静的地形・地質情報からの土木地質に必要な 動的地質情報の把握に関する研究 (II)

——沖積段丘から読みかえられる現象——

今 村 遼 平*

Study on Grasping the Dynamic Geological Information Requested for Engineering Geology Obtained from the Static Geomorphological and Geological Information

——On the Phenomena Translated from an Alluvial Terrace——

Ryohei IMAMURA

Abstract

In the previous paper (Imamura, 1976), author discussed on the importance of dynamic geological informations which are obtainable from static geomorphological and geological informations and principle of grasping methods, that is

- (1) type of dynamic geological phenomena
- (2) movement (displacement, variation, change) of the earth surface due to occurrence of the phenomena
- (3) time informations concerned with occurring these phenomena.

Although (3) was explained through concrete examples, (1), (2) where ended in a description of authors idea because of space limitations in the paper. Accordingly, grasping principle of (2) mentioned above is discussed in this paper through the concrete example, that is "alluvial terrace", on which will be important to engineering geology in the future in our country.

はじめに

筆者は前の報告(今村, 1976)で, 従来の土木地質で軽視されていた, 静的な地形・地質情報から得られる動的地質情報すなわち,

- (1) 動的地質現象^{*1}(営力)のタイプ
- (2) 現象発生による地表の動き(変位, 変動変化)
- (3) 現象発生に関する時間情報

などの重要性和その把握原理について, 考えを述べた。その中で(3)については多少の具体的な実例をあげたが, (1), (2)については紙面の都合で単に考えを述べるに終った。そこでここに新たに(1)に関して, 沖積段丘という具体的実例をとりあげ, 把握原理を実証しつつさらに詳

しく沖積段丘について筆者の考えを述べ, 大方の御批判と御教示を仰ごうとするものである。

従来, 地形学や地質学の分野では, 段丘の研究は成因の究明よりも, それを手段に地殻変動を明らかにしようという立場でのものが多かった(吉川ほか, 1973)。すなわち, 段丘の形態や構造, その時代的考察などの研究はかなり行なわれてきたが, 形成機構や堆積時の状態あるいはそれをもたらした営力などについての考察はあまり行なわれていない。ことに現河床からの比高が5m以下のような沖積段丘に関する研究は, きわめて少ない。

ところが前報で述べたような立場にたった土木地質学の方面からみると, 段丘という静的データから動的情報を得るために問題としたい対象は, 従来の地形学や地質学が主に対象としてきた洪積段丘や比較的高位の沖積段丘ではなく, 現河床からの比高が1m以下からせいぜい

* 国際航業(株)地質海洋事業部

*¹ ここでは, 外的営力のみを対象にあつている。

5m 程度までの段丘^{*2}である。洪積段丘は、それを堆積・段丘化した営力という面からみると、単なる過去の現象の痕跡にすぎず、現時点では問題にする必要はない。一方、ここで対象にしようとしているような沖積段丘は、過去の現象の痕跡に変わりはないが、数年から数 100 年（大きく見ても数 100 年）程度の過去に形成されたもので、今後も同様の営力がそこに働く可能性は充分にあり、土木地質上問題となる。すなわちここでは、主にそういった、従来沖積層としてほとんど無視されてきた低い沖積段丘面やその堆積物から、今後再び起る可能性があるようないかなる現象が、どう読みとれるかについて記す。

本研究は、建設省日光砂防工事事務所や立山砂防工事事務所、渡良瀬川工事事務所などの依頼で調査した結果（日光砂防：1971, 1972, 渡良瀬川工事：1973, 立山砂防：1975）などを基に行なったものである。調査実施時の日光、立山両事務所の所長平尾公一氏^{*3}には、現地調査や内容の検討などで、多くの御教示を賜った。柴崎達雄博士には、本稿の検討・校閲を賜った。両氏に対し深甚なる感謝の意を表するものである。また現地調査に際しては、国際航業（株）の中筋章人、渡辺敏、徳山久仁夫、大森正一、中林一などの諸氏の御協力を得た。あわせてここに深謝したい。

1. 研究方法

筆者は1970年～1971年建設省河川局・土木研究所の推進により全国的に進められていた「土石流に関する研究」の一環として、日光の荒沢上流部、稲荷川中流部、大山の天神川上流部、日野川上流部、富士川流域の小春木川などで、またその後足尾の神子内川、立山の称名川下流域などで、土石流堆積物の実態を細かく調査する機会をえた。

調査に際しては、(1) まず第一に、一つの明確な単元をなす土石流堆積物を選定し、(2) 第二に、各々その付近の河道での位置関係（時代関係と言いかえてよい）を明らかにした上で、(3) しかも明らかに掃流による堆積物と判っているものと比較しつつ進めた。

周知のように土石流堆積物とは、土石流 (debris flow) という一つの土砂流速形態の産物で、これに対応する堆

積物には、掃流 (traction) で流送された掃流堆積物や、浮流 (suspension) による浮流堆積物などがある。浮流堆積物のうち、平野部でははんらん原を形成したり海まで運ばれたりして、河道付近に堆積地形を残さない細粒部は一般に wash load と呼ばれる。一方、掃流堆積物は洪水流などで運ばれ、一部の浮流土砂とともにはんらん原や河岸・河床を形成して、河道付近に残存している (bed-material load)。

