

2. 土砂の動きと河床材料の捉え方の基本

2.1 はじめに

ダムと下流河川の物理環境との関係を考えるに当たっては、ダムの存在により土砂動態がどのように変わりうるかを理解しておくことが重要である。そのためには、ダムがない時の、そもそもの土砂動態の全体像をあらかじめ把握しておかなければならない。ここでは、本資料の目的に即したスケール・解像度での土砂動態のとらえ方を重視して、水系全体での土砂の動きを大局的に把握することを主眼に、1)河床材料についての「材料 m、材料 s、材料 t」の区分、2)「粒径集団」の考え方、3)「通過型」、「混合型」の河床材料の区分、の3つを軸に説明していく。以下の2.6までの内容は、藤田による整理法をベースにしている（藤田 2000 ; Fujita 2008）。

2.2 河床材料の見方

河床材料は縦断的にも横断的にも深さ方向にも大きく変化する。ある特定の河床材料に着目して調査、分析を行うときには、対象とする河床材料がどのように堆積し、どのような働きを持つかを大まかに“イメージ”し、自分が着目した材料の土砂動態全体の中で位置づけを理解しておくことが大切である。このイメージの作り方について、次のような見方が参考になる。

2.2.1 河道横断面内（あるいはリーチスケール内と言ってもよい）での河床材料の分類（藤田(1998)）

河床表面を見ながら、川を横断方向に何度か歩いてみると、非常におおざっぱに言って、3種類の土砂集団に分けられそうに思うことが多い。1つは、流れを頻繁に受けそうな低い河床領域にある、最も粗い粒径の集団である。これを材料 m(Main 材料)とここでは呼ぶ。次は、材料 m が存在する場所の脇の高い河床部分にあるもので、材料 m の平均粒径よりも1オーダー以上粒径が細かい材料からなる集団である。これを材料 s(Sub 材料)と呼ぼう。最後は、平水時に水面下となる河床部分の一部に存在するもので、材料 m の上に（多くの場合薄く）乗った材料であり、粒径は材料 s 程度あるいはさらに細かい（粒状有機物もこれに含めて考え得る）ことさえある。これを材料 t(transient 材料)とおく。

この材料 m、材料 s、材料 t の横断面内での存在パターンは、山本による河道セグメント分類の区分（山本(1994)；建設省河川局監修日本河川協会編(1997)）ごとに異なる。河道セグメントとは、縦断方向に河道の特性（河床材料、横断形状、勾配、洪水時水理量など）がほぼ一様な区間を指し、多くの沖積河川は、いくつかの河道セグメントが接続して形成されていると見ることができ、河道特性理解の基本単位となる。図 2.2-1 に、材料 m、s、t の横断面内の存在パターンを模式化して描いてみた。

セグメント 1 では、河岸部を含め大部分を材料 m が占め、一般に材料 s は、見られないか、ごく薄く堆積しているに過ぎない。それがセグメント 2 になると、低水路の川底と高水敷の深い部分は材料 m であるが、低水路河岸と高水敷は材料 s で占められる。セグメント 1 でも 2 でも、材料 t の存在は淵の底など限定された範囲にとどまり、全然見られない場合もある。セグメント 3 では、材料 m と s の存在パターンはセグメント 2 の場合と大きくは変わらないが、材料 t が空間的にも時間的にもより存在しやすくなる。セグメント M では礫層下の岩の存在が重要になる場合が出てくる。なお、セグメント M の特性については 2.7 に詳述しているので参照されたい。

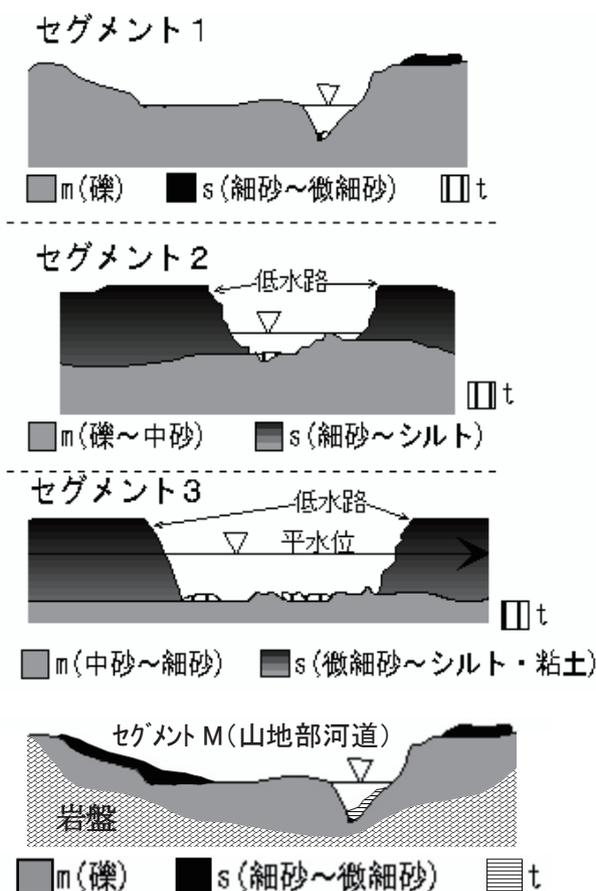


図 2.2-1 河道横断面内（リーチスケール内と言っても良い）（藤田 1998）での河床材料の分類

材料 m は河床材料の“主役”と言える。材料 m は、安定的に存在し、河道の骨格である縦断形状や砂州形状、低水路の粗度係数、構造物の設計に必須の深掘れ深、ハビタットの評価に重要な瀬・淵の形態などを規定する。「河床材料」と言えば自動的に材料 m を指すことが多い。河道特性調査で整理される粒径（建設省河川局監修日本河川協会編（1997））や、河床変動計算を行う際の河床材料粒径には、材料 m のものを用いる。

材料 m を調べる時、サンプリング地点を河道状況に応じて適切に決めることは容易でない。通常は、一定間隔で機械的に行ったサンプリングの読みとりから始めると良い（建設省河川局監修日本河川協会編（1997））。河道セグメントごとに、得られた全ての粒度曲線を書き込むと、狭いバンドに集中する曲線群が見えてくるはずであり、これを材料 m の代表的な粒度曲線とする。ただし、サンプリングが機械的なだけに、分布の中に材料 t や s が混じることがある。しかし、材料 t や s の粒度曲線は明らかに材料 m からはずれるので（それだけを検体とした場合）、あるいは二峰性粒度分布における細粒側の粒度となって現れるので（それを含み全体の粒度曲線で表した場合）、そのデータを選別あるいは排除することは比較的やさしい（これも含めて平均などしてはいけない）。ただし、セグメント 3 の一部区間やある条件下では、材料 t が材料 m と同等に優勢か材料 m を凌駕しているように見えることもある。そのような場合には、2つの異なるバンドに集中する粒度曲線群（m と t に対応）のどちらを主役とするかについて、慎重に判断しなければならない。なお、河床材料の調査結果の読み方については、本節 2.2 末尾のトピックスも参照されたい。

材料 s は材料 m の“相手役”と言える。主流路の脇で、浮遊してきた細粒土砂を堆積させることで材料 s からなる河床ができる。材料 s はセグメント 2 と 3 では高水敷の本体を構成するまでになる。ここでの材料 s の情報は、低水路河岸の侵食形態・速度の予測や護岸の必要性の判断、水制などによる材料 s の堆積促進効果の判断、低水路川幅拡幅後の土砂堆積による川幅縮小の推定などに必要となる。また材料 s は、粒度の面でも場所的にも植生繁茂に好ましい条件を持つので、密生した植生を持つことが一般的である。図 2.2-1 に示したように、セグメント 1 での材料 s の堆積は、あっても一般に薄い。しかしそこでは、材料 m である礫が露出している場所に比べ植物がずっと繁茂しやすい。植物繁茂を分析する際にも、材料 s の調査は重要である。

材料 t は河床材料の“端役”と言える。材料 t の存在は、一時的で不安定なことが多く、ちょっとした出水があるとフラッシュされ、あるいは増減する。そういう意味で材料 t は、材料 m、s のような“本格的な”河床材料とは呼べない。しかし、材料 m が一時的にせよ部分的にせよ材料 t に覆われることは、ハビタット構造の変化として重要であり、平水が長く続くときの物質循環にも影響を与える。さらに、流域の変状による供給土砂の変化が材料 t の挙動にいち早く現れることも考えられる。こうしたことから、今後の水環境管理において材料 t の重要性が増すことが考えられる。材料 t に関する調査としては、粒度のほかに、存在範囲とそのタイミングが重要である。粒状有機物の堆積もこのカテゴリーに入りうる。

なお、山本（2004）は、粒度分布の特性に基づき、河床材料を A、B、C という 3 つの集団に分ける捉え方を堆積学から紹介している。ここで、河床材料の主モードは A 集団、それより粒径の大きいものは C 集団、細かいものは B 集団と呼ばれる。この A、B、C 集団の分け方と今まで述べてきた材料 m、s、t の区分は以下のような関係を持つ。A、B、C 集団という捉え方は、いずれも材料 m に関するものである。したがって、A、B、C 集団は主材料 m の動き方を分析する際に用いることになる。なお B 集団については、材料 s や材料 t の一部（多くの場合、粗い部分）を含む場合がある（ほとんど含まない場合もある）。このため、B 集団は、粒径範囲という意味においては、材料 s や t と重なる場合があり、その際には、B 集団を材料 s や t の分析に一部関係づけることも可能になる。

