Journal of Natural Environment Hazards
University of Sistan and Baluchestan
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

Journal of Natural Environmental Hazards, Vol 12, Issue 35, March 2023

Morphometry and reconstruction of the Moallem-Kalaye landslide

Gholam Hassan Jafari[1*], Roohallah Khodaie[2]

1. *Corresponding Author*, Associate Professor of Geomorphology, Zanjan University, Iran
2. M.Sc. of Geomorphology, Zanjan University, Iran.

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 05 October 2021
Revised: 12 March 2022
Accepted: 11 April 2022

Keywords:
Alamut, Shahroud, Slope movements, Conglomerate.

ABSTRACT

Landslides move a huge volume of materials from a place to another place. Moreover, landslides may lead sediment to increase in Downstream of the basin which can be a threat to the populations and may cause erosion, in addition to affecting the landscape of the region. In this article, the landslide of Moallem-Kalaye in Alamut basin, one of the main sub-basins of the Shahroud, is investigated. The basis of the identification and studying of Moallem-Kalaye landslide is on field studies and Phenomenological interpretation. In this regard, in addition to the morphometry of different forms inside the landslide, the authors have climbed the surrounding heights and examined the role of related landforms in the happening of the catastrophic disaster. The topography prior to the landslide was rebuilt by the ArcGIS software and the result topography was analyzed against the current status. Next, the volume of the moved materials was estimated. The amount of the materials extracted in the landslide, by raster calculation in ArcGIS. The landslide of Moallem-Kalaye with the width of 1.3 kilometers (the crown part of the landslide), the longitude of 1.6 kilometers, and the average depth of 80 meters has taken place in the conglomerate of the Andj, which has moved a sum of 91 million cubic meters. The existence of a conglomerate with a very steep slope and marl filled with water, has led a wide area of materials to move. The area of the surface of failure has been roughly 2.632 square kilometers, the materials have scattered on a surface of more than 13.5 square kilometers. Findings show that weaker landslides in the upper side, ruins the hydrological situations of the lower side, regions and provides the grounds for huge landslide.

Cite this article: Jafari, G., & Khodaei, R. (2023). Morphometry and reconstruction of the Moallem-Kalaye landslide. Journal of Natural Environmental Hazards, 12(35), 59-78. DOI: 10.22111/jneh.2022.40129.1849

© Gholam Hassan Jafari.
Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2022.40129.1849

* Corresponding Author Email: jafarihas@znu.ac.ir

مخاطرات محیط طبیعی
شاپا چاپی: ۴۳۷۷-۲۶۷۶ شاپا الکترونیکی: ۴۳۸۵-۲۶۷۶
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۲، شماره ۳۵، فروردین ۱۴۰۲

مورفومتری و بازسازی زمین‌لغزش معلم‌کلایه

غلام حسن جعفری[1*]، روح اله خدایی[2]

۱. دانشیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان (نویسنده مسئول)
۲. گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۱۳

تاریخ ویرایش: ۱۴۰۰/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۱/۰۱/۲۲

واژه‌های کلیدی:
الموت، شاهرود، حرکات دامنه‌ای، کنگلومرا.

چکیده

زمین‌لغزش‌ها حجم زیادی از مواد را در یک مکان جابه‌جا نموده و در جای دیگر بر جای می‌گذارند، به‌علاوه باعث افزایش رسوب در پایین‌دست حوضه می‌شوند که علاوه بر تهدیدهای جمعیتی و فرسایشی، چشم‌انداز منطقه را به‌شدت متأثر می‌سازند. در این مقاله زمین‌لغزش معلم‌کلایه در حوضه الموت، یکی از زیرحوضه‌های اصلی شاهرود، بررسی می‌گردد. اساس تشخیص، شناسایی و بررسی زمین‌لغزش معلم‌کلایه بر مشاهدات میدانی و تفسیر پدیدارشناسانه آن استوار است. به این منظور، علاوه بر مورفومتری اشکال مختلف در داخل خود زمین‌لغزش، به مناطق مرتفع مسلط به زمین‌لغزش صعود نموده و نقش لندفرم‌های مسلط به زمین‌لغزش در وقوع این حادثه کاتاستروفیک موردارزیابی قرارگرفت. با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS، توپوگرافی قبل از زمین‌لغزش بازسازی گردید و نسبت به وضع موجود، تجزیه‌وتحلیل شد. با انجام محاسبات رستری در Arc GIS، حجم مواد تخلیه‌شده توسط زمین‌لغزش برآورد گردید. زمین‌لغزش معلم‌کلایه با ابعاد ۱/۳ کیلومتر عرض (قسمت تاج زمین‌لغزش)، ۱/۶ کیلومتر طول و متوسط ۸۰ متر عمق در کنگلومرای اندژ رخ‌داده و حجمی معادل ۹۱ میلیون مترمکعب مواد را جابه‌جا نموده است. حضور کنگلومرا با شیب بسیار تند و سیلتستون مارن‌دار که با جذب آب که حالت اشباع داشته است منجر به جابه‌جایی مواد در یک سطح وسیع شده است. مساحت سطح گسیختگی زمین‌لغزش در حدود ۲/۶۳۲ کیلومترمربع و گسترش مواد جابه‌جاشده در سطحی معادل ۱۳/۵ کیلومترمربع است. زمین‌لغزش‌های کوچک در بالادست، شرایط هیدرولوژیکی مناطق پایین‌دست را به هم می‌ریزد و شرایط زمین‌لغزش‌های بزرگ فراهم می‌نماید.

استناد: جعفری، غلامحسن، خدایی، روح الله. (۱۴۰۲). مورفومتری و بازسازی زمین‌لغزش معلم‌کلایه. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۲(۳۵)، ۵۹-۷۸.
DOI: 10.22111/jneh.2022.40129.1849

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

© غلام حسن جعفری* روح اله خدایی.

*- غلام حسن جعفری (نویسنده مسئول)
Email: jafarihas@znu.ac.ir

مقدمه

زمین‌لغزش‌های مشخص که می‌توانند برای زندگی انسان خیلی مخرب و خطرناک باشند عبارت‌اند از حرکات سریع مقدار زیادی از مواد خاکی و سنگی. شناسایی حرکتی که تمام مشخصات جابه‌جایی توده‌ای مواد را دارا باشد مشکل است. حرکت اولیه ممکن است از لغزش یک سنگ یا مواد آواری یا جریان زمینی آغاز شود. آنچه به‌صورت سقوط یا لغزش شروع می‌شود ممکن است بعداً براثر شکستگی و تخریب مواد و تحت تأثیر عوامل انتقال‌دهنده، مانند هوا و آب، با سرعت زیاد، به جریان گِلی (گل‌آلود) تبدیل شود (چورلی[1] و همکاران،۱۳۹۳). زمین‌لغزش‌ها مقدار زیادی از مواد را از یک مکان جابه‌جا نموده و در جای دیگر بر جای می‌گذارند؛ به‌علاوه باعث افزایش رسوب در پایین‌دست حوضه می‌شوند (هوویس[2] و همکاران، ۱۹۹۷؛ کوروپ[3]،۲۰۰۵؛ اسچورچ[4] و همکاران، ۲۰۰۶؛ چن[5]، ۲۰۰۹؛ امیراحمدی و همکاران، ۲۰۱۶) که علاوه بر تهدیدهای جمعیتی و فرسایشی، چشم‌انداز منطقه را به‌شدت متأثر می‌سازد (سارو[6] و همکاران، ۲۰۱۶؛ خضری و همکاران، ۲۰۱۳). در مناطق کوهستانی فرآیندهایی همچون زمین‌لرزه و سولیفلوکسیون می‌تواند زمین‌لغزش‌های فراوانی را ایجاد نماید. درواقع وجود شیب سطوح ارضی مسبب انواع مختلف حرکات دامنه‌ای، از زمین‌لغزش تا حرکات آرام خاک در خزش می‌شود. ریزش، لغزش، پرش (Topple)، سقوط بهمن، صخره و سنگ، سولیفلوکسیون، لغزش خاک، انتشار و حرکات پیچیده دامنه‌های شیب‌دار همه در زیرمجموعه زمین‌لغزش قرار می‌گیرند (وارنز[7]، ۱۹۷۸؛ شهابی و هاشم، ۲۰۱۵؛ چاو[8] و همکاران، ۲۰۰۴؛ مالامود[9] و همکاران، ۲۰۰۴؛ ون دن اکخاوت[10] و همکاران، ۲۰۰۷؛ هونگر[11] و همکاران، ۲۰۱۴). زمین‌لغزش‌ها باتوجه به عمق، به دودسته سطحی و عمقی تقسیم می‌شوند. عمق زمین‌لغزش‌های سطحی به‌طور متوسط دو متر است؛ درصورتی‌که عمق زمین‌لغزش‌های عمیق، به بیش از ۲۰ متر می‌رسد و ممکن است سنگ‌بستر را متأثر سازند (ون آسچ[12] و همکاران، ۱۹۹۹). زمین‌لغزش‌های بزرگ، موضوع بسیار نگران‌کننده‌ای در سراسر جهان، در حوزه تحقیقات علوم زمین است. برای مثال، زمین‌لغزش سیمره در ایران را محققان فراوانی ازجمله شعاعی و قیومیان (۱۹۹۸) هاریسون[13] و فالکون[14] (۱۹۳۸) و واتسون[15] و رایت[16] (۱۹۶۹) موردمطالعه قرار داده‌اند. در این زمین‌لغزش که در ۱۰۵۰ سال پیش (۲۰۲۱) ایجادشده، حجمی مابین ۲۰۰۹۱۰۸ تا ۳۰۰۹۱۰۸ مترمکعب خاک، جابه‌جا شده است (رید و همکاران[17]،۲۰۰۸).

1. Chorley
2. Hovius
3. Korup
4. Schuerch
5. Chen
6. Saro
7. Varnes
8. Chau
9. Malamud
10. Van Den Eeckhaut
11. Hungr
12. Van Asch
13. Harrison
14. Falcon
15. Watson
16. Wright
17. Reid et al.

