

<論説>水準測量成果に表現された平野の地殻変動

市瀬, 由自 / ICHINOSE, Yoshimi

(出版者 / Publisher)

法政大学地理学会

(雑誌名 / Journal or Publication Title)

JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理

(巻 / Volume)

20

(開始ページ / Start Page)

1

(終了ページ / End Page)

12

(発行年 / Year)

1992-03-31

(URL)

<https://doi.org/10.15002/00026118>

水準測量成果に表現された平野の地殻変動

市 瀬 由 自

- I はじめに
- II 庄内平野
- III 東部福井平野

- IV 津軽平野南東部
- V 北見山地南東部沿岸平野
- VI おわりに

I はじめに

日本島弧の中で、中新世以降洪積世を通じて最も活動的な地殻運動が行われてきた緑色凝灰岩地域では、新第三系の示す地質構造の影響が海岸段丘や河岸段丘などの波状変形となって表現されるのみならず、変形は測地学的成果にも反映していて、地形の形成が現在にまで進行することを示唆している例が多く知られている（今泉：1977，太田：1968，Ota：1980，杉村：1952，町田・池田：1969）。ここでは、緑色凝灰岩地域の沖積平野を対象にして、平野表面にみられる短波長の波状変形について、次に述べる諸点より考察を試みる。すなわち、(1)沖積平野表面の波長数km程度の波状変形、(2)波状変形と沖積層などとの関係、(3)波状変形と地震時の地殻変動との関係などである。

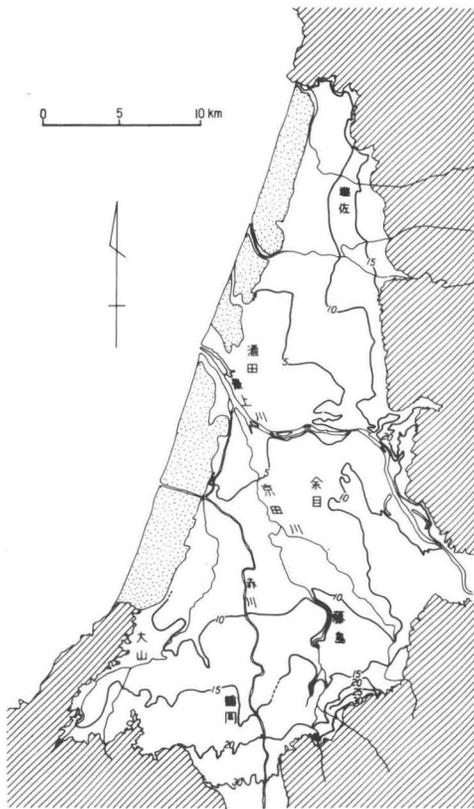
これら諸点より考察を進めることによって、測地学的変形と沖積平野の形成過程において継続した運動との関係を明らかにすることができると考えられるからである。上述した諸問題を考察するに当たり対象地域としては、新潟地震（1964，M7.5）および福井地震（1948，M7.1）などによって激しい地殻変動を受けてきた庄内平野や福井平野、および津軽平野、北見山地南東部沿岸平野などの緑色凝灰岩地域に位置する諸平野を扱った。

II 庄内平野

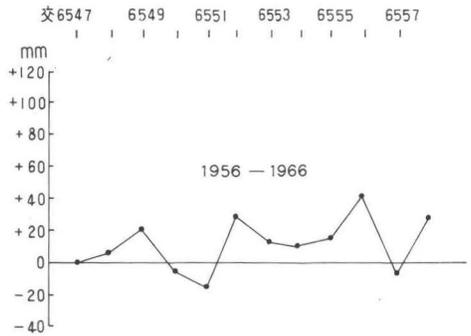
南部庄内平野における10m等高線は藤島付近において円弧に近い形状を呈しており、突出した部

分を藤島川が下刻するために、10m等高線は河流に沿って約4kmも南に食い込んでいる。15m等高線も三角州平野上に位置するにもかかわらず、北に凸面を向けた弧を描いている。15m、10m等高線の突出部の北北東の延長は、余目付近の10m等高線に示される北西～南東方向の突出部に続いている（第1図）¹⁾。ここより北東部では最上川の流路が北東方向に迂回するとともに、著しく曲流して数多くの旧流路を残している。余目付近では平野面が高位、低位の沖積面に大別され、それらが2～3mの比高をもって侵食の復活が行われている（市瀬：1970）。

一方、南部についてみると、藤島川は南南西より北北東に流れるが、藤島北部では直角に近い角度で流路を転ずる。付近には、平野面を刻んで沖積段丘が左岸に発達し、自然堤防が右岸に形成されていて、南西部の隆起運動の影響が認められる。これらの特徴は平野面が北北東～南南西方向に長軸をもつ波状の曲隆運動の影響を反映している。曲隆運動は地形的には三角州平野や自然堤防上に表現されていて、その幅は2～6km、長軸の延長は約16.5kmに達する。なお、北部庄内平野の震探図によると、余目付近では-400～-600mに、南南西～北北東に長軸をもつ背斜構造が存在する（石油開発公団：1960）。この背斜構造は鮮新統に属する常禅寺層、観音寺層などによって構成されている²⁾（山形県商工労働部鉱業課：1960）。背斜軸の位置と長軸の方向が余目付近の曲隆地形のそれらに一致することにより、平野下の鮮新統の背斜構造を形成する運動が、平野の形成過程を通じて継続され、地形に表現されるにい



第1図 庄内平野等高線図



第2図 新潟・新庄間水準点垂直変動図

背斜構造を示す運動とも調和的である。余目付近では平野下の鮮新統の褶曲運動が平野の形成後にも行われ、それがこの地域の地形や最上川流路の平面形態に影響し表現されていること、ならびにかかる運動が新潟地震前、地震時の水準測量の改測成果に表現されているものと判断される。水準改測成果に表現される隆起は、曲隆の地形の形成が進行しつつあることを示唆している。

なお、久保（1991）は写真判読によって作成した地形分類図で認められる最上川蛇行帯低地の性状、最上川河道変遷、相沢川の沖積段丘、京田川の穿入蛇行状の流路などに基づいて、余目付近に活褶曲の運動が認められることを指摘している。

