



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

Morphometry and reconstruction of the Moallem-Kalaye landslide

Gholam Hassan Jafari^{1*} , Roohallah Khodaie²

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., & Khodaie, 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



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

مورفومتری و بازسازی زمین لغزش معلم کلایه

غلام حسن جعفری^{۱*}، روح اله خدایی^۲

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

۲. گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان

اطلاعات مقاله	چکیده
نوع مقاله: مقاله پژوهشی	زمین لغزش‌ها 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 زمین لغزش معلم کلایه در حوضه الموت، یکی از زیرحوضه‌های اصلی شاهرود، بررسی می‌گردد. اساس تشخیص، شناسایی و بررسی زمین لغزش معلم کلایه بر مشاهدات میدانی و تفسیر پدیدارشناسانه آن استوار است. به این منظور، علاوه بر مورفومتری اشکال مختلف در داخل خود زمین لغزش، به مناطق مرتفع مسلط به زمین لغزش صعود نموده و نقش لندفرم‌های مسلط به زمین لغزش در وقوع این حادثه کاتاستروفیک مورد ارزیابی قرار گرفت. با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS، توپوگرافی قبل از زمین لغزش بازسازی گردید و نسبت به وضع موجود، تجزیه و تحلیل شد. با انجام محاسبات رستری در Arc GIS، حجم مواد تخلیه‌شده توسط زمین لغزش برآورد گردید. زمین لغزش معلم کلایه با ابعاد ۱/۳ کیلومتر عرض (قسمت تاج زمین لغزش)، ۱/۶ کیلومتر طول و متوسط ۸۰ متر عمق در کنگلومرای اندژ رخ داده 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 زمین لغزش در حدود ۲/۶۳۲ کیلومترمربع و گسترش مواد جابه‌جا شده در سطحی معادل ۱۳/۵ کیلومترمربع است. زمین لغزش‌های کوچک در بالادست، شرایط هیدرولوژیکی مناطق پایین‌دست را به هم می‌ریزد و شرایط زمین لغزش‌های بزرگ فراهم می‌نماید.
تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۱۳	
تاریخ ویرایش: ۱۴۰۰/۱۲/۲۱	
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۱/۲۲	
واژه‌های کلیدی: الموت، شاهرود، حرکات دامنه‌ای، کنگلومرا.	

استناد: جعفری، غلام‌حسن، خدایی، روح اله. (۱۴۰۲). مورفومتری و بازسازی زمین لغزش معلم کلایه. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۲(۳۵)، ۵۹-۷۸.

DOI: 10.22111/jneh.2022.40129.1849



© غلام حسن جعفری* روح اله خدایی.

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

مقدمه

زمین لغزش‌های 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 بر اثر شکستگی و تخریب مواد و تحت تأثیر عوامل انتقال‌دهنده، مانند هوا و آب، با سرعت زیاد، به جریان گلی (گل‌آلود) تبدیل شود (چورلی^۱ 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^۲ و همکاران، ۱۹۹۷؛ کوروپ^۳، ۲۰۰۵؛ اسپورچ^۴ و همکاران، ۲۰۰۶؛ چن^۵، ۲۰۰۹؛ امیراحمدی و همکاران، ۲۰۱۶) که علاوه بر تهدیدهای جمعیتی و فرسایشی، چشم‌انداز منطقه را به‌شدت متأثر می‌سازد (سارو^۶ و همکاران، ۲۰۱۶؛ خضری و همکاران، ۲۰۱۳). در مناطق کوهستانی فرآیندهایی همچون زمین‌لرزه و سولیفلوکسیون می‌تواند زمین‌لغزش‌های فراوانی را ایجاد نماید. در واقع 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^۷، ۱۹۷۸؛ شهابی و هاشم، ۲۰۱۵؛ چاو^۸ و همکاران، ۲۰۰۴؛ ملامود^۹ و همکاران، ۲۰۰۴؛ ون دن اکخاوت^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۷؛ هونگر^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۴). زمین‌لغزش‌ها باتوجه به عمق، به دودسته سطحی و عمقی تقسیم می‌شوند. عمق زمین‌لغزش‌های سطحی به‌طور متوسط دو متر است؛ در صورتی‌که عمق زمین‌لغزش‌های عمیق، به بیش از ۲۰ متر می‌رسد و ممکن است سنگ‌بستر را متأثر سازند (ون آسچ^{۱۲} 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 از جمله شعاعی و قیومیان (۱۹۹۸) هاریسون^{۱۳} و فالکون^{۱۴} (۱۹۳۸) و واتسون^{۱۵} و رایت^{۱۶} (۱۹۶۹) مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این زمین‌لغزش که در ۱۰۵۰ سال پیش (۲۰۲۱) ایجاد شده، حجمی مابین ۲۰۰۹۱۰۸ تا ۳۰۰۹۱۰۸ مترمکعب خاک، جابه‌جا شده است (رید و همکاران^{۱۷}، 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 زمین لغزش یکی از دغدغه‌های اصلی محققان علوم زمین است؛ چراکه برآورد حجم زمین لغزش در ارزیابی شدت خطر برنامه‌ریزی ریسک و کاهش خطرات ناشی از آن بسیار مهم است. روش‌های تخمین حجم زمین لغزش در پنج گروه مختلف ارائه شده‌اند: الف) میدانی، ب) مدل‌سازی فیزیکی زمین لغزش، ج) مدل‌سازی تجربی، ه) تجزیه و تحلیل 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 زمین لغزش عامل مهمی در ارزیابی خطرات احتمالی آن بر روی پدیده‌های در معرض خطر است؛ چراکه تا حدودی به کمک حجم زمین لغزش 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 زمین لغزش‌ها را با توجه به تغییرهایی که در چشم‌انداز به وجود آمده به خوبی مشخص نمود؛ ولی هنوز روش‌های کارآمد و قوی برای ارزیابی دقیق حجم زمین لغزش و برآورد فرسایش ناشی از آن وجود ندارد. به عبارتی، ارزیابی سطح و تعداد زمین لغزش با تفسیر عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای امکان‌پذیر است؛ ولی تعیین حجم زمین لغزش هنوز با چالش‌های زیادی روبروست. البته برای برآورد حجم مواد جابه‌جاشده، با توجه به وسعت و گستردگی زمین لغزش، پژوهشگران از روش‌های مختلف همچون رقومی کردن تصاویر ماهواره‌ای، برآورد اختلاف ارتفاع لندفرم در قسمت‌های مختلف و روش‌های میدانی به صورت 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 زمین لغزش‌های حادث در مناطق کوهستانی دارند (کاب^{۱۱}، ۲۰۰۲؛ مارت^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۵؛ مارت^{۱۳} و وینود کومار^{۱۴}، ۲۰۱۳؛ ترالی^{۱۵}، ۲۰۰۵؛ ون وستن^{۱۵} و لولی گتاهون^{۱۶}، ۲۰۰۳؛ مارت^{۱۶} و همکاران، ۲۰۱۷). مدل‌سازی فیزیکی مبتنی بر ارائه مدل شبیه‌سازی شده، فرآیندهای تخریبی بر اساس مکانیک خاک و سنگ با مکانیسم پایداری شیب در ارتباط است. اشکال این کار این است که با توجه به ناپایداری محیط و تغییر لندفرم‌ها در طی زمان توسط فرآیندهای آبی، بازسازی وضعیت فیزیکی قبل از زمین لغزش معمولاً دشوار است (رید و همکاران، ۲۰۱۵). متداول‌ترین روش برای تخمین حجم زمین لغزش، تجزیه و تحلیل DEM چندزمانه و بازسازی توپوگرافیکی منطقه زمین لغزش با استفاده از وضعیت خطوط منحنی میزان در نواحی زمین لغزش است (چن و همکاران، ۲۰۱۴). این روش مخصوص زمین لغزش‌های بزرگ است و برای زمین لغزش‌های 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. Käab

