

# 新庄盆地

---

## 新庄盆地西縁における河成段丘と新期地殻変動

市村 和子 遠藤 千秋 齊藤 哲生  
藤原 晃徳 山田 浩昭

### I はじめに

最上川は山形県の母なる河である。山形県の面積の4分の3をその流域とし、しかもこの県の中だけを流れている。このように、1つの県と1つの河とがこれほど密接に結びついている例を他には知らない。

東北地方内帯は、ほぼ南北方向に走る奥羽山脈と出羽山地の2列の山脈・山地と、ほぼ東西方向に走る白神・太平・丁岳・朝日・飯豊などの山地からなる。盆地列はこれらの南北方向と東西方向の格子状の隆起帯の間の凹地帯に相当し、北から横手・新庄・山形・米沢・会津などの盆地に分かれている。内帯の盆地には扇状地の発達がよく、その縁辺は新期断層地形がみられるのを特徴とする。中でも本調査地域である新庄盆地は最上川およびその支流によって形成された段丘地形が発達する内陸盆地である。

これらの地形的特徴により、山形県の第四系の研究は、戦前から積極的に取り組まれてきた。近年、最上川団研グループを中心に総合的な研究が行われている。同グループ(1968)は山形県最上川沿岸地域の地形について段丘区分、火山灰層序、花粉分析などを行い新庄盆地南部を含む地域の第四紀地史を解明しつつある。

新庄盆地は東北地方のいわゆる奥平脊梁山脈と出羽山地の間に位置し、周囲の丘陵性山地を開析した河川によって形成された扇状地や段丘地形などが発達する内陸盆地の一つである。盆地南部は北西流する最上川(232km)が、中央部から北部は南流する鮭川(56km)がそれぞれ地形形成を支配している。本稿では、中でも比較的調査の進んでいない新庄盆地西縁部、鮭川河谷地域を対象とした。

鮭川は長さ56km、流域面積844km<sup>2</sup>の一級河川で、最上川の支流中最大である。盆地北部の真室川付近で、丁岳山地(標高500~1150m)から発する真室川と大沢川が合流して鮭川となり、その後右岸から曲川、左岸から泉田川、升形川を流入させ、大きく曲流して津谷付近で最上川に合流する。

新庄盆地の地形についての研究は、塩野原扇状地の地形を取り上げた村田貞蔵(1941)、小国川流域を取り上げた大塚弥之助(1942)、尾花沢・新庄両盆地の河岸段丘を分析した畠田芳郎(1954)などがある。最近では最上川団研グループが盆地南部の段丘面を3群6段に区分し、また、中川久夫ら(1971)も段丘区分を試みている。段丘面の変位・変形を手掛りとした地殻変動の考察についてはなお問題が残されている。

そこで筆者らは鮭川やその支流、特に曲川沿岸に発達する段丘面を、1万6千分の1の空中写真で判読しそれを2万5千分の1の地形図におとした。更に、それらを基にして現地でも露頭観察を中心に段丘面高度、表面形態、堆積物の層厚などを調べ、新たな段丘区分を試み、その発達史について考察した。

また、本盆地は地溝性の盆地とも考えられ、南部では多数の第三紀層の褶曲構造を切るような断層が認められる。そこで本稿では盆地西縁部においても新しい時代における地殻変動について、若干の考察を加えることにした。

### II 地形・地質の概観

#### (1) 地形の概観

新庄盆地は、ほぼ南北方向に走る奥羽山脈と出羽

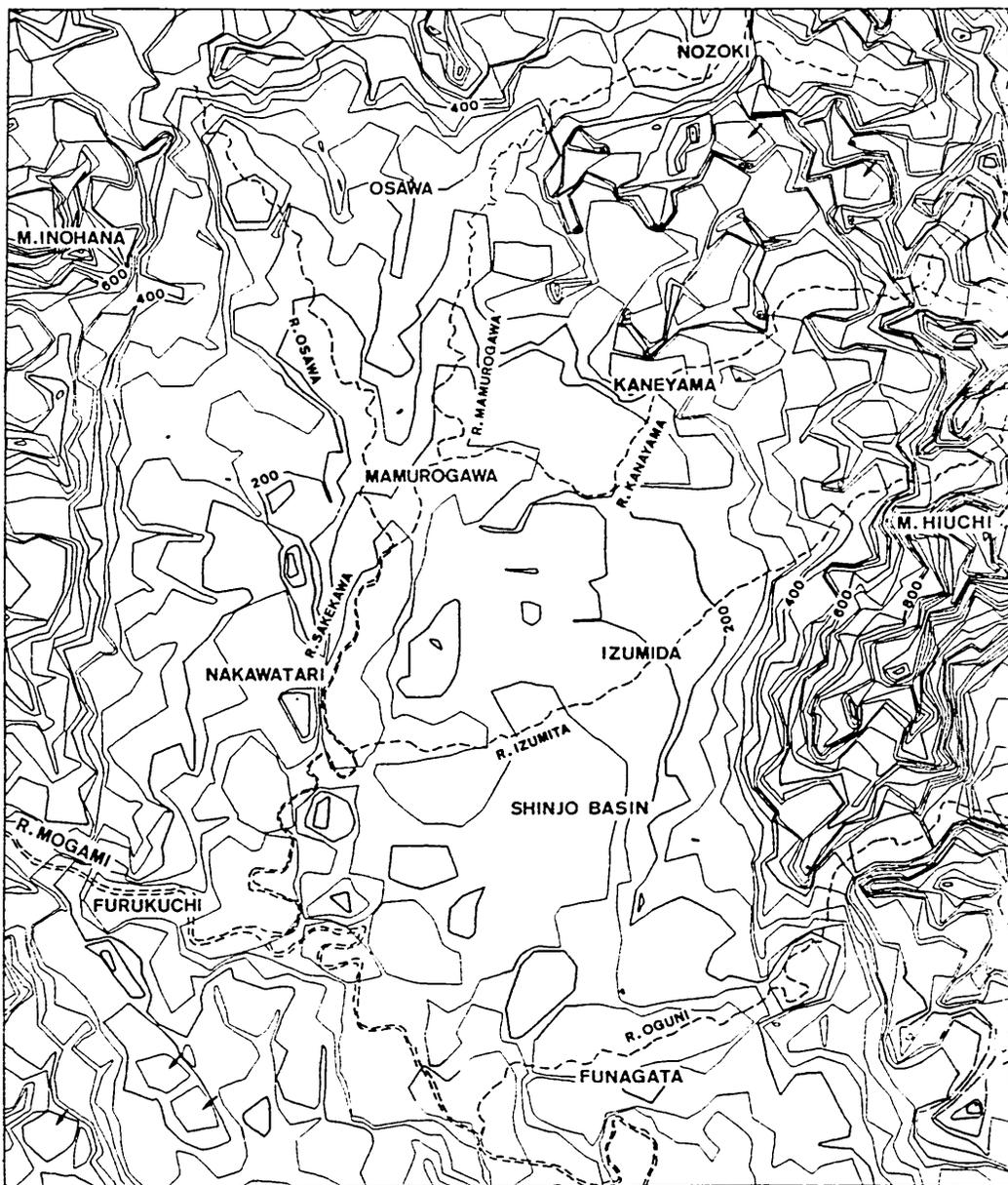
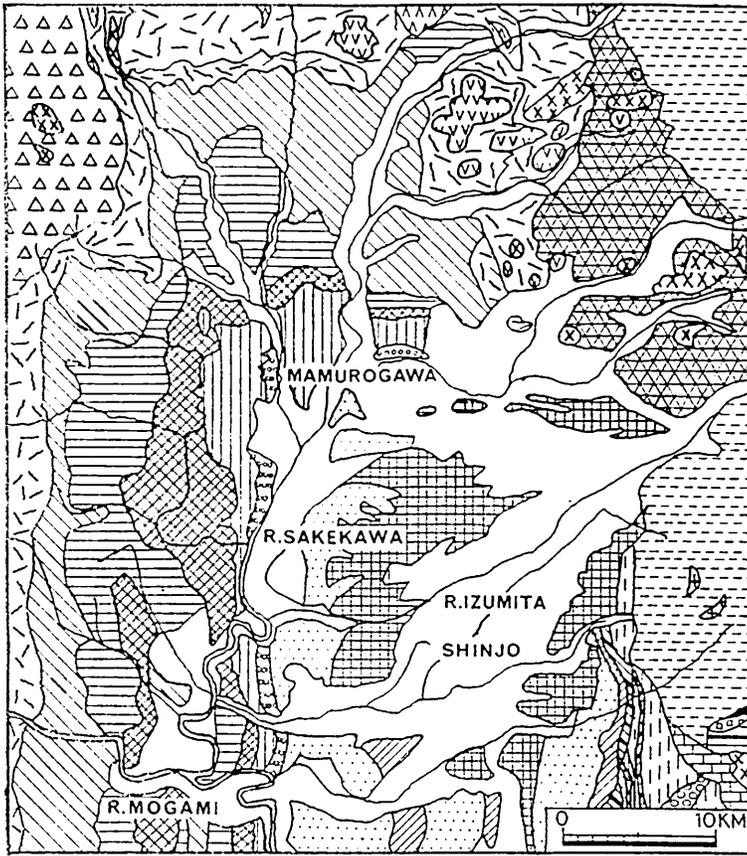


