Sharif Civil Engineering Journal (2025), **41**(2), 90-103

Sharif University of Technology

Sharif Civil Engineering Journal

https://sjce.journals.sharif.edu



Research Note

A Review of the Physics of Debris Flows and the Significance of Employing the Unsaturated Soil Conditions in Estimating the Erosion Volume

Anahita Aghagoli and Hamed Sadeghi*

Department of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran.
* corresponding author:(hsadeghi@sharif.edu)

Article Info

Article history:

Received: 20 February 2024

Revised: 13 May 2024

Accepted: 19 June 2024

Keywords:

Debris flow,
climate change,
landslide,
erosion,
unsaturated soil.

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 change. 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 the 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.

Funding

The financial support provided by the Research Grant Office at Sharif University Technology by way of grants G4010902 and QB020105 is gratefully acknowledged.

Conflicts of interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Authors contribution statement

Anahita Aghagoli: Investigation, Formal Analysis, Writing – Original Draft, Visualization
Hamed Sadeghi: Conceptualization (Lead), Supervision, Writing – Review & Editing, Project Administration
...

To Cite this article:
Aghagoli, A. and Sadeghi, H. 2025. A review of the physics of debris flows and the significance of employing the unsaturated soil conditions in estimating the erosion volume, Sharif Civil Engineering Journal, **41**(2), 90-103.
https://doi.org/10.24200/j30.2024.64086.3304

E-ISSN: 2676-4776 © 2025 The Author(s). Sharif Civil Engineering Journal, Published by Sharif University of Technology

This is an open access article under the CC-BY 4.0 license.

مجله علمی مهندسی عمران شریف

https://sjce.journals.sharif.edu

یادداشت فنی

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

آناهیتا آقاگلی و حامد صادقی *

دانشکده‌ی مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف، تهران، ایران.

*نویسنده مسئول (hsadeghi@sharif.edu)

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت : ۱۴۰۲/۱۲/۰۱

تاریخ اصلاحیه : ۱۴۰۳/۰۲/۲۴

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۳/۰۳/۳۰

واژگان کلیدی:

جریان واریزه‌ای،

تغییر اقلیم،

زمین‌لغزش،

فرسایش،

خاک غیراشباع.

چکیده

جریان‌های واریزه‌ای، جریان‌های سریع مخلوط آب و توده‌های گسیخته‌شده‌ی خاک و سنگ با قدرت تخریب قابل‌توجه در مناطق کوهستانی هستند؛ که تناوب وقوع آن‌ها، به‌علت تغییرات اقلیم، افزایش یافته است. کنترل خسارت‌های جریان‌های واریزه‌ای، مستلزم پیش‌بینی مسافت طی‌شده و برآورد حجم آن‌هاست؛ اما وقوع فرسایش بستر، تغییر پیوسته‌ی حجم، و ترکیب جریان را در پی دارد. از آنجایی که بسترهای کاملاً اشباع، به‌ندرت در طبیعت مشاهده می‌شوند، برآورد میزان فرسایش، مستلزم به‌کارگیری اصول موضوع مکانیک خاک غیراشباع است. بنابراین، در نوشتار حاضر، به مؤلفه‌های تأثیرگذار در 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 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.

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 سُست، در جهت شیب به‌وجود می‌آیند. حجم جریان‌های واریزه‌ای در حین حرکت به سمت پایین‌دست، به‌علت فرسایش می‌تواند تا بیش از ۵۰ برابر حجم اولیه افزایش یابد،[۱] و امواج تند حامل قطعات سنگی که گاهی ارتفاع‌شان از ۱۰متر نیز فراتر می‌رود، باعث می‌شوند قدرت تخریب جریان‌های مذکور با انرژی پتانسیل بیشتر از 10^{16} ژول، قابل‌توجه 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]

ایفای نقش هر دو فاز جامد و سیال به‌عنوان نیروی محرک در حرکت جریان، جریان‌های واریزه‌ای را از سایر جریان‌های ژئوفیزیکی، مانند بهمن سنگ[1]، متمایز می‌کند.[۳] با اینکه جریان‌های واریزه‌ای، معمولاً اشباع در نظر گرفته می‌شوند، اما تفاوت قابل‌توجهی میان جریان‌های واریزه‌ای با سیلاب‌ها که در آن‌ها رسوب‌ها، 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] نقطه‌ی 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 جریان‌های ناشی از ریزش سنگ نیز نمی‌توان در نظر گرفت، چرا که اندرکنش میان فاز سیال و جامد، از اساسی‌ترین مشخصه‌های جریان‌های واریزه‌ای است.[۵]

در دهه‌های اخیر، وقوع جریان‌های واریزه‌ای و خسارت‌های ناشی از آن‌ها، به‌علت تغییرات اقلیم افزایش یافته است.[۶ و ۷] پیش‌بینی و مدیریت خسارت‌های ناشی از جریان‌های واریزه‌ای، مستلزم شناسایی علل احتمالی رخداد آن‌ها در مناطق مستعد، برآورد حجم، مسافت طی‌شده‌ی جریان، و درنهایت، مناطق و زیرساخت‌های در معرض خطر است. در نوشتار حاضر، ضمن بررسی علل وقوع جریان‌های واریزه‌ای و فیزیک رفتاری آن‌ها، چالش‌های پژوهشی موجود نیز بررسی شده 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

[1] Rock avalanche

استناد به این مقاله:

آقاگلی، آناهیتا و صادقی، حامد، ۱۴۰۴. مروری بر فیزیک جریان‌های واریزه‌ای و اهمیت به‌کارگیری شرایط خاک غیراشباع در برآورد حجم فرسایش. مهندسی عمران شریف، ۴۱(۲)، صص.۹۰-۱۰۳. https://doi.org/10.24200/j30.2024.64086.3304

حق مولف © نویسندگان

شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۴۷۷۶

ناشر: دانشگاه صنعتی شریف

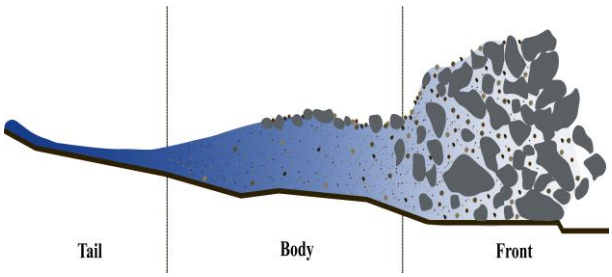
انبساط حجمی جریان، تفسیر چگونگی توسعه و به تبع آن، برآورد قدرت تخریب، سرعت، و حجم جریان‌های واریزه‌ای را پیچیده می‌کنند. در بخش حاضر، پس از ذکر عوامل مؤثر در شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای، نیمرخ طولی آن‌ها بررسی و سپس به چگونگی تأثیر مصالح تشکیل‌دهنده‌ی جریان در مسافت طی‌شده و قدرت تخریب آن پرداخته شده است.

۱.۲. علل وقوع جریان‌های واریزه‌ای

بارندگی و زلزله، دو عامل افزایش تناوب جریان‌های واریزه‌ای هستند.[۹ و ۱۰] دوره‌ی بازگشت جریان‌های واریزه‌ای در تایوان، پس از زلزله‌ی «چی‌چی[1]»، از ۵ سال به ۲ سال کاهش پیدا کرد و حدود آستانه‌ی شدت بارندگی و بارندگی تجمعی بحرانی برای شروع جریان واریزه‌ای، به $\frac{1}{3}$ مقادیر پیش از وقوع زلزله کاهش یافته‌اند.[۱۰] بررسی‌های میدانی نشان داده‌اند در اثر زمین‌لرزه، حجم قابل‌توجهی از مصالح سُست به‌وجود 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، جریان‌های ناشی از: ۱) زمین‌لغزش، و ۲) وقوع رواناب. در دسته‌ی اول، جریان به‌علت نفوذ آب باران به داخل بستر، افزایش فشار آب حفره‌ای، گسیختگی شیروانی، و حرکت آن به سمت پایین‌دست رخ می‌دهد.[۱۲ و ۱۳] دسته‌ی دوم، جریان‌های واریزه‌ای ناشی از رواناب، به واسطه‌ی بارندگی‌های شدید کوتاه‌مدت رخ می‌دهند، که عموماً با ریزش سنگ نیز همراه هستند و سرعت و قدرت تخریب‌شان بسیار بیشتر از جریان‌های دسته‌ی اول است.[۹ و ۱۴]

