

泥石流研究述评

章书成

中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 四川成都 (邮政编码610021)

中国科学院东川泥石流观测研究站, 云南东川

提要 泥石流这一特殊的二相流体是山区常见的一种自然灾害, 一般可分为稀性泥石流(颗粒碰撞及离散力起主导作用)和粘性泥石流(粘性力起主导作用)两大类。本文概略地评述了泥石流的几个问题, 即泥石流形成学、分类学、动力学等, 指出急需解决的问题有泥石流汇流理论、泥石流阻力规律等。文中还根据近年来的动态和趋向, 推断更加深入的理论研究和以数学模型为核心的泥石流流域管理模式将会成为泥石流学科发展的主要方向。

关键词 泥石流; 流体特性; 泥石流动力学

1 前言

泥石流是发生在山区小流域的固、液二相流体, 其形成的三大条件为丰沛的水源, 大量的固体物质储备, 陡峻的地形。国外对泥石流的研究至少有100多年的历史。欧洲阿尔卑斯山附近诸国由于大片森林被砍伐而形成泥石流, 引起人们重视, 建立起了相应的防治研究机构, 一直延续至今。日本明治维新以来, 开始由荷兰引进技术, 开展泥石流及土壤侵蚀的防治研究。苏联十月革命后十分重视泥石流研究, 全苏共有泥石流防治与研究机构20多个, 并于1947年由苏联科学院牵头成立全国泥石流委员会, 协调全国泥石流防治与研究的工作, 至今已开过16次全苏泥石流学术会议^[1]。我国在解放前仅有少数水利、地质学家进行过这方面的工作。新中国成立以来, 50年代率先进行泥石流防治研究的是交通部门, 60年代中国科学院开展了多学科的泥石流综合研究, 并逐步地建立了一支稳定的专业队伍^[2]。30多年来, 我国已有20多个科研、生产、高等院校和近100个基层单位开展泥石流研究与防治工作。自1980年以来, 共召开过全国性的学术会议3次, 地区性和部门性的学术会议6次, 正式出版物20余种, 省级泥石流学术机构相继出现, 正在筹建“全国泥石流研究与防治协调中心”, 已向中国科协申请成立全国性的泥石流学术组织。我国泥石流研究一开始就十分重视野外观测实验研究, 在不同的地区针对不同类型泥石流, 先后建立了10多个观测试验站, 使我们有可能占有大量野外实测资料, 这是我国泥石流研究的一大特色, 也是我国在泥石流研究领域里能在短期内跻身于世界先进行列的重要原因。

各国对泥石流进行系统的研究, 大多始于二次世界大战以后。由于人们对山区的开发利

用, 必然要研究诸如泥石流之类的山地灾害问题。世界各国的泥石流研究者在经历长期的实践之后, 都共同认识到, 对泥石流这样复杂的自然现象, 不是哪一个学科, 哪一个专业所能解决的, 必需采用综合的方法, 多学科的途径去探索泥石流自身的内在规律, 并逐步建立起学科体系, 这也是泥石流学科已经或即将成熟的标志。

2 泥石流研究的几个问题

2.1 泥石流分类的研究 泥石流分类学既是泥石流研究的基本课题, 也是泥石流学科各个部分研究的综合结果。国内外已作了大量的工作^[4-7]。其中[7]提出的分类原则, 即按成因, 物质组成和流体特征进行分类, 简单明了, 较为实用, 已为我国多数人所接受。另外, [8]提出自由孔隙比概念作为判别流型的标准, 即

$$e_r = 1 - N_s(1 - N_c)/N_c(1 - N_s) \quad (1)$$

式中 e_r 为自由孔隙比; N_c 为流体孔隙度, 即泥石流中水占的体积比; N_s 为泥沙沉积后颗粒之间作松散接触的孔隙度, 以体积比计。

[8]还提出: 挟沙水流 $e_r = 0.7-1$; 稀性泥石流 $e_r = 0.37-0.7$; 过渡性泥石流 $e_r = 0.1-0.37$ (以上均为湍流型); 粘性泥石流 $e_r < 0.1$ (为层流型)。1986年, [9]提出宾汉体流型判据, 即

$$Y = \tau_B(4R)/\eta u \quad (2)$$

式中 Y 为无量纲量; τ_B 为流体宾汉屈服应力; η 为刚性系数; R, u 分别为流体水力半径和流速。式(2)中 τ_B/η 反映流体级配对流变特性的影响, u/R 反映流体阻力和坡降的影响。[9]根据云南东川泥石流, 黄河高含沙水流等资料初步提出: 高含沙水流, $Y > 130$; 稀性泥石流, $60 < Y < 130$; 粘性连续流 $30 < Y < 60$; 粘性阵性流 $Y < 30$ 。以泥石流力学特征来作为泥石流分类依据是最近几年来分类学研究的特点。值得强调的是, 我国多沙河流较多, 这就有和泥石流分类相互交叉的问题。黄河高含沙水流含沙量可达 1500 kg/m^3 以上^[10], 且其阵流(即不稳定流)、冲刷等现象均与泥石流雷同, 这在泥石流分类中需慎重考虑。国外如美国、日本、印尼、哥伦比亚、意大利等国还有活火山成因的泥石流, 也应列入考虑之中。

