里川の地形と堆積物

成田層研究会（茨城大学教育学部地学研究室）

はじめに

今回，茨城県自然博物館の県北部地域総合調査の一環として，里川を取り上げ，地形や堆積物の調査を行った．当研究室では，すでに十年以上にわたって那珂川の微地形や堆積物について研究を進めており，この調査では，那珂川との相違点にも注目した．特に，里川の流路を規制している棚倉破砕帯との関係，供給源が花崗岩類である場合の特性などが注目される．現在までに，里川の地形と堆積物について判明した研究成果の概略を述べる．

里川の概要

久慈川の支流である里川は，延長 49.1 km で流域面積 212.9 km^{2}を占める．里川は阿武隈山地南端の西側をほぼ南北に流れる短い河川であるが，久慈川では最も長い支流である．福島県との県境，久慈郡里美村の阿武隈山地を源流域として南西に流れ，里美村長戸で南に方向を変え，福島県白河郡棚倉町から常陸太田市に至る棚倉破砕帯に沿ってほぼ直線的に南下し，久慈川の河口近くで合流する（図 1）．後背地には，花崗岩類が広く分布し，新第三紀の堆積岩類の分布は狭い．短い河川ではあるが，上流域でも谷幅の広い地点があり，崖崩れが多いため護岸工事がなされ，農業用水を取り入れるための堰がいたるところに作られている．人為的な影響の強い河川と言える．

図 1．里川流域図および調査地点．

里川の集水域は，右岸側よりも左岸側が圧倒的に広い．左岸流域では，優勢な花崗岩のほか片麻岩や結晶片岩，班れい岩が分布し，その下流側では阿武隈変成岩類の緑色片岩などが広く分布する（斉藤ほか, 1992）．左岸の流域沿いに中新世の砂岩，シルト岩がわずかにみられる．狭い右岸側集水域には，破砕された花崗岩のほかに中新世の堆積岩類，主に礫岩，角礫岩が分布する．河床には，しばしば岩盤が露出し，断層破砕帯が多くの地点でみられる．破砕帯の露頭は未固結で侵食されやすい．

河床堆積物としては礫が多く，特に花崗岩の巨礫が優勢で，結晶片岩や片麻岩，砂岩などの礫もみられる．

里川の地形と河床の状況

地形図から，断層が通っている方向，河川流路の変化，集水域の広さなどが読み取れる．また，里川の河床や河岸の露頭現場で，地層や河床の微地形・堆積物を観察した（図 1）．

1.　地形図からの情報

地形図では流域面積の広さ，河岸に広がる沖積地形，支流の位置などを検討した．利用した地形図は，国土地理院発行の 5 万分の 1 の地形図「大子」「高萩」「日立」と，2 万 5 千分の 1 の地形図「里美牧場」「袋田」「大中宿」「竪破山」「町屋」「常陸太田」「常陸久慈」である．

A．沖積低地の幅

2 万 5 千分の 1 の地形図を用い，山地の間を流れる里川両岸に挟まれる平地を沖積低地をとして，地形図からその幅をもとめた（図 2）．

里川の最下流域（合流点から 10 km の茅根町まで）では低地を流れ，それより上流の里川は山間地を流れる．主に山間地を流れる上流（長戸～茅根町）では，沖積低地の川幅は，狭くなったり広くなったりして一様でない（図 2）．特に，図 2 の折橋宿～福泉の区間で

は，急に川幅が狭くなっている．それに続く福泉～下深萩の区間では，川幅が 100 ～ 300 m の範囲で変化するが，この区間より下流では沖積低地の幅が急速に広がって久慈川に合流する．図 2 の折橋宿～福泉の区間は,図 12 ①の区間にほぼ相当し,円磨度が低下している．

B．河床勾配

2 万 5 千分の 1 の地形図を用い，各調査地点の海抜高度を読み取り，グラフに現わし，およその河床勾配をもとめた（図 3）．河床勾配の曲線をみると，①，③，④の区間で比較的急な勾配になっており，特に③の地点で急である．②，⑤はゆるやか勾配で，河川の流れも①，③，④よりも穏やかである．