従来、河成段丘堆積物も段丘面も、主にこのような洪水に伴う掃流で形成されると考えられがちであった。ところが、調査対象の土石流堆積物（いずれも現在一種の沖積段丘をなす）や周囲の段丘堆積物をよく見ると、土石流によってもたらされたと思われるものも多い。そこで筆者は、段丘面や崖の形成^{*4}は別にしても、河成段丘をなす堆積物は、ごくふつうの土石流でも形成される^{*5}という考えのもとに、掃流堆積物と比較しつつ両者の違いを検討し、その河川に発生した（今後も発生するであろう）営力を明確にしようと試みた。そのためには主に次の方法を採用した。

- (1) 1 単元の土石流堆積物のもつ微地形（超微地形とも称すべき細かな地形）を正確に把握する。
- (2) その堆積構造を明かにする。
- (3) 他の堆積物との堆積時間の差を明かにするために、植生指標（東ほか、1969）を用いる。

(1) のためには地表を細かく観察し、超微地形と礫の配列状況を綿密にスケッチした。(2) のためには、堆積後河川の侵食で露出した縦断面をスケッチし、その堆積構造——構成礫の粒度や配列状況——を区分するとともに、各層ごとに粒度分析を行なった。1 つの単元土石流の広がりを知るため、(3) のほか、地質学的手法——上下関係や切っているか切られているかなどによる判断——も用いた。

2. 土石流堆積物の大地形

ある河岸もしくは河床をなす掃流堆積物は、上下流側に数 100m から数 Km にわたって連続し、段丘をなさない場合は、明確な 1 つの単元は認めにくい。特に横方向

^{*4} 段丘堆積物本体の形成（堆積）と、段丘面や段丘崖といった段丘地形の形成（侵食）とは、後述のように明かに区別して考えないと混乱しよう。

^{*5} これまで町田により、安倍川上流（町田、1959）や、

^{*6} 鳶崩れに起因した常願寺上流の段丘（町田、1962）、あるいは浦川沿いの段丘などは、土石流による堆積面が段丘化した（“土石流段上”）とが報告されている。しかし、これらは上流部に大崩壊が発生した特殊なケースといえよう。

^{*2} ここでは一応、河成段丘について述べる。また常願寺川の例のように、山岳地での大崩壊に原因して形成されたせき止め湖などで作られた段丘——現在ではかなり高い面をなしている——なども特殊ケースとして除いて考えたい。

^{*3} 現在、水資源開発公団理事

の単元区分は難しい。これは掃流堆積物がかなりの区間にわたり、類似した堆積構造を示すためと考えることができる。一方土石流堆積物は、堆積直後まだ掃流による著しい侵食を受けない間（未段丘化）は、長さ数10mからせいぜい数100m、幅数mから数10mをもった、かなり明確な単元をなす（Figs. 2, 5—後出）。

その形は、礫物の量や質ならびに堆積環境によって多少違うが、溪・河床の場合、一般にかまぼこ型の横断形（Fig. 3—後出）と、2次曲線で近似できるような縦断形（建設省河川局；1970）をもち（Fig. 2—後出）、先端が舌状にやや開いた紡錘形を示す。横断方向の盛り上がり程度は、後述のように構成粒度によって変り、巨礫を多く含むものほど盛り上った形をなす。

土石流堆積物1単元の規模も、堆積物となり得るものの量や質、堆積環境などによってかなり変るが、堆積長と幅の比は、構成粒度に比例するようである（Fig. 1）。

Fig. 1 Relationship between scale of the debris flow deposits and grain size (L ; length, B ; width).

[This diagram is only a conceptional representation because of poor data on the debris flow deposits which grain size was cralified.]

3. 土石流堆積物のもつ超微地形と堆積構造

従来、土石流堆積物と掃流堆積物の違いは、層状構造（層理）を示すかどうか、すなわち後者が層状構造を示すのに対し、前者はマツシブで層状構造を示さない点が、区別のポイントと考えられていた（平尾・田畑，1970）。古い段丘礫物でどちらか判らないものについては、筆者らも当初この考えに従って区分していた。確かに局部的にみると、掃流堆積物は層理が明確なのに対し、土石流堆積物は不明確ことが多い。しかし、土石流で堆積したことが確認されている多くの堆積物について調査してみると、土石流堆積物も単純な形態をもち、全体がマツシブで均一なわけではなく、主として次の3つの堆積構造をもち（Figs. 2, 11 etc.）それぞれ特徴ある地形部

分をなすことがわかった。そして各土石流単元間は当然のこと、これらも大局的には層状構造を示すのである。

- (1) 土石流堆積物の主部をなす、集合運搬による堆積部分
- (2) 土石流堆積物の上部をなす、きわめて粗粒の舌状部
- (3) 土石流堆積物の表部を形成している、掃流性の運搬による sub-unit（仮称）の部分。

Fig. 2 Traverse section of a debris flow deposit in Arasawa Valley, Nikko.

