

第 2 章

河川水理学の紹介

2-1. はじめに

このマニュアルを正しく使用するためには、流体力学の原理と法則に関する知識が必要です。この章では、河川水理学的な研究を実施するのに必要な原理の概要を説明し、また研究の実施に際して適切な方法を選択できるような、いくつかの指針を示します。また、Chow (1959 年)、Henderson (1966 年)、および French (1985 年) のような、一般的な教科書を補助として使用する必要があります。この章で取り上げるトピックには、流れの次元性、水と洪水波の性質、定義および流れの分類の概観、および河川水理学および地形学の基本原理などがあります。

a. 概要 河川は複雑で活動的です。人間活動や（おそらくそれに関連した）気候の変化や地質や水文学的な状況に対応して、河川もその性質、つまり粗度、速度、勾配、深さ、幅、平面形状などを適合させていると考えられます。こうした河川自体の調節速度は、そのような調節作用を引き起こしている原因と力の強さに依存して、速くなったり遅くなったりします。河道が部分的に変更されると、その変更によって本川や支川の性質が変化し、そうした変化がさらに上流や下流にも広がります。このような変化は非常に長い距離にわたって発生することがあり、またその変化が長期間に及ぶ場合もあります。

b. 解析技術 河川に関する問題を効果的に解析するには、その河川系において支配的なプロセスが何であるかを認識し、そのプロセスを理解することが必要です。河川水理学の解析で常に考慮しなければならない 2 つの基本項目があります。それは、河川における流量の特性、および河道の地形的な作用です。これら 2 つの構成要素は、時には個別に扱われることもあります。しかし、沖積平野上の水路（境界が移動する水路）では、流れと境界の形状がお互いに関連し合っています。一次元的で定常状態にある固定床の水面形は、「伝統的な」河川水理学研究の一環として計算される場合がほとんどです。しかしながら、氾濫原の管理、洪水制御、あるいは人工水路に関する研究において必要な研究を正しく行うためには、非定常流（時間に依存する流れ）、移動境界（流れと時間によって変化する境界特性）、多次元の流れの特性（速度分布が均一でない流れ）なども考慮しなければならない場合があります。

c. 選択肢 河川の流れを解析するに当たって、解析者にはいくつかの選択肢があります。その中から、最適なコストで十分な利用価値があり、しかも防御可能な結果をもたらすような選択肢を 1 つだけ（あるいは複数の選択肢を組み合わせて）選ばなければなりません。しかし現時点では、大まかに適用するだけでははっきりと方法を示してくれるような、信頼性の高い基準がありません。広範な流れの作用を予測することを目的として、河川の流路区間を研究している河川工学の専門家にとって、このマニュアルは思考過程に有益な指針を与えてくれるガイドとなるでしょう。

2-2. 流れの次元に関する問題

a. 一次元の領域 多次元の研究が必要なのか、あるいは一次元のアプローチで十分なのかを決定するためには、いくつかの質問に答える必要があります。選択可能な 1 つ以上の方向に向かう量の変化に対して特定の関心がありますか？ この質問に対して主な方向を 1 つだけ選ぶことができた場合は、一次元の研究で十分な可能性が高くなります。この方向を、流れの主軸（例えば、水流の向き）と呼ぶことにしましょう。自然の河川では、当然ながら水流の方向が流れの主軸と共に変化します。

b. 一次元解析の限界 一次元解析において、主軸に対して直角な方向の量的な変化に関しては計算されるか、あるいは無視されて計算に含まれないことを意味しています。一次元解析の一般的な仮定としては、静水圧分布であること、流体の断面における流体の特性が垂直で均一な速度分布を持つようなよく混合された流体であること、主軸に対して横軸方向の速度の構成要素がゼロであること、などがあります。

c. 二次元の流れ 実際の横軸方向の変化は、想定された変化とは大きく異なっていることがあります。その場合、一次元的な研究から決定した流れの方向の数値には大きな誤差が生じます。氾濫原における流れの速度が、主な河道の速度よりも大幅に小さい場合、深度はどの場所でも、均一な速度分布に基づいて計算した値よりはるかに大きくなります。横軸方向の変化は、水流の向きにおける数値よりはるかに重要である可能性もあります。この点は、水面の上昇または流速の最大値を考える場合、特に重要になります。一例を挙げると、河川の湾曲部では、堤防の一方の側において速度が大きくなり、その結果として、平均的な水流方向の数値に基づく方法では推測できないほどの洗掘が発生します。また、湾曲部の流れが原因で、外側の堤防部分にスーパーエレベーションが発生することがあります。ダムの決壊による水の波が、勾配の急な山地の谷を流れ下って起きる洪水はその一例です。

急速に流れている水流において、湾曲部の外側におけるスーパーエレベーションは、水流が曲がる際に内側への流れを加速することによって発生します。したがって、計算上の観点からは、この外側におけるスーパーエレベーションによって、流れの一次元性が損なわれることにはなりません。水面の過剰な上昇は、一次的に計算した流速と曲がりの半径から予測することが可能です。さらに、この水面上昇値が計算できたら、これを流れの軸における水面の過剰な上昇に加算することもできます。また、河幅が広くて水深が浅い河口で、強い横風によって風下の堤防における水面の過剰な上昇が河道の主軸と比較して大幅に大きくなるという例もあります。

e. 流れの次元の決定 任意の流路区間が一次的なものであると理論的な確信を持って宣言するには、その流路区間に関する多次元的研究を実施して、その結果を一次的なアプローチの結果と比較する必要があります。実際の経験から得た大きなところでは、流路区間の長さが、その幅の 20 倍より大きい場合であり、かつ、横断方向の流れや水位の変化が特に重要な事項ではない場合に、一次元性の仮定が適切であると認められる可能性が高いと言えます。幅の広い流路区間における記録上の洪水から、強い横風の発生率の指標や、横軸方向の大きな大気圧差を示す指標が得られることがあります。また、潜在的な横軸方向の著しい攪乱の発生源として、その流路区間内における過去の大きな洪水を研究しておく必要があります。極端な例では、1963 年にイタリアの **Viaont** ダムにおいて、放置されていた堤防で大きな崩落が起これ、それが貯水池に落ち込んだ結果、巨大な高波による大惨事が起きたということがあります。この高波は、本川である **Piav** 川を横切り、支川を乗り越え、**Longarone** の町を完全に破壊してしまいました。ほとんどの場合、厳格に一次的な流れから出発させると、局所的な範囲内に限定されます。断面方向への拡大と収縮によって横軸方向の不均一な速度分布が発生します。また、それが著しい場合には水面の上昇が発生します。一次的な解析では、損失水頭の係数を調整することによって、こうした局所的な影響を把握するのが一般的です。

f. 複合水路 複合水路の概念は、一次元解析において、非常に起伏の激しい氾濫原で流れが妨害される現象を説明する際に使用するのが一般的です。水平な水面と、主水路と高水敷上の流れに共通なエネルギー勾配では、総流量は主水路と高水敷との間で、それぞれの流量の比率にしたがって分配されます。

高水敷にある流れの一部分が移動した長さは、原則的には、主水路、および左右の高水敷という 3 つの隣接する一元的な流れを計算することによって調整が可能です (Smith 1978 年、合衆国陸軍工兵隊 1990b)。

g. 氾濫原 河川が急激に増水して氾濫に至る過程では、高水敷が満たされるまでかなりの時間がかかります。洪水が氾濫原まで到達する力を供給するため、横軸方向の水面は水平にはならず (主水路から外側に向かって) 下降勾配になります。水流方向の流れの断面積は、主水路において水面が上昇している部分で、水平ラインの下側より小さくなります。二次元的な計算を行っていない場合、過去の記録から得た氾濫原が満水するタイミングに関する情報を主水路における水位の上昇時間と比較することにより、この影響の重要性を決定します。

h. ネットワーク 相互に関連した河川のネットワークは確かに二次元的ですが、個々のネットワークの範囲を構成しているそれぞれの水路は、通常は一次的に扱うことができます。氾濫原を横切る、非対称の開口部がたくさんある幅の広い橋の下を通過する流れを例にとります。このように流れの経路が多数ある場合は、流れの分布を決定することは困難で、水面上昇はかなり水平から外れることになります。このような場合には、二次元的なモデリングの方が望ましいでしょう (合衆国運輸省、1989 年)。

