

زمین لغزه عظیم جیرفت: معرفی، نشانه‌ها و ویژگی‌ها

احمد عباس‌نژاد^۱

^۱ بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۹/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۶/۰۷

چکیده

زمین لغزه عظیم و پیش از تاریخ جیرفت با مساحت حدود ۵۳ کیلومتر مربع، در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال باختر شهر جیرفت و مجاور سد جیرفت، در محدوده‌ای با مختصات 28° و $45'$ تا 28° و $53'$ عرض شمالی و $20'$ و $57'$ تا $30'$ و $57'$ طول خاوری قرار دارد. این زمین لغزه که بر اثر حرکت توده‌ای از سنگ آهک‌های ریفی بخش بالایی سازند قم با شیب 6° ، حجم ۸ کیلومتر مکعب و ستبرای حدود ۳۰۰ متر روی مارن‌های زیرین این سازند رخ داده است، با سنگ‌های خرد و متلاشی شده، بی‌هنجاری در مسیر هلیل رود و وجود قطعه سنگ‌های آذرین گرد شده در توده متلاشی شده قابل تشخیص است. بر اثر رخداد این زمین لغزه، مسیر هلیل رود کاملاً مسدود گردید و یک دریاچه موقتی شکل گرفت. سپس این دریاچه در محل دیگری که گودترین رخنه در دیواره آن قرار داشت (محل فعلی سد جیرفت) سرریز کرد و هلیل رود پس از طی حدود ۲/۵ کیلومتر از محل سرریز دوباره در پایین دست زمین لغزه وارد مسیر قبلی خود شد. بر اثر این تغییر مسیر، مخروط افکنه توسط رود بریده شد و دره باریک و عمیقی در محدوده محل سرریز شدن تا محل اتصال به مسیر قبلی آن تشکیل شد و موجب بریده شدن مخروط افکنه‌های کوچکی در مسیر گردید. وجود گسل‌های فعال متعدد و کم شیب بودن توده لغزنده حاکی از این است که این زمین لغزه احتمالاً در اثر زمین لرزه رخ داده است و مهم‌ترین ویژگی‌های آن شامل شیب بسیار کم (6°)، اندازه (وسعت) ۵۳ کیلومتر مربع و مسافت حرکت تا حدود ۷ کیلومتر، چهار بخش بودن، سازوکار حرکت خاص (مشابه با سایر استورستورم‌ها) و زمان ایجاد آن (احتمالاً ۶۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ هزار سال قبل) است و بسته به نوع دسته‌بندی زمین لغزه‌ها می‌توان آن را زمین لغزه بسیار سریع، سنگ لغزه، استورستورم، بهمن سنگی و بهمن خرده سنگ نامید.

کلید واژه‌ها: زمین لغزه، جیرفت، هلیل رود، سد جیرفت، بی‌هنجاری آبراهه‌ای، دریاچه طبیعی، مخروط افکنه

E-mail: aabbas@uk.ac.ir

*نویسنده مسئول: احمد عباس‌نژاد

۱- مقدمه

و معرفی شده‌اند. نمونه‌هایی از زمین لغزه‌های بزرگ دنیا که برای مثال توسط Coates (1981) شناسایی شده‌اند، عبارتند از: زمین لغزه فلیمز سوئیس به حجم ۱۲ کیلومتر مکعب و وسعت ۴۱/۴ کیلومتر مربع، زمین لغزه داوسوی پامیر به حجم ۲/۱ کیلومتر مکعب و وسعت ۱۰/۴ کیلومتر مربع، زمین لغزه شرمن آلاسکا به حجم ۰/۰۳ کیلومتر مکعب و وسعت ۴/۵ کیلومتر مربع و زمین لغزه وایونت ایتالیا به حجم ۰/۳ کیلومتر مکعب.

۲- روش مطالعه

مطالعه حاضر به طور کلی بر اساس پژوهش‌های میدانی انجام شده است، اگر چه از تفسیر عکس‌های هوایی منطقه نیز کمک گرفته شد. به علت شرایط نامساعد توپوگرافی و آب و هوایی منطقه، مطالعات صحرایی در چندین مرتبه و جمعاً طی دو سال (سال‌های ۸۶ و ۸۷) انجام شد و در هر بار یکی از بخش‌های منطقه از نظر زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی و نشانه‌ها و اثرات زمین لغزه، مطالعه و نقشه‌برداری شد و در پایان، با تهیه نقشه زمین‌شناسی زمین لغزه و بازدید از بخش‌های مختلف آن، امکان تحلیل نهایی فراهم شد.

۳- زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط نبوی (۱۳۵۵)، منطقه مورد مطالعه در انتهای خاوری واحد اسفندقه - مریوان که به واحد سندج - سیرجان نیز معروف است، قرار دارد. این منطقه در نقشه زمین‌شناسی چارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفندقه واقع است و زمین‌شناسی آن توسط Timotijevic et al., (1972) مطالعه شده است. البته زمین لغزه جیرفت در نقشه فوق شناسایی و معرفی نشده است، بنابراین نقشه زمین‌شناسی محدوده زمین لغزه، به‌طور مستقل تهیه شد (شکل ۲).

قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، سنگ‌های عمدتاً دگرگونی منتسب به تریاس، شامل شیسست، سنگ آهک متبلور و متادیا باز همراه با کنگلومرا و

زمین لغزه جیرفت در فاصله ۵۳ کیلومتری شمال باختری شهر جیرفت و مجاور نیروگاه سد جیرفت قرار دارد (شکل ۱). ارتفاع منطقه‌ای که زمین لغزه در آن رخ داده بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر از سطح دریا متغیر است. میانگین بارندگی و دمای سالانه در ایستگاه حسین آباد واقع در نزدیکی این محل به ترتیب ۲۱۷ میلی‌متر و 21.4° درجه سانتی‌گراد است. آب و هوای این منطقه خشک است (عباس‌نژاد، ۱۳۸۷). هلیل رود که با این زمین لغزه ارتباط شدیدی دارد، بزرگ‌ترین رودخانه استان کرمان است و وسعت حوضه آبریز آن در بالادست محدوده مورد مطالعه، ۸۴۵۰ کیلومتر مربع است. این رودخانه که آبدهی میانگین سالانه آن در ایستگاه حسین آباد نزدیک سد جیرفت ۱۵/۲ متر مکعب در ثانیه است، از دامنه‌های جنوبی کوه‌های لاله‌زار در شمال منطقه بافت سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از محدوده مورد مطالعه وارد دشت جیرفت، و سپس وارد باتلاق جازموریان می‌شود (افشین، ۱۳۷۳). اطلاعات بیشتر در مورد این رودخانه توسط مهندسین مشاور سازه‌پردازای ایران (۱۳۸۳)، حسینی (۱۳۸۶) و عباس‌نژاد (۱۳۸۷) ارائه شده است.