2.2.2 河床材料の縦断的变化

最初に、材料 m について述べる（藤田ほか 1998）。日本の代表的河川の各河道セグメントについて、河床材料の代表的粒径 d_{rs} （1つのセグメント内の 60%粒径 d_{60} の平均値）と代表的河床勾配 I_{bs} （1つのセグメント内の河床勾配 I_b の平均値）との関係を整理すると、次の 2 つのパターンに分けることができる。1 つは、図 2.2-2 a) に示すように、1 つの河川内のすべての河道セグメントが $[d_{rs} \geq 15\text{mm}, I_{bs} \geq 1/1500]$ のグループ（以後 G セグメントと呼ぶ）、 $[d_{rs} \leq 1\text{mm}, I_{bs} \leq 1/2000]$ のグループ（以後 S セグメントと呼ぶ）、 $[d_{rs} = 1 \sim 3\text{mm 前後}, I_{bs} = 1/1000 \text{ 前後}]$ のグループ（以後 S' セグメントと呼ぶ）のいずれかに入る河川である。もう 1 つは、図 2.2-2 b) に示すように、1 つの河川内の河道セグメントの中で G、S、S' のいずれのグループにも入らない中間的なセグメントを 1 つ以上持つ河川である。前者のうち S あるいは S' セグメントを持つ河川をタイプ A 河川、G セグメントしか持たない河川をタイプ B 河川と呼び、後者をタイプ C 河川と呼ぶことにする。なお、S' セグメントを持つのは流域の大部分に花崗岩風化物を持つ河川である。なお、山本による河道セグメント分類（山本 1994；建設省河川局監修日本河川協会編 1997）におけるセグメント 1 とセグメント 2-1 が G セグメントに、セグメント 2-2 とセグメント 3 が S セグメントに対応する。

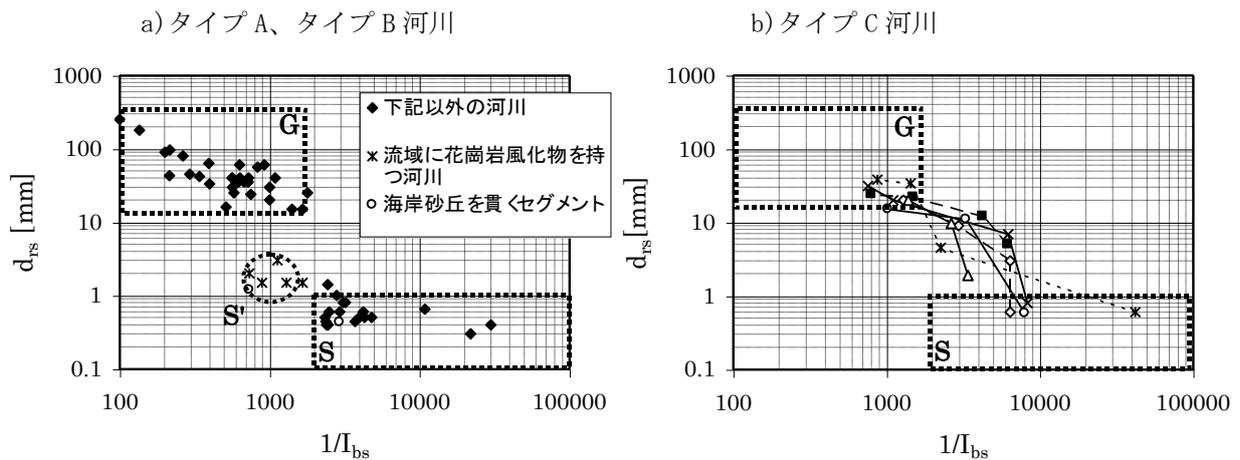


図 2.2-2 河道セグメントの河床勾配と河床材料粒径との関係

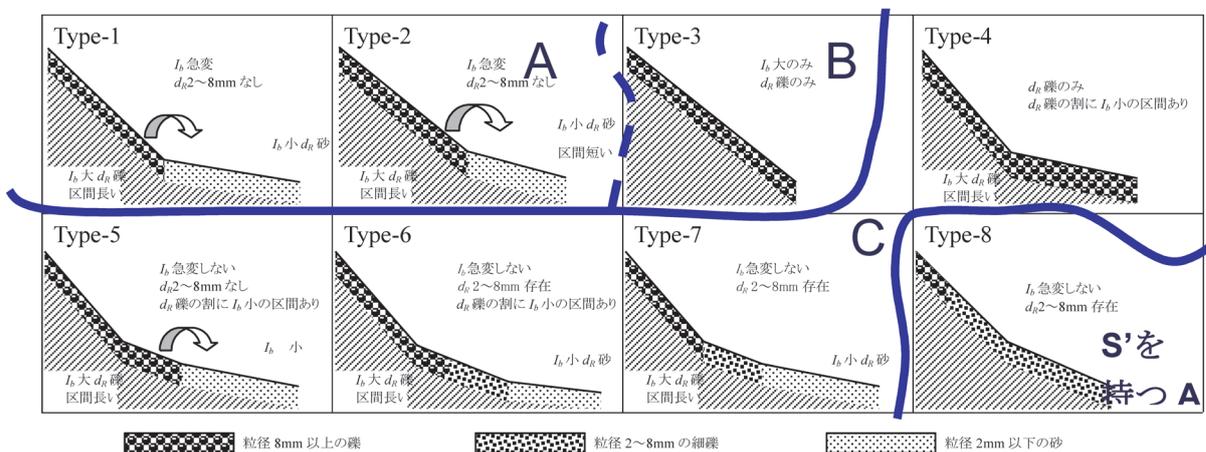


図 2.2-3 タイプ A、B、C の細分類 (松尾ほか 1999)

タイプ A 河川のほとんどは、Gセグメントの下流に Sセグメントが接続するパターン、すなわち急勾配砂利河道から緩勾配砂利河道に急変する縦断形を持ち、縦断形に明確な勾配急変点がある。またタイプ A 河川は、規模の大きい沖積平野を持つことが多い。一方、表中のタイプ C に属する河川は、大きな沖積平野を持たないことが多く、また、沖積河道区間に支川を多く持つ。タイプ C 河川は、数多くのセグメントを経て河床勾配と粒径が減少する縦断形を持ち、タイプ A 河川ほど大きな勾配急変がない場合が多い。このタイプ ABC の分類をさらに細分すると図 2.2-3 のようになる (松尾ほか 1999)。

図 2.2-2 からわかるように、タイプ A 河川では、Gセグメントに分類される上流河道区間と Sセグメントに分類される下流河道区間で河床材料粒径が大きく異なる。このため、上流河道区間の河床には、下流河道区間で河床材料となる粒径成分がわずかに存在しない。

材料 s、材料 t の縦断変化については、材料 m に比べ調査事例が少なく、体系的な分析はまだなされていない。いくつかの調査事例(李ほか 1999、1998；藤田ほか 1996；宇多ほか 1997) からつかむことができる傾向を試行的に表示して、上記の材料 m の特性と合わせたのが表 2.2-1 である。この表から、流砂系における土砂動態の全体像をつかむためのポイントをいくつか指摘できる。

第一は、従来河床材料調査の対象となっていた材料 m は、重要ではあるが沖積河道を構成する材料の一部に過ぎず、これだけに限定しないで材料 s、t を含めて河道を構成する材料を幅広くとらえておくことの重要性である。第二は、河床材料の粒径が縦断方向に大きく変化することが一般的なので、当該セグメントの材料だけに着目するのではなく、当該河川を構成するセグメント全てにおける河床材料の存在状況を把握しておくことの重要性である。第三は、粒径が異なる（互いの粒径範囲が重ならない）材料の組み合わせが多いことに着目することである。たとえば、材料 m と材料 s、t の粒径はすべての河道セグメントで互いに異なり、また、材料 m だけで見ても、G セグメントと S セグメントの粒径は異なる。

粒径の異なる材料間では流砂系における動態のパターンが異なっていると見ることができ、表 2.2-1 のような整理から、同じような動き方をする粒径の集団について当たりをつけておくことは重要である。表 2.2-1 からは、沖積河道を構成する材料の全体像をとらえる上で、少なくとも礫以上、中砂程度、微細砂以下という3つ粒径集団を考える必要があると言えそうである。さらに、場合によっては、粒状有機物を入れる必要があるかもしれない。

なお、表には、海岸部・沿岸部も形だけ加えている（★印）。河川から供給される土砂の海岸地形などへの寄与が有意な河川・海岸を対象にする場合には、海岸部の材料について同様の整理をする必要がある。たとえば、海岸・沿岸の構成材料が直近の河道セグメントの材料 m なのか、材料 s に対応するものか、もっと細粒なのかなどの区別は、河川～沿岸間の流砂系を考える際の基本情報となる。このような整理は、海岸と河川の材料の粒度曲線を重ねて表示するだけでも相当程度進む。そのわかりやすい例の1つが図 2.5-2 に示されているのであわせて参照されたい。

2. 土砂の動きと河床材料の捉え方の基本

表 2.2-1 沖積河道における河床材料の存在状況

	河道セグメント分類 (カッコ内は材料 m に着目したもの)				→下流 海岸・沿岸部 ★
	上流← セグメント 1 (Gセグメント)	セグメント 2-1 (Gセグメント)	セグメント 2-2 (Sセグメント)	セグメント 3 (Sセグメント)	
材料 m (洪水が挙動を決める)	礫	礫	砂(粗砂～中砂)	砂(中砂～細砂)	
材料 s(洪水が挙動を決める。植生や横断形による流速低減効果も重要)	細砂中心(中砂～シルトが混じること) (李ほか 1998、1999)	細砂、微細砂 (シルト混じりが多い。中砂が混じることもある) (李ほか、1999)	シルト混じりの細砂および微細砂、シルト (李ほか 1998)	シルト混じり微細砂、シルト (粘土が混じること)	
材料 t(平水時や小出水時の供給&タイミングが大事。洪水でフラッシュされる)	中砂以下？ 含；粒状有機物	中砂以下？ 含；粒状有機物	微細砂以下？ 含；粒状有機物？	シルト以下？ 含；粒状有機物？	
海岸・沿岸にかかわる材料分類★					★