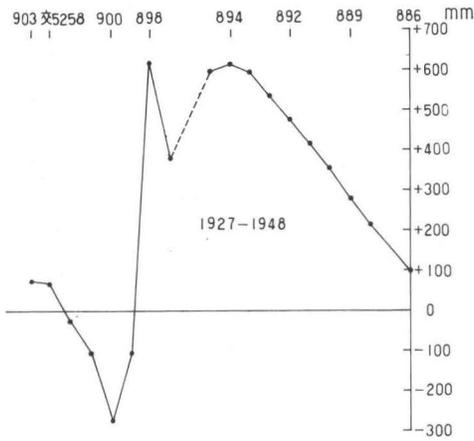
たったものと考えられる。

余目付近の曲隆運動を新潟・新庄間における1942～1956年の水準改測成果（新潟B.M.No.6547を不動とする）にみると、B.M.No.6548は+10.2mm、B.M.No.6549(余目)は+22.1mm、B.M.No.6550は+5.4mmをそれぞれ示していて、余目付近が隆起している。新潟地震³⁾時の変動を含む1956～1966年の垂直変動量をみると、B.M.No.6549は+20.7mmである。しかしながら、同期間における鼠ヶ関・秋田間の水準改測成果（鼠ヶ関B.M.No.6517を不動とする）ではB.M.No.6547は+130mmであるので、鼠ヶ関を不動とした場合には+150.7mmとなる。この値は付近の水準点に比較して大きく、余目付近において波状の隆起が行われている(第2図)。余目付近では1942～1966年間に42.8mmの隆起が引き起されていて、年平均変動量は+1.7mmとなる。

両期間における運動は平野面の曲隆や平野下の

Ⅲ 東部福井平野

福井平野は平野のほぼ中央を南北方向に配列する小崖列⁴⁾によって、東部福井平野と西部福井平野に分けられる。東部福井平野の標高は足羽川南部地域では30～10m、足羽川と九頭竜川の中間の地域では40～8.5m、九頭竜川以北の地域では40～7.5mである（市瀬：1982）。また、東部福井平野は地形的には、扇状地、自然堤防、上部三角州に分けられる。扇状地は九頭竜川、足羽川、竹田川によって形成されている。九頭竜川、足羽川の形成する扇状地は、傾斜も緩く小規模であり、形状も扁平である。竹田川の形成する扇状地は最も小規模であるが、扇状地に特有な円錐形状を呈している。自然堤防は広がりも狭く比高も低くなっている。三角州は九頭竜川、足羽川、磯部



第3図 福井・大聖寺間水準点垂直変動図

川、兵庫川、竹田川などの自然堤防に抱かれた地域や自然堤防の前面に発達している、それらは上部三角州に含まれる。なお、九頭竜川、足羽川の両扇状地の裾合にも荒川の形成する狭長な三角州平野が発達している。

これら東部福井平野の地形と福井地震時⁵⁾の地殻変動との関係を、水準改測成果にみると次の通りである(第3図)。1927~1948年の福井・大聖寺間の変動をみると、B.M.No.900(越前森田)では271.1mmの沈降運動を行っている。これに対してB.M.No.898では+610.8mm, B.M.No.894では+618.9mmの隆起がみられ、その隆起量はここより北方に徐々に減じてB.M.No.886では+95.7mmとなっている。この現象はB.M.No.898~B.M.No.886に至る地域が、地震時には福井地震断層を境として南上り北下りの隆起運動を行ったことを示唆している(Nasu: 1950, Miyabe: 1950, 小笠原: 1949)。

かかる隆起運動を被った九頭竜川扇状地、自然堤防、上部三角州平野の地形をみると、以下のような特徴を指摘することができる。すなわち、国土基本図(縮尺2千5百分の1)によって福井平野北部の微地形について考察した多田(1970)は、九頭竜川扇状地の北部から舟寄、宮領を経て河和田付近まで続く高まりがある。この高まりは8m, 7m, 6mの各等高線の形状に表現されていて、西側の三角州や自然堤防地帯に対して約1m高くなっている。高まりは南南東~北北西方向

に配列していて、西縁は北横地から河和田の間では十郷用水の位置とも一致している。この高まりは東側の山地から運ばれてきた土砂が用水路の線で喰い止められ、東側に堆積したために地盤が高くなったものと考えられるが、断層崖に沿って十郷用水を建設したものと考えの方がよいのではないか。そして、福井地震時における地震断層(西側断層)の位置とこの崖の位置が一致していることから、十郷用水の辺りの地形のくい違いが、沖積層を切る断層によることの蓋然性が大きく、地震断層もボーリング資料から推定される平野下の旧断層に沿ってくり返されたものと考えられると述べている。

また、天池・竹内(1989)は多田の指摘した高まりに近接する田島川流域において、福井地震を引き起した活断層を横切る測線を設けて、エアガン震源および板たたき震源を用いた地震探査を行い、以下に指摘する成果を得ている。すなわち、福井地震による地表面の上下変位、現在の地表面の標高、沖積層中の各層の上下変位(2.4~2.8m)、沖積層と洪積層の境界、基盤構造などに示される諸量が、田島川の両側で上下にくい違いを示している。しかも下部の層などその変位量が大きくなっていること、地震時に田島川周辺に多くの地割れが発生したこと、および田島川周辺の地下構造から基盤層が50~200m上下にくい違っていること、などが知られる。これらを総合して考察すると、田島川の下にはくり返し地震を発生させた活断層の存在を結論できると述べている。

著者は北部の福井平野において、上部粘土層(現在の三角州堆積層)が最も内陸側に広がっていて、地震時の隆起帯に含まれる丸岡付近の三角州平野上のボーリング資料(No.172, No.173)に基づいて、上部粘土層の層厚と下限深度を検討した。その結果、上部粘土層の層厚はNo.172では20m, No.173では15m, 下限深度はNo.172では-13m, No.173では-7mである。これらを後述する荒川流域の袋状凹地と比較すれば、上部粘土層の層厚も薄く、下限深度も浅くなっている(市瀬: 1968)。

これらの諸現象を併せ考えると、東部福井平野

の九頭竜川扇状地および北部の平野では、平野の形成過程において隆起運動が継続しており、福井地震時に発現した地震断層に伴う運動は、平野の変形を強調する方向に進行していることが知られる。

