

阿武隈山地南部の諸河川の縦断形について

Longitudinal River Profiles in the Southern Part of the
Abukuma Mountains

池田雄二*・池田 宏**

Yuji IKEDA and Hiroshi IKEDA

I はじめに

地殻変動が激しく急峻な山地の多い日本列島ではあるが、中国山地や北上山地、阿武隈山地などには隆起準平原と呼ばれる侵食小起伏面の発達する山地がある。たとえば、兵庫県西部から岡山県・広島県にかけての中国山地は標高1000mほどの定高性のある中国準平原面と呼ばれる侵食小起伏山地となっており、その南には標高400～500mの吉備高原がひろがっている。この準平原の上には約1500万年前の新第三紀中新世の海成層が分布していることから、当時すでに中国山地は準平原状の地形をしており、その後の地殻変動による隆起の過程で中国準平原面と吉備高原面との数百mの高低差が生じたと考えられている（多井、1975；貝塚・鎮西、1986、172-175.）。

北上山地や阿武隈山地にも中国準平原面と共に通する地形が見られる。阿武隈山地はやはり1600万年前頃に海水面に近い低地で形成された準平原が、それ以降、とくに第四紀に激しく隆起して、海拔500～600mの高さのそろった山地となったと考えられている（小池、1968；貝塚・鎮西、1986、52-63.）。

このような隆起準平原と呼ばれる地形はなぜこれらの山地に限って見られるのだろうか。山地の隆起が曲隆という様式だったことが小起伏面の保存に重要な意味をもつたのだろうか。あるいはこれらの山地

の隆起が第四紀になってからとくに激しかったために、山地の周辺では激しい侵食が進行しているが、それがまだ山頂部には及ばないために小起伏面が保存されているのだろうか。それとも、これらの山地が花崗岩からなるためだろうか。すなわち花崗岩は石英・長石・黒雲母の結晶の集合体で新鮮だと風化・侵食抵抗性が高いが、深層まで風化されると花崗岩の構成鉱物である結晶粒単位に分離してマサ土（花崗岩がその場で風化されて形成された風化土で、ハンマーで軽く叩いたり、指で押したりするとほぐれる程度の土）と呼ばれる砂のようになる。これがこのような小起伏面の発達した山地をつくっている原因なのであろうか。

これらの山地を流れる川の地形は他の地域の川とは違った目立った特徴がある。すなわち一般的には河川勾配は上流から下流へ次第に緩くなるが、これらの山地を流れる川の中流部には比較的大きな川であっても1～数カ所の急勾配の峡谷部がある。本研究の目的はこのような特徴的河川縦断形の意味を解明することにより、小起伏面ないしはその集合体としての隆起準平原地形の由来を考察することである。

II 阿武隈山地南部、多賀山地の概観

本研究では阿武隈山地南部の久慈川支流の里川と太平洋との間に広がる茨城県北茨城市、高萩市にま

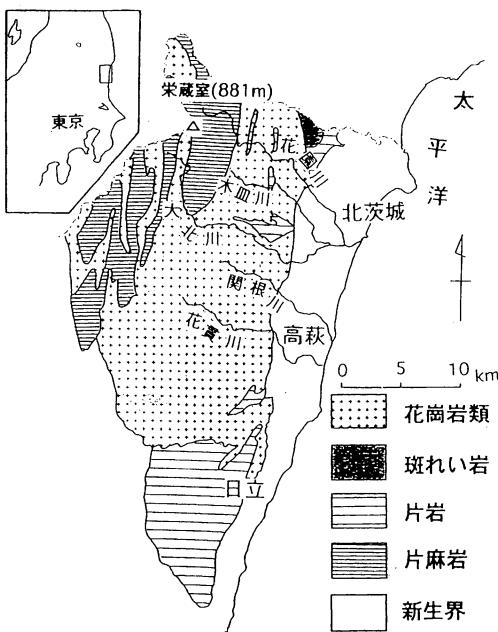
*筑波大学第一学群自然学類（現 筑波大学大学院環境科学研究科） **筑波大学地球科学系

たがる多賀山地を調査地域に選定した。

1) 地形・地質

阿武隈山地は宮城、福島、茨城の3県にまたがる南北約180km、東西最大50kmの長楕円形の地盤山地である。山地の南西縁には棚倉破碎帯、北東縁には双葉断層とともに北北西—南南東方向にほぼ平行に走っている。その南部の多賀山地では、栄蔵室（標高881m）が最も高く、南に向かって緩やかに高度が低下する。山地のほぼ中央部には標高800~600mの山嶺が南北方向に連なり、これが分水嶺となって、久慈川に注ぐ河川群と太平洋に直接流出する河川群とを分けている。