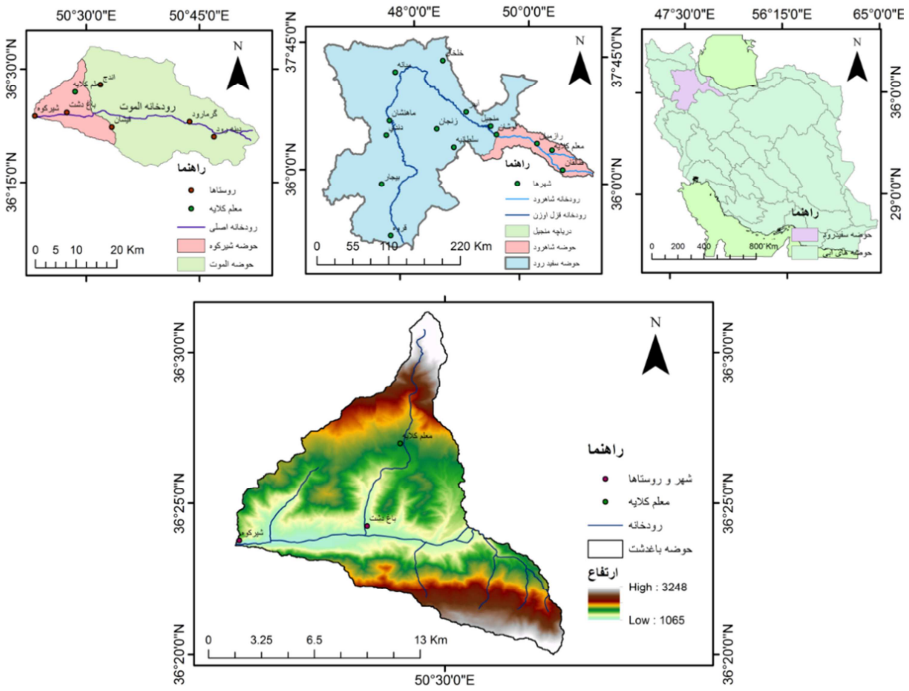
برآورد حجم زمین‌لغزش یکی از دغدغه‌های اصلی محققان علوم زمین است؛ چراکه برآورد حجم زمین‌لغزش در ارزیابی شدت خطر برنامه‌ریزی ریسک و کاهش خطرات ناشی از آن بسیار مهم است. روش‌های تخمین حجم زمین‌لغزش در پنج گروه مختلف ارائه شده‌اند: الف) میدانی، ب) مدل‌سازی فیزیکی زمین‌لغزش، ج) مدل‌سازی تجربی، ه) تجزیه‌وتحلیل مدل رقومی ارتفاع (DEM) چند زمان و د) تخمین‌های هندسی (لی روکس[۱] و همکاران، ۲۰۱۱؛ لوگای زی[۲]، ۲۰۰۸؛ سامین[۳] و همکاران، ۲۰۱۲). حجم زمین‌لغزش عامل مهمی در ارزیابی خطرات احتمالی آن بر روی پدیده‌های در معرض خطر است؛ چراکه تا حدودی به کمک حجم زمین‌لغزش می‌توان مسافت انتشار مواد و حدود مناطق در معرض آسیب و خسارت را مشخص نمود (کورومیناس[۴]،۱۹۹۶؛ وون روت[۵] و همکاران،۲۰۱۶؛ جاکوب[۶]، ۲۰۰۵). هرچند می‌توان مکان زمین‌لغزش‌ها را باتوجه به تغییرهایی که در چشم‌انداز به‌وجود آمده به‌خوبی مشخص نمود؛ ولی هنوز روش‌های کارآمد و قوی برای ارزیابی دقیق حجم زمین‌لغزش و برآورد فرسایش ناشی از آن وجود ندارد. به عبارتی، ارزیابی سطح و تعداد زمین‌لغزش با تفسیر عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای امکان‌پذیر است؛ ولی تعیین حجم زمین‌لغزش هنوز با چالش‌های زیادی روبروست. البته برای برآورد حجم مواد جابه‌جاشده، باتوجه به وسعت و گستردگی زمین‌لغزش، پژوهشگران از روش‌های مختلف همچون رقومی‌کردن تصاویر ماهواره‌ای، برآورد اختلاف ارتفاع لندفرم در قسمت‌های مختلف و روش‌های میدانی به‌صورت ترکیبی یا انتزاعی استفاده می‌کنند (هونگر[۷] و همکاران،۱۹۹۹؛ دای[۸] و لی[۹]،۲۰۰۱؛ ایسلر[۱۰] و همکاران، ۲۰۰۵). تصاویر ماهواره‌ای و DEM نقش مهمی در نظارت و پایش زمین‌لغزش‌های حادث در مناطق کوهستانی دارند (کاب[۱۱]، ۲۰۰۲؛ مارته[۱۲]و همکاران، ۲۰۱۵؛ مارته و وینود کومار[۱۳]، ۲۰۱۳؛ ترالی[۱۴]، ۲۰۰۵؛ ون وستن[۱۵] و لولی گتاهون[۱۶]، ۲۰۰۳؛ مارته و همکاران، ۲۰۱۷). مدل‌سازی فیزیکی مبتنی بر ارائه مدل شبیه‌سازی‌شده، فرآیندهای تخریبی بر اساس مکانیک خاک و سنگ با مکانیسم پایداری شیب در ارتباط است. اشکال این کار این است که باتوجه به ناپایداری محیط و تغییر لندفرم‌ها در طی زمان توسط فرآیندهای آبی، بازسازی وضعیت فیزیکی قبل از زمین‌لغزش معمولاً دشوار است (رید و همکاران،۲۰۱۵). متداول‌ترین روش برای تخمین حجم زمین‌لغزش، تجزیه‌وتحلیل DEM چندزمانه و بازسازی توپوگرافیکی منطقه زمین‌لغزش با استفاده از وضعیت خطوط منحنی میزان در نواحی زمین‌لغزش است (چن و همکاران، ۲۰۱۴). این روش مخصوص زمین‌لغزش‌های بزرگ است و برای زمین‌لغزش‌های کوچک و متعدد کمتر به کار می‌رود (تانگ و همکاران، ۲۰۱۷).

---

1. Le Roux
2. Lugaizi
3. Samyn
4. Corominas
5. Von Ruette
6. Jacobs
7. Hungr
8. Dai
9. Lee
10. Issler
11. Kääb
12. Martha
13. Vinod Kumar
14. Tralli
15. Marth and Van Westen
16. Lulie Getahun

شفیعی راد و همکاران (۱۳۸۸) کارایی مدل فاکتور اطمینان (CF) را در پهنه‌بندی خطر زمین لغزش حوضه آبخیز معلم کلایه موردتأیید قرار داده است. رضایی‌مقدم و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از روابط بین حجم و مساحت، حجم لغزش‌های قسمتی از گردنه صائین در شهرستان نیر را در یک دوره زمانی ۵ ساله از سال ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۵ برآورد نمودند. حجم کل مواد لغزش‌یافته در این دوره زمانی معادل V_{LT} =۳/۲×۱۰^{۷} m^2 می‌باشد که از سرعت جابه‌جایی معادل φ_L=۷/۸ $mmyr^{-1}$ برخوردار بوده است. قنواتی و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش (مدل کمی - کیفی) به کاربرد منطق فازی در شناسایی و پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش حوضه آبخیز طالقان پرداختند. نتایج نشان می‌دهد که به‌کارگیری مجموعه‌های فازی در کمی‌کردن و بالابردن دقت، بسیار مؤثر و مناسب‌تر از دیگر روش‌های کیفی و سلسله‌مراتب است. امیراحمدی و همکاران (۱۳۹۴) در برآورد حجم زمین‌لغزش‌های حوضه بقیع نیشابور، ابتدا اطلاعات مربوط به عمق و مساحت ۴۴ لغزش را گردآوری و پس از رعایت فرضیات آماری، یک مدل رگرسیونی توانی به‌دست آمد که با ۱۷ رابطه ارائه‌شده در دنیا مقایسه شد. نتایج این پژوهش نشان داد که مقادیر حجم برآوردشده توسط رابطه ارائه‌شده برای حوضه بقیع با داده‌های مشاهده‌ای و برخی روابط ارائه‌شده از سوی پژوهشگران همخوانی نسبتاً خوبی دارد که نشان‌دهنده کارایی رابطه ارائه‌شده است. احمدزاده و همکاران (۱۳۹۴) در پژوهشی اطلاعات مربوط به تعداد ۲۶ زمین‌لغزش (مساحت، حجم و عمق) حوضه گوگرد قطور را با استفاده از ۲۵ تصویر سنجنده ASAR ماهواره‌ای ENVISAT و الگوریتم STAMPS و SBAS در فن InSAR تجزیه‌وتحلیل نموده و با استفاده از یک رابطه تجربی حجم توده لغزشی گوگرد برآورد نمودند. محاسبات نشان داد که در طی ۷ سال اخیر با احتساب متوسط طول، عرض و عمق جابه‌جایی به‌ترتیب ۲۶۰۰، ۸۰۰ و ۳۵ متر، مجموع سطح جابه‌جایی و حجم مواد جابه‌جاشده معادل ۲×۱۰۶ m^2 و ۷/۳×۱۰۷ m^2 می‌باشد. تیموری و همکاران (۱۳۹۷)، در برآورد مساحت زمین‌لغزش‌های حوضه آبریز چهاردانگه استان مازندران، با استفاده از GIS، ارتباط بین مساحت و حجم زمین‌لغزش‌ها با استفاده از مدل منحنی برآورد خطی، لگاریتمی، معکوس، درجه دوم، درجه سوم، ترکیبی، توانی، منحنی s، منحنی رشد و نمایی برآورد نمودند. در آن مساحت زمین‌لغزش‌ها (مترمربع)، به‌عنوان متغیر مستقل و حجم (مترمکعب) به‌عنوان متغیر وابسته معرفی گردید. نتایج نشان‌دهنده برآورد حجم زمین‌لغزش با استفاده از رابطه V_L=.408×$A_L^{1.284}$ می‌باشد. نوجوان و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از نقاط لغزش برداشت‌شده از حوضه آبخیز کمه اصفهان، اقدام به شناسایی و پهنه‌های لغزشی منطقه نمودند. عواملی مثل ارتفاع، شیب، جهت شیب، زمین‌شناسی، کاربری اراضی، فاصله از گسل، فاصله از جاده، فاصله از رودخانه و مقدار بارش به‌عنوان متغیرهای تأثیرگذار در وقوع لغزش‌های منطقه بررسی شدند. روستایی و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از روش پردازش اینترفرومتری تفاضلی با استفاده از تصاویر راداری سنجنده ASAR ماهواره Envisat، به شناسایی و پایش ناپایداری دامنه‌ای در حوضه آبخیز طالقان پرداختند. نتایج پژوهش نشان داد که ازنظر توزیع مکانی، مناطق لغزش شناسایی‌شده بیشتر در مجاورت شبکه زهکشی و مناطق مسکونی حوضه قرار داشته و این امر ضمن اشاره به تأثیر شبکه زهکشی در وقوع ناپایداری دامنه‌ای، در ارتباط با جابه‌جایی و انتقال مواد گسیخته‌شده به داخل شبکه هیدروگرافی و افزایش بار رسوبی رودخانه نیز حائز اهمیت است. فلاح زولی و همکاران (۱۳۹۸) با بهره‌گیری از سیستم اطلاعات مکانی و مدل‌های آنتروپی شانون و ارزش اطلاعاتی چارچوبی، نقشه مناطق حساس به زمین‌لغزش در منطقه رودبار الموت شرقی در استان قزوین را تهیه نمودند. ارزیابی نتایج با استفاده از شاخص احتمال تجربی نشان داد که هر دو مدل آنتروپی شانون و

