



密实及稀疏泥石流的流动性控制因素

宋东日^{1,2}, 陈倩^{1,2*}, 陈晓清^{1,2}, 周公旦^{1,2,3}, 白艺彤^{1,2}, 胡洪森^{1,2}

1. 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041;

2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国-巴基斯坦地球科学研究中心, 中国科学院-巴基斯坦高等教育委员会, 伊斯兰堡 45320, 巴基斯坦

* E-mail: chenqian191@mails.ucas.ac.cn

收稿日期: 2020-12-18; 接受日期: 2021-01-21; 网络版发表日期: 2021-10-26

国家自然科学基金(批准号: 41925030, 42077256, 51809261)、中国科学院“西部之光”和四川省科技计划(编号: 2020YJ0002)资助项目

摘要 泥石流是山区常见的地质灾害之一, 固-液两相协同作用使泥石流明显区别于崩塌碎屑流、洪水等其他地质流体。由于泥石流固-液两相相互作用的复杂性, 现阶段泥石流流动性研究主要集中在密实泥石流(体积固相浓度 ~ 0.6 , 也称为黏性泥石流)。然而, 对密实泥石流向稀疏泥石流转变(体积固相浓度 $0.6\sim 0.4$)中的物理过程研究较少。本研究以体积固相浓度和液相黏度为变量, 通过一系列泥石流水槽实验对应力状态和孔隙水压的精准测量, 探究体积固相浓度的变化对孔隙水压及泥石流流动性的影响, 揭示密实泥石流及稀疏泥石流的流动机理。实验结果表明, 泥石流的高流动性与液化程度密切相关。在密实泥石流向稀疏泥石流的转变过程中, 固相颗粒从剪胀状态过渡到剪缩状态, 孔隙水压上升导致泥石流液化, 流动性激增。剪应力的计算值和实测值对比表明, 密实泥石流的剪切阻力由颗粒间摩擦主导, 而稀疏泥石流的剪切阻力则部分来源于液相黏性, 因此表征密实流体剪切阻力的流变关系不足以完全描述稀疏流体的流变行为, 充分考虑颗粒间相互作用(摩擦、碰撞)和液相黏性的模型有助于揭示稀疏泥石流的流动机理, 这一点有待进一步研究。

关键词 泥石流, 流动性, 剪胀效应, 体积固相浓度, 孔隙水压, 库仑摩擦

1 引言

泥石流是山区常见的突发性地质灾害之一, 沟谷中大量分选不良的碎屑物与水充分混合后在重力作用下极易形成泥石流。在固相和液相的协同作用下, 固体和流体作用力对泥石流的流动性有重要的影响, 并赋予泥石流巨大的破坏力, 从而将其与崩塌碎屑流和洪水等山地灾害相区分^[1]。从泥石流的物质组成和运动特点来讲, 泥石流是由水、黏粒、沙粒、砾石和巨石

组成的两相流, 具有爆发突然、运动快速(最大流速超过 10 m/s)、历时短暂等特点, 呈紊流或层流运动状态, 堆积物级配宽且分选性差^[2]。分类上, 体积固相浓度大于 0.4 的流体才被称为泥石流^[3]。

野外观测、实验和理论分析均表明, 体积固相浓度对泥石流孔隙水压及其流动性有显著的影响, 主要体现在固相颗粒孔隙率的变化与孔隙水压之间的耦合。现场调查发现, 松散堆积物更易形成泥石流^[4,5], 初始孔隙率对泥石流流动性的影响与堆积物的剪胀效应

引用格式: 宋东日, 陈倩, 陈晓清, 等. 密实及稀疏泥石流的流动性控制因素. 中国科学: 技术科学, 2022, 52: 585–598

Song D R, Chen Q, Chen X Q, et al. Control factors for mobility of dense and dilute debris flows (in Chinese). Sci Sin Tech, 2022, 52: 585–598, doi: 10.1360/SST-2020-0496

密切相关. 美国地质调查局(USGS)的大型水槽实验结果表明, 不同密实度的堆积物, 由于初始孔隙率的差异引起孔隙水压的不同响应^[6], 最终导致其具有不同的运动速度(流动性)^[7]. Pailha等人^[8]基于颗粒的剪胀效应, 通过实验证实了当初始孔隙率大于临界值时, 颗粒剪切收缩产生高孔隙水压, 促进流体流动; 反之, 颗粒剪切膨胀, 流体流动性降低. 在理论研究中, 剪胀效应也是泥石流两相流模型考虑的重点. Kowalski和McElwaine^[9]从固相颗粒悬浮、沉降的角度出发, 提出了预测体积固相浓度变化引起孔隙水压变化的两相流模型. George和Iverson^[3]将孔隙水压与有效应力的变化和剪切引起的颗粒孔隙率的变化相联系, 把超孔隙水压的产生和消散作为一个显式方程补充到库仑混合物模型, 进而研究了密实泥石流中孔隙水压的反馈对泥石流起动、流动及堆积的影响. Bouchut等人^[10]提出了允许流体与固相自由表面相互分离的两相流模型, 可以描述流体由于剪切作用从固相中排出.

目前, 固-液两相相互作用对泥石流流动性影响的研究取得了一定的成果, 表征体积固相浓度(孔隙率)与孔隙水压变化的泥石流两相流模型也具有一定的可信度. 然而, 大量的研究工作集中于密实泥石流(体积固相浓度~0.6, 也称为黏性泥石流)的流动性, 对密实泥流向稀疏泥流转变(体积固相浓度0.6~0.4)中的流动性机理研究较少. 因此, 体积固相浓度的变化对泥石流流动性的影响还需进一步研究, 以便充分理解自然界泥石流的运动特征.

本文探究了密实泥流向稀疏泥石流的转变中的流动性问题. 通过一系列泥流水槽实验, 精确测量了基底正应力、剪切阻力和孔隙流体压力. 结合实验结果和颗粒剪胀理论, 阐明了体积固相浓度和液相黏度对泥石流流动性的影响, 验证了现有的密实两相流剪切阻力公式的适用性, 进一步分析了密实泥流向稀疏泥石流的转变中的流动机理.

2 考虑剪胀效应的泥石流运动理论

2.1 正应力、孔隙水压及颗粒剪胀模型

为了区分两相颗粒流中固、液相对法向作用力的贡献, 通常采用太沙基有效应力原理来描述法向总应力在泥石流固液两相中的分配关系:

$$\sigma_e = \sigma - P, \quad (1)$$

其中, σ_e 为由颗粒承担的法向应力, 即有效应力(Pa); σ 为法向总应力(Pa); P 为孔隙水压(Pa). 在泥流水槽实验中, 孔隙水压可用专门的压力传感器测量, 但若没有孔隙水压的实测数据且流体处于稳定、均匀状态, 此时孔隙水压力即为静水压力^[11,12]. 静水压力 P_s 的计算公式如下:

$$P_s = \rho_f g h \cos \theta, \quad (2)$$

其中, ρ_f 为液相密度(kg/m^3); g 为重力加速度(9.81 m/s^2); h 为流体深度(m); θ 为斜坡倾角($^\circ$)

孔隙水压的反馈机制与固相颗粒的剪胀效应密切相关^[6,8]. 在泥石流运动过程中, 由固相颗粒剪胀或剪缩引起局部孔隙水压降低或升高, 将反作用于流体, 从而控制泥石流的流动. 颗粒的剪胀通常用剪胀角来描述, George和Iverson^[3,13]对已有剪胀模型进行了改进, 考虑了固相摩擦-碰撞和液相黏性效应(即公式(4))对剪胀的影响, 提出了包含完全液化状态的模型:

$$\tan \psi = m - \frac{m_{\text{crit}}}{1 + \sqrt{N}}, \quad (3)$$

$$N = \frac{\eta \dot{\gamma}}{\rho_s \dot{\gamma}^2 \delta^2 + \sigma_e}, \quad (4)$$

其中, ψ 为剪胀角($^\circ$); m 为体积固相浓度; m_{crit} 为临界状态体积固相浓度, 对于均一粒径的颗粒流通常取0.58^[12]; η 是液相黏度(Pa s); $\dot{\gamma}$ 为平均剪切速率(1/s), 对于黏性流体, $\dot{\gamma} = 3u/2h$, 对于惯性流体(Bagnoldian flow), $\dot{\gamma} = 5u/3h$, u 为流速(m/s)^[14]; ρ_s 为固相的颗粒密度(kg/m^3); δ 为颗粒特征粒径(m).

