

新発田市・加治川流域の第四系

稲 村 裕 一*

加治川流域の段丘群を区分し、その分布、比高、堆積物等の特徴を記載している。この地域の段丘は1段の沖積段丘、5段の洪積世後期の段丘および2段の洪積世中期の段丘に区分される。また川東地域の段丘群は小盆地の形成に参与して形成されたものであるが、赤谷・米倉地域のそれは加治川の谷に、その営力によって形成された河岸段丘である。これら段丘群は一般に変位によって北々西方向へ傾斜を増大している。

1 はじめに

新潟県新発田市東赤谷から同市米倉、川東を流れる加治川の沿岸には、広く河岸段丘が発達している。この地域の河岸段丘に関しては、坂井・荒川(1971)¹⁾の報告がほとんど唯一のものである。

筆者は加治川沿岸の河岸段丘について段丘面の分布と区分および段丘堆積物の特徴等を明らかにし、これに基づいて加治川段丘の形成史を明らかにすることを目的として調査を行なった。

調査は1974年7月から12月の間に実施した。踏査に先立って2万分の1空中写真によって行なった段丘面の分布と区分を2.5万分の1地形図に記入し、踏査によってそれを確認あるいは訂正した。また各段丘の礫層の特徴を知るため、礫について70枚の薄片を製作し検鏡を行なった。

2 調査地域の地形・地質の概略

ここに報告する地域は、新発田市南東部・東赤谷から滝谷、滝谷新田、上赤谷、中々山、山内、小戸、大月、米倉を経て川東地域の虎丸に至る加治川沿岸である。加治川はその中流では海拔300 mから1,100 mの起伏の大きい山地を北々西方向へ流れており、その谷底平野に河岸段丘が発達している。しかし、山内から岡田に至る間の加治川は、五十公野山によって西縁を限られる小盆地を北々西へ流れ新潟平野にはいる。この小盆地の東縁部には著しい段丘の発達が認められる。

本地域は飯豊山塊を構成する古期岩層および花こう岩類の分布の西縁部と、その西側に展開する新第三系積成盆地の東縁部にあたる。²⁾本地域の地質は花こう岩、花こうせん緑岩、新第三系に属する津川層、七谷層、流紋岩およびこれらを基盤として発達する段丘堆積物によって構成されている。

3 段丘の基盤

本調査地域の段丘の基盤は、花こう岩、花こうせん緑岩、新第三系の津川層、七谷層とこれらを一貫く流紋岩である。本地域内での加治川上流域では津川層と考えられる緑色凝灰岩および花こう岩質砂岩とこれを貫く斜長流紋岩が、中流域では七谷層と考えられる凝灰岩および砂質泥岩とこれを貫く斜長流紋岩が主体であるが、中流域左岸では花こう岩も広く分布する。下流域では左岸は花こう岩、斜長流紋岩

