

مروری بر فیزیک جریان‌های واریزه‌ای و اهمیت به‌کارگیری شرایط خاک غیراشباع در برآورد حجم فرسایش

آناهیتا آفاغلی^۱، حامد صادقی^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف

۲- دانشیار، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف

۱- anahita.aghagoli@sharif.edu

۲- hsadeghi@sharif.edu

چکیده

جریان‌های واریزه‌ای، جریان‌های سریع مخلوط آب و توده‌های گسیخته‌شده خاک و سنگ با قدرت تخریب قابل توجه در مناطق کوهستانی هستند، که تناوب وقوع آن‌ها، به علت تغییرات اقلیم، افزایش یافته است. کنترل خسارات جریان‌های واریزه‌ای، مستلزم پیش‌بینی مسافت طی شده و برآورد حجم آن‌ها است؛ اما وقوع فرسایش بستر، تغییر پیوسته حجم و ترکیب جریان را در پی دارد. از آنجاییکه بسترهای کاملاً اشباع، به ندرت در طبیعت مشاهده می‌شوند، برآورد میزان فرسایش، مستلزم به‌کارگیری اصول موضوعه مکانیک خاک غیراشباع است. بنابراین، در این نوشتار، به مؤلفه‌های تأثیرگذار بر فیزیک جریان و چگونگی پاسخ بستر، پرداخته شده است. جمع‌بندی یافته‌های متون فنی موجود، نشان می‌دهد متغیرهای مستقل تنش در جریان‌های واریزه‌ای، دائماً، به‌صورت موضعی تغییر می‌کنند. بنابراین، رفتار جریان، بسیار متغیر بوده و تابع زمان و تغییرات توپوگرافی است. همچنین، نرخ وقوع فرسایش در بسترهای غیراشباع، بسیار بیشتر از بسترهای خشک است، که افزایش قدرت تخریب جریان را منجر می‌شود.

واژگان کلیدی:

جریان واریزه‌ای، تغییر اقلیم، زمین‌لغزش، فرسایش، خاک غیراشباع

* حامد صادقی، دانشیار دانشکده مهندسی عمران - دانشگاه صنعتی شریف.
ایمیل: hsadeghi@sharif.edu (نویسنده مسئول مقاله)

A review of the physics of debris flows and the significance of employing the unsaturated soil conditions in estimating the erosion volume

A. Aghagoli^۱, H. Sadeghi^{۲*}

^۱- M.Sc. Student, Department of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran.

^۲- Associate Professor, Department of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran.

^۱ - anahita.aghagoli@sharif.edu

^۲ - hsadeghi@sharif.edu

Abstract

Debris flows are natural disasters in mountainous regions and are formed when loose sedimentary deposits are carried by runoff and flow rapidly downslope. They are known for their high sediment concentrations and fast movements, which can cause significant casualties and damage to infrastructures. In contrast to floods and rock avalanches, where only one of the fluid or solid phases affects their dynamics, debris flows are influenced by both fluid and solid phases. In recent decades, the occurrence of these flows has increased due to climate changes. Predicting and managing damages caused by these flows requires a systematic approach that involves identifying the causes, estimating the volume and distance, and assessing vulnerable areas and at-risk infrastructures. However, the interaction between solid and fluid phases gives rise to complexity in interpreting the development process. This complexity becomes even more exacerbated when it comes to employing the principles of unsaturated soil mechanics to investigate the behavior of unsaturated debris flows and the occurrence of unsaturated bed erosion. In this review paper, some of the factors influencing the behavior of debris flows, their physics, and the complex interactions between the flowing mass and the erosive bed, particularly unsaturated beds, are summarized and discussed. It is highlighted that the high mobility of the debris flows results in sudden and rapid fluctuations in stress independent variables. These fluctuations can create regions of increased and decreased resistance, leading to localized variations in the stability of the flow. Based on the analysis of the existing literature, it can be concluded that there are limited numerical models capable of adequately capturing this instantaneous nature of debris flows. As a result, there is a strong need for the development of appropriate theoretical frameworks. Furthermore, in saturated soils, the pore pressure diffusion time decreases with increasing permeability. The pore pressure in these beds, therefore, dissipates rapidly during erosion. In contrast, the pore pressure diffusion time is longer in unsaturated beds. Consequently, with an increase in the water content, the erosion rate becomes significantly faster. This, in turn, results in a more significant flow momentum in wet beds compared to dryer ones.

Keywords: Debris flow, Climate change, Landslide, Erosion, Unsaturated soil

* Corresponding author (hsadeghi@sharif.edu)

۱. مقدمه

جریان‌های واریزه‌ای، جریان‌های حجیم و سریع در مناطق کوهستانی و با شیب تند هستند که در اثر حرکت توأمان رواناب و نهشته‌های رسوبی سست، در جهت شیب، به وجود می‌آیند. حجم این جریان‌ها در حین حرکت به سمت پایین‌دست، به علت فرسایش، می‌تواند تا بیش از ۵۰ برابر حجم اولیه، افزایش یابد [۱] و امواج تند حامل قطعات سنگی که گاهی ارتفاع‌شان از ۱۰ متر نیز فراتر می‌رود، باعث می‌شوند قدرت تخریب این جریان‌ها با انرژی پتانسیل بیشتر از 10^{16} ژول، قابل توجه باشد [۲ و ۳]. جریان‌های واریزه‌ای، معمولاً در شیب‌های تندتر از ۳۰ درجه تشکیل می‌شوند و سرعت و حجم‌شان، به ترتیب از ۱۰ متر بر ثانیه و 10^9 مترمکعب، فراتر می‌رود [۴].

یافتن نقش هر دو فاز جامد و سیال به عنوان نیروی محرک در حرکت جریان، جریان‌های واریزه‌ای را از سایر جریان‌های ژئوفیزیکی، مانند بهمن سنگ^۱، متمایز می‌کند [۳]. با اینکه جریان‌های واریزه‌ای، معمولاً اشباع در نظر گرفته می‌شوند، اما تفاوت قابل توجهی میان این جریان‌ها با سیلاب‌ها که در آن‌ها رسوبات، معلق هستند و رفتار جریان توسط فاز سیال کنترل می‌شود، وجود دارد؛ در واقع، حضور ذرات معلق در سیلاب‌ها، در برابر تلاطم امواج، ناچیز و قابل چشم‌پوشی است [۵]. نقطهٔ مقابل، جریان‌های ناشی از ریزش سنگ هستند که در آن‌ها، اندرکنش ذرات جامد با یکدیگر غالب است؛ با این حال، جریان‌های واریزه‌ای را معادل با این جریان‌ها نیز نمی‌توان در نظر گرفت، چراکه اندرکنش میان فاز سیال و جامد، از اساسی‌ترین مشخصه‌های جریان‌های واریزه‌ای است [۵].

در دهه‌های اخیر، وقوع جریان‌های واریزه‌ای و خسارات ناشی از آن‌ها، به علت تغییرات اقلیم، افزایش یافته است [۶ و ۷]. پیش‌بینی و مدیریت خسارات ناشی از این جریان‌ها، مستلزم شناسایی علل احتمالی رخداد آن‌ها در مناطق مستعد، برآورد حجم، مسافت طی‌شدهٔ جریان و در نهایت مناطق و زیرساخت‌های در معرض خطر است. در این نوشتار مروری، به بررسی علل وقوع جریان‌های واریزه‌ای و فیزیک رفتاری این جریان‌ها پرداخته شده و چالش‌های پژوهشی موجود، مورد بررسی قرار گرفته است.

۲. پدیدارشناسی

میزان توسعه و گسترش جریان‌های واریزه‌ای، به پستی و بلندی مسیر و مشخصات جریان، مانند دانه‌بندی ذرات خاک، جرم حجمی و لزجت جریان بستگی دارد [۸]. همچنین برخی خصوصیات مانند اندرکنش فاز جامد و سیال و انبساط حجمی جریان، تفسیر چگونگی توسعه و به تبع آن، برآورد قدرت تخریب، سرعت و حجم جریان‌های واریزه‌ای را پیچیده می‌کنند. در این بخش، پس از ذکر عوامل مؤثر در شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای، نیمرخ طولی این جریان‌ها مورد بررسی قرار گرفته و سپس به چگونگی تأثیر مصالح تشکیل‌دهندهٔ جریان بر مسافت طی‌شده و قدرت تخریب آن، پرداخته می‌شود.

۱.۲. علل وقوع جریان‌های واریزه‌ای

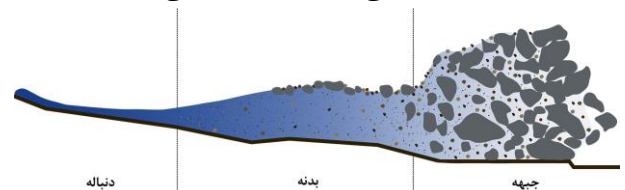
بارندگی و زلزله، دو عامل افزایش تناوب جریان‌های واریزه‌ای هستند [۹ و ۱۰]. دورهٔ بازگشت جریان‌های واریزه‌ای در تایوان، پس از زلزلهٔ «چی‌چی ۲»، از ۵ سال به ۲ سال کاهش پیدا کرد و حدود آستانهٔ شدت بارندگی و بارندگی تجمعی بحرانی برای شروع جریان واریزه‌ای، به یک‌سوم مقادیر پیش از وقوع زلزله کاهش یافتند [۱۰]. بررسی‌های میدانی، نشان داده‌اند در اثر زمین‌لرزه، حجم قابل توجهی از مصالح سست به وجود می‌آیند که در اثر بارندگی، به راحتی دچار فرسایش می‌شوند و در تشکیل جریان‌های واریزه‌ای، مشارکت می‌کنند [۱۱]. جریان‌های واریزه‌ای ناشی از بارندگی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: (۱) جریان‌هایی که از زمین‌لغزش نشأت می‌گیرند و (۲) جریان‌های ناشی از وقوع رواناب. در دستهٔ اول، جریان به علت نفوذ آب باران به داخل بستر، افزایش فشار آب حفره‌ای، گسیختگی شیروانی و حرکت آن به سمت پایین‌دست رخ می‌دهد [۱۲ و ۱۳]. دستهٔ دوم، جریان‌های واریزه‌ای ناشی از رواناب، به واسطهٔ بارندگی‌های شدید کوتاه‌مدت رخ می‌دهند، که عموماً با ریزش سنگ نیز همراه هستند و سرعت و قدرت تخریب‌شان بسیار بیشتر از جریان‌های دستهٔ اول است [۹ و ۱۴].