Fig. 1 接峰面図

山地にはさまれた中央凹地帯に位置する内陸盆地の一つで、南は尾花沢盆地と接し、北は雄勝峠を隔てて横手盆地にその連続をみることができる。

盆地西側の出羽山地は、新第三系の堆積岩からなり、定高性のよい丘陵性の山地である。盆地西側で

は、弁慶山（886m）を主峰として標高500m以上の山地が連なり、庄内平野と新庄盆地間の低地は標高400m以下の最上川河谷である。出羽山地東斜面は、南部で標高350~400m、北部で400~500m付近に高度急変点があり、それより低地は、頂高が150~



INDEX



- 沖積層・段丘堆積層
- 山屋層
- 舟形層
- 柴倉山層
- 本合海層
- 八向川層
- 鮭十沢層
- 五中渡口層
- 野古口層
- 草口層
- 銀山層
- 長尾山層
- 金山川層
- 大野原層
- 檜ノ沢層
- 瀨見位層
- 酸性安山岩類
- 第三紀安山岩類
- 塩基性安山岩類
- 第三紀花崗岩類

Fig. 2 地質図

200m程度の低平な丘陵地である。この丘陵は、盆地中央部を経て、盆地東縁まで連なっている。また、盆地北側には、出羽山地の一部にあたる丁岳山地が東西方向に連なっており、秋田県との県境をなしている。

盆地東側は、奥羽山脈の一部である神室山地によって向町盆地と分断される。奥羽山脈の主体は、出羽山地と同じように新第三系の堆積岩からなるが、神室山地は花崗岩からなる山地である。出羽山地東斜面と同じく神室山地西斜面でも、南部で標高 350~400m、北部で 400~500m 付近にある高度急変点を経て、低平な丘陵地へと移り変わっている。

新庄盆地付近の主水系は最上川で、盆地西縁を流れる支流の鮭川とともに、構造的低地を流れる適従河川である。この二河川は盆地南西部で合流し、出羽山地を横断して庄内平野へと流下する。盆地内の

水系は、金山川・泉田川・升形川・新田川などが東方から流下して鮭川・最上川本流に合流しており、これらの河川に沿って河成段丘が形成されている。盆地底は、新庄市の市街地がのる泉田川・升形川・新田川沿いに発達した扇状地が広い面積を占める。この扇状地は、扇面に突出する丘陵のために扇央以下が西北西・南西方向へ枝分かれする分岐扇状地の形態をとっている。新庄市付近の標高は100m程度である。

新庄盆地は、盆地内に分布する後述の猿羽面群の丘陵によって、新庄市付近を中心とする狭義の新庄盆地と北の金山盆地、そして、今回の調査地域である鮭川河谷などに区分される。

以下、調査地域である大沢川~鮭川沿いの地形を概観する。

大沢川は、北部の丁岳山地に源を発し、標高180m

付近の高坂ダムより下流では沖積面を形成し、大沢付近で同じく南流してきた小又川を合流させる。調査地域はこの地点より下流で、段丘地形の発達も良好となる。大沢川は、羽前豊里駅西方で真室川に流入した後、鮭川と名称を変えて丘陵地の間を流下する。段丘の発達は右岸に比較的良好であるが、左岸では分布が限られている。その後、鮭川は、西方から曲川・濁沢川、東方から泉田川・升形川などを合流させながら最上川に流入する。

## (2) 地質の概観

新庄盆地は、白亜紀～古第三紀花崗岩類を基盤とし、海成鮮新統を含む新生界上部がこれを不整合におおって分布する。この海成鮮新統は、中新統よりなる奥羽山脈と出羽山地との間にはさまれ孤立しており、堆積後にこの地域を海域から隔離する運動があったことを示している。

新庄盆地の中新統の層序は、Taguchi(1962)によって下位から及位層・大川層・草薙層・古口層・野口層・中渡層に区分されている。及位層は、本地域に分布する新第三系の最下部層で火山噴出物を主とした層であり、上位の古口層・野口層・中渡層などは、海棲貝化石を多く含んでいる。

新庄盆地の鮮新統～下部更新統の層序は、Taguchiの区分によると、下位から鮭川層・八向層・本合海層・柴倉山層・舟形層・山屋層の順になっている。これらは、半沢(1954)によって最上層群と呼ばれたこともある。新庄盆地の鮮新統～下部更新統は、小波長のかなり著しい褶曲構造を示す。特に南部の小国川沿いの地域では、南北方向の三列の向斜軸と、その間の背斜軸が明瞭に認められ、地層の直立・逆転や過褶曲による断層を生じさせている。これらの褶曲は、全体として一つの大きな向斜構造で、内陸盆地としての新庄地域を形成する。また、段丘面の中にも基盤の褶曲構造と調和的な変位をしているものが認められ、特に盆地の西縁・東縁で明瞭である。これは、盆地周辺を含む広域的な変動と関連しているものと考えられている。今回の調査地域である、盆地西縁部における新しい時代の地殻変動の考察については、第四章で論ずることとした

い。

新庄盆地の地質の概略はFig.2 およびTable-1の通りである。

Table-1 地質総括表

時代	層 序
更新統	沖積層 ALLUVIUM
	段丘堆積層 TERRACE DEPOSITS
	山屋層 YAMAYA F.
鮮新統	舟形層 FUNAGATA F.
	柴倉山層 SHIBAKURAYAMA F.
	本合海層 MOTOAIKAI F.
	八向層 YAMUKE F.
	鮭川層 SAKEKAWA F.
中新統	中渡層 NAKAWATARI F.
	野口層 NOGUCHI F.
	古口層 FURUKUCHI F.
	草薙層 KUSANAGI F.
	大川層 OKAWA F.
	及位層 NOZOKI F.
先第三系 PRE-TERTIARY ROCKS	

## III 鮭川流域の段丘面および段丘堆積物の記載

鮭川流域では、大沢川と小又川の合流点・真室川と金山川の合流点から、最上川と鮭川の合流点までを調査地域とした。今回の調査では、段丘面の広がり・連続性、河床からの比高、段丘堆積物の層相・層厚・構成、礫の種類・大きさ・風化の程度・マトリックスなどを指標に、この地域の段丘面を、6段に分けた。新庄盆地付近の河成段丘については、最上川開研グループ(1968)、中川ら(1971)の報

