

福島県東海岸地域の段丘変形

岡 重文* 桂島 茂* 垣見俊弘* 相原輝雄* 宇野沢 昭*

OKA, Shigefumi, KATSURAJIMA, Shigeru, KAKIMI, Toshihiro, AIHARA, Teruo and UNOSAWA, Akira (1981) Deformation of a terrace plain along the eastern coast of Fukushima Prefecture, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 32(5), p.275-292.

Abstract: Six terraces, the 1st, 2nd, 3rd, 3rd-a, 4th and 5th terraces in descending order of elevation, are recognized along the Pacific coast of the Fukushima Prefecture. Among them the 3rd terrace correlated with the Shimosueyoshi (S) terrace formed ca. $120 \sim 130 \times 10^3$ y. B. P. during the Last Interglacial transgression is divided into marine and fluvial parts. The location and height distribution of the former shoreline on the 3rd terrace were investigated carefully in order to estimate the mode of crustal deformation during the late Quaternary, and compare it to the present-day vertical land movement. The former shoreline is located almost in parallel to the present coast line and has elevations ranging from 44 m (in the maximum) at a southern part to 15 m (in the minimum) at a northern part. Thus, the S-terrace indicates northward tilting with a gentle up-and down-warping. The mode of deformation of the S-terrace is generally similar to the N-S component of the present vertical movement deduced from repeated levellings during past 80 years. However, the rate of differential movement in the present (10-20 cm/80 years) is much larger than that on an average during the late Quaternary (ca. 30 m/ $120 \sim 130 \times 10^3$ years). In addition, recent rapid subsidence (1-4 mm/year) of the Pacific coast deduced from levellings and tidal records is inconsistent to the height range of the former shoreline suggesting very gentle movement during the late Quaternary Period.

要 旨

福島県の太平洋岸に沿う地域で、高位から第1, 第2, 第3, 第3-a, 第4及び第5段丘の6段丘を識別した。そのうちで第3段丘は、約12-13万年前の最終間氷期に形成された下末吉(S)段丘に対比され、海成と河成の段丘から成っている。第四紀後期における地殻変動の様式を求め、これを現在の地盤上下変動と比較するために、第3段丘の旧汀線の位置と高度分布を詳細に検討した。旧汀線は現在の海岸線とほぼ平行し、その高度は南部で最高44m、北部で最低15mの範囲に及んでいる。したがってS段丘は緩やかな波曲を伴いつつ北方へ傾動している。このようなS段丘の変形様式は、大局的には過去80年間の繰り返し水準測量から得られた現在の上下運動の南北成分と似ている。しかしながら、現在の差動運動の速度(10-20 cm/80年)は、第四紀後期の平均的な速度(約30m/12-13万年)よりもはるかに大きい。また、水準測量や検潮記録から求められた現在の太平洋岸の定常的な沈降(1-4 mm/年)は、第四紀後期の間は平均的にみてきわめておだやかであったことを示す旧汀線の高

度範囲とは調和的でない。

1. はじめに

1978年6月14日の宮城県沖地震(M7.4)発生直後に、建設省国土地理院は、震源域に近い宮城県東部と福島県東部における水準路線の改測を行い、地震前後のデータから地震時における同地域の地殻変動を検討した。この地域における将来の地震活動の予測にあたっては、今回の地震前後の地殻変動と、より長期間の地殻変動とを比較することがその一助となるであろう。このような見地から、筆者らは、宮城県南部から福島県にかけての太平洋沿岸地域の海岸段丘の高度分布を調べ、水準測量から得られた同地域の地殻運動と比較することとした。調査の対象としては、なるべく現世に近い段丘面が適当なことはいままでもないが、沖積世の海成段丘面(沼面相当)は後述するように全く失われているので、次善として当地域にもっとも広く分布している下末吉面相当の第3段丘の海成面の部分を選んだ。

この地域に発達する段丘群は、大倉(1958)によって第1段丘から第5段丘までに区分されている。大倉は、このうち第3段丘については、その形態と堆積物の組成からこれを河成段丘と海成段丘に区分した。中川

*環境地質部

(1961a)¹⁾は、この地域の段丘群を南関東の多摩面から立川面までに対比し、このうち第3段丘面を下末吉段丘面と対比するとともに、この段丘面が南から北方に傾動していることを指摘した。筆者らは、調査に当っては上記のような既存の研究成果を参照しつつ、野外調査により海成第3段丘面を確認し、主要地点の高度分布を水準測量によって求めた。

本研究は、宮城県沖地震後に、昭和53年度工業技術院特別研究促進の一環として、昭和54年2-3月に実施された。緊急研究であったため、野外調査や、堆積物の鉱物学的検討などに不十分な点もあるが、とりあえず現在の地殻変動と比較できる段丘高度分布の大勢について報告する。

野外調査にあたっては、地質調査所東北出張所の諸氏から有益な助言を受けた。測地データについては、国土地理院地殻調査部の藤田尚美部長、春山 仁調査課長及び石井晴雄観測課長より御教示を載いた。段丘の分布については、株式会社 INA 新土木の行った未公表調査資料を参考にさせて載いた。以上の方々に厚く謝意を表する。

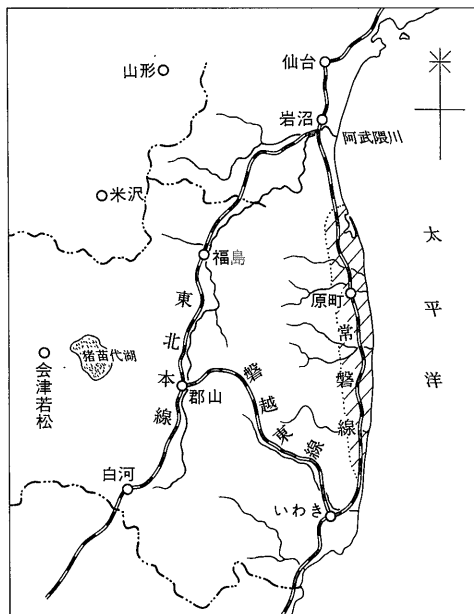
2. 調査位置と調査方法

調査地は、福島県北東端部より同県南東部の双葉郡広野町までの南北70 km, 東西5-10 km と南北に細長い地域で、福島県では浜通り或いは相双地域と呼ばれている。常磐線や、陸前浜街道(国道6号線)が調査地を南北に縦断している(第1図)。

調査にあたっては、従来の調査成果(大倉, 1958; 中川, 1961a, b等)にもとづいて、第3段丘を中心とした露頭調査を行い、段丘堆積物により段丘面を再区分するとともに、それらの成因、すなわち扇状地であるか波食台であるか等について検討した。段丘面の広がりについては、国土地理院撮影の1/2万と1/4万航空写真と、国土地理院の1/2.5万地形図を使用し調査した。主要な露頭における堆積面の標高は、1/2.5万地形図に記載されている三角点、水準点及び独立標高点を基準点として水準測量により求めた。

3. 地形・地質概説

調査地の西方には、侵食の進んだ標高700-500 m の阿武隈山地が南北に連なり、山地の東麓部を双葉断層系



第1図 調査地位置図(斜線部)

が南北に走っている。同断層系の東側一帯には、侵食の進んだ標高180-80mの丘陵が東西方向に櫛の歯状に分布し、西から東に高度を減じている。これらの丘陵の間には、標高100-50mの段丘が広い平坦面を作っている。調査地東部の海岸沿いには、丘陵と段丘が高さ40-10 mの垂直な海食崖をなして連らなっており、低地には、砂丘、砂州及び三角州が発達している。調査地を流れる河川は、西方山地を源流とする中小河川で、山地ではV字谷をなし、調査地西部の丘陵と扇状地帯では平坦な谷底平野を形成し、東方に向かって自然堤防帯をへて海岸平野に漸移している。

本地域とその周辺の地質については、三田(1951)、須貝ほか(1957)、北村ほか(1955)等により、最小限を述べる。

双葉断層系の西側すなわち阿武隈山地は、花崗閃緑岩一花崗岩類、古生界、ジュラ系、変成岩類及びこれらをおおう白亜系、第三系からなる。同断層系の東側の双相地域、すなわち本調査地域には、上部新第三系が、ほぼ全域にわたり、段丘堆積物や沖積層の基盤をなして分布している。本地域南部の新第三系は多賀層群に属し(須貝ほか, 1957)、主として暗緑灰色を呈する層理に乏しい砂質泥岩ないし泥質砂岩からなるが、下部には粗粒砂岩や礫岩をも挟んでいる。北部における上部新第三系は、下部は久保間層、上部は竜の口層(北村ほか, 1955)と呼ばれている。久保間層は砂岩を主とし、泥岩・凝灰岩

1) 大倉(1958)が当地域南部において区分した第1-第5段丘は、中川(1961)が仙台-水戸間の海岸地域で区分した段丘のそれぞれ第I-第V段丘に当る。筆者らはここでは大倉の呼称に従い、中川の第I-第V段丘に関する業績を引用するときも便宜上第1-第5段丘と読みかえて示すことにする。

・亜炭を挟む地層からなり、竜の口層は主として塊状の砂質泥岩、部分的に固結度の低い砂岩からなっている。これらの新第三系は、双葉断層近傍を除き傾斜が3-8°程度ときわめて緩やかであり、南部では北東へ、中-北部では部分的に波状の変形を示しつつ概して東方へ傾いている。

調査地域の第四系は、主として段丘堆積物と沖積層からなる。また比較的初期の段丘堆積物をおおって、ローム層と称される降下火山灰の薄層が、調査地の全域に分布している。段丘堆積物とローム層については、次節に詳述する。このほかに、所属不明の第四紀層が調査地南部の檜葉町から富岡町付近の丘陵頂部に、多賀層群を不整合におおって僅かに見られ、三田(1951)により竜田層と名付けられている。この堆積物は褐色の粗粒砂からなり、下部には径20-30 cmの泥岩の角礫を含み、厚さは約20mである。