اگرچه بیشتر زمین لغزه‌های دنیا و از جمله ایران که اصولاً در مناطق کوهستانی پرشیب یافت می‌شوند، کوچک و متوسط هستند، اما انواع عظیم با اثرات زمین‌شناختی بارزتر نیز شناسایی شده‌اند. در ایران نمونه بارز آنها که شهرت جهانی دارد و توسط پژوهشگران متعدد، از جمله Watson and Write (1967) مطالعه شده است، زمین لغزه سیمره در دامنه شمالی کبیرکوه واقع در شمال خوزستان است. زمین لغزه‌های کوچک‌تر فراوانی در ایران رخ داده و معرفی شده‌اند. از جمله زمین لغزه‌های جنوب رامسر (محمدرزاده و یمینی، ۱۳۸۵)، زمین لغزه دره لاسم، زمین لغزه باریکان طالقان (فاطمی‌عقدا و همکاران، ۱۳۸۴)، زمین لغزه زرین کوه (شمال آینه ورزان) که سبب به وجود آمدن دریاچه‌های کوهستانی تار و هویز در البرز شده است (شهرابی، ۱۳۸۴) و مجموعه زمین لغزه‌هایی که در دومین سمینار زمین لغزه و کاهش خسارت‌های آن (حق‌شناس و همکاران، ۱۳۷۶) معرفی شده‌اند. در مقیاس جهانی نیز زمین لغزه‌های بزرگ در بعضی از مناطق کوهستانی دنیا شناسایی

سو، زمین ساخت باعث تشدید اختلاف ارتفاع و شیب توپوگرافی شده و به دنبال آن، هلیل رود توانسته به شدت بستر خود را حفر نماید. همان گونه که خواهیم دید، فرسایش شدید بستر، موجب بریده شدن کامل واحد آهکی سازند قم در دره قدیمی هلیل رود شده و با از میان رفتن این تکیه گاه، امکان لغزش بخشی از کوه فراهم شده است. تأثیر دوم زمین ساخت، شیب دار شدن سازند قم است که آن هم برای ایجاد زمین لغزه ضروری بوده است. به نظر می‌رسد، سومین جنبه زمین ساخت این بوده که از طریق گسل‌های پویا و بروز زمین لرزه قوی حرکت توده بزرگی از کوهستان را راه انداخته و موجب تشکیل این زمین لغزه شده است. ارتباط زمین ساخت با زمین لغزه‌ها توسط Alexander and Formichi (1993) بررسی شده است.

۴- ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه، ناحیه کوهستانی با اختلاف ارتفاع قابل ملاحظه است و ژئومورفولوژی آن متأثر از زمین ساخت، سنگ‌نگاری، فرسایش آبی و تاریخیچه تحولات آن است. زمین ساخت، بر اختلاف ارتفاع و میزان فرسایش بستر آب‌های جاری تأثیر گذاشته است. واحد اصلی ژئومورفولوژی منطقه ناودیس دوپلاژی و معلق (perched) سد جیرفت است (شکل ۵). به عبارت دیگر، این ناودیس بخش‌های مرتفع منطقه را اشغال کرده است، به گونه‌ای که واحد سنگ آهکی سازند قم که ناودیس را تشکیل داده، مرتفع‌ترین بخش این منطقه را تشکیل می‌دهد و زمین لغزه در یال جنوب باختری آن رخ داده است (شکل ۶). تشکیل این ناودیس معلق، این گونه توجیه می‌شود که در زمانی که بخش‌های دیگر سازند قم در ارتفاع بیشتر واقع و در حال فرسایش بوده‌اند، سنگ‌های این ناودیس که در ارتفاع کمتر قرار داشتند فرسایش نمی‌یافتند و با از میان رفتن بخش‌های مرتفع اطراف و کاهش ارتفاع آنها، این ناودیس که توسط سنگ آهکی ریفی مقاوم حفاظت می‌شد و در مجاورت واحدهای فرسایش‌پذیری مانند واحد مارنی زیرین قرار گرفته، در بلندی واقع شده است. این نوع توپوگرافی وارونه در طبیعت کمیاب نیست.

واحد ژئومورفولوژی دیگر، فلات شیب‌دار کوه شن یعقوب است که بخشی از یال جنوب باختری ناودیس به شمار می‌رود و از سنگ آهکی ریفی سازند قم با شیب ۶ درجه به سمت شمال تشکیل شده است. این واحد را یک کوهستانی (Cuesta) بسیار کم‌شیب و یا عارضه حدواسط فلات و کوهستان می‌توان در نظر گرفت که در طی زمین لغزه جیرفت، بخشی از آن جابه‌جا شده است. از نظر ژئومورفولوژی، یال شمال باختری ناودیس سد جیرفت که پرسیب است به صورت هاگبک (hogback) درآمده است (شکل ۷).

یکی دیگر از واحدهای ژئومورفولوژی منطقه، تنگدره هلیل رود است که به صورت دره باریک و ژرف به طول ۲/۵ کیلومتر در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد قرار دارد (شکل‌های ۵، ۷ و ۸). ژرفای این دره حدود ۱۵۰ متر و پهنای آن ۲۰ تا ۵۰ متر است و به طور عمده در واحد آهکی سازند قم حفر شده است و در هیچ محل دیگری از مسیر هلیل رود چنین دره‌ای به چشم نمی‌خورد.

بنابراین باید به عنوان یک قطعه مسیر یا دره بی‌هنگار در نظر گرفته شود. در ادامه ملاحظه خواهد شد که تشکیل این دره هم با زمین لغزه جیرفت ارتباط دارد.

در این منطقه، هلیل رود دارای یک پادگانه قدیمی اصلی در زیر مواد زمین لغزه‌ای است (شکل ۹). بر اساس شواهد صحرایی، این رودخانه پس از ایجاد زمین لغزه، بستر خود را بریده و این پادگانه ایجاد شده است و در ضمن، از آنجا که هلیل رود پس از عبور از نیروگاه سد وارد دشت جیرفت شده و مخروط افکنه عظیمی را می‌سازد که شهر جیرفت نیز روی آن مستقر شده است، می‌توان نتیجه گرفت که پیش از زمین لغزه، مخروط افکنه خود را نمی‌بریده است (مشاهدات صحرایی نیز بیانگر این نکته است). آخرین واحد ژئومورفولوژی منطقه، زمین لغزه جیرفت است که در ادامه معرفی خواهد شد.

ماسه سنگ هستند (Dimitrijevic, 1973). این حال، یک واحد آتشفشانی متشکل از ریوداسیت، آندزیت، آندزی بازالت و آذرآواری‌های متعلق به اتوسن، به طور دگرشیب، واحدهای منتسب به تریاس را می‌پوشاند که خود در زیر آذرآواری‌ها و سنگ آهک‌های ماسه‌ای نومولیت‌دار اتوسن میانی تا بالایی قرار گرفته‌اند. در مجموع، واحدهای سنگی مربوط به قبل از الیگوسن به شدت چین خورده، تکتونیزه و در هم ریخته بوده و گاه دگرگون شده‌اند.