* 理科長期研修員（新発田地区理科教育センター，新発田市立第一中学校）

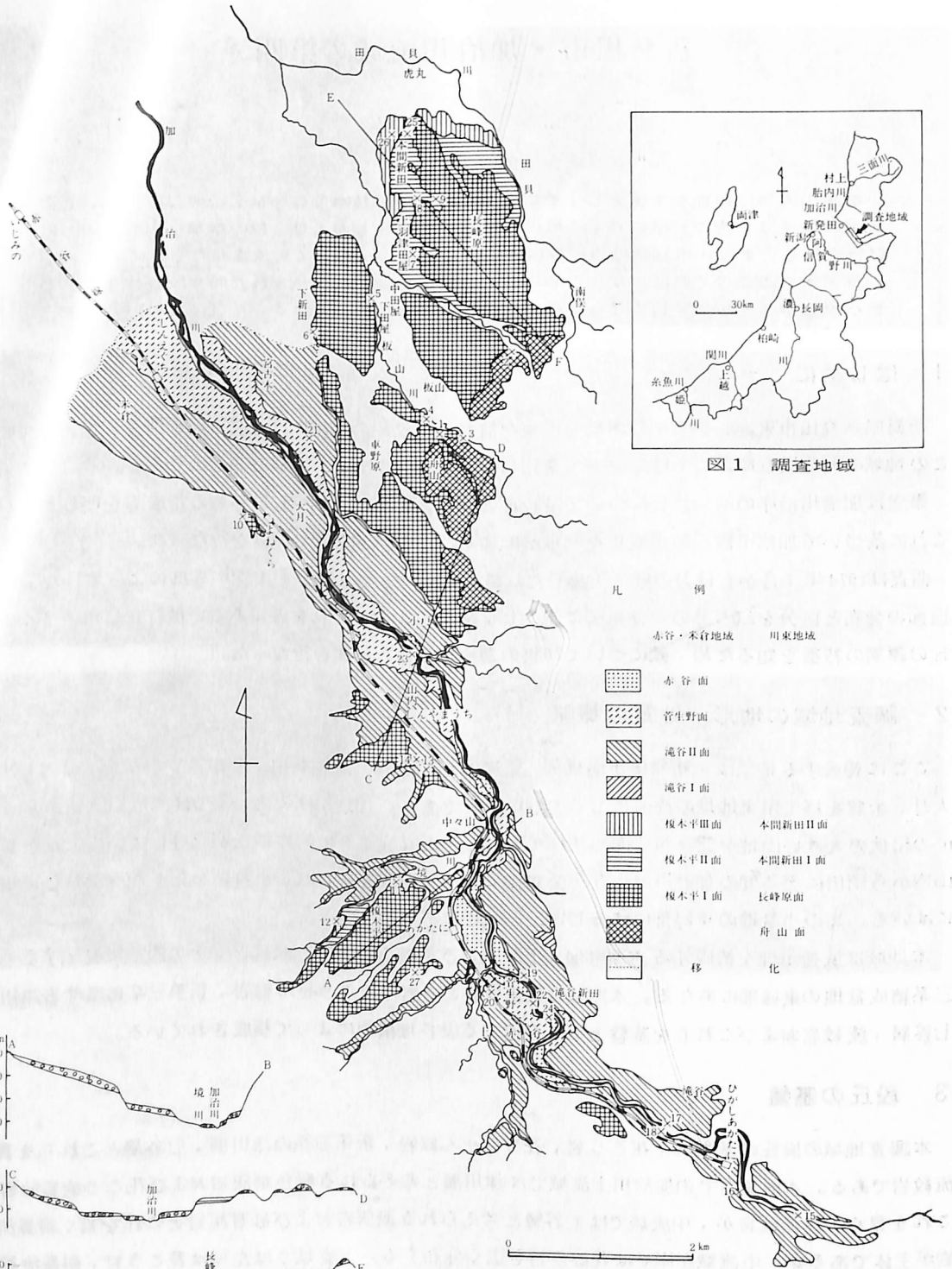


図1 調査地域

図2 加治川流域の段丘面分布図

図3 断面図

面、^{すこうの}菅生野面および赤谷面である。

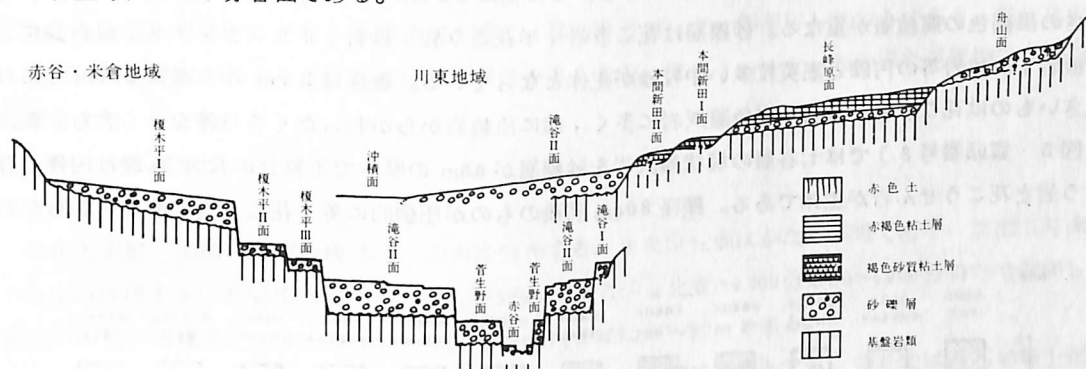


図4 加治川流域の段丘模式断面図

(1) 川東地域

(a) 舟山段丘

分布と形態 加治川右岸の車野原および長峰原の東側に、山地に接して分布する。起伏の小さい丘陵であるが、おそらく開析された最高位の段丘であると考えられる。下位に接する長峰原段丘より大きい1,000分の35から1,000分の60の傾斜をもって北西方へ傾いている。加治川河床との間の比高は70m～80mである。下位の長峰原面との間の比高は30m～40mである。

堆積物 舟山段丘堆積物は礫とそれを充てんする赤褐色砂質粘土であり、その厚さは数m以上で、その上に薄い赤色土をのせる。加治川右岸舟山の北1kmの地点(図5・露頭番号1)を標式露頭とする。ここでは基盤は露出してない。礫径は数cm~50cmで、礫種は花こう岩、花こうせん緑岩、半花こう岩、輝緑岩、ホルンフェルス、粘板岩、流紋岩、凝灰岩、せん緑岩等である。全体に風化が著しくくさり礫となっているものが多量に含まれる。中田屋の東南東およそ1.3kmの地点(図5・露頭番号2)では約2.5mの、くさり礫を多く含む褐色砂質粘土層によって構成される舟山段丘堆積物が、七谷層と考えられる塊状凝灰質砂質泥岩の基盤を不整合におおう。