2.　露頭の観察

A．各調査地点の状況

里川の岩盤を構成している花崗岩や新第三紀中新世の堆積岩の性質を述べる．また，断層の影響についてもふれる．河床の調査地点においては，河床堆積物，砂礫堆などの微地形，流路の変化の様子などを観察し，それぞれの調査地点の特徴をまとめて示す．

①里美村和見，里川右岸付近の露頭：

里川の河床および両岸では，断層破砕帯が多くの地点で観察できる（図 4）．花崗岩などの基盤岩が破砕を受けて，露頭の観察では礫状の塊部と破砕部に分けられる（図 5）．しかし，塊状部分でもハンマーで容易にさいころのように細かくなってしまうことが多く，圧

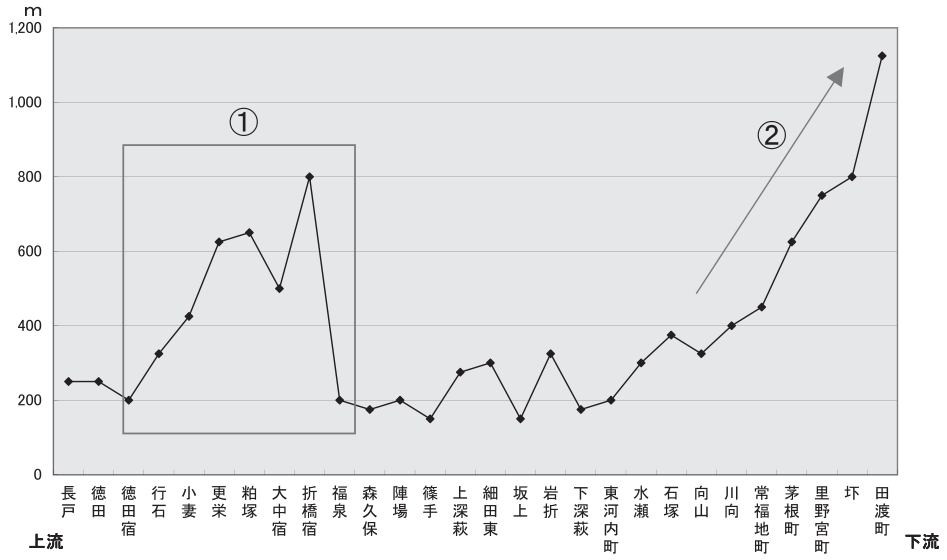

図 2．里川流域における沖積低地の幅．

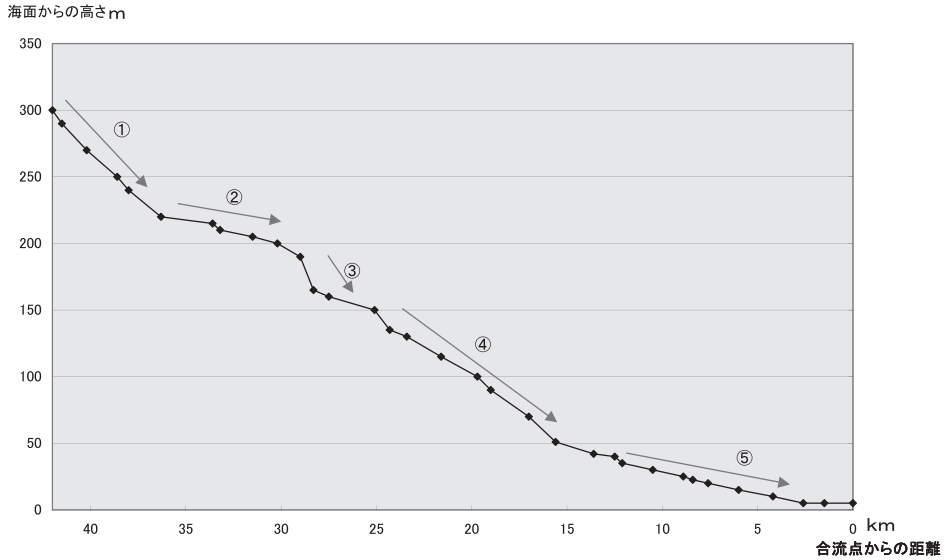

図 3．里川の河床勾配．

図 4．里川右岸橋下の破砕した花崗岩（里美村和見）．

図 5．里川右岸の道路沿いでみられる破砕された花崗岩（里美村和見）．

砕の影響が強いことがわかる．

②日立市下深荻町付近の河床：

この地点の河床には，花崗岩や片麻岩，結晶片岩の礫からなる礫岩が認められる．花崗岩礫が圧倒的に多く，拳大以下の小さなものは角礫状であるが，数十 cm を超える 1 m ほどの礫は円礫である．特筆すべきことは，長径が 5 m をこえる花崗岩の巨礫が河床の中央で観察されたことである（図 6a）．この礫は河床に鎮座しており，その基底部が接する部分は明らかに礫岩の基質部分である（図 6b）．また，拳大の結晶片岩礫の一部は角が取れて表面が滑らかであり，流体で運搬されたように見える．基質は，肉眼観察によれば，マサ状で黒雲母の大きな結晶が含まれている（図 7a，b）．このような観察結果から，この礫岩は通常の流水によって運搬されたものではなく，土石流などの高密度の流体によって断層によって形成された谷へ集積したようである．

③常陸太田市幡町の河床：

里川が低地にでるとしばしば交互砂礫堆を形成している．平常時の水深は淵でも 1 m ほどで浅く，堆積物は中礫以下の砂礫を主とする．

この地点では，里川がゆるく左へ向かって蛇行しているが，砂礫堆は明瞭なフォーセットをもち，交互砂礫堆の性質を示す（図 8a）．砂礫堆の長さは約 200 m，幅 50 m で，表面には厚さ 10 cm ほどのデユーン（砂堆）が発達している（図 8b）．図 9，砂礫堆の横断･縦断面

図 6 a．里川河床の巨礫（日立市下深萩）．

図 6 b．巨礫基底部と接触している中新世の礫岩層．