^۱ Rock avalanche

^۲ Chi Chi earthquake

۲.۲. پروفیل جریان و مسافت طی شده

پروفیل عمده جریان‌های واریزه‌ای را می‌توان مطابق شکل ۱ به سه ناحیه «جبهه^۱»، «بدنه^۲» و «دنباله^۳» تقسیم کرد [۱۵ و ۱۶]. دنباله جریان، ضخامت و حجم رسوبات ناچیزی دارد و عمده حجم آن، از آب تشکیل می‌شود [۳]. فشار سیال منفذی در پایین‌ترین بخش جبهه جریان، نزدیک به صفر است، اما با پیشروی به سمت بخش‌های انتهایی جریان، افزایش می‌یابد [۱۵ و ۳]. جبهه جریان، به علت وقوع فرآیند جدایی ذرات بر اساس ابعاد^۴، معمولاً حامل سنگ و درشت‌دانه‌ترین ذرات است. از آنجایی که ذرات درشت‌دانه نفوذپذیری زیادی دارند، سیال منفذی جبهه جریان زهکش می‌شود و این بخش از جریان، معمولاً غیراشباع است. تجمع قطعات سنگی و مواد درشت‌دانه در جبهه جریان، باعث می‌شود بخش جلویی آن مانند یک سد عمل کرده، حرکت جریان اشباع و روان بدنه جریان به سمت پایین شیب محدود شود، که افزایش ناگهانی دبی و عمق در بدنه را منجر می‌شود [۱۵]. با پیشروی جبهه جریان به سمت پایین‌دست، بخشی از ذرات موجود در بدنه، که در مقایسه با جبهه آن شامل ذرات ریزدانه بوده و روان‌تر است، از بالای ناحیه ضخیم جبهه جریان سقوط کرده، جلوتر از آن به بستر برخورد می‌کنند و از سرعت‌شان کاسته می‌شود؛ بنابراین، مساحت سد متحرک در جلوی جریان، به واسطه جهش و سقوط ذرات درشت‌دانه موجود در سطح آزاد بدنه، به صورت پیوسته افزایش می‌یابد [۱۷]. از طرفی، مقاومت جبهه جریان در برابر حرکت، در مقطع عرضی بخش جلویی جریان ناپایداری ایجاد می‌کند، که باعث ریزش ذرات این بخش به کناره‌ها و به وجود آمدن خاکریزهایی در طرفین مسیر می‌شود [۱۸].



شکل ۱- نیمرخ طولی جریان واریزه‌ای

مسافت طی شده و زمان توقف جریان، تحت تأثیر نوسانات فشار منفذی است. هنگامی که اضافه فشار حفره‌ای از فشار هیدروستاتیک تجاوز کند، مقاومت برشی، کاهش یافته و تحرک جریان، افزایش می‌یابد [۳]. بر اساس مقدار فشار حفره‌ای، بعضی از جریان‌ها پس از طی مسافت کوتاهی متوقف می‌شوند، در حالیکه برخی دیگر، مسافت‌های طولانی را می‌پیمایند و در نهایت، پس از رسیدن به شیب‌های ملایم، در سطح بستر پخش می‌شوند و رسوب‌گذاری صورت می‌گیرد [۲۱-۱۹]. بنابراین، برای پیش‌بینی مناطقی که در معرض جریان‌های واریزه‌ای قرار خواهند گرفت، محوشدن فشار حفره‌ای، از مهم‌ترین متغیرهایی است که باید در نظر گرفته شود [۲۲]. در صورتیکه مدت‌زمان لازم برای محوشدن فشار منفذی کوتاه‌تر از زمان توسعه و گسترش جریان باشد، سیال منفذی به سرعت زهکش می‌شود [۲۳]. در این حالت، به علت افزایش اصطکاک میان ذرات خاک با بستر، مسافت طی‌شده، کاهش خواهد یافت [۲۴]. اگر زمان محوشدن فشار منفذی از زمان توسعه و گسترش جریان بیشتر باشد، جریان، زهکشی نشده است؛ اما در صورتیکه زمان لازم برای خروج سیال منفذی مشابه زمان مورد نیاز برای توسعه جریان باشد، تا وقتی جریان واریزه‌ای به منطقه‌ای که در آن رسوب‌گذاری رخ خواهد داد برسد، فشار سیال منفذی، دوام خواهد داشت [۲۳]. در چنین حالتی، سرعت فاز سیال با سرعت فاز جامد متفاوت بوده و اندرکنش دو فاز با یکدیگر، نقش تعیین‌کننده‌ای در رفتار جریان ایفا خواهد کرد [۲۳].

۳.۲. ترکیب جریان

آب جریان‌های واریزه‌ای، حامل ذرات ریز معلق است که خلل و فرج میان ذرات درشت‌دانه را پر می‌کنند، لزجت سیال را افزایش می‌دهند [۲۵] و باعث کاهش تماس میان ذرات و افزایش تحرک جریان می‌شوند [۳]. از طرفی، تکانه^۵، تنها در اثر تماس مستقیم منتقل می‌شود، اما ذرات ریزدانه، در اثر شناوری، لزجت و آشفستگی جریان

Front

Body

Tail

^۴ Size segregation

^۵ Momentum

بدون اینکه با یکدیگر برخورد و تماس مستقیم داشته باشند، معلق می‌مانند؛ در نتیجه، این ذرات، جزء فاز جامد در نظر گرفته نمی‌شوند [۵]. بنابراین، منظور از فاز سیال در جریان‌های واریزه‌ای، مجموع آب و ذرات ریزدانه کوچکتر از ۰/۰۶۲۵ میلی‌متر است [۳]. فاز سیال در جریان‌های واریزه‌ای، از تعریف متداول آن، یعنی آب خالص و یا هوا تبعیت نمی‌کند. در بسیاری از متون فنی موجود، از وجود هوا، به علت جرم حجمی و لزجت ناچیز و همچنین تراکم پذیری زیاد، صرف نظر شده است؛ چراکه فرض، بر آن است که تأثیر هوا بر مکانیک جریان، نسبت به آب خالص، قابل توجه نیست [۵]. با این حال، جریان‌های واریزه‌ای، به دو دسته تقسیم می‌شوند: (۱) جریان‌های کاملاً اشباع و (۲) جریان‌های غیراشباع [۲۶]. جریان‌های غیراشباع، در شیب‌های تند، زوایای شیب بیشتر از ۲۲°، رخ می‌دهند و از ۳ لایه تشکیل می‌شوند [۲۶]: (۱) لایه تحتانی که در تماس با بستر است، (۲) لایه میانی، که در آن جنبش و برخورد ذرات با یکدیگر قابل توجه بوده، و (۳) لایه بالایی که در تماس با هوا است. در این جریان‌ها، لایه سوم، غیراشباع است و هوا نیز، در فاز سیال وجود دارد. بنابراین، در چنین جریان‌هایی، نمی‌توان از وجود هوا، صرف نظر کرد. همچنین، در نرخ‌های کوچک کرنش برشی، مانند زمانیکه شیب بستر ناچیز بوده و سرعت جریان، کم است، ذرات خاک، با یکدیگر در تماس هستند و نیروی غالب، نیروی اصطکاک میان آن‌ها است. در مقابل، در نرخ‌های بزرگ کرنش، در شرایطی که غلظت ذرات کم بوده و شیب بستر تند است، برخورد ذرات خاک با یکدیگر غالب بوده و وجود هوا را نمی‌توان نادیده گرفت [۲۷ و ۲۸].

فاز جامد در جریان‌های واریزه‌ای، درصدهای حجمی ۸۰-۴۰ را شامل می‌شود [۳ و ۲۹]. در جریان‌های دارای فاز سیال غالب (فاز جامد کم‌تر از ۵۰٪ حجمی جریان)، تنش مؤثر ناشی از تماس میان ذرات ناچیز است [۳۰]؛ در مقابل، در جریان‌های دارای فاز جامد غالب، اصطکاک ناشی از تماس مستقیم ذرات قابل چشم‌پوشی نیست [۳۱]. کوچک‌ترین تغییر در مقدار فاز جامد، بر پاسخ فشار سیال منفذی تأثیر می‌گذارد [۳۲] و سیال منفذی نیز خود، میزان توسعه و گسترش جریان، مسافت طی شده و نیرویی که در پایین دست بر زیرساخت‌ها وارد خواهد شد را تعیین می‌کند؛ بنابراین، برآورد درصد حجمی فاز جامد، حائز اهمیت است. سانگ و همکاران [۳۳]، رفتار جریان‌های متراکم دارای فاز جامد

بیشتر از ۵۰٪، هنگام برخورد به مانع را بررسی کردند. عکس العمل جریان هنگام برخورد به مانع و مقدار نیرویی که بر آن وارد خواهد کرد، از دو جهت حائز اهمیت است: (۱) بیانگر قدرت تخریب جریان در پایین دست بوده و (۲) از مهم‌ترین مشخصه‌هایی است که باید در طراحی سازه‌های مستهلک‌کننده انرژی جریان، لحاظ شود. سانگ و همکاران [۳۳]، ریزکره‌های شیشه‌ای با قطر ۰/۶ میلی‌متر را به عنوان فاز جامد در نظر گرفتند و جریان‌های واریزه‌ای متراکم با درصد حجمی فاز جامد ۶۰ را در آزمایشگاه شبیه‌سازی کردند. مشاهدات سانگ و همکاران [۳۳]، نشان داد بر خلاف جریان‌های دارای فاز سیال غالب، فرآیند برخورد جریان‌های متراکم به مانع، شبه‌استاتیک و وابسته به پاسخ فشار سیال منفذی است. جریان‌های واریزه‌ای متراکم، حین حرکت، دچار انبساط حجمی که به نرخ برش وابسته است، می‌شوند. با توجه به اینکه نرخ توزیع برش در جریان‌های واریزه‌ای یکنواخت نیست، پاسخ فشار منفذی به انبساط حجمی، به صورت غیر خطی خواهد بود و تغییر فشار منفذی در نقاطی که انبساط حجمی را تجربه می‌کنند، با یکدیگر برابر نیست؛ بنابراین تأثیر آن به صورت موضعی است [۳۳]. میزان تأثیرپذیری رفتار جریان از تغییرات فشار سیال منفذی، به نفوذپذیری جریان [۳۴] و در نتیجه مدت‌زمانی که به طول می‌انجامد تا فشار سیال منفذی موضعی ایجاد شده در کل ضخامت جریان واریزه‌ای اثر بگذارد، بستگی دارد [۳۳]. مشاهدات سانگ و همکاران [۳۳]، نشان داد فشار منفذی منفی ناشی از انبساط حجمی جریان متراکم، در مدت حدود ۱ ثانیه ایجاد شد اما ۱۰ ثانیه طول کشید تا کل ضخامت جریان، تحت تأثیر قرار گیرد؛ بنابراین، رفتار شبه‌استاتیک جریان‌های متراکم هنگام برخورد به موانع به علت وجود این اختلاف زمانی است. سانگ و همکاران [۳۳] برای برآورد نیروی وارد بر موانع در اثر برخورد جریان‌های متراکم، F ، رابطه (۱) را ارائه دادند:

$$F = 0.5k_H \rho g H^2 \cos \theta \quad (1)$$

که در آن k_H ضریب فشار جانبی خاک، ρ جرم حجمی، g شتاب گرانش زمین، H ارتفاع رسوبات انباشته شده در بالادست مانع و θ زاویه شیب است. یکی از چالش‌های محاسبه نیرو با استفاده از رابطه (۱)، محاسبه مقدار H است؛ در حال حاضر، روشی که قادر به برآورد ارتفاع رسوبات پشت مانع با اعمال اثر پاسخ فشار منفذی باشد، وجود ندارد [۳۳]. با اینکه مطالعات سانگ و همکاران [۳۳]،

برای اولین بار جنبه‌های ناشناخته متعددی از فرآیند برخورد جریان‌های واریزه‌ای متراکم به موانع را روشن ساخت، اما ریزکره‌های شیشه‌ای مورد استفاده در مطالعه آن‌ها به‌عنوان فاز جامد، ابعاد برابر (۰/۶ میلی‌متر) داشتند، در حالیکه جریان‌های واریزه‌ای در طبیعت، بازه گسترده‌ای از دانه‌بندی را شامل می‌شوند و انبساط حجمی کم‌تری را تجربه می‌کنند. بنابراین، جریان متراکم شبیه‌سازی شده در پژوهش آن‌ها، نمی‌تواند مستقیماً با آنچه در طبیعت رخ می‌دهد، مقایسه شود.