مهم‌ترین واحد سنگی منطقه از نظر ارتباط با زمین لغزه جیرفت، واحد معادل سازند قم است. این سازند در کوه شن یعقوب، حوالی سد جیرفت و به صورت تپه‌های متعددی در محور سد جیرفت - جیرفت - کهنوج رخمون دارد. در کوه شن یعقوب که بخشی از آن لغزش کرده است، این سازند به طور ناپیوسته بر روی سنگ‌های آتشفشانی اتوسن قرار گرفته و با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شود که به سمت بالا به سرعت جای خود را به مارن و آهک مارنی دارای میان لایه‌های گچی می‌دهد. در بالا، بخش اصلی این سازند ظاهر می‌شود که از حدود ۲۰۰ متر سنگ آهک ریفی به رنگ روشن و با لایه‌بندی ضعیف دارای فسیل‌های فراوان تشکیل شده است. واحد آهکی سازند قم که به شدت صخره‌ساز است، دیواره‌های قائم منطقه را تشکیل می‌دهد و همان گونه که ملاحظه می‌شود، در طی زمین لغزه نسبت به واحد مارنی زیرین خود حرکت کرده است. فسیل‌های متعدد موجود در سازند قم سن آن را در حد شاتین تا آکیتانین زیرین نشان می‌دهند، بنابراین دریای قم در این محل حدود ۲۰ میلیون سال دوام داشته و نزدیک به ۵۰۰ متر رسوب بر جای گذاشته است. اطلاعات بیشتر در مورد این سازند توسط فارابی (۱۳۷۲) ارائه شده است.

در محدوده مورد مطالعه، بجز رسوبات جوان کواترنری، هیچ واحد سنگی جوان‌تر از سازند قم به چشم نمی‌خورد و بنابراین دریای قم پس از رسوب‌گذاری این سازند عقب‌نشینی کرده است. همچنین، رسوبات کواترنری شامل آبرفت‌های پادگانه‌ای و بستر و مواد زمین لغزه‌ای است. مواد زمین لغزه‌ای شامل مخلوطی از ذرات ریز و درشت تا تخته سنگ‌ها و قطعه‌های به حجم تا ده متر مکعب است (شکل ۳).

در شعاع ۱۰۰ کیلومتری این توده لغزشی گسل‌های پویا و غیر پویای متعددی قرار دارند (شکل ۴) که توسط مهندسین مشاور مهتاب قدس (۱۳۷۳) و برزگر و همکاران (۱۳۶۸) مطالعه و معرفی شده‌اند. در جدول ۱ اسامی و توان لرزه‌زایی این گسل‌ها درج شده است و بر اساس آن، بسیاری از آنها به‌ویژه گسل فعال سبزواران واقع در حدود ۲۵ کیلومتری خاور این منطقه ممکن است در گذشته زلزله قوی برای به حرکت در آوردن زمین لغزه جیرفت ایجاد کرده باشند. خاطر نشان می‌سازد که ارتباط زمین لغزه‌ها با زلزله‌ها توسط مؤلفان مختلف از جمله (Voight and Pariseau, 1978) و (Cotechia, 1978) مورد تأکید قرار گرفته است و اصولاً زمین لرزه‌های ۵ ریشتری، می‌توانند دامنه‌های تا یک کیلومتر دورتر را گسیخته کنند، اما زمین لرزه‌های با بزرگی ۶ دامنه‌های تا شعاع ۵۰ کیلومتر و زمین لرزه‌های ۸ ریشتری دامنه‌ها را تا شعاع ۴۰۰ کیلومتر از مرکز زلزله را نیز می‌توانند ناپایدار سازند (Keefe, 1984). بدیهی است که این نتیجه‌گیری در مورد مناطق کوهستانی دنیا که دارای دامنه‌های پرسیب هستند، صدق می‌کند.

از نظر زمین ساختی، این منطقه در گذشته بسیار پویا بوده و در حال حاضر نیز پویاست. دگرشیبی‌های متعدد بیانگر تکرار فعالیت‌های زمین ساختی در آن است. چین خوردگی سازند قم و وجود گسل‌های عمده متعدد نیز حاکی از پویا بودن آن است. سازند قم به صورت یک ناودیس نامتقارن با دوپلاژ به سمت داخل در امتداد شمال باختری - جنوب خاوری چین خورده است و هلیل رود به‌طور غیرعادی عمود بر محور این ناودیس آن را می‌برد (شکل‌های ۲ و ۵). شیب یال شمال خاوری ناودیس که سد جیرفت هم در محدوده آن احداث شده است، حدود ۴۰ درجه اما شیب یال جنوب باختری آن تنها حدود ۶ درجه است.

تأثیر زمین ساخت بر زمین لغزه جیرفت از سه جنبه قابل توجه است. از یک

۵- زمین لغزه جیرفت

زمین لغزه جیرفت که در این مقاله معرفی شده است یکی از بزرگ ترین زمین لغزه های کشور است که از نظر ویژگی ها و اثراتی که داشته، کاملاً منحصر به فرد و جالب است. بنابراین در این جا ابتدا نشانه های موجود، سپس به ترتیب ویژگی ها و مشخصات آن بررسی می شوند.

۵-۱. نشانه های زمین لغزه

همان گونه که در شکل های ۲ و ۵ مشخص است، در طی این زمین لغزه بخشی از یک کوه به سمت دره هلیل رود حرکت کرده و با مسدود کردن دره به واحد آهکی مشابه خود برخورد کرده و اندکی روی آن رانده شده است (شکل ۱۰). به گونه ای که فضای میان واحدهای آهکی به طور عمده به وسیله سنگ آهک متلاشی شده از جنس خود آنها پر شده است (شکل ۵). در این حالت تشخیص زمین لغزه دشوار می شود. به نظر می رسد، به همین دلیل Timotijevic et al. (1972) که نقشه زمین شناسی منطقه را تهیه کرده اند و نیز مهندسین مشاور ستیران (CETIRAN, 1975) که برای احداث سد و نیروگاه سد این منطقه را مطالعه کرده اند، موفق به شناسایی آن نشده اند. بنابراین در اینجا اثبات وجود این زمین لغزه ضروری به نظر می رسد.

نشانه های آن عبارتند از:

الف) وجود سنگ های متلاشی شده و در هم ریخته، شاخص زمین لغزه های بزرگ و سریع (شکل ۳).

ب) وجود قطعه سنگ های آذرین گرد شده از آبرفت های بستر هلیل رود، در بعضی نقاط در میان قطعه سنگ های زاویه دار سنگ آهک متلاشی شده (شکل ۱۱).

ج) در حالی که سنگ آهک سازند قم در شمال و جنوب خاوری توده رانشی یکپارچه بوده و شیب ملایم و یکنواختی به سمت شمال دارد، در فضای میان آنها سنگ ها متلاشی شده و اگر لایه بندی نشان دهند با شیب های مختلف و بدون نظم در جهت متفاوت قرار گرفته اند (شکل ۵).

د) با توجه به شکل ۱۲، هلیل رود تنها در این منطقه بی هنجاری نشان می دهد، به عبارت دیگر، به جای این که مستقیماً از محلی که گذار نامیده شده به سمت نیروگاه سد حرکت کند، مسیر طولانی تر یعنی گذار- سد جیرفت - نیروگاه را طی کرده است (مسیر اولیه هلیل رود در واقع گذار به نیروگاه بوده است، اما زمین لغزه باعث شده مسیر خود را تغییر دهد).

ه) هلیل رود ناودیس سد جیرفت را در جهت عمود بر راستای محور آن بریده است (شکل های ۲ و ۵)، در حالی که باید از امتداد ناودیس که هم راستا با مسیر حرکت این رود است، پیروی می کرد.