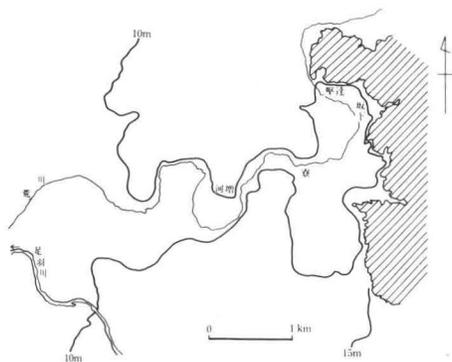
かように九頭竜川扇状地および北部の平野が隆起傾向にあるのに対して、扇状地南部に接する荒川流域の三角州平野では袋状凹地が形成されていて、平野が沈降運動を継続することを指摘できる。すなわち、九頭竜川、足羽川の形成する扇状地や三角州上の10m等高線は、袋状凹地において約3km東方に湾曲する(第4図)。荒川流域の寮付近では10m等高線の示す間隔は南北方向に2.5kmとなり、袋状凹地⁶⁾を形成している。袋状凹地の長軸は越前中央山地西緑の山麓線や福井地震断層の走向とも調和的である。袋状凹地の東縁部は、沈水型山麓線を現わして越前中央山地に接している。

また、これら荒川下流域の平野の地形とともに、荒川上流域の山地の地形をみると、荒川上流は北北西に流れる直線状の流路を形成している。この流路を境として、東側の吉野岳・二本松山の山頂高度は220~550m、西側の山頂高度は120~220mであって階段状に低下している。北北西方向をとる流路周辺の地形をみると、西方は出入に富んだ山麓線を示しているが、東方は北北西方向に連なるほぼ直線状の山麓線を現わしている。北北西方向の流路は福井東側地震断層の延長上に位置するのみならず、松岡断層(確実度Ⅱ, 活動度B)(活断層研究会:1991)の位置とも一致して

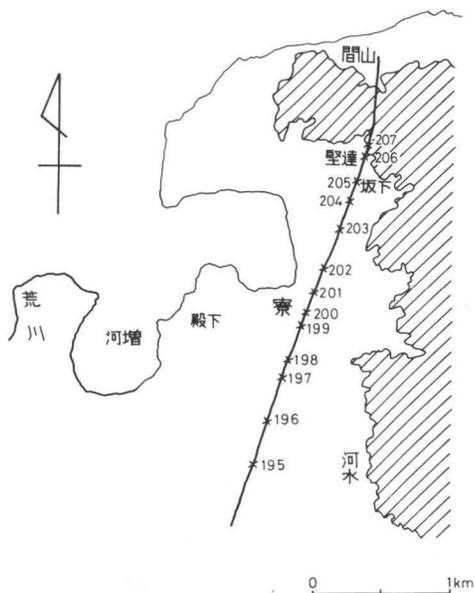
いるので、断層谷としての特色を帯びている。西側の山稜上には、南西方向(平野側)に水源をもつ2河流があって、66mと70mにそれぞれ風隙を形成している(市瀬:1976)。

一方、袋状凹地を構成する堆積層の層相、層序、深度分布をみると次のようである。袋状凹地の堆積層は上部および下部の細粒堆積層と、その間の粗粒堆積層に分けられる(第5図, 第6図)。上部細粒堆積層は粘土層, シルト層, 砂混じりシルト層, 細砂層などより構成され、多量の有機物を含んでいる。本堆積層の層厚は、南西から北東に増加して坂下付近のNo.204では、最も厚くなり約28mに達している。その下限深度は-17.8mである。粗粒堆積層は砂礫層や砂層より構成される。層厚は2~15mで、南西より北東に減少している。上限深度は+7.4~-14mで、南西より北東に徐々に低下する。下部細粒堆積層は粘土層, シルト層, 砂混じりシルト層, 砂礫混じり粘土層, 砂層などからなっている。層厚は3m以上でNo.203では20mに達していて、本堆積層が平野側に急激に低下する基盤岩石を覆っている。なお、上部細粒堆積層は層相、層位的関係から、福井平野の上部粘土層に対比される。

袋状凹地の形成は、それが三角州平野上に位置



第4図 袋状凹地の地形

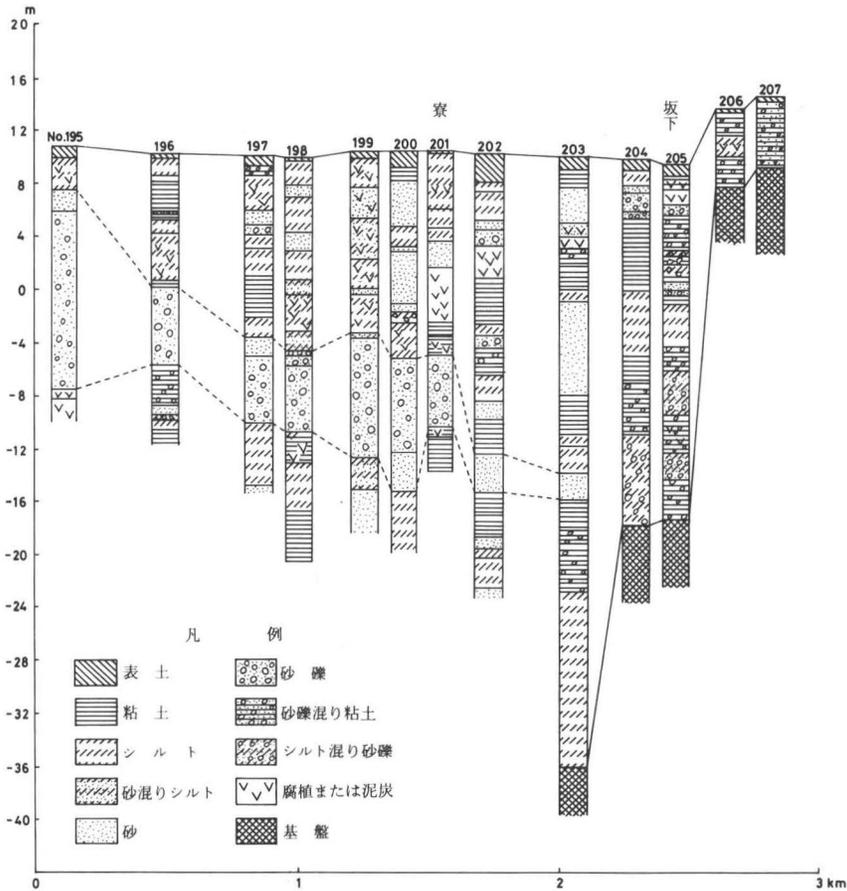


第5図 ボーリング地点位地図

すること、および10m等高線の形状が袋状を呈することなどから、三角州平野形成後の沈降運動に起因している。この沈降運動が上部細粒堆積層の堆積過程を通じて継続したことは、袋状凹地の中で低所に位置するNo.204では、同層の層厚や下限深度がそれぞれ最大に達していることによっても裏づけられる⁷⁾。また袋状凹地に接する越前中央山地西縁が、断層変位地形を形成していて、断層活動に伴う沈降運動が継続することを示唆している。これとともに、袋状凹地周辺の三等水準測量の改測成果によれば、地震断層（西側断層）を境として東側にある牟呂（松岡町）では相対的に4cm隆起し、西側の葦中山では23cm沈降している。また、三角測量の改測成果では、越前加賀山地に設けられた基線を不動として、西側の丸山が南へ95cm、東側の間山が北へ67cm移動したことが