مصالح تشکیل‌دهنده فاز جامد و سیال جریان، نقش مهمی در چگونگی تغییرات فشار منفذی ایفا می‌کنند؛ چراکه نفوذپذیری اولیه یک محیط متخلخل، متأثر از ترکیب مصالح بوده [۳۲] و میزان لزجت آن، تحت تأثیر چگالی سیال است [۳۴]. ژنگ و همکاران [۳۵]، سرعت محوشدن فشار منفذی را با تغییر در جرم حجمی سیال، بررسی کردند. نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد هنگامیکه آب خالص به عنوان سیال منفذی در خلل و فرج وجود داشته باشد، سرعت زهکشی زیاد است و سیال منفذی، سریعاً محو می‌شود. با افزایش جرم حجمی سیال منفذی به علت اضافه شدن ریزدانه، دو فرآیند مشاهده شد: (۱) سرعت محوشدن فشار حفره‌ای در ابتدا سریع و سپس آهسته بود، (۲) سرعت محوشدن فشار حفره‌ای، در کل فرآیند آهسته بود. در بازه چگالی سیال ۱۲۷۵-۱۲۰۶ کیلوگرم بر مترمکعب، غلظت ذرات ریزدانه، در حدی که باعث انسداد کامل مسیرهای ارتباطی میان منافذ شود، نبود؛ در ابتدا، معلق بودن این ذرات در مسیرهای باریک، باعث کاهش نفوذپذیری به صورت موقتی شد، اما به تدریج، نفوذپذیری بهبود و فشار حفره‌ای، سریعاً کاهش یافت. در مقابل، غلظت زیاد ذرات ریزدانه، مسیرهای ارتباطی باریک میان حفرات را کاملاً مسدود کرد، نفوذپذیری کاهش یافت و خروج سیال منفذی، به کندی صورت گرفت.

ابعاد ذرات خاک در جریان، از مشخصه‌هایی است که مسافت طی شده را تحت تأثیر قرار می‌دهد. مسافت طی شده جریان، با ذرات درشت‌دانه همبستگی منفی و با ذرات ریزدانه، همبستگی مثبت دارد [۳۶]. افزایش ذرات درشت‌دانه باعث می‌شود تأثیر تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر و اصطکاک، افزایش و تلاطم جریان و مسافتی که طی می‌کند، کاهش یابد [۳۷]. لازم به ذکر است که

برخی مشاهدات آزمایشگاهی، عکس این موضوع را گزارش کرده‌اند [۳۸]. در مقابل، افزایش ذرات ریزدانه باعث می‌شود برخورد ذرات با یکدیگر، به علت افزایش روان‌روی و نیروی شناوری، کاهش یابد [۳۲]. مشاهدات دی‌هاس و همکاران [۳۸]، نشان داد افزایش میزان رس در جریان، منجر به طی مسافت طولانی‌تر و کاهش مقاومت جریان می‌شود. با این حال، اگر مقدار رس، بسیار زیاد (بیشتر از ۲۲٪ حجم کل جریان [۳۸]) باشد مسافت طی شده، به علت لزجت قابل توجه جریان، کاهش می‌یابد.

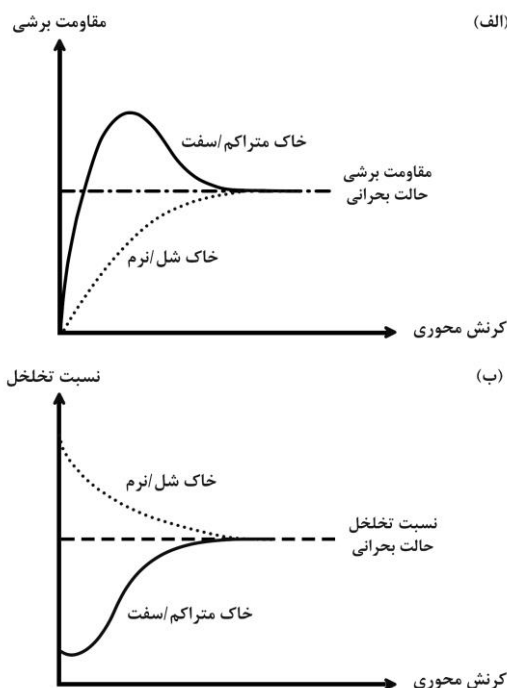
در مجموعه آزمون‌های دی‌هاس و همکاران [۳۸]، در فلوم آزمایشگاهی، مشاهده شد که در صورتیکه سنگ و ذرات درشت‌دانه، ۵۰-۲۵٪ حجم جریان را تشکیل دهند، در مسیر حرکت، به کناره‌های کانال سقوط می‌کنند، خاکریزهای جانبی را تشکیل می‌دهند که باعث کاهش ابعاد مقطع عرضی کانال جریان شده و مسافت طی شده، افزایش می‌یابد. در حالیکه سنگ و ذرات درشت‌دانه، کمتر از ۲۵٪ حجم کل جریان، در حدی که باعث کاهش عرض مسیر شوند، نیستند و درصد‌های ذرات درشت‌دانه بیشتر از ۵۰٪ نیز، در جبهه جریان، مانند یک سد متحرک عمل می‌کنند. بر خلاف مشاهدات دی‌هاس و همکاران [۳۸]، نتایج بررسی‌های گانگ و همکاران [۳۷]، نشان داد با افزایش سنگ و ذرات درشت‌دانه، مستقل از حدود به‌دست آمده توسط دی‌هاس و همکاران [۳۸]، مسافت طی شده، کاهش می‌یابد. تفاوت، در این است که علیرغم غلبه تنش‌های ناشی از برخورد ذرات بر اصطکاک میان آن‌ها در هر دو مطالعه، تنش‌های ناشی از لزجت جریان در مطالعه دی‌هاس و همکاران [۳۸]، به دلیل استفاده از بازه دانه‌بندی گسترده‌تر برای شبیه‌سازی جریان، بیشتر از مطالعه گانگ و همکاران [۳۷] بود.

۳. توصیف شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای با بهره‌گیری از مفاهیم مکانیک خاک حالت بحرانی^۱

اگر آرایه‌ای از ذرات کروی در متراکم‌ترین حالت ممکن در مجاورت یکدیگر قرار گرفته باشند، اعمال تنش برشی، باعث حرکت ذرات بر روی یکدیگر و در نهایت افزایش حجم سیستم می‌شود؛ این پدیده،

^۱ Critical state soil mechanics

«اتساع»^۱ نامیده می‌شود. تغییر در نسبت تخلخل خاک و فشار سیال منفذی در اثر انبساط حجمی یا فشردگی، باعث تغییر شکل برشی خاک می‌شود؛ این تغییر شکل، تا زمانی که نسبت تخلخل و مقاومت برشی، مستقل از نسبت تخلخل اولیه خاک، به یک وضعیت یکنواخت که حالت بحرانی نامیده می‌شود برسد، ادامه پیدا می‌کند (شکل ۲-الف) [۳۹ و ۴۰]. با توجه به شکل ۲-ب، خاک‌های متراکم، تحت برش، تا زمان رسیدن به حد بحرانی، اتساع را تجربه می‌کنند، اما خاک‌های شل تا زمان رسیدن به این حد، تمایل به متراکم شدن دارند [۴۰]. اگر کاهش فضای حفرات در اثر تراکم، سریع‌تر از خروج سیال منفذی رخ دهد، فشار منفذی افزایش می‌یابد. فشار افزایش‌یافته، می‌تواند منتهی به شکل‌گیری جریان واریزه‌ای شود [۴۱]. در مقابل، در خاکی با نسبت تخلخل کم‌تر از نسبت تخلخل حالت بحرانی، در اثر انبساط حجمی ناشی از تنش برشی، کاهش فشار حفره‌ای و افزایش مقاومت برشی و در نتیجه کاهش سرعت و یا توقف جریان رخ می‌دهد [۴۲-۴۴ و ۱۲].



شکل ۲- رفتار الف) مقاومت برشی و ب) تغییر شکل خاک‌های اشباع شل و متراکم در شرایط تحکیم یافته زهکشی شده [۴۸]

در بسیاری از مطالعات، فرض شده است جریان‌های واریزه‌ای، تنها در صورت وجود خاک شل، که در آن‌ها جرم حجمی توده خاک کم‌تر از حالت بحرانی است، رخ می‌دهند [۱۲]؛ در صورتیکه مشاهدات میدانی، وقوع این جریان‌ها در بعضی مناطق دارای خاک متراکم را گزارش کرده‌اند [۴۵ و ۴۱]. در راستای این مشاهدات، تلاش‌ها برای توضیح چگونگی نوسانات فشار سیال منفذی در تلاشگاه‌های دارای خاک متراکم، افزایش یافت. لازم به ذکر است که فرضیات متفاوتی در مورد چگونگی شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای در این ساختگاه‌ها، وجود دارد. اندرکنش میان ذرات خاک، توأم با حرکت سریع آن‌ها که در مکانیک خاک حالت بحرانی لحاظ نمی‌شود، باعث می‌شود خاک، دچار انبساط حجمی شده و نسبت تخلخل آن از نسبت تخلخل حالت بحرانی‌اش فراتر رود؛ به تبع این رفتار، در تغییر مکان‌های بسیار بزرگ، انقباض و افزایش موقت فشار سیال منفذی رخ می‌دهد [۴۶ و ۱۲]. در صورتیکه هنگام شکل‌گیری جریان، بارش باران متوقف نشده باشد و یا رواناب نیز بر روی توده لغزنده جاری باشد، نفوذ سریع آب به داخل توده گسیخته شده در حال اتساع، فشار منفذی را افزایش می‌دهد، منجر به خنثی شدن اثر انبساط حجمی بر کاهش فشار منفذی می‌شود و تبدیل جریان متراکم به جریان روان را سرعت می‌بخشد [۴۷ و ۴۴].

در ساختگاه‌های دارای بستر غیراشباع، تنش مؤثر را می‌توان با استفاده از رابطه پیشنهادی بی‌شاپ^۲، رابطه (۲)، محاسبه کرد [۲۷]:

$$\sigma'' = \bar{\sigma} - \chi s \quad (2)$$

که در آن σ'' تنش مؤثر در خاک غیر اشباع، $\bar{\sigma}$ اختلاف تنش کل و فشار منفذی، χ درجه اشباع خاک و s مکش ساختاری است. در این ساختگاه‌ها، در نقطه شروع گسیختگی، هنگامی که تنش مؤثر به کمینه مقدار خود می‌رسد، فشار آب حفره‌ای، به صورت ناگهانی افزایش می‌یابد؛ با این حال، فشار افزایش‌یافته، پایدار نبوده و به سرعت، محو می‌شود. با افزایش فشار آب حفره‌ای در طول چند ثانیه ابتدایی، سرعت حرکت توده گسیخته شده نیز، به بیشینه مقدار خود می‌رسد و سپس، روند کاهشی را طی می‌کند [۲۷]. نسبت تخلخل نیز، در ثانیه‌های ابتدایی، به صورت یکنواخت کاهش می‌یابد، تا زمانی که به نسبت تخلخل حالت بحرانی برسد [۲۷]. در نتیجه، در

^۱ Dilation

^۲ Bishop's effective stress

بستر، بر تنش‌های اصطکاکی غالب هستند [۵۲ و ۵۵]. علاوه بر این، در جریان واریزه‌ای منطقه ایلیگابن^۱ سوییس، حین عبور جبهه جریان از روی بستر، تنش برشی، از مقاومت خاک بستر کم‌تر بود؛ با این وجود، فرسایش رخ داد [۵۴]. این موضوع نشان می‌دهد رویکردهای مبتنی بر معیار گسیختگی موهر-کولمب مانند مدل مدینا و همکاران [۵۳]، توصیف جامعی از فرآیند فرسایش ارائه نمی‌کنند.