沖積層は、現在の河川に沿い、下流に向かって幅広くなり海岸平野を構成している。海岸沿いには砂層、海岸及び河川下流部の後背湿地には泥層や砂礫層、氾濫原には砂礫層が分布している。

4. 段丘とその堆積物及びローム層

相双地域には、新第三系多賀層群を基盤として段丘群の発達していることがよく知られている。これらは、大倉(1958)や中川(1961a)により総括され、5段に区分されていたが、今回の調査では大倉の第1-第5段丘の呼称に従うと共に、第3段丘と第4段丘の間に第3a段丘を加え²⁾、6段に区分した。これらは、第3段丘の一部が海成であるほかはすべて河成の扇状地面として形成されたものである。ここでは、段丘(地形面)とその堆積物の概略を古いほうから述べる。各段丘の分布を第2図に示す。

以上の段丘堆積物のうち第3a段丘より古期のものをおおって、西方火山から由来した降下火山灰層が薄く分布しており、従来赤土層、火山灰層、ローム層などと呼ばれてきた。本報告ではこれをローム層として記載する。

4.1 第1, 2段丘 (多摩面相当)

中川(1961a)は、西側山地の近くで高さ180-100mの段丘を第1段丘とし、その周辺に分布する高さ80-75mの段丘を第2段丘とした。本報告では、調査地中央部の原町市^{あびがはら}畦原の段丘以外は、堆積原面がほとんど失われていることから、第1, 第2段丘の区分は図上では行わ

ず、これらの堆積物もここでは一括して扱う。

原町市畦原の台地は第1段丘に属し、その堆積物は台地北部の道路切割りで模式的に見られる。淘汰の悪い巨礫、礫、砂礫及び砂からなり、層厚は約10m程度である。礫層は大-中礫サイズの花崗岩、花崗閃緑岩の亜円礫を主としており、一部にクサリ礫が見られる。この堆積物は、厚さ5.0mのローム層(後述)に整合状におおわれている(第3図)。

その他の第1, 2段丘は、高さ140-50mで調査地全域にわたり点在しているが、段丘堆積物は丘陵頂部に僅かに残存するだけで、これを整合におおうローム層も認められず、堆積原面はほとんど失われているものとみられる(第3図)。堆積物は淘汰の悪い礫層や砂礫層からなり、層厚は10mから0.5mまでさまざまである。礫は径20-5cm、円-亜円礫を主とし、礫種は西方山地の地質を反映し、片麻岩、結晶片岩、花崗岩、花崗閃緑岩、はんれい岩等と、第三系中の礫層の再堆積と見られる角閃岩、粘板岩、砂岩、珪岩及び新第三系の泥岩、砂岩などからなっている。

4.2 第3段丘 (下末吉面相当)

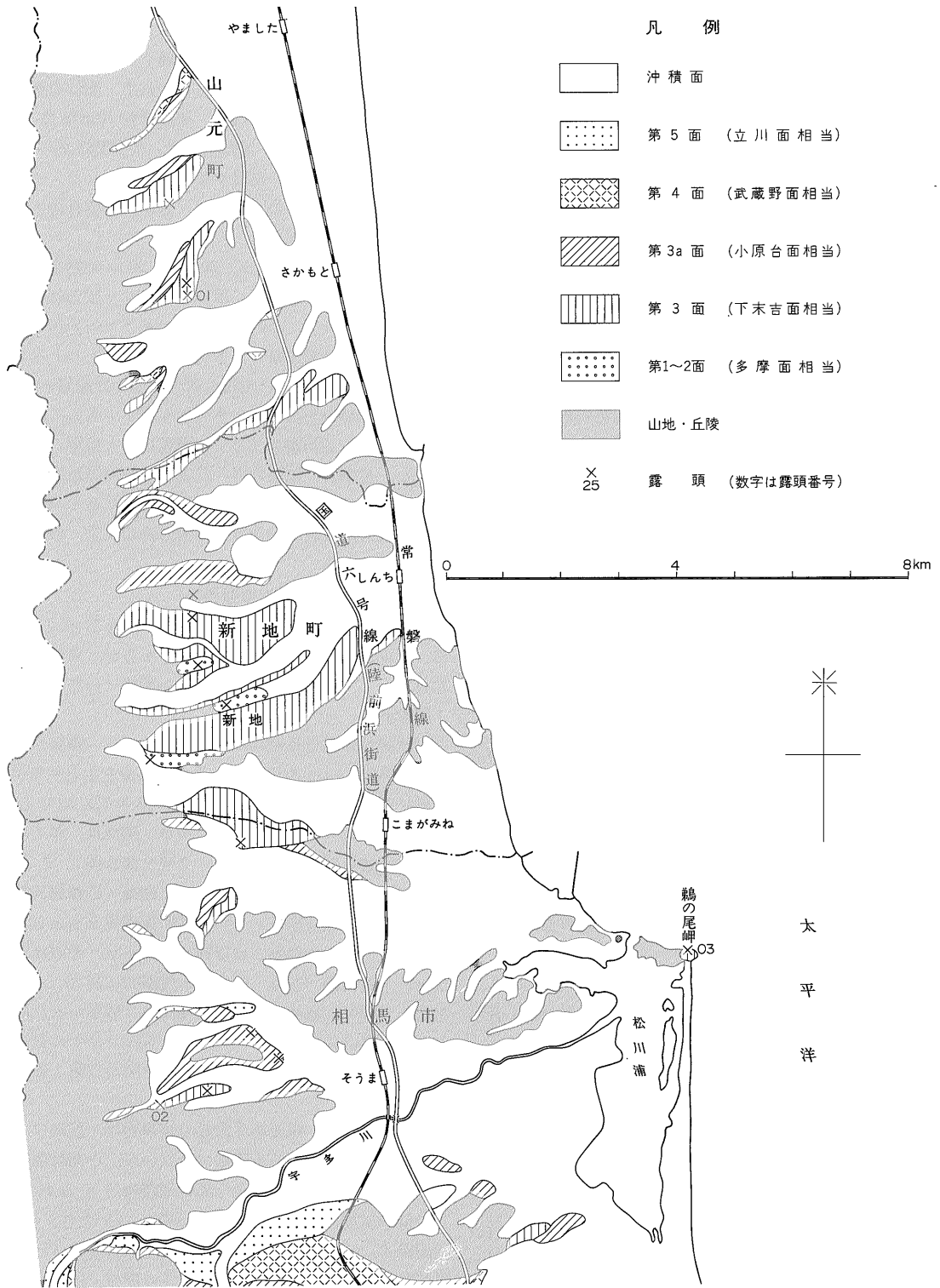
調査地全域に分布し、最も広い段丘面を形成している。大部分が扇状地性の河成段丘であるが、東海岸沿いには主として波食台性の海成段丘が帯状に分布する(第4図参照)。

扇状地性の段丘堆積物はすべて淘汰の悪い礫層からなり、礫径50-5cmの円礫まじりの亜円礫を主とするが、一部に亜角礫も見られる。層厚は5-0.5m位までであるが、一般には4.0-2.0m程度である。礫種は、第1, 2段丘堆積物とほぼ同様であり、クサリ礫も多く見られる。波食台の堆積物は、淘汰のよい礫層・砂礫層及び砂層からなる。礫は径10-5cmの円-亜円礫を主とし、礫種は河成の段丘堆積物とほぼ同じであるが、そのほかにチャートの円礫(径5-1cm)が特徴的に認められる(大倉, 1958)。堆積物の上部に礫まじり砂層かまたは砂層がある場合には(Loc. 15)、それらはラミナの発達した分級のよい粗-中粒砂からなる(第3図及び第1表を参照)。

上記のように、海成第3段丘の堆積物は一般には4-2mと薄く、基盤の凹凸も顕著ではないが、小高町塚原と浪江町棚塩では谷埋めのやや厚い堆積物がみられる。この部分は塚原層³⁾(KAMADA, 1950)と呼ばれ、中川(1961b)及び真鍋(1974)によれば、層厚は17-15m程度以下で、下部は砂・粘土まじりの礫層、中部は砂層や火山灰層を挟むシルト層からなり、上部は他地域の第