注) 河川から供給される土砂が海岸・沿岸にとって重要な場合、★印の部分を入れることも大事である。海岸材料になるのは、直近 (最下流) セグメントの材料 m (の一部) であることが多いが、s あるいは t の寄与が重要になる場合もあると考えられる。

【トピックス】河床材料の調査結果をどのように見るかについて

一定間隔で機械的に行ったサンプリングによる河床材料調査結果を整理する状況を考える。河床材料の分析においては、2.2.1で説明したように、材料 m、材料 s、材料 t の認識・判別が重要となる。

図-1 に示す粒径加積曲線の2つの例は、それぞれ同一セグメント区間における河床表面に関する材料調査から得られた粒度曲線を全て重ね合わせたものである。このように全て重ね合わせて1つの図に表すことで、当該区間の材料分布の全体像を掴むことができる。

材料 m は図中の緑や橙から、あるいはその両方から構成されていると見ることができる。図中の青は、湾曲部の内側に形成されている砂州や岩盤・巨礫の裏側（下流側）、堰の直上流部に分布している場合が多く、これらは材料 t に分類される、あるいは材料 s になるものと分類できる。

なお、図-1 の上段のデータにおいて、m2 は m1 に対してかけ離れて大きい。実際、山腹からの直接供給が原因であり、上流から流送されてそこにあるものとは違うと見ることができる（2.7.1 に記述している(7)(8)と関連する）。このように、材料 m の中でも、動きの特性が根本的に異なる集団を特定することが大切である。

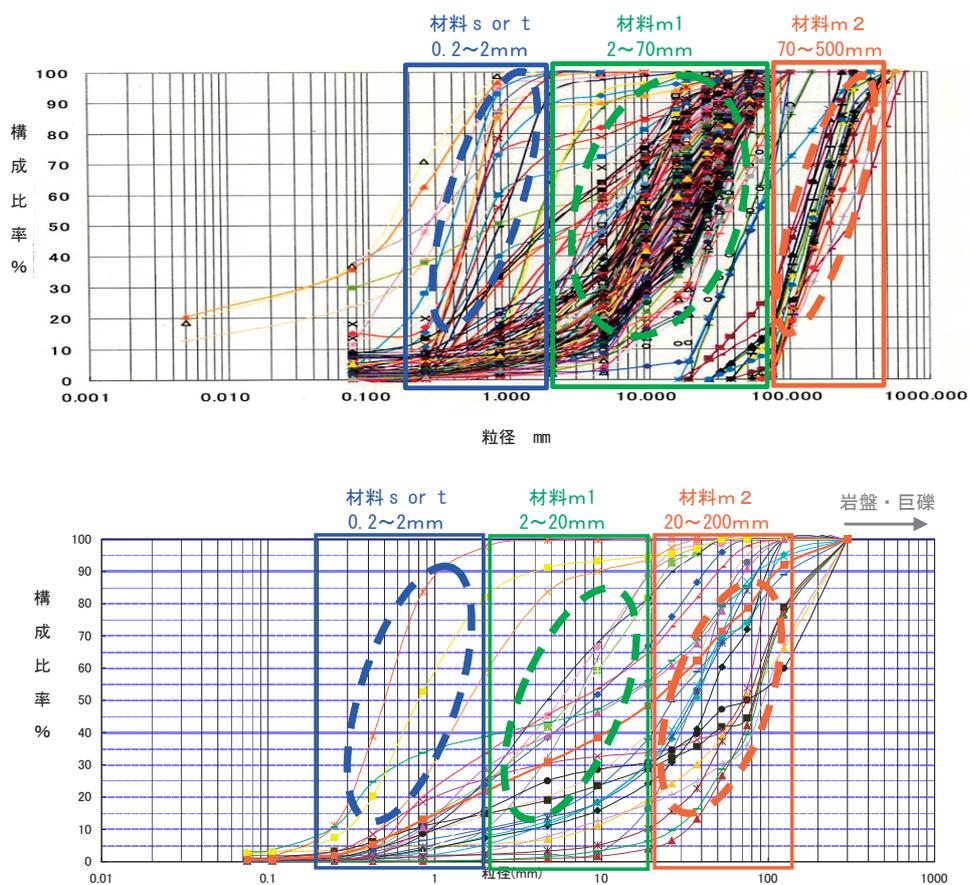


図-1 粒径加積曲線と材料 m、s、t の検討例

2.3 沖積河川に供給される土砂

沖積河道の河床材料(場合によっては海岸材料も)が土砂生産域から沖積河川への土砂供給状況を反映したものであることに間違いはないが、供給土砂と堆積した材料とが一对一の関係にあるとは限らない。沖積河川に供給される土砂を別途把握しておくことも必要である。

図 2.3-2 に、代表河川の沖積平野への土砂供給について、沖積平野の体積から求めた 1 万年程度の年平均値と(図 2.3-1 参照)、ダム堆砂量から求めた 10~30 年程度の年平均値を、比供給土砂量の形に示す(藤田ほか 1998)。供給土砂量から比供給土砂量を求める際に用いる土砂生産域面積は、沖積平野上流端から見た流域面積としている。ここでは、供給土砂量を 1 年当たりの堆積した状態での体積(空隙を含む)で表現している。

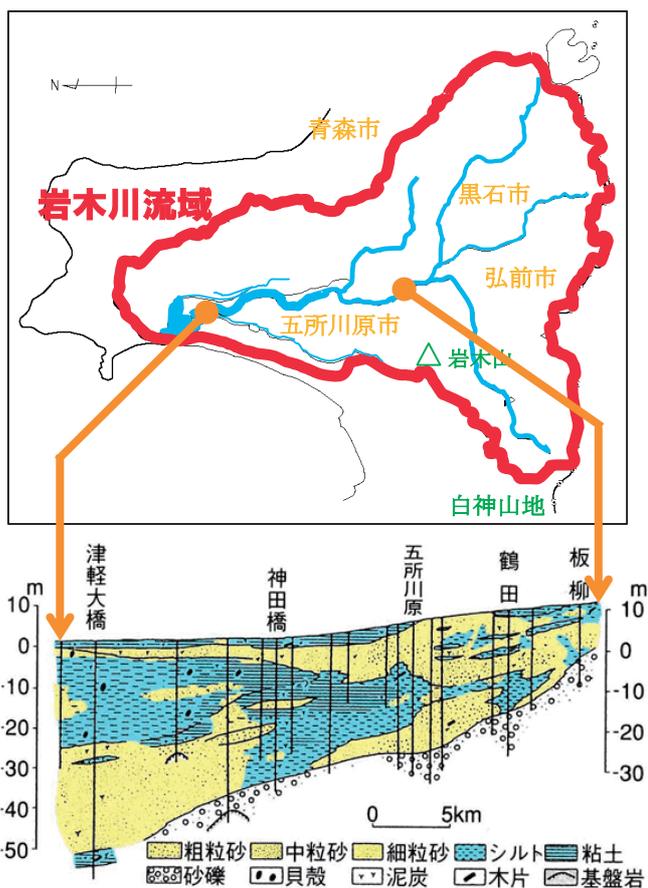


図 2.3-1 沖積平野の堆積物から長期にわたる粒径別土砂供給量を見積もるイメージ (下の図は、村山ほか(1984)の第 4 図を一部改変)

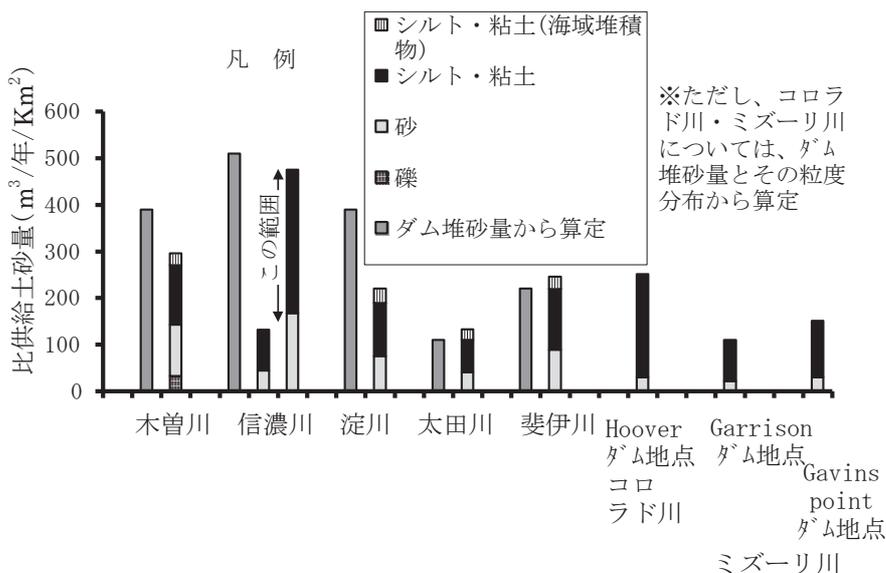


図 2.3-2 沖積平野堆積構造から調べた粒径範囲ごとの沖積河川への土砂供給量

2. 土砂の動きと河床材料の捉え方の基本

図 2.3-2 から供給土砂の粒径について見ると、対象河川による大きな違いがなく、いずれも砂利：砂：シルト・粘土=(0%~10%):(35%~40%):(50%~65%)程度の構成比となっている。このことは、供給土砂の大部分が砂とシルト・粘土で占められていること、特に細粒分(シルト・粘土)が多いことを示している。全供給土砂のうち細粒分が多いというこの傾向は、米国を流れるミズーリ川とコロラド川についても同様に見られる(図の右から1~3番目の棒グラフ)。