تنش‌های ناشی از برخورد و ضربه ذرات به یکدیگر، σ_c ، از رابطه (۴) قابل محاسبه است [۵۲]:

$$\sigma_c = v_s \rho_s \dot{\gamma}^2 D^2 \quad (4)$$

که در آن v_s حجم فاز جامد، ρ_s جرم حجمی ذرات خاک، $\dot{\gamma}$ نرخ کرنش و D ابعاد ذرات موجود در جریان است. رابطه (۴) نشان می‌دهد شدت برخورد ذرات با یکدیگر و خصوصیات دینامیکی جریان، وابسته به ابعاد ذرات است.

سانگ و چویی [۵۲]، از رابطه (۴)، برای تعریف عدد بی‌بعد N_{SNCS} ، که برابر است با نسبت تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر به مقاومت برشی بستر ($N_{SNCS} = \sigma_c / \tau_f$)، استفاده کردند. نرخ فرسایش، $\partial z / \partial t$ ، توسط آن‌ها، با استفاده از رابطه (۵) محاسبه شد:

$$-\partial z / \partial t = K \cdot N_{SNCS} \quad (5)$$

که در آن K ، ضریب مربوط به مشخصات مصالح جریان است. با اینکه اثر برخورد ذرات بر فرآیند فرسایش در مدل سانگ و چویی [۵۲] لحاظ شد، اما رابطه (۴) که اساس توسعه مدل آن‌ها بود، بیانگر تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر است و نه برخورد ذرات به بستر. بنابراین در رابطه (۵)، از اثر ضربات ناشی از برخورد ذرات به بستر بر فرآیند فرسایش، چشم‌پوشی شده است.

تنش‌های ناشی از برخورد و ضربه ذرات به بستر، σ_{bc} ، توسط چویی و سانگ [۵۶]، مطابق رابطه (۶) تعریف شد:

$$\sigma_{bc} = \chi g v_f \rho_s D Fr^{2k} \quad (6)$$

که در آن χ ضریب بی‌بعد مربوط به مقاومت بستر، Fr عدد بی‌بعد فرود و k ثابت عددی است.

مدل‌های سانگ و چویی [۵۲] و چویی و سانگ [۵۶] هر دو، بر این مبنا توسعه یافته‌اند که بیشترین حجم فرسایش، هنگام عبور

ساختگاه‌های غیراشباع، هنگامی که مقاومت برشی خاک بستر از دست رفت، شتاب حرکت توده گسیخته شده افزایش می‌یابد و پس از آن، در مقاومت برشی حالت بحرانی، محوشدن اضافه فشار آب حفره‌ای، رخ می‌دهد، که منجر به تحکیم توده گسیخته شده و تسریع در روند توقف جریان می‌شود [۲۷].

۴. فرسایش و تغییر حجم جریان

وقوع فرسایش در طی جریان‌های واریزه‌ای، می‌تواند ناشی از آبشستگی کف بستر یا ریزش دیواره‌های کانالی باشد که جریان در آن در حرکت است؛ این پدیده، حجم جریان و در نتیجه قدرت تخریب آن را پیش از رسیدن به مناطق هموار، رسوب‌گذاری و توقف جریان، چندین برابر می‌کند [۴، ۴۹ و ۵۰]. بررسی فرسایش، به این علت حائز اهمیت است که در برآورد انرژی جنبشی و مسافت طی‌شده جریان و همچنین وسعت مناطق در معرض خطر، تعیین‌کننده است [۵۱]؛ با این حال، پیشرفت‌ها در زمینه توضیح دقیق فرآیند فرسایش و چگونگی افزایش حجم جریان، به دلیل طبیعت آشفته و متلاطم جریان‌های ژئوفیزیکی و مشکل بودن اندازه‌گیری‌های میدانی، محدود بوده است و جزء چالش‌های فعلی به‌شمار می‌رود [۱۶، ۵۰ و ۵۲].

در بسیاری از تئوری‌های فعلی مانند مدل مدینا و همکاران [۵۳]، فرسایش، گسیختگی برشی مصالح بستر که در اثر تجاوز تنش برشی از مقاومت برشی رخ می‌دهد، تعریف شده است. در مدل مدینا و همکاران [۵۳]، از معیار گسیختگی موهر-کولمب که در آن، تعادل نیروهای برشی وارد بستر، τ_b ، با نیروهای مقاوم بررسی می‌شود، استفاده و معیار وقوع فرسایش، طبق رابطه (۳) تعریف شده است:

$$\tau_b > h \rho g \cos \theta \tan \phi_{bed} \quad (3)$$

در این رابطه ϕ_{bed} زاویه اصطکاک داخلی مصالح بستر، h عمق جریان، ρ جرم حجمی جریان و θ زاویه شیب نسبت به افق است. اندازه‌گیری‌های میدانی از جریان‌های واریزه‌ای، نشان داده‌اند عمده حجم فرسایش، در اثر عبور جبهه جریان از بستر رخ می‌دهد [۵۴]؛ از طرفی، قطعات سنگی و ذرات درشت‌دانه، در این بخش از جریان واقع شده‌اند و تنش‌های ناشی از ضربه و برخورد ذرات به

^۱ Illgraben

جبهه جریان، که در آن تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر و به بستر غالب هستند، رخ می‌دهد. با این حال، مشاهدات دی‌هاس و همکاران [۱۶]، نشان داد اگرچه شدت فرسایش هنگام عبور جبهه جریان قابل توجه است، اما فرسایش ناشی از عبور بدنه و دنباله جریان، قابل چشم‌پوشی نیستند.

در مدل‌های محاسبه حجم فرسایش مک‌دوگال و هانگر [۵۵]، آیورسون [۵۷] و بسیاری از مطالعات دیگر که تأثیر فرسایش در آن‌ها لحاظ شده است [۶۱-۵۸ و ۴]، بستر، اشباع فرض شده است؛ این، در حالی است که بستر کاملاً اشباع، به ندرت در طبیعت مشاهده می‌شود [۶۲]. بستر اشباع، هنگامی که در معرض بار وارد از سمت جریان قرار می‌گیرد، با افزایش فشار آب حفره‌ای، کاهش تنش مؤثر و مقاومت بستر مواجه می‌شود؛ در حالیکه حداکثر مقاومت خاک غیراشباع، می‌تواند سه برابر مقاومت آن در حالت اشباع باشد [۶۳ و ۶۴]. این تفاوت، به این دلیل است که متغیر حالت تنش در خاک اشباع، با خاک غیراشباع متفاوت است.

مقاومت برشی خاک اشباع، با استفاده از یک متغیر حالت تنش، یعنی تنش مؤثر، $(\sigma_n - u_w)$ ، که u_w و σ_n به ترتیب تنش نرمال و فشار آب حفره‌ای هستند، محاسبه می‌شود. در خاک غیراشباع، فصل مشترک هوا و آب که پوسته کششی نام دارد، مانند یک غشاء الاستیک عمل می‌کند و ذرات خاک را توسط کشش سطحی، در مجاورت یکدیگر نگاه می‌دارد [۶۵]. کشش سطحی ایجادشده توسط پوسته کششی و فشار آب حفره‌ای منفی، توأم با یکدیگر، باعث افزایش مقاومت برشی خاک می‌شوند [۶۶]. مقاومت برشی خاک غیراشباع را می‌توان از رابطه (۷) محاسبه کرد [۶۶]:

$$\tau = (\sigma_n - u_a) \tan \phi^a + (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (7)$$

که در آن u_a فشار هوای حفره‌ای، u_w فشار آب حفره‌ای، ϕ^a زاویه اصطکاک داخلی خاک بوده و ϕ^b زاویه‌ای است که نرخ افزایش مقاومت برشی نسبت به مکش ساختاری، $u_a - u_w$ ، را نشان می‌دهد. رابطه (۷)، نشان می‌دهد مقاومت برشی خاک غیراشباع، توسط دو متغیر حالت تنش، $\sigma_n - u_a$ و $u_a - u_w$ بیان می‌شود.

مقاومت برشی بستر غیراشباع که در معرض بارگذاری زهکشی‌نشده قرار می‌گیرد، توسط سانگ و چویی [۵۲]، از رابطه (۸) محاسبه شد:

$$\tau_f = \sigma_n \tan \phi^a + (u_a - u_w) \tan \phi^b - B_a \sigma_n \tan \phi^a \quad (8)$$

که در آن B_a ، متغیر مربوط به فشار هوای حفره‌ای است. با جایگذاری مقاومت برشی حاصل از رابطه (۸) در رابطه (۵)، میزان فرسایش، قابل محاسبه است.

چویی و سانگ [۵۶]، تأثیر جریان‌های دانه‌ای خشک بر فرآیند فرسایش بستر غیراشباع را در یک فلوم آزمایشگاهی بررسی کردند. بستر آزمون از ماسه با درصد رطوبت حجمی متغیر ۰-۳۰، تشکیل شده بود. مشاهدات آن‌ها نشان داد هنگامی که بستر غیراشباع در معرض بارگذاری سریع ناشی از عبور جریان دانه‌ای خشک قرار می‌گیرد، انقباض حجمی بستر که از قابلیت فشردگی فاز هوای موجود در آن نشأت می‌گیرد، تنش‌های برشی ایجادشده را خنثی کرده و از وقوع فرسایش، جلوگیری می‌کند. این مشاهده، گواهی بر آن است که فرض وجود بستر اشباع در اکثر مدل‌های برآورد حجم فرسایش، فرضی غیر واقع‌گرایانه است [۵۶]. اگرچه، در آزمون‌های چویی و سانگ [۵۶]، تأثیر سیال منفذی در جریان، نادیده گرفته شد؛ در حالیکه در صورت وجود سیال منفذی، نقش تنش برشی ناشی از لزجت، باید در برآورد حجم فرسایش لحاظ شود. در این حالت، مکانیزم غالب در وقوع فرسایش، از تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر و به بستر، به تنش برشی ناشی از لزجت سیال منفذی، تغییر خواهد کرد. علاوه بر این، نوسانات فشار سیال منفذی نیز، تأثیر قابل توجهی بر فرآیند فرسایش خواهد داشت؛ چراکه نفوذ سیال منفذی به داخل بستر، رطوبت آن را افزایش داده و بر مقاومت برشی، تأثیر می‌گذارد.