¹². Martha

¹³. Vinod Kumar

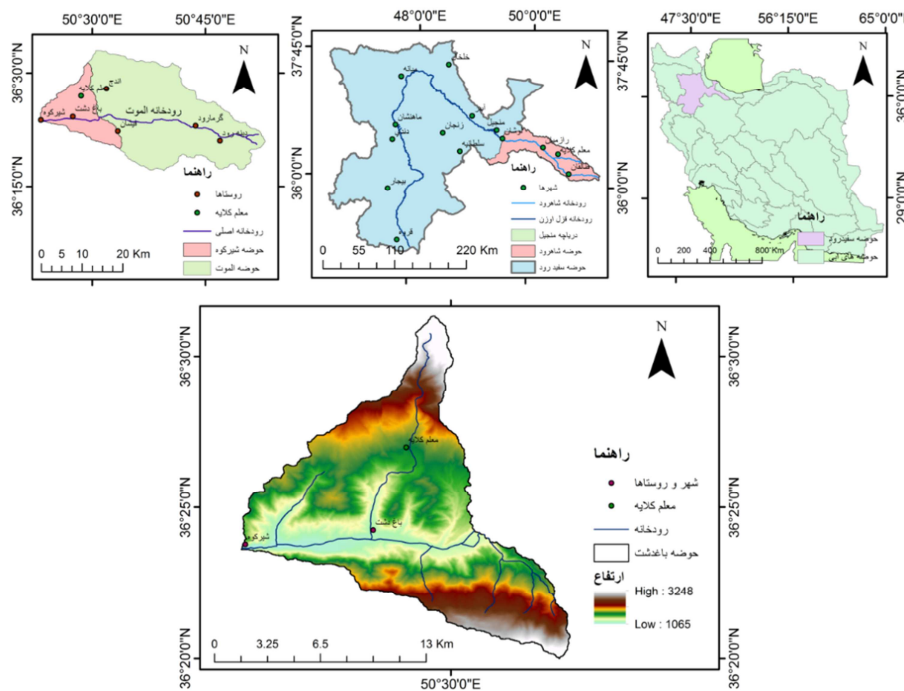
¹⁴. Tralli

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 مورد تأیید قرار داده است. رضایی مقدم 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 $V_{LT} = 3/2 \times 10^7 \text{ m}^3$ می‌باشد که از سرعت جابه‌جایی معادل $\phi_L = 7/8 \text{ mmyr}^{-1}$ برخوردار بوده است. فنوتاتی 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 تجزیه و تحلیل 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 $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ و $7/3 \times 10^7 \text{ m}^3$ 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 $V_L = 408 \times A_L^{1.284}$ 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 از نظر 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 زمین لغزش، 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 فعال بودن تنها برخی از زمین لغزش‌های موجود در جنوب منطقه در طول مدت زمان 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 مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند. نتایج مدل سازی نشان داد که بیش از ۴۰ درصد محدوده در معرض وقوع زمین لغزش 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 زمین لغزش ناشی از زمین لرزه ۷/۳ از گله استان کرمانشاه را پایش و شناسایی نمود. ارزیابی‌های کمی دال بر مساحت ۰/۶ کیلومترمربع (۵۷۷ هکتار) و حجم حدود ۵۰۰ میلیون مترمکعب توده زمین لغزش است. در این مقاله یکی از زمین لغزش‌های بزرگ ایران که از نظر ژئومورفولوژیکی کمتر مورد توجه قرار گرفته، شناسایی و معرفی گردید. این زمین لغزش که باتوجه به شواهد ژئومورفولوژیکی به‌عنوان یک رخداد کاتاستروفیک محسوب می‌شود، در حوضه الموت، یکی از زیرحوضه‌های اصلی شاهرود رخ داده است که به‌دلیل قرارگیری شهر کنونی معلم کلايه در داخل آن، به‌عنوان زمین لغزش معلم کلايه معرفی شده 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 به هم پیوستن شاهرود و قزل‌اوزن در نزدیکی سد منجیل به وجود می‌آید. رودخانه شاهرود از به هم 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).