و) همان گونه که پیش تر گفته شد، بر خلاف سایر مناطق، دره هلیل رود تنها در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد تنگ و ژرف (تنگدره) است. بنابراین مسیر قدیمی و اولیه رودخانه نیست و از نظر زمین شناسی، به تازگی از این محل عبور کرده و چون زمان کافی برای فرسایش دامنه های دره آن وجود نداشته به صورت تنگدره دیده می شود.

۵-۲. ویژگی های زمین لغزه

در طی زمین لغزه جیرفت، بخشی از واحد سنگ آهکی (متعلق به سازند قم) تشکیل دهنده فلات شیب دار (یا کوستای کم شیب) کوه شن یعقوب همراه با مارن های بستر خود به سمت شمال حرکت کرده است. این نوع حرکت (حرکت سنگ آهک شیب داری که روی مارن، رس یا شیل قرار داشته باشد) در طبیعت کمیاب نیست. برای مثال می توان از زمین لغزه سیمره نام برد (Watson and Wright, 1976). اما یکی از ویژگی های این زمین لغزه که بسیار کمیاب است، این است که شیب سنگ آهک ۶ درجه است. در حالی که معمولاً دامنه های متشکل از سنگ های سخت با زوایای بیش از این هم پایدار هستند. در زمین لغزه معروف سیمره، شیب واحد آهکی که حرکت کرده، ۲۰° بوده است. شیب هیچ

کدام از ۷ زمین لغزه بزرگ کوه های راکی کانادا که آب و هوای مرطوب تر از منطقه مورد مطالعه دارند کمتر از ۲۵° نبوده است (Curden, 1976). زمین لغزه های بزرگ اصولاً در دامنه های با شیب بیش از ۲۰° رخ می دهند (McGuire et al, 2002). به نظر می رسد، ویژگی دیگر اندازه آن است. با توجه به شکل ۲ وسعت آن حدود ۵۳ کیلومتر مربع است که رقم قابل ملاحظه ای است.

سومین ویژگی زمین لغزه جیرفت این است که می توان آن را متشکل از چهار بخش در نظر گرفت. یک بخش جبهه کوهی رو به روی مسیر حرکت آن است که در این محل به دلیل این که فاصله حرکت سنگ ها از منشأ کمتر است (حدود ۳ کیلومتر) و ظاهراً سنگ ها هنوز به اندازه کافی سرعت نداشته اند، بنابراین کمتر متلاشی شده اند و حتی قطعه عظیمی از توده به ابعاد ۲×۰/۵ کیلومتر و ارتفاع ۲۰۰ متر نسبت به اطراف به کوهستان روبه رو که از جنس خود آن است، برخورد کرده و اندکی روی آن رانده شده است، بدون این که متلاشی شود (شکل ۱۰). بخش های دوم و سوم زمین لغزه به ترتیب زبانه های شمالی و باختری آن است که به علت پیمودن مسیر طولانی تر، سنگ های آنها کاملاً متلاشی شده اند. بیشترین مسافت طی شده توسط زبانه ها حدود ۷ کیلومتر برآورد می شود. بالاخره، در خاور زمین لغزه، توده های کوچک تری از کوه شن یعقوب جدا شده و به زبانه شمالی وصل شده اند. اگرچه می توان آنها را زمین لغزه مستقل نیز در نظر گرفت، اما از آنجا که بر اساس شواهد صحرایی، همزمان با زمین لغزه اصلی ایجاد شده و به هم متصل هستند، آنها نیز به عنوان زیر مجموعه زمین لغزه جیرفت در نظر گرفته می شوند. وجود زبانه های متعدد در این زمین لغزه ناشی از تأثیر توپوگرافی است.

یک جنبه دیگر زمین لغزه جیرفت سازوکار حرکت آن است. همان گونه که در مبحث بعدی ملاحظه می شود، به نظر می رسد، این توده در اثر یک زمین لرزه قوی راه افتاده و پس از طی مسافتی، مارن های زیرین آن که با آب های زیرزمینی درون سنگ آهک پوشانده خود تماس داشته اند به صورت خمیری در آمده و به علت کاهش اصطکاک ناشی از آن، سرعت حرکت توده افزایش یافته است. افزایش سرعت موجب متلاشی شدن توده و تبدیل حرکت از لغزش به جریان شده است. به عنوان شاهد این نکته، قطعات زمین لغزه در فواصل نزدیک به مبدأ، به طور عمده از نوع قطعه های عظیم بوده، اما در فواصل دورتر از حدود ۳-۲ کیلومتر نسبت به مبدأ، به شدت متلاشی شده اند.

سرعت زیاد این نوع زمین لغزه ها که بر اساس میزان متلاشی شدن سنگ و مسافت حرکت روی شیب های نه چندان زیاد استنباط می شود، به عنوان یک پدیده غیر معمول مورد توجه قرار گرفته است و آن را به اصطکاک بسیار کم و حتی چند سازوکار عجیب مانند وجود لایه ای از هوای به دام افتاده در بستر توده (Shreve, 1966; Kent, 1966)، تبخیر آب بر اثر گرمای اصطکاک و به دنبال آن کاهش اصطکاک (Goguel, 1978) و ذوب سنگ بستر بر اثر اصطکاک (Erismann, 1979) نسبت داده اند. مطالعات بعدی، فراگیر بودن هیچ کدام از این سازوکارها را تأیید نکرده و به ندرت در مواردی بر اساس شواهد صحرایی پذیرفته شده اند. در این رابطه، یک نظر دیگر این است که سرعت زیاد الزاماً ناشی از کم بودن اصطکاک نیست، بلکه محرک دیگری مانند تجمع زیاد آب در سنگ نقش دارد (McGuire et al., 2002). بر اساس یک نظریه باز هم جدیدتر، حرکت متلاطم قطعات موجب انتقال انرژی جنبشی (momentum transfer) میان قطعات و ذرات به هم برخورد کننده می شود و بر اثر آن تنش های انتشار دهنده (dispersive stresses) به وجود می آیند که حرکت را تسهیل می کنند (Curden and Varnes, 1996).

یک جنبه دیگر زمین لغزه جیرفت که به ندرت در موارد مشابه گزارش شده است، این است که می توان آن را به بخش های داخلی سالم تر و بخش های حاشیه ای (زبانه ها) که متلاشی شده اند، تقسیم کرد. به عبارت دیگر، در این زمین لغزه سنگ ها

هنوز تا مسافت حدود ۳-۲ کیلومتر از محل حرکت خود به‌اندازه کافی سرعت نگرفته‌اند که متلاشی شوند.

از مشخصات دیگر زمین‌لغزه جیرفت که لازم است مورد تأکید قرار گیرد، زمان ایجاد آن است. در این مورد باید اشاره کرد که: (۱) در سطح قلوه سنگ‌های آذرین درون سنگ‌های متلاشی شده و در سطح قلوه سنگ‌های موجود در قدیمی‌ترین پادگانه هلیل‌رود، جلای بیابان شدید و تکامل یافته‌ای به چشم می‌خورد (شکل ۱۲). (۲) در سطح قطعه‌های سنگی توده لغزشی رانل‌های (runnels) انحلالی وجود دارد (شکل ۱۳) که مسلماً پس از رخداد زمین‌لغزه به وجود آمده‌اند. با توجه به خشک بودن منطقه، به نظر می‌رسد که تشکیل آنها نیاز به حداقل ده‌ها هزار سال وقت داشته باشد. (۳) همان گونه که در ادامه ملاحظه می‌شود، تنگدره هلیل‌رود که حد فاصل سد جیرفت تا نیروگاه این سد قرار دارد به طور عمده پس از زمین‌لغزه ایجاد شده است. حفر این دره با ژرفای حدود ۱۵۰ متر و از جنس سنگ آهک ریفی نیز احتمالاً ده‌ها هزار سال وقت لازم دارد. (۴) قرار گرفتن زبانه خاوری زمین‌لغزه روی آبرفت‌های کوتاه‌تری هلیل‌رود (شکل ۹) رخداد آن در کوتاه‌تری را نشان می‌دهد. در هر حال، اگر چه بر اساس جدول ارائه‌شده توسط Wohl (1999) سرعت حفر بستر توسط رودخانه‌ها از ۵/۰ تا ۱۰۰۰ سانتی‌متر در هزار سال در نقاط مختلف دنیا اندازه‌گیری شده است و میزان آن تابع عوامل مختلفی مانند شیب بستر، مقدار بار رودخانه، نوع سنگ، آبدهی و غیره است، اما تنها به منظور کسب ایده بیشتری از سن این زمین‌لغزه، اگر میزان فرسایشی را که توسط Lelland et al. (1995) در پاکستان اندازه‌گیری شده و شباهت زیادی با منطقه مورد مطالعه دارد، در نظر گرفته شود که در آن میزان حفر بستر ۱ سانتی‌متر در سال گزارش شده، و نیز با این فرض که تنها ۱۰۰ متر از دره (بخش تنگ آن) پس از زمین‌لغزه حفر شده است، در این صورت رقم ۱۰۰,۰۰۰ سال به دست می‌آید. همچنین، چنانچه میزان انحلال رانل‌ها در این آب و هوای خشک، ۵/۰ سانتی‌متر در ۱۰۰۰ سال فرض شود و با توجه به این که ژرفای آنها حدود ۳۰ سانتی‌متر است، در این صورت تشکیل آنها ۶۰,۰۰۰ سال طول کشیده است. به عنوان مثال‌های دیگر، مطالعه عوارض آبرفتی خاور گردن کانیون میزان حفر بستر را در حد ۲/۰ متر در هزار سال نشان داده است (Pederson et al., 2006) و گلن کانیون (Glen Canyon) واقع در ایالات متحده که ۲۵۰ متر ژرفا دارد، در طی ۵۰۰ هزار سال ایجاد شده است (Garvin et al., 2005). آخرین ویژگی این زمین‌لغزه نوع آن است. در منابع علمی نام‌های مختلفی مانند بهمن سنگ لغزه، بهمن سنگی، بهمن خرده سنگ‌ها و زمین‌لغزه طولیل‌المسیر، به این نوع حرکت دامنه‌ای داده شده است. Hsu (1975) برای اولین بار نام استورستورم را برای آنها برگزید که تا حدی مورد پذیرش قرار گرفته است. آنها از ذرات ریز تا قطعه‌های تا اندازه یک خانه تشکیل شده، مواد ریزتر معمولاً در زیر و یا درافق‌های خاص درون توده تجمع می‌یابند، معمولاً چینه‌شناسی بزرگ مقیاس پیش از گسیختگی را کم و بیش حفظ می‌کنند و سریع و ناگهانی شروع می‌شوند. (Mcguire et al. (2002 و Voight and Pariseau (1978 معتقدند که معمولاً وجود ساختار لایه‌ای و یا ناپوستگی صفحه‌ای برای ایجاد آنها ضروری است. در هر حال، این موارد در زمین‌لغزه جیرفت نیز کم و بیش دیده می‌شوند. بنابراین، این زمین‌لغزه یک استورستورم است. جدول ۲ خلاصه مشخصات زمین‌لغزه جیرفت را نشان می‌دهد.

۶- نقش زمین‌لغزه در ایجاد این زمین‌لغزه

مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌لغزه‌های ناشی از زمین‌لغزه‌ها که مثلاً توسط Jibson (2009) معرفی شده‌اند عبارتند از:

الف) لرزه‌خیز بودن محل رخداد آنها

ب) کم بودن شیب دامنه ایجاد زمین‌لغزه (به گونه‌ای که اگر دامنه محل رخداد زمین‌لغزه به روش استاتیک تحلیل پایداری شود آن زمین‌لغزه نباید حادث شود، بنابراین برای ایجاد آن، نیاز به نیروی اضافی زمین‌لغزه وجود دارد).

ج) بزرگ بودن زمین‌لغزه.

د) زمین‌لغزه‌های ایجاد شده در سطوح توپوگرافی با وسعت دست کم چند کیلومتر مربع و نیز بهمن‌های سنگی با مسافت حرکت زیاد معمولاً در اثر زمین‌لغزه رخ می‌دهند.

ه) دیده شدن پدیده‌های روانگرایی همراه با زمین‌لغزه.

و) انطباق خوب بین سن زمین‌لغزه با سن پدیده‌های نشان دهنده حرکت در سطح گسل (های) فعال منطقه.

بدیهی است که هر چه تعداد بیشتری از این موارد در یک زمین‌لغزه خاص صدق کنند، احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن آن بیشتر است. در مورد زمین‌لغزه جیرفت، چهار مورد اول به خوبی صدق می‌کنند. از آنجا که رخداد این زمین‌لغزه در سنگ‌های سخت ایجاد شده، انتظار نداریم، پدیده‌های مربوط به روانگرایی (مورد پنجم) همراه با آن دیده شوند و اثبات مورد ششم نیاز به مطالعات سن‌سنجی دارد که در این مطالعه انجام نشده است. بنابراین احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن منشأ زمین‌لغزه جیرفت زیاد است، اگرچه در این مورد قطعیت کامل وجود ندارد. خاطر نشان می‌سازد که مشابه با زمین‌لغزه جیرفت، زمین‌لغزه‌ای در منطقه گبی-آلتای مغولستان شناسایی شده است که به علت بزرگ بودن، نزدیکی به گسل فعال و کم‌شیب بودن سطح لغزش، ایجاد آن را به زمین‌لغزه نسبت داده‌اند (Jisbon, 2009). همچنین، ذکر این نکته ضروری است که چنانچه مجموعه‌ای از زمین‌لغزه‌ها در یک منطقه شناسایی شوند که معیارهایی مانند موارد زیر در مورد آنها صدق کند، احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن آنها بیشتر خواهد بود:

الف) توزیع مکانی آنها با منطقه لرزه‌خیز هماهنگی داشته باشد.

ب) توزیع مکانی آنها را نتوان به شرایط زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی خاص غیر از زمین‌لغزه (برای مثل وجود سنگ خاص) نسبت داد.