2-3. 水波

a. 概要 大気に向かって開いている自由水面を持つ水の流れ (または静止している水) は、常に波動の影響を受けやすくなっています。波動の本質は、攪乱の伝搬という概念の中に存在しています。ある特定の流れが、その境界内のどこかにある何らかの要因によってかき乱された場合、そうした乱れを示すなんらかの兆候が、一定の伝搬速度で他の部分に伝達されます。波にはいくつかの異なるカテゴリーがあり、その多くは河川水理学には関連がありません。小石を水に投げつけると波ができますが、この波は小石が入った位置からすべての方向に向かって放射状に進みます。岸に対して波が進む速度は、流速と深さに依存します。静止している水では、波の放射が同心円になります。波の伝播という概念は、波の速さに依存しており、流速は波に関するすべての解析に共通な要素です。落とした小石によって発生した波は、通常は毛管波 (capillary wave) であり、その速さは水と空気の境界面における表面張力に強く依存しています。

こうした波の速さは河川水理学には無関係です。ただし、水路の小規模な物理モデルにおいては計測値に多少の影響を及ぼす可能性があります。

b. 波の種類

(1) 強風の時に河口の表面上に見られるさざ波やうねりは、重力波の一種です。こうした波は、水の分子の動きが上層の活動範囲に限定されているため、河川で見られる洪水波とは異なります。このような波は、水面下の深い位置で計測するほど速度が小さくなっています。こうした波の速さは、主として波のサイズに依存し、波がその表面を移動している水の深さにはそれほど大きく依存しません。また、このような波によって岸が断続的に浸潤され、侵食され、何もなければ静かな水面より高い位置に池ができてしまうことさえあります。こうした波の波長が短いことは、垂直方向および水平方向において、時間に伴って速度と圧力が変化していることを意味しています。したがって、洪水波の場合よりも数学的な計算がかなり複雑になります。一般的な洪水の研究では、こうした表面波の大きさは経験的な公式から予測し、主要な洪水波の表面に重ね合わせます。もう一種類の短い波は、フルード数(2・4c 項を参照)が2に近い非常に勾配が急な水路で見られます。この波は、このような勾配上では流れが不安定になることが原因で発生するものです。この形の波動は、いわゆる「ロールウェーブ(roll wave)」と呼ばれており、流量の小さい吐き口(たとえば、水門からの漏水)のような勾配の急な水路で見られます。

(2) 波長の短い水波には、もう一つの種類があります。この種類は洪水波に多少の関連性があります。非常に希な事例ではありますが、流れの変化があまりに極端に急激なために段波が発生することがあります。これは、移動する跳水が見られる短い流れの帯です。このような跳水は、川の上流に向かって進むことも(例：河口付近で潮位が急に上昇した時に発生する段波)、下流に進むこともあり(例：決壊したダムの背後から発生する波)、さらに基本的に一箇所に留まる場合(例：静止した内湾での水位の急上昇)もあります。

c. 洪水波 洪水予測の最も重要な目的は、連続降水量、潮位の影響(暴風雨による潮位の影響も含む)、ダムの稼働、そしてダムの決壊の可能性等のような、様々な現象の対象となる水域において、その最高水位を予測することです。また、流量と自記水位計、予想される水流の速度、洪水の続く時間なども関心の対象となります。こうした予測を行うための決定的な方法は、一般的に洪水追跡と呼ばれる、特定のフローシーケンスに対する水の対応に関する方法です。

ここでは簡単に紹介しておきますが、詳細と実例が第5章および「付録 D」に記載されています。ここで考察しているのは、長さが幅よりもはるかに長い河川の流路区間のような一次元的な状況のみです。これと同様に、流路区間の境界は堅固で流れによって変形されないことを想定しています(第7章および EM 1110-2-4000、1989年を参照)。

(1) 洪水追跡 洪水追跡に関する技術の多くは、19世紀末および20世紀初頭に開発されたものです。洪水期間中の水位が場所と時間によって異なることから、洪水予測の計算が非常に複雑になっています。計算の労力を妥当な範囲内に収めながら適切な解答を得るために、単純化のための様々な仮説が導入されました。線形波動式を解くための解析的な手法はよく知られていますが、適用される式为非線形性と、境界および境界条件の複雑さから、こうした方法で得られた解を一般的に現実の水域に発生する実際の洪水に適用することができません。必要となる算術的計算が膨大となるため、適用される式の数値的な解は、ほとんどの場合に除外されていました。20世紀後半になって、高速の電子計算機が登場して普及することで、洪水の流れとその影響に関する計算が革命的に向上しました。現在では、偏微分方程式による数値的な解も、それほど大変な努力をしないで得られるようになっています。

(2) 洪水追跡用のデータ 河川の流れを扱う偏微分方程式の解には、境界と初期状態が必要となります。特に、水路の形状とその起伏が判明していなければなりません。また、流路区間の上流と下流の末端部分における水理学的な条件と、流路区間に沿った側面からの(支川や迂回水路などによる)流入や流出すべての水理条件も判明している必要があります。自然状態では水路が非常に不規則なため、河道の形状と水理学的な特性(起伏や浸潤など)は、正確に決定することができません。信頼性の高い結果を出すためには精度を決定する必要がありますが、これは大きな問題です(合衆国陸軍工兵隊、1986、1989年)。

(3) 水の動き 洪水期間中の、断面部分における水の分子の運動は、上から下までほぼ均一に近くなっています。側面と底面の抵抗、河道の湾曲または不規則性が原因で発生する二次水流、そして河道から外れて水が溜まっている(流れが無効になっている)部分などが、断面の全域にわたって不均一な速度分布を作り出します。洪水波の速さは、根本的に水の深さに依存しています。また洪水波では、圧力分布がほとんど静水圧に近くなっています。つまり、水面から下の深さによって圧力が均一に増大します。

これらの、いわゆる「長期波動」は、実際のところは、河道で次第に変化する非定常流です。「非定常」という用語は、このような河道内のある位置における水の速度の計測値が、時間経過に伴って変化することを意味しています。また「変化」とは、どの瞬間にも、河道に沿った様々な位置における速度が異なっていることを意味しています。「次第に変化する」とは、断面における圧力分布が静水圧であることを意味しています。

(4) 波の速度 洪水などの攪乱に対して河川内にある水が反応すると、一定の速度で伝搬する波となります。この波が、同時にではなく結果的に、水位に影響を及ぼします。解析者は、こうした事実を認識しなければなりません。特定の環境下ではこの事実を無視することができますが、特殊な条件を慎重に考慮することなく機械的に無視することは、絶対に避けるべきです。波の伝搬速度が、境界条件が目立った変化を示すまでの時間に比較して短い場合のみ、波の動きとは無関係に、流路区間内の水が一つの単位として作用すると考えることができます。キネマティック・ウェイブの速度、つまり洪水の本体の伝搬速度は、河道の勾配と起伏に強く依存しており、必ず考慮しなければならない要素です(Ponce 1989 年)。

2-4. 流れの分類

河川の仕組みを考える時、ある特定の状況にどの原則を適用するのかが決定するためには、流れの分類作業を適正に行うことが必要です。流れの様々なカテゴリーは、単純化のためのいろいろな仮定や、データ要件、および解析方法などの影響を受けやすくなっています。河川水理学的な状況分析を行うための第一段階は、流れの状態、種類、そして特性を分類する作業です。まず推定した流れの特性を分類してしまうと、エンジニアは、データ、境界条件、さらにその状況に適したシミュレーション技術などを特定することができるようになります。以下の各セクションでは、解析の手法を選択するための、定義および流れの分類について説明します。

a. 河道の境界が及ぼす影響 水は、(1) 開水路、(2) 圧力管渠（地下水を除く）という 2 種類の水路のどちらかで搬送されます。境界の形状によって流れが制限される程度は、水理学的な問題を分類するための重要な要素です。開水路の流れは、自由な（大気圧に対して開いている）水面によって特徴づけられます。導管または圧力流は、水路内、導管内が満水の状態で流れている排水溝内で発生するもので、自由水面がありません。しかし開水路内での流れは、必ずしも導管や圧力流であるとは限りません。

