

最上川中流

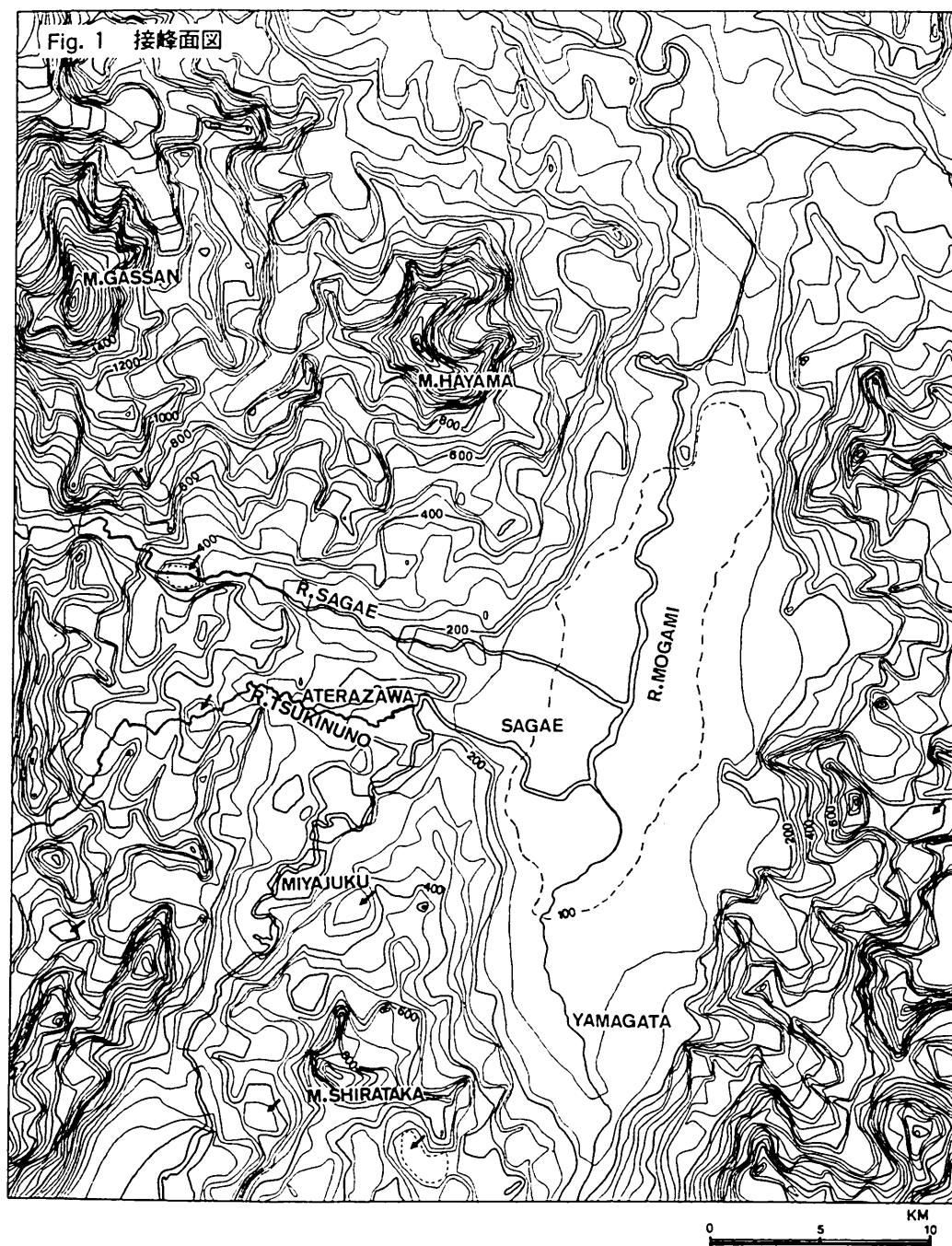
正 誤 表

頁	行(欄)	誤	正
8	左31~32行目	ここにおいて	ここにおいて
8	左38行目	交通条決	交通条件
10	左5行目	1975年	1970年
19	左6行目	萌芽	萌芽
21	右2行目	芒岐	芒岐
25	右12行目	1/2だったか	1/2だったか
	第1回	~地区	~地域
30	右23行目	湯治場	湯治場
31	注7)	農用水	農業用水
39	8行目	「続南更沼歌」	「続南更沼部歌」
40	右2行目	2石4分の1	2石4分の1
43	左12行目	Loc.9では、礫	Loc.9では、礫
44	右5行目	IVIとIV1に分類	IVuとIV1に分類
58	左1行目	持つ	持つ
25	右19行目	カツコ	カツコ
25	右23行目	尊太郎池	尊太郎堤
76	右26行目	旧鷹栖村	旧鷹栖村 ³⁹⁾
77	左4行目	ている。	ている。 ⁴⁰⁾
77	左11行目	る。	る。 ⁴¹⁾
77	左37行目	問題	問題 ⁴²⁾
77	右10行目	なされ	なされ ⁴³⁾
78	左2行目	旧農家	旧農家 ⁴⁴⁾
79	右4行目	「大畑平」	「大畑平」
79	右20)	三堰	三堰

最上川中流部，宮宿～寒河江間の河成段丘

小出和之・丸山達也

栗原祐代・川上伸子



I はじめに

河岸段丘は、東北日本の河川沿いには必ず見られる、極めて popular な地形である。このような段丘地形は平坦地の少ない山間部において重要な生活の場となっている。たとえば、昔から段丘面に集落が発達したり、農地として利用されていることがその証しである。このようにごく普通に見られ、しかも生活との結びつきが強い地形であるため、戦前より数多くの河川において河岸段丘の研究がなされてきた。その傾向は現在も続いている。

河岸段丘を研究する目的は二つに大別されよう。一つは段丘そのものについての地形分析を行い、河岸段丘の形成過程やその発達史について考察するタイプであり、他の一つは研究地域の、たとえば断層・活褶曲等の地盤運動を明らかにする手段として河岸段丘を利用するタイプである。本稿では最上川中流域を対象とし、前者の立場で論を進め、調査地域の河岸段丘を分析し、地形発達史についての考察を試みた。

最上川は源を西吾妻山（標高 2,024 m）に発し、松川として米沢盆地を流下する。河井峡谷を通過した後、長井盆地で白川と合流し最上川となる。そして荒砥峡谷を穿って山形盆地にぬける。ここで寒河江川・須川・乱川等の河川を合わせ、大淀峡谷に入り、尾花沢盆地・新庄盆地をぬけて西流し、最上峡谷を通り、庄内平野に出て海へ注ぐ。流域面積 7040 km²、長さ 229 km という日本有数の大河川である。

筆者らが調査した地域は、長井盆地～山形盆地間の五百川峡谷内、上郷ダム地点から寒河江川合流地点までである。本地域については、これまで、豊島（1977）が最上川中流部の河岸段丘と、その支流の朝日川の小段丘群について調査し、段丘発達史を考察している。そこで筆者らは、本地域に流入する河川のうち寒河江川と月布川を選び、最上川の段丘との対比を行った。

また本地域は山形盆地の西縁部にあたるため、地盤運動の比較的激しい地域であり、新第三系の地層には多数の褶曲・断層が見られ、活断層の存在も確認されている（活断層研究会 1980）。そこで、この

地域にみられる、宮宿・平野山・長岡山などの断層地形をとりあげ、考察を加えることにした。

II 地形・地質の概要

(1) 地形の概観

本地域は長井盆地から山形盆地に至る峡谷地域にあたる。本地域の西側には先第三系の花崗閃緑岩及び石英閃緑岩からなる朝日山地がある。最高峰は大朝日岳（1,870 m）で、これより北西方向に連なる西朝日岳（1,813.7 m）・竜門山（1,657 m）・寒江山（1,694.9 m）・以東山（1,771.4 m）の約 11 km の間がこの山地の脊梁となっている。朝日山地の東側から山形盆地に至るまでは、新第三系の丘陵性山地からなり、ほとんどが 400～600 m の定高性を持つ。しかしその間には南北方向の軸を持つ多数の褶曲構造が見られ、しかもところどころ断層によって切られている。そのため、背斜軸に相当するところではその定高性が破られ、標高 800～1,000 m を示す。

最上川の東側でも、第三系の構造は西側のそれと変わりがなく、標高 200～400 m の丘陵地となっているが、左沢一大井間よりも小さな褶曲構造となっている。この地域の南側には白鷹山（966 m）があり、新第三系の基盤上に火山噴出物をのせている。特に白鷹山の北側には泥流堆積物が確認でき、それによってできた湖沼が見られる。この地域において西黒山の輝石安山岩から K-Ar 法で年代測定がなされ、 0.8 ± 0.4 m.y. という数値が得られている（山形県 1960）。この地域の東側には標高 100～200 m の山形盆地が広がる。ここには、東・西・南の三方から河川が流入し、各々扇状地をつくっている。この盆地については、藤原（1960）がグリーンタフ変動に伴う堆積盆と、山形断層の活動から成因論を試みているが、山形盆地の形成は西縁部の地盤運動と密接に関わっていると考えられるので、章を改めて論じることにした。

山形盆地西北部、寒河江川の北側にあたる地域は非常に変化に富んだ地形をしている。南北方向とそれに直交する方向に断層が見られ、丘陵地的な定高性はみられない。この地域の西方には葉山（1,462

m)がある。この噴出物からK-Ar法で年代測定がなされ、 $3.1 \pm 0.5 \text{ my}$ という数値が得られ、鮮新世後期に活動したとされている(山形県1960)。また北西には月山(1,980m)・湯殿山(1,504m)等の第四紀火山がある。