۲.۲. پروفیل جریان و مسافت طی‌شده

پروفیل عمده‌ی جریان‌های واریزه‌ای را می‌توان مطابق شکل ۱ به سه ناحیه‌ی: «جبهه[2]»، «بدنه[3]»، و «دنباله[4]» تقسیم کرد.[۱۵ و ۱۶] دنباله‌ی جریان، ضخامت، و حجم رسوب‌های ناچیزی دارد و عمده‌ی حجم آن، از آب تشکیل می‌شود.[۳] فشار سیال منفذی در پایین‌ترین بخش جبهه‌ی جریان، نزدیک به صفر است، اما با پیشروی به سمت بخش‌های انتهایی جریان افزایش می‌یابد.[۳ و ۱۵] جبهه‌ی جریان، به علت وقوع فرآیند جدایی ذرات براساس ابعاد[5]، معمولاً حامل سنگ و درشت‌دانه‌ترین ذرات است. از آنجایی‌که ذرات درشت‌دانه، نفوذپذیری زیادی دارند، سیال منفذی جبهه‌ی جریان زهکش می‌شود و این بخش از جریان، معمولاً غیراشباع است. تجمع قطعات سنگی و مواد درشت‌دانه در جبهه‌ی جریان باعث می‌شود بخش جلویی آن مانند یک سد عمل کند، و حرکت جریان اشباع و روان بدنه‌ی جریان به سمت پایین شیب محدود شود، که افزایش ناگهانی دبی و عمق در بدنه را منجر می‌شود.[۱۵] با پیشروی جبهه‌ی جریان به سمت پایین‌دست، بخشی از ذرات موجود در بدنه، که در مقایسه با جبهه‌ی آن شامل ذرات ریزدانه و روان‌تر هستند، از بالای ناحیه‌ی ضخیم جبهه‌ی جریان سقوط و جلوتر از آن به بستر برخورد می‌کنند و از سرعت‌شان کاسته می‌شود؛ بنابراین، مساحت سد متحرک در جلوی جریان، به واسطه‌ی جهش و سقوط ذرات درشت‌دانه‌ی موجود در سطح آزاد بدنه، به صورت پیوسته افزایش می‌یابد.[۱۷] از طرفی، مقاومت جبهه‌ی جریان در برابر حرکت، در مقطع عرضی بخش جلویی جریان، ناپایداری ایجاد می‌کند، که باعث ریزش ذرات این بخش به کناره‌ها و به‌وجودآمدن خاکریزهایی در طرفین مسیر می‌شود.[۱۸]



شکل ۱. نیمرخ طولی جریان واریزه‌ای.

مسافت طی‌شده و زمان توقف جریان، تحت تأثیر نوسان‌های فشار منفذی است. هنگامی که اضافه فشار حفره‌ای از فشار هیدروستاتیک تجاوز کند، سبب کاهش مقاومت برشی و افزایش تحرک جریان می‌شود.[۳] براساس مقدار فشار حفره‌ای، بعضی از جریان‌ها پس از طی مسافت کوتاهی متوقف می‌شوند، در حالی که برخی دیگر، مسافت‌های طولانی را می‌پیمایند و درنهایت، 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 صورتی که مدت‌زمان لازم برای محوشدن فشار منفذی کوتاه‌تر از زمان توسعه و گسترش جریان باشد، سیال منفذی به سرعت زهکش می‌شود.[۲۳] در این حالت، به‌علت 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 زهکشی‌نشده است؛ اما در صورتی که زمان لازم برای خروج سیال منفذی مشابه زمان موردنیاز برای توسعه‌ی 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 است 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 معلقی است، که خلل و فرج میان ذرات درشت‌دانه را پُر می‌کنند و لزجت سیال را افزایش می‌دهند،[۲۵] و باعث کاهش تماس میان ذرات و افزایش تحرک جریان می‌شوند.[۳] از طرفی، تکانه[6]، فقط در اثر تماس مستقیم منتقل می‌شود؛ اما ذرات ریزدانه، در اثر شناوری، لزجت، و آشفتگی جریان بدون اینکه با یکدیگر برخورد و تماس مستقیم داشته باشند، معلق می‌مانند؛ در نتیجه، ذرات ریزدانه، جزء فاز جامد در نظر گرفته نمی‌شوند.[۵] بنابراین، منظور از فاز سیال در جریان‌های واریزه‌ای، مجموع آب و ذرات ریزدانه‌ی 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، به‌علت جرم حجمی و لزجت ناچیز و همچنین تراکم‌پذیری زیاد صرف‌نظر شده است؛ زیرا فرض بر آن است که تأثیر هوا در 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،

[1] Chi Chi earthquake
[2] Front
[3] Body
[4] Tail
[5] Size segregation
[6] Momentum

در شیب‌های تند، زوایای شیب بیشتر از °۲۲ رخ می‌دهند و از ۳ لایه تشکیل می‌شوند:[۲۶]

۱) لایه‌ی تحتانی که در تماس با بستر است، ۲) لایه‌ی میانی، که در آن جنبش و برخورد ذرات با یکدیگر قابل‌توجه است، و ۳) لایه‌ی بالایی که در تماس با هوا و غیراشباع است و هوا نیز، در فاز سیال وجود دارد. بنابراین، در چنین جریان‌هایی نمی‌توان از وجود هوا صرف‌نظر کرد. همچنین، در نرخ‌های کوچک کرنش برشی، مانند زمانی که شیب بستر ناچیز و سرعت جریان کم است، ذرات خاک، با یکدیگر در تماس هستند و نیروی غالب، نیروی اصطکاک میان آن‌هاست. در مقابل، در نرخ‌های بزرگ کرنش، در شرایطی که غلظت ذرات کم و شیب بستر تند است، برخورد ذرات خاک با یکدیگر غالب است و وجود هوا را نمی‌توان نادیده گرفت.[۲۷ و ۲۸]

فاز جامد در جریان‌های واریزه‌ای، درصدهای حجمی ۴۰-۸۰ 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، در پاسخ فشار سیال منفذی تأثیر می‌گذارد،[۳۲] و سیال منفذی نیز خود، میزان توسعه و گسترش جریان، مسافت طی‌شده، و نیرویی که در پایین‌دست بر زیرساخت‌ها وارد خواهد شد، را تعیین می‌کند؛ بنابراین، برآورد درصد حجمی فاز جامد، حائز اهمیت است.

سانگ[۷] و همکاران (۲۰۲۳)،[۳۳] رفتار جریان‌های متراکم دارای فاز جامد بیشتر از ۵۰٪ را هنگام برخورد به مانع بررسی کرده‌اند. عکس‌العمل 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 پایین‌دست است؛ و ۲) از مهم‌ترین مشخصه‌هایی است که باید در طراحی سازه‌های مستهلک‌کننده‌ی انرژی جریان، لحاظ شود. ایشان ریزکره‌های شیشه‌ای با قطر ۰/۶ میلی‌متر را به‌عنوان فاز جامد در نظر گرفتند و جریان‌های واریزه‌ای متراکم با درصد حجمی فاز جامد۶۰ را در آزمایشگاه شبیه‌سازی کردند. مشاهده‌های آن‌ها نشان داد برخلاف 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، به‌صورت غیرخطی خواهد بود و تغییر فشار منفذی در نقاطی که انبساط حجمی را تجربه می‌کنند، با یکدیگر برابر نیست؛ بنابراین، تأثیر آن به‌صورت موضعی است.[۳۳] میزان تأثیرپذیری رفتار جریان از تغییرات فشار سیال منفذی در نفوذپذیری جریان،[۳۴] و در نتیجه مدت زمانی که به طول می‌انجامد تا فشار سیال منفذی موضعی ایجادشده در کل ضخامت جریان واریزه‌ای اثر بگذارد، بستگی دارد.[۳۳] مشاهده‌های سانگ و همکاران نشان داد فشار منفذی منفی ناشی از انبساط حجمی جریان متراکم، در مدت حدود ۱ ثانیه ایجاد شده است، 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. همچنین، سانگ و همکاران برای برآورد نیروی وارد بر موانع در اثر برخورد جریان‌های متراکم (F)، رابطه‌ی ۱ را ارائه داده‌اند:

$$F = 0.5 k_{\mathrm{H}} \rho g H^2 \cos\theta \qquad (۱)$$

که در آن، k_{H} ضریب فشار جانبی خاک، ρ جرم حجمی، g شتاب گرانش زمین، H ارتفاع رسوب‌های انباشته‌شده در بالادست مانع، و θ زاویه‌ی شیب هستند. یکی از چالش‌های محاسبه‌ی نیرو با استفاده از رابطه‌ی ۱، محاسبه‌ی مقدار H است؛ در حال حاضر، روشی که قادر به برآورد ارتفاع رسوب‌های پشت مانع با اعمال اثر پاسخ فشار منفذی باشد، وجود ندارد.[۳۳] با اینکه مطالعات سانگ و همکاران برای اولین بار جنبه‌های ناشناخته‌ی متعددی از فرآیند برخورد جریان‌های واریزه‌ای متراکم به موانع را روشن ساخت، اما ریزکره‌های شیشه‌ای استفاده‌شده در مطالعه‌ی آن‌ها به‌عنوان فاز جامد، ابعاد برابر (۰/۶ میلی‌متر) داشته‌اند، در حالی که جریان‌های واریزه‌ای در طبیعت، بازه‌ی گسترده‌ای از دانه‌بندی را شامل می‌شوند و انبساط حجمی کمتری را تجربه می‌کنند. بنابراین، جریان متراکم شبیه‌سازی‌شده در پژوهش ایشان نمی‌تواند مستقیماً با آنچه در طبیعت رخ می‌دهد، مقایسه شود.