(b) 長峰原段丘

(b) 長峰原段丘
分布と形態 加治川右岸において舟山段丘の下方に広く分布する。その分布は北々東から南々西にのびる山地と平野との境に沿っており、加治川流路の方向とは調和しない。加治川左岸では沢口にせまい

分布がある。加治川河床との間の比高は40m~60mである。加治川右岸では長峰原面はやや開析されゆるやかに起伏し、北々西に向かって流れる浅く広い谷が各所に発達している。全体として平野の方へゆるやかに傾いているが、傾斜は1,000分の20~40である。出鼻先山は長峰原面に含まれるものと考えているが、長峰原面よりやや高い。その原因についてはなお検討を要する。

堆積物 一般に長峰原段丘堆積物は、くさり礫を含む厚さ数m以上の砂礫層の上に数mの厚さの赤色土がのるが、赤色土の厚さは12mにも達する(図5・露頭番号9)ことがある。これらの赤色土は厚い泥質堆積物が赤色土化したものと考えられる。長峰原段丘堆積物は加治川右岸の下田屋(図5・露頭番号5)を標式露頭とする。沖積面よりの比高は約10mである。ここでは基盤の七谷層と考えられる塊状泥岩層を不整合に6.6mの厚さの砂礫層がおおう。この上に50cm~70cmの厚さの赤色土と90cmの厚さの黒褐色の腐植層が重なる。砂礫層は花こう岩、半花こう岩、砂岩、ホルンフェルス、緑色凝灰岩、粘板岩、流紋岩等の円礫と石英粒多い中粒砂が主体となっている。礫径は2cmから最大25cmであり、大きいものは花こう岩、砂岩、緑色凝灰岩に多く、他に流紋岩からかわったくさり礫を多く含む。板山(図5・露頭番号3)では七谷層の塊状凝灰岩を砂礫層が6.5mの厚さで不整合におおう。礫は円礫で花こう岩と花こうせん岩が主体である。礫径30cm前後のものが圧倒的に多く花こう岩、流紋岩からかわ