多賀山地は主として花崗岩類と変成岩類とからなる（第1図）。花崗岩類の貫入時期は絶対年代測定



第1図 調査地域の地形・地質

によると白亜紀後期の9千万年から1億年前である。変成岩類は日立変成岩類に属する片岩が調査地域の最南部に、竹貫・御斎所変成岩類に属する片麻岩が調査地域の北西端部に分布する。

なお、山地と海岸の間には多賀層群・白土層群・白水層群などの第三系より新しい第四系とからなる丘陵地・台地・低地が広がっている。

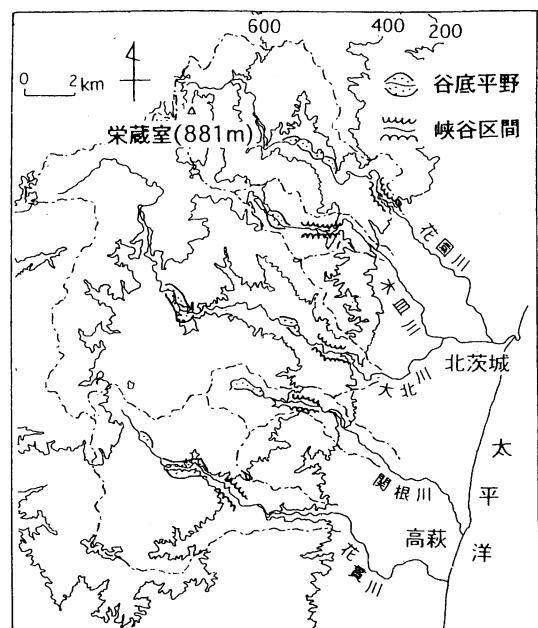
2) 侵食小起伏面とその内部構造

山地に発達する高さのそろった丘陵のやや丸みを帯びた平坦面は頂部平坦面と呼ばれ、高さがそろった頂部平坦面の分布域は侵食小起伏面と考えられてきた。多賀山地では高度200~880mの間に7段の小起伏面が認められ、また、小起伏面の分布から曲隆運動による山地の隆起が長期的に継続してきたと考えられている（早川・三島、1997）。

これらの小起伏面はマサ土の厚い地域にあり、マサ土の最上部が頂部平坦面を形成している。小起伏面の分布域を流れる川はマサ土からなる丘陵を側刻して花崗岩の岩盤上に谷底平野を発達させている。（早川・三島、1997）。

一方、高位の小起伏面と低位の小起伏面との移行部では川は花崗岩の岩盤を下刻して急勾配の峡谷を発達させている。

本研究では、多賀山地を西から東に流れる諸河川の中から流域山地部のほとんどが花崗岩類からなり、流域面積のみが顕著に異なる5河川（花貫川、関根川、大北川、木皿川、花園川）を調査対象河川に選定し（第2図）、最低位の小起伏面の分布域からその下流の第三系からなる丘陵に移行する区間を調査対象として、縦断形の特徴を調べた。



第2図 調査対象河川における谷底平野と峡谷の分布

III 調査河川の河道形状

5分の1の地形図によって描いた調査河川の河床縦断形を第3～7図aに示す。どの河川もその中流部に急勾配の峡谷区間があり、それより上流に小起伏面の分布域に対応して発達している谷底平野を流れる緩勾配区間がある。河川によってはさらに上流に分布する高位の小起伏面の分布域に対応した谷底平野が発達しているが、ここでは最も低位の小起伏面に対応した谷底平野とその下流側の峡谷区間にについて現地調査を行った。

以下では峡谷区間を中流急勾配区間、その上流の谷底平野を流れる区間を上流緩勾配区間と呼ぶことにする。なお、現地調査の結果、中流急勾配区間と最下流の冲積区間との間に上流緩勾配区間と類似した河相を示す岩盤侵食河床区間があることがわかつたので、以下ではこの区間を下流緩勾配区間と呼んで調査対象区間に加えた。

各河川の上流緩勾配区間、中流急勾配区間、下流緩勾配区間ににおいて最大礫径を計測した。計測地点は各区間ごとに4点とし、各地点において礫径を大きいものから5個選んでその中径を計測した。中径の算術平均値をその地点における最大礫径とした(第3～7図b)。

1) 大北川

大北川は調査対象河川とした5つの川の中で、流域面積が最も大きい川である。流域面積103km²、流路長35km、流域内の最高点の標高は830mで、河床の平均勾配は0.024であるが、その縦断形には標高650～700mに高位の小起伏面、また標高250～300mに低位の小起伏面の分布域に対応した少なくとも2つの緩勾配区間が認められる(第3図a)。この区間には谷底平野が発達しており、水田に利用されている。小起伏面の丘陵はマサ土からなる。その厚さはところによっては50m以上もある(早川・三島、1997)。

低位の小起伏面の分布域を流れる大北川の(上流緩勾配区間の)河床には中径1mほどの花崗岩巨礫が点在しているものの、現在の主たる河床物質は流域の山地の性質を反映して、主として粗砂からなり、