部分的に満水状態で流れており、また他の部分には自由水面がある場合には、開水路の流れとして分類し解析する必要があります。

(1) 図 2-1 に、圧力流と開水路の流れには、同じエネルギー原理が有効であることを示しました。しかし定常圧力流における動的な力は、水の粘性と慣性力に起因します。開水路の流れでは、重力を考慮する必要があります。開水路では、時間と空間にしたがって水面が自由に変化するため、流れがより複雑になります。その結果として、水面上昇、放流、速度、河道の側面と底面の勾配が、すべて相互に関連しています。また、開水路の物理的な条件（起伏と形状）は、一定の形状と起伏を持つ導管の場合と比較して、（時間と空間の両面で）より広範囲に変化します。このマニュアルでは河川水理学に関する問題のみを扱っているため、導管や圧力流に関する問題を解決する方法についてはほとんど触れていません。ただし、橋の下を通過する流れや排水溝を通過する圧力流（第 6 章を参照）のような河川水理学に直接関連のある事柄については、必要に応じて言及しています。Chow（1959 年、第 1 章）は、導管と開水路の流れとの間に見られる多くの相似点や相違点について考察しています。

(2) 沖積平野上の河道（境界が移動する河道）における流れは、固定境界を持つ河道における流れとは、その作用が異なっています。沖積平野上の河道（最も自然な河川）において固定境界の関係が適用できるのは、研究対象となる期間中における河床と堤防の動きが無視できる場合のみです。河床と堤防を形成している材料に一旦動きが発生すると、河道の境界の特性、作用、そして形状などがすべて相互に関連するようになるため、流れの解析には非常に複雑な方法が必要となります。このマニュアルの第 4、5、6 章では、主として固定境界に関する問題を扱っています。また第 7 章では、移動する境界の河川水理学を解析する理論と方法について説明しています。土砂の調査に関する詳細については、EM 1110-2-4000 を参照してください。

b. 粘度の影響（層流と乱流）

(1) 河川と開水路における流れの作用は、主として慣性力に関連した重力と、液体粘性の影響の組み合わせによって決まります。表面張力の影響は、自然の河川では無視できるほど小さいのが一般的です。流れの主要な 3 状態とは、層流、遷移流、乱流を指しています。

(2) 流れは、慣性力に対する粘性の割合にしたがって、以下に示すレイノルズ数によって定義されているように、層流、遷移流、または完全な乱流のいずれかになります。

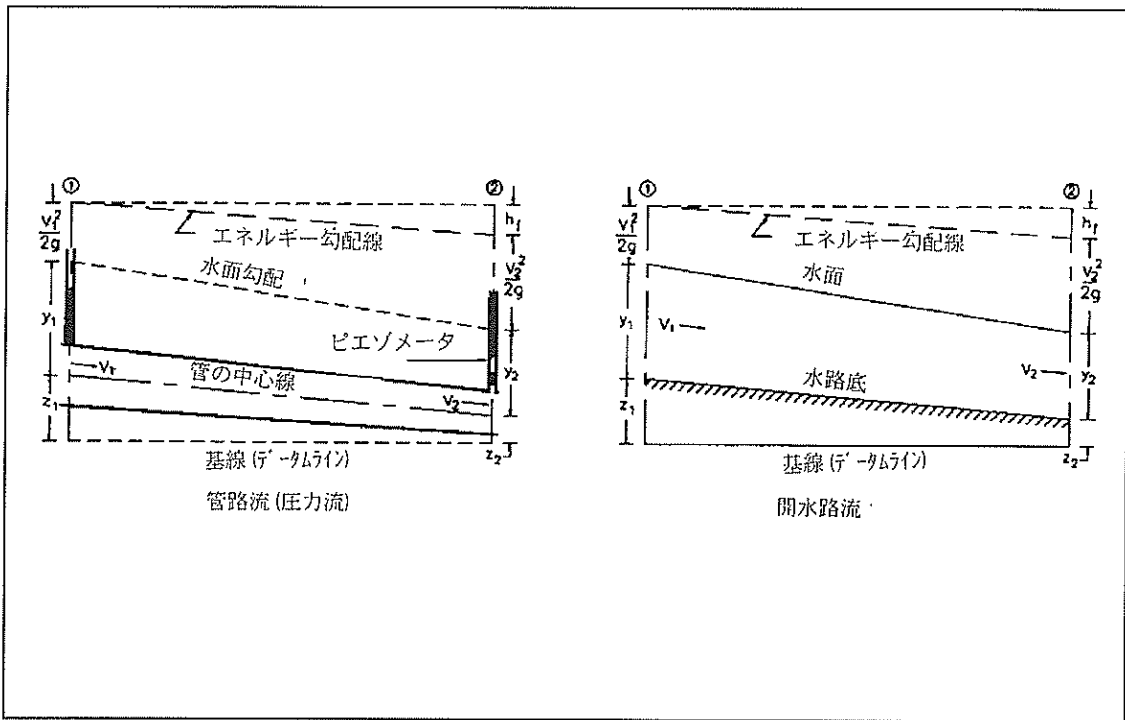


図 2-1. 導管流と開水路流の比較

$$Re = VL / \nu \quad (2-1)$$

ここに、

Re = レイノルズ数 (無次元数)

V = 流速 (フィート/秒)

L = 特性長 (フィート)

ν = 水の動粘性係数 (フィートの二乗/秒)

開水路では、通常の場合、 L は径深と呼ばれます。径深とは、流れに対して垂直な横断面の面積を潤辺で割った値です。レイノルズ数は無次元数であるため、上記の各項には、均一系の単位を使用するよう注意しなければなりません。レイノルズ数が 500 未満の場合は、開水路が層流になります。レイノルズ数が 2000 を超えると、開水路における流れは乱流に分類され、またレイノルズ数が 500 から 2000 までの間である場合は、遷移流となります (Chow 1959 年)。層流の特徴は、粘性の影響が支配的である点です。層流では、流体の固まりが滑らかな平行の経路を通過するように見えます。自然状態の開水路に層流が発生することは非常に希です。河川の表面がガラスのように滑らかに見える時でも、必ずしも流れが層流になっていることを意味するわけではなく、おそらく乱流にもかかわらず静止している可能性があります。

開水路において層流状態となるのは、非常に薄い水の幕が滑らかな表面上を流れる場合です。これ以外の場合は、特別に制御された実験施設に限られます。

(3) 乱流では、流れの全体は下流方向に移動しながら、拍動する逆流の速度が変動するため、個々の流体塊が不規則なパターンに突入します。また、乱流の微細構造が及ぼす影響の一つに、より均一な速度分布の形成があります。図 2-2 に、開水路とパイプにおける典型的な層流と乱流の流速分布を示しました。乱流の方が、エネルギー損失が大幅に大きくなっているのが分かります。任意の逆流速度を発生するのに必要となるエネルギーは、その河川の持つ総エネルギーから獲得する必要がありますが、このようなエネルギーは流れを下流方向に運ぶためにはほとんど役に立ちません。したがって、開水路の流れのとの関係でエネルギー損失や摩擦損失を説明する場合、乱流と層流では方法が異なってきます。

(4) 自然の河川における流れは常に乱流です。そのため、このマニュアルでは、もっぱら開水路の乱流を解析する方法を説明しています。層流における諸条件の解析に関心のある読者は、Chow (1959 年)、Henderson (1966 年) および Rouse (1959 年) の各テキストを参照してください。