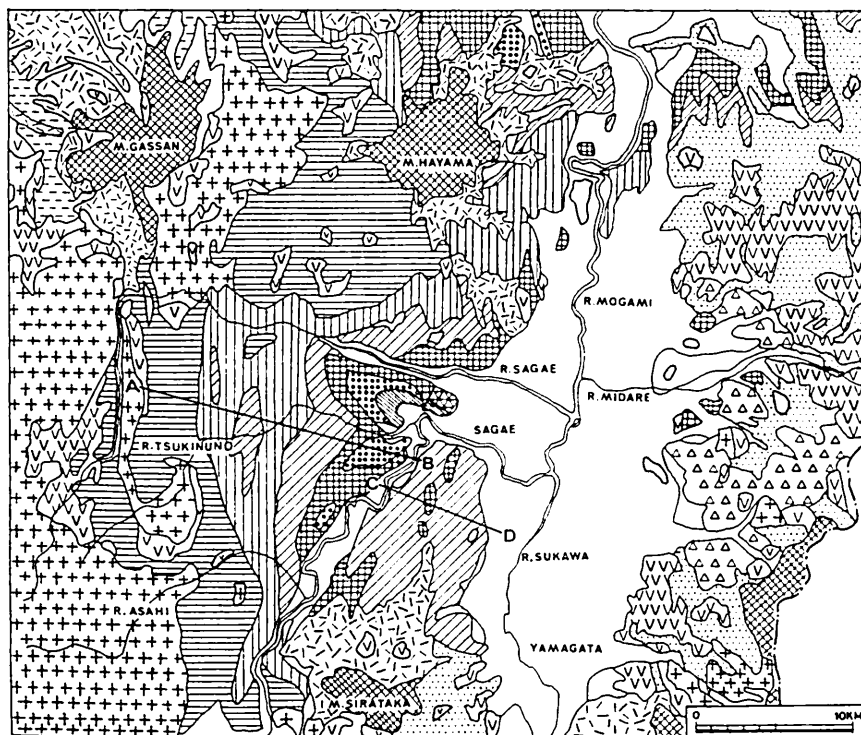
これら全体の地域の褶曲軸の方向は、およそNN E-S S Wの方向であり、東北地方グリーンタフ地域を特徴づける構造と一致している。

以下、調査地域の河川沿いの地形を概観する。

最上川：本地域においては、標高200mの長井盆地から、より標高の高い山地部を穿つように流れている。宮宿-左沢間には丘陵部のかなり高いところにFilltop-terraceが存在する。(豊島1977)。筆者らが本河川流域で調査した範囲内では、上郷ダムから北北東へ流れ、左沢付近で急激に流れを南南東に変える。この地点までは蛇行の波長も短い。またこの間には数ヶ所、繞谷丘陵のあとと思われる地点がある。段丘の発達は概して右岸の方がよい。しかし、その段丘堆積物は一般に薄く、礫層が厚さ5m

Table-1 地質総括表

時代	層序	地史
完新世	沖積層	<div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="text-align: center;"> ↑ グリーンタフ変動 ↓ </div> <div style="text-align: center;"> ↑ 造盆地運動 ↓ </div> <div style="text-align: center;"> ↑ 山形断層の活動 ↓ </div> </div>
更新世	段丘礫層	
鮮新世	中山層	
	左沢層	
	稲沢山層	
中新世	大谷層	
	山寺層	
	本郷層	
	水沢層	
	吉野層	
	大井沢層	
	太郎層	



INDEX

- 沖積層
- 段丘堆積物
- 中山層
- 左沢層
- 稲沢山層
- 大谷層
- 山寺層
- 本郷層
- 水沢層
- 吉野層
- 大井沢層
- 善宝寺層
- 火山泥流
火山碎屑物
- 第四紀火山岩類
- 第三紀火山岩類
- 花崗岩類

Fig. 2 地質図

を超えることは少ない。

寒河江川：本河川は朝日山系に源を発する。この方向は断層に制約されたものである。月山沢から水ヶ瀬付近までは穿入蛇行の形態をとるが、それから下流はやや開ける。筆者らが調査した地域は間沢付近から下流部の、段丘の発達が比較的良好な地域である。下流に行くにつれて段丘の発達は顕著となり特に左岸の方がよい。さらに下流の河口部では沖積面が大きく広がり、扇状地を形成しつつ山形盆地に流れ込んでいる。

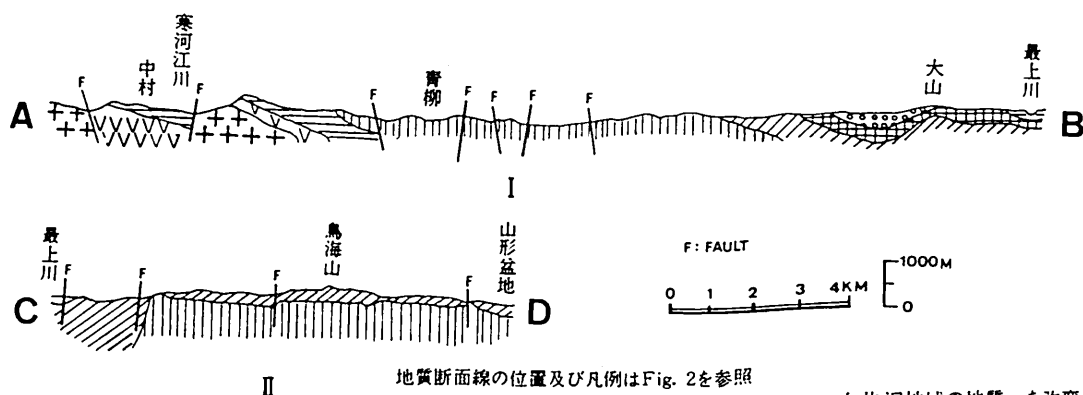
月布川：本河川は上流において、一つは金池山付近、他の一つは伏辺山南方付近に水源を有する。青柳で合流し、これから下流は穿入蛇行の形態をとり丘陵地帯を侵食しながら流下する。調査地域においては下刻作用が著しいため、各所で流路変更に伴ういくつかの崖が存在する。その傾向は沖積地においてはなほだしい。堆積物も非常に薄く、調査地域のほとんどで河床に基盤がみられ、上流部へ行くほど基盤は深く切られている。

(2) 地質の概観

本地域は出羽丘陵の一部であり、山形盆地をはさみ東側の脊梁山脈と構造を異にする。地層のほとんどが新第三紀中新世の堆積岩で、各河川の基盤岩となっている。以下、最上川、寒河江川を境とした3地域に分けて概観する。

大井沢—左沢地域：北限を寒河江川、南限を朝日川とする。この地域の西側は、花崗岩からなる朝日山地である。東側では新第三系の地層からなる丘陵性の山地、最上川までは東へ進むほどより新しい時代の地層が露出し、そのほとんどの地層は東に傾斜している。本地域の新第三系の地層をまとめると、Table-1のようになる。これらは、いずれも凝灰岩質のマトリックスを持ち、しかも角礫質のものが見られ、典型的なグリーンタフ変動期の堆積物であると考えられる。また水沢層の凝灰質の岩石は、月布付近でベントナイトの原料として採取されている。そして左沢層では5層の亜炭が確認され、そのうちの1層は0.5mの層厚があるため、一時期、稼業の対象となった。この地域の断面図をFig.3-Iに示す。

山形盆地西南部：最上川右岸にあたり、露出部分のほとんどが、第三紀中新世の本郷層からなっている。本地域も非常に小波長の褶曲構造が多く、ところどころ地形にあらわれるような断層がみられる。この区域の最上川寄りの基盤は西落ちを示す。これは宮宿—左沢間にグリーンタフ変動の一環として鮮新世に堆積盆が存在したため、この部分が向斜軸となっていることに由来する。当地域は農業用水トンネルを通すため丘陵部を開削し、その時あわせて地質調査がなされている。それによる断面図をFig.3-IIに示す。



地質断面線の位置及び凡例はFig. 2を参照

Iは山形理 (1957) : 「山形盆地西部、左沢 — 大井沢地域の地質」を改変

IIは東北農政局計画部 (1982) : 地盤沈下調査報告書を改変

Fig. 3 地質断面図

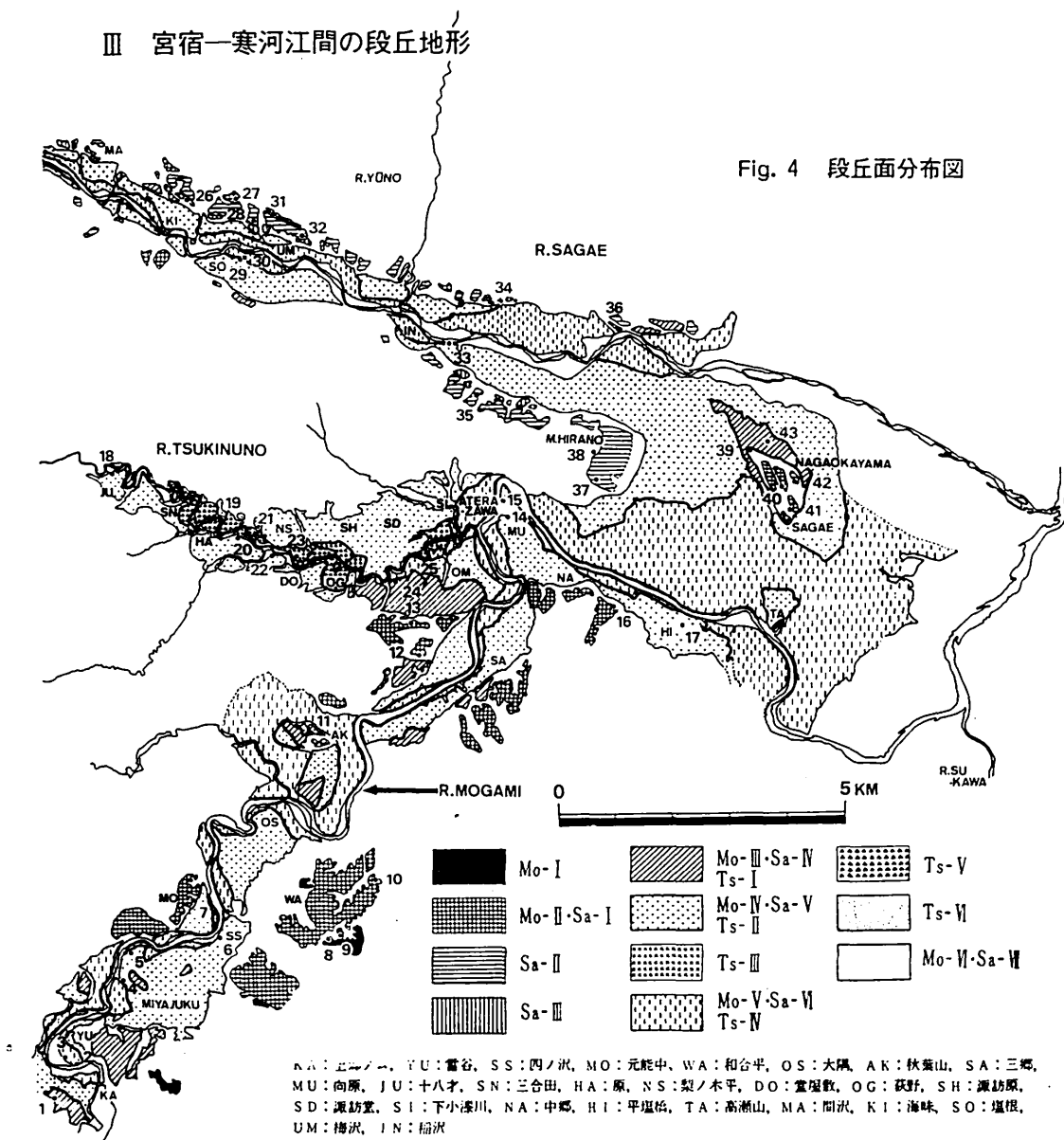
山形盆地西北部：寒河江川の左岸にあたる本地域は南側の左沢一宮宿間の堆積盆地の影響からはずれ、比較的古い地層が分布している。南北方向に流れ、寒河江川に流入する河川は流紋岩・石英安山岩が分布する地域を穿っているの、その影響は最上川と寒河江川の合流地点での河床礫の礫種頻度にもあらわれている（大矢 1974）。