مصالح تشکیل‌دهنده‌ی فاز جامد و سیال جریان، نقش مهمی در چگونگی تغییرات فشار منفذی ایفا می‌کنند؛ چرا که نفوذپذیری اولیه‌ی یک محیط متخلخل، متأثر از ترکیب مصالح،[۳۲] و میزان لزجت آن، تحت تأثیر چگالی سیال است.[۳۴] ژنگ و همکاران (۲۰۲۳)،[۳۵] سرعت محوشدن فشار منفذی را با تغییر در جرم حجمی سیال بررسی کرده و دریافته‌اند هنگامی که آب خالص به‌عنوان سیال منفذی در خلل و فرج وجود داشته باشد، سرعت زهکشی زیاد است و سیال منفذی، سریعاً محو می‌شود. با افزایش جرم‌حجمی سیال منفذی به‌علت اضافه‌شدن 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 بازه‌ی چگالی سیال ۱۲۷۵-۱۲۰۶ کیلوگرم بر مترمکعب، غلظت ذرات ریزدانه، در حدی که باعث انسداد کامل مسیرهای ارتباطی میان منافذ شود، نبوده است؛ در ابتدا، معلق‌بودن ذرات ریزدانه در مسیرهای باریک، باعث کاهش نفوذپذیری به صورت موقتی شده است، اما به‌تدریج، نفوذپذیری بهبود و فشار حفره‌ای سریعاً کاهش یافته است. در مقابل، غلظت زیاد ذرات ریزدانه، مسیرهای ارتباطی باریک میان حفره‌ها را کاملاً مسدود کرده، نفوذپذیری را کاهش داده، و خروج سیال منفذی، به کُندی صورت گرفته است.

ابعاد ذرات خاک در جریان، از مشخصه‌هایی است که مسافت طی‌شده را تحت تأثیر قرار می‌دهد. مسافت طی‌شده‌ی 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] شایان ذکر است برخی مشاهده‌های آزمایشگاهی، عکس این موضوع را گزارش کرده‌اند.[۳۸] در مقابل، افزایش ذرات ریزدانه باعث می‌شود برخورد ذرات با یکدیگر، به‌علت افزایش روانروی و نیروی شناوری کاهش یابد.[۳۲] مشاهده‌های دی‌هاس[۸] و همکاران (۲۰۱۵)،[۳۸] نشان داده است که افزایش میزان رس در جریان، منجر به طی مسافت طولانی‌تر و کاهش مقاومت جریان شده است. با این حال، اگر مقدار رس، بسیار زیاد (بیشتر از ۲۲٪ حجم کل جریان،[۳۸]) باشد، مسافت طی‌شده به‌علت لزجت قابل‌توجه جریان کاهش می‌یابد.

[7] Song

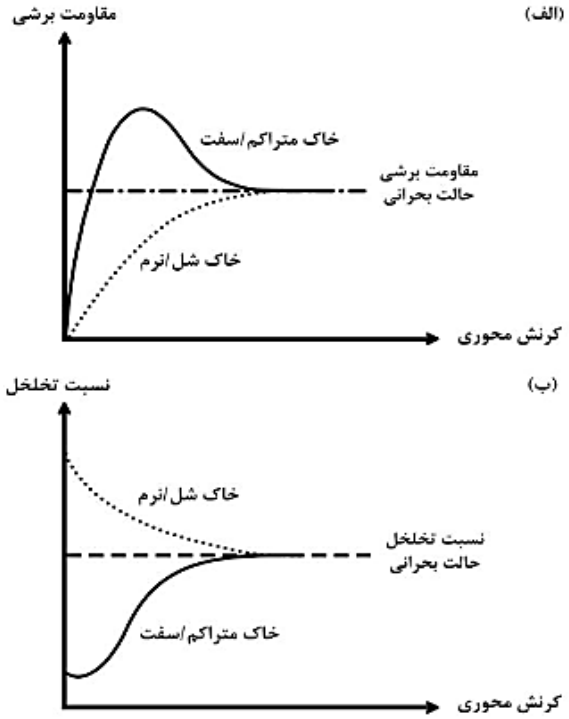
[8] De Haas

در مجموعه‌ی آزمون‌های دی‌هاس و همکاران در فلوم آزمایشگاهی مشاهده شده است در صورتی که سنگ و ذرات درشت‌دانه، ۲۵ الی ۵۰ درصد 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 می‌شود و مسافت طی‌شده افزایش می‌یابد. در حالی که سنگ و ذرات درشت‌دانه، کمتر از ۲۵٪ حجم کل جریان، در حدی که باعث کاهش عرض مسیر شوند، نیستند و درصدهای ذرات درشت‌دانه‌ی بیشتر از ۵۰٪ نیز در جبهه‌ی جریان، مانند یک سد متحرک عمل می‌کنند. برخلاف مشاهده‌های دی‌هاس و همکاران، نتایج بررسی‌های گانگ[9] و همکاران (۲۰۲۳)،[۳۷] نشان داده است با افزایش سنگ و ذرات درشت‌دانه، مستقل از حدود به‌دست‌آمده توسط دی‌هاس و همکاران، مسافت طی‌شده کاهش یافته است. تفاوت، در این است که علی‌رغم غلبه‌ی تنش‌های ناشی از برخورد ذرات بر اصطکاک میان آن‌ها در هر دو مطالعه، تنش‌های ناشی از لزجت جریان در مطالعه‌ی دی‌هاس و همکاران، به‌دلیل استفاده از بازه‌ی دانه‌بندی گسترده‌تر برای شبیه‌سازی جریان، بیشتر از مطالعه‌ی گانگ و همکاران بوده است.

۳. توصیف شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای با استفاده از مفاهیم مکانیک‌خاک حالت بحرانی[10]

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 درنهایت افزایش حجم سیستم می‌شود (پدیده‌ی اتساع[11]). تغییر در نسبت تخلخل خاک و فشار سیال منفذی در اثر انبساط حجمی یا فشردگی، باعث تغییرشکل برشی خاک می‌شود. تغییرشکل اخیر تا زمانی‌که نسبت تخلخل و مقاومت برشی، مستقل از نسبت تخلخل اولیه‌ی 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 شُل تا زمان رسیدن به حد بحرانی، تمایل به متراکم‌شدن دارند.[۴۰] اگر کاهش فضای حفره‌ها 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.[۱۲ و ۴۲-۴۴]

در بسیاری از مطالعات فرض شده است جریان‌های واریزه‌ای، فقط در صورت وجود خاک شُل، که در آن‌ها جرم حجمی توده‌ی خاک کمتر از حالت بحرانی است، رخ می‌دهند؛[۱۲] در صورتی که مشاهده‌های میدانی، وقوع جریان‌های واریزه‌ای در بعضی مناطق دارای خاک متراکم را گزارش کرده‌اند.[۴۱ و ۴۵] در راستای مشاهده‌های ذکرشده، تلاش‌ها برای توضیح چگونگی نوسان‌های فشار سیال منفذی در ساختگاه‌های دارای خاک متراکم افزایش یافته است. شایان ذکر است فرضیه‌های متفاوتی در مورد چگونگی شکل‌گیری جریان‌های واریزه‌ای در ساختگاه‌های مذکور 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 شود و نسبت تخلخل آن از نسبت تخلخل