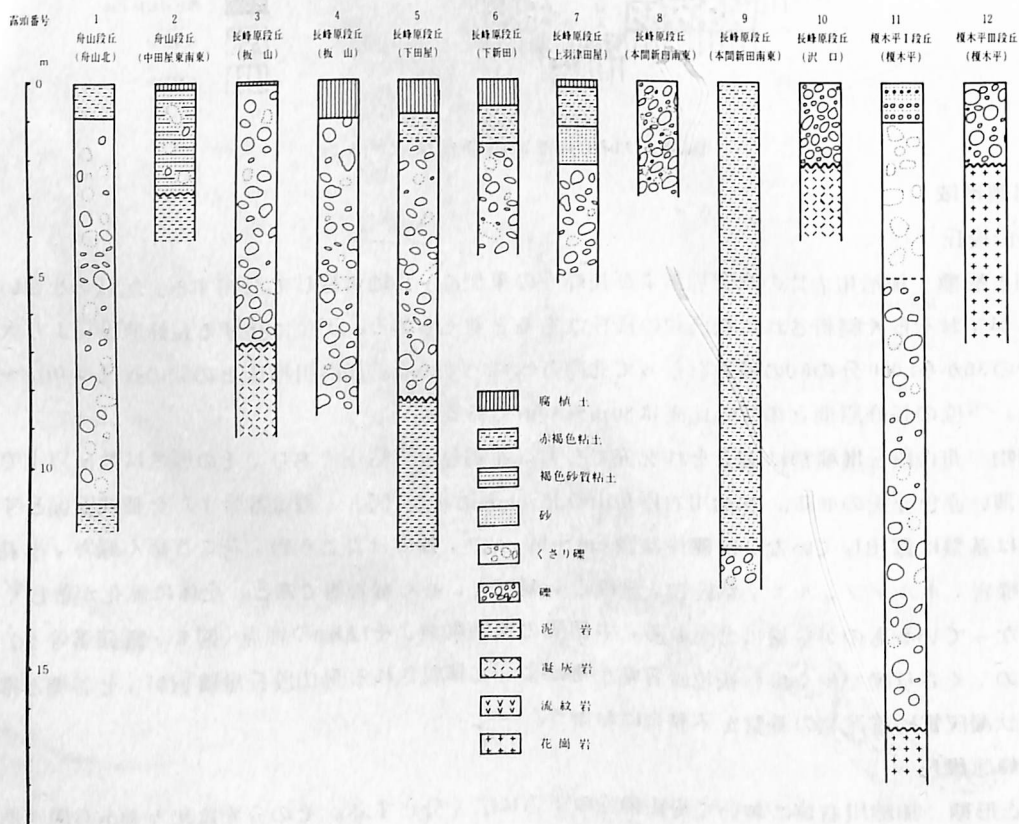


図5 地質柱状図 I

ったくさり礫も多く含む。充てん物は赤味を帯びた粘土質細粒ないし中粒の砂である。

(c) 本間新田Ⅰ段丘

分布と形態 長峰原で長峰原段丘の西，北および東縁部をとりまいて帯状に分布する。やや開析が進んでおり急傾斜の段丘崖は少ない。加治川河床からの比高は10m～15mである。

堆積物 露出がほとんどなく本間新田（図2・露頭番号25）で一部確認したのみである。粘土化の進んだ褐色粘土質細粒砂からなり，粒径2mmの石英粒と黒雲母をわずかに含む。

(d) 本間新田Ⅱ段丘

分布と形態 本間新田Ⅰ段丘の北，西縁部をとりまいて帯状に分布する。やや開析が進み急傾斜の段丘崖は少ない。加治川河床からの比高は8m～10mである。

堆積物 露出がほとんどなく本間新田（図2・露頭番号26）で一部確認したのみである。粘土化の進んだ褐色粘土質細粒砂からなり石英粒と黒雲母を多く含む。粒径2mm～5mm大の黒色泥質物質の球状の円礫を含む。

(2) 赤谷・米倉地域

(a) 榎木平Ⅰ段丘

分布と形態 加治川左岸の榎木平，山内に分布する。また段丘面はかなり平坦である。加治川河床からの比高は榎木平において内縁部が160m～120mであるが，北東へ1,000分の50～1,000分の70で傾斜し，加治川に近い外縁部で110m～120mである。山内では70m～80mである。

堆積物 加治川左岸の榎木平北端（図5・露頭番号11）を標式露頭とする。ここでは長石の粘土化が進んだ花こう岩の基盤に砂礫層からなる段丘堆積物が不整合に重なる。表土層は花こう岩の礫と花こう岩質砂の互層を含む赤味を帯びた厚さ1mの黄褐色土である。砂礫層は上部と下部に分けられるが，上部の厚さは4mで礫径は数10cmにもなる粗大な礫が多く，最大径は約80cmである。いずれも花こう岩で，風化してくずれやすく露頭の面によって切られている。礫は亜円礫ないし角礫で，分級はひじょうに悪く，礫の配列はきわめて不規則であって土石流のような急速な堆積によって形成されたのではないかと考えられる。これを充てんするものはいくらかレンガ色を帯びた灰褐色花こう岩質粗粒砂ないし細礫砂である。下部の砂礫層はほぼ11mの厚さで，分級が悪く風化してくずれやすい礫が多いが新鮮で，しっかりしたものもかなり多く含まれている。亜円礫ないし角礫で，礫径は10cm～40cmのものが多いが，その中でも小さい方のものが多い。最大径は1mに達する。礫種は花こう岩と半花こう岩であるが半花こう岩は下部に目立つ。充てん物はやゝ赤味を帯びた灰褐色花こう岩質粗粒砂である。その堆積過程については上記と同様のことが考えられる。赤谷駅の南々西方およそ500mの地点の榎木平Ⅰ面と滝谷Ⅱ面との間の斜面（図2・露頭番号27）において赤色土が認められるが，榎木平Ⅰ段丘上での赤色土の確認はじゅう分ではない。新山内駅の南々東方およそ750m地点（図6・露頭番号13）では，厚さ4mの褐色粘土質細粒砂と礫からなる段丘堆積物が基盤の斜長流紋岩に不整合に重なる。礫は円礫で礫径10cm～50cmである。花こう岩，花こうせん緑岩，流紋岩からかわったくさり礫を多く含み，露頭面によって切られているものが多い。

(b) 榎木平Ⅱ段丘

分布と形態 榎木平で榎木平Ⅰ段丘の北西縁下方に分布する。榎木平Ⅰ段丘との間におよそ20mの段丘崖がある。付近の谷底からの比高が11m, 加治川河床からの比高は140m~150mである。

