

台地に沿う鬼怒川・小貝川中流の地形発達

Sedimentary Controls on the Migration of Sand-Bedded Meandering River Channels

松本至巨*・池田 宏**

Yoshinao MATSUMOTO and Hiroshi IKEDA

I はじめに

われわれの主要な生活舞台である河成平野の成り立ちについては、気候変動や海水準変動と関連させて、その地形発達史が明らかにされてきた(例えば、貝塚・森山, 1969; 平井, 1983)。ところが、なぜそのような地形変化が生じたのかという、平野の地形形成プロセスについては十分検討されてこなかった。

例えば、鬼怒川・小貝川周辺の地形についても、小貝川低地はかつての鬼怒川のつくった低地であることや、鬼怒川が2万5千年ほど前までは小貝川低地から筑波山の麓を流れて、霞ヶ浦の底を流れていたこと、さらには、最終氷期の下刻によって生じた谷が後氷期に厚い土砂によって埋積されたことなどは明らかにされた(たとえば、池田ほか, 1977)が、どのようにして、なぜ流路変更が生じたのかといったようなことは十分に議論されてはいない。

鬼怒川・小貝川中流は、下妻から水海道の間で、台地に挟まれた幅4 kmほどの低地内を低地の中央部を流れず、低地の両端の台地寄りを流れている。本研究では、鬼怒川・小貝川が低地の中央部を流れず、台地よりを流れる理由を明らかにする。

低地を流れる河川流路の位置を支配している要因が明らかになれば、その知見はさまざまな場所で行われている人為的な地形改変、たとえば、河道の側方移動を考えた堤防の建設や河道の付け替えや河川沿いの地域における安全な住宅地等の開発などに活かされると期待される。

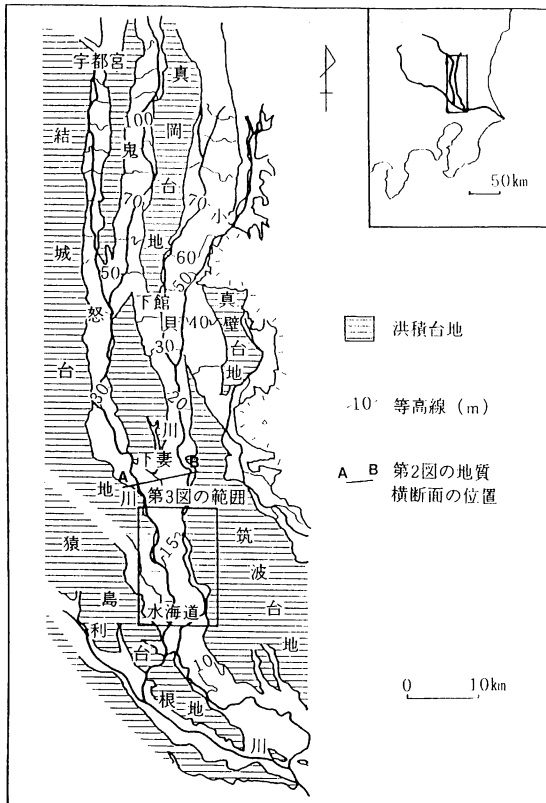
II 調査地域の概観

鬼怒川は帝釈山地に発して、宇都宮付近から南流し、守谷で利根川に合流する。また小貝川は那須南部の丘陵地から南流し、取手付近で利根川に合流する。いずれも、関東平野に出てから利根川に合流するまでの中流部では、筑波台地・真岡台地・結城台地などの洪積台地に挟まれた低地を流れている(第1図)。これらの低地は過去に鬼怒川によって形成された河成平野で、小貝川をはじめとする小河川は、鬼怒川の旧流路跡を流れている(貝塚, 1957)。なお鬼怒川および小貝川がそれぞれ水海道および藤代以下で猿島台地を開削したコースをとっているのは、江戸時代に行われた人為的な瀬替えの結果である(池田ほか, 1977; 大河原, 1992)。