شکل ۲. (الف) رفتار مقاومت برشی، و (ب) تغییرشکل خاک‌های اشباع شُل و متراکم در شرایط تحکیم یافته‌ی زهکشی‌شده.[۴۸]

حالت بحرانی‌اش فراتر رود؛ که به تبع آن، در تغییرمکان‌های بسیار بزرگ، انقباض و افزایش موقت فشار سیال منفذی رخ می‌دهد.[۱۲ و ۴۶] در صورتی که هنگام شکل‌گیری جریان، بارش باران متوقف نشده باشد و یا رواناب نیز بر روی توده‌ی لغزنده جاری باشد، نفوذ سریع آب به داخل توده‌ی گسیخته‌شده‌ی در حال اتساع، فشار منفذی را افزایش می‌دهد، که منجر به خنثی‌شدن اثر انبساط حجمی در 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 رابطه‌ی پیشنهادی بی‌شاپ[12]، مطابق رابطه‌ی ۲ محاسبه کرد:[۲۷]

$$\sigma'' = \bar{\sigma} - \chi s \qquad (۲)$$

که در آن، σ'' تنش مؤثر در خاک غیراشباع، $\bar{\sigma}$ اختلاف تنش کل و فشار منفذی، χ درجه‌ی اشباع خاک، و s مکش ساختاری است. در ساختگاه‌های مذکور، در نقطه‌ی شروع گسیختگی، هنگامی‌که تنش مؤثر به کمینه‌ی مقدار خود می‌رسد، فشار آب حفره‌ای به‌صورت ناگهانی افزایش می‌یابد؛ با این حال، فشار افزایش‌یافته پایدار نیست و به‌سرعت محو می‌شود. با افزایش فشار آب حفره‌ای در طول چند ثانیه‌ی ابتدایی، سرعت حرکت توده‌ی گسیخته‌شده نیز به مقدار بیشینه‌ی خود می‌رسد و سپس، روند کاهشی را طی می‌کند.[۲۷] نسبت تخلخل نیز، در ثانیه‌های ابتدایی، به‌صورت یکنواخت کاهش می‌یابد، تا زمانی‌که به نسبت تخلخل حالت بحرانی برسد.[۲۷] در نتیجه، در ساختگاه‌های غیراشباع، هنگامی‌که مقاومت برشی خاک بستر از دست رفت، شتاب حرکت توده‌ی گسیخته‌شده افزایش می‌یابد و پس از آن، در مقاومت برشی حالت بحرانی، محوشدن اضافه فشار آب حفره‌ای رخ می‌دهد، که منجر به تحکیم توده‌ی گسیخته‌شده و تسریع در روند توقف جریان می‌شود.[۲۷]

[9] Gong
[10] Critical State Soil Mechanics
[11] Dilation
[12] Bishop's effective stress

۴. فرسایش و تغییر حجم جریان

وقوع فرسایش در طی جریان‌های واریزه‌ای می‌تواند ناشی از آبشُستگی 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 را چندین برابر می‌کند.[۴، ۴۹، و ۵۰] بررسی فرسایش، به این علت حائز اهمیت است که در برآورد انرژی جنبشی و مسافت طی‌شده‌ی جریان و همچنین وسعت مناطق در معرض خطر تعیین‌کننده است؛[۵۱] با این حال، پیشرفت‌ها در زمینه‌ی توضیح دقیق فرآیند فرسایش و چگونگی افزایش حجم جریان، به‌دلیل طبیعت آشفته و متلاطم جریان‌های ژئوفیزیکی و مشکل‌بودن 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 (۲۰۰۸)،[۵۳] فرسایش، گسیختگی برشی مصالح بستر، که در اثر تجاوز تنش برشی از مقاومت برشی رخ می‌دهد، تعریف شده است. در مدل ایشان، 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 رابطه‌ی ۳ تعریف شده است:

$$\tau_b > h\rho g\cos\theta\tan\phi_{bed} \qquad (۳)$$

که در آن، ϕ_{bed} زاویه‌ی اصطکاک داخلی مصالح بستر، h عمق جریان، ρ جرم حجمی جریان، و θ زاویه‌ی شیب نسبت به افق است.

اندازه‌گیری‌های میدانی از جریان‌های واریزه‌ای نشان داده‌اند عمده‌ی حجم فرسایش، در اثر عبور جبهه‌ی 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 بستر بر تنش‌های اصطکاکی غالب هستند.[۵۲ و ۵۵] علاوه‌بر این، در جریان واریزه‌ای منطقه‌ی ایلگفابن[13] سوییس، حین عبور جبهه‌ی جریان از روی بستر، تنش برشی از مقاومت خاک بستر کمتر بوده است؛ با وجود این، فرسایش رخداد نشان می‌دهد رویکردهای مبتنی بر معیار گسیختگی موهر- کولمب، مانند مدل مدینا و همکاران، توصیف جامعی از فرآیند فرسایش ارائه نمی‌کنند.[۵۴]

تنش‌های ناشی از برخورد و ضربه‌ی ذرات به یکدیگر (σ_c) مطابق رابطه‌ی ۴ محاسبه می‌شود:[۵۲]

$$\sigma_c = v_s \rho_s \dot{\gamma}^2 D^2 \qquad (۴)$$

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

سانگ و چویی (۲۰۲۱)،[۵۲] از رابطه‌ی ۴، برای تعریف عدد بی‌بُعد N_{SNCS} ،که برابر با نسبت تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر به مقاومت برشی بستر ($N_{SNCS} = \sigma_c / \tau_f$) است، استفاده کرده‌اند. نرخ فرسایش، $\partial z / \partial t$ ، توسط ایشان با استفاده از رابطه‌ی ۵ محاسبه می‌شود:

$$-\partial z / \partial t = K.N_{SNCS} \qquad (۵)$$

که در آن، K ضریب مربوط به مشخصات مصالح جریان است. با اینکه اثر برخورد ذرات در فرآیند فرسایش در مدل سانگ و چویی لحاظ شده است؛ اما رابطه‌ی ۴، که اساس توسعه‌ی مدل آن‌ها بوده است، بیانگر تنش‌های ناشی از برخورد ذرات به یکدیگر و نه برخورد ذرات به بستر است. بنابراین در رابطه‌ی ۵، از اثر ضربه‌های ناشی از برخورد ذرات به بستر در فرآیند فرسایش چشم‌پوشی شده است.

تنش‌های ناشی از برخورد و ضربه‌ی ذرات به بستر (σ_{bc})، توسط چویی و سانگ (۲۰۲۶)،[۵۶] مطابق رابطه‌ی ۶ تعریف شده است:

$$\sigma_{bc} = \chi g v_f \rho_s D Fr^{2k} \qquad (۶)$$

که در آن، χ ضریب بی‌بُعد مربوط به مقاومت بستر، Fr عدد بی‌بُعد فرود، و k ثابت عددی است. مدل‌های سانگ و چویی (۲۰۲۱)،[۵۲] و چویی و سانگ (۲۰۲۶)،[۵۶] هر دو بر این مبنا توسعه یافته‌اند که بیشترین حجم فرسایش، هنگام عبور جبهه‌ی 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 (۲۰۲۲)،[۱۶] نشان داد اگر چه شدت فرسایش هنگام عبور جبهه‌ی جریان قابل‌توجه است، اما فرسایش ناشی از عبور بدنه و دنباله‌ی جریان قابل چشم‌پوشی نیستند.