河床勾配は0.012と小さい(第8図a)。

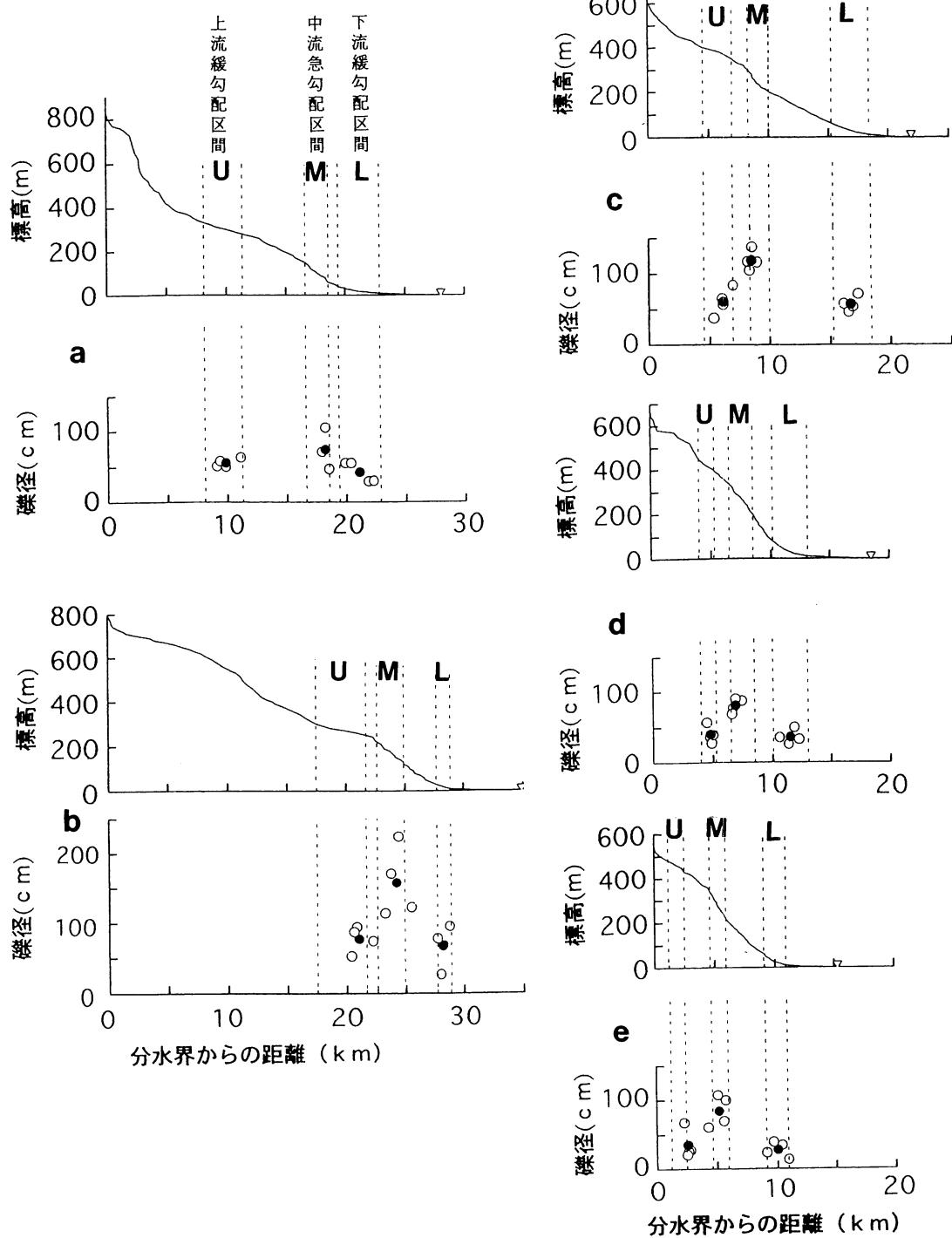
ところが、分水界からの距離で23～25kmの標高240m付近より下流区間の中流急勾配区間では、谷底平野がなくなり、両側の山が谷に迫って、河床や谷壁には新鮮で硬い花崗岩の岩盤が露出する第8図bのような峡谷となる。径2m以上の花崗岩の巨礫があちらこちらに累積している区間もある。(第8図c)。この区間では河道は平面的にも激しく屈曲している。峡谷は深く、周囲の山地と河床との比高は150m以上もある。段丘面も見られない。この区間の河床勾配は0.043である。

大北川の流れは分水界からの距離で27km、標高60m以下で峡谷部を抜けて平野に入り、勾配も0.017と緩やかになる。河床にはなおも径1m程度の花崗岩の巨礫がみられるものの、小さな礫が卓越する。この区間が下流緩勾配区間と呼ぶことにした区間である。(第8図d)。この区間では台地を構成している第三紀の堆積層が河岸に露出して大北川の流れによって側方侵食を受けているところもある。なお、標高10m以下の河床は砂のみが卓越する堆積性河床となる。