由公式(2)可知, 在稳定状态下泥石流的孔隙水压力可近似为静水压力. 但大量的泥流水槽实验表明, 由于颗粒剪胀/剪缩, 泥石流中的孔隙水压与静水压力并不相等, 泥石流运动过程中存在超孔隙水压. 孔隙水压与静水压力之差即为超孔隙水压, 用符号 P_e 表示^[1,15]:

$$P_e = P - \rho_f g h \cos \theta. \quad (5)$$

在剪切过程中, 颗粒发生剪胀时, 孔隙水压降低, 即超孔隙水压 P_e 为负值, 表明法向应力主要由固体颗粒承担, 从而增加流动阻力, 减弱流动性, 甚至使泥石流停止运动. 相反, 当颗粒被剪缩时, 孔隙水压突然升高, 当 P 逐渐上升接近 σ 时, 即超孔隙水压 P_e 为正值, 有

效应力逐渐降低, 流体加速流动. 液化程度可用液化比 LR 来判断^[1,16]:

$$LR = P / \sigma, \quad (6)$$

当孔隙水压 P 等于法向总应力 σ 时, 即 $LR = 1$, 表示泥石流完全液化.

2.2 流动阻力与流动性

泥石流的流动性受流动阻力的控制, 但不同于经典的水力学模型(仅描述剪应力与剪切速率间的关系), 泥石流的流动阻力显著依赖于正应力, 因此, 大多数流动阻力模型考虑了颗粒库仑摩擦和黏性等效应^[1,17-20]. 根据颗粒流体中固液两相对流动阻力的贡献, 密实颗粒流的剪切阻力可采用以下公式计算:

$$\tau = \mu\sigma_e + \dot{\gamma}\eta, \quad (7)$$

其中, τ 是剪切阻力(Pa); μ 是颗粒内摩擦系数. 该公式包含了颗粒间的摩擦、液相黏度和剪切速率的影响.

为便于研究, 通常用泥石流水平流动距离 L 与泥石流质心到最远堆积区的垂直高度 H 之比 L/H 来评估泥石流的流动性(图1)^[1,21,22], L/H 描述了泥石流运动过程中重力做功的净转换率^[1]. 该转换效率越高, 能量耗散越小, 流动距离也就越远. 该比值的倒数 H/L 同样具有明确的物理意义, 可表征与流动相关的有效摩擦系数:

$$\tan\varphi = H / L, \quad (8)$$

其中, φ 为有效摩擦角. 该式隐含了液化程度对流动性的影响^[23]. 由于该指标具有明确的物理意义, 有利于探究单一因素对泥石流流动性的影响, 无论是现场调查还是泥石流水槽实验, 均能有效度量泥石流的流动性.

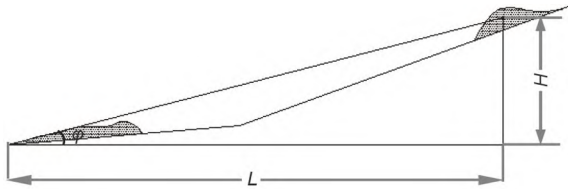


图1 泥石流流动示意图. L 为泥石流质心到最远堆积区的水平距离, H 为泥石流质心到最远堆积区的垂直高度, φ 为有效摩擦角

Figure 1 Schematic cross section of debris flow paths. L is the horizontal distance from the source center of mass to the farthest deposit, H is the vertical elevation of the debris flow source above the deposit, and φ is the effective friction angle.

3 实验装置与材料

3.1 泥石流的相似性: 流体流态的无量纲表征

为了比较不同规模(尺度)的泥石流, 通常采用表征泥石流流动状态的无量纲参数^[11]来评估自然泥石流原型与实验泥石流模型的相似性. 在本研究中, 用下列4个无量纲参数来描述泥石流流态.

无量纲参数 N_p 表征泥石流沿坡面宏观运动时间与孔隙水压扩散时间的相对长短, 即两个时间尺度的比值^[24,25]:

$$N_p = \frac{\sqrt{l/g}}{\eta h^2 / kE}, \quad (9)$$

其中, l 为流体长度(m); k 为颗粒内在渗透率(m^2); E 为颗粒压缩模量(Pa), k 和 E 的取值可参考文献^[3]. 当 $N_p \ll 1$ 时, 表明孔隙水压持续时间远大于流体运动时间^[26], 即剪胀/剪缩所产生的超孔隙水压在泥石流运动过程中不能完全消散.

Bagnold数 N_B 是颗粒碰撞力与液相黏性力的比值, 表征这两种力学效应的相对重要程度^[17]:

$$N_B = \left[\frac{m}{1-m} \right] \frac{\rho_s \dot{\gamma} \delta^2}{\eta}. \quad (10)$$

当 $N_B > 200$, 颗粒间的碰撞作用大于液相黏性作用, 反之液相黏性作用占主导^[1].

Savage数 N_S 为颗粒碰撞力与颗粒摩擦力的比值:

$$N_S = \frac{\rho_s \dot{\gamma}^2 \delta^2}{(\rho_s - \rho_f) g h \cos\theta}. \quad (11)$$

公式(11)仅适用于稳态流体中孔隙水压等于静水压力的特例(公式(2)), 当实验中可直接测量基底正应力和孔隙水压时, Savage数 N_S 中的摩擦力可用有效应力表征^[24], 即

$$N_S = \frac{\rho_s \dot{\gamma}^2 \delta^2}{\sigma - P}. \quad (12)$$

当 $N_S > 0.1$, 颗粒间的碰撞力占主导作用, 否则颗粒摩擦力占主导^[1,27].

Friction数 N_{fic} 表征颗粒接触摩擦力与液相黏性力的相对重要程度, 为Bagnold数 N_B 和Savage数 N_S 的比值:

$$N_{fic} = \frac{N_B}{N_S} = \left[\frac{m}{1-m} \right] \frac{(\sigma - P)}{\dot{\gamma} \eta}. \quad (13)$$

$N_{\text{fric}} > 2000$ ^[1]时, 流体固相摩擦作用占主导, 否则由液相黏性占据主要作用。

在本研究中, 基于传感器测量模块可直接获取正应力和孔隙水压, 从而计算出有效应力, 故Savage数和Friction数均采用包含有效应力的公式(12)和(13)计算。

3.2 实验装置

实验水槽由上游的料箱、流通区和下游的堆积区组成, 如图2(a)所示。水槽的宽度为300 mm, 流通区长3200 mm, 堆积区长6000 mm, 流通区与堆积区的倾角分别为20°和5°, 并在角度变化的转角处进行圆滑处理。为了保证水槽底部的粗糙度, 底部用与实验材料同样粒径的玻璃珠(0.6 mm)均匀粘合。为便于观察和记录泥石流的流动情况, 水槽两侧壁均选用有机玻璃。

在流通区1700 mm处的水槽底部, 使用传感模块(三轴测力传感器, 如图2(b))测量法向应力和y方向剪应力, 该剪应力方向与泥石流运动方向一致。所测得的法向应力和剪应力反映了在整个流动深度上固相摩

擦、碰撞和液相黏性的贡献。

孔隙水压采用如图2(c)所示的孔压传感器测量。如图2(b)所示, 孔压传感器的进水口被孔径为0.4 mm的钢丝网罩住, 该孔径小于玻璃珠的直径(0.6 mm), 这样既能有效地防止固相颗粒堵塞传感器, 又能精确地测量孔隙水压。流体深度采用安装在基底传感模块上方的超声波传感器测量。为了方便计算来流的速度, 采用高速相机拍摄流体流动的全过程, 相机的像素为1280×1024, 帧率250 fps; 连接传感器的数据采集系统的采样频率500 Hz。

3.3 实验方案及材料

从物质组成上看, 泥石流具有宽级配、分选不良和非牛顿体的特征, 从而导致其复杂的运动过程。为便于研究, 本研究将真实的泥石流简化为由单一粒径的玻璃珠(粒径0.6 mm)和牛顿流体(甘油溶于水的水溶液)组成的混合物。实验用玻璃珠的内摩擦系数为0.56, 采用斜面法测得^[27]。为了研究密实泥石流向稀疏泥石流过渡过程中的流动性, 将体积固相浓度设置为