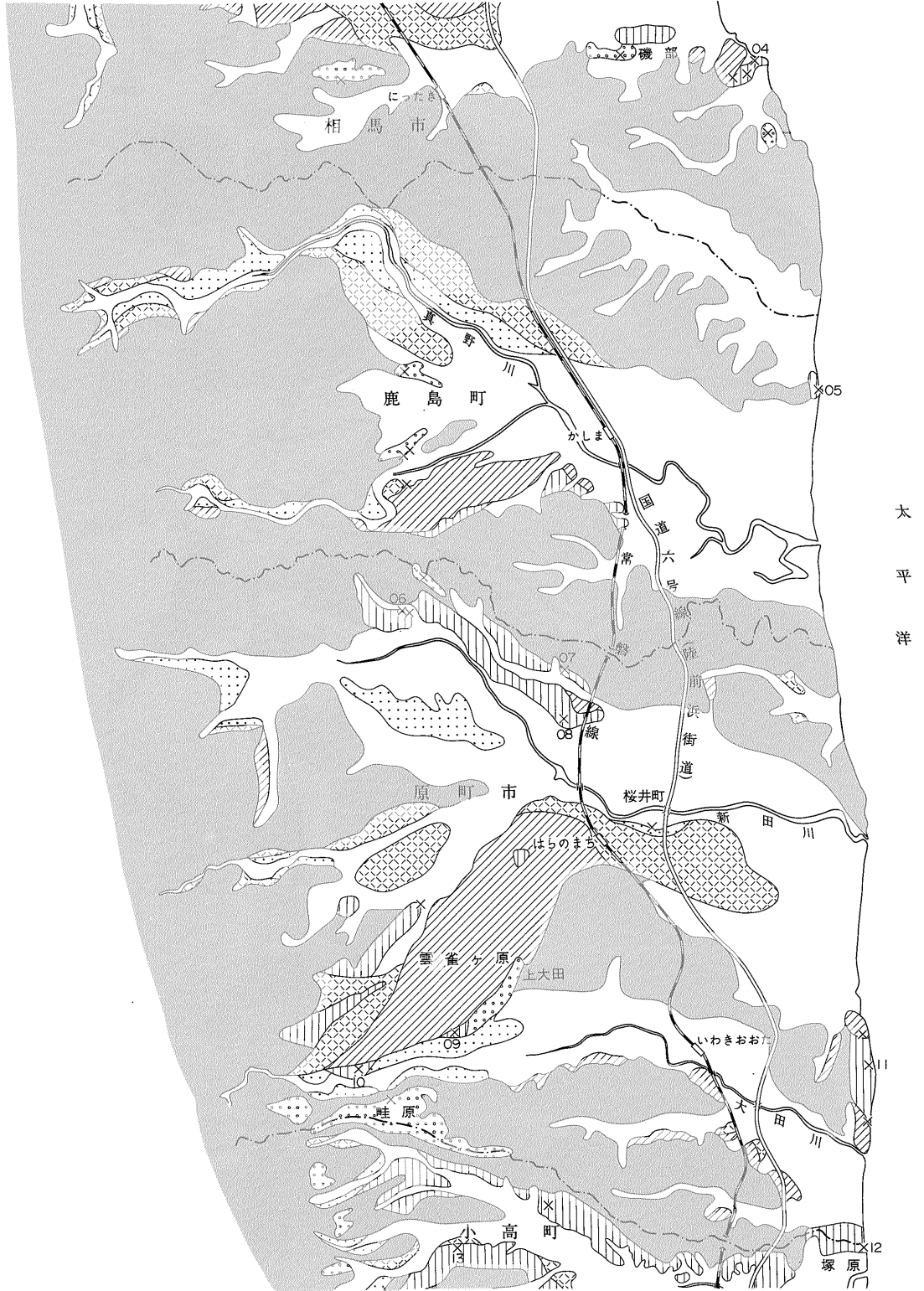
2) 主として、大倉(1958)や中川(1961a)の第3段丘を2分し、低位のものを第3a段丘としたが、まれには従来の第4段丘を第3a段丘にしたところ(例、原町市雲雀ヶ原)もある。

3) 中川(1961b)は第3段丘堆積層を一括して塚原層と称した。

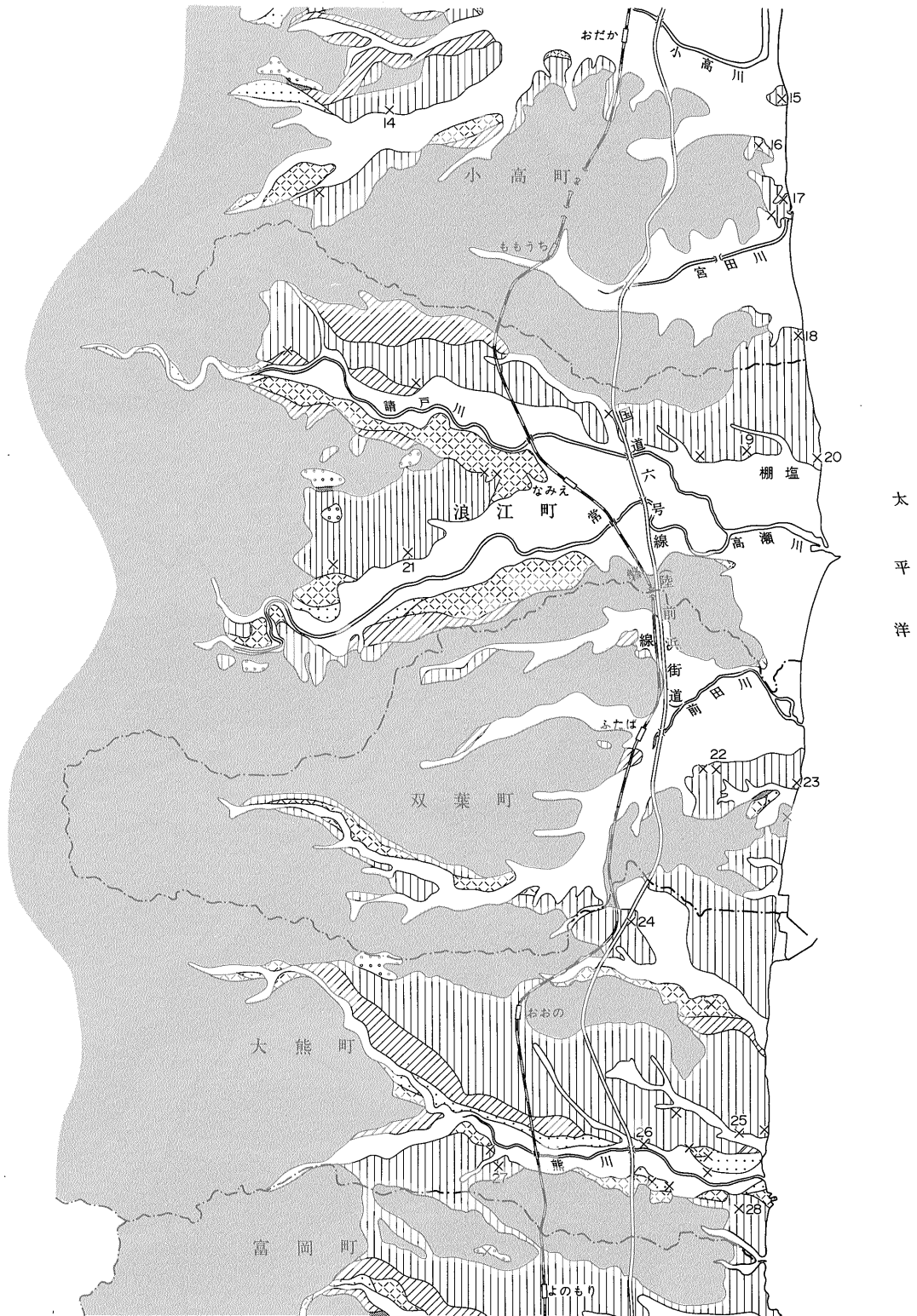


(1)

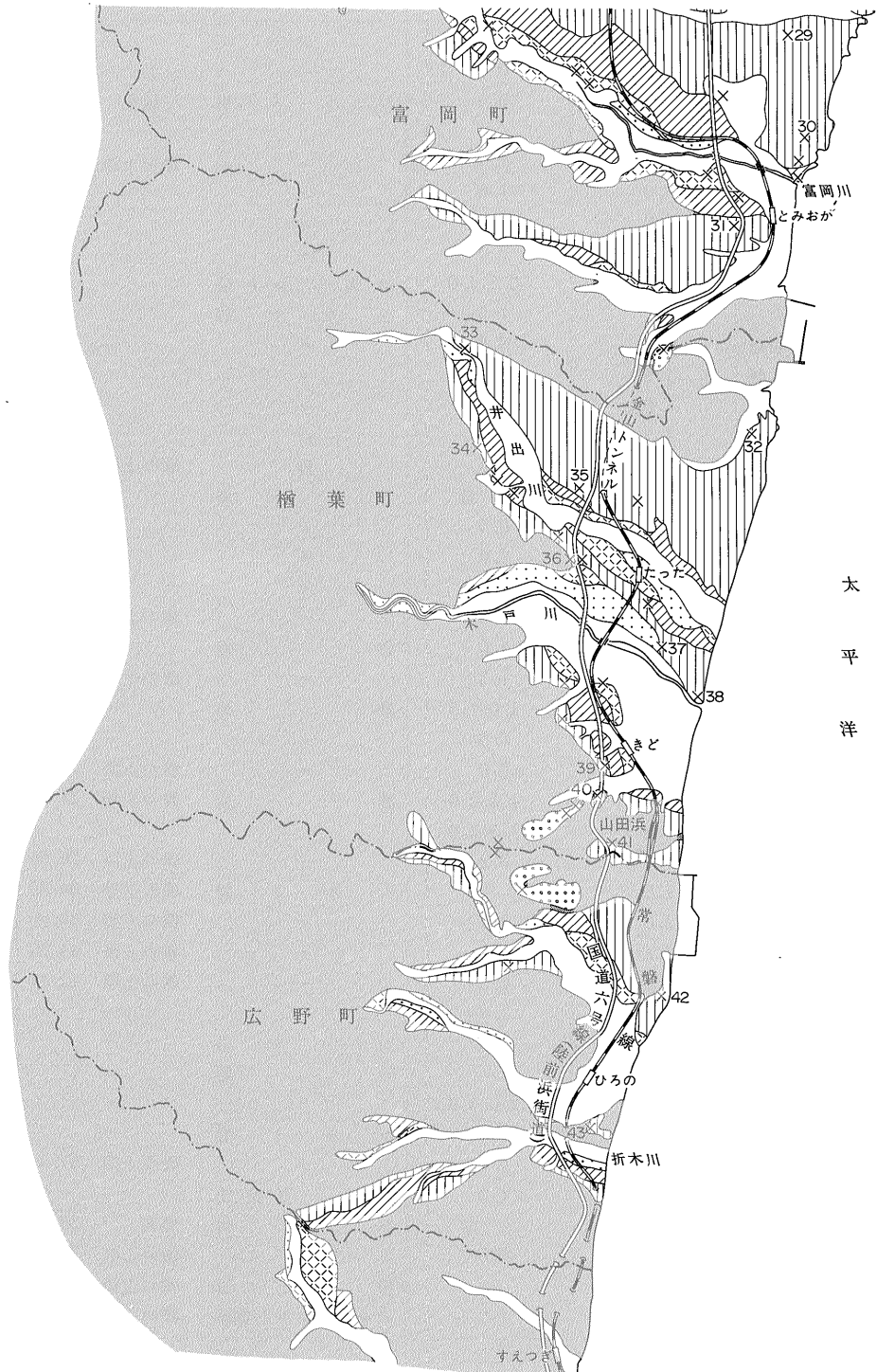
第2図 段丘面区分図



(2)