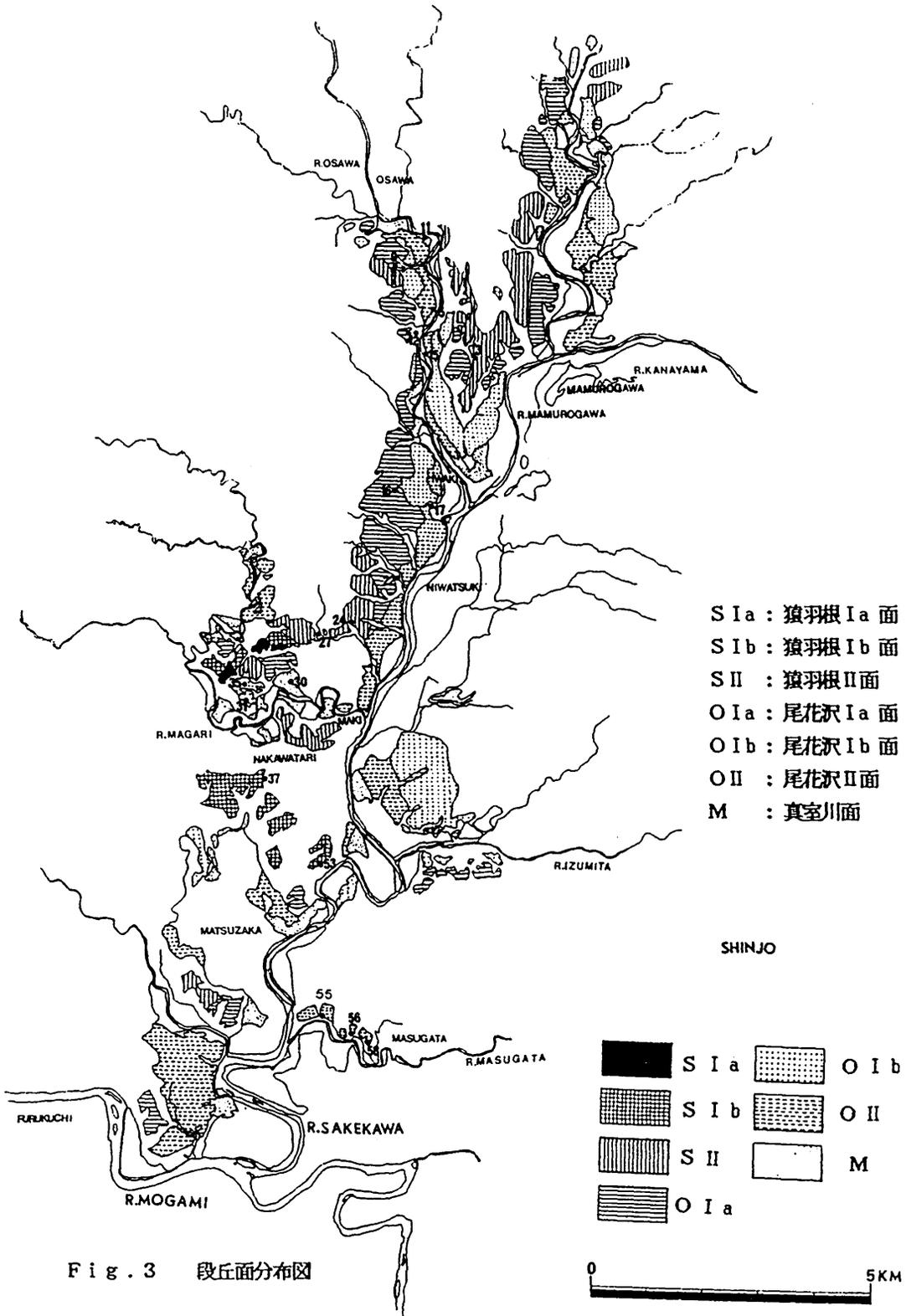


Fig. 3 段丘面分布図

告がある。最上川団研グループは、段丘面を猿羽根面群（猿羽根Ⅰ面、猿羽根Ⅱ面、猿羽根Ⅱ'面）、尾花沢Ⅰ面、尾花沢Ⅱ面、真室川面に分けている。中川らは段丘面を7段に区分し、第4段丘面と猿羽根面群、第5段丘面と尾花沢Ⅰ面がほぼ対比されるとしている。最上川団研グループが、新庄盆地付近で尾花沢Ⅰ面の比高が増大し、面も分化するとのべていることや、現河床からの比高などを考慮に入れると、尾花沢Ⅰ面の上位面と第4段丘面、下位面と第5段丘面とがそれぞれ対比されると考えられる。今回の調査では、これらを参考にして段丘面を上位より猿羽根Ⅰ面、猿羽根Ⅱ面、尾花沢Ⅰa面、尾花沢Ⅰb面、尾花沢Ⅱ面、真室川面と呼ぶことにする。全体的な段丘面の分布状態をみると、尾花沢Ⅰ面が広い。真室川と大沢川合流点付近から日下・鶴田野付近にかけては、尾花沢Ⅰ面が河川沿いに広く分布している。この尾花沢Ⅰ面を中心として丘陵側に猿羽根面群、現河川側に尾花沢Ⅱ面、真室川面といった下位の段丘面が点在する。

#### a) 大沢川流域

蛙川の上流部にあたる大沢川流域の両岸には、猿羽根Ⅱ面から真室川面までの5段の段丘面が分布する。以上沢より上流では右岸に発達が良い。また、右岸では尾花沢Ⅰ面が広く分布し、観音寺まで連続している。左岸は、大沢川と真室川との間に対称に段丘が形成されており、猿羽根Ⅱ面と尾花沢Ⅰ面の発達が良い。

##### ① 猿羽根Ⅱ面

猿羽根Ⅱ面は大沢川右岸では上野付近に分布し、左岸では大沢川と真室川が合流する付近に細長く分布する。高度は130~140mで、大沢川流域では最も高い段丘面であり、現河床からの比高は65~70mである。右岸のLoc.3では、礫層の厚さ4m、礫は垂角礫が多く、他の露頭では壘円~円礫が多い。礫種は安山岩・砂岩・泥岩、風化は中程度である。ここでは、礫層の上にシルト層ののるが、赤褐色土のみられるところもある。右岸のLoc.7では、礫層の厚さ5.7m、礫は、最大径37cm、平均径7cmの壘円~円礫が多い。礫種は、安山岩・砂岩・花崗岩・流紋岩・

泥岩で、風化はあまり進んでいない。

##### ② 尾花沢Ⅰa面

尾花沢Ⅰa面は右岸にもっとも広く分布するが、左岸ではそれほどでもない。この面は、右岸で大沢川流域から蛙川まで連続的に分布している。高度は110~130m、現河床からの比高は50~65mである。Loc.12では、礫層の厚さ3m、礫は最大径20cm、平均径3cmの壘円~円礫である。他の露頭でも礫層の厚さはほぼ4~5mで、礫の大きさ・形も同様であるが、扁平礫の多く見られるところもある。礫種は安山岩・花崗岩・チャート・砂岩・流紋岩で、風化はあまり進んでいない。淘汰も比較的良好である。マトリックスは細砂である。尾花沢Ⅰa面の露頭では厚さに若干の違いはあるが、礫層の上にシルト層ののっている。左岸では露頭がなかったため、礫層の観察はできなかった。

##### ③ 尾花沢Ⅰb面

尾花沢Ⅰb面は、尾花沢Ⅰa面の下位に広く分布する段丘面である。この面は、大沢川に沿って尾花沢Ⅰ面の下位に細長く分布する。高度は80~110mで、大沢川の現河床の傾きと調和するように下流方向に傾斜している。現河床からの比高は25~35mである。礫は最大径30cm、平均径20cmの壘円~円礫である。礫種は、安山岩・流紋岩・泥岩・チャート・石英安山岩・砂岩・花崗岩で淘汰は悪く、マトリックスは粗砂である。また、Loc.10では、礫層の上部に厚さ80cm程度の淡褐色シルト層をのせており、基盤の走向はN20°Wである。

##### ④ 尾花沢Ⅱ面

尾花沢Ⅱ面は、大沢川の右岸では尾花沢Ⅰb面の下位に細く、断続的に分布している。左岸でも尾花沢Ⅰb面の下位に細長く分布しており、高度は70~95m、現河床からの比高は10~20mである。大沢川右岸のLoc.5では、礫層の厚さは9mと、他よりも厚い。また、赤褐色土を欠いており、表土の下がすぐに礫層となる。礫は最大径30cm、平均径3cmの壘円~円礫である。礫種は安山岩が多く、その他砂岩・花崗岩・チャートが見られる。マトリックスは中砂である。左岸のLoc.15では、礫層の厚さは2.8mで、やはり表土の下が礫層となる。礫は最大径30cm、平

