

تعیین آستانه بارش بحرانی در وقوع زمین لغزش‌های سطحی بر اساس مدل فرایند محور (مطالعه موردی: منطقه‌ی جوانرود، استان کرمانشاه)

علی صادقی - استادیار گروه علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه فرهنگیان، تهران.
علی طالبی - دانشیار آبخیزداری، گروه منابع طبیعی، دانشگاه یزد.
پروین زارعی* - دانش آموخته دکتری ژئومورفولوژی، مهارت آموز دانشگاه فرهنگیان.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۰۴/۲۴ تأیید نهایی: ۱۴۰۰/۱۲/۲۶

چکیده

بروز پدیده زمین لغزش می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و انسانی باشد. با وجود این، نقش اساسی در شروع زمین لغزش را عمدتاً عاملی ماشه‌ای ایفا می‌کند. بارندگی، به‌عنوان متداول‌ترین عامل ماشه‌ای وقوع زمین لغزش‌ها شناخته شده است. هدف این تحقیق تعیین بارش بحرانی در وقوع لغزش‌های کم‌عمق منطقه‌ی جوانرود با استفاده از مدل فرایند محور (فیزیک پایه) Talebi 2008 می‌باشد این مدل با در نظر گرفتن پلان دامنه (همگرا، واگرا و موازی)، پروفیل طولی دامنه (محدب، مقعر، مستقیم)، هیدرولوژی زیرسطحی همراه با ویژگی‌های مکانیکی خاک، ضریب پایداری دامنه‌ها را مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌دهد. آنگاه با توجه به ضریب پایداری محاسبه شده به تعیین بارش بحرانی برای دامنه‌های مطالعاتی پرداخته می‌شود. برای دستیابی به هدف مورد نظر، ۱۲ دامنه شامل ۷ دامنه لغزشی و ۵ دامنه فاقد لغزش به عنوان نمونه مطالعاتی در منطقه جوانرود انتخاب شدند و سپس تمامی متغیرهای تحلیل پایداری شیب با استفاده از مطالعات میدانی، آزمایشگاهی و تجزیه و تحلیل توپوگرافی دامنه‌ها استخراج شد و ضریب پایداری برای هر دامنه محاسبه گردید. سپس با استفاده از روش معکوس کاهش ضریب اطمینان تا حد ناپایداری یک به تعیین بارش بحرانی برای دامنه‌های مطالعاتی پرداخته شد. نتایج حاصل از میزان ضریب پایداری به دست آمده و بارش‌های بحرانی دامنه‌های مطالعاتی حاکی از کارایی مناسب این مدل‌ها جهت تعیین بارش بحرانی می‌باشد. به طوری که در منطقه جوانرود دامنه‌های مستعد لغزش برای ناپایدار شدن، بارش بحرانی کمتری نسبت به دامنه‌های پایدار نیازمندند. مطابق محاسبات به دست آمده میزان بارش بحرانی برای دامنه‌های ناپایدار کمتر از ۵۰ میلی‌متر و برای دامنه‌های پایدار بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در روز می‌باشد.

واژگان کلیدی: زمین لغزش، بارش بحرانی، منطقه جوانرود، مدل فرایند محور.

مقدمه

لغزش به‌عنوان یکی از مخاطرات طبیعی پیش روی انسان که همواره در سراسر جهان باعث تلفات جانی و وارد آمدن خسارات سنگین مالی و اقتصادی به مناطق مسکونی می‌شود، دارای اهمیت خاصی می‌باشد. بنابراین بررسی عوامل مؤثر در ایجاد حرکت‌های توده‌ای برای برنامه‌ریزی و انجام کارهای اصولی و ارائه‌ی راه‌کارهای مدیریتی صحیح در مناطق حساس ضروری می‌نماید. بروز پدیده‌ی زمین‌لغزش می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و انسانی باشد، ولی معمولاً در شروع زمین‌لغزش تنها یک محرک خارجی یا عامل ماشه‌ای نقش محوری دارد. (سیدل^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). در ارتباط با بررسی و تعیین آستانه بارش در بحث آنالیز پایداری دامنه می‌توان گفت که آستانه‌های بارندگی می‌توانند با استفاده از مبانی تجربی (آماری) یا فیزیکی (فرایندمحور) تعریف شوند (وان^۲ و همکاران، ۲۰۰۶). در مدل‌های تجربی، از طریق مطالعه‌ی رخدادهای بارندگی که باعث زمین‌لغزش شده‌اند، آستانه‌های تجربی بارندگی تعریف می‌شوند. معمولاً برای به دست آوردن این آستانه‌ها، ویژگی‌هایی از قبیل شدت و مدت رخدادهای بارندگی که سبب زمین‌لغزش شده‌اند، مورد توجه قرار می‌گیرند. تلاش‌های بسیاری جهت تعیین حداقل شدت یا ارتفاع بارندگی موردنیاز برای شروع زمین‌لغزش توسط مدل‌های تجربی انجام شده است، از جمله برونٹی^۳ (۲۰۱۰)، جیانچینی^۴ (۲۰۱۲)، وانگ^۵ همکاران (۲۰۰۹)، سگونی^۶ و همکاران (۲۰۱۴)، لادانزا^۷ و همکاران (۲۰۱۶)، پیسیلو^۸ و همکاران (۲۰۱۸) می‌توان اشاره نمود. مدل‌های فیزیکی نیاز به اطلاعات دقیق و جامع از خصوصیات خاک و هیدرولوژی دامنه دارند. در مدل‌های فیزیکی (فرایندمحور) زمین‌لغزش، فرایندهایی از قبیل الگوهای بارش و تغییرات سطح آب زیرزمینی را به‌صورت ریاضی مدل می‌کنند و آنها را با مدل‌های نفوذ و آنالیزهای پایداری دامنه ادغام می‌کنند. (شلیر^۹ و همکاران، ۲۰۱۵). با استفاده از مدل‌های مبتنی بر فیزیک، می‌توان از ضریب ایمنی (FS) برای نشان دادن وضعیت یک دامنه استفاده کرد. در این رابطه باید گفت که لغزش زمانی اتفاق می‌افتد که تنش برشی مواد نسبت به مقاومت برشی آنها افزایش یابد، برآیند این نیروها در ارتباط با مورفولوژی دامنه و پارامترهای ژئوتکنیکی مواد، تعیین کننده نوع خاصی از لغزش است که می‌تواند اتفاق بیفتد. (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۹). هنگامی که یک دامنه پایدار است، مقدار FS بزرگ‌تر از یک است. از طرف دیگر، دامنه زمانی ناپایدار است که مقدار FS کمتر از یک باشد. در طی یک رویداد بارانی، مقدار FS دامنه باگذشت زمان کاهش می‌یابد زیرا آب باران بیشتری به محیط خاک نفوذ می‌کند. زمانی که مقدار FS به مقدار بحرانی یک برسد، دامنه ممکن است در آستانه شکست باشد؛ بنابراین، روش‌های قطعی با استفاده از مدل‌های شبیه‌سازی پایداری دامنه مبتنی بر روش‌های فیزیک پایه می‌توانند ارزیابی کمی در مورد وضعیت پایداری دامنه‌ها تحت عوامل تأثیرگذار در نظر گرفته شده در زمان شبیه‌سازی ارائه دهند. برخی از تلاش‌ها برای ایجاد آستانه‌های فیزیکی قابل اعتماد در برخی مناطق مستعد زمین‌لغزش کم‌عمق، مانند حوضه‌های آبریز آلپ ایتالیا (فراآینی^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۹، حوضه‌های آپنین مرکزی ایتالیا (آلیولی^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۴)، حوضه‌های تپه‌ای جنوب ایتالیا (گاریانو^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۹)

1. Sidle

2. van Westen

3. Bruneti

4. Giannecchini

5. Wang

6. Segoni

7. Ladanza

8. Piciullo

9. Schilir

10. Frattini

11. Alvioli

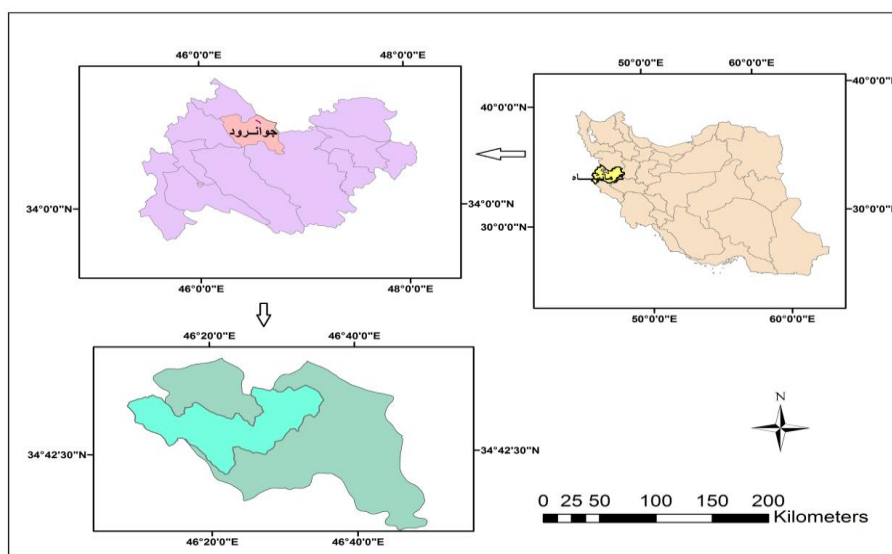
12. Gariano

پیشنهاد شد. مناطق تپه‌ای و کوهستانی غربی ایالات متحده (مایروس^۱ و همکاران، ۲۰۱۸) و مناطق چینی مستعد لغزش کم‌عمق (یانگ^۲ و همکاران، ۲۰۱۹). در سال‌های اخیر مدل‌های فرآیندمحور متنوعی توسط محققان (فورمتا^۳ و همکاران (۲۰۱۶)، کانگ^۴ و همکاران (۲۰۱۹)، وانگ^۵ و همکاران (۲۰۲۰)، وان بوت^۶ و همکاران (۲۰۲۰)، پاسالاسکو^۷ و همکاران (۲۰۲۱)، استیوان^۸ و همکاران (۲۰۲۱)) ارائه شده‌اند. اکثر این مدل‌ها از ترکیب آنالیزهای پایداری دامنه با مدل‌سازی هیدرولوژیکی و ژئومتری دامنه به وجود آمده‌اند و قابلیت ارزیابی زمین‌لغزش‌های حاصل از آن‌ها را دارند. در تحقیقات اخیر محققان بسیاری در تعیین بارش بحرانی در وقوع لغزش از مدل‌های فیزیک پایه استفاده نمودند. ماتیوریدی^۹ و همکاران (۲۰۲۱) با تعیین آستانه بارش برای وقوع لغزش با استفاده از بارش‌های مختلف نشان دادند که مناطق مختلف دارای الگوهای بارندگی متنوعی هستند. شیلرو^{۱۰} و همکاران (۲۰۱۹) با بررسی نقش شرایط اولیه خاک در مکانیزم راه‌اندازی وقوع لغزش سطحی بر اساس مدل فیزیک به این نتیجه رسیدند که خاک‌های از نوع ماسه رسی و رس، بیشتر تحت تأثیر رویداد بارندگی قرار می‌گیرند. هسو^{۱۱} و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از دو روش فیزیک پایه در وقوع زمین‌لغزش‌های کم‌عمق مبتنی بر آستانه بارندگی و روش شبیه‌سازی زمان واقعی نشان دادند که هر دو روش می‌توانند وقوع زمین‌لغزش را به طور مداوم پیش‌بینی کنند. سالواتیسی^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۸) ویژگی‌های ژئوتکنیکی و هیدرولوژیکی دامنه‌های مستعد زمین‌لغزش‌های کم‌عمق با استفاده مدل بررسی HIRESSE نمودند، نتایج و دقت پیش‌بینی حاصل از اجرای مدل از نظر زمانی و مکانی مناسب دانستند. مارین و همکاران^{۱۳} (۲۰۲۰) به بررسی آستانه‌های بارندگی بر اساس مدل‌های فیزیک پایه TRIGRS و Papa پرداختند. آستانه‌های بارندگی که با هر دو مدل تعیین شد. فرانی^{۱۴} و همکاران (۲۰۲۱) با بررسی تأثیر شدت بارندگی در پیش‌بینی و سرعت وقوع زمین‌لغزش به این نتیجه رسیدند که شدت بارندگی باعث تفاوت در عمق وقوع لغزش در هر دامنه می‌شود. طالبی و همکاران (۱۳۹۴) در یک مقاله مروری به بررسی مدل‌سازی‌های تجربی و فیزیکی زمین‌لغزش‌های ناشی از بارندگی پرداختند. جویباری و همکاران (۱۳۹۴) تأثیر خصوصیات بارش بر تغییرات مکانی و زمانی حرکت توده لغزشی منطقه توان در استان قزوین را بررسی نمودند. نتایج نشان داد که از میان ویژگی‌های مختلف بارش، بین شدت بارش و میزان حرکت توده لغزشی رابطه خوبی برقرار است. در این تحقیق سعی گردید به تعیین بارش بحرانی با استفاده از مدل فرآیندمحور Talebi2008 پرداخته شود.