ارزش اطلاعات در برآورد پهنه‌های خطر متوسط، زیاد و خیلی زیاد عملکرد مناسبی داشته‌اند. خدائی قشلاق و همکاران (۱۴۰۰) باهدف شناسایی، پایش و سنجش خطرپذیری حوضه آبریز اهرچای منطقه اهر - ورزقان در برابر زمین‌لغزش، در بازه زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۰ از فن‌های تداخل‌سنجی SAR استفاده نمودند. بدین منظور تعداد ۱۰ تصویر راداری از سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT انتخاب و به روش InSAR پردازش شد. نتایج این پژوهش حاکی از فعال‌بودن تنها برخی از زمین‌لغزش‌های موجود در جنوب منطقه در طول مدت‌زمان اخذ تصاویر راداری است. یمانی و همکاران (۱۴۰۰) با استفاده از تصاویر راداری سنتینل ۱، طی بازه زمانی سه‌ساله (از تاریخ ۲۰۱۶/۰۱/۰۶ تا ۲۰۱۸/۱۲/۲۱)، با استفاده از روش فن سری زمانی SBAS در نرم‌افزار GMTSAR، نقشه جابه‌جایی و ناپایداری دامنه‌ای زمین را در محدوده شهر پردیس تولید نمودند. در همین راستا پتانسیل خطر وقوع حرکات دامنه‌ای، با استفاده مدل منطق فازی و AHP، با بهره‌مندی از متغیرهای محیطی شیب، جهت شیب، ارتفاع، رودخانه، گسل، لیتولوژی و راه ارتباطی موردارزیابی قرارگرفته‌اند. نتایج مدل‌سازی نشان داد که بیش از ۴۰ درصد محدوده در معرض وقوع زمین‌لغزش بوده که حدود ۷۰ درصد از آن‌ها بر مناطق ناپایدار حاصل از فن راداری هم‌پوشانی دارند. گورابی (۱۴۰۰) با استفاده از فن رادار دیافراگم مصنوعی (InSAR) ویژگی‌های فضایی زمین‌لغزش ناشی از زمین‌لرزه ۷/۳ ازگله استان کرمانشاه را پایش و شناسایی نمود. ارزیابی‌های کمی دال بر مساحت ۰/۶ کیلومترمربع (۵۷۷ هکتار) و حجم حدود ۵۰۰ میلیون مترمکعب توده زمین‌لغزش است. در این مقاله یکی از زمین‌لغزش‌های بزرگ ایران که ازنظر ژئومورفولوژیکی کمتر موردتوجه قرارگرفته، شناسایی و معرفی گردید. این زمین‌لغزش که باتوجه‌به شواهد ژئومورفولوژیکی به‌عنوان یک رخداد کاتاستروفیک محسوب می‌شود، در حوضه الموت، یکی از زیرحوضه‌های اصلی شاهرود رخ داده است که به‌دلیل قرارگیری شهر کنونی معلم‌کلایه در داخل آن، به‌عنوان زمین‌لغزش معلم‌کلایه معرفی‌شده است. حوضه الموت در بخش میانی واحد کوهستان البرز مرکزی، یکی از زیرحوضه‌های شاهرود از حوضه سفیدرود است. سفیدرود به‌عنوان یکی از رودخانه‌های مهم حوضه آبریز خزر از به‌هم پیوستن شاهرود و قزل‌اوزن در نزدیکی سد منجیل به‌وجود می‌آید. رودخانه شاهرود از به‌هم پیوستن دو رودخانه الموت و طالقان، در ۱۱ کیلومتری جنوب آبادی شهرک، در محلی به نام شیرکوه تشکیل شده است (قهرمانی و ثروتی، ۱۳۸۷: ۴۵) (شکل ۱).

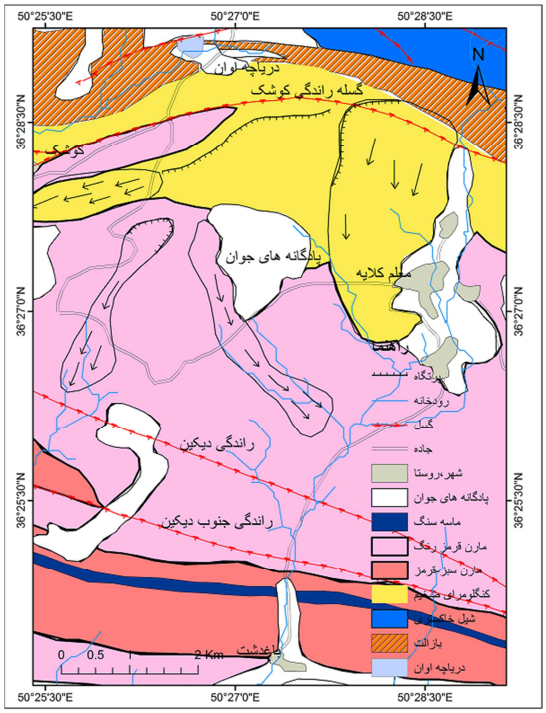


شکل ۱: موقعیت زمین‌لغزش معلم‌کلایه در حوضه شاهرود

زمین‌لغزش معلم‌کلایه در تشکیلات کنگلومرایی اتفاق افتاده است که براثر گسل اندژ رخنمون نموده است. لایه کنگلومرایی مابین رسوبات سیلتستون مارن‌دار، ازنظر ارتفاعی مسلط به آن‌ها و در طول بیش از ۱۳۰ کیلومتر باضخامتی نزدیک به یک کیلومتر، گسترش دارد. واحد M^c که کنگلومرای اندژ در آن واقع شده است، با گسترش و ستبرای خوب در شمال خاوری ورقه در اطراف روستاهای معلم‌کلایه، علی‌آباد وشته، حسن‌آباد و در امتداد رودخانه شاهرود قابل‌رؤیت می‌باشد. ترکیب اصلی این واحد شامل کنگلومرای ضخیم تا توده‌ای خاکستری‌رنگ با سخت‌شدگی خوب و قطعات کوچک و بزرگ ولکانیک با ترکیب‌های متفاوت و سیمانی ولکانیک با جورشدگی و گردشدگی ضعیف تا متوسط همراه با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا قرمز دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است. ستبرای این کنگلومرا در اطراف رودخانه شاهرود از ۲۰ تا ۱۰۰ متر در نوسان است؛ ولی در حاشیه شمال خاوری ورقه این ستبری بیشتر و تا حدود ۳۰۰ متر می‌رسد. همبری زیرین این واحد با سنگ‌های ائوسن به‌طورکامل گسله و بریده است و خود توسط مارن‌های واحد M^{msc} به‌طور هم‌شیب پوشیده می‌شود. گسله راندگی کوشک با امتداد تقریبی خاوری - باختری و شیب نزدیک به ۳۰ درجه به‌سوی شمال و درازایی بالغ بر ۱۶ کیلومتر، بیشتر در داخل واحد کنگلومرایی نئوژن می‌باشد؛ اما در بخش خاوری سبب رانده‌شدن سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن (E^{ab}_6) بر روی کنگلومرای میوسن گردیده است. از نکات قابل‌توجه، وجود زمین‌لغزش‌های فراوان در پیرامون این گسله است (نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰) (شکل ۲).

داده‌ها

تشخیص، شناسایی و بررسی زمین‌لغزش معلم‌کلایه بر اساس مشاهدات میدانی و تفسیر پدیدارشناسانه آن استوار گردید. در قدم اول با مشاهدات دقیق میدانی داده‌های اولیه موردنیاز برای تجزیه‌وتحلیل زمین‌لغزش جمع‌آوری شد. در این مرحله اشکال لندفرم‌های داخل زمین‌لغزش شناسایی و ابعاد آن‌ها مورفومتری شد. برای شناسایی پدیدارشناسانه هر موضوعی لازم است دید همه‌جانبه و سینوپتیکی به پدیدار ایجاد شود. به این منظور به مناطق مرتفع مسلط به زمین‌لغزش صعود نموده و لندفرم‌های مستقر در آن‌ها نیز بررسی و در صورت لزوم مورفومتری گردید و نقش آن‌ها در زمین‌لغزش موردارزیابی قرار گرفت. معمولاً در نقشه‌های زمین‌شناسی جنس سنگ را با تعابیر متفاوتی بیان می‌کنند که نقش آن را در ایجاد لندفرم‌ها نمی‌توان به‌جز در مقیاس میکرو بررسی نمود. بر همین اساس در مطالعات میدانی با دقت فراوان شرایط اولیه قبل از لغزش، باتوجه به شباهت‌های لیتولوژیکی، بازسازی شد و تغییر شرایط براثر عوامل اثرگذار بیرونی، بر اساس وضع موجود مورد تجزیه‌وتحلیل قرار گرفت. بر این اساس، دو فرضیه متفاوت در ایجاد چنین زمین‌لغزشی مطرح و موردارزیابی قرار گرفت و بر فرضیه‌ای که بیشتر با شرایط محیطی انطباق داشت تحلیل بیشتری انجام شد.



شکل ۲: موقعیت زمین‌شناسی زمین‌لغزش معلم‌کلایه در حوضه الموت

در مرحله بعد حجم مواد جابه‌جاشده توسط زمین‌لغزش معلم‌کلایه برآورد گردید. زمین‌لغزش معلم‌کلایه در مدل رقومی ارتفاع باقدرت تفکیک ۱۲/۵*۱۲/۵ مترمربع و در تصاویر ماهواره‌ای لندست، به‌وضوح قابل‌تشخیص است، به‌وسیله آن‌ها ابعاد زمین‌لغزش تعیین گردید. خطوط منحنی میزان منعکس‌شده در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ در قسمت غربی زمین‌لغزش معلم‌کلایه با زاویه‌ای بیش از ۹۰ درجه، به‌طرف نواحی مرتفع‌تر، شکسته شده‌اند.

رودخانه معلم‌کلایه در قسمت شرق زمین‌لغزش گسیختگی بین کنگلومرای اندژ ایجاد کرده است؛ وجود دره ناشی از این رودخانه امکان تعیین دقیق مرز شرقی زمین‌لغزش را از بین برده است. با حذف محل شکست منحنی‌های میزان در غرب زمین‌لغزش و تصحیح امتداد آن‌ها، بر اساس وضعیت غالب منحنی‌های میزان به‌طرف غرب و در داخل و شرق زمین‌لغزش، در مجاورت رودخانه معلم‌کلایه، توپوگرافی و درنهایت DEM قبل از زمین‌لغزش در نرم‌افزار Arc GIS بازسازی گردید. با انجام محاسبات رستری در Arc GIS حجم مواد تخلیه‌شده توسط زمین‌لغزش برآورد گردید. در پایان با استفاده از معادلات ارائه‌شده حجم زمین‌لغزش و ضریب تغییر شکل منطقه برآورد و تفسیر شد.

یافته‌های پژوهش

پراکندگی Erratic rock (تخته‌سنگ‌های بزرگ) بافاصله از سینوزیته کوهستان موجب ارائه نظریه‌های مختلف ازجمله نظریه یخچالی در منطقه شیرکوه یزد (المدرسی و رامشت، ۱۳۸۶) و ارائه یکسری تحقیقاتی و نگارش مقالات زیادی در خصوص یخچال‌های کواترنری در سایر مناطق ایران شده است (جعفری و براتی، ۲۰۱۸ در توده الوند همدان؛ یمانی و زمانی ۱۳۸۶ در دره شهرستانک). بررسی این قطعه‌سنگ‌های بزرگ در معلم‌کلایه، دال بر وقوع یک زمین‌لغزش بزرگ است. زمین‌لغزش معلم‌کلایه در زیرحوضه باغدشت از حوضه الموت قرارگرفته است. در حوضه الموت زمین‌لغزش‌های متعدد و بزرگی شکل گرفته است. زمین‌لغزش‌ها در لیتولوژی‌های مختلف به علل متفاوتی رخ می‌دهند. وجود Erratic rock در مارن‌ها بامیان لایه‌های مختلف، در سطح وسیع منطقه معلم‌کلایه دال بر جابه‌جایی مواد به‌صورت ناگهانی است که اجازه چرخیدن و غلتیدن به Erratic rock را نداده و تا انتهای زمین‌لغزش نیز قطعه‌سنگ‌های بزرگ را جابه‌جا نموده و در جاهای مختلف برحسب قدرت اولیه، ترمینال‌های متعدد قطعه‌سنگی را ایجاد کرده است. در اطراف شهر معلم‌کلایه از حوضه الموت، بلوکه‌های کنگلومرایی در سطح وسیعی گسترش یافته‌اند که از یک رخداد عظیم کاتاسترفیک حکایت دارند. مورفولوژی منطقه دال بر یک زمین‌لغزش عظیمی است که منجر به پراکندگی قطعات کنگلومرایی از یک توده اصلی شده است. بر اساس مورفومتری میدانی رسوبات و فرم سطوح ارضی، گستره زمین‌لغزش ازنظر عرضی، به دو قسمت لغزشی و جریانی تقسیم می‌شود. غرب زمین‌لغزش، غلبه با لغزش کنگلومرای ضخیم اندژ بر روی سطح مارنی بوده که از رأس به‌طرف قاعده زمین‌لغزش، با جابه‌جایی بیشتر رسوبات مارنی همراه بوده است. وجود بلوکه‌های کنگلومرایی با ابعاد متفاوت، در بخش غربی، از رأس تا پایین‌ترین قسمت قاعده زمین‌لغزش، دال بر این است که وزن بسیار زیاد کنگلومرا به‌واسطه ضخامت بیشتر آن در قسمت غربی، به همراه نفوذ آب به داخل زمین و حرکت افقی آب بر روی رسوبات مارن تحتانی و وجود شیب زیاد ناشی از گسل اندژ، پتانسیل لازم را برای تحرک اولیه رسوبات این قسمت از زمین‌لغزش را فراهم نموده است (شکل ۳ الف). چنین شرایطی در قسمت غربی زمین‌لغزش باعث شده که بستر لازم برای جابه‌جایی مارن و رسوبات سیلتستون قسمت شرقی فراهم گردد و ضخامت کمتری از کنگلومرا دچار لغزش گردد و به‌دلیل هم‌جواری با رودخانه، سولیفلوکسیون رخ دهد. جهت اصلی زمین‌لغزش ۱۵۰ درجه به سمت جنوب است؛ در همین امتداد، پشته‌های گلی طویلی نیز شکل‌گرفته‌اند. در قسمت شرق زمین‌لغزش علاوه بر رشته تپه‌های موازی از مارن، به‌طرف قاعده نیز تپه‌هایی با لیتولوژی غالب مارنی گسترش دارند. در بخش غربی، بافاصله گرفتن از رأس زمین‌لغزش، تحرک مارن بیشتر شده که به‌دلیل دوری از رودخانه و درنتیجه جابه‌جایی کمتر، به‌صورت تپه‌های منفرد و مدوری از مارن، با ارتفاع متفاوت در