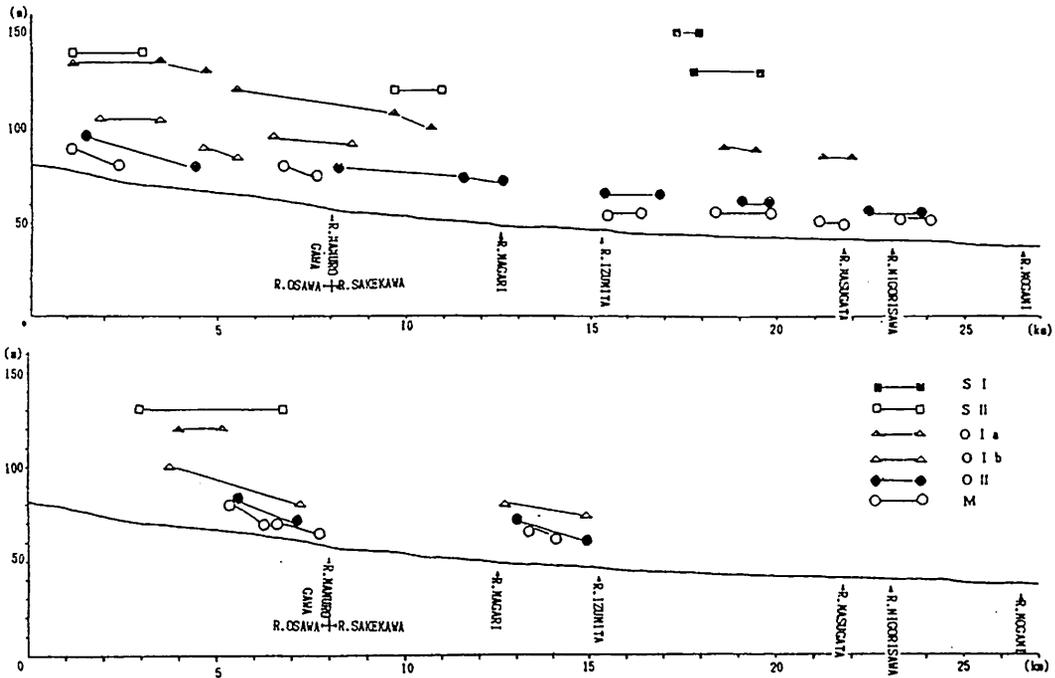


Fig. 4 蛙川段丘面線断面図 上図:右岸 下図:左岸

均径 1cmの垂円~円礫が多く、風化は進んでいない。礫種は流紋岩が多く、その他安山岩、泥岩で、淘汰は悪い。マトリックスは粗砂である。

#### ⑤ 真室川面

大沢川流域では、真室川面の発達はあまり良くない。右岸では大沢川と真室川の合流点付近に分布する。高度は65~90m、現河床からの比高は5~10mである。Loc.11では、礫層の厚さ4.5mである。

#### b) 蛙川流域

##### ① 猿羽根I面

猿羽根I面は本調査地域の最高位面である。中渡~野口、向居の西方などに散在するが、他ではこの段丘面を確認できなかった。高度約130~150m、現河床からの比高は約90~110mに及ぶ。開折は進んでいるが、段丘面の平坦さをかなり残している。Loc.53では、礫層の厚さは約1.3mである。礫は、最大径30cm、平均径2cmの垂円~円礫で、淘汰は悪い。礫種は、安山岩・花崗閃緑岩・流紋岩・砂岩・泥岩などである。礫の風化は進み、マトリックスは粗砂である。礫層の上にはシルト層と、厚さ0.8mの赤褐色土がのる。Loc.37では、礫層の厚さ0.7mである。

礫は最大径30cm、平均径3cmの垂円~円礫で、礫種は安山岩・花崗岩・花崗閃緑岩・流紋岩・泥岩・砂岩などである。風化はあまり進んでいない。

##### ② 猿羽根II面

猿羽根II面は、中渡から真木にかけての地域や、小沼沢沿いに断片的にみられ、平坦面はよく保存されている。高度は約120m、現河床からの比高は約60~80mである。Loc.24では、礫層の厚さ約4mである。礫は最大径15cm、平均径2cmの垂円~円礫である。礫種は安山岩・流紋岩・砂岩・泥岩で、風化はあまり進んでいない。マトリックスは粗砂である。Loc.33では、礫層の厚さ約5mである。礫は最大径15cm、平均径2cmの垂円~円礫で、淘汰は悪い。礫種は、安山岩・花崗岩・流紋岩・砂岩・泥岩で、風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。礫層の上は、下位から厚さ0.8mの灰色粘土層、0.7mのチョコレート色シルト層、0.6mの淡緑色シルト層、0.7mの淡褐色シルト層、0.5mの褐色シルト層、0.4mの表土となっている。

##### ③ 尾花沢Ia面

尾花沢Ia面は、大沢川と真室川の合流点付近から観音寺西方にかけて広く分布するほか、中、下流

域にも断片的に見られる。高度は約80~120m、現河床からの比高は約40~50mである。段丘面は鮭川方向にゆるく傾斜し、広い平坦面を残している。Loc. 16では、礫層の厚さ約4.7mである。礫は最大径25cm、平均径2cmの壱円礫で淘汰は良く、風化は中程度である。礫種は安山岩・流紋岩・チャート・砂岩・泥岩である。マトリックスは粗砂である。礫層の上位には、厚さ0.4mの赤褐色土がみられる。Loc. 22では、礫層の厚さ約5.8mである。礫は最大径20cm、平均径2cmの壱円~円礫である。礫種は安山岩・泥岩・砂岩などからなり、風化は中程度である。マトリックスは細砂・シルトである。基盤は八向層の砂岩である。

#### ④ 尾花沢 I b 面

尾花沢 I b 面は、大沢川と真室川の合流点付近、日下・鶴田野付近に比較的広くみられ、尾花沢 I a 面と同様に広い平坦面を持つ。中川ら(1971)によると、この段丘面は、新庄盆地を埋積する扇状地面に相当する。高度は約70~90m、最上川と鮭川の合流点付近では50~60mである。現河床からの比高は約25~35mである。段丘面は、鮭川方向および下流方向にゆるく傾斜している。Loc. 43では、礫層の厚さ約3.7mである。礫は最大径30cm、平均径5cmの壱円~円礫である。礫種は安山岩・花崗岩・砂岩などで、風化はあまり進んでいない。マトリックスは粗砂である。基盤は本合海層の泥岩である。Loc. 63では、礫層の厚さ約2.2mである。礫は最大径30cm、平均径4cmの壱円~円礫である。礫種は安山岩・花崗岩・花崗閃緑岩・流紋岩・砂岩・泥岩で、風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。礫層の上位には、厚さ0.6mの赤褐色土、0.4mの表土がみられる。基盤は本合海層の砂岩である。Loc. 50では、礫層の厚さ約2.5mである。礫は最大径25cm、平均径2cmの壱円~円礫である。礫種は安山岩・花崗岩・流紋岩・チャート・花崗閃緑岩・砂岩・泥岩で、淘汰はよい。風化はあまり進んでいない。マトリックスは粗砂である。礫層の上位には、厚さ3.1mの褐色細砂層がみられ、下位から、茶褐色1.8m、黄褐色0.6m、赤褐色0.7mに分かれる。

#### ⑤ 尾花沢 II 面

尾花沢 II 面は、尾花沢 I 面に付随して細長い帯状の分布を示す。段丘面はあまり開析されておらず、鮭川の下流方向にゆるやかに傾斜している。高度は約50~80mで、現河床からの比高は約15~20mである。Loc. 17では、礫層の厚さ約6mで、淘汰は悪い。礫種は安山岩・花崗岩・流紋岩・チャート・砂岩・泥岩で、風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。基盤は八向層の砂岩である。Loc. 61では、礫層の厚さ約4mで、上部の0.2mはとくに細粒である。礫は最大径30cm、平均径2cmの壱円~円礫で、Cobble大の礫も多い。礫種は安山岩・花崗岩・チャート・砂岩・泥岩などで、淘汰は悪く、風化はあまり進んでいない。マトリックスは粗砂である。Loc. 44では、礫層の厚さ約1.3mである。礫は最大径30cm、平均径2cmの壱円~円礫である。礫種は安山岩・砂岩・泥岩などからなり、風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。基盤は八向層の砂岩である。

#### ⑥ 真室川面

真室川面は、尾花沢 II 面に付随的にみられる段丘面で、鶴頭坂、名高などに分布する。現河床からの比高は、10m以下と小さく、段丘面の面積も小さいものが多い。また、沖積面との比高は小さく、尾花沢 II 面との比高は大きい。この段丘面の露頭は発見できなかったが、空中写真の判読により区分を行った。

#### c) 曲川流域

曲川流域の段丘は、段丘の広がり、分布の状態や連続性において、鮭川のそれとは大いに趣を異にしている。曲川流域では左岸の本村から真木までを調査地域とした。この比較的狭い地域の中に、高さを異にする多くの小さな段丘面が分布している。段丘面の区分についてはまだ問題を残しているが、今回の調査では一応7段に分け、鮭川のそれに準じて、上位より猿羽根 I a 面、猿羽根 I b 面、猿羽根 II 面、尾花沢 I a 面、尾花沢 I b 面、尾花沢 II 面、真室川面とする。