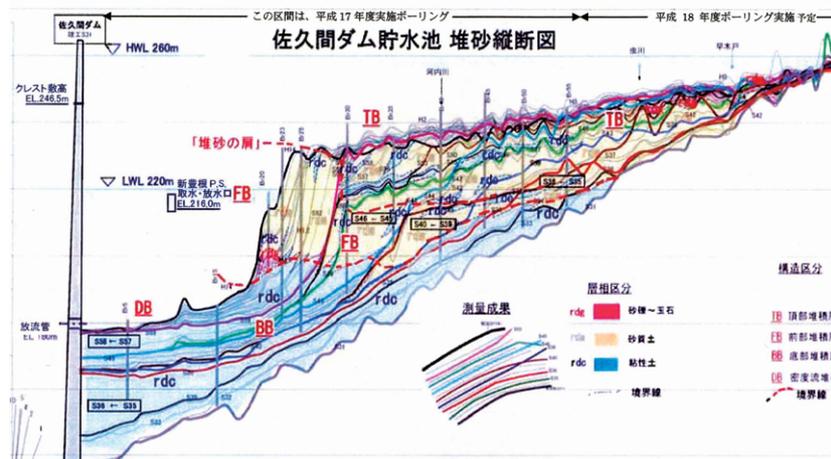


図 2.3-3 ダムに堆積した土砂の粒度構成をボーリングデータから把握した事例(天竜川水系の佐久間ダム)(国土交通省中部地方整備局浜松河川国道事務所提供)

最近では、日本のダムについても、堆積物の量だけでなく粒度分布が調べられ、粒径別の堆積量の算定が体系的に行われるようになった(図 2.3-3 に天竜川の佐久間ダムの例を示す)。図 2.3-4 は、櫻井らによる分析結果であり(櫻井ほか 2003)、やはり、ダムに堆積する土砂の多くが砂とシルト・粘土であることがわかる。なお、ダム堆砂データについては、特に日本のダムの規模の場合、粘土など粒径の非常に小さい土砂が補足されずにある程度通過していると考えられ、実際に生産・供給される土砂分の中では、図 2.3-4 に示されるよりもさらに細粒分が多いと推定される。

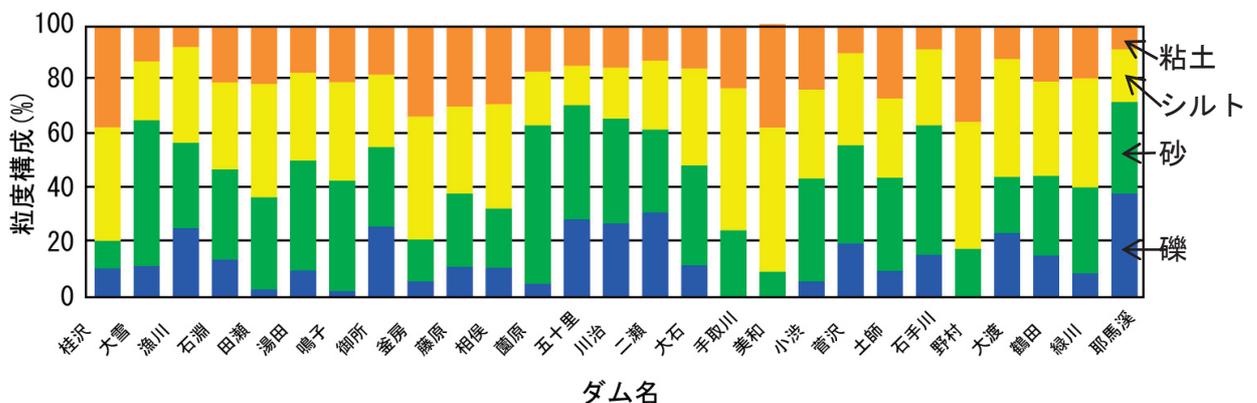


図 2.3-4 ダムの堆積した土砂の粒度構成(櫻井ほか 2003)

以上から、材料 m よりも小さい粒径成分が全供給土砂量の相当程度を占めるという特徴は、多くの河川に当てはまると言えそうである。河床材料として一般的な砂や礫に比べ、河床材料になりにくいので目立たないシルト・粘土の供給量が実は大きく、こうした細粒土砂の潜在的影響力が大きいこと、その一部が材料 s や材料 t になっていることが理解される。

2.4 流砂系という観点からの土砂輸送形態の捉え方

2.3 で述べた供給土砂 (図 2.3-2 や図 2.3-4 のような) の一部あるいは全てが堆積し、2.2 で述べた河床材料 (あるいは海岸材料) の存在状況 (表 2.2-1 のような) が決まる。この間をつなぐのが「土砂輸送形態」である。これについては、水理的な観点から「掃流砂、浮遊砂」という流砂形態の分類がなされ、また流砂の起源に着目した分類として、「wash load、bed material load」の区別がある (土木学会水理委員会 1999)。藤田 (2000) は、流砂系における非常に幅広い粒径からなる土砂の輸送を大局的にとらえるために、もう一つ、「混合型、通過型」という分類が必要になると考えている。ここでは、これを「流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類」と呼んでいる。水理的な観点からの分類はある地点のある瞬間の土砂流送の形態に基づくものであり、流砂の起源に着目した分類は、文字通り、一出水程度の時間スケールで見た流砂の起源による分類であるのに対し、「流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類」では、河道セグメント単位に土砂輸送をとらえ、後で述べる「粒径集団」に着目し、長期に渡る (多くの出水、平水時も含む) 土砂輸送とその結果 (分級、堆積、地形形成) を強く意識したものである。これらの関係を、混合型、通過型の説明とともに、表 2.4-1 にまとめて示す。

注目する粒径集団が通過型となるには、次の 3 条件が満足される必要がある。第 1 は、起こりうる水理条件すべてにおいて、当該粒径集団が材料 m と同じ流砂形態をとらないことである。具体的には、材料 m が静止の時、当該材料は掃流あるいは浮遊卓越で流送され、材料 m が掃流形態で動く時、当該材料は浮遊が卓越する状態で流送される状況になることである。第 2 は、このうち材料 m が動くモード下で、浮遊卓越で流送される当該材料が、材料 m の表面を覆わず、その一部 (礫間など) に存在するにとどまることである。第 3 は、第 2 の条件を満たしつつ、材料 m の流送量に比べ当該粒径集団の流送量がずっと大きいことである。以上の 3 条件が満足されると、当該材料は、材料 m を構成する礫などの隙間を埋める程度で、材料 m と有意に混合せず、材料 m 河床の変動に寄与することはほとんど無く、さらに、当該粒径集団の流送量が縦断的に大きく変わることはない (材料 m 河床の変動量に比べ当該材料の流送量のはるかに大きいから)。結果として、当該粒径集団の流送量は、流量と概ね 1 対 1 の関係を持つことになる。なお、こうした考えの詳細は文献 (藤田ほか 1998) を参照されたい。

表 2.4-1 流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類と他の分類法との対応関係

流砂系という観点からの土砂輸送形態の分類 (ある粒径集団に対して)	従来の分類との関係	
	水理的分類 (流砂形態に着目)	一出水程度の時間スケールで見た(?)土砂起源による分類
混合型: その場所の主河床材料(材料 m)と有意に混じり合いながら輸送される。河床変動に寄与し、その分、自身の流送量も縦断的に変化する。材料 m の流送はその定義から混合型である。河床材料を起源とする。	掃流砂または浮遊砂	Bed material load
通過型: その場所の主河床材料(材料 m)と有意には混じり合わない(せいぜい材料 m の隙間を満たす程度)。材料 m にかかわる河床変動にほとんど寄与できない。その場所は基本的に“通過区間”で、自身の流送量の縦断変化は小さい。一部が材料 s、t になるが、その量は一般に全フラックスに比べればごく小さく(材料 s)、あるいは堆積が一時的(材料 t)なので、マクロにとらえて通過型に分類できる。	多くの場合、浮遊砂。小出水時、平水時には掃流砂のこともある。	多くの場合 Wash load。小出水時、平水時には、Bed material load のこともある。