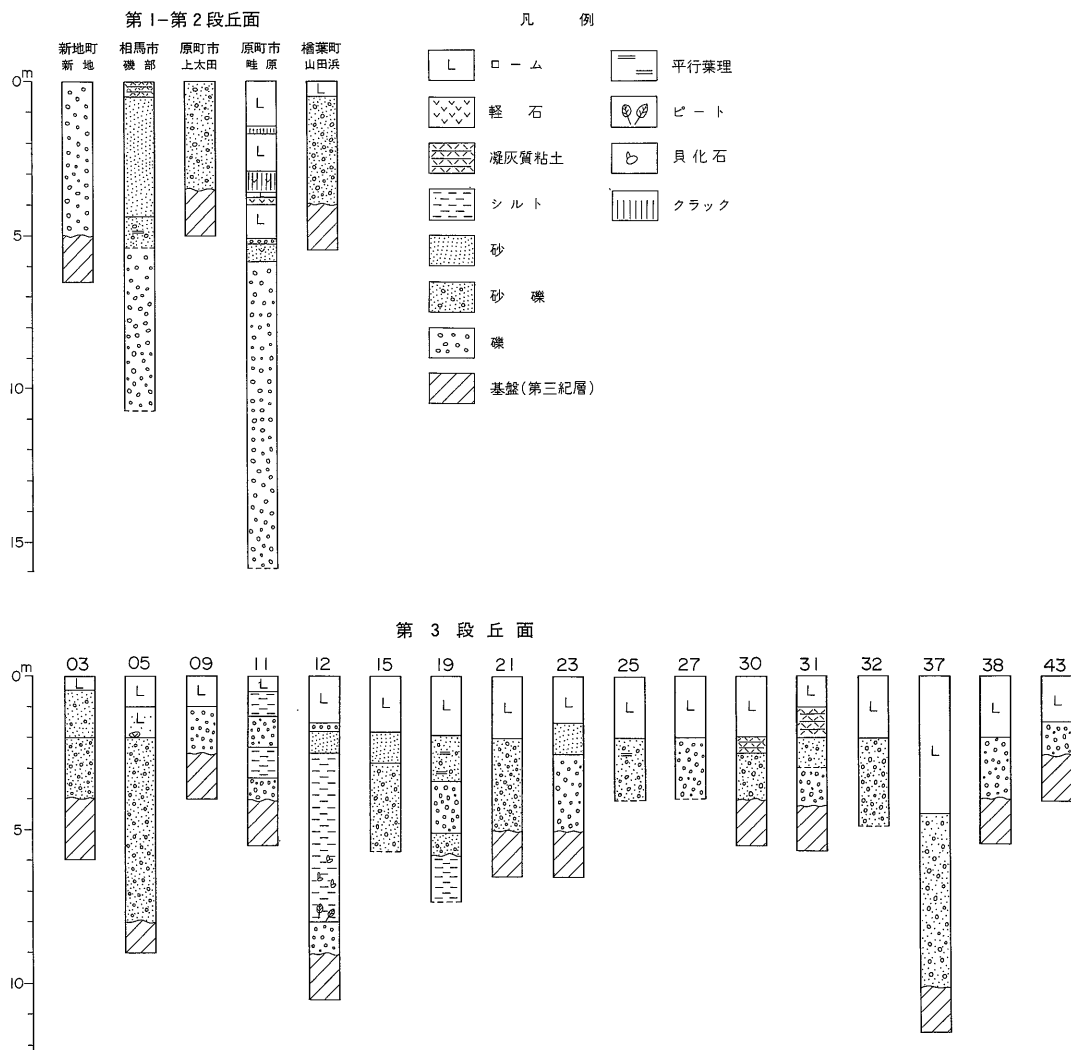
(3)



(4)

第1表 第3段丘堆積物とその標高。(露頭位置は第2図参照)

Loc.	堆積物	堆積物の厚さ m	ローム層の厚さ m	基盤岩	標高 m	成因
01	礫	4.0-5.0	—	砂	—	河成
02	〃	5.0+	0.5+	—	—	〃
03	〃	3.0-4.0	0.5	シルト岩	地表 20+	海成
04	〃	2.0-3.0	—	〃	—	〃
05	砂・礫	5.9+	2.0	〃	礫の上限 15-	〃
06	礫	4.0	1.0	〃	—	河成
07	〃	2.0	—	〃	—	〃
08	〃	4.0	2.0	—	—	〃
09	〃	1.0-1.5	0.5-1.0	砂質シルト岩	—	〃
10	〃	4.0	1.5	シルト岩	—	〃
11	礫・シルト互層	3.5	0.5	〃	—	海成
12	シルト・礫	1.0	1.5±	〃	—	〃
13	礫	2.0±	0.5	—	—	河成
14	〃	1.5+	0.3+	—	—	〃
15	砂	4.0+	1.8	砂	砂の上限 17.5	海成
16	礫	3.0+	不明	シルト岩	—	〃
17	砂・礫	5.0±	0.5	〃	—	〃
18	〃	2.0	2.0	〃	—	〃
19	〃	4.0	1.9	〃	—	〃
20	礫	3.0	2.0	—	礫の上限 17.93	〃
21	〃	3.0	2.0	砂岩	—	河成
22	〃	2.0±	1.5±	—	礫の上限 33.23	海成
23	砂・礫	3.5	1.0-1.5	砂岩	—	〃
24	礫	1.0	0.5	〃	—	河成
25	〃	2.0	2.0	—	礫の上限 28.79	海成
26	〃	3.0	1.5-2.0	砂岩	礫の上限 31.71	河成
27	砂・礫	2.0	1.5-2.0	—	—	〃
28	〃	1.0+	0.2	—	礫の上限 26.56	海成
29	〃	1.5	—	シルト岩	礫の上限 34.88	河成
30	〃	2.0	2.0+	〃	礫の上限 34.70	海成
31	〃	2.2	1.5	〃	礫の上限 44.20	〃
32	礫	2.9	2.0+	—	礫の上限 42.11	〃
33	〃	—	1.0+	—	—	河成
34	〃	0.3	0.8	シルト岩	—	〃
35	〃	2.0±	—	砂岩	—	〃
36	〃	2.0	2.0-3.0	〃	—	〃
37	〃	5.6	4.5	シルト岩	—	〃
38	〃	2.0±	2.0±	〃	礫の上限 37.5	海成
39	〃	1.6	1.0	シルト質粘土	—	河成
40	〃	1.0+	不明	シルト岩	地表 30.0+	〃
41	〃	0.5	0.6	〃	礫の上限 31.3	〃
42	〃	1.5+	—	砂岩	礫の上限 36.1	海成
43	〃	1.0	1.5	シルト・シルト質砂	礫の上限 30.5	〃



第3図 第1, 2段丘及び第3段丘のおもな露頭柱状図. 位置は第2図参照

3段丘堆積層と同様の淘汰のよい砂礫層からなる。下部及び中部からは内湾性貝化石 (KAMADA, 1950によれば47種), 化石樹幹, 植物化石等を産する。真鍋 (1974) は本層中部のシルト層中に逆帯磁を示す層準を発見し, これを Blake event (108-114×10⁸ y. B. P.) に対比した。

4.3 第3a段丘 (小原台面相当)

第3段丘の周辺に分布し, 第4, 第5段丘より高位にあって, かつローム層にほとんどおおわれていない⁴⁾河成の段丘を新たに第3a段丘とした。本段丘は調査地全域に見られ, 第3段丘に次いで広範囲に分布している (第2図参照)。第3段丘面との比高を 現海岸線付近 (=

4) 第3a段丘は, 第4, 5段丘と比べると表土がやや厚く, その中には風成火山灰が含まれている可能性もあるが, 表土との区別がつかない。

第3段丘旧汀線, 後述) で見ると, 富岡川付近で約10 m, 熊川北部で約5 m, 太田川付近で5-10 m, 相馬市磯部で約3 mで, 概して第3段丘旧汀線高度の高いほど比高も大きくなっている。

原町市雲雀ヶ原では, 当地域で最も広い扇状地性の平坦面が見られる。堆積物は淘汰の悪い礫層で, 径20-10 cmの垂円礫からなる。層厚は2.5 m以上まで認められるが, 最大層厚は明らかでない。

4.4 第4段丘 (武蔵野面相当), 第5段丘 (立川面相当) 及び沖積段丘

第4段丘及び第5段丘については詳しい野外調査は行わず, 主として空中写真により, 相対的な高度差に基づいて区分した。両段丘とも現在の河川沿いに分布し, 南

部では比較的河口近くにまで発達しているが、中部以北では下流-河口部には認められない。この傾向は特に第5段丘において顕著であり、広い沖積面(海岸平野)の発達する中部以北の下流部では、同段丘は沖積面下に没していると思われる。ちなみに第4段丘面の標高は南部の海岸付近で約20mであり、第3段丘との比高は富岡川付近で約20m以上、熊川北部では約10mである。両段丘とも堆積物は淘汰の悪い礫層または砂礫層からなり、礫は径40-10cmの亜円礫が多く、層厚は7-2m位である。