3-1. 土石流堆積物主部の堆積構造

土石流堆積物の主部をなす礫の粒度は、周縁部と先端部付近に巨礫が分布するという一般的傾向はあるが（Fig. 4）、その内側ではあまり差がない。堆積状況も見るとほとんど層状を示さず均質で、巨礫間を細粒物質が密に充填している。これらの平均的な粒度曲線（Figs. 15, 16—後出）をみると、土石流主部では径20cmから50cm程度の巨礫が多く*7、それに径5mm以上の細礫がつづき、中間の中～小礫は少ない。

従来土石流が巨礫を運搬する現象は、“かゆ状物質”による一種の掃流と考えられているが（大同，1971）、これまでその実態は明かにされていない。しかし、稲荷川や荒沢での現地観察結果（Fig. 17—後出）と一連の粒度曲線をみると、粒径5mm程度以下の礫、砂、シルト、粘土など（Fig. 17の②の部分）が“かゆ状物質”の本体で、①の部分がその中に含まれる“巨礫”であろうと推察される。

土石流礫物主部の空隙率は、個体により多少の差異はあるが、約29%～40%程度で、40～45%程度の掃流礫物や、土石流礫物の上部をなす舌状部（後述——空隙率50%前後）などよりかなり小さく、細粒物質が礫間に密に充填されている。

*7 稲荷川の例では、粒径20cm以上の礫と以下の礫との重量比は0.63となり20cm以下のものが多少おおい。

Fig. 3 Cross section of the debris flow deposits (number corresponds to the number in Fig. 2).

土石流主部の先端や周縁部の礫は、長軸方向が上流側に傾斜し、しかも前方のものほど下側にある傾向を示す (Figs. 18, 21—後出)。

3-2. 土石流堆積物舌状部の微地形と堆積構造

土石流礫物の上部をなし、堆積表面を凹凸の多いものになっている舌状部 (Figs. 5, 6) は、小礫や砂などを含まず、空隙率が大きく、堆積形態的には主部と全く連続

し、土石流堆積物の一部をなす。すなわち溪・河床に堆積した土石流堆積物では、空隙率の小さい主部が下に、粗粒の舌状部が表面にあり、層序的には主部の堆積が早く表部の堆積が遅いことになる。しかし両者間には、次に述べる sub-unit と土石流堆積物主部との間のように、堆積の不連続や堆積形態的な差異はなく、同時堆積と考える方が妥当である。このような舌状部は、全ての土石

Fig. 4 Schematic representation of grain size distribution in the main body of debris flow deposits.

Fig. 5 Surficial morphology of the debris flow deposits in Inari-gawa River, Nikko.

Fig. 6 Surficial morphology of the debris flow deposit in Inari-gawa River, Nikko (profile).

流堆積物に認められるわけではなく、概して巨礫の多いものに形成され易い。

3-3. 土石流堆積物表面をなす sub-unit の微地形と埠積構造

土石流堆積物表面は、Fig. 4 のように、大まかにみて土石流先端やその周辺部で粒径が大きく、内側は小さくて、従来いわれている集合運搬による堆積特徴を示す。ところが細かくみると、堆積物表部の粒径分布や配列は単純ではなく、土石流堆積物のヒナ型ともいえる、小規模な土石流堆積物様の数多くの集合体からなる (Figs. 7, 8, 9)。このような超微地形がこれまでに定義されたものを知らないの、仮に土石流堆積物の sub-unit と称する。sub-unit は前述した舌状部をおおって分布する。

すなわちこれは、同一土石流では、明かに舌状部の形成より後に行なわれる (ただし稲荷川のある土石流堆積物のように、表部がきわめて粗粒な礫からなる場合には形成されない)。

これら一つ一つは、幅 2~3m、長さ 5m 以下、厚さ 50cm 以下のものが多く、上記のような集合運搬的な堆積様相を示す (Fig. 8)。一つの土石流堆積物の中で低い部分すなわち掃流の影響を強くうける部分では、扇型となることが多い、概して sub-unit の外側の粗粒礫部では、礫間をうめる砂、小礫の含有が少ない。一方内側は、砂、小礫などで充填されているが、粘土分はほとんど含まず、ルーズで粘性に乏しい。その原因には、(a) アーマリング

(armouring)*⁷による粘土分の流亡や、(b) 初生的な粘土分の欠如の2つが考えられる。sub-unit は土石流堆積物表面に分布するから、当然アーマリングは受けるが、他の河床部をみてもその影響は微弱のようだし、sub-unit 部と土石流堆積物主部との堆積構造が明確な差異を示すことを考えると、堆積時には既に流亡していたと考える方が妥当であろう。

3-4. sub-unit の形成に関する考察

それでは sub-unit はどうして形成されるのであろうか。いま、荒沢の土石流Vを例にとって、それを考察してみたい。

sub-unit の伸長方向は、土石流上流半部では左岸側から右岸側へ、下流半部では上流側から下流側と、左岸部から右岸部へと向っている (Figs. 7, 8)。一方土石流V

Fig. 7 Morphological representation of the debris flow deposits in Arasawa Valley, Nikko.

*⁷ 河床表面付近において、礫間をうめる細粒物質が堆積後に降水や流水の影響を受けて流亡し、相対的に表面が粗粒化する現象をいう。

Fig. 8 Schematic representation of a sub-unit
(1) Plan, (2) Traverse section

Fig. 9 Distribution of the sub-units on debris flow deposits in Arasawa Valley, Nikko.

Fig. 10 Schematic representation showing the depositing mechanism of debris flow deposits in Arasawa Valley, Nikko.