۲- محدوده مورد مطالعه:

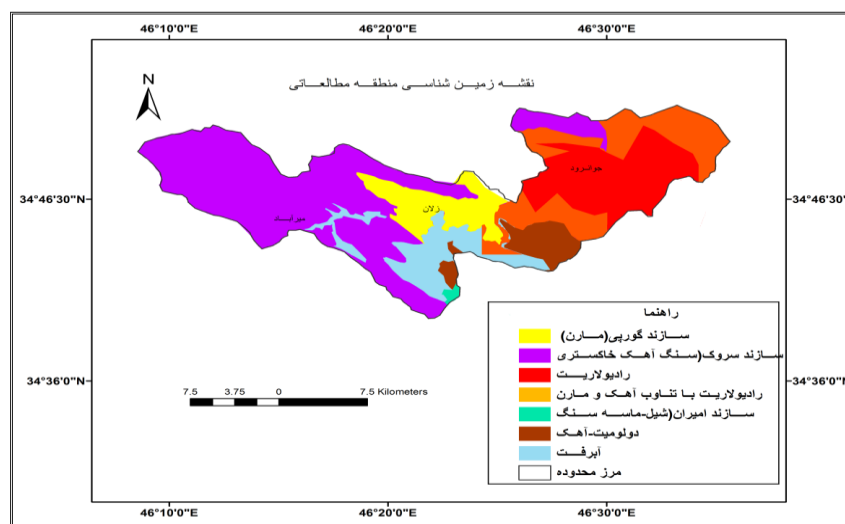
در این تحقیق با توجه به پراکنش نقاط لغزشی در حوضه‌های آبخیز منطقه جانرود شامل: زلان، ليله، بازان و صفی آباد، محدوده بین ۳۹' ۳۴" دقیقه تا ۵۶' ۳۴" عرض شمالی و ۱۰' ۴۶" تا ۳۶' ۴۶" طول شرقی از بخش شمال غرب زاگرس چین خورده مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱).

1. Mirus
2. Yang
3. Formetta
4. Kang
5. Wang
6. Van
7. Passalacqua
8. Setyawan
9. Maturidi
10. Schilirò
11. Hsu
12. Salvatici
13. Marin
14. Feranie



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی

منطقه مورد مطالعه منطقه‌ای کاملاً کوهستانی با نوسان ارتفاعی بین ۱۰۰۰ تا ۲۷۰۸ متر می‌باشد. کوه‌های به هم فشرده با دره‌های عمیق از ویژگی‌های آن می‌باشد. میانگین سالانه درجه حرارت در منطقه ۱۵/۶ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارش سالانه حدود ۶۰۰ میلی‌متر است. ساختار منطقه جانورود چین خورده است ولی به دلیل ساختمان سنگ‌شناسی متفاوت، شکل چین‌ها و ارتفاع آن‌ها بسیار متفاوت است. از این نظر کوه‌های منطقه را می‌توان به دو واحد کوه‌های برجسته و اراضی تپه‌ماهوری تقسیم کرد. کوه‌های برجسته از تناوب آهک تیره با مارن خاکستری (سازند سروک) یا از تناوب آهک‌های رسی سیاه تا خاکستری و شیل‌های سیاه (سازند گرو) ساخته شده‌اند؛ اما اراضی تپه‌ماهوری بخش میانی و شرقی حوضه را در برمی‌گیرد. جنس این اراضی در بخش میانی منطقه از سازند گورپی مشتمل بر مارن خاکستری و شیل است و در مشرق حوضه از رادیولاریت‌های کرمانشاه می‌باشد. لیتولوژی رادیولاریت‌ها شامل چرت‌های قرمز، زرد تا سبز زیتونی، شیل‌های قرمز و سبزرنگ، آهک‌های سیلسی و توده‌های آذرین بازی و فوق بازی مثل سرپانتین است. (شکل ۲). سطح این تپه‌ها یا پوشیده از جنگل تنک بلوط است و یا زیر کشت دیم قرار دارد. انطباق پراکنش لغزش‌های منطقه با نقشه‌ی زمین‌شناسی حاکی از آن است که دو سازند گورپی و رادیولاریت کرمانشاه زمینه‌ساز پدیده زمین لغزش در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شوند.



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه جانورود

۳- مواد و روش‌ها

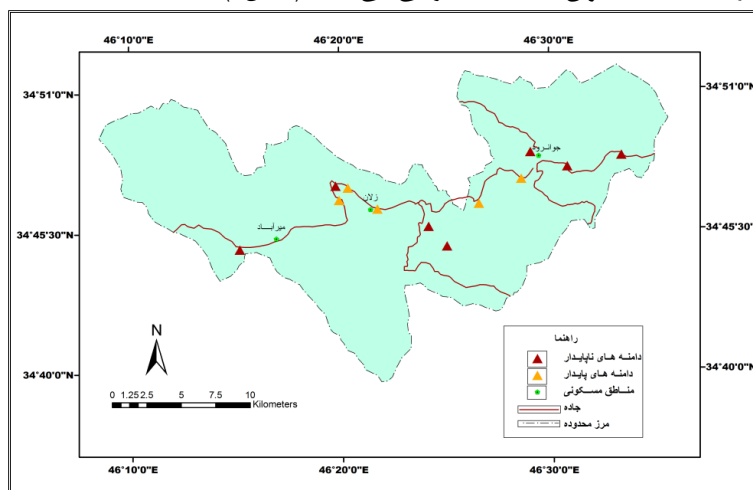
۳-۱- مواد مورد استفاده

مواد مورد استفاده در این پژوهش شامل نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه جوانرود، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، عکس‌های هوایی ۱:۵۵۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث، GPS، مدل رقومی ارتفاعی ۲۰ متر، نرم‌افزارهای Arc gis و Matlab و پارامترهای مورد آزمایش در آزمایشگاه شامل وزن مخصوص خاک خشک (γ_d) و وزن مخصوص خاک مرطوب (γ_t)، هدایت هیدرولیکی (K)، زاویه اصطکاک داخلی خاک (ϕ)، چسبندگی خاک (C) و همچنین تخلخل خاک می‌باشد.

۳-۲- روش تحقیق

این تحقیق به دو روش میدانی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. مراحل انجام تحقیق را نیز به طور خلاصه می‌توان به شرح زیر بیان نمود:

۳-۲-۱- **تهیه بانک اطلاعاتی:** اطلاعات مورد نیاز در این تحقیق ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی و مکانیک خاک دامنه‌ها در محدوده مورد مطالعه را شامل می‌شود. بنابراین برای دستیابی به این اطلاعات لازم بود تا ابتدا دامنه‌های نمونه برای اندازه‌گیری متغیرهای فوق مورد شناسایی قرار گیرند. برای این منظور نیز ابتدا نقشه پراکنش لغزش‌ها در محدوده مورد مطالعه تهیه گردید و سپس بر اساس آن، دامنه‌های نمونه برای اندازه‌گیری متغیرهای مورد نیاز انتخاب گردیده‌اند. نقشه پراکنش لغزش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی تهیه گردید. به این صورت که پس از شناسایی توده‌های لغزشی موقعیت آن‌ها به کمک GPS تعیین و سپس به نقشه پایه منطقه منتقل گردید. دامنه‌های نمونه نیز با توجه به داده‌های نقشه لغزش به تعداد ۱۲ دامنه شامل پنج دامنه پایدار (فاقد لغزش) و ۷ دامنه ناپایدار (دارای توده لغزش) شناسایی شده و برای ارجاع از شماره یک تا ۱۲ شماره‌گذاری شده‌اند. دامنه‌های شماره ۱ تا ۵ به‌عنوان دامنه‌های پایدار و دامنه‌های شماره ۶ تا ۱۲ به‌عنوان دامنه‌های لغزشی می‌باشند (شکل ۳).



شکل ۳: نقشه پراکنش دامنه‌های مطالعاتی

پس از انتخاب دامنه‌های نمونه، پارامترهای مورد نیاز به شرح زیر مورد سنجش قرار گرفته‌اند:

۳-۲-۱-۱- **ویژگی‌های مکانیکی خاک:** برای اندازه‌گیری ویژگی‌های مکانیکی خاک اقدام به نمونه‌گیری خاک از هر دامنه گردید. برای این منظور از هر دامنه حداقل مقدار ۵۰ کیلوگرم خاک برداشت شده است. نمونه خاک‌ها نیز از عمق ۷۵ سانتی‌متری تا ۱ متری برداشت شده‌اند. جهت نمونه‌برداری از خاک‌های ریزدانه از وسیله به نام (corecutter) و جهت نمونه‌برداری خاک‌های درشت‌دانه نیز از بیل استفاده شده است. خاک نمونه‌برداری شده به آزمایشگاه مکانیک خاک شهر کرمانشاه متعلق به اداره راه استان انتقال داده شده و پارامترهای مورد نیاز شامل وزن مخصوص خاک خشک (γ_d) و وزن

مخصوص خاک مرطوب (γt)، هدایت هیدرولیکی (K)، زاویه اصطکاک داخلی خاک (ϕ)، چسبندگی خاک و همچنین تخلخل خاک (C) با استفاده از آزمایش برش مستقیم تعیین گردیدند.

۲-۱-۲-۳- تعیین پارامترهای ژئومورفولوژی دامنه‌ها: جهت تعیین پارامترهای مورفولوژی و شناسایی اشکال متفاوت دامنه (پلان و پروفیل طولی دامنه‌ها) علاوه بر استفاده از نقشه توپوگرافی، مدل رقومی ارتفاعی (Dem) با قدرت تفکیک ۲۰ متر و تصاویر ماهواره‌ای، جهت افزایش دقت سعی شد که از اندازه‌گیری‌های میدانی نیز استفاده شود. به این ترتیب با بهره‌گیری از نرم‌افزار GIS، متر دستی و لیزری و همچنین شیب‌سنج، ویژگی‌های ژئومتری دامنه از قبیل شیب متوسط (beta)، عرض دامنه (W)، طول دامنه (L)، مساحت، انحنای نیمرخ دامنه (n) استخراج شد. البته جهت تعیین انحنای نیمرخ در دامنه‌های مورد بررسی از تابع دو متغیره که توسط Evans (1980) ارائه شده است، استفاده شد. بر این اساس از ۱۲ دامنه مورد بررسی ۲ دامنه محدب، ۷ دامنه صاف و ۳ دامنه مقعر بوده‌اند.