堆積物 最大径が2.5mにもおよぶ花こう岩の巨礫とその間を満たす花こう岩質粗粒砂ないし細礫砂である。基盤は確認されない。

(c) 榎木平Ⅱ段丘

分布と形態 榎木平で榎木平Ⅱ段丘の段丘崖下にわずかに分布する。かなり平坦な面をもつ。付近の谷底からの比高は6.5mである。上位の榎木平Ⅱ段丘面との間の比高は4.5mである。

堆積物 榎木平の北西縁部(図5・露頭番号12)を標式露頭とする。基盤は長石の粘土化が進んだ花こう岩である。段丘堆積物は厚さ4.5mの砂礫層である。礫種は花こう岩と半花こう岩であり, 最大径が15mに達する巨礫が主体になっている。充てん物は花こう岩質粗粒砂ないし細礫砂である。

(d) 滝谷Ⅰ段丘

分布と形態 滝谷新田の北方およそ500mに分布する。段丘面は右岸の山地側へやや傾斜している。加治川河床からの比高はおよそ52mである。下位の滝谷Ⅱ面との間の比高は9mである。

堆積物 基盤は確認されない。堆積物は花こう岩質粗粒砂を充てん物とした砂礫層である。礫径は50cm~70cm, 礫種は花こう岩, 花こうせん緑岩, 流紋岩, ホルンフェルス, チャート等である。詳細は露頭が不完全のため不明である。

(e) 滝谷Ⅱ段丘

分布と形態 東赤谷駅より東へおよそ2.2kmの地点から宮古木まで加治川沿岸に連続して分布する。深い谷が刻まれているが全体にひょうに平坦な面である。段丘崖は急傾斜である。小戸部落では他の部分より急傾斜であるが, 扇状地による高まりと考えられる。滝谷新田, 小戸および山内で2つの小さい段丘崖によって3つの面に分けられるが, これは滝谷Ⅱ面の特徴であると考えられる。加治川の河床からの比高は滝谷の西方600mで65m, 左岸で50m, 滝谷新田のばんざい橋右岸で43m, 同左岸上赤谷で45m, 左岸の山内北西部で23m, 右岸の小戸で13m, 左岸沢口で3.6m, 右岸宮古木で3.2mである。上流から下流へ向かって比高は減少し米倉, 宮古木付近で沖積面に移化する。

堆積物 一般に基盤の新第三系を30m以下の厚さの砂礫層が不整合におおう。砂礫層はその礫の風化の程度により上部と下部に分けられる。上部の砂礫層は下部の砂礫層より風化が弱い。滝谷の焼峰橋右岸(図6・露頭番号17)を標式露頭とする。この露頭の最上部の河床からの比高は45mである。ここでは22.5mの厚さの段丘堆積物が, 津川層の, 角礫を含む花こう岩質砂岩の基盤に重なる。表層は厚さ約50cmの暗褐色の腐植層である。砂礫層は礫径10cm~70cmの円礫を主とし, その間を褐色花こう岩質粗粒砂が満たしている。礫のほとんどすべてが露頭面より突出している。礫層の上部2mないし4mは風化が弱く, 下部の風化が進んだ部分との間の境は明瞭である。上部砂礫層の最下部は大きな礫が目立つ。上部の砂礫層は礫種として花こう岩, 花こうせん緑岩, 半花こう岩, 砂岩, せん緑岩, 玄武岩, 斑状花こう岩, ホルンフェルス, 流紋岩, ひん岩, 凝灰岩, 輝緑岩, チャート, 粘板岩等を含み, 花こう岩, 花こうせん緑岩が全体の48%を占める。また全体の15%を風化が進み表面がくずれかけた花こう岩, 花こうせん緑岩, 流紋岩で占める。下部の礫層は礫種において上部とは差異が認められないが, 花こう

