پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۰، شمارهٔ ۴، زمستان ۱۳۹۷
ص ۷۷۳- ۷۴۷

به‌کارگیری شاخص‌های مورفومتری در بهینه‌سازی نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش با استفاده از مدل‌های احتمالاتی

حمید بابلی مؤخر- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان
علیرضا تقیان*- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه اصفهان
کورش شیرانی- استادیار، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان اصفهان، سازمان تحقیقات، آموزش، و ترویج کشاورزی، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۳/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۷/۱

چکیده

شکل زمین نقش اساسی در فرایند رخداد زمین‌لغزش ایفا می‌کند. هدف اصلی از این پژوهش، ارزیابی و مقایسهٔ دو مدل احتمالاتی دمپسترشفر و وزن شاهد با تأکید بر شاخص‌های مورفومتری در پهنه‌بندی حساسیت نسبت به زمین‌لغزش در حوضهٔ آبخیز رودخانهٔ فهلیان است. بدین منظور، هجده عامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش شناسایی و ارزیابی شد. سپس، نقشه‌های این عوامل در محیط GIS تهیه و با لایهٔ پراکنش زمین‌لغزش‌های منطقه همپوشانی و براساس دو مدل فوق وزن‌دهی شد. نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت براساس دو مدل تهیه شد. نتایج نشان داد که در هر دو مدل شیب‌های بیش از ۴۰درصد و شاخص ناهمواری زمین بیش از ۱۴ بیشترین وزن را به خود اختصاص داده و مهم‌ترین نقش را در وقوع زمین‌لغزش‌های منطقه داشته‌اند. به‌منظور ارزیابی دقت و صحّت مدل‌ها، از منحنی ویژگی عملگر نسبی (ROC) استفاده شد. نتایج اعتبارسنجی حاصل از سطح زیر منحنی برای مدل دمپسترشفر و وزن شاهد به‌ترتیب ۰/۷۹ و ۰/۷۶ به‌دست آمد. بنابراین، اعتبار هر دو مدل خوب برآورد شد. همچنین، نتایج حاصل از محاسبهٔ نسبت FR و شاخص SCAI مبیّن طبقه‌بندی مناسب در پنج طبقهٔ حساسیت است. با توجه به نتایج کمّی اعتبارسنجی، مدل دمپسترشفر، با بهره‌گیری از شاخص‌های مورفومتریک، مدل مناسبی برای پهنه‌بندی حساسیت نسبت به زمین‌لغزش معرفی می‌شود.

کلیدواژه‌ها: حوضهٔ آبخیز رودخانهٔ فهلیان، زمین‌لغزش، مدل دمپسترشفر، مدل وزن شاهد، مورفومتری.

مقدمه

زمین‌لغزش از جمله مخاطرات طبیعی است که در اثر تعامل انواع عوامل محیطی، به‌ویژه در مناطق کوهستانی، با ویژگی‌های خاص مورفومتریکی رخ می‌دهد (شیرانی، ۱۳۹۷: ۹۶). این پدیده به‌عنوان یکی از مخاطرات ژئومورفیک هرساله خسارات جانی و مالی فراوانی را به‌وجود می‌آورد و مستقیم یا غیرمستقیم هزینه‌های اقتصادی زیادی را در عرصه‌های مختلف به‌دنبال دارد. آمار انتشاریافته از سوی مرکز تحقیقات آسیب‌شناسی مخاطرات طبیعی نشان می‌دهد ۱۷درصد از مرگ‌ومیر ناشی از بلایای طبیعی در دنیا مربوط به زمین‌لغزش است (لاکاس و نامید، ۲۰۰۹).

ایران- با داشتن مناطق کوهستانی وسیع، دارابودن مورفولوژی برخاسته از تکتونیک فعال، لرزه‌خیزی، شکستگی‌ها و خردشدگی‌های فراوان، وجود لیتولوژی حساس، و شرایط اقلیمی در کنار بهره‌برداری‌های غیراصولی- ازجمله کشورهای

* نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۳۳۲۸۷۵۷۳
E-mail: a.taghian@geo.ui.ac.ir

آسیب‌پذیر از نظر وقوع زمین‌لغزش‌هاست (مختاری اصل و رنجبریان شادباد، ۱۳۹۵: ۱۲۰). فلات ایران، که یک منطقهٔ چین‌خوردهٔ آلپی است، در حال حاضر نیز از هر طرف تحت فشار بوده و حرکات زمین‌ساختی هنوز در آن ادامه دارد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱: ۷). وقوع زمین‌لرزه‌های مکرر در ایران یکی از پیامدهای فعّال‌بودن جنبش‌های زمین‌ساختی درحال حاضر است. آثار سطحی امواج کشسان یک زمین‌لرزه می‌تواند به‌صورت مختلف از جمله زمین‌لغزش، گسیختگی دامنه‌ای، و روان‌گرایی نمود یابد (یوسفی، ۱۳۸۹: ۱). تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش به‌عنوان یکی از مهم‌ترین گام‌ها به‌منظور کاهش و مدیریت خطرهای این پدیده به‌شمار می‌رود (وان و چانگ، ۲۰۱۴). از آنجا که در وقوع زمین‌لغزش عوامل متعددی دخالت دارد، برای اینکه نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت با دقت بیشتری تهیه شود، لازم است از لایه‌های اطلاعاتی بیشتری استفاده شود و عوامل مؤثر متنوعی که احتمال می‌رود در وقوع آن دخیل باشند ارزیابی شوند و با استفاده از مدل‌های موجود به پهنه‌بندی نقشهٔ حساسیت اقدام شود. به‌طورکلی، دستورالعمل مشخص و یک‌پارچه، که بین همهٔ محققان مورد قبول باشد، برای انتخاب عوامل مؤثر در تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش وجود ندارد (یلسین، ۲۰۰۸: ۲). مطالعات در این زمینه معمولاً با مدل‌های مختلف و عملکرد و دقت متفاوتی بوده است (گوزتی و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۷۰؛ فراتینی و همکاران، ۲۰۱۰: ۶۵). برخی از این مدل‌ها، به‌علت عدم به‌کارگیری معیارهای فرمی سطح زمین، نتایج چندان رضایت‌بخشی نداشته‌اند و در استفاده از نتایج این تحقیقات محدودیت‌هایی وجود دارد (چانگ و فابری، ۲۰۰۳: ۴۵۴). به همین دلیل، ضرورت استفاده از روش‌های جدید با درنظرگرفتن معیارهای شکلی کمّی برای شناسایی پهنه‌های مستعد زمین‌لغزش در راستای امر برنامه‌ریزی مورد نیاز است. زمین‌لغزش از جمله مخاطرات طبیعی است که می‌تواند متأثر از شکل سطح زمین باشد. از این رو، به‌منظور ارزیابی حساسیت زمین‌لغزش‌های یک منطقه، علاوه بر بررسی عوامل رایج و متداول در پهنه‌بندی، ارزیابی ویژگی‌های مورفومتری سطح زمین نیز حائز اهمیت است. پارامترهای ژئومورفومتریک در این راستا می‌تواند بیانگر مشخصات فرم دامنه‌ها و فرایندهای تغییردهندهٔ شکل آن‌ها باشد. بخش مهمی از این فرایندها شامل زمین‌لغزش‌هاست. شاخص‌های ژئومورفومتریک ویژگی شکل دامنه‌هایی را که مستعد زمین‌لغزش هستند به‌صورت کمّی بیان می‌کند (شیرانی، ۱۳۹۷؛ احمدآبادی و رحمتی، ۱۳۹۴: ۲۰۲).

تاکنون مطالعات ارزشمندی در زمینهٔ پهنه‌بندی و تعیین عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش انجام شده است. شیرانی و همکاران (۲۰۱۸)، با استفاده از دو مدل احتمالاتی دمپسترشفر و شاخص آنتروپی شانون و ۱۰ عامل مؤثر در لغزش، به پهنه‌بندی حساسیت نسبت به زمین‌لغزش در حوضهٔ سرخون زاگرس اقدام کردند. نتایج نشان داد که عامل کاربری اراضی از بین عوامل مورداستفاده مهم‌ترین عامل و مدل شاخص آنتروپی شانون نسبت به مدل دمپسترشفر از کارآمدی مناسب‌تری در پهنه‌بندی حساسیت نسبت به لغزش برخوردار است. یوسف و همکاران (۲۰۱۶)، برای تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش، از مدل‌های نسبت فراوانی، وزن واقعه، شاخص آنتروپی، و دمپسترشفر استفاده کردند. نرخ پیش‌بینی به‌ترتیب ۰/۹۵، ۰/۹۵۲، ۰/۹۴۶، و ۰/۹۳۴ به‌دست آمد. وانگ و همکاران (۲۰۱۶) در پژوهشی به مقایسهٔ نقشهٔ حساسیت‌پذیری زمین‌لغزش حاصل از دو مدل دمپسترشفر و وزن شاهد پرداختند. براساس نتایج اعتبارسنجی، سطح زیر منحنی (AUC)[1] برای مدل شفر دارای دقت ۸۰/۱۹درصد و برای وزن شاهد ۸۰/۷۵درصد است. بر همین اساس، نقشهٔ حساسیت‌پذیری مدل شفر و وزن شاهد به‌ترتیب دارای دقت پیش‌بینی ۸۰/۰۹درصد و ۷۹/۷۹درصد است. بر همین اساس، میزان دقت موفقیت منحنی برای هر دو مدل به‌ترتیب ۸۰/۱۹درصد و ۸۰/۷۵درصد است. چن و همکاران (۲۰۱۶) به مقایسهٔ روش‌های دمپستر شیفر، رگرسیون لجستیک، و شبکهٔ عصبی مصنوعی برای پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش در استان شانکسی چین پرداختند و به این نتیجه

1. Area Under Curve

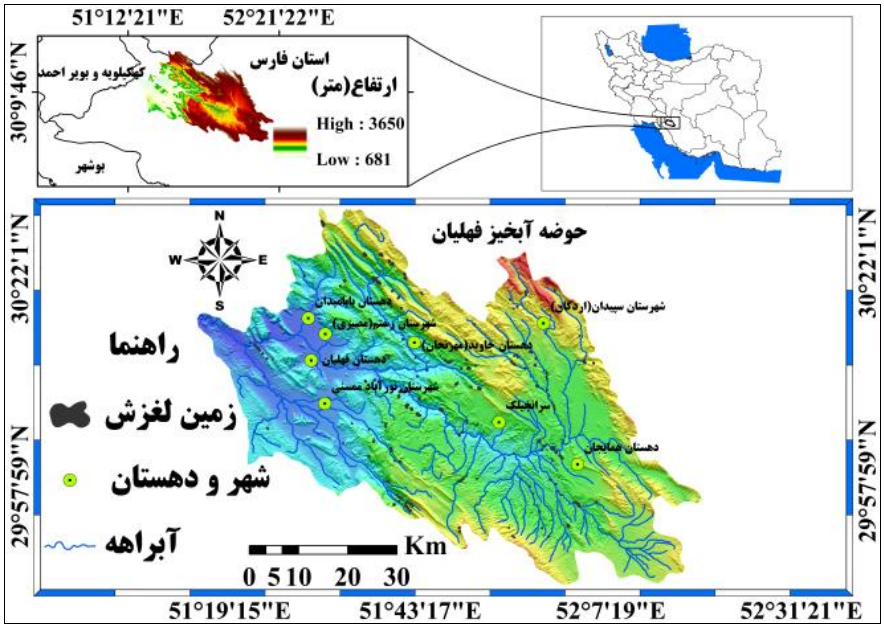
رسیدند که مدل شبکهٔ عصبی مصنوعی دارای بیشترین دقت (۷۳/۱۹درصد) است. وخشوری و زارع (۲۰۱۶) با مقایسهٔ مدل‌های وزن شاهد، فازی، و نسبت فراوانی به تهیهٔ نقشهٔ حساسیت‌پذیری زمین‌لغزش اقدام کردند. پورقاسمی و همکاران (۲۰۱۳) از دو مدل دمپسترشفر و وزن واقعه و با بهره‌گیری از ۱۱ فاکتور مؤثر در رخداد زمین‌لغزش به ارزیابی حساسیت‌پذیری زمین‌لغزش در حوضهٔ آبریز هراز پرداختند. میزان سطح زیر منحنی عملگر نسبی (ROC) برای دمپسترشفر و وزن واقعه به‌ترتیب ۷۲/۸۷درصد و ۷۹/۸۷درصد به‌دست آمد که نشان از دقت بهتر وزن واقعه نسبت به روش دمپسترشفر است. در این پژوهش اشاره شد که مدل نسبت فراوانی با AUC ۰/۸۳ و ۰/۸۲ به‌ترتیب از میزان دقت و پیش‌بینی بهتری نسبت به مدل‌های دیگر برخوردار است. شیرانی (۱۳۹۷) در پژوهشی به این نتیجه رسید که به‌کارگیری عوامل ژئومورفومتریک در افزایش دقت و صحت نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش نقش مؤثری دارد. احمدآبادی و رحمتی (۱۳۹۴) در پژوهش خود نشان دادند که استفاده از شاخص‌های ژئومورفومتریک همراه استفاده از الگوریتم SVM توانسته ویژگی‌های شکلی سطوح را به‌صورت کمّی مشخص کند. درنتیجه، نقش مهمی در افزایش دقت شناسایی سطوح مستعد زمین‌لغزش داشته است. بابلی مؤخر و همکاران (فصل‌نامهٔ علوم زمین، ۱۳۹۷) در پژوهشی شیب را مهم‌ترین عامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش‌های منطقهٔ مطالعاتی خود معرفی کردند. از دیگر پژوهش‌های انجام‌شده در زمینهٔ زمین‌لغزش می‌توان به کارهای حسین‌پور میلاقاردان و همکاران (۲۰۱۶)، هانگ و همکاران (۲۰۱۶)، عرب‌عامری و همکاران (۱۳۹۶)، روستایی و همکاران (۱۳۹۳)، و مقیمی و همکاران (۱۳۹۱) اشاره کرد.

هدف اصلی از این پژوهش مدل‌سازی و ارزیابی پتانسیل حساسیت اراضی نسبت به زمین‌لغزش با استفاده از روش‌های دمپسترشفر و وزن شاهد بیزین با تأکید بر شاخص‌های مورفومتری است، به‌منظور افزایش صحت نقشهٔ پهنه‌بندی حساسیت. ژئومورفومتری روشی مدرن با رویکرد کارتوگرافی- تحلیلی برای نمایش پستی و بلندی‌های سطح زمین با استفاده از ارتفاع زمین در رایانه است (شیرانی، ۱۳۹۷: ۱۰۹). هدف ژئومورفومتری استخراج ویژگی‌های سطح زمین (ویژگی‌های مورفومتری، هیدرولوژیکی، اقلیمی، و ...) و عوارض موجود در آن (حوضه‌های آبریز، شبکه‌های جریانی، لندفرم‌ها، و ...) با استفاده از مدل‌های رقومی سطح زمین (مدل رقومی ارتفاع) و نرم‌افزارهای پارامترسازی است. پارامترهای ژئومورفومتری بر مبنای استخراج اطلاعات از مدل‌های رقومی ارتفاعی بر پایهٔ معادلات ریاضی و اشکال هندسی است. در این پژوهش از پارامترهای ژئومورفومتری انحنای کل، انحنای سطح، انحنای نیمرخ، شاخص وضعیت توپوگرافی و شاخص ناهمواری توپوگرافی، شاخص توان آبراهه، طول شیب، و شاخص رطوبت توپوگرافی در کنار فاکتورهای مرسوم در پهنه‌بندی (شیب، جهت شیب، طبقات ارتفاعی، فاصله از گسل، فاصله از آبراهه، تراکم آبراهه، بارش، سنگ‌شناسی، کاربری ارضی، و شاخص تفاضلی نرمال‌شدهٔ پوشش گیاهی) استفاده شده است. موضوع موردبحث در این نوشتار (مقایسهٔ دو مدل احتمالاتی دمپسترشفر و وزن شاهد با تأکید بر شاخص‌های مورفومتری) مهم‌ترین نوآوری این پژوهش در بین تحقیقات انجام‌شده در داخل کشور است که دقت نقشه‌های پهنه‌بندی را بالا می‌برد و می‌تواند نقش مهمی در پیش‌بینی و مدیریت این پدیده داشته باشد.

موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین‌ساختی حوضه

حوضهٔ آبخیز رودخانهٔ فهلیان با مساحت ۴۰۳۰/۹۰ کیلومتر مربع در شمال‌غرب استان فارس و در طول جغرافیایی″۱۴ ′۱۵ °۵۱ تا ″۵۰ ′۱۸ °۵۲ شرقی و عرض جغرافیایی″۳۸ ′۲۸ °۳۰ تا ″۵۳ ′۴۶ °۲۹ شمالی واقع شده است. کمینه و بیشینهٔ ارتفاعی حوضه به‌ترتیب از حداقل ۶۸۱ متر در نقطهٔ خروجی تا ۳۶۵۰ متر در قلهٔ برم فیروز از ارتفاعات کوه رنج در

شمال حوضه است (شکل ۱). شهرستان‌های نورآباد ممسنی، رستم (مصیری)، سپیدان (اردکان)، و همچنین بخش‌ها و روستاهای زیادی در این محدوده واقع شده‌اند. این محدوده از نظر تقسیمات درجه ۱ و ۲ حوضه‌های آبریز به‌ترتیب در حوضهٔ آبریز خلیج‌فارس و دریای عمان و حوضهٔ آبریز جراحی- زهره قرار دارد و بر اساس تقسیمات تماب شامل زیرحوضه‌های اردکان- چشمه‌سفید، کودیان- سرگاه، سرانجیلک، فهلیان، و نورآباد ممسنی است. رخنمون‌هایی از سنگ‌های ژوراسیک تا کواترنر در این محدوده گسترش دارند. بخش وسیعی از سطح منطقهٔ کوهستانی با دیواره‌های بلند و دره‌های ژرف است و سطوح هموار و تپه‌ماهوری با وسعت کمتر در غرب حوضه گسترش دارد. دشت ممسنی، که بخش کم‌ارتفاع منطقه را شامل می‌شود، بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن جزو مناطق نیمه‌خشک است. حداقل درجهٔ حرارت دشت ممسنی ۲- سانتی‌گراد و حداکثر درجهٔ حرارت ۴۹ درجهٔ سانتی‌گراد است. متوسط بارش دشت ۵۷۹ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است (انصاری و فتوحی، ۱۳۹۶: ۷۶). متوسط بارندگی شهرستان سپیدان با ارتفاع حدود ۲۲۵۰ متر و دهستان همایجان با ارتفاع ۲۰۵۰ متر از سطح دریا به‌ترتیب ۸۰۰ و ۶۸۰ میلی‌متر است. به‌لحاظ ژئومورفولوژیکی، بخش کمی از شرق حوضه در زاگرس مرتفع و غرب آن در زاگرس چین‌خورده واقع شده است. بخش اعظم حوضه در زیرپهنهٔ ساختاری فروافتادگی فارس و بخش کمی از غرب آن در زیرپهنهٔ ایذه واقع شده است. عبور گسل‌های بزرگ و فعّال کازرون و زاگرس، گسل فهلیان- اردکان (سپیدان)، امتداد گسل کره‌بس و بازوهای منشعب از آن‌ها از این محدوده به فعالیت تکتونیکی و لرزه‌خیزی منطقه منجر شده است. در این محدوده شواهد نوزمین‌ساختی فراوانی ازجمله ناودیس‌های به‌وجودآمده در راستای گسل‌ها (مانند دشت سپیدان)، حضور روندهای خطی شاخص و ممتد بر روی نگاره‌های ماهواره‌ای، حضور چشمه‌های آب گرم در زون‌های گسلی و هستهٔ تاقدیس‌ها، تغییر در مورفولوژی رودخانه‌ها و مسیل‌ها، وجود پرتگاه‌های گسلی با شیب زیاد، و ایجاد انواع زمین‌لغزش‌ها در سطح آن‌ها دال بر فعالیت پوسته و پوشش رسوبی روی آن دارد.