とその周辺部に刻まれた水みちをみると (Figs. 9, 10), 土石流堆積物Vの末～中部の左岸側で幅広くしかも深いほか、先端から別の深い幅広い水みちが形成されている。土石流堆積物の先端と中部右岸では、ほとんど水みちらしいものはない。この事実から、次のことが考えられる。

土石流本体の堆積直後、両側の低部に集中した流水^{*8}は、既に堆積した土石流堆積物の本体をおおい、これを侵食しつつ水みちを形成してゆく。その時の侵食土砂は、流水の営力で土石流状となり、土石流堆積物本体を乗り越えて右岸側へと流下する。その営力自体は小さく脈状と思われ、侵食土砂を遠方へと流送する力はなく (ただしこの間に粘土分は流亡してしまうようである)、小規模のヒナ型土石流地形を形成するにとどまる。水みちの形成からすると、断面 No. 6 付近では、sub-unit は上流側から下流側へと形成されたことになる。sub-unit

^{*8} 4-6 参照。

の形状の違い (Fig. 8) は、その場所での流水の営力の違い (扇状の sub-unit をもたらす部分の方が強い?) を示すものであろう。

このように、sub-unit をなす土砂は、土石流堆積物本体の堆積後に流下してくる、洪水流による水みち形成 (侵食) によって供給されたものと思われる。

sub-unit の形成時期については、

- (1) 土石流堆積物本体の堆積直後の同一洪水によって形成されたもの
- (2) 土石流堆積物本体の堆積とは別の洪水で形成されたもの

の2つが考えられるが、焼岳その他での土石流流下8mmフィルム (松本砂防) を見ると、土石流本体の流下後、赤味をおびた (粘土分が多い?) 洪水流が引続き流下している。この洪水流が既に堆積した土石流堆積物本体をおおうと同時に、下刻して水みちを形成してゆくことは充分考えられる。土石流堆積物本体と sub-unit の間に粘土分の多い部分が挟まることもある (Fig. 22) のは、その時の影響であろう。土石流堆積物本体の下刻による土砂生産と同時に、水勢の弱化につれて堆積をもたらし、その産物が sub-unit と考えることができよう。

以上のように、溪・河岸、河床などに堆積した土石流堆積物は、掃流堆積物にない特徴ある形態と堆積構造を示し、それを堆積させた流水の営力を示唆している。

4. 土石流堆積物と掃流堆積物との差異

4-1. 堆積形態 (累重形態)

土石流堆積物は、堆積時には Fig. 24 に示すように、溶岩流同様の累重を示し、高い面をなすものほど新しい。(しかし実際には、3つ以上の土石流堆積物が、原位置を保持して堆積することはほとんどなく、堆積後の洪水流の侵食で堆積原面は平坦化され、段丘化する。つまり土石流堆積物では、段丘堆積物の堆積とその段丘化とは、別の営力で行なわれる。

一方掃流による堆積物は、その堆積と段丘面の形成とは同時 (同一営力で行なわれる) のことが多く、上位面ほど古く下位面ほど新しい (Fig. 24)。

4-2. 礫の配列

土石流堆積物の先端部や前半部周辺の礫の配列は、長軸方向が上流側に傾斜し (Fig. 11), 前方のものほど下側にある。しかも平面的には、礫の長径方向が流下方向に平行する傾向がつよい。土石流堆積物の中央部や後部では、こうした定向配列 (orientation) は認められない (Figs. 12, 16)。このような配列特性は、大礫径のものほど顕著で、小粒径になると認め難い。

一方掃流堆積物では、土石流堆積物ほど明確な定向配列を示さない*9 (Fig. 15)。

(1) Traverse section

(2) plan

Fig. 11 Arrangement of the boulders at the tip of debris flow deposits.

4-3. 粒度組成

上石流堆積物と掃流堆積物の違いを示す最も明確な特徴の一つは、粒度組成であろう。土石流堆積物主部は、径 20 cm 以上の巨礫を大量に含み、その間を径 5 mm 以下の礫や砂シルトなどが密にうめ、小ノ中礫 (5 mm~20 mm) の含有率は低い。

一方掃流堆積物は、巨礫から砂までほぼ等重量%で含み、構成粒径に偏りはない。このような差異は、粒度曲線にも明確にあらわれている (Figs. 17, 18)。

4-4. 空隙率

荒沢や稲荷川での測定結果によると、土石流堆積物主部の空隙率が 29~40% 程度であるのに対し、掃流堆積物は 40~45% 程度の値を示し、土石流堆積物の方が緻密である。ただ、前述のように、土石流堆積物の表部をなす舌状部や sub-unit 部では空隙率が大きく、舌状部では 57% 程度の値を示す。

4-5. 流下時の粘性

流下時の土石流が、全体に粘性体としての様相を示すことは従来から知られており (大同, 1971), 溶岩流に似たかまぼこ型の堆積形態からみると、巨礫、大礫を多く含むものは、安山岩溶岩のように、かまぼこ型に盛上った形態をもち、粘性が大きいことを示す。一方粘板岩地域やマサ化した花崗岩地域の土石流のように巨礫、大礫が少なく、中小礫を主としたもの (Fig. 22) は、玄武岩

Fig. 12 Difference in arrangement of boulders (more the 10 cm in diameter) between debris flow deposits and tractive flow deposits in Inari-gawa River, Nikko.

*9 下流河川では掃流堆積物も注意深くみると、定向配列を示すことが、多くの研究者により明かにされている (高山, 1974)。また覆瓦構造 (imbricated structure) は、土石流堆積物先端付近の礫の配列ときわめてよく類似することがある。しかし土石流堆積物が形成されるような山間や扇状地の河道では、掃流堆積物はほとんど定向配列を示さない。

Fig. 13 Depositional structure division of the debris flow deposits in Inari-gawa River, Nikko.