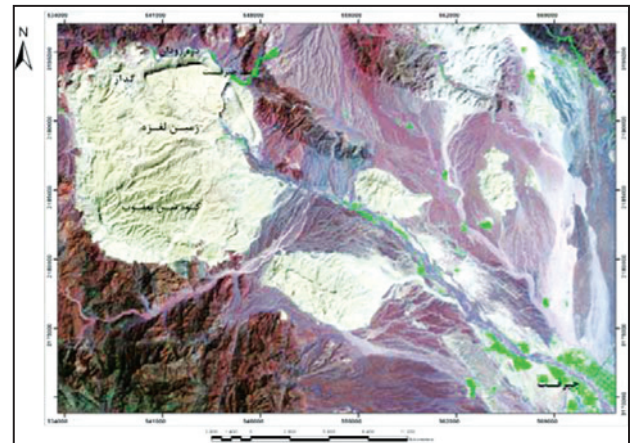
ج) ثابت شود که این زمین‌لغزه‌های فراوان و هم سن منطقه لرزه‌خیز در اثر بارش زیاد ایجاد نشده‌اند (این نکته را می‌توان با مطالعه نوع زمین‌لغزه و مشخصات مواد زمین‌لغزه‌ای ثابت کرد).

۷- نتیجه‌گیری

با توجه به آنچه در مورد موقعیت زمین‌شناسی، نشانه‌ها و ویژگی‌های زمین‌لغزه جیرفت مورد بررسی قرار گرفت، مشخص شد که این زمین‌لغزه که می‌توان آن را استورستورم و بهمن سنگی نیز نامید، با وسعت حدود ۵۳ کیلومتر مربع و حداکثر مسافت حرکت حدود ۷ کیلومتر، در اثر لغزش سنگ آهک الیگومیوسن (بخش بالایی سازند قم) به سبترای حدود ۳۰۰ متر و شیب حدود ۶ درجه روی مارن‌های زیرین این سازند ایجاد شده است. زمان احتمالی رخداد آن ۶۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ سال برآورد می‌شود و زمین‌لغزه به احتمال زیاد همزمان با یک زمین‌لغزه قوی در این منطقه زلزله‌خیز دارای گسل‌های فعال متعدد به وجود آمده است. در اثر آن، بخشی از مسیر سابق هلیل‌رود به طول حدود ۸ کیلومتر به طور کامل مسدود شد و یک دریاچه موقتی در پشت مانع به وجود آمد. این دریاچه از محلی غیر از محل انسداد، یعنی در محل فعلی سد جیرفت، سرریز کرد و رودخانه پس از طی مسیری به طول حدود ۲/۵ کیلومتر دوباره به مسیر قبلی خود پیوسته است. این رویدادها باعث اثراتی مانند بریدگی مخروط افکنه‌ها، تشکیل ناهنجاری در مسیر هلیل‌رود و ایجاد تنگدره شدند.



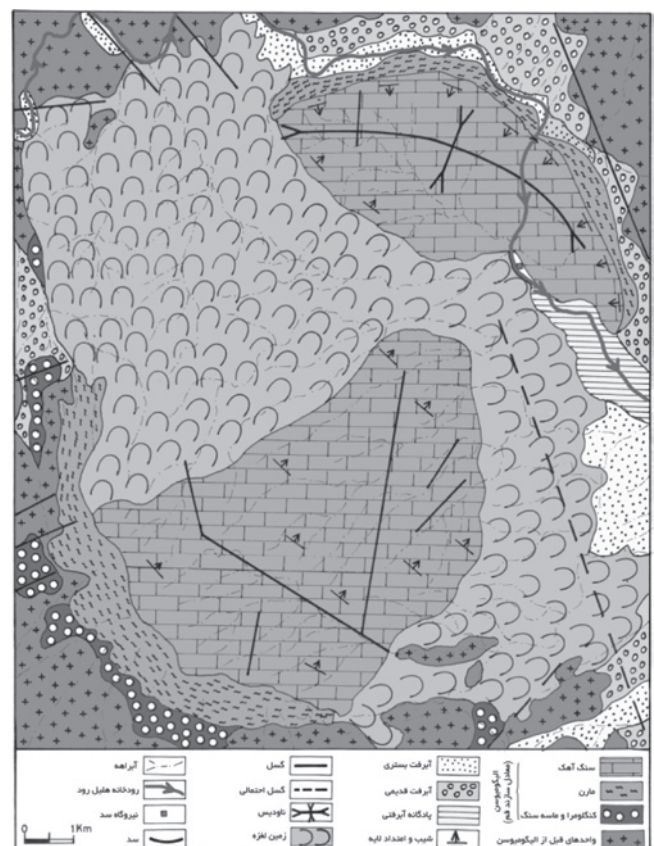
شکل ۳- تصاویری از مواد زمین لغزه‌ای: الف) مخلوط درهمی از سنگ‌های متلاشی شده. ب) قطعه سنگ‌های عظیم (به تصویر فرد به عنوان مقیاس توجه شود).



شکل ۱- موقعیت زمین لغزه جیرفت



شکل ۴- موقعیت گسل‌های مهم و عمدتاً فعال منطقه که می‌توانسته‌اند با ایجاد زمین‌لرزه در راه‌اندازی زمین لغزه جیرفت مؤثر باشند (مهندسین مشاور مهاب قدس، ۱۳۷۳).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده زمین لغزه



شکل ۸- تصویری از تنگدره هلیل رود واقع در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد، که به طور عمده در اثر سرریز شدن دریاچه زمین لغزه‌ای و عبور هلیل رود از این محل در بعد از رخداد زمین لغزه ایجاد شده است.



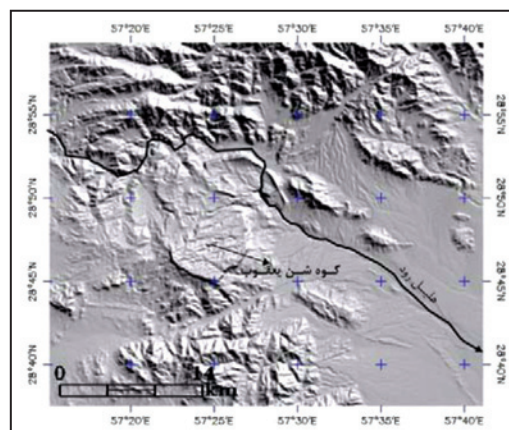
شکل ۹- آبرفت‌های درشت‌دانه هلیل رود که به صورت افقی و با تن تیره در این تصویر قابل تشخیص هستند، در زیر مواد زمین لغزه‌ای قرار دارند و نشان‌دهنده رخداد زمین لغزه در دوران چهارم زمین‌شناسی بوده و همچنین حاکی از حفر بستر دره بعد از رخداد زمین لغزه از محل نیروگاه سد به بعد است.



شکل ۱۰- در این تصویر یکی از بزرگ‌ترین قطعه‌های زمین لغزه که در شکل ۵ نیز مشخص شده است به صورت رانده شده روی سنگ آهک‌های از جنس خود که در مسیرش قرار داشته‌اند، دیده می‌شود (رانش ثقلی).



شکل ۵- عکس هوایی با مقیاس حدود ۱:۵۰۰۰۰ اما کوچک شده محدوده زمین لغزه که در آن دره رودان (۱)، تنگدره هلیل رود (۲)، ناودیس سد جیرفت با دو پلانز به سمت داخل (۳)، زمین لغزه (۴)، یکی از قطعه‌های بزرگ زمین لغزه (۵)، زبانه خاوری (۶)، فلات شیب‌دار کوه شن یعقوب (۷)، هاگبگ تشکیل‌دهنده ضلع شمالی ناودیس سد جیرفت (۸)، رخنه‌ای که سد جیرفت در آن احداث شده (۹)، رخنه متروکه (۱۰)، محل نیروگاه سد (۱۱) و مسیر قبلی هلیل رود به چشم می‌خورد (بهتر است این شکل با شکل‌های ۲ و ۶ مقایسه شود).



شکل ۶- نقشه سایه روشن منطقه مورد مطالعه که در آن ارتفاع نسبی واحدهای مختلف ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی مشخص شده است.



شکل ۷- عکس هوایی مورب از سد جیرفت (محل سرریز کردن دریاچه زمین لغزه‌ای)، تنگدره پایین دست سد و هاگبگ تشکیل‌دهنده ضلع شمال خاوری ناودیس سد.



شکل ۱۲- زمین لغزه موجب تغییر مسیر هلیل رود و ایجاد بی‌هنجاری در مسیر آن شده است (ستاره‌ها ایستگاه‌های هیدرومتری هستند).



شکل ۱۱- قطعه سنگ‌های آذرین گردشده در چند نقطه در لایه لای مواد زمین‌لغزه‌ای معرف مسیر قبلی هلیل رود در محدوده گذار- نیروگاه سد هستند. در عین حال جلای پیاپی موجود در آنها نشان‌دهندهٔ نه چندان جدید بودن رخداد زمین‌لغزه است.



شکل ۱۳- رانل‌های انحلالی در سطح قطعه سنگ‌های زمین‌لغزه‌ای حاکی از رخداد زمین‌لغزه در ده‌ها تا چند صد هزار سال قبل است. (به تصویر فرد به عنوان مقیاس توجه شود).

جدول ۱- توان لرزه‌زایی گسل‌های نزدیک زمین لغزه جیرفت (مهندسین مشاور مه‌باب قدس، ۱۳۷۳)

نام گسل	طول گسل (کیلومتر)	توان لرزه‌زایی (Ms)	فاصله تا زمین لغزه (کیلومتر)
گسل کولکی	۲۱	۶/۳	۳
گسل پای تنگ	۲۶	۶/۴	۵
گسل بهجرد	۳۷	۶/۶	۶
گسل کناروئیه	۴۵	۶/۷	۱۱
گسل سرکز	۵۰	۶/۷	۱۱
گسل ساردوئیه	۱۰۰	۷/۱	۲۱
گسل سبزوآران	۱۹۰	۷/۴	۲۵

جدول ۲- خلاصه مشخصات زمین‌لغزه جیرفت

مشخصه	توضیح
موقعیت جغرافیایی	مختصات ۴۵' و ۲۸° تا ۵۳' و ۲۸° عرض شمالی و ۲۰' و ۵۷° تا ۳۰' و ۵۷° طول خاوری
وسعت کل	۵۳ کیلومتر مربع
وسعت توده سنگی که حرکت کرده	۲۵/۶ کیلومتر مربع
حجم	حدود ۸ کیلومتر مکعب
جنس و سن سنگ حرکت کرده	سنگ آهک الیگومیوسن (بخش بالایی سازند قم) همراه با مقداری از مارن‌های زیر آن
شیب دامنه گسیخته شده	۶ درجه
ستبرای سنگ حرکت کرده	حدود ۳۰۰ متر
زمان رخداد	احتمالاً ده‌ها هزار سال تا چند صد هزار سال قبل
بیشترین مسافت حرکت	حدود ۷ کیلومتر
تعداد اجزاء	دو زبانه (شمالی و باختری) و دو بخش (خاوری و میانی)
اثرات	مسدود کردن مسیر هلیل رود، ایجاد یک تنگ‌درو، تغییر مسیر هلیل رود، بریده شدن ناودیس سد جیرفت توسط هلیل رود، بریده شدن مخروط افکنه هلیل رود و چند مخروط افکنه دیگر، ایجاد یک دریاچه موقتی، معکوس شدن جریان در دره رودان، تغییر در نیم‌رخ طولی هلیل رود
نام	بر اساس وسعت و با توجه به دسته‌بندی (Cornforth (2005) عظیم (huge)
	بر اساس سرعت احتمالی و با توجه به دسته‌بندی (Curden and Varnes (1996) فوق‌العاده سریع (extremely rapid)
	بر اساس دسته‌بندی (Hutchinson (1967) سنگ لغزه (rockslide)
	استورستورم (sturzsturm)، بهمن سنگی (rock avalanche)، بهمن سنگ لغزه (rock slide avalanche) بهمن خرده سنگ‌ها (debris avalanche) و زمین لغزه طولی‌المسیر (long run-out landslide)

کتابنگاری

- افشین، ی.، ۱۳۷۳- رودخانه‌های ایران، جلد اول، مهندسین مشاور جاماب.
- برزگر، ف.، صدیقان، ا. و نجم‌آوی، م.، ۱۳۶۸- یادداشتی بر زمین‌شناسی محل سد هلیل رود (جیرفت)، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱، صفحات ۵۵ تا ۳۶.
- حسینی، ز.، ۱۳۸۶- پهنه‌بندی خطر سیل در دشت جیرفت با توجه به معیارهای ژئومورفولوژیکی و با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر، ۱۸۸ ص.
- حق شناس، ا.، جعفری، م. ک. و کمک پناه، ع.، ۱۳۷۶- دومین سمینار زمین‌لغزه و کاهش خسارت‌های آن، جلد اول، مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- شهرابی، م.، ۱۳۸۴- دریاچه‌های کوهستانی تار و هویر و چگونگی تشکیل آنها، رشد زمین‌شناسی، دوره دهم، شماره ۴، صفحات ۲۹-۲۶.
- عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۸۷- بررسی سیل‌خیزی (پهنه‌بندی خطر سیل در حوضه آبریز هلیل رود با استفاده از GIS، گزارش طرح تحقیقاتی، دانشگاه شهید باهنر، ۳۰۹ ص.
- فاریابی، ع.، ۱۳۷۲- مطالعه چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند قم در منطقه ساردوئیه و سبزواران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- فاطمی‌عقدا، س.، غیومیان، ج.، عطائی، ا.، داودی، م. ه. و نوروزی، ع. ا.، ۱۳۸۴- تعیین مناسب‌ترین روش کنترل لغزش با استفاده از سامانه پشتیبان تصمیم (DSS)، مطالعه موردی زمین‌لغزش باریکان، طالقان، فصلنامه علوم‌زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، صفحات ۸۴ تا ۹۳.
- محمدی‌زاده، ج. و پمپنی، ا.، ۱۳۸۵- زمین‌لغزه‌های جنوب رامسر (منطقه ی‌پاز کش)، رشد زمین‌شناسی، دوره دوازدهم، شماره ۲، صفحات ۲۴-۱۹.
- مهندسین مشاور سازه‌پرداز ایران، ۱۳۸۳- طرح ساماندهی و تعیین حریم و بستر رودخانه‌های هلیل و شور جیرفت، فصول دوم و چهارم (مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی).
- مهندسین مشاور مه‌اب قدس، ۱۳۷۳- گزارش لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لغزه سد بتنی قوسی جیرفت.
- نبوی، م.، ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Alexander, D. & Formichi, R., 1993- Tectonic Causes of Landslides, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 18, pp. 311-338.
- CETIRAN, CO., Eng., 1975- Barrage de Jiroft.
- Cornforth, D. H., 2005- Landslides in Practice, Investigations, Analysis, and Remedial/ Preventative Options in Soils, John Wiley, New York.
- Cotecchia, V., 1978- Earthquake- Prone Environments, In: Slope stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology, ed. By: M. G. Andeson & K. S. Richards, John Wiley, Chichester, PP.287-330.
- Curden, D. M., 1976- Major rock slides of The Rockies, Canada, Geotechnical Journal, Vol 13, PP. 8-20.
- Curden, D., M. & Varnes, D., J., 1996- Landslide Types and Processes, In: A., K. Turner and R.L. Shuster (eds), Landslides, Investigation and Mitigation, National Academy Press, Washington, PP.36-75.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman Region, Geological Survey of Iran, Report No Yu/52.
- Erismann, T., H., 1979- Mechanisms of large landslides, Rock Mechanics, Vol 2, PP. 15-46.
- Garvin, C. D., Hanks, T. C., Finkel, R. C. & Heimsath, A.M., 2005- Episodic incision of the Colorado River in Glen Canyon, Utah, Earth Surface Processes and Landforms, Vol 30, PP.973-984.
- Goguel, J., 1978- Scale- dependment rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization. In: B. Voight(ed.) Rockslides and avalanches, 1, Natural Phenomena, Elsevier, New York, P. 693-708.
- Hsu, K. J., 1975- On struzstorms- catastrophic debris streams generated by rockfalls, Geological Society of America Bulletin, Vol 86, PP. 126-140.
- Hutchinson, J. N., 1968- Mass movement, In: R.W.Farbridge (ed.). The Encyclopedia of Geomorphology, Reinold, New York, PP. 688-695.
- Jibson, R.W., 2009- Using Landslides for Paleoseismic Analysis, in: Paleoseismology(2ned.), ed. By: J.P.McCalpin, PP.565-601.
- Keefer, D. K., 1984- Landslides couesd by earthquakes, Geological Society of America Bulletin, Vol 95, PP 406-421.
- Kent, P. E., 1966- The transport mechanism in catastrophic rockfalls, Journal of Geology, Vol 74, PP. 79-83.
- Lelland, J. F., Burbank, M. R., Finkel, D. W. & Caffee, M., 1995-¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages from bedrock river- cut terraces in northern Pakistan: implications for incision and uplift rates, EOS transactisons, 76, F685.
- Mc guire, M. C., B., Mason, I. & Kilburn, C., 2002- Natural Hazard and Environmental Change, Arnold. New York.
- Pederson, J. L., Anders, M. D., Rittenhour, T. M., Sharp, W. D., Grosse, J. C., & Karlstrom, K. E., 2006- Using fill terraces to understand incision rates and evolution of the Colorado river in eastern Grand Canyon, Arizona, Journal of Geophysical Research, Vol III, Fo 2003, doi: 10.1029/2004Jf000201.
- Shreve, R. L., 1968- The Blackhawk landslide, Geological Society of America, Special Paper, 108, 47 PP.
- Timotijevic, S., Cretic, S., Dimitrijevic, M., N., Dimitrijevic, M. D., 1972- Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet 7447- Esfandageh, Geological Survey of Iran.
- Voight, B. & Pariseau, W., G., 1978- Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena, ed. By: B. Voight, Elsevier, Amesterdam, PP. 1-67.
- Watson, R. A. & Wright, H. E., 1967- The Seidmarreh landslide, Iran, Geological Society of America, Special Paper, 123, PP. 115-139.
- Wohl, E. E., 1999- Incised bedrock channels, In: Incised River channels: Processes, Froms, Engineering and Management, ed. By: S.E. Darby and A. Simson, John Wiley, Chichester, PP 187-218.

Keywords: Kangan Formation, Porosity, Well Logs, Artificial Neural Network, Regularization Training Method, Committee Machine, Ensemble Combination, Genetic Algorithm

For Persian Version see pages 33 to 40

*Corresponding author: M. Zakeri; E-mail:mahmood_zakery2006@yahoo.com

The Huge Jiroft Landslide: Introduction, Indications and Characteristics

A. Abbasnejad ^{1*}

¹ Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2009 December 09

Accepted: 2010 August 29

Abstract

The huge and historical landslide of Jiroft, being about 53 Km² in area, is located in 35 Km NW of Jiroft town just adjacent to Jiroft Dam and in coordinates of 28° 45' to 28° 53' N and 57° 20' to 57° 30' E. This slide which has taken place as a result of massive movement of upper reefal part of Qom formation dipping only 6°, 8 cubic kilometers in volume and about 300 meters thickness over the underlying marls, is recognizable based on shattered rocks, anomaly along the course of Halil Roud and the presence of well-rounded igneous boulders in some parts among the shattered rocks. As a result of this slide, the course of Halil was completely blocked and an ephemeral lake was created. Afterwards, the lake overflowed in another place (the present place of the Dam) which was the lowest point in its periphery. Due to this river detour, the Halil Roud incised its fan, created a gorge from the overflowing point to its confluence point, as well as incision of several small fans along its course. The presence of several active faults and low slope of the sliding mass imply the probable influence of earthquake and heavy precipitation as triggering mechanisms. The main characteristics of this slide include very low slope (6°), its size (53km² in area and maximum run-out distance of about 7 km), comprising four parts, specific mechanism (like other sturztorms) and its time of occurrence (probably 60000 to 100000 years ago). Depending on the classification of landslides, it may be considered as extremely rapid rock slide, sturztorm, rock avalanche as well as debris avalanche. The desert varnish of boulders engaged in the slide mass and the solution runnels generated after the slide suggest that the age of the slide is about tens of thousands to several thousands years ago.

Keywords: Landslide, Jiroft, Halil Roud, Jiroft Dam, Channel anomaly, Natural lake, Alluvial fan.

For Persian Version see pages 41 to 48

*Corresponding author: A. Abbasnejad; E-mail: aabbas@uk.ac.ir

Using Index Overlay, Fuzzy Logic Method and Analytical Hierarchy Process in order to Determine Au and Cu Potential Targets in North Part of Dali Porphyry Deposit

S. Yousefifar^{1*}, A. Khakzad¹, H. Asadi Harooni², M. R. Jafari³, M. Vosoughi Abedini¹

¹ Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Mining Department, Faculty of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

³ Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2010 April 04

Accepted: 2010 September 19

Abstract

Dali porphyry copper-gold deposit is situated geologically incontact of the Urmieh-Dokhtar magmatic belt and the Sanandaj-Sirjan zone in central of Iran and for the first time this deposit was investigated with using the satellite image processing (TM). In this research, the Northern part of the Dali deposit has been investigated in order to recognize the potential copper and gold-bearing target areas. The survey layers include