鬼怒川が現在流れている低地は、下館の西方にある川島付近(河床高度海拔35m)より上流では縦断

*筑波大学第一学群自然科学類(現 筑波大学大学院地球科学研究科) **筑波大学地球科学系・水理実験センター

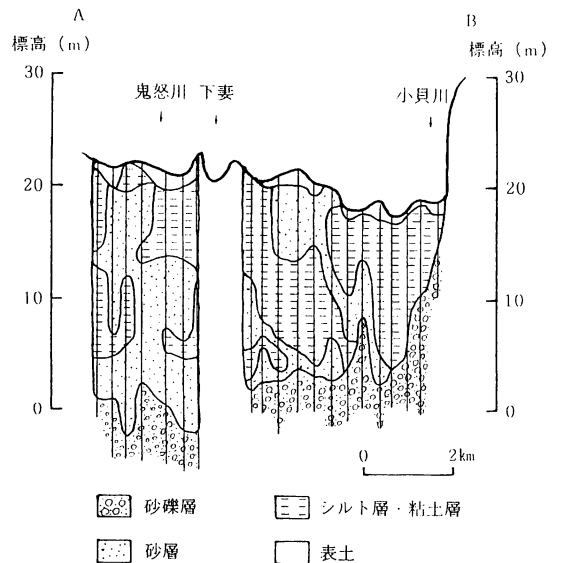
勾配が $1/300 \sim 1/500$ と大きく、その上を流れる鬼怒川は河道幅が大きく、砂礫で構成された河床には砂礫堆が形成されていて、低水時には水流が網状流を呈する扇状地性の河川となっている。これに対して川島より下流では、勾配が $1/1,200$ と急激に小さくなり、鬼怒川の現河床は砂となり、河道幅が小さくなるとともに河道の深さが急増する。石下より下流では、低地の縦断勾配は $1/2,500$ 程度とさらに小さく、極めて低平になる。小貝川が流れる低地では、このような低地の縦断勾配の急変現象がより顕著であり、下館の下流の黒子橋（現河床高度、海拔20m）付近を境に、上流側で $1/500$ 、下流側で $1/4,000$ となっている（池田ほか，1977）。本研究の調査区間はこれらの縦断勾配の急変点より下流の砂床区間である。



第1図 鬼怒川・小貝川低地と周辺の台地

鬼怒川・小貝川低地は、約2万年前の最終氷期に古鬼怒川の侵食によって生じた谷が、後水期に埋め立てられた埋積谷である（第2図）。鬼怒川は最終氷期の最大海退期に、それまで流れていた協和台地・桜川低地から、小貝川が現在流れている低地へ流路を変えて下刻を始めた（池田ほか，1977；鈴木，1980）。当時は海水準が-100m前後まで下がっていたため、低地は深く侵食され、台地面と谷底との比高は、下妻付近で25m、谷和原付近で50mにおよび、さらに下流へ行くほど深くなっていた。古鬼怒川が当時この谷に堆積させた砂礫が、現在も埋没谷の底に残されている沖積層基底礫層である。

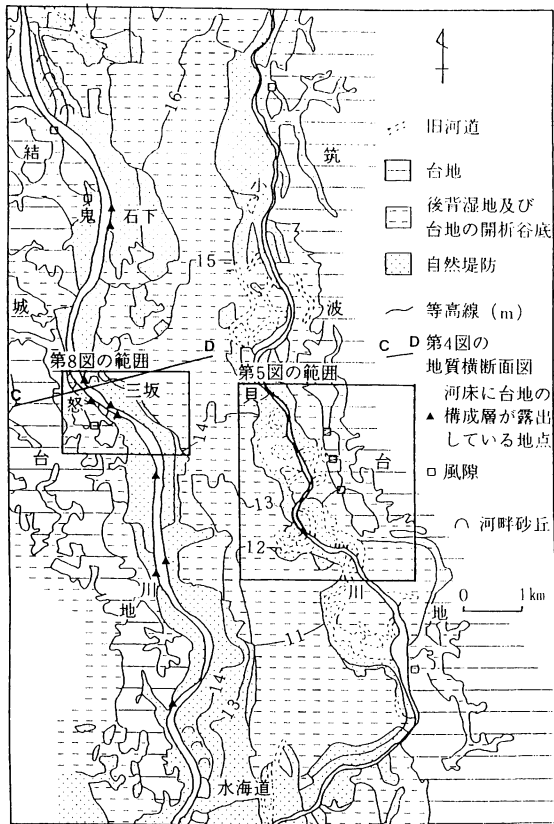
その後1.5万年から始まった後水期の海進によって、古鬼怒川の谷は古鬼怒湾として一部が沈水した。この時までには鬼怒川はさらに西方の現在の流路に移った。この後に沖積層基底礫層の上に砂や粘土・シルトが徐々に堆積して埋積谷が生じた。埋積の結果、鬼怒川に流れ込んでいた多くの支川の出口は閉塞され、多数の池沼や排水不良地が形成された（池田ほか，1977；遠藤ほか，1983）。