Fig. 14 Depositional structure division of the debris flow deposits in Inari-gawa River, Nikko.

Fig. 15 Comparison between debris flow deposits and tractive flow deposits in arrangements and content ratio of the boulders.

Fig. 16 Comparisons of grain-size histogram between debris flow deposits and tractive flow deposits, example Inari-gawa River, Nikko.

Fig. 17 Schematic representation of the histogram of grain-size in debris flow deposits (1).

Fig. 18 Schematic representation of the histogram of grain-size in debris flow deposits (2).

Fig. 19 Structural division according to the porosity of the debris flow deposits and approximate expression by a quadratic equation.

Fig. 20 Differences in the median grain-size between debris flow deposits and tractive flow deposits in Inari-gawa River, Nikko.

Fig. 21 Differences in the sorting coefficient and standard deflection in Inari-gawa River, Nikko.

溶岩に似て盛上った形態を示さず、流下時の粘性は小さいようである。土石流本体の粘性は、構成礫の大小だけでなく、含水率も無視できないが、土石流として動き出す時の含水状況は構成粒度によって決まっているように思われ*10、結局構成粒度が大きく左右するといえよう。扇状地の土石流堆積物は、巨礫が多いにもかかわらず低平で、あまり盛上った形態を示さない（富士山大沢、焼岳四堀沢の例など）。このことは、流下時の粘性だけでなく堆積空間の広さや、溪・河床勾配の大小も土石流の堆積形態に影響を与えることを示す。

一方、掃流堆積物には、このような粘性の存在を示す証拠は全くない。

4-6. 粘土分の有無

土石流堆積物中に粘土分の含有が多いことは、以前から言われていた（平尾談）。荒沢や稲荷川での調査結果からみて、粘土の分布は主に次の4つに分けることができる（Fig. 22-1）

- (1) 不連続な層状分布をなすもの
- (2) 礫間をうめるマトリックスとして分布するもの
- (3) 礫の周囲に付着しているもの

- (4) 大礫間の空隙に層状に分布するもの。

このうち土石流堆積物中に観察されるのは、(1), (2) で代表される。Fig. 22-2, 3 は稲荷川中流の調査対象土石流堆積物の縦断面での、堆積構造スケッチである。明かに土石流堆積物とされるもので細かくみると、巨礫間の細粒物質も無秩序に堆積するわけではない。たとえば粘土（厳密には silty clay～silt）の上には細粒砂が堆積し、その上に中粒砂、さらに粗粒砂が重なり、小礫へと移行している部分がある。場所によっては逆の順に堆積して粘土層へとつづく。このような grading の繰返し中に粘土層が認められるが、1m 以上長くは続かない。

稲荷川の土石流の側壁（トレンチ T-3）に見られるように（Fig. 22-2 下半の VCS 部）、マトリックス部分が均質で泥っぽい部分がある。その中に粘土分を含むのは明らかだが、層状はなせず、マトリックス全体にわたり分布している（Fig. 22-1, (2) の粘土）。土石流堆積物本体と sub-unit の間付近に層状に分布することもあるし（Fig. 22-1, (1)）、稀に礫のまわりに付着したり（Fig. 22-1, (3)）、礫間の空隙の下面に層状に分布することもある（Fig. 22-1, (4)）。しかしこのようなタイプの粘土分布は、

Fig. 22 Distribution of clay materials in a debris flow deposits (1, 2, 3) and tractive flow deposits (4) in Inari-gawa River, —profile—.

B:	Boulder	CS:	Coarse sand	S:	Silt
G:	Gravel	MS:	Medium sand	C:	Clay
VCS:	Very coarse sand	fs:	Fine sand		

*10 それを実証したものはまだないようである。

Fig. 23 Depositing and flattening process of debris flow deposits.

土石流堆積物の表面付近に限られる。

以上の事実から、土石流堆積物中の初生的な粘土は、主に (1)、(2) の状態で保持されていると考えるのが妥当である。しかし仮に、粒径 0.15 mm 以下を“粘土物質”として扱ったとしても、その量は土石流堆積物全体の約 5% (重量%) しかないから、結局巨礫を運ぶ“かゆ状物質”の本体を、粘土質物質のみに限るのは無理なことが判る。

一方、掃流堆積物はほとんど粘土分を含まず、見た目にもサラサラしている。しかし全く粘土分を含まないわけではない。Fig. 22-4 は現河床の掃流堆積物の断面である。これらの観察によると、掃流堆積物中の粘土分は、(1) 水みちの堆積物、(2) 礫の上下への付着、(3) 礫間の空隙の下面への堆積などの状態で含まれる。(1) は現河床部表面、(2)、(3) も現河床から約 30 cm 以内に限られる。以上の事実を総合すると、掃流堆積物中の粘土分は、砂や礫などの堆積後、別個の泥水（洪水流）で堆積したことが明かである。このような傾向は、掃流的に堆積した部分に認められるだけでなく、上述のように土石流堆積物中にも認められ、とくに掃流堆積物だけがもつ特性ではないが、堆積後に別個の泥水がおおって流れたことを示す有力な証拠にはなる。