شکل ۱. نقشهٔ موقعیت حوضهٔ مورد مطالعه

مواد و روش تحقیق

در این پژوهش، که حاصل فعالیتی توصیفی- تحلیلی و برداشت میدانی است، از روش‌های متنوعی استفاده شد. ازآنجاکه شناسایی عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش مهم‌ترین مرحلهٔ پهنه‌بندی رویداد این خطر است، بر اساس سابقهٔ تحقیق و منابع موجود، هجده عامل، که احتمال می‌رفت در وقوع زمین‌لغزش مؤثر باشد، در منطقه شناسایی و به‌کار گرفته شد. سپس، لایه‌های اطلاعاتی موردنیاز از جمله نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، عکس‌های هوایی و تصاویر سنجندهٔ LANDSAT-8 به‌عنوان لایه‌های اصلی و پایه جمع‌آوری شد. برای آنالیز خطر احتمالی زمین‌لغزش، شناسایی صحیح نقاط لغزشی امری ضروری به‌شمار می‌آید. بنابراین، زمین‌لغزش‌های منطقه به کمک تصاویر ماهواره‌ای گوگل‌ارث، تصاویر ماهواره‌ای LANDSAT-8، و عکس‌های هوایی برداشت و ذخیره شد. پردازش تصاویر ماهواره‌ای موردنیاز با استفاده از نرم‌افزار ENVI4.5 انجام گرفت. بازدیدهای میدانی به منظور شناسایی و برداشت زمین‌لغزش‌های رخداده با GPS یکی از مهم‌ترین مراحل کار است که در فرایند پژوهش و به‌منظور کنترل دقت مکانی لایه‌های اطلاعاتی با مشاهدات سطح زمین و زمین‌لغزش‌های حادث‌شده در حوضه به آن پرداخته شد. در نهایت، ۲۰۱ نقطه یا پهنهٔ زمین‌لغزشی در سطح حوضه شناسایی و وارد محیط ArcGIS10/3 شد و نقشهٔ پراکنش زمین‌لغزش‌ها از این طریق تهیه شد.

باتوجه‌به مشخصات زمین‌لغزش‌های مشاهده‌شده در منطقه (شکل ۳)، تعریف ارائه‌شده توسط ترزاقی (۱۹۵۰) در این پژوهش ملاک قرار گرفته است. با این توضیح که این تعریف انواع حرکات توده‌ای از قبیل ریزش، لغزش، واژگونی، و جریان‌های گلی و واریزه‌ای را شامل می‌شود. در ادامه، به تهیه و رقومی‌سازی سایر لایه‌ها اقدام شد. واحدهای سنگی براساس نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه شناسایی، تفکیک، و به ۱۳ واحد تقسیم شد (شکل ۲ـ خ). گسل‌های منطقه نیز از روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه برداشت و بر اساس آن لایهٔ فاصله از گسل مشخص شد (شکل ۲ـ ث). براساس مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متر و با استفاده از محیط ArcHydro به تهیهٔ لایهٔ رودخانه‌ها و آبراهه‌های اصلی اقدام شد و نقشه‌های فاصله از شبکهٔ آبراهه (شکل ۲ـ ج) و تراکم زهکشی براساس آن تهیه شد (شکل ۲ـ چ). نقشه‌های شیب (شکل ۲ـ الف)، وجه شیب (شکل ۲ـ ب)، و طبقات ارتفاعی (شکل ۲ـ ت) حوضه با استفاده از نرم‌افزار Global Maper 16 و مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متری در محیط ArcGIS10/3 تهیه شد. با استفاده از آمار سی‌سالهٔ ایستگاه‌های واقع و همچنین مجاور حوضه و روش میان‌یابی Krigging در محیط Surfer به تهیهٔ منحنی‌های همباران سالیانه در حوضه اقدام شد (شکل ۲ـ ح). براساس پردازش تصاویر سنجندهٔ ETM+2002 در محیط نرم‌افزار ENVI4.5، نقشهٔ کاربری زمین تهیه شد. این نقشه با نقشهٔ تهیه‌شده توسط مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی اصفهان، که با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده است، مقایسه و تکمیل شد (شکل ۲ـ د). همچنین، نقشهٔ شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال‌شده (NDVI[1]) از تصاویر ماهواره‌ای LANDSAT-7 سنجندهٔ ETM+2002 پس از اجرای تصحیحات هندسی و رادیومتریک طبق رابطهٔ ۱ به‌دست آمد.

$$\mathrm{NDVI}=\frac{IR-R}{IR+R} \qquad (۱)$$

در رابطه ۱، IR باند مادون قرمز و R باند قرمز طیف الکترومغناطیسی است (شکل ۲ـ ژ). از دیدگاه نظری، مقدار این شاخص در محدودهٔ ۱- و ۱+ است. مقادیر این شاخص برای پوشش گیاهی متراکم به سوی عدد یک میل می‌کند.

1. Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)

همان‌طورکه اشاره شد، در این پژوهش به منظور ارزیابی وضعیت سطح زمین از پارامترهای مورفومتریک نیز استفاده شده است که در ادامه به روش محاسبه و تشریح روابط مربوط به هریک از این پارامترها پرداخته می‌شود.

انحنای دامنه

انحنا یک خاصیت سه‌بُعدی از سطح دوبُعدی تعریف می‌شود و نشان‌دهندهٔ میزان انحراف سطح از صاف‌بودن یا به عبارت دیگر محدب و مقعربودن دامنه است. با افزایش انحنا، نیروی کششی در طول سطح افزایش می‌یابد و باعث تولید شکستگی‌ها می‌شود. در این تحقیق شاخص‌های انحنا با استفاده از روش زونبرگر- تورن از مدل رقومی ارتفاع و در محیط Arc GIS تهیه شد. با استفاده از مقادیر عددی و مشتقات حاصل از DEM از قبیل شیب، انحنای پروفیل، انحنای پلان، انحنای عرضی، و انحنای کلی دامنه، ویژگی‌های مورفومتری لندفرم‌ها استخراج می‌شود (فیشر و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۱۵؛ پایک، ۲۰۰۰: ۹؛ وود، ۱۹۹۶: ۱۶۶). مشتقات درجهٔ دوم در ارتباط با تحدب و تقعر و به‌طورکلی شکل سطح هستند که با نام انحنا شناخته می‌شوند و می‌توان از انحنا برای اندازه‌گیری میزان ناهمواری سطح زمین استفاده کرد. محاسبهٔ انواع انحنا در مدل رقومی ارتفاع رستری به صورت پیکسل به پیکسل محاسبه و برای هر سلول از یک معادلهٔ چندجمله‌ای درجهٔ چهار استفاده می‌شود (رابطه‌های ۲ تا ۴) و در یک پنجره با ابعاد ۳×۳ محاسبه می‌شود. با توجه به اینکه محاسبهٔ انحنا در یک پنجرهٔ متحرک و با استفاده از هشت همسایهٔ یک سلول انجام می‌گیرد، امکان تشخیص سلول‌ها و سطوح محدب و مقعر وجود دارد.

$$Z=Ax2y2 + Bx2y + Cxy2 + Dx2 + Ey2 + Fxy + Gx + Hy +I \qquad \text{انحنای کلی} \quad (۲)$$

از بین انواع انحنا می‌توان به انحنای پروفیل و پلان به عنوان دو شاخص ژئومورفومتریک اشاره کرد. انحنای پروفیل معرف اندازهٔ تغییر شیب منحنی میزان در طول مسیر جریان است و بنابراین انحنای پروفیل نشان‌دهندهٔ شدت جریان آب و فرایندهای حمل و رسوب‌گذاری می‌شود؛ به‌طوری‌که مقدار منفی این انحنا سطوح محدب (کوژ) و مقدار مثبت آن سطوح مقعر (کاو) را نشان می‌دهد (پایک، ۲۰۰۰: ۸) (شکل ۲ـ ذ).

$$n* g* (a* d2 + b* e2+ c* d* e)/(d2 + e2)(1+(d2+e2)1..5 \qquad \text{انحنای پروفیل} \quad (۳)$$

از طرف دیگر، انحنای پلان بیانگر تغییرات جهت در طول یک منحنی است. بنابراین، نشان‌دهندهٔ واگرایی و همگرایی توپوگرافیکی است. مقادیر مثبت انحنای پلان واگرایی جریان را نشان می‌دهد که دربرگیرندهٔ خطالرأس‌ها و ستیغ‌هاست و مقادیر منفی آن همگرایی جریان (دره‌ها) را نشان می‌دهد. قابل ذکر است که سطوح صاف دارای انحنای صفر می‌باشند. واحد اندازه‌گیری انحنا بر حسب رادیان بر متر یا درجه بر متر (درجه در ۱۰۰ متر) بیان می‌شود (شکل ۲ـ ز).

$$n* g*(b* d2+ a* e2- c* d* e)/(d2+ e2)1..5 \qquad \text{انحنای پلان} \quad (۴)$$

در کلیهٔ این رابطه‌ها، g قدرت تفکیک مدل رقومی ارتفاع و n ابعاد پنجرهٔ متحرک است (احمدآبادی و رحمتی، ۱۳۹۴).

شاخص موقعیت توپوگرافیکی (TPI[1]): که حالت گودی و برآمدگی را متمایز می‌کند به‌عنوان یکی از شاخص‌های ژئومورفومتریک درنظر گرفته می‌شود (شکل ۲ـ س). این شاخص ارتفاع هر پیکسل در مدل رقومی ارتفاع را

1. Topographic Position Index

با پیکسل مشخص اطراف آن پیکسل مقایسه می‌کند. بر این اساس، TPI منفی نشان‌دهندهٔ توپوگرافی کم‌ارتفاع (کم) (تعقرها و گودال‌ها) و TPI مثبت نشان‌دهندهٔ توپوگرافی زیاد (محدب و ستیغ‌ها) است. به‌منظور محاسبهٔ TPI طبق رابطهٔ ۵ عمل می‌شود:

$$TPI_i = Z_{\cdot} - \sum_{n=1} Z_{n/n} \quad (۵)$$

که Z_0= ارتفاع نقطهٔ مدل تحت ارزیابی، Z_n= ارتفاع از شبکه، n= تعداد کل نقاط اطراف درنظرگرفته‌شده در ارزیابی. ترکیب TPI در مقیاس کوچک و بزرگ اجازه می‌دهد تا انواع اشکال در سطح ایجاد شود (مکرم و نگهبان، ۱۳۹۳: ۶۱).

شاخص ناهمواری (زبری) زمین (TRI[1]): ریلی و همکاران (۱۹۹۹) آن را ارائه کردند و درواقع به نوعی اختلاف ارتفاع یک پیکسل با هشت پیکسل اطراف خود است. برای این کار، ارتفاع هر پیکسل از پیکسل‌های اطراف خود کم می‌شود، برای مثبت‌کردن این اعداد آن‌ها را به توان ۲ می‌رساند، از آن‌ها میانگین گرفته می‌شود و دوباره ریشهٔ دوم آن حساب می‌شود و به پیکسل موردنظر نسبت داده می‌شود (صمدی و همکاران، ۱۳۹۵: ۷۱). برای هر پیکسل از نقشهٔ DEM و از طریق رابطهٔ ۶ محاسبه می‌شود. تغییرات این شاخص با نئوتکتونیک و فرسایش در ارتباط است. مناطق دارای بالاآمدگی زیاد مقدار شاخص بالایی را نشان می‌دهند.

$$TRI = \sqrt{\sum_{p=1}^{8} ZMd} \quad (۶)$$

p تعداد پیکسل اطراف و ZMd میانگین تفاضل ۸ پیکسل اطراف هر پیکسل است (شکل ۲ـ ش).

شاخص قدرت جریان یا توان آبراهه (SPI[2]): نسبت بین مساحت بالادست یک نقطه و شیب زمین در بالادست آن را به گونه‌ای نشان می‌دهد که نیمرخ عرضی و نیمرخ طولی آبراهه را منعکس می‌کند (وان، ۲۰۰۲: ۱۷؛ رگمی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۷۵). از سوی دیگر، مناطق دارای تجمع رسوب را نشان می‌دهد (ملکی و همکاران، ۱۳۹۱: ۲۷). شاخص مذکور از طریق توابع موجود در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و با داشتن نقشهٔ خطای انباشتگی با توجه به رابطهٔ ۷ محاسبه شد (شکل ۲ـ ص).

$$SPI = A_s \cdot \tan\beta \quad (۷)$$

شاخص رطوبت توپوگرافی TWI[3]: این شاخص ترکیب پستی و بلندی است که نسبت بین شیب‌ها را در حوضه به‌نمایش می‌گذارد و به شاخص خیسی نیز معروف است. در بین خصوصیات توپوگرافی، شاخص رطوبت توپوگرافی ابزار مفیدی برای تعیین وضعیت رطوبت خاک به‌شمار می‌آید و ارتباط زیادی با میزان سطح آب زیرزمینی در یک منطقه دارد. این شاخص برای مطالعهٔ حساسیت زمین‌لغزش استفاده می‌شود (گوروم و همکاران، ۲۰۰۸). شاخص مذکور با استفاده از مدل رقومی ارتفاع طبق رابطهٔ ۸ و در نرم‌افزار SAGA-GIS محاسبه شد (شکل ۲ـ ض).

شاخص طول شیب یا حمل رسوب STI[4]: (شکل ۲ـ پ) بیانگر توان حمل آبراهه یا به‌عبارتی عامل LS[5] مدل AUSLE[6] است که مدل مذکور اصلاح‌شدهٔ معادلهٔ جهانی تلفات خاک است. STI شاخصی است که تأثیر توپوگرافی را بر فرسایش مشخص می‌کند و به وسیلهٔ رابطهٔ ۹ محاسبه می‌شود (مور و همکاران، ۱۹۹۳؛ ژنس، ۲۰۰۲).

1. Terrain Ruggedness Index
2. Stream Power Index
3. Topographic Wetness Index
4. Sediment Transport Index
5. Length and Slope
6. Adapted Universal Soil Loss Equation

$$TWI=1n(A_s/\tan(\beta)) \quad (۸)$$

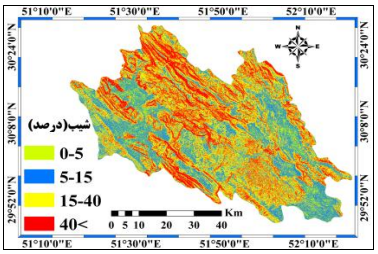
$$STI=\left(\frac{A_s}{۲۲/۱۳}\right)^{۰/۶}\left(\frac{sin}{۰/۰۸۹۶}\right)^{۱/۳} \quad (۹)$$

که در آن A_s مساحت حوضهٔ آبخیز و β گرادیان شیب بر حسب درجه است.

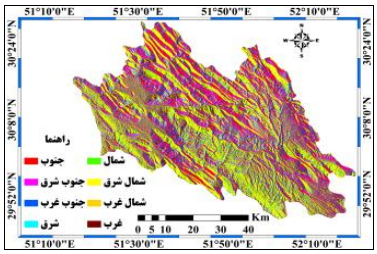
در نهایت، همهٔ لایه‌های اطلاعاتی در محیط نرم‌افزار ArcGIS10/3 وارد شد و به صورت سلولی با اندازهٔ ۳۰ در ۳۰ متر استخراج شد. از آنجا که لایه یا نقشهٔ پراکنش زمین‌لغزش‌ها مبنای وزن‌دهی عوامل و ساخت مدل است، به‌منظور افزایش دقت داده‌های مکانی پراکنش زمین‌لغزش به‌صورت تصادفی به دو دستهٔ آموزشی (۷۰درصد زمین‌لغزش‌ها) و آزمایشی (۳۰درصد زمین‌لغزش‌ها) تقسیم شد. پس از پردازش و تجزیه و تحلیل و انجام‌دادن محاسبات آماری و کمّی به اجرای مدل وزن شاهد و دمپسترشفر به کمک داده‌های آموزشی (۷۰درصد زمین‌لغزش‌ها) اقدام شد. به‌منظور مقایسه و ارزیابی دقت و صحت نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش از داده‌های مکانی پراکنش زمین‌لغزش آزمایشی (۳۰درصد زمین‌لغزش‌ها) و منحنی ویژگی عملگر نسبی (ROC) استفاده شد. همچنین، برای ارزیابی و مقایسهٔ دقت بین پهنه‌ها یا رده‌های حساسیت نسبت به زمین‌لغزش از نسبت فراوانی (FR)، شاخص سطح سلول هسته (SCAI)، و نسبت عددی (NR_i) استفاده شد. در نهایت، با توجه به نتایج حاصل از ارزیابی به بحث و نتیجه‌گیری درمورد به‌کارگیری مدل‌های مورداستفاده پرداخته شد و نقش آن‌ها در تهیهٔ نقشهٔ پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش مشخص شد. در جدول ۱ منبع، دقت پارامترها، و نرم‌افزارهای مورداستفاده در این پژوهش نشان داده شده است.