第2図 鬼怒川・小貝川中流低地の沖積層（下妻付近）
（断面線の位置は第1図中に示す）
（東京電力㈱茨城支店（1976）筑南線經過図より作成）

Ⅲ 石下～水海道間の鬼怒川・小貝川低地と周辺の地形・地質

石下～水海道間の鬼怒川・小貝川低地は、東を筑波台地、西を結城台地・猿島台地に挟まれた東西幅約3～5kmの低地である（第3図）。低地の両側の



第3図 石下～水海道周辺の地形

台地には、飯沼川の谷をはじめとする多くの支谷（台地の開析谷）が発達している。低地内には、鬼怒川・小貝川に沿って自然堤防がよく発達しており、それらの背後は後背湿地となっている。この低地の中央部の後背湿地は、低地の中で最も低く、その中央部には排水を目的とした八間堀川がつくられた。

この区間の鬼怒川・小貝川は、低地の中央部の低いところを流れず、筑波台地寄りを小貝川が、結城・猿島台地寄りを鬼怒川がそれぞれ南へ流れている。鬼怒川と小貝川は古くからこのような形で流れてい

たのではなく、もとは鬼怒川が下妻の西方から東へ向きを変え、比毛の付近で小貝川に合流し、現在の小貝川の流路を南下していた。このため、鬼怒川が堆積させた土砂が小貝川をせき止め、その北側は騰波の江と呼ばれる一大沼沢地となっていた。それが現在のような姿になったのは、10世紀前半に鬼怒川が現流路に転流してからのことであり、まだ1,000年しか経過していない（鬼怒川・小貝川サミット会議、1993、P.82）。なお、鬼怒川・小貝川の2つの河川が台地に寄ってそれぞれ分かれて流れるのは、この流域の中では下妻から水海道までの約20km区間に限られている。

第3図中のC-D間の地質横断面図を地質ボーリング資料によって描いた（第4図）。結城台地や筑波台地の構成層は、13万～8万年前頃におこった下末吉海進と呼ばれる最終間氷期の高海水準期に、この地域が古東京湾と呼ばれる浅海であったときに堆積した成田層相当層であり、とくにその中部層は砂質である。

これに対して低地は、前述したように後氷期に鬼怒川と古鬼怒湾の影響を受けて堆積した粘土・シルトや砂で構成されている。堆積層の標準貫入試験値（N値）は、台地構成層では全体として大きいのが、低地構成層では沖積層基底礫層のある標高約-10mに達するまでは小さな値になっており、台地構成層とは明らかに異なっている。このように台地を構成している主体はN値の大きい砂層であり、低地はN値の小さい粘土・シルトと砂で構成されている。

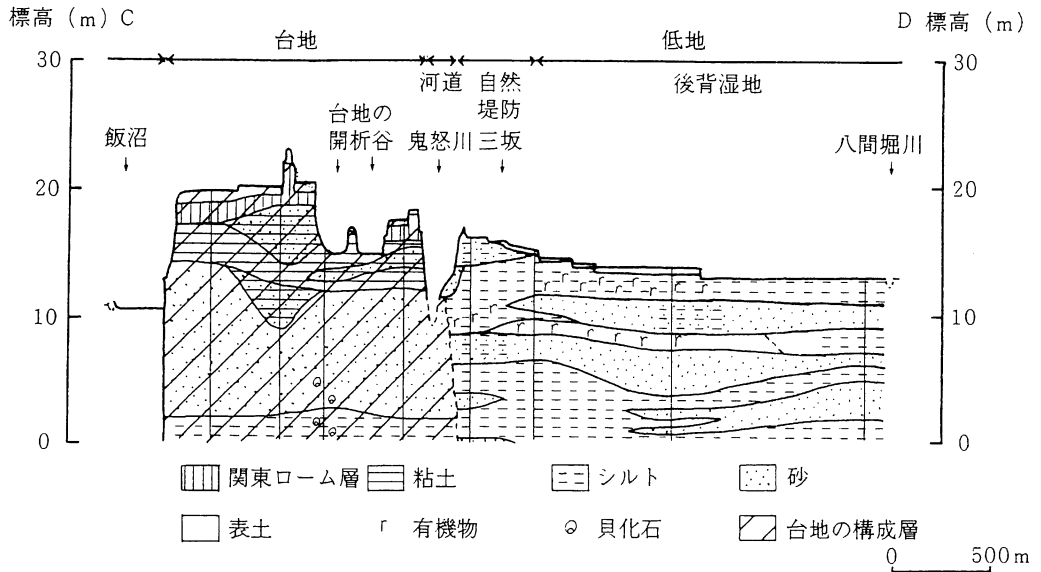
Ⅳ 台地に寄って流れる川

4-1 川が台地を側刻した地形・地質的証拠

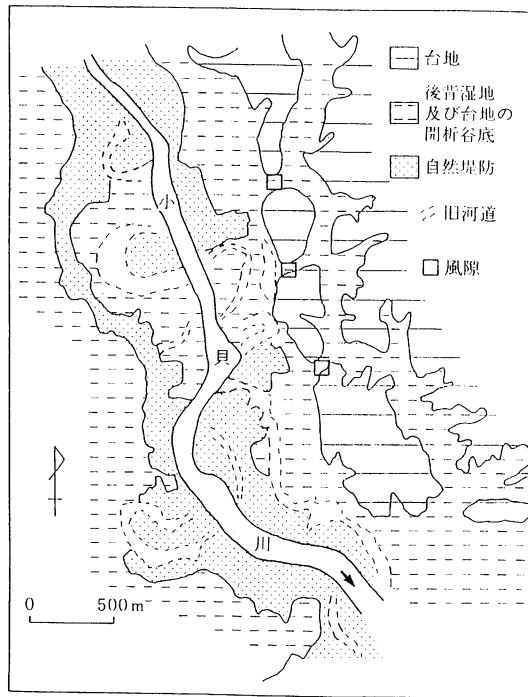
鬼怒川・小貝川低地の地形・地質を調べた結果、川が台地寄り流れているというばかりでなく、実際に台地を側刻したことを示す次のような地形的・地質的証拠が発見された。

(1) 風隙

地形的な証拠の一つとして、風隙（windgap）の存在があげられる。筑波台地の最も西を南北に流れる台地の開析谷には、東西にいくつもの支谷があるが、これらの支谷のうち、低地側から発したものの

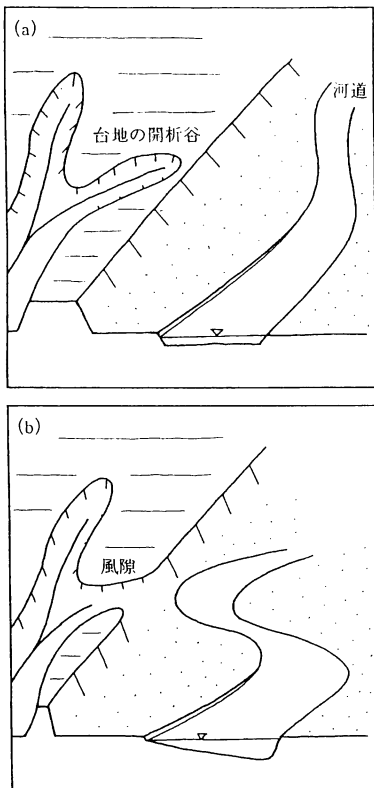


第4図 更新統からなる台地と完新統からなる低地
 (水海道大生郷町～三坂新田町)
 (断面線の位置は第3図中に示す)
 (東京電力(株)茨城支店(1982)岩井線地質柱状図より作成)



第5図 河川の側刻によって形成された風隙の例
 (位置は第3図中に示す)

上流部が侵食されて、低地の氾濫原とつながって風隙となつていところがある(第5図)。現在の小貝川は、台地から少し離れた氾濫原を流れているため、かつて台地を侵食していたようには見えない。おそらくは鬼怒川が過去に台地側に寄って流れて、台地を侵食したのであろう。開析谷と低地に挟まれた台地は、もとは東西方向に今より広く、南北方向に一続きであったと思われるが、川による侵食をうけて細くなり、風隙ができて島状にわけられたものと考えられる。このような風隙の形成過程を第6図に模式的に示した。



第6図 風隙形成の概念図

(a) 風隙ができる前 (b) 河川による台地の側刻後

氾濫原に近い台地の開析谷は、谷頭付近の地下水の供給が少ないために、谷頭侵食が進むことは考えにくい。したがって、風隙は氾濫原を流れる河川が台地を側刻したことを示す証拠となると考えられる。なお、とくに冬季の季節風の影響を受ける筑波台地

の西側の場合には、低地が古鬼怒湾だった時の波食による可能性もある。ただし、鬼怒川右岸側の風隙の成因はこれでは説明しがたい。

(2) 河畔砂丘

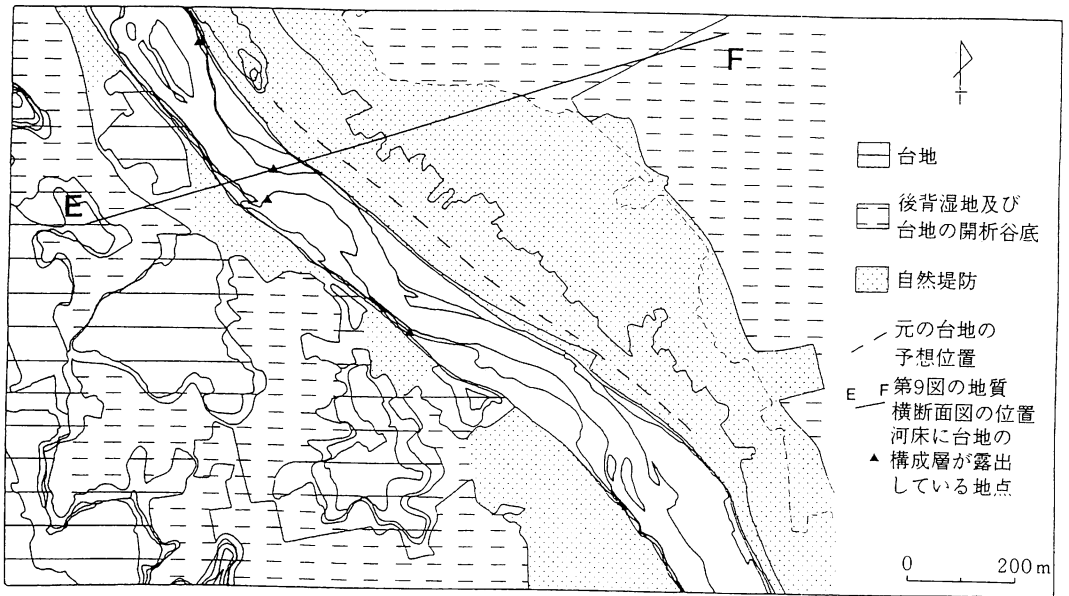
石下から水海道までの鬼怒川の左岸、すなわち台地と反対側には、北から若宮戸・中三坂・小山戸の3カ所に河畔砂丘がある(第3図)。若宮戸の河畔砂丘は、現在は砂利採取により小さくなったものの、以前は南北2~3km、2~3列の砂丘列からなる鬼怒川流域最大のものであった。また小山戸のものは、原形をとどめていて、高さ7m、南北幅400m、東西幅100mの大きさがあり、通称吹上山と呼ばれている(鬼怒川・小貝川サミット会議, 1993, p. 38)。周囲にある自然堤防堆積物より粗い砂からなるこれらの河畔砂丘は、この地域で冬に卓越する西風に運ばれた鬼怒川の河床砂が過去に長い年月をかけて堆積したものであり、鬼怒川の河道が過去長い期間にわたってこれらの河畔砂丘より西側、つまり台地よりで安定していたことを示している。

(3) 台地の構成層が露出している現河床

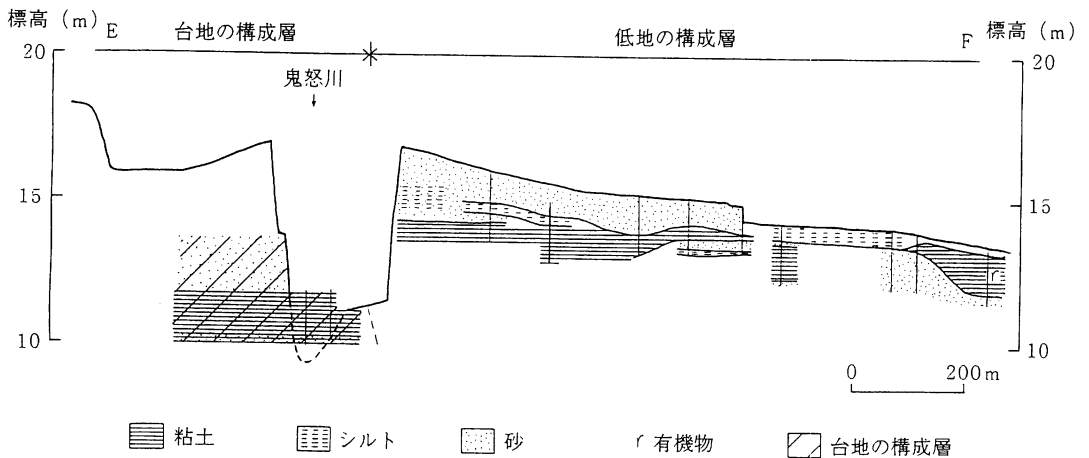
川が台地を側刻したことを示す地質的な証拠として、台地の構成層が石下から水海道までの鬼怒川の現河床のいくつもの地点で観察されたことがあげられる(第3図)この区間の鬼怒川の河床は、もとは砂で覆われていたが、主として1960年代に河床の砂が土木建築用資材として採取されたために河床砂がなくなり、その結果、固結したシルト・粘土が河床に露出した(第7図)。結城台地西端の鬼怒川の現



第7図 鬼怒川の河床に露出している台地の構成層 (水海道市三坂町)



第8図 水海道市三坂町・花島町付近の地形



第9図 砂質の台地構成層と泥質な低地構成層

(水海道市三坂町・花島町付近、断面線の位置は第8図中に示す)
(図中の縦線は検土杖による調査地点)

河床とほぼ同じ高さの露頭に、同様の地層が見られることから、現河床に露出している物質は台地の構成層があるといえる。すなわち台地の構成層が現河床に見られるということは、もともとは台地であったところを現在川が流れているということであり、川が台地を側刻したことを示している。

4-2 台地と低地の地質構成層の違い

石下～水海道間では、前述したように、全体的には台地は砂層からなり、低地は比較して細粒のシルト・粘土を主とする堆積物からなる。そこで、川が台地側へ寄って流れる原因を探るために、三坂・花島付近(石下と水海道の間)の地形・地質をやや

詳細に調査した。

三坂・花鳥付近では、鬼怒川が台地寄りを流れていて、台地の一部が河道と接しており（第8図）、川に近い台地は全て島状で、それらの間には3カ所の風隙があるなど、鬼怒川が台地を側方侵食したことを示している。また、鬼怒川の左岸（台地と反対側）には、自然堤防帯の中に周囲より5～6m高い河畔砂丘が発達していて、鬼怒川が台地に沿って流れ続けていることを示している。

具体的には、第8図のE-F線に沿って、鬼怒川河岸の露頭を観察し、また検土杖を用いて氾濫原の地質を調べた（第9図）。鬼怒川の右岸側（台地側）の河岸には下半部に砂が見られる。この一部は砂利採取以前の河床砂と思われる粗砂で、その堆積物上面の高度は現在の低位水面より2.8m高い位置にある。この高さは河床砂の採取以前の旧河床高度を示すと考えられる。その下位には台地の構成層であるやや固結した砂層とシルト・粘土層があり、後者は現河床に露出して、低位水面から60cmほどの高まりをなしている。

一方、左岸（低地側）の氾濫原構成層の表層は厚さ2～3mのシルト混じりの細砂層で、河畔堆積砂の集積した自然堤防堆積物とみられる。その厚さは後背湿地側へ薄くなる。細砂層の下位には粘土が比較的厚く堆積している。なお、河道から離れた後背湿地にも粘土が堆積しているが、この粘土中には有機物が含まれていて、それが一部グライ化（還元化）しており、河岸の粘土層とは層相がかなり異なる。

以上のように、砂利採取前の鬼怒川の河岸には、台地側には砂が、低地側に粘土があったことになる。

V 河川流路が台地に寄る理由

河川流路がその川をつくった河成平野の中央に位置するより、むしろ周辺の山地や台地に沿っているという事例は、扇状地上の河川をはじめとして、各地に見られる。しかし、非対称段丘の成因ともなるこのような流路の位置の支配要因については、まだ十分に明らかにされてはいない。

鬼怒川・小貝川中流の流路が台地寄りに位置するようになった原因としては、地殻変動・風・地下水・

人為的な河道の付け替えなどが考えられる。地殻変動について考えてみると、この地域で考えられる地殻変動は関東造盆地運動で、一般に東が高くなり西が低くなる。川はこの影響をうけると低くなる西へ動くと予想され、低地の西にある鬼怒川はさらに西へ、つまり台地側へ寄るが、東にある小貝川も西へ動き、台地から離れていくことになる。したがって現在のように、二つの川が低地の両端の台地寄りを流れていることを地殻変動では説明しにくい。

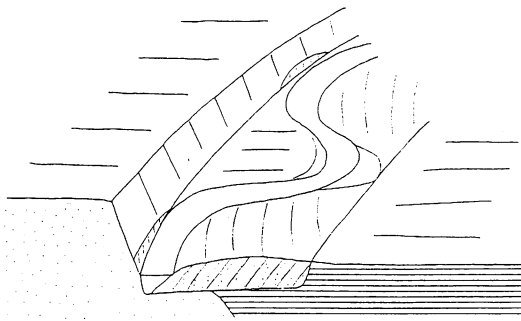
風についても同様で、この地域で冬に卓越する北西の季節風の影響によって、小貝川が台地に寄ることはあり得るが、西側を流れる鬼怒川は台地から離れていくということになり、風が原因と考えることもできない。

次に地下水の影響について考えてみる。台地の末端から湧出する地下水によって台地が侵食されて、低地が台地側へ拡大する可能性がある。しかし、実際の台地は開析谷によって小さな台地に分断されており、地下水侵食が有効に働きうるとは考えにくい。

人為的な河道の付け替えについてみても、この地域の歴史的な文献の記述にそのような記録はなく、またこれほど大がかりな付け替えが、過去に人為的に行われたと考えることは難しいと思われる。

ではなぜ鬼怒川・小貝川はそれぞれ台地に寄って流れるのだろうか。しかも、低地側へは移動せずに、ますます台地側へ移動した。この理由は、台地と低地の地質条件の違いに起因するのではないか、すなわち、砂からなる台地は河川水流によって侵食されやすいが、粘土をはじめとする凝集性の高い細粒物質からなる低地は川による侵食を受けにくいために、流路がひとたび台地に沿うと台地側へますます寄ることになると考えられる（第10図）。

鬼怒川・小貝川低地は過去数千年間に、主として鬼怒川の運搬土砂によって次第に埋積されてきた。埋積物がシルト・粘土を主とする凝集性の高い堆積物であることから、かつては鬼怒川の流れがいわゆる自由蛇行をなして、平野上を自由に側方移動したとは、埋積谷の堆積物が凝集性の高い堆積物からなることから考えにくく、以前から現在と同様に、蛇行帯の外側を凝集性の高い物質からなる後背湿地に



第10図 台地の縁を流れる川の模式図

制約された制約蛇行をなしていたと考えられる。そのような平野上では、鬼怒川の流路は次第に側方移動するというより、転流を繰り返したことであろう。まさに、現在の小貝川付近にあった鬼怒川の流路が低地の西側へ1000年ほど前に転流したように。

