

1. はじめに

多雪都市では道路の側溝を整備する際に水溝、流末等等布設条件が許容範囲にあえば意図的に流雪溝を設置する傾向にある。北海道、東北および北陸の各都市間には流雪溝に対する考え方、その使用条件などに地域差が見られ、流雪溝の設計にはこれらの違いを念頭において当たる必要がある。ところが、設計で用いる流雪能力の算定式は経験的なもので、気象・雪質などの違いに基づく地域的設計条件を説明し得るものではない。これは流雪溝内の流れに関する理論的研究が未発達であることにも起因している。

流雪溝内の流雪機構に関する理論的研究は佐藤・首藤¹⁾によって始めて行なわれたように思う。その後、佐々木・西田²⁾によって、雪塊が溝内全体に広がって流れる場合の流雪機構が明らかにされていく。ここでは、雪量が少ない場合の流れを明らかにして、流雪溝内の雪水混相流を雪塊の容積濃度の濃淡で区分し、それぞれの流れについての機構を調べてみる。

2. 雪水混相流

前述のように流雪溝内の雪水混相流には、佐藤・首藤¹⁾と佐々木・西田²⁾の二つの流れモデルがある。これらの理論モデルはともに、流れをビンガム流動とみなして、

$$\tau - \tau_c = \mu \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{----- (1)}$$

なる流動関係式より出発している。ここに、 τ = 任意点におけるせん断力、 τ_c = 流動性を生ずる限界の τ 、 z = 壁面からの距離、 μ = 混相流体の粘性係数、 u = 任意点における流速である。流雪溝の幅は青森県および北海道で0.5〜0.7m、北陸・新潟県内の都市で0.3〜0.5mのものが多く用いられており、流れには側壁の影響も大きく、一般には無視できない。佐々木・西田のモデルはこれを考慮しているが、佐藤・首藤のモデルはこれと径深を通して間接的に考えることになる。雪塊がない場合の極限を考えると層流の速度分布を与える佐々木・西田のモデルは雪塊の多い流れのみに適用され得るもので、少ない量の雪が水面下を浮遊状態で流れる場合には、粘性係数に流体の物理的性質だけでなく、潤滑性の影響も取り入れる必要がある。ここに、投雪前の水路の流れを乱流としたのは、平均流速 $u \approx 1$ m/s、水深 $h \approx 20$ cm、動粘性係数 $\nu = 1.8 \times 10^{-6}$ m²/sで代表されるから、レイノルズ数 Re が $Re = 3.6 \times 10^5$ より、流れは乱流となるからである。

2. 1 雪が少量の場合の雪水混相流

投雪前の流れの状態は乱流で、投雪後、相対的に雪量が少なく、雪が水面下を浮遊して流下する状態を考える(図1)。したがって、雪塊と路床の間隔 h が比較的大きい場合を考えることになる。ここでは、この h の間を流れる水と、表面下を浮遊流下する雪塊の流れの構造を把握することに主眼を置くので、単位幅で図1に示す流れを考えられるものとする。等流状態であれば

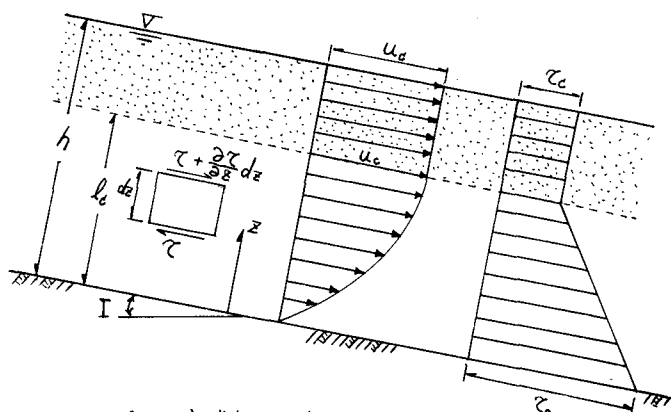


図1 流速とせん断力の分布

図1に示すように微小要素の釣り合いより、

$$\frac{d\tau}{dz} = -\rho_w g I \quad \text{----- (2)}$$

を得る。ニニに、 ρ_w =水の密度、 g =重力加速度、 I =水路勾配である。

よって、図1に示すように、 $z=l_c$ で $\tau=\tau_c$ であるから、せん断力の分布は、

$$\tau - \tau_c = \rho_w g I l_c \left(1 - \frac{z}{l_c}\right) \quad \text{----- (3)}$$