مشاهدات آزمایشگاهی رولوفز و همکاران [۶۷]، نشان داد مصالح تشکیل‌دهنده بستر غیراشباع، تأثیر قابل توجه، اما پیچیده‌ای بر فرسایش می‌گذارند. بر اساس نتایج آن‌ها، وجود رس در بستر بیشتر از یک حد بحرانی، مانع از زهکشی بستر شده، فشار سیال منفذی را افزایش داده و باعث روانگرایی لایه فوقانی بستر می‌شود. با وجود اینکه ترکیب بستر، نقش مهمی در میزان فرسایش ایفا می‌کند، اما مدل‌های فعلی برآورد حجم فرسایش، بر مبنای میزان تنش برشی وارد بر بستر و نیروی ناشی از ضربات ذرات خاک به آن [۵۷ و ۵۰] توسعه یافته‌اند و برخی، نقش ترکیب مصالح بستر را تنها در میزان فرسایش‌پذیری بررسی کرده‌اند [۶۸].

همچنین، بر اساس نتایج مطالعات لی و همکاران [۶۹]، نقش ترکیب بسترهای فرسایش‌پذیر دارای زاویه شیب متغیر، به مراتب،

ناشی از عبور جریان‌های واریزه‌ای قرار می‌گیرد را می‌توان به صورت رابطه (۹) تعریف کرد [۵۷]:

$$\frac{dp}{dt} = \nabla \cdot \frac{k}{C\mu} \nabla p + \frac{d\sigma}{dt} - \frac{\dot{\gamma} \tan \varphi}{C} \quad (9)$$

که در آن p فشار منفذی، σ تنش نرمال کل ناشی از عبور جریان از روی بستر، k نفوذپذیری بستر، μ لزجت سیال، $\dot{\gamma}$ نرخ کرنش بستر، C قابلیت فشرده‌گی مصالح بستر در حالت زهکشی شده و φ زاویه اتساع است، که تمایل بستر به اتساع ($\varphi > 0$) یا تراکم ($\varphi < 0$) را نشان می‌دهد. از رابطه (۹) می‌توان دریافت که نوسانات فشار منفذی به قابلیت انتشار (اولین جمله سمت راست رابطه)، فشرده‌شدن بستر به علت فشار ناشی از وزن جریان (دومین جمله سمت راست رابطه) و فشرده‌شدن بستر به علت تجربه تنش‌های برشی (سومین جمله سمت راست رابطه) بستگی دارد. در بسترهای اشباع، زمان پخش فشار منفذی، با افزایش نفوذپذیری، کاهش می‌یابد؛ بنابراین، فشار منفذی، در حین وقوع فرسایش، در زمان کوتاهی محو می‌شود [۷۱]. در مقابل، در بسترهای غیر اشباع، زمان انتشار فشار منفذی طولانی‌تر بوده است و با افزایش نفوذپذیری و میزان رطوبت، سیال منفذی، تحت فشار قرار می‌گیرد [۷۱]. این روند، باعث می‌شود نرخ وقوع فرسایش، در بسترهای مرطوب بسیار سریع‌تر از نرخ وقوع آن در بسترهای خشک باشد. بنابراین، سرعت جریان واریزه‌ای و اندازه حرکت آن در بسترهای غیر اشباع، به مراتب، بیشتر از بسترهای خشک است [۷۱].

یکی از اساسی‌ترین محدودیت‌های متون فنی موجود، عدم ایجاد تمایز میان، مؤلفه‌های فرسایش، یعنی آبشستگی^۲ و فرسایش توده‌ای خاک^۳ است. منظور از آبشستگی، شروع به حرکت ذرات خاک لایه سطحی بستر، به علت تجربه تنش برشی هیدرودینامیکی، τ_h ، است، که از رابطه (۱۰) محاسبه می‌شود؛ در حالیکه فرسایش توده‌ای، هنگامی رخ می‌دهد که یک توده از خاک بستر، دچار گسیختگی شده و به همراه جریان، به سمت پایین دست جاری شود.

$$\tau_h = C_f \rho_f u^2 \quad (10)$$

در رابطه (۱۰) C_f فاکتور اصطکاک مربوط به عدد رینولدز جریان

بیشتر از بسترهای دارای شیب طولی یکنواخت که در اکثر مدل‌های فیزیکی در مقیاس آزمایشگاهی مشاهده می‌شوند، است. در این بسترها، تغییر جهت پیوسته و در نتیجه تغییر مداوم رژیم جریان، باعث آشفتگی شدید و تشکیل حباب‌هایی در مخلوط جریان شده و انرژی جریان واریزه‌ای را مستهلک می‌کند. با این حال، نیروی ناشی از برخورد جریان به بستر، باعث وقوع فرسایش می‌شود و حجم مصالح فرسایش یافته، نسبت به وضعیت دارای شیب بستر یکنواخت، به میزان قابل توجهی بیشتر خواهد شد. در چنین وضعیتی، با توجه به اینکه ضریب هدایت هیدرولیکی بستر ریزدانه کم‌تر از هدایت هیدرولیکی بستر درشت‌دانه است، انتقال سیال منفذی، با محدودیت مواجه خواهد شد. از طرفی، عدم حضور ذرات درشت‌دانه، مقاومت بستر در برابر نیروهای خارجی را کاهش می‌دهد. بنابراین، هدایت هیدرولیکی ناچیز از یک سو و عدم وجود ذرات درشت‌دانه از سوی دیگر، باعث می‌شود فرسایش در بسترهای ریزدانه، به صورت لایه‌ای رخ دهد. در مقابل، هدایت هیدرولیکی زیاد بستر درشت‌دانه، باعث می‌شود انتقال سیال منفذی، به سهولت صورت گرفته و فرسایش، با عمق بیشتری به وقوع بپیوندد. از نتایج پژوهش‌های لی و همکاران [۶۹] و همچنین چن و همکاران [۷۰]، که نشان دادند در یک کانال دارای بستر غیر اشباع، معیارهای طراحی سازه‌های مستهلک‌کننده انرژی جریان، با توجه به شیب کانال، متغیر بوده و حجم فرسایش بستر در پایین دست این سازه‌ها، متأثر از زاویه شیب است، دو نکته اساسی را می‌توان استنباط کرد: (۱) فلوم‌های آزمایشگاهی برای مدل‌سازی جریان‌های واریزه‌ای را باید به نحوی طراحی کرد که قابلیت ایجاد حداقل دو شیب متفاوت در طول فلوم به صورت همزمان^۱ را داشته باشند و (۲) در نظر گرفتن بستر صلب در آزمون‌های کوچک مقیاس، نتایجی متفاوت از آنچه در طبیعت رخ می‌دهد را حاصل می‌کند. بر اساس مشاهدات لی و همکاران [۶۹]، عمق جریان بر روی بستر فرسایش پذیر، از عمق جریان بر روی بستر صلب، بیشتر است. علت، آن است که مصالح فرسایش یافته بستر، حجم مخلوط جریان و در نتیجه عمق آن را افزایش می‌دهند. نوسانات فشار منفذی در یک بستر رسوبی، هنگامی که تحت بار

^۱ Bilinear flume

^۲ Scouring

^۳ Mass failure

بوده، ρ_f جرم حجمی جریان و u سرعت آن است.

اندازه‌گیری‌های میدانی مک‌کوی و همکاران [۵۸]، نشان داد آبشستگی بستر و فرسایش توده‌ای، هر دو، حین عبور جریان واریزه‌ای از سطح یک بستر غیراشباع، رخ می‌دهند؛ اما وقوع آبشستگی، به صورت پیوسته و مداوم بوده، در حالیکه فرسایش توده‌ای، مقطعی و با نرخ پایین‌تری اتفاق می‌افتد. فرسایش توده‌ای، باعث تشکیل امواج مقطعی در جریان شده، که افزایش ناگهانی عمق و غلظت رسوبات را در پی دارد. با این حال، تمرکز اکثر مطالعات موجود، بر آبشستگی بسترهای فرسایش‌پذیر بوده است. نفوذ رواناب به داخل بستر، با توجه به رابطه (۱۱)، مقاومت خاک واقع در بالای جبهه ترشونده را افزایش می‌دهد [۷۲]:

$$\tau_{us} = (\sigma_n - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) S_r^k \tan \phi' \quad (11)$$

که در آن τ_{us} مقاومت خاک غیراشباع، S_r درجه اشباع خاک و k ثابت عددی است. بنابراین، در سطح مشترک جبهه ترشونده با لایه خاک زیرین، مقاومت برشی، حداقل بوده و با توجه به میزان رطوبت اولیه بستر و همچنین سرعت جریان، گسیختگی توده‌ای، می‌تواند از این محل، آغاز شود [۷۲]. در نتیجه، عمق نفوذ رواناب به داخل بستر، که برابر است با متوسط فاصله سطح بستر از جبهه ترشونده را می‌توان با استفاده از رابطه (۱۲) محاسبه نمود و حجم خاکی که محتمل است دچار فرسایش توده‌ای شود را تعیین کرد:

$$e_{ni} = \frac{1}{T_0} \int_0^{T_0} S \sqrt{t} - \dot{e}_s t \, dt \quad (12)$$

در رابطه (۱۲) e_{ni} عمق نفوذ، T_0 گام زمانی، S میزان جذب آب توسط خاک به علت وجود موینگی^۱ و \dot{e}_s ، نرخ آبشستگی است.

سانگ و همکاران [۷۲]، فرآیند وقوع فرسایش توسط رواناب جاری بر روی یک بستر ماسه‌ای غیر اشباع دارای زاویه شیب متغیر را با رویکرد آزمایشگاهی، بررسی کردند. نتایج مشاهدات آن‌ها نشان داد میزان آبشستگی، مستقل از رطوبت اولیه بستر است؛ چراکه هنگام عبور جریان از روی بستر، لایه سطحی که در آن آبشستگی رخ می‌دهد، به سرعت، اشباع می‌شود. در مقابل، میزان رطوبت بستر، در تعیین میزان فرسایش توده‌ای، نقش مهمی را ایفا می‌کند. افزایش

رطوبت، باعث کاهش نرخ و عمق نفوذ می‌شود. از طرفی، اگر رطوبت بحرانی، میزان رطوبتی تعریف شود که در آن، نرخ نفوذ جریان به داخل خاک، با نرخ آبشستگی برابر می‌شود، هنگامی که رطوبت بستر کم‌تر از این مقدار بحرانی است، نفوذ رواناب به داخل بستر، سریع‌تر از نرخ آبشستگی خواهد بود. بنابراین، جبهه ترشونده به سمت سطح زیرین خاک بستر پیشروی کرده، سطح تماس ضعیفی را ایجاد می‌کند که مستعد گسیختگی است. در حالیکه با تجاوز رطوبت از مقدار رطوبت بحرانی، قابلیت جذب آب توسط خاک، کاهش یافته، نرخ نفوذ، کم‌تر از نرخ وقوع آبشستگی می‌شود؛ بنابراین، سطح تماس ضعیف میان جبهه ترشونده و لایه خاک زیرین تشکیل نشده و فرسایش توده‌ای، رخ نخواهد داد. این نتیجه نشان می‌دهد که در مطالعات موجود، که در عمده آن‌ها مکانیزم فرسایش توده‌ای نادیده گرفته شده است، حجم فرسایش بستر در رطوبت‌های کم‌تر از رطوبت بحرانی، کم‌تر از مقدار واقعی برآورد شده است.

از سوی دیگر، نرخ فرسایش توده‌ای، با افزایش سرعت جریان، تا زمان رسیدن به یک سرعت بحرانی، افزایش یافته و سپس، کاهش می‌یابد. در محدوده سرعت‌های کم‌تر از سرعت بحرانی، تنش برشی هیدرودینامیکی، برای ایجاد فرسایش توده‌ای در بالای جبهه ترشونده، کافی نیست. در این حالت، حجم جبهه ترشونده، در تعیین حجم فرسایش توده‌ای، نقشی ندارد؛ بلکه مقدار خاکی که جریان، توانایی گسیخته کردن آن توسط تنش برشی هیدرودینامیکی را دارد، تعیین‌کننده است. در مقابل، در سرعت‌های بالاتر از سرعت بحرانی، تنش برشی هیدرودینامیکی، برای ایجاد فرسایش در کل حجم جبهه ترشونده، کافی است. بنابراین، حجمی از خاک که در بالای جبهه ترشونده واقع شده است، میزان فرسایش توده‌ای خاک را تعیین می‌کند. این نتیجه، نشان می‌دهد وضعیت هیدرولوژیکی منطقه مورد بررسی نیز، در تعیین وقوع فرسایش توده‌ای، بسیار حائز اهمیت است و در مطالعات آتی، برای پیش‌بینی فرآیند وقوع فرسایش در بسترهای غیراشباع، توسعه مدل‌های همبسته هیدرولوژیکی-مکانیکی را باید مدنظر قرار داد. لازم به ذکر است که سانگ و همکاران [۷۲]، تأثیر جریان آب خالص بر فرآیند فرسایش بستر ماسه‌ای را مورد بررسی قرار دادند و بنابراین نتایج مطالعات آن‌ها، نمی‌تواند مستقیماً در تفسیر فرآیند وقوع فرسایش در جریان‌های واریزه‌ای، مورد استفاده

^۱ Soil Sorptivity

قرار گیرد؛ چراکه در مورد جریان‌های واریزه‌ای، خصوصیات مصالح تشکیل‌دهنده جریان نیز خود، بر سرعت نفوذ و عمق پیشروی جبهه ترشونده به داخل بستر، تأثیرگذار است و تفسیر فرآیند فرسایش، خصوصاً فرسایش توده‌ای، به مراتب، پیچیده‌تر خواهد بود.

۵. تحلیل و بررسی محدودیت‌های موجود در پژوهش‌های پیشین

علیرغم وجود مطالعات متعدد در زمینه فیزیکی رفتاری جریان‌های واریزه‌ای، پژوهشگران، همچنان، با چالش‌هایی مواجه هستند. این چالش‌ها، عمدتاً از آنجا نشأت می‌گیرند که جریان‌های واریزه‌ای ترکیبی از آب و توده‌های گسیخته‌شده متشکل از خاک و سنگ هستند، که در طول مسیر، در اثر فرسایش یا رسوب‌گذاری، ترکیب‌شان دچار تغییر شده و پیش‌بینی چگونگی اندرکنش ذرات خاک با یکدیگر، فاز سیال با فاز جامد و جریان با بستر، در آن‌ها بسیار مشکل است.

مرور متون فنی موجود، نشان می‌دهد دانش موجود از فیزیکی رفتاری جریان‌های واریزه‌ای، عمدتاً، بر مبنای نتایج آزمون‌های کوچک‌مقیاس بوده، مشاهدات میدانی و مطالعات بزرگ‌مقیاس، بسیار محدود هستند. رفتار مصالح خاکی، تابع حالت تنش است و بنابراین، جریان‌های شبیه‌سازی‌شده در آزمون‌های کوچک‌مقیاس، به‌علت اینکه تنش کم‌تری را تجربه می‌کنند، نمی‌توانند تمامی جوانب فیزیکی رفتاری جریان‌های واریزه‌ای در طبیعت را آشکار سازند [۷۳]. بنابراین، خلأ داده‌های حاصل از انجام آزمون‌های بزرگ‌مقیاس، کاملاً در این زمینه مشهود است.

شایان ذکر است که اکثر مدل‌های فیزیکی کوچک‌مقیاس موجود در متون فنی، قابلیت ایجاد شیب یکنواخت در کل مقطع فلوم را دارند؛ در حالیکه شیب کانال‌های طبیعی، پیوسته، در حال تغییر بوده و در بسیاری از موارد، مورفولوژی بستر، مقعر، محدب یا ترکیبی است. علاوه بر این، باید توجه نمود در نظر گرفتن بستر صلب برای مدل‌های فیزیکی کوچک‌مقیاس به منظور تحلیل خصوصیات دینامیکی جریان‌های واریزه‌ای، نتایجی متفاوت از آنچه در واقعیت اتفاق می‌افتد را ارائه می‌کند؛ چراکه در کانال‌های طبیعی، فرسایش

بستر خاکی، باعث افزایش حجم جریان شده و عمق جریان واریزه‌ای نیز، به تبع آن، افزایش خواهد یافت. بنابراین وجود بستر صلب در مدل‌های فیزیکی، در جهت اطمینان نیست.

یکی از محدودیت‌های اصلی در متون فنی موجود، صرف‌نظر از وجود هوا در جریان و اشباع در نظر گرفتن جریان‌های واریزه‌ای است. این فرض، در شیب‌های تند و برای جریان‌های غیراشباع، مصداق ندارد؛ چراکه در چنین مواردی، علاوه بر نوسانات فشار آب منفذی، فشار هوای منفذی نیز بر چگونگی توسعه جریان و تعیین نقطه حدودی توقف آن، تأثیرگذار بوده و در نتیجه، نیاز است که نوسانات فشار هوای منفذی نیز، در تحلیل‌ها، لحاظ شود. لازم به ذکر است که دینامیک و سرعت قابل توجه جریان‌های واریزه‌ای، باعث می‌شود متغیرهای مستقل تنش، به‌صورت موضعی، پیوسته، در حال تغییر باشند و این موضوع، مدل‌سازی عددی را با چالش‌های متعددی مواجه می‌کند. یک راه‌حل ممکن، مدل‌سازی با استفاده روش نقطه ماده، MPM^۱، است. این روش، مبتنی بر دیدگاه ترکیبی اویلری-لاگرانژی بوده و معمولاً برای مدل‌سازی پدیده‌هایی که تغییر شکل‌های بسیار بزرگ را تجربه می‌کنند، استفاده می‌شود [۷۴ و ۷۵]. با این حال، نوسانات عددی در MPM، می‌تواند منجر به ناپایداری روش حل و تولید نتایج نادرست شود [۲۷]. دکارلوجیو و همکاران [۲۷]، فیزیکی رفتاری جریان ناشی از گسیختگی یک توده غیراشباع و وقوع فرسایش و رسوب‌گذاری در طول مسیر را با استفاده از MPM، بررسی کردند؛ اما مدل آن‌ها، قابلیت لحاظ تغییرات فاز گاز در جریان را نداشت و فشار گاز، در طول فرآیند، ثابت فرض شد. بنابراین، با توجه به لزوم توجه به توسعه و تغییر فشار منفذی هوا و محدودیت‌های روش‌های عددی موجود، توسعه چارچوب‌های نظری مرتبط را می‌توان به‌عنوان افق آتی پژوهش‌های پیش‌رو، مدنظر قرار داد.

از سوی دیگر، با توجه به اینکه تلاطم جریان‌های متراکم نسبت به جریان‌های دارای فاز سیال غالب کم‌تر است و در نتیجه قدرت تخریب کم‌تری دارند، تاکنون، تمرکز عمده پژوهش‌ها، بر جریان‌های سریع و مخرب بوده است؛ با این حال، جریان‌های متراکم در کنار دره‌ها و حاشیه ارتفاعات در حال فرسایش، که در آن‌ها سنگ و خاک توسط فرآیندهای هوازدگی سست شده و به سمت پایین‌دست

^۱ Material Point Method

ابزارگذاری در آن، با محدودیت‌ها و چالش‌های متعددی مواجه است. بنابراین، در مطالعات آتی، به توسعه مدل‌های عددی برای پیش‌بینی فرآیند وقوع فرسایش در بسترهای غیراشباع با اعمال تأثیر توأم خصوصیات هیدرولوژیکی و مکانیکی، نیاز است.

۶. نتیجه‌گیری

در این مقاله، به مرور فیزیک رفتاری جریان‌های واریزه‌ای، برخی از مهم‌ترین مؤلفه‌های تأثیرگذار در قدرت تخریب این جریان‌ها و چالش‌های پیش‌رو، پرداخته شد. نتایج کلیدی به شرح زیر است:

۱- تلاطم و میزان مسافت طی‌شده جریان‌های واریزه‌ای، به نوسانات فشار منفذی وابسته است. اگر زمان لازم برای محوشدن فشار سیال منفذی جریان کوتاه‌تر از زمان توسعه و گسترش جریان باشد، افزایش اصطکاک ذرات خاک با بستر، باعث کاهش مسافت طی‌شده می‌شود. در صورتیکه محوشدن فشار سیال منفذی، طولانی‌تر از مدت توسعه و گسترش جریان باشد، جریان روانگرا، به طی مسافت‌های طولانی ادامه می‌دهد و در صورت برابری این دو زمان با یکدیگر، فشار سیال منفذی، تا زمان رسیدن به منطقه رسوب‌گذاری، دوام خواهد داشت. در این حالت، اندرکنش فاز سیال و جامد، نقش مهمی در تفسیر رفتار جریان واریزه‌ای ایفا می‌کند.

۲- در ساختگاه‌های دارای خاک شل، اگر تراکم، سریع‌تر از خروج سیال منفذی رخ دهد، جاری‌شدن مصالح بستر و وقوع جریان واریزه‌ای، محتمل است. در ساختگاه با بستر متراکم، از سوی دیگر، در صورتیکه در حین گسیختگی، بارندگی یا رواناب وجود نداشته باشد، خاک بستر اتساع و سپس در تغییر مکان‌های بسیار بزرگ، تراکم، افزایش موقت فشار سیال منفذی و در نهایت جاری‌شدن را تجربه می‌کند. در غیر این صورت، نفوذ آب به داخل توده در حال گسیختگی، اثر اتساع را خنثی کرده و منجر به وقوع جریان می‌شود.

۳- مورفولوژی و تغییرات شیب بستر، نقش تعیین‌کننده‌ای در حجم فرسایش دارند. میزان فرسایش بستر در شیب‌های یکنواخت، به مراتب از بسترهای دارای شیب طولی متغیر، کم‌تر است.

۴- جریان‌های واریزه‌ای، به دو دسته جریان‌های کاملاً اشباع و جریان‌های غیراشباع تقسیم می‌شوند. جریان‌های اشباع، در شیب‌های ملایم مشاهده می‌شوند، در حالیکه جریان‌های غیراشباع، در شیب‌های تند، رخ می‌دهند و در آن‌ها نمی‌توان وجود هوا را نادیده

حرکت می‌کنند، مشاهده می‌شوند [۱۲] و بررسی رفتار آن‌ها، حائز اهمیت است. سانگ و همکاران [۳۳]، برای اولین بار، رفتار این جریان‌ها هنگام برخورد به موانع را در آزمایشگاه مورد بررسی قرار دادند؛ اما آزمون‌های آن‌ها، بر خلاف آنچه در طبیعت رخ می‌دهد، با استفاده از ریزکره‌های شیشه‌ای با ابعاد یکسان انجام شد. علاوه بر این، در رابطه پیشنهادی آن‌ها برای محاسبه نیروی وارد بر مانع، به برآورد ارتفاع رسوبات انباشته‌شده در بالادست مانع با اعمال نوسانات فشار سیال منفذی نیاز است، که در حال حاضر، چنین مدلی برای محاسبه ارتفاع رسوب، که بسیار حائز اهمیت است، وجود ندارد.

همچنین، فرض نظریه‌های فعلی، وجود بستر کاملاً اشباع هنگام وقوع فرسایش است [۵۶]؛ با این حال، بستر کاملاً اشباع، به ندرت در طبیعت مشاهده می‌شود. در نتیجه، مطالعات فعلی در ارتباط با تأثیر بستر غیراشباع بر فرآیند فرسایش، بسیار محدود هستند و از فرسایشی که توسط بدنه و دنباله جریان ایجاد می‌شود، چشم‌پوشی کرده‌اند. علاوه بر این، دانش فعلی در خصوص تأثیر فاز سیال و نوسانات فشار منفذی جریان‌های واریزه‌ای بر فرسایش بستر غیراشباع بسیار محدود است و تمرکز عمده مطالعات آزمایشگاهی در این زمینه، بر جریان‌های دانه‌ای خشک بوده است.

جمع‌بندی یافته‌ها از متون فنی موجود، نشان می‌دهد که در مدل‌های فعلی محاسبه حجم فرسایش، از اعمال تأثیر ترکیب مصالح بستر بر فرآیند فرسایش، صرف‌نظر شده است. در حالیکه ترکیب بستر، خصوصاً میزان رس، بر نوسانات فشار منفذی و میزان فرسایش، تأثیرگذار است. در نتیجه، به توسعه مدلی که بتواند با لحاظ تأثیر توأم ترکیب جریان و ترکیب بستر غیراشباع، حجم فرسایش را برآورد کند، نیاز است.

از طرفی، تمرکز اکثر پژوهش‌های پیشین، بر مطالعه فرآیند آبشستگی بستر در اثر عبور جریان‌های واریزه‌ای بوده و دانش فعلی در خصوص فرآیند وقوع فرسایش توده‌ای بستر، بسیار محدود است. بر اساس نتایج مطالعه سانگ و همکاران [۷۲]، می‌توان استنباط نمود که وقوع فرسایش توده‌ای و حجم آن، به شیب بستر، سرعت جریان، میزان رطوبت بستر و نفوذپذیری مصالح آن، وابسته است. با این حال، این نتایج، کیفی و بر اساس مشاهدات آزمایشگاهی بوده و جریان رواناب نیز، منحصرأ از آب خالص به‌وجود آمده است. از سوی دیگر، تحلیل کمی، نیازمند اندازه‌گیری تغییرات رطوبت بستر است که

لایه سطحی بستر، به سرعت اشباع می‌شود. در مقابل، برای تعیین حجم فرسایش توده‌ای، باید رطوبت اولیه بستر غیراشباع را مدنظر قرار داد. در رطوبت‌های کم‌تر از رطوبت بحرانی، تشکیل سطح تماس ضعیف میان جبهه ترشونده با خاک زیرین، احتمال وقوع فرسایش توده‌ای را افزایش می‌دهد. در حالیکه در رطوبت‌های بیشتر از رطوبت بحرانی، این سطح تماس ضعیف، تشکیل نشده و بنابراین، فرسایش توده‌ای، رخ نخواهد داد.

منابع

۱. Hungr, O., McDougall, S., Bovis, M., ۲۰۰۵. Entrainment of material by debris flows, in: *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*, Springer Praxis Books. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. ۱۳۵-۱۵۸. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_7.
۲. Iverson, R.M., ۲۰۱۴. Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology today*, ۳۰(۱), pp. ۱۵-۲۰. <https://doi.org/10.1111/gto.12037>.
۳. Iverson, R.M., ۱۹۹۷. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, ۳۵(۳), pp. ۲۴۵-۲۹۶. <https://doi.org/10.1029/97RG00426>.
۴. Iverson, R.M., Reid, M.E., Logan, M., LaHusen, R.G., Godt, J.W. and Griswold, J.P., ۲۰۱۱. Positive feedback and momentum growth during debris-flow entrainment of wet bed sediment. *Nature Geoscience*, ۴(۲), pp. ۱۱۶-۱۲۱. <https://doi.org/10.1038/ngeo1040>.
۵. Iverson, R.M., ۲۰۰۵. Debris-flow mechanics. *Debris-flow hazards and related phenomena*, ۸, pp. ۱۰۵-۱۳۴. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_6.
۶. Tian, S., Hu, G., Chen, N., Rahman, M., Han, Z., Somos-Valenzuela, M. and Maurice Habumugisha, J., ۲۰۲۲. Extreme climate and tectonic controls on the generation of a large-scale, low-frequency debris flow. *Catena*, ۲۱۲, p. ۱۰۶۰۸۶. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106086>.
۷. Hirschberg, J., Fatichi, S., Bennett, G.L., McArdeell, B.W., Peleg, N., Lane, S.N., Schlunegger, F. and Molnar, P., ۲۰۲۱. Climate change impacts on sediment yield and debris-flow activity in an alpine catchment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, ۱۲۶(۱), p.e2020JF005739. <https://doi.org/10.1029/2020JF005739>.
۸. Wang, D., Chen, Z., He, S., Liu, Y. and Tang, H., ۲۰۱۸. Measuring and estimating the impact pressure of debris flows

گرفت.

۵- فرض وجود بستر اشباع در اکثر مدل‌های برآورد حجم فرسایش، فرضی غیر واقع‌گرایانه است. نرخ وقوع فرسایش، در بسترهای مرطوب بسیار سریع‌تر از نرخ وقوع آن در بسترهای خشک بوده و سرعت جریان واریزه‌ای و اندازه حرکت آن در بسترهای غیراشباع، به مراتب، بیشتر از بسترهای خشک است.

۶- میزان رطوبت اولیه بستر، نقشی در مقدار آبستستگی ندارد؛ چراکه on bridge piers based on large-scale laboratory experiments. *Landslides*, ۱۵, pp. ۱۳۳۱-۱۳۴۵. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0944-x>.

۹. Hürlimann, M., Coviello, V., Bel, C., Guo, X., Berti, M., Graf, C., Hübl, J., Miyata, S., Smith, J.B. and Yin, H.Y., ۲۰۱۹. Debris-flow monitoring and warning: Review and examples. *Earth-Science Reviews*, ۱۹۹, p. ۱۰۲۹۸۱. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102981>.

۱۰. Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shieh, Y.C., Liu, S.H. and Lee, S.Y., ۲۰۰۴. Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering geology*, ۷۱(۱-۲), pp. ۴۹-۶۱. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(03\)0125-X](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(03)0125-X).

۱۱. Sato, H.P. and Harp, E.L., ۲۰۰۹. Interpretation of earthquake-induced landslides triggered by the ۱۲ May ۲۰۰۸, M_W ۹ Wenchuan earthquake in the Beichuan area, Sichuan Province, China using satellite imagery and Google Earth. *Landslides*, ۶, pp. ۱۵۳-۱۵۹. <https://doi.org/10.1007/s10346-009-0147-6>.

۱۲. Iverson, R.M., Reid, M.E. and LaHusen, R.G., ۱۹۹۷. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, ۲۵(۱), pp. ۸۵-۱۳۸. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.85>.

۱۳. Bogaard, T.A. and Greco, R., ۲۰۱۶. Landslide hydrology: from hydrology to pore pressure. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, ۳(۳), pp. ۴۳۹-۴۵۹. <https://doi.org/10.1002/wat2.1126>.

۱۴. Gregoretto, C., Degetto, M., Bernard, M., Crucil, G., Pimazzoni, A., De Vido, G., Berti, M., Simoni, A. and Lanzoni, S., ۲۰۱۶. Runoff of small rocky headwater catchments: Field observations and hydrological modeling. *Water Resources Research*, ۵۲(۱۰), pp. ۸۱۳۸-۸۱۵۸. <https://doi.org/10.1002/2016WR018675>.

15. Pierson, T.C., 2020. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington, in: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope Processes*. Routledge, pp. 269–296. <https://doi.org/10.4324/978103288440-13>.
16. De Haas, T., McArdell, B.W., Nijland, W., Åberg, A.S., Hirschberg, J. and Huguenin, P., 2022. Flow and bed conditions jointly control debris-flow erosion and bulking. *Geophysical Research Letters*, 49(10), p.e2021GL097611. <https://doi.org/10.1029/2021GL097611>.
17. Iverson, R.M., Logan, M., LaHusen, R.G. and Berti, M., 2010. The perfect debris flow? Aggregated results from 24 large-scale experiments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3). 2009JF015144. <https://doi.org/10.1029/2009JF015144>.
18. Pouliquen, O., Delour, J. and Savage, S.B., 1997. Fingering in granular flows. *Nature*, 386(6627), pp.816–817. <https://doi.org/10.1038/386816a>.
19. Tiranti, D., Bonetto, S., Mandrone, G., 2008. Quantitative basin characterisation to refine debris-flow triggering criteria and processes: an example from the Italian Western Alps. *Landslides*, 5, 45–57. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0111-4>.
20. Hürlimann, M., McArdell, B.W. and Rickli, C., 2015. Field and laboratory analysis of the runout characteristics of hillslope debris flows in Switzerland. *Geomorphology*, 232, pp.20–32. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.030>.
21. McCoy, S.W., Kean, J.W., Coe, J.A., Staley, D.M., Wasklewicz, T.A. and Tucker, G.E., 2010. Evolution of a natural debris flow: In situ measurements of flow dynamics, video imagery, and terrestrial laser scanning. *Geology*, 38(8), pp.1235–1238. <https://doi.org/10.1130/G30928.1>.
22. D'Agostino, V., Cesca, M. and Marchi, L., 2010. Field and laboratory investigations of runout distances of debris flows in the Dolomites (Eastern Italian Alps). *Geomorphology*, 115(3–4), pp.294–304. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.032>.
23. Tayyebi, S.M., Pastor, M., Stickler, M.M., 2021. Two-phase SPH numerical study of pore-water pressure effect on debris flows mobility: Yu Tung debris flow. *Computers and Geotechnics*, 132, 103973. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2020.103973>.
24. Johnson, C.G., Kokelaar, B.P., Iverson, R.M., Logan, M., LaHusen, R.G. and Gray, J.M.N.T., 2012. Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1). 2011JF002185. <https://doi.org/10.1029/2011JF002185>.
25. Coussot, P., 1995. Structural similarity and transition from Newtonian to non-Newtonian behavior for clay-water suspensions. *Physical review letters*, 74(20), p.3971. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.74.3971>.
26. Takayama, S., Karasawa, R. and Imaizumi, F., 2022. Depth-averaged mixture model for development processes of debris flows over a steep unsaturated mobile bed. *Landslides*, pp.1–15. <https://doi.org/10.1007/s10346-022-02028-8>.
27. Di Carluccio, G., Pinyol, N.M., Alonso, E.E. and Hürlimann, M., 2022. Liquefaction-induced flow-like landslides: The case of Valarties (Spain). *Géotechnique*, 74(4), pp.307–324. <https://doi.org/10.1138/jgeot.21.0112>.
28. Zheng, H., Niu, W., Mao, W. and Huang, Y., 2022. Effect of gravity on granular material flows. *Computers and Geotechnics*, 117, p.106228. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2022.106228>.
29. Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, pp.167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0437-y>.
30. Song, D., Bai, Y., Chen, X.Q., Zhou, G.G., Choi, C.E., Pasuto, A. and Peng, P., 2022. Assessment of debris flow multiple-surge load model based on the physical process of debris-barrier interaction. *Landslides*, 19(5), pp.1165–1177. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-1177-3>.
31. Bowman, E.T., Laue, J., Imre, B. and Springman, S.M., 2010. Experimental modelling of debris flow behaviour using a geotechnical centrifuge. *Canadian geotechnical journal*, 47(7), pp.742–762. <https://doi.org/10.1139/T09-141>.
32. Iverson, R.M. and George, D.L., 2014. A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatancy. I. Physical basis. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 470(2170), p.20130819. <https://doi.org/10.1098/rspa.2013.0819>.
33. Song, D., Chen, X., Sadeghi, H., Zhong, W., Hu, H. and Liu, W., 2022. Impact Behavior of Dense Debris Flows Regulated by Pore-Pressure Feedback. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(12), p.e2022JF007074. <https://doi.org/10.1029/2022JF007074>.
34. Major, J.J., 2000. Gravity-driven consolidation of

granular slurries: implications for debris-flow deposition and deposit characteristics. *Journal of sedimentary research*, 70(1), pp.64-83. <https://doi.org/10.1306/2DC4-8FF-0E47-11D7-8643-00102C1865D>.