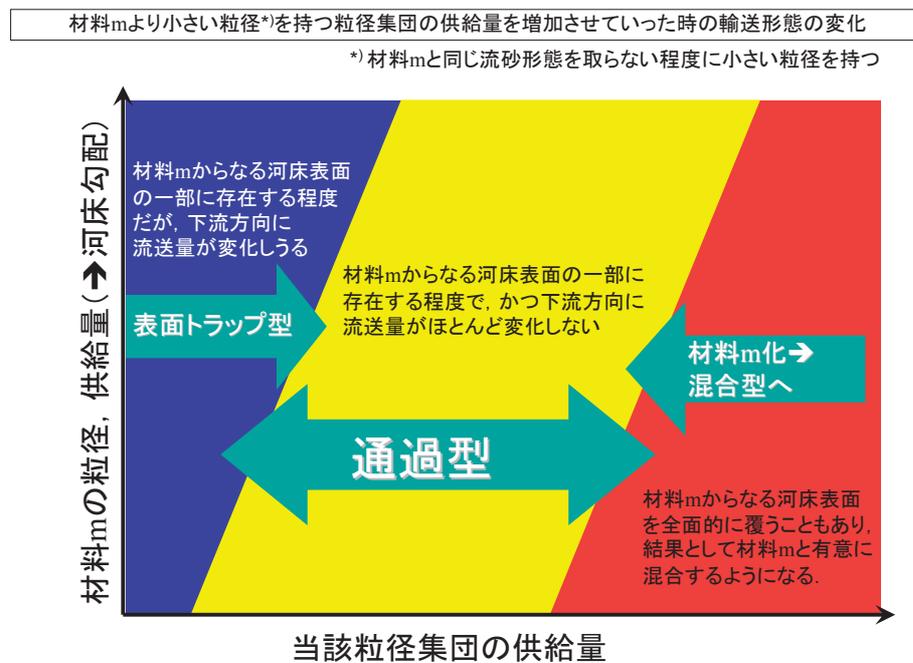


図 2.4-1 材料 m より充分小さい粒径を持つ粒径集団が通過型となるための条件を、当該粒径集団の供給量を増やしていった時の輸送形態変化から概念的に説明した図

図 2.4-1 は、第 1 の条件を満足する粒径集団の供給量を増やしていった時の輸送形態の変化を説明したものである。供給量が少ないうちは、第 2 の条件は満たすが第 3 の条件が満足されないため、供給した土砂が材料 m の表面にトラップされ、吸収される状況となる。さらに供給量が増え、トラップされる量よりも輸送量の占める割合がずっと大きくなると、第 2、第 3 の条件とも満たされ通過型となる。さらに供給量が増え、今度は第 2 の条件が満足されなくなり、材料 m の表面を当該粒径集団が覆い、さらにその上に材料 m が乗るなどの状況が起こり、当該粒径集団が混合型になっ

ていく。日本の河川の砂やシルト・粘土の供給量は、多くの場合、Gセグメントにおいて通過型となる範囲にある。仮に、大規模な土砂崩壊や火山噴火等で大量の砂が供給されると、その影響を直接受ける河道区間では、図 2.4-1 の右側の領域に一時的にシフトすることが考えられる。しかし、こうした状況が常態化することは日本においては普通考えにくい。

通過型・混合型という分類は、すぐ後で述べるように、藤田らが前述のタイプ A 河川の縦断形形成と材料 m に関する縦断的分級の機構を実験的あるいは計算上理解・説明する際に非常に有用であった(藤田ほか 1998; 山本ほか 1993)。また Parker(1996)は、通過型とほぼ同じ意味で“throughput load”という言葉を用いており、Parker・Cui (1998)、Cui・Parker (1998) は、throughput load の概念を用いて、タイプ A 河川のように急勾配礫床区間から緩勾配砂床区間に不連続的に変化する河道について、それが見かけ上平衡状態になりうることを、沖積平野の地盤沈降速度を考慮して理論的に説明している。江頭ほか(2000)は、木津川における河床変動と河床材料の縦断分布の時間変化を長期予測する上で、淵の材料(材料 t、場所によっては材料 s に相当すると考えられる; 著者らの一人(藤田)の解釈)が瀬の材料(材料 m に相当すると考えられる; 著者らの一人(藤田)の解釈)と混合しないまま輸送される場合、これを便宜上“オーバーパッシングロード”(over-passing load) と呼び、この概念を予測計算に取り入れている(なお Everts(1973)は、粒子が一様粒径からなる平坦面上を、掃流形態で移動する状況を“Overpassing”として、それが起こる条件について実験的検討を行っている。この研究では、移動する粒径について平坦面をなす粒径と同程度か大きい条件を設定しており、上記の“オーバーパッシングロード”とは着眼点が違うようである)。土砂の輸送形態に関するこれら 3 つのとらえ方は、力点の置き方が微妙に違うものの、基本的には似ており、流砂系における土砂動態を大局的に理解する際に重要な概念になっていくと考えられる。本稿では、通過型 (pass-through type) ・混合型 (exchange type) という呼び名を以後も用いる。

2.5 「粒径集団」「有効粒径集団」という捉え方

2.5.1 沖積河道形成の捉え方

図 2.3-2、図 2.3-4 に示したような土砂供給特性と表 2.4-1 に示した土砂輸送のとらえ方から、図 2.5-1 に示すように、沖積河川の河道セグメントの形成機構や材料 m、s、t の堆積機構をマクロに説明できる（藤田ほか 1998；藤田ほか 1996）。ここで、図 2.5-1 は、①上流から下流に向けて、礫は[表 2.4-1 の輸送形態の混合型→停止]、砂（微細砂を除く）は[通過型→混合型]という変化をたどり、礫(G)のセグメント、砂(S)のセグメントが形成されること、②砂のセグメントには、實際上、土砂生産源から主河床材料（材料 m）である砂が直接供給される形になること、③細粒土砂（細砂～シルト～粘土）は、その一部が高水敷や表層細粒土層（李ほか 1998）（材料 s へ）、河口付近（材料 t へ）の河床材料になるものの、多くが海へ流出することを示している。

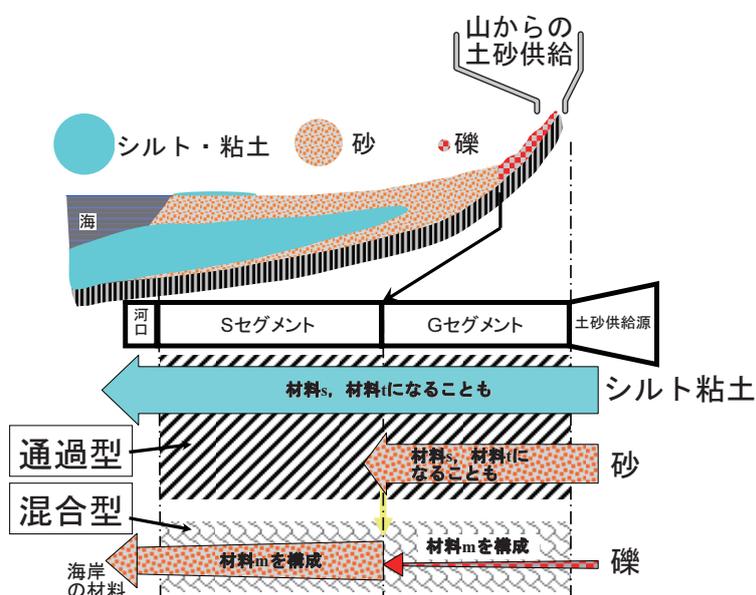


図 2.5-1 河道縦断形の形成、河床材料分級とマクロな土砂收支

2.5.2 「有効粒径集団」の説明

上記 2.5.1 に示した沖積河道形成過程における土砂動態から、以下に示す“有効粒径集団”という見方が自然に生まれる。すなわち、

- ① 水系内で移動する土砂は、すぐ後に説明する粒径集団によって、流送、河床材料との交換、河川地形への影響の仕方が大きく異なる（表 2.4-1、図 2.5-1、図 2.5-2）。したがって、土砂をひとくりに扱うことは無意味である。
- ② 多くの場合、細粒土砂（シルト・粘土；細砂と微細砂を含む場合も多い）、砂、礫という 3つの粒径集団ごとに土砂動態を考えることから始めるとよい。この場合、礫の動きは礫床区間(Gセグメント)の河床変動を、砂の動きは砂床区間(Sセグメント)の河床変動を、細粒土砂は表層細粒土層（植物繁茂に深い関