جدول ۱. منبع، دقت پارامترها، و نرم‌افزارهای مورد استفاده در پژوهش

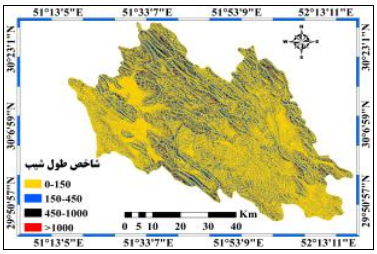
پارامترها	منبع	مقیاس	نرم‌افزار مورد استفاده	پارامترها	مقیاس	مقیاس	نرم‌افزار مورد استفاده
ارتفاع	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3, GlobalMaper16	فاصله از آبراهه	مدل رقومی ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3
شیب	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3, GlobalMaper16	تراکم آبراهه	مدل رقومی ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3
جهت شیب	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3, GlobalMaper16	لیتولوژی	نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی	۱:۱۰۰۰۰۰	ArcGIS10.3
فاصله از گسل	نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی	۱:۱۰۰۰۰۰	ArcGIS10.3	کاربری اراضی	تصویر لندست ۷	۱:۱۰۰۰۰۰	ENVI4.5, ArcGIS10.3
طول شیب	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3	همبارش	ایستگاه‌های بارش و نقشه‌های توپوگرافی	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3, Surfer
شاخص رطوبت توپوگرافی	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3	NDVI	تصویر لندست ۷	۱:۱۰۰۰۰۰	ENVI4.5, ArcGIS10.3
شاخص توان آبراهه	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3	وضعیت توپوگرافی	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3
انحنای کل	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3	شاخص ناهمواری زمین	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3
انحنای سطح	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3	انحنای نیم‌رخ	مدل رقومی ارتفاع ASTER	۱:۵۰۰۰۰	ArcGIS10.3



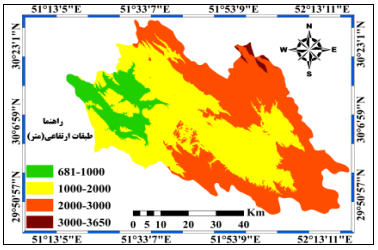
الف: نقشهٔ شیب



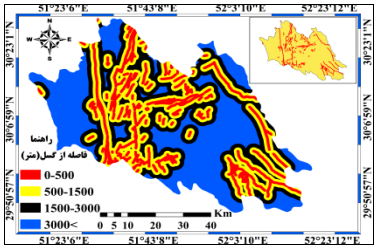
ب: نقشهٔ جهت شیب



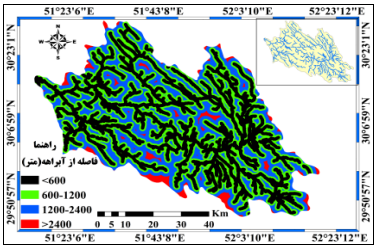
پ: نقشهٔ طول شیب



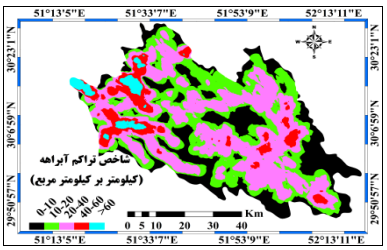
ت: نقشهٔ طبقات ارتفاعی



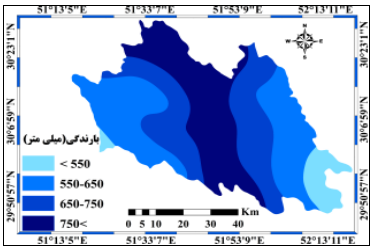
ث: نقشهٔ فاصله از گسل



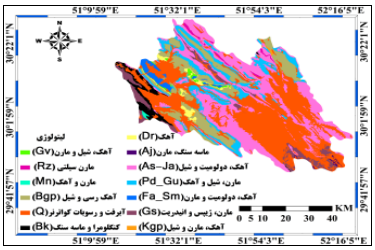
ج: نقشهٔ فاصله از آبراهه



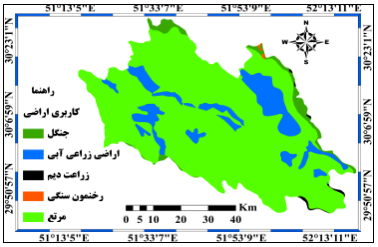
چ: نقشهٔ تراکم آبراهه



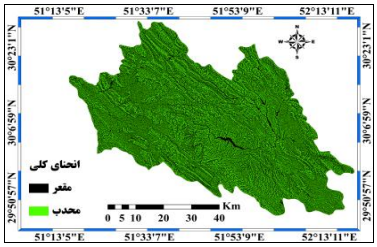
ح: نقشهٔ بارش



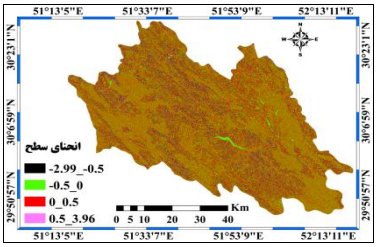
خ: نقشهٔ لیتولوژی



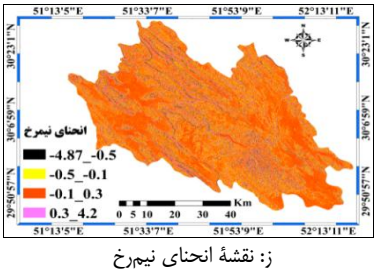
د: نقشهٔ کاربری اراضی



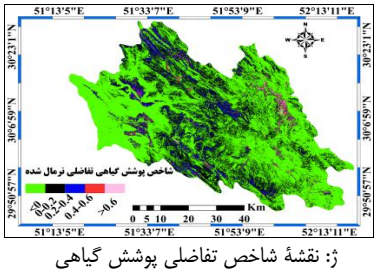
ذ: نقشهٔ انحنای کلی زمین



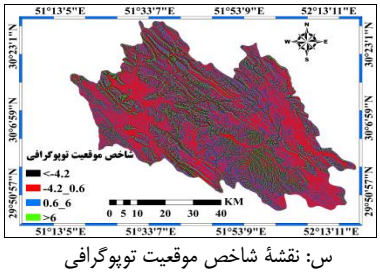
ر: نقشهٔ انحنای سطح



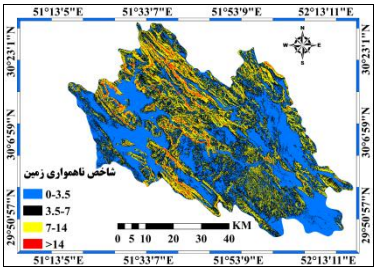
ز: نقشهٔ انحنای نیمرخ



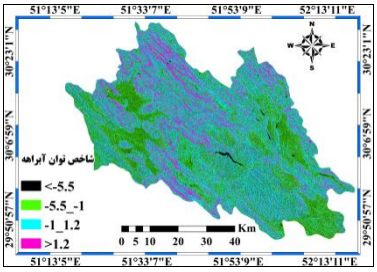
ژ: نقشهٔ شاخص تفاضلی پوشش گیاهی



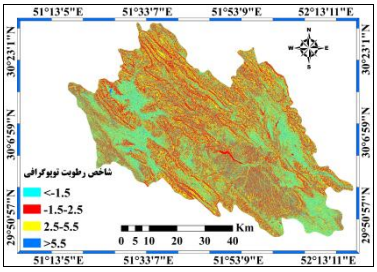
س: نقشهٔ شاخص موقعیت توپوگرافی



ش: نقشهٔ شاخص ناهمواری زمین



ص: نقشهٔ شاخص توان آبراهه



ض: نقشهٔ شاخص رطوبت توپوگرافی

شکل ۲. نقشه‌های عوامل مؤثر بر رخداد زمین‌لغزش در حوضهٔ آبخیز رودخانهٔ فهلیان

روش‌ها

کاربرد مدل‌های احتمالاتی

در سال‌های اخیر بسیاری از پژوهشگران از روش‌های تجربی، که کم و بیش بر پایهٔ نظریهٔ احتمال وابسته[1] هستند، برای تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش استفاده می‌کنند. در این چارچوب، احتمال وابسته اندازه‌گیری درست یا اشتباه‌بودن یک فرضیه با توجه به شواهد موجود است. شبکه‌های بیزین به نام شبکه‌های تصمیم، شبکه‌های تصادفی، و نمودارهای تأثیر نیز شناخته می‌شوند (منصوری و شیرانی، ۱۳۹۵: ۲۶۸). به‌طورکلی، تئوری بیزین را می‌توان به صورت رابطهٔ ۱۰ نوشت:

$$P(A|B) = (P(B|A) \times P(A) / P(B)) \quad (۱۰)$$

که در آن P(A) احتمال رخداد پیشامد A، P(B) احتمال رخداد پیشامد B، P(B|A) احتمال رخداد پیشامد B به شرطی که پیشامد A رخ داده باشد، و P(A|B) احتمال رخداد پیشامد A به شرطی که پیشامد B رخ داده باشد (وان وسترن، ۲۰۰۲).

مدل وزن شاهد بیزین: از این روش زمانی که داده‌های کافی به‌منظور برآورد اهمیت نسبی موضوعات مستدل از طریق میانگین‌های آماری مدنظر باشد استفاده می‌شود (لی و چوی، ۲۰۰۴). روش وزن شاهد روابط مکانی میان عوارض و نقشه‌های موضوعی مؤثر در رخداد ناپایداری‌ها را ترکیب می‌کند. برای هر نقشهٔ موضوعی وزن برای هر رده (واحد) به‌دست می‌آید و براین اساس نقشهٔ وزنی و سپس با جمع جبری همهٔ نقشه‌های وزنی، نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش تهیه می‌شود.

W_i^+ و W_i^- که احتمالات شرطی را ترکیب می‌کنند به صورت رابطه‌های ۱۱ و ۱۲ تعریف می‌شود:

$$W_i^+ = \mathrm{Log}_e\left[P(B_i|S) / P(B_i|\bar{S})\right] \quad (۱۱)$$

$$W_i^- = \mathrm{Log}_e\left[P(\bar{B}_i|S) / P(\bar{B}_i|S)\right] \quad (۱۲)$$

که در آن W_i^+ و W_i^- به‌ترتیب وزن مثبت و منفی، S احتمال ثانویهٔ رخداد زمین‌لغزش، و B_i بود یا نبود زمین‌لغزش در یک پیکسل از نقشهٔ عامل است. به‌طورکلی، [$P(B_i|S) / P(B_i|\bar{S})$] را نرخ کیفیت (LS) و [$P(\bar{B}_i \mid S) / P(\bar{B}_i|\bar{S})$] را نرخ ضرورت (LN) می‌نامند. به‌منظور درک هر چه بهتر رابطه‌های بالا و آسانی کار، به‌ویژه در محیط GIS، مدل بر پایهٔ جدول ۲ و به صورت رابطه‌های ۱۳ و ۱۴ ارائه می‌شود (وان وسترن، ۲۰۰۲: ۱۳؛ رگمی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۷۴).

$$W_i^+ = \mathrm{Log}_e\left[(N_{pix1}/(N_{pix1}+N_{pix2}))/(N_{pix3}/(N_{pix3}+N_{pix4}))\right] \quad (۱۳)$$

$$W_i^- = \mathrm{Log}_e\left[(N_{pix2}/(N_{pix1}+N_{pix2}))/(N_{pix4}/(N_{pix3}+N_{pix4}))\right] \quad (۱۴)$$

که در آن هر یک از متغیرها به شرح زیر است:

Npix1: مساحت زمین‌لغزش در یک رده؛

Npix2: مساحت کل زمین‌لغزش در یک نقشه ـ مساحت زمین‌لغزش در یک رده؛

Npix3: مساحت یک رده ـ مساحت زمین‌لغزش در یک رده؛

Npix4: مساحت کل یک نقشه ـ مساحت کل زمین‌لغزش یک نقشه ـ مساحت یک رده + مساحت لغزش در یک رده.

جدول ۲. حالت‌های مختلف پتانسیل ایجاد زمین‌لغزش

عوامل ایجاد زمین‌لغزش		
عدم حضور	حضور	زمین‌لغزش
N_{pix2}	N_{pix1}	حضور
N_{pix4}	N_{pix3}	عدم حضور

(وان وسترن، ۲۰۰۲؛ رگمی و همکاران، ۲۰۱۰)

1. Bayes Theorem

در نهایت، وزن نهایی بر پایهٔ رابطه‌های ۱۵ و ۱۶ برای هر عامل به‌منظور پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش استفاده می‌شود (وان وسترن، ۲۰۰۲: ۱۴؛ رگمی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۷۴)

$$C=[(W^{+})+(W^{-})] \quad (۱۵)$$

$$W_{final}=C/S_C \quad (۱۶)$$

که در آن C برآیند وزن‌های مثبت و منفی، W_{final} وزن نهایی استانداردشده، و S_C انحراف‌معیار برآیند وزن‌های شاهد مثبت و منفی است که برابر با جذر واریانس هر یک از وزن‌های مثبت و منفی است (شیرانی، ۱۳۹۷: ۵۸).

مدل دمپسترشفر: نظریهٔ شواهد در سال ۱۹۶۷ توسط دمپسترشفر با نظریهٔ حدود بالا و پایین احتمال ارائه شد. دمپستر درواقع نوعی عدم قطعیت دربارهٔ اندازهٔ احتمال پیشامدها را مدل‌سازی کرد (دمپستر، ۱۹۶۷). پس از آن شافر در سال ۱۹۶۷ این نظریه را به‌عنوان نظریهٔ شواهد به‌عنوان ساختاری برای نمایش اطلاعات ناکامل و استدلال تحت عدم قطعیت فرمول‌بندی کرد (شفر، ۱۹۷۶). تئوری دمپسترشفر به عنوان تئوری تابع اعتقادات شناخته می‌شود که خود تعمیمی است از تئوری بیزین که مبتنی بر احتمالات است.

از تئوری دمپسترشفر (DSET) در تحلیل حساسیت زمین‌لغزش استفاده می‌شود که ساختار آن به‌صورت رابطهٔ ۱۷ تعریف می‌شود (دمپستر ۱۹۶۷؛ شفر ۱۹۷۶):

$$m: 2^{\Theta}=\{\theta, T_P, \overline{T_p}, \Theta\} \quad \text{با} \quad \Theta=\{T_P, \overline{T_p}\} \quad (۱۷)$$

در رابطهٔ ۱۷ T_p به مفهوم گزارهٔ هدف و مبین پیکسل‌ها یا سلول‌های متأثر از زمین‌لغزش‌های محتمل است. $\overline{T_p}$ به مفهوم متضاد گزارهٔ هدف مبین پیکسل‌ها یا سلول‌هایی است که تحت‌تأثیر زمین‌لغزش‌های محتمل نیست (پورقاسمی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۰۱). اگر لایه‌های داده‌های مکانی چندگانهٔ L در یک منطقه، که حساسیت زمین‌لغزش آن مورد مطالعه است، موجود باشد، هر لایه دادهٔ مکانی به‌عنوان شاهد E_i (i=1, 2,…,L) برای گزارهٔ هدف T_p درنظر گرفته می‌شود. دادهٔ معلوم E_{ij}، که ویژگی ردهٔ jام شاهد E_i و توابع توزیع فراوانی گزاره‌های مثبت و مخالف است، نسبت احتمال $\lambda(\overline{T_p})Eij$ گزارهٔ هدف مثبت را پشتیبانی می‌کند و در قالب رابطهٔ ۱۸ تعریف می‌شود که در آن $N(L \cap Eij)$ تعداد پیکسل‌های زمین‌لغزشی واقع در هر ردهٔ E_{ij} است، N(L) تعداد کل پیکسل‌های زمین‌لغزشی رخداده در منطقهٔ مورد مطالعه است، $N(E_{ij})$ تعداد پیکسل‌ها در هر ردهٔ E_{ij} و N(A) تعداد کل پیکسل‌ها در منطقهٔ موردمطالعه است. صورت و مخرج کسر رابطهٔ ۱۸ به‌ترتیب نسبت زمین‌لغزش‌های رخداده و نسبت مناطق غیرلغزشی در طبقهٔ معین E_{ij} است. در مدل وزن شاهد، وزن مثبت معمولاً با لگاریتم طبیعی نسبت احتمال در رابطهٔ ۱۸ تعریف می‌شود. همچنین، نسبت احتمال برای پشتیبانی گزارهٔ هدف مخالف در قالب رابطهٔ ۱۹ تعریف می‌شود. صورت کسر مبین نسبت زمین‌لغزش‌هایی است که در طبقهٔ معین E_{ij} اتفاق نیفتاده است. مخرج کسر نمایندهٔ نسبت مناطق فاقد زمین‌لغزش در خارج طبقات دیگر E_{ij} است. وزن منفی در مدل وزن شاهد به وسیلهٔ لگاریتم طبیعی نسبت احتمال در رابطهٔ ۱۹ حاصل می‌شود. به‌طورکلی، مقدار دامنهٔ نسبت احتمال از صفر تا بی‌نهایت متغیر است. بنابراین، گام استانداردسازی به توابع جرم از دو تابع نسبت احتمال نیازمند است. نسبت‌های احتمال بر مجموع مقادیر نسبت احتمال ویژگی‌های تمام رده‌ها در شاهد معین E_i تقسیم می‌شود.

$$\lambda\ (TP)Eij=\frac{\frac{N(l\cap Eij)}{N(L)}}{\frac{N(Eij)-N(l\cap Eij)}{N(A)-N(L)}} \quad (۱۸)$$

$$\lambda(\overline{T}_p)E_{ij} = \frac{\frac{N(L)-N(L\cap Eij)}{N(L)}}{\frac{N(A)-N(L)-N((Eij)-N(l\cap Eij)}{N(A)-N(L)}} \quad (۱۹)$$

$$m(T_p)_{Eij} = \frac{\lambda(Tp)_{Ej}}{\sum\lambda(Tp)_{Eij}} \quad (۲۰)$$

$$m(\overline{T}_p)_{Eij} = \frac{\lambda(\overline{T}_p)_{Ej}}{\sum\lambda(\overline{T}_p)_{Eij}} \quad (۲۱)$$

$$m(\theta) = ۱ - m(T_p)_{Eij} - m(\overline{T}_p)_{Eij} \quad (۲۲)$$

با توجه به چارچوب تشخیص تحلیل‌های حساسیت زمین‌لغزش، تابع باور $m(T_P)_{Eij}$ برای پشتیبانی گزارهٔ هدف مثبت $\lambda(T_P)Eij$ به طور مستقیم از تابع جرم بازیابی می‌شود. همچنین، تابع ناباوری $m()\overline{T}_P$ Eij برای پشتیبانی گزارهٔ هدف مخالف $\lambda(\overline{T}_P)_{Eij}$ از تابع جرم بازیابی می‌شود. تابع مقبولیت $m(\theta)$ حاصل تفاضل توابع باور و ناباوری از مقدار یک با رابطهٔ ۲۲ محاسبه می‌شود (عرب‌عامری و شیرانی، ۱۳۹۵: ۱۰۰). در این مدل طبقه‌هایی که از وزن تابع باور بیشتر و ناباوری کمتری برخوردارند دارای حساسیت بیشتری نسبت به زمین‌لغزش‌اند. در نهایت، نقشه‌های حاصل از هر دو مدل بر اساس شکست‌های طبیعی فراوانی پیکسل‌ها به پنج کلاس حساسیت خیلی زیاد، زیاد، متوسط، کم، و خیلی کم تقسیم شدند (شکل‌های ۴ و ۵). اطلاعات هر یک از طبقه‌ها و زیرطبقه‌های آن‌ها در جدول ۴ نشان داده شده است.