図によれば，全体としては上流側へゆるく傾斜し，砂礫堆下流部の左岸側には，増水時の流路，シュートチャネルがみられ，しばしば溜り水から沈澱した薄い泥層が砂礫をおおっている．地形縦断面図の 0 m 地点での堆積物の状況は，図 10a，b に示す通りである．粒度分析の結果によれば，中礫の－ 5 ～－ 4 ϕ と粗粒砂 0 ～ 1 ϕ に最瀕値をもつ．主に粗粒砂からなる基質は，花崗岩起源の砕屑粒子である．

B．里川の河床堆積物

本研究では流路を規制している破砕帯と河川との関係を考察するために，里川全域における最大礫径および円磨度の変化について調査をおこなった．一般に河川で運搬される礫は河川を下るほど破砕で粒径が細かくなり，割れにくい礫は磨耗して角が取れ円礫へと変化していく．最大礫径の変化は，河川の運搬作用や礫の供給源を検討するに当たって重要である．円磨度はその礫が供給されてからの運搬距離を推定するときの情報を与えてくれる．

①最大礫径

最大礫径の調査は，調査地点で 20 m × 20 m の範囲で長径が大きい礫 20 個を選びだし，長径・中径・短径を計り，平均礫径（$\sqrt{\text{長径・中径・短径}}$）を求めた．長軸の大きな礫は大部分，花崗岩であった．特に，上流域では花崗岩が卓越していた．

図 11 によれば，平均礫径の最大値は最上流の調査地点，長戸である．長戸から粕塚まで減少傾向にある

図 7 a．里川河床の礫岩層（日立市下深萩）．

図 7 b．この礫岩層の拡大写真．

が，一時的に徳田宿で平均礫径が下がっている（図 11 矢印①）．粕塚から折橋宿までは低い値が続き，大きな変化は見られない（図 11 矢印②）．その後，坂上まで増加し（図 11 矢印③），坂上から合流点まで全体として減少傾向となり，途中石塚で一時的に大きくなる．（図 11 矢印④）

上述の平均礫径の変化をまとめると，次のようになる．

A．長戸（合流点から 42.0 km）～粕塚（33.2 km）：平均礫径が急激に減少する流域．

B．粕塚（33.2 km）～折橋宿（31.5 km）：平均礫径が小さく変化がない．

C．折橋宿（31.5 km）～坂上（23.4 km）：平均礫径が増加する流域．

D．坂上（23.4 km）～常福地町（12.1 km）：平均礫径が減少する流域．

E．常福地町（12.1 km）～上土木内町（合流点）：平均礫径が小さく，その変化がほとんどない．

最大礫径が突然減少する地点は徳田宿（図 11 矢印①）で，増加する地点は石塚（図 11 矢印④）である．いずれも直ぐ上流の調査地点から 2 km も離れていない．また，堆積物に影響を与えるような大きな支流もなく，自然に現在の状態になったとは考えにくい．この問題については後述する．