#### ① 猿羽根 I a 面

猿羽根 I a 面は、本調査地域の中央付近に点在す

るが、いずれも小さなものである。段丘面の開析はかなり進んでいるが、現曲川と反対方向に傾斜している。高度は130~140m、現河床からの比高は約70~80mである。今回の調査では、露頭が発見できなかったため、空中写真の半縮により段丘面を認定した。

#### ② 猿羽根 I b 面

猿羽根 I b 面は、猿羽根 I a 面に付随的にみられ、開析は進んでいるものの平坦面はよく保存されている。高度は約120~130m、現河床からの比高は約60~70mである。今回の調査では、露頭が発見できなかったため、空中写真により段丘面を認定した。

#### ③ 猿羽根 II 面

猿羽根 II 面は、この地域では比較的広くみられる段丘面で、調査地域の中央部のほか、小沼沢沿いに連続して分布する。高度は約110~120mで、現河床からの比高約50~60mである。Loc.27では、礫層の厚さ約2.5mである。礫は最大径25cm、平均径約2cmの壺門礫である。礫種は安山岩・花崗閃緑岩・凝灰岩・流紋岩・砂岩・泥岩で、淘汰は悪く、風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。礫層の上位には、厚さ1.2mのシルト層、0.3mのチョコレート色シルト層、1mの褐色シルト層がみられる。この二枚のシルト層は、Loc.33（蛙川、猿羽根 II 面）でみられるものと同一のものと考えられる。Loc.28では、礫層の厚さ約1.7mである。礫は最大径30cm、平均径2cmの壺門~垂角礫である。礫種は安山岩・流紋岩・石英斑岩・チャート・泥岩などからなり、淘汰は悪い。マトリックスは粗砂である。礫層の上位には厚さ0.7mのシルト層、0.6mの褐色シルト層がみられる。基盤は中渡層の泥岩である。

#### ④ 尾花沢 I a 面

尾花沢 I a 面は、猿羽根 II 面に近接して分布する。段丘面は、現曲川下流方向に傾斜している。高度は約100~110mで、現河床からの比高は約40~50mである。今回の調査では、露頭は発見できなかったが、空中写真の半縮により段丘面を区分した。

#### ⑤ 尾花沢 I b 面

尾花沢 I b 面は、調査地域の南部に、猿羽根 II 面

に沿って分布する。平坦面はよく保存されており、現曲川下流方向にゆるく傾斜している。高度は約90~100m、現河床からの比高は約30~40mである。Loc.35では、礫層の厚さ約2.6mである。礫は最大径20cm、平均径2cmの壺門礫である。礫種は安山岩・花崗閃緑岩・砂岩・泥岩で、風化はあまり進んでいない。基盤は中渡層の泥岩である。

#### ⑥ 尾花沢 II 面

尾花沢 II 面は、現曲川に沿って断片的に分布する。高度は約70~80m、現河床からの比高は約20~30mで、開析はほとんどされていない。Loc.31では、礫層の厚さ約1.7mで、礫は最大径15cm、平均径3cmの壺門礫が多い。礫種は花崗閃緑岩・砂岩などからなり、淘汰は悪く、ほとんど風化はしていない。マトリックスは粗砂である。基盤は中渡層の泥岩である。

#### ⑦ 真室川面

真室川面は、尾花沢 II 面に付随して分布し、ほとんど開析されていない。高度は約60~70m、現河床からの比高は約10mである。Loc.30では、礫層の厚さ約1.8mである。礫は最大径25cm、平均径3cmの壺門礫である。礫種は、花崗閃緑岩・流紋岩・砂岩・泥岩で、淘汰は悪く、風化はしていない。マトリックスは粗砂である。基盤は中渡層の泥岩である。

#### d) 升形川流域

蛙川の一支流である升形川は、新庄盆地の東部の山地に源を発し、新庄市内を西流して蛙川に合流するが、升形から合流点までは、丘陵の間を流れる。この升形から合流点までの間には、川沿いにやや幅の広い沖積面が発達するが、右岸の丘陵には尾花沢 II 面が分布している。高度は60~80m、現河床からの比高は約20mである。合流点付近のLoc.48では、礫層の厚さ約2mである。礫は最大径22cm、平均径2cmの壺門礫が多い。礫種は花崗岩が比較的多く、その他安山岩・流紋岩・砂岩がみられ、淘汰は比較的良い。風化は中程度である。マトリックスは粗砂である。このLoc.55では、基盤を切る比高2m程の小断層がみられた。この小断層の走向・傾斜は、N-S 23°E である。

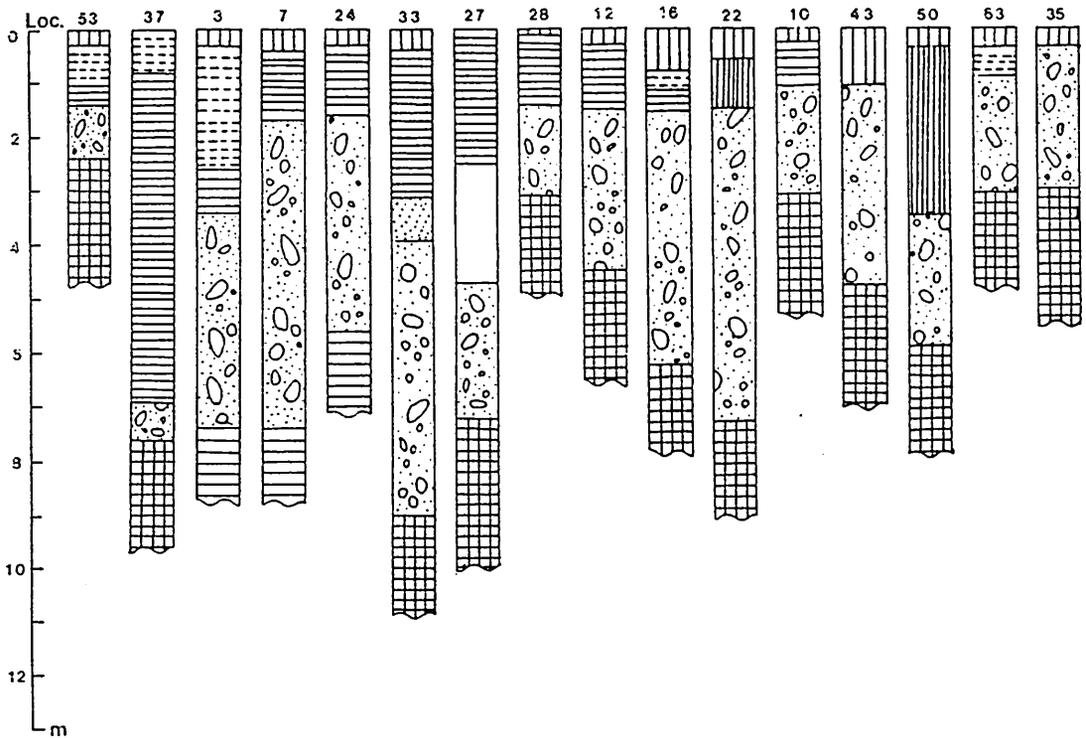


Fig. 5 露頭柱状図 (1)

前波付近のLoc.56~Loc.59では、礫層の厚さ約1.5mで、礫は最大径30cm、平均径2~3cmの亜円礫が多く、上流から下流に向かい、亜角礫から円礫のまじる割合が多くなる。また、Loc.56では、偏平礫が多く見られた。礫種は安山岩・花崗岩・花崗閃緑岩・流紋岩・砂岩・泥岩・チャートがみられ、風化は中程度である。これらの露頭には、礫層の上部に厚さ0.5~2.5mのシルト層がのる。また、基盤の走向・傾斜は、 $N20^{\circ}\sim30^{\circ}W, 42^{\circ}\sim50^{\circ}E$ であった。

a~dの段丘地形の記載をまとめると、次のようになろう。

本調査地域の段丘面では、尾花沢I面が広い分布を示す。特に大沢川、真室川合流点付近から、佐渡、日下、鶴田野付近にかけて顕著である。尾花沢I面は、新庄盆地を埋積する扇状地面に相当し、最上川団研グループ(1968)は、fill top terraceと

考えている。Loc.13、22、69など、基盤に凹凸が見られるところもある。しかし、その他では概して平坦であり、礫層の厚さなども考えると、鮭川流域では、strath terraceと考えた方がよいように思われる。