۳-۱-۲-۳- تعیین ضریب چسبندگی ریشه درختان: برای تعیین مقدار چسبندگی ریشه درختان و واردسازی تأثیر آن در مدل مورد استفاده، پس از تعیین کاربری هر دامنه (جنگل، مرتع، زیر کشت و بایر) از طبقه‌بندی ارائه شده توسط (2006,vinh,2007 kayastha) استفاده شده است. (جدول ۱)

جدول ۱: مقادیر چسبندگی ریشه برای کاربری‌های اراضی مختلف (کایاستا، ۲۰۰۶ و وین، ۲۰۰۷)

| نوع کاربری اراضی | چسبندگی ریشه (KN/m^2) |
|--------------------------------|----------------------------------|
| اراضی کشاورزی | ۱ |
| اراضی جنگلی | ۸ |
| روستاها و مناطق ساختمانی | ۰ |
| بوته‌زارها و تپه‌های فاقد پوشش | ۱ |

۴-۱-۲-۳- تعیین میزان بارش: یکی از عوامل اصلی در وقوع لغزش بارش می‌باشد. برای این منظور نیز برای هر دامنه بیشینه بارندگی ۲۴ ساعته در طی یک دوره‌ی آماری ۲۰ ساله در نظر گرفته شده است. آمار مورد استفاده مربوط به ۴ ایستگاه باران‌سنجی به نام‌های (زلان، ده رش، جوانرود و بنچله) می‌باشد. مقادیر مورد استفاده با توجه به نزدیکی نقاط لغزشی به ایستگاه‌های مذکور در نظر گرفته شده است.

۲-۲-۳- ارزیابی و اجرای مدل

مدل مورد استفاده در این تحقیق، مدل (Talebi 2008) است که در واقع مدل توسعه‌یافته‌ای از فرایند محور (مدل فیزیکی) می‌باشد که از ترکیب یک مدل ژئومتری و یک مدل هیدرولوژی (شرایط ماندگار) و تئوری پایداری شیب بی‌نهایت حاصل شده است. این مدل که توسط طالبی در سال ۲۰۰۸ ارائه شده است برای بررسی لغزش‌های سطحی در دامنه‌هایی با توپوگرافی متفاوت از نظر شکل پلان (همگرا، واگرا و موازی) و پروفیل طولی (مقعر، محدب و مستقیم) کاربرد دارد. (مدل مورد استفاده، تأثیرات مورفولوژی دامنه روی ذخیره اشباع ناشی از شکل

پلان و نیمرخ طولی را در نظر می‌گیرد Talebi

(etal,1394). برای اجرای مدل مراحل زیر طی شده است:

۱-۲-۳- تعیین هندسه (ژئومتری) دامنه

برای بررسی اثر مورفولوژی دامنه روی لغزش‌های سطحی، دامنه‌ها به صورت ترکیبی از نیمرخ دامنه (انحناء در جهت شیب) و پلان دامنه (انحناء در جهت عمود بر شیب) توصیف می‌شوند. نیمرخ انحناء مهم است چون سرعت جرمی که روی دامنه به طرف پائین حرکت می‌کند به وسیله‌ی آن کنترل می‌شود. از سوی دیگر

پلان دامنه هم مهم است، چون تعیین‌کننده همگرایی توپوگرافی بوده و روی تمرکز جریان سطحی تأثیر مهمی دارد. به‌هرحال برای توصیف شکل دامنه در اینجا یک فرم خاص از تابع دومتغیره که توسط Evans پیشنهاد شده است (رابطه زیر) مورد استفاده قرار گرفته است:

$$z(x, y) = E + H(1 - x/L)^n + \omega y^2 \quad (۱)$$

Z: در این رابطه ارتفاع، X: فاصله افقی اندازه‌گیری شده در مسیر طولی خط القعر، y: فاصله افقی از مرکز شیب در جهت عمود بر مسیر (جهت عرضی)، E: حداقل ارتفاع از سطح یک مبنای اختیاری، H: اختلاف ارتفاع تعیین شده به‌وسیله سطح L: کل طول سطح، n: پارامتر نیمرخ انحنا، ω : پارامتر شکل پلان را تعیین می‌کند و مقادیر مثبت و منفی و صفر برای آن‌ها در نظر گرفته می‌شود.

۲-۲-۳- هیدرولوژی دامنه

نقش بارش در وقوع لغزش از طریق جریان زیرسطحی معلوم می‌شود. جریان زیرسطحی تحت تأثیر پلان و نیمرخ انحنا و متوسط تخلخل مواد دامنه قرار دارد. تعریف ریاضی این فرآیند، معادله سه‌بعدی ریچارد را نتیجه می‌دهد که حل عددی آن مشکل است. یک راه برای حل این مشکل این است که با معرفی تابع حجم ذخیره زیرسطحی، دیمانسیون‌های رابطه کاهش یابد. با ترکیب معادله پیوستگی جریان و معادله دارسی در منطقه‌های شیبدار، Troch et al (2003) رابطه ۲ را جهت تعیین میزان حجم ذخیره اشباع ارائه کردند:

$$S(x) = \frac{fL}{nK_s H} \left(1 - \frac{x}{L}\right)^{1-n} NA(x) \quad (۲)$$

که در این رابطه f: تخلخل زهکشی، KS: هدایت هیدرولیکی اشباع، N: بارندگی (تغذیه) A: سطح دامنه می‌باشد. از سوی دیگر بیشینه‌ی مقداری ظرفیت اشباع یک دامنه برابر است (Fan & Bras, 1998):

$$S_c(x) = w(x)D(x)f \quad (۳)$$

که W عرض دامنه در هر نقطه از طول، D عمق خاک روی دامنه می‌باشد. حال با داشتن نسبت بین میزان ذخیره واقعی دامنه به بیشینه‌ی ظرفیت اشباع، می‌توان شاخص زیر را در هر فاصله‌ای از طول دامنه به عنوان شاخص رطوبت اشباع ارائه کرد (Talebi et al, 2008)

$$\sigma(x) = \frac{S(x)}{S_c(x)} \quad (۴)$$

همان‌طور که دیده می‌شود شاخص به دست آمده برآیندی از ویژگی‌های مورفولوژی دامنه و جریان‌های زیرسطحی را نشان می‌دهد که در محاسبات پایداری دامنه مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

۳-۲-۳- تعیین ضریب پایداری مواد در سطح دامنه

مطالعات پایداری شیب مبتنی بر محاسبه FS (برای یک شیب یا دامنه مشخص می‌باشد). FS برای دامنه‌ها به‌طور معمول برای تعادل بین تنش برشی موجود و کاهش آن به تنش برشی مجاز تعیین می‌شود. به خاطر سادگی نسبت‌های تئوری پایداری شیب، این فرضیه به‌طور گسترده در بسیاری از تحقیقات مربوط به پایداری شیب‌های طبیعی کاربرد یافته است. مدل شیب بی‌نهایت شرایطی را که جریان آب زیرزمینی موازی سطح شیب است در نظر

می گیرد. به لحاظ هندسه شیب، در مجموع پایداری می تواند صرفاً از طریق مؤلفه عمودی شیب برآورد شود. تحت این فرضیه معادله پایداری شیب به صورت زیر تعیین می گردد: (vinh,2007e, 5)

$$FS(x) = \frac{c + [(D - h(x))\gamma_m + h(x)\gamma_b] \cos^2 \beta \tan \phi}{[(D - h(x))\gamma_m + h(x)\gamma_s] \sin \beta \cos \beta} \quad \text{رابطه (۵)}$$

که در آن c : چسبندگی خاک، ϕ : زاویه اصطکاک داخلی، D : عمق پلان برش β زاویه محلی شیب، h ارتفاع آب یا فشار پیژومتری بالای این سطح s ، γ_m ، γ_b ، γ_s به ترتیب وزن ویژه توده مرطوب، اشباع و شناور هستند.

از طرفی، در یک دامنه مشخص داریم: $\sigma = S(x)/S_c(x) = h(x)/D(x)$ بنابراین: رابطه (۶)

$$FS(x) = \frac{c(x) + [(1 - \sigma(x))\gamma_m(x) + \sigma(x)\gamma_b] D(x) \cos^2 \beta(x) \tan \phi}{[(1 - \sigma(x))\gamma_m(x) + \sigma(x)\gamma_s] D(x) \sin \beta(x) \cos \beta(x)}$$

نهایتاً برای کل دامنه، ضریب پایداری با استفاده از مدل طالبی و همکاران به صورت زیر ارائه گردیده است: رابطه (۷)

$$\overline{FS} = \frac{\int_0^L \{c(x) + [(1 - \sigma(x))\gamma_m(x) + \sigma(x)\gamma_b] D(x) \cos^2 \beta(x) \tan \phi\} dx}{\int_0^L [(1 - \sigma(x))\gamma_m(x) + \sigma(x)\gamma_s] D(x) \sin \beta(x) \cos \beta(x) dx}$$

در اینجا نقش پوشش گیاهی (چسبندگی حاصل از ریشه یا C_r) از طریق همان C محاسبه می گردد.

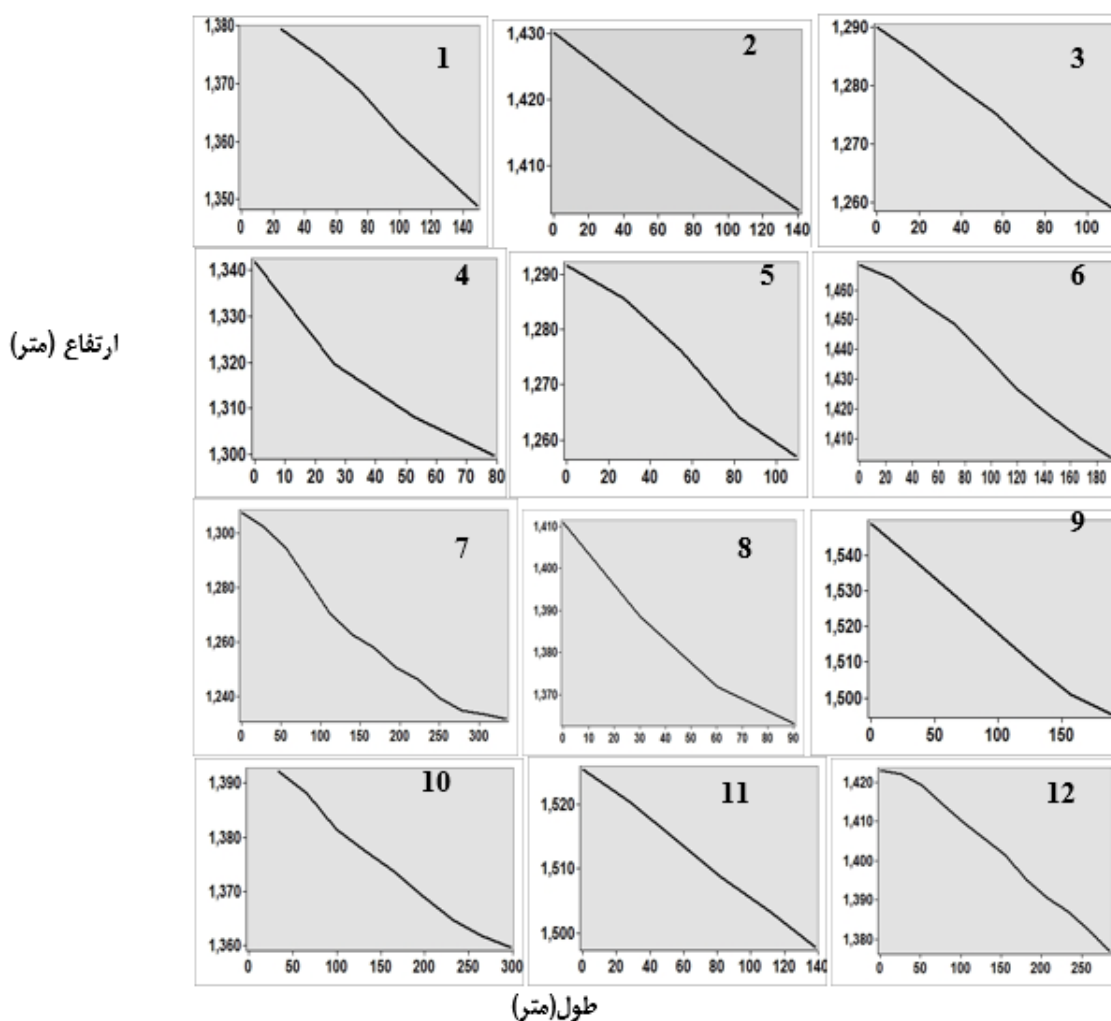
۴-۲-۲-۳- تعیین آستانه بارش بحرانی برای هر دامنه

برای تعیین آستانه بارش سعی شد که از روش معکوس کاهش FS استفاده شود. به طوری که با تغییر دادن بارش سالانه و رسیدن FS به حد ناپایداری میزان بارش بحرانی برای هر دامنه با توجه به در نظر گرفتن ویژگی های مورفولوژی و هیدرولوژی و ویژگی های مکانیک خاک متفاوت دامنه ها محاسبه گردید

۴-نتایج

۴-۱- نتایج حاصل از بررسی مورفولوژی دامنه ها

برای بررسی اثر مورفولوژی دامنه روی لغزش های سطحی، دامنه ها به صورت ترکیبی از نیمرخ دامنه (انحناء در جهت شیب) و پلان دامنه (انحناء در جهت عمود بر شیب) توصیف می شوند. بر این اساس از ۱۲ دامنه ی مورد بررسی، ۵ دامنه محدب، ۳ دامنه صاف و ۳ دامنه مقعر بوده اند (شکل ۴).