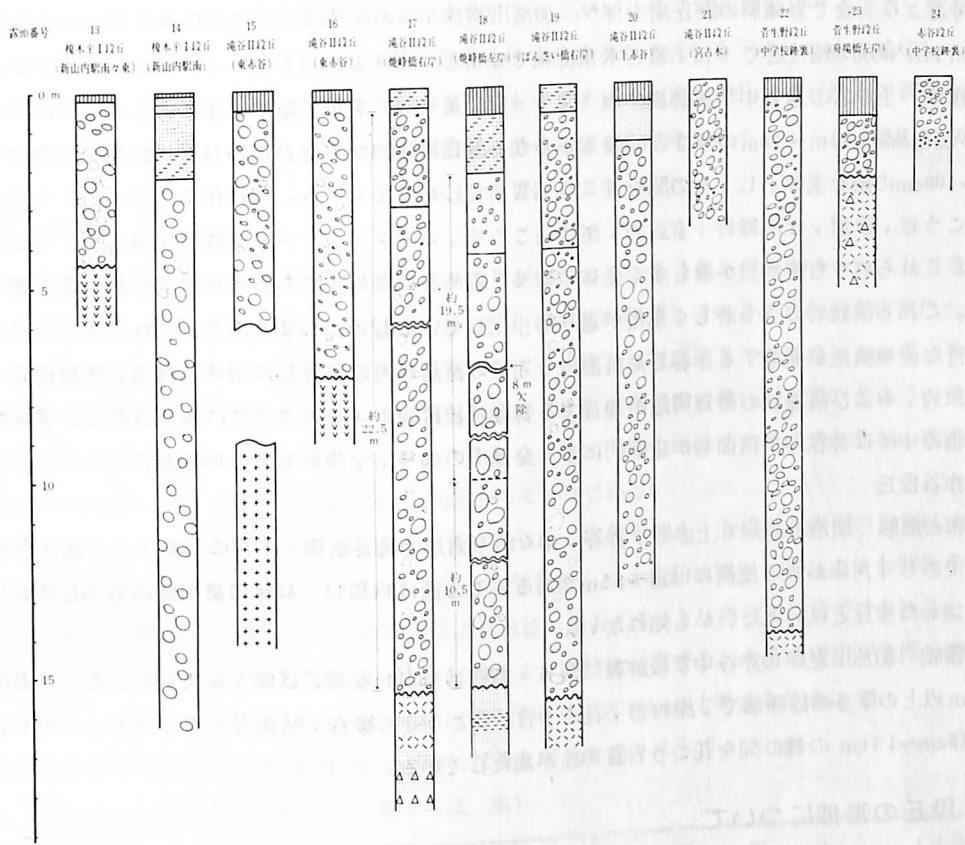


図6 地質柱状図Ⅱ

岩、花こうせん緑岩が全体の37%を占め、また全体の29%を風化が著しくずれやすい花こう岩、花こうせん緑岩、斑状花こう岩、流紋岩、せん緑岩礫が占める。他に斑状花こう岩の大礫を多く含み、花こう岩、花こうせん緑岩、斑状花こう岩で露頭面で切られているものが混じることが特徴的である。焼峰橋左岸（図6・露頭番号18）では厚さが約30mの砂礫層が、津川層の褐色花こう岩質粗粒砂岩・同質細粒砂岩互層に重なる。この砂礫層も上部約2mは風化が弱いが、その下部とは漸移的に変化しその境は明瞭でない。最下部の厚さ約10.5mの部分は最大径2mに達する玻璃質流紋岩の角礫の多いことが特徴的である。滝谷新田のぼんざい橋右岸（図6・露頭番号19）では、津川層の緑色凝灰岩の基盤を約15mの厚さの砂礫層が不整合におおう。表層には暗褐色の腐植層が60cmの厚さに重なる。この露頭最上部の河床からの比高は28mである。礫層は礫の風化の程度により上から3mないし5mのところを境と部に分けられるがその境は明瞭である。礫種、礫組成等の概要は焼峰橋右岸の露頭（図6・露頭番号17）に同じである。

(f) 菅生野段丘

分布と形態 加治川左岸では上赤谷、山内の東部、中々山付近および江口に分布する。右岸では滝谷新田の南部、中々山の東および小戸の北西部より宮古木に至る間に分布する。段丘面はきわめて平坦で

小戸付近より上流で急傾斜の段丘崖を伴う。加治川河床からの比高は赤谷中学校跡で15m, 小学校で10.5m, 山内の舟場橋付近で8m, 宮古木東柳橋で2mと下流ほど小さくなり, 沖積面に移化する。

堆積物 上赤谷の赤谷中学校跡裏の崖(図6・露頭番号22)を標式露頭とする。ここでは津川層の緑色凝灰岩の基盤を10m~15mの厚さの砂礫層からなる段丘堆積物が不整合におおふ。段丘堆積物は礫径10cm~100cmの礫を主体とし, その間を花こう岩質粗粒砂が充てんする。礫は花こう岩, 花こうせん緑岩, 半花こう岩, 砂岩, せん緑岩, 玄武岩, 斑状花こう岩, ホルンフェルス, 流紋岩, 凝灰岩, 輝緑岩等である。これらのうち流紋岩が最も多く全体の52%を占める。この中でも斜長流紋岩が最も多く特徴的である。これら流紋岩のうち著しく風化が進み粘土化しているものが19%である。これら流紋岩は直線状の平行な流理構造が発達する赤谷石英粗面岩²⁾, 石英の斑晶が肉眼で容易に認められる石英粗面岩, 玻璃質流紋岩, および曲線状の流理構造が発達する球顆状流紋岩の4つのタイプに識別される。菅生野段丘堆積物の中には赤谷石英粗面岩が圧倒的に多く全礫中の36%, 全流紋岩中の69%を占める。