2.2 泥石流形成的研究 泥石流形成的三大条件如前所述, 当然, 这绝不是三大条件的简单相加。核心问题是固体物质的补给, 即固体物质(泥沙石块等)是以什么方式补给, 并与液相部分组成泥石流, 而在沟床之中流动的。首先, 固体物质绝不是均匀地分布在流域的形成区内, 而是集中在某一个或几个部位, 其中沟谷沉积物亦集中于沟床两侧和底部; 再者, 固体物质在参与泥石流活动之前不是干的, 而是含有一定的水分; 第三, 固体物质组成中要有一定数量的细粒物质(即含有一定比例的粘粒成分), 才有可能形成粘性泥石流。从固体物质补给到汇集成泥石流不是一个简单的过程, 除了某些确定因素而外, 尚具有随机性。国内外学者经过数十年研究, 时至今日, 还没有人提出哪怕是一种最简单的泥石流汇流理论和由此而延伸的流量计算方法。目前只得寻找一些替代方法来粗略估算^[11,5]。它们都是以清水流量为基础, 加上一定比例的固体物质, 而得到泥石流的设计流量。

2.3 泥石流运动力学问题

2.3.1 泥石流流体性质 在含沙水流中, 一般都把水看成是十分洁净的介质, 由它来提供泥沙运动所需要的全部能量。显然, 作为非牛顿流体的泥石流中的固相运动不属于此类, 而有其自身的规律。它的“液相”部分由泥浆组成, 而且随着浓度和粘性增大, 此“液

相”的颗粒越来越粗，在固相含量超过 2200 kg/m^3 时，其中固、液两相混成一体，故[10]中称之为单相流体。国内外研究者多年来致力于“液相”的流变特性研究^[12-15]，他们多采用同轴旋转式粘度计进行测量。近年来，为了得到粗颗粒对流变特性的影响，还专门研制了大尺寸的流变仪^[16;17]。其研究结果多数认为典型的粘性泥石流均属于宾汉流体。经各种方法的大量资料分析后，首先我们确认泥石流固相组成有一个从粘粒到巨砾的极宽的颗粒级配，而粘粒含量至少要大于3%（重量比），某些可高达15%，在颗粒级配直方图上一一般呈双峰型分布^[18]。另外，通过实验，当含沙量超过 80 kg/m^3 时，流体即有 0.4 dyn/cm^2 的屈服应力存在，此时流体已属于非牛顿流体范畴。严格地说，自然界属于牛顿流体的河流是极少的。

测试和研究泥石流流体流变特性对揭示泥石流流体性质十分重要，而且实验结果亦告诉我们，在求解运动方程时，尤其对粘性泥石流，必需考虑应用非牛顿流体的本构方程。但是从目前的测试手段来看，还没有哪一种粘度计可以得到泥石流的真正流变数值，而且通常使用的旋转粘度计只应该适用于均质流体。从理论上讲，流变本身就是被定义为均质流体的特性，象泥石流这样含有粗大颗粒的极不均质体，它的流变性质本身就是不确定的。而流体本身的粘弹性和触变性也说明其流变性质是一个随时间而变的函数。再者，粗颗粒的级配，排列顺序等，也使流变试验结果产生很大的误差。国内外不少泥石流研究者已注意到这点，他们采用水槽实验的方法，直接求得流变值，并试图用于解决阻力问题。

高浓度粘性泥石流具有层流性质，在流速不大时有流核存在^[14]。泥石流可把大钢琴搬运几公里而不损坏它，大石块如航船般漂浮其上，都是不容置疑的证明。目前对泥石流流型研究还十分肤浅，今后应注重野外实验和水槽实验，以得到类似于[19]中的 $\lambda = f(\text{Re}, \text{He})$ 图（ λ 为阻力系数；Re为雷诺数；He为赫氏数），以此为泥石流流型判据，并得到相应的阻力规律。

2.3.2 泥石流运动方程 [32]根据流体动量守恒方程和连续方程得泥石流基本微分方程为

$$A \frac{\partial u}{\partial x} + uB \frac{\partial y}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} + uA_x' = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} = g(j_0 - j_f) \quad (4)$$

式中 x 为沿沟床方向的距离； y 为泥深； t 为时间； B 为顶宽； A 为流体截面积； A_x' 为水深固定时，面积沿 x 方向的变化率； g 为重力加速度； j_0 为沟床底坡； j_f 为极限剪切产生的阻力。若流体为宾汉流体，则

$$j_f = \frac{2\eta u}{\gamma R^2} + \frac{\tau\beta}{\gamma R} \quad (5)$$

式中 γ 为流体容量。方程（3），（4）可用数值法求近似解。对于这种简单的一维问题可直接对原始偏微分方程作差分运算，也可先用特征线法将原始偏微分方程转换成相应的微分方程，然后再作差分运算。如果方程变换成二维问题（主要用于泥石流堆积扇上），则多采用有限元法求解。此类方程如果与非牛顿流体本构方程联立求解就更加合理。方程（3），

（4）多用于泥石流数学模型研究中。在实际应用上，对泥石流运动方程的研究还是将泥石

流概括成两大类型：一类考虑粘性起主导作用的流体；另一类考虑介质水中颗粒碰撞起主导作用的流体。前者显然是指粘性泥石流，后者是指稀性泥石流。

对粘性泥石流运动方程的研究目前尚无完整的理论体系。我国多从观测资料出发建立起一些地区性的经验公式^[5,11;20,21]。这些公式均以满宁公式为基础修改而成，虽有一定的适用性，但这种阻力平方区的公式显然与粘性泥石流的层流性质相矛盾，理论上站不住脚，这也是它们的致命弱点。虽然如此，我们仍可由这些公式编制的糙率表看出^[22]，粘性泥石流的阻力特征随泥石流体的性质、物质成分而不同，粘粒含量较多，流体组分相对均匀的阵性流动时，其阻力大幅度地减小，与相同条件下的水流相近。这与浆体的管路实验结果一致。约翰逊^[23]从力学观点出发得出计算泥石流龙头（或称阵头、前锋部分）形态和高度的公式

$$x = -\frac{2K}{\gamma_d} \ln \left[\cos \left(\frac{\gamma_d y}{2K} \right) \right] \quad (6)$$

$$H = \frac{\pi K}{\gamma_d} \left(1 - \frac{\delta}{90} \right) \quad (7)$$

式中 x, y 分别为龙头纵断面的坐标； K 为龙头作为塑性体的屈服程度； δ 为龙头表面坡度。他还提出了粘性泥石流的运动模式，即流体纵剖面由塞流（或称流核、颈流）和层流两个部分组成，在半圆形水槽中实验得到的流速分布为

$$u = \frac{1}{\eta} \left[\frac{R^2 - r^2}{4} \sin \delta - (R - r)K \right] \quad (8)$$

其中塞流厚度为

$$R_0 = 2K/\gamma \sin \delta \quad (9)$$

式中 R 为半圆水槽半径。[23]亦用式(8)来反推粘性泥石流刚性系数 η 值，他认为这样得出的数据应该比任何粘度计都要好。苏联亦于同期做过类似的工作^[14]。近年来，美、苏等国不少科研单位、大学均致力于室内实验，并有所进展。当然，他们有待解决的共同问题是：有可靠而实用的实验设备和量测手段；建立并逐步完善其模拟理论；有一批野外实测资料。此外，国内尚有不少学者持这样的看法，即泥石流以较高的流速运动时，它本身的动量远远大于流体的屈服强度，因而可以不考虑流变特征值的影响，完全把它看成一种牛顿流体，这样一来问题倒是简单多了。

我国钱宁^[10]对高含沙水流层流流速分布的研究无疑对粘性泥石流也应该是适用的，从宾汉体流变方程出发得出其流速分布为

$$\frac{u_{max} - u}{u_{max}} = \left(1 - \frac{\gamma_d y j}{\gamma_d h j - \tau_B} \right)^2 \quad (10)$$

其中流核运动速度为

$$u_p = \frac{1}{2\eta\gamma_d j} (\gamma_d \cdot h j - \tau_B)^2 \quad (11)$$

流核区以外的流速分布为

$$u = \frac{y}{2\eta} (2\gamma_d \cdot h j - \gamma_d y j - 2\tau_B) \quad (12)$$

式中 j 为水力坡度。钱宁还提出了粘性泥石流的层移运动概念。他认为粘性泥石流液相由泥

浆组成，而粗颗粒是成层运动的。当然，我们认为粗颗粒这种成层运动也是有规律的，粗大颗粒均在流体的表面和上部，愈往下愈细，在近底层有一个极细的粘附层，该粘附层的形成和厚度大小，将对阻力产生极大的影响。这些有待今后进一步研究。

稀性泥石流的运动方程有两种解法。一是考虑液相部分为能量的提供者，固相含量的增加使液相能量消耗于携带固相部分，从而流速大为减小，根据动量平衡原理导出公式^[22]

$$u_d = \frac{1}{a} u_w, \quad u_d = \frac{1}{a} \frac{1}{n} R^{2/3} i^{1/2} \quad (13)$$

式中 u_d, u_w 分别为泥石流和同等条件下水的流速； a 为系数，它等于 $(\gamma_s \phi + 1)^{1/2}$ ；

$$\phi = (\gamma_d - \gamma_w) / (\gamma_s - \gamma_d)$$

脚标 d, s, w 分别表示泥石流、泥沙、水。

另一种途径是从拜格诺颗粒流理论出发^[24]，把泥石流视为剪切运动，颗粒之间碰撞而产生向上的离散力用于平衡颗粒本身的自重。高桥保（日本京都大学）对此作了详细的研究^[26,26]，他得出堆放在沟道及其两侧固体物质在一定水深的径流作用下形成泥石流的条件，亦即在表层水流以下固体颗粒集体运动的最小坡度为

$$\tan \theta = \frac{S_{V*}(\gamma_s - \gamma_w)}{S_{V*}(\gamma_s - \gamma_w) + \gamma_w(1 + h_0/D)} \tan \phi \quad (14)$$

式中 S_{V*} 为处于静止状况的沉积中固体颗粒的体积比； ϕ 为休止角； h_0 为径流形成的水深； D 为固体颗粒平均粒径。泥石流的流速分布（边界条件为 $y=0, u=0$ ）

$$u = \frac{2}{3D} \left\{ \frac{g \sin \theta}{c} \left[S_V + \frac{\gamma_w}{\gamma_s} (1 - S_V) \right] \right\}^{1/2} \left[\left(\frac{S_{V*}}{S_V} \right)^{1/3} - 1 \right] [h^{3/2} - (h-y)^{3/2}] \quad (15)$$

式中 c 为常数，与含沙量有关，根据实验而定； S_V 为泥石流的体积含沙浓度。在 $y=h, u=u_{max}$ 时，

$$\frac{u_{max} - u}{u_{max}} = \left(1 - \frac{y}{h} \right)^{2/3} \quad (16)$$

高桥保上述研究适用于不考虑粘性影响的泥石流，更确切地说适合于水石流。他的工作是有贡献的，但距离实用尚有距离，因为即便是水石流也相当复杂，其颗粒组成是除了粘粒以外的一个相当宽的范围，它们的起运、运动机理不是式（14），（15）所能概括的。

2.3.3 泥石流冲击力的研究 泥石流流体及所含的巨砾均有极大的冲击力，尤其是后者。它往往是工程破坏的原因。国内外不少研究者致力于这方面的测试与研究。70年代以来，我国与日本几乎同期进行这方面野外测试工作^[27,28]。[27]得出冲击压强的计算公式

$$\sigma = k \rho u^2 \cos \alpha \quad (17)$$

式中 k 为系数，根据云南东川实测资料为 3—5； ρ 为流体密度。

至于个别石块的冲击力，[29]对[27]中的公式改进后得到

$$F = \sqrt{3E J u^2 w' \cos \alpha / g l^3} \quad (18)$$

$$F = \sqrt{48E J u^2 w' \cos \alpha / g l^3} \quad (19)$$

式中 E 为被撞构件弹性模量； J 为截面对中性轴的惯性矩； l 为被撞构件长； w' 为石块的淹没重量； u 为石块流速，在粘性泥石流中，与流体等速。式（18）用于将被撞构件化为

悬臂梁形式,式(19)用于将被撞构件化为简支梁形式。[29]中还得出泥石流冲击力谱,得出其卓越频率范围在1—10 Hz之间。

苏联则采用形状阻力公式按泥石流的规模和类型列表给出一个数值范围^[14]。

泥石流冲击力的研究是一个介于流体和固体之间的特殊课题。此外,它还与被撞构件的尺寸和刚度有关。而且由于泥石流流体中颗粒含量、颗粒尺寸及分布是不可重复的,因而其力源是随机的,这无疑给泥石流冲击力研究带来困难。它将需要运用数理统计和概率论的方法来解决其中的力学问题。此外,尚需辅以一些室内实验以便和野外的实测资料相配合而分析其内在规律。日本近年来已在实验室内进行了一些冲击力的模型实验。

2.3.4 有关模型实验 众所周知,模型实验是解决泥石流动力学问题的重要途径之一。苏联格鲁吉亚水工及土壤研究所,莫斯科大学等单位早已建成了泥石流实验槽。美国加州大学、联邦地质调查局,美国陆军工兵团和日本京都大学防灾研究所,建设省土木研究所等单位,也相继开展了模型实验工作。我国铁道科学研究所西南研究所于60年代开展模型试验至今,中国科学院成都山地所已建成大规模泥石流动力学模型实验厅。模型实验工作可以概括成三个方面,即为某项工程而进行的专门实验研究^[30,31];为解决某些理论问题而进行的探索性研究^[25,26,32];为了验证数学模型中的问题^[33]。目前在模型实验中首先是模拟理论问题,尤以粘性泥石流属于非牛顿流体,其相似条件较牛顿流体要复杂得多。没有成熟的模拟理论,任何实验都将是一句空话。当然成熟的理论也必须建立在对泥石流逐个力学特征值认识的基础上。为此,率先进行一些单项的实验乃是必要的。再者,有关实验方法、程序、量测仪器等也需统一,这样资料才可通用。华国祥曾于1980年提出了非牛顿体相似条件^[34],1986年再次补充修改后,提出 He/Re^2 这个塑性数的概念。他认为模拟宾汉流动时,不仅要符合雷诺准则和弗罗德准则,即原型、模型中应满足剪应力相似和重力相似,而且还需要满足原型、模型中屈服应力相似,这就需要原型、模型流体中塑性数相等。由可变形流体运动方程出发,他得出宾汉流体相似准则为

$$\lambda_a = \lambda_l^{-5}; \lambda_\rho = \lambda_l^2 \lambda_a = \lambda_l^{-3}; \lambda_{\tau_B} = \lambda_\rho \lambda_l; \lambda_n = \lambda_\rho \lambda_l^{-5}; \lambda_t = \lambda_l^{-5} \quad (20)$$

2.4 关于泥石流沉积学的研究 泥石流运动的最后一个过程就是堆积。其堆积形态、堆积物结构等均为泥石流沉积学的研究范畴。泥石流堆积实质上是速度为零的运动,因而对堆积物的研究反过来可以揭示其时的运动状态和力学特征。[23]详细揭示了泥石流的沉积形态和过程,[26]总结了前人的研究成果,认为泥石流沉积有“反粒径过程”。我国在60年代初也提出了泥石流沉积过程和特点^[25,36],但系统地研究泥石流沉积学则是近10来年的事。我国著名现代冰川学家施雅风教授在对西部地区冰川泥石流研究的基础上,对我国东部“古冰川”的搬运、沉积物进行了研究,大胆地对原来人们认为是古冰川的搬运、沉积物的说法提出了质疑,并根据沉积物特征和环境等条件,认为是古泥石流搬运沉积物^[37]。这不仅是对泥石流沉积学研究的一大贡献,也丰富了第四纪冰川学学科内容。我国在泥石流野外观测研究的同时,动、静力学研究相结合,利用电镜扫描等先进手段,已提出了一批新的研究成果^[38-41]。

2.5 泥石流防治 泥石流作为一门应用性极强的学科,防治研究一开始就格外受到重视。它需要应用泥石流形成、动力学方面的成果,防治研究的水平高低亦与它们戚戚相关。

泥石流防治日趋采用综合途径,内容已扩展成软、硬两方面措施。硬措施包括生物措施

(流域内植树造林及水土保持等)和工程措施(修筑堤、坝、挡土墙等);软措施包括预警报系统、防灾避难体制、社会保险、行政管理、立法等。泥石流的综合治理,我国亦有成功的实例^[42]。但有时对某一特定条件,为某一单一防护目标,也可以采用单一的措施。

70年代以来,有关泥石流预警报研究倍受青睐。苏联于1978年研制成功地震式警报器并在阿拉木图市郊切莫尔甘人工泥石流试验场实验成功^[17]。我国1981年于蒋家沟实验成功泥石流遥测降雨预报装置,并相继研制成功泥石流遥测地声警报器,泥位警报器^[43]。日本亦有泥石流避难法和相应的降雨预报装置产品^[44]。美国于1983年在犹他州安装了泥石流警报器,1986年在加利福尼亚对降雨泥石流进行了预报。这些预警报器在原理上都是没有问题的,但将其制成为一种稳定可靠的通用设备则尚待进一步研究改进。

泥石流防治工程建筑物近年来亦有多方面的进展。首先是格栅坝的应用。起初它主要用于水石流的防治,后来逐步用于粘性泥石流防治。结构型式亦由平面型发展成立体型,材料选择由刚性发展到柔性^[45,46]。格栅坝可以有效地拦截巨石(这些巨石往往导致工程破坏),因而倍受重视,发展很快。另外,以刚性重力坝为基础,做成宽隙缝式和上部有齿状结构的坝型在我国被大量采用。这种坝型同时可收重力坝和格栅坝的效果,而且可节省大量宝贵钢材,尤其适合我国国情。泥石流拦挡坝绝大多数是溢流式的。为了防止坝下冲刷,除了修建坝下消能设备,采用坝群形式外,具有我国特有风格的重力式拱基坝亦应运而生^[47]。这种坝象拱桥一样跨越泥石流沟,上部为重力式结构可拦蓄泥石流固体物质,下部的排水系统排出泥石流中的水,这样既省却了设置基础和消能设备的浩繁工作,又保证了坝下的安全,经过四川省金川县等地的实际考验,已获成功,极有推广前途。泥石流排洪堤的防冲防淤问题,目前仍是防治中的难题之一。相对地说,防冲问题还好办一些。对付诸如泥石流之类的山区陡坡急流,防止冲刷最好的办法是在堤内横断面上每隔一定距离加设一道防冲肋板^[42]。象所有水系一样,越到下游坡度越缓,不可避免地要发生淤积。泥石流从出山口径堆积扇到主河这一地段本来就是淤积区段,要使其不淤积,除了尽可能加大排堤底坡外,在治理中还要改变泥石流的性质,因为粘性泥石流的临界淤积坡度要比稀性泥石流的大得多。如果实在做不到,在堆积扇地段必需考虑泥石流留下允许它们泛滥的地区,否则排洪道很快就会变成地上河,而会给两侧造成更大的威胁。

3 泥石流研究展望

80年代以来,从全球范围看,泥石流灾害有增加的趋势。我国1981年,1984年相继出现每次死亡人数超过100人以上的灾害^[48-50]。国外的火山泥石流最为严重,1980年5月美国圣海伦斯火山泥石流流量达 $13800\text{ m}^3/\text{s}$,流程 35 km ^[51]。1985年11月哥伦比亚境内火山喷发后,火山灰在暴雨作用下迅速演变成泥石流,掩埋不及走避的25000人^[52]。近年来,西欧奥地利、意大利,南美的秘鲁、智利等国均发生灾害性泥石流。因此有关泥石流研究工作十分活跃。国际性的学术活动颇为频繁。1985年9月在日本筑波科学城召开国际土壤侵蚀、滑坡、泥石流学术讨论会;1986年10月我国在成都召开第2届全国泥石流学术会议(特邀美、日两国代表到会);1987年在加拿大温哥华召开的国际地球物理、大地测量学会的学术讨论会上列有泥石流专题;1988年7月在奥地利召开了第6届国际洪水、泥石流、雪崩防治学术会议等等。这些学术会议都提出了今后工作重点和研究方向。以下将根据学科发展趋势、生产实践需要以及国内外动向,对未来10年泥石流研究进行展望。

3.1 从观测实验出发注重泥石流基础理论研究 经历漫长的道路后,我们认识到,只有努力解决泥石流本身的理论问题,建立起泥石流学科的体系,才能真正为泥石流防治服务。泥石流这门新兴学科,其生长点多在地学和力学交叉点上,而且还需要运用数学方法,因而力学和数学(包括计算机技术)进入泥石流研究之中,并与地学密切结合,将是今后的主要潮流。当然,理论研究必需与野外观测实验和室内模型实验相结合,才有可能成功。有关学科如河流泥沙学、工业水力学(即工业管道输送)、流变学等都有一批比较成功的实例,都给泥石流实验提供了借鉴。相对地说,泥石流运动力学和沉积学不久将会有突破性的进展。对于阵性流形成机理和精确的数学解析也将会得到解决。而泥石流形成学由于牵涉到水文、气象、重力侵蚀,固体径流的汇集等诸多因素,它们之间还存在着十分复杂的关系,所以要得到一个定量的表达,即在什么条件下,形成多大规模的泥石流,在短期内还是困难的。至于泥石流防治学,则会注重于研究工程建筑物在泥石流这种特殊流体作用下的结构动力反应,以定量地评价建筑物的稳定条件。这种研究当然包括理论计算和模型实验两方面内容,在大量资料的基础上,有可能会得到一部泥石流防治建筑物的设计规范。

泥石流学科的新领域将得到开辟和充实。如泥石流地声学,经过多年的研究^[17,53],泥石流地声信号是一个确定的信号,它的振幅,频谱与泥石流类型、规模有关。它不仅为监测泥石流发生提供了可能,而且还可以评价可能引起的边坡“液化”。泥石流地声信号的传递等特性亦需要进一步研究。遥感、计算机制图亦将在泥石流学科中进一步得到应用。刚刚开始建立的泥石流数据库也会在泥石流数据的科学管理和应用中发挥作用。

3.2 建立以数学模型为核心的泥石流流域管理模式 泥石流数学模型是由明确的物理、力学概念出发而得到的一种通用的数学公式,以揭示泥石流特征值时空分布规律。近年来,美、苏、日等国已致力于泥石流一维和二维的数学模型研究。我国也开展了此项研究。建立泥石流数学模型牵涉到泥石流基础理论问题,而且还需要实测资料进行验证。在计算机技术十分发达的今天,数学模型的解析也将变得十分方便,因而泥石流数学模型的研究在泥石流基础研究的同步条件下将会迅猛地发展。

流域管理包括流域规划,治理措施,设置预警报系统等等。它们均可用数学模型作为核心予以实现。其步骤为,首先在获得流域的地形、地质、地貌、水文、气象、土壤、植被等条件和特征值后,由泥石流形成等汇流数学模型解析出流域在一定的设计标准时,可能产生泥石流的规模(即设计流量的大小)。第二步是已知沟床几何尺寸等条件,采用泥石流运动的数学模型(稳定或不稳定的)来求得流通过各个断面的泥石流特征值(流速、水深等)。第三步是流域出山口到主河的整个堆积扇上,按地形图画成与等高线平行或垂直的网格,应用二维数学模型,采用有限元法求解每个网格节点处泥石流特征值,这样可以评价泥石流可能泛滥的区域。在进行流域规划和治理后,整个流域都有相应的各种治理措施,这就必然地改变了流域下垫面条件及沟谷、堆积扇的几何形态,按照上述三个步骤,运用数学模型逐一进行演算。如果泥石流规模得以减小,保护了应该保护的物体,那就收到了治理的效果,说明该规划是合理的,否则就需要对规划进行修改。再者,根据已经治理过的流域的效益观测资料,反过来可以校核数学模型的合理与否。另外,根据对数学模型的解析结果,再由防护对象之要求,在一定的地理位置上设置泥石流的预警报系统,把它们和数学模型的运行并入同一微机运行的网格中,当泥石流某一特征值超限时,即实行报警,这样就更为实用。此外,数

学模型中尚可以增设工程设计的分支功能, 它的实用性就会更大了。可以想象, 这样以数学模型为核心的泥石流流域管理模式不仅可以用于泥石流多途径的综合治理, 尚能选择、检查、核对治理方案及可能收到的效果, 而且在超限时实现预警报, 因而这种模式在未来的泥石流研究中会处于突出地位。

3.3 泥石流观测实验测试技术的改进和更新 新手段、新仪器(关键还是新的传感器)的诞生在学科发展中具有重要地位。它们往往是一把打开未知领域大门的钥匙。近20多年来, 经过研制和改制, 终于有了一些泥石流专用仪器和传感器, 如冲击力传感器和仪器, 地声传感器, 超声泥位计, 大型砂浆流变仪, 以微机为核心的数据采集和处理系统, 记录表面流速和龙头形态的动态摄影和图象解析系统, 等等。但这些还远远不够, 况且它们也还存在更新换代和不断完善的问题。有些极重要的数据还无法获得, 如泥石流流体内部流速和流动时水深的测定尚无法解决。当然内部的脉动流速和点流速就更谈不上了。这些无论是室内还是野外的测试仪器都未曾问世。由于还没有明确的流速分布的实测资料, 也无从知道流体结构和阻力规律; 没有脉动流速的实测资料, 也无从知道流体内部旋涡的尺寸、生成及消长; 没有实测的水深资料, 限制了运动方程解析的精度, 等等。我们相信, 随着学科的发展, 这些问题的解决将会提到议事日程上来。

3.4 更加广泛的科技合作和交流 这种合作和交流当然包括与其他学科的互相渗透。泥石流研究必需向国内外开放。认真的国内外合作必然导致真实的成果, 将会逐步地统一对泥石流各种问题的认识, 对所有仪器进行比测之后制定一些统一的标准, 逐步地统一观测内容和实验程序, 等等。这样, 全世界的泥石流同行们都会同时享用这些通用的资料, 反过来又会促进泥石流学科的发展。另外, 成立一个全球性的泥石流灾害预测预报和防治中心, 也不完全是一种幻想。它也有可能附属在其他全球性自然灾害的防治中心之中。遥感、卫星通讯、资料传输、流域管理等都将是这个中心的主要工作。

本文写作过程中得到我所、我站同志大力支持和鼓励, 引用了院内外同行们的大量资料, 杜榕桓、唐邦兴两研究员对全文进行审阅并悉心修改, 在此一并致以诚挚的谢意。

参 考 文 献

- 1 Раушенбах И О. Селевые Явления На Территории СССР. Селевые Потоки, Сб. 4, М. Гидрометеоиздат (1980): 90—102
- 2 唐邦兴, 杜榕桓等. 我国泥石流研究. 地理学报, 35, 3 (1980): 259—264
- 3 杜榕桓, 章书成, 唐邦兴, 康志成. 泥石流研究内容与发展方向的探讨. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第4号(中国泥石流研究专辑). 科学出版社(1985): 287—290
- 4 Флейшман С М. Метеорология и Гидрология, 6 (1948)
- 5 陈光曦, 王继康, 王林海编著. 泥石流防治. 中国铁道出版社(1983): 45—77
- 6 中国科学院甘肃省冰川冻土沙漠研究所. 泥石流. 科学出版社(1973): 22—32
- 7 Du Rong-huan, Kang Zhi-cheng, Zhang Shu-cheng. On the classification on debris flow in China, 3rd Int. Symp. on River Sedimentation, Mar. 31-Apr. 4, 1986. The University of Mississippi: 1286—1291
- 8 Zhang Xin-bao, et al. Debris flow characteristics and control in the Hunshui Gully, Yunnan Province. Proc. Int. Symp. on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, Sep. 3—5, 1985, Tsukuba, Japan: 181—186
- 9 华国祥. 水沙宾汉流体的流型划分和相似律. 第2届全国泥石流学术会议论文集, 1986年10月20—25日, 成都. 科学出版社
- 10 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学. 科学出版社(1983): 416, 419

- 11 王文谱, 章书成等. 西藏古乡沟冰川泥石流特征. 同 [3]: 31—32, 21—29
- 12 王裕宜. 泥石流浆体的流变特征. 泥沙研究, 2 (1982, 6): 74—78
- 13 费祥俊, 朱平一. 泥石流的粘性及其确定方法. 铁道工程学报, 12, 4 (1986): 9—16
- 14 C. M. 弗莱施曼著 (姚德基译). 泥石流. 科学出版社 (1986): 176—186, 289—293
- 15 Pierson T C, Costa J E. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Rev. in Eng. Geology*, 7 (1987): 1—12
- 16 章书成, 陈精日, 叶明富. SHL-1 型砂浆流变仪在蒋家沟泥石流流变实验中的应用. 山地研究, 15, 4 (1987): 227—283
- 17 B. C. 斯捷潘诺夫 (孟河清译). 泥石流与泥石流体的基本特征及其量测方法. 科学技术文献出版社重庆分社 (1986): 96—101, 60—75
- 18 康志成, 章书成. 泥石流流体特性的初步分析. 第 1 届河流泥沙国际学术讨论会论文集, 1980 年 4 月. 北京. 光华出版社 (1980): 213—223
- 19 E. J. 瓦斯普等著 (黄河委员会科研所译). 固体物料的浆体管道输送. 水利出版社 (1980): 112
- 20 康志成. 云南东川蒋家沟粘性泥石流流速分析. 同 [3]: 108—117
- 21 杨针娘. 暴雨型粘性泥石流流速公式的初步探讨. 同 [3]: 199—205
- 22 章书成等. 云南小江流域大白河段泥石流的形成和特征——兼论粘性泥石流河床糙率. 同 [3]: 150, 147
- 23 A. M. 约翰逊著 (张之立, 李兴才译). 地质学中的物理过程. 科学出版社 (1983): 278—282, 267—269:
- 24 R. A. 拜格诺著 (龙毓騄译). 流体中分散颗粒的流动. 水利电力出版社 (1958): 5—13
- 25 Takahashi T. *J. Hyd. Div., Proc. ASCE*, 104, 8 (1978): 1153—1169
- 26 Takahashi T. *J. Hyd. Div., Proc. ASCE*, 106, 3 (1980): 381—396
- 27 章书成, 袁建模. 泥石流冲击力及其测试. 同 [3]: 269—274
- 28 Setsuo Okuda, et al. Observation of debris flow at Kamikamihori Valley of Mt. Yakedake. Excursion guide-book the 3rd meeting of IGU commission on field experiments in geomorphology. 1980. Summer, Kyoto Japan: 128—129
- 29 章书成, 陈精日, 叶明富. 试论泥石流冲击力的基本特征. 同 [9]
- 30 谭炳炎. 泥石流河道模型试验理论和应用的探讨. 同 [3]: 275—285
- 31 Hiroshi Ikey. Experimental study on debris flow hazard area. 新砂防 (日本刊物), 122, 1 (1982)
- 32 MacArthur R C, et al. Generalized methodology for simulating mud flow. Presented at Water Forum 86, ASCE, Aug. 1986.
- 33 Hamilton D L. 减轻美国西部特殊洪水灾害——泥石流、泥流、高含沙水流的综合途径. 同 [9]
- 34 华国祥, 郑文康. 非牛顿流体流动相似律的研究. 成都科技大学学报, 2 (1981): 9—18
- 35 施雅风, 杨宗辉, 谢自楚, 杜榕桓. 西藏古乡地区的冰川泥石流. 科学通报, 6 (1964): 542—544
- 36 杜榕桓, 王立伦, 钱宗麟. 西藏古乡沟冰川泥石流堆积特征. 同 [3]: 48—56
- 37 施雅风. 庐山真的有第四纪冰川吗? 自然辩证法通讯, 3, 2 (1981): 41—45
- 38 崔之久. 初探河谷泥石流及其扇形地的沉积类型, 宏观特征与形成机制. 沉积学报, 4, 6 (1986): 69—76
- 39 刘世建. 四川甘洛利子依达沟泥石流堆积物特征的初步分析——粒度和石英颗粒表面结构的特征. 青藏高原研究. 横断山考察专集 (2). 北京科学技术出版社 (1986): 320—324
- 40 张林源. 我国第四纪古泥石流与混杂堆积. 同 [13]: 60—63
- 41 方小敏等. 马街山泥石流石英颗粒表面特征的扫描电镜研究. 同 [13]: 64—67
- 42 徐道明. 云南东川大桥河泥石流及其防治. 同 [3]: 130—138
- 43 陈景武等. 蒋家沟泥石流预警研究. 蒋家沟泥石流观测实验研究. 科学出版社
- 44 濑尾克美等. 新砂防 (日文刊物), 36, 3 (1983): 40—45
- 45 Бурдули Н С, Кизирия Г В, Херхеулидзе Г И. Некоторые результаты опыта постройки и эксплуатации экспериментального сквозного селеупователя системы Зак НИИ на р. Дурджи. Тр. Закавказского регионального научно-исследовательского института, Вып. 83 (90) (1984): 113—123
- 46 范子炎等. 格栅坝的设计和试验. 同 [9]
- 47 李德基, 陈发全. 用于泥石流防治的拱基组合圪工重力坝. 同 [9]
- 48 唐邦兴, 康志成. 我国山区灾害及其预防. 同 [9]
- 49 吕儒仁, 李德基. 四川大型泥石流. 科学, 37, 1 (1985): 39—45
- 50 田连权. 云南东川因民黑山沟泥石流调查报告. 泥石流 (3). 科学技术文献出版社重庆分社 (1986): 52—56
- 51 Waitt R B, et al. *Science*, 221, 4618 (1983): 1394—1396
- 52 Katsui Y, et al. The 1985 Colombia and Associated Mudflow Disaster. Report of Natural Disaster Scientific Research, No. B—60—7, Mar. 1986, Japan: 24—25
- 53 章书成, 陈精日, 叶明富. 蒋家沟泥石流物理参数的测试与研究. 同 [43]

A REVIEW ON THE RESEARCH OF DEBRIS FLOW

Zhang Shu-cheng

Institute of Mountain Disaster and Environment, Academia Sinica
Dongchuan Observation and Research Station, Academia Sinica

Abstract The debris flow is a common natural disaster in the mountainous regions. It is a special two-phase fluid. In general, there are two types of debris flows; low-viscous debris flow (where collision and energy dissipation are dominated) and viscous debris flow (where viscosity is dominated). In this paper, the formation, the classification and the dynamics of debris flow are discussed, some urgent problems are pinpointed, which include the theory of confluent flow and the law of fluid resistance. It is predicted from the recent developments in debris flow studies that the further theoretical research and the management of debris flow basins on the basis of mathematical models will be the main trend of the debris flow researches.

Keywords *debris flow; fluid properties; dynamics of debris flow*

(上接第392页)学系统语言来说,这个方程表示为一个无穷多自由度的系统,但不管怎样,严格正确的是在一个有限长度 L 的盒子中,只要有有限个正比于 L 的模就足够抓住本质上来自任何初始条件的长期动力学行为。尽管联系还没有完全构造好,但这些模的特性已可以确定,并且这些模与这个方程所观察到的拟序结构有关。在浑沌系统中模的简化同空间广延的动力学系统中的拟序结构之间的一般联系,将是我们在讨论复杂图形和图象选择中的中心课题。

最后,模的简化问题是要想了解浑沌同流体及等离子体中充分发展的湍流之间关系的核心理心。浑沌,正如我们已强调的,包含了有效低相空间维数的动力学系统中的时间无序性和不可预测性。充分发展的湍流除了时间无序外,还包含所有尺度上的无序随机空间结构(至少在表面上看是这样)。而且,湍流系统的不同空间区域是独立地活动的,空间关联函数是短程的。因此,在充分发展的湍流中出现的任何吸引子的相空间维数肯定是非常高的。

例如,最近对 Reynolds 数 2800 时的湍流 Poiseuille 流动的数值仿真表明,流动的 Navier-Stokes 方程的湍流解的确位于奇怪吸引子上,但它有大约 400 的分维!尽管令人信服地知道,在这种情况下观察到的湍流定性上可用确定性浑沌来描述,但要想实验地分析这种流动或理论上用 400 维相空间的动力学系统来模拟,显然是不合适的。对更高的 Reynolds 数,这种情况变得更坏。在下一节中,我们将说明模的简化耦合一组近似方程如何能使这种情况比较好处理。

总之,过去25年的巨大努力导致确定性浑沌和分形作为非线性科学的第二个中心范例出现。这个范例对我们的世界复杂性的基本观点的冲击,以及对影响我们日常生活的技术的冲击,在可预见的将来会继续加深。(未完待续)

黄永念译自: *Los Alamos Science*, No.15 (Special Issue) (1987);

218—262. (董务民校)