شکل ۴- پروفیل طولی دامنه‌های مطالعاتی

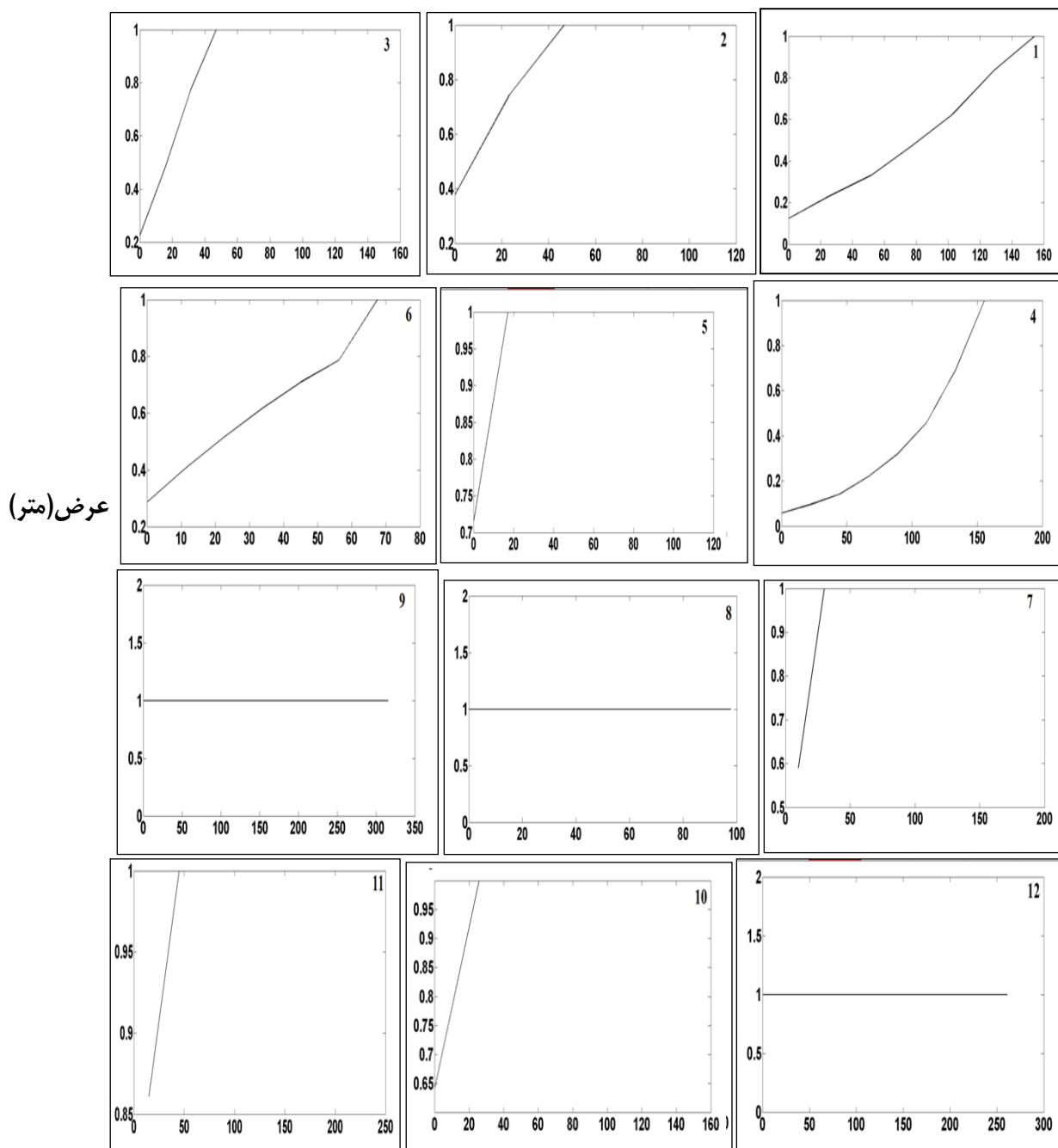
۲-۴- نتایج حاصل از بررسی هیدرولوژی دامنه‌ها

به‌طور کلی، نفوذ آب حاصل از بارندگی در دامنه سبب بالا رفتن مقدار فشار منفذی، کاهش مکش خاک و افزایش وزن واحد خاک می‌شود. این امر مقاومت برشی خاک را کاهش داده و دامنه را مستعد لغزش می‌کند. از این رو مهم‌ترین بخش در بررسی زمین لغزش، بخش هیدرولوژی آن می‌باشد. نقش بارش در وقوع لغزش از طریق جریان زیرسطحی و ذخیره اشباع نسبی دامنه آشکار می‌شود. جریان زیرسطحی تحت تأثیر پلان و نیمرخ انحنا و متوسط تخلخل مواد دامنه قرار دارد. بدین ترتیب، در واقع پس از تعیین پارامترهای مورفولوژی و مکانیکی خاک در هر دامنه، مقدار ذخیره کل و ذخیره واقعی تعیین گردید. در نهایت با توجه به نسبت محاسبه‌شده، مقادیر ذخیره اشباع نسبی برای هر دامنه محاسبه گردید (جدول ۲). همان‌طور که در نمودارهای ترسیمی دیده می‌شود، تمام دامنه‌ها رفتار هیدرولوژیکی متفاوتی از خود نشان می‌دهند. با توجه به جدول، بالاترین مقادیر ذخیره اشباع مربوط به دامنه‌های لغزشی (۸، ۹، ۱۲) با پروفیل مقعر و پلان همگرا هستند که دارای مقطع کاملاً اشباع می‌باشند. زمانی که ذخیره اشباع نسبی خاک به حد یک برسد به معنی آن است که دامنه به حد اشباع رسیده است و بعد از آن جریان سطحی صورت می‌گیرد. پایین‌ترین میزان ذخیره اشباع نیز مربوط به دامنه‌های (۱ و ۴) هست که مقدار آن‌ها کمتر از یک مترمکعب می‌باشند. این امر نشان‌دهنده‌ی پایین بودن اشباع‌شدگی

این دامنه‌ها نسبت به دامنه‌های دیگر می‌باشد. قابل ذکر است که با توجه به پروفیل طولی ترسیم شده، این دامنه‌ها دارای پروفیل محدب و ضریب پایداری بالاتر از $1/5$ می‌باشند. (شکل ۵)

جدول ۲: مقادیر متوسط ذخیره‌ی اشباع نسبی خاک

| مقادیر متوسط (مترمکعب) | شماره‌ی دامنه |
|------------------------|---------------|
| ۰/۶۶ | دامنه‌ی ۱ |
| ۱/۴ | دامنه‌ی ۲ |
| ۲/۷ | دامنه‌ی ۳ |
| ۰/۵ | دامنه‌ی ۴ |
| ۳/۲ | دامنه‌ی ۵ |
| ۰/۸۱ | دامنه‌ی ۶ |
| ۴/۲ | دامنه‌ی ۷ |
| ۷/۰۱ | دامنه‌ی ۸ |
| ۱۸/۱ | دامنه‌ی ۹ |
| ۲/۴ | دامنه‌ی ۱۰ |
| ۵/۳۳ | دامنه‌ی ۱۱ |
| ۱۰/۰۵ | دامنه‌ی ۱۲ |