(g) 赤谷段丘

分布と形態 加治川左岸で上赤谷, 赤谷, 中々山, 右岸で滝谷新田, 小戸に分布する。面はきわめて平坦であり, 河床からの比高は1.8m~3.5mである。この面は昭和41・42年の豪雨時に冠水しており, まだ安定した段丘とはいえないかも知れない。

堆積物 加治川左岸の赤谷中学校跡裏(図6・露頭番号24)を標式露頭としている。ここでの堆積物は3m以上の厚さの砂礫層で, 流紋岩, 花こう岩, 花こうせん緑岩, 粘板岩, チャート, シルト岩等の礫径3cm~15cmの礫の間を花こう岩質の砂が満たしている。

5 段丘の形成について

本地域内の加治川は山内より上流では越後山地内を流れ, 山内より下流では西側が新潟平野にひらいた小盆地を流下する。段丘の発達はこの両地域でひじょうに連っている。舟山段丘, 長峰原段丘, および本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘はこの小盆地の東縁に, 後背山地と小盆地の境に沿って発達している。舟山段丘については詳細は明らかでない。長峰原段丘堆積物は砂礫層とその上に重なるひじょうに厚い赤色土層であるが, 赤色土層は厚い泥質の堆積物が赤色土化したものと考えられる。これはかなり強い水流のもとで礫層が堆積したのち停滞した水域か低湿地の環境のもとで泥質の物質が厚く堆積したものであろう。本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘の堆積物も同様の環境で形成されたものであろう。これらの段丘にみられる傾斜は段丘形成後の基盤の運動によるものであろう。その結果, 長峰原段丘は平野側へ高度を減じ, 沖積面に移化する形態をとるようになったと推定される。山内より上流の加治川沿岸に発達する諸段丘は加治川の営力によって形成された段丘である。榎木平段丘の堆積物は扇状地に土石流として形成されたものであろう。滝谷Ⅱ段丘は10数m~30mの厚い砂礫層をもつ堆積段丘である。またこの砂礫層の上部数mは明らかに風化が弱い。この砂礫層の堆積は土地の沈降運動によるものであろう。そして沈降から上昇に運動が転換する際にかかなり長い停滞期を経過したのと考えられる。その間に礫の風化が進み, 停滞期の終末期に上部の新鮮な部分が形成されたと推定される。しかし, 上部の新鮮な部分はより古い堆積段丘を削り, それを基盤として堆積したのではないかとする解釈が成り立つことは否定できない。また滝

谷新田，山内，小戸で2つの段丘崖が滝谷Ⅱ面を分けているが，これは停滯期における小さい海面降下の反映であるかも知れない。滝谷Ⅱ段丘，菅生野段丘はその比高が上流から下流にかけて減少しているが，これは段丘形成後の土地の上昇量を反映しているものであろう。赤谷段丘はまだ洪水の影響を受けることがあって段丘とはいえないが段丘の形成過程にあるものとも考えられる。

6 対 比

- (1) 長峰原段丘と榎木平Ⅰ段丘：両者は地形上の位置が異なっているうえ，堆積物についても大きな違いが認められるが，下位の滝谷Ⅱ面との間の比高と開析の程度が類似している。また両者は赤色土化を受けた最低位の段丘である。このような事実に基づいてこの両者は対応するのではないかと考えられる。両者の堆積物がひじょうに異なることについては，次のような堆積環境の違いが指摘されよう。すなわち長峰原面は，新潟平野の一部と見ることができ盆地または平野の周縁部で形成されたが，榎木平Ⅰ面は越後山地内部において強い水流のもとで形成されたものである。
- (2) 本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘と榎木平Ⅱ・Ⅲ段丘：長峰原段丘と本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘との間の比高は，滝谷Ⅱ段丘との間のそれと比べてかなり小さいことと，本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘は滝谷Ⅱ段丘よりも開析されていることから，本間新田Ⅰ・Ⅱ段丘は長峰原段丘より低位で滝谷Ⅱ段丘より高位に位置づけられる。一方，榎木平Ⅱ・Ⅲ段丘は榎木平Ⅰ段丘より低位，滝谷Ⅱ段丘より高位に位置する。そこで榎木平Ⅱ段丘は本間新田Ⅰ段丘に，榎木平Ⅲ段丘は本間新田Ⅱ段丘に対応するのではないかと考えられる。
- (3) 本地域における段丘と他地域の段丘との間に試みた対比を表1に示す。