2) 花園川

流域面積46km²、流路長28km、流域内の最高点は標高850mで、平均河床勾配は0.030である。標高850m付近(高位)と250～300m付近(低位)に侵食小起伏面が認められる。ただし高位の面は山地の最上部にあり、水田はみられない。大矢(1972)はこれを侵食小起伏面とは認めていない。高位の小起伏面の分布域と下流の低位の小起伏面の分布域の間の区間は花園渓谷と呼ばれる急勾配区間となっている。河床には1m大の花崗岩の礫が多数見られる。

分水界からの距離で8～12kmほどの区間は低位の小起伏面の発達域で、2.5kmの区間にわたって幅500mほどの谷底平野が広がっている。上流緩勾配区間に相当するこの区間の河床は主に径数cm大の礫に覆われていて、大北川で見られたような大きな礫は見られず、河床勾配も0.015と小さい。なお、この区間の下流、分水界からの距離で12km地点に水沼ダム(高さ20m、ダム上部の標高280m)が建設されつつある。



第3図 河床縦断形と最大礫径の対応

a : 大北川, b : 花園川, c : 花貫川, d : 木皿川, e : 関根川. (最大粒径の分布図中の●印は各区間の平均値)

分水界からの距離で13km地点以下の中流急勾配区間で、河床勾配は急になり、分水界からの距離で17~18kmを中心とする数kmの区間はとくに急勾配である。この区間では谷は深く、山地との比高は200mに達する。標高150m付近の発電所までの間の河床には花崗岩の岩盤が露出し、巨礫が分布する。これ以下の標高150~80m区間の河床には堆積岩類が露出し、河道の屈曲も著しく、細く屈曲した樋状の河道が掘られている。この区間の平均勾配は0.047である。

分水界からの距離でおよそ20km、標高60m以下では峡谷部を抜けて勾配は緩やかになり、標高10m地点までの約3km区間は径50cm程度以下の礫が卓越した侵食河床区間となっている。この区間が下流緩勾配区間である。

3) 花貫川

流域面積47km²、流路長22km、流域内の最高点は標高640mで河床の平均勾配は0.029である。侵食小起伏面は標高300~400m付近に低位面相当面がある。分水界から5~7kmのこの区間が他の河川の上流緩勾配区間に相当する。川に沿って長さ1.5km、幅250mほどの谷底平野が広がっている。谷底平野と約100mの比高をもつ周辺の丘陵地は厚さ50mほどのマサ土層からなり、河床物質は砂と径数cm~50cm大の礫からなる。地質ボーリング資料によるところこの谷底平野には厚さ6~7mの砂礫層が堆積しているという(早川・三島、1997)。この区間の勾配は0.021である。

分水界からの距離で8kmほど、標高320m付近より中流急勾配区間に相当する峡谷が始まる。この区間では、河床・河岸に花崗岩が露出する区間と径2~3mもの巨礫が集積した区間とが繰り返される(第8図b、c)。峡谷区間の河床と山地との比高は100~130mあり、段丘面は発達しない。この区間の勾配は0.058である。

分水界からの距離で10km、峡谷区間の下流、標高220~180mの区間にはわずかに谷底平野とみなさるような地形が認められるが、河床には岩盤が所々に露出し、他の谷底平野のように厚いマサ土層の上を河川が流れているのではない。なお、分水界から

の距離で11km地点に花貫ダム(高さ30m、ダム頂部の標高170m)が建設されつつある。

分水界からの距離で15km、標高80m付近以下で峡谷部を脱して平野に入る。下流緩勾配区間に相当するこの区間の河床はこぶし大の礫を主として、径50cm程度までの礫が点在しており、その平均勾配は0.016である。なお、標高10m以下の河床では砂が卓越する。