الف ب پ

شکل ۳. انواع زمین‌لغزش‌های رخ‌داده در حوضه: الف: زمین‌لغزش چرخشی بر روی آبرفت کواترنر؛ ب: زمین‌لغزش انتقالی- ریزشی بر روی رسوبات آهکی؛ پ: زمین‌لغزش چرخشی مرکب بر روی سازند گورپی

یافته‌های پژوهش

روش دمپسترشفر

بر اساس مقادیر وزنی در ارتباط با نقش مؤثر هر یک از واحدهای لایه‌های عاملی و ترتیب اولویت و اهمیت آن‌ها در وقوع زمین‌لغزش و از تلفیق نقشه‌های عامل و پراکنش زمین‌لغزش‌ها و محاسبهٔ وزن هر طبقه براساس اجرای روابط مربوط به مدل دمپسترشفر در محیط GIS، شیب > ۴۰درصد با وزن تابع باور ۰/۸۷ و کمترین وزن ناباوری بیشترین تأثیر را در وقوع زمین‌لغزش‌های حوضه دارد که با نتایج حاصل از پژوهش شیرانی و همکاران (۲۰۱۸)، وانگ و همکاران (۲۰۱۶)، عرب‌عامری و شیرانی (۱۳۹۵)، و همچنین محمدنژاد آروق و اصغری سراسکانرود (۱۳۹۵) مطابقت دارد. در شیب‌های کم معمولاً نیروهایی مانند اصطکاک خاک و دیگر مواد دامنه‌ای بیشتر از نیروهای محرک مانند نیروی ثقل

است. در مقابل در دامنه‌های پُرشیب به‌دلیل برتری تنش برشی بر نیروی مقاوم وقوع زمین‌لغزش افزایش می‌یابد. همچنین، براساس نتایج حاصل از اجرای مدل، شاخص ناهمواری (زبری) زمین >۱۴ با وزن باور ۰/۷۷ دومین عامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش‌های حوضه است. از آنجا که مقدار بالای این شاخص نشان‌دهندهٔ بالاآمدگی زیاد و فعالیت نئوتکتونیک است، وزن زیاد این طبقه در بین کلاس‌های دیگر این شاخص را می‌توان به ناهمواری، به‌هم‌ریختگی و زبری سطوح، افزایش شیب، فعالیت نئوتکتونیک، و در نتیجه تسهیل در رخداد زمین‌لغزش نسبت داد. بر اساس نتایج حاصل از مدل دمپسترشفر شاخص توان آبراهه >۱/۲ با وزن تابع باور ۰/۶۸ سومین عامل مهم شناخته شده است. از آنجا که این شاخص گویای میزان قدرت فرسایندگی جریان آب است، با افزایش آن تلاطم ناشی از جریان آب و در نتیجه زیرشویی زمینه را برای رخداد لغزش‌های کناری تسهیل می‌کند. انحنای مقعر، بارش >۷۵۰ میلی‌متر، شاخص موقعیت توپوگرافی < ۴/۲–، انحنای نیمرخ ۴/۲–۰/۳، شاخص رطوبت توپوگرافی ۲/۵–۱/۵–، اراضی جنگلی، انحنای سطح ۵–_۲/۹۹–، فاصلهٔ ۵۰۰–۰ از گسل، و سازند پابده– گورپی به‌ترتیب با تابع باور ۰/۶۳، ۰/۶۰، ۰/۵۷، ۰/۴۹، ۰/۴۹، ۰/۴۷، ۰/۴۶، ۰/۳۸، و ۰/۳۷ تأثیر و حساسیت بالایی را در زمین‌لغزش‌های منطقهٔ موردمطالعه دارا می‌باشند (جدول ۳).

روش وزن شاهد

با توجه به اطلاعات جدول ۳، بر اساس مدل وزن شاهد، کلاس شاخص ناهمواری (زبری) زمین > ۱۴ با وزن نهایی ۲۹۳۹٫۳۲ مهم‌ترین عامل تأثیرگذار در رخداد زمین‌لغزش‌های منطقه است که به نقش آن اشاره شد. علاوه بر آن، باید اشاره کرد که شیب‌های دارای زبری زیاد به علت تغییرات شیب برای نفوذ بارندگی در خاک مساعدند و بنابراین افزایش آن موجب افزایش لغزش می‌شود (شیرانی، ۱۳۹۷: ۱۰۰). کلاس شیب >۴۰درصد با وزن نهایی ۲۶۱۱٫۲۱ در مرتبهٔ دوم اهمیت قرار دارد که با نتایج حاصل از پژوهش جوادی و همکاران (۱۳۹۳) و تیموری یانسری و همکاران (۱۳۹۶) مطابقت دارد. یمانی و همکاران (۱۳۹۶) در پژوهش خود اشاره کرده‌اند که کلاس شیب بیشتر از ۴۰ درجه دارای بیشترین احتمال وقوع زمین‌لغزش است. همچنین، پورقاسمی و همکاران (۱۳۹۰) در پژوهش خود شیب را دومین عامل مهم در وقوع زمین‌لغزش معرفی کردند. در این مدل شاخص تفاضلی نرمال‌شدهٔ پوشش گیاهی >۰٫۶ با وزن نهایی ۴۰۰٫۶۰ در مرتبهٔ سوم قرار دارد. علت این امر این است که جنگل‌های نیمه‌متراکم منطقه در چند سال اخیر به‌تدریج در حال تبدیل‌شدن به زمین‌های کشاورزی هستند. از طرفی، دستکاری‌های انسانی در مناطق جنگلی به‌خصوص به‌منظور گسترش راه‌های ارتباطی از عوامل تأثرگذار به‌شمار می‌رود. این مسئله نشان‌دهندهٔ اهمیت تخریب جنگل و تغییر کاربری در وقوع زمین‌لغزش است. شاخص توان آبراههٔ >۱٫۲ با وزن ۲۰۳۷٫۶۰ چهارمین عامل مؤثر است که به نقش آن اشاره شد. شاخص موقعیت توپوگرافی کمتر از ۴٫۲– با وزن ۱۹۲۶ و به دلیل تقعر بیشتر در رتبهٔ پنجم عوامل اصلی رخداد زمین‌لغزش بر اساس مدل وزن شاهد است. احمدآبادی و رحمتی (۱۳۹۴) اشاره کردند که شیب‌های محدب و واگرا عموماً پایدارتر از شیب‌های مقعر و همگرا هستند. مناطق مقعر باعث افزایش رطوبت موجود در خاک می‌شود که این عامل باعث افزایش فرسایش و کاهش ثبات خاک می‌شود. شاخص ناهمواری زمین ۱۴–۷، انحنای نیمرخ ۰٫۳–۰٫۱–، شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال‌شده ۰٫۶–۰٫۴–، بارش >۷۵۰ میلی‌متر، و سازند پابده– گورپی به‌ترتیب با وزن نهایی ۱۸۰۳٫۴۸، ۱۷۹۳٫۳۴، ۱۷۲۲٫۴۰، ۱۴۹۴٫۶۰، و ۱۳۴۰٫۲۸ در رتبه‌های بعدی قرار دارند.

جدول ۳. ارتباط بین هر یک از پارامترهای مؤثر در زمین‌لغزش با پهنه‌های زمین‌لغزشی با استفاده از مدل‌های دمپسترشفر و وزن شاهد

فاکتورها	رده	درصد مساحت کلاس	درصد زمین‌لغزش	دمپسترشفر				وزن شاهد					
				Bel تابع باور	Dis تابع ناباوری	عدم قطعیت Uncer	تابع مطلوبیت Plau	وزن مثبت W+	وزن منفی W-	برآیند وزن C	واریانس $S^2(W^+)$	واریانس $S^2(W^-)$	انحراف استاندارد S(C)	وزن نهایی C,S(C)
شیب (درصد)	۰–۵	۸٫۹۰	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۲۷	۰٫۷۳	۰٫۷۳	−۴٫۸۱۲۹۳	۰٫۰۹۲۶	−۴٫۹۲۳۲۰	۰٫۰۰۰۲۲۳	۰٫۰۰۰۰۰	۰٫۰۱۴۹۲۸	−۳۳۰٫۱۶
	۵–۱۵	۲۵٫۶۱	۱٫۱۶	۰٫۰۱	۰٫۳۲	۰٫۶۶	۰٫۶۸	−۳٫۰۹۹۲	۰٫۲۸۴۸	−۳٫۳۸۴۰	۰٫۰۰۰۰۱۴	۰٫۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۳۷۰۹	−۹۱۲٫۳۷
	۱۵–۴۰	۴۲٫۷۱	۲۰٫۲۸	۰٫۱۲	۰٫۳۴	۰٫۵۴	۰٫۶۶	−۰٫۷۴۵۴	۰٫۳۳۰۹	−۱٫۰۷۶۳	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۸۶	−۱۰۹۱٫۳۷
	>۴۰	۲۲٫۷۸	۷۸٫۴۹	۰٫۸۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۹۳	۱٫۲۴۰۹	−۱٫۲۷۹۳	۲٫۵۲۰۲	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۹۶۵	۲۶۱۱٫۲۱
جهت شیب	شمال	۱۱٫۹۱	۱۵٫۵۶	۰٫۱۷۳	۰٫۱۲۰	۰٫۷۰۷	۰٫۸۸۰	۰٫۲۶۷۹	−۰٫۰۴۳۴	۰٫۳۱۰۳	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۹۴	۲۸۳٫۶۵
	شمال‌شرق	۱۵٫۴۳	۲۰٫۲۳	۰٫۱۷۳	۰٫۱۱۸	۰٫۷۰۹	۰٫۸۸۲	۰٫۲۷۱۰	−۰٫۰۵۸۴	۰٫۳۲۹۴	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۸۷	۳۳۳٫۶۵
	شرق	۱۰٫۷۰	۵٫۶۸	۰٫۰۷۰	۰٫۱۳۲	۰٫۷۹۸	۰٫۸۶۸	−۰٫۶۳۲۹	۰٫۰۵۴۷	−۰٫۶۸۷۴	۰٫۰۰۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۷۱۳	−۴۰۱٫۴۷
	جنوب‌شرق	۸٫۵۰	۳٫۹۴	۰٫۰۶۱	۰٫۱۳۱	۰٫۸۰۸	۰٫۸۶۹	−۰٫۷۷۱۳	۰٫۰۴۸۸	−۰٫۸۲۰۱	۰٫۰۰۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۰۴۰	−۴۰۲٫۰۸
	جنوب	۱۲٫۶۷	۹٫۹۲	۰٫۱۰۳	۰٫۱۲۹	۰٫۷۶۸	۰٫۸۷۱	−۰٫۲۴۵۲	۰٫۰۳۱۱	−۰٫۲۷۶۳	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۳۲۷	−۲۰۸٫۲۰
	جنوب‌غرب	۱۸٫۳۱	۲۲٫۶۱	۰٫۱۶۳	۰٫۱۱۹	۰٫۷۱۸	۰٫۸۸۱	۰٫۲۱۱۰	−۰٫۰۵۴۱	۰٫۲۶۵۱	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۴۸	۲۷۹٫۶۶
	غرب	۱۲٫۷۸	۱۳٫۵۸	۰٫۱۴۰	۰٫۱۳۴	۰٫۷۳۶	۰٫۸۷۶	۰٫۰۶۱۱	−۰٫۰۰۹۳	۰٫۰۷۰۳	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۱۵۷	۶۰٫۷۵
	شمال‌غرب	۹٫۷۰	۸٫۴۹	۰٫۱۱۶	۰٫۱۲۷	۰٫۷۵۸	۰٫۸۷۳	−۰٫۱۳۳۶	۰٫۰۱۳۴	−۰٫۱۴۷۰	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۳۳	−۱۰۳٫۳۰
شاخص طول شیب (محل رسوب)	۰–۱۵۰	۷۰٫۰۶	۴۴٫۹۹	۰٫۱۱۳	۰٫۴۰۶	۰٫۴۸۰	۰٫۵۹۳	−۰٫۴۴۳۵	۰٫۶۰۹۶	−۱٫۰۵۳۱	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۷۹۷	−۱۳۲۱٫۱۴
	۱۵۰–۴۵۰	۲۳٫۰۵	۴۳٫۷۶	۰٫۲۳۴	۰٫۱۶۱	۰٫۵۰۵	۰٫۸۳۹	۰٫۶۴۳۴	−۰٫۳۱۳۹	۰٫۹۵۶۴	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۷۹۹	۱۱۹۶٫۴۲
	۴۵۰–۱۰۰۰	۵٫۷۸	۹٫۶۰	۰٫۲۹۲	۰٫۲۱۱	۰٫۴۹۶	۰٫۷۸۸	۰٫۵۰۸۶	−۰٫۰۴۱۵	۰٫۵۵۰۱	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۳۴۶	۴۰۸٫۶۹
	>۱۰۰۰	۱٫۱۱	۱٫۶۵	۰٫۲۶۱	۰٫۲۱۹	۰٫۵۱۹	۰٫۷۸۰	۰٫۳۹۶۴	−۰٫۰۰۵۵	۰٫۴۰۱۹	۰٫۰۰۰۰۱۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۱۱۳	۱۲۹٫۱۱
طبقات ارتفاعی (متر)	۶۸۱–۱۰۰۰	۱۰٫۰۰	۲٫۹۳	۰٫۰۹	۰٫۰۲۷	۰٫۰۶۳	۰٫۰۷۳	−۱٫۲۲۷۹	۰٫۰۷۵۸	−۱٫۳۰۳۷	۰٫۰۰۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۳۵۰	−۵۵۴٫۷۶
	۱۰۰۰–۲۰۰۰	۴۶٫۱۷	۵۹٫۰۷	۰٫۴۱	۰٫۱۹	۰٫۴۰	۰٫۸۱	۰٫۲۴۶۷	−۰٫۲۷۴۲	۰٫۵۲۱۰	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۰۷	۶۴۵٫۹۴
	۲۰۰۰–۳۰۰۰	۴۳٫۱۶	۳۷٫۵۵	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۴۴	۰٫۷۲	−۰٫۱۳۹۵	۰٫۰۹۴۳	−۰٫۲۳۳۸	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۱۹	−۲۸۵٫۴۶
	۳۰۰۰–۳۶۵۰	۰٫۶۶	۰٫۴۵	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۵۳	۰٫۷۵	−۰٫۳۸۶۰	۰٫۰۰۲۱	−۰٫۳۸۸۱	۰٫۰۰۰۰۳۵	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۵۹۱۶	−۶۵٫۶۰
فاصله از گسل (متر)	۰–۵۰۰	۱۵٫۶۶	۲۶٫۵۱	۰٫۳۸	۰٫۲۱	۰٫۴۱	۰٫۷۹	۰٫۵۲۷۹	−۰٫۱۳۸۰	۰٫۶۶۵۹	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۹۸	۷۴۱٫۱۷
	۵۰۰–۱۵۰۰	۲۴٫۸۶	۲۹٫۶۳	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۵۱	۰٫۷۷	۰٫۱۷۶۰	−۰٫۰۶۵۷	۰٫۲۴۱۷	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۶۸	۲۲۸٫۳۱
	۱۵۰۰–۳۰۰۰	۲۳٫۳۲	۲۷٫۱۳	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۵۱	۰٫۷۷	۰٫۱۵۱۹	−۰٫۰۵۱۱	۰٫۲۰۳۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۹۲	۲۲۷٫۶۴
	>۳۰۰۰	۳۶٫۱۷	۱۶٫۷۳	۰٫۱۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۵۸	۰٫۶۸	−۰٫۷۷۲۲	۰٫۲۶۶۵	−۱٫۰۳۸۷	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۶۳	−۹۷۷٫۵۰
فاصله از آبراهه (متر)	<۶۰۰	۴۲٫۵۷	۴۶٫۵۴	۰٫۲۶	۰٫۰۲۳	۰٫۵۰۰	۰٫۷۷	۰٫۰۸۹۴	−۰٫۰۷۱۸	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۷۹۵	۲۰۲٫۶۶
	۶۰۰–۱۲۰۰	۲۹٫۳۳	۲۸٫۷۳	۰٫۲۴	۰٫۰۲۵	۰٫۰۵۱	۰٫۷۵	−۰٫۰۲۰۹	۰٫۰۰۸۶	−۰٫۰۲۹۵	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۷۶	−۳۳٫۶۱
	۱۲۰۰–۲۴۰۰	۲۴٫۶۴	۲۰٫۴۲	۰٫۲۰	۰٫۰۲۶	۰٫۰۵۴	۰٫۷۴	−۰٫۱۸۸۱	۰٫۰۵۴۶	−۰٫۲۴۲۶	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۸۴	−۲۴۶٫۶۴
	>۲۴۰۰	۳٫۴۶	۴٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۴۵	۰٫۷۵	۰٫۲۲۰۶	−۰٫۰۰۸۹	۰٫۲۲۹۵	۰٫۰۰۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۹۵۲	۱۱۷٫۵۹
تراکم آبراهه (کیلومتر بر کیلومتر)	۰–۱۰	۲۴٫۱۷	۱۶٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۰۲۲	۰٫۰۶۰	۰٫۷۸	−۰٫۴۰۴۷	۰٫۱۰۰۹	−۰٫۵۰۵۶	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۷۸	−۴۶۸٫۹۸
	۱۰–۲۰	۲۶٫۶۲	۲۸٫۷۳	۰٫۲۸	۰٫۰۲۰	۰٫۰۵۲	۰٫۸۰	۰٫۰۷۶۴	−۰٫۰۲۹۲	۰٫۱۰۵۷	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۷۶	۱۲۰٫۵۸
	۲۰–۴۰	۳۸٫۴۸	۴۸٫۷۵	۰٫۳۳	۰٫۰۱۷	۰٫۰۵۰	۰٫۸۳	۰٫۲۳۶۹	−۰٫۱۸۲۹	۰٫۰۴۱۹۸	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۷۹۳	۵۲۹٫۱۱
	۴۰–۶۰	۸٫۰۸	۶٫۳۹	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۱	۰٫۰۵۹	۰٫۸۷۹	−۰٫۲۳۵۴	۰٫۰۱۸۳	−۰٫۲۵۳۶	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۶۲۲	−۱۵۶٫۴۱
	>۶۰	۲٫۶۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۷۹	۰٫۸۷۹	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۲۶۹	−۰٫۰۲۶۹	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۶۷٫۸۳
بارش	<۵۵۰	۶٫۹۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۷۳	۰٫۷۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۷۱۷	−۰٫۰۷۱۷	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۱۸۰٫۹۰
	۵۵۰–۶۵۰	۳۴٫۰۲	۱۷٫۷۴	۰٫۱۶	۰٫۰۳۱	۰٫۰۵۳	۰٫۶۹	−۰٫۶۵۱۸	۰٫۲۲۰۹	−۰٫۸۷۲۸	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۳۸	−۸۴۰٫۷۴
	۶۵۰–۷۵۰	۳۰٫۲۳	۲۴٫۹۹	۰٫۲۵	۰٫۰۲۷	۰٫۰۴۸	۰٫۷۳	−۰٫۱۹۰۵	۰٫۰۷۲۵	−۰٫۲۶۳۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۱۶	−۲۸۷٫۱۶
	>۷۵۰	۲۸٫۸۴	۵۷٫۲۷	۰٫۶۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۵	۰٫۸۵	۰٫۶۸۷۵	−۰٫۵۱۰۶	۱٫۱۹۸۱	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۰۲	۱۴۹۴٫۶۰
سنگ‌شناسی	Gs	۵٫۴۸	۲٫۰۴	۰٫۰۵۲	۰٫۰۷۹	۰٫۸۶۹	۰٫۹۲۱	−۰٫۹۸۶۰	۰٫۰۳۵۷	−۱٫۰۲۱۷	۰٫۰۰۰۰۰۸	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۸۰۲	−۲۶۴٫۶۴
	As-Ja	۲۸٫۰۶	۴۰٫۱۸	۰٫۱۹۹	۰٫۰۶۴	۰٫۷۳۷	۰٫۹۳۶	۰٫۳۵۹۵	−۰٫۱۸۴۷	۰٫۵۴۴۲	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۰۹	۶۷۲٫۷۹
	Kgp	۰٫۱۸	۰٫۰۷	۰٫۰۵۴	۰٫۰۷۷	۰٫۸۶۹	۰٫۹۲۳	−۰٫۹۴۴۲	۰٫۰۰۱۱	−۰٫۹۴۵۳	۰٫۰۰۰۲۲۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۱۴۹۳۹	−۶۳٫۲۸
	Bgp	۱۲٫۷۲	۱۸٫۵۶	۰٫۲۰۳	۰٫۰۷۱	۰٫۷۲۵	۰٫۹۲۹	۰٫۲۷۸۶	−۰٫۰۶۹۴	۰٫۴۴۸۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۲۰	۴۲۹٫۲۰
	Gv	۰٫۶۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۷	۰٫۹۲۳	۰٫۹۲۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۶۶	−۰٫۰۰۶۶	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۱۶٫۵۶
	Dr	۱٫۲۷	۰٫۴۷	۰٫۰۵۱	۰٫۰۷۷	۰٫۸۷۲	۰٫۹۲۳	−۱٫۰۰۳۷	۰٫۰۰۸۱	−۱٫۰۱۱۸	۰٫۰۰۰۰۳۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۵۸۲۷	−۱۷۳٫۶۵
	Rz	۰٫۶۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۷	۰٫۹۲۳	۰٫۹۲۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۶۳	−۰٫۰۰۶۳	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۱۵٫۹۵
	Bk	۲٫۸۸	۰٫۲۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۷۹	۰٫۹۱۲	۰٫۹۲۱	−۲٫۶۸۲۰	۰٫۰۲۷۳	−۲٫۷۰۹۳	۰٫۰۰۰۰۰۸۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۹۳۴	−۳۰۳٫۲۷
	Aj	۰٫۲۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۷	۰٫۹۲۳	۰٫۹۲۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۴	−۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۵٫۹۵
	Mn	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۷۷	۰٫۹۲۳	۰٫۹۲۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۳	−۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۳٫۲۷
	Pd_Gu	۱۰٫۴۰	۲۷٫۵۶	۰٫۴۷۰	۰٫۰۶۲	۰٫۵۶۸	۰٫۹۳۸	۰٫۹۷۶۸	−۰٫۲۱۲۸	۱٫۱۸۹۶	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۸۸	۱۳۴۰٫۲۸
	Fa_Sm	۱٫۶۰	۰٫۲۳	۰٫۰۲۰	۰٫۰۷۸	۰٫۹۰۳	۰٫۹۲۲	−۱٫۹۵۹۳	۰٫۰۱۳۹	−۱٫۹۷۳۲	۰٫۰۰۰۰۰۷۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۳۵۸	−۲۳۶٫۰۹
	Q	۳۵٫۷۶	۱۰٫۷۰	۰٫۰۴۲	۰٫۱۰۷	۰٫۸۵۲	۰٫۸۹۳	−۱٫۲۰۷۴	۰٫۰۳۳۰۰	−۱٫۵۳۷۴	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۲۸۳	−۱۱۹۸٫۵۸
کاربری زمین	رخنمون سنگی	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۷۹	۰٫۸۷۹	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۲	−۰٫۰۰۱۲	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	−۱۰٫۱۷–۳٫۰۸
	اراضی دیم	۰٫۴۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۷۹	۰٫۸۷۹	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۴۰	−۰٫۰۰۴۰	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۳۹۷	۲۲۹٫۴۶
	جنگل	۳٫۶۱	۵٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۲۰	۰٫۰۳۳	۰٫۸۰	۰٫۴۰۱۹	−۰٫۰۱۸۷	۰٫۴۲۰۶	۰٫۰۰۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۷۵۷	۲۲۶٫۱۷
	مرتع	۸۲٫۵۹	۸۶٫۱۵	۰٫۳۳	۰٫۱۶	۰٫۰۵۱	۰٫۸۴	۰٫۰۴۲۲	−۰٫۲۲۸۹	۰٫۲۷۱۱	۰٫۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۱۱۴۸	−۳۵۴٫۴۰
	زراعت آبی	۱۳٫۲۷	۸٫۴۶	۰٫۰۲۰	۰٫۰۲۲	۰٫۰۵۸	۰٫۷۸	−۰٫۴۵۰۹	۰٫۰۵۴۱	۰٫۵۰۵۰	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۲۵	