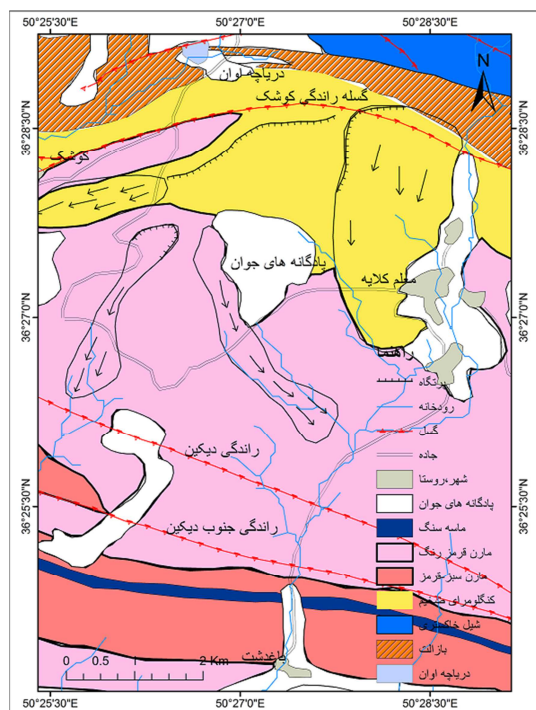


شکل ۱: موقعیت زمین لغزش معلم کلايه در حوضه شاهرود

زمین لغزش معلم کلايه در تشکیلات کنگلومرایي اتفاق افتاده است که بر اثر گسل اندژ رخمون نموده است. لایه کنگلومرایي مابین رسوبات سیلتستون مارن دار، از نظر ارتفاعی مسلط به آن ها و در طول بیش از ۱۳۰ کیلومتر با ضخامتی 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 معلم کلايه، علی آباد و شسته، حسن آباد و در امتداد رودخانه شاهرود قابل رؤیت می باشد. ترکیب اصلی این واحد شامل کنگلومرای ضخیم تا توده ای خاکستری رنگ با سخت شدگی خوب و قطعات کوچک و بزرگ ولکانیک با ترکیب های متفاوت و سیمانی ولکانیک با جور شدگی و گردشگی ضعیف تا متوسط همراه با لایه هایی از ماسه سنگ های خاکستری تا قرمز دانه ریز تا دانه متوسط 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 می رسد. همبری زیرین این واحد با سنگ های ائوسن به طور کامل گسله و بریده است و خود توسط مارن های واحد M^{msc} به طور هم شیب پوشیده می شود. گسله راندگی کوشک با امتداد تقریبی خاوری - باختری و شیب نزدیک به ۳۰ درجه به سوی شمال و درازایی بالغ بر ۱۶ کیلومتر، بیشتر در داخل واحد کنگلومرایي نئوژن می باشد؛ اما در بخش خاوری سبب رانده شدن سنگ های آتشفشانی ائوسن (E_6^{ab}) بر روی کنگلومرای میوسن گردیده است. از نکات قابل توجه، وجود زمین لغزش های فراوان در پیرامون این گسله است (نقشه زمین شناسی (شکل ۲). (۱/۱۰۰۰۰۰)

داده‌ها

تشخیص، شناسایی و بررسی زمین لغزش معلم کلايه بر اساس مشاهدات میدانی و تفسیر پدیدارشناسانه آن استوار گردید. در قدم اول با مشاهدات دقیق میدانی داده‌های اولیه مورد نیاز برای تجزیه و تحلیل زمین لغزش جمع‌آوری شد. در این مرحله اشکال لندفرم‌های داخل زمین لغزش 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 زمین لغزش صعود نموده و لندفرم‌های مستقر در آن‌ها نیز بررسی و در صورت لزوم مورفومتری گردید و نقش آن‌ها در زمین لغزش مورد ارزیابی قرار گرفت. معمولاً در نقشه‌های زمین شناسی جنس سنگ را با تعبیر 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، با توجه به شباهت‌های لیتولوژیکی، بازسازی شد و تغییر شرایط بر اثر عوامل اثرگذار بیرونی، بر اساس وضع موجود مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بر این اساس، دو فرضیه متفاوت در ایجاد چنین زمین لغزشی مطرح و مورد ارزیابی قرار گرفت و بر فرضیه‌ای که بیشتر با شرایط محیطی انطباق داشت تحلیل بیشتری انجام شد.



شکل ۲: موقعیت زمین شناسی زمین لغزش معلم کلايه در حوضه الموت

در مرحله بعد حجم مواد جابه‌جا شده توسط زمین لغزش معلم کلايه برآورد گردید. زمین لغزش معلم کلايه در مدل رقومی ارتفاع با قدرت تفکیک $12/5 \times 12/5$ مترمربع و در تصاویر ماهواره‌ای لندست، به‌وضوح قابل تشخیص است، به‌وسیله آن‌ها ابعاد زمین لغزش تعیین گردید. خطوط منحنی میزان منعکس شده در نقشه‌های توپوگرافی $1/50000$ در قسمت غربی زمین لغزش معلم کلايه با زاویه‌ای بیش از 90° درجه، به‌طرف نواحی مرتفع‌تر، شکسته شده‌اند.

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

یافته‌های پژوهش

پراکندگی Erratic rock (تخته‌سنگ‌های بزرگ) بافاصله از سینوزیته کوهستان موجب ارائه نظریه‌های مختلف از جمله 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 معلم کلایه، دال بر وقوع یک زمین لغزش بزرگ است. زمین لغزش معلم کلایه در زیرحوضه باغدشت از حوضه الموت قرار گرفته است. در حوضه الموت زمین لغزش‌های متعدد و بزرگی شکل گرفته است. زمین لغزش‌ها در لیتولوژی‌های مختلف به علل متفاوتی رخ می‌دهند. وجود Erratic rock در مارن‌ها بامیان لایه‌های مختلف، در سطح وسیع منطقه معلم کلایه دال بر جابه‌جایی مواد به صورت ناگهانی است که اجازه چرخیدن و غلتیدن به Erratic rock را نداده و تا انتهای زمین لغزش نیز قطعه‌سنگ‌های بزرگ را جابه‌جا نموده و در جاهای مختلف برحسب قدرت اولیه، ترمینال‌های متعدد قطعه‌سنگی را ایجاد کرده است. در اطراف شهر معلم کلایه از حوضه الموت، بلوکه‌های کنگلومرای در سطح وسیعی گسترش یافته‌اند که از یک رخداد عظیم کاتاستروفیک حکایت دارند. مورفولوژی منطقه دال بر یک زمین لغزش عظیمی است که منجر به پراکندگی قطعات کنگلومرای از یک توده اصلی شده است. بر اساس مورفومتری میدانی رسوبات و فرم سطوح ارضی، گستره زمین لغزش از نظر عرضی، به دو قسمت لغزشی و جریان‌ی تقسیم می‌شود. غرب زمین لغزش، غلبه با لغزش کنگلومرای ضخیم اندژ بر روی سطح مارنی بوده که از رأس به طرف قاعده زمین لغزش، با جابه‌جایی بیشتر رسوبات مارنی همراه بوده است. وجود بلوکه‌های کنگلومرای با ابعاد متفاوت، در بخش غربی، از رأس تا پایین‌ترین قسمت قاعده زمین لغزش، دال بر این است که وزن بسیار زیاد کنگلومرا به واسطه 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 زمین لغزش را فراهم نموده است (شکل ۳ الف). چنین شرایطی در قسمت غربی زمین لغزش باعث شده که بستر لازم برای جابه‌جایی مارن و رسوبات سیلتستون قسمت شرقی فراهم گردد و ضخامت کمتری از کنگلومرا دچار لغزش گردد و به دلیل هم‌جواری با رودخانه، سولیفلوکسیون رخ دهد. جهت اصلی زمین لغزش ۱۵۰ درجه به سمت جنوب است؛ در همین امتداد، پشته‌های گلی طولی نیز شکل گرفته‌اند. در قسمت شرق زمین لغزش علاوه بر رشته تپه‌های موازی از مارن، به طرف قاعده نیز تپه‌هایی با لیتولوژی غالب مارنی گسترش دارند. در بخش غربی، بافاصله گرفتن از رأس زمین لغزش، تحرک مارن بیشتر شده که به دلیل دوری از رودخانه و در نتیجه جابه‌جایی کمتر، به صورت تپه‌های منفرد و مدوری از مارن، با ارتفاع متفاوت در

درون زمین لغزش باقی مانده اند. شکل تپه های بیرون از سطح زمین لغزش، به دلیل کشیدگی بیشتر در امتداد زمین لغزش، به بیضی نزدیک تر است. تپه های درون سطح زمین لغزش بیشتر تک شیب بوده با شیب تند و دامنه کوتاه در جهت زمین لغزش و شیب کند و دامنه طولانی در خلاف جهت زمین لغزش مشخص می شوند. شیب دامنه ها به طرف جریان زمین لغزش، بین ۵ تا ۱۰ برابر شیب دامنه های در جهت خلاف زمین لغزش است و معمولاً ارتفاع آن ها از سطح پایه ۲ الی ۳ متر است. در نزدیکی رأس زمین لغزش ارتفاع تپه ها به بیش از ۱۰ متر از سطح پایه و قطر آن ها به بیش از صد متر می رسد. با نزدیک شدن به قاعده زمین لغزش، قطر تپه ها کمتر شده ولی ارتفاع آن ها در حدود تپه های غالب در سطح زمین لغزش (۲ الی ۳ متر) باقی می ماند (شکل ۳ ب).



شکل ۳: نمایی کلی از شرق و غرب زمین لغزش (الف) نگاه عکس به جنوب نمونه ای از توده های مارنی جابه جاشده در گستره زمین لغزش (ب) نگاه عکس به شرق

بر اساس مشاهدات میدانی، جنس ماده سیمانی کنگلومرای اندژ، رُس است. این ماده سیمان در بلوک های کنگلومرای باگذشت زمان، خاصیت سیمان خود را از دست می دهد و دانه ها بدون سیمان در پای بلوک ها به صورت رسوبات برجا باقی مانده اند و چون قطر متوسط دانه های تشکیل دهنده کنگلومرای اندژ بین ۵ تا ۱۰ سانتیمتر است رسوبات غالب کف زمین لغزش، بسیار درشت دانه با نفوذپذیری بسیار زیاد هستند که همراه با سینک هول های ناشی از زمین لغزش، شرایط نفوذ آب ناشی از بارش یا ذوب برف را فراهم می نمایند (شکل ۴ الف). در مجموع بخش وسیعی از زمین لغزش به دلیل دور ماندن از فرآیند آب های جاری شکل اولیه خود را حفظ نموده است. به علاوه، با توجه به شرایط بسیار ناهموار می تواند به عنوان مکان خاصی برای پدافند غیر عامل عمل نماید.

زمین لغزش معلم کلايه از نظر طولی از رأس به سمت قاعده به بخش های مختلفی تقسیم می شود، تقسیم بندی زمین لغزش در این جهت در بعضی از قسمت ها با تقسیم بندی عرضی آن ادغام شده است. هرچه به سمت رأس زمین لغزش نزدیک می شویم شرایط قسمت شرقی و غربی زمین لغزش متفاوت تر می گردد. بیرون از سطح لغزش به سمت قاعده، محل رسوب گذاری مواد جابه جاشده است. توپوگرافی درون زمین لغزش در مقر معلم کلايه، توسط بشر با ساخت سکونتگاه ها و مراکز خدماتی شهر و فعالیت های کشاورزی به شدت تغییر کرده و نمی توان تأثیر زمین لغزش را به خوبی در این محیط ردیابی نمود؛ به خصوص که لیتولوژی مارن جابه جاشده در بستر زمین لغزش همانند لیتولوژی بستر هست؛ ولی کنگلومرای اندژ که به صورت بلوک های بزرگ یا حتی به کمک آثار بلوک های فرسایش یافته که از اندازه و نوع رسوبات در میدان به خوبی قابل تشخیص هستند، می توان حداکثر گسترش زمین لغزش را برآورد نمود. بر

این اساس، حداکثر گسترش زمین لغزش تا ارتفاع ۱۴۷۷ متری بوده و نسبت به رأس زمین لغزش در حدود ۵ کیلومتر فاصله گرفته است. منظر زمین بعد از شهر معلم کلايه به طرف رأس زمین لغزش، به صورت پستی و بلندی‌هایی ناشی از لغزش‌هایی است که هم‌زمان با زمین لغزش اصلی در سطح کوچک اتفاق افتاده و یا بر اثر بر جایگذاری مواد جابه‌جا شده به وجود آمده‌اند. تراکم تپه‌ها و زمین‌های پست داخل آن‌ها حوضچه‌های متعددی ایجاد کرده که در مکان‌هایی که لایه مارن نفوذناپذیر اصلی در سطح زمین ظاهر شده به صورت چشمه‌هایی منعکس شده است که از طریق تغییر پوشش گیاهی قابل‌رديابی است (شکل ۴ ب). اغلب این چشمه‌ها به دلیل ناهموار بودن زمین، وارد آبگیر و استخرهای کوچک و بزرگ می‌شوند که پوشش گیاهی آن‌ها به دلیل راکد بودن آب به صورت نیزار درآمده‌اند. بعد از این اراضی، مواد بر جایگذاری شده به صورت چندین سد عمود بر جهت اصلی زمین لغزش 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 زمین لغزش به بیرون می‌شود. بعد از این سدهای لغزشی، بلوکه‌های کنگلومرایی عظیم در غرب زمین لغزش و رشته‌های زمین لغزشی - سولیفلوکسیونی در شرق تفاوت بارزی در مورفومتری غرب و شرق زمین لغزش ایجاد کرده است. به طرف رأس زمین لغزش، در غرب غلبه با منطقه ریزشی است که باعث ایجاد چندین تالوس با ابعاد متفاوت شده است. در شرق زمین لغزش سطح لغزشی وجود دارد که نه لغزش و نه ریزش به شکلی که در غرب شرح آن رفت باعث وقوع آن نشده بلکه سطحی به هم پیوسته است که به صورت صفحه‌ای روی سطح ثابت زیرین به سمت پایین جابه‌جا شده و چه بسا بعد از اینکه سولیفلوکسیون باعث خروج مارن‌های زیر آن شده کنگلومرا به صورت پیوسته و صفحه‌ای به سمت پایین حرکت کرده و سطوح لغزشی را ایجاد کرده است. در این قسمت قبل از رشته‌های موازی زمین لغزش، سدهای لغزشی که در غرب زمین لغزش، به طرف قاعده آن گسترش داشتند، بلافاصله بعد از رأس زمین لغزش و با اختلاف ارتفاع بیش از ۲۰ متر از پایه، سد لغزشی بسیار مرتفع‌تر از سدهای لغزشی در غرب زمین لغزش ایجاد شده است. در قسمت شرقی زمین لغزش به دلیل وجود رودخانه معلم کلايه و تسلط فرآیند آبی، نمی‌توان به درستی شرایط قبل از زمین لغزش را بازسازی نمود و همانند مناطق غربی به طور دقیق وضعیت زمین لغزش را بازسازی نمود. وجود ریزش‌های مختلف و تالوس‌های ضخیم و عریض دامنه‌های طرف شرق و نبود بلوکه‌های کنگلومرایی به سمت قاعده زمین لغزش دال بر این است که زمین لغزش کنگلومرایی به رودخانه ختم می‌شده است (اشکال ۴ ت، ث، ج، چ و خ).

زمین لغزش معلم کلايه 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 اندز) بر اثر گسلی به همین نام، با لایه‌های زمین‌شناسی مبنی بر طاق‌دیس بودن محیط، رخنمون پیدا کرده است که در مجاورت رسوبات مارنی قرار دارد که به شدت سست و ناپایدارند (شکل ۵ الف). آثار و شواهد گسترش این زمین لغزش در مقیاس ماکرو در دو حالت قابل‌رديابی است: یکی از طریق قطعات کنگلومرای جابه‌جا شده که به کمک آن‌ها می‌توان انتهای زبانه لغزش را تشخیص داد (شکل ۵ ب)؛ دیگری بررسی وضعیت لایه‌های زمین‌شناسی در پایین دست زمین لغزش. آزمون زمین لغزش اولیه تقریباً در امتداد رودخانه کنونی معلم کلايه ۱۵۰ درجه است، در صورتی که جهت زمین لغزش با کمی انحراف در زاویه ۱۳۸ درجه قرار دارد. به عبارتی توده اصلی زمین لغزش به سمت ساحل چپ رودخانه و دره هدایت شده است. در این قسمت لایه‌ها فاقد چین‌بندی خاص هستند در صورتی که در مقاطع ایجاد شده 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 زمین لغزش است (شکل ۵ پ و ت).



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

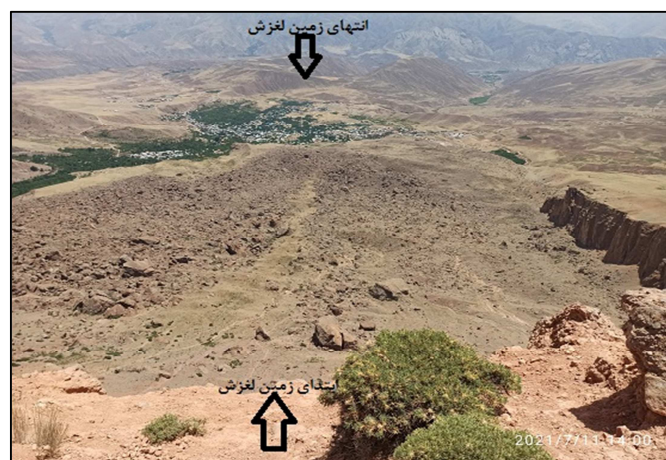
وسعت توده اصلی گسیختگی (پهنه تهی‌شدگی یا سطح جدایش) $2/632$ کیلومتر بوده که بر اساس شواهد میدانی، طول حداکثر گسترش مواد زمین‌لغزشی تا ارتفاع 1477 متر در طولی معادل 5 کیلومتر است که توسط قطعات سنگی در سطح زمین، قابل‌ردیابی است. توده گسیخته‌شده در وسعتی معادل $13/5$ کیلومتر مربع جابه‌جا شده است (سطح پراکنش 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 بر اثر عوامل فرسایشی بوده است. از ارتفاع 1477 تا 1500 متر اکثر تخته‌سنگ‌ها در داخل مارن قرار دارند (شکل ۵ ت). تا ارتفاع 1477 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؛ در صورتی‌که 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 کنگلومرای (الف). آثار کنگلومرای 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 اندز است که باعث نفوذ رواناب مناطق بالادست به درون آن شده؛ آب نفوذی علاوه بر هوازدگی کردن کنگلومرای اندز 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 اندز، حرکت بلوک‌های عظیم کنگلومرای 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 به وجود 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 کنگلومرایبی جداشده در امتداد درز و شکاف‌های سطحی و عمقی، حرکت دامنه‌ای وسیعی را ایجاد نموده است (شکل ۶).



شکل ۶: نمای کلی زمین لغزش معلم کلايه

لیتولوژی شمال زمین لغزش معلم کلايه یک طاق‌دیس متشکل از توده آهک ماسه‌سنگی بامیان لایه‌هایی از کنگلومرا، سیلتستون و مارن هست. مارن بستر مناسبی برای زمین لغزش فراهم نموده که در طی زمان دامنه مسلط به کنگلومرا را به صورت دره‌ای موازی با کنگلومرا و عمود بر امتداد زمین لغزش معلم کلايه ایجاد کرده است (دره طاق‌دیس). در دامنه‌های این دره، زمین لغزش‌های 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). از این رو، زمین لغزش معلم کلايه در محل فرود یک ناودیس و شروع طاق‌دیس رخ داده است که به وسیله 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، زمین لغزش‌هایی 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 به قدر 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. در واقع کنگلومرا نقش سدی را برای آب‌های سطحی و زیرزمینی اعمال می‌نماید. بهشتی راد و همکاران (۱۳۸۸) در بررسی

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



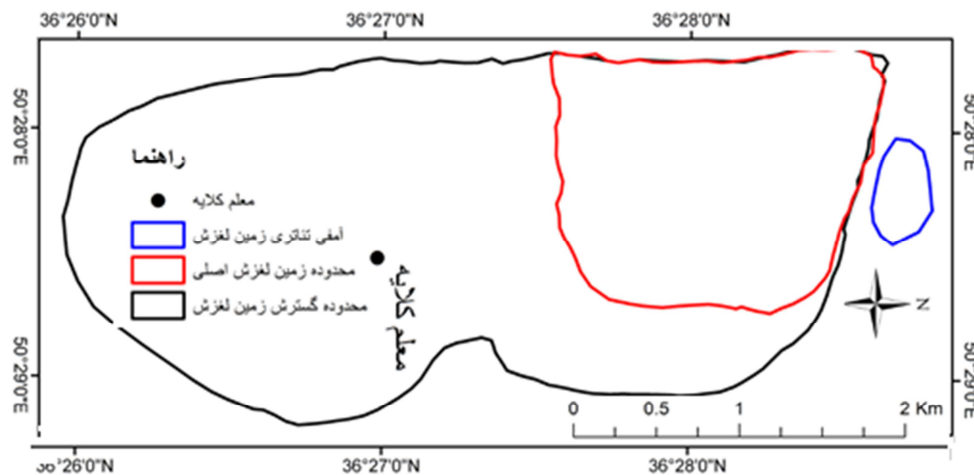
شکل ۷: جهت حرکت زمین لغزش‌های کوچک مسلط به زمین لغزش، مجاور توده کنگلومرایبی (الف). مجاور توده آهکی (ب).

برآوردهای خصوصیت‌های هندسی زمین لغزش معلم کلايه بر اساس بازسازی خطوط منحنی میزان بافاصله ۱۰ متری است؛ با کمک آن‌ها DEM اولیه منطقه تهیه گردید و با DEM کنونی مقایسه و تجزیه و تحلیل گردید. با توجه به لیتولوژی مشترک، فرم اولیه زمین پیش از زمین لغزش بازسازی شد. با استفاده از اکستنشن Raster calculator در Arc GIS عمل تفریق در DEM بازسازی شده و DEM اولیه اعمال گردید و تفاوت آن‌ها به صورت DEM نهایی خروجی گرفته شد. بر این اساس حداکثر عمق مواد جابه‌جاشده بر اثر زمین لغزش ۱۶۳ متر، در قسمت غربی زمین لغزش، برآورد گردید. با توجه به سطوح بازسازی شده، در مجموع 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 رسوب‌گذاری شده نشان می‌دهد که بیشتر مواد برداشت شده در غرب زمین لغزش بوده است. در شرق زمین لغزش با برتری مارن، سولیفلوکسیون، لغزش، سطوح لغزشی و ریزش، لندفرم‌های منطقه را شکل داده و به صورت روی رشته‌های موازی و به صورت سطوح مرتفع‌تر شده، ترسیب و منعکس شده است (اشکال ۸ و ۹ الف، ب، ج و د).

در پایان، برای آزمون روش تفاضل مدل‌های رقومی ارتفاع از معادلات ارائه شده برای حجم توده جابه‌جاشده بر اثر زمین لغزش استفاده گردید (رابطه ۱) (بیراوند و همکاران ۱۳۹۵: ۳۳). در این رابطه: عرض سطح گسیختگی (W_r)، طول سطح گسیختگی (L_r)، عمق سطح گسیختگی (D_r) و Vol_1 حجم اولیه زمین لغزش استفاده شده است.

$$Vol_1 = \frac{1}{6} \cdot \pi \cdot W_r \cdot D_r \cdot L_r \quad (1)$$

$$\frac{1}{6} \times 3.14 \times 80 \times 1300 \times 1600 = 87082667 \text{ m}^3$$

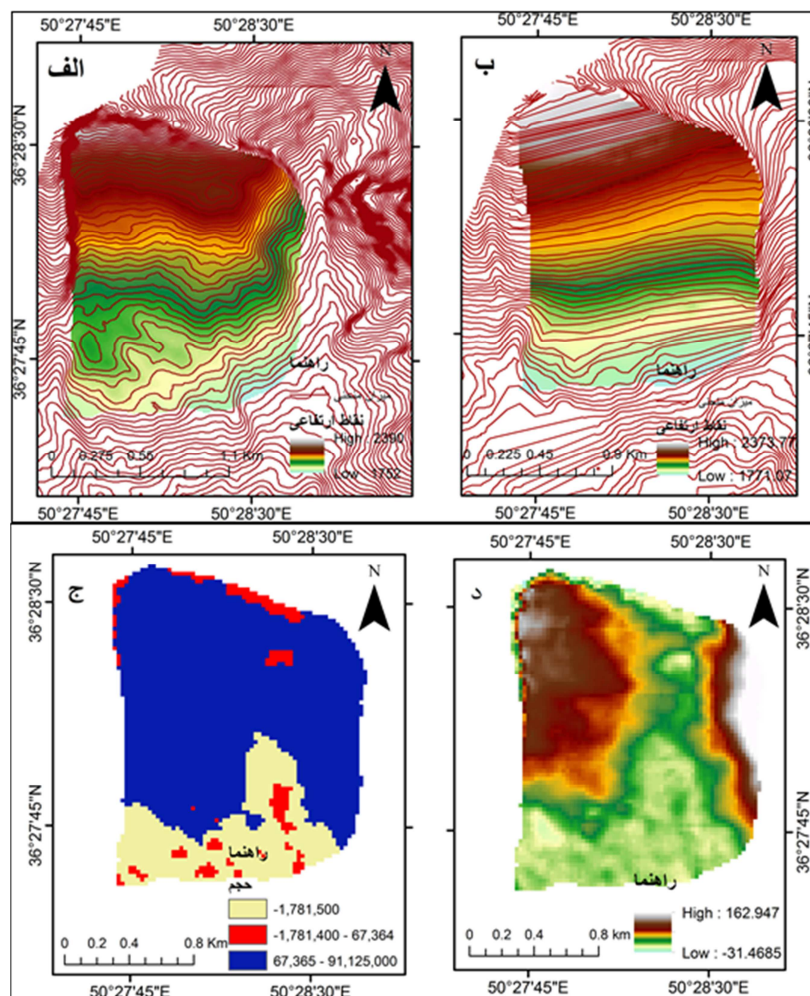


شکل ۸: ابعاد سطوح زمین لغزش

حجم محاسبه شده به کمک این رابطه با روش تفاضل مدل رقومی ارتفاع تفاوت چندانی ندارد که می تواند تأییدی بر روش ارائه شده باشد. یکی دیگر از شاخص های مورفومتری زمین لغزش، ضریب تغییر شکل زمین لغزش است که از رابطه (۲) به دست می آید در این رابطه L_r : طول سطح گسیختگی و W_r : عرض سطح گسیختگی می باشد. اعداد حاصل از این ضریب اگر کمتر از یک باشد زمین لغزش های با گسترش جانبی و اگر بیشتر و مساوی یک باشد زمین لغزش های کشیده را توصیف می نماید (بیرانوند و همکاران، ۱۳۹۵: ۴۷).

$$C_v = L_r / W_r \quad (2)$$

ضریب تغییر شکل زمین لغزش معلم کلايه کمتر از یک (۰/۸۱) می باشد که دال بر این است که جزء زمین لغزش های با گسترش جانبی می باشد.



شکل ۹: لایه رقمی ارتفاع پس از زمین لغزش (الف) پیش از زمین لغزش (ب). بر آورد حجم توده زمین لغزش (ج). تفاضل لایه رقمی قبل و بعد از زمین لغزش (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 زمین لغزش بزرگ است. زمین لغزش معلم‌کلایه در زیرحوضه باغدشت از حوضه الموت قرار گرفته است. این زمین لغزش در لیتولوژی مقاوم و نفوذناپذیر کنگلومرا در سطح و لیتولوژی نفوذپذیر آندزیتی در عمق زمین رخ داده است. آثار و شواهد گسترش این زمین لغزش در مقیاس ماکرو در دو حالت قابل‌ردیابی است: یکی از طریق قطعات کنگلومرای جابه‌جاشده و دیگری بررسی وضعیت لایه‌های زمین‌شناسی در پایین‌دست زمین لغزش. رنگ مارن‌ها و تغییر آن‌ها از زرد تا قهوه‌ای روشن در درون زمین لغزش، به قرمز تا قهوه‌ای تیره‌رنگ در محیط بیرونی زمین لغزش نیز می‌تواند حداکثر گسترش

زمین لغزش را مورد تأیید قرار دهد. در بروز چنین زمین لغزش 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 طولانی مدت یا ذوب برف، سطوح مارنی، از آب اشباع شده، به همراه فشار ناشی از کنگلومرای اندژ مواد را تحریک کرده و حرکت توده‌ای مواد را به همراه داشته است. در فرض دوم در لیتولوژی کنگلومرای مناطق مسلط به زمین لغزش تا ارتفاع ۲۴۲۵ متر، زمین لغزش‌های متعدد و کوچک نقش ایجاد کرده است؛ این زمین لغزش‌ها سطوحی به شکل آبشخور و آبگیر به وجود 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 هوازده نمودن سیمان رسی، در توده کنگلومرای در امتداد درز و شکاف‌های سطحی و عمقی گسیختگی ایجاد شده و حرکت توده‌ای وسیعی را ایجاد کرده است. در مجموع، باتوجه به وضعیت مورفولوژیکی، لیتولوژیکی و هیدرولوژیکی، زمین لغزشی به عرض یک کیلومتر، طول ۱/۵ کیلومتر (در امتداد غرب زمین لغزش) و عمق متوسط ۸۰ متر در کنگلومرای اندژ رخ داده است که حجمی در مجموع ۹۱ میلیون مترمکعب مواد را جابه‌جا کرده است. حد نهایی جابه‌جایی مواد از رأس زمین لغزش به بیش از ۵ کیلومتر رسیده است. هرچند مساحت سطح گسیختگی زمین لغزش در حدود ۲/۶۳۲ کیلومترمربع بوده ولی این مواد در سطحی بیش از ۱۳/۵ کیلومترمربع پراکنده شده‌اند. عامل اصلی زمین لغزش بزرگ معلم کلايه، زمین لغزش کوچک است؛ یعنی وقوع زمین لغزش‌های کوچک مسلط به توده‌های متصل کنگلومرای، با برهم‌زدن شیب توپوگرافیکی و ترکیب لایه‌های رسوبی منجر به نفوذ آب و فراهم شدن زمینه لازم برای زمین لغزش بزرگ‌تر شده است. زمین لغزش‌های کوچک در بالادست موتورهای اصلی عامل اثرگذاری دومینوی زمین لغزش را فراهم می‌نماید؛ به این معنا که یک زمین لغزش تحریک‌کننده زمین لغزش‌های 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)، ۱۸-۲۸.
- امیراحمدی، ابوالقاسم؛ اکبری، الهه؛ پورهایمی، سیما. (۱۳۹۴). مدل‌سازی و برآورد حجم پهنه‌های زمین لغزش بر پایه مساحت (مطالعه موردی: حوضه بقیع نیشابور)، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۶(۵۹)، ۲۱۸-۲۰۳.
- بیرانوند، حجت‌اله؛ انتظاری، مژگان؛ سیف، عبدالله. (۱۳۹۵). برآورد شاخص‌های مورفومتری زمین لغزش 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 کلايه، جغرافیای طبیعی، ۵(۲)، ۱۹-۲۸.
- تیموری یانسری، زینب؛ حسین‌زاده، سید رضا؛ کاویان، عطاله؛ پورقاسمی، حمیدرضا. (۱۳۹۷). مدل‌سازی و برآورد حجم زمین لغزش‌ها 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، سون. ترجمه احمد معتمد، ابراهیم مقیمی. (۱۳۹۳). ژئومورفولوژی (فرآیندهای دامنه-ای، آبراهه‌ای، ساحلی و بادی)، انتشارات سمت، جلد سوم، چاپ دوم، ۴۵۶ ص.

- خدائی قشلاق، لیلیا؛ روستایی، شهرام؛ مختاری، داود؛ ولیزاده کامران، خلیل. (۱۴۰۰). پایش زمین لغزش‌ها با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری InSAR (مطالعه موردی: منطقه اهر تا ورزقان)، نشریه علمی و پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۲۵(۷۵)، ۱۲۶-۱۱۳.
- رضایی مقدم، محمدحسین؛ فیض اله پور، مهدی؛ اصغری، صیاد. (۱۳۹۰). برآورد روابط ریاضی بین فاکتورهای حجم و مساحت لغزش توده‌ای در گردنه سائین، 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 کمی، ۷(۳)، ۳۰-۱۸.
- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، شیت معلم کلاهی ۶۰۶۲۱.
- 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.
- قنوتی، 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 الموت رود، 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، لیلیا؛ 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](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](https://doi.org/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](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 Séchillienne 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 Okhmath, 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 Zaskar 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. From the past to the future, two volumes+ 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., Travalletti, J., Bitri, A., Grandjean, G., & Malet, J. P. (2012). Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction travelttime 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., & Moun-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., McArdeell, 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](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](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>.

References

References (in Persian)

- Ahmadzadeh, H., Roustaei, Sh., Nikjoo, M. R., Deghani, 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 Kabirkooch 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 Saean 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 Saean 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://hsmmp.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](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](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 Zaskar 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. From the past to the future*, two volumes+ 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 travelttime 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., & Moun-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](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](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>.