شکل ۵: تغییرات ذخیره‌ی اشباع خاک در دامنه‌های مطالعاتی

۳-۴- نتایج حاصل از تعیین ضریب پایداری دامنه

پس از به دست آمدن پارامترهای موردنیاز جهت تعیین ضریب اطمینان (FS) دامنه (جدول ۳ و ۴) که شامل پارامترهای آزمایشگاهی و توپوگرافی و هیدرولوژی می‌باشد جهت تحلیل پایداری دامنه این پارامترها در مدل ذکر شده قرار داده شد و مقادیر FS برای هر دامنه در محیط نرم‌افزار Matlab محاسبه شد. پارامترهای مقاومت برشی خاک یعنی ضریب چسبندگی خاک (C) برحسب کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع و زاویه اصطکاک داخلی خاک (ϕ) بر حسب درجه در آزمایشگاه مکانیک خاک بر اساس آزمایش برش مستقیم به دست آمد. ضریب چسبندگی خاک (C) در واقع مقاومت خاکی به علت چسبندگی دانه‌ها است که حاصل از مقاومت مولکولی یعنی نیروی جاذبه‌ی الکتروشمیایی بین ذرات ریز است. چسبندگی بستگی به قطر و اندازه‌ی دانه‌ها و جنس مواد معدنی تشکیل دهنده خاک دارد. هر قدر اندازه یا قطر دانه‌ها کوچک‌تر باشد، قدرت جذب آب و در نتیجه چسبندگی ایجاد شده بیشتر است و بر عکس اگر اندازه‌ی دانه‌ها بزرگ شوند، چسبندگی تقلیل می‌یابد به طوری که در ماسه‌های خالص چسبندگی وجود ندارد. زاویه‌ی اصطکاک داخلی (ϕ)، مقاومت بین‌دانه‌ای خاک در مقابل سر خوردن دانه‌ها، مقاومت در مقابل غلتیدن بر روی یکدیگر و شکسته شدن دانه‌ها و غیره است که همگی مربوط به خاک‌های غیرچسبنده و درشت‌دانه‌ها شامل انواع ماسه و انواع شن‌ها و مانند آنها است. این عامل رابطه‌ی مستقیمی با ضریب پایداری دارد یعنی افزایش این زاویه، پایداری دامنه‌ها را در پی خواهد داشت. هدایت هیدرولیکی (k) در واقع یکی از خصوصیات هیدرودینامیک خاک‌ها است که نقش تعیین‌کننده‌ی در حرکت و انتقال آب و املاح در خاک در تخمین میزان جریان‌های زیرزمینی تحت شرایط هیدرولیکی مختلف، پایداری سازه‌های خاکی و مکانیک خاک دارد. در این تحقیق ضریب هدایت هیدرولیکی یا همان ضریب نفوذپذیری به روش (بار افتان) محاسبه شده است. میزان رطوبت در خاک بر تمامی ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی خاک از جمله نفوذپذیری، تخلخل، تورم، تراکم‌پذیری مؤثر است. هدف از این آزمایش، تعیین ضریب یا درصد وزنی رطوبت در خاک نسبت به دانه‌های خشک (به روش گرم کردن و توزین) می‌باشد. در این آزمایش به تعیین وزن مخصوص خشک و مرطوب خاک و در نهایت وزن مخصوص اشباع خاک (PS) که از پارامترهای محاسباتی برای اجرای مدل می‌باشند، پرداخته شد. تخلخل عبارت است از درصد منافذی که در خاک وجود دارد. تخلخل خاک اهمیت زیادی از لحاظ تهویه، نفوذپذیری و ظرفیت نگهداری خاک دارد. در آزمایشگاه برای اندازه‌گیری درصد تخلخل از روش محاسبه‌ی وزن مخصوص حقیقی و ظاهری ظاهری استفاده گردید. هدف از این آزمایش، تعیین نسبت وزن مخصوص بخش جامد خاک به وزن مخصوص آب می‌باشد. بیشتر مطالعات قبل و اخیر نشان دادند که از نظر پایداری علاوه بر شیب دامنه، شکل دامنه و پروفیل طولی دامنه (محدب، مقعر، مستقیم) نقش مهمی در کنترل واکنش جریان زیرسطحی دارند و واکنش دینامیکی دامنه‌ها شدیداً تحت تأثیر شکل دامنه و زاویه شیب می‌باشد. از آنجایی که فرآیندهای جریان زیرسطحی اثرات شدیدی بر پایداری دامنه‌ها دارد، بنابراین وقوع زمین لغزش به طور غیر مستقیم تحت تأثیر عوامل توپوگرافی و مورفولوژی دامنه می‌باشد (Henrich & Croizer, 2004). عامل شیب دامنه (θ) نیز از محرک‌های اصلی در ناپایداری و گسیختگی دامنه‌ها است. شیب زمین با تغییر اثر نیروی ثقل، مقاومت برشی، نیروی برشی، اصطکاک، جریان زیرسطحی آب، نفوذپذیری و زاویه استقرار مواد دامنه‌ای، حرکت‌های توده‌ای را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در یک دامنه با ویژگی‌های مشخص و ثابت، هر چه درصد شیب بیشتر شود تأثیر نیروهای مخرب افزایش می‌یابد و به تناسب آن مقدار نیروهای مقاوم‌کننده و پایدارکننده توده کاهش می‌یابد. بنابراین افزایش شیب می‌تواند باعث افزایش تنش‌های برشی و گسیختگی دامنه گردد. با توجه به تمرکز یا پراکندگی آب‌های سطحی و زیرسطحی در مناطق پرشیب، شکل دامنه تأثیر زیادی روی پایداری دامنه دارد، به طوری که رخداد حادثه‌ی لغزش به‌وسیله‌ی دو خصوصیت مهم مرتبط با توپوگرافی یعنی نیروی ثقل و عکس‌العمل هیدرولوژیکی کنترل می‌شود. این دو خصوصیت مؤثر بر جریان زیرسطحی بوده و جریان زیرسطحی نیز به شدت بر پایداری دامنه مؤثر است (Talebi, 2008). در بحث هیدرولوژی دامنه به طور کلی، نفوذ آب حاصل از بارندگی (R) در دامنه سبب بالا رفتن مقدار فشار منفذی،

کاهش مکش خاک و افزایش وزن واحد خاک می‌شود. این امر مقاومت برشی خاک را کاهش داده و دامنه را مستعد لغزش می‌کند. از این رو مهم‌ترین بخش در بررسی زمین‌لغزش، بخش هیدرولوژی آن می‌باشد. نقش بارش در وقوع لغزش از طریق جریان زیرسطحی و میزان رطوبت نسبی دامنه (W) آشکار می‌شود. بدین ترتیب، در واقع پس از تعیین پارامترهای مورفولوژی و مکانیکی خاک در هر دامنه، مقدار رطوبت نسبی تعیین گردید. تأثیر این دو عامل در شرایط کاهشی منجر به افزایش ضریب پایداری می‌شود

جدول ۳: پارامترهای موردنیاز جهت تعیین ضریب پایداری دامنه‌ها در دامنه‌های بدون لغزش

| پارامترهای مطالعاتی | دامنه ۱ | دامنه ۲ | دامنه ۳ | دامنه ۴ | دامنه ۵ |
|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------|
| چسبندگی C' (kg/cm^2) | ۰,۰۸ | ۰,۰۱ | ۰,۰۸ | ۰,۰۱ | ۰,۰۶ |
| زاویه اصطکاک داخلی ϕ' | ۳۴ | ۳۱ | ۲۹ | ۲۶ | ۳۲ |
| ضریب نفوذپذیری (cm/s) | $۴,۹۸ \times ۱۰^{-۶}$ | $۳,۱۸ \times ۱۰^{-۸}$ | $۲,۲۱ \times ۱۰^{-۹}$ | $\times ۱۰^{-۴}$ ۶,۲۶ | $۴,۳۸ \times ۱۰^{-۸}$ |
| وزن مخصوص خشک خاک (γ_d) (kg/m^3) | ۱۵۰۰ | ۱۵۳۰ | ۱۴۹۰ | ۱۸۴۰ | ۱۵۸۰ |
| وزن مخصوص مرطوب (γ_t) (kg/m^3) | ۱۷۷۰ | ۱۸۳۰ | ۱۸۰۰ | ۲۸۴۸ | ۱۸۰۰ |
| تخلخل (%) | ۰,۳۸ | ۰,۳۹ | ۰,۳۷ | ۰,۳۶ | ۰,۳۷ |
| چسبندگی ریشه (KN/M^2) | ۸ | ۱ | ۱ | ۸ | ۱ |
| حداکثر بارش ۲۴ ساعته (mm/day) | ۸۶ | ۸۶ | ۸۶ | ۸۶ | ۸۰ |
| نیمرخ انحنا (n) | ۱ | ۱,۳ | ۱,۴ | ۱,۷ | ۱,۷ |
| طول دامنه (m) | ۱۴۰ | ۱۱۰ | ۱۴۲ | ۱۸۰ | ۱۱۰ |
| عمق خاک (m) | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۱,۲ |
| شیب متوسط (%) | ۲۲ | ۱۷ | ۳۳ | ۳۴ | ۳۱ |
| ارتفاع متوسط دامنه (m) | ۱۳۶۲ | ۱۲۷۵ | ۱۴۱۲ | ۱۴۳۹ | ۱۲۷۵ |
| سازند زمین‌شناسی | رادیولاریت | گورپی | گورپی | گورپی | رادیولاریت |
| شکل پلان ω | همگرا | واگرا | همگرا | واگرا | موازی |

جدول ۴: پارامترهای مورد نیاز جهت تعیین ضریب پایداری دامنه‌ها در دامنه‌های لغزشی

| پارامترهای مطالعاتی | دامنه ۶ | دامنه ۷ | دامنه ۸ | دامنه ۹ | دامنه ۱۰ | دامنه ۱۱ | دامنه ۱۲ |
|---|----------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------------|----------------------|
| چسبندگی (kg/cm ²)C' | ۰,۰۳ | ۰,۰۴ | ۰,۰۵ | ۰ | ۰,۰۳ | ۰,۰۷ | ۰,۰۲ |
| زاویه اصطکاک داخلی | ۲۶ | ۲۸ | ۲۵ | ۲۹ | ۲۲ | ۲۳ | ۲۰ |
| ضریب نفوذپذیری (K) cm/s | $۲,۲ \times ۱۰^{-۹}$ | $\times ۱۰^{-۸}$ | $\times ۱۰^{-۹}$ | $\times ۱۰^{-۷}$ | $\times ۱۰^{-۶}$ | $۷,۱۲ \times ۱۰^{-۸}$ | $۱,۲ \times ۱۰^{-۷}$ |
| وزن مخصوص خشک خاک (γ_d) (kg/m ³) | ۱۹۰۰ | ۱۷۲۰ | ۱۶۴۰ | ۱۵۳۰ | ۱۶۰۰ | ۱۴۹۰ | ۱۵۵۰ |
| وزن مخصوص مرطوب (γ_t) (kg/m ³) | ۲۱۷۰ | ۱۹۱۰ | ۱۹۵۰ | ۱۹۰۰ | ۱۸۷۰ | ۱۷۲۰ | ۱۸۶۰ |
| تخلخل (%) | ۰,۳۷ | ۰,۳۸ | ۰,۳۷ | ۰,۳۵ | ۰,۷۵ | ۰,۳۸ | ۰,۳۸ |
| چسبندگی ریشه (KN/M ²) | ۱ | ۱ | ۱ | ۱ | ۸ | ۱ | ۰ |
| حداکثر بارش سالانه (mm/day) | ۵۰ | ۸۰ | ۸۶ | ۱۰۰ | ۱۰۰ | ۸۶ | ۸۰ |
| نیمرخ انحنا (n) | ۰,۶ | ۱ | ۰,۶ | ۰,۶ | ۱ | ۱ | ۰,۷ |
| طول دامنه (m) | ۸۰ | ۱۸۰ | ۹۰ | ۳۵۵ | ۱۴۰ | ۲۴۰ | ۲۹۰ |
| عمق خاک (m) | ۱,۱ | ۱,۲ | ۱ | ۰,۷ | ۰,۷ | ۱,۲ | ۱,۲ |
| شیب متوسط (%) | ۴۶ | ۳۷ | ۴۶ | ۳۲ | ۲۳ | ۲۳ | ۱۵ |
| ارتفاع متوسط دامنه (m) | ۱۳۲۸ | ۱۵۲۵ | ۱۳۸۵ | ۱۲۶۵ | ۱۵۱۲ | ۱۴۰۷ | ۱۳۸۵ |
| سازند زمین‌شناسی | گورپی | رادیولاریت | گورپی | رادیولاریت | گورپی | رادیولاریت | رادیولاریت |
| شکل پلان ω | واگرا | موازی | همگرا | همگرا | واگرا | واگرا | واگرا |

جدول ۵: مقدار ضریب پایداری محاسبه شده

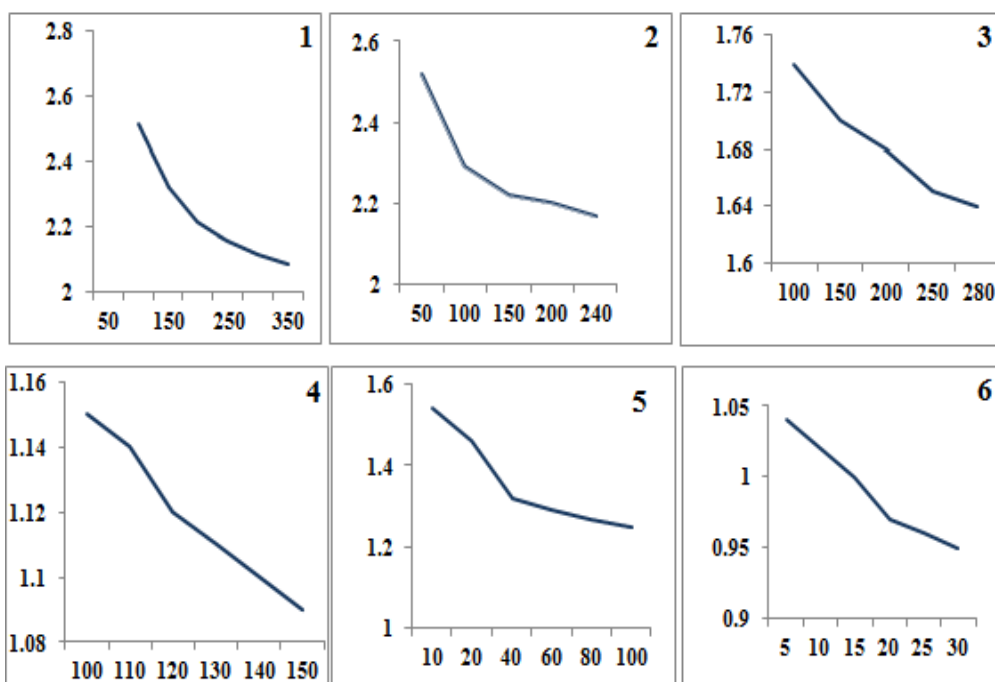
| دامنه | نوع دامنه | ضریب پایداری (Fs) |
|----------|--------------|-------------------|
| دامنه ۱ | مقعر همگرا | ۲/۳ |
| دامنه ۲ | محدب واگرا | ۲/۲۵ |
| دامنه ۳ | مستقیم همگرا | ۱/۶۴ |
| دامنه ۴ | محدب همگرا | ۱/۵۵ |
| دامنه ۵ | محدب موازی | ۱/۳۵ |
| دامنه ۶ | مقعر واگرا | ۰/۷ |
| دامنه ۷ | مستقیم موازی | ۰/۸۷ |
| دامنه ۸ | مقعر همگرا | ۰/۶۱ |
| دامنه ۹ | مقعر همگرا | ۰/۸۶ |
| دامنه ۱۰ | مستقیم واگرا | ۱/۰۴ |
| دامنه ۱۱ | محدب واگرا | ۱/۱۱ |
| دامنه ۱۲ | مستقیم واگرا | ۱/۱۴ |

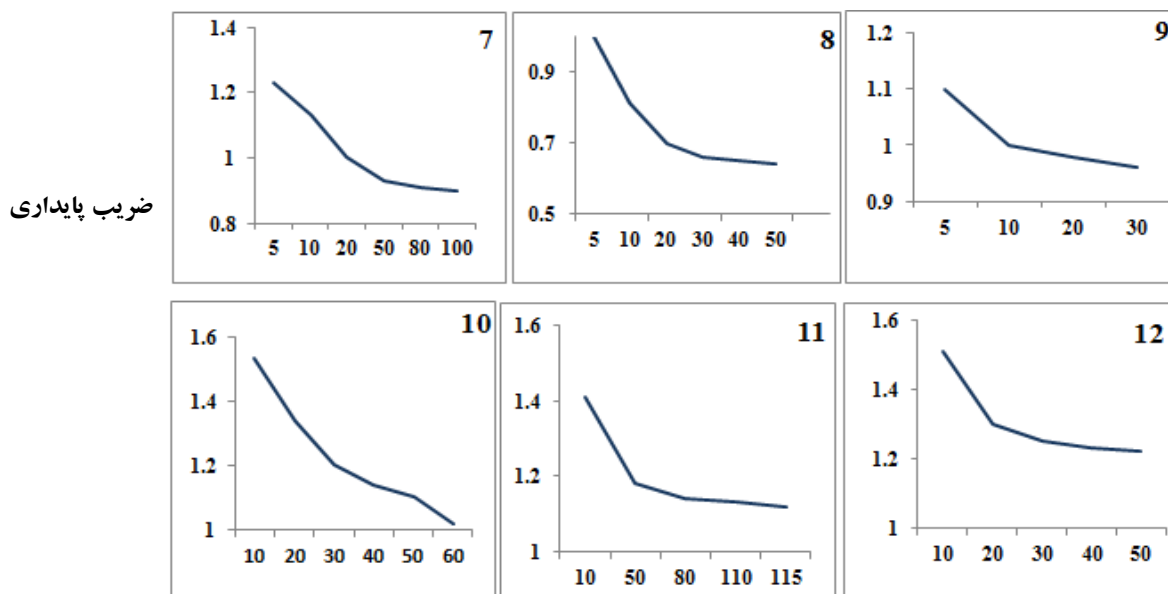
۳-۴- تعیین آستانه بارش بحرانی برای هر دامنه

نتایج حاصل از تعیین آستانه بارش بحرانی با استفاده از روش معکوس کاهش ضریب اطمینان (FS) در جدول (۶) بیان شده است. همان‌طور که در جدول مشخص است، در دامنه‌های ناپایدار میزان بارش بحرانی کمتری برای ناپایداری موردنیاز است ولی در دامنه‌های پایدار به علت پایدار بودن این دامنه‌ها حتی با رسیدن دامنه به حد اشباع، دامنه همچنان پایدار می‌باشد و این امر نشان‌دهنده پایدار بودن دامنه حتی هنگام وقوع بارش‌های فوق‌العاده سنگین (بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در روز) می‌باشد. در دامنه‌های پایدار، پایدارترین دامنه (دامنه ۱) با بالاترین ضریب پایداری به بیشترین مقدار بارش (۳۵۰ میلی‌متر در روز) برای رسیدن به حد اشباع نیاز دارد. البته با وجود رسیدن دامنه به حد اشباع، میزان ضریب پایداری همچنان بالای ۲ می‌باشد و این امر نشان‌دهنده پایدار بودن دامنه و بی‌تأثیر بودن میزان بارش در این دامنه‌ها می‌باشد اما در دامنه‌های ناپایدار که میزان ضریب پایداری آن‌ها کمتر از یک است با میزان کم بارش (معمولاً کمتر از ۵۰ میلی‌متر)، دامنه ناپایدار می‌شود. با توجه به بررسی مقادیر بارش بحرانی، در اکثر دامنه‌های پایدار مطالعاتی حتی بعد از اشباع کامل دامنه، ضریب پایداری دامنه نسبت به ضریب اطمینان اولیه چندان تغییر نمی‌کند و دامنه همچنان پایدار است. البته قابل ذکر است که در دامنه شماره (۴) که یک دامنه پایدار می‌باشد و دارای ضریب اطمینان بالای ۱/۵ می‌باشد، بعد از تأثیر بارش بحرانی ضریب اطمینان آن کاهش پیدا نموده و دامنه ناپایدار شده است. این امر می‌تواند گویای تأثیر بارش برای ناپایدار کردن چنین دامنه‌هایی باشد. در دامنه‌های ناپایدار هم میزان بارش‌های کم باعث ناپایدارتر شدن دامنه خواهد شد البته این دامنه‌ها در کل دارای ضریب پایداری کمتر از یک می‌باشند به طوری که ناپایدارترین دامنه با ضریب اطمینان ۰/۶۴ حتی با بارش ۵ میلی‌متر در روز به حد ناپایداری می‌رسد. این امر نشان‌دهنده ناپایداری بالقوه‌ی دامنه می‌باشد که حتی بارش‌های فوق‌العاده کم در منطقه می‌تواند باعث ناپایداری این دامنه شود.

جدول ۶- مقدار بارش بحرانی در دامنه‌های مطالعاتی

| دامنه | بارش بحرانی (میلی متر در روز) | به دست آمده (FS) | اولیه (FS) |
|------------|----------------------------------|------------------|------------|
| دامنه‌ی ۱ | ۳۵۰ | ۲/۰۷ | ۲/۴۶ |
| دامنه‌ی ۲ | ۲۴۰ | ۲/۱۷ | ۲/۳۲ |
| دامنه‌ی ۳ | ۲۸۰ | ۱/۶۴ | ۱/۶۴ |
| دامنه‌ی ۴ | ۱۵۰ | ۱ | ۱/۵۵ |
| دامنه‌ی ۵ | ۱۰۰ | ۱/۲۷ | ۱/۲۷ |
| دامنه‌ی ۶ | ۱۵ | ۱ | ۰/۷۹ |
| دامنه‌ی ۷ | ۲۰ | ۱ | ۰/۹۱ |
| دامنه‌ی ۸ | ۵ | ۱ | ۰/۶۴ |
| دامنه‌ی ۹ | ۱۰ | ۱ | ۰/۹۷ |
| دامنه‌ی ۱۰ | ۶۰ | ۱ | ۱/۰۳ |
| دامنه‌ی ۱۱ | ۱۰۵ | ۱/۱۴ | ۱/۱۴ |
| دامنه‌ی ۱۲ | ۵۰ | ۱/۱۶ | ۱/۱۶ |



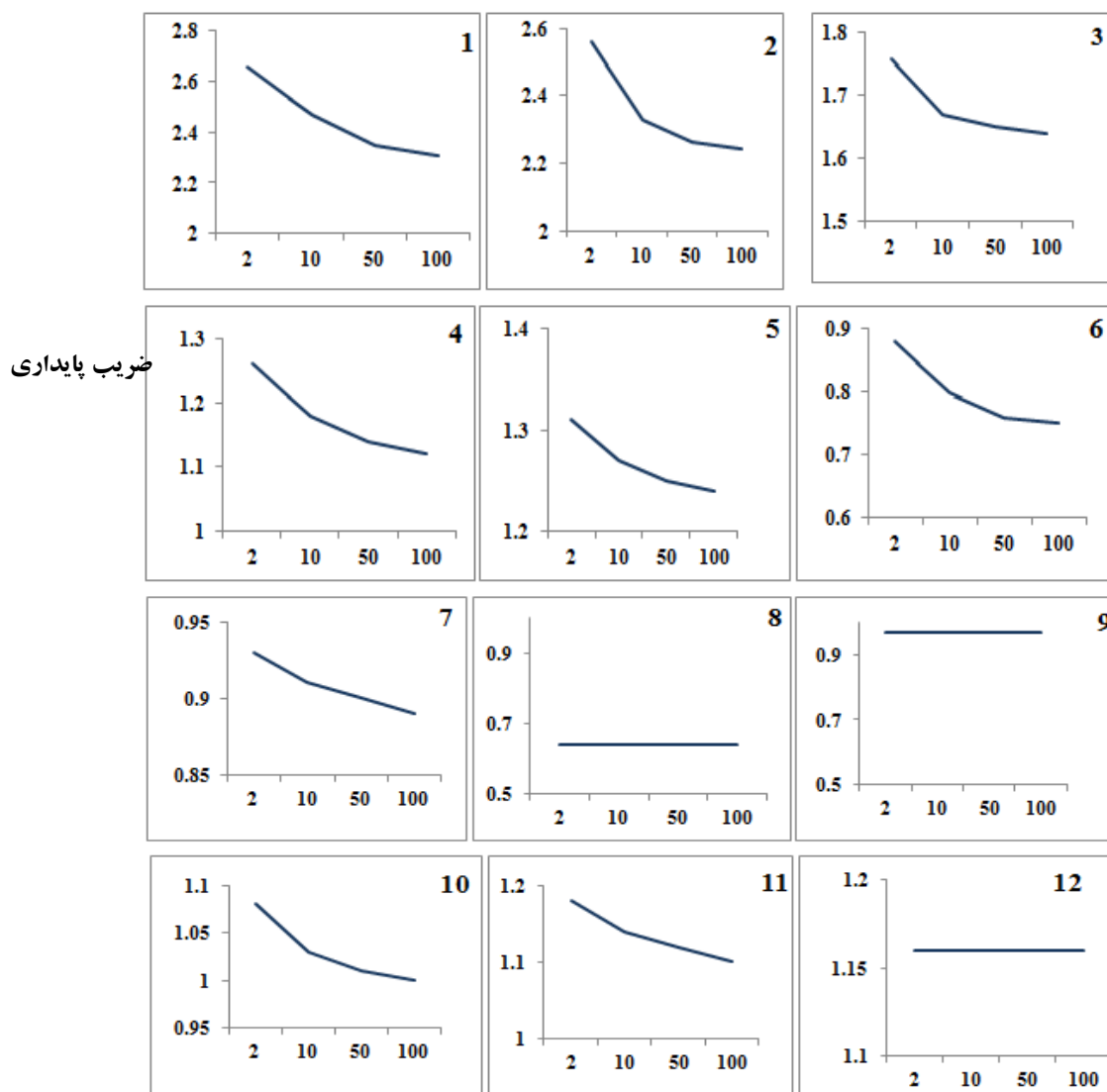


شکل ۶- نمودار بارش بحرانی دامنه‌های مطالعاتی

از آنجاکه در این بررسی میزان‌های بیشینه بارندگی ۲۴ ساعته در دوره بازگشت‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفته است ضریب پایداری هر دامنه با توجه به بیشینه بارندگی ۲۴ ساعته در دوره بازگشت‌های مختلف تعیین شده است (جدول ۷). همان‌طور که مشخص است با بیشتر شدن دوره بازگشت، میزان پایداری دامنه‌ها کاهش پیدا می‌کند، طوری که دامنه‌های (۴ و ۵) که تقریباً جزو دامنه‌های پایدار محسوب می‌شوند، با بیشتر شدن دوره بازگشت میزان ناپایداری آن‌ها کم شده و می‌توانند ناپایدار گردند. در بعضی از دامنه‌ها، تغییر میزان ناپایداری خیلی کم و در حد صدم است که این امر بیان‌کننده‌ی تأثیر کم بارش در ناپایداری دامنه‌های ذاتاً پایدار می‌باشد که حتی با افزایش دوره بازگشت و افزایش حداکثر بارش، مقدار ضریب اطمینان اولیه چندان تغییر نمی‌کند، به طوری که در دامنه‌های (۸، ۹ و ۱۲)، میزان ناپایداری در تمام دوره‌های بازگشت یکسان است. علت این امر احتمالاً به خاطر اشباع‌شدگی کامل این دامنه‌ها در طی دوره‌های بازگشت مختلف است. به طوری که این دامنه‌ها با میزان بارش کمتر از (۵۰ میلی‌متر) به حد اشباع می‌رسند و افزایش مقدار بارش در طی دوره‌های بازگشت مختلف تأثیری در وقوع ناپایداری این دامنه‌ها و تغییر ضریب اطمینان اولیه ندارد.