در مدل‌های محاسبه‌ی حجم فرسایش مک‌دوگال و هانگر[14] (۲۰۰۵)،[۵۵] آیورسون[15] (۲۰۱۲)،[۵۷] و بسیاری از مطالعات دیگر، که تأثیر فرسایش در آن‌ها لحاظ شده است،[۴، و ۵۸-۶۱] بستر اشباع فرض شده است؛ این، در حالی است که بستر کاملاً اشباع، به‌ندرت در طبیعت مشاهده می‌شود.[۶۲] بستر اشباع، هنگامی‌که در معرض بار وارد از سمت جریان قرار می‌گیرد، با افزایش فشار آب حفره‌ای، کاهش تنش مؤثر و مقاومت بستر مواجه می‌شود؛ در حالی که بیشینه‌ی 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 در آن σ_n و u_w به ترتیب تنش نرمال و فشار آب حفره‌ای هستند، محاسبه می‌شود. در خاک غیراشباع، فصل مشترک هوا و آب، که پوسته‌ی کششی نام دارد، مانند یک غشاء کشسان عمل می‌کند و ذرات خاک را توسط کشش سطحی در مجاورت یکدیگر نگاه می‌دارد.[۶۵] کشش سطحی ایجادشده توسط پوسته‌ی کششی و فشار آب حفره‌ای منفی توأم با یکدیگر، باعث افزایش مقاومت برشی خاک می‌شوند.[۶۶] مقاومت برشی خاک غیراشباع را می‌توان مطابق رابطه‌ی ۷ محاسبه کرد:[۶۶]

$$\tau = (\sigma_n - u_a)\tan\phi' + (u_a - u_w)\tan\phi^b \qquad (۷)$$

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

[13] Illgraben
[14] McDougall & Hungr
[15] Iverson

مقاومت برشی بستر غیراشباع، که در معرض بارگذاری زهکشی‌نشده قرار می‌گیرد، توسط سانگ و چویی (۲۰۲۱)،[۵۲] مطابق رابطه‌ی ۸ محاسبه شده است:

$$\tau_{\mathrm{f}} = \sigma_{\mathrm{n}} \tan\phi' + (u_{\mathrm{a}} - u_{\mathrm{w}}) \tan\phi^{\mathrm{b}} - B_{\mathrm{a}} \sigma_{\mathrm{n}} \tan\phi' \qquad (۸)$$

که در آن، B_{a} متغیر مربوط به فشار هوای حفره‌ای است. با جایگذاری مقاومت برشی حاصل از رابطه‌ی ۸ در رابطه‌ی ۵، میزان فرسایش قابل‌محاسبه است.

چویی و سانگ (۲۰۲۳)،[۵۶] تأثیر جریان‌های دانه‌ای خشک در فرآیند فرسایش بستر غیراشباع را در یک فلوم آزمایشگاهی بررسی کرده‌اند. بستر آزمون از ماسه با درصد رطوبت حجمی متغیر ۰- ۳۰ تشکیل شده بود. مشاهده‌های ایشان 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 و از وقوع فرسایش جلوگیری می‌کند. مشاهده‌ی اخیر گواهی بر آن است که فرض وجود بستر اشباع در بیشتر مدل‌های برآورد حجم فرسایش، فرضی غیرواقع‌گرایانه است.[۵۶] اگرچه، در آزمون‌های اخیر ایشان، تأثیر سیال منفذی در جریان نادیده گرفته شده است؛ در حالی که 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. علاوه‌بر این، نوسان‌های فشار سیال منفذی نیز تأثیر قابل‌توجهی در فرآیند فرسایش خواهد داشت؛ چرا که نفوذ سیال منفذی به داخل بستر، رطوبت آن را افزایش می‌دهد و در مقاومت برشی تأثیر می‌گذارد.

مشاهده‌های آزمایشگاهی رولوفز[16] و همکاران (۲۰۲۳)،[۶۷] نشان داده است که مصالح تشکیل‌دهنده‌ی بستر غیراشباع، تأثیر قابل توجه، اما پیچیده‌ای در فرسایش می‌گذارند. براساس نتایج آن‌ها، وجود رس در بستر بیشتر از یک حد بحرانی، مانع از زهکشی بستر می‌شود، فشار سیال منفذی را افزایش می‌دهد، و باعث روانگرایی لایه‌ی 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 ضربه‌های ذرات خاک به آن،[۵۰ و ۵۷] توسعه یافته‌اند و برخی، نقش ترکیب مصالح بستر را فقط در میزان فرسایش‌پذیری بررسی کرده‌اند.[۶۸]

همچنین، براساس نتایج مطالعات لی و همکاران (۲۰۲۴)،[۶۹] نقش ترکیب بسترهای فرسایش‌پذیر دارای زاویه‌ی شیب متغیر، به مراتب بیشتر از بسترهای دارای شیب طولی یکنواخت است، که در بیشتر مدل‌های فیزیکی در مقیاس آزمایشگاهی مشاهده می‌شوند. در این بسترها، تغییر جهت پیوسته و در نتیجه تغییر مداوم رژیم جریان، باعث آشفتگی شدید و تشکیل حباب‌هایی در مخلوط جریان می‌شود و انرژی جریان واریزه‌ای را مستهلک می‌کند. با این حال، نیروی ناشی از برخورد جریان به بستر، باعث وقوع فرسایش می‌شود و حجم مصالح فرسایش‌یافته نسبت به وضعیت دارای شیب بستر یکنواخت، به میزان قابل‌توجهی 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 نبود 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 بگیرد و فرسایش، با عمق بیشتری به وقوع بپیوندد. از نتایج پژوهش‌های لی و همکاران (۲۰۲۴)،[۶۹] و همچنین چن و همکاران (۲۰۲۴)،[۷۰] که نشان داده‌اند در یک کانال دارای بستر غیراشباع، معیارهای طراحی سازه‌های مستهلک‌کننده‌ی انرژی جریان با توجه به شیب کانال متغیر هستند و حجم فرسایش بستر در پایین‌دست سازه‌های مذکور، متأثر از زاویه‌ی شیب است، دو نکته‌ی اساسی را می‌توان استنباط کرد: ۱) فلوم‌های آزمایشگاهی برای مدل‌سازی جریان‌های واریزه‌ای را باید به نحوی طراحی کرد که قابلیت ایجاد دست‌کم دو شیب متفاوت در طول فلوم به‌صورت هم‌زمان[17] را داشته باشند، و ۲) درنظرگرفتن بستر صلب در آزمون‌های کوچک‌مقیاس، نتایجی متفاوت از آنچه در طبیعت رخ می‌دهد را حاصل می‌کند. براساس مشاهده‌های لی و همکاران (۲۰۲۴)،[۶۹] عمق جریان بر روی بستر فرسایش‌پذیر، از عمق جریان بر روی بستر صلب بیشتر است؛ به این دلیل که مصالح فرسایش‌یافته‌ی بستر، حجم مخلوط جریان و در نتیجه عمق آن را افزایش می‌دهند.

نوسان‌های فشار منفذی در یک بستر رسوبی، هنگامی که تحت بار ناشی از عبور جریان‌های واریزه‌ای قرار می‌گیرند، را می‌توان به صورت رابطه‌ی ۹ تعریف کرد:[۵۷]

$$\frac{\mathrm{d}p}{\mathrm{d}t} = \nabla . \frac{k}{C\mu} \nabla p + \frac{\mathrm{d}\sigma}{\mathrm{d}t} - \frac{\dot{\gamma} \tan\varphi}{C} \qquad (۹)$$

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 فشردگی مصالح بستر در حالت زهکشی‌شده، و φ زاویه‌ی اتساع است، که تمایل بستر به اتساع ($\varphi > ۰$) یا تراکم ($\varphi < ۰$) را نشان می‌دهد. از رابطه‌ی ۹ می‌توان دریافت که نوسان‌های فشار منفذی به قابلیت انتشار (اولین جمله‌ی سمت راست رابطه)، فشرده‌شدن بستر به‌علت فشار ناشی از وزن جریان (دومین جمله‌ی سمت راست رابطه) و فشرده‌شدن بستر به علت تجربه‌ی تنش‌های برشی (سومین جمله‌ی 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 غیراشباع، 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 اندازه‌ی حرکت آن در بسترهای غیراشباع، به مراتب بیشتر از بسترهای خشک است.[۷۱]

یکی از اساسی‌ترین محدودیت‌های متون فنی موجود، عدم ایجاد تمایز میان مؤلفه‌های فرسایش، یعنی آبشستگی[18] و فرسایش توده‌ای خاک[19] است. منظور از آبشستگی، شروع به حرکت ذرات خاک لایه‌ی سطحی بستر به‌علت تجربه‌ی تنش برشی هیدرودینامیکی (τ_{h}) است، که مطابق رابطه‌ی ۱۰ محاسبه

[16] Roelofs
[17] Bilinear flume
[18] Scouring
[19] Mass failure

می‌شود؛ در حالی که فرسایش توده‌ای، هنگامی رخ می‌دهد که یک توده از خاک بستر، گسیخته و به همراه جریان، به سمت پایین‌دست جاری شود.

$$\tau_{\mathrm{h}} = C_{\mathrm{f}} \rho_{\mathrm{f}} u^2 \qquad (۱۰)$$

که در آن، C_{f} عامل اصطکاک مربوط به عدد رینولدز جریان، ρ_{f} جرم حجمی جریان، و u سرعت آن هستند.