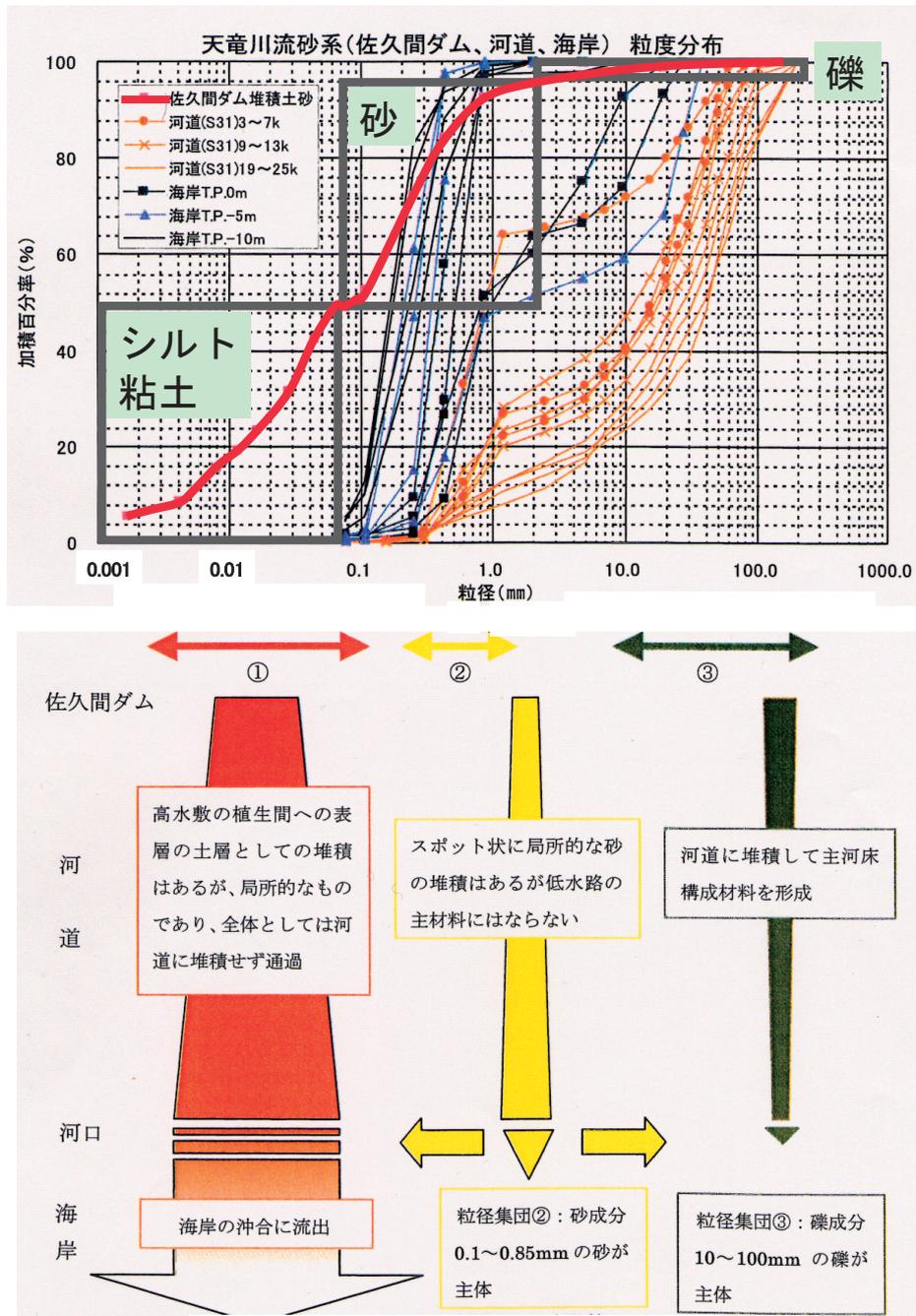


図 2.5-2 天竜川下流部の粒径集団別土砂動態の分析例。上は天竜川・佐久間ダムに堆積した土砂の全体的粒度分布(赤太線)と下流河川(オレンジ)および河口付近の海岸(青、黒)の粒度分布を示す。(海岸侵食対策と利水ダムの機能の維持・回復のための土砂管理対策検討委員会(委員長:辻本哲郎)(2004)より)

連)や河岸・高水敷の形成、河口部の超低流速域での堆積(干潟形成)、栄養塩や汚濁物質などの物質輸送(含;海への供給)を支配する(河床材料で言えば、sやt)。

- ③ 海岸の地形形成にとっては、最下流の河道セグメントの材料 m が重要な役割を果たしている可能性が高いが、さらに細粒の土砂が有効になる場合もある

(だから、表 2.2-1 のように、河川と海岸の材料を一緒に整理することが大事である)。

- ④ これら異なる現象を制御するためには、それぞれの現象を支配する粒径集団に着目して動態を追跡する必要がある。逆に、すべての粒径集団を追うことは必ずしも合理的でない。
- ⑤ このように「ある特定の河道変化や現象」にとって有効な粒径集団を「有効粒径集団」と定義する。
- ⑥ 水系環境変化に伴う河道変化を予測するには、土砂生産域の状況との関連で、各有効粒径集団の供給量を予測あるいは少なくとも想定できなければならない。
- ⑦ 細粒土砂と砂の沖積河川への供給量については、土砂生産域の水系内各場所の土砂移動を順次追跡するアプローチを採るよりも、土砂生産域の全体状況と供給量とをマクロに直接関係づけておくことが工学的には有用である。これには、沖積河川上流端付近での浮遊砂観測による粒径集団別浮遊砂量測定を継続して実施することが役立つと考えられる（流量 Q ～着目土砂の流送量 Q_s の関係把握が基本）。
- ⑧ 礫の沖積河川への供給量に関しては、礫の移動が細粒土砂や砂に比べ圧倒的に遅く、変化が上流から下流に順番に伝わるので、水系各場所の河床材料の移動を順次追跡するというアプローチからの検討、より実際的には対象とする G セグメントのさらに上流一定区間での河道状況変化のモニタリングが有効である。この際、土砂生産域での砂利の生産は空間的・時間的非一様性が高いと考えられるので、この非一様性が沖積河川に届くまでにどの程度均され得るかという視点が特に大事である。特に、豪雨等による大規模山腹崩壊などがもたらす突発的、大規模な土砂流出については留意が必要である（たとえば、井上ほか 2005）。

2.6 基本事項を実際の検討にどう反映させるか

2.6.1 「混合型・通過型」「材料 m、s、t」の区分

土砂に関する調査・分析・計算においては、土砂を一括して同じ手法で機械的に取り扱わず、粒径集団に分けて考え、それぞれの粒径集団の動態に適した手法を採用することが必要である。

具体的には、対象としている粒径集団が、「通過型」、「混合型」のどちらか？ そして、「材料 m」、「材料 s」、「材料 t」のうちどれに当たるかを明確にしておくこと、そして、それぞれの土砂の粒径範囲を明確にしておくことが必要である。

2.6.2 計算等における上流からの供給土砂の与え方

(1) 混合型の粒径集団について

河床材料のうち主構成材料（材料 m）の粒度分布に基づく流砂量計算から与えることを基本にするのが適切と考えられる。

川底であっても、河床表面には、材料 s や材料 t に相当するものを多少（ふつう 1 割以下だが幅がある）含んでいる。そのため、この材料まで含めて流砂量計算をすると、計算上は材料 s や t に相当する、したがって通過型にあたる土砂の供給量が計算されてしまう。しかし、平常時に川底表面にある材料 s や t の割合が、出水中にそのまま維持される根拠が無く、それらの割合が時間的に有意に変動する可能性を否定できない。このため、平常時に観察されたこの割合から機械的に算定された流砂量は誤差を伴い、実態と合わない恐れがある。このようなことを避けるため、混合型したがって材料 m の流送や河床変動の計算をする場合、最初から、材料 s や t、したがって通過型に当たる粒径範囲を除去して（それらが無かったものとして、残りの材料を 100% として粒径加積曲線を再配分する）全ての計算を進めた方が良い。対象河道が扇状地河川（あるいはセグメント 1）か、さらに上流のセグメント M 区間である場合、少なくとも砂以下 (2mm 以下) の粒径は材料 s あるいは t と考えて良い。第一近似として、2mm 以下の河床材料を除去して計算を行うことが考えられる。

なお、この方法を適用する際には、流砂量計算の対象とする河道区間が、供給土砂量の算定に適した代表性、安定性、縦断方向一様性を持つかどうか吟味することが必要である。そうでない場合には、算定の精度が大幅に低下する可能性が出てくる（過小、過大の両方の評価が起こりうる）。

(2) 通過型の粒径集団について

流域からウォッシュロード的に与えられることを前提にした手法を用いるのが適切と考えられる。

通過型、したがって材料 s あるいは t に相当する粒径集団を扱った計算を行う場合は、上記を基本とし、具体的には、 $Q \sim Q_s$ 関係の利用（観測データが必要）、流域地質を加味した推定式、ダム堆砂量推定式、ダム堆砂実績データの利用（堆積量をフラックスに割り戻す）（櫻井ほか 2007）などが候補になる。この際も、通過型粒

径集団の中でもどの粒径範囲を対象にしているかを常に意識しておくことが大事である。

また材料 t は土砂とは限らず、粒状有機物やリター、デトリタスなどが対象になる場合も考えられる。このような時は、上記の土砂を対象にした推定法にこだわらず、その発生起源や機構、流送タイミングの特性などに応じて、その供給量を設定する必要がある。

2.7 山地河道の特性

前節までは、基本的に沖積河川を対象に、土砂の動きと河床材料の捉え方に関する基本事項を述べてきた。一方、ダムが多くは山地部に造られ、下流河川も山地部に位置することになる。山地河川の特性を考える際にも、今まで述べてきた基本事項を理解しておくことが必要であるが、その一方で、山地河川が沖積平野を流れる河川とは異なる性質を持つことも当然なので、そこでの整備・管理を検討する際には、山地河川特有の性質をあわせて理解しておくことも不可欠となる。山地河道がそもそもどのようなものであるかがわからなければ、分析の基本的方向を誤ることもなりかねない。

山地河道については、林学、砂防学、地形学、地質学、水理学などいくつかの学術分野の対象となり、また砂防事業が行われ、それに関わる調査と技術体系の整備がなされてきている。しかし、沖積河川区間の多くが氾濫防御のための堤防を有し、河川整備の対象とされ、日常的に管理されるのに対して、山地河道は、砂防事業区域など一部のエリアを除けば、その状況を河川管理者が継続的に把握する対象にはなっていない。このため、沖積河川のように一通りの河道情報が行政により蓄積され、それを調べれば全体像が概略把握できるというような状況にはない。したがって、上記の学術分野や事業の技術体系などの知見から、ダムと下流河道との関係を分析する際に理解しておくべき山地河道の基本的特性を抽出・整理しておくことがまず大事になる。

以下では、十分な体系的記述に至っておらず、項目のランダムな提示にとどまってはいるが、沖積河川とは異なる山地河道の特性の中でも重要と考えられることを抽出してみる。ここでいう山地河道は、土石流や斜面崩壊、表面侵食などが起こる場（土砂生産源）ではなく、土砂の流送が掃流・浮遊の状態が生じる程度の河床勾配に落ち着いた後の河道のことを指す。土石流や斜面崩壊、表面侵食などによる土砂の移動は、ここで扱う山地河道に供給される土砂として扱う。以下の内容は、いずれも、ダムの存在とは関係なく、山地河道が元々有している特徴に関するものである（水山 1998；池田 2001；山本 2004；長谷川 2005；村上ほか 2005；田代ほか 2007）。

なお、以下の記述は、「日本の山地河道を語る会」（開催；平成 19 年 10 月 5 日（第 1 回）、平成 19 年 11 月 21 日（第 2 回））における、参加いただいた学識者（池田 宏氏（独立行政法人土木研究所招聘研究員）／辻本 哲郎 氏（名古屋大学教授）／山本 晃一 氏（財団法人河川環境管理財団河川環境総合研究所所長）／水山 高久 氏（京都大学教授）／長谷川 和義 氏（財団法人河川環境管理財団研究顧問）／藤田 裕一郎 氏（岐阜大学教授））からの知見・論点および総合討議の内容を参考に、国総研資料第 445 号にまとめられた内容を抜粋したものである。