海成の沖積段丘(沼面相当)は、低位段丘の発達している南部地域でも認められない。調査地の海岸線は、現在も激しい海食により後退を続けている⁵⁾ので、沖積段丘はすでに失われていると考えられる。

4.5 ローム層

調査地のローム層は、第1段丘から第3段丘までの上に認められ、第3a段丘より新しい段丘上では認められない。その厚さは第1段丘上で約5.0m、第3段丘上で4.0-2.0mである。

第1段丘の堆積原面が広く認められる原町市畔原では、厚さ約5.0mのローム層は2枚のクラック帯によって上・中・下部に3区分される。上・中部のローム層は褐色であり粘土化が進んでいないが、下部は黄褐色でやや粘土化が進んでおり、クラック帯は暗褐色で粘土化している。ローム層中には黄色と白色の軽石層が2枚あり、またローム層直下の砂層にも軽石層が1枚認められるが、いずれも断続的である。ローム層中には全層準にわたって雲母片と円磨された細粒砂の混入が見られるが、これは火山灰の降下時に飛砂として由来したものと考えられる。なお、上から2枚目のクラック帯に挟在する軽石層は、その鉱物組成が後述する第3段丘堆積物の直上(ローム層の基底)にある軽石層と類似していることから、第1段丘面上のローム層のうち上から約3.0mは、第3段丘面をおおっているローム層と同じものであると思われる。

第3段丘面上のローム層は、褐色であり粘土化が進んでおらず、またその中には円磨された細粒砂が多く認められる(第1表参照)。これも第1段丘上のもと同様、飛砂として由来したものと考えられる。ローム層の厚さは、調査地北部の相馬市で0.5m(Loc. 03)、鹿島町で2.0m(Loc. 05)、南部の檜葉町で4.5-2.0mであり、一般には2.0m内外である。ローム層の中には軽石などの連続した鍵層が肉眼では認められないので、これを区

分するには至っていないが、Loc. 05でローム層の基底にある軽石層は、前述の第1段丘で認められた軽石層と含有鉱物が類似している。

5. 地域別の段丘記載

5.1 相馬郡新地町一同郡鹿島町

この地域は全般的に段丘の発達が悪く、逆に沖積低地の発達はいい。

第1、2段丘は、丘陵頂部に点在しているが、堆積原面は全く認められない。堆積物は淘汰の悪い礫層、砂礫層からなり、礫は径30-5cmの亜円礫で、層厚は5.0-3.0m位である。段丘の高度は90-50mで西から東に低くなる。段丘面をおおうローム層は明らかでない。

第3段丘は、北部の新地町付近で扇状地性の段丘として発達しているほかは、海岸沿いに海成段丘として点在しているだけである。扇状地性段丘の高度は、西部で60-50m、東方へ低下して20m+位になる。堆積物は、厚さ5.0-4.0m、礫径10cm±の亜角-亜円礫からなる砂礫層である。海成段丘の高度は、北限の松川浦鶴ノ尾岬で20m+、南部(Loc. 05)では調査地内で最低の15m-となる。堆積物は、厚さ6.0-3.0m、淘汰の良い砂層と砂礫層で、その礫は径20-5cmの円-亜円礫、砂は中-粗粒砂からなる。ローム層は、厚さ2.0-0.5mであり粘土化していない。

第3a段丘は、各所に扇状地性の段丘としてやや広く分布している。その高さは西部で80-40m、東部では30-20mとなる。堆積物は、厚さ4.0m内外、礫径30-10cmの亜円礫からなる淘汰の悪い礫層である。

第4、5段丘は、相馬市南部以南には発達しているが、海岸付近にまでは達しておらず、またこれ以北にはほとんど認められない。両段丘とも、先新第三系の分布する山地(西部)では現河床面との区別は明瞭であるが、東部では沖積面との比高が数m以下となり、両段丘相互及びそれらと沖積面との区分が不明瞭となる。

5.2 原町市一雙葉郡双葉町付近

原町市には、長さ約10km、幅約2kmに及ぶ雲雀ヶ原の隆起扇状地があり、主として第3a段丘からなるが、周辺には第1段丘から第5段丘までが認められる。

第1、2段丘は、主として西部の丘陵部に認められ、その高さは140-60mで東方へ低下している。前述した原町市畦原の台地は、高度140-110m、幅1.0km、長さ3.0kmの広い平坦面を保ち、堆積物を整合におおう厚さ5.0mのローム層があり、堆積原面が保存されていると見られる。他の第1、2段丘では、厚さ3-1mの薄い礫層が認められるだけで、これを整合におおうローム層

5) 年平均数10cmに達すると推定されている(東京電力、岸 清氏の御指示による)。

は認められない。

第3段丘は保存の良い平坦面を保ち、広範囲に分布しているが、大部分は扇状地性の河成段丘であり、海成段丘は東海岸沿いに僅かに認められるだけである。扇状地性の段丘の高度は、南部では100-40m、北部では60-25mであり、全般的に北方へ低くなる傾向がある。海成段丘の高度も、小高町 (Loc. 15) で17.5 m、双葉町 (Loc. 22) で33.2 mと、北方へ低下している。扇状地性段丘の堆積物は、淘汰の悪い亜円礫を主とする礫層からなり、その礫径は西部では70-20 cm、東部では20-5 cmほどである。礫種は後背山地の地質を反映しており、そのうち花崗岩類は風化してクサリ礫となっている。海成段丘堆積物は、砂礫層、砂・礫の互層及び砂層からなる。礫層は円磨された小-細礫、砂層は分級の良い粗-中粒砂を主とし、一部にクロスラミナも見られる。このほか小高町塚原及び浪江町棚塩付近には、沈水谷を埋積したと見られる塚原層 (前述) が分布する。これらの堆積物は、厚さ2.0-1.0 mの褐色ローム層に整合におおわれている。このローム層はあまり粘土化が進まず、その中に飛砂と思われる細粒砂を混入している。

第3a段丘は、一般には第3段丘に沿ってこれより僅かに低い河岸段丘として幅せまく分布する。しかし原町市の南西に広がる雲雀ヶ原の台地は、第3a段丘としては例外的に広い扇状地性の段丘で、その高度は西部で80 m、東部では25mとなる。

第4、5段丘は、第3a段丘より低位に河岸段丘として形成されている。それらの分布はほとんどが常磐線以西に限られており、河口部まで達していない。原町市東部に発達する第4段丘だけが例外的に新田川下流の沖積低地に突出しており、その東端の高度は約12mで、沖積面との比高もわずかに2-1 m程度となっている。

5.3 双葉郡大熊町一同郡広野町付近

大熊町から檜葉町木戸川北岸にかけては、全調査域を通じて段丘の発達が一番良いが、木戸川以南では海岸近くまで山地が迫り、段丘の発達は急激に悪くなる。

第1、2段丘は高さ90-80 mの丘陵頂部のごく小範囲に残存している。段丘堆積物は中-小礫からなる淘汰の悪い亜円礫層で、厚さは3.5-1.0 mである。この礫層の堆積原面は侵食により失われており、その上を厚さ0.5 m内外のローム層が不整合におおっている。

第3段丘は最も発達が良く、広い平坦面を持つ扇状地性の段丘と、海岸沿いに幅1.0-0.2 km程度の狭長な分布を示す海成段丘からなっている。扇状地性の段丘は、北部にある熊川北岸のもの (長さ7.0 km、幅2.0 km) が最も大きく、富岡川北岸 (長さ6.0 km、幅2.0 km)、井出

川北岸 (長さ5.0 km、幅1.5 km) と南方へ順次その規模が小さくなる。段丘面の高度は、西部でおよそ100m、東部で50-35 mである。段丘堆積物は淘汰の悪い礫層からなり、その礫径は50-5 cmで、東方に急激に小さくなり、また西部では亜円礫、東部では円礫まじりの亜円礫が主体をなしている。海成段丘の高度は、中央部の檜葉町から富岡町にかけては44-38 mと調査域内で最も高く、それ以北では38-28m、以南では36-30mと、南北両方向へ低くなっている。段丘堆積物は淘汰の良い砂層や砂礫層からなり、一部にはクロスラミナや平行ラミナが認められる。礫は径15-2 cmの円-亜円礫で、偏平な礫も見られる。砂は中粒砂を主とし、礫間を充填するもののほか、一部では礫層中にレンズ状の砂層としてはさまれる。

第3a段丘は第3段丘に沿ってより低位の河成段丘として分布し、海成のものは認められない。段丘堆積物は淘汰の悪い礫層で、径20-10 cmの亜円礫を主としている。

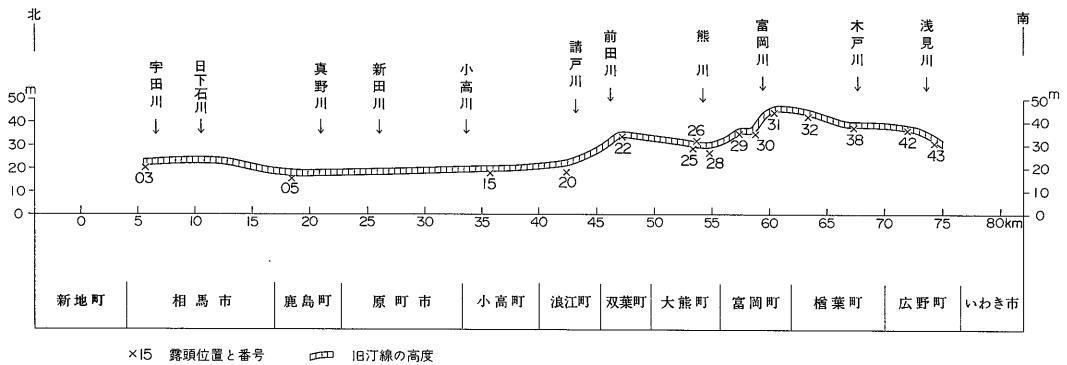
第4、5段丘は河成段丘で、現在の河川沿いに、比高20-2 mの低位段丘として河口近くにまで比較的良く発達している。富岡川南岸の第4段丘堆積物は淘汰不良の礫層で、径30-10 cmの亜円礫からなり、層厚は1.2-1.0 m程度である。熊川南岸の第5段丘堆積物は径10-5 cmの亜円礫からなる淘汰の悪い礫層で、下限が沖積面下に没している。