転流によって現在の八間堀川の位置に相当するような後背湿地を流れるようになった流路は、はじめは湛水した沼の中を、ついで後背湿地の粘土質の体積物を彫り込み、土砂が堆積するにつれて蛇行帯を発達させたことであろう。

そのような鬼怒川の流路がたまたま台地に沿うと、流路の低地側へは移動を制約されるため、次第に台地側へ流路が移動することになるのであろう。

なお、鬼怒川・小貝川低地において川が顕著に台地寄りを流れる区間はここで対象とした区間のみで、より急勾配の礫床河川ではそのような傾向は顕著ではない。

VI おわりに

以上述べように、石下～水海道間の鬼怒川・小貝川が、低地の中央部の低所を流れず、それぞれが台地寄りを流れている理由は、砂からなる台地のほうがシルト・粘土からなる低地より河川水流によって侵食されやすいため、すなわち、台地と低地との地質条件の違いに起因する差別侵食の結果であるというのが本研究の結論である。

この低地を流れる鬼怒川の流路は平野上をあらかじめ自由で側方移動してきた自由蛇行河道であるかように見えるが、実はシルト・粘土を主とする凝

集性の高い細粒物質からなる後背湿地堆積物に河道の側方移動を制約された制約蛇行 (Ikeda, 1989) をなしているという認識が、本研究の結論を導くにあって最も重要であった。

謝 辞

本稿は筆者のひとりである松本の卒業論文である。この論文をまとめるにあたり、筑波大学の地形分野の先生方から指導・助言を受けた。筑波大学水理実験センターの山本憲志郎さんと飯島英夫さん、筑波大学地球科学研究科の中野彰夫さん、研究生の原暁生さん（現在、(株)アイ・エヌ・エー）にはとくにフィールド調査をはじめ、論文作成に際してもご協力いただいた。地形学専攻の学生・大学院生、とくに加藤裕章さん（現在、岐阜県庁）には同じ研究室で始終アドバイスを受けた。なお、地質ボーリング資料の収集にあたっては東京電力株式会社茨城支店龍ヶ崎工務所の戸井田さんにお世話いただいた。これらの方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 池田 宏・小野有五・佐倉保夫・増田富士雄・松本栄次 (1977) : 筑波台地周辺低地の地形発達—鬼怒川の流路変更と霞ヶ浦の成因—。筑波の環境研究, No. 2, 104-113.
- 池田 宏 (1981) : 筑波地方の地形環境。筑波古代地域史の研究, 7-12.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) : 関東平野の「沖積層」。アーバンクボタ, No. 21, 26-43.
- 大河原弘美・池田 宏・伊勢屋ふじこ (1992) : 利根川・鬼怒川の瀬替えによる利根川中流低地の地形環境変化。筑波大学水理実験センター報告, No. 16, 79-91.
- 貝塚爽平 (1957) : 関東平野北東部の洪積台地。地学雑誌, 66, 217-230.
- 貝塚爽平・森山昭雄 (1969) : 相模川沖積低地の地形と沖積層。地理学評論, 42-2, 85-105.
- 鬼怒川・小貝川読本編纂会議・編集委員会編 (1993) : 鬼怒川・小貝川—自然・文化・歴史—, 鬼怒

川・小貝川サミット会議, 271p.

鈴木正章 (1980) : 茨城県協和台地の段丘地形と関東ローム. 地理誌叢, No.21, 34-35.

平井幸弘 (1983) : 関東平野中央部における沖積低地の地形発達. 地理学評論, 46-5, 339-356.

Ikeda, H. (1989) Sedimentary controls on channel migration and origin of point bars in sand-bedded meandering rivers. In Ikeda, S. and Parker, G. (eds.) River Meandering, Monograph Series, American Geophysical Union. *Water Resources Monograph*, 12, 51-68.

資料

東京電力株式会社茨城支店土浦工務所 (1976) : 筑南線新設工事地質調査 (第1工区).

東京電力株式会社茨城支店竜ヶ崎工務所 (1982) : 大生郷線新設工事 (3期) 地質調査.