2.7.1 山地河道特有の性質を理解する上で重要と考えられるポイント

(1) 流域・水系の視点、流域での地形・地質分布の視点が、分析においてより重要になる

山地部の河川は、沖積河川に比べ、より直接的に流域の地形・地質の影響を受けている。流域・水系のどの位置にダムが建設されるかが、下流河川における変化の出方を考える上で重要である。

(2) 山地河道の河床構成材料（材料 m）は、粒径分布の幅が広く、その空間的ばらつきが大きい

多くの場合、材料 m がいくつかの粒径集団からなり、場所によって主たる粒径集団が異なってくる。このため、材料 m の動き方に場所的に大きな差が生じる。材料 m がどのような粒径集団から構成されるかを特定し、それぞれが平面的にどう分布しているかを知ることが必要になる。

(3) 岩盤が側刻、下刻、洗掘を制約する

谷底にある岩盤は洗掘、下刻を制約し、河道形状を規定する大きな要因となる。

河岸が山脚で岩盤になっているところが多い。こうした岩盤は側刻を制約し、河道の幅や流路の平面形状を規定する大きな要因となる。

(4) 未固結堆積層の厚さが有限であり、また、時間的・空間的に大きく変化する

場所によっては堆積層厚（以後、堆積層というときは未固結を指す）が薄く、川底に岩が露出しやすいところがある。ふだんから川底が岩になっているところもある。さらに、露出したりしなかったりところがある。岩露出の有無で、河床変動や洗掘、土砂流送、表層河床材料の特性が大きく変わるので、上記の有限性（砂礫などが常に川底にあるとは限らないという意味で）は重要な特徴である。

(5) 洪水により作用する営力の幅が広い。頻度は小さいが大きな営力が作用する

沖積河川であれば、河道満杯流量以上の洪水が発生しても、氾濫原に溢れてしまい、河道に作用する営力はそこで頭打ちになる。堤防があると、流量が河道（低水路）満杯流量を超えても、洪水が堤防間にとどまるため営力の増加が続くが、低水路幅より堤間幅（堤防間距離）がずっと大きいので、営力の増大は鈍る。また堤防高を越えての営力増大はあり得ない（山本 2004）。一方、山地河道では有意な氾濫平野を持たず川幅が山脚により規定されていることが多い。この場合、水位が上昇しても川幅があまり広がらないので、流量増に伴い営力が増加し続けることになる。このため、作用する営力に明確な上限が無く、頻度は極めて小さいが非常に大きな外力が生じうると考えられる。

掃流力が増すにつれ急速に動きが活発になるという土砂流送の特性から考えて、以上のことは流路や河床構造の階層性につながりうると考えられる。すなわち、頻度は小さくても規模の大きな（カタストロフィックな）洪水が河道形状の骨格を規定し、一クラス規模の小さな洪水による河道形成作用がその上に乗って骨格に肉付けをし、という状況が多段に存在する性質である。このような階層性、履歴性が卓越する場合、沖積河川で河道形成の代表的流量としてよく用いられる「平均年最大流量」のように、1つの河道形成流量で技術検討を行うだけでは足りず、複数の代表洪水流量と対応する河道形成作用を複合的に考える必要が出てくる。

(6) 沖積河川に比べ一般に急勾配であり、射流が頻出し、水深粒径比が小さい

射流、小さな水深粒径比はともに、流れ、流砂、小規模河床波などの特性を考える上で重要な条件である。射流条件で生じる小規模河床波の一種である反砂堆は、溪流河川によく見られる階段状河床の形成機構に深く関わる。

(7) 土砂供給源が多様である。当該河川の本川上流からだけでなく、支溪流からの供給も影響力をもちやすく、また山腹からの直接的供給も起こりうる

上記に示すように土砂供給のルートが一律でないこと、また支溪流の土石流や山腹の斜面崩壊などにより供給される土砂がもともと幅広い粒度を持ちやすいことが、上記(2)の特徴が現れる理由の1つになっていると考えられる。

(8) 土砂供給が時間的、空間的に不均一に行われる。また、土砂供給の場からの距離が近く、河道がこの不均一性の影響を強く受ける

空間的不均一性については地質・地形分布などとともに上記(7)も関係する。時間的・空間的不均一性については、短時間強雨の出現特性や山腹崩壊の場所とタイミングなどが関係する。つまり、支溪流の土石流や山腹の斜面崩壊などによる土砂供給は、起こり方が突発的であり、その場所や発生のタイミングがランダムに近い特徴を持つ。(8)の特徴は、ある区間の河道特性を考える上で、土砂供給イベントとの時間的・空間的距離が重要であることを意味する。すなわち、有意な土砂供給が起こった場所との距離、そのイベントからどれくらいの時間が経っているかが分析のポイントの1つとなる。

(9) 河床材料の流送量（Bed-material load：河床起源の土砂流送量）と流量との関係が、沖積河川では概ね安定的であるのに対し、山地河道では大きく変動する

上記(8)の特徴があるため、当該区間で河床材料が流出する量と、当該区間に河床材料となる土砂が供給される量が大きく異なる場合が出てくる。[前者>>後者]の場合には、河床が低下し、ふつう河床材料は粗くなり、場合によっては岩露出にまでいたる（動きうる河床材料が枯渇した状態）。河床材料が枯渇して河床が岩ばかりとなれば、流量が増大しても河床起源の土砂流送量は0のままである。[前者<<後者]

の場合には、河床が上昇し、河床材料の堆積厚が大きくなり、ふつう河床材料は細かくなる。この状態で流量が増えれば、河床起源の流砂量も急激に増える。以上から、河床材料の粒径や堆積層厚は同一地点でも大きく変動し（(4)の特徴）、河床材料が枯渇して川底が岩だらけになってしまうこともあり、同じ流量が流れたときの河床材料の流送量も大きく変動する。1つの洪水の期間中でさえ、粒径や堆積層厚が時間的に大きく変化することがある。沖積河川まで下ってくると、上記(8)の非均一性がならされ、河床材料の変化幅が小さくなり、上記(7)の特徴が解消する（主たる土砂供給が当該河川上流に一本化されるので；ただし河岸侵食の役割については別途議論が必要かもしれない）ので、河床材料の流送量（河床起源の土砂流送量）と流量との間に概ね安定的な関係が見られるようになる。

(10) 河床材料が洪水によってほとんどあるいは全く移動しない区間が珍しくない。

沖積河川であれば、一定以上の頻度で洪水により河床材料が有意に動くことを前提にものと考えて良いが、山地河道の場合には、この前提は必ずしも成り立たない。この背景として以下のことがある。

現在の河川・流域の地形は、最終氷期以降の気候変動と海水準変動から強い影響を受けている。最終氷期には、今より気温が5～10度低く、海水面が100m以上低かった。その時代、山地では植生の後退や活発な凍結融解作用や氷河の作用によって礫の生産が盛んとなり、河川の上・中流部では礫の流送によって網状流が発達し、下流部では低い海水面に追従して河床が低下した。しかし、後氷期（最終氷期が終わった2万年前以降）になると逆のことが起こり、礫生産量が減少する一方気候温暖化により流量は増加し、河川の上・中流部は低下傾向となり、下流部では海面の上昇によって河床上昇や沖積低地や平野の形成が起こった。こうして、現在見られる河川・流域の地形は、氷期に形成された地形とそれを改変した後氷期の侵食作用の2つの面から構成されている（貝塚ほか 1985）

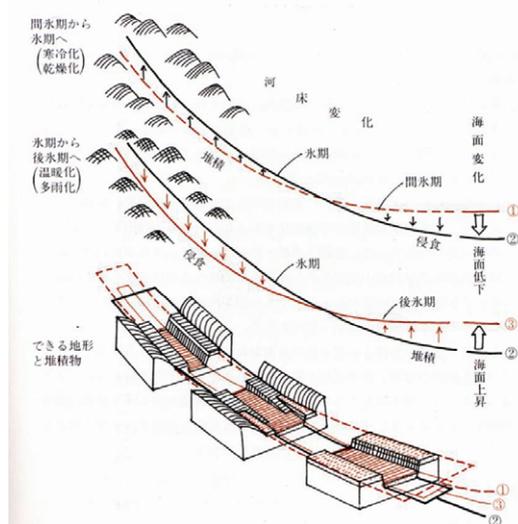


図 2.7-1 気候の変動と河床断面の変化
(貝塚ほか 1985)

図 2.7-1 参照)。

すなわち山地部の河道は、後氷期（2万年前から現在にかけて）、全体としては下刻傾向を基調にしていると言える。主な河床材料となる礫の枯渇が続き、河床低下と粗粒化が十分に進行し、河床材料が静的安定に至った区間や岩露出に至った区間、岩の上に礫が材料的に薄くしか乗っていない（川底に礫の“残り滓”しかない）区間が珍しくないと考えられる（上記(4)と関連）。相対的に土砂生産が

活発な水系では、十分な砂礫が今でも供給され、動きの活発な堆積層が形成されているが、少なくとも、そのような場所が一般的と考えるのは適切でない。

池田（2001）は、「岩川」、「石川」という表現により、山地河道において、動きの活発な堆積層が存在する区間（石川）と、未固結の堆積層が有意には残っておらず、河床材料の動きがほとんど無い区間（岩川）を区別する見方の重要性を強調し、岩川、石川それぞれの河道形成過程、下刻・側刻作用の違いを指摘している。山本（2004）は、河道に礫層が広がっている場合の側刻作用と、礫層がない場合の下刻作用が河川地形形成に果たす役割を説明している。