知られている（Nasu：1950）。

なお、袋状凹地は福井地震時に発現した福井地震断層の直上に位置している。福井地震断層はNasu（1950）によれば、福井平野ではinvisible faultまたはintrinsic faultとして、小笠原（1949）によれば深部断層として活動し、ともに地表には断層に基づく地形は形成されなかったが、西側断層線上では地震断層が平野における亀裂や陥没などの発生の原因になったとみられている。これらの諸現象と袋状凹地の地形、堆積層の層相、層序、深度分布を併せ考察すると、袋状凹地では過去に発生した地震を契機として基盤に断層運動が行われ、断層に伴う沈降運動が厚い上部細粒堆積層の堆積をもたらしてきたとともに、物理的性質を異にする軟弱な沖積層に変形を与え、袋状凹地を形成してきたとみられる。袋状凹地はfault sag



第6図 袋状凹地地質断面図

pondとして形成されたものである。

上述した諸現象を総括すれば、福井地震時の隆起帯においては、北部の福井平野では隆起が、南部の福井平野(袋状凹地)では相対的に沈降する運動が継続していて、地形や上部粘土層の層厚、下限深度にそれぞれ相違をもたらしてきたと言える。

IV 津軽平野南東部

津軽平野南東部は、津軽半島の中央を縦断する津軽断層および奥羽山地西縁の高賀野・平賀断層の間にある南北方向の地溝盆地と、北北西～南南東方向に配列する津軽平野が接合する地域である。奥羽山地より流下する浅瀬石川、浪岡川および地溝盆地を適段的に流下する大釈迦川は、津軽平野南東部や地溝盆地内部に合流扇状地を形成している。これらの合流扇状地を大矢・海津は、形成過程によってⅠ期からⅣ期の扇状地に分類している(大矢・海津：1978)。Ⅲ期の扇状地の一部には、20m等高線によって表現される凹地があって湿地を形成している(Ichinose：1983)(第7図)。

また、凹地に接する南部の扇状地上には、北北東～南南西方向に長軸をもった湿地帯が形成されている。凹地を含めた湿地帯の長軸の延長は約4.5kmであり、東西方向の幅は約1.2～1.3kmである。国土基本図(縮尺5千分の1)によると、湿地帯は十川の形成する自然堤防状の地形によって北部と南部に分けられ、最低地点は北部にあって18.1mとなっている。Ⅲ期の扇状地の形成時代については、大矢・海津(1978)は地形や遺跡、遺物の出土状態から、8,000～4,000年B.P.ごろと推定している。

この凹地を含む湿地帯の成因については、次のように考えられる。(i)凹地を含む湿地帯は位置や沖積低地の地形との関係から、Ⅲ期の扇状地の形成期における浅瀬石川と浪岡川が、また現在では浪岡川が、それぞれ形成する自然堤防状の微高地によって、扇状地と扇状地の裾合の低地が塞がれて形成された地形であると解釈することができる。なお、浅瀬石川の形成するⅢ期の扇状地と現

在の浅瀬石川の流路との間には、侵食の復活による侵食崖が形成されている。そのために現在の浅瀬石川による凹地を含む湿地帯への砂礫の供給は、行われていないと判断される。

しかしながら、凹地を含む湿地帯の成因については、(ii)以下に指摘する諸現象にも着目する必要がある。すなわち、(A)凹地を含む湿地帯の配列方向は、津軽山地の地形的優勢方向を支配する津軽断層の走向に調和的であって、その位置は地溝盆地の南部から南南西方向に連なる地域にある。(B)津軽平野の等重力線図をみると、黒石市高樋付近を過ぎる北北東～南南西方向に長軸をもつ、ブーゲー異常の低い値(30ミリガル)を示す地域があって、地溝盆地はその一部に位置している(大沢・平山：1970)。(C)凹地を含む湿地帯の南部には、平野の地下に下部洪積統(弘前湖盆層、黄金山層)によって構成される向斜構造があって、南北方向に配列する向斜軸を形成している(酒井：1960)。(D)浅瀬石川の形成したⅠ期とⅡ期の扇状地を含めた平均傾斜は、右岸扇状地が12.1%、左岸扇状地が8.3%であって、右岸扇状地が左岸のそれより急傾斜となっている。凹地を含む湿地帯は、浅瀬石川右岸のⅠ期とⅡ期の急傾斜の扇状地が、Ⅲ期の扇状地に接する地域の北西部に位置している。なお、Ⅰ期の扇状地の形成時代は13,000～10,000年B.P.ごろと推定されている(中川ら：1972)(大矢・海津：1978)。(E)太田・中田(1991)によれば、地溝盆地西部の津軽山地東縁には、浪岡撓曲運動に起因する南北方向の撓曲崖が形成されている。この撓曲運動は鮮新統から構成される津軽山地や河岸段丘に変位を与えていて、撓曲崖の延長は約5.5kmに達している。撓曲崖の地下には逆断層の存在が推定されるのみならず、撓曲崖の北部の延長上には津軽断層の存在が知られている。太田・中田(1991)はこの浪岡撓曲運動に確実度Ⅰ、活動度Bの基準を与えている。なお、藤田(1990)によっても津軽半島では後背ブロック側(津軽山地)から、東側の鮮新～更新世の堆積盆地へ衝上する第四紀末期の断層の存在が指摘されている。また、凹地を含む湿地帯は、大釈迦より高屋敷および高屋敷より松枝間に存在する2つ

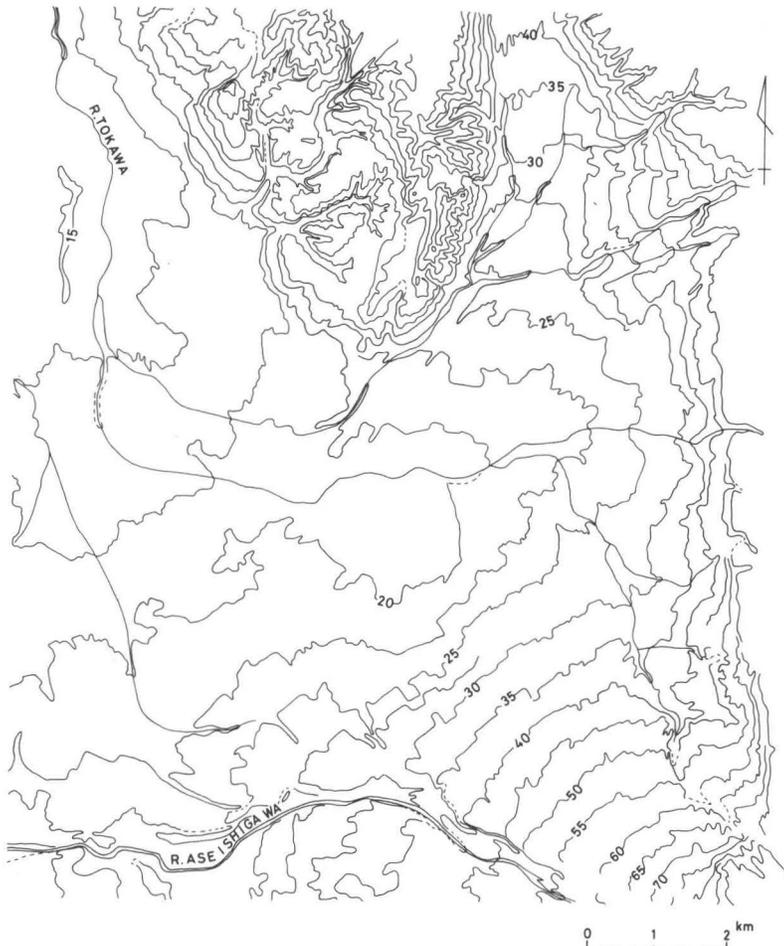
水準測量成果に表現された平野の地殻変動

の撓曲崖（平滑な山麓線の形状と急崖の存在がそれを示唆する）の南方延長上に位置している。筆者は2つの撓曲崖と凹地を含む湿地帯の三者が逆ミの字状に配列していることより、津軽山地南部の撓曲運動が凹地を含む湿地帯形成の一因をなしていると考えられる（第8図）。

なお、太田・中田（1991）によれば、津軽半島南部の西縁にも津軽山地西縁断層帯の存在が指摘されている。同断層帯「南部」（确实度Ⅰ，活動度B）は、原子・高野・樽沢間において地形的には津軽平野側に「たわみ」を伴って低下している。その間の羽野木沢・高野・下石川間では、背後に「南部」断層と平行して配列する逆むき低断層崖を形成する大平断層（确实度Ⅰ，活動度C）があ

る。津軽山地西縁断層帯においても浪曲撓曲と同様に、地下に逆断層の存在が推定されている。しかしながら、樽沢より南東の津軽山地西縁では断層変位地形は明らかではないので、凹地を含む湿地帯の形成には、津軽山地西縁断層帯の活動の影響は認められない。

(F)地溝盆地と浅瀬石川扇状地（Ⅲ期）の右岸地域には、大鰐・青森間に一等水準路線が設けられていて、1903～1938年と1938～1963年の水準改測成果が発表されている（第9図）。1903～1938年の垂直変動量（B.M.No.5958を不動とする）をみると、B.M.No.5957～B.M.No.5950に至る津軽平野が沈降しているが、地溝盆地と凹地に近接する水準点が大きく沈降している。その量は-91～-369mm



第7図 津軽平野南東部等高線図（単位m）

を示している。1938～1968年（B.M.No.5958を不動とする）においても、B.M.No.5957～B.M.No.5947に至る津軽平野が-93～-705mm沈降している。B.M.No.5957～B.M.No.5954に至る地溝盆地の沈降量は-212～-304mmであって、B.M.No.5954では-304mmに達している。

1903～1968年の累年変動量ではB.M.No.5955, B.M.No.5954がそれぞれ-639mm, -673mmとなっており、凹地を含む湿地帯に近接して位置するB.M.No.5954が最大である。1903～1968年の年平均変動量ではB.M.No.5955が-9.7mm/y, B.M.No.5954が-10.2mm/yである。B.M.No.5954とB.M.No.5955が累年変動量と年平均変動量においてそれぞれ大きな値を示している。なお、地溝盆地内のB.M.No.5957とB.M.No.5956もそれぞれ-513mm, -363mmの累年変動量を表わしている。これらの現象によって、凹地を含む湿地帯が近年において沈降運動を継続することが知られる。

なお、浅瀬石川扇状地（Ⅲ期）上に立地する縄文後期末～晩期の石郷遺跡では、当時の生活面が現在の地表面下約1mから出土している（平賀町

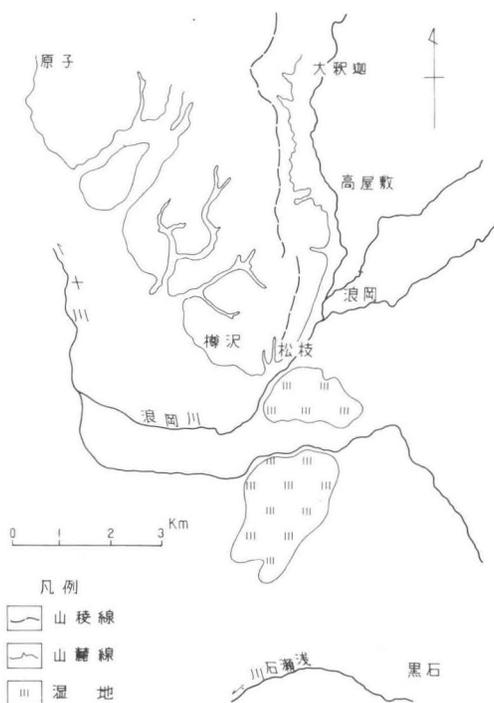
教育委員会, 1975)。従って同遺跡における平均堆積速度は約0.3～0.5mm/yとなる。田舎館村垂柳遺跡⁸⁾では縄文末期の遺跡や土器が地表面下約2mより出土している（青森県水産商工部観光鉱政課）。同遺跡における平均堆積速度は約1mm/yである。Ⅲ期またはⅣ期の扇状地上に立地する両遺跡の平均堆積速度は、約0.3～1mm/yとなる。従って凹地を含む湿地帯における沈降速度は、堆積速度を凌駕している。

