

## پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش حوزه‌های آبخیز با استفاده از ترکیب دو مدل TOPMODEL و SINMAP

تورج سبزواری<sup>۱\*</sup> و علی طالبی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشیار، گروه مهندسی عمران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان، استهبان، ایران و <sup>۲</sup>استاد، دانشکده منابع طبیعی و کویرشناسی، دانشگاه یزد

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۱۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۱۵

### چکیده

در بسیاری از پروژه‌های مهندسی عمران مانند شهرسازی، جاده‌سازی و سدسازی قبل از طراحی و اجرا، باید موضوع لغزش دامنه‌های منطقه به‌خصوص در شرایط بارندگی شدید که ممکن است خسارات مالی و جانی به همراه داشته باشد، مورد بررسی قرار گیرد. TOPMODEL یک مدل زیرسطحی است که برای تخمین رواناب سطحی و جریان زیرسطحی حوزه‌های آبخیز بر اساس مکانیسم دانی-بلاک به‌کار گرفته می‌شود. این مدل، قابلیت تشخیص نقاط اشباع حوضه و تخمین کمبود رطوبت خاک کلیه نقاط حوضه می‌باشد. بین پارامتر اشباع پذیری دامنه‌ها که یک پارامتر کلیدی در مدل‌های لغزش به حساب می‌آید و کمبود رطوبت خاک ارتباطی وجود دارد که در این پژوهش ارتباط بین دو مدل زمین لغزش SINMAP و TOPMODEL و پارامترهای آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. برای این منظور، از اطلاعات حوضه کوهستانی سد ایلام واقع در جنوب شرقی استان ایلام استفاده شد. اطلاعات ده دامنه از منطقه، جهت محاسبه لغزش برداشت شد و با استفاده از GIS نقشه‌های کمبود رطوبت خاک و ایندکس اشباع پذیری دامنه‌ها بر اساس TOPMODEL و در نهایت، نقشه‌های ضریب پایداری بر اساس مدل SINMAP برای منطقه محاسبه شد. دامنه‌های شماره ۳، ۴ و ۵ طبق مدل به‌ترتیب شبه پایدار، احتمال پایداری کمتر از ۵۰ درصد و احتمال پایداری بیشتر از ۵۰ درصد محاسبه شدند و در طبیعت، این دامنه‌ها ناپایداری نشان داده‌اند. دامنه‌های ۸، ۹ و ۱۰ که در طبیعت از پوشش گیاهی درختان بلوط بهره می‌برند و پایدار هستند، طبق مدل، این سه دامنه نیز پایدار هستند.

**واژه‌های کلیدی:** پایداری، جریان زیرسطحی، رواناب سطحی، سد ایلام، مکانیسم دانی-بلاک

### مقدمه

لغزش شونند (van Westen و Soeters، ۱۹۹۶؛ Chau و همکاران، ۲۰۰۴؛ Peart و همکاران، ۲۰۰۵؛ Garfi و همکاران، ۲۰۰۷). راهبرد مطالعه زمین‌لغزش شامل شناخت فرایند، تجزیه و تحلیل خطر و پیش‌بینی خطر زمین‌لغزش در آینده برای کاهش پیشرفت و خسارات ناشی از آن است (Talebi و Izaddoust، ۲۰۱۱).

در سال‌های اخیر، بررسی‌های گسترده‌ای در خصوص علل و عوامل مؤثر بر زمین‌لغزش‌ها، مدل‌سازی و پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش در داخل و خارج از کشور صورت گرفته است. عوامل متعددی مانند شرایط توپوگرافی، آب و هوا و هوازگی بر پایداری یک شیب تأثیر گذاشته، می‌توانند باعث ایجاد

گرفت، یعنی همان مفهوم عدم قطعیت که به‌صورت طبقات نسبی خطر زمین لغزش ارائه می‌شود (Memarian و Safdari، ۲۰۰۹).

Wawer و Nowocien (۲۰۰۳)، با استفاده از مدل SINMAP به بررسی زمین لغزش‌ها در منطقه مرتفع فلات لسی در شرق لهستان پرداختند. نتایج نشان داد که در این مدل، می‌توان با مقادیر عددی تخمینی و تعریف محدوده‌ای از ارزش‌ها برای پارامترهای واسنجی به نتایج نسبتاً قابل قبولی رسید. Deb و El-Kadi (۲۰۰۹)، در بررسی ۲۲۶ نقطه لغزشی با استفاده از مدل SINMAP در هاوایی، کارایی مدل را در بررسی مناطق خطر زمین لغزش تأیید کردند، ولی بر این نکته تأکید داشتند که نتایج به‌دست آمده بایستی با بررسی‌های ژئوتکنیکی تکمیل شود. Terhorst و Kreja (۲۰۰۹)، توانستند مدل SINMAP را با موفقیت برای پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در منطقه مسکونی در کشور آلمان به‌کار بگیرند. Talebi و Izaddoust (۲۰۱۱)، از مدل SINMAP در تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش حوضه سد ایلام استفاده کرده، نتایج نشان از دقت بالای مدل در پیش‌بینی محدوده خطرناک بوده است. Memarian و همکاران (۲۰۱۲)، در بررسی تحلیل پایداری شیب در حوضه لانگات مالزی از مدل SINMAP استفاده کرده، لایه‌های شاخص پایداری و شاخص اشباع خاک را به‌عنوان دو متغیر تأثیرگذار بر شبیه‌سازی کاربری اراضی وارد مدل مارکوف کرده‌اند. TOPMODE، یک مدل هیدرولوژیکی است که هدف آن نشان دادن تأثیر ناهمگونی حوضه به‌ویژه توپوگرافی بر پاسخ هیدرولوژیکی حوضه است. این مدل ابتدا به‌وسیله Beven و همکاران (۱۹۹۵) توصیف و به یک رویکرد فزاینده و معروف در طیف وسیعی از مقالات تبدیل شده است. به‌عنوان مثال، این مدل در تحقیقات Beven و Kirkby (۱۹۷۹)، Beven و همکاران (۱۹۸۴)، Hornberger و همکاران (۱۹۸۵)، Beven و همکاران (۱۹۸۶)، Wood و همکاران (۱۹۸۸)، Wolock و همکاران (۱۹۸۹)، Famiglietti و Wood (۱۹۹۰)، Quinn و همکاران (۱۹۹۰)، Robson و همکاران (۱۹۹۲) و Quinn و Beven (۱۹۹۳) مورد استفاده قرار گرفته است. در این مدل

امروزه برای پیش‌بینی زمین‌لغزش‌ها از روش‌های مختلفی از جمله روش‌های آماری، روش‌های توصیفی و روش‌های فرایند محور استفاده می‌شود که در ایران، بیشتر مطالعات صورت گرفته، بر اساس روش‌های آماری و توصیفی است. Ahmadi و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از روش توصیفی در بررسی حرکت‌های توده‌ای در حوزه آبخیز طالقان دریافتند که گسل و روراندگی‌ها جهت دامنه‌ها را تحت تأثیر قرار داده است؛ به‌طوری‌که سولیفلکسیون‌ها به‌جای دامنه شمالی، در دامنه‌های جنوبی اتفاق می‌افتند.