筆者らが調査した地域には地すべり区域が存在し豪雨等の雨量の増加で容易に移動を生じる。高沢

（1976）によれば、基盤の傾きが斜面方向と一致し、さらに基盤内でモンモリロナイトが生成され、それが風化することにより膨張してすべり面が形成されるという。最上川流域にはそれが見られるが、これは左沢一宮宿間の堆積盆が、基盤と斜面の傾きが一致することにより一因を求めることができるものと考えられる。しかし、段丘地形の発達具合からみて、最上川の両岸では基盤の傾斜に違いのあることが予想される。

Ⅲ 宮宿一寒河江間の段丘地形

Fig. 4 段丘面分布図



本調査では、まず2万分の1（宮宿付近は1万分の1）の空中写真で段丘面を判読し、それを2万5千分の1の地形図に落とし、野外調査で段丘面の広がり・表面形態・連続性・堆積物の礫種・大きさ・層相・層厚などをもとに確認・修正をし、各河川で

とに区分しその対比を行った。なお、段丘面の高度は2万千分の1の地形図から判読した。

(1) 最上川の段丘記載

最上川流域では、中流部の宮宿から寒河江川合流

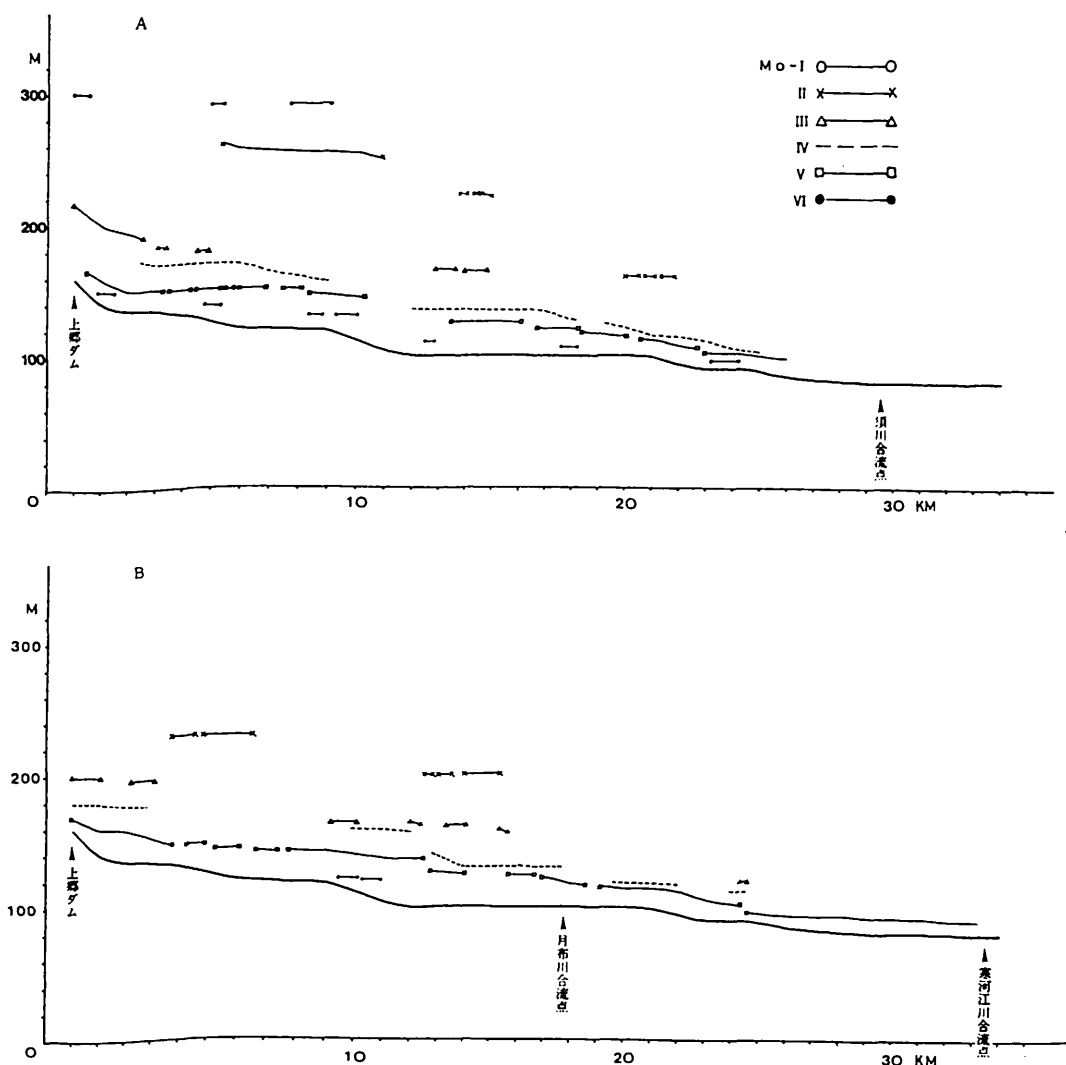


Fig. 5 最上川段丘面縦断面図（Aは右岸，Bは左岸）

地点までを調査地域とした。この地域においては、幅の広い段丘面とともに小規模な段丘面も多く分布している。豊島（1977）によれば、段丘の規模のいかんにかかわらず、高位よりそれぞれⅠ～Ⅴの段丘群として各段丘面を分類している。段丘群Ⅳについ

ては、その占める割合が最も多く、上部をⅣu、下部をⅣlの2群に分けている。段丘の発達状態や段丘堆積物は、区間ごとにそれぞれの特徴をもっている本流域をこのような視点から見ると、宮宿～左沢、左沢～寒河江川合流点の2区間に分けられる。今回

の調査では、段丘面を6段に分け、高位よりMo—I面～Mo—Ⅵ面と呼ぶことにする。宮宿—左沢間では、Mo—I面～Mo—Ⅵ面が発達している。しかし、下流部の左沢—寒河江川合流点間では、Mo—Ⅱ面～Mo—Ⅵ面が認められ、いずれの面の比高も宮宿—左沢間に比べ小さい。

① 宮宿—左沢間

(a) Mo—I面

Mo—I面は、ほとんど平坦面を残さず、和合平の一部分に認められるだけである。高度は約300～290m、現河床からの比高は約200～140mである。Loc. 9では、礫層の厚さは約5.0mである。礫は最大径約35cm、平均径約3cmの亜円礫で、礫種は花崗岩・砂岩・泥岩・安山岩が多く、風化がやや進んでいる。淘汰はややよい。マトリックスは粗粒砂である。Loc. 8では、礫層の厚さは約2.5mである。礫は最大径約50cm、平均径約5～6cmの亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩からなり風化がかなり進んでいる。淘汰は悪い。マトリックスは中粒砂である。

(b) Mo—Ⅱ面

Mo—Ⅱ面は、和合平の大部分、三郷付近、元能中にかけて断続的に分布する。開析は進んでいるが平坦面は残っている。高度は約250～200m、現河床からの比高は約140～70mである。和合平 Loc. 10では、礫層の厚さは約3.2mである。礫は最大径約13cm、平均径約4cmの亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩が主で、風化は普通である。淘汰はややよい。マトリックスは粗粒砂である。礫層はかなり厚い表土に覆われていた。元能中 Loc. 7では、礫層の厚さは約5.8mである。礫は最大径約30cm、平均径約7～8cmの亜円～円礫で、礫種は花崗岩・泥岩・閃緑岩・安山岩・チャートからなり、風化はかなり進んでいる。淘汰は悪い。マトリックスは粗粒砂である。Loc. 12では、Mo—Ⅱ面を構成する砂礫互層（厚さ5.1m）が認められる。上部礫層と下部礫層の層相にはほとんど違いが認められない。礫は最大径約23cm、平均径約10cmの亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・チャート・花崗岩・安山岩・石英安山岩からなり、風化は普通である。淘汰はややよい。