(g)津軽平野南東部では、明和3年（1766年）に津軽平野中部に震央をもつM7 $\frac{1}{4}$ の地震が、また、弘化4年（1848年）には、地溝盆地内部の浪岡付近に震央をもつM6.0の地震がそれぞれ発生している（太田・中田：1991）。今村（1920）によれば、明和地震は地溝盆地や津軽平野南東部に大きな被害を与えていて、家屋倒潰率は29～50%に達している。浪岡地震では地溝盆地やその南部の浅瀬石川扇状地に被害をもたらしている（宇佐見：1977）。これらの地震活動と津軽撓曲運動との関係については明らかではないが、平野地塊の運動がなお活動的であることを示唆している。これらを併せ考えると、津軽平野南東部では、平野の沈降運動がⅢ期の扇状地の形成以降においても継続し、それが平野の地形や水準改測成果にも表現されている。

凹地を含む湿地帯の成因について約言するならば、(i)に述べた堆積作用に基づく要因、および(ii)のA～Gに表現される諸現象と関連する地殻運動の両者が積載されているとみるのが妥当である。

V 北見山地南東部沿岸平野

北見山地南東部のオホーツク海沿岸には、常呂平野、サロマ湖周辺平野、湧別平野などが形成されている。常呂平野は扇状地の形成は殆んどみられなく、自然堤防、三角州によって構成されており、ライトコロ川流域には泥炭が発達している。サロマ湖周辺平野は左呂間別川、計呂地川、芭露川などによって形成され、山麓線は出入に富んだ平面形を呈している。これらの平野は湾入部を埋めて埋積谷を形成して、平野面の性質として



第8図 津軽山地南端部の山稜線と湿地帯

水準測量成果に表現された平野の地殻変動

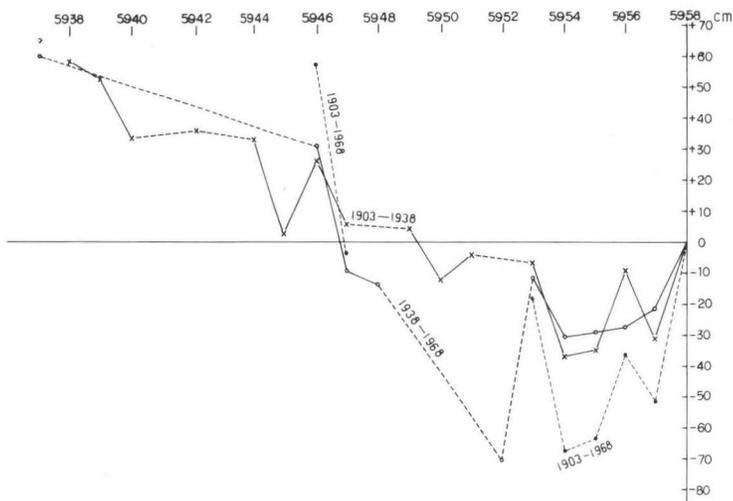
は三角州的である。湧別平野は低位段丘（平井：1987）または下位段丘（飯田：1983）が平野の東側と西側にそれぞれ形成されている。それらの間にある沖積低地は扇状地性低地と三角州性低地より構成されていて、河口付近には後背湿地・泥炭地がみられる（飯田：1983）。沿岸平野の汀線付近には砂嘴状の高まりや海岸砂丘が発達し、堆積作用の旺盛な常呂川、湧別川などの下流部を除いては、サロマ湖、シブノツナイ湖などの海跡湖が形成されている。

北見山地南東部沿岸平野には、網走・中湧別間に一等水準路線が設けられていて、1911～1955年、1955～1971年の2回にわたる水準点改測成果から近年の地殻変動を知ることができる（第10図）。1911～1955年の垂直変動量（網走を不動とする）をみると、網走（交41）よりB.M.No.8980に近接するほど沈降量が増加する傾向が読みとれるが、B.M.No.8979より中湧別（交40）まではほぼ等量の沈降運動を行なっている。これを仔細にみると、(1)交41～B.M.No.8986、(2)B.M.No.8985～B.M.No.8980、および(3)B.M.No.8979～交40の3地域において、それぞれ異なった変動を示している。(1)の地域は $-6.7 \sim -19.9\text{mm}$ 、(2)の地域は $-30.4 \sim -37.2\text{mm}$ 、(3)の地域は $-40.9 \sim -47.7\text{mm}$ であって、恰も3つの地塊に分かれて段階的に沈降量を増加するようにみえる（市瀬：1987）。

1955～1971年の垂直変動量（網走を不動とする）においては、B.M.No.8985の示す -52.1mm を除けば、他の水準点の沈降量は $-2.7 \sim -39.1\text{mm}$ である。しかしながら詳細にみると、B.M.No.8981より交41に至る各水準点の垂直変動量は、B.M.No.8985を除けば $-2.7 \sim -18.2\text{mm}$ であるのに対して、B.M.No.8978より交40に至る地域では大きくなって $-20.9 \sim -39.1\text{mm}$ を示していることが知られる。

次に1911～1955年と1955～1971年における年平均変動量をみると以下の通りである。1911～1955年では $-0.1 \sim 1.1\text{mm/y}$ 、1955～1971年では $-0.2 \sim -2.3\text{mm/y}$ となり、後者の期間において年平均変動量が大きくなっている。これを地域的にみると、交41～B.M.No.8991において1911～1955年では $-0.1 \sim -0.3\text{mm/y}$ 、1955～1971年では $-0.2 \sim -1.1\text{mm/y}$ である。また、B.M.No.8983～交40においても1911～1955年では $-0.7 \sim -1.1\text{mm/y}$ 、1955～1971年では $-0.7 \sim -2.3\text{mm/y}$ となり、後者の期間に年平均変動量の大きい地域が存在する。最大の変動を示すB.M.No.8985の年平均変動量は1911～1955年では 0.8mm/y 、1955～1971年では 3.1mm/y となり、後者の期間において約4倍となっている。因みに同水準点の1911～1971年の年平均変動量は 1.5mm/y である。