5. 土石流堆積物の堆積過程と段丘化についての考察

5-1. 堆積過程

土石流堆積物の堆積構造の特徴と、堆積後に受けたと考えられる侵食作用などからみて、溪・河床における土石流堆積物の堆積と段丘化の一連の過程は、Fig. 23 の

ように表わせる。

まず土石流による土砂の堆積は、(1) 土石流堆積物本体の集合運搬による堆積と、(2) 本体堆積直後（同一洪水と考えられる）、堆積したばかりの本体の侵食または上流からの土砂による sub-unit の掃流的な堆積の、2つの過程にわかれる。

しかし土石流堆積物本体の堆積も単純ではなく、(a) 粘性をもった“かゆ状”の土石流主部の堆積と、(b) その表部を占める巨礫を主とした舌状部の堆積とに分かれ、後者の巨礫は、土石流主部に浮くように流下し、堆積したものである。つまり舌状部が主部より上位にあるが、この違いは (a)、(b) の堆積時間の差を示すのではなく、流下時の流送形態の違いに基く。sub-unit はこの舌状部をもおおって分布しており、土石流本体の堆積よりも後に行なわれることは確かである。

5-2. 掃流による段丘化

荒沢や稲荷川では、しばしば sub-unit をおおって砂や小礫の堆積がある。これは sub-unit の堆積と違い、土石流堆積物の表部を平坦化した後に行なわれており（段丘化）、明かに完全な掃流によることを示す。付近の沖積段丘でも、土石流堆積物表面を平坦化した上を、掃流堆積物が厚くおおっている場合が多く、むしろそれが最もふつうのタイプといえる。逆に稀に掃流堆積物上に土石流堆積物が分布する場合もあるが、これはまだ、堆積後の洪水流による掃流の影響をうけていないからにすぎない。これらの関係は、Fig. 24 のように整理できる。すなわち土石流堆積物では、堆積物の堆積とその段丘化とは基本的に別個の営力で行なわれると言え

Fig. 24 Schematic representation of differences in depositional structure between debris flow deposits and tractive flow deposits, Inarigawa River, Nikko (IMAMURA original).

Fig. 25 Diarammatic representation in the movement of unconsolidated materials and formation of the landforms in Shomyo River Basin (between Shomyo Falls and Senjugahara).

る。

従って沖積段丘の構成物は、初生的な掃流堆積物や土石流堆積物だけからなるとは思えない。実際、常願寺川支川の称名川での現在の土砂移動と、これらの地形面形成をみると、Fig. 25 のように、まず兩岸の急崖に崩壊や岩塊の崩落があると、その際に供給された土砂は崩落崖錐^{*11} (talus cone) を形成し、下端は河岸近くまでおよぶ。その一部が豪雨時(たとえば1969年災など)に侵食され、掃流的に流下して土砂を供給し、別の段丘を形

^{*11} 単に崖錐と呼ばない理由については、稿を改めて述べたい。

成している。支溪に発生した土石流や近くの山腹に発生した崩壊地から供給された土砂は、称名川兩岸に押出し(沖積錐——alluvial cone)を形成しているが、その下端は、後の洪水流で侵食平坦化(段丘化)され、最終段階として、段丘面を形成するようである。

このように沖積段丘をなす堆積物は、掃流だけでなく土石流によっても、また稀には崖錐や沖積錐をなす堆積物からも構成されうる。ただ、段丘面の形成にはその後の掃流形式の洪水はらんとそれによる侵食が必要なのは明らかである。

6. 沖積段丘が提供する動的地質情報とその土木地質学的意義

洪積段丘の存在は、洪積世における洪水流や土石流の到達とその結果に基づく土砂の堆積を示す。すなわち洪積世における洪水流や土石流といった動的地質現象のタイプや到達圏、時間などを示し、沖積段丘の存在は、沖積世になってからのそれを示していると見ることができ

る。ところで、現時点で土木地質的に問題となる時間スケールの大きさは、数年から数 100 年程度のオーダーがふつうで、大きく見積っても数 1000 年のオーダーにすぎない。つまりわれわれは、現均の人間生活に關与する時間スケールとしては、この程度のオーダーを対象とすればよい。このことは、現河床からの比高数 10 cm から 5 m 程度^{*12}までの沖積段丘こそが、将来も起りうる現象を考えるうえで、考慮の対象とすべきものであることは、想像に難くない。

それでは沖積段丘という地質情報から、どういう動的現象に関する情報が得られるであろうか。これに関しては、これまで述べてきたことや、先人達の研究結果などから見て、次のように整理できよう。

- (1) 段丘を構成する堆積物の流送形態の推定
- (2) その時の限界流速の推定 (ただし掃流区間)
- (3) その時の流量の推定 (ただし掃流区間)
- (4) その付近におけるこれらの現象に対する将来の危険度 (発生頻度とその開響圏——現河床面からの高さ) の推定

6-1. 流送形態の推定

掃流的に運搬された土砂が分級され、現河床断面などで見ると層状構造を示すのに対し、土石流的に運ばれたものは層状構造を示さないことは、これまでしばしば指摘されてきた (平尾・田畑, 1970; 大同, 1971 など)。つまり沖積段丘の縦断面を観察すれば、それをもたらしした流送形態が推定できる。しかしその際、前述のように、土石流堆積物も 1 単元の土石流的堆積に対し、多くの場合 3 層の堆積構造の違いがあり、大局的には層状構造を示すことを、念頭においておく必要がある。

掃流で運ばれた堆積物の場合、それをもたらしした限界掃流力 (τ_c) は、流水のもつ掃流力^{*13} (τ) 以下のはずである。一方土石流堆積物は、集合運搬で運ばれたもの