尾花沢I面の上位には猿羽根面群がみられる。猿羽根I面の分布は、狭い範囲に限定されているが、他の地域では猿羽根II面、尾花沢I面の形成過程で、側方浸食により消失したものと考えられる。猿羽根I面も礫層は、おおむね厚さ5m程度の薄いものであり、strath terraceであると考えられる。

猿羽根II面は、尾花沢I面の上位面であるが、小規模なものが多く、断片的に分布する。尾花沢I面が広い分布を示していることを考え合わせると、尾花沢I面が形成された時期に側方浸食がなされて、大部分消失したものと考えられる。

尾花沢II面は、尾花沢I面に付随して細長い帯状の分布を示している。この段丘面も、礫層の厚さは

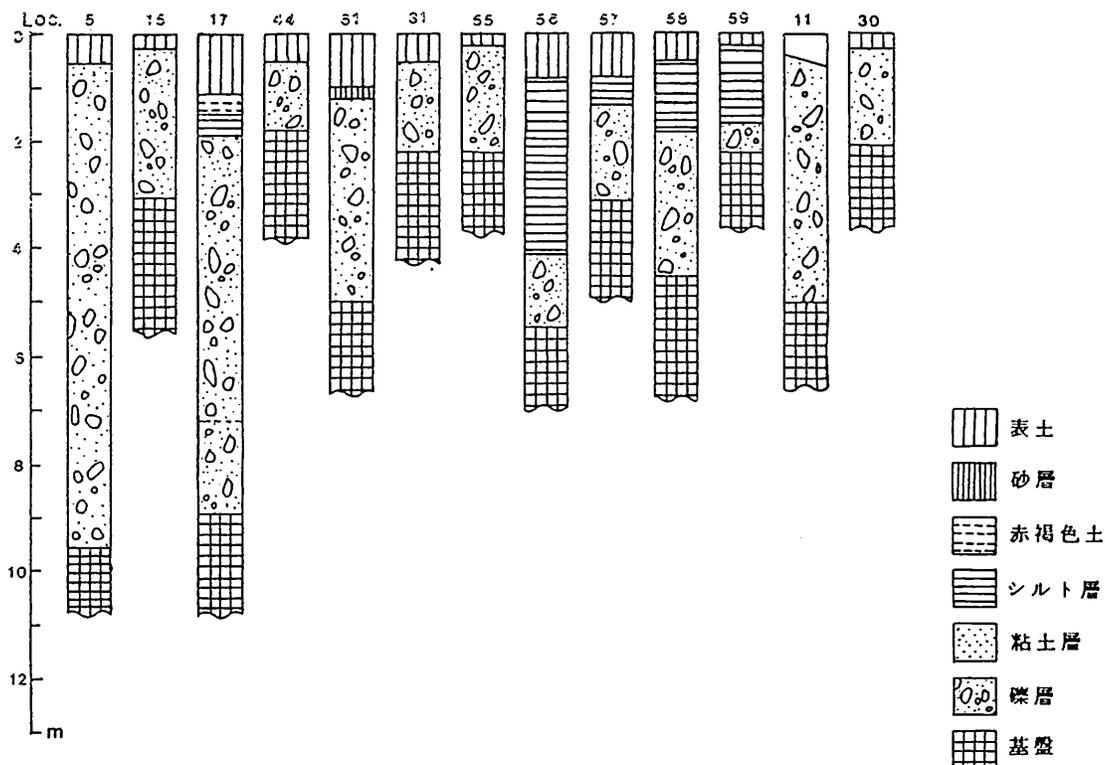


Fig. 6 露頭柱状図 (2)

1~6mと薄く、尾花沢Ⅰ面を切って形成されたstrath terraceである。尾花沢Ⅱ面を構成する礫は風化していない。

本調査地域での段丘堆積物は、最も厚いところで5m程度であり、全体的に薄いものであるといえる。

#### IV 新庄盆地西縁における第四紀地殻変動

本調査地である新庄盆地西縁においては段丘地形の発達が良好であり、段丘面の変位が認められれば、盆地の地殻変動を推定できると思われる。筆者らは、空中写真判読により段丘面を変位させていると考えられる断層を見出し、その調査を行った。この結果、新庄盆地の第四紀における地殻変動について新たな知見を得た。なお、新庄盆地の段丘地形を手掛かりとした褶曲運動との関係については、時

間の制約上、調査することができなかった。

#### (1) 新庄盆地の段丘形成と地殻変動

新庄盆地の段丘はⅢ章で記載したように、西縁において発達が良好である。盆地西縁には真室川と大沢川、そしてこの2つの河川が合流した鮭川により形成された段丘地形が多く、筆者らが確認した限りでは、礫層の厚さは5m以下のことが多く、侵食段丘と推定される。形成年代については、上記の3河川により段丘面が細分化しており、推定がむずかしい。まとめてみると猿羽根Ⅱ面は礫層上部に赤褐色シルト層をのせているので、松井・加藤(1963)が指摘するように下末吉期に形成されたと考えられる。したがって、今のところおよそ120000年前、またはそれ以前に形成されたと思われる。尾花沢Ⅰ面は最上川団研グループ(1968)が尾花沢礫層中の死炭から34900 ± 4988 y.B.P. という数値を得ているので、およそ35000年頃と考えられる。また、尾花沢Ⅱ面

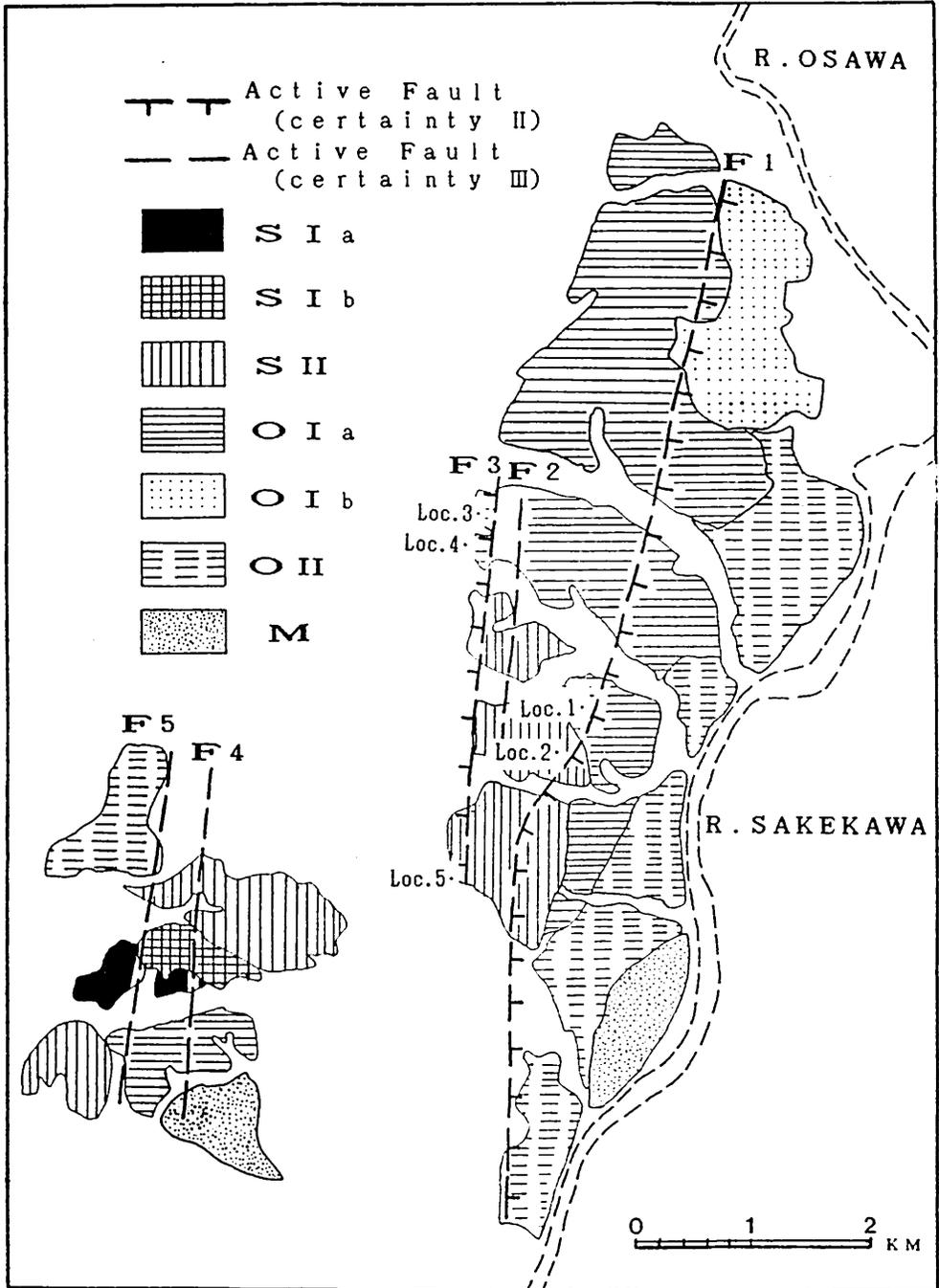


Fig. 7 庭月付近の断層分布図

図中のF1~F5は断層番号.