マトリックスは粗粒砂である。上部礫層と下部礫層との境に厚さ約0.5mの砂層があり、この砂層は礫層のマトリックスよりもやや細かい。Loc. 13では礫層の厚さは約8.4mである。礫は最大径約60cm、平均径約6cmの亜円礫で、礫種は泥岩・花崗岩・石英斑岩・安山岩・石英安山岩・チャートが主で、風化は普通である。淘汰は悪い。マトリックスは赤褐色の粗粒砂である。

(c) Mo—Ⅲ面

Mo—Ⅲ面は、上郷ダム付近、宮宿付近、秋葉山三郷にかけて断続的に分布する。高度は約170～150m、現河床からの比高は約70～50mである。上郷ダム付近、Loc. 1では、段丘堆積物は確認されたが、基盤との境が判断できず、確かな層厚は不明である。礫は最大径約25cm、平均径約2cmの亜円礫（小さいものに扁平礫が目立つ）で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩からなり、風化はあまり進んでいない。淘汰は悪く、マトリックスは粗粒砂である。秋葉山の Loc. 11もMo—Ⅲ面と考えられるが、段丘堆積物が表土に覆われていて、はっきりしたものは確認できなかった。

(d) Mo—Ⅳ面

Mo—Ⅳ面は本調査地域内で最も広く分布する。高度は約170～125m、現河床からの比高は約50～25mである。四ノ沢の Loc. 6では、礫層の厚さは約3.2mである。礫は最大径約50cm、平均径約7～8cmの扁平・亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・チャートからなり、風化はあまり進んでいない。淘汰はよく、マトリックスは粗粒砂である。宮宿の Loc. 5では、礫層の厚さは約6.0mである。礫は最大径約45cm、平均径については大きいもので約14cm、小さいもので約4cmの亜円～円礫である。礫種は花崗岩・泥岩・軽石質砂岩で、風化は普通である。淘汰は悪く、マトリックスは中粒砂である。宮宿の Loc. 4では礫層の厚さは約3.0～4.0mである。礫は最大径約60cm、平均径については大きいもので約19cm、小さいもので約5～6cmの亜円～円礫である。礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・石英安山岩・軽石質砂岩・安山岩で、風化はやや進んでいる。淘汰はあまりよくなく、マトリックスは中粒砂である。全

体的にみて花崗岩の占める割合が多い。

(e) Mo-V面

豊島(1977)が段丘群ⅣをⅣⅠとⅣⅡに分類しているが、今回の調査ではⅣⅠをMo-V面とした。Mo-V面は、Mo-Ⅳ面ほどではないが、両岸に連続的に分布する。高度は約150~110m、現河床からの比高は約25~10mである。雪谷のLoc.3では礫層の厚さは約4.5mである。礫は最大径約45cm、平均径については大きいもので約10~20cm、小さいもので約2~3cmの亜円礫である。礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・チャート・安山岩で、風化は普通である。淘汰は悪く、マトリックスは中粒砂である。雪谷のLoc.2では、礫層の厚さは約3.0mである。礫は最大径約65cm、平均径約4cmの亜円~円礫で礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩・閃緑岩・チャートからなり、風化は普通であるが、花崗岩は進んでいる。淘汰は非常に悪く、マトリックスは粗粒砂である。

(f) Mo-VI面

Mo-VI面は、上郷ダムの北西、大隅の東に散在するだけである。高度は約130~110m、現河床からの比高は数m以下である。なお、現地調査では露頭の確認はできなかった。

② 左沢-寒河江川合流点

(a) Mo-II面

Mo-II面は、中郷・長岡山に分布する。高度は約200~150m、現河床からの比高は約80~50mである。中郷のLoc.16では、礫層の厚さは約6.0mである。礫は最大径約20cm、平均径約6cmの亜円礫である。風化はあまり進んでいない。淘汰はややよく、マトリックスは粗粒砂である。

(b) Mo-III面

Mo-III面については調査を行わなかったの、空中写真と2万5千分の1の地形図から判読したところ、高瀬山と長岡山の一部分がこの段丘面にあたると考えられる。高度は約120m、現河床からの比高は約50~30mである。

(c) Mo-IV面

Mo-IV面はこの区間においても広く、連続的に分布する。高度は約120~110m、現河床からの比高

は約30~20mである。向原のLoc.14では、段丘堆積物は確認できたが、正確な厚さは確認できなかった。礫は最大径約13cm、平均径約4cmの扁平礫で、礫種は砂岩・花崗岩・安山岩からなり、風化はあまり進んでいない。淘汰はややよい。礫層の上部には厚い(約1.5m)腐植層をのせている。マトリックスは黒色を帯びた細粒砂である。平塩のLoc.17では、礫層の厚さは腐植層に覆われていたので確かな層厚を調べることができなかったが、5.0m以上はあると考えられる。礫は最大径約20cm、平均径約2~3cmの亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩からなり、風化は普通である。淘汰は悪く、マトリックスは中粒砂である。高瀬山の北部にある高度約110~105mの段丘面はMo-Ⅳ面と考えられる。

(d) Mo-V面

Mo-V面は、宮宿-左沢間に比べて幅が広くなり広範囲にわたり分布する。高度は約105~100m、現河床からの比高は約20~10mである。向原のLoc.15では礫層の厚さは約3.5mである。礫は最大径約47cm、平均径約4cmの亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・チャート・安山岩からなり、風化は普通である。淘汰はあまりよくなく、マトリックスは粗粒砂である。礫層の上部には腐植層がのっている。

(e) Mo-VI面

Mo-VI面の分布は、宮宿-左沢区間と同様に限られ、少ない。高度は約90m、現河床からの比高は数m以下である。なお、現地調査では露頭の確認はできなかった。

(2) 寒河江川の段丘記載

寒河江川流域では、間沢から最上川との合流地点までを調査地域とした。高位の段丘面の分布は熊野川を境に若干の差異がみられ、熊野川より上流部では主に左岸、下流部では右岸によく発達している。今回の調査では、段丘面を7段に分け、高位よりSa-I面~Sa-VII面とし、以下に記載する。

(a) Sa-I面

Sa-I面は寒河江川下流域の最高位段丘面で、海味から梅沢の北にかけて分布する。高度は約290~260m、現河床からの比高は約110~100mであ

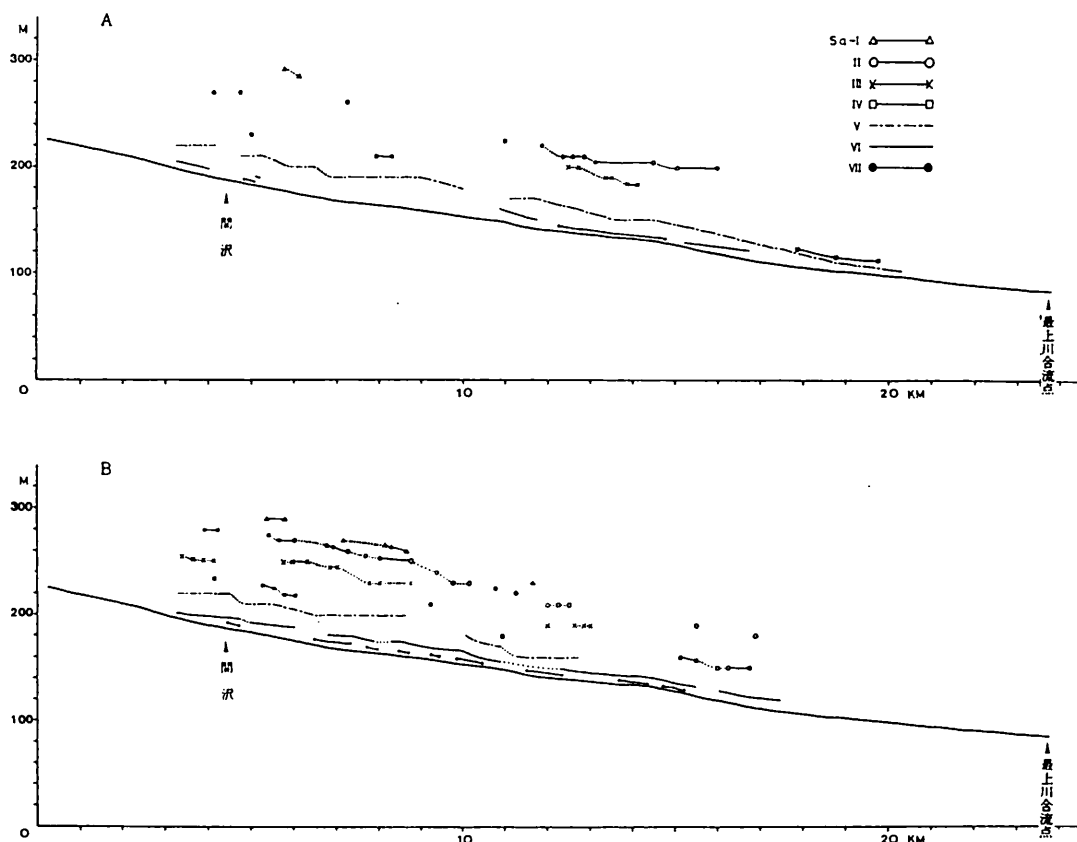


Fig. 6 寒河江川段丘面縦断面図 (Aは右岸, Bは左岸)

る。Loc. 31 では、礫層の厚さは 9.7 m である。礫は最大径 45 cm, 平均径約 5 cm の亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩からなり、花崗岩類を中心に風化が進んでいる。淘汰は悪く、マトリックスは軽石質の中粒砂である。Loc. 27 では礫層の厚さは確認できなかったが、礫は最大径約 30 cm, 平均径 6~7 cm の亜円~円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・石英安山岩・チャートなどであった。風化はやや進んでおり、淘汰は不良である。マトリックスは軽石質の中~細粒砂である。

(b) Sa-Ⅱ面

Sa-Ⅱ面は比較的連続性がよく、左岸では海味から上野の北東にかけて、右岸では稲沢の南から平野山東麓にかけて分布する。高度はそれぞれ 280~210 m, 220~200 m で、現河床からの比高は約 90~70 m である。平野山東の Loc. 37 では、腐植