のため、中にはその時の流水のもつ掃流力以上の力で運ばれたものも混在する。この違いに着目すれば、段丘堆積物中に存在する最大礫が掃流で運搬されたと仮定した場合に必要な最大限界掃流力 (τ_{cmax}) と、最大流量 (最高水位) の時の最大掃流力 (τ_{max}) とを比較することにより、どちらの流送形態が支配的であったかを推定できよう。これまでの成果 (平尾・田畑, 1970) では、 $\tau_c/\tau < 2 \sim 3$ なら掃流、 $\tau_c/\tau > 2 \sim 3$ なら土石流的な流送形態が支配的と考えられている。

6-2. 限界流速の推定

土砂が掃流的に運搬される場合、限界流速 (V_{gm}) と粒径との間には、次のような略式がなりたつ (山口, 1973)。

$$V_{gm} = K \cdot b^{1/2} \text{ (m/sec)}$$

(ここに、滑動の場合の係数 $K = 3.7 \sim 5.3$ で b は礫の長径 (m)、転動の場合は $K = 4.5 \sim 5.5$ で、 b は礫の短径 (mm))。

限界流速も、礫が動き始める時の流速と運動中または運動を停止させる流速とは異なり、動き始めの係数 K は、停止時のその 2 倍の値を示すと言われている。現河床礫や沖積段丘堆積物の礫径から限界流速を推定する場合には、礫の動きが停止する時の流速を求める必要がある。このためには、前述の $K = 5 \sim 6$ に、動き始めの K (7.5) と停止時の K (3.9) との比率 $3.9/7.5$ を乗じて導いた次式が、ほぼ適当な関係式と考えられている (山口, 1973)。

$$V_{gm} = 3 \cdot 2b^{1/2} \text{ (m/sec)}$$

(b は平均河床礫の短径 (m))

6-3. 流量の推定

土石流区間では、土砂を運搬する水に対する“流量”という概念は成立しないが、掃流区間の礫の移動 (滑動、転動) 量を決める要素は、流量にほかならない。河道での流量観測が行なわれている所では問題ないが、行なわれていない所では、そこに想定される洪水流量の算定をいかに行なうかは、大きな問題である。このためには、次の方法が考えられる。

- (1) 流出解析結果による方法
- (2) 沖積段丘の高さによる方法
- (3) 最大礫径から推定する方法
- (4) 段丘に残された蛇行の波長から求める方法
- (5) その他過去の洪水痕跡などから求める方法

1 洪水中での沖積段丘面の形成時期についてはまだ不明確な点も多いが、ほぼピーク流量時から形成 (堆積) され始め、同一洪水でも減水様式に従い、数段の段丘が形成されるようである。いずれにしろ新しい沖積段丘の

^{*12} 山岳溪流では多少高い面まで考慮する必要があるかも知れない。

^{*13} 掃流力の大きさを速度の次元で表わしたのを、摩擦速度という。 $U_* = \tau_c/\rho$

高さは、少なくともほぼその面の高さまで水位が上がったことを示すと考えることができる。すなわち、沖積段丘面を洪水時の水面におきかえて考えれば、その時の洪水流のはんらん域が推定でき、マニングの平均流速式（土木学会，1971）を使ってその時の流量を推算できる。

$$Q = \frac{1}{n} h^{2/3} \cdot I^{1/2} \cdot B \cdot h = \frac{h^{5/3} \cdot I \cdot B}{n}$$

（ここに n ：マニングの粗度係数， h ：段丘の高さ（水深）， B ：河道幅， I ：河床勾配）

ただしその際、河道幅や勾配は、対象段丘堆積以前の状態を想定する必要がある。

掃流区間では、段丘堆積物の最大礫のもつ限界摩擦速度 U_{*c} が、その地点に発生した最大水理量の摩擦速度 U_* を表わしている。従ってある段丘の最大礫径 d を求めれば、それを堆積させた洪水流の流量を推定できることになる。

そのほか、段丘地形に残されている蛇行の波長から、その時の流重を推定する方法（G. H. Dury, 1970）や、過去の洪水痕跡から求める方法などもある。

6-4. 現象に対する危険度の判定

沖積段丘の洪水流や土石流に対する将来の危険度は、實際上、(1) 発生頻度^{*14}と(2) その影響圏（範囲）の2面でとらえる必要があろう。

これらは無関係ではない。すなわち、発生頻度の大きい現象ほど影響範囲は小さく、逆に、発生頻度の小さい現象ほど影響範囲は大きい。沖積段丘面自体についていえば、低位の段丘ほど頻繁な現象発生を反映し、高位の段丘ほど稀な現象発生を反映している。従って低位のものほど危険度は大きく、高位のものほど小さい。すなわ

ち、その場所での動的現象の発生頻度の概略の値は、段丘面の現河床からの高さ、各沖積段丘面上の植生指標（このことについては、前の報告で述べた）から求めることができる。

Fig. 26 はこうして求めた足尾・神子内川中流部の河道横断模式図で、Table 1 はその裏づけのために実施した、聞き込み調査による河道沿いの災害発生結果である。図表は人の記憶に基くため、最近のものでは昭和47年のように河道ではかなりの土砂移動があっても災害となっていないものも含まれるが、記憶にないような昔の同程度のものも入れると、災害発生数はもっと増えよう。これらの災害痕跡は、河道付近における沖積段丘の調査や樹令調査結果とよく対応する。その結果からみると、Table 1 のほかにも昭和22～23年、25年、28年、33年、38年、40年などに小洪水があったようだが、住民には3年に一回くらいの割で小洪水があったという程度の記憶しかない。