ادامهٔ جدول ۳. ارتباط بین هر یک از پارامترهای مؤثر در زمین‌لغزش با پهنه‌های زمین‌لغزشی با استفاده از مدل‌های دمپسترشفر و وزن شاهد

لایه‌های اطلاعاتی	رده	درصد مساحت کلاس	درصد زمین‌لغزش	دمپسترشفر				وزن شاهد					
				تابع باور Bel	تابع ناباوری Dis	عدم قطعیت Uncer	تابع مطلوبیت Plau	وزن مثبت W+	وزن منفی W	برآیند وزن C	واریانس S²(W)	واریانس S²(W)	انحراف استاندارد S(C)	وزن نهایی C$_{fi}$(C)
انحنا	مقعر	۵۲٫۵۰	۶۵٫۳۸	۰٫۶۳	۰٫۳۷	۰	۰٫۶۳	۰٫۲۱۹۷	−۰٫۳۱۶۶	۰٫۵۳۶۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۳۴	۶۴۳٫۵۰
	محدب	۴۷٫۵۰	۳۴٫۶۲	۰٫۳۷	۰٫۶۳	۰	۰٫۳۷	−۰٫۳۱۶۶	۰٫۲۱۹۷	−۰٫۵۳۶۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۳۴	−۶۴۳٫۵۰
انحنای سطح	−۵_−۲٫۹۹	۸٫۲۶	۲۱٫۹۷	۰٫۴۶۸	۰٫۲۰۶	۰٫۳۲۵	۰٫۱۷۹۴	۰٫۹۸۱۴	−۰٫۱۶۲۲	۱٫۱۴۳۵	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۵۸	۱۱۹۳٫۹۹
	۰٫۵_−۰٫۰	۴۰٫۱۴	۳۷٫۰۹	۰٫۱۶۲	۰٫۲۵۵	۰٫۵۸۳	۰٫۱۷۴۵	−۰٫۰۷۹۱	۰٫۰۴۹۷	−۰٫۱۲۸۸	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۲۱	−۱۵۶٫۸۶
	۰٫۵_۰	۴۸٫۰۸	۳۶٫۱۳	۰٫۱۳۱	۰٫۲۹۸	۰٫۵۷۰	۰٫۷۰۱	−۰٫۲۸۶۰	۰٫۲۰۴۷	−۰٫۴۹۳۴	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۲۶	−۵۹۷٫۷۳
	۳٫۹۶_۰٫۵	۳٫۵۳	۴٫۸۱	۰٫۲۳۹	۰٫۲۳۹	۰٫۵۲۲	۰٫۷۶۰	۰٫۳۰۹۰	−۰٫۰۱۳۳	۰٫۳۲۲۴	۰٫۰۰۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۸۵۳	۱۷۳٫۹۲
انحنای نیمرخ	−۴٫۸۷_−۰٫۵	۴٫۲۷	۷٫۵۹	۰٫۲۸۲	۰٫۲۲۲	۰٫۴۹۴	۰٫۷۷۷	۰٫۵۷۶۹	−۰٫۰۳۵۴	۰٫۶۱۲۲	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۹۸	۴۰۸٫۷۸
	−۰٫۵_−۰٫۱	۲۳٫۴۴	۱۸٫۵۴	۰٫۱۲۵	۰٫۲۴۵	۰٫۶۲۹	۰٫۷۵۴	−۰٫۲۳۴۵	۰٫۰۶۲۰	−۰٫۲۹۶۵	۰٫۰۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۰۲۰	−۲۹۰٫۵۸
	−۰٫۱_۰٫۳	۶۰٫۲۹	۳۶٫۶۸	۰٫۰۹۶	۰٫۳۶۸	۰٫۵۳۵	۰٫۶۳۱	−۰٫۴۹۶۷	۰٫۴۶۷۵	−۹٫۶۵۱	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۲۳	−۱۱۷۲٫۸۷
	۰٫۳_۴٫۲	۱۲٫۰۱	۳۷٫۱۹	۰٫۴۹۵	۰٫۱۶۴	۰٫۳۴۰	۰٫۸۳۵	۱٫۱۳۲۹	−۰٫۲۳۷۶	۱٫۴۷۱۵	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۲۱	۱۷۹۳٫۳۴
شاخص‌تفاضی نرمال‌شدهٔ پوشش گیاهی	<۰	۷۴٫۵۷	۷۹٫۰۹	۰٫۲۷۳	۰٫۱۶۸	۰٫۴۵۸	۰٫۸۳۲	۰٫۰۰۰۰	۱٫۲۷۴۰	−۱٫۲۷۴۰	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۲۹۷	−۳۴۶۴٫۸۹
	۰٫۲−۰٫۰	۲۳٫۷۱	۲۰٫۳۸	۰٫۳۰۲	۰٫۲۱۳	۰٫۴۸۴	۰٫۷۸۶	۰٫۲۷۱۱	۰٫۰۰۰۰	−۰٫۲۷۱۱	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۲۹۷	−۶۸۳٫۵۹
	۰٫۴−۰٫۲	۱٫۲۲	۰٫۳۵	۰٫۰۹۴	۰٫۲۰۷	۰٫۶۹۹	۰٫۷۹۳	۱٫۴۱۳۴	−۰٫۰۴۲۲	۱٫۴۵۵۶	۰٫۰۰۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۷۵۷	۸۲۸٫۶۹
	۰٫۶−۰٫۴	۰٫۰۹	۰٫۰۱۴	۰٫۰۵۷	۰٫۲۰۵	۰٫۷۳۸	۰٫۷۹۵	۰٫۰۰۰۰	−۱٫۹۷۷۵	۱٫۹۷۷۵	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۱۱۴۸	۱۷۲۲٫۴۰
	>۰٫۶	۰٫۳۱	۰٫۱۵	۰٫۱۷۴	۰٫۲۰۵	۰٫۶۲۱	۰٫۷۹۵	۰٫۳۳۵۲	−۰٫۰۸۵۴	۳٫۴۲۰۶	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۲۵	۲۴۰۰٫۶۰
شاخص وضعیت توپوگرافیکی	<−۴٫۲	۱۳٫۴۸	۴۲٫۱۵	۰٫۵۷۵	۰٫۱۶۰۲	۰٫۲۶۵	۰٫۸۴۰	۱٫۱۴۳۶	−۰٫۴۰۳۱	۱٫۵۴۶۷	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۰۳	۱۹۲۵٫۹۹
	−۴٫۲_−۰٫۶	۴۷٫۲۸	۲۹٫۲۵	۰٫۱۱۳	۰٫۳۲۲۲	۰٫۵۶۵	۰٫۶۷۸	−۰٫۴۸۰۹	۰٫۲۹۴۷	−۰٫۷۷۵۶	۰٫۰۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۷۲	−۸۸۹٫۶۸
	۰٫۶_۶	۳۱٫۱۶	۱۹٫۹۵	۰٫۱۱۷	۰٫۲۷۹۰	۰٫۶۰۴	۰٫۷۲۱	−۰٫۴۴۶۳	۰٫۱۵۱۱	−۰٫۵۹۷۳	۰٫۰۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۹۹۲	−۶۰۲٫۰۱
	>۶	۸٫۰۸	۸٫۶۴	۰٫۱۹۵	۰٫۲۳۸۴	۰٫۵۶۶	۰٫۷۶۲	۰٫۰۶۷۵	−۰٫۰۰۶۲	۰٫۰۷۳۶	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۱۱	۵۲٫۱۹
شاخص ناهمواری توپوگرافی	<−۳۵	۴۲٫۷۲	۳٫۹۳	۰٫۰۰۷	۰٫۳۹۲۲	۰٫۶۰۱	۰٫۶۰۸	−۲٫۳۸۶۳	۰٫۵۱۸۱	−۲٫۹۰۴۴	۰٫۰۰۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۰۴۰	−۱۴۴۳٫۹۱
	۳۵−۷	۳۲٫۶۰	۱۴٫۲۶	۰٫۰۲۳	۰٫۲۹۷۱	۰٫۶۷۰	۰٫۷۰۳	−۰٫۸۲۸۰	۰٫۲۴۱۲	−۱٫۰۶۹۲	۰٫۰۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۱۳۴	−۹۴۲٫۷۱
	۷−۱۴	۲۱٫۸۴	۵۳٫۹۱	۰٫۱۸۹	۰٫۱۲۷۴	۰٫۶۷۴	۰٫۸۶۳	۰٫۹۰۵۹	−۰٫۵۲۸۹	۱٫۴۳۴۸	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۷۹۶	۱۸۰۳٫۴۸
	>۱۴	۲٫۸۴	۲۷٫۸۹	۰٫۷۷۱	۰٫۱۷۳۰	۰٫۰۵۶	۰٫۸۲۷	۲٫۳۰۰۴	−۰٫۲۹۸۷	۲٫۲۹۹۰	۰٫۰۰۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۸۴	۲۹۳۹٫۳۲
شاخص توان آبراهه	<۵۵	۲۱٫۴۰	۸٫۳۳	۰٫۰۹	۰٫۲۹	۰٫۶۲	۰٫۷۱	−۰٫۹۴۴۱	۰٫۱۵۴۱	−۱٫۰۹۸۲	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۴۳۵	−۷۶۵٫۴۳
	۵۵−۱	۲۱٫۵۰	۱٫۹۷	۰٫۰۲	۰٫۳۱	۰٫۶۷	۰٫۶۹	−۲٫۳۸۹۲	۰٫۲۲۲۵	−۲٫۶۱۱۷	۰٫۰۰۰۰۰۰۸	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۲۸۵۱	−۹۱۶٫۲۲
	۱_۱٫۲	۴۱٫۰۳	۴۰٫۷۰	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۵۳	۰٫۷۵	−۰٫۰۰۸۰	۰٫۰۰۵۵	−۰٫۰۱۳۵	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۰۷	−۱۶٫۷۲
	>۱٫۲	۱۶٫۰۷	۴۸٫۹۹	۰٫۶۸	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۸۵	۱٫۱۱۷۸	−۰٫۴۹۸۶	۱٫۶۱۶۴	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۷۹۳	۲۰۳۷٫۵۸
شاخص رطوبت توپوگرافی	<۱٫۵	۲۰٫۸۶	۷٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۳۰	۰٫۶۰	۰٫۷۰	−۱٫۰۷۱۷	۰٫۱۶۰۰	−۱٫۲۳۱۷	۰٫۰۰۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۱۵۳۹	−۸۰۰٫۲۶
	۱٫۵_۲٫۵	۳۱٫۶۸	۵۲٫۶۴	۰٫۴۹	۰٫۱۷	۰٫۳۳	۰٫۸۳	۰٫۵۰۸۸	−۰٫۳۶۶۹	۰٫۸۷۵۷	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۱۷۹۴	۱۱۰۲٫۵۹
	۲٫۵−۵٫۵	۳۸٫۵۸	۳۶٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۴۶	۰٫۷۴	−۰٫۰۶۱۷	۰٫۰۳۶۹	−۰٫۰۹۸۷	۰٫۰۰۰۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۸۲۵	−۱۱۹٫۶۰
	>۵۵	۸٫۸۸	۳٫۹۳	۰٫۱۳	۰٫۰۲۷	۰٫۶۰	۰٫۷۳	−۰٫۸۱۴۹	۰٫۰۵۲۹	−۰٫۸۶۷۹	۰٫۰۰۰۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۰	۰٫۰۰۰۲۰۴۰	−۴۲۵٫۴۷