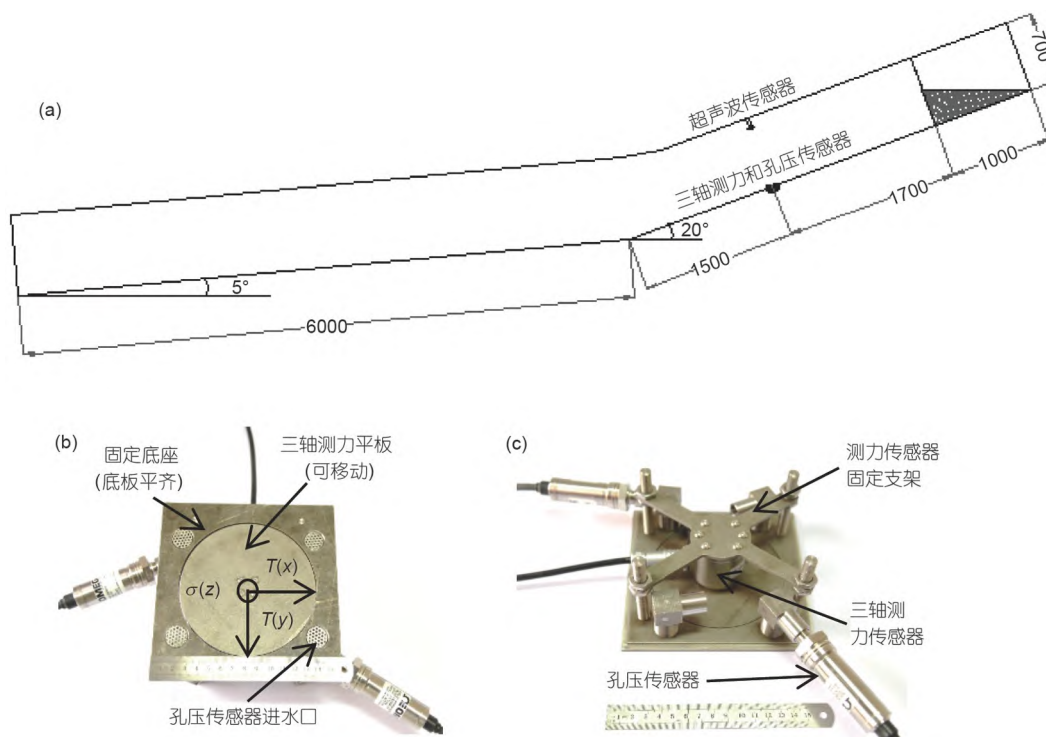


图2 (网络版彩图)实验水槽及传感模块。(a) 实验水槽 (单位: mm); (b) 三轴测力传感器(正应力+双向剪应力)和孔压传感器(受力面); (c) 三轴测力传感器和孔压传感器(反面)

Figure 2 (Color online) Experimental flume and sensing module. (a) Experimental flume (unit: mm); (b) triaxial load cell (normal stress + two-way shear stress) and pore pressure transducer (force surface); (c) triaxial load cell and pore pressure transducer (reverse side).

0.6, 0.55, 0.5和0.4. 同时考虑了液相黏性的影响, 将黏度设置为纯水黏度的100倍、10倍和1倍, 即0.1, 0.01和0.001 Pa·s. 实验方案见表1, 其中实验编号由实验流体的体积固相浓度和液相黏度组成, 例如实验编号60-100表示体积固相浓度为0.6、液相黏度为0.1 Pa·s的泥石流.

实验前, 将传感模块和超声波传感器分别安装在水槽底部和正上方, 并对各传感器进行检测, 将高速相机分别安装在水槽上方和一侧. 实验时, 将配置好的玻璃珠与甘油-水混合物放入水槽上游的料箱中并充分搅拌, 待数据采集系统和高速相机准备就绪后打开闸门, 为了使流体流动处于稳定状态, 闸门开口仅100 mm. 待实验结束后, 回收实验材料, 清理水槽. 实验中由于体积固相浓度为0.4的流体的流动性过大, 料箱位置被相应地调低, 以确保物料停留在水槽的堆积区.

4 结果及分析

4.1 正应力、孔隙水压和剪应力

图3~6分别展示了体积固相浓度为0.6, 0.55, 0.5和0.4的实验在水槽底部的正应力、孔隙水压、静水压力及剪应力(实测值和计算值)的时程曲线, 横坐标零点均表示物料从料箱中释放时刻. 除静水压力、正应力计算值和剪应力计算值之外, 其他物理量均由水槽

底部的传感模块测得. 其中静水压力和剪应力计算值分别采用公式(2)和(7)计算, 公式(7)中内摩擦系数 μ 取值为0.56. 在图3(a1)中展示了流体深度 h 随时间的变化, 图3(a2)中绘制了泥石流的计算正应力($\rho gh \cos \theta$)与实测正应力的关系, 二者非常接近, 说明由于实验中槽底不存在起伏, 产生的动水压力可以忽略. 不同体积固相浓度和液相黏度的流体, 在流动过程中其应力和孔隙水压表现出明显的差异. 如图3和4所示, 对于体积固相浓度高的流体(0.6和0.55), 其应力和孔隙水压迅速上升达到峰值, 随后立即快速下降到一个相对稳定的状态, 以液相黏度为0.001 Pa·s的流体该趋势尤为明显(图3(a)和4(a)), 随着液相黏度增加, 该趋势逐渐减弱并直接到达稳定状态. 然而, 对于体积固相浓度中等和低的流体(0.5和0.4), 其应力和孔隙水压出现峰值后, 并没有立即降低, 而是在峰值持续约0.5 s后, 才缓慢降低, 且在局部出现轻微的波动(图5和6).

随着体积固相浓度的减小, 孔隙水压升高, 当体积固相浓度减小到0.4时, 孔隙水压上升接近法向正应力(图6(c1)). 在体积固相浓度高的流体中, 实测孔隙水压总低于静水压力, 然而, 随着体积固相浓度减小, 实测孔隙水压逐渐上升, 甚至超过静水压力, 使得超孔隙水压大于零(图3(a1)~6(a1)). 同样地, 体积固相浓度的变化对剪切应力也有明显的影响, 如图3(a2)~6(a2)所示, 对于体积固相浓度分别为0.6和0.55的流体, 剪切应力均大于体积固相浓度分别为0.5和0.4流体的剪切应力.

表1 实验方案

Table 1 Experimental program

实验编号	流体总密度 ρ (kg/m ³)	固相颗粒密 ρ_s (kg/m ³)	液相密度 ρ_f (kg/m ³)	液相黏度 η (Pa·s)	流深 h (m)	流速 u (m/s)
60-100	2010.6	2540	1220	0.1	0.042	0.13
60-10	1979.6	2540	1145	0.01	0.038	0.56
60-1	1924.0	2540	1000	0.001	0.024	0.58
55-100	1944.3	2540	1220	0.1	0.052	1.15
55-10	1909.4	2540	1145	0.01	0.044	2.07
55-1	1847.0	2540	1000	0.001	0.047	2.47
50-100	1878.2	2540	1220	0.1	0.048	2.63
50-10	1839.4	2540	1145	0.01	0.046	3.70
50-1	1770.0	2540	1000	0.001	0.034	3.79
40-100	1745.8	2540	1220	0.1	0.051	3.13
40-10	1699.2	2540	1145	0.01	0.048	3.94
40-1	1616.0	2540	1000	0.001	0.047	2.92

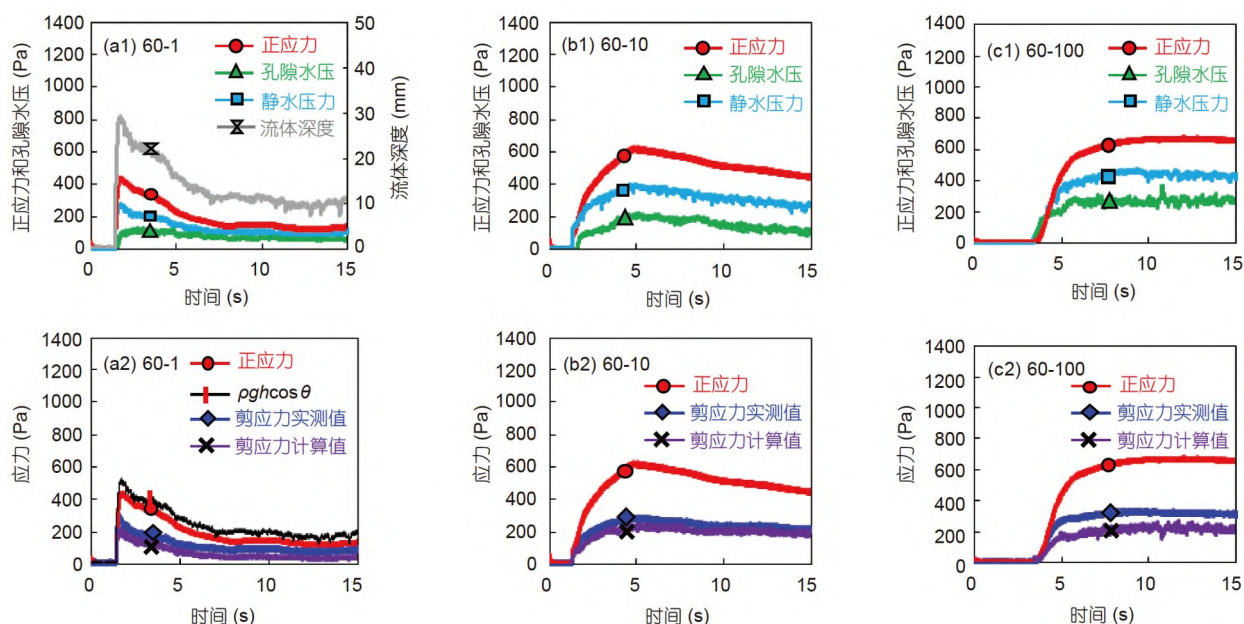


图3 (网络版彩图) 体积固相浓度0.6泥石流的应力和孔隙水压. (a1) 实验60-1的正应力、孔隙水压和静水压力; (a2) 实验60-1正应力、剪应力实测值和计算值; (b1), (b2) 实验60-10; (c1), (c2) 实验60-100

Figure 3 (Color online) Stresses and pore water pressure of debris flows with volumetric solid concentration of 0.6. (a1) Normal stress, pore water pressure, and hydrostatic pressure of test 60-1; (a2) normal stress, measured and calculated shear stresses of test 60-1; (b1), (b2) test 60-10; (c1), (c2) test 60-100.

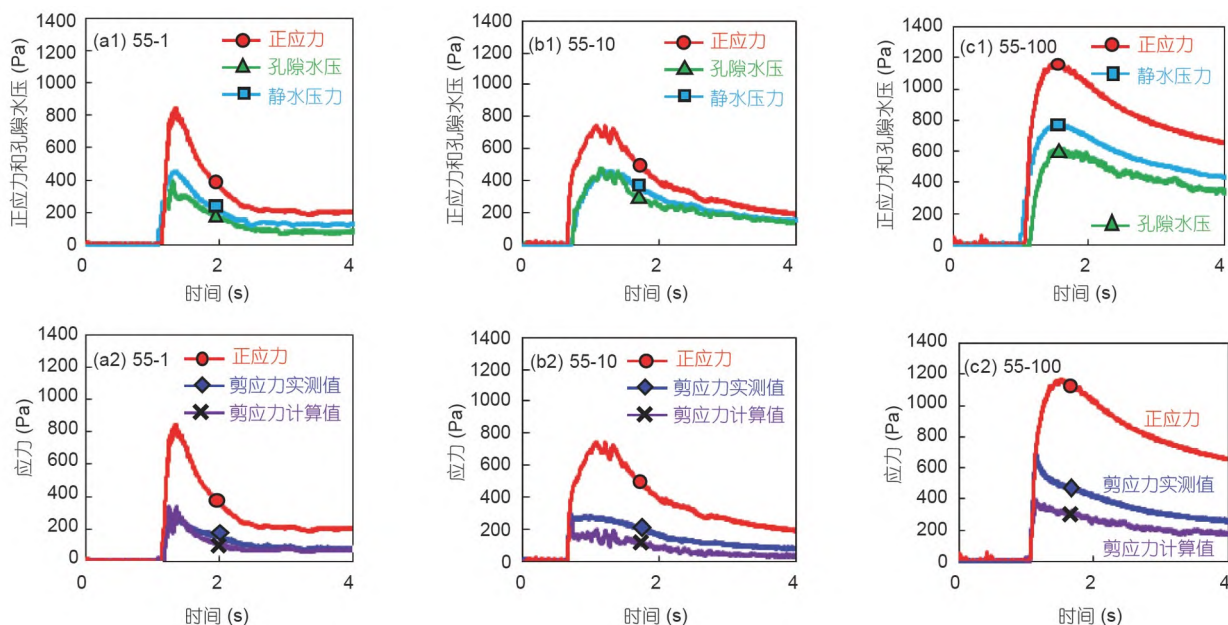


图4 (网络版彩图) 体积固相浓度0.55泥石流的应力和孔隙水压. (a1) 实验55-1的正应力、孔隙水压和静水压力; (a2) 实验55-1正应力、剪应力实测值和计算值; (b1), (b2) 实验55-10; (c1), (c2) 实验55-100

Figure 4 (Color online) Stresses and pore water pressure of debris flows with volumetric solid concentration of 0.55. (a1) Normal stress, pore water pressure, and hydrostatic pressure of test 55-1; (a2) normal stress, measured and calculated shear stresses of test 55-1; (b1), (b2) test 55-10; (c1), (c2) test 55-100.

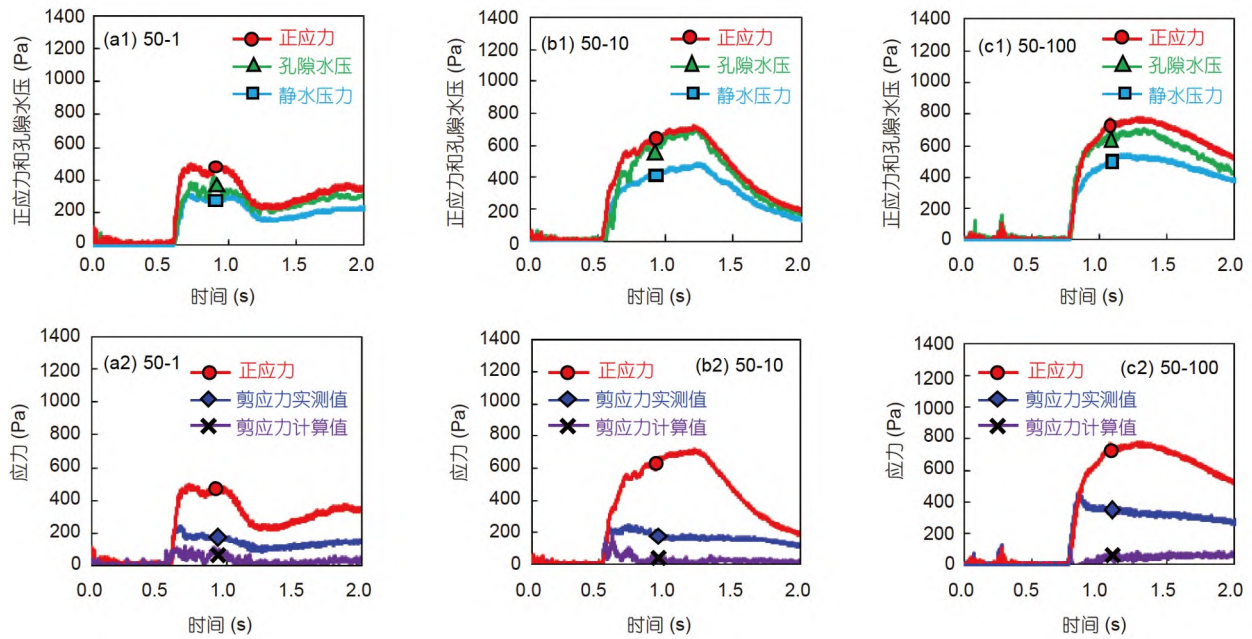


图 5 (网络版彩图) 体积固相浓度 0.5 泥石流的应力和孔隙水压. (a1) 实验 50-1 的正应力、孔隙水压和静水压力; (a2) 实验 50-1 正应力、剪应力实测值和计算值; (b1), (b2) 实验 50-10; (c1), (c2) 实验 50-100

Figure 5 (Color online) Stresses and pore water pressure of debris flows with volumetric solid concentration of 0.5. (a1) Normal stress, pore water pressure, and hydrostatic pressure of test 50-1; (a2) normal stress, measured and calculated shear stresses of test 50-1; (b1), (b2) test 50-10; (c1), (c2) test 50-100.

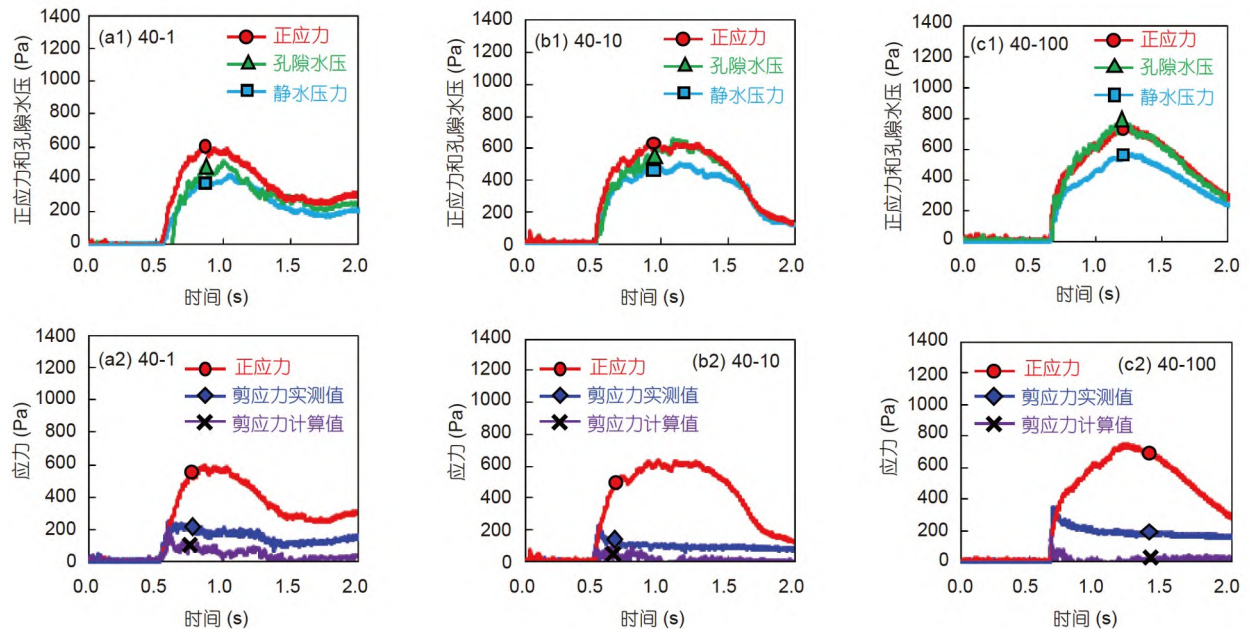


图 6 (网络版彩图) 体积固相浓度 0.4 泥石流的应力和孔隙水压. (a1) 实验 40-1 的正应力、孔隙水压和静水压力; (a2) 实验 40-1 正应力、剪应力实测值和计算值; (b1), (b2) 实验 40-10; (c1), (c2) 实验 40-100

Figure 6 (Color online) Stresses and pore water pressure of debris flows with volumetric solid concentration of 0.4. (a1) Normal stress, pore water pressure, and hydrostatic pressure of test 40-1; (a2) normal stress, measured and calculated shear stresses of test 40-1; (b1), (b2) test 40-10; (c1), (c2) test 40-100.

此外, 在相同的体积固相浓度下, 液相黏度的变化也会使泥石流的应力和孔隙水压发生改变, 从而会影响其流动性, 但相比于体积固相浓度, 其影响较小(图3~6)。

上述应力和孔隙水压的变化特点表明了体积固相浓度和液相黏度对泥石流流动的影响, 泥石流的固-液耦合作用是控制其流动性的重要因素。在密实泥石流向稀疏泥石流转变过程中, 流动特点显著变化, 其物理机制将在下文详细阐述。

4.2 流态特征

泥石流中颗粒的摩擦、碰撞和流体的黏性阻滞作用均会影响其应力的产生和演变, 使泥石流呈现出不同的运动状态。通过计算与流态相关的无量纲参数, 可对泥石流中不同应力产生机制进行粗略而有效的评估^[1,11]。

宏观流态上, 实验流体的无量纲参数 N_p 的计算值均远小于1(表2), 表明超孔隙水压的持续时间远远大于流体运动时间, 孔隙水压的演变伴随着泥石流运动的全过程。在微观流态方面, 所有实验流体的Bagnold数 N_B 均小于200。体积固相浓度为0.6, 0.55以及实验编号50-100的流体, Savage数 N_S 均小于0.1; 其余体积固相浓度为0.5, 0.4的流体, Savage数 N_S 均大于0.1。实验编号为60-10, 60-1和55-1的流体, Friction数 N_{fric} 均大于2000; 其余流体的Friction数 N_{fric} 均小于2000, 其中, 体

积固相浓度为0.4的流体, 由于处于完全液化状态, 有效应力消失, 使Friction数 N_{fric} 等于零。根据以上 N_B , N_S 和 N_{fric} 三个无量纲参数的计算结果, 基于Bagnold数 N_B 判断, 实验流体流态受液相黏性主导; 从Savage数 N_S 出发, 随着体积固相浓度和液相黏度的减小, 流体流态由颗粒摩擦向碰撞转变; 在Friction数 N_{fric} 方面, 随着体积固相浓度的减小, 流体流态由颗粒摩擦过渡到液相黏性。实验流体的无量纲参数和流态评估如表2所示。

4.3 剪胀效应与流体液化

在泥石流流动过程中, 随着体积固相浓度的减小, 流体从剪胀状态转变为剪缩状态, 剪胀角逐渐变为负值, 颗粒的剪缩又促进泥石流液化。随着体积固相浓度的减小, 泥石流孔隙水压呈上升趋势, 泥石流逐渐液化, 如图3(a1)所示, 在体积固相浓度为0.6的实验中, 孔隙水压仅占正应力的30%左右; 在体积固相浓度为0.55的实验中, 孔隙水压约占正应力的40%(图4(a1)); 而在体积固相浓度中等偏低的实验中(0.5和0.4), 孔隙水压接近正应力, 约占正应力的90%(图5(a1)和6(a1))。随着体积固相浓度的减小, 孔隙水压大于静水压力, 使超孔隙水压大于零(图7)。由无量纲参数 N_p 可知, 超孔隙水压消散时间远大于泥石流的运动时间, 其演变伴随泥石流运动的全过程, 并受多种因素的控制, 包

表 2 泥石流无量纲参数和流态^{a)}

Table 2 Dimensionless parameters and flow regime of debris flow

实验编号	N_p	N_B	N_S	N_{Frict}	流态
60-100	3.9×10^{-10}	0.1	5.1×10^{-5}	1.4×10^3	黏性>摩擦>碰撞
60-10	9.4×10^{-9}	3.6	1.5×10^{-3}	2.4×10^3	摩擦>黏性>碰撞
60-1	1.6×10^{-7}	58.5	6.8×10^{-3}	8.6×10^3	摩擦>黏性>碰撞
55-100	4.1×10^{-10}	0.4	1.7×10^{-3}	2.2×10^2	黏性>摩擦>碰撞
55-10	7.3×10^{-9}	5.3	5.6×10^{-3}	9.6×10^2	黏性>摩擦>碰撞
55-1	6.7×10^{-7}	58.9	1.7×10^{-2}	3.6×10^3	摩擦>黏性>碰撞
50-100	5.5×10^{-10}	0.8	8.4×10^{-2}	9.2	黏性>摩擦>碰撞
50-10	6.8×10^{-9}	12.9	0.7	18.3	黏性>碰撞>摩擦
50-1	1.2×10^{-7}	196.3	0.4	550	黏性>碰撞>摩擦
40-100	5.7×10^{-10}	0.6	∞	0	黏性>碰撞>摩擦
40-10	6.9×10^{-9}	8.9	∞	0	黏性>碰撞>摩擦
40-1	5.8×10^{-8}	73.1	∞	0	黏性>碰撞>摩擦

a) 表中的流态基于Bagnold数 N_B 、Savage数 N_S 和Friction数 N_{Frict} 判断得出

括与颗粒剪切变形相关的压缩模量、颗粒的渗透性和液相的黏度。因此, 泥石流运动过程中液相黏度、固相颗粒的剪胀效应以及可压缩性引起渗透系数的变化, 均可能导致超孔隙水压非线性扩散, 使得消散过程十分复杂。

图8(a)是超孔隙水压对剪胀角的响应, 二者表现出显著的非线性关系。剪胀角依据公式(3)和(4)计算,

超孔隙水压取图7中稳定段的平均值并以静水压力做无量纲化处理。在体积固相浓度为0.6, 0.55的泥石流中, 剪胀角 $\tan\psi > 0$, 泥石流表现出剪胀状态, 孔隙水压小于静水压力, 超孔隙水压为负值; 对于体积固相浓度为0.55的泥石流, 虽然静止状态下体积固相浓度明显低于临界体积固相浓度0.58, 但是由于快速流动过程中的颗粒摩擦-碰撞和黏性效应, 使得流动状态的临界

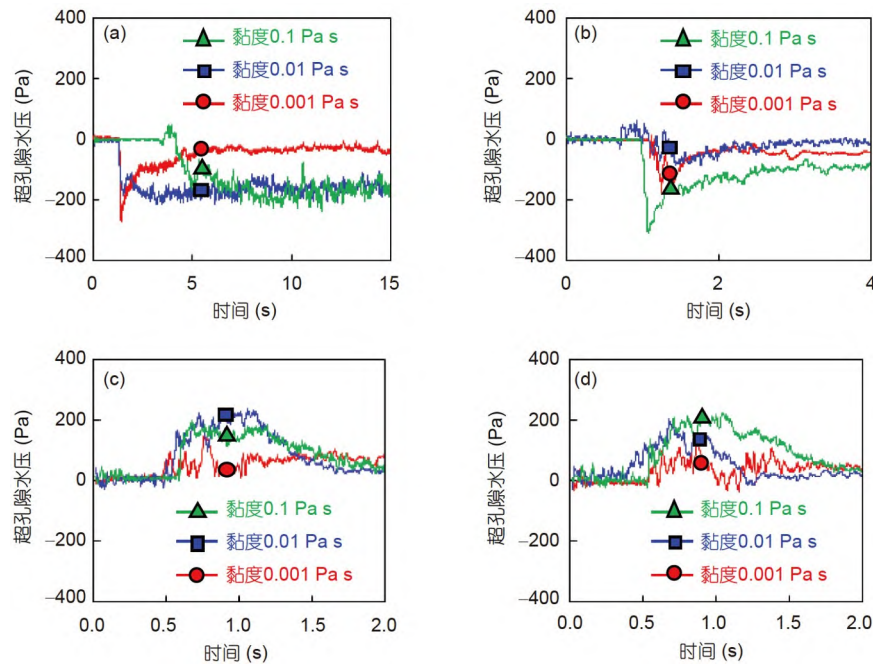


图7 (网络版彩图)不同体积固相浓度泥石流的超孔隙水压随时间变化。体积固相浓度0.6 (a), 0.55 (b), 0.5 (c), 0.4 (d)的泥石流
Figure 7 (Color online) Excess pore water pressure evolution with time for debris flows with different volumetric solid concentrations. Debris flow with volumetric solid concentration of 0.6 (a), 0.55 (b), 0.5 (c), 0.4 (d).

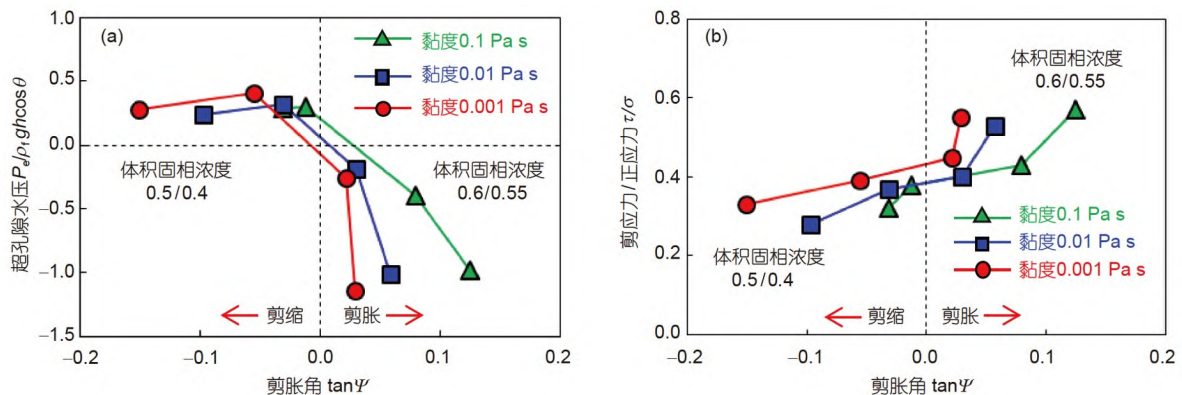


图8 (网络版彩图) (a) 超孔隙水压和剪胀角的关系; (b) 剪应力与正应力之比和剪胀角的关系

Figure 8 (Color online) (a) Relationship between excess pore water pressure and dilatancy angle; (b) relationship between the ratio of shear stress to normal stress and dilatancy angle.

体积固相浓度低于0.55(公式(3)最后一项), 流体呈剪胀状态. 在体积固相浓度为0.5和0.4的泥石流中, 剪胀角 $\tan\psi < 0$, 由颗粒剪缩引起的孔隙水压超过静水压力, 使得超孔隙水压大于零, 说明泥石流流体固相浓度的减小促进颗粒剪缩, 从而引起超孔隙水压上升.

如图9所示, 泥石流的液化程度随体积固相浓度的增加而降低, 这一点与预期相符. 泥石流的液化程度根据公式(6), 取实验流体稳定运动时间段内的孔隙水压和正应力计算而得. 在体积固相浓度为0.4的流体中, 液化比 $LR = 1$, 流体处于完全液化状态. 从密实泥石流向稀疏泥石流转变中, 颗粒从剪胀状态过渡到剪缩状态, 液化程度升高, 相应地流动阻力减小, 使流体加速运动, 这一点将在下一小节展开讨论.

4.4 剪切阻力

强烈的固-液耦合作用是泥石流区别于自然界其他地质流体的本质特征, 泥石流的剪切阻力同时受颗粒间相互作用和液相黏性控制. 体积固相浓度对剪应力有明显的影响, 体积固相浓度高的流体, 剪应力均大于体积固相浓度中等偏低的流体(图3~6). 根据公式(7), 在同一体积固相浓度下, 剪应力计算值与实测值随着液相黏度的增加而增大, 这与实验结果一致(图3~6); 在相同液相黏度下, 随着固相含量的增加, 泥石流剪切状态从剪缩过渡到剪胀, 且实测剪应力与正应力的比值随着剪胀角增大而增大(图8(b)). 剪应力计算值采用公式(7)计算, 该公式考虑了颗粒间的摩擦、液相黏性和剪切速率对剪切阻力的贡献. 如图10所示, 在体积固相浓度高的流体中, 剪应力计算值与实测结果

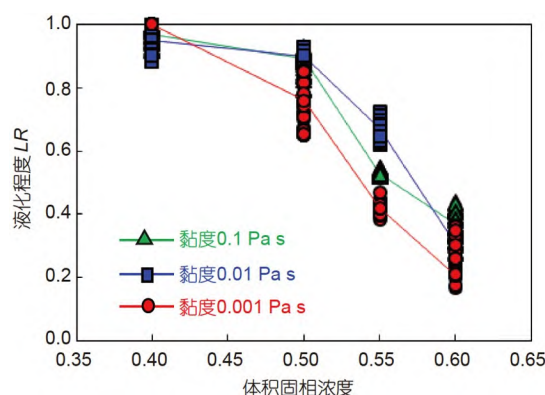


图9 (网版彩图)不同体积固相浓度泥石流的液化程度

Figure 9 (Color online) Liquefaction ratio of debris flows with different volumetric solid concentrations.

接近; 然而, 在体积固相浓度中等偏低的流体中, 剪应力的计算值远小于实测值, 这表明公式(7)更适用于密实泥石流, 对稀疏泥石流的适用性较差.

由此说明, 在密实泥石流向稀疏泥石流转变过程中, 剪切阻力的主要来源逐渐从固相摩擦过渡到液相黏性. 在密实的泥石流中(如体积固相浓度大于或等于0.55), 颗粒间的法向作用力所引起的摩擦是产生剪切阻力的主要来源. 而在稀疏的泥石流中(体积固相浓度小于或等于0.5), 由于颗粒间接触减弱, 剪切阻力不再受颗粒间的摩擦主导, 液相黏度一定程度上控制着剪切阻力; 另外, 特别是在低体积固相浓度的泥石流中, 剪应力计算值系统地低于实测值, 这说明现有的剪切阻力计算公式并没有完整地考虑真实泥石流中剪应力的构成. 因而, 表征密实流体剪切阻力的流变关系(公式(7))不足以完全描述稀疏流体的流变行为.

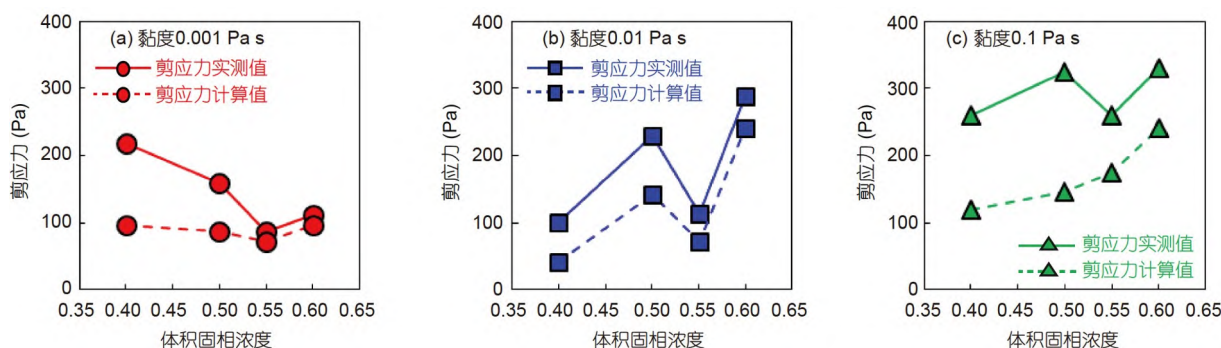


图10 (网络版彩图)剪应力计算值与实测值对比. 液相黏度0.001 Pa·s (a), 0.01 Pa·s (b), 0.1 Pa·s (c)

Figure 10 (Color online) Comparison of calculated and measured shear stresses. Debris flow with liquid viscosity of 0.001 Pa·s (a), 0.01 Pa·s (b), and 0.1 Pa·s (c).

4.5 泥石流流动性

4.5.1 体积固相浓度和液化程度对流动性的影响

实验结果表明, 在密实泥石流向稀疏泥石流转变过程中, 孔隙水压对体积固相浓度变化的响应引起泥石流部分或完全液化, 进而控制泥石流的流动性. 为探究体积固相浓度和液化程度对泥石流流动性的影响, 采用 L/H 来评估泥石流的流动性. 随着密实泥石流向稀疏泥石流的转变, 流动性呈加速递增趋势(图11). 泥石流的液化程度直接决定其流动距离, 如图12所示, 在体积固相浓度由0.5向0.4过渡过程中, 存在流动性的激增. 完全液化的流体(有效应力完全丧失), 流动性远大于未完全液化的流体, 这反映了固相作用力对泥石流流动性的强烈控制作用.

在密实泥石流向稀疏泥石流转变过程中, 孔隙水

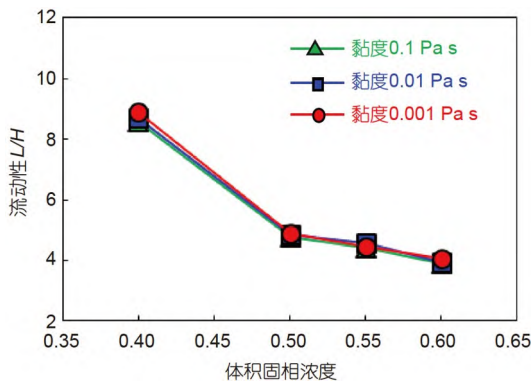


图 11 (网络版彩图)不同体积固相浓度泥石流的流动性
Figure 11 (Color online) The mobility of debris flows with different volumetric solid concentrations.

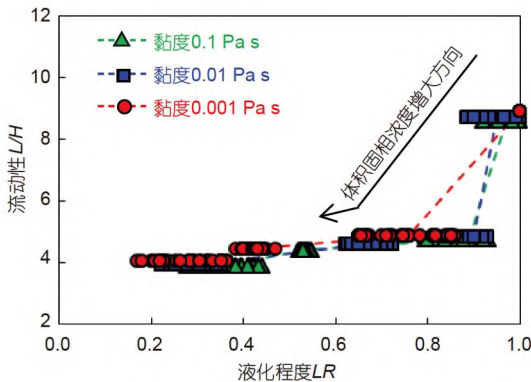


图 12 (网络版彩图)流动性与液化程度的关系
Figure 12 (Color online) The relationship between mobility and liquefaction ratio.

压对体积固相浓度变化的响应引起泥石流局部或完全液化, 实质上是颗粒间有效应力和孔隙水压的演变. 在体积固相浓度高的流体中, 流体液化程度低, 流体流动性弱(图11), 除了在物质组成上固相占优势之外, 主要原因在于密实流体在流动过程中发生剪切膨胀, 引起孔隙水压降低, 法向总应力主要由颗粒骨架承担, 颗粒间的摩擦成为剪切阻力的主要来源, 阻碍流体流动. 对于体积固相浓度低的流体, 流动性增强, 原因在于稀疏流体在流动过程中, 表现为剪缩状态, 使得局部孔隙水压骤然升高, 有效应力减小使颗粒间的摩擦降低, 导致流体加速运动. 快速运动的流体(剪切速率大), 将局部上升的孔隙水压迅速扩展到周围流体, 使泥石流完全液化, 流动性显著提高(图12).

此外, 液相黏性对泥石流流动性也有一定的影响, 在同一体积固相浓度下, 随着液相黏度增大, 超孔隙水压扩散到周边区域所需的时间越长(公式(9)), L/H 呈减小趋势, 流动性降低(图11和12).

4.5.2 剪切阻力和流态对流动性的影响

泥石流剪切阻力与固-液两相耦合作用密切相关, 固体颗粒间的相互作用、液相黏性等均会影响剪切阻力的演变, 进而控制泥石流流动性. 尽管公式(7)对稀疏泥石流剪应力描述具有一定的局限性, 但其能直观地反映流态变化对剪切阻力的影响, 一定程度上揭示泥石流的流动的物理过程. 对公式(7)进行无量纲处理后, 可得到泥石流中摩擦和黏性对剪切阻力的相对贡献:

$$\frac{\tau}{\dot{\gamma}\eta} = \frac{\mu\sigma_c}{\dot{\gamma}\eta} + 1. \quad (14)$$

根据Friction数 N_{fric} 的表达式(公式(13)), 式(14)可进一步写为

$$\frac{\tau}{\dot{\gamma}\eta} = \left(\frac{1-m}{m} \right) \mu N_{\text{fric}} + 1. \quad (15)$$

通常 $(1-m)/m$ 可以省略, 该剪切阻力包含了固相摩擦和液相黏性的贡献. 由表2可知, 在体积固相浓度为0.6和0.55的泥石流中Friction数远大于1, 即固相摩擦作用远大于液相黏性阻滞作用. 如图13所示, 随着体积固相浓度的增加, 泥石流流态逐渐从黏性控制过渡到固相摩擦主导, 剪切阻力增大, 流动性显著降低. 泥石流中固相摩擦、碰撞和液相黏性是三种主要的作

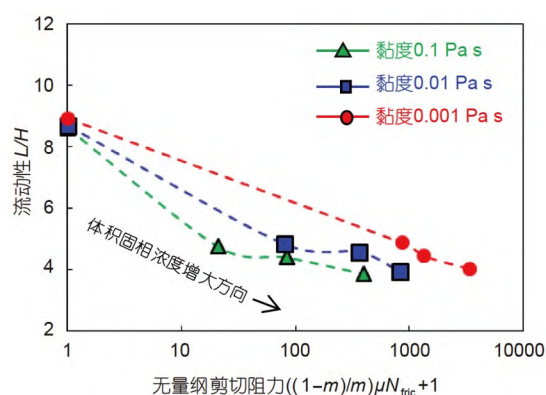


图 13 (网络版彩图) 流动性与剪切阻力关系

Figure 13 (Color online) The relationship between debris flow mobility and shear resistance.