Zhou و همکاران (۲۰۰۲) رابطه مکانی و عوامل مؤثر بر آن‌ها را برای دستیابی به الگوی مکانی زمین لغزش‌ها و عوامل مؤثر در جزیره لانتوا بررسی کردند و نتیجه گرفتند که بیشتر لغزش‌ها در شیب‌های ۴۰-۲۵ درجه اراضی مرتعی لخت و مناطق نزدیک به گسل‌های جزیره رخ داده‌اند. Avanzi و همکاران (۲۰۰۴) طی بررسی تأثیر عوامل زمین‌شناسی بر وقوع لغزش‌های کم عمق منطقه کوهستانی آپونا واقع در شمال غربی توسکانی ایتالیا بیان کردند که سنگ‌شناسی بستر و نفوذ ناپذیری، عوامل مهمی در وقوع زمین لغزش‌ها بوده‌اند. مدل پهنه‌بندی آماری بیشتر مبتنی بر تراکم زمین‌لغزش‌ها در واحد سطح بوده، برای به‌دست آوردن نتایجی صحیح‌تر از آن‌ها بایستی لایه‌های محاسباتی بیشتری را در مدل وارد کرد؛ اما مدل‌های دترمینیستیک یا قطعی مانند SINMAP بر پایه محاسبات عددی بوده، پارامترهای فیزیکی نسبتاً دقیقی را در مدل دخیل می‌کنند (Memarian و Safdari، ۲۰۰۹) یکی از ویژگی‌های بارز مدل نرم‌افزاری SINMAP این است که محاسبات بر پایه یک شبکه سلولی انجام می‌گیرد. در واقع، این مدل تلفیقی است از یک مدل هیدرولوژیکی و یک مدل فیزیکی پایداری شیب که نتایج آن زمانی که در ارتباط و مقایسه با سایر مدل‌های مشابه برای محاسبه شاخص پایداری قرار می‌گیرد، می‌تواند نتایج مفیدی برای استفاده محققین در بر داشته باشد. ولی آنچه این مدل را متمایز می‌کند، این است که در SINMAP نیازی به تعریف عددی دقیق پارامترهای اقلیم و خاک نیست. بلکه می‌توان دامنه‌ای از ارزش‌ها را برای این پارامترها در نظر

خاک است. توزیع رطوبت در دامنه‌ها یکسان نیست. بر اساس مکانیسم دانی-بلاک، منطقه اشباع به‌طور معمول در پایین دست دامنه‌ها در نزدیکی نهرها تشکیل می‌شود. منطقه اشباع دامنه‌ها در مکانیسم دانی-بلاک تعیین‌کننده جریان زیرسطحی است. میزان رطوبت اولیه خاک و تغییرات مکانی ذخیره رطوبت خاک در طول دامنه‌ها در ایجاد رواناب سطحی و زیرسطحی مؤثر است.

TOPMODEL قابلیت محاسبه پارامتر کمبود رطوبت خاک (SMD) در نقاط مختلف حوضه را دارد و می‌تواند توزیع مکانی رطوبت خاک را در نظر بگیرد (Beven و همکاران، ۱۹۹۵). مهم‌ترین هدف این تحقیق، ارتباط بین دو مدل اشباع‌پذیری دامنه‌های حوضه آبخیز TOPMODEL و مدل لغزش دامنه‌ها SINMAP است تا بتوان با تعیین میان اشباع بودن دامنه ضریب پایداری را برآورد کرد.

**معرفی TOPMODEL:** این مدل، یک مدل بارندگی رواناب است که برای تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی حوضه‌های آبخیز به کار می‌رود و برای اولین بار به‌وسیله Beven و Kirkby (۱۹۷۹) ارائه شده است. این مدل، بر اساس شاخص توپوگرافی به پیش‌بینی میزان کمبود رطوبت خاک در سطح حوضه می‌پردازد و همچنین، نقاطی از حوضه را که به اشباع می‌رسند را مشخص می‌کند. در مکانیسم رواناب دانی-بلاک رواناب سطحی در سطحی از حوضه که اشباع است، در جریان خواهد بود و رواناب زیرسطحی از منطقه غیر اشباع خاک در جریان است که در نهایت وارد منطقه اشباع سطحی می‌شود و کل رواناب سطحی و زیرسطحی وارد نهر می‌شود. در این مکانیسم، این جریان زیرسطحی است که اشباع‌پذیری نقاط حوضه را مشخص می‌کند و خاک عملاً از زیر اشباع می‌شود.

در این شرایط، استفاده از TOPMODEL باری تخمین نقاط اشباع از بارندگی از سطح حوضه برای تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی حائز اهمیت است. شکل ۱، یک دامنه از حوضه با سطح زهکشی ویژه بالادست ( $a = \frac{A}{b}$ ) را نشان می‌دهد که در آن،  $A$  سطح زهکشی بالادست،  $b$  عرض جریان و  $\tan\beta$  شیب محلی دامنه است.

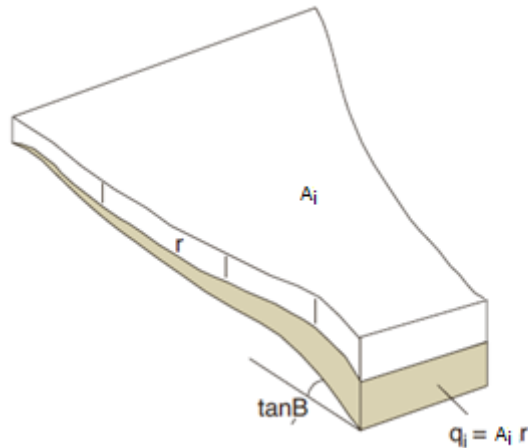
نیمه توزیعی که برای مدل‌سازی جریان زیرسطحی حوضه‌های آبخیز استفاده می‌شود، پاسخ حوضه آبخیز به بارندگی بر اساس یک نظریه ساده ناشی از شباهت هیدرولوژیکی نقاط در سطح حوضه با توجه به شاخص توپوگرافی (topographic index) به‌عنوان شاخص شباهت هیدرولوژیکی پیش‌بینی می‌شود. توپوگرافی به‌طور گسترده‌ای به‌عنوان یک متغیر مهم در مدل‌سازی هیدرولوژیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد. زیرا، تاثیرات عمده‌ای بر فرایندهای هیدرولوژیکی در حوضه داشته، اطلاعات توزیع مکانی به راحتی قابل دسترسی هستند (Moore و همکاران، ۱۹۹۱). در TOPMODEL از شاخص رطوبتی برای نشان دادن ناهمگونی توپوگرافی استفاده شده و قابلیت توزیع مکانی را داراست (Beven و Kirkby، ۱۹۷۹؛ Quinn و Beven، ۱۹۹۳). این شاخص، به شکل حوضه و انحنای حوضه ارتباط داشته و نشان‌دهنده تمایل جریان به تجمع (a) و حرکت آن در راستای شیب پایین‌دست (b) به‌وسیله نیروی ثقل است و به‌صورت

$$\lambda = Ln \left[ \frac{a}{\tan(\beta)} \right]$$

تعریف می‌شود (Beven و Kirkby، ۱۹۷۹). در شیب‌های زیاد، خصوصاً در

مناطق کوهستانی و مناطق واقع در بالادست حوضه آبخیز مقدار  $a$  کم بوده، لذا موجب کاهش مقادیر شاخص توپوگرافی می‌شود. در مقابل، مقادیر بالای این شاخص در مناطقی مانند مناطق دشتی و کف بستر رودخانه‌ها رخ می‌دهد که دارای بیشترین مقدار  $a$  و کمترین مقدار شیب است. امروزه تعدادی از پروژه‌های مدل‌سازی هیدرولوژیکی با استفاده از مفاهیم TOPMODEL در سراسر اروپا و آمریکای شمالی و استرالیا انجام می‌شود (Moore و همکاران، ۱۹۸۶؛ Oloughlin و همکاران، ۱۹۸۶).