②円磨度

円磨度は，里川流域で普遍的に見られる花崗岩礫を

図 8　a．里川の交互砂礫堆（常陸太田市幡町）．

図 8　b．この砂礫堆の表面に発達する砂堆．

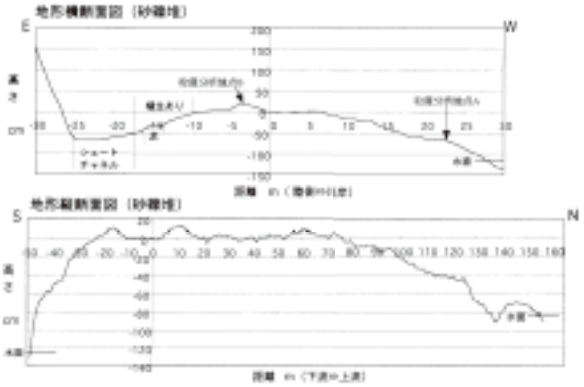

図 9．図 8 の交互砂礫堆の縦断・横断面図．

対象として，円磨度印象図（Krumbein，1941）と比較して求めた．円磨度の測定は 5 m × 5 m の河床で－ 6 ϕ ～－ 5 ϕ の間の礫を任意に 50 個選びだしておこなった．

図 12 に示したように，円磨度は最上流の長戸で最も低く，合流点付近の上内田で最も高い 0.64 である．円磨度は上流から下流に向かって全体的に上昇傾向を示すが，その値は低い．しかし，細かくみると，折橋宿から陣場にかけての区間を含め（図 12 矢印①），円磨度が下がる地点がいくつか見られる．各地点での円

図 10　b．粒度分析をした付近の堆積物．

図 10　a．図 8 の交互砂礫堆の堆積物．

磨度の頻度分布をみると，その平均値が高い地点でも，円磨度が 0.1，0.2 程の角ばった礫を含んでいることが多い．

C．　里川と那珂川，鬼怒川における河床堆積物の比較

当研究室では，長年にわたり茨城県の代表的な河川である那珂川の地形・堆積物の調査を進めている．また，平成 14 年度には同研究室，上野和子によって，鬼怒川の河床地形の調査が行われた（上野，2002）．里川河床堆積物の特徴をより明らかにするために，那珂川，鬼怒川の調査結果と比較，検討した．

里川，那珂川，鬼怒川の長さを比較すると，里川約 50 km に対し，那珂川約 150 km，鬼怒川約 120 km である．

①那珂川

最大礫径の変化を比較すると，平均礫径が途中で大きく上昇している地点が両河川ともに見られる（図 13）．那珂川のこの変化の原因は，調査地点の間で合流している支流（木須川）が玄武岩の巨礫を供給していることなのに対し，里川では最大礫径に影響を与えるような巨礫を供給する支流は見当たらない．里川の流路長は那珂川に対し約 3 分の 1 しかない，短い河川であるが，多様な最大礫径の変化を示すことが里川の大きな特徴である．