35. Zheng, H., Shi, Z., Kaitna, R., Zhao, F., de Haas, T. and Hanley, K.J., 2023. Control mechanisms of pore-pressure dissipation in debris flows. *Engineering Geology*, 317, p.107076. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107076>.

36. Major, J.J. and Iverson, R.M., 1999. Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), pp.1424-1434. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1999\)111<1424:DFDEOP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1999)111<1424:DFDEOP>2.3.CO;2).

37. Gong, X.L., Chen, X.Q., Chen, J.G. and Song, D.R., 2023. Effects of material composition on deposition characteristics of runoff-generated debris flows. *Landslides*, 20(12), pp.2603-2618. <https://doi.org/10.1007/s10346-023-02129-0>.

38. De Haas, T., Braat, L., Leuven, J.R.F.W., Lokhorst, I.R., Kleinhans, M.G., 2015. Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. *JGR Earth Surface* 120, 1949-1972. <https://doi.org/10.1002/2015JF003525>.

39. Atkinson, J., 1993. *An introduction to the mechanics of soils and foundations: through critical state soil mechanics*. McGraw-Hill Book Company (UK) Ltd.

40. Das, B.M., 2019. *Advanced soil mechanics*. CRC press.

41. Fleming, R.W., Ellen, S.D. and Alagus, M.A., 1989. Transformation of dilatative and contractive landslide debris into debris flows—an example from Marin County, California. *Engineering Geology*, 27(1-4), pp.201-223. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(89\)90034-3](https://doi.org/10.1016/0013-7952(89)90034-3).

42. Iverson, R.M., Reid, M.E., Iverson, N.R., LaHusen, R.G., Logan, M., Mann, J.E. and Brien, D.L., 2000. Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *science*, 290(5491), pp.513-516. <https://doi.org/10.1126/science.290.5491.513>.

43. Moore, P.L. and Iverson, N.R., 2002. Slow episodic shear of granular materials regulated by dilatant strengthening. *Geology*, 30(9), pp.843-846. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)30<0843:SESOGM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)30<0843:SESOGM>2.0.CO;2).

44. Iverson, R.M., 2005. Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback. *Journal of Geophysical*

Research: Earth Surface, 110(F2), 110, 2004JF000268. <https://doi.org/10.1029/2004JF000268>.

45. Anderson, S.A. and Sitar, N., 1995. Analysis of rainfall-induced debris flows. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121(7), pp.544-552. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1995\)121:7\(544\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1995)121:7(544))

46. Iverson, R.M. and LaHusen, R.G., 1989. Dynamic pore-pressure fluctuations in rapidly shearing granular materials. *Science*, 246(4931), pp.196-199. <https://doi.org/10.1126/science.246.4931.196>.

47. Fuchu, D., Lee, C.F. and Sijing, W., 1999. Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Engineering Geology*, 51(4), pp.279-290. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(98\)0047-7](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(98)0047-7).

48. Budhu, M., 2011. *Soil mechanics and foundations*, 3rd ed. ed. Wiley, New York.

49. Wang, G., Sassa, K. and Fukuoka, H., 2003. Downslope volume enlargement of a debris slide—debris flow in the 1999 Hiroshima, Japan, rainstorm. *Engineering geology*, 69(3-4), pp.309-330. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)0289-2](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)0289-2).

50. Iverson, R.M. and Ouyang, C., 2015. Entrainment of bed material by Earth-surface mass flows: Review and reformulation of depth-integrated theory. *Reviews of geophysics*, 53(1), pp.27-58. <https://doi.org/10.1002/2013RG000447>.

51. Pudasaini, S.P. and Krautblatter, M., 2021. The mechanics of landslide mobility with erosion. *Nature communications*, 12(1), p.6793. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26959-5>.

52. Song, P. and Choi, C.E., 2021. Revealing the importance of capillary and collisional stresses on soil bed erosion induced by debris flows. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(5), p.e2020JF005930. <https://doi.org/10.1029/2020JF005930>.

53. Medina, V., Hürlimann, M. and Bateman, A., 2008. Application of FLATModel, a 2D finite volume code, to debris flows in the northeastern part of the Iberian Peninsula. *Landslides*, 5(1), pp.127-142. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0102-3>.

54. Berger, C., McArdell, B.W. and Schlunegger, F., 2011. Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of Geophysical Research:*

Earth Surface, 116(F1). n/a-n/a.
<https://doi.org/10.1029/2010JF001722>.

55. McDougall, S. and Hungr, O., 2005. Dynamic modelling of entrainment in rapid landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(5), pp.1437-1448. 1437-1448.
<https://doi.org/10.1139/t05-064>.

56. Choi, C.E. and Song, P., 2022. New unsaturated erosion model for landslide: Effects of flow particle size and debunking the importance of frictional stress. *Engineering Geology*, 315, p.107024.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.107024>.

57. Iverson, R.M., 2012. Elementary theory of bed-sediment entrainment by debris flows and avalanches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3).
<https://doi.org/10.1029/2011JF002189>.

58. McCoy, S.W., Kean, J.W., Coe, J.A., Tucker, G.E., Staley, D.M., Wasklewicz, T.A., 2012. Sediment entrainment by debris flows: In situ measurements from the headwaters of a steep catchment. *J. Geophys. Res.* 117, 2011JF002278.
<https://doi.org/10.1029/2011JF002278>.

59. Hu, W., Van Asch, T.W., Zheng, Y., Li, Y., Xu, Q., Huang, R. and McSaveney, M., 2022. Unraveling the effect of a two-layer system on the mobility of rapid gravitational flows. *Engineering Geology*, 297, p.106481.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106481>.

60. Hu, W., Zheng, Y., McSaveney, M., Xu, Q. and van Asch, T., 2022. Fluidization of bed material caused by shear thinning during rock avalanche entrainment: Insights from flume tests and rheological experiments. *Engineering Geology*, 325, p.107276.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.107276>.

61. Hungr, O. and Evans, S.G., 2004. Entrainment of debris in rock avalanches: an analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9-10), pp.1240-1252. <https://doi.org/10.1130/B252362.1>.

62. An, H., Ouyang, C., Wang, F., Xu, Q., Wang, D., Yang, W. and Fan, T., 2022. Comprehensive analysis and numerical simulation of a large debris flow in the Meilong catchment, China. *Engineering Geology*, 298, p.106446.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106446>.

63. Fredlund, D.G., Xing, A., Fredlund, M.D. and Barbour, S.L., 1999. The relationship of the unsaturated soil shear strength to the soil-water characteristic curve. *Canadian geotechnical journal*, 33(3), pp.440-448.

<https://doi.org/10.1139/t99-065>.

64. Vanapalli, S.K., Fredlund, D.G., Pufahl, D.E. and Clifton, A.W., 1999. Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. *Canadian geotechnical journal*, 33(3), pp.379-392. <https://doi.org/10.1139/t99-060>.

65. Fredlund, D.G. and Morgenstern, N.R., 1977. Stress state variables for unsaturated soils. *Journal of the geotechnical engineering division*, 103(5), pp.447-466.
<https://doi.org/10.1061/AJGEB6,0000423>.

66. Lu, N., 2008. Is matric suction a stress variable?. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 134(7), pp.899-905. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-2446\(2008\)134:7\(899\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-2446(2008)134:7(899)).

67. Roelofs, L., Nota, E.W., Flipsen, T.C., Colucci, P. and de Haas, T., 2022. How Bed Composition Affects Erosion by Debris Flows—An Experimental Assessment. *Geophysical Research Letters*, 49(14), p.e2022GL103294.
<https://doi.org/10.1029/2022GL103294>.

68. Baggio, T., Mergili, M. and D'Agostino, V., 2021. Advances in the simulation of debris flow erosion: The case study of the Rio Gere (Italy) event of the 4th August 2017. *Geomorphology*, 381, p.107664.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107664>.

69. Li, P., Wang, J., Hu, K. and Xie, J., 2022. Shedding effects of sediment composition and bed morphology on debris flow dynamics and entrainment mechanism: Insights from laboratory experiments. *Engineering Geology*, p.107495. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.107495>.

70. Chen, J., Zhang, W., Cao, C., Yin, H., Wang, J., Li, W. and Zheng, Y., 2022. The effect of the check dam on the sediment transport and control in debris flow events. *Engineering Geology*, 329, p.107397.
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.107397>.

71. Zheng, H., Hu, X., Shi, Z., Shen, D. and De Haas, T., 2022. Deciphering controls of pore-pressure evolution on sediment bed erosion by debris flows. *Geophysical Research Letters*, 49(5), p.e2022GL108583.
<https://doi.org/10.1029/2022GL108583>

72. Song, P., Yang, J., Choi, C.E. and Zhang, J., 2022. Experimental investigation on scouring vs Mass failure of unsaturated soil bed: Implications for debris flow initiation and erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(4), p.e2022JF007275.
<https://doi.org/10.1029/2022JF007275>.

۷۳. Iverson, R.M., ۲۰۱۵. Scaling and design of landslide and debris-flow experiments. *Geomorphology*, ۲۴۴, pp.۹-۲۰. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.033>.

۷۴. Yerro, A., Alonso, E.E. and Pinyol, N.M., ۲۰۱۵. The material point method for unsaturated soils. *Géotechnique*, ۶۵(۳), pp.۲۰۱-۲۱۷. <http://dx.doi.org/10.1680/geot.14.P.163>.

۷۵. Li, Y., Zhang, J.M. and Wang, R., ۲۰۲۴. An explicit material point and finite volume sequentially coupled method for simulating large deformation problems in saturated soil. *Computers and Geotechnics*, ۱۷۰, p.۱۰۶۲۷۰. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2024.106270>.

موسسه آریستارک
پایه علمی پژوهشی