断層が活動している。隆起の中心が東へ移動したり、地質構造上の大断層よりもその前面の、あるいはその東側の断層が活動的であるのはなぜであろうか。応力場の変遷なども合わせて今後の課題としたい。

<量・速さ>

The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973) による第四紀における隆起量の試算法には次の4つの方法がある。

- ①(上部鮮新統、下部更新統の高度) × 1
- ②(下部鮮新統場合によっては上部中新統の高度) × 1/2
- ③(中部更新統の高度) × 3
- ④(上部更新統の高度) × 10

地域北東部に分布する富川層は上部鮮新統～下部更新統とされる（高木 1983）が、丘陵背面に切られているので①による試算法でもとめた隆起量は真の隆起量より小さくなる。そこで、侵食により高度は低められているが丘陵背面に切られず背面より高位に分布する檜山層群下部（上部中新統～下部鮮新統）の最高高度を用い、②の方法により第四紀隆起量を試算した（第3表）。

第3表 調査地域における第四紀隆起量

方法	上礫隆起地塊	木古内堆積区	松前隆起地塊
②	$(500 \sim 600\text{m}) \times 1/2 = 250 \sim 300\text{m}$	$(400\text{m}) \times 1/2 = 200\text{m}$	$(500 \sim 600\text{m}) \times 1/2 = 250 \sim 300\text{m}$

第10図 地形面の高度と年代からみた隆起速度の変化

1. 桧山層群下部から試算された第四紀隆起量。
2. 地形面高度の分布範囲。

実線は上磯隆起地塊、破線は木古内堆積区。

SP: 最高位の丘陵背面, 数字は隆起速度を示す (単位 $m/10^3$ 年)

これらの隆起量をみると、地質学的に知られる隆起地塊の第四紀隆起量が第三紀末に相対的な沈降部であった堆積区のそれよりも大きく、隆起地塊が相対的に隆起する傾向は第四紀にも継続したといえよう。

次に上記の第四紀隆起量、丘陵背面・段丘の高度から知られる隆起量と VI-1) で述べた推定年代に基き、隆起量・隆起速度の変化について考えてみよう。第10図には以下の推定年代と最高位の丘陵背面の高度、 H_1 面・ H_2 面・ M_1 面の旧汀線高度を上磯隆起地塊 (図中の実線) と木古内堆積区 (図中の破線) についてプロットした。最高位の丘陵背面、 H_1 面、 H_2 面、 M_1 面の形成年代はそれぞれ70万年前、40万年前、21万年前、12.5万年前とした。丘陵背面や段丘の高度は地形面形成後のおよその隆起量を示すと考え

られるので、最高位の丘陵背面形成後上磯隆起地塊は250~300m、木古内堆積区は150~200m の隆起をしたことになる。これらの隆起量は図の方法によりもとめた第四紀隆起量 (第3表) とほぼ同じであり、丘陵背面形成時の海水準の位置を考慮しなければならないが、第四紀にはいり丘陵背面の形成まで著しい隆起はなかったのかもしれない。

第10図において直線の傾きはおよその平均隆起速度を示している。年代推定の精度が粗いので細かい議論はできないが、丘陵背面形成まで著しい隆起がなかったと考えられるいずれの地域においても丘陵背面形成後 (中期更新世以降) に隆起速度は増加したようである。

丘陵の形成過程・形成年代については関東平野や大阪周辺で研究が進んでいる。関東では盆地に対する山地の隆起に伴って山地の周辺に堆積した第四紀層が徐々に離水し、その後開析されたのが丘陵の生い立ちであると考えられているのに対し、大阪周辺の丘陵形成は基盤山地の断層地塊運動に起因する (藤田1983) と考えられている。本地域の丘陵については未踏査部分が多く、第四紀隆起量や隆起速度の変化などについて知るためにはとくに丘陵背面構成層と基盤の新第三系の関係を明らかにすることが必要であり、今後の課題としたい。

VII. ま と め

松前半島東岸地域の第四紀地殻変動について、主に海成段丘の高度分布・変形と基盤の地質構造の関係を中心に丘陵背面の高度分布や測地学的資料を加えながら考察してきた。要約すると、本地域は全体として第四紀を通じて隆起傾向にあり、地質学的に知られる上磯隆起地塊、松前隆起地塊は第四紀になっても函館平野、木古内堆積区に対して相対的に隆起してきたようである。第四紀における隆起量は隆起地塊で約250~300m、木古内堆積区で約200m ほどである。

地域東半部には波長3kmの基盤の褶曲運動を段丘形成後もうけ継いだ活褶曲 (a_1 , a_2 , a_3)、サラキ岬の局部的な半ドーム状隆起 (d_1) などの著しい活構造が明らかになり、 M_2 面形成後は隆起の中心が東へ移動してきたようである。また、少なくとも段丘形成後は上磯隆起地塊西縁を画する大平川断層や江差隆

起地塊東縁を画する木古内断層のような地質構造上の大断層よりも、その東側の断層 (f_3, f_4, f_5) や段丘面を変形させる新たな断層 (f_1, f_2) の方がより活動的である。さらに、檜山層群下部 (上部中新統～下部鮮新世) の最高高度からもとめた第四紀隆起量や丘陵背面・段丘の高度をもとに丘陵背面・段丘の形成年代を仮定してみると、上礫隆起地塊、木古内堆積区いずれの地域でも丘陵背面形成後に隆起速度が増加したようである。

東北日本の海岸沿いには内帯・外帯を問わず海成段丘とその背後に丘陵が発達するところが多い。第四紀における地殻変動を知るためにはいわゆる高位段丘や丘陵の構造、生い立ちを明らかにする必要があり、今後調査を進めて行きたい。

謝 辞

本稿を作成するにあたり終始御指導賜った東京都立大学貝塚爽平先生をはじめとする地理学教室の諸先生方、東北大学米地文夫先生、現地でのお世話頂いた北海道教育大学函館分校瀬川秀良先生、現地で御討議頂いた広島大学中田 高先生と東京大学院生奥村晃史氏、未公表資料を快く提供して下さいった地質調査所寒川 旭氏、以上の方々には心から感謝いたします。

なお、本稿は宮内が1980年度東北大学地理学教室卒業論文として提出し、その一部を1982年日本地理学会春季大会で発表したものを八木とともに再調査し、加筆・修正したものである。

注

- 1) その後の調査・分析により KYA は洞爺カルデラ起源のテフラで北日本を広く被うことや熱郭火砕流と同一のテフラであることが判明し、この火山灰を洞爺火山灰と新称した (町田・新井・宮内 1984)。
- 2) f_1 断層は活断層研究会 (1980) の富川断層に相当する。
- 3) f_5 断層は活断層研究会 (1980) の森越断層に相当する。

引用文献

- EMILIAMI, C. (1978): The cause of the ice ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **37**, 349-352.
- 藤田和夫 (1983): 日本の山地形成論. 蒼樹書房, 466 p.
- 秦 光男 (1973): 松前半島の新第三系と地質構造の特性. 日本地質学会第80回学術大会講演要旨, p. 40.
- ・垣見俊弘 (1979): 木古内地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 56p.
- 羽田野誠一 (1978): 小佐渡経塚山西方の高位平坦面. 地理予, **14**, 298-299.
- ・八木浩司・宮内崇裕 (1982): 更新世後期海成面の 対比試案——写真判読による検討——. 地理予, **21**, 12-13.
- 北海道火山灰命名委員会 (1979): 北海道の火山灰分布図 (60万分の1).
- (1983): 北海道の火山灰. 23p.
- 今泉俊文 (1977): 男鹿半島の地殻変動と地震. 東北地理, **29**, 35-44.
- 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.
- 小林儀一郎 (1918): 顕著なる海岸段丘. 地学雑, **30**, p449.
- 国土地理院 (1960): 一等水準点検測成果集録, Vol. 6.
- (1970): 一等水準点検測成果集録, Vol. 13.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕 (1984): 北日本を広く被う洞爺火山灰. 第四紀学会講演要旨集.
- 三谷勝利・小山内 照・松下勝秀・鈴木 守 (1965): 5万分の1地質図幅説明書「函館」. 北海道立地下資源調査所, 32p.
- 三好真澄 (1983a): 最終間氷期の海成段丘の年代と分布に関する諸外国の研究の紹介. 第四紀研究, **22**, 23-41.
- (1983b): 日本における最終間氷期以降の更新世海成段丘の形成期——隆起速度に基いた年代推定——. 地理評, **56**, 819-834.

- 長尾 巧・佐々保雄 (1933): 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1)~(2). 地質学雑, **40**, 555-577, 750-775.
- ・—— (1934): 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (3)~(4). 地質学雑, **41**, 47-60, 211-260.
- NAKATA, T., IMAIZUMI, T. and MATSUMOTO, H. (1976): Late Quaternary tectonic movements on the Nishi-tsugaru coast, with reference to seismic crustal deformation. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Ser.*, **26**, 101-112.
- 大森博雄 (1972): 北海道松前半島南部の地形発達——統計的手法による階段状地形の解析の一つの試み——. 地学雑, **81**, 351-381.
- 岡山俊雄 (1961): 日本の地形構造と地質構造の関係. 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 50-68.
- OTA, Y. (1969): Crustal movements in the late Quaternary considered from the deformed terrace plains in Northeastern Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **40**, 41-61.
- (1975): Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shore-lines. *Quaternary Studies, Royal Soc. New Zealand Bull.*, **13**, 231-239.
- 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.
- 大塚弥之助 (1942): 活動してゐる皺曲構造. 地震, **14**, 46-63.
- 瀬川秀良 (1959): 松前半島東岸の海岸段丘について. 東北地理, **11**, 1-6.
- (1975): 渡島半島海岸段丘の対比とその ^{14}C 年代. 函館大学論究, 第10輯, 81-98.
- SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, K. D. (1973): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Res.*, **3**, 39-55.
- SPARKS, R. J. and WALKER, G. P. L. (1977): The significance of vitric-enriched airfall ashes associated with crystal enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**, 329-341.
- 杉村 新 (1952): 褶曲運動による地表の変形について. 震研集報, **30**, 163-178.
- 高木俊男 (1983): 上磯地域富川層の軟体動物群集について. 北海道日本海側に分布する新生代層の諸問題, 北海道地質構造発達史の解明をめざすシンポジウム (特集号) ——その7——, 36-37.
- The Research Group for Quaternary Tectonic Map (1973): Explanatory text of the Quaternary tectonic map of Japan, National Research Center for Disaster Prevention Science and Technology Agency, 167p.
- 土 隆一編 (1981): 日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料 (続編). 日本の新第三系の生層序・年代層序の総括, 124p.
- 八木浩司 (1983): 播磨灘北東岸地域における段丘面の時代対比. 地理評, **56**, 324-344.
- 山口昇一 (1978): 知内地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1), 地質調査所, 55p.

(1984年3月26日受理)