درون زمین‌لغزش باقی‌مانده‌اند. شکل تپه‌های بیرون از سطح زمین‌لغزش، به‌دلیل کشیدگی بیشتر در امتداد زمین‌لغزش، به بیضی نزدیک‌تر است. تپه‌های درون سطح زمین‌لغزش بیشتر تک‌شیب بوده با شیب تند و دامنه کوتاه در جهت زمین‌لغزش و شیب کند و دامنه طولانی در خلاف جهت زمین‌لغزش مشخص می‌شوند. شیب دامنه‌ها به‌طرف جریان زمین‌لغزش، بین ۵ تا ۱۰ برابر شیب دامنه‌های در جهت خلاف زمین‌لغزش است و معمولاً ارتفاع آن‌ها از سطح پایه ۲ الی ۳ متر است. در نزدیکی رأس زمین‌لغزش ارتفاع تپه‌ها به بیش از ۱۰ متر از سطح پایه و قطر آن‌ها به بیش از صد متر می‌رسد. با نزدیک‌شدن به‌قاعده زمین‌لغزش، قطر تپه‌ها کمتر شده ولی ارتفاع آن‌ها در حدود تپه‌های غالب در سطح زمین‌لغزش (۲ الی ۳ متر) باقی می‌ماند (شکل ۳ ب).



شکل ۳: نمایی کلی از شرق و غرب زمین‌لغزش (الف) نگاه عکس به جنوب نمونه‌ای از توده‌های مارنی جابه‌جاشده در گستره زمین‌لغزش (ب) نگاه عکس به شرق

بر اساس مشاهدات میدانی، جنس ماده سیمانی کنگلومرای اندژ، رُس است. این ماده سیمانه در بلوک‌های کنگلومرایی باگذشت زمان، خاصیت سیمانه خود را از دست می‌دهد و دانه‌ها بدون سیمان در پای بلوکه‌ها به‌صورت رسوبات برجا باقی‌مانده‌اند و چون قطر متوسط دانه‌های تشکیل‌دهنده کنگلومرای اندژ بین ۵ تا ۱۰ سانتیمتر است رسوبات غالب کف زمین‌لغزش، بسیار درشت‌دانه با نفوذپذیری بسیار زیاد هستند که همراه با سینک هول‌های ناشی از زمین‌لغزش، شرایط نفوذ آب ناشی از بارش یا ذوب برف را فراهم می‌نمایند (شکل ۴ الف). درمجموع بخش وسیعی از زمین‌لغزش به‌دلیل دورماندن از فرآیند آب‌های جاری شکل اولیه خود را حفظ نموده است. به‌علاوه، باتوجه به شرایط بسیار ناهموار می‌تواند به‌عنوان مکان خاصی برای پدافند غیرعامل عمل نماید.

زمین‌لغزش معلم‌کلایه ازنظر طولی از رأس به سمت قاعده به بخش‌های مختلفی تقسیم می‌شود، تقسیم‌بندی زمین‌لغزش در این جهت در بعضی از قسمت‌ها با تقسیم‌بندی عرضی آن ادغام‌شده است. هرچه به سمت رأس زمین‌لغزش نزدیک می‌شویم شرایط قسمت شرقی و غربی زمین‌لغزش متفاوت‌تر می‌گردد. بیرون از سطح لغزش به سمت قاعده، محل رسوب‌گذاری مواد جابه‌جاشده است. توپوگرافی درون زمین‌لغزش در مقر معلم‌کلایه، توسط بشر با ساخت سکونتگاه‌ها و مراکز خدماتی شهر و فعالیت‌های کشاورزی به‌شدت تغییر کرده و نمی‌توان تأثیر زمین‌لغزش را به‌خوبی در این محیط ردیابی نمود؛ به‌خصوص که لیتولوژی مارن جابه‌جاشده در بستر زمین‌لغزش همانند لیتولوژی بستر هست؛ ولی کنگلومرای اندژ که به‌صورت بلوکه‌های بزرگ یا حتی به کمک آثار بلوکه‌های فرسایش یافته که از اندازه و نوع رسوبات در میدان به‌خوبی قابل‌تشخیص هستند، می‌توان حداکثر گسترش زمین‌لغزش را برآورد نمود. بر

این اساس، حداکثر گسترش زمین‌لغزش تا ارتفاع ۱۴۷۷ متری بوده و نسبت به رأس زمین‌لغزش در حدود ۵ کیلومتر فاصله گرفته است. منظر زمین بعد از شهر معلم‌کلایه به‌طرف رأس زمین‌لغزش، به‌صورت پستی‌وبلندی‌هایی ناشی از لغزش‌هایی است که هم‌زمان با زمین‌لغزش اصلی در سطح کوچک اتفاق افتاده و یا بر اثر بر جایگذاری مواد جابه‌جاشده به‌وجود آمده‌اند. تراکم تپه‌ها و زمین‌های پست داخل آن‌ها حوضچه‌های متعددی ایجاد کرده که در مکان‌هایی که لایه مارن نفوذناپذیر اصلی در سطح زمین ظاهرشده به‌صورت چشمه‌هایی منعکس‌شده است که از طریق تغییر پوشش گیاهی قابل‌ردیابی است (شکل ۴ ب). اغلب این چشمه‌ها به‌دلیل ناهمواربودن زمین، وارد آبگیر و استخرهای کوچک و بزرگ می‌شوند که پوشش گیاهی آن‌ها به‌دلیل راکدبودن آب به‌صورت نیزار درآمده‌اند. بعد از این اراضی، مواد بر جایگذاری‌شده به‌صورت چندین سد عمود برجهت اصلی زمین‌لغزش درآمده‌اند (شکل ۴ پ). این سدهای لغزشی به ارتفاع بیش از ۶ متر از پایه و طول چند ده متر کاملاً مانع از خروج رواناب‌های سطح زمین‌لغزش به بیرون می‌شود. بعد از این سدهای لغزشی، بلوکه‌های کنگلومرایی عظیم در غرب زمین‌لغزش و رشته‌های زمین‌لغزشی - سولیفلوکسیونی در شرق تفاوت بارزی در مورفومتری غرب و شرق زمین‌لغزش ایجاد کرده است. به‌طرف رأس زمین‌لغزش، در غرب غلبه با منطقه ریزشی است که باعث ایجاد چندین تالوس با ابعاد متفاوت شده است. در شرق زمین‌لغزش سطح لغزشی وجود دارد که نه لغزش و نه ریزش به شکلی که در غرب شرح آن رفت باعث وقوع آن نشده بلکه سطحی به‌هم‌پیوسته است که به‌صورت صفحه‌ای روی سطح ثابت زیرین به سمت پایین جابه‌جاشده و چه‌بسا بعد از اینکه سولیفلوکسیون باعث خروج مارن‌های زیر آن شده کنگلومرا به‌صورت پیوسته و صفحه‌ای به سمت پایین حرکت کرده و سطوح لغزشی را ایجاد کرده است. در این قسمت قبل از رشته‌های موازی زمین‌لغزش، سدهای لغزشی که در غرب زمین‌لغزش، به‌طرف قاعده آن گسترش داشتند، بلافاصله بعد از رأس زمین‌لغزش و با اختلاف ارتفاع بیش از ۲۰ متر از پایه، سد لغزشی بسیار مرتفع‌تر از سدهای لغزشی در غرب زمین‌لغزش ایجادشده است. در قسمت شرقی زمین‌لغزش به‌دلیل وجود رودخانه معلم‌کلایه و تسلط فرآیند آبی، نمی‌توان به‌درستی شرایط قبل از زمین‌لغزش را بازسازی نمود و همانند مناطق غربی به‌طور دقیق وضعیت زمین‌لغزش را بازسازی نمود. وجود ریزش‌های مختلف و تالوس‌های ضخیم و عریض دامنه‌های طرف شرق و نبود بلوکه‌های کنگلومرایی به سمت قاعده زمین‌لغزش دال بر این است که زمین‌لغزش کنگلومرایی به رودخانه ختم می‌شده است (اشکال ۴ ت، ث، ج، چ و خ).

زمین‌لغزش معلم‌کلایه در محیطی با لیتولوژی مقاوم و نفوذناپذیر کنگلومرا در سطح و لیتولوژی نفوذپذیر آندزیتی در عمق زمین رخ داده است. در این منطقه کنگلومرای ضخیم و مقاوم (کنگلومرای اندژ) براثر گسلی به همین نام، با لایه‌های زمین‌شناسی مبنی بر طاقدیس‌بودن محیط، رخنمون پیدا کرده است که در مجاورت رسوبات مارنی قرار دارد که به‌شدت سست و ناپایدارند (شکل ۵ الف). آثار و شواهد گسترش این زمین‌لغزش در مقیاس ماکرو در دو حالت قابل‌ردیابی است: یکی از طریق قطعات کنگلومرای جابه‌جاشده که به کمک آن‌ها می‌توان انتهای زبانه لغزش را تشخیص داد (شکل ۵ ب)؛ دیگری بررسی وضعیت لایه‌های زمین‌شناسی در پایین‌دست زمین‌لغزش. آزیموت زمین‌لغزش اولیه تقریباً در امتداد رودخانه کنونی معلم‌کلایه ۱۵۰ درجه است، درصورتی‌که جهت زمین‌لغزش باکمی انحراف در زاویه ۱۳۸ درجه قرار دارد. به عبارتی توده اصلی زمین‌لغزش به سمت ساحل چپ رودخانه و دره هدایت شده است. در این قسمت لایه‌ها فاقد چینه‌بندی خاص هستند درصورتی‌که در مقاطع ایجادشده در ساحل راست

رودخانه، لایه‌های زمین‌شناسی به‌گونه‌ای رخنمون دارند که می‌توان شیب زمین‌شناسی آن‌ها را بررسی نمود. شیب لایه رسوبی، در ساحل سمت راست رودخانه، دال بر طاقدیس‌بودن مکان حداکثر گسترش زمین‌لغزش است (شکل ۵ پ و ت).