層の下に厚さ 6.2 m の砂層と 5.1 m の礫層がみられる。基盤は軽石質の砂とシルトの互層で、礫は最大径約 20 cm, 平均径 4 cm の扁平礫を含む亜円~円礫である。古生層起源の礫が多く、礫種は泥岩・花崗岩・安山岩・石英斑岩・チャートがみられ、風化はさほど進んでいない。淘汰は悪く、マトリックスは粗粒砂である。Loc. 35 では、基盤との不整合面は観察できなかったが、礫層の厚さは 2 m 以上はあると考えられる。礫は最大径約 20 cm, 平均径約 5 cm の円~亜円礫で、礫種は砂岩・泥岩・安山岩・玄武岩・珪岩・チャート・礫岩などがみられた。風化は普通で、淘汰は悪い。マトリックスは中粒砂である。左岸の Loc. 28 では基盤の確認はできなかったが、礫層の厚さは 3 m 以上、礫は最大径 24 cm, 平均径約 5 cm の亜円礫が中心である。礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・花崗閃緑岩・安山岩などである。梅沢の北の

Loc. 32 では、礫層の厚さは6.5 m、礫は最大径14 cm、平均径約1.5~2 cmの垂円礫である。淘汰はややよく、マトリックスは中~細粒砂である。

(c) Sa-Ⅲ面

Sa-Ⅲ面では、間沢の北、海味から梅沢の北にかけて、上野北西部、右岸では稲沢南東部に断続的分布を示す。高度は、それぞれ255~250 m、250~230 m、190 m、200~185 mで、現河床からの比高は60~50 mである。Loc. 26 では、礫層の厚さは5.3 m、礫は最大径110 cm、平均径5~6 cmの垂円礫である。礫種は安山岩・花崗岩・花崗閃緑岩珪岩・流紋岩・チャート・緑色凝灰岩などがみられる。花崗岩等の細かな礫を中心に風化が進み、くさり礫となっている。淘汰は悪く、マトリックスは褐色の粗粒砂である。Loc. 34 では、礫層の厚さは確認できなかったが、礫は最大径85 cm、平均径約10 cmの垂円礫を中心とし、垂角礫もわずかながら含まれている。礫種は泥岩・花崗岩・安山岩・チャート等を確認した。淘汰は悪く、マトリックスは赤褐色の粗粒砂である。

(d) Sa-Ⅳ面

Sa-Ⅳ面は、海味北西部と慈恩寺付近に分布する。高度は、それぞれ230~220 m、160~150 m、現河床からの比高は50~30 mである。Loc. 36 では、礫層の厚さ3.4 m、礫は最大径約60 cm、平均径3~4 cmの垂円礫である。比較的大きな礫は礫層の上部にみられたが、礫種は確認できなかった。基盤との不整合面付近には基盤起源と考えられる細かな軽石質砂岩の礫があり、風化はかなり進んでおり、マトリックスは粗粒砂である。

(e) Sa-Ⅴ面

Sa-Ⅴ面は、間沢から下流の寒河江まで分布し、本地域では最も広く連続性のよい段丘面である。左岸には、間沢と海味の集落をのせて梅沢西部に続く面、熊野川合流点付近の熊野集落をのせる面がある。右岸では、塩根集落をのせる面、稲沢南部から寒河江まで続く面が発達している。高度は海味で220~200 m、塩根で190~180 m、熊野で180~160 m、稲沢より下流で170~110 mとなっている。現河床からの比高は40~15 mである。段丘堆積物は、

上流部で薄く、塩根付近のLoc. 29 では基盤の凝灰質砂岩と不整合に接する礫層が確認できた。礫層の厚さは3.2 m、礫は最大径30 cm、平均径約6 cmの垂円礫で、礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩・花崗閃緑岩・チャートなどで、マトリックスは黄褐色の粗粒砂である。塩根より下流の右岸、Loc. 33 では、高度は156 m、現河床からの比高は約20 mである。腐植層(35 cm)の下に厚さ6.4 mの礫層がみられ、基盤は赤褐色の砂岩である。礫は最大径25 cm、平均径約3 cmの垂円~円礫で、礫種は砂岩・泥岩・安山岩・花崗岩・石英斑岩・チャート・緑色凝灰岩などがあり、現在の河床礫よりも小さな礫が非常に密な状態で堆積している。風化はあまり進んでおらず、淘汰はややよい。マトリックスは粗粒砂である。

(f) Sa-Ⅵ面

Sa-Ⅵ面は、間沢から下流の慈恩寺付近までほぼ連続して分布する。左岸で比較的发達がよく、高度は200~120 m、現河床からの比高は約10 mである。Loc. 30 では、礫層の厚さは2.7 mと薄く、基盤は凝灰質砂岩である。礫は最大径35 cm、平均径3~4 cmの垂円礫で、礫種は砂岩・花崗岩・安山岩・石英安山岩である。風化はほとんど進んでおらず淘汰は悪い。マトリックスは粗粒砂である。

(g) Sa-Ⅶ面

Sa-Ⅶ面は寒河江川下流域の最低位段丘面であり、主に海味付近と上谷沢付近に分布する。高度はそれぞれ約175 m、145~135 m、現河床からの比高は数m以下である。なお、現地調査では露頭の確認はできなかった。

(3) 月布川の段丘記載

月布川流域では、十八才集落から最上川との合流地点までを調査地域とした。この地域では高位段丘面の発達はあまりよくなく、また、低位段丘面も蛇行の激しい月布川といくつもの小さな支流によって細かく切られている。今回の調査では段丘面を6段に分け、高位からTs-I面~Ts-VI面とし、以下調査結果を記載する。

(a) Ts-I面

Ts-I面は月布川下流域の最高位段丘面で、月布

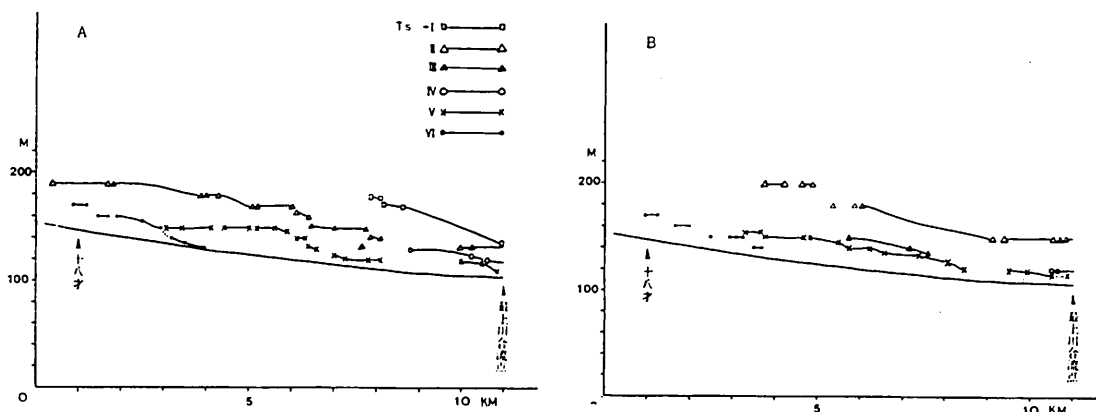


Fig. 7 月布川段丘面縦断面図 (Aは右岸, Bは左岸)

川の右岸, 荻野の東に分布する。高度は約180～165m, 現河床からの比高は約70～50mである。Loc. 24では礫層の厚さは5.4m, 基盤は砂岩である。礫は最大径21～26cm, 平均径2cmの垂円～円礫で, 礫種は砂岩・泥岩・チャート・礫岩・片麻岩・花崗岩がみられるが, 風化が進んでいるのは花崗岩だけである。淘汰は悪く, マトリックスは粗粒砂である。この段丘面は, 特に小見の南東付近で最上川の影響を受けていると思われる。

(b) Ts - II面

Ts - II面は月布川流域の中では最も広く分布している面であるが, 下小漆川などの多くの支流によって著しく開析されている。梨ノ木平以西での左岸の段丘の発達はいささかよくなく, ところどころに小さな面がみられるにすぎず, 小見～荻野間での右岸では全くみられない。高度は200～130m, 現河床からの比高は約70～30mである。Loc. 22は, 礫層の厚さは2.5m, 礫は最大径35cm, 平均径5～6cmの垂円礫である。礫種は砂岩・泥岩・安山岩・石英斑岩・花崗岩である。全体的にやや風化しており, 特に花崗岩が著しい。淘汰は悪く, マトリックスは中粒砂である。Loc. 20では, 礫層の厚さは確認できなかったが, 礫は最大径20cm, 平均径約4～5cmの垂円～円礫で, 礫種は砂岩・泥岩・安山岩などで, 特に砂岩が多い。風化はやや進んでいる。淘汰は悪く, マトリックスは中～細粒砂である。梨ノ木平付近のLoc. 21の露頭はすべて礫層からなるため正確な厚さは確認できなかったが, 腐植層の下に厚

さ5.5m以上はあると思われる。礫は最大径35cm, 平均径4～5cmの垂円礫で, 礫種は砂岩・泥岩・安山岩・花崗岩・チャートなどである。全体的にかなり風化しているが, 特に花崗岩が著しい。淘汰はあまりよくなく, マトリックスは中粒砂である。十八才付近のLoc. 18では, 20cmの腐植層の下にflood-loamがみられ, これも含めて礫層の厚さは1.5mである。礫は最大径30cm, 平均径3～4cmの垂円礫で, 礫種は砂岩・泥岩・安山岩・花崗岩などである。全体的にあまり風化はしていなかったが, 花崗岩は著しかった。淘汰はあまりよくなく, マトリックスは粗粒砂であった。

(c) Ts - III面

Ts - III面の分布の範囲は狭く, 左岸においては連続してはいるが, 諏訪原の南から梨ノ木平の西にかけてみられるのみ, 右岸においてはほとんどなく, 荻野で, Ts - V面の中に小さな面が残っているのみである。高度は150～135m, 現河床からの比高は約25～20mである。Loc. 23では, 礫層の厚さは6mで, 礫は最大径45cm, 平均径15cmの垂円礫で, 大きな礫が目立った。礫種は砂岩と花崗岩が多い。風化は普通で, 淘汰は悪い。マトリックスは黄褐色の中～細粒砂である。