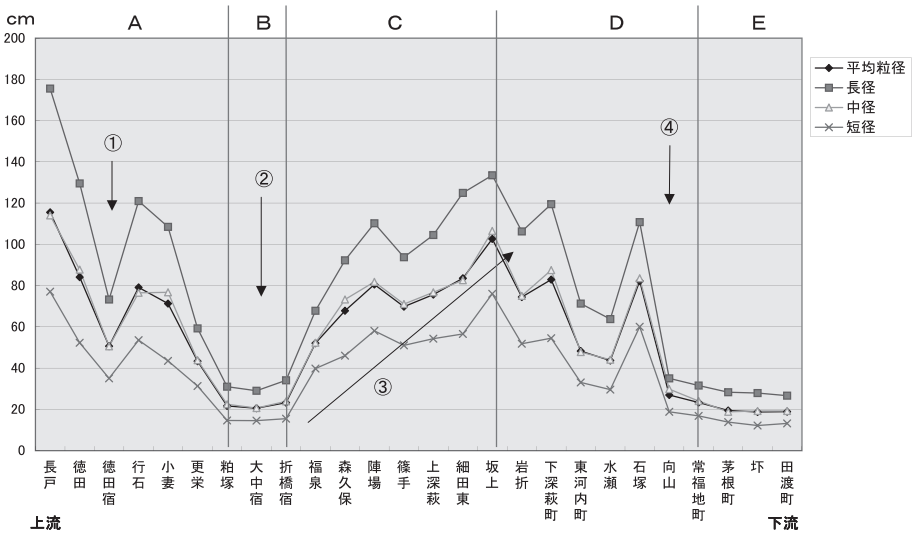

図 **11** . 里川河床堆積物の礫径.

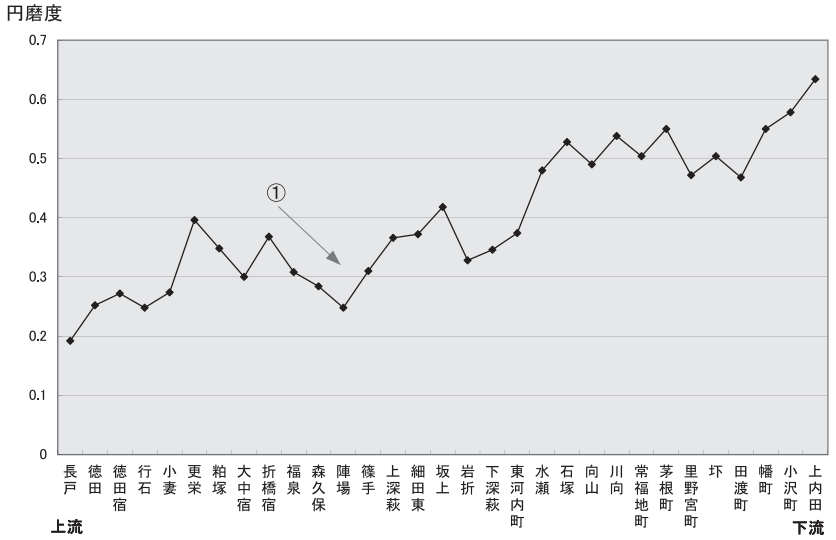

図 **12** . 里川河床堆積物の円磨度.

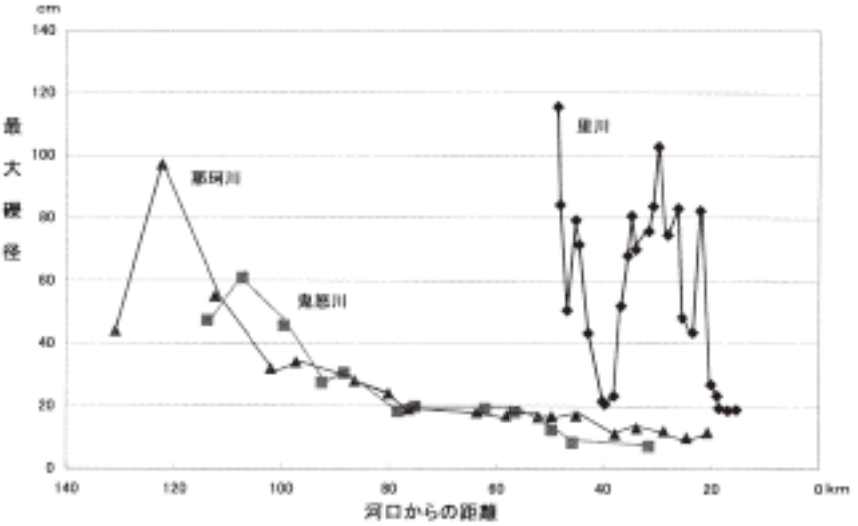

図 **13** . 里川・那珂川・鬼怒川の最大礫径.

②鬼怒川

里川と鬼怒川の資料から，明確な違いが指摘されるのは円磨度の変化である．鬼怒川の円磨度は約 120 km の全区間でも，0.2 程しか上昇せず，さらに，円磨度の変化はゆるやかに合流点まで上昇している．それに対して里川は流路の長さが鬼怒川の約 2 分の 1 だが，上流から合流点までの円磨度の変化幅が約 0.4 である．さらに，円磨度は小刻みに上昇下降を繰り返しながら久慈川に合流点に向かう．里川河床堆積物の円磨度は，短い距離で大きく上昇することと地点ごとの変化が著しいことで特徴付けられる（図 14）．

里川と比較した那珂川・鬼怒川の調査流域は主に沖積低地に当り，里川は山地間を流れる河川で状況が異なっている．その影響も考えられ，今後，那珂川，鬼怒川の上流などの山地帯を流れる河川との比較が必要である．

D.　里川河床堆積物にもたらされる人為的影響

最大礫径調査の結果，最大礫径が突然減少したり，増加したりする調査地点がある．前述したように，突然減少する地点は徳田宿（図 11 矢印①）で，増加するのは石塚（図 11 矢印④）である．いずれも一つ上流の調査地点から 2 km も離れていない．また，堆積物に影響を与えるような大きな支流もなく，自然に現在の状態になったとは考えにくい．河川全域で護岸工事が進んでいることも考慮すると，人為的要因が絡んでいると考えられる．徳田宿では両岸がコンクリートで固められている．この工事を進めるに当たって大きな礫が邪魔で取り除いたのではないかと推定しているが，確認はできていない．石塚では，調査地点の近くに堰が作られており，地形を整えるために中国産の花崗岩の巨礫を入れたことが付近の住民の話から明らかになった．

E．礫の供給源

最大礫径の調査結果（図 11，①）より，折橋宿まで最大礫径が小さくなり再び増加をはじめることと円磨度の結果（図 12，①）より同調査地点の折橋宿から陣場にかけて円磨度が下降していることから，折橋宿より下流に礫の供給源があるのではないかと考えられる．那珂川の上流から下流までの最大礫径の調査（関ほか，1997）では，一時的に最大礫径が上昇する地点が見られることが指摘された．これは支流が礫の供給源となり最大礫径に影響しているものと考えられている．しかし，里川において巨礫を運搬してくるような大きな支流はこの地点にないことに加え，いくつかの調査地点にわたって徐々に増加していることからも支流とは別の影響が考えられる．

ここで地形図から求めた沖積低地の幅（図 2）をみると，折橋宿から下流に下るにしたがって，その幅が狭くなっていることに気付く．さらに河床に圧砕岩が露出していることから断層の影響を受けていることがわかる．このことから，礫の供給源の一つの可能性として，断層によって付近の山体が崩れて礫が河床に供給されたことが考えられる．他の可能性として，過去に堆積した礫が再び洗い出されて供給されたということが考えられる．下深萩（合流点から 19.7 km）では，中新世の礫岩層から角の取れた巨礫が洗い出されている様子が観察できる．また，河岸段丘の堆積物が侵食を受け，河川に礫を供給することも考えられる．