なお、1911～1971年の累年変動量に表現される地域差についてみると、B.M.No.8998が -26.9mm 、



第9図 大鱒・大釈迦間水準点垂直変動図

B.M.No.8993が-29.0mm, B.M.No.8991が-22.6mmである。これに対してB.M.No.8985では-89.3mm, B.M.No.8982では-47.4mm, B.M.No.8974では-73.4mm, B.M.No.8971では-66.5mm, B.M.No.8963では-75.1mm, 交40では-73.3mmとなる。両地域における累年変動量に着目すると, B.M.No.8985より交40に至る各水準点が, B.M.No.8991より交41に至る各水準点に比較してより大きく沈降している。

次に上述した水準測量の改測成果に表現される現象について考察する。

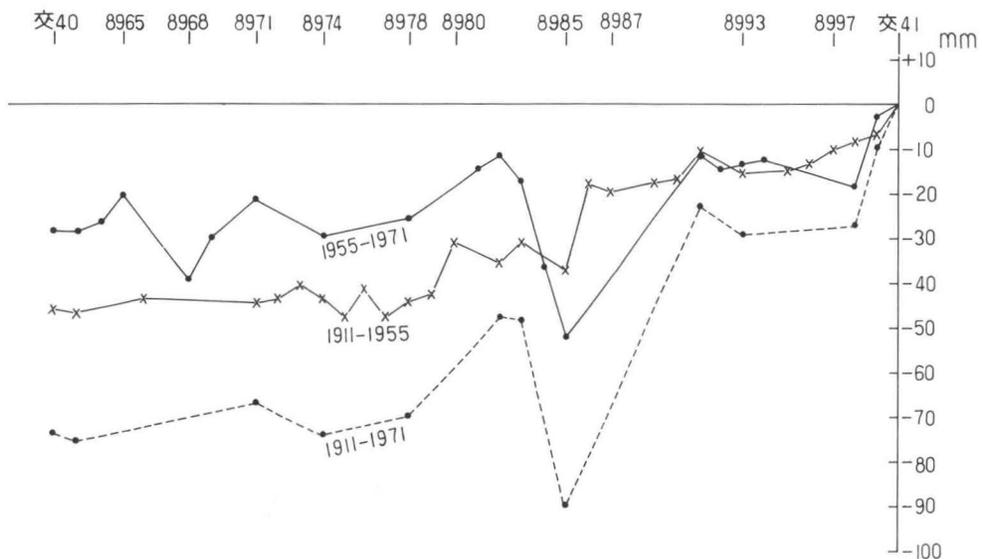
その1つはB.M.No.8985が1911~1955年と1955~1971年において,ともに顕著な変動を行なっていて,累年変動量と1955~1971年の年平均変動量が最大に達していることである。同水準点は常呂平野の自然堤防上に位置していて,平野東縁を北北東~南南西方向に配列する直線的な急崖に近接している。この急崖は太田ら(1991)によって以下のように説明されている。すなわち,常呂川に沿う北北東~南南西方向の直線的な急崖は,リニアメントとしては非常に明瞭であるが,これに沿って明らかな断層変位地形は認められないので,常呂川東岸断層は確実度Ⅱ~Ⅲ,活動度Bである。なお,山地と沖積面とを境するこの直線的な急崖(延長10km)は,常呂川の河食によって形成され

た可能性もある。しかし,常呂川東岸断層に沿って明瞭な三角末端面が連続し,南部では雁行して扇状地面を変位させている可能性がある。また,東側の山地は中新統車止内層から成っていて,断層と同様の走向の褶曲構造がみられる。

さらに,このリニアメントは,海成段丘上の旧汀線あるいは構成層上限の高度から認められる曲隆構造(網走市西方から能取湖を軸とする)の西翼に位置していて,西方のサロマ湖付近と比較すると明らかに東側山地は隆起傾向にある。以上の理由から,太田らはこのリニアメントを活断層の疑いのあるものとして表現している。

上述した諸現象に着目すると, B.M.No.8985の1911~1955年および1955~1971年における変動は,常呂川東岸断層の運動を反映するものと考えられる。なお,筆者の得られた資料ではこの断層運動を裏づける地震活動との関係は不明で,活撓曲に伴う変動である可能性は残る。

他の1つは1911~1971年の累年沈降量において, B.M.No.8985を境として交40に至る地域が相対的に沈降する現象がみられることである。これは常呂川東岸断層を境とするオホーツク海沿岸地域の相対的沈降運動が継続していることを示唆している。なお,オホーツク海沿岸地域の相対的沈降



第10図 網走・中湧別間水準点垂直変動図

運動が継続している現象に関連して、1911～1955年においてはB.M.No.8979より、また、1955～1971年においてはB.M.No.8978より、ともに西北西方向に向って沈降量がわずかに増加しているようにもみえる。

北見山地南東部のオホーツク海沿岸平野においては、常呂川東岸断層の運動に起因する相対的沈降運動が、水準測量の改測成果に表現されており、沿岸平野の形成に影響を与えていることを示唆している。

VI おわりに

水準改測成果に表現された平野の地殻変動について考察すると、緑色凝灰岩地域の沖積平野には、波長数km程度の波状変形がみられる。

(1)庄内平野の曲隆地形、福井平野の袋状凹地および津軽平野南東部の凹地を含む湿地帯などの形成は、短波長の波状変形を現わしている。変形の規模を長軸の延長にみると、曲隆地形では約16.5km、袋状凹地では約2.5km、凹地を含む湿地帯では約4.5kmである。変形の示す長軸の方向は、庄内平野では平野下の鮮新統の背斜構造に、福井平野では後背山地の地形的優勢方向や福井地震断層に、また、津軽平野では津軽山地南部の撓曲崖に、それぞれ調和的である。

(2)庄内平野の曲隆地形は鮮新統の背斜構造の形成との関係が示唆され、この運動が沖積平野の地形、最上川流路の平面形、水準測量成果などに表現されている。福井平野の袋状凹地の形成は、地形や堆積層の層相、層序、堆積状態などから、福井地震断層の活動に起因する運動が、平野の形成過程において繰り返されたことを示唆している。津軽平野南東部の凹地を含む湿地帯では、浪岡川、浅瀬石川による自然堤防状の微高地の形成と、津軽断層の活動に起因する地殻運動の両者が積載されている。