(d) Ts - IV面

Ts - IV面の分布は 最上川との合流地点付近に偏在し, 最上川の影響を強く受けているものと思われる。月布川沿いには最上川との合流地点より約2km上流の右岸に少し分布する。高度は約130～118m

現河床からの比高は約20mである。Loc. 25では礫層の厚さは確認できなかったが、礫は最大径7.5cm、平均径1cmと比較的小さい亜円～円礫で、砂岩と泥岩が多い。風化は普通で、淘汰は悪く、マトリックスは粗粒砂である。

(e) Ts-V面

Ts-V面は、月布川の蛇行や、いくつかの支流によって細かく切られている。その分布は、下小漆川から諏訪堂の東と、荻野の東から三合田付近にみられるが、堂屋敷付近では右岸に発達がよくない。高度は約150～110m、現河床からの比高は20～15m程度である。Loc. 19では、礫層の厚さは4.3m、礫は最大径40～50cm、平均径10cmの亜円～円礫である。礫種は砂岩・泥岩・花崗岩・安山岩からなり、特に花崗岩が多い。やや風化しており、淘汰は悪く、マトリックスは赤褐色の粗粒砂である。

(f) Ts-VI面

Ts-VI面は月布川下流域での最低位段丘面であり、十八才～原の西において、蛇行した月布川に沿って分布する。高度は約170～135m、現河床からの比高は15～数m程度である。なお、現地調査では露頭の確認はできなかった。

(4) 段丘面の対比

最上川、寒河江川、月布川の3河川流域には、高度・開析度を異にした6段及び7段の段丘面が発達する。筆者らは、段丘面の連続性・現河床からの比高・堆積物の状況などをもとに、同時期に形成されたと考えられる各段丘面の対比をTable-2のようにまとめた。

(5) 段丘発達史の考察

本調査地域の段丘は、そのほとんどが厚さ数mの薄い堆積物からなり、また平坦面をつくっている段丘礫層が基盤を切り込んで堆積していることから、Strath terracesと考えられる。

段丘面の分布ではMo-IV面(Sa-V面, Ts-II面)の発達が良い。Mo-IV面は本地域に広くみられ、特に山形盆地西縁にあたる左沢付近に広く分布する。熊野川より下流の寒河江川左岸に分布するSa

Table-2 段丘面の対比

豊島 (1977)	最上川	寒河江川	月布川	形成年代
V	Mo-VI	Sa-VII	Ts-VI Ts-V	1万y. B.P.
IVI	Mo-V	Sa-VI	Ts-IV Ts-III	2～2.4万y. B.P.
IVu	Mo-IV	Sa-V	Ts-II	3万y. B.P.
III	Mo-III	Sa-IV Sa-III Sa-II	Ts-I	6万y. B.P. 8万y. B.P.
II	Mo-II	Sa-I		12～13万y. B.P.
I	Mo-I			20～25万y. B.P.

Ⅰ-V面では、段丘面が河川方向ではなく、盆地方向の東へ傾いている。堆積物は盆地に近いところで厚く(約6m)、礫が非常に密な状態で堆積している。

以上のことから、Mo-IV面及びそれに相当する面は山形盆地埋積過程と大きく関連しているものと思われる。山形盆地西縁部の左沢を境として、最上川の段丘面はいずれも現河床からの比高を小さくするが、これは盆地埋積過程との関連で考えることができる。藤原(1967)は、Mo-IV面に相当する大久保面が山形盆地における最終湖盆化の基準面をなすとしている。形成年代については、豊島(1977)、米地によると¹⁴C年代から3万y. B.P.前後の数値が報告されている。

Mo-IV面はPaired terrace状の幅広い段丘面であるが、その上位に位置するMo-III面(Sa-IV面, Ts-I面)は小規模で分布も断片的である。これは、Mo-IV面が形成された時期に河川が安定し、側方侵食が盛んに行われたことにより、上位のMo-III面を消失させたものと思われる。最上川流域では豊島(1977)がこのような見解を明らかにしている。筆者らは、支流の寒河江川・月布川についても、同様の現象がみられることを確認した。

Mo-IV面の下位にはMo-IV面を掘り込んで形成された段丘面が存在する。その堆積物はいずれも約3mと非常に薄く、Strath terraceにみられる

gravel veneer である。寒河江川の段丘面 (Sa—Ⅴ面) は比較的幅が広く、Paired terrace 状の段丘をなしている。最上川の Mo—Ⅴ面はほぼ連続して分布するが、宮宿・秋葉山付近・左沢周辺及びその下流部以外は小規模である。秋葉山付近で著しく広いのは、この時期に cut—off が生じたためである。月布川流域には分布が左岸の一部に偏り、Unpaired terrace 状の段丘をなす Ts—Ⅲ面や、分布及び規模に著しい差異のみられる Ts—Ⅴ面がある。このような段丘が形成された一因を、月布川の蛇行に求めることができる。

次に、各段丘面の形成年代について考察を加えることにするが、この地域の年代についてはほとんど明らかにされていないので、筆者らのそれはあくまでも推定の域を出ていない。Mo—Ⅱ面は本調査地域では比較的厚い堆積物を持ち、宮宿—左沢間の峡谷部でも約 6 m である。段丘面の規模も大きく、分布のようすや堆積物の層相・礫径・礫の風化状態・現河床からの比高・開析状態等をもとに、Mo—Ⅱ面は最終間氷期の下末吉面相当 (12~13 万 y. B. P.) と考えられる。Mo—Ⅱ面より上位の段丘面については、町田 (1973) の南関東の編年を参考にして更新世中期の形成と推定する。本調査地域最高位段丘面の Mo—Ⅰ面は、開析が進み、ほとんど平坦面を残していない。Mo—Ⅰ面形成から現在までに著しい地盤運動がないと仮定したうえで、Mo—Ⅱ面の平均隆起速度を求め、Mo—Ⅰ面が形成された年代を現河床からの比高をもとに考えると、約 20 万 y. B. P. という数値が得られる。南関東における多摩面のテフラ層位より、七国峠面が 20~25 万 y. B. P. に形成されたと推定される。したがって、Mo—Ⅰ面は七国峠面に相当し、20~25 万 y. B. P. に形成されたとと思われる。下末吉面相当の Mo—Ⅱ面以降の段丘形成年代についても、同様に南関東の編年を参考とする。Sa—Ⅱ面は平坦面が残り、Mo—Ⅱ面に比べ礫の風化も進んでいないことから、小原台面 (約 8 万 y. B. P.) に相当すると考えられる。Mo—Ⅲ面 (Sa—Ⅳ面、Ts—Ⅰ面) は、その分布と下位の Mo—Ⅳ面との比高から Mo—Ⅳ面と同様に広い Paired terrace 状の段丘面であったと思われる。

侵食段丘において、段丘面が平坦で幅が広がれば川が安定して側方侵食が行われた時期であったことを示す (吉川ほか 1973)。段丘面の規模に関するこの見解より、Mo—Ⅲ面は南関東の三崎面相当 (約 6 万 y. B. P.) と考えられる。また、Mo—Ⅳ面 (Sa—Ⅴ面、Ts—Ⅱ面) は ^{14}C 年代から 3 万 y. B. P. 前後と思われるが、この段丘面より下位の段丘面形成期については、阿子島・米地ほか (1982) による山形盆地南部の埋積過程の考察を手掛りとする以外に方法がない。 ^{14}C 年代資料より山形盆地の地表下 80 m には、Mo—Ⅳ面形成期に相当する 3 万 y. B. P. の年代を示す砂礫層がみられる。この砂礫層の上位には主として 2 層の砂礫層が存在し、各々の ^{14}C 年代は約 2.4 万 y. B. P. と約 1 万 y. B. P. である。山形盆地中央部での珪藻化石分析より、2 万 y. B. P. の一時期古山形湖が形成され、湖水性の環境下にあったことが示されている。

したがって、本調査地域では Mo—Ⅴ面を約 2~2.4 万 y. B. P.、Mo—Ⅳ面を 1 万 y. B. P. 以降の完新世に形成された段丘面と考えられる。

Ⅳ 地盤運動の考察

本地域は山形盆地の西縁部に当たるため、地盤運動の影響が多く、地形に反映している。Fig. 8 のリニアメント分布図をみると、NNE—SSW 方向のリニアメントが卓越しており、この方向に地形発達や第三紀以降の地層の分布が規定されていることがわかる。

筆者らは、空中写真の判読から第四紀以降に変位したことが推測された、宮宿地域・長岡山・平野山東麓などの地域を取り上げ、その地盤運動について考察を試みた。なお、本地域の地盤運動は山形盆地の形成と種々の関連を持っていると考えられるが、現段階ではそれについて詳論する資料を十分持っていないので、本稿では取り上げないことにする。