6. 段丘の高度分布と地殻変動

6.1 第3段丘における旧汀線の位置

当地域は段丘の変形量が比較的少ない (OTA, 1975) ので、段丘変形を量的に求める基準としては、形成時の高度を確実に推定できる第3段丘の旧汀線のみを用いることとした。しかしすでに述べたように、当地域の第3段丘は河成面から海成面へと漸移している所が多く、またその上を風成ローム層におおわれているためもあり、旧汀線の位置は地形のみからは決定しにくい。そこで筆者らは、第一に大倉 (1958) が示したのと同様に、各露頭における段丘堆積物をその組成と堆積様式により海成、陸成のいずれかに判定し、次いでその間を空中写真判読によりわずかながら面の傾斜が変化する所を見出し、これを旧汀線と推定した。また、各地の海成面すなわちローム層の下限の標高を、代表的な15カ所の露頭で水準測量により求めた。

このようにして確認された海成第3段丘は、北は相馬市鶴の尾岬から南は広野町折木川南岸までにはわたり、丘陵や沖積低地により分断されながらも、南北約70 kmの範囲に分布している (第4図)。ちなみに、調査地域の



第5図 第3段丘の旧汀線高度分布 (南北断面図)

勾配に比べてほぼ等しいか、若干緩やかな程度である。従って、第3段丘が高海水準期に形成されたことを考慮すると、東西方向については東方へまたは西方へのいずれについても、あまり大きな傾動は考えにくい。

つぎに、第3段丘、第3a段丘、第4段丘などの扇状地面の高度を地域的に比較してみると、同一段丘面の現在の絶対高度はもとより、異なる段丘面間の比高及びそれらと現沖積面との比高のいずれについても、富岡付近で最も大きく、南方及び北方へ小さくなる傾向がある。また、本地域北部の、海成第3段丘の高さが30mより低い地域（相馬市一雙葉町間）においては、新期の第4、5段丘が少数の例外を除けばすべて海岸近くまで達しておらず、さらに相馬市以北では新期の段丘がほとんど認められなくなる。一方、大熊町以南の、海成第3段丘の高度が30m以上ある地域では、第4、5段丘が海岸近くまで発達している。これらのことは、第3段丘の汀線がほぼ南北方向に形成された後、少なくとも第3a段丘形成時から第5段丘形成後に至るまで、当地域の北部（及び南端部）を相対的に沈降させるような運動が継続的に進行していたことをうかがわせる。

以上のことからみると、本地域は、中川 (1961a, b) や Коке (1969) の云うように大勢としては北方へ傾動していると考えても、これに矛盾する資料はない。しかしながら、現段階では第3段丘の変形を2次元的に示すような、等高線や最大傾斜方向の引き方にはかなりの自由度があると言わざるを得ない。

つぎに、当地域の段丘変形に関する既存の研究結果との比較を試みる。既述のように中川 (1961 a) は、本地域の段丘面の高度変化や相互の比高のみならずその発達状態も北方への傾動運動に強く支配されていると述べている。今回の調査結果も、大勢としては中川の説と矛盾しないが、中川の図示した第3段丘の南北方向の高度分

布一かならずしも旧汀線高度ではないが—をみると、本地域についてはほぼ一方的に北方へ高度を減じている点で、筆者らの調査結果 (第5図) とやや異なっている。しかし富岡以北の高度分布については、筆者らの調査結果も中川のそれとほとんど同様である。

OTA (1975) は、全国にわたる下末吉面 (S面) 旧汀線の変形様式を A-D の4タイプに分類した。このうち本地域を含む阿武隈山地東縁地域は、Cタイプ、すなわち非常にゆるやかな波状変形を示す安定地域の典型であるとした。筆者らの調査でも、当地域で強い変形や内陸側への傾動は認められなかった。ただし、OTA (1975, Fig. 4) や太田・成瀬 (1977, 図8) に示された旧汀線高度のうち本地域のそれは50-40 m程度であり、筆者らの得た結果 (44-15 m弱) に比べて全体として高過ぎ、かつ高度差が少ない。OTA (1975) の議論は大倉 (1958) の旧汀線の認定結果に基づいていると思われるので、筆者らの旧汀線の認定と大差はないであろう。したがって、OTAによる旧汀線高度は、ローム層の厚さを加えたものであることと共に、おそらく使用した地形図の精度によって若干高めに表示されているものと思われる。なお大倉 (1958) は、本地域南半部の旧汀線高度はどこでもほぼ50mで一様であるとしたが、筆者等の調査では、大倉の調査範囲でも約20mの高度差が認められる。

これらとは別に大倉 (1958) は、本地域南部において河成第3段丘を作った河川が、いずれも現在は面の南縁を流れているとし、このことから、第3段丘形成当時 (下末吉期) にはわずかながら北方が隆起する傾向があった可能性を指摘した。筆者らの第2図を見ても、全部ではないが多くの河川が、第3段丘の南側を流れている傾向はある。しかし、旧汀線による限り本地域は北方へ沈降する傾向があり、しかもその量はきわめて僅かで、河川の移動に影響を与えるほどであったとは思われない。

第3段丘形成後の流路の移動については、それが偶然ではないとしても、地殻変動以外の原因を考える必要があらう。

7. 測地的地殻変動と段丘変形

7.1 東海岸沿いの水準点変動, 東方沖の地震活動と, 旧汀線高度

福島県東海岸沿い(国道6号線沿い)の路線における一等水準測量は、1898年以来1978年宮城県沖地震後まで80年間に6回繰り返され、以下の5期間についての比較値が知られている。

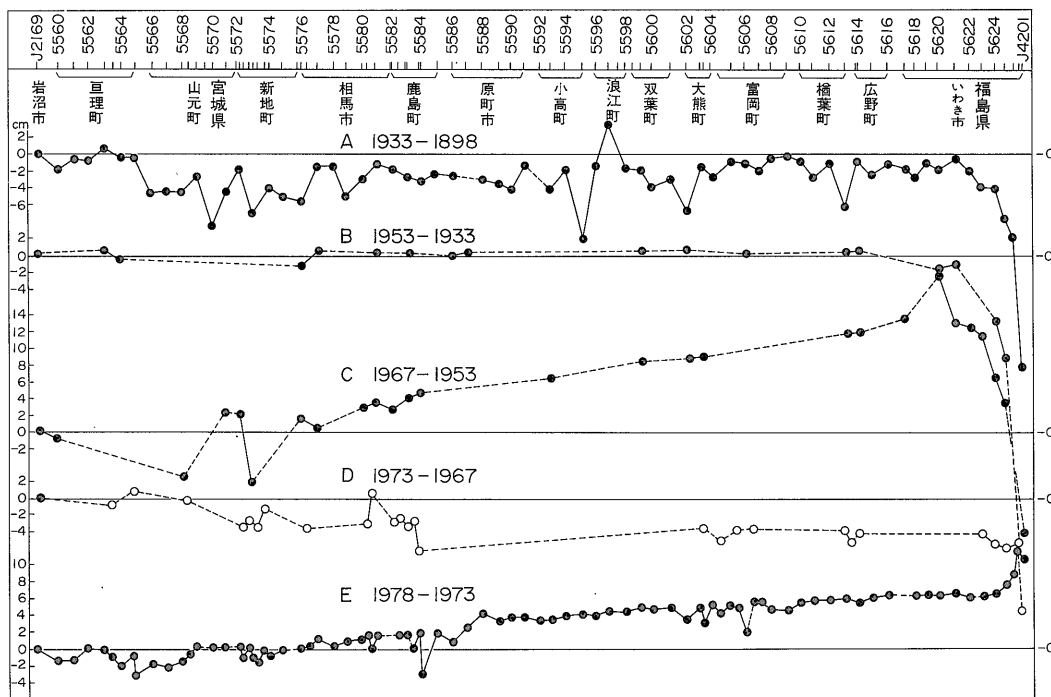
- 期間A 1933年7-12月—1898年8-11月(約34年間)
- 〃 B 1953年10-11月—1933年7-12月(約20年間)
- 〃 C 1967年9-11月—1953年10-11月(約14年間)
- 〃 D 1973年5月, 10-12月—1967年9-11月(約6年間)
- 〃 E 1978年9-10月—1973年5月, 10-12月(約5年間)

各期間の変動の概略は国土地理院測地部(1974),同地殻調査部(1979)にも示されているが、ここでは建設省国土地理院(1955, 1970, 1974, 1975, 1979)の成果集