S Ia:猿羽根 Ia 面    S Ib:猿羽根 Ib 面    S II :猿羽根 II 面    O Ia:尾花沢 Ia 面  
 O Ib:尾花沢 Ib 面    O II :尾花沢 II 面    M :真室川面

は、同グループによれば更新世末期（およそ 20000 年前）に形成されたと推定されている。形成要因については、下位段丘が上位段丘を侵食して形成されていることから考えると、更新世中期以降における上流地域の相対的隆起運動によるものと思われる。

新庄盆地における地殻変動に関する研究は、造盆地運動と新庄盆地南部（特に小国川付近）の褶曲構造との関連のものに大別される。前者は、中川ほか（1971）、石田ほか（1977）が、新庄盆地は鮮新世から陸化し、更新世になって鮮新統・下部更新統が著しい褶曲構造を示すような変動を受けつつ形成されたことを、主として地質学的見地から指摘している。後者は、村田（1941）が段丘面形成以降も曲隆運動が継続していることを報告して以来、大塚（1942）が小国川沿岸における活褶曲を初めて指摘した。その後、杉村（1952）は段丘面変形と新第三系の褶曲構造との関連から、大塚の提唱した“活褶曲”を実証した。なお新庄盆地西縁には、若干の新时期断層地形と考えられるものが、中川ほかにより指摘されている。

## (2) 庭月付近の断層地形

庭月付近は、蛙川により形成された段丘地形の発達が良好である。東北地方の内陸盆地においては、盆地西縁や東縁が断層によって限られることがある。そこで筆者らは上述の中川らの報告をもとに、1万6千分の1の空中写真を半読した結果、庭月付近において断層地形を見出し、5本の断層からなる断層系と推定した。（Fig.7）

断層F1は蛙川沿いの時代を異にする尾花沢Ia面と猿羽根II面を変位させており、低断層崖は比較的明瞭である。本調査では断層露頭を直接観察することができなかったが、この断層を確実度IIと推定した理由は以下の通りである。

- ① 東北地方内帯に卓越する南北方向の逆断層とほぼ等しい走向を持つ。
- ② 時代を異にする段丘面を切っており、高位段丘面の方が変位量が大きい。
- ③ 断層の延長上と考えられる地点で破碎帯の一

部と思われる露頭を確認した。

F1の低断層崖はよく保存されている段丘崖に似ており、見かけ上は東落ちである。この断層を逆断層を考えると、上盤側が下盤側にのり上げており、断層崖の崖面の傾斜は礫層の安息角をあらわしていると考えられる。

Loc.1では崖高はおよそ6mであり、垂直変位の累積量はこれにほぼ一致する<sup>1)</sup>と思われる。なお、この地点では尾花沢Ia面を変位させている<sup>2)</sup>。Loc.2では猿羽根面群のひとつに相当すると考えられる段丘面を変位させている。この段丘面は筆者らが区分した猿羽根II面に相当するように考えられるが、この段丘面の特徴である赤褐色シルト層の堆積が見られない。また、泉田川付近でこの面に相当すると考えられる段丘面において前期旧石器の比較的新しいと考えられる遺物が出土している。これらのことから先に推定した猿羽根II面の年代よりこの段丘面は新しく、猿羽根II面に付随した段丘面であると考えられる。

F1の活動度を推定すると<sup>3)</sup>、尾花沢Ia面は35000年前、この猿羽根面を旧石器から推定して三崎面相当と考え、60000年前に形成されたと仮定する。Loc.1では6m、Loc.2では7.5mの崖高を持つことから、この間の平均変位速度は $6\text{cm}/10^3\text{y}$ となり、松田（1975）の分類によればC級の活動度を持つといえる。また、参考程度にとどめるが断層運動による地震の規模を推定してみる。松田（1975）の式  $\log D = 0.6M - 4.0$  を用いて、1回の地震に伴う断層変位量 (m):DにLoc.1と2の崖高差1.5mという値を使うと、マグニチュード6.9<sup>4)</sup>となる。

F1の北への延長は、大沢川を越えているように考えられるが、空中写真半読では断層変位地形は認められなかった。大沢川付近では尾花沢Ia面より低位の段丘面の発達が良好であるが、段丘面を変位させている低断層崖は本調査では確認できなかった。段丘面を通ると推定される断層の運動そのものが段丘面上に変位地形として必ずしも保存されるとは言いがたく、また、低断層崖が断層運動後に侵食される場合も考えられることから、尾花沢Ib面形成以後断層運動が起こらなかったとは断定できない。し

かし、尾花沢 Ia 面にみられる変位量からして少なくとも2回は尾花沢 Ia 面形成以後断層運動が生じたと思われる。

空中写真半縮で確認できるF1の南端では松沢付近の山脚において三角末端面と思われる斜面が見られる。F1の南の延長上では、鶴頭坂と前波付近において、断層運動の影響を受けていると考えられる露頭を確認できた。

鶴頭坂の露頭では新第三紀層がかなり破碎されている。破碎された面の走向はほぼ等しく、 $N48^{\circ}E$ の走向を持ち傾斜は $35^{\circ}S$ である。前波の露頭では小断層が2本認められた(Fig.3 Loc.56)。このうち1本は走向  $N10^{\circ}E$ 、傾斜 $38^{\circ}W$ の逆断層で、垂直変位量は $30cm$ である。もう1本は走向  $N-S$ 、傾斜 $23^{\circ}E$ の逆断層であり、垂直変位量は $2m$ である。両断層とも泥岩と砂岩からなる中渡層を変位させているが中渡層上の礫層には変位があらわれておらず、より大きな断層の副次的な断層であると思われる。しかし、F1が後述するF3によるものとは不明確である。

断層F2はほぼ  $N-S$ の走向を持ち、F1から北へ分岐していると考えられる。今回の調査では変位量を測定できず確実度をⅢとした。

断層F3はF2とほぼ平行であり、山脚にそって猿羽根面を変位させている。断層の北端では地塁上の高まりが見られ (Fig.8)、F2とF3の断層運動の影響を

受けていると思われるが、尾花沢 Ia 面の形成時に侵食からとり残された鮭川層の高まりである可能性もある。Loc.3 では、深さ $4.9m$ のトレンチを確認した。このトレンチは比較的短く、空中写真で半縮で確認できるF3の断層線上に見られるので断層起源と推定される。Loc.4 では断層のひきずり運動の影響を受けている露頭が見られる。各層は著しく直立しており、礫層が上部から下部へ向かって湾曲するように落ちている。基盤岩の鮭川層は風化が非常に進んでいる。走向・傾斜は、 $N21^{\circ}W, 30^{\circ}E$ である。この露頭とトレンチから考えると、F3の下盤側が深く流し込んでいることが推定される。空中写真で確認できるF3の南端のLoc.5 ではsag-pondと思われる池があり、上記の推定を裏付けることができる。

鮭川村の上野付近では、空中写真半縮により2本のリニアメントが確認できる。Loc.6 では破碎帯の一部と思われる露頭があり、破碎された面の走向・傾斜は  $N40^{\circ}W, 6^{\circ}E$ である。このことから、このリニアメントを確実度Ⅲの断層と推定した(断層F4)。もう一方のリニアメントもF4とほぼ平行の走向を持つので同じく確実度Ⅲの断層と考えられる。

### (3) 新庄盆地西縁における第四紀地殻変動について

断層F1とF2は第四紀後期において形成された河成

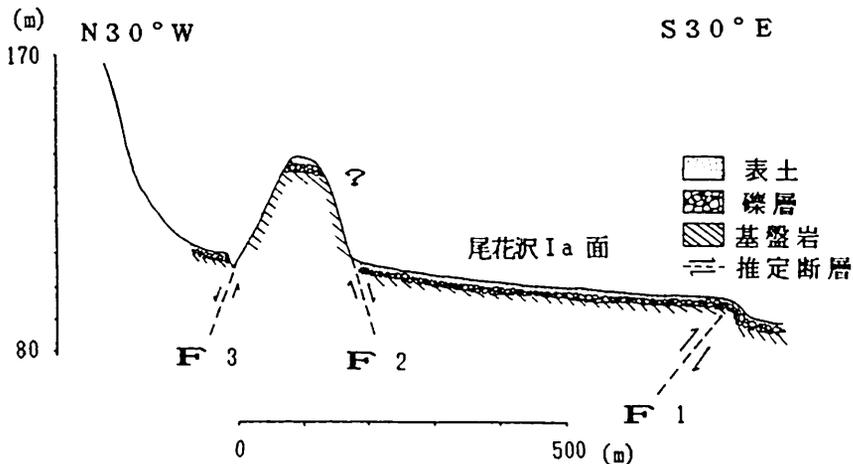


Fig. 8 庭月, 断層模式図

段丘を変位させており、段丘面形成後、断層の活動が行われたことは確実である。前述したように東北地方の内陸盆地の西縁は断層によって限られることがあり、本調査によって見出した断層系も新庄盆地を限る断層系の一部であると考えられる。

小国川上流部には向町盆地があり、その縁辺は断層によって限られている (Omoto 1968)。そのうち、西縁の断層の走向はNNE-SSW、N-S、WNW-ESEであり本調査における断層系の走向とよく類似している。さらに Omotoは、断層系から地塊のブロックを想定し、ブロックの変動から造盆地運動を推定している。以上のように向町盆地における例を新庄盆地にそのままあてはめることは適切ではないが、新庄盆地西縁の断層系は新庄盆地の第四紀地殻変動、特に造盆地運動を考える上での一助になると思われる。中川ら (1975) によれば新庄盆地は全体としてみるとひとつの大きな向斜構造を構成しており、その東縁の休場付近では衝上断層が存在する。以上のことから、新庄盆地の東西両縁部は断層によって限られ、盆地中央の向斜構造はこれらの断層の走向に

近い褶曲軸を持つというモデルが推定できる。

本調査では断層運動が明瞭に認められる露頭が見つからなかったので各断層の平均変位速度を正確に推定できなかったが、断層系の中においては断層Iが主断層であると考えられる。猿羽根面群を変位させているF1の第四紀後期の累積変位量は7.5m以上であり、山側の隆起、盆地側の沈降という運動が第四紀に行われたと推定できる。このことから、この断層系が造盆地運動のひとつとして考えられよう。

本章では庭月付近の断層系を主として取り上げ考察してきたが、本調査地域に含まれる新庄市升形付近における段丘面の変形については調査が充分ではないため取り上げなかった。今後の課題としては断層系の変位量を正確に求めることと、断層Iがほぼ地質の境界にそって走向を持つことから、この断層による鮮新統と下部更新統の変位を詳細に調査することが考えられる。また、新庄盆地に関しては、盆地縁部の断層系と関連させた地殻変動を推定する必要があると思われる。

Table-2 新庄盆地の段丘面の対比

時代	筆者ら	最上川団研 (1968)	中川ら (1971)	備考
完新世 Holocene	真室川面	真室川面	第7段丘面	← 由良海進
	尾花沢II面	尾花沢II面	第6段丘面	
更新世 Pleistocene	尾花沢Ib面			(海進?)
	尾花沢Ia面	尾花沢I面	第5段丘面	← <sup>14</sup> C 34900y. BP ← 海進?
	猿羽根II面	長根山面 猿羽根II面		
	猿羽根I面	猿羽根I面	第1～第4段丘面	← 小波渡海進

## V まとめ

筆者らは、新庄盆地西縁を中心として段丘地形・新期地殻変動について調査を行った。新庄盆地西縁は、大沢川、真室川、鮭川により形成された段丘面の発達が良い。筆者らは段丘堆積物と比高をもとにして、上位面から、猿羽根Ⅰ面、猿羽根Ⅱ面、尾花沢Ⅰa面、尾花沢Ⅰb面、尾花沢Ⅱ面、真室川面に区分した (Table-2)。西縁においては、とりわけ尾花沢面群の発達が良い。また、段丘礫層の厚さは5m以下のことが多く、いわゆるstrath terraceに相当すると思われる。猿羽根Ⅱ面においては松井・加藤 (1962) が指摘したように、下末吉期に形成されたと考えられる赤褐色シルト層を確認した。

新庄盆地西縁の一部の段丘面を切る南北方向の変位地形を確認した。これをもとに、5本の断層からなる断層系を推定した。このうち主断層F1は B級に近い活動度を持つ。他の断層はF1の上盤側にあり、F1に伴われているものであると思われる。猿羽根面を変位させているF1の累積変位量は7.5m以上であり、第四紀後期において山側の隆起、盆地側の沈降という運動がおこったと考えられる。これは新庄盆地の造盆地運動のひとつのあらわれと言えよう。新庄盆地はこの断層系を手がかりにして考えると、第四紀後期においても中心部が沈降し、東西両縁部が隆起しているというモデルも考えられるが、それには今後東縁の調査がなされなくてはならない。同時に、盆地床下の新第三系の褶曲構造と地形発達との関係も考えなくてはならない重要な課題であろう。

## 注

- 1) 逆断層では、下盤側において埋積が進みやすいが、本稿ではハンドレベルで得られた数値をそのまま使用した。
- 2) 断層F1の運動により、尾花沢Ⅰ面の一部が段丘化した可能性もあるが、充分な確証は得られなかった。

3) 空中写真判読では、1万6千分の1の写真で変位が比較的明瞭なので、B級とC級間の活動度を持つと推定できる。

4) 他に断層の周辺に蓄積された地震エネルギーをマグニチュードに換算する松田(1975)の式： $M_t = (1/0.6) \log(t \cdot s) + 6.67$ を用いて、平均変位速度  $6\text{cm}/10^3\text{y}$ 、地震空白期間を60000(年) - 35000(年) = 25000(年) としてみると、マグニチュードはおおよそ6.9となる。

## 文献

- 岡田篤正・安藤雅孝(1979)：日本の活断層と地震。科学, 49, 158 ~ 169
- 鎌木義昌(1977)：石器時代の文化。日本の第四紀研究, 261 ~ 268
- 東北地方第四紀研究グループ(1977)：東北地方内陸盆地の発達に関する問題点。地質学論集, 14, 11 ~ 15
- 中川ほか7名(1971)：新庄盆地の第四紀地殻変動。東北大地質古生物研報, 71, 13 ~ 29
- 平野信一・中田高(1981)：阿寺断層に沿う第四紀後期の断層変位から推定した地震活動。地理評, 54, 231 ~ 246
- 平野信一(1984)：千屋断層系に沿う地震発生時期の推定。地理評, 57, 173 ~ 185
- 町田 貞(1963)：「河岸段丘」 - その地形学的研究 -
- 松井 健・加藤芳郎 (1962)：日本の赤土土壌の生成時期・生成環境にかんする二、三の考察。第四紀研究, 2, 161 ~ 179
- 松田時彦(1976)：活断層と地震 - その地質学的研究 -。地質学論集, 12, 15 ~ 32
- 松田時彦・太田陽子・岡田篤正・清水文健(1977)：空中写真による活断層の認定と実例。地震研究所彙報, 52, 461 ~ 496
- 村田貞蔵(1941)：山形県新庄盆地の形態学研究 (塩野原扇状地等高線異常の問題)。地理評, 17, 464 ~ 481

- 最上川団研グループ(1968) : 最上川流域・庄内海岸  
の第四紀. 日本の第四系, 15, 85~97
- 柳田 誠(1979) : 阿賀野川中流域の地形発達史. 地  
理評, 52, 689~705
- 山形県(1960) : 20万分の1 山形県地質図および説明  
書. 山形県
- Omoto, K. (1968) : Geomorphological Development  
of the Mukaimachi Basin, Yamagata Prefecture.  
The Science Reports of the Tohoku University,  
Seventh Series (Geography). 17, 31~52
- William, D. Thornbury (1954) : Principles of Geo-  
morphology. 259~275