表1 対 比 表 （試 案）

地域 時代	津 南 (比高)	加茂新津(比高)	東蒲原(比高)	新 発 田 (比高)
沖積世	大割野Ⅱ面(10) 大割野Ⅰ面(30~35)	沖 積 面	田 町 面(7)	赤 谷 面(2~3.5)
洪積世 後 期	正 面 面(60) 貝 坂 面(70) 朴ノ木坂面(105) 卯ノ木面(145) 米原Ⅱ面(180~220) 米原Ⅰ面(250~350)	蒲ヶ沢面(10~20)	津 川 面(15) 西山Ⅱ面(35) 西山Ⅰ面(70)	菅生野面(15~20) 滝谷Ⅱ面(43~3) 滝谷Ⅰ面(52) 榎木平Ⅲ面(135) 本間新田Ⅱ面(8~10) 榎木平Ⅱ面(140~110) 本間新田Ⅰ面(10~15) 榎木平Ⅰ面(170~70) 長峰原面(60~0)
洪積世 中 期	谷 上 面(250~480)	矢代田層(20~100)	芦 沢 面(105)	舟 山 面(80~70)

7 ま と め

- (1) 本地域の段丘の基盤は花こう岩と第三系の津川層，七谷層およびこれらを貫く第三紀流紋岩である。

- (2) 山内より下流の加治川が流れる小盆地の東縁部地域と山内より上流の加治川沿岸地域の間には、段丘の発達、分布の特徴、比高および堆積物等の諸点について大きな違いが認められる。前者は小盆地の形成と結びついて形成された段丘群であると考えられるが、後者は加治川の谷に加治川の営力によって形成された河岸段丘群である。
- (3) 段丘は山内より下流の川東地域では高位より舟山段丘、長峰原段丘、本間新田Ⅰ段丘、本間新田Ⅱ段丘、山内より上流の赤谷・米倉地域の加治川沿岸では榎木平Ⅰ段丘、榎木平Ⅱ段丘、榎木平Ⅲ段丘、滝谷Ⅰ段丘、滝谷Ⅱ段丘、菅生野段丘および赤谷段丘に区分される。
- (4) 舟山段丘、長峰原段丘、榎木平Ⅰ段丘の堆積物は赤色土化を受けているが、より低位の段丘の堆積物はそれを受けていない。舟山段丘、長峰原段丘および榎木平Ⅰ段丘の堆積物の砂礫層は、他の段丘砂礫層に比べて著しく腐食している。
- (5) 加治川によって形成された段丘群の中で滝谷Ⅱ段丘は15m～30mの厚さの砂礫層をもつ堆積段丘であるが、その他の諸段丘は15m以下の厚さの砂礫層をもつ浸食段丘である。
- (6) 赤谷面は洪水の影響を受けるので、まだ段丘とはいえないかも知れない。
- (7) 滝谷Ⅱ段丘、菅生野段丘の比高は加治川上流から下流に向かって減少しているが、これは段丘形成後の土地の上昇量を反映していると考えられる。長峰原段丘もまた山地側から西方の平野側へ向かって傾斜しているが、上記と同様の運動の影響であろうと考えられる。
- (8) 比高、開析の程度、赤色土の有無と風化の程度等を考慮した上で、本地域の段丘面と加茂一新津、阿賀野川沿岸の東蒲原および信濃川沿岸の津南の各地域の河岸段丘との対比を試みた。
- (9) 段丘堆積物形成の時期と古環境についての化石による証拠は、今回は発見に至らなかった。

8 おわりに

加治川沿岸の河岸段丘についてそのおおよそを明らかにし、いくつかの問題点を指摘することができた。しかし調査日数が限られているため観察の不じゅう分な点も少なくない。今後はこれらの不備な点を補い問題点を追求するとともに、調査を本地域の北方菅谷地域の坂井川流域へ広げていきたい。そして県内諸地域における段丘形成過程との比較によって、本地域の第四紀地史の特質を明らかにしていきたいと考えている。

参考文献

- 1) 坂井陽一・荒川勝利：新発田～中条地域に分布する第四系について 新潟県高等学校教育研究会理科部研究集録 第10号(1971) 108～113
- 2) 今井直哉：赤谷鉾山 地学見学案内(1962) 50～69
- 3) 新潟県商工労働部企業振興課：新潟県地質鉾山図(1962)
- 4) 新潟県平野団体研究グループ：十日町盆地の河岸段丘 地質学論集 第7集(1972) 267～283
- 5) 二宮俊策：新潟県東蒲原地方における阿賀野川の河岸段丘について 新潟県立教育センター研究集録 第6集 理科研究編(2)(1973) 117～125
- 6) 新潟県第四紀研究グループ：新潟県下の内陸盆地 第四紀総合研究連絡誌 46 20(1974)