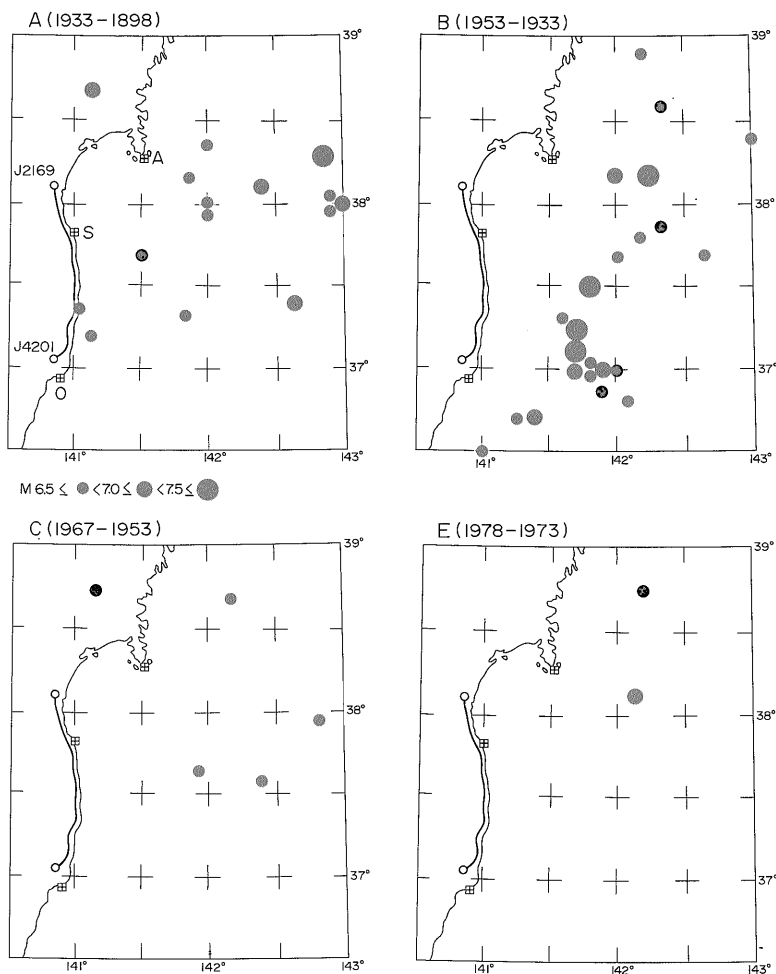
録にもとずき、宮城県岩沼市(交2169)を基準とした福島県いわき市(交4201)までの相対的な上下変動を第6図に示す。この図では、水準点の間隔は南北線に投影した成分を示す。A-Dの各期間とも、いわき市(5622以南)に認められる大きな沈下は、炭鉱による地盤沈下を反映したものである。またE期間における同地域の隆起は地盤沈下回復をあらわしていると思われる。

第6図によれば、5期間における水準点変動のパターンは、岩沼市を基準にしたとき系統的に北側が沈降している期間C及びE(北側低下期)と、ほとんど有意の変動を示さない期間A・B及びD(平穏期)の2種に分けられよう。このうち期間CとEにおける北側低下のパターンは、互いによく似ているだけでなく、傾向としては第3段丘旧汀線高度分布のパターン(第5図参照)とも調和的であるといえる。ただし旧汀線高度は富岡町付近からは南方へも低下しているが、水準点変動にはそのような傾向は見られない。

次に、主として当地域の沖合で起こっている地震活動と水準点変動との関係を検討する。A-Eの各期間内に発生したマグニチュード6.5以上の地震の分布を第7図に示す。測量期間に長短があることを考慮しても、地震



第6図 宮城県岩沼市(J 2169)—福島県いわき市(J 4201)間の水準点変動。
測量データは国土地理院により、各期間とも岩沼市を基準にして示す。黒丸は1等水準点、
白丸は道路基準点のデータによる。



第7図 各測量期間に対応したM6.5以上の地震活動。 期間Aのうち1925-1885年の地震データは宇津(1979)により、その他の期間のデータは気象庁資料による。期間DにはM6.5以上の地震はない。太線は水準路線、四角は験潮所(A:鮎川, S:相馬, O:小名浜)を示す。

活動はなお期間ごとに大きく異なっていることがわかる。このうち期間Eの北側低下の変動は、宮城県沖地震の影響が現われたものであろう。国土地理院地殻調査部(1979)によれば、岩沼市から仙台を経て石巻市に至るこの期間の変動はさらに数cmの石巻側低下であるから、岩沼付近以東の太平洋岸は宮城県沖地震により沈降したものである。この地震の断層モデルから予想される変動値(瀬野ほか, 1979)とも矛盾しない。しかしながら、その他の期間についてみると、地震と水準点変動との関係はそう単純ではない。たとえば、期間Eと同様な北側低下を示す期間Cには地震活動はそれ程盛んでなく、地震活動がもっとも活発だった期間Bには、水準点はほとんど変動していない。

しかし、この路線から得られる水準点変動は、地殻変

動の南北成分の相対値しか表わしていないことに注意し、つぎに東西成分を含む総合的な地殻変動を検討する。

7.2 現在の広域的地殻運動と大地震との関係

東北地方から北海道へかけての太平洋岸が長期的に沈降傾向にあることは、水準測量と験潮記録からよく知られている。福島県東海岸地域はその南限付近に属し、壇原(1971)の総合的地殻変動図によれば、1965-1895年のおよそ70年間にわたって平均1-2mm/年の沈降速度をもつ沈降地域に属している。一方、過去約30年間の験潮記録の解析(加藤・津村, 1979)によれば、岩沼市(交2169)より約60km東北東の鮎川で平均約4.5mm/年、いわき市(交4201)より約12km南方の小名浜では約4mm/年と、いずれも顕著でかつ定常的な沈降を示し

ている。水準路線内にある相馬では1973年以降短期間の検潮記録であるが、やはり顕著な沈降傾向を保持している。

このような太平洋岸の現在の沈降速度は、当地域における第3段丘の旧汀線高度が44-15 mと日本全体としては平均的な値を示していることから見ると、“異常”と云わざるを得ない。沖積段丘の資料がないので決定的なことは云えないが、この傾向は北日本太平洋岸に共通しているところから見ると、最近数10年間だけの特殊な現象ではないように思われる。そこでこの“異常”な定期的沈降は、地震前後の変動によっていかなる影響をうけるかを検討してみる。

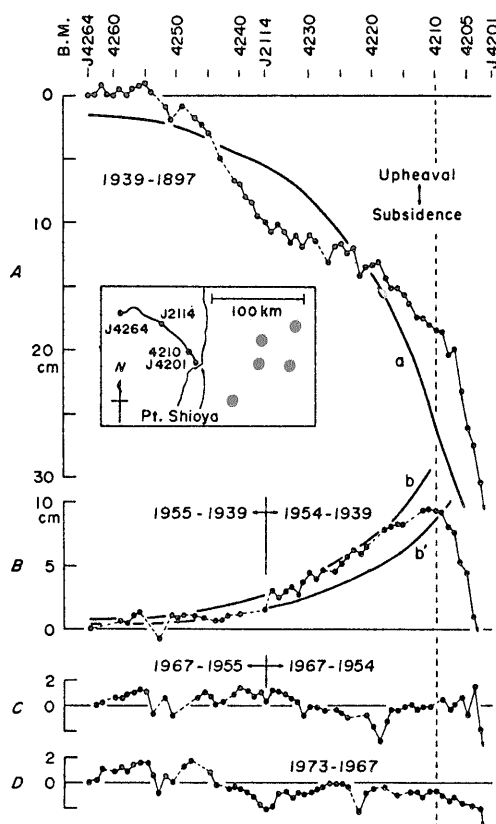
1938年、本地域の沖合いで、M7を超え最大M7.7に及ぶ地震が5回続発した(第7図B)。このような大地震の続発は当地域の数100年の歴史記録にはないeventであった(ABE, 1977)。この地震発生期を含む1939-1897年間の会津若松市—郡山市—いわき市にわたる水準測量は、内陸から東海岸へ向う著しい傾動沈下—いわき市の地盤沈下を除いても約20 cmに及ぶ—を示した。次の1954・55-1939年間では、郡山—いわき間でいわき市へ向う約10 cmの回復的隆起が現われた(国土地理院測地部, 1974)。ABE(1977)は1938年地震群の震源パラメータから内陸部に期待される地殻変動量を見積った結果、1939-1897年間の東方への沈下は、センス・規模からみて1938年地震時の変動であり、次の1954・55-1939年間の隆起は、地震後数年以内に沈降量の1/2ないし1/3が回復した余効的隆起であるとした(第8図)。このような解釈については細部では疑問⁶⁾もあるが、前記両期間の水準点変動の大部分が1938年地震の影響で生じたことは間違いないところであろう。

古い検潮記録によれば、鮎川は1936-39年の間に約45 cm隆起したが、藤田(1980)はこれを1933年の三陸沖巨大地震(M8.3)に引き続く非地震性の地殻変動であると解釈した。

1978年宮城県沖地震に際しては鮎川では約7 cm、相馬でも数 cmの沈降を示した。これに対して小名浜では、1977年頃から隆起に転じ⁷⁾、地震時にもその傾向は変化していない(加藤・津村, 1979)。その後鮎川では地震時の沈降が回復し、2-3年で地震前の長期的沈降曲線に回帰する傾向を示している(加藤, 1980)。

6) 1938-1897年間の郡山—若松間の変動は地震の影響かどうか疑問であり、そうすると郡山—いわき市間の東方沈下は次の1954-1939年間にほぼ完全に回復したことになる。また両期間の測量に系統的誤差が含まれているおそれもないとはいえない。

7) 小名浜はいわき市の炭鉱地帯からあまりへだたっていないので、地盤沈下とその回復の影響も考慮する必要はあるが、少なくとも1977年までの沈降は非常に一様であることに注意したい。