(1) 宮宿地域の断層地形

宮宿付近の地形をみると、宮宿の中心街は、広い Mo—Ⅳ面上にある。最上川の流路がかって宮宿の東へ回る方向にあったらしいことは、宮宿西方の繞

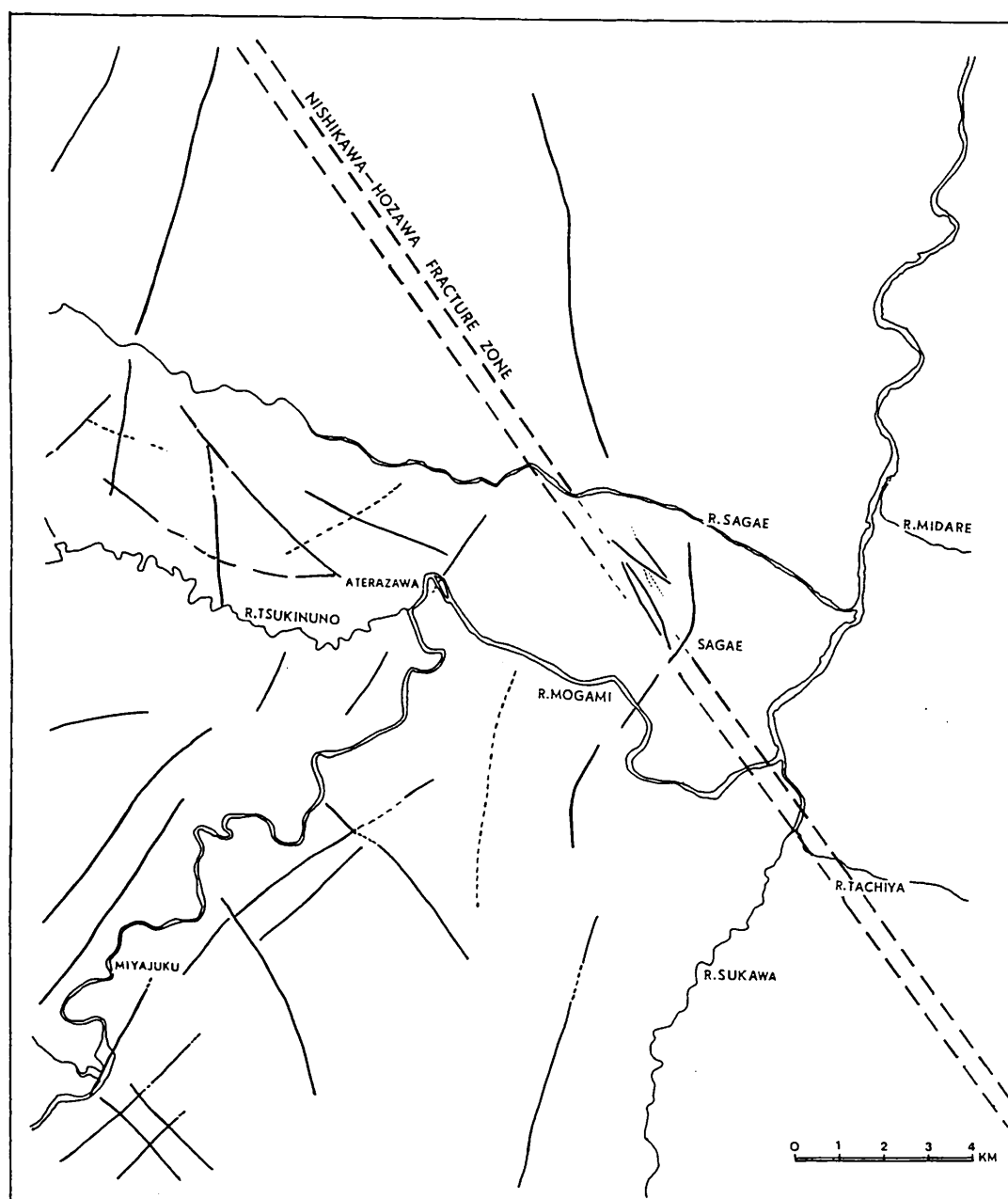


Fig. 8 リニアメント分布図

谷丘陵の存在から容易に推測される。現河床はMo
ーⅥ面との間に比高5~10mの崖をつくっている。

明確な断層地形と考えられるのは、中心街の南側
にある国道287号線が直線的に走る付近である。

(Fig.9)。この地域では、N27°Eにのびる断層
がMoーⅠ面の西側を走り、MoーⅢ面を二分して

いる。二分された段丘面の西側には長さ1.5kmにわ
たって東面する約4kmの小崖が連続している。ハン
ドレベルで断層の東側の段丘面から西側の段丘面の
最も高い所との高度差を計測したところ、5~7m
という数値が得られた。MoーⅢ面を切っているこ
ろから、この面の形成後の地盤運動によって生じ

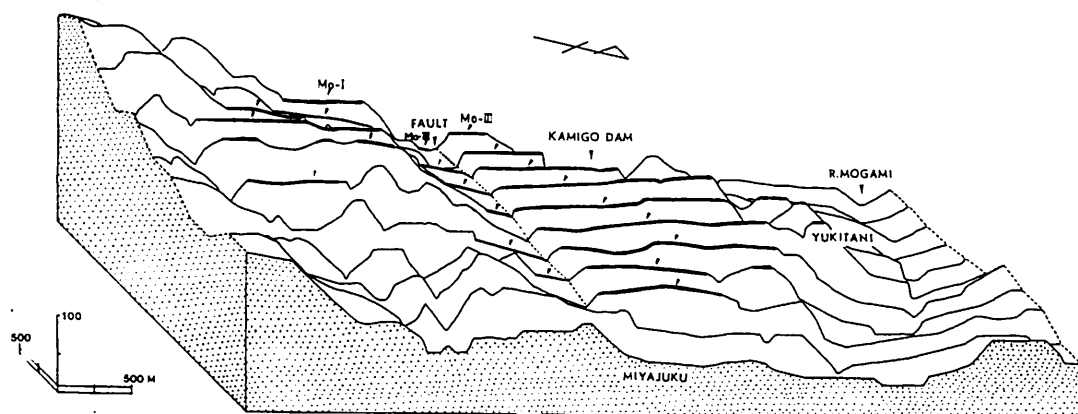


Fig. 9 宮宿付近の投影断面図

た変位地形と考えられ、その地形の新鮮さから第四紀末期の活動と推測される。また「日本の活断層」（活断層研究会 1980）にあげられている活動度 $1 > S \geq 0.1 \text{ m}/10^3 \text{ y.}$ (S は変位量)を採用し、筆者らが計測した変位量 $5 \sim 7 \text{ m}$ を加味するならば、この断層の活動開始時期は最も古い年代で約 6 万 y. B. P. 以降とすることができる。

(2) 長岡山の断層地形

長岡山には西縁部を比高約 20 m の直線的な急崖で切られた高さを異にする 2 段の段丘面が高度 160 m と 140 m にある。活断層研究会 (1980) は、この直線の急崖を断層起源のものとしている。筆者らは段丘堆積物の層相・礫種・風化状態等をもとに、長岡山の段丘面を最上川によって形成された Mo-I 面と推定した。段丘堆積物は高度約 150 m の Loc. 40 で赤褐色砂岩の上に段丘礫層がみられた。礫は最大径約 30 cm, 平均径約 4 cm の 亜円～円礫で、礫種は花崗岩・花崗片麻岩・安山岩・チャート・砂岩・泥岩からなる。チャート以外の礫は風化が非常に進んでいる。淘汰は悪く、マトリックスは中粒砂で赤色化している。

八幡神社裏の Loc. 41 では、砂層とシルト層をレンズ状にはさむ礫層が確認できた。礫は最大径約 40 cm, 平均径約 5 cm の 亜円～円礫で、礫種は花崗岩・安山岩・砂岩・泥岩等からなり、特に花崗岩類の礫が多い。風化が非常に進んでおり、花崗岩類は arkose

質となっている。淘汰はやや不良、マトリックスは赤色化した中粒砂である。長岡山の直線的急崖ははさんで同一の Mo-II 面が高度を異にして分布することから、この急崖は Mo-II 面を変位させた断層崖であると考えられる。

この断層の累積変位量は、垂直成分変位が 12.3 m である。変位を受けている Mo-II 面の形成年代は前述のように 12～13 万 y. B. P. と推定されるので現在までの平均変位速度は $0.09 \sim 0.1 \text{ m}/10^3 \text{ y.}$ とな

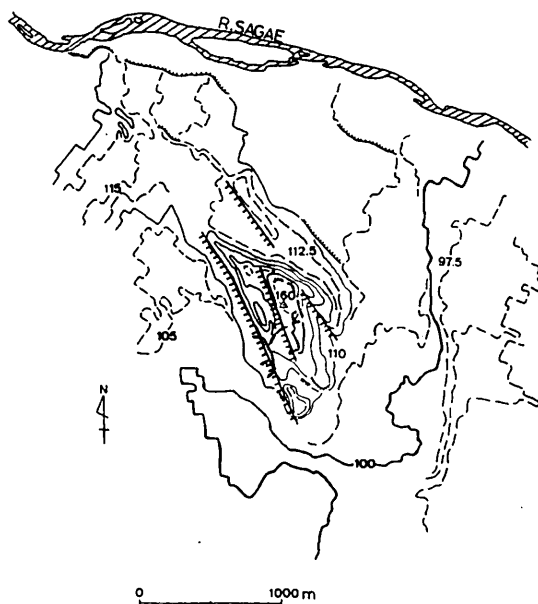


Fig. 10 長岡山、断層分布図

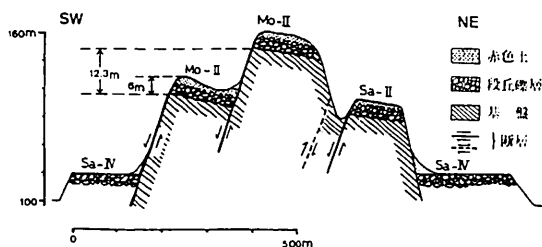


Fig. 1 1 長岡山, 断層模式図

り、活動度は松田（1975）のB級に分類される。長岡山西端部の急崖も直線的で、Mo-II面を切る断層と平行に走ることから断層起源の崖と思われる。いずれの断層も西落ちの正断層であり、NNW-SSE方向にのびている。

長岡山の北側に分布するSa-IV面は直線的な小崖によって切られ、凹地状の地形をなしている。NW-SSE方向の直線的な小崖は比高約4m（Loc. 43）の断層起源の崖であろう。この断層も前述の2本の断層と同様に西落ちの正断層で、低位の段丘面を切っていることから活断層と考えられる。断層変位を受けているSa-IV面は現河床との比高等から約6万y.B.P.と推定され、現在までの平均変位速度は $0.08\text{m}/10^3\text{y.}$ （活動度C級）である。