اندازه‌گیری‌های میدانی مک‌کوی[20] و همکاران (۲۰۱۲)،[۵۸] نشان داد آبشستگی بستر و فرسایش توده‌ای، هر دو حین عبور جریان واریزه‌ای از سطح یک بستر غیراشباع رخ می‌دهند؛ اما وقوع آبشستگی، به‌صورت پیوسته و مداوم است، در حالی که فرسایش به‌صورت توده‌ای، مقطعی، و با نرخ پایین‌تری اتفاق می‌افتد. فرسایش توده‌ای باعث تشکیل امواج مقطعی در جریان می‌شود، که افزایش ناگهانی عمق و غلظت رسوب‌ها را در پی دارد. با این حال، تمرکز بیشتر مطالعات موجود، بر آبشستگی بسترهای فرسایش‌پذیر بوده است.

نفوذ رواناب به داخل بستر، با توجه به رابطه‌ی ۱۱، مقاومت خاک واقع در بالای جبهه‌ی ترشونده را افزایش می‌دهد:[۷۲]

$$\tau_{\mathrm{us}} = \left(\sigma_{\mathrm{n}} - u_{\mathrm{a}}\right)\tan\phi' + \left(u_{\mathrm{a}} - u_{\mathrm{w}}\right) S_{\mathrm{r}}^{\kappa} \tan\phi' \qquad (۱۱)$$

که در آن، τ_{us} مقاومت خاک غیراشباع، S_{r} درجه‌ی اشباع خاک، و κ ثابت عددی است. بنابراین، در سطح مشترک جبهه‌ی ترشونده با لایه‌ی خاک زیرین، مقاومت برشی به‌میزان کمینه است و با توجه به میزان رطوبت اولیه‌ی بستر و همچنین سرعت جریان، گسیختگی توده‌ای می‌تواند از این محل آغاز شود.[۷۲] در نتیجه، عمق نفوذ رواناب به داخل بستر، که برابر با متوسط فاصله‌ی سطح بستر از جبهه‌ی ترشونده است، را می‌توان با استفاده از رابطه‌ی ۱۲ محاسبه و حجم خاکی که احتمال دارد دچار فرسایش توده‌ای شود، را تعیین کرد:

$$e_{ni} = \frac{1}{T_0} \int_0^{T_0} S\sqrt{t} - \dot{e}_{\mathrm{s}} t \ \mathrm{d}t \qquad (۱۲)$$

که در آن، e_{ni} عمق نفوذ، T_0 گام زمانی، S میزان جذب آب توسط خاک به‌علت وجود مویینگی[21]، و $\dot{e}_{\mathrm{s}}$ نرخ آبشستگی است.

سانگ و همکاران (۲۰۲۴)،[۷۲] فرآیند وقوع فرسایش توسط رواناب جاری بر روی یک بستر ماسه‌ای غیراشباع دارای زاویه‌ی شیب متغیر را با رویکرد آزمایشگاهی بررسی کردند. نتایج مشاهده‌های آن‌ها نشان داد میزان آبشستگی، مستقل از رطوبت اولیه‌ی بستر است؛ چرا که هنگام عبور جریان از روی بستر، لایه‌ی 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، هنگامی‌که رطوبت بستر کمتر از این مقدار بحرانی است، نفوذ رواناب به داخل بستر، سریع‌تر از نرخ آبشستگی خواهد بود. بنابراین، جبهه‌ی ترشونده به سمت سطح زیرین خاک بستر پیشروی و سطح تماس ضعیفی را ایجاد می‌کند، که مستعد گسیختگی است. در حالی که با تجاوز رطوبت از مقدار رطوبت بحرانی، قابلیت جذب آب توسط خاک کاهش می‌یابد و نرخ نفوذ کمتر از نرخ وقوع آبشستگی می‌شود؛ بنابراین، سطح تماس ضعیف میان جبهه‌ی ترشونده و لایه‌ی خاک زیرین تشکیل نمی‌شود و فرسایش توده‌ای رخ نمی‌دهد. نتیجه‌ی اخیر نشان می‌دهد که در مطالعات موجود، که در عمده‌ی 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 و سپس کاهش می‌یابد. در محدوده‌ی سرعت‌های کمتر از سرعت بحرانی، تنش برشی هیدرودینامیکی برای ایجاد فرسایش توده‌ای در بالای جبهه‌ی ترشونده کافی نیست. در این حالت، حجم جبهه‌ی ترشونده، در تعیین حجم فرسایش توده‌ای نقشی ندارد؛ بلکه مقدار خاکی که جریان، توانایی گسیخته‌کردن 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 جبهه‌ی ترشونده کافی است. بنابراین، حجمی از خاک، که در بالای جبهه‌ی ترشونده واقع شده است، میزان فرسایش توده‌ای خاک را تعیین می‌کند. نتیجه‌ی اخیر نشان می‌دهد وضعیت هیدرولوژیکی منطقه‌ی بررسی‌شده نیز در تعیین وقوع فرسایش توده‌ای بسیار مهم است و در مطالعات آتی، برای پیش‌بینی فرآیند وقوع فرسایش در بسترهای غیراشباع، توسعه‌ی مدل‌های همبسته‌ی هیدرولوژیکی- مکانیکی را باید مدنظر قرار داد. این تذکر لازم است که سانگ و همکاران (۲۰۲۴)،[۷۲] تأثیر جریان آب خالص در فرآیند فرسایش بستر ماسه‌ای را بررسی کرده و بنابر نتایج مطالعات ایشان نمی‌تواند مستقیماً در تفسیر فرآیند وقوع فرسایش در جریان‌های واریزه‌ای استفاده شود؛ زیرا در مورد جریان‌های واریزه‌ای، خصوصیات مصالح تشکیل‌دهنده‌ی جریان نیز خود بر سرعت نفوذ و عمق پیشروی جبهه‌ی 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 زمینه‌ی فیزیک رفتاری جریان‌های واریزه‌ای، پژوهشگران همچنان با چالش‌هایی مواجه هستند؛ که عمدتاً از آنجا نشأت می‌گیرند که جریان‌های واریزه‌ای ترکیبی از آب و توده‌های گسیخته‌شده‌ی متشکل از خاک و سنگ هستند، که در طول مسیر در اثر فرسایش یا رسوب‌گذاری، ترکیب‌شان دچار تغییر می‌شود و پیش‌بینی چگونگی اندرکنش ذرات خاک با یکدیگر، فاز سیال با فاز جامد، و جریان با بستر در آن‌ها بسیار مشکل خواهد بود.

مرور متون فنی موجود نشان می‌دهد دانش موجود از فیزیک رفتاری جریان‌های واریزه‌ای، عمدتاً بر مبنای نتایج آزمون‌های کوچک‌مقیاس هستند و مشاهده‌های میدانی و مطالعات بزرگ‌مقیاس بسیار محدودند. رفتار مصالح خاکی، تابع حالت تنش است و بنابراین، جریان‌های شبیه‌سازی‌شده در آزمون‌های کوچک‌مقیاس، به‌علت اینکه تنش کمتری را تجربه می‌کنند، نمی‌توانند تمامی جوانب فیزیک 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 بیشتر مدل‌های فیزیکی کوچک‌مقیاس موجود در متون فنی، قابلیت ایجاد شیب یکنواخت در کل مقطع فلوم را دارند؛ در حالی که