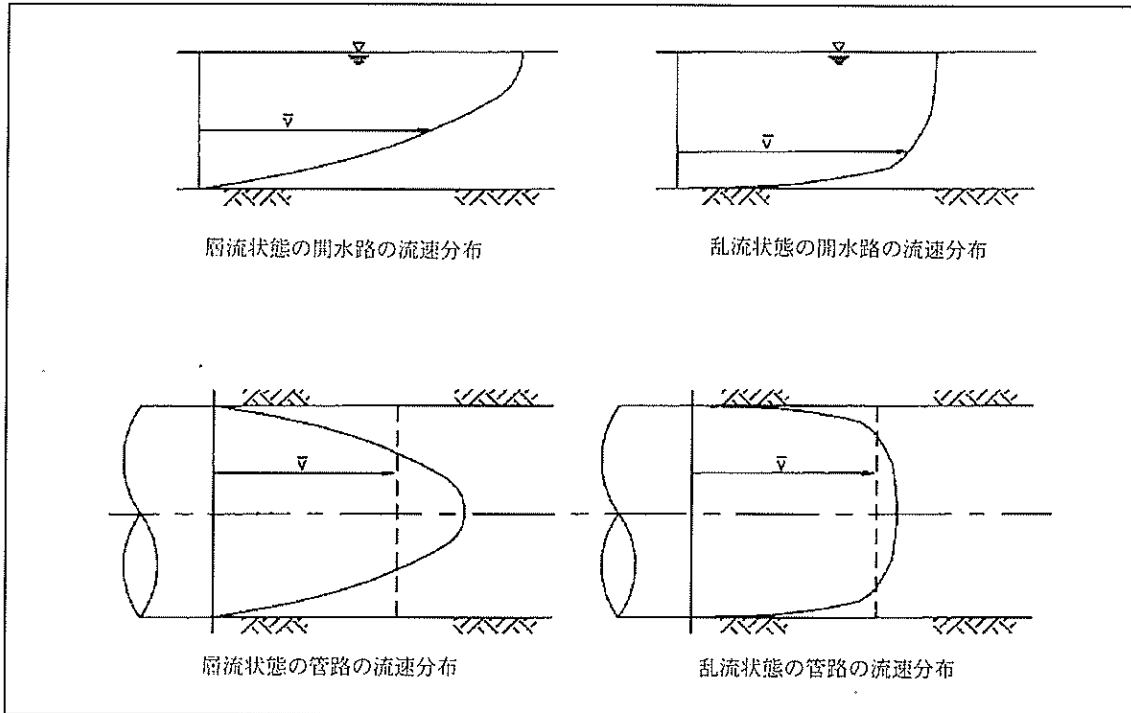


図 2-2. 層流と乱流の流速分布

c. 重力の影響（常流と射流）。重力に対する慣性力の比率は、開水路流れの状態を示す重要な目安で、以下に示すフルード数によって表します。

$$F = V / \sqrt{gL} \quad (2-2)$$

ここに、

F = フルード数（無次元数）

V = 水路の平均流速（フィート/秒）

g = 重力加速度（フィート/秒の二乗）

L = 長さ（フィート）

開水路や河川では、長さ L は水理学的な水深と密接な関係を有しています。水理学的な水深とは、流れに対して垂直な横断面の面積を自由水面の水面幅で割った値です。フルード数の大きさによって、流れの状態は「常流」、「限界流」または「射流」のいずれかになります。

(1) フルード数が 1 に満たないときには、重力の影響が慣性力の影響より大きくなり、流れの状態は常流になっていると見なします。フルード数の分母（式 2-2 を参照）は、浅い水深のときの波速を表したものである点に注意してください。したがって、常流では、波速が平均河道速度より大きくなり、浅い水深のときの波は上流に向かって移動する可能性があります。簡単な現地試験として小石を河川に投げてみます。このとき、小石から出たさざ波が上流へ向かう場合には、その位置における流れは、常流 ($F < 1$) となります。

(2) 慣性力と重力が等しい時には、フルード数は 1 に等しく、流れは限界状態にあると見なします（限界流速）。こうした状態では、浅い水深のときの波は岸に対する流れの中でほぼ静止しています。限界流速における水深は「限界水深」となります。

(3) 慣性力が重力より大きい時には ($F > 1$)、流れの状態が射流になっている、つまり急流であると見なします。この状態では、流れは高速という特徴を持ち、浅い水深のときの波は発生と同時に下流に運ばれます。

しかしながら、流れの平均的な状態が常流の場合には、自然の河道における流速が限界速度を超過する可能性があります。

(4) エンジニアは、たとえば水面高を決定するための水理計算を行う場合、計算を実行する前に、評価されている流量および水深の範囲にける流れの状態を決定しておく必要があります。流れの状態が常流の時には($F < 1$)、水面高は、流路区間の下流川終端における河道の特性によって制御されます。したがって、定常流の水面高計算は、下流の制御ポイントから上流へ向かって実行します(背水計算と見なします)。射流が存在している場合は、計算は上流から下流に向かって実行します。計算の方向が全体的な流れの状態と一致しない場合は、水面高の計算結果が真の高さから拡散して外れて行き、間違った結果となる可能性があります。計算が流れの状態に一致した方向で行われている場合には、たとえ推測した水面高の開始点に間違いがあったとしても、水面高の計算結果は真の高さに向かって集約して行きます。

2-5. 流れの形態

開水路の流れには、速度と重力の影響の組み合わせによって、(1) 常流-層流、(2) 常流-乱流、(3) 射流-層流、および(4) 射流-乱流という 4 種類の形態があります。このうち 2 種類の層流形態は、常に完全な乱流となっている自然の河川には該当しません。したがって、ほとんどの開水路および河川水理学的状況においては、流れの形態を決定する際に、流れが常流($F < 1$)か射流($F > 1$)かを検証する作業が関わってきます。

a. 常流。 河川や水路では、流れが限界未満($F < 1$)で河床が移動しない場合、河床に浅い隆起や障害物があると流れが減速し、深い場所や溝があると流れが加速します。この様子を図 2-3 に示しました。河床が砂地になっている水路では、砂の波の最高点のすぐ下流で、しばしば流れの分離が発生します。また、流れが分離している位置のすぐ下流では、水面に泡立ちが見られることがあります。自然の沖積平野上の河道では、分離帯が発生して流れに乱れが生じると、流動抵抗やエネルギー損失が生じます。

b. 射流。 流れが限界超過($F > 1$)の場合には、障害物や隆起の上を流れる水は減速し、プールや溝があると加速します。この様子を、図 2-3 の(c)と(d)にそれぞれ示しました。移動する河床での流れの相互作用や影響については、第 7 章で説明しています。

2-6. 流れの種類

以下に示す流れの分類は、空間と時間に関連して流れの速度がどのように変化するかに基づいています。図 2-4 に、実際に河川で発生する可能性のある、開水路の流れの種類を示しました。流れの種類が異なる場合は、それぞれの流れに適した方法を使用して解析する必要があります。

a. 定常流 ある特定の位置における速度の方向や大きさが、時間経過に伴って変化しない場合、その流れは定常流となります。(この定義においては、乱流変動は無視するものとします)

b. 非定常流 ある特定の位置における速度が時間経過に伴って変化する場合、その流れは非定常流となります。非定常流に関する問題の解析方法では、時間を明確に変数と見なします。一方、定常流の解析方法では、時間を完全に無視します。

c. 均一な流れ(等流) 自然の河川では均一な流れはごく希にしか発生しません。その理由は、均一な流れという用語の定義から、深さ、水面、速度、流量などが、河道に沿った距離に対して変化しないことを意味しているからです。また均一な流れは、エネルギー、水面、河床などが、すべて流れに対して平行になっていることを意味しています。均一な流れに関連した水深は「等流水深」と呼ばれています。また、「均一な非定常流」というものは現実には存在し得ないため、均一な流れは定常流のみとなります(Chow 1959 年)。流れが均一になるのは、流路区間の境界部分が長期間にわたって一定の流れとなっている粗度が均一な水路において、距離が長い流路区間のみです。

d. 不均一な流れ(不等流) 自然の河川では、ほとんどの流れや河道は不均一流れか、または空間的に変化する流れになっています。この「空間的に変化する」という表現は、一次元的な意味にとる必要があります。言い換えると、水理学的な変量は河川の長尺方向に沿ってのみ変化します。たとえ定常流でも、河道の境界に沿って発生する変化(たとえば河道の形状的な変化)、あるいは側面からの河道への流れ込みによる変化、さらにこれら両方の変化の結果として、空間的な多様性が生じる可能性があります。