以上のような特徴は、簡単な水理分析でもある程度定量的に確認できる。たとえば、山地河道について河床材料（材料 m）の動きやすさを、代表的洪水流量の下での無次元掃流力から調べると、1/10 確率の洪水流量でもほとんど動かないと判断される区間もあれば、1/3 確率でも動く判断される区間も存在するなど、無次元掃流力の値が区間によって大きく変わる結果をしばしば得る。このような分析の重要性は 6.2.2 で改めて説明する。

ダム下流において巨礫や大礫からなり、河床材料（材料 m）が動かない状況になっていたとしても、上記のようにダム建設前からそのような区間であった可能性もあり、このようなことから、元々の検討対象河道区間の特性を何らかの形で考慮することは、山地河道におけるダムと河道との関係分析に求められる大事なポイントの1つと言える。

(11) 河床材料として流送される過程での礫の破碎・摩耗が河床材料、土砂収支などに与える影響を、場合によっては検討する必要がある

礫の岩質やその流送状況などによっては、上記の効果を考慮した分析が必要となることが考えられる。その際には、その効果に関する定性的なシナリオを、河川技術として扱えるように定量的に分析・検証することが重要となる。土砂動態を捉える上で、土砂水理的なアプローチが依然として主軸になると考えられるが、礫粒が変形しないことを前提にした収支議論を絶対視しないことも求められる。

(12) 山体あるいは川底を構成する岩といえども、一律に不変と考えるのではなく、その変化まで考慮すると、山地河道の形成機構への理解が深まる

未固結堆積層の動きとは意味合いが異なるものの、岩の“動き”も、山地河道の河道形成過程を考える際に大事になる場合がある。“動き”の例としては、風化、河岸を構成する山脚の侵食、山腹崩壊、川底の軟岩の洗掘・侵食、山体の隆起などである。これらの動きを起こす要因としては、岩質やその組み合わせ、石川と岩川（池田 2001）の洗掘・侵食作用の違い、植物の作用・役割、気候・気象条件、岩のフレッシュさなどが考えられ、これらの影響度を把握し、対象とする河道に関わる“岩の変化”の形態、速度の評価につなげることが河川技術的には必要となる。

＜参考＞山地斜面からの直接的な土砂供給と輸送

ここでは、流域における土砂生産の場である山地斜面から河道に供給される土砂について、その仕組みを「新谷ら（新谷ほか 2006）」を引用して次に述べる。

一般に山地河川では斜面と河床が接している。沖積平野の河川では斜面と河床は離れて位置することが多い。このため、山地河川では斜面変動と河床変動の間に直接的な関係がある。斜面と河床が接したところでは、斜面変動による崩落土砂が河床に接して崖錘（土石流の場合には沖積錘）を形成する。この堆積物は洪水時に土砂として河川に入るが、河口に達するまでの時間は土砂の粒径によって極端に異なる（3.3.3 参照）

斜面変動と河床変動の関係について、大井川上流の崩壊地「赤崩」の事例がある。赤崩は、標高 1,300m～1,900m に位置し、崩壊面積は約 39ha であり、崩壊地の下には沖積錘がある（池田ほか 1993）（図 2.7-2 参照）。

地質は四万十層群の砂岩・頁岩の互層で、構造運動の影響で破碎されている。冬から春にかけて、凍結・融解により落石が崩壊地斜面から頻発し、このため植生が侵入・定着できず脆弱な岩盤が崩壊地斜面全体に露出している。

赤崩における斜面変動と河床変動との関係は次のようである。

凍結・融解による脆弱な岩盤斜面からの落石あるいは雨による小規模な崩落により、崩壊地基部には崖錘が発達する。

- ・ そこに大雨が降ると、崖錘は飽和岩屑流となってゆっくり流動し、勾配約 21 度の沖積錘を形成する（池田ほか 1993）。
- ・ 河道に張り出した沖積錘の一部は、洪水時に河道に入り土砂礫として河床変動に寄与する。

岩盤斜面→崖錘→沖積錘→河道という道筋であり、崖錘が発達していなければ土砂礫は河道には入らない。

現在の日本においては、火山活動の活発な斜面を除く山地斜面は森林で覆われているので、山地斜面における顕著な土壌侵食の問題は発生していない。しかし、森林土壌の発達には、崩壊可能物質を増大させ、土壌の高い浸透能が豪雨時に雨水の多くを地中流とすることから、一回に大きな崩壊を起こしやすくなっている。はげ山が多く土壌侵食が盛んだった明治期は、土砂の生産の頻度は高いが規模は小さいというものであったが、現在は、頻度は低いが規模は大きいというものに変化している。

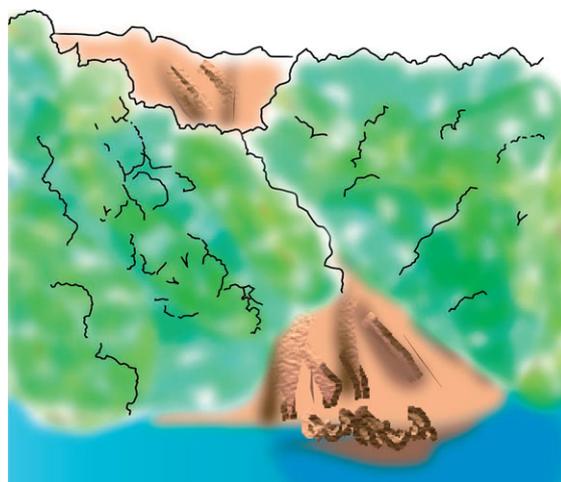


図 2.7-2 大井川上流の赤崩（池田ほか 1993）をもとにした崩壊のイメージ

一般に、上流にいくほど急傾斜の山腹斜面や支流が本川河川に直接流れ込むことが多く、下流にいくほど河川は斜面から遠ざかって平坦な沖積平野の中を流れる。すなわち、河川の上流ほど斜面や支流から一時的に集中的に土砂が供給される機会が多く、同時に、上流ほど流域面積は小さくなるので土砂を運搬するための流量は少なくなる（＝供給された土砂量に対して流水による土砂運搬力に上限が生じる）。

一般に山地河川は礫床河川か岩盤河川である。大局的には山地河川は土砂の通過域にあるので、岩盤河川になっていたり、礫床でも堆積層がさほど厚くないことが多い。すなわち滞留土砂が少ないのが全体的な傾向である。これは流水の土砂輸送能力に比べてその場に供給される土砂量がずっと少ないのが一般的であるためで、山腹崩壊などにより一時的に土砂供給・堆積が起こっても比較的早く下流に流される（村上ほか 2005）。

山地河川では、土石流などの集合運搬により土砂が供給されることが多い。集合運搬による土砂供給が起こると河床に一時的に土砂堆積が起こるが、この土砂は順次下流に流送され、河床はもとの滞留土砂の少ない状態に戻る。洪水の土砂輸送能力がいくら高くても、運ぶべき土砂が河道に存在しないことがよくあり、河道に土砂が十分供給されてはじめて、輸送能力に見合う土砂流送が行われるというのが山地河川の特徴であるといえる。

2.7.2 調査・分析の体系化への含意

2.7.1 の内容からは、山地河道の調査・分析に際して次のようなことが重要になると思われる。

まず、流域・水系、その中での地質・地形の分布を視野に入れ、検討対象区間の“空間的位置”の意味を把握することである。スケールダウンすれば、当該区間への土砂供給源や供給ルートの特特定もこれに入ってくる。

当該区間の“時間的位置”の把握も重要となる。すなわち、関係する土砂供給イベントを把握し、それと当該区間との時間的・空間的距離を調べ、これに基づき、たとえば、対象区間の河床材料に関して、供給枯渇状態か、供給過多状態か、動的平衡状態か、静的平衡状態（河床材料の動きがほとんど無い）かを把握する。河床状況が変化過程にある場合、その速度や最終到達状態、そこに至るまでの時間などを推定する。

営力に関しては、検討対象とするレンジを頻度の小さい高外力まで幅広く取り、様々なレベルの営力が起こしうる河床形成作用とその履歴性を検討する。その上で、河床が階層構造を持つかどうかを調べ、それがはっきりしている場合には、当該区間に作用しうる営力のレンジから各階層を支配する代表流量とそれがつくる河床構造を掴んでいく。

河道状況の中で特に調べる必要があるのは、河床材料の平面分布状況（複数の粒径集団の平面分布など）や、岩の位置（平面、河床下）と未固結堆積層の厚さ・材料の把握である。

礫の破碎・摩耗による変化や山体や山脚、谷底を構成する岩の変化速度については、当該河道区間の河川技術的取り扱いにおける重要性を、これらの変化速度と対象とする事象の時間スケールなどから判断することがまず必要である。

全体として、様々な定性的な情報を河川技術的取り扱いに組み込めるように整理し、定量化することが鍵となる。また、今まで述べてきたように、山地河道の特性には多くの要因が関係し、影響の仕方も多様かつ複雑で、その一方、既往の河道情報の蓄積は十分でない。このため、それら全てを高い精度で調べることは、実際に投入できる調査分析の労力から考えて実務的には困難と考えられる。したがって、山地河道の調査分析については、調査の合理化、簡略化も重要な課題となる。このためには、まず、河川技術の観点も取り込んだ山地河道の類型化が不可欠である。類型化の視点を検討する上で、2.7.1 に示したポイントも参考になろう。また、重点的に検討すべき事象を抽出するために、主要な事象について大まかに変化速度を見積もることができるようにし、河川技術的に取り扱うべき変化速度のレンジに入ってくる事象を特定しやすくすることも大事と考えられる。こうした取り組みと並行して調査、モニタリング技術の高度化を追求していくことになる。