شکل ۴: توده‌های کنگلومرایی و نمونه تجزیه‌شده آن (الف). چشمه‌های ناشی از زمین‌لغزش (ب). سدهای لغزشی عمود بر زمین‌لغزش (پ). بخش‌هایی از گستره زمین‌لغزش در قسمت شرقی (ت و ث). مرز بین زمین‌لغزش کنگلومرایی و مارنی موازی با زمین‌لغزش (ج). زمین‌لغزش صفحه‌ای (چ). سد سولی فولکسیونی زمین‌لغزش

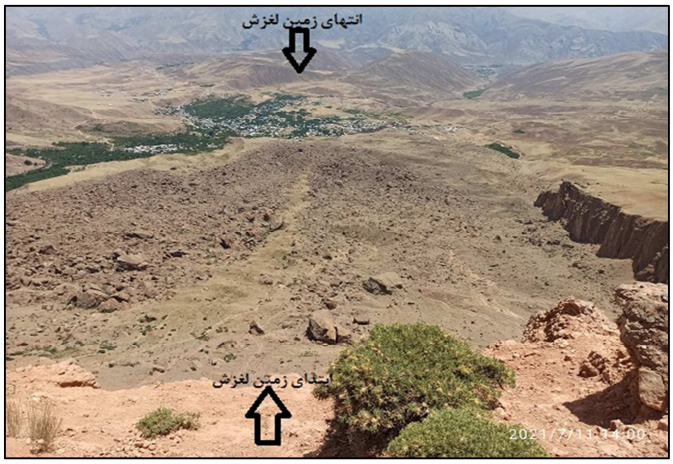
وسعت توده اصلی گسیختگی (پهنه تهی‌شدگی یا سطح جدایش) ۲/۶۳۲ کیلومتر بوده که بر اساس شواهد میدانی، طول حداکثر گسترش مواد زمین‌لغزشی تا ارتفاع ۱۴۷۷ متر در طولی معادل ۵ کیلومتر است که توسط قطعات سنگی در سطح زمین، قابل‌ردیابی است. توده گسیخته‌شده در وسعتی معادل ۱۳/۵ کیلومتر مربع جابه‌جا شده است (سطح پراکنش مواد) (شکل ۵ ت). قرارگیری قطعات بزرگ در سطح یا به‌دلیل شرایط اولیه به‌خصوص در قسمت‌های نزدیک به کنگلومرا بوده یا در قسمت‌های دورتر به‌دلیل تخلیه رسوبات منفصل سطحی براثر عوامل فرسایشی بوده است. از ارتفاع ۱۴۷۷ تا ۱۵۰۰ متر اکثر تخته‌سنگ‌ها در داخل مارن قرار دارند (شکل ۵ ت). تا ارتفاع ۱۴۷۷ متر لایه‌بندی رسوبی وجود ندارد و بیشتر تخته‌سنگ‌های بزرگ در درون مارن قرار دارند. تفاوت نوع گیاه در سطوح مربوط به زمین‌لغزش با سایر سطوح نیز می‌تواند در تشخیص گسترش زمین‌لغزش کمک نماید؛ به‌گونه‌ای که گیاه غالب در رسوبات انتهایی زبانه لغزشی، نوعی گون است؛ درصورتی‌که در سایر سطوح، گیاهان از خانواده گندمیان می‌باشد. رنگ مارن‌ها و تغییر آن‌ها از زرد تا قهوه‌ای روشن در درون زمین‌لغزش، به قرمز تا قهوه‌ای تیره‌رنگ در محیط بیرونی زمین‌لغزش نیز می‌تواند حداکثر گسترش زمین‌لغزش را تعیین نماید (شکل ۵ پ و ت).



شکل ۵: شیب لایه‌های کنگلومرایی (الف). آثار کنگلومرایی گسترش زمین‌لغزش (ب). شیب لایه‌های بعد از زمین‌لغزش (پ). وضعیت توده‌های رسوبی در حداکثر گسترش زمین‌لغزش (ت).

تبیین شواهد میدانی بروز چنین زمین‌لغزش عظیمی منجر به ارائه دو فرضیه می‌شود. وجود درز و شکاف‌های عمقی در کنگلومرای اندژ است که باعث نفوذ رواناب مناطق بالادست به درون آن شده؛ آب نفوذی علاوه بر هوازده‌کردن کنگلومرای اندژ و فراهم‌نمودن شرایط گسیختگی در آن، به مارن رسیده و باتوجه به عدم تخلخل مارن، جذب مارن شده و به‌احتمال‌قوی در بارندگی طولانی‌مدت یا ذوب برف، سطوح مارنی، از آب اشباع‌شده و همراه با از حد آستانه گذشتن فشار کنگلومرای اندژ، حرکت بلوک‌های عظیم کنگلومرایی و رسوبات مارنی را به‌همراه داشته است. از نگاه دیگر، لیتولوژی مسلط به زمین‌لغزش معلم‌کلایه، در امتداد خط‌الرأس مشترک حوضه معلم‌کلایه و اوان تا ارتفاع

۲۴۲۵ متر، کنگلومرا هست. در ادامه خط‌الرأس به سمت نواحی مرتفع‌تر، سیلتستون مارن‌داری وجود دارد که در شکل‌گیری زمین‌لغزش‌های متعدد و کوچک نقش اساس داشته است؛ این زمین‌لغزش‌ها سطوحی به شکل آبشخور و آبگیر به‌وجود آورده و آب را به دام انداخته و به داخل زمین نفوذ می‌دهند؛ بعلاوه مانع از رسیدن آب سطحی به کنگلومرا شده و احیاناً باعث نفوذ در درز و شکاف‌های زیرزمینی آن می‌شود. با رسیدن آب به درز و شکاف‌های ساختمانی در لایه‌های کنگلومرا به درون آن نفوذ کرده و باگذشت زمان و هوازده نمودن سیمان رسی آن شده و به همراه وزن توده کنگلومرایی جداشده در امتداد درز و شکاف‌های سطحی و عمقی، حرکت دامنه‌ای وسیعی را ایجاد نموده است (شکل ۶).



شکل ۶: نمای کلی زمین‌لغزش معلم‌کلایه

لیتولوژی شمال زمین‌لغزش معلم‌کلایه یک طاقدیس متشکل از توده آهک ماسه‌سنگی بامیان لایه‌هایی از کنگلومرا، سیلتستون و مارن هست. مارن بستر مناسبی برای زمین‌لغزش فراهم نموده که در طی زمان دامنه مسلط به کنگلومرا را به‌صورت دره‌ای موازی با کنگلومرا و عمود بر امتداد زمین‌لغزش معلم‌کلایه ایجاد کرده است (دره طاقدیسی). در دامنه‌های این دره، زمین‌لغزش‌های دامنه متصل به توده آهکی به سمت جنوب و در دامنه متصل به کنگلومرا به سمت شمال است؛ چنین وضعیتی باعث تخلیه بیشتر مواد پشت کنگلومرا و برهم خوردن شبکه هیدرولوژیک منطقه بالادست کنگلومرا شده است (شکل ۷ الف و ب). ازاین‌رو، زمین‌لغزش معلم‌کلایه در محل فرود یک ناودیس و شروع طاقدیس رخ داده است که به‌وسیله گسل اندژ قطع شده است؛ لایه‌های مارنی طاقدیس منطقه را قطع کرده است (شکل ۵ الف). فرود طاقدیس انتقال آب را به لایه عمقی کنگلومرا را تسهیل نموده است. چنین شرایطی باعث شده که باتوجه به شیب لایه‌های زمین‌شناسی که به سمت جنوب است، زمین‌لغزش‌هایی کوچک مسلط به کنگلومرا، آب را مطابق با شیب لایه‌های زمین‌شناسی به زمین نفوذ دهند و به مرور زمان این آبی که به درون کنگلومرا نفوذ کرده آن را هوازده کند و زمامی که به‌قدر کافی فرسایش یافت، چون مارن مجاور کنگلومرا نیز نمی‌تواند آب را از خود عبور دهد، سنگینی وزن کنگلومرای مسلط به مارن از حد آستانه گذشته و یک‌دفعه تخلیه اتفاق افتاده است. درواقع کنگلومرا نقش سدی را برای آب‌های سطحی و زیرزمینی اعمال می‌نماید. بهشتی راد و همکاران (۱۳۸۸) در برررسی

مدل فاکتور اطمینان در حوضه آبخیز معلم کلایه نیز نقش عوامل زمین‌شناسی، خصوصیت‌های ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژیکی را در وقوع زمین لغزش‌های حوضه موردتأیید قرار می‌دهند.



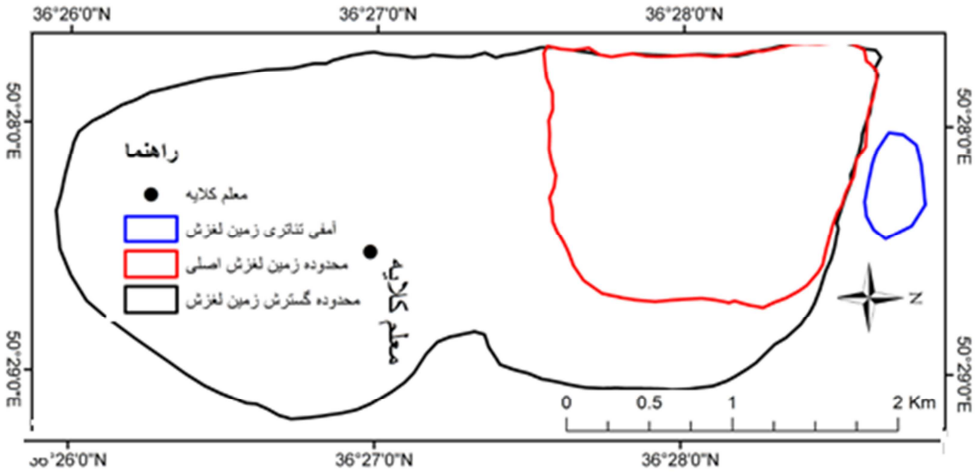
شکل ۷: جهت حرکت زمین‌لغزش‌های کوچک مسلط به زمین‌لغزش، مجاور توده کنگلومرایی (الف). مجاور توده آهکی (ب).

برآوردهای خصوصیت‌های هندسی زمین‌لغزش معلم‌کلایه بر اساس بازسازی خطوط منحنی میزان بافاصله ۱۰ متری است؛ با کمک آن‌ها DEM اولیه منطقه تهیه گردید و با DEM کنونی مقایسه و تجزیه‌وتحلیل گردید. باتوجه به لیتولوژی مشترک، فرم اولیه زمین پیش از زمین‌لغزش بازسازی شد. با استفاده از اکستنشن Raster calculator در Arc GIS عمل تفریق در DEM بازسازی‌شده و DEM اولیه اعمال گردید و تفاوت آن‌ها به‌صورت DEM نهایی خروجی گرفته شد. بر این اساس حداکثر عمق مواد جابه‌جاشده براثر زمین‌لغزش ۱۶۳ متر، در قسمت غربی زمین‌لغزش، برآورد گردید. باتوجه به سطوح بازسازی‌شده، درمجموع ۹۱ میلیون مترمکعب از کنگلومرا و مارن، در سطحی معادل ۲/۶۳۲ تخلیه شده و در سطحی معادل ۱۳/۵ کیلومترمربع توزیع شده است. تفاضل حجم برداشت و رسوب‌گذاری‌شده نشان می‌دهد که بیشتر مواد برداشت‌شده در غرب زمین‌لغزش بوده است. در شرق زمین‌لغزش با برتری مارن، سولیفلوکسیون، لغزش، سطوح لغزشی و ریزش، لندفرم‌های منطقه را شکل داده و به‌صورت روی رشته‌های موازی و به‌صورت سطوح مرتفع‌تر شده، ترسیب و منعکس‌شده است (اشکال ۸ و ۹ الف، ب، ج و د).