(1) 急変流 流れへの空間的な変化(深さおよび速度)が突然発生し、また圧力分布が静水圧に従っていない場合、その流れは、急変流に分類されます。急変流は、通常は局所的な現象です。例としては、水位急上昇および水位急降下があります(「Chow 1959 年」の 6 ページを参照)。

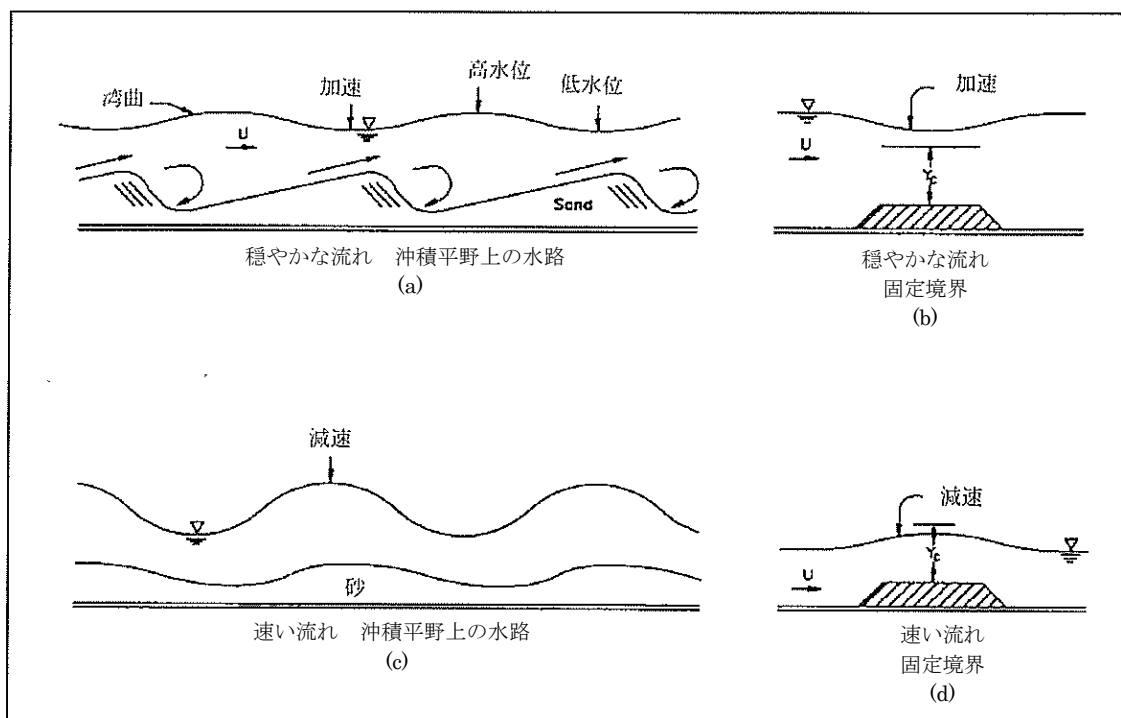


図 2-3. 静かな流れと急速な流れにおける水面と河床構成との関係 (Simons および Senturk, 1976 年より)

(2) 漸変流 大まかな目安として、ある水域の表面を見た時に肉眼では勾配が認められない場合、その水域が含まれる流れは漸進的に変化していると考えられます。開水路の流れが非定常である場合（満水状態で流れている配水管の場合とは対照的）には、攪乱（強制的な流れの変化）が常に水波として伝搬されるため、その流れは不均一になります。原理的には、どの瞬間にも、流れの一部は攪乱の影響を受けており、他の部分にはその影響が届いていない状態になっているため、変化する流れ、つまり不均一な流れとなるための必要条件が満たされています。さらに、その水路の特性に何らかの不均一性、たとえば断面形状の拡大や収縮、勾配や粗度の変化などがある場合、それに対応して流れは加速や減速などの変化を見せます。流れの不均一性に貢献する 2 つの要素、つまり流れの非定常性および水路形状の不規則性は、河川の流れをシミュレーションする際に使用する様々な技術が実際に適用できるかどうかに影響を及ぼします。一般的に、流入、流出、潮の干満などの影響を受けやすい河川の中にある流れは、非定常流であり不均一であると考えるのが当然です。漸変流では、流線が事実上ほとんど平行になっています（つまり、水路区分全体にわたって静水圧の分布があります）。

漸変流を計算する際には、「指定された流路区間の損失水頭は、同じ径深と平均流速を持つ均一な流れの流路区間における損失水頭に等しい・・・」（French 1985 年、196 ページ）ことが前提条件になります。この前提条件により、漸変流のエネルギー勾配を、所定の水路区間上でモデル化する際に、均一な流れの式を使用することが可能になります。また、この前提条件により、均一な流れ用に開発された粗度係数（マンギン式における n 値）を、変化する流れにも適用できるようになります。この前提条件は、実験でも、また理論上も、精密に確認されたことはこれまでに一度もありません。しかし、その結果として起きる誤差は、測量誤差や粗度予測における誤差に比較して小さいことが知られています（合衆国陸軍工兵隊、1986 年）。漸変流の簡略化された方法を使用することによって大きな誤差が発生した場合、または、特定の流れ条件が、定常性、一次元性、あるいは硬い境界の基本的な前提を乱すような場合には、河川エンジニアはより詳細な解析方法の使用を考慮する必要があります。このマニュアルの第 3 章では、不適切な方法を排除する手順や、特定の研究に対してどの方法が適切なのかを特定する簡単な手順をいくつか紹介しています。