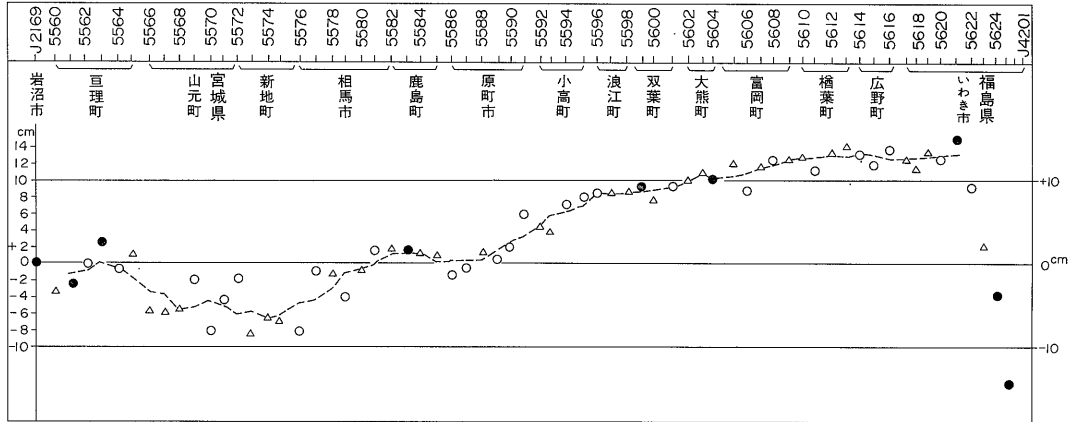


第8図 福島県会津若松市(J4264)—郡山市(J2114)—いわき市(J4201)間の水準点変動(国土地理院測地部, 1974による)。挿入図内の黒丸は1938年に発生したM7.0を超える地震の震央で ABE(1977)により決め直されたもの。曲線aは1938年地震から期待される coseismic な垂直変動曲線、bはaに比例させた仮想的回復曲線で回復量をaの1/2としたもの、b'は同じく1/3としたもの(ABE, 1977, Fig. 10による)。

以上の資料からみると、宮城県—福島県東海岸地域の地殻変動には、次のような特徴があるように見える：

- 1) 地震のない時期には東北—北海道太平洋岸に共通した海側への傾動沈下を示す。
- 2) 沖合に大地震が発生すると、近くの海岸地域から内陸部にかけては急激に沈降する。
- 3) 地震後数年間は地震時の沈降の一部(または大部分)が回復するように隆起する。
- 4) 断言はできないが、大地震からやや離れた地域では地震前後に隆起があるようにも見える。

このような傾向のなかで、再び岩沼市—いわき市間の水準点変動(第7図)を見ると、期間Cにおける南側隆起は、1938年地震後数年間の余効的隆起が南側に強く現われたと見ることがができる。なお、盛んとは云えないが



第9図 岩沼市—いわき市間における178-1898年間の上下変動推定図。第6図における5期間中、期間Dは道路基準点によるものなので、国土地理院の成果表から改めて期間C+D(1973-1953)の水準点変動値を計算し直し、次いでA, B, C+D, Eの4期間の値を合成した。改埋等のため全期間有効な点(黒丸)はきわめて少ないので、3期間(白丸)及び2期間(三角)の点については、欠測期間には両隣の点から内挿値を与え、全期間の変動値を推定した。局地的な変動を除くため、1点だけ両隣と著しく異なるデータ(5cm以上)は無視した。破線は短波長の変動を除くため5点の移動平均値を連ねたもの。

期間Cにおける地震活動がこの地域の北半部のみ発生していることも、多少の影響があるかもしれない。

7.3 段丘変形と現在の地殻運動に関するまとめ

最後に、より長期間における東海岸沿いの平均的な水準点変動と第3段丘旧汀線の変動を比較するため、1898年以降の全期間における水準点の異積変動図を作成した(第9図)。この路線では途中で移設・改埋された点が多く、全期間を通じて再測のできた水準点はきわめて少ないので、欠測区間には内挿値を仮定し補ってある。第6図における1973-1967年(期間D)の変動は道路基準点によるもので他の点とはつながらないので、別に1973年と1953年の水準点の観測成果表(国土地理院所内資料)からこの期間の変動値を読み直した。

なお、すべての期間において、1点だけ両隣の点と比べてとび離れたV字型の変動(両隣の差がいずれも5cm以上)を示すものは、水準点近傍のごく局地的な地盤の影響とみて、その点の値を無視した。

このようにして得られた第9図を第3段丘旧汀線の変動を示す第5図と比較すると、細かい点は別として大勢はかなり似ており、最近80年間の水準点変動の南北成分は、過去12-13万年間に累積された地殻変動のそれと調和しているように見える。しかしながら、約12-13万年前と推定される第3段丘旧汀線の高度差は富岡町—原町市間で約30mであるのに対し、同じ区間の最近80年間に生じた高度差は約13cmであり、同区間における相対運動の速度はあきらかに現在の方が6-7倍大きい。このことを端的に説明することは、これまでのデータからではできないが、定性的には次の2種の仮定に基づく解釈

があり得るだろう。

1) 現在の運動は過去のある時期以降ほぼ等速的であり、かつそれ以前の運動速度より著しく大きくなったという解釈。極端な場合、最近80年間の運動をそのまま過去へ遡らせると、2万年足らずで約30mの旧汀線高度差が得られるが、これは第3段丘を変形させる運動が少なくとも第3a段丘形成時には存在していたらしいこと(6.3参照)と矛盾する。したがって現在80年間の運動が定常的であっても、それが始まったのはおそらく1万年前以降(地質学的な現世)のことであろう。

2) 第四紀後期の運動は平均的に見て一様なのであって、現在の急速な運動はその中のゆらぎとして含まれているにすぎないという解釈。この見方をとるならば、将来において“ゆらぎ”を修正し長期の傾向に回帰するような運動、すなわち相対的に本地域の北部を10cmほど押し上げる運動が予想されることになろう。

東北日本の太平洋岸は、地震性地殻変動が専ら沖合で起こる(YONEKURA, 1972)ため、段丘の旧汀線高度分布も安定している(OTA, 1975; OTA and YOSHIKAWA, 1975など)という意見が広く受け入れられている。この考え方は、東北日本の太平洋岸が西南日本のそれとは異なり、地震性地殻変動区のヒンジラインより内側にあるため、地殻変動のタイプが異なるという意味では、筆者らにも異議はない。しかし、福島県東海岸における最近数10年間の地殻変動は、段丘の高度とその変形から認められる過去10年以上の平均的な変動傾向とは、速度の点などでかなり異なっている。またそれは、本地域の近海で起こる地震活動と無関係ではないことを指摘しておく

たい。

文 献

- ABE, K. (1977) Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938. *Tectonophysics*, vol. 41, p. 269-289.
- 壇原 毅(1971) 日本における最近70年間の総括的上下変動. *測地学会誌*, vol. 17, p.100-108.
- 藤田尚美(1980) 東北地方太平洋沿岸部における上下変動. *地震予知連会報*, vol. 24, p. 34-36.
- KAMADA, Y. (1950) A preliminary report on a Pleistocene marine fauna from Fukushima Prefecture. *Short Papers IGPS*, no. 1, p.48-53.
- 加藤照文(1980) 潮位記録に見られる1978年宮城県沖地震の余効変動. *地震学会講演予稿集*, 1980, no. 1, p. 41.
- ・津村建四朗(1979) 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動(1951-1978). *震研彙報*, vol. 54, p. 559-628
- 建設省国土地理院(1955) 一等水準点検測成果集録, vol. 1, 国土地理院.
- (1970) 同上, vol. 12, 同上.
- (1974) 同上, 別巻3, 同上.
- (1975) 同上, vol. 18, 同上.
- (1979) 同上, vol. 23, 同上.
- 北村 信・柴田豊吉・上田 朗(1955) 松川浦周辺地域の地質及び構造. *東北大地古邦報*, no. 45, p. 84-96.
- KOIKE, K. (1969) Geomorphological development of the Abukuma mountains and its surroundings, Northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 40, p. 1-24.
- 国土地理院測地部(1974) 東北地方南部の上下変動. *地震予知連会報*, vol. 12, p. 12-14.
- 国土地理院地殻調査部(1979) 三陸・常磐地方の地殻変動. 同上, vol. 21, p. 22-27.
- 真鍋健一(1974) 福島県小高町の上部更新統の地球磁場逆転について. *第四紀研究*, vol. 13, p. 21-25.
- 三田正一(1951) 常磐炭田双葉地区北部地質調査報告. *地調報告*, no. 140, p. 1-44.
- 中川久夫(1961 a) 東北日本南部太平洋沿岸地方の段丘群. *地質雑*, vol. 67, p. 66-78.
- (1961 b) 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. *東北大地古邦報*, no. 54, p. 1-61.
- 大倉陽子(1958) 阿武隈山地東北縁部の段丘地形一段丘堆積物の分析を中心として一. *地理評*, vol. 31, p. 206-219.
- OTA, Y. (1975) Late Quaternary vertical movement in Japan estimated from deformed shorelines. *Quaternary Studies, Royal Soc. New Zealand, Bull.*, vol. 13, p. 231-239.
- 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*, vol. 47, p. 281-292.
- OTA, Y. and YOSHIKAWA, T. (1978) Regional characteristics and their geodynamic implications of late Quaternary tectonic movement deduced from deformed former shorelines in Japan. *Jour. Phys. Earth*, vol. 26, Supple, p. 379-389.
- 瀬野徹三・須藤 研・江口孝雄(1979) 1978年6月12日宮城県沖地震の発震機構(初報). *地震予知連会報*, vol. 21, p. 10-12.
- 須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木 実・宮下美智夫・河内英幸(1957) 常磐炭田地質図説明書, 日本炭田図 I, 地質調査所, 143 p.
- 宇津徳治(1979) 1885年-1925年の日本の地震活動—M6以上の地震および被害地震の再調査—*震研彙報*, vol. 54, p. 253-308.
- YONEKURA, N. (1972) A review on seismic crustal deformations in and near Japan. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 4, p. 17-50.

(受付: 1980年9月10日; 受理: 1980年11月11日)