در پایان، برای آزمون روش تفاضل مدل‌های رقومی ارتفاع از معادلات ارائه‌شده برای حجم توده جابه‌جاشده براثر زمین‌لغزش استفاده گردید (رابطه ۱) (بیراوند و همکاران ۱۳۹۵: ۳۳). دراین‌رابطه: عرض سطح گسیختگی (W_r)، طول سطح گسیختگی (L_r)، عمق سطح گسیختگی (D_r) و Vol_r حجم اولیه زمین‌لغزش استفاده شده است.

$$Vol_1 = {}^1/_6 . \pi . W_r . D_r . L_r \qquad (۱)$$

$$۱/۶\times۳/۱۴\times۸۰\times۱۳۰۰\times۱۶۰۰ = ۸۷۰۸۲۶۶۷\ m^3$$

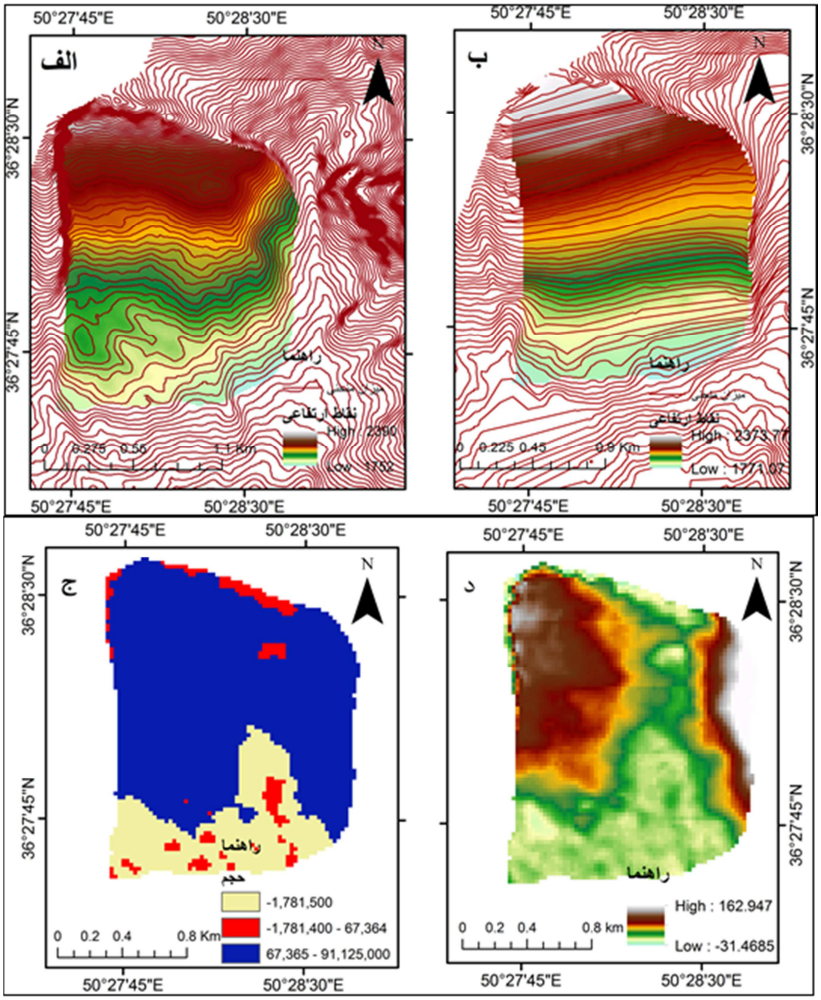


شکل ۸: ابعاد سطوح زمین‌لغزش

حجم محاسبه‌شده به کمک این رابطه با روش تفاضل مدل رقومی ارتفاع تفاوت چندانی ندارد که می‌تواند تأییدی بر روش ارائه‌شده باشد. یکی دیگر از شاخص‌های مورفومتری زمین‌لغزش، ضریب تغییر شکل زمین‌لغزش است که از رابطه (۲) به‌دست می‌آید دراین‌رابطه L_r: طول سطح گسیختگی و W_r: عرض سطح گسیختگی می‌باشد. اعداد حاصل از این ضریب اگر کمتر از یک باشد زمین‌لغزش‌های با گسترش جانبی و اگر بیشتر و مساوی یک باشد زمین‌لغزش‌های کشیده را توصیف می‌نماید (بیرانوند و همکاران،۱۳۹۵: ۴۷).

$$C_v = {}^{L_r}/_{W_r} \qquad (۲)$$

ضریب تغییر شکل زمین‌لغزش معلم‌کلایه کمتر از یک (۰/۸۱) می‌باشد که دال بر این است که جزء زمین‌لغزش‌های با گسترش جانبی می‌باشد.



شکل ۹: لایه رقومی ارتفاع پس از زمین‌لغزش (الف) پیش از زمین‌لغزش (ب). برآورد حجم توده زمین‌لغزش (ج). تفاضل لایه رقومی قبل و بعد از زمین‌لغزش (د).

نتیجه گیری

پراکندگی سنگ‌های سرگردان (تخته‌سنگ‌های بزرگ) بافاصله زیاد از سینوزیته کوهستان موجب ارائه نظریه‌های مختلف ایران شده است. بررسی این قطعه‌سنگ‌های بزرگ در معلم‌کلایه، دال بر وقوع یک زمین‌لغزش بزرگ است. زمین‌لغزش معلم‌کلایه در زیرحوضه باغدشت از حوضه الموت قرارگرفته است. این زمین‌لغزش در لیتولوژی مقاوم و نفوذناپذیر کنگلومرا در سطح و لیتولوژی نفوذپذیر آندزیتی در عمق زمین رخ داده است. آثار و شواهد گسترش این زمین‌لغزش در مقیاس ماکرو در دو حالت قابل‌ردیابی است: یکی از طریق قطعات کنگلومرای جابه‌جاشده و دیگری بررسی وضعیت لایه‌های زمین‌شناسی در پایین‌دست زمین‌لغزش. رنگ مارن‌ها و تغییر آن‌ها از زرد تا قهوه‌ای روشن در درون زمین‌لغزش، به قرمز تا قهوه‌ای تیره‌رنگ در محیط بیرونی زمین‌لغزش نیز می‌تواند حداکثر گسترش

زمین‌لغزش را موردتأیید قرار دهد. در بروز چنین زمین‌لغزش عظیمی دو فرض ارائه شد: وجود درز و شکاف‌های عمیق در کنگلومرای اندژ، باعث نفوذ رواناب مناطق بالادست به درون آن شده؛ نفوذ آب به درون مارن، جذب مارن شده و در بارندگی طولانی‌مدت یا ذوب برف، سطوح مارنی، از آب اشباع‌شده، به همراه فشار ناشی از کنگلومرای اندژ مواد را تحریک کرده و حرکت توده‌ای مواد را به‌همراه داشته است. در فرض دوم در لیتولوژی کنگلومرایی مناطق مسلط به زمین‌لغزش تا ارتفاع ۲۴۲۵ متر، زمین‌لغزش‌های متعدد و کوچک نقش ایجاد کرده است؛ این زمین‌لغزش‌ها سطوحی به شکل آبشخور و آبگیر به‌وجود آورده و آب را به دام انداخته و به داخل زمین نفوذ داده‌اند و بعلاوه که مانع از رسیدن آب سطحی به کنگلومرا شده، احیاناً باعث نفوذ آب در درز و شکاف‌های زیرزمینی آن شده است. باگذشت زمان و هوازده‌نمودن سیمان رسی، در توده کنگلومرایی در امتداد درز و شکاف‌های سطحی و عمقی گسیختگی ایجاد شده و حرکت توده‌ای وسیعی را ایجاد کرده است. درمجموع، باتوجه به وضعیت مورفولوژیکی، لیتولوژیکی و هیدرولوژیکی، زمین‌لغزشی به عرض یک کیلومتر، طول ۱/۵ کیلومتر (در امتداد غرب زمین‌لغزش) و عمق متوسط ۸۰ متر در کنگلومرای اندژ رخ داده است که حجمی درمجموع ۹۱ میلیون مترمکعب مواد را جابه‌جا کرده است. حد نهایی جابه‌جایی مواد از رأس زمین‌لغزش به بیش از ۵ کیلومتر رسیده است. هرچند مساحت سطح گسیختگی زمین‌لغزش در حدود ۲/۶۳۲ کیلومترمربع بوده ولی این مواد در سطحی بیش از ۱۳/۵ کیلومترمربع پراکنده‌شده‌اند. عامل اصلی زمین‌لغزش بزرگ معلم‌کلایه، زمین‌لغزش کوچک است؛ یعنی وقوع زمین‌لغزش‌های کوچک مسلط به توده‌های متصل کنگلومرایی، با برهم‌زدن شیب توپوگرافیکی و ترکیب لایه‌های رسوبی منجر به نفوذ آب و فراهم‌شدن زمینه لازم برای زمین‌لغزش بزرگ‌تر شده است. زمین‌لغزش‌های کوچک در بالادست موتورهای اصلی عامل اثرگذاری دومینوی زمین‌لغزش را فراهم می‌نماید؛ به این معنا که یک زمین‌لغزش تحریک‌کننده زمین‌لغزش‌های بعد می‌باشد.

منابع

احمدزاده، حسن؛ روستایی، شهرام؛ نیک جو، محمدرضا؛ دهقانی، مریم. (۱۳۹۴). برآورد مساحت و حجم توده لغزش با استفاده از تکنیک‌های InSAR و مشاهدات GPS (مطالعه موردی پهنه لغزشی روستای گوگرد)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۴(۲)، ۲۸-۱۸.

امیراحمدی، ابوالقاسم؛ اکبری، الهه؛ پورهاشمی، سیما. (۱۳۹۴). مدل‌سازی و برآورد حجم پهنه‌های زمین‌لغزش بر پایه مساحت (مطالعه موردی: حوضه بقیع نیشابور)، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۶(۵۹)، ۲۱۸-۲۰۳.

بیرانوند، حجت اله؛ انتظاری، مژگان؛ سیف، عبداله. (۱۳۹۵). برآورد شاخص‌های مورفومتری زمین‌لغزش کبیر کوه، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره ۴۱، ۵۳-۳۱.

بهشتی راد، مسعود؛ فیض نیا، سادات؛ سلاجقه، علی؛ احمدی، حسن. (۱۳۸۸). بررسی کارایی مدل پهنه‌بندی خطر زمین لغزش فاکتور اطمینان (CF) مطالعه موردی حوضه آبخیز معلم کلایه، جغرافیای طبیعی، ۵(۲)، ۱۹- ۲۸ .

تیموری یانسری، زینب؛ حسین‌زاده، سید رضا؛ کاویان، عطاالله؛ پورقاسمی، حمیدرضا. (۱۳۹۷). مدل‌سازی و برآورد حجم زمین‌لغزش‌ها بر پایه مساحت در حوضه آبخیز چهاردانگه (استان مازندران)، مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه علمی - پژوهشی دانشگاه گلستان، ۸(۳۰)، ۹۳-۷۹.

چورلی، ریچارد جی؛ استانلی‌ای، شوم؛ دیوید ای، سودن. ترجمه احمد معتمد، ابراهیم مقیمی. (۱۳۹۳). ژئومورفولوژی (فرآیندهای دامنه-ای، آبراهه‌ای، ساحلی و بادی)، انتشارات سمت، جلد سوم، چاپ دوم، ۴۵۶ ص.

خدائی قشلاق، لیلا؛ روستایی، شهرام؛ مختاری، داود؛ ولی‌زاده کامران، خلیل. (۱۴۰۰). پایش زمین‌لغزش‌ها با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری InSAR (مطالعه موردی: منطقه اهر تا ورزقان)، نشریه علمی و پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۲۵(۷۵)، ۱۲۶-۱۱۳.

رضایی‌مقدم، محمدحسین؛ فیض اله پور، مهدی؛ اصغری، صیاد. (۱۳۹۰). برآورد روابط ریاضی بین فاکتورهای حجم و مساحت لغزش توده‌ای در گردنه صائین، جغرافیا (فصلنامه علمی - پژوهشی انجمن جغرافیای ایران)، دوره جدید، ۹(۲۸)، ۲۱۸-۲۰۳.

روستایی، شهرام؛ مختاری، داود؛ اشرفی فینی، زهرا. (۱۳۹۷). شناسایی و پایش ناپایداری دامنه‌ای به روش پردازش اینترفرومتری تفاضلی در حوضه آبریز طالقان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، ۷(۳)، ۳۰-۱۸.

سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، شیت معلم‌کلایه ۶۰۶۲I.

سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی قزوین.

فلاح زولی، محمد؛ وفایی نژاد، علیرضا؛ آل شیخ، علی‌اصغر؛ مدیری، مهدی؛ آقا محمدی، حسین. (۱۳۹۸). پهنه‌بندی احتمال وقوع زمین‌لغزش با استفاده از مدل‌های آنتروپی شانون و ارزش اطلاعات در محیط GIS- مطالعه موردی: بخش رودبار الموت شرقی - استان قزوین، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، ۲۸(۱۱۲)، ۱۳۶-۱۲۳.

قنواتی، عزت اله؛ کرم، امیر؛ تقوی مقدم، ابراهیم. (۱۳۹۳). کاربرد منطق فازی در شناسایی و پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش مطالعه موردی حوضه آبخیز طالقان، علوم زمین (زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست)، ۲۴(۹۳)، ۱۶-۹.

قهرمانی، شهاب؛ ثروتی، محمدرضا. (۱۳۸۷). مطالعه ژئومورفولوژی و فرسایش در حوضه آبریز الموت‌رود، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، علمی - پژوهشی، ۵(۱۷)، ۶۱-۴۵.

گورابی، ابوالقاسم. (۱۴۰۰). کمی سازی زمین‌لغزش بزرگ مله کبود ناشی زمین‌لرزه ۷/۳ سال ۱۳۹۶ کرمانشاه با استفاده از اینترفرومتری، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۱(۶۰)، ۶۳-۴۷.

المدرسی، سید علی؛ رامشت، محمدحسین. (۱۳۸۶). آثار یخچالی در دره سخوید یزد، مجله فضای جغرافیایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، ۷(۱۹)، ۳۲-۱.

نوجوان، محمدرضا؛ سادات شاه زیدی، سمیه؛ داودی، محمود؛ امین الرعایایی، هاجر. (۱۳۹۸). پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از تلفیق دو مدل فرآیند تحلیل سلسله‌مراتبی و فازی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز کمه، استان اصفهان)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۷(۴)، ۱۵۹-۱۴۲.

یمانی، مجتبی؛ حیدریان، لیلا؛ گورابی، ابوالقاسم؛ مقصودی، مهران. (۱۴۰۰). مدل‌سازی ناپایداری‌های دامنه‌ای با استفاده از تحلیل سری زمانی تصاویر راداری با تکنیک SBAS، برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۲۵(۲)، ۲۰۶-۱۸۳.

یمانی، مجتبی؛ زمانی، حمزه. (۱۳۸۶). بازیابی حدود برف‌مرز دره شهرستانک در آخرین دوره یخچالی، فصلنامه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، ۷(۱۹)، ۳۲-۱.

Amirahmadi, A., Pourhashemi, S., Karami, M., & Akbari, E. (2016). Modeling of landslide volume estimation. *Open Geosciences*, *8*(1), 360-370. https://doi.org/10.1515/geo-2016-0032

Chau, K. T., Sze, Y. L., Fung, M. K., Wong, W. Y., Fong, E. L., & Chan, L. C. P. (2004). Landslide hazard analysis for Hong Kong using landslide inventory and GIS. Computers & Geosciences, 30(4), 429- 443. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2003.08.013

Chen, W. E. I. (2009). Supervision analysis and treatment review of the high slope landside of one municipal project [J]. *Shanxi Architecture*, *17*.

Chen, W., Li, X., Wang, Y., Chen, G., & Liu, S. (2014). Forested landslide detection using LiDAR data and the random forest algorithm: A case study of the Three Gorges, China. *Remote sensing of environment*, *152*, 291-301. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.004

corominas, j. (1996). The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. Canadian geotechnical, 33, 260-271. https://doi.org/10.1139/t96-005

Dai, F. C., & Lee, C. F. (2001). Terrain-based mapping of landslide susceptibility using a geographical information system: a case study. Canadian Geotechnical Journal, 38(5), 911-923. https://doi.org/10.1139/t01-021

Harrison, J. V., & Falcon, N. L. (1938). An ancient landslip at Saidmarreh in southwestern Iran. The Journal of Geology, 46(3, Part 1), 296-309.

Hovius, N., Stark, C. P., & Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, *25*(3), 231-234. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0231:SFFAMB>2.3.CO;2

Hungr, O., Evans, S. G., & Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Canadian Geotechnical Journal, 36(2), 224-238. https://doi.org/10.1139/t98-106
Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11(2), 167-194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y
Issler, D., De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Bryn, P., & Lien, R. (2005). Scaling behaviour of clay-rich submarine debris flows. *Marine and Petroleum Geology*, *22*(1-2), 187-194. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2004.10.015
Jacobs, J. A. (2005). Designing for Effective Sediment and Erosion Control on Construction Sites and Field Manual on Sediment and Erosion Control Best Management Practices for Contractors and Inspectors: (Jerald S. Fifield). https://doi.org/10.2113/11.2.187
Jafari, G., & Barati, Z. (2018). Quaternary equilibrium line altitude estimation by different methods in the Alvand mountain of Hamedan, Iran. Applied Ecology and Environmental Research, 16(5), 5849-5868. DOI: 10.15666/aeer/1605_58495868
Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air-and space borne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing, 57(1-2), 39-52. https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00114-4
Khezri, S., Shahabi, H., & Ahmad, B. B. (2013). Landslide susceptibility mapping in central Zab basin in GIS-based models, northwest of Iran. *Environment*, *3*(4).
Korup, O. (2005). Geomorphic hazard assessment of landslide dams in South Westland, New Zealand: fundamental problems and approaches. *Geomorphology*, *66*(1-4), 167-188. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.013
Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrouc, V., ... & Meric, O. (2011). Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data. Engineering Geology, 120(1-4), 18-31. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.004
Lee, S., & Pradhan, B. (2006). Probabilistic landslide hazards and risk mapping on Penang Island, Malaysia. Journal of Earth System Science, 115(6), 661-672.
Lugaizi, I. (2008). Landslide Volume Monitoring Using Geophysics and Multi-temporal Digital Elevation Models: A Case Study of Trieves Area, France. ITC.
Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms, 29(6), 687-711. DOI: 10.1002/esp.1064
Martha, T. R., & Kumar, K. V. (2013). Landslide events in Okhimath, India—an assessment of landslide consequences using very high resolution satellite data. Landslides, 10(4), 469-479. DOI: 10.1007/s10346-013-0420-6
Martha, T. R., Reddy, P. S., Bhatt, C. M., Raj, K. B. G., Nalini, J., Padmanabha, E. A., ... & Diwakar, P. G. (2017). Debris volume estimation and monitoring of Phuktal river landslide-dammed lake in the Zanskar Himalayas, India using Cartosat-2 images. *Landslides*, *14*(1), 373-383. https://doi.org/10.1007/s10346-016-0749-8
Martha, T. R., Roy, P., Govindharaj, K. B., Kumar, K. V., Diwakar, P. G., & Dadhwal, V. K. (2015). Landslides triggered by the June 2013 extreme rainfall event in parts of Uttarakhand state, India. Landslides, 12(1), 135-146. https://doi.org/10.1007/s10346-014-0540-7
Reid, M. E. Baum, R. L. Lahusen, R. Lahusen, R. Ellis, W. L. (2008). Capturing landslide dynamics and hydrologic triggers using near-real-time monitoring. Landslides and Engineered Slopes. Frome the past to the future, two volomes+ CD-ROM, 201-214. DOI: 10.1201/9780203885284-c10
Reid, M. E., Christian, S. B., Brien, D. L., & Henderson, S. (2015). Scoops3D—software to analyze three-dimensional slope stability throughout a digital landscape. US Geological Survey Techniques and Methods, book, 14. https://dx.doi.org/10.3133/tm14A1.
Samyn, K., Travelletti, J., Bitri, A., Grandjean, G., & Malet, J. P. (2012). Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction traveltime tomography: The La Valette landslide case history. Journal of Applied Geophysics, 86, 120-132. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.07.014
Saro, L., Woo, J. S., Kwan-Young, O., & Moung-Jin, L. (2016). The spatial prediction of landslide susceptibility applying artificial neural network and logistic regression models: A case study of Inje, Korea. *Open Geosciences*, *8*(1), 117-132. https://doi.org/10.1515/geo-2016-0010
Schuerch, P., Densmore, A. L., McArdell, B. W., & Molnar, P. (2006). The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology*, *78*(3-4), 222-235. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.025
Shahabi, H., & Hashim, M. (2015). Landslide susceptibility mapping using GIS-based statistical models and Remote sensing data in tropical environment. *Scientific reports*, *5*(1), 1-15.
Shoaei, Z., & Ghayoumian, J. (1998). The largest debris flow in the world, Seimareh Landslide, Western Iran. In Environmental forest science (pp. 553-561). Springer, Dordrecht.
Tang, H., Yong, R., & Eldin, M. E. (2017). Stability analysis of stratified rock slopes with spatially variable strength parameters: the case of Qianjiangping landslide. Bulletin of engineering geology and the environment, 76(3), 839-853. https://doi.org/10.1007/s10064-016-0876-4

Tralli, D. M., Blom, R. G., Zlotnicki, V., Donnellan, A., & Evans, D. L. (2005). Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 59(4), 185-198. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2005.02.002

Van Asch, T. W., Buma, J., & Van Beek, L. P. H. (1999). A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, *30*(1-2), 25-32. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00042-2

Van Den Eeckhaut, M., Verstraeten, G., & Poesen, J. (2007). Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: the Collinabos landslide (Belgium). Geomorphology, 89(3-4), 258-273. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.005

Van Westen, C. J., & Getahun, F. L. (2003). Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. Geomorphology, 54(1-2), 77-89. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00057-6

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report*, *176*, 11-33. http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf

Von Ruette, J., Lehmann, P., & Or, D. (2016). Linking rainfall-induced landslides with predictions of debris flow runout distances. Landslides, 13(5), 1097-1107. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.007

Watson, R. A., Wright, H. E., Schumm, S. A., & Bradley, W. C. (1969). The saidmarreh landslide, Iran. Geological Society of America Special Paper, 123, 115-139. DOI: https://doi.org/10.1130/SPE123-p115.

University of Sistan and Baluchestan
Journal of Natural Environment Hazards
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

References

References (in Persian)

Ahmadzadeh, H., Roustaei, Sh., Nikjoo, M. R., Dehghani, M., (2015). Estimation of landslide area and volume using InSAR techniques and GPS observations (case study of Gogerd village slip zone), Quantitative geomorphological research, fourth year, No. 2, pp. 28-18. [In Persian]

Amirahmadi, A., akbari, E., pourhashemi, S., akbari, E. (2015). Modeling the Relation between Area and Volume of Landslide (Case study: Neyshabour Baqi Basin). *Geography and Environmental Planning*, 26(3), 81-98. [In Persian]

Biranvand Ho., Entezari M., Saif A. (2016). Analysis the morphometric features of KabirKooh landslide. Researches in Geographical Sciences. 16 (41):31-53. URL: http://jgs.khu.ac.ir/article-1-2652-fa.html [In Persian]

Beheshti Rad, M., Feyznia, S., Selajgeh, A., Ahmadi, H., (2009) Evaluation of the efficiency of landslide risk zoning model (CF) Case study of Moallem Kalayeh watershed, Natural Geography, No. 5, Volume 2, pp. 19- 28. [In Persian]

Chorley, R. J., Schumm, S.A., Sugdan, D. E., (2014), Geomorphology: slope, rivers, coastal and wind processes), translated by Ahmad Motamed, Ebrahim Moghimi, Samat Publications, Volume 3, Print Second, SAMP. 456 p. [In Persian]

Fallah Zazuli, M., Vafaei Nezhad, A., Alesheikh, A., Modiri, M., Aghamohammadi, H. (2020). Landslide hazard zoning using Shannon Entropy and Information Value models in GIS environment - Case study: East Rudbar-e Alamut District-Qazvin Province. *Scientific- Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)*, 28(112), 123-136. doi: 10.22131/sepehr.2020.38611. [In Persian]

Geographical Organization of the Armed Forces, Topographic Maps 1/50000, Teacher Sheet 6062 I. [In Persian]

Geological Survey of the country, Geological maps 1/100000, Geological map of Qazvin. [In Persian]

Ghahremani, Sh., Thervati, M. R., (2008), Study of Geomorphology and Erosion in Al-Motroud Watershed, Geographical Quarterly of the Land, Scientific-Research, Fifth Year, No. 17, pp. 61-45. [In Persian]

Goorabi A. Quantification of mass wasting volume associated with the giant landslide Maleh Kabood induced by the 2017 Kermanshah earthquake from InSAR. Researches in Geographical Sciences. 2021; 21 (60):47-63 URL: http://jgs.khu.ac.ir/article-1-3003-fa.html. [In Persian]

Khodaei Gheshlagh, L., Roustaei, Sh., Mokhtari, D., Valizadeh Kamran, Kh., (2021), Landslide monitoring using InSAR radar interferometry method (Case study: Ahar to Varzeqan region), Journal of Geography and Planning, Year 25, No. 75, pp. 126-113. [In Persian]

Nojavan, M., Shahzeidi, S., davudi, M., Aminroaya, H. (2019). Zonation of Landslide Risk using Fuzzy and AHP Model (Case Study: Komeh Basin, Isfahan Province). Quantitative Geomorphological Research, 7(4), 142-159. [In Persian]

Qanavati, E., Karam, A., Taghavi Moghadam, I. (2018). Landslide Hazard Zonation Using the Fuzzy Logic Method in Nazlo-Chay Basin. *Quantitative Geomorphological Research*, 6(4), 103-119. [In Persian]

Rezaei Moghaddam, M. H., Faizollahpour, M., Asghari, S., (2011), Estimation of Mathematical Relationships between the Factors of Volume and Area of Landslide in Saeen Pass, Geography (Iranian Journal of Geographical Society), New Volume, Year 9, Issue 28, pp. 218-203. [In Persian]

Rezaei Moghaddam, M. H., Faizollahpour, M., Asghari, S., (2011). Estimation of Mathematical Relationships between the Factors of Volume and Area of Landslide in Saeen Pass, Geography (Iranian Journal of Geographical Society), New Volume, Year 9, Issue 28, pp. 218-203. [In Persian]

Roostaei, S., Mokhtari, D., Ashrafi fini, Z. (2019). Identification and monitoring of domain instability by differential intermetal processing In the Taleghan watershed. *Quantitative Geomorphological Research*, 7(3), 18-30. [In Persian]

Teimoori Yanesari, Z., Hosseinzadeh, S., Kavian, A., Pour Ghasemi, H. (2019). Modeling and Landslide Volume Estimation Based on Landslide Area in Chahardangheh Basin (Mazandran Province). Geographical Planning of Space, 8(30), 79-94. doi: 10.30488/gps.2019.85833. doi: 10.30488/gps.2019.85833. [In Persian]

Yamani M, Heydarian L, goorabi A, Maghsoudi M. Modeling Domain Instabilities Using Time Series Analysis Radar images with SBAS technique. MJSP. 2021; 25 (2):183-205. URL: http://hsmsp.modares.ac.ir/article-21-40275-fa.html. [In Persian]

Yamani, M., Zamani, H., (2007), Snow recovery around the border of Shahrestanak valley in the last glacial period, Geography (Geographical Association of Iran). 12 and 13, 104-89. [In Persian]

References (in English)

Amirahmadi, A., Pourhashemi, S., Karami, M., & Akbari, E. (2016). Modeling of landslide volume estimation. *Open Geosciences*, *8*(1), 360-370. https://doi.org/10.1515/geo-2016-0032

Chau, K. T., Sze, Y. L., Fung, M. K., Wong, W. Y., Fong, E. L., & Chan, L. C. P. (2004). Landslide hazard analysis for Hong Kong using landslide inventory and GIS. Computers & Geosciences, 30(4), 429- 443. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2003.08.013

Chen, W. E. I. (2009). Supervision analysis and treatment review of the high slope landside of one municipal project [J]. *Shanxi Architecture*, *17*.

Chen, W., Li, X., Wang, Y., Chen, G., & Liu, S. (2014). Forested landslide detection using LiDAR data and the random forest algorithm: A case study of the Three Gorges, China. *Remote sensing of environment*, *152*, 291-301. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.004

corominas, j. (1996). The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. Canadian geotechnical, 33, 260-271. https://doi.org/10.1139/t96-005

Dai, F. C., & Lee, C. F. (2001). Terrain-based mapping of landslide susceptibility using a geographical information system: a case study. Canadian Geotechnical Journal, 38(5), 911-923. https://doi.org/10.1139/t01-021

Harrison, J. V., & Falcon, N. L. (1938). An ancient landslip at Saidmarreh in southwestern Iran. The Journal of Geology, 46(3, Part 1), 296-309.

Hovius, N., Stark, C. P., & Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, *25*(3), 231-234. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0231:SFFAMB>2.3.CO;2

Hungr, O., Evans, S. G., & Hazzard, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. Canadian Geotechnical Journal, 36(2), 224-238. https://doi.org/10.1139/t98-106

Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides, 11(2), 167-194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y

Issler, D., De Blasio, F. V., Elverhøi, A., Bryn, P., & Lien, R. (2005). Scaling behaviour of clay-rich submarine debris flows. *Marine and Petroleum Geology*, *22*(1-2), 187-194. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2004.10.015

Jacobs, J. A. (2005). Designing for Effective Sediment and Erosion Control on Construction Sites and Field Manual on Sediment and Erosion Control Best Management Practices for Contractors and Inspectors: (Jerald S. Fifield). https://doi.org/10.2113/11.2.187

Jafari, G., & Barati, Z. (2018). Quaternary equilibrium line altitude estimation by different methods in the Alvand mountain of Hamedan, Iran. Applied Ecology and Environmental Research, 16(5), 5849-5868. DOI: 10.15666/aeer/1605_58495868

Kääb, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air-and space borne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. ISPRS Journal of Photogrammetry and remote sensing, 57(1-2), 39-52. https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00114-4

Khezri, S., Shahabi, H., & Ahmad, B. B. (2013). Landslide susceptibility mapping in central Zab basin in GIS-based models, northwest of Iran. *Environment*, *3*(4).

Korup, O. (2005). Geomorphic hazard assessment of landslide dams in South Westland, New Zealand: fundamental problems and approaches. *Geomorphology*, *66*(1-4), 167-188. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.013

Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrouc, V., ... & Meric, O. (2011). Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data. Engineering Geology, 120(1-4), 18-31. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.004

Lee, S., & Pradhan, B. (2006). Probabilistic landslide hazards and risk mapping on Penang Island, Malaysia. Journal of Earth System Science, 115(6), 661-672.

Lugaizi, I. (2008). Landslide Volume Monitoring Using Geophysics and Multi-temporal Digital Elevation Models: A Case Study of Trieves Area, France. ITC.

Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., & Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms, 29(6), 687-711. DOI: 10.1002/esp.1064

Martha, T. R., & Kumar, K. V. (2013). Landslide events in Okhimath, India—an assessment of landslide consequences using very high resolution satellite data. Landslides, 10(4), 469-479. DOI: 10.1007/s10346-013-0420-6

Martha, T. R., Reddy, P. S., Bhatt, C. M., Raj, K. B. G., Nalini, J., Padmanabha, E. A., ... & Diwakar, P. G. (2017). Debris volume estimation and monitoring of Phuktal river landslide-dammed lake in the Zanskar Himalayas, India using Cartosat-2 images. *Landslides*, *14*(1), 373-383. https://doi.org/10.1007/s10346-016-0749-8

Martha, T. R., Roy, P., Govindharaj, K. B., Kumar, K. V., Diwakar, P. G., & Dadhwal, V. K. (2015). Landslides triggered by the June 2013 extreme rainfall event in parts of Uttarakhand state, India. Landslides, 12(1), 135-146. https://doi.org/10.1007/s10346-014-0540-7

Reid, M. E. Baum, R. L. Lahusen, R. Lahusen, R. Ellis, W. L. (2008). Capturing landslide dynamics and hydrologic triggers using near-real-time monitoring. Landslides and Engineered Slopes. Frome the past to the future, two volomes+ CD-ROM, 201-214. DOI: 10.1201/9780203885284-c10

Reid, M. E., Christian, S. B., Brien, D. L., & Henderson, S. (2015). Scoops3D—software to analyze three-dimensional slope stability throughout a digital landscape. US Geological Survey Techniques and Methods, book, 14. https://dx.doi.org/10.3133/tm14A1.

Samyn, K., Travelletti, J., Bitri, A., Grandjean, G., & Malet, J. P. (2012). Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction traveltime tomography: The La Valette landslide case history. Journal of Applied Geophysics, 86, 120-132. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.07.014

Saro, L., Woo, J. S., Kwan-Young, O., & Moung-Jin, L. (2016). The spatial prediction of landslide susceptibility applying artificial neural network and logistic regression models: A case study of Inje, Korea. *Open Geosciences*, *8*(1), 117-132. https://doi.org/10.1515/geo-2016-0010

Schuerch, P., Densmore, A. L., McArdell, B. W., & Molnar, P. (2006). The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology*, *78*(3-4), 222-235. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.025

Shahabi, H., & Hashim, M. (2015). Landslide susceptibility mapping using GIS-based statistical models and Remote sensing data in tropical environment. *Scientific reports*, *5*(1), 1-15.

Shoaei, Z., & Ghayoumian, J. (1998). The largest debris flow in the world, Seimareh Landslide, Western Iran. In Environmental forest science (pp. 553-561). Springer, Dordrecht.

Tang, H., Yong, R., & Eldin, M. E. (2017). Stability analysis of stratified rock slopes with spatially variable strength parameters: the case of Qianjiangping landslide. Bulletin of engineering geology and the environment, 76(3), 839-853. https://doi.org/10.1007/s10064-016-0876-4

Tralli, D. M., Blom, R. G., Zlotnicki, V., Donnellan, A., & Evans, D. L. (2005). Satellite remote sensing of earthquake, volcano, flood, landslide and coastal inundation hazards. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 59(4), 185-198. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2005.02.002

Van Asch, T. W., Buma, J., & Van Beek, L. P. H. (1999). A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology*, *30*(1-2), 25-32. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00042-2

Van Den Eeckhaut, M., Verstraeten, G., & Poesen, J. (2007). Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: the Collinabos landslide (Belgium). Geomorphology, 89(3-4), 258-273. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.005

Van Westen, C. J., & Getahun, F. L. (2003). Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. Geomorphology, 54(1-2), 77-89. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00057-6

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report*, *176*, 11-33. http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr176/176-002.pdf

Von Ruette, J., Lehmann, P., & Or, D. (2016). Linking rainfall-induced landslides with predictions of debris flow runout distances. Landslides, 13(5), 1097-1107. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.007

Watson, R. A., Wright, H. E., Schumm, S. A., & Bradley, W. C. (1969). The saidmarreh landslide, Iran. Geological Society of America Special Paper, 123, 115-139. DOI: https://doi.org/10.1130/SPE123-p115.