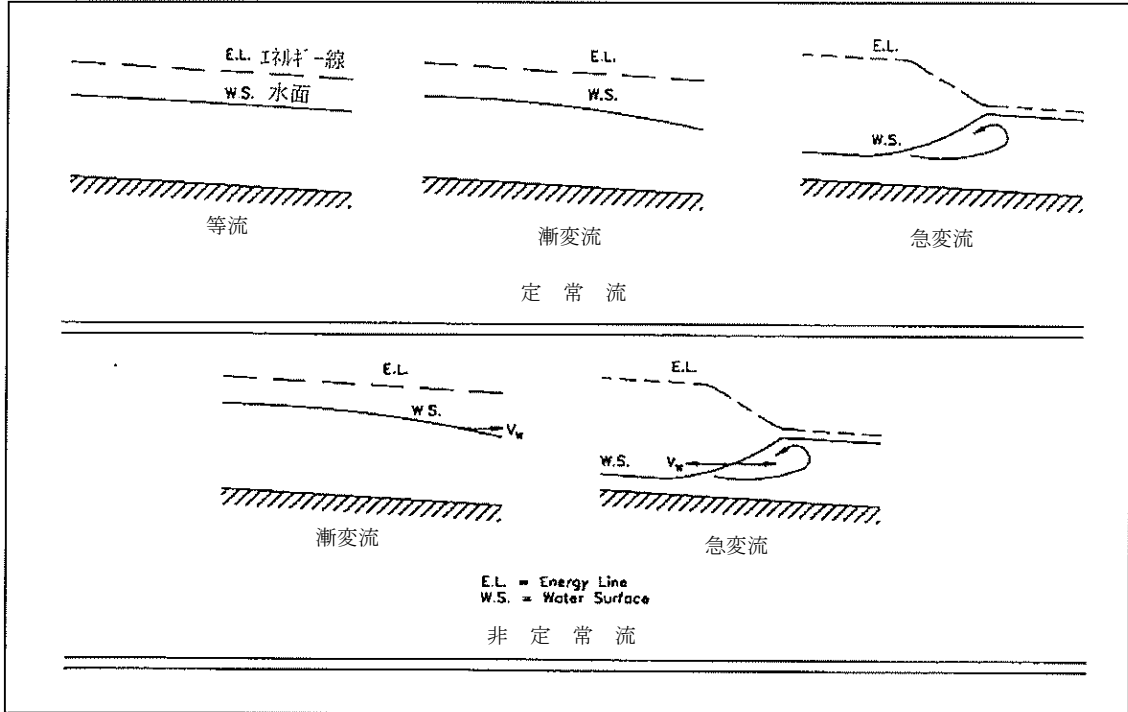


図 2-4. 開水路流れの種類

2-7. 流れ形状の分類

以下に示す定常流水面形の分類は、Chow (1959 年) の分類にしたがっており、一次元的な条件を前提としています。

a. 水路勾配 水路勾配は、定常流の形状を分類するのに使用する基準の一つです。限界勾配とは、圧力水頭ではなく位置エネルギーの変化によって限界流速が維持されるような勾配のことです。穏やかな勾配は、限界勾配より緩い勾配であり、また、急な勾配とは、所定の流れにおいて限界勾配よりも大きな勾配を意味しています。ある勾配がプラスである時、その勾配は、穏やかな勾配、急な勾配、あるいは限界勾配のいずれかに分類され、それに対応する流れの形状は、それぞれ M、S、または C の形状となります (図 2-5 を参照)。河床の勾配がゼロである場合は、勾配は水平となり、そのときの形状は H 形状と呼ばれます。河床が下流方向に向かって上昇している場合は、勾配はマイナスとなり、逆勾配と呼ばれます。この場合の形状は A のようになります。

b. 等流水深と限界水深 漸変流の形状を分類するのに使用するもう一つのパラメータは、等流水深 D_n 、および限界水深 D_c 、に比較した水深の大きさです。流れが均一である場合に存在する水深を、等流水深と呼びます。限界水深とは、所定の流量における比エネルギーが最小になるような深さのことです。比エネルギーの定義を以下に示します：

$$He = d + \frac{a V^2}{2g}$$

ここに、

d = 水深 (フィート)

a = エネルギー補正係数 (無次元数)

$V^2 / 2g$ = 流速水頭 (フィート)

2-8. 河川水理学の基本原則

a. 質量保存 河川および開水路の水理学的な特性を評価するためには、質量とエネルギー保存の法則が必要になります。

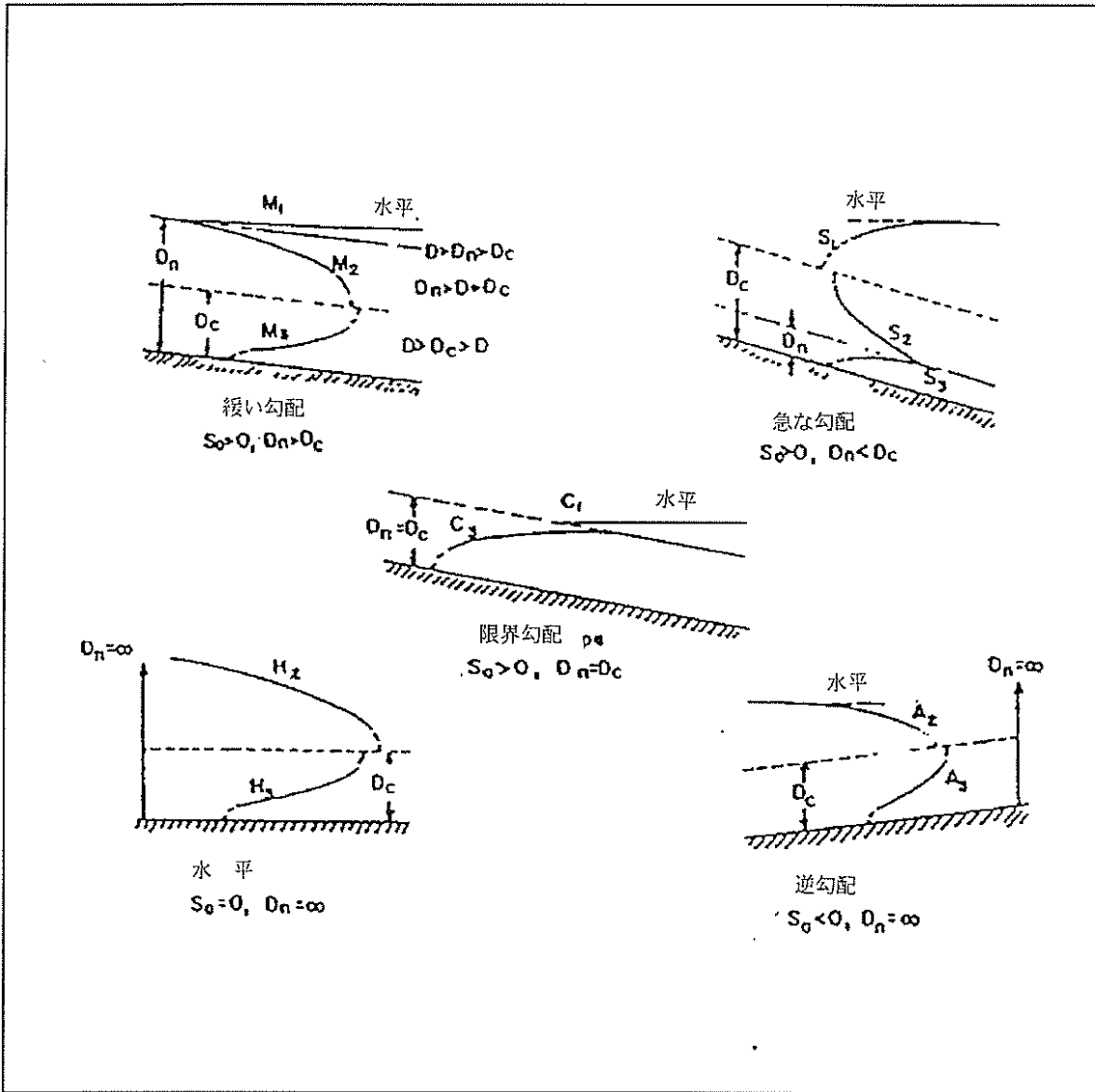


図 2-5. 定常流の形状の分類

質量保存は、しばしば流れの連続性と見なされることがあります。連続性とは、質量（流量の容積）が保存されること（つまり、評価対象となっている系の内部では、質量が生み出されることもなくなることもない）を示す原理です。容積測定の意味における質量保存とは、所定の場所を通過する流量は下流でも通過するという意味です。その場合、2つの場所の間で、保存量の変化、支川の流入と流出、蒸発などが適正に考慮されていることが条件となります。

(1) 定常的で一次元的な流入および流出のない流れにおける、質量保存の簡単な式を以下に示します：

$$Q = V_1 \times A_1 = V_2 \times A_2 = \dots = V_i \times A_i \quad (2-4)$$

ここに、

- Q = 体積流量（立方フィート／秒）
- V = 平均流速（立方フィート／秒）
- A = 断面の流下面積（平方フィート）

V および A の下付き文字は、河川の異なる区分位置を示しています。式 2-4 は、河川の流れに沿って流量が変化する場合には有効となりません。そのような種類の流れは、空間的に変化する流れであると見なされ、支川、雨水排水管、排水用水路、側溝の排水口などからの流入や流出がある水域で発生する流れです。