里川の流路区分

里川の沖積低地の幅，河床勾配や平均粒径，円磨度をまとめたグラフを図 15 に示す．一つの図面で 4 つ

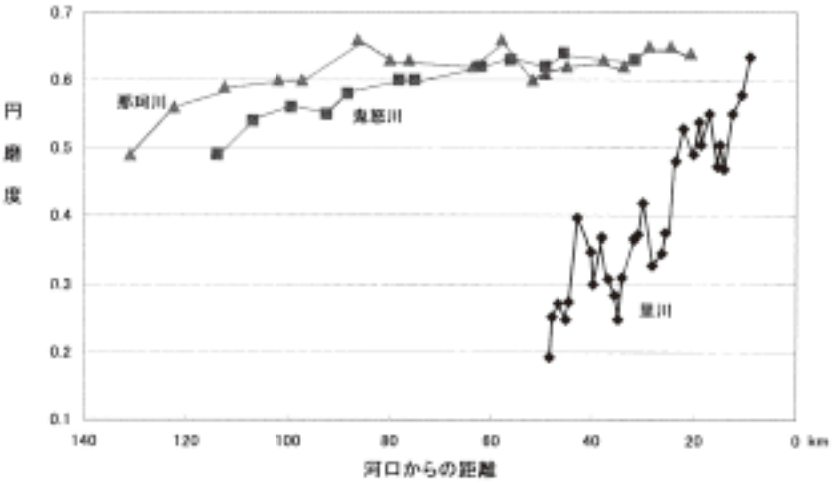

図 14．里川・那珂川・鬼怒川の円磨度．

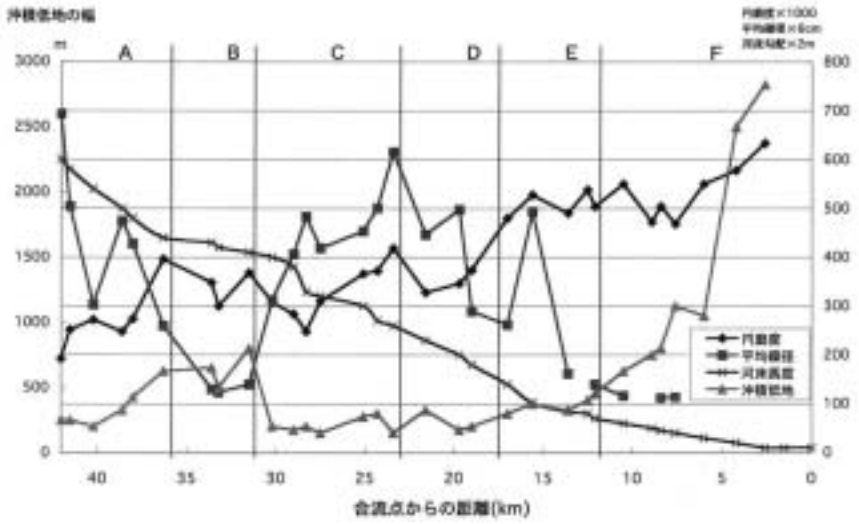

図 15. 里川の流路区分.

の数値を比較するために，河床勾配は 2 倍し，平均粒径は 6 倍にして表示した．下記の A ～ F は図中の区分に対応している．

A.（合流点から 42.0 km ～ 36.0 km）：河床勾配が急で，平均粒径が急激に下がる地点である．

B.（合流点から 36.0 km ～ 31.5 km）：河床勾配が A と比較して穏やかになり，平均粒径が下がった状態で変化が少ない．また，沖積低地の幅が急に広がっている流域である．

C.（合流点から 31.5 km ～ 23.4 km）：河床勾配が再び急になり，平均粒度が上昇する．平均粒径の上昇と逆に円磨度は下がり，角ばった礫が増える．B で広がっていた沖積低地の幅はここで狭く変化する．

D.（合流点から 23.4 km ～ 17.0 km）：平均粒径が下がり円磨度が上昇する．また，河川には河岸段丘の発達が見られる．

E.（合流点から 17.0 km ～ 12.1 km）：データの内容は D と類似しているが，地形を観察すると，D で発達していた河岸段丘の発達が不明瞭になる．さらに，河川は大きく蛇行しはじめ，攻撃斜面では 20m 以上の崖を形成している．

F.（合流点から 12.1 km ～合流点まで）：河川が山地間から平地を流れるようになるために，沖積低地の幅は急激に広がる．平均粒径は下降しほとんど変化しなくなる．河床勾配はゆるやかで，流速も上流に比べるとゆるやかである．

今後，里川の特性を明らかにするために，棚倉破砕帯との関係や河岸の地形，河床の微地形・堆積物について調査を進める予定である．

引用文献

Krumbein, W. C. 1941. Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.*, **11**, 64-72.

斉藤登志雄・高橋治之・天野一男．1992．“棚倉断層周辺新第三系地質図”茨城大学理学部．

関　辰洋・作田　誠・多賀谷重豊・牧野泰彦．1997．那珂川河床の砂礫質堆積物．茨城大学教育学部紀要，(46)，63 － 84．

上野和子．2002．鬼怒川の地形と堆積物．茨城大学教育学部卒業研究，61pp.

調査研究および執筆

牧野泰彦（茨城大学教育学部教授）
松本　現（茨城大学教育学部地学研究室）
藤曲和磨（茨城大学教育学部地学研究室）
金谷　晋（茨城大学教育学部地学研究室）