جمع‌بندی نتایج دو مدل

نتایج نشان می‌دهد که در هر دو مدل عامل شیب >۴۰درصد و شاخص ناهمواری زمین > ۱۴ بیشترین تأثیر را در رخداد زمین‌لغزش‌های منطقه دارند. در دامنه‌های پُرشیب برتری تنش برشی بر نیروی مقاوم شرایط جهت وقوع زمین‌لغزش فراهم شده است. همان‌طورکه اشاره شد، بخش وسیعی از سطح منطقهٔ کوهستانی همراه دیواره‌های بلند و دره‌های ژرف است. بنابراین، علت اینکه در منطقهٔ موردمطالعه با افزایش شیب حساسیت به زمین‌لغزش بیشتر می‌شود می‌توان به بالابودن مقدار ریزش‌های سنگی و واژگونی در سطح منطقه نسبت داد. در پژوهش عابدینی و همکاران (۱۳۹۵) شیب به‌عنوان یک متغیر بیشترین ارزش و ضریب تأثیر را در پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش دارد. در پژوهش وخشوری و زارع (۲۰۱۶) نیز درجهٔ شیب مهم‌ترین فاکتور در بین همهٔ فاکتورها معرفی شده است. اکگان و ترک (۲۰۱۰) در منطقهٔ غرب ترکیه، روزس و همکاران (۲۰۱۱) در منطقهٔ شرق آچایا در یونان شیب را به‌عنوان مهم‌ترین عامل معرفی کردند. نتایج پژوهش سپهر و همکاران (۱۳۹۲) و عابدینی و فتحی (۱۳۹۳) نشان می‌دهد که شیب بیشترین ضریب اهمیت و تأثیر را در وقوع زمین‌لغزش دارد. بهاروند و سوری (۱۳۹۴) شیب را مهم‌ترین عامل می‌دانند که بیشترین همبستگی را با زمین‌لغزش‌های منطقهٔ موردمطالعهٔ خود داشته است. بیشترین زمین‌لغزش‌های حوضه به مساحت ۵۴۷٫۸۲ هکتار در زمین‌های مرتعی منطقه رخ

داده است. علاوه بر اینکه وسعت زیاد اراضی مرتعی در منطقه عامل فراوانی زمین‌لغزش‌ها در این واحد است، در این مناطق به دلایل مختلف، از جمله تبدیل اراضی به زراعت دیم و مرتع توسط روستاییان، جامعهٔ جنگلی بومی و چندساله جای خود را به گونه‌های یک‌ساله، که دارای ریشه‌های سطحی هستند، داده است. بنابراین، این گونه‌ها به‌علت عدم ریشه‌دوانی عمیق و گسترده نمی‌توانند تأثیری در تثبیت و پایداری دامنه‌های حساس به حرکات توده‌ای داشته باشند؛ در نتیجه، لیتولوژی سطحی و خاک حساس منطقه به سطوح لغزشی گرایش پیدا کرده است. علاوه بر این، شیب زیاد در مناطقی که در محدودهٔ اراضی مرتعی واقع شده باعث شده که انواع زمین‌لغزش به‌صورت سنگ‌افت (جریان تکه‌های سنگ)، ریزش و واژگونی در این مناطق گسترش زیادی داشته باشد. مناطق دارای شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال‌شدهٔ ۰< با پهنه‌های لغزشی به مساحت ۵۰۲٫۹۴ هکتار در مقام دوم قرار دارد. با افزایش شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال‌شده از وسعت زمین‌لغزش‌ها کاسته می‌شود. این روند کاهشی تا شاخص ۰٫۶ ادامه دارد و فقط در شاخص بیش از ۰٫۶ بر وسعت زمین‌لغزش‌ها اندکی افزوده شد که این افزایش اندک را می‌توان به فعالیت‌های انسانی از جمله راه‌سازی و کشت دیم و در نتیجه به‌هم‌زدن تعادل دامنه‌ها در این مناطق نسبت داد؛ این موضوع با نتایج حاصل از پژوهش تیموری یانسری و همکاران (۱۳۹۶) مطابقت دارد. حضور یا عدم حضور پوشش گیاهی از عوامل تأثیرگذار در رخداد زمین‌لغزش محسوب می‌شود و نقش بسیار پیچیده و متضادی در حساسیت زمین‌لغزش ایفا می‌کند (گو و همکاران، ۲۰۱۵). این نقش توسط چهار عامل مختلف تعیین می‌شود: ثبات مکانیکی ناشی از وجود ریشه، تخلیهٔ رطوبت خاک در اثر تعرق، بار اضافی ناشی از وزن درختان و شکست باد (سانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ پورقاسمی و همکاران، ۲۰۱۴). به‌طورکلی، مناطقی با پوشش گیاهی تنک و پراکنده و خاک لخت بیشترین احتمال رخداد لغزش و مناطقی با پوشش گیاهی متراکم و جنگلی کمترین احتمال وقوع زمین‌لغزش را دارند که با آرای سونگ و همکاران (۲۰۱۲) مطابقت دارد. سومین محدوده با وسعت زمین‌لغزش زیاد مناطق با شیب بیش از ۴۰درصد است که ۴۹۹٫۱۱ هکتار از وسعت پهنه‌های زمین‌لغزشی را داراست. تیموری یانسری و همکاران (۱۳۹۶) و پورقاسمی و همکاران (۱۳۹۰) در پژوهش خود نشان دادند که بیشترین درصد زمین‌لغزش‌ها به‌ترتیب در شیب‌های ۳۰< درجه و ۳۰ـ۵۰درصد اتفاق افتاده است. همچنین، رگمی و همکاران (۲۰۱۴) اشاره می‌کنند که با افزایش شیب فراوانی زمین‌لغزش‌ها افزایش می‌یابد. در ارتباط با انحنای کل، واحدهایی با انحنای مقعر ۴۱۵٫۷۳ هکتار از وسعت پهنه‌های لغزشی را در خود جای داده‌اند و از این حیث در رتبهٔ چهارم قرار دارد. احمدآبادی و رحمتی (۱۳۹۴) اشاره دارند که شیب‌های محدب و واگرا عموماً پایدارتر از شیب‌های مقعر و همگرا هستند. همچنین، یمانی و همکاران (۱۳۹۶) در پژوهش خود نشان دادند که مناطق مقعر دارای نسبت فراوانی بالاتری نسبت به مناطق محدب هستند. مناطق مقعر باعث افزایش رطوبت موجود در خاک می‌شوند که این عامل باعث افزایش فرسایش و کاهش ثبات خاک می‌شود. دامنه‌های مقعر در نگه‌داری و تمرکز آب‌های زیرسطحی نقش بیشتری دارند که در نتیجه باعث به‌وجودآمدن فشار سریع آب در داخل منافذ می‌شود. بنابراین، زمین‌لغزش‌های سطحی متناوباً در شیب‌های مقعر اتفاق می‌افتند. در مجموع، دامنه‌های مقعر استحکام کمتری نسبت به دامنه‌های محدب دارند. در ارتباط با طبقات ارتفاعی بیشترین درصد زمین‌لغزش‌ها (۳۷۵٫۶۱ هکتار) به طبقهٔ ارتفاعی ۱۰۰۰ـ۲۰۰۰ تعلق دارد. در طبقات ارتفاعی بالاتر درصد زمین‌لغزش‌ها کاهش می‌یابد که می‌تواند به علت فقدان خاک و فرایندهای خاک‌سازی در این ارتفاعات باشد. همچنین، کمترین درصد زمین‌لغزش مربوط به طبقهٔ ارتفاعی ۶۸۱ـ۱۰۰۰ متر است. به‌طورکلی، در دو دامنهٔ مشابه و با مقدار شیب ثابت دامنه‌ای که مرتفع‌تر است از پتانسیل ناپایداری بیشتری برخوردار است (مختاری اصل و رنجبریان شادباد، ۱۳۹۵: ۱۲۵). درمجموع، براساس مقادیر وزنی حاصل در بین واحدهای هفت عامل مهم تأثیرگذار براساس هر دو مدل در رخداد زمین‌لغزش‌های حوضه واحدهای پنج عامل‌ـ شیب، شاخص ناهمواری زمین، شاخص توان آبراهه، شاخص موقعیت

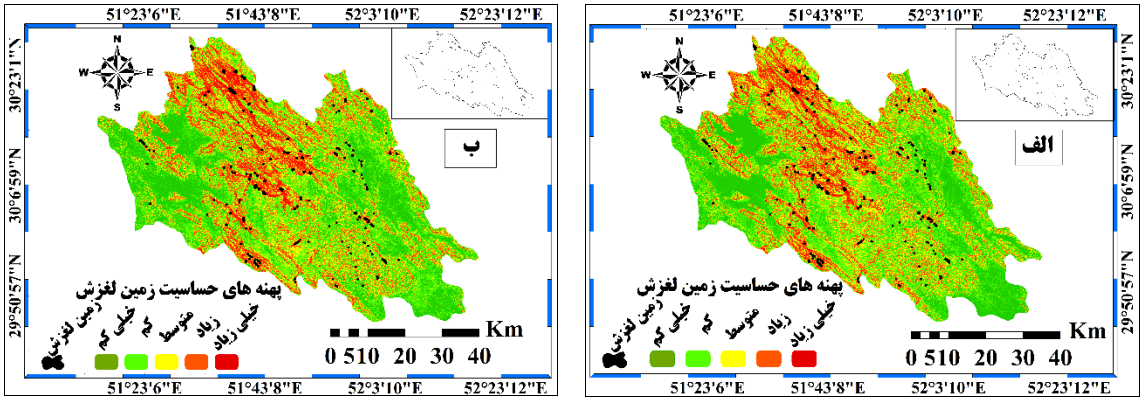
توپوگرافی، و شاخص انحنای نیمرخ- مشترک‌اند و واحدهای این پنج عامل به‌طور مشترک بیشترین تأثیر را در وقوع زمین‌لغزش در منطقهٔ مورد پژوهش دارند.

در نهایت، برای تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش با استفاده از روش دمپسترشفر از رابطه‌های ۱۸ تا ۲۲ استفاده می‌شود. در محیط GIS بر اساس روابط فوق همهٔ رده‌های هر عامل وزن‌دهی و نقشهٔ وزنی هر عامل به‌دست آمد. در مرحلهٔ بعد، نقشه‌های وزنی با همدیگر جمع جبری و نقشهٔ نهایی حاصل شد (شکل ۴- الف). در این نقشه وزن هر پیکسل از مجموع وزن‌های به‌دست‌آمده برای هر عامل محاسبه شد. نتایج حاصل از این مدل نشان می‌دهد که ۲۳/۸۵درصد از کل منطقه (۹۶۱/۳۴ کیلومتر مربع) در پهنه با حساسیت خیلی کم است. پهنه‌های حساسیت کم و متوسط به‌ترتیب ۳۱/۸۲درصد (۱۲۸۲/۴۹ کیلومتر مربع) و ۲۱/۷۲درصد (۸۷۵/۶۳ کیلومتر مربع) و پهنه‌های حساسیت زیاد و خیلی زیاد به‌ترتیب ۱۶/۴۱درصد (۶۶۱/۴۵ کیلومتر مربع) و ۶/۲۰درصد (۲۴۹/۹۷ کیلومتر مربع) از کل نقشهٔ پهنه‌بندی حساسیت را تشکیل می‌دهند (جدول ۴ و شکل ۸).

همچنین، نقشهٔ نهایی حساسیت زمین‌لغزش Ywoe با استفاده از مدل وزن شاهد از مجموع حاصل ضرب وزن استانداردشدهٔ هر ردهٔ پارامتر C/Sc در وزن خود ردهٔ پارامتر C طبق رابطهٔ ۲۳ بر اساس نتایج موجود در جدول ۳ محاسبه شده است. i تا n همان پارامترها یا عوامل مؤثر در زمین‌لغزش‌اند.

$$Y_{woe} = \sum_{i=1}^{n} C / sc * C \qquad (۲۳)$$

بدین‌ترتیب، با اعمال رابطهٔ ۲۳ نقشهٔ پهنه‌بندی حساسیت نسبت به زمین‌لغزش طبق مدل وزن شاهد بیزین (WoE) نیز محاسبه شده است (شکل ۴- ب). نتایج حاصل از این مدل نشان می‌دهد که ۲۵/۲۹درصد از کل منطقه (۱۰۱۹/۵۹ کیلومتر مربع) در پهنه با حساسیت خیلی کم است. پهنه‌های حساسیت کم و متوسط به‌ترتیب ۳۰/۹۸درصد (۱۲۴۸/۸۲ کیلومتر مربع) و ۲۱/۲۸درصد (۸۵۷/۶۴ کیلومتر مربع) و پهنه‌های حساسیت زیاد و خیلی زیاد به‌ترتیب ۱۵/۶۸درصد (۶۳۱/۹۳ کیومتر مربع) و ۶/۷۷درصد (۲۷۲/۹۰) از کل نقشهٔ پهنه‌بندی حساسیت را تشکیل می‌دهند.



شکل ۴. نقشه‌های حساسیت زمین‌لغزش: الف: روش دمپسترشفر؛ ب: روش وزن شاهد

ارزیابی و صحت‌سنجی روش‌ها

ارزیابی یک گام اساسی در توسعه و تعیین کیفیت نقشه یا مدل پهنه‌بندی حساسیت نسبت به زمین‌لغزش است. در این پژوهش برای ارزیابی و مقایسهٔ دقت بین پهنه‌ها یا رده‌های حساسیت نسبت به زمین‌لغزش از نسبت فراوانی (FR) و شاخص سطح سلول هسته (SCAI) استفاده شد. با استفاده از نسبت فراوانی (FR) و شاخص سطح سلول هسته (SCAI) دقت طبقه‌بندی هر

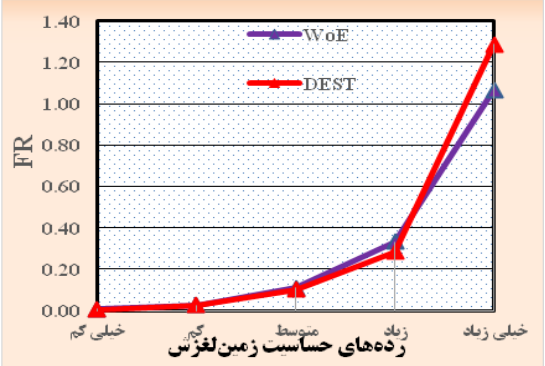
مدل تعیین می‌شود (دمیر و همکاران، ۲۰۱۲). بنابراین، لازم است برای برآورد بهتر دقت تفکیک‌پذیری رده‌های مدل‌ها از نمودار هر دو شاخص استفاده شود. بر اساس رابطهٔ منطقی و نسبی موجود بین سطح زمین‌لغزش و پهنه‌های حساسیت به‌ترتیب برای پهنه‌هایی با حساسیت خیلی کم تا خیلی زیاد مقدار FR افزایش و شاخص SCAI به‌صورت قرینهٔ معکوس کاهش می‌یابد. همچنین، با استفاده از منحنی ویژگی عملگر نسبی یا گیرنده (ROC) صحت نقشه‌های تهیه‌شده ارزیابی شد. این منحنی از کارآمدترین روش‌ها در ارائهٔ خصوصیت تعیینی، شناسایی احتمالی، و پیش‌بینی سیستم‌هاست که میزان دقت مدل را به‌صورت کمی برآورد می‌کند (اسویت، ۱۹۸۸). منحنی ROC و محاسبهٔ سطح زیرمنحنی یکی از روش‌های استاندارد اعتبارسنجی به‌منظور مقایسهٔ عملکرد پیش‌بینی انواع مدل‌هاست. در این منحنی، در محور X مقدار خطای مثبت و بر روی محور Y مقدار خطای منفی نمایش داده می‌شود. این منحنی یکی از کارآمدترین روش‌ها برای نمایش کیفیت مدل است. مقدار AUC بین ۱–۰٫۵ متغیر است (رومر و فرنتینو، ۲۰۱۶). سطح زیر منحنی ROC، که AUC نامیده می‌شود، بیانگر مقدار پیش‌بینی سیستم از طریق توصیف توانایی آن در تخمین درست وقایع رخ‌داده (وقوع زمین‌لغزش) و عدم وقوع رخداد (عدم وقوع زمین‌لغزش) است (پورقاسمی و همکاران، ۲۰۱۲). ایدئال‌ترین مدل بیشترین سطح زیر منحنی را دارد. نرخ پیش‌بینی منحنی ROC بیانگر ارزیابی مدل و متغیرهای پیش‌بینی‌کننده است که زمین‌لغزش را پیش‌بینی می‌کند.

نتایج ارزیابی مدل‌ها

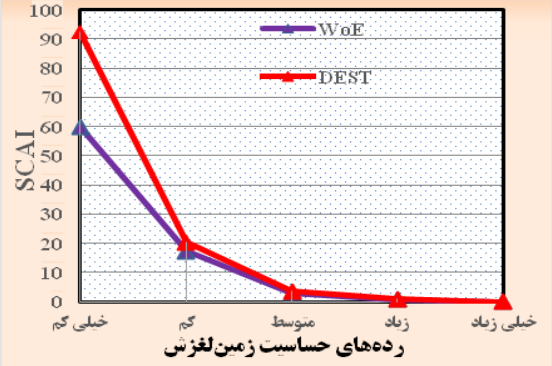
نتایج ارزیابی دقت طبقه‌بندی مدل‌ها با استفاده از شاخص SCAI و FR در جدول ۴ نشان داده شده است. در هر دو مدل با افزایش حساسیت از خیلی کم به خیلی زیاد مقادیر نسبت فراوانی (FR) روند صعودی و شاخص SCAI روند نزولی پیدا می‌کند که نشان‌دهندهٔ همبستگی بالای رده‌های حساسیت زمین‌لغزش با مناطق زمین‌لغزشی موجود و برداشت‌های میدانی منطقهٔ موردمطالعه است (شکل‌های ۵ و ۶). روند صعودی نسبت فراوانی (FR) و نزولی شاخص SCAI برای مدل دمپسترشفر اندکی بیشتر است که نشان‌دهندهٔ پهنه‌بندی مناسب‌تر طبقات حساسیت با این مدل است. بر اساس سطوح طبقه‌بندی دقت براساس منحنی ROC هر دو مدل در طبقهٔ خوب (۰٫۸–۰٫۷) قرار دارند؛ لیکن، در مقایسه با همدیگر، نتایج مقادیر (AUC) مدل دمپسترشفر نشان‌دهندهٔ دقت امتیاز بالاتر (۰٫۷۹) نسبت به روش وزن شاهد (۰٫۷۶) است که بیانگر همبستگی بالا بین نقشهٔ حساسیت نسبت به زمین‌لغزش تهیه‌شده و نقشهٔ پراکنش زمین‌لغزش و ارزیابی بهتر مدل دمپسترشفر نسبت به مدل وزن شاهد است (جدول ۵ و شکل ۷). نتایج حاصل از منحنی ROC نشان می‌دهد که در این پژوهش به‌دلیل درنظرگرفتن نقش عوامل متعدد و با اعمال نقش شاخص‌های مورفومتری صحت و اعتبار دو مدل به همدیگر نزدیک شده است.

جدول ۴. نسبت فراوانی (FR) و شاخص SCAI پهنه‌های حساسیت زمین‌لغزش به‌روش احتمالاتی وزن شاهد و دمپسترشفر

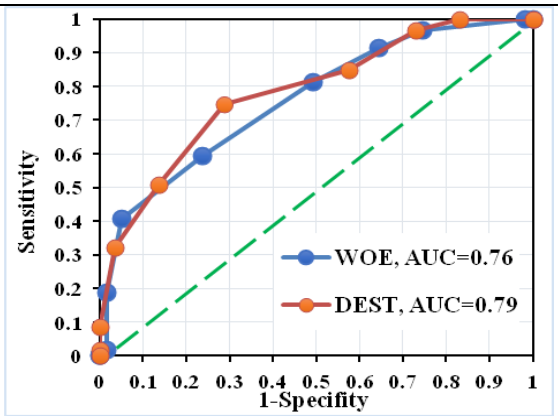
رده‌های حساسیت زمین‌لغزش	درصد مساحت زمین‌لغزش		درصد مساحت رده‌های حساسیت		درصد نسبت فراوانی(FR)		درصد Seed		SCAI	
	WOE	DEST	WOE	DEST	WOE	DEST	WOE	DEST	WOE	DEST
خیلی کم	۱٫۰۵	۰٫۶۶	۲۵٫۲۹	۲۳٫۸۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۲۶	۵۹٫۸۸	۹۲٫۴۳
کم	۵٫۴۱	۵٫۳۷	۳۰٫۹۸	۳۱٫۸۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۱٫۷۹	۱٫۵۶	۱۷٫۳۶	۲۰٫۳۵
متوسط	۱۴٫۶۲	۱۳٫۸۹	۲۱٫۲۸	۲۱٫۷۲	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۷٫۰۲	۵٫۹۲	۳٫۰۳	۳٫۶۷
زیاد	۳۳٫۱۰	۲۹٫۵۱	۱۵٫۶۸	۱۶٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۲۱٫۵۸	۱۶٫۶۷	۰٫۷۳	۰٫۹۸
خیلی‌زیاد	۴۵٫۸۳	۵۰٫۵۷	۶٫۷۷	۶٫۲۰	۱٫۰۷	۱٫۲۹	۶۹٫۱۹	۷۵٫۵۸	۰٫۱۰	۰٫۰۸



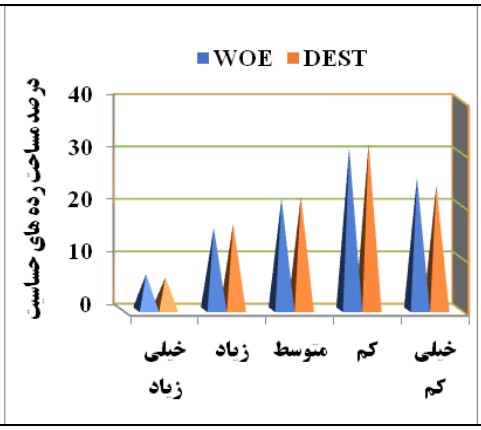
شکل ۵. نسبت فراوانی (FR)



شکل ۶. شاخص SCAI رده‌های حساسیت زمین‌لغزش مدل‌های دمپسترشفر و وزن شاهد



شکل ۷. نرخ پیش‌بینی ROC نقشه‌های حساسیت نسبت به زمین‌لغزش



شکل ۸. درصد رده‌های حساسیت حاصل از دو مدل

جدول ۵. مساحت زیر منحنی ROC به‌همراه انحراف استاندارد و سطح اطمینان آن

روش‌های احتمالاتی	سطح زیر منحنی	خطای استاندارد	سطح اطمینان	فواصل اطمینان در سطح ۹۵٪	
				حد پایین	حد بالا
روش دمپسترشفر	۰/۷۹	۰/۰۴۱	۰/۰۰۰	۰/۷۰۹	۰/۸۷۰
روش وزن شاهد	۰/۷۶	۰/۰۴۳	۰/۰۰۰	۰/۶۷۹	۰/۸۴۹

تحلیل و تفسیر نتایج با استفاده از نسبت عددی

پس از تهیهٔ نقشه‌های پهنه‌بندی، نسبت به تفسیر و بررسی اعتبار و میزان دقت و درستی نتایج حاصل از دو روش و نیز مقایسهٔ روش‌ها اقدام شد. برای هر نقشه پنج پهنهٔ حساسیت (خیلی کم، کم، متوسط، زیاد، و خیلی زیاد) تعریف و با تقسیم مساحت هر یک از این پهنه‌ها به مساحت کل حوضه سهم هر یک از پهنه‌ها در حوضه بر حسب درصد به دست آمد ($S_i\%$). در مرحلهٔ بعد، درصد زمین‌لغزش‌های موجود در هر پهنه نیز محاسبه شد ($L_i\%$) (جدول ۴). برای مقایسهٔ نتایج حاصل از دو روش، با تقسیم $L_i\%$ به $S_i\%$ در هر پهنه نسبت عددی NR_i(Numerical Ratio) بر اساس رابطهٔ ۲۴ به‌دست آمد (جدول ۶).

$$NR_i=L_i\%/\ S_i\% \qquad (۲۴)$$

بنابراین، برای هر یک از پهنه‌ها، این نسبت عددی با تقسیم درصد زمین‌لغزش هر پهنه به درصد مساحت آن به‌دست آمد. هدف از پهنه‌بندی این است که پخش‌هایی با حساسیت زیاد و خیلی زیاد از مناطق دیگر با دقت متمایز شوند. از این رو، محدودهٔ خطرناک نقشه به‌صورت مجموع پهنه‌های حساسیت زیاد و خیلی زیاد درنظر گرفته شد و به‌منظور تعیین دقت هر روش در برآورد نسبت عددی NR_i برای این محدودهٔ خطرناک به‌دست آمد. هر چه این نسبت عددی بزرگ‌تر باشد نشان‌دهندهٔ آن است که وسعت بیشتری از پهنه‌های زمین‌لغزشی در محدودهٔ کوچک‌تری از نقشه پوشش داده شده است. نتایج نشان داد در روش دمپسترشفر ۸۰٫۰۸ از زمین‌لغزش‌ها در محدودهٔ خطرناک با مساحت ۹۱۱۴۳٫۳۱ هکتار (۲۲٫۶۱ از مساحت کل حوضه) و در روش وزن شاهد ۷۸٫۹۳ از زمین‌لغزش‌ها در این محدوده با مساحت ۹۰۴۸۳٫۷۰ هکتار قرار گرفته‌اند که این مساحت ۲۲٫۴۵ از مساحت حوضه را دربر می‌گیرد. بنابراین، نسبت عددی در روش دمپسترشفر ۳٫۵۴ و در روش وزن شاهد ۳٫۵۱ به‌دست آمد. مقایسهٔ این دو نسبت عددی نشان می‌دهد که دقت و درستی روش دمپسترشفر در ارائهٔ نتایج از روش وزن شاهد بیشتر است. زیرا روش دمپسترشفر، در مقایسه با روش وزن شاهد، درصد بیشتری از زمین‌لغزش‌ها را در محدودهٔ خطرناک پوشش داده است. از آنجا که در پهنه‌بندی بخش‌های با حساسیت زیاد و خیلی زیاد باید به‌گونه‌ای انتخاب شوند که از نظر مهندسی اختصاص هزینه به این مناطق مقرون به‌صرفه باشد، تقسیم‌بندی منطقه از نظر پهنه‌های حساسیت (جدول ۴) در این پژوهش نشان داد که نتایج حاصل از مدل دمپسترشفر از این نظر مناسب‌تر است.

جدول ۶. نسبت عددی $S_i/L_i = NR_i$ برای هر پهنه برای دو روش WOE و DEST

ناحیه	روش WOE	روش DEST
پهنهٔ حساسیت خیلی کم	۰٫۰۴	۰٫۰۲
پهنهٔ حساسیت کم	۰٫۱۷	۰٫۱۷
پهنهٔ حساسیت متوسط	۰٫۶۹	۰٫۶۴
پهنهٔ حساسیت زیاد	۲٫۱۱	۱٫۸۰
پهنهٔ حساسیت خیلی زیاد	۶٫۷۷	۸٫۱۶
ناحیهٔ خطرناک (حساسیت زیاد و خیلی زیاد)	۳٫۵۱	۳٫۵۴

نتیجه‌گیری

وجود نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش برای تعیین پتانسیل نواحی از لحاظ خسارت زمین‌لغزش‌ها و کاهش اثرهای زیان‌بار اجتماعی و اقتصادی آن بسیار ضروری است. از آنجا که در وقوع زمین‌لغزش عوامل متعددی دخالت دارد، به‌منظور اینکه نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت با دقت بیشتری تهیه شود، لازم است از لایه‌های اطلاعاتی بیشتری استفاده شود و عوامل مؤثر متنوعی که احتمال می‌رود در وقوع آن دخیل باشد ارزیابی شود. در این پژوهش، به‌منظور افزایش دقت نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش، از ۱۸ پارامتر مختلف با تأکید بر شاخص‌های مورفومتری استفاده شد. نتایج حاصل نشان داد که، به دلیل درنظرگرفتن این رویکرد، دقت و صحت نقشه‌های پهنه‌بندی افزایش یافته است که این یافته با نتایج حاصل از پژوهش شیرانی (۱۳۹۷) و وانگ و همکاران (۲۰۱۶) مطابقت دارد. بر اساس نتایج مدل‌ها، شیب‌های >۴۰درصد و شاخص ناهمواری زمین >۱۴ بیشترین وزن را به خود اختصاص داده و مهم‌ترین نقش را در وقوع زمین‌لغزش‌های منطقه داشته‌اند. به‌منظور بررسی دقت پیش‌بینی، مدل‌های اجراشده با استفاده از شاخص ROC مقایسه شدند. نتایج حاصل از آن نشان داد که، برخلاف نتایج پژوهش پورقاسمی و همکاران (۲۰۱۳)، مدل دمپسترشفر

دارای دقت پیش‌بینی بیشتری (۰/۷۹) نسبت به مدل وزن شاهد (۰/۷۶) است. برای برآورد بهتر دقت تفکیک‌پذیری رده‌ها در مدل‌ها از نمودارهای دو شاخص SCAI و FR استفاده شد. نتایج ارزیابی دقت طبقه‌بندی مدل‌ها با استفاده از دو شاخص یادشده نیز نشان داد که در هر دو مدل با افزایش حساسیت از خیلی کم به خیلی زیاد مقادیر نسبت فراوانی روند صعودی و شاخص SCAI روند نزولی پیدا می‌کند که نشان‌دهندهٔ همبستگی زیاد رده‌های حساسیت زمین‌لغزش با مناطق زمین‌لغزشی موجود و برداشت‌های میدانی منطقهٔ مورد مطالعه است. روند صعودی نسبت فراوانی (FR) و نزولی شاخص SCAI برای مدل دمپسترشفر اندکی بیشتر است که بیان‌کنندهٔ پهنه‌بندی مناسب‌تر طبقات حساسیت با این مدل است. همچنین، مقادیر نسبت عددی دو مدل نشان داد که روش دمپسترشفر با نسبت عددی بزرگ‌تر (۳/۵۴) در مقایسه با روش وزن شاهد (۳/۵۱) جواب بهتری داشته است؛ زیرا درصد بالایی از زمین‌لغزش‌ها را در مساحت کوچک‌تری به‌عنوان پهنهٔ خطرناک پوشش داده که از نظر مهندسی اختصاص هزینه به این مناطق مقرون‌به‌صرفه است و در تعیین پهنهٔ خطرناک نسبت به روش وزن شاهد دقت بیشتری داشته است. براساس نتایج ۸۲/۵۹درصد زمین‌لغزش‌های حوضه به مساحت ۵۴۷/۸۲ هکتار در کاربری مرتع رخ داده است. مشاهدات میدانی نشان می‌دهد در این مناطق به دلایل مختلف ازجمله بهره‌برداری‌های غیراصولی و قطع درختان جنگلی توسط روستاییان جامعهٔ جنگلی بومی و چندساله جای خود را به گونه‌های یک‌ساله، که دارای ریشه‌های سطحی‌اند، داده است. از این رو، این گونه‌ها نمی‌توانند تأثیری در تثبیت و پایداری دامنه‌های حساس به حرکات توده‌ای داشته باشند. در نهایت، با توجه به نتایج کمی اعتبارسنجی، مدل دمپسترشفر مدل مناسب‌تر برای پهنه‌بندی معرفی می‌شود. براساس نتایج حاصل از این مدل، کلاس حساسیت خیلی کم ۲۳/۸۵درصد (۹۶۱/۳۴ کیلومتر مربع)، کلاس حساسیت کم و متوسط به‌ترتیب ۳۱/۸۲درصد (۱۲۸۲/۴۹ کیلومتر مربع) و ۲۱/۷۲درصد (۸۷۵/۶۳ کیلومتر مربع) و کلاس حساسیت زیاد و خیلی زیاد به‌ترتیب ۱۶/۴۱درصد (۶۶۱/۴۵ کیلومتر مربع) و ۶/۲۰درصد (۲۴۹/۹۷ کیلومتر مربع) از کل منطقه را شامل می‌شود. به‌کارگیری و مقایسهٔ دو مدل احتمالاتی بیزین به‌همراه بهره‌گیری از شاخص‌های مورفومتری مهم‌ترین ویژگی این پژوهش است که تاکنون در پژوهش‌های داخلی مشاهده نشد. با توجه به نتایج بسیار خوب حاصل از مقایسهٔ دو مدل، که به‌دلیل استفاده از شاخص‌های متعدد مورفومتری در کنار عوامل مختلف محیطی است، بهره‌گیری از این رویکرد در تهیهٔ نقشهٔ حساسیت زمین‌لغزش توصیه می‌شود.

منابع

احمدآبادی، ع. و رحمتی، م. (۱۳۹۴). کاربرد شاخص‌های کمّی ژئومورفومتریک در شناسایی پهنه‌های مستعد زمین‌لغزش با استفاده از مدل SVM (مطالعهٔ موردی: آزادراه خرم‌آباد- پل‌زال)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۴(۳): ۱۹۷-۲۱۳.

انصاری، م. و فتوحی، ص. (۱۳۹۶). بررسی دوره‌های ترسالی و خشک‌سالی و اثرات آن بر منابع آب زیرزمینی دشت ممسنی، فصل‌نامهٔ *جغرافیای طبیعی*، ۱۰(۳۶): ۷۳-۸۷.

بابلی مؤخر، ح.؛ شیرانی، ک. و تقیان، ع. (۱۳۹۷). کارایی تئوری بی‌نظمی سامانه‌های طبیعی در پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ آبخیز رودخانهٔ فهلیان)، فصل‌نامهٔ *علوم زمین*، ۲۸(۱۰۹): ۱۸۷-۲۰۰.

بهاروند، س. و سوری، س. (۱۳۹۴). پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از روش شبکهٔ عصبی مصنوعی (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ سپیددشت، لرستان)، *سنجش از دور و سامانهٔ اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی*، ۶(۴): ۱۵-۳۱.

پورقاسمی، ح.ر.؛ مرادی، م.؛ فاطمی عقدا، س.م.؛ مهدوی‌فر، م.ر. و محمدی، م. (۱۳۹۰). ارزیابی عوامل ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی در تهیهٔ نقشهٔ خطر زمین‌لغزش با استفاده از منطق فازی و روش تحلیل سلسله‌مراتبی (مطالعهٔ موردی: بخشی از حوضهٔ آبخیز هراز)، مجلهٔ *پژوهش‌های حفاظت آب و خاک*، ۱۸(۴): ۱-۲۰.

تیموری یانسری، ز.؛ حسین‌زاده، ر.؛ کاویان، ع. و پورقاسمی، ح.ر. (۱۳۹۶). تعیین پهنه‌های حساس به وقوع لغزش با استفاده از روش آنتروپی شانون (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ چهاردانگه- استان مازندران)، *جغرافیا و مخاطرات محیطی*، (۲۲): ۱۸۳-۲۰۴.

جداری عیوضی، ج. (۱۳۸۱). *ژئومورفولوژی ایران*، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

جوادی، م.؛ صدیقی، م. و شعبان‌علی، غ. (۱۳۹۳). ارزیابی کارایی مدل‌های آماری ارزش اطلاعاتی و رگرسیون لجستیک در تهیهٔ نقشهٔ حساسیت به وقوع زمین‌لغزش در زیرحوضهٔ پهنه‌کلا، مجلهٔ *پژوهش‌های خاک (علوم آب و خاک)*، ۲۸(۱): ۱۵۳-۱۶۲.

روستایی، ش.؛ خدایی قشلاق، ل. و خدایی‌قشلاق، ف. (۱۳۹۳). ارزیابی روش‌های تحلیل شبکه (ANP) و تحلیل چندمعیارهٔ مکانی در بررسی پتانسیل وقوع زمین‌لغزش در محدودهٔ محور و مخزن سدها (مطالعهٔ موردی: سد قلعه‌چای)، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۶(۴): ۴۹۵-۵۰۸.

شیرانی، ک. (۱۳۹۷). ارزیابی کارایی عوامل ژئومورفومتریک در افزایش درستی نقشه‌های پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ دزعلیا، استان اصفهان)، مجلهٔ *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی دانشگاه اصفهان*، ۲۹(۳): ۱۱۱-۱۳۰.

سپهر، ع.؛ بهنیافر، ا.؛ محمدیان، ع. و عبدالهی، ا. (۱۳۹۲). تهیهٔ نقشهٔ حساسیت‌پذیری زمین‌لغزش دامنه‌های شمالی بینالود بر پایهٔ الگوریتم بهینه‌سازی توافقی ویکور، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۲(۱): ۱۹-۳۶.

صمدی، م.؛ جلالی، س.؛ کرنژادی، آ. و صمدی قشلاق‌چایی، م. (۱۳۹۵). بررسی شاخص‌های مورفومتری در حوضهٔ آبخیز چهل‌چای استان گلستان بااستفاده از GIS، مجلهٔ علمی- ترویجی *مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی*، ۷(۴): ۶۷-۷۴.

عابدینی، م.؛ روستایی، ش. و فتحی، م. (۱۳۹۵). پهنه‌بندی حساسیت وقوع زمین‌لغزش با استفاده از مدل هیبریدی قضیهٔ بیز- ANP (مطالعهٔ موردی: کرانهٔ جنوبی حوضهٔ آبریز اهرچای از روستای نصیرآباد تا سد ستارخان)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۵(۱): ۱۴۲-۱۵۹.

عابدینی، م. و فتحی، م. (۱۳۹۳). پهنه‌بندی حساسیت خطر زمین‌لغزش در حوضهٔ آبخیز خلخال‌چای با استفاده از مدل‌های چندمعیاره، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۲(۴): ۷۱-۸۵.

عرب‌عامری، ع.؛ شیرانی، ک. و رضایی، خ. (۱۳۹۶). پهنه‌بندی استعداد اراضی نسبت به وقوع زمین‌لغزش با روش‌های دمپسترشیفر و نسبت فراوانی در حوضهٔ سرخون کارون، نشریهٔ *پژوهش‌های حفاظت آب و خاک*، ۲۴(۳): ۴۱-۵۷.

عرب‌عامری، ع. و شیرانی، ک. (۱۳۹۵). اولویت‌بندی عوامل مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش و پهنه‌بندی خطر آن با استفاده از تئوری احتمالاتی دمپسترشفر، مطالعهٔ موردی: حوضهٔ ونک سمیرم، استان اصفهان، نشریهٔ علمی- پژوهشی *مهندسی و مدیریت آبخیز*، ۸(۱): ۹۳-۱۰۶.

محمدنژاد آروق، و. و اصغری سراسکانرود، ص. (۱۳۹۵). ارزیابی خطر زمین‌لغزش با استفاده از روش‌های آماری در حوضهٔ آبریز باراندوزچای، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۴(۴): ۱۸۱-۱۹۱.

مختاری اصل، ا. و رنجبریان شادباد، م. (۱۳۹۵). ارزیابی و پهنه‌بندی احتمال خطر زمین‌لغزش در حوضهٔ آبریز یایجیلو با مدل AHP، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۴(۴): ۱۱۹-۱۳۳.

مقیمی، ا.؛ باقری سیدشکری، س. و صفرراد، ط. (۱۳۹۱). پهنه‌بندی خطر وقوع زمین‌لغزش با استفاده از مدل آنتروپی (مطالعهٔ موردی: تاقدیس نسار زاگرس شمال‌غربی)، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، (۷۹): ۷۷-۹۰.

مکرم، م. و نگهبان، س. (۱۳۹۳). طبقه‌بندی لندفرم‌ها با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) (مطالعهٔ موردی: منطقهٔ جنوبی شهرستان داراب)، فصل‌نامهٔ علمی- پژوهشی *اطلاعات جغرافیایی*، ۲۳(۹۲): ۵۷-۶۵.

ملکی، ا.؛ احمدی، م. و میلادی، ب. (۱۳۹۱). شبیه‌سازی مناطق مستعد خندق‌زایی با استفاده از روش SPI در حوضهٔ رودخانهٔ مِرگ، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، (۳): ۲۳-۳۸.

منصوری، م. و شیرانی، ک. (۱۳۹۵). پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش به روش‌های آنتروپی و وزن شاهد (مطالعهٔ موردی: منطقهٔ دوآب صمصامی استان چهارمحال و بختیاری)، *علوم زمین*، ۲۶(۱۰۲): ۲۶۷-۲۸۰.

یمانی، م.؛ مقامی مقیم، غ.؛ عرب‌عامری، ع. و شیرانی، ک. (۱۳۹۶). ارزیابی مدل ترکیبی نوین به منظور افزایش دقت تهیهٔ نقشه‌های حساسیت زمین‌لغزش با تأکید بر مدل رگرسیون وزنی جغرافیایی (GWR) (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ دز علیا، استان اصفهان)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۲۶(۱۰۲): ۱۹-۴۰.

یوسفی، ط. (۱۳۸۹). *معرفی گسل عامل زلزله‌های دی‌ماه ۱۳۸۹ منطقهٔ نورآباد ممسنی*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی منطقهٔ جنوب (شیراز).

Abedini, M, Roustaei, S.H and Fathi, M. (2016). Landslide susceptibility zoning using the hybrid-based Bayesian-ANP (Case study: Southern Cone of Aharchay catchment area from Naseerabad Village to Sattarkhan Dam), , Journal of Quantitative geomorphology research, 5(1): 142-159. (in Persian).

Abedini, M, and Fathi, M .(2014). Landslide hazard sensitivity zoning in Khalkhal tea basin using multi-criteria models, , Journal of Quantitative geomorphology research, 2(4): 71-85. (in Persian).

Ahmadabadi, A., A. Rahmati. (2015). Application of geomorphometeric quantity indices for prone to landslide and its susceptibility zonation using SVM model, case study khoramabad- Zal freeway, Journal of Quantitative geomorphology research, 4(3): 197-213 .(in Persian).

Ansari, M and Fotohi, S.(2017). Study of wet and dry periods and its effects on groundwater resources of Mamsani plain, Natural Geography Quarterly, 10(36): 73-87. (in Persian).

Arabameri, A, Shirani, K and Rezaei, Kh. (2017). Landslide land capability zonation usingDempster-shafer and frequency ratio models, Journal of Water and Soil Conservation Research, 24(3): 41-57. (in Persian).

Arabameri, A, and Shirani, K. (2016). Prioritization of Factors Affecting Landslide occurrence and its hazard zonation using Dempterscher's probabilistic theory, Case Study: Vanak Semirom Basin, Isfahan province, Journal of Engineering and Watershed Management, 8(1): 93-106. (in Persian).

Akgun, A. and Turk, N. (2010). Landslide susceptibility mapping for Ayvalik (Western Turkey) and its vicinity by multicriteria decision analysis, *Environ. Earth. Sci.*, 61: 595-611.

Babolimoakher, H, Shirani, K and Taghian, A.(2018). Performance of Chaos theory on natural systems in landslide Susceptibility zonation (case study: Fahlian river basin, Geosciences Quarterly, 28(109): 187-200. (in Persian).

Baharvand, S and souri, S. (2016). Landslide hazard zonation using Artificial Neural Network (Case Study: Sepid Dasht Basin, Lorestan), Remote Sensing and Geographic Information Systems in Natural Resources, 6(4): 15-31. (in Persian).

Chen, W.; Pourghasemi, H.R. and Zhao, Z. (2016). A GIS-based comparative study of Dempster-Shafer, Logistic regression and artificial neural network models for landslide susceptibility mapping, *Geocarto International*, 32: 367-385. DOI: 10. 1080/10106049.2016.1140824.

Chung, C. and Fabbri, A. (2003). Validation of Spatial prediction models for Landslide hazard mapping, *Natural Hazards*, 30: 451-472.

Demir, G.; Aytekin, M.; Akgun, A.; Ikizler, S.B. and Tatar, O. (2012). A comparison of Landslide Susceptibility mapping of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by Likelihood-frequency ratio and analytic hierarchy process method, *Natural Hazards*, Published online, DOI 10.1007/s11069-012-0418-8.

Dempster, A.P. (1967). Upper and lower probabilities induced by a multivalued mapping, *Annals of Mathematical Statistics*, 38: 325-339.

Fisher, P.; Wood, J. and Cheng, T. (2004). Where is Helvellyn? Fuzziness of Multiscal Landscape Morphometry, *Transactions of the Institute of British Geograhper*, 29: 106-128.

Frattini, P.; Crosta, G. and Carrara, A. (2010). Techniques for evaluating the Performance of Landslide susceptibility models, *Engineering Geology*, 111: 62-72.

Gorum, T.; Gonencgil, B.; Gokceoglu, C. and Nefeslioglu, H.A. (2008). Implementation of reconstructed geomorpholog icunitsin landslide susceptibility mapping:the Melen Gorge(NWTurkey), *Natural Hazards*, 46: 323-351.

Guo, C.; Montgomery, D.R.; Zhang, Y.; Wang, K. and Yang, Z. (2015). Quantitative assessment of landslide susceptibility along the Xianshuihe fault zone, Tibetan Plateau, China, *Geomorphology*, 248: 93-110.

Guzzetti, F.; Reichenbanch, P.; Ardizzone, F.; Cardinali, M. and Galli, M. (2006). Estimating the quality of Landslide susceptibilijy models, *Geomorphology*, 81: 166-184.

Hoseinpour Milaghardan, A.; Delavar, M. and Chehreghan, A. (2016). Uncertainty in landslide occurrence prediction using Dempster–Shafer theory, *Model. Earth Syst. Environ*, DOI 10.1007/s40808-016-0240-5

Hong, H.; Haghibi, S.A. and Pourghsemi, H.R. (2016). GIS- based landslid Spatial Modeling in Ganzhou City, China, *Arab J. Geosci Journal*, 9: 112.

Javadi, M, Seddighi, M and Shaabanali, G. (2014). Evaluation of the Efficiency of Statistical Models of Information Values and Logistic Regression in the Preparation of Landslide Sensitivity Map in the Subbasin of Kala Area, Soil Science Journal (Water and Soil Science), 28(1): 153-162. (in Persian).

Jedari eyvazi, J. (2002). Geomorfology of Iran, Tehran, Payame Noor University Press. (in Persian).

Jenness, J. (2002). Surface Areas and Ratios from Elevation Grid, Jenness Enterprises, http:// www. Jennessent. Com/arcview/surface_areas. Htm(connected: 10.08.2003).

Lacasee, S. and Nadim, F. (2009). Landslide risk assessment and mitigation strategy, Landslide-Disaster risk reduction, *Springer*, 12, 31-61.

Lee, S. and Choi, J. (2004). Landslide susceptibility mapping using GIS and the Weight-of-evidenc model, *Intl. J. Geography. Information. Science.*, 18(8): 789-814.

Maleki, A, Ahmadi, M and Miladi, B. (2012). Simulation of Gally areas using the SPI method in the Merg river basin, Journal of Quantitative geomorphology research, (3): 23-38. (in Persian).

Mansori, M and Shirani, K. (2016). Landslide hazard zonation by entropy and control weight (Case study: DoAb Smassi area of Chaharmahal and Bakhtiari province), Geosciences Quarterly, 26(102): 267-280. (in Persian).

Moghimi, E, Bagheri Sayedshokri, S and Safar Rad, T. (2012) Landslide hazard zonation using Entropy model (Case study: Nessar anticlinal northern Zagros), Journal of Natural Geography Researches. 79:77-90. (in Persian).

Mohammadnegad Arogh, V and Asghari Serascanroud, S. (2016). Landslide hazard assessment using statistical methods in Barandozchiye catchment basin, , Journal of Quantitative geomorphology research, 4(4): 181-191. (in Persian).

Mokarram, M and Negahban, S. (2014). Classification of Landforms Using the Topographic Position Index (TPI) (Case Study: Southern District of Darab City), Quarterly Journal of Geographic Information. 23(92): 57-65. (In Persian).

Mokhtariasl, A and Ranjbariyan Shadbad, M. (2016). Landslide risk zonation and assessment using AHP Model in Bajillo basin, Journal of Quantitative geomorphology research, 4 (4): 119-133. (in Persian).

Moore, I.D.; Gessler, P.E. and Peterson, G.A. (1993). Soil attributes prediction using terrain analysis, *Soil Sci. Society American J*., 57(2): 443-452.

Pourghasemi, H. R., H. R. Moradi, S. M. Fatemi Aghda, Mahdavifar, M.R and Mohammadi, M. (2012). Assessment of geomorphologic and geological factors in the preparation of a landslide risk map using fuzzy logic and hierarchical analysis method(Case Study: Part of the watershed of Haraz), Journal of Soil and Water Conservation Research, 18(4): 1-20. (in Persian).

Pourghasemi, H.; Pradhan, B.; Gokceoglu, C. and Deylami Moezzi, K. (2013). A comparative Assessment of prediction Capabilities of Dempster-Shafer and Weights-of-Evidence Models in Landslide Susceptibility Mapping Using GIS, Geomatics, *Natural Hazards and Risk*, 4(2): 93-118.

Pourghasemi, H.R.; Mohammady, M. and Pradhan, B. (2012). Lanslide Susceptibility mapping using index of entropy and Conditional probability models in GIS. Safarood Basin, Iran, *Catena*, 97: 71-84.

Pourghasemi, H.R.; Moradi, H.R.; Fatemiaghda, S.; Gokceoglu, C. and Pradhan, B. (2014). GIS-based landslide susceptibility mapping with probabilistic likelihood ratio and spatial multi-criteria evaluation models (North of Tehran), *Arabian Journal of Geosciences*, 7(5): 1857-1878.

Pike, R.J. (2000). Geomorphology-Diversity in quantitative surface analysis, *Progress in Physical Geography*, 24: 1-20.

Regmi, N.R.; Giardion, J.R. and Vitek, J.D. (2010). Modeling Susceptibility to Landslides using the Weight of evidence approach: Western Colorado, USA, *Geomorphology*, 115: 172-187.

Regmi, A.D.; Devkota, K.C.; Yoshida, K.; Pradhan, B.; Pourghasemi, H.R.; Kumamoto, T. and Akgun, A. (2014). Application of frequency ratio, statistical index, and weight-of-evidence models and

their comparison in landslide susceptibility mapping in central Napal Himalaya, *Arabian Journal of Geosciences*, 7(2): 725-742.

Riley, S. J., S. D. DeGloria, and R. Elliot. 1999. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. Intermountain Journal of Sciences 5:1–4.

Romer, C. and Ferentinou, M. (2016). Shallow landslide susceptibility assessment in a semiarid environment-A Quaternary catchment of KwaZulu-Natal, *South Africa. Engineering Geology*, 201: 29-44.

Roustaei, S.H, Kodaeigheshlagh, L and Kodaeigheshlagh, F.(2014). Evaluation of Network Analysis (ANP) and Multi-criteria Localization Analysis in the Study of Land Landing Potential in the Damage Axis and Retention Area (Case Study: Qaleh Chay Dam), Natural Geography Research, 46(4): 495-508. (in Persian).

Rozos, D.G.; Bathrellos, D. and Skillodimou, H.D. (2011). Comparision of the implementation of rock engineering system and analytic hierarchy process methods, upon landslide susceptibility mapping, using GIS: a case study from the Eastern Achaia County of Peloponnesus, *Greece. Environmental. Earth Science*, 63: 49-63.

Samadi, M, Galali, S, Kornezadi, I, and Samadi Gheshlaghchaei, M. (2016). Investigation of morphometric indices in Chehelchay watershed in Golestan province using GIS, Scientific Journal of Promotion Geodetic Engineering and Spatial Information. 67-74. (In Persian).

Shafer, G. (1976). *A mathematical theory of evidence*, Princeton University Press, 254 P.

Sepehr, A, behniafar, A, Mohamadiyan, A and Abdolahi, A. (2013). Preparation of Landslide Susceptibility Scheme for Binalood North Slopes Based on Vicover's Aggregation Optimization Algorithm, , Journal of Quantitative geomorphology research, 2(1): 19-36. (in Persian).

Shirani, K.; Pasandi, M. and Arabameri, A. (2018). Landslide susceptibility assessment by Dempster-Shafer and Index of Entropy models, Sarkhoun basin, Southwestern Iran, *Natural Hazards*, DOI : 10.1007/s11069-018-3356-2.

Shirani, K. (2018). Evaluation of the efficiency of geomorphometric factors in increasing the accuracy of landslide susceptibility zoning maps (Case study: Dezaliya basin, Isfahan province), Journal of Geography and Environmental Planning, University of Isfahan, 29(3): 111-130. (in Persian).

Song, Y.; Gong, J.; Gao, S.; Wang, D.; Cui, T.; Li, Y. and Wei, B. (2012). Susceptibility assessment of earthquake-induced landslides using Bayesian network: a case study in Beichuan, China, *Computers & Geosciences*, 42: 189-199.

Swets, J.A. (1988). Measuring the accuracy of diagnostic systems, *Sci.*, 240: 1285-1293.

Taymori yansari, Z, Hosainzadeh, R, Kaviyan, A and Pourghasemi, H.R. (2017). RDetermination of landslide sensitive zones using Shannon entropy method (Case study: Chardandange basin - Mazandaran province), Geography and environmental hazards, (22): 183-204. (in Persian).

Terzaghi, K. (1950). *Mechanisms of Landslides*, Geotechnical Society of America, Berkeley, pp. 83-125.

Yamani, M, Maghamimoghim, g, Arabameri, A and Shirani, K. (2017). Evaluation of the new hybrid model to increase the accuracy of landslide susceptibility mapping with an emphasis on GWR (Case study: Daz Olya Basin, Isfahan Province), , Journal of Quantitative geomorphology research, 26(102): 19-40. (in Persian).

Yosefi, T.(2010). The introduction of the Operating fault of the earthquake in the area of Norabad Mamasani, Geological Survey of Iran, Geological Survey and Mineral Exploration of the Southern Region (Shiraz). (in Persian).

Vakhshoori, V. and Zare, M. (2016). Landslide susceptibility mapping by comparing weight of evidence, fuzzylogic, and frequency ratio methods, Geomatics, *Natural Hazards and Risk*, 7(5): 1731-1752. http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2016.1144655.

Van Western, C.J. (2002). *Use of weights of evidence modeling for landslide susceptibility mapping*, [lecture notes], Retriered from www. Adpe. Net/casita/casestudies, 21p.

Wan, S. and Chang, S.H. (2014). Combined Particle swarm optimization and linear discriminantanalysis for landslide image classification: Application to a case study in Taiwan Environ, *Earth Sci*, 72: 1453-1464. Doi: 10. 1007/s12665-014-3050-y.

Wang, Q.; Li, W.; Wu, Y.; Pei, Y.; Xing, M. and Yang, D. (2016). A comparative study on the landslide susceptibility mapping using evidential belief function and weight of evidence models, *J. Earth Syst. Sci.*, 125(3): 646-662.

Wood, J. (1996). Scale-based characterization of digital elevation models, In: Parker, D. *Innovations in GIS*, Tayler and Francis, London, 163-175.

Yelcin, A. (2008). GIS-based Landslide susceptibility mapping using analytical process and bivariate statistics in Ardesen(Turkey): comparisons of results and confirmations, *Catena*, 72: 1-12.

Youssef, A. M.; Pourghasemi, H. R.; EI-Haddad, B.A. and Dhahry, B.K. (2016). Landslide susceptibility maps using different probabilistic and bivariate statistical models and comparison of their performance at Wadi Itwad Basin, Asir Region, Saudi Arabia, *Bull Eng Geol Environmental*,75: 63-87.