(2) 非定常で一次元的な流れに使用する連続の式では、以下に示すような貯留を考慮する必要があります：

$$B \frac{\alpha d}{\alpha t} + \frac{\alpha Q}{\alpha x} = 0 \quad (2-5)$$

ここに、

B = 水路の水面幅 (フィート)

x = 水路の中心線に沿った縦断方向の長さ (フィート)

d = 流れの深さ (フィート)

t = 時間 (秒)

2 つの用語は、それぞれ貯留内における一時的な変化および流量における空間的な変化を表しています。連続の式の微分型および代替型 (alternative forms) に関する詳細については、Chow (1959 年)、Henderson (1966 年)、および French (1985 年) による説明があります。第 4 章および 5 章も参照してください。

b. エネルギー保存 一次元的な定常流を扱う際に、2 番目に考慮すべき基本的な構成要素がエネルギー保存です。定常的な開水路の流れにおけるエネルギー保存を数学的に説明するには、ベルヌーイのエネルギー式を改変して使用します。この式では、特定の場所において、(運動による) 機械的エネルギーの合計に、(高さによる) 位置エネルギーを加えた値は、他の任意の場所における機械的エネルギーと位置エネルギーの合計に、この 2 つの場所の間で失われたか獲得されたエネルギーを加減した値に等しくなることを示しています。式 2-6 および図 2-6 は、定常的な開水路の流れにおけるエネルギー保存の法則を図示したものです。

$$WS_2 + \frac{\alpha_2 V_2^2}{2g} = WS_1 + \frac{\alpha_1 V_1^2}{2g} + h_e \quad (2-6)$$

ここに、

WS = 水面高さ (フィート)

h_e = 横断面間におけるエネルギー損失

その他の用語については、すでに定義してある通りです。この式は、河床の勾配 (θ) が約 10 度以下であるような水路内の、均一な流れ、または漸変流に適用されます。計測値の単位を、表 2-1 に示しました。これより勾配が急な水路では、位置エネルギーを適切に計算するため、流れの深さ “d” を (d*cos θ) と入れ替える必要があります。非定常流については、第 4 章および 5 章を参照してください。

表 2-1
換算率、非国際単位から国際単位 (メートル法) へ計測の単位

このマニュアルで使用している計測の非国際単位は、以下の換算率にしたがって国際単位 (メートル法) に換算することができます。

対象単位	換算率	結果
立方フィート	0.02831685	立方メートル
立方ヤード	0.7645549	立方メートル
華氏	5/9*	摂氏または絶対温度
フィート	0.3048	メートル
インチ	2.54	センチメートル
マイル	1.609347	キロメートル
(合衆国慣習単位)		
トン	907.1847	キログラム
(2000 ポンド、質量)		

* 華氏単位で表された温度値 (F) から、摂氏単位の温度値 (C) を得るには、以下の公式を使用します：C = (5/9) (F - 32) また、絶対温度 (K) の値を得るには、以下の公式を使用します：K = (5/9) (F - 32) + 273.15

c. 開水路への適用 導管と開水路には、同じ質量保存とエネルギーの保存の法則が適用されますが、開水路の流れの方がずっと評価が困難です。その理由は、水面の位置が時間と空間の両面で自由に移動し、また、河床の深さ、流量、および勾配、さらに自由水面が、それぞれ互いに依存し合っているからです (これらの違いに関する詳細については、図 2-1 および Chow (1959 年) を参照してください)。開水路の中では、流れの中に障害物が置かれ、その障害物によってエネルギー損失 (図 2-6 の h_e) が発生している場合、同じエネルギー勾配線の位置に、このエネルギー損失が反映されない場所が上流の離れた場所にあります。したがって、その距離における流れの深さは影響を受けません。流れの状態は、その外乱より上流の水位の増大によって、エネルギー損失の局所的な増大に合わせて調整し、その結果、摩擦によるエネルギー損失が減少します。これにより、流れは局所的なエネルギー損失に打ち勝つために必要なエネルギーを獲得することができます。しかし、上流に向かうにつれて、エネルギーの増大分が次第に減少します。

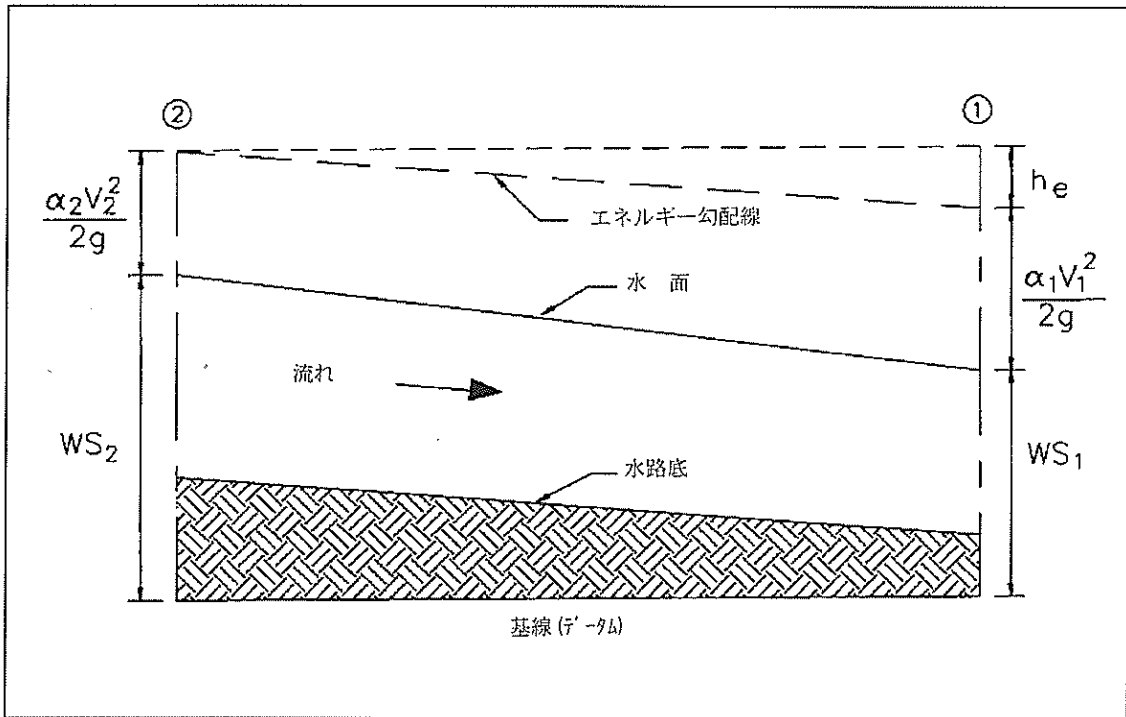


図 2-6. 開水路のエネルギーの相互関係

開水路の水理学にはこうした複雑さがあり、また水面が位置的に自由であるため、閉じた導管に比較してより複雑で評価が難しいものになっています。

d. 自然河川での使用。 矩形水路（断面、粗度、河床の勾配が変わらないような水路）と自然の河川では、使用される研究方法が大きく異なっています。こうした相違点が発生する主な原因は、自然の河川では、断面の形状、粗度、および河床の勾配が様々に変化することです。図 2-7 は、自然の河川における典型的な研究用流路区間の平面図と側面図です。この図を見ると、その流路区間内で発生する可能性のある、様々な分類や種類の流れが特定できます。自然の水路では、流れの種類が変化するだけでなく、流動の形態も変化する点に注意してください。定常的で一次元的な流れ理論の合理的な適用については、第 6 章で詳しく説明しています。

(1) 図 2-7 で強調しているのは、自然の河川および水流では均一な流れはほとんど見られないという点です。

理論的には、エネルギー損失の速度と、水路の底に向かう落下によって追加される速度との間のバランスを表す数学的記述に対する、閉じた形の完全な解は存在しません。均一な流れからの類推に基づく近似によって、定常的な漸変流に関する、前述の関係をより簡略化した流れの関係が得られます。こうした近似の正確さは、水路の形状計測や断面間隔の精度の関数であり、そして最も重要な点として、エネルギー損失を正確に推測して使用しているかどうか依存しています。