福井地震時に形成された東部福井平野にみられた示差的運動は、扇状地や三角州の地形、上部粘土層の層厚、下限深度などにそれぞれ地域差をもたらしている。常呂川東岸断層の活動に起因する

運動は、地震活動との関係は不明であるが、水準測量成果にも表現されている。北見山地南東部沿岸平野の形成には、同断層の活動に起因する相対的沈降運動が影響を与えていることを示唆する。

(3)庄内平野や福井平野における波状変形は、新潟地震や福井地震のような震源の浅い地震活動に伴って平野表面の変形が継続することを示している。

本稿は1991年度法政大学地理学会定期総会における講演原稿の一部を加筆、修正したものである。

注記

- 1) 5万分の1地形図酒田・鶴岡・清川図幅(大正2年測図・昭和9年修正測図)による。
- 2) 余目付近の背斜構造については、-400m、-425m、-450m、-500mの各等深線は閉曲線で示される構造であるが、-500m、-525m、-550m、-575m、-600mの各等深線は、背斜軸に平行に描示されている。京田川の流路付近より南部は未調査地域である。
- 3) 震源の深さは40kmである。
- 4) 小崖列は2万5千分の1地形図福井・越前森田図幅(両者とも昭和5年修正測図)において、約14kmにわたって南北方向に配列する10m等高線の位置にはほぼ一致している。
- 5) 震源の深さは20kmである。
- 6) 2万5千分の1地形図永平寺図幅(昭和5年測図)による。
- 7) G-H断面(市瀬：1969)のNo.135^{〇〇}とNo.143(上北野)では、上部細粒堆積層の層厚はそれぞれ16mと15m、その下限深度は両者とも-6mであって、下流側に位置する両地点において却って上部細粒堆積層の層厚が薄く、その下限深度も浅くなっている。
- 8) III期もしくはIV期の扇状地上に立地すると推測されるが、正確な位置は不明である。

参考文献

- 青森県水産商工部観光鉱政課(1972)：青森県の地質，p.103～109。
- 天池文男・竹内文朗(1989)：福井地震断層の弾性波探査，月刊地球，Vol.11，No.1，p.19～25。
- 飯田貞夫(1983)：湧別川下流平野の自由地下水と地形の研究，大久雅彦：『寒冷地における平野の特性と形成機構に関する研究報告』早稲田大学，p.48～56。

- 市瀬由自(1968)：福井平野の地形，法政大学文学部紀要，No.13，p. 1～27.
- 市瀬由自(1970)：庄内平野の活褶曲，東北地理，Vol. 22，No. 4，p. 218.
- 市瀬由自(1976)：福井平野における袋状凹地の成因に関する考察，東北地理，Vol. 28，No. 3，p. 146～152.
- 市瀬由自(1982)：国土基本図に表現された福井平野の微地形，三井教授還暦記念事業会編：『環境科学の諸断面—三井教授還暦記念論文集』土木工学社，p. 138～145.
- 市瀬由自(1987)：水準測量成果に表現された北海道オホーツク海沿岸，網走—中湧別間の地殻変動，東北地理，Vol. 39，No. 2，p. 138～140.
- 今泉俊文(1977)：男鹿半島の地殻変動と地震，東北地理，Vol. 29，No. 1，p. 35～44.
- 今村明恒(1920)：奥羽西部地震帯，震災予防調査会報告，No.95，p. 77～90.
- 宇佐美竜夫(1977)：『資料日本被害地震総覧』東京大学出版会，p. 84.
- 太田陽子(1968)：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，地質学論集，2，p. 15～24.
- 大沢 穠・平山次郎(1970)：五所川原地域の地質，地質調査所，p. 1～25.
- 大久雅彦・海津正倫(1978)：津軽平野における扇状地の形成過程，東北地理，Vol. 30，No. 1，p. 8～14.
- 小笠原義勝(1949)：福井地震の被害と地変，地理調査所時報・特報 No. 2，p. 1～13.
- 活断層研究会(1991)：『[新編]日本の活断層』東京大学出版会，p. 243～244.
- 久保純子(1991)：庄内平野の地形分類図にあらわれた活褶曲，東北地理，Vol. 43，No. 1，p. 188～194.
- 酒井軍治郎(1960)：弘前市域の水文地質及び地下水に関する研究 I，弘前市総合開発資料，p. 1～90.
- 杉村 新(1952)：褶曲運動による地表の変形について，震研彙報，30，p. 163～178.
- 石油開発公団(1960)：庄内平野北部震探図(縮尺5万分の1)
- 多田文男(1970)：国土基本図で微地形を読む，地図，Vol. 8，No. 2，p. 25～27.
- 中川久夫他7名(1972)：十和田火山発達史概要 『岩井淳一教授記念論文集』 p. 7～17.
- 平井幸弘(1987)：サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動，東北地理，Vol. 39，No. 1，p. 1～15.
- 平賀町教育委員会(1975)：『石郷遺跡発掘調査概報』青森県平賀町，p. 1～15.
- 藤田至則(1990)：『新版 日本列島の成立—環太平洋変動—』築地書館，p. 119～127.
- 町田 貞・池田 宏(1969)：信濃川中流地域における段丘面の変位，地理学評論，Vol. 42，No. 10，p. 623～631.
- 山形県商工労働部鉱業課(1960)：『20万分の1山形県地質図および説明書』 p. 1～42.
- Ichinose, Y. (1983): The undulatory crustal deformations of the alluvial plain in the Green-Tuff regions of Japan (Part II). Thiramongkol, N. Ten Cate, J. A. M. ed: *Proceedings of the third meeting of the working group on geomorphology of river and coastal plains*, Chulalongkorn University, Bangkok, Thailand, p. 118～126.
- Miyabe, N. (1950): Macroseismic features. Tsuya, H. et al.: The Fukui earthquake of June 28, 1948. Report of the special committee for the study of the Fukui earthquake, p. 131～135.
- Nasu, N. (1950): Crustal deformation. Tsuya, H. et al.: The Fukui earthquake of June 28, 1948. Report of the special committee for the study of the Fukui earthquake, p. 113.
- Ota, Y. (1980): Tectonic landforms and Quaternary tectonics in Japan. *Geo. Jour.*, Vol. 4, No. 2, p. 111～124.

〔著者：市瀬由自・法政大学文学部地理学教室〕
〒102 東京都千代田区富士見2-17-1〕