となるので、式(1)に示した粘性係数 μ を

$$\mu = \rho_w l^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| \quad \text{----- (4)}$$

$$l = k z \sqrt{1 - z/l_c} \quad \text{----- (5)}$$

と表わせるものとする、式(6)を得る。

$$\frac{du}{dz} = \sqrt{g l_c I} / k z \quad \text{----- (6)}$$

ニニに、式(5)の l 、 k は混合距離およびカルマン定数である。

図1に示すように、 $z=l_c$ より上層は plug flow となるので、速度 u は式(6)より式(7)のように与えられる。

$$\left. \begin{aligned} u &= u_c + \frac{\sqrt{g l_c I}}{k} \log \frac{z}{l_c} \\ &\quad \left(0 \leq z \leq l_c \right) \\ &= u_c \quad \left(z \geq l_c \right) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

平均流速 u は、床面の粗度高さ k あるいは層流底層の厚さ δ が水深 h に比べ小さく、 $k/h \ll 1$ あるいは $\delta/h \ll 1$ とおける場合、次のように

$$u = u_c - \frac{u_*}{k} l_c^{*3/2} \quad \text{----- (8)}$$

$$u_* = \sqrt{g h I} \quad \text{----- (9)}$$

$$l_c^* = l_c / h \quad \text{----- (10)}$$

と表わせる。式(8)は、平均流速 u 、表面流速 u_c および plug flow の始まる位置 l_c^* より構成されているので、実験のしやすい平均流速 u と表面流速 u_c を測定することにより、 l_c^* を知ることが出来る。

栓流として流下している雪塊層の局所的な容積濃度 ϕ は、溝の雪が側壁側から中央へ、下から表面へと集ま

る傾向にある性質より、

$$\phi' = 0.52 \sim 0.74 \quad \text{----- (11)}$$

とおける。ニニに、 0.52 および 0.74 は最疎充填および最密充填の容積濃度で、新雪時の比重 $\phi = 0.12$ 程度の雪が流下するときには 0.74 に近い値になっているものと予想される。よって、単位幅当たりの雪の量を q_{ss}' とすると、単位幅について(図8)。

$$\frac{C q_{ss}'}{(h-l_c) \times u_c} = \phi' \quad \text{--- (12)}$$

とみれるので、結局、栓流の起る位置 l_c は、

$$l_c = h - \frac{C q_{ss}'}{\phi' u_c} \quad \text{----- (12)}$$

となる。ニニで、式(12)の C は雪 ϕ' の水面下の体積が占める割合で、

$$C = 0.92 \sim 1.0 \quad \text{----- (13)}$$

である。比重 ϕ の大きい雪塊であれば C は 0.92 に近く、 ϕ が小さくなると C は 1 に近くなる。

2. 雪量の多い雪氷混相流

雪塊の体積混入率(容積濃度) ϕ が大きい場合には前述のように佐々木・西田(1985)のモデルが適用される。雪流れの速度分布および平均流速は文献2に示されている。泥流の研究^{3,4)}、溝内の流水をみると、ダイレタント流よりはビンガム流であり(文献3, 2より)、流れの状態はビンガム流体の層流(谷口、文献4)である。

3. おわりに、流雪溝内の雪氷混相流を、雪塊の混入の程度により、容積濃度の低い場合には乱流の湍粘性で、高い場合には容積濃度で決まる粘性により速度分布が決まることを議論した。

参考文献

- 1) 佐藤・首藤, 27回水講, pp. 801~, 1983
- 2) 佐々木・西田, 29回水講, pp. 171~, 1985
- 3) 山田他, 土木学会道支部, pp. 225~(1980), pp. 267~(1980)
- 4) 谷口, 宮大農環習林報告, 27号, pp. 1~85, 547, 3