Table 1 と Fig. 26 とを対応させて、段丘面ごとの危険度を推測してみると、主に100年^{*15}オーダー以下を問題とする現時点では、I面は土木地質的には問題外だが、II～IVは問題となる。このうちII面は30年～40年といった時間オーダーでの危険性を持ち（明治35年や昭和13年にはこの面まで洪水流にみまわれ、被害を受けている）、III面は15年前後、IV面は3～5年といったオーダーで、現象発生の影響をうける危険性のある面である。

以上のように、低位の沖積段丘の存在は、河川ぞいのある地域に関し、(1) 発生現象（営力）のタイプ、(2) 発生頻度、(3) その影響範囲などを把握する際の有力な指標となる点に、土木地質的な意義がある。

Note: The section that came into issue for engineering geology is the alluvial terraces of II-IV in which plane II is the least and IV is the most dangerous against flood waters and debris flows.

Fig. 26 The degree of danger against flood water and debris flow in the alluvial terraces, example in Mikouchi River, Ashio.

*14 本来なら将来の発生時間を知りたいところであるが、実際上難かしいので頻度としてとらえようというものである。

*15 この値については多少問題があるが。

Table 1 Time of occurrence of the main disasters in Mikouchi-gawa basin

Time of occurrence of the disaster	Colleration with results of river course investigation
(a) 1902 (Meiji-35)before 72 y.	Although the vegetation indicators are not available, overflow of the water flow onto the palane II is certain.
(b) 1906-1908 (Meiji-39-41)....before 67 y.*	
(c) 1919 (Taisho-8)before 55 y.	Overflow onto the planes below III (?)
(d) 1935 (Showa-13).....before 36 y.	Overflow onto the plane II.
(e) 1967 (Showa-42).....before 7 y.	Formation of the plane IV or overflow onto the plane III, IV.
(f) 1972 (Showa-47)**...before 2 y.	Expressed with abnormal tree form (It was a small flood which will occur with fre quency of a time in tree or four years.)

* Investigation was carried out in 1974.

** Disaster was not occurred in this year but flood was.

おわりに

従来、現河床からの比高が5m以下とくに1m前後から2,3mといった河岸段丘は、地形・地質学の分野でも土木地質学の分野でも、単に“沖積層”のはんちゅうに包含され、あまり注目されなかった。ところが、このような静的な地形・地質の情報を、現在や将来に発生する可能性のある動的地質現象——すなわち地質営力——の予測手段として使い、土木地質的に役立てようという考えに立つと、いわゆる沖積段丘の存在は、予測される現象のタイプと、数年から数100年(長くて数1000年)といったオーダーで発生現象をとらえようとする際の時間や、危険度の指標として、注目すべき要素であることがわかる。

ある現象を予測しようとする場合、(1)その現象のタイプ、(2)発生場所、(3)発生時間(難かしい場合には頻度)、(4)発生強度などが、前もって明かにされる必要がある。ここで筆者は、この前三者に関し、沖積段丘からどう読みとれるかを述べようとした。しかしひととおり記してみても、改めて目標が遠いことを痛感する。大方の御指導と御鞭撻を、切に願うものである。

参 考 文 献

- 1) 大同淳之 (1971): 土石流, 水災害の科学, 矢野勝正編, 技報堂
- 2) Dury, G. H. (1970): Gneneral theory of meander-

ing valleys and underfit. Riversand and River Terraces, Macmillan, pp. 264-275

- 3) 平尾公一・田畑茂清 (1970): 富士山大沢崩砂防計画, 富士砂防工事々務所
- 4) 東 三郎 (1969): 地表変動と植物指標, 水利科学, No. 56
- 5) 今村遼平 (1976): 静的地形地質・情報からの土木地質に必要な動的地質情報の把握に関する研究 (I), 応用地質, Vol. 17, No. 1
- 6) 倉吉工事々務所 (1971): 第25回建設省技術研究会——土石流に関する研究 (国際航業(株)調査)
- 7) 町田 洋 (1960): 荒廃河川における侵食過程——常願寺川の場合, 地理学評論, No. 35
- 8) 日光砂防工事々務所 (1971): 第25回建設省技術研究発表会——土石流に関する研究 (国際航業(株)調査)
- 9) 日光砂防工事々務所 (1972): 第26回建設省技術研究発表会——土石流に関する研究 (国際航業(株)調査)
- 10) 田畑茂清ほか (1971): 大沢における土石流発生要因について, 新砂防, Vol. 25, No. 3
- 11) 高山茂美 (1974): 河川地形, 共立出版
- 12) 武田裕幸・今村遼平 (1976): 建設技術者のための空中写真判読, 共立出版
- 13) 山口伊佐夫 (1970): 山地保全工学, 農林出版
- 14) 吉川虎雄他 (1973): 新版日本地形論, 東京大学出版会
- 15) 渡良瀬川工事々務所 (1973, 1974): 神子内川河床変動実態調査, (国際航業(株)調査)
- 16) 富士川砂防工事々務所 (1972): 小春木沢土石流調査 (国際航業(株)調査)