(2) 自然の河川におけるその他の特性については、河川水理学上の問題を評価するためのアプローチを決定する際に考慮する必要があります。河川エンジニアは、流れの定常性および非定常性の影響と相対的な重要性を考慮すべきです。また、流れの一元的な近似によって、特定の流れや水路構成に対する十分な精度と詳細情報が得られるかどうか考慮する必要があります。

e. 非定常流。 第 5 章では、一般的なデータとコンピュータのための必要条件、さらに様々な種類と型式がある利用可能な水理学的追跡モデルに関して詳細な考察を行います。

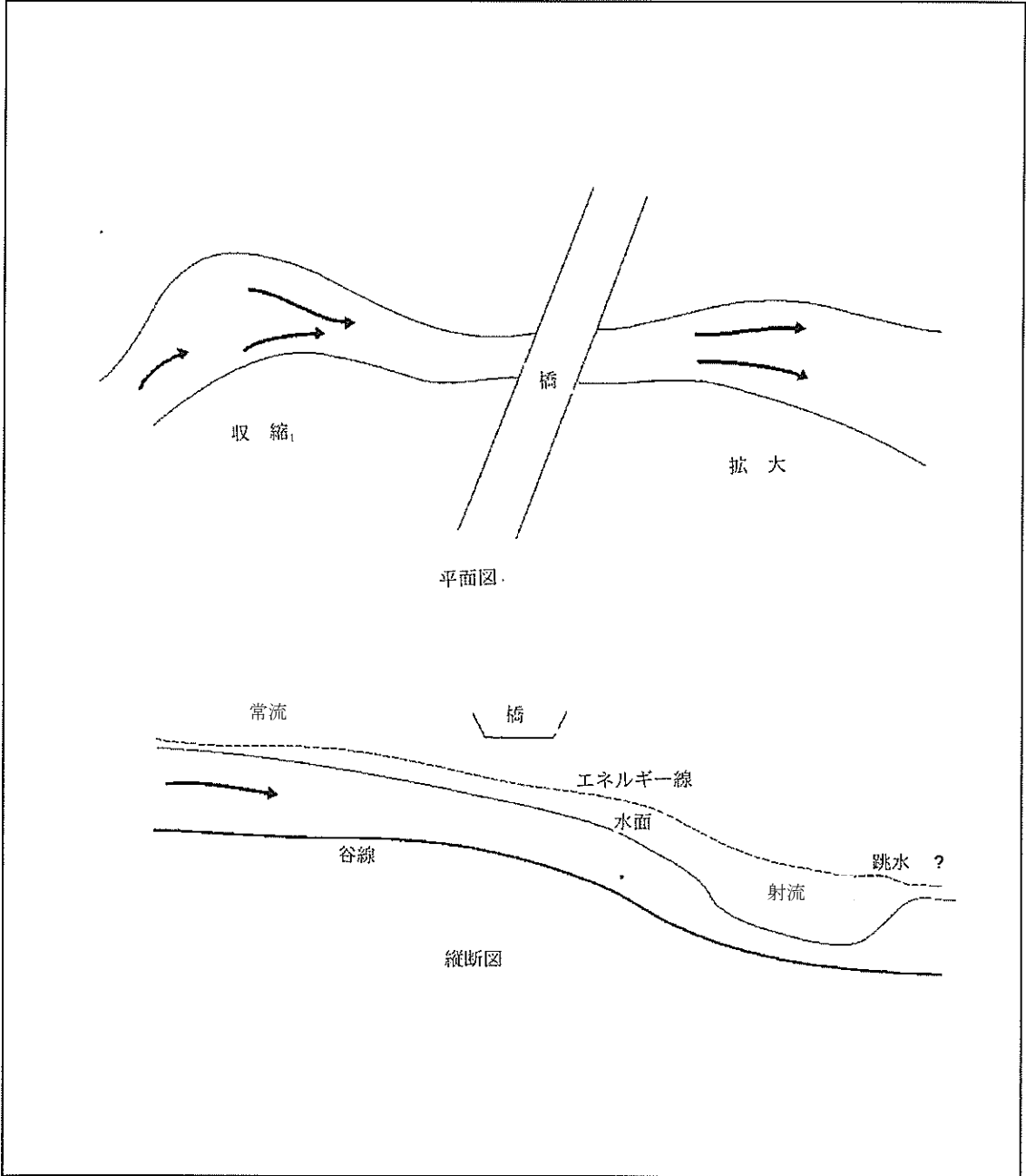


図 2-7. 水路に沿った流れの分類の変化

f. 多次元的な流れ 河川水路における流れは、流れの方向に対して一次的であると考えられる場合がほとんどです。前述のように、このように仮定することによって単純化した流れの解析が可能になります。しかし、多次元的な流れでは、流れの物理学的な要素（質量および慣性力の保存）を、2 方向、場合によっては 3 方向で考慮する必要があります。多次元的な流れの解析方法に関する詳細な考察は、このマニュアルの第 4 章で行います。また、Abbott (1979 年)、Cunge 他、(1980 年)、および Fischer 他 (1979 年) の教科書にも関連の記述があります。

g. 移動する境界の解析 堆積してできた河川では、洪水期間中、あるいは洪水後に河床や堤防がかなり大きく移動することがあります。侵食されやすい水路では、水路境界の作用および流れの特性に関するプロジェクトの実行状況を正確に記述するためには、土砂の移動特性を考慮した代替的な計算手法が必要になる可能性があります。沖積平野上の水路（移動境界）の水理学については、第 7 章、および EM 1110-2-4000 文書で説明しています。

h. 河道地形学 自然の河川が現在保持している形状は、長期間の過程を経て獲得したものです。この過程には、地表の侵食、水路の開析、流れの変化、人為的な作用、土地の用途の変化など、多くの要因が関わっています。こうした土地の形状変化に関する様々な過程を研究する学問を地形学と呼びます。自然の河川では、ある流れの所定の流路区間の範囲内で、流れが運んだ土砂の量と、流入している流れが運んだ土砂の量とがほぼ同じである場合、その流路区間は均衡であると見なされます。

自然の河川における主な設計上の問題は、水路を改善し、改変を施し、そして維持することと同時に、均衡を維持することも重要な問題となります。また、新しく人工水路を建設する場合、あるいは既存の水路に変更を加える場合には、安定した水路寸法を決定することが重要な問題となります。

(1) 水路は、その地域の水文学および地質学的な条件によって、直線状や網目状になったり、あるいは蛇行したりする場合があります。既存の水路の特性は、計画中の水路のプロジェクトが成功するか失敗するかを見極めるための優れた指標になります。河川エンジニアには、既存の水路の問題点を適切に特定するために、河道の地形学に関するある程度の知識も必要です。また、こうした知識は、水路に改変を加えた後、あるいは流れの流量調節を行った後に、そのプロジェクトが原因で発生する可能性のある水路の反応を予期して対策を立てる際にも必要となります。この問題に関しては、Leopold 他 (1964 年)、Schumm (1977 年)、および Petersen (1986 年) などの、優れた参考文献があります。また、EM 1110-2-4000 文書でも、自然状態、または人為的な作用の結果として起こる可能性のある、地形学的な変化を評価するための指針を提供しています。

(2) 沖積平野上の河川や水路では、一度その流れが乱されてしまうと、新しい均衡状態に向かって進行する自動的で速度が衰えることのない過程が始まります。この原則は、河川エンジニアが注意すべき河川地形学上の最も重要な原則であると言えます。新しい均衡の特性（水路の形状、サイズ、深さ、勾配、河床材料のサイズなど）は、元の特性と類似していることもありますが、全く似ていない場合もあります。沖積平野上の河川を持つ重要な土砂移動の特性を認識することができない場合、そのプロジェクトの計画が護岸等の固定境界を扱う水理学だけに基づいている時には、その計画通りに実行できない状態に陥ってしまうことがあります。