TOPMODEL، در بسیاری از شبیه‌سازی بارش-رواناب حوضه‌ها مورد استفاده قرار گرفته، نتایج خوبی به‌دست آمده است (Beven و Kirkby، ۱۹۷۹؛ Beven و Wood، ۱۹۸۳؛ Beven و همکاران، ۱۹۸۴؛ Ambroise و همکاران، ۱۹۹۶). مفاهیم هیدرولوژیکی TOPMODEL بر اساس فرایندهای اشباع خاک هستند. یکی از پارامترهای مؤثر بر میزان رواناب سطحی و زیرسطحی حوضه‌های آبخیز میزان رطوبت



شکل ۱- شکل یک دامنه با زهکشی بالادست تحت یک تغذیه آب بارندگی

که در آن،  $\lambda = \ln\left(\frac{a}{s}\right)$  است که به شاخص توپوگرافی مشهور است. شاخص توپوگرافی با معلوم بودن لایه‌های  $a$  و  $s$  در GIS برای هر پیکسل حوزه قابل محاسبه است. مقدار شاخص کمبود رطوبت خاک متوسط ( $\bar{D}$ ) حوزه که بر اساس معادلات بیلان در سطح حوزه نیز قابل محاسبه است از رابطه (۳) محاسبه می‌شود (Beven, ۲۰۰۱).

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \int -m \ln\left(\frac{ra}{T_0 s}\right) = -m \ln r + m \ln \bar{T}_0 - m \bar{\lambda} \quad (3)$$

که در آن،  $\bar{\lambda}$  مقدار متوسط  $\lambda$  در سطح حوزه و  $\ln \bar{T}_0$  متوسط  $\ln T_0$  در حوزه است که به وسیله GIS قابل محاسبه است.

اگر روابط (۲) و (۳) با هم ترکیب شوند، در نهایت، مقدار کمبود رطوبت در هر نقطه از حوزه از رابطه (۴) محاسبه می‌شود (Beven, ۲۰۰۱).

$$D_i = \bar{D} - m(\lambda - \bar{\lambda}) = \bar{D} - m \left[ \ln\left(\frac{a(i)}{s(i)}\right) - \bar{\lambda} \right] \quad (4)$$

از رابطه (۴) مقدار  $\ln\left(\frac{a(i)}{s(i)}\right)$  در هر نقطه از حوزه مشخص می‌باشد، لذا با معلوم بودن مقدار  $\bar{D}$  مقدار  $D_i$  در هر نقطه محاسبه می‌شود. بر اساس نقشه DEM حوزه و نرم‌افزار Arc GIS لایه سطح زهکشی ویژه بالادست (a) به صورت شکل ۲ است.

شکل ۳، لایه مربوط به  $\lambda = \ln\left(\frac{a}{s}\right)$  را نشان می‌دهد. بر اساس شکل ۳، مقدار  $\lambda$  و  $\bar{\lambda}$  (متوسط  $\lambda$  در کل سطح حوزه) برای هر نقطه حوزه قابل محاسبه است. به طور مثال، برای حوزه Spawn Creek اگر مقادیر

در هر نقطه در طول دامنه، مقدار سطح زهکشی ویژه بالادست (Specific catchment area) قابل محاسبه است. مقدار  $a = \frac{A}{b}$  به سطح زهکشی ویژه بالادست (Specific catchment area) مشهور است. مقدار کمبود رطوبت خاک تا حالت اشباع در هر نقطه از دامنه نسبت به بالادست از رابطه (۱) محاسبه می‌شود (Beven و Kirkby, ۱۹۷۹).

$$D_i = -m \ln \frac{r a_i}{T_0 s_i} \quad (1)$$

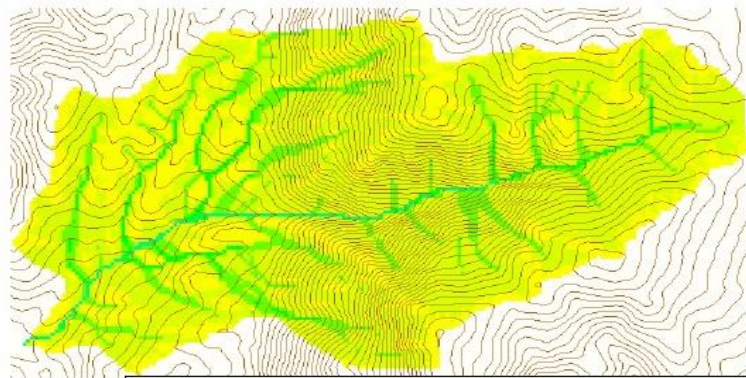
که در آن،  $r$  مقدار شدت تغذیه بارندگی به داخل خاک ( $\text{ms}^{-1}$ )،  $a_i$  مقدار سطح زهکشی ویژه نقطه  $i$  در دامنه ( $m$ )،  $s = \tan \beta_i$  شیب محلی در نقطه  $i$ ،  $T_0 = \frac{k}{f}$  ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع خاک ( $\text{ms}^{-1}$ )،  $f$  عامل کاهش خاک (decay factor).

$m = \frac{\theta_e}{f}$  در نقطه  $i$  مقدار کمبود رطوبت خاک تا حالت اشباع ( $m$ ) در نقطه  $i$  در طول دامنه است. امروزه با پیشرفت نرم‌افزارهای سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) محاسبه پارامترهای توپوگرافی در سطح حوزه‌ها و در بعد دامنه‌ها بسیار راحت شده است. با معلوم بودن نقشه مدل رقومی ارتفاع (DEM) حوزه، به راحتی می‌توان در هر پیکسل، سطح زهکشی ویژه ( $a$ ) را محاسبه کرد. مقدار شیب محلی ( $S_i$ ) نیز بر اساس DEM در هر پیکسل، مشخص است (Gallant و Hutchinson, ۲۰۱۱). رابطه (۱) را می‌توان به صورت رابطه (۲) ساده کرد (Beven, ۲۰۰۱).

$$D_i = -m \ln r + m \ln(T_0) - m \quad (2)$$

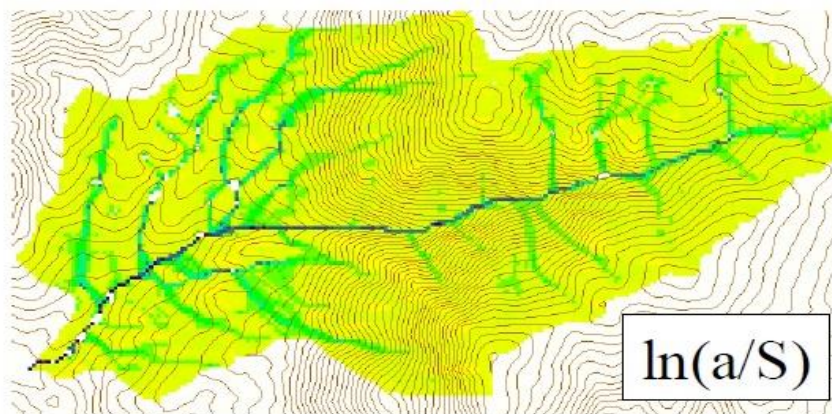
باشد، نشان دهنده این است که آن منطقه به حالت اشباع نزدیک تر است. به طور مثال، در شکل ۴، نقاطی از حوضه که شیب آن‌ها صفر است (Flat) زود اشباع شده‌اند. به تجربه ثابت شده است که معمولا منطقه اشباع از اطراف شبکه آبراهه‌ها شروع می‌شود و به سمت بالادست گسترش می‌یابد.