また、長岡山東側のLoc. 42にも段丘礫層がみられる。礫は最大径25cm、平均径約3cmの亜円～円礫で、砂岩・泥岩・粘板岩・チャート・花崗岩・安山岩等の礫種があり、花崗岩類は少ない。風化は花崗岩類が進んでいる程度で、淘汰は悪い。マトリックスは中粒砂である。この礫層はLoc. 40の礫層（Mo-II面）に比べて花崗岩が少なく、風化も進んでいないことから寒河江川流域に形成されたSa-II面相当と思われる。Loc. 42は長岡山北側でSa-IV面を切る断層の延長線上に位置するため、このSa-II面相当の段丘面も西落ちの正断層の変位を受けて西縁部を切られている。長岡山の断層はほぼNW-SSE方向の走向をもち、西川-宝沢構造帯（Funayama 1961）に属している活断層と考えられる。

長岡山は以上のような断層地形だけでなく、褶曲構造の影響もを受けていると思われる。Loc. 41の礫層内にレンズ状にはさまれているシルト層の走向・

傾斜はN 28° E, 6° Eであり、地表面の傾きと一致する。長岡山はNNE-SSE方向の褶曲軸をもつと考えられ、その方向は断層とほぼ直交する。この方向の褶曲構造は、宮宿-左沢間に数多く発達している。また、Mo-II面が現在と等しい河床縦断勾配を有する最上川によって形成されたと思なしたうえで変位量を求めると約98%という数値が得られる。Mo-II面の形成年代から現在までの平均変位速度を考えると $0.75\sim 0.8\text{‰}10^3\text{y.}$ である。この数値は明らかに大きく、最も変位速度が大きいのとして注目されている信濃川の河成段丘でも $0.5\text{‰}10^3\text{y.}$ 程度である（Kaizuka 1967；早津・新井 1982）。長岡山が西川-宝沢構造帯に位置し、断層の影響を受けているためにこのような数値が出たものか、あるいは長岡山の段丘面が形成された年代を実際の年代よりも新しく見積りすぎたために異常に大きな数値が出たものと思われる。

(3) 平野山東麓の変位地形

Sa-II面の分布から当時寒河江川が平野山付近で流路を南に変え、中郷付近で最上川と合流していたことがわかる。平野山東麓の段丘面は旧河床方向の東に傾き、段丘面の下限が不明瞭で傾斜の急変する段丘崖はみられない。Loc. 37ではSa-II面が軽石質の砂・シルトの互層からなる第三紀層（鮮新世）を切って厚さ約5mの礫層と6mの砂層が堆積しているようすを観察できる。（露頭位置はⅢ章 Fig. 4, 堆積物の層相・礫種等はⅢ章を参照）礫

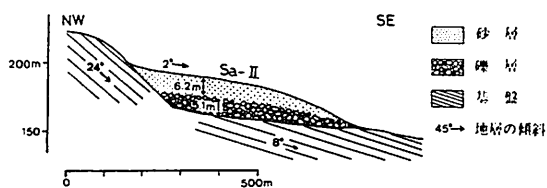


Fig. 1 2 平野山東麓, 模式断面図

層の上にある砂層の走向・傾斜はN 68° E, 2° SEであり、Sa-II面の段丘堆積物が南東に傾いている。寒河江川の現河床の勾配が約6.2‰であるから、平野山東麓のSa-II面は河床方向に向かって増傾斜

している。Sa—Ⅱ面が現河床とほぼ等しい縦断勾配を有する寒河江川によって形成されたとみなしたうえで、変位量を求めると約29%という数値が得られる。変位を受けているSa—Ⅱ面の形成年代は、前述のように約8万y.B.P.と推定されるので、この傾動運動の平均変位速度は約 $0.36\%10^3y$ である。

一方、基盤の第三紀層はLoc. 37で段丘堆積物よりも大きな傾斜を示し、傾きの方向も一致している(8°SE)。Loc. 38では、Sa—Ⅱ面の基盤が観察できる。露頭の東翼で傾斜は24°SE、西翼に向かってしだいに傾きを増している。このことから、平野山の東方に向斜軸の存在が考えられ、段丘面(Sa—Ⅱ面)が基盤の褶曲構造と調和した変形を示していることから、この褶曲構造が8万y.B.P.以降に向斜軸の成長を示す活褶曲であると考えられる。

V ま と め

最上川中流部、朝日町宮宿付近から寒河江市までの地域の段丘地形を調査した結果をまとめると次のようになる。

(1) 最上川の段丘は、その堆積物等の特徴から、宮宿—左沢、左沢—寒河江川合流地点に大別できる。段丘は6段確認できた。

(2) 寒河江川の段丘は、高位段丘において分布状態に差異があり、熊野川を境に上流では左岸・下流では右岸に発達している。段丘は7段確認できた。

(3) 月布川の段丘は、高位段丘の発達が悪く、低位段丘面も流路変更等の要因から細かく分断されている。段丘は6段確認できた。

(4) 三河川の段丘を対比すると、Mo—V・Sa—ⅥTs—Ⅳ面、Mo—Ⅳ・Sa—Ⅴ・Ts—Ⅱ面、Mo—ⅢSa—Ⅳ・Ts—Ⅰ面、かがれそれぞれほぼ同時面と考えられる。

(5) 段丘面はMo—Ⅳ面(Sa—Ⅴ面・Ts—Ⅱ面)の発達が非常によく、山形盆地の埋積過程と密接な関係を持っている。また、Mo—Ⅲ面の分布が限られているのは、Mo—Ⅳ面形成時の側方侵食による影響ではないかと考えられる。この現象は月布川、寒河江川でもみられる。

(6) 段丘面の形成年代は比高、開析度及び南関東

の第四紀編年をもとにして、Mo—Ⅰ面を20~25万y.B.P.程度、Mo—Ⅱ面を下末吉相当面(12~13万y.B.P.)と考えた。Mo—Ⅳ面は¹⁴C年代から3万y.B.P.前後に、Mo—Ⅴ面とMo—Ⅵ面は阿子島・米地らの調査による山形盆地下の¹⁴C年代資料から、それぞれ2.0~2.4万y.B.P.、1.0万y.B.P.以降と考えることができる。

(7) 宮宿地域の活断層は、Mo—Ⅲ面を変位させている。その活動開始時期は、変位量や活動度から約6万y.B.P.以降と推定される。

(8) 長岡山西麓の活断層はMo—Ⅱ面を変位させている。断層は2本以上存在するものと思われ、NNW—SSE方向にのびる西落ちの正断層である。Mo—Ⅱ面の年代と変位量から推定して、その活動度は松田(1915)のB級にランク付けされる。北麓ではSa—Ⅳ面が直線的な小崖で切れ凹地状になっている。その小崖はNW—SE方向に走る西落ちの断層起源のものと考えられる。これらの断層は西川—宝沢構造帯の方向に規定されている。また長岡山を形成する褶曲構造はNNE—SSW方向でありそれによって段丘面が著しく変形しているが、その変位速度は $0.75\sim0.8\%10^3y$ と非常に大きい。

(9) 平野山東麓にはSa—Ⅱ面が発達している。段丘面の傾斜は2°Eであり、現河床の傾斜が約6.2%であることから考えて、この面は段丘形成時に増傾斜したものと思われる。その変位量は約29%であり、Sa—Ⅱ面の形成年代から考えると平均変位速度は $0.36\%10^3y$ である。このことは平野山東方に向斜軸の存在を示唆するものである。また第三系の基盤と調和して段丘面が変形しているところから、活褶曲と考えることができる。

参考文献

- 青木和子 (1957) : 月布川沿岸の新第三紀堆積岩に関する地質学的研究 山形大学紀要 (自然科学), 4, 249~269
- 阿子島功ほか (1982) : 山形盆地の埋積過程 日本地理学会予稿集 22, 114~115
- 太田陽子・鈴木郁夫 (1979) : 信濃川下流地域における活褶曲の資料 地理評. 52, 592~601
- 大矢雅彦 (1954) : 岐阜県牧田川に於ける遷急点と河岸段丘—遷急点形成に関する考察— 東京大学地理学研究. vol.3, 149~157
- 大矢雅彦 (1974) : 最上川における砂レキ流動に対して盆地・峡谷のもつ意義 東北地理. 26, 123~129
- 小倉 勉 (1957) : 山形県朝日山地北東部の地質, 特に花崗閃緑岩類について 山形大学紀要 (自然科学). 4, 199~216
- 活断層研究会編 (1980) : 『日本の活断層』東京大学出版会. 363ページ
- 加藤武雄 (1956) : 寒河江川 (山形県) の陸水学的研究 [短報] 地理評. 30, 72~79
- 高沢松逸 (1976) : 堆積鉱物層序の観点からみた地すべり—とくに山形県朝日町松程部落に発生した地すべりについて— 東北地理. 28, 137~145
- 東北農政局計画部 (1982) : 『山形盆地地区地盤沈下調査報告書 (地形地質編)』, 124ページ
- 豊島正幸 (1977) : 最上川中流部, 山形・長井両盆地間の河岸段丘 東北地理. 29, 221~227
- 中村一明 (1966) : 河成段丘の一つのでき方—信濃川の例— 第四紀研究. 5, 13~17
- 中村一明・太田陽子 (1968) : 活褶曲—研究史と問題点— 第四紀研究. 7, 200~211
- 早津賢二・新井房夫 (1982) : 信濃川下流地域 (新潟県小千谷市付近) における河成段丘群の形成年代と段丘面の変位速度 地理評. 55, 130~137
- 藤原健蔵 (1967) : 山形盆地の地形発達 地理評. 40, 523~542
- 町田 洋 (1973) : 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動 地学雑誌. 82, 53~76
- 松田時彦・岡田篤正 (1968) : 活断層 第四紀研究. 7, 188~199
- 皆川信弥 (1957) : 山形盆地西北部および西南部における新第三系の層位学的研究 山形大学紀要 (自然科学). 4, 229~248
- 山形県 (1965) : 山形県地質図, 20万分の1 山形県鉱業課
- 山形理 (1957) : 山形盆地西部, 左沢—大井沢地域の地質 山形大学紀要 (自然科学). 4, 217~228
- 吉川虎雄ほか (1973) : 『日本地形論』東京大学出版会. 415ページ