用力, 在泥石流运动过程中, 这三种作用力的此消彼长使泥石流呈现出不同的流态。结合前文流态分析(表2), 体积固相浓度的增大对泥石流流态从黏性-碰撞到摩擦的转变具有重要的影响, 从而进一步控制流体流动。

5 结论

体积固相浓度和液相黏度的差异, 使地质流体表现出不同的流动性。地质流体的流动性问题一直是岩土工程、流体力学、地质工程等学科研究的重点。由于固-液两相相互作用的复杂性, 目前的研究主要集中在以单相流控制的崩塌碎屑流和洪水中。本文基于可靠的应力测量模块, 研究了密实泥流向稀疏泥石流

转变的流动性, 揭示了体积固相浓度和液相黏度的变化对泥石流流动性影响的物理机制, 主要结论如下。

(1) 泥石流的高流动性主要是由固相颗粒部分或完全液化引起。在泥石流运动过程中, 固相颗粒的剪胀(剪缩)效应引起孔隙水压的反馈作用是影响泥石流液化的关键。随着体积固相浓度的降低, 泥石流液化程度明显增大, 颗粒间摩擦(有效应力)逐渐消失, 流动性出现激增。相比而言, 液相黏性对流动性的影响较小。

(2) 密实泥石流的剪切阻力受颗粒间摩擦主导。实验结果分析表明密实流体剪切阻力公式预测稀疏流体剪切阻力时存在系统性偏离, 这表明密实流体剪切阻力的流变关系不足以完全描述稀疏流体的流变行为。

(3) 密实泥流向稀疏泥石流的转变过程中, 固相摩擦降低, 液相黏性对流动性的贡献相对凸显, 流动性也随之提高, 二者此消彼长的关系可以用Friction数来表征。充分探究泥石流的剪切阻力来源有助于建立考虑固-液两相相互作用的流变模型, 这一点还有待进一步研究。

在水槽实验中, 简化泥石流的物质组成有助于研究单一因素对泥石流流动性的影响, 揭示密实泥流向稀疏泥流转变的物理过程。但值得注意的是, 复杂的物质组成是自然泥石流的主要特征, 影响泥石流的流动性的因素众多, 除了体积固相浓度和液相黏度外, 还包括颗粒分选、粗细颗粒的占比、地形起伏等。因此综合考虑这些因素对流动性的影响仍是泥石流研究需要突破的难点, 有助于更全面地认识自然泥石流的运动特征和冲击破坏行为。

致谢 感谢中国科学院东川泥石流观测研究站对本研究所给予的支持和帮助。

参考文献

- Iverson R M. The physics of debris flows. *Rev Geophys*, 1997, 35: 245–296
- Kang Z C, Lee C F, Ma A N, et al. Research on Debris Flow in China (in Chinese). Beijing: Science Press, 2004. 16–22 [康志成, 李焯芬, 马蔼乃, 等. 中国泥石流研究. 北京: 科学出版社, 2004. 16–22]
- George D L, Iverson R M. A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatancy. II. Numerical predictions and experimental tests. *Proc R Soc A*, 2014, 470: 20130820
- Liu M, Zhang Y, Tian S, et al. Effects of loose deposits on debris flow processes in the Aizi Valley, southwest China. *J Mt Sci*, 2020, 17: 156–172
- He Z L, Liu W, He S M, et al. Shear dilatancy mechanism and process simulation of rapid sliding of saturated loose deposits (in Chinese). *Rock Soil Mech*, 2019, 40: 2262–2271 [何子露, 刘威, 何思明, 等. 饱和松散堆积体快速滑动的剪胀效应机制与过程模拟. 岩土力学, 2019, 40: 2262–2271]

- 6 Iverson R M, Reid M E, Iverson N R, et al. Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *Science*, 2000, 290: 513–516
- 7 Iverson R M, Reid M E, Lahusen R G. Debris-flow mobilization from landslides. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1997, 25: 85–138
- 8 Pailha M, Pouliquen O. A two-phase flow description of the initiation of underwater granular avalanches. *J Fluid Mech*, 2009, 633: 115–135
- 9 Kowalski J, McElwaine J N. Shallow two-component gravity-driven flows with vertical variation. *J Fluid Mech*, 2013, 714: 434–462
- 10 Bouchut F, Fernández-Nieto E D, Mangeney A, et al. A two-phase shallow debris flow model with energy balance. *ESAIM-M2AN*, 2015, 49: 101–140
- 11 Iverson R M. Scaling and design of landslide and debris-flow experiments. *Geomorphology*, 2015, 244: 9–20
- 12 Gravish N, Goldman D I. Effect of volume fraction on granular avalanche dynamics. *Phys Rev E*, 2014, 90: 032202
- 13 Iverson R M. Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback. *J Geophys Res*, 2005, 110: F02015
- 14 Goren L, Aharonov E, Sparks D, et al. Pore pressure evolution in deforming granular material: A general formulation and the infinitely stiff approximation. *J Geophys Res*, 2010, 115: B09216
- 15 Cassar C, Nicolas M, Pouliquen O. Submarine granular flows down inclined planes. *Phys Fluids*, 2005, 17: 103301
- 16 Kaitna R, Palucis M C, Yohannes B, et al. Effects of coarse grain size distribution and fine particle content on pore fluid pressure and shear behavior in experimental debris flows. *J Geophys Res Earth Surf*, 2016, 121: 415–441
- 17 Bagnold R A. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc Roy Soc A*, 1954, 225: 49–63
- 18 Hungr O. A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Can Geotech J*, 1995, 32: 610–623
- 19 Midi G. On dense granular flows. *Eur Phys J E*, 2004, 14: 341–365
- 20 Deng J, Zhang X, Shen S, et al. Low friction coefficient (approximately $\tan 1^\circ$) of subaqueous debris flow in rotating flume tests and its mechanism. *Bull Eng Geol Environ*, 2018, 77: 931–939
- 21 Iverson R M, George D L, Allstadt K, et al. Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 412: 197–208
- 22 Zhou G D, Wright N G, Sun Q C, et al. Experimental study on the mobility of channelized granular mass flow. *Acta Geologica Sin-Engl Ed*, 2016, 90: 988–998
- 23 Legros F. The mobility of long-runout landslides. *Eng Geol*, 2002, 63: 301–331
- 24 Song D R, Zhou G D, Choi C E, et al. On the scaling principles of debris flow modeling using geotechnical centrifuge (in Chinese). *Chin J Geotech Eng*, 2019, 41: 2262–2271 [宋东日, 周公旦, Choi C E, 等. 土工离心机模拟泥石流问题的相似性考虑. *岩土工程学报*, 2019, 41: 2262–2271]
- 25 de Haas T, Braat L, Leuven J R F W, et al. Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. *J Geophys Res Earth Surf*, 2015, 120: 1949–1972
- 26 Iverson R M, Denlinger R P. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain: 1. Coulomb mixture theory. *J Geophys Res*, 2001, 106: 537–552
- 27 Savage S B, Hutter K. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *J Fluid Mech*, 1989, 199: 177–215

Control factors for mobility of dense and dilute debris flows

SONG DongRi^{1,2}, CHEN Qian^{1,2}, CHEN XiaoQing^{1,2}, ZHOU GongDan^{1,2,3},
BAI YiTong^{1,2} & HU HongSen^{1,2}

¹ Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

³ China-Pakistan Joint Research Center on Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences-Higher Education Commission (Pakistan), Islamabad 45320, Pakistan

Debris flow is a commonly occurring geological hazard in mountainous areas. The solid-liquid coupling makes the debris flows distinct from other geophysical fluids such as debris avalanches and floods. Owing to the complexity of this solid-liquid interaction, current research of debris-flow mobility focuses mainly on dense debris flows with a volumetric solid concentration of ~0.6. However, few studies focus on the physical processes occurring in the transition from dense to dilute debris flows with volumetric solid concentrations of 0.6–0.4. The objectives of this study are to explore the effects of changes in volumetric solid concentration on pore water pressure response and debris-flow mobility and to reveal the mechanisms in the transition from dense to dilute debris flows. Taking the debris-flow volumetric solid concentration and fluid viscosity as variables, a series of well-instrumented flume experiments is conducted. The results show that the high mobility of debris flow is closely related to the state of liquefaction. In the transition from dense to dilute debris flows, the shear dilatancy (state of solid particles) shifts from positive (dilation) to negative (contraction). As a result, the increase in pore water pressure causes the debris flow to liquefy, and the mobility surges accordingly. According to the calculated and measured shear stresses, it is apparent that the shear resistance of dense (dilute) debris flows is dominated by friction between the particles (viscous drag). An employed rheological model shows that the shear resistance in dense debris flows is insufficient for describing the rheological behavior of dilute flows. Models considering the interaction between particles, including friction and collision, and the viscosity of the fluid phase are warranted in future research.

debris flow, mobility, shear dilatancy, volumetric solid concentration, pore fluid pressure, Coulomb friction

doi: [10.1360/SST-2020-0496](https://doi.org/10.1360/SST-2020-0496)