4) 木皿川

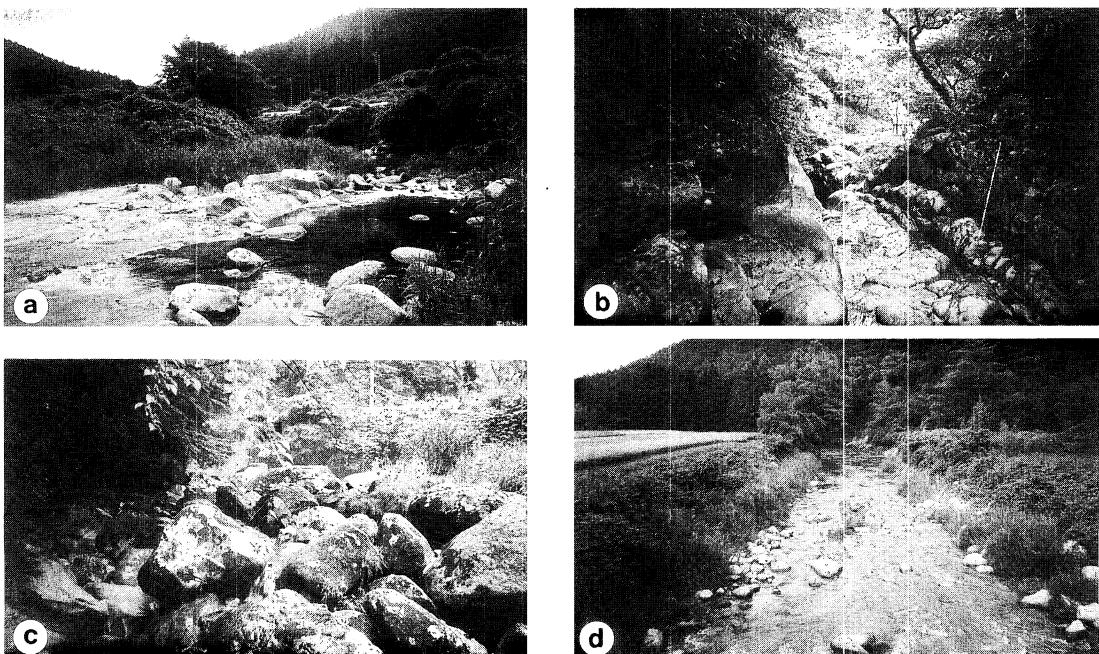
流域面積17km²、流路長19km、流域内の最高点は標高690mで、河床の平均勾配は0.037である。侵食小起伏面は標高550~600m付近(高位面)と標高400m付近(低位面)に2面認められる。高位面は山地の最頂部にあり、水田はあまりない。一方、分水界からの距離で4~5kmほどの低位面の発達する区間は上流緩勾配区間に相当しているが、河床勾配は0.038とやや急勾配である。この区間には長さ1km、幅300mほどの谷底平野が発達している。周辺の丘陵地は他の河川と同様に厚い風化層に覆われており、河床物質は主として粗粒な砂からなる。

分水界からの距離で12.5kmあたりの標高340~200mの峡谷区間が中流急勾配区間に相当し、河床には岩盤は露出せず、径1m弱の花崗岩の巨礫が集積して、平均勾配は0.070と大きい。分水界からの距離で10km、標高120m付近以下で峡谷部から下流緩勾配区間にに入る。この区間の河床は三面張りなどの護岸工事が行われていて、河床物質は少ない。河床勾配は0.023である。標高10m以下の河床には他の河川と同様に砂が卓越する。

5) 関根川

流域面積9km²、流路長15km、流域内の最高点は標高560mで河床の平均勾配は0.037である。この流域には低位面に相当する侵食小起伏面がその上流域にあり、この範囲を流れる関根川の河床勾配は0.031とやや急であるが、川に沿って長さ750m、幅500mの広さの谷底平野が発達し、水田が広がっている。上流緩勾配区間に相当するこの区間の河床は主に砂と小礫で構成されている。

分水界からの距離で5km以下、河床高度で標高330~220mにかけての区間は峡谷部となっている。



第4図 各区間の河床状態

a : 上流緩勾配区間（大北川）, b : 花崗岩の岩盤が露出した急勾配区間（花貫川）

c : 花崗岩の巨礫が集積した急勾配区間（花貫川）, d : 下流緩勾配区間（大北川）

他の河川とは異なり谷は浅く、河床と山地との比高が50mほどしかない。それでも明瞭な段丘は認められない。中流急勾配区間に相当するこの区間の河床には径1m級の礫が多く見られ、それらは積み重なってステップ状の地形（階段状河床形）を成している。河床の数カ所に岩盤が見られた。この区間の勾配は0.088である。

分水界からの距離で9km以下、河床高度100m付近以下で峡谷部を抜けて下流緩勾配区間に至る。この区間の河床では護岸工事が随所で行われているが、河床には上流部と同じく砂と小礫が卓越している。この区間の勾配は0.032である。なお、河床高度10m以下では砂が卓越するようになる。

IV 急勾配の峡谷区間の成り立ちとその意義

1) 河川の縦断勾配と河床礫の大きさの関係

各河川とも第3～7図bに示すように、中流の急勾配区間ににおいてその上下流の緩勾配区間と比較して最大礫径がとくに大きくなっている。同じ河川の上下流の緩勾配区間では礫径がほとんど違わない。

目崎（1978）は調査地域の北方の北阿武隈山地から東へ流れる7河川の河床縦断形を調べて、河床勾配と河床礫の大きさとが良い対応関係を示すことを示し、河床縦断形は粒径の縦断的分布と相互に従属性的な関係をもって形成されると考えた。上流の山地で生じた砂礫が下流へ運搬されている冲積河川では河床物質の移動度（運ばれ易さ）が勾配と対応するという理解でその縦断形の成り立ちを説明できるとしても、調査河川は沖積河川とは違った性質を備えていることが問題である。

すなわち、中流急勾配区間では花崗岩の岩盤が河床のあちらこちらに露出して、その上に径0.5～2mほどの花崗岩巨礫が積み重なるように集積して、ステップ状の形態が形成されているところが多い。とくに大きな巨礫はその下流側の面がスプーンでえぐられたような形態をしているという特徴があり、長期間その場に留まっていて、巨礫の下流側で出水時に生じる渦流によって動かされる砂礫によって侵食されてきたことを物語っている。すなわち、とくに大きな花崗岩巨礫は花崗岩の岩盤上に引っかかっ

ている残留礫であり、これらの巨礫は上流から運搬されてきたものではなく、その地点の谷壁斜面や河床から供給されたものと考えられる。

一方、上流緩勾配区間では急勾配区間のような巨礫の積み重なりや岩盤は見られず、その河床には径50cm程度までの花崗岩巨礫が点在しているものの、河床には粗砂と径数cmの礫が卓越している。これらの砂礫が上流から供給されて下流へ実際に運搬されている掃流物質であろう。なお、上流緩勾配区間の周囲の侵食小起伏面は厚い花崗岩の風化層からなることから、上流緩勾配区間の河床の花崗岩巨礫は風化層の中から掘り出されたコア・ストーンであり、下流の緩勾配区間の巨礫は中流急勾配区間から運搬されたものと考えられる。

以上、調査対象河川は表面的にはどの区間にも砂礫がみられ、まるで沖積河川と同様な外見をしているものの、実は河床に見られる巨礫は残留礫であって、運搬されている物質は流域上流山地の地質条件を反映して、それとは大変異なる細粒の砂礫である岩盤侵食河川である。

2) 流域面積と勾配の関係

第5図に上下流の緩勾配区間と中流急勾配区間の勾配が流域面積によってどのように異なるかを示した。流域面積は5万分の1地形図を用いて1km×1kmの方眼法によって各区間の上流端までの値を求めた。

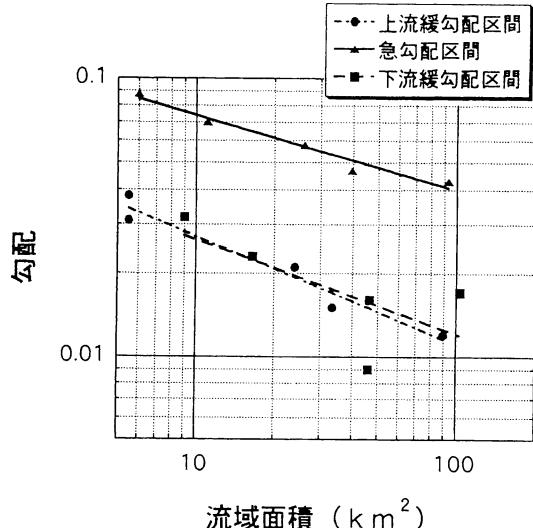
この図によると、①河床勾配は流域面積が大きいほど小さく、両対数グラフ状で傾き-0.3程度の直線的な関係があること、②上流緩勾配区間と下流緩勾配区間の勾配と流域面積の関係はほぼ同じであること、③中流急勾配区間の勾配は上下流の緩勾配区間と比較して3倍ほど急であること、が読みとれる。

流域面積が大きいほど勾配が小さい理由は、沖積河川についても認められることで、河床や河岸の凹凸の程度はそれを構成している材料の性質を反映してさほど違わないのに、出水時の流量が増して流れが大きくなることが第一の原因であると考えられる。河床勾配と流域面積との間にこのような良い関係があることは、それぞれの区間の河床勾配がたまたまその大きさになっているというのではなく、それな

りの意味を持っていることを示唆している。

3) 峡谷区間の勾配が上下流区間より3倍急な理由

佐藤（1990）は阿武隈川中流の群山一福島間では、上下流の盆地区間の河床勾配は1/1000ほどと緩いが、その中間の花崗岩からなる峡谷区間では1/200ほどと数倍急になっている意味を探るために、この区間に発達する4万年前、2万年前の河岸段丘面あるいは支流の遷急点の高度の縦断分布を調べて、峡谷区間の勾配が数万年間という長期間にわたって保存されていることを明らかにし、花崗岩の岩盤が露出してその上に巨礫が残留している峡谷区間の勾配も上下流の砂礫床区間の勾配と同様に、上流からの砂礫を下流へ運搬するように調整された平衡勾配になっていると考えた。岩盤侵食河川においては河床の粗度が大きい分だけ、水流は余分なエネルギーを必要とするから、峡谷区間の勾配は大きくなっているという考えである。



第5図 流域面積と各区間の勾配の関係

岩盤河床の凹凸の程度が勾配のどれほどの影響を与えるかについては杉浦（1992）による水路実験結果がある。幅20cmの小型水路に一定量の水と砂を流して動的平衡状態を作り出した後に、残留礫に見立てた運搬されないほどの大きな礫をその河床に投入・設置して、その個数を段階的に増して、結果と

しての動的平衡勾配が残留礫の量によってどのように増加するかを調べた結果、残留礫の大きさは与えた範囲では勾配に大きく影響せず、河床面での残留礫の存在度と勾配との間に次式が成り立つことを明らかにした。

$$S = (1 + 6A_0^{0.7}) S_0$$

ここで、 S ：河床に残留礫による凹凸がある河川の勾配、 A_0 ：残留礫の存在密度、 S_0 ：残留礫のない時の勾配であり、 A_0 の値は河床面積に対する残留礫の占める面積比率を採用している。河床面の10%程度に巨礫があれば勾配はそれがない場合と比較して倍増すること、もし河床一面に巨礫が墨々としていれば、勾配は5～6倍にもなることを示している。

実際河川の河床の凹凸は実験水路のように一様ではないといえ、河床に岩盤の凹凸があったり、それに巨礫が引っかかって残留していれば、水流のエネルギー損失が増大する分だけ河床勾配は急になることは実験水路の流れと同様に生じると考えられる。実際に、上述した阿武隈川中流では、花崗岩からなるきわめて粗度の大きな峡谷部は礫混じりの粗砂からなる上下流の平滑な河床区間と比較してちょうど5倍ほど急勾配である。より一般的な峡谷についても、たとえば黒部川中流の峡谷区間の勾配は1/30で、下流の冲積区間（礫床区間）の勾配（1/100）の3倍強になっているなど、河床・河岸の凹凸の影響によってそれがない場合より数倍も勾配を増す原因となっている可能性は高い。

調査対象河川の中流急勾配区間が河床のあちらこちらに岩盤が露出して、その上に花崗岩の巨礫が引っかかって残留しているためにその勾配が上下流の勾配より3倍ほど急になっているとすれば、峡谷区間の河床面の20%ほどが巨礫に覆われている必要がある。本研究では岩盤侵食河床の凹凸の程度を量化解することはできなかったものの、中流の峡谷区間の状況はまさにそのような状況にあることから、峡谷区間の急勾配も上下流の勾配と同様に動的平衡勾配となっているものと考えられる。

4) 急勾配の峡谷区間では侵食が活発か

急勾配の峡谷区間はその川の中では最も激しい侵食が生じている区間であると一般に考えられている。

多賀山地の地形と崩壊地形の分布を調べた早川・三島（1997）は、崩壊地形は高度の異なる小起伏面の中間の斜面域に生じる活発な侵食前線の位置に多く分布していることを明らかにしている。

急勾配の峡谷区間ではその河床は次第に侵食されて勾配が小さくなるようになると考える人が多い。しかし、上述したように峡谷区間の勾配は岩盤侵食河床としての平衡勾配になっている可能性が高く、峡谷区間の河床の粗度が万年程度の短い時間の中では変わりそうにないことから、この区間の勾配が緩くなるようなことは考えにくい。

しかも、急勾配区間の河床の侵食速度が他の河川と比較して大きいかどうかにも注意する必要がある。もし、河川の下刻作用が強ければ、調査河川に見られるような中流急勾配区間は、山地の隆起などがごく最近に生じたのでなければ存在しない。ここで取り上げた諸河川の中流域に急勾配の峡谷区間があるということは、実はこれらの河川の浸食力が岩盤の強度に対して相対的に弱いことを反映していると考えるべきである。

すなわち、上流から供給される少量のマサ土を主とする砂礫を運搬している河川水流は、機会的・物理的にきわめて強い比較的新鮮な花崗岩の岩盤や一般にはそれ以上に強度のある巨礫を侵食・摩耗させることは容易ではないに違いない。すなわち花崗岩は新鮮だと風化・侵食抵抗性がきわめて高く、風化して結晶粒単位に分離してマサと呼ばれる砂になることが、これらの河川の中流部に急勾配の峡谷区間を存続させている主要因であると考えられる。

もしこれらの河川が、粗大な礫を流す川であれば峡谷区間の河床は侵食されて急勾配区間は消失し、一般的な河川のように上流ほど勾配の大きな河川縦断形が形成されるであろう。このことを確かめるためには、花崗岩以外の堆積岩や变成岩からなる流域の河川縦断形を比較検討することが望まれる。たとえば、調査地域の南には变成岩からなる小流域を流れる河川（宮田川や鮎川）があるが、これらの川には中流部の急勾配区間がなく、その縦断形は下流ほど緩勾配になるようである。

5) 花崗岩山地で保存される隆起準平原地形

隆起準平原は山地の隆起が第四紀になってからとくに激しかったために、山地の周辺では激しい侵食が進行しているものの、それがまだ山頂部には及ばないために、小起伏面が残されている地形であると説明されること多い。しかし、多賀山地から東流する諸河川の縦断形の成り立ちについて調べ、とくに急勾配の峡谷区間では、河床は新鮮な花崗岩の岩盤からなり、河川の運搬物質は砂のために、侵食が不活発は区間であることがわかったことから、花崗岩からなる山地であるために準平原地形は形成され、また保存されているということを強調すべきであると考える。

すなわち花崗岩は新鮮だと風化・侵食抵抗性が高いが、第三紀の準平原時代移行の長年月にわたって地表にさらされてきた部分は深層風化によって花崗岩の構成鉱物である結晶粒単位に分離してマサと呼ばれる砂のようになっている。これが小起伏面を発達させた原因であり、また山地の隆起によってその縁辺部に生じた急勾配区間を長期間存続させている原因と考えられる。中国準平原面・吉備高原なども花崗岩からなる山地に保存されている。

要するに、これらの山地ではその縁辺部に新鮮な花崗岩の岩盤が露出する峡谷区間があつて下刻が上流へ及ばないために、上流の丘陵は風化した花崗岩からなるにもかかわらず侵食されず、土砂流出が生じないという悪循環に陥っている。もし花崗岩山地から山地崩壊によって粗大な礫が大量に供給されれば、河川の下刻速度は一転して大きくなり、山地はますます深く開析されて岩宵の供給量は増大するという正のフィードバックが働くようになるであろう。鈴鹿山脈や飛騨山脈などはこのような状態にある山地と考えられる。花崗岩は上述した対照的な山相を生じる岩石であるといえよう。

VII おわりに

阿武隈山地南部の多賀山地を流れる5つの河川についてその縦断形の特徴を調べ、その成り立ちを考察した結果、以下のことが明らかになった。

山地外縁部に位置する急勾配の峡谷区間は、河床の粗度の大きさを反映した動的平衡勾配になつてい

る可能性が高い。河床の粗度は短期間に変化しないと考えられるから、この急勾配区間の勾配が短期間に緩くなるような侵食が生じるとは考えにくい。

また、急勾配の峡谷区間は、その河川流域の中では相対的に侵食の盛んな区間であるとはいえる、他の河川と比較すると絶対的には侵食のきわめて不活発な区間であると考えられる。河床・河岸は風化・侵食に対する抵抗性の高い新鮮な花崗岩の岩盤からなり、その上を流れる河川は上流の小起伏山地からもたらされる少量で細粒の砂礫を運搬しているためであり、このために河川による下刻は上流へ進まず、上流の小起伏山地が保存されていると考えられる。

もし粗大な岩屑が多量に供給されれば、河川による侵食作用は一転して強まり、下刻は上流へ及んで上流山地は開析され、供給岩屑量はますます増加して、山地の起伏はさらに大きくなるであろう。

このように、花崗岩からなる山地には、新鮮な花崗岩の岩盤はきわめて強いが、それが風化すると花崗岩の構成鉱物に分解して砂になるという性質のために、隆起準平原というユニークな地形が形成され、しかもそれが長期間にわたって保存されるのであろう。

謝 辞

本研究は池田雄二による筑波大学第一学群自然学類の平成9年度卒業論文を加筆・修正したものである。研究を進めるにあたり筑波大学地球科学系の地形分野の先生方にご指導を頂いた。同級の小山力さん、斎藤健一さん、高木優さん、平野由佳さんにはフィールド調査などで協力を頂いた。このほか本研究に際してご協力を頂いたすべての方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 大矢雅彦（1972）：阿武隈山地南部の自然と崩壊。水利科学, 16, 46-60.
貝塚爽平・鎮西清高編著（1986）：『日本の山〔日本の自然2〕』岩波書店, 259p.
小池一之（1968）：北阿武隈山地の地形発達。駒沢地理, 4・5号, 109-126

- 佐藤浩（1991）：阿武隈川、郡山－福島間における急勾配区間の成因. 筑波大学水理実験センター報告, 16, 158-159
- 杉浦友宣・池田 宏（1993）：山地河川勾配に与える河床の凹凸の効果に関する実験的研究. 筑波大学水理実験センター報告, 18, 139-149
- 多井義郎（1975）：中新世古地理からみた中国の準平原問題. 地学雑誌, 84, 133-139
- 早川唯弘・三島正資（1997）：茨城県多賀山地の侵食小起伏面と崩壊の分布. 茨城大学教育学部紀要（自然科学）, 46号, 1-19.
- 目崎茂和（1978）：北阿武隈山地諸河川の河床縦断形. 琉球大学法文学部紀要集, 21号, 史学・地理学篇, 105-142.