[20] McCoy

[21] Soil Sorptivity

شیب کانال‌های طبیعی، پیوسته در حال تغییر است و در بسیاری از موارد، مورفولوژی بستر به‌صورت مقعر، محدب، یا ترکیبی است. علاوه‌بر این، باید توجه کرد درنظرگرفتن بستر صلب برای مدل‌های فیزیکی کوچک‌مقیاس به‌منظور تحلیل خصوصیات دینامیکی جریان‌های واریزه‌ای، نتایج متفاوتی از آنچه در واقعیت اتفاق می‌افتد را ارائه می‌کند؛ زیرا در کانال‌های طبیعی، فرسایش بستر خاکی باعث افزایش حجم جریان می‌شود و عمق جریان واریزه‌ای نیز به تبع آن، افزایش می‌یابد. 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 درنظرگرفتن جریان‌های واریزه‌ای است. این فرض، در شیب‌های تند و برای جریان‌های غیراشباع مصداق ندارد؛ زیرا در چنین مواردی، علاوه‌بر نوسان‌های فشار آب منفذی، فشار هوای منفذی نیز در چگونگی توسعه‌ی جریان و تعیین نقطه‌ی حدودی توقف آن مؤثر است؛ و در نتیجه، لازم است که نوسان‌های فشار هوای منفذی نیز در تحلیل‌ها لحاظ شوند. این تذکر نیز لازم است که دینامیک و سرعت قابل‌توجه 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 از روش نقطه‌ی ماده (MPM)[22] است. روش MPM، مبتنی بر دیدگاه ترکیبی اویلری- لاگرانژی است و معمولاً برای مدل‌سازی پدیده‌هایی که تغییرشکل‌های بسیار بزرگ را تجربه می‌کنند، استفاده می‌شود.[۷۴ و ۷۵] با این حال، نوسان‌های عددی در MPM، می‌تواند منجر به ناپایداری روش حل و تولید نتایج نادرست شود.[۲۷] دکارلوچیو[23] و همکاران (۲۰۲۴)،[۲۷] فیزیک رفتاری جریان ناشی از گسیختگی یک توده‌ی غیراشباع و وقوع فرسایش و رسوب‌گذاری در طول مسیر را با استفاده از روش MPM بررسی کرده‌اند؛ اما مدل آن‌ها، قابلیت لحاظ تغییرات فاز گاز در جریان را نداشته و فشار گاز، در طول فرآیند ثابت فرض شده است. بنابراین، با توجه به لزوم توجه به توسعه و تغییر فشار منفذی هوا و محدودیت‌های روش‌های عددی موجود، توسعه‌ی 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 عمده‌ی پژوهش‌ها بر جریان‌های سریع و مخرب بوده است. با این حال، جریان‌های متراکم در کنار دره‌ها و حاشیه‌ی ارتفاع‌های در حال فرسایش، که در آن‌ها سنگ و خاک توسط فرآیندهای هوازدگی سُست می‌شوند و به سمت پایین‌دست حرکت می‌کنند، مشاهده می‌شوند،[۱۲] و بررسی رفتار آن‌ها مهم است. سانگ و همکاران (۲۰۲۳)،[۳۳] برای اولین بار، رفتار جریان‌های اخیر را هنگام برخورد به موانع در آزمایشگاه بررسی کرده‌اند؛ اما آزمون‌های آن‌ها، برخلاف آنچه در طبیعت رخ می‌دهد، با استفاده از ریزکره‌های شیشه‌ای با ابعاد یکسان انجام شده است. علاوه‌بر این، در رابطه‌ی پیشنهادی آن‌ها برای محاسبه‌ی نیروی وارد بر مانع، برآورد ارتفاع رسوب‌های انباشته‌شده در بالادست مانع با اعمال نوسان‌های فشار سیال منفذی لازم است؛ که در حال حاضر، چنین مدلی برای محاسبه‌ی ارتفاع رسوب، که بسیار مهم است، وجود ندارد.

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

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

از طرفی، تمرکز بیشتر پژوهش‌های پیشین بر مطالعه‌ی فرآیند آبشستگی بستر در اثر عبور جریان‌های واریزه‌ای بوده و دانش فعلی درخصوص فرآیند وقوع فرسایش توده‌ای بستر، بسیار محدود است. براساس نتایج مطالعه‌ی سانگ و همکاران (۲۰۲۴)،[۷۲] می‌توان استنباط کرد که وقوع فرسایش توده‌ای و حجم آن، به شیب بستر، سرعت جریان، میزان رطوبت بستر، و نفوذپذیری مصالح آن وابسته است. با این حال، نتایج به‌دست‌آمده، کیفی و براساس مشاهده‌های آزمایشگاهی بوده و جریان رواناب نیز منحصراً از آب خالص به‌وجود آمده است. از سوی دیگر، تحلیل کمّی نیازمند اندازه‌گیری تغییرات رطوبت بستر است، که ابزارگذاری در آن با محدودیت‌ها و چالش‌های متعددی مواجه است. بنابراین، در مطالعات آتی، نیاز به توسعه‌ی مدل‌های عددی برای پیش‌بینی فرآیند وقوع فرسایش در بسترهای غیراشباع با اعمال تأثیر توأم خصوصیات هیدرولوژیکی و مکانیکی است.

۶. نتیجه‌گیری

در نوشتار حاضر، به مرور فیزیک رفتاری جریان‌های واریزه‌ای برخی از مهم‌ترین مؤلفه‌های تأثیرگذار در قدرت تخریب جریان‌های واریزه‌ای و چالش‌های پیش‌رو پرداخته شده و این. نتایج کلیدی به‌دست آمده است:

۱- تلاطم و میزان مسافت طی‌شده‌ی جریان‌های واریزه‌ای، به نوسان‌های 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 صورتی که محوشدن فشار سیال منفذی، طولانی‌تر از مدت توسعه و گسترش جریان باشد، جریان روان به طی مسافت‌های طولانی ادامه می‌دهد و در صورت برابری این دو زمان با یکدیگر، فشار سیال منفذی تا زمان رسیدن به منطقه‌ی 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 شُل، اگر تراکم سریع‌تر از خروج سیال منفذی رخ دهد، جاری‌شدن مصالح بستر و وقوع جریان واریزه‌ای محتمل است. از سوی دیگر، در ساختگاه با بستر متراکم، در صورتی که در حین گسیختگی، بارندگی یا رواناب وجود نداشته باشد، خاک بستر اتساع و سپس در تغییرمکان‌های بسیار بزرگ، تراکم، افزایش موقت فشار سیال منفذی، و درنهایت جاری‌شدن

[22] Material Point Method

[23] Di Carluccio

را تجربه می‌کند. در غیر این‌صورت، نفوذ آب به داخل توده‌ی در حال گسیختگی، اثر اتساع خنثی و منجر به وقوع جریان می‌شود.

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

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

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

۶- میزان رطوبت اولیه‌ی بستر، نقشی در مقدار آبشستگی ندارد؛ چرا که لایه‌ی سطحی بستر به‌سرعت اشباع می‌شود. در مقابل، برای تعیین حجم فرسایش توده‌ای، باید رطوبت اولیه‌ی بستر غیراشباع را مدنظر قرار داد. در رطوبت‌های کمتر از رطوبت بحرانی، تشکیل سطح تماس ضعیف میان جبهه‌ی ترشونده با خاک زیرین، احتمال وقوع فرسایش توده‌ای را افزایش می‌دهد. در حالی که در رطوبت‌های بیشتر از رطوبت بحرانی، این سطح تماس ضعیف تشکیل نمی‌شود و بنابراین، فرسایش توده‌ای رخ نخواهد داد.

References- منابع

1. Hungr, O., McDougall, S. and Bovis, M., 2005. *Entrainment of Material by Debris Flows*, In Debris-Flow Hazards and Related Phenomena, Springer Praxis Books, pp.135-158, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. DOI: https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_7.

2. Iverson, R.M., 2014. Debris flows: behaviour and hazard assessment. *Geology Today*, *30*(1), pp.15-20. DOI: https://doi.org/10.1111/gto.12037.

3. Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, *35*(3), pp.245-296. DOI: https://doi.org/10.1029/97RG00426.

4. Iverson, R.M., Reid, M.E., Logan, M., LaHusen, R.G., Godt, J.W. and Griswold, J.P., 2011. Positive feedback and momentum growth during debris-flow entrainment of wet bed sediment. *Nature Geoscience*, *4*(2), pp.116-121. DOI: https://doi.org/10.1038/ngeo1040.

5. Iverson, R.M., 2005. Debris-flow mechanics. *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*, *8*, pp.105-134. DOI: https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_6.

6. Tian, S., Hu, G., Chen, N., Rahman, M., Han, Z., Somos-Valenzuela, M. and Maurice Habumugisha, J., 2022. Extreme climate and tectonic controls on the generation of a large-scale, low-frequency debris flow. *Catena*, *212*, pp.106086. DOI: https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106086.

7. Hirschberg, J., Fatichi, S., Bennett, G.L., McArdell, B.W., Peleg, N., Lane, S.N., Schlunegger, F. and Molnar, P., 2021. Climate change impacts on sediment yield and debris-flow activity in an alpine catchment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *126*(1), pp.e2020JF005739. DOI: https://doi.org/10.1029/2020JF005739.

8. Wang, D., Chen, Z., He, S., Liu, Y. and Tang, H., 2018. Measuring and estimating the impact pressure of debris flows on bridge piers based on large-scale laboratory experiments. *Landslides*, *15*, pp.1331-1345. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-018-0944-x.

9. Hürlimann, M., Coviello, V., Bel, C., Guo, X., Berti, M., Graf, C., Hübl, J., Miyata, S., Smith, J.B. and Yin, H.Y., 2019. Debris-flow monitoring and warning: Review and examples. *Earth-Science Reviews*, *199*, pp.102981. DOI: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102981.

10. Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shieh, Y.C., Liu, S.H. and Lee, S.Y., 2004. Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, *71*(1-2), pp.49-61. DOI: https://doi.org/10.1016/S0013-7952(03)00125-X.

11. Sato, H.P. and Harp, E.L., 2009. Interpretation of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008, M7. 9 Wenchuan earthquake in the Beichuan area, Sichuan Province, China using satellite imagery and Google Earth. *Landslides*, *6*, pp.153-159. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-009-0147-6.

12. Iverson, R.M., Reid, M.E. and LaHusen, R.G., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *25*(1), pp.85-138. DOI: https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.85.

13. Bogaard, T.A. and Greco, R., 2016. Landslide hydrology: from hydrology to pore pressure. *Wiley*

Interdisciplinary Reviews: Water, *3*(3), pp.439-459. DOI: https://doi.org/10.1002/wat2.1126.

14.Gregoretti, C., Degetto, M., Bernard, M., Crucil, G., Pimazzoni, A., De Vido, G., Berti, M., Simoni, A. and Lanzoni, S., 2016. Runoff of small rocky headwater catchments: Field observations and hydrological modeling. *Water Resources Research*, *52*(10), pp.8138-8158. DOI: https://doi.org/10.1002/2016WR018675.

15. Pierson, T.C., 2020. Flow Behavior of Channelized Debris Flows, Mount St. Helens, Washington, In Hillslope Processes, A.D. Abrahams, pp.269-296, Routledge. DOI: https://doi.org/10.4324/9781003028840-13.

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), pp. e2021GL097611. DOI: 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 28 large-scale experiments. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *115*(F3), pp.2009JF001514. DOI: https://doi.org/10.1029/2009JF001514.

18.Pouliquen, O., Delour, J. and Savage, S.B., 1997. Fingering in granular flows. *Nature*, *386*(6627), pp.816-817. DOI: https://doi.org/10.1038/386816a0.

19.Tiranti, D., Bonetto, S. and Mandrone, G., 2008. Quantitative basin characterisation to refine debris-flow triggering criteria and processes: an example from the Italian Western Alps. *Landslides*, *5*, pp.45-57. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-007-0101-4.

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. DOI: 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.735-738. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.032.

23.Tayyebi, S.M., Pastor, M. and Stickle, 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*, pp.103973. DOI: 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), pp.2011JF002185. DOI: 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), pp.3971. DOI: https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.74.3971.

26.Takayama, S., Karasawa, R. and Imaizumi, F., 2024. Depth-averaged mixture model for development processes of debris flows over a steep unsaturated mobile bed. *Landslides*, pp.1-15. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-023-02202-8.

27.Di Carluccio, G., Pinyol, N.M., Alonso, E.E. and Hürlimann, M., 2024. Liquefaction-induced flow-like landslides: The case of Valarties (Spain). *Géotechnique*, *74*(4), pp.307-324. DOI: https://doi.org/10.1680/jgeot.21.00112.

28.Zheng, H., Niu, W., Mao, W. and Huang, Y., 2024. Effect of gravity on granular material flows. *Computers and Geotechnics*, *170*, pp.106328. DOI: https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2024.106328.

29. Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, *11*, pp.167-194. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-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. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-021-01778-3.

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. DOI: 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), pp.20130819. DOI: https://doi.org/10.1098/rspa.2013.0819.

33.Song, D., Chen, X., Sadeghi, H., Zhong, W., Hu, H. and Liu, W., 2023. Impact behavior of dense debris flows regulated by pore-pressure feedback. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *128*(12), pp.e2023JF007074. DOI: https://doi.org/10.1029/2023JF007074.

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. DOI: https://doi.org/10.1306/2DC408FF-0E47-11D7-8643000102C1865D.

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*, pp.107076. DOI: 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. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1007/s10346-023-02129-0.

38. De Haas, T., Braat, L., Leuven, J.R.F.W., Lokhorst, I.R. and Kleinhans, M.G., 2015. Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. *JGR Earth Surface*, *120*, pp.1949–1972. DOI: 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 Algus, M.A., 1989. Transformation of dilative and contractive landslide debris into debris flows—an example from Marin County, California. *Engineering Geology*, *27*(1-4), pp.201-223. DOI: 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. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1130/00917613(2002)030<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), pp.2004JF000268. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1061/(ASCE)07339410(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.796-799. DOI: https://doi.org/10.1126/science.246.4931.796.

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. DOI: https://doi.org/10.1016/S0013-7952(98)00047-7.

48.Budhu, M., 2011. Soil Mechanics and Foundations, 3rd 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. DOI: https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00289-2.

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. DOI: 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), pp.6793. DOI: 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), pp.e2020JF005930. DOI: 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. DOI: 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), pp.n/a-n/a. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1139/t05-064.

56.Choi, C.E. and Song, P., 2023. New unsaturated erosion model for landslide: Effects of flow particle size and debunking the importance of frictional stress. *Engineering Geology*, *315*, pp.107024. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107024.

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

58. McCoy, S.W., Kean, J.W., Coe, J.A., Tucker, G.E., Staley, D.M. and Wasklewicz, T.A., 2012. Sediment entrainment by debris flows: In situ measurements from the headwaters of a steep catchment. *J. Geophys. Res.*, *117*, pp.2011JF002278. DOI: 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*, pp.106481. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106481.

60 .Hu, W., Zheng, Y., McSaveny, M., Xu, Q. and van Asch, T., 2023. Fluidization of bed material caused by shear thinning during rock avalanche entrainment: Insights from flume tests and rheological experiments. *Engineering Geology*, *325*, pp.107276. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107276.

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. DOI: https://doi.org/10.1130/B25362.1.

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*, pp.106546. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106546.

63. Fredlund, D.G., Xing, A., Fredlund, M.D. and Barbour, S.L., 1996. The relationship of the unsaturated soil shear strength to the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, *33*(3), pp.440-448. DOI: https://doi.org/10.1139/t96-065.

64. Vanapalli, S.K., Fredlund, D.G., Pufahl, D.E. and Clifton, A.W., 1996. Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction. *Canadian Geotechnical Journal*, *33*(3), pp.379-392. DOI: https://doi.org/10.1139/t96-060.

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. DOI: 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. DOI: https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2008)134:7(899).

67.Roelofs, L., Nota, E.W., Flipsen, T.C., Colucci, P. and de Haas, T., 2023. How bed composition affects erosion by debris flows—An experimental assessment. *Geophysical Research Letters*, *50*(14), pp.e2023GL103294. DOI: https://doi.org/10.1029/2023GL103294.

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*, pp.107664. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107664.

69. Li, P., Wang, J., Hu, K. and Xie, J., 2024. Shedding effects of sediment composition and bed morphology on debris flow dynamics and entrainment mechanism: Insights from laboratory experiments. *Engineering Geology*, pp.107495. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2024.107495.

70. Chen, J., Zhang, W., Cao, C., Yin, H., Wang, J., Li, W. and Zheng, Y., 2024. The effect of the check dam on the sediment transport and control in debris flow events. *Engineering Geology*, *329*, pp.107397. DOI: https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2023.107397.

71. Zheng, H., Hu, X., Shi, Z., Shen, D. and De Haas, T., 2024. Deciphering controls of pore-pressure evolution on sediment bed erosion by debris flows. *Geophysical Research Letters*, *51*(5), pp. e2024GL108583. DOI: https://doi.org/10.1029/2024GL108583.

72. Song, P., Yang, J., Choi, C.E. and Zhang, J., 2024. Experimental investigation on scouring vs Mass failure of unsaturated soil bed: Implications for debris flow initiation and erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *129*(4), pp. e2023JF007275. DOI: https://doi.org/10.1029/2023JF007275.

73. Iverson, R.M., 2015. Scaling and design of landslide and debris-flow experiments. *Geomorphology*, *244*, pp.9-20. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.033.

74. Yerro, A., Alonso, E.E. and Pinyol, N.M., 2015. The material point method for unsaturated soils. *Géotechnique*, *65*(3), pp.201-217. DOI: http://dx.doi.org/10.1680/geot.14.P.163.

75. Li, Y., Zhang, J.M. and Wang, R., 2024. An explicit material point and finite volume sequentially coupled method for simulating large deformation problems in saturated soil. *Computers and Geotechnics*, *170*, pp.106270. DOI: https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2024.106270.