برای شدت تغذیه بارندگی  $k_0 = 10 \frac{m}{hr}$  ،  $f = 5$  و  $\theta_e = 2$  باشد، مقدار  $\bar{D}$  طبق رابطه (۳)،  $\bar{D} = 0.092 m$  می‌باشد. مقدار پارامتر کمبود رطوبت خاک در هر پیکسل از حوضه بر اساس رابطه (۴) و نقشه شکل ۳ مقدار  $\bar{\lambda} = 6.90$  مطابق شکل ۴ است. بر اساس شکل ۴، هر چقدر مقدار  $D_i$  به صفر نزدیک

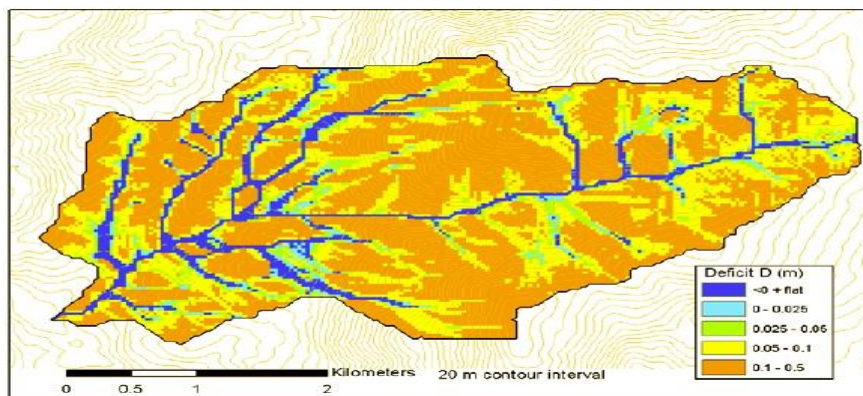


Specific Catchment Area, a

شکل ۲- لایه سطح زهکشی ویژه بالادست حوضه (Tarboton, ۲۰۰۳)



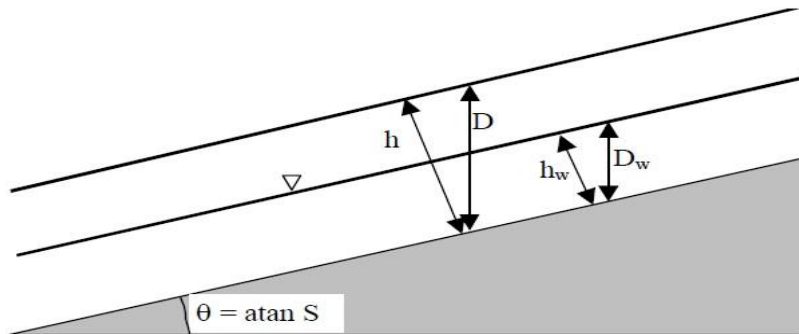
شکل ۳- لایه مربوط به پارامتر  $\lambda$  (Tarboton, ۲۰۰۳)



شکل ۴- لایه کمبود رطوبت خاک در سطح حوضه (Tarboton, ۲۰۰۳)

خاک  $D$ ، عمق جریان زیر سطحی  $D_w$  است. مقادیر عمق خاک و جریان مطابق شکل ۵، در جهت عمود بر کف به ترتیب  $h$  و  $h_w$  است.

مدل پایداری دامنه‌های حوضه (مدل SINMAP): شکل ۵، یک دامنه شیب‌دار را نمایش می‌دهد که جریان زیرسطحی داخل دامنه در جریان است و عمق



شکل ۵- یک دامنه شیب دار با جریان آب زیر سطحی (Pack و Goodwin, ۲۰۱۲)

لغزش کم می‌شود و دامنه ممکن است، دچار لغزش شود.

ارتباط مدل لغزش SINMAP و TOPMODEL در

مدل پایداری، ایندکس اشباع‌پذیری  $\delta = \frac{ra}{T \sin \theta}$  می‌باشد که در آن  $T = KD$  است. همان‌طور که قبلاً در معرفی TOPMODEL گفته شد، در این روش، مقدار  $T_0 = \frac{K_0}{f}$  است، لذا، اگر رابطه (۷) به صورت زیر نوشته شود.

$$\delta_i = \frac{ra_i}{\frac{K_0}{f} D \sin \theta_i} = \frac{ra_i}{\frac{K_0}{f} D \tan \theta_i \cos \theta_i} = \frac{ra_i}{\frac{K_0}{f} D \cdot S \cdot \cos \theta_i} \quad (8)$$

رابطه (۸) به صورت رابطه (۹) تبدیل می‌شود.

$$\delta_i = \left( \frac{ra_i}{T_0 S} \right) \left( \frac{1}{f \cos \theta_i} \right) \quad (9)$$

بر اساس رابطه (۱) از TOPMODEL و رابطه (۹) از SINMAP، رابطه (۱۰) نتیجه خواهد شد.

$$\delta_i = \exp\left(\frac{-D_i}{m}\right) \left( \frac{1}{f \cos \theta_i} \right) = \frac{\exp\left(\frac{-D_i}{m}\right)}{f \cos \theta_i} \quad (10)$$

رابطه (۱۰) ارتباط بین دو پارامتر کمبود رطوبت خاک ( $D_i$ ) از مدل TOPMODEL و مقدار ایندکس اشباع‌پذیری ( $\delta_i$ ) از مدل SINMAP را نشان می‌دهد. همان‌طور که قبلاً توضیح داده شد، مقدار  $D_i$  به وسیله GIS برای کلیه نقاط حوضه طبق روابط (۲) و (۴) قابل محاسبه است. بر اساس رابطه (۱۰) می‌توان ایندکس اشباع‌پذیری ( $\delta_i$ ) را برای کلیه نقاط حوضه مشخص کرد. مقدار  $\theta_i = \tan^{-1}(S_i)$  که در آن  $S_i$  مقدار شیب در هر نقطه در سطح حوضه است. بر

در مدل SINMAP، مقدار ضریب اطمینان لایه خاک در مقابل لغزش که عبارتست از نیروی پایدارساز به نیروی ناپایدار کننده به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود (Pack و Goodwin, ۲۰۱۲).