جدول ۷- مقادیر ضریب اطمینان (FS) در دوره‌های بازگشت مختلف در دامنه‌های مطالعاتی

| دامنه‌های پایدار | ۱۰۰ | ۵۰ | ۱۰ | ۲ |
|------------------|------|------|------|------|
| دامنه‌ی ۱ | ۲/۳۱ | ۲/۳۵ | ۲/۴۷ | ۲/۶۶ |
| دامنه‌ی ۲ | ۲/۲۴ | ۲/۲۶ | ۲/۳۳ | ۲/۵۶ |
| دامنه‌ی ۳ | ۱/۶۴ | ۱/۶۵ | ۱/۶۷ | ۱/۷۶ |
| دامنه‌ی ۴ | ۱/۱۲ | ۱/۱۴ | ۱/۱۸ | ۱/۲۶ |
| دامنه‌ی ۵ | ۱/۲۴ | ۱/۲۵ | ۱/۲۷ | ۱/۳۱ |
| دامنه‌ی ۶ | ۰/۷۵ | ۰/۷۶ | ۰/۸ | ۰/۸۸ |
| دامنه‌ی ۷ | ۰/۸۹ | ۰/۹ | ۰/۹۱ | ۰/۹۳ |
| دامنه‌ی ۸ | ۰/۶۴ | ۰/۶۴ | ۰/۶۴ | ۰/۶۴ |
| دامنه‌ی ۹ | ۰/۹۷ | ۰/۹۷ | ۰/۹۷ | ۰/۹۷ |
| دامنه‌ی ۱۰ | ۱ | ۱/۰۱ | ۱/۰۳ | ۱/۰۸ |
| دامنه‌ی ۱۱ | ۱/۱۲ | ۱/۱۲ | ۱/۱۴ | ۱/۱۹ |
| دامنه‌ی ۱۲ | ۱/۱۶ | ۱/۱۶ | ۱/۱۶ | ۱/۱۶ |



دوره بازگشت (سال)

شکل ۷: نمودار ضریب اطمینان دامنه‌های مطالعاتی در دوره‌های بازگشت متفاوت

۵- بحث و یافته‌ها

لغزش از فرایندهای مهم تغییردهنده‌ی شکل زمین در کوهستان‌ها و مناطق پرشیب می‌باشد که به دلیل تحمیل خسارات مالی و جانی وارد بر اجتماعات انسانی، به‌عنوان یکی از مسائل مهم مخاطرات محیطی از اهمیت بالایی برخوردار است. فاکتورهای طبیعی در ترکیب با تغییرات کاربری و فعالیت‌های انسانی می‌توانند شرایط کنترل‌کننده‌ی پایداری دامنه‌ها را که ممکن است در حالت تعادل حساسی باشند، به آسانی برهم زنند. از این‌رو شناخت عوامل طبیعی و نیز فعالیت‌های انسانی به‌عنوان عوامل ایجاد و تشدیدکننده‌ی لغزش‌ها و آنالیز پایداری دامنه می‌تواند کمک قابل‌توجهی به کارشناسان و متخصصان برای انتخاب و انجام روش‌های مناسب برای تثبیت و پایدارسازی دامنه‌های لغزنده بنماید. دامنه‌های زاگرس چین‌خورده در محدوده‌ی مورد مطالعه، نسبت به حرکات توده‌ای (لغزش) حساسیت دارند. وقوع لغزش‌های متعدد اعم از قدیم و جدید در این محدوده نشان‌دهنده‌ی این موضوع است. جابه‌جایی توده‌ای مواد، از قبیل لغزش از جمله فرایندهای دامنه‌ای مشکل‌آفرین در منطقه‌ی جوانرود واقع در شمال غرب زاگرس چین‌خورده است زیرا این پدیده‌ی تخریب اراضی

جنگلی، زمین‌های کشاورزی و مراتع این منطقه را به همراه داشته و برای تردد جاده‌ای نیز یک تهدید به شمار می‌رود. ویژگی‌های ذاتی محیط همانند آسیب‌پذیری سازندهای زمین‌شناسی این منطقه (گورپی و رادیولاریت)، آب‌وهوای نیمه مرطوب سرد، همراه با شکل دامنه و عوامل انسانی (تسطیح دامنه، برش جاده‌ای) در وقوع لغزش در منطقه‌ی جانورود تأثیرگذار می‌باشند. نوسان شدید دما همراه با بارش قابل توجه (۶۰۰ میلی‌متر در سال)، هوازدگی شدید لایه‌های شیلی و مارنی سازندهای گورپی، باعث تشکیل قشر ضخیم خاک و رگولیت در سطح دامنه‌های این منطقه شده است. تحت حاکمیت همین شرایط نیز جنگل بلوط به طور طبیعی در سطح آن‌ها روئیده است. از سوی دیگر، فشردگی کوه‌ها و عمق دره‌ها باعث شده است تا عمده فعالیت‌های انسانی برای مقاصد مختلف در سطح همین اراضی صورت گیرد. این اقدامات به‌خصوص توسعه‌ی کشاورزی و دامداری موجب تخریب شدید اراضی جنگلی شده است. اصولاً پوشش درختچه‌ای تنک نظیر جنگل مخروطه در صورت فراهم بودن سایر شرایط بستر مناسبی برای ناپایداری‌ها محسوب می‌شود. برای این‌که این مواد با حرکت ناگهانی به سمت پایین سرازیر شوند، نیاز به زیربری دامنه دارند که حفر عمقی بستر زهکش‌ها و دخالت انسان از طریق ایجاد تراس و احداث جاده این نقش را ایفا می‌کند. مشاهده‌ی دو توده‌ی لغزشی نسبتاً بزرگ در حاشیه‌ی شهر جانورود که پس از تسطیح دامنه برای ساخت ساز به وقوع پیوسته است، نشان‌دهنده‌ی این امر است. به علت پیچیدگی‌های مرتبط با مکانیسم وقوع لغزش و به دست آوردن نتایج دقیق سعی شد که برای بررسی این نوع لغزش‌ها که عمدتاً از نوع لغزش‌های سطحی می‌باشند، است که در تحقیق حاضر با استفاده از مدل طالبی (۲۰۰۸) این عوامل مورد توجه قرار گرفت. مدل مذکور می‌تواند لغزش‌های ایجاد شده در دامنه‌هایی با بستر متغیر و اشکال مختلف را با توجه به ویژگی‌های هیدروژئومورفولوژیک و مکانیک خاک دامنه‌ها بر اساس پارامترهای کمی و معادلات فیزیکی مورد بررسی و تحلیل قرار دهد. بر این اساس برای دستیابی به اهداف مورد نظر، ۱۲ دامنه به‌عنوان دامنه‌های نمونه انتخاب گردید که شامل ۷ دامنه‌ی ناپایدار و ۵ دامنه‌ی پایدار می‌باشد. به‌منظور اجرای مدل و به دست آوردن پارامترهای لازم برای اجرای مدل که شامل ویژگی‌های هیدروژئولوژیک، مورفولوژی و مکانیک خاک دامنه‌ها می‌باشد، از عملیات آزمایشگاهی و میدانی و محاسبات نرم‌افزاری استفاده گردید. نتایج حاکی از آن است که دامنه‌هایی که دارای ضریب پایداری بیش از ۱/۵ می‌باشند و در کلاس آسیب‌پذیری کم قرار می‌گیرند دامنه‌هایی هستند که از لحاظ ویژگی‌های ژئومکانیکی خاک دارای زاویه اصطکاک داخلی بالا می‌باشند. درشت‌دانه بودن بافت خاک این دامنه‌ها، باعث چسبندگی خیلی پایین و بالا بودن عامل زاویه اصطکاک داخلی شده است. زاویه اصطکاک داخلی این دامنه‌ها بر اساس نتایج عمدتاً بیشتر از ۳۰ درجه می‌باشد. از عوامل دیگر که باعث افزایش پایداری در این دامنه‌ها شده است می‌توان به ویژگی‌های توپوگرافی (شیب، شکل دامنه) اشاره نمود. این دامنه‌ها غالباً دارای شیب کمتر از ۳۰ درصد می‌باشند. از لحاظ شکل دامنه هم عمدتاً دارای پروفیل طولی محدب و پلان واگرا یا مستقیم می‌باشند. این امر باعث زهکشی سریع این دامنه‌ها و کاهش ذخیره اشباع نسبی خاک این دامنه‌ها شده است به طوری که با توجه به نتایج، متوسط ذخیره اشباع نسبی این دامنه‌ها نسبت به دامنه‌های ناپایدار در حد پایین‌تری می‌باشد. متوسط ذخیره اشباع نسبی این دامنه‌ها عمدتاً کمتر از یک مترمکعب می‌باشد. با توجه به نتایج مربوط به بارش بحرانی، این دامنه‌ها به علت داشتن ضریب اطمینان بالا نسبت به دامنه‌های ناپایدار مقدار بارش بحرانی بیشتری نیاز دارند به طوری که برخی از این دامنه‌ها به علت پایدار بودن و داشتن ضریب اطمینان بالا، حتی با رسیدن به حد اشباع، همچنان پایدار می‌باشند. این امر نشان‌دهنده‌ی پایدار بودن این دامنه‌ها حتی در هنگام وقوع بارش‌های فوق‌العاده سنگین (بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در روز) می‌باشد. دامنه‌های ناپایدار منطقه‌ی مطالعاتی که عمدتاً دارای ضریب پایداری کمتر از یک می‌باشند. در کلاس آسیب‌پذیری خیلی زیاد قرار می‌گیرند. این دامنه‌ها از لحاظ خصوصیات ژئومکانیکی خاک دارای زاویه اصطکاک داخلی پایین می‌باشند. زاویه اصطکاک داخلی این دامنه‌ها غالباً کمتر از ۲۹ درجه می‌باشد. این دامنه‌ها عمدتاً دارای زاویه‌ی شیب بالاتر از ۳۵ درصد می‌باشند. از لحاظ شکل دامنه، عمدتاً دارای پروفیل طولی مقعر و پلان همگرا می‌باشند که این امر باعث زهکشی آهسته‌تر این دامنه‌ها، افزایش ذخیره‌ی اشباع نسبی خاک دامنه و در نتیجه کاهش

پایداری می‌شود. به علت پایین بودن ضریب اطمینان این دامنه‌ها، مقدار بارش بحرانی این دامنه‌ها نسبت به دامنه‌های پایدار کمتر است به طوری که این مقدار کمتر از ۵۰ میلی‌متر در روز می‌باشد.

۶- نتیجه‌گیری

هدف این تحقیق تعیین بارش بحرانی در وقوع لغزش‌های کم‌عمق منطقه‌ی جوانرود با استفاده از مدل فرایند محور (فیزیک پایه) Talebi 2008 می‌باشد. نتایج حاصل از میزان ضریب پایداری به دست آمده و بارش‌های بحرانی دامنه‌های مطالعاتی حاکی از کارایی مناسب این مدل‌ها جهت تعیین بارش بحرانی می‌باشد. این مدل‌ها با توجه به اطلاعات دقیق و جامع از خصوصیات خاک و هیدرولوژی دامنه، فرایندهایی از قبیل الگوهای بارش و تغییرات سطح آب زیرزمینی را به صورت ریاضی مدل می‌کنند و آن‌ها را با مدل‌های نفوذ و آنالیزهای پایداری دامنه ادغام می‌کنند. به همین علت قادر به برآورد مقدار بارندگی مورد نیاز برای وقوع لغزش‌های مورد انتظار می‌باشند. به طور کلی در مقایسه با تحقیقات پیشین که تاثیر پارامتر بارش در وقوع زمین لغزش‌های منطقه مطالعاتی را با استفاده از مدل‌های تجربی و تهیه نقشه پتانسل وقوع لغزش مورد توجه قرار داده بودند، در این تحقیق سعی گردید که آستانه بارش با استفاده از مدل‌های کمی فیزیک پایه در دوره‌های بازگشت مختلف با توجه به تغییرات ضریب پایداری دامنه‌های مطالعاتی بررسی و تعیین گردد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی بارش بحرانی در منطقه می‌توان گفت که میزان بارش بحرانی برای دامنه‌های منطقه‌ی مطالعاتی وابسته به میزان پایداری دامنه می‌باشد. میزان پایداری دامنه هم تحت تاثیر ویژگی‌ها و عوامل مورفولوژیک، هیدرولوژیک و مکانیک خاک دامنه‌ها می‌باشد. در نتیجه، دامنه‌هایی که دارای ضریب اطمینان پایین می‌باشند، مقدار بارش بحرانی برای راه‌اندازی لغزش در این دامنه‌ها کمتر از دامنه‌های پایدار می‌باشد. به طوری که مطابق محاسبات به دست آمده میزان بارش بحرانی برای دامنه‌های ناپایدار کمتر از ۵۰ میلی‌متر ز برای دامنه‌های پایدار بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در روز می‌باشد. همچنین با توجه به محاسبه‌ی ضریب اطمینان در دوره‌های بازگشت متفاوت، می‌توان گفت که با بیشتر شدن دوره‌ی بازگشت، میزان پایداری دامنه‌ها کاهش پیدا می‌کند به طوری که در برخی از دامنه‌های ناپایدار با بیشتر شدن دوره‌ی بازگشت میزان ناپایداری آن‌ها کم شده و می‌توانند ناپایدار گردند.

منابع

- اسفندیاری، ف.، رحیمی، م.، نویدفر، ا.، مهرورز، ا.، ۱۳۹۹. ارزیابی حساسیت زمین لغزش با استفاده از روش‌های شبکه عصبی مصنوعی و الگوریتم ماشین بردار پشتیبان (مطالعه موردی: جاده‌ی حیران - استان اردبیل، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال نهم، شماره ۳، صص ۱۸-۳۳)
- زارعی، پ.، طالبی، ع.، علایی طالقانی، م.، ۱۳۹۴. بررسی علل وقوع لغزش‌های سطحی در منطقه جوانرود با استفاده از مدل فرایند محور، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال چهارم، شماره ۲، صص: ۱۳۸-۱۵۳
- طالبی، ع.، نفرزادگان، ع.، ملکی نژاد، ح.، ۱۳۸۸. مروری بر مدل سازی تجربی و فیزیکی زمین لغزش‌های ناشی از بارندگی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، صص: ۶۴-۴۵
- جویباری، ج.، کاویان، ع.، مصفايي، ج.، ۱۳۹۴. تاثیر خصوصیات بارش بر تغییرات مکانی و زمانی حرکت توده لغزشی منطقه توان در استان قزوین، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۶، صص: ۷۵-۸۶
- Alvioli, M.; Guzzetti, F.; Rossi, M., 2014. Scaling properties of rainfall induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology*, 213, pp. 38-47.
- Brunetti, M. T, Peruccacci, S. Rossi, M. Guzzetti, F., 2010. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 447-458.
- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., 2006, Rainfall and Landslides in December 2004 in Southwestern Umbria, Italy, *J Nat Haz Earth Sys Sci* 6, pp. 237-260

- Feranie a, S., Khoiriyah T. M., Jabbar, F.D. E, Tohari A., 2021. *The Effect of Rainfall Intensity to Landslide Run-out Prediction and Velocity: A Parametric Study on Landslide Zones in West JAVA-INDONESIA*, *Journal of Southwest JIAOTONG University.*, 56 (3), DOI : 10.35741/issn.0258-2724.56.3.45
- Formetta, G., Capparelli, G., and Versace, P., 2016. *Evaluating performance of simplified physically based models for shallow landslide susceptibility*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, pp.4585–4603, <https://doi.org/10.5194/hess-20-4585-2016>
- Frattini, P.; Crosta, G.; Soso, R., 2009. *Approaches for defining thresholds and return periods for rainfall-triggered shallow landslides*. *Hydrol. Process.*, 23, pp.1444–1460.
- Kayastha, P., 2006. *Slope stability analysis using GIS on a regional scale*. Master thesis in *Physical Land Resources*, Vrije Universiteit Brussel, pp.98.
- Kang, K., Ponomarev, A., Zerkal, O., Huang, S., & Lin, Q. ,2019. *Shallow Landslide Susceptibility Mapping in Sochi Ski-Jump Area Using GIS and Numerical Modelling*. *ISPRS Int. J. Geo Inf.*, 8, pp.148
- Iadanza C, Trigila A, Napolitano F., 2016. *Identification and characterization of rainfall events responsible for triggering of debris flows and shallow landslides*. *J Hydrol* ,541, pp.230–245
- Gariano, S.L.; Sarkar, R.; Dikshit, A.; Dorji, K.; Brunetti, M.T.; Peruccacci, S.; Melillo, M., 2019. *Automatic calculation of rainfall thresholds for landslide occurrence in Chukha Dzongkhag, Bhutan*. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 78, pp.4325–4332.
- Giannecchini, R., 2006. *Relationship between Rainfall and Shallow Landslides in the Southern Apuan Alps (Italy)*, *J Nat Hazards Earth Syst Sci* 6, pp. 357-364
- Hennrich, K.; M.J Crozier. 2004. *A hillslope hydrology approach for catchment-scale slope stability analysis*. *Earth Surface Process. Landforms* 29, pp.599-610. DOI 10.1002/esp.1054
- Hsu, YC., Chang, YL., Chang, CH. et al. ,2018. *Physical-based rainfall-triggered shallow landslide forecasting*. *Smart Water*, 3, DOI: <https://doi.org/10.1186/s40713-018-001-8>
- Martelloni, G., Segoni, S., Fanti, R., Catani, F., 2012. *Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale*. *Landslides*, 9, pp.485–495.
- Marin , R., Alvaro Mattos, J., Marin-Londono, J., 2020. *Physically-based definition of rainfall thresholds for shallow landslides in a tropical mountain watershed of the Colombian Andes*, *13th International Symposium on Landslides* , *Landslides: Risk Assessment and Management*
- Mirus, B.B.; Becker, R.E.; Baum, R.L.; Smith, J.B., 2018. *Integrating real-time subsurface hydrologic monitoring with empirical rainfall thresholds to improve landslide early warning*. *Landslides*, 15, pp. 1909–1919
- Maturidi, A. M., Kasim, N., Abu Taib, K., Wan Azahar, W. N. A., 2021. *Rainfall-Induced Landslide Thresholds Development by Considering Different Rainfall Parameters: A Review*. *Journal of Ecological Engineering*, 22(10), pp. 85-97. <https://doi.org/10.12911/22998993/142183>
- Passalacqua, R.V., Bovolenta, R., Federici, B., & Balestrero, D. ,2016. *A Physical Model to Assess Landslide Susceptibility on Large Areas: Recent Developments and Next Improvements*. *Procedia Engineering*, 158, 487-492.
- Peres, D.J.; Cancelliere, A. (2016). *Estimating return period of landslide triggering by Monte Carlo simulation*. *J. Hydrol.*, 541, pp. 256–271.
- Piciullo L, Calvello M, Cepeda JM., 2018. *Territorial early warning systems for rainfall-induced landslides*. *Earth-Sci Rev* 179: pp. 228–247
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L., and Michael, J. A., 2006. *Modeling regional initiation of rainfall- induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy*, *Landslides*, 3, 181–194,
- Salvatici, T., Tofani, V., Rossi, G., D'Ambrosio, M., et al., 2018. *Application of a physically*

- based model to forecast shallow landslides at a regional scale, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, pp. 1919–1935, <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1919-2018>.
- Salciarini D, Tamagnini C., 2015. Physical based rainfall thresholds for shallow landslide initiation at regional scales. *Eng Geol Soc Territ* 2: pp.1041–1044
 - Schilirò L, Esposito C, Mugnozza GS. ,2015. Evaluation of shallow landslide triggering scenarios through a physical-based approach: an example of application in the southern Messina area (North-Eastern Sicily, Italy). *Nat Hazards Earth Syst Sci* 3: pp.2975–3022
 - Segoni S, Rosi A, Rossi G, Catani F, Casagli N., 2014. Analyzing the relationship between rainfalls and landslides to define a mosaic of triggering thresholds for regional-scale warning systems. *Nat Hazards Earth Syst Sci* ,14, pp.2637–2648
 - Sidle, R. C., and H. Ochiai., 2006. *Landslides: Processes, Prediction, and Land Use, Water Resour. Monogr. Ser.*, vol. 18, AGU, Washington, D. C.
 - Schilirò, L. Poueme Djueyep, G., Esposito, C., Scarascia Mugnozza, G., 2019. *The Role of Initial Soil Conditions in Shallow Landslide Triggering: Insights from Physically Based Approaches, Geofluids*, :14 pages, <https://doi.org/10.1155/2019/2453786>
 - Setyawan, A., Alina, A., Suprpto, D., Gernowo, R., et al. ,2021. Analysis slope stability based on physical properties in Cepoko Village, Indonesia, *Cogent Engineerin*, 8:1, DOI: 10.1080/233119.2021.1940637
 - Talebi, A., Troch, P. A., Uijlenhoet, R., 2008. A steady-state analytical hillslope stability model for complex hillslopes. *Hydrol. Process*, Vol. 22, pp.546-553.
 - Van den Bout, B., Lombardo, L., Chiyang, M., van Westen, C. J., & Jetten, V. (2021). Physically-based catchment-scale prediction of slope failure volume and geometry. *Engineering geology*, 284, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105942>
 - Wang, S., Zhang, K., van Beek, L. P. H., Tian, X., & Bogaard, T. A., 2020. Physically-based landslide prediction over a large region: Scaling low-resolution hydrological model results for high-resolution slope stability assessment. *Environmental Modelling and Software*, 124, <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104607>
 - Wang WD, Xie CM, Du XG. ,2009. Landslides susceptibility mapping based on geographical information system, GuiZhou, South-West China. *Environ Geol* 58(1), pp.33–43
 - Yang, Z.; Cai, H.; Shao, W.; Huang, D.; Uchimura, T.; Lei, X.; Tian, H.; Qiao, J. ,2019 .
 - Clarifying the hydrological mechanisms and thresholds for rainfall-induced landslide: In situ monitoring of big data to unsaturated slope stability analysis. *Bull. Eng. Geol. Environ*, 78, pp.2139–2150.