در آن،  $C_r$  ضریب چسبندگی حاصل از ریشه گیاهان  $\left(\frac{N}{m^2}\right)$ ،  $C_s$  چسبندگی خاک  $\left(\frac{N}{m^2}\right)$ ، زاویه شیب دامنه،  $\rho_s$  جرم مخصوص خاک مرطوب  $\left(\frac{kg}{m^3}\right)$ ، عمق خاک،  $\varphi$  زاویه اصطکاک داخلی خاک،  $\gamma_s$  وزن مخصوص خاک و  $\gamma_w$  وزن مخصوص آب است. مقدار  $h_w = D_w \cos \theta$ ،  $h = D \cos \theta$  در نظر گرفته شود، رابطه (۵) به صورت زیر ساده می‌شود (Pack و Goodwin, ۲۰۱۲).

$$FS = \frac{C + \cos \theta \left[ 1 - \delta \frac{\rho_w}{\rho_s} \right] \tan \varphi}{\sin \theta} \quad (6)$$

که در آن،  $C = \frac{C_r + C_s}{\gamma_s g}$  و  $\delta$  ایندکس اشباع‌پذیری است. مقدار  $\delta$  از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$\delta = \min\left(\frac{ra}{T \sin \theta}, 1\right) \quad (7)$$

که در آن،  $T = K_0 D$  است. اگر مقدار  $\delta = \frac{ra}{T \sin \theta}$  از مقدار عددی یک بیشتر باشد مقدار  $\delta = 1$  در نظر گرفته می‌شود، چون بیشینه مقدار  $\delta = 1$  است، در این شرایط،  $D = D_w$  می‌شود و عمق آب جریان زیرسطحی بیشینه، به مقدار عمق خاک می‌تواند برسد. به طور کلی، با افزایش رطوبت خاک، مقدار فشار آب منفذی افزایش می‌یابد و نیروی مقاوم در مقابل نیروی

مزبور از شمال، به ارتفاعات سورگه و شهرک سرطاف، از غرب به ارتفاعات گچان، از جنوب غرب به کوه انجیر و از جنوب به روستای کلوند برخورد می‌کند. مهمترین مناطق مسکونی در منطقه اما، شهرک مهر، چاویز، شال کبود و چشم کبود می‌باشد. منطقه مورد نظر، دارای کمینه و بیشینه ارتفاع ۹۴۰ و ۲۱۷۷ متر از سطح دریا با شیب متوسط وزنی ۳۰/۴ درصد است. بارش‌های منطقه حوضه سد ایلام از دو سامانه مدیترانه‌ای و سودانی متأثر می‌شود. بیشتر بارش‌ها از اوایل پاییز تا اواسط بهار اتفاق می‌افتند و متوسط بارندگی ۷۹ میلی‌متر است. در منطقه، ۱۰ دامنه مطابق با جدول ۲ انتخاب شده است که برخی از دامنه‌ها دچار لغزش شده و بعضی پایدار هستند.

اساس رابطه (۶) اگر مقادیر پارامترهای  $\phi$ ،  $\rho_s$  و  $C$  برای کلیه پیکسل‌های حوضه به صورت لایه‌هایی جداگانه موجود باشد، می‌توان با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS بر اساس روابط (۶) و (۱۰) مقادیر ضریب پایداری لغزش ( $F_s$ ) را برای کلیه نقاط دامنه محاسبه کرد. طبقه پایداری در مدل SINMAP به صورت جدول ۱ است.

**طرح مطالعاتی:** منطقه مورد مطالعه، یک حوضه کوهستانی به نام حوضه سد ایلام واقع در جنوب شرقی استان ایلام می‌باشد که دارای مساحت ۱۸۳۶۰ هکتار است که از لحاظ جغرافیایی بین عرض‌های شمالی ۳۳° ۲۳' ۴۲" و ۳۳° ۳۷' ۰۲" و عرض‌های شرقی ۴۶° ۲۰' ۱۷" تا ۴۶° ۳۱' ۵۶" است. حوضه

جدول ۱- طبقه پایداری در مدل SINMAP (Pack و Goodwin, ۲۰۱۲)

طبقه	شرایط	حالت پیش‌بینی شده
۱	$F_s > 1/5$	منطقه پایدار
۲	$1/5 > F_s > 1/25$	منطقه با پایداری متوسط
۳	$1/25 > F_s > 1$	منطقه شبه پایدار
۴	$1 > F_s > 0/5$	منطقه پایین تر از سطح آستانه
۵	$0/5 > F_s > 0$	منطقه بالاتر از سطح آستانه
۶	$F_s < 0$	منطقه حفاظت شده

جدول ۲- مشخصات دامنه‌های طرح مطالعاتی

دامنه‌ها	موقعیت جغرافیایی		شیب متوسط (%)	نوع دامنه	سازندها	مجاورت به عوامل طبیعی و جاده
	طول جغرافیایی (شرقی)	عرض جغرافیایی (شمالی)				
L <sub>1</sub>	۴۶° ۲۶' ۴۳"	۳۳° ۲۶' ۵۹"	۷/۸۹	محدب	زمین لغزش فسیل	جاده و رودخانه
L <sub>2</sub>	۴۶° ۲۶' ۵۶"	۳۳° ۲۶' ۴۷"	۷/۶۸	صاف	زمین لغزش فسیل	جاده و رودخانه
L <sub>3</sub>	۴۶° ۲۸' ۳۶"	۳۳° ۳۲' ۱۴"	۱۵/۹۷	محدب	گورپی	جاده
L <sub>4</sub>	۴۶° ۲۷' ۵۴"	۳۳° ۳۲' ۱۶"	۱۵/۴۹	محدب	گورپی	جاده
L <sub>5</sub>	۴۶° ۲۶' ۳۷"	۳۳° ۳۲' ۱۸"	۵۴/۴۶	صاف	گورپی	رودخانه
L <sub>6</sub>	۴۶° ۲۶' ۵۶"	۳۳° ۳۲' ۵۷"	۱۰/۳۵	صاف	گورپی	رودخانه
L <sub>7</sub>	۴۶° ۲۷' ۳/۶"	۳۳° ۳۳' ۰/۸"	۹/۲۳	مقعر	گورپی	جاده
L <sub>8</sub>	۴۶° ۲۵' ۵۳"	۳۳° ۲۶' ۴۳"	۲۳/۲۵	محدب	زمین لغزش فسیل	نه جاده و نه رودخانه
L <sub>9</sub>	۴۶° ۲۷' ۵۸"	۳۳° ۳۱' ۵۸"	۲۱/۸	مقعر	سورگه	جاده
L <sub>10</sub>	۴۶° ۲۷' ۰/۸"	۳۳° ۳۲' ۰/۵"	۱۹/۳۵	صاف	سورگه	جاده



جدول ۳- مشخصات دامنه‌های  $L_5$  تا  $L_1$ 

$L_5$	$L_4$	$L_3$	$L_2$	$L_1$	نام دامنه	پارامترهای مورد استفاده در نرم‌افزار
۷/۶۳	۹/۳۴	۷/۶۳	۷/۲۰	۸/۵۰	$K (mday^{-1})$	هدایت هیدرولیکی عمودی
۲	۲	۲۶۵	۲	۲	$d (m)$	عمق خاک
۲۰۰۰	۱۹۵۰	۱۹۹۰	۲۰۳۰	۱۹۸۰	$\rho_s (kgm^{-3})$	وزن مخصوص خاک مرطوب
۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	$\rho_w (kgm^{-3})$	وزن مخصوص آب
۱۷۳۰	۱۷۴۵	۱۷۱۵	۱۸۱۰	۱۷۷۰	$\rho_d (kgm^{-3})$	وزن مخصوص خاک خشک
۵۴/۴۶	۱۵/۴۹	۱۵/۹۷	۷/۶۸	۷/۸۹	$\theta (\%)$	زاویه شیب
۲۴	۱۵/۵۰	۱۹	۲۴	۱۸	$\varphi (^\circ)$	زاویه اصطکاک داخلی خاک
.	.	.	.	.	$c_r (Nm^{-2})$	ضریب چسبندگی ریشه
۹۸۱	۹۸۱	.	۴۹۰۵	۴۹۰۵	$c_s (Nm^{-2})$	ضریب چسبندگی خاک
۶۰	۶۰	۶۰	۵۷/۳۶	۵۷/۳۶	$R (mmday^{-1})$	متوسط بارندگی
۲۶۲۹۵	۴۳۷۵/۴۰	۴۶۸۹/۴۰	۴۳۶۳/۸۰	۸۴۹۴/۸۰	$a (m^2)$	سطح بالادست دامنه
۲۸۱/۸۹	۸۱/۱۷۴	۵۰/۲۸۲	۱۱۶/۴۵	۱۶۹/۳۵	$b (m)$	عرض خروجی دامنه
۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	$h (m)$	ارتفاع آب بالا دست دامنه
۱/۹۱	۱/۷۰	۱/۱۹۰	۲	۲	$f (\%)$	تخلخل زهکشی
۱۳۰	۸۰	۱۰۰	۴۰	۵۰	$L (m)$	طول دامنه
۵	۴	۵	۲	۲	$(m)$	فواصل طبقات

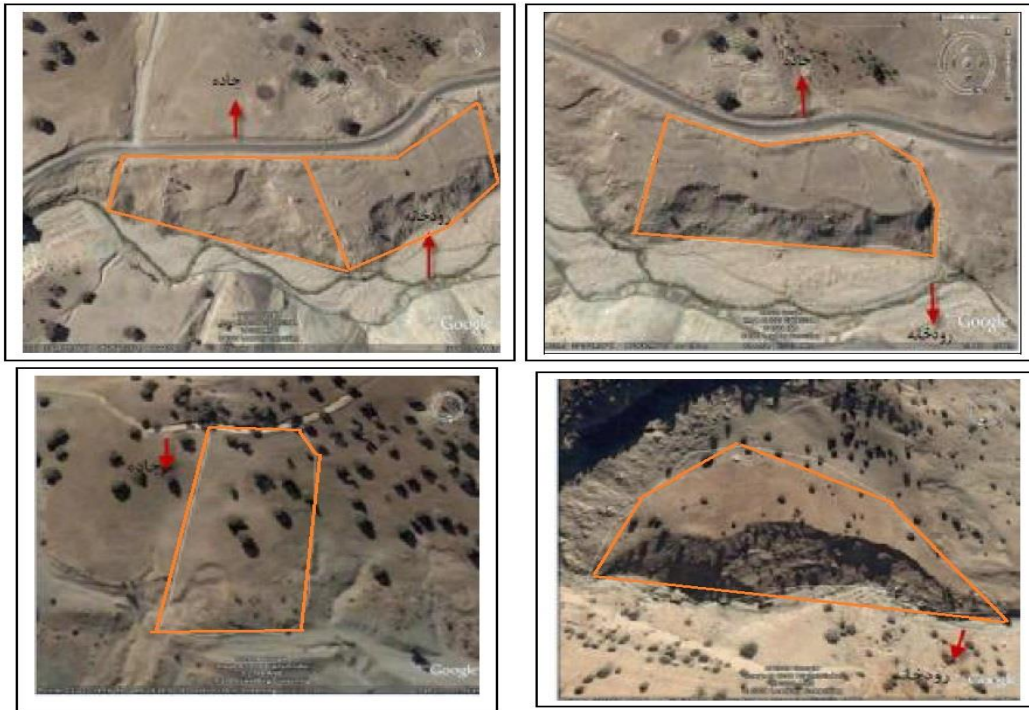
جدول ۴- مشخصات دامنه‌های  $L_{10}$  تا  $L_6$ 

$L_{10}$	$L_9$	$L_8$	$L_7$	$L_6$	نام دامنه	پارامترهای مورد استفاده در نرم‌افزار
۲۱/۵۰	۲۰/۵۸	۲۰/۵۸	۹/۳۰	۷/۸۰	$K (mday^{-1})$	هدایت هیدرولیکی
۲	۲	۲	۲	۲	$d (m)$	عمق خاک
۱۸۸۰	۱۸۷۰	۱۸۳۰	۲۰۱۵	۲۰۳۰	$\rho_s (kgm^{-3})$	وزن مخصوص خاک مرطوب
۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	$\rho_w (kgm^{-3})$	وزن مخصوص آب
۱۳۹۰	۱۳۲۰	۱۳۶۰	۱۷۹۰	۱۸۱۰	$\rho_d (kgm^{-3})$	وزن مخصوص خاک خشک
۱۹/۳۵	۲۱/۸۰	۲۳/۲۵	۹/۲۳	۱۰/۳۵	$\theta (\%)$	زاویه شیب
۲۳	۲۱	۲۳	۱۹	۲۲	$\varphi (^\circ)$	زاویه اصطکاک داخلی خاک
۸۰۰۰	۸۰۰۰	۸۰۰۰	.	.	$c_r (Nm^{-2})$	ضریب چسبندگی ریشه
۱۳۷۳۴	۳۱۳۹۲	۱۵۶۹۶	۳۹۲۴	۳۹۲۴	$c_s (Nm^{-2})$	ضریب چسبندگی خاک
۶۷/۵۷	۶۷/۵۷	۵۷/۳۶	۶۰	۶۰	$R (mmday^{-1})$	متوسط بارندگی
۱۷۱۷۷	۶۷۳۴۳	۲۵۶۲۱	۴۸۱۱/۱۰	۳۳۲۹/۶۰	$a (m^2)$	سطح بالادست دامنه
۱۱۹/۴۲	۲۱۸/۸۱	۱۱۷/۷۸	۷۳/۶۲۳	۲۹/۷۸۳	$b (m)$	عرض خروجی دامنه
۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	$h (m)$	ارتفاع آب بالا دست دامنه
۳/۸۶	۳/۵۶	۲/۵۶	۲/۰۶	۲/۰۶	$f (\%)$	تخلخل زهکشی
۱۴۰	۱۰۰	۲۰۰	۶۰	۹۰	$L (m)$	طول دامنه
۷	۱۰	۱۰	۲	۳	$(m)$	فواصل طبقات

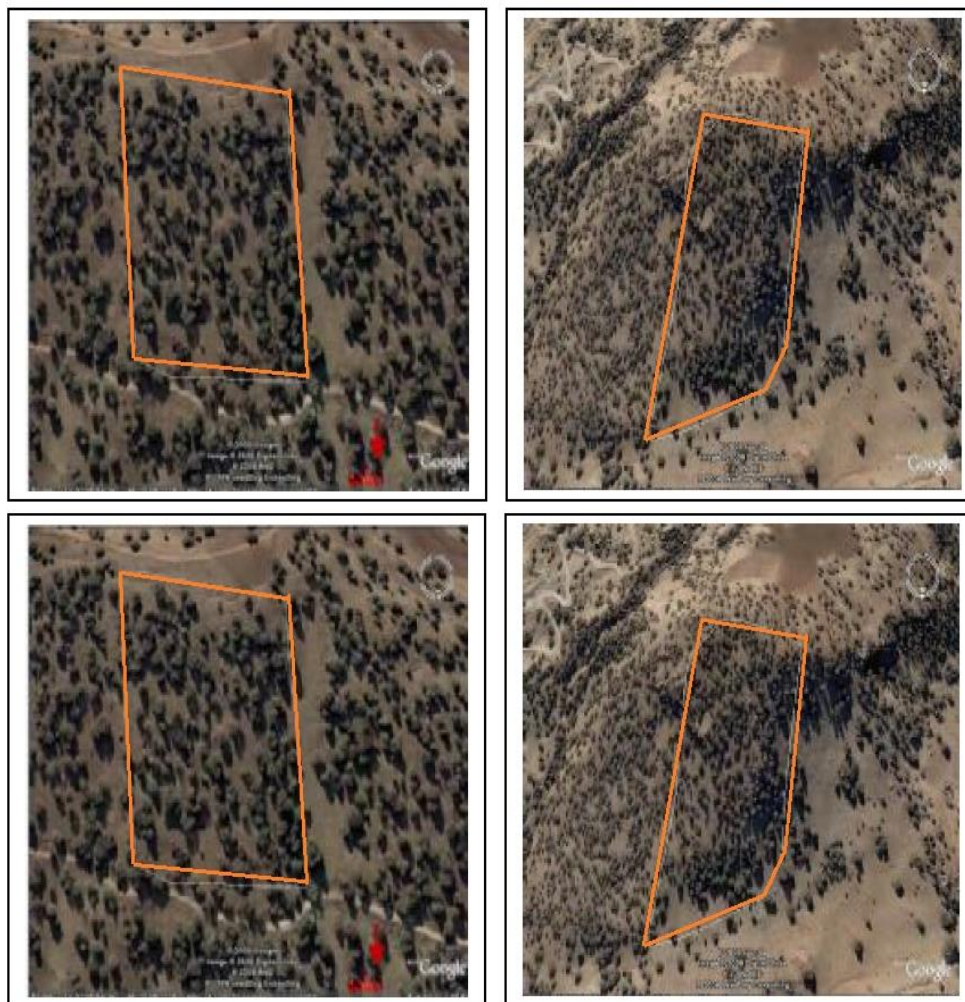
سطح دامنه، عرض خرجی دامنه، تخلخل و طول دامنه‌ها در جداول ۳ و ۴ قابل مشاهده است. شکل ۶ و ۷ نقشه‌های تهیه شده از Google Earth برای شش دامنه مورد مطالعه را در منطقه نشان می‌دهد. بعضی از دامنه‌ها در شکل دچار لغزش شده‌اند.

پارامترهای مربوط به مشخصات خاک مطابق جداول ۳ و ۴ برای دامنه‌های شماره ۱ تا ۱۰ است. مشخصات ضریب هدایت هیدرولیکی، عمق خاک، وزن مخصوص مرطوب خاک، وزن مخصوص خاک خشک، زاویه شیب، زاویه اصطکاک داخلی، ضریب چسبندگی خاک، ضریب چسبندگی ریشه، متوسط بارندگی،





شکل ۶- برخی از دامنه‌های ناپایدار تهیه شده از Google Earth



شکل ۷- برخی از دامنه‌های پایدار تهیه شده از Google Earth

پیکسل تعداد پیکسل‌های بالادست که وارد آن می‌شوند، مشخص می‌شود. لذا، اگر تعداد پیکسل در مساحت پیکسل ضرب شود، پارامتر A در رابطه (۱) محاسبه می‌شود.

بر اساس نقشه FD، اگر جهت جریان وارد بر هر پیکسل به صورت افقی یا عمودی باشد (حالت ۱ و ۱۶ و ۴ و ۶۴ در شکل ۱۱-ب)، عرض جریان (b) برابر عرض پیکسل (w) است ولی اگر طبق نقشه FD جهت جریان به صورت مورب با زاویه ۴۵ باشد (حالت ۱۲۸ و ۳۲ و ۲ و ۸) عرض جریان، برابر ۱/۴۱۴ و عرض پیکسل w ۱/۴۱۴ در نظر گرفته می‌شود. لایه SCA بر اساس رابطه  $a = \frac{A}{b}$  محاسبه می‌شود. شکل ۱۰ الف، لایه SCA حوضه را نمایش می‌دهد.

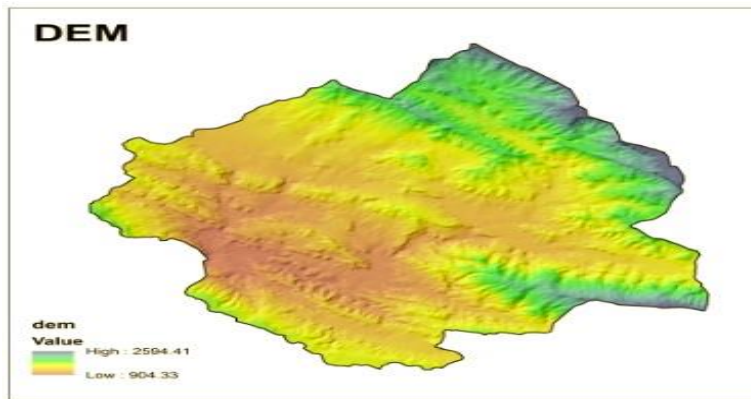
برای محاسبه لایه شیب، هر پیکسل به وسیله هشت پیکسل محاط شده است. شیب بیشینه پیکسل، معیار محاسبه شیب است. شکل ۱۰-ب، لایه مربوط به زاویه شیب را نمایش می‌دهد. جدول ۵، مقادیر ضریب پایداری دامنه‌ها را نشان می‌دهد.

در این پژوهش، بر اساس مدل SINMAP و TOPMODEL، به تخمین پارامترهای لغزش ۱۰ دامنه پرداخته می‌شود.

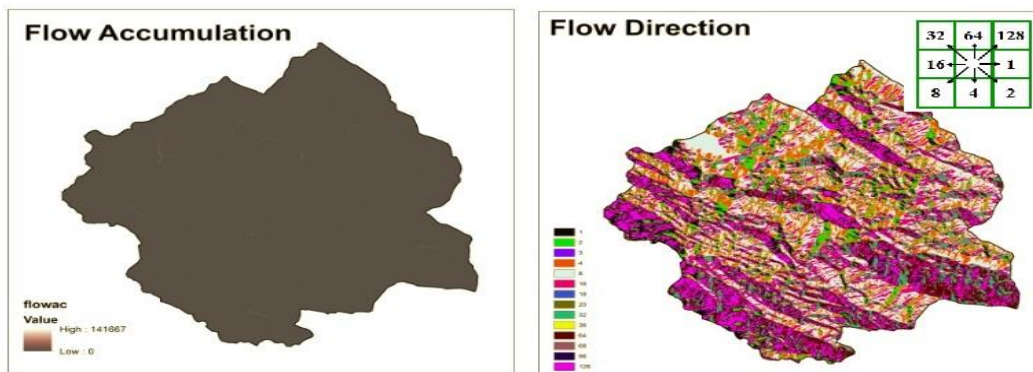
### نتایج و بحث

شکل ۸، مدل رقومی ارتفاعی (DEM) مربوط به حوضه را نشان می‌دهد.

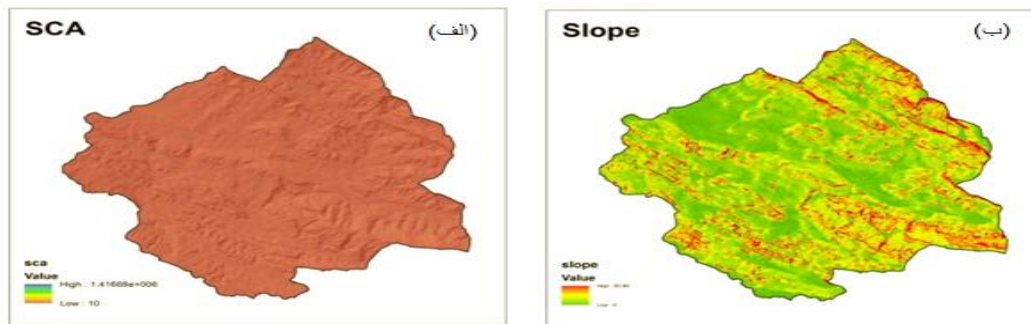
برای محاسبه مقدار سطح زهکشی ویژه بالادست (SCA) ( $a = \frac{A}{b}$ ) طبق رابطه (۱)، باید با استفاده از DEM حوضه و نرم افزار Arc GIS ابتدا لایه مربوط به Flow Accumulation (FA) حوضه تهیه شود. در این لایه، مشخص می‌شود که در هر پیکسل به تعداد از پیکسل‌های بالادست رواناب خودشان را هدایت می‌کنند. عملاً لایه FA سطح زهکشی بالادست (A) را نمایش می‌دهد. برای مشخص کردن عرض جریان ورودی به هر پیکسل (b)، باید لایه FA که مسیرهای رواناب سطحی را نمایش می‌دهد، نیز محاسبه شوند. شکل ۹، لایه‌های مربوط به FA و (Flow Direction) حوضه را نمایش می‌دهد. در لایه FA، در هر



شکل ۸- DEM مربوط به حوضه سد ایلام



شکل ۹- لایه‌های مربوط به FA و FD حوضه آبخیز



شکل ۱۰- لایه مربوط به SCA و حوضه و زاویه شیب حوضه

جدول ۵- ضرایب پایداری دامنه‌ها در مقابل لغزش با مدل SINMAP

طبقه پایداری	ضریب پایداری	دامنه
پایدار	۱/۹۴	L1
پایدار	۲/۱۶	L2
شبه پایدار	۱/۱۱	L3
منطقه پایین تر از سطح آستانه	۰/۸۸	L4
منطقه بالاتر از سطح آستانه	۰/۴۵	L5
پایدار	۱/۶۱	L6
پایداری متوسط	۱/۴۱	L7
پایدار	۲/۱	L8
پایدار	۳/۱۵	L9
پایدار	۳/۱۷	L10

شناسایی شده، در مورد احداث یا تغییر محل سازه‌های عمرانی به‌خصوص جاده‌ها و ساختمان‌ها، تصمیم‌گیری شود. برای پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش روش‌های متعددی در نقاط مختلف جهان به‌کار گرفته شده‌اند. TOPMODEL، یک مدل بارندگی رواناب زیرسطحی است که تحقیقات زیادی در مورد این مدل شده است و عملاً این مدل، بر اساس معادله حرکت آب در محیط خاک به تخمین میزان اشباع پذیری خاک می‌پردازد. مهمترین هدف این پژوهش، این است که بین مدل‌های لغزش دامنه‌ها به‌خصوص مدل SINMAP و TOPMODEL ارتباط برقرار شود و نحوه تبدیل پارامترهای آن‌ها به یکدیگر مد نظر بوده است. در این پژوهش، معادلات حاکم بر دو مدل SINMAP و TOPMODEL ارائه شد و ارتباط بین پارامترهای دو مدل مورد بررسی قرار گرفت. برای کاربرد مدل، از اطلاعات یک منطقه کوهستانی به نام حوضه سد ایلام واقع در جنوب شرقی استان ایلام استفاده شد. پایداری ده دامنه از منطقه مورد بررسی قرار گرفت. بر

دامنه‌های L1، L2، L6 و L7 در طبیعت ناپایدار هستند، در صورتی‌که در مدل SINMAP، این دامنه‌ها را پایدار نشان داده است. شاید بتوان علت ناپایداری آن‌ها را اجرای پروژه‌های راه‌سازی در منطقه اعلام کرد. دامنه‌های L3، L4 و L5 طبق مدل به‌ترتیب شبه پایدار، احتمال پایداری کمتر از ۵۰ درصد و احتمال پایداری بیشتر از ۵۰ درصد محاسبه شده‌اند و در طبیعت، این دامنه‌ها ناپایدار نشان داده‌اند. دامنه‌های L8، L9 و L10 که در طبیعت از پوشش گیاهی درختان بلوط بهره می‌برند و پایدار هستند، طبق مدل، این سه دامنه نیز پایدار هستند.

### نتیجه‌گیری

امروزه، کشور شاهد رشد وسیع ویلاسازی و جاده‌سازی در دامنه‌های حوزه‌های آبخیز به‌خصوص در شمال ایران است. نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش، این امکان را برای دستگاه‌های اجرایی مهیا می‌کند که مناطق حساس به زمین‌لغزش



احتمال پایداری بیشتر از ۵۰ درصد محاسبه شده‌اند و در طبیعت این دامنه‌ها ناپایدار هستند. دامنه‌های L8، L9 و L10 که در طبیعت از پوشش گیاهی درختان بلوط بهره می‌برند و پایدار هستند، طبق مدل این سه دامنه نیز پایدار هستند.

اساس نتایج، دامنه‌های L1، L2، L6 و L7 در طبیعت ناپایدار بودند، ولی بر اساس مدل SINMAP این دامنه‌ها پایدار هستند که شاید بتوان علت ناپایداری آن‌ها را اجرای پروژه‌های راه‌سازی در منطقه اعلام کرد. دامنه‌های L3، L4 و L5، طبق مدل، به ترتیب شبه پایدار، احتمال پایداری کمتر از ۵۰ درصد و

#### منابع مورد استفاده

- Ahmadi, H., Sh. Mohammadkhani, S. Feiznia and J. Ghoddousi. 2005. A modeling of mass movement hazard, case study: Taleghan Drainage Catchment. *Iranian Journal of Natural Resources*, 58(1): 8-11 (in Persian).
- Avanzi, G.D., R. Giannecchini and A. Pucchnelli. 2004. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides, an example of a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology*, 73: 215-228.
- Ambrose, B., K.J. Beven and J. Freer. 1996. Towards a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7): 2135-2145.
- Beven, K., P. Quinn, R. Romanowicz, J. Freer, J. Fisher and R. Lamb. 1995. TOPMODEL and GRIDATB: a users' guide to the distribution versions (94.01). Lancaster: Lancaster University, *Paginação Irregular*, 31 pages.
- Beven, K.J. 2001. *Rainfall-runoff modelling*. Chichester, John Wiley and Sons, 360 pages.
- Beven, K.J. and M.J. Kirkby. 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69.
- Beven, K.J. and E.F. Wood. 1983. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65: 139-158.
- Beven, K.J., M.J. Kirkby, N. Schofield and A. Tagg. 1984. Testing a physically-based flood forecasting model TOPMODEL for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, 69: 119-143.
- Chau, K.T., Y.L. Sze, M.K. Fung, W.Y. Wong, E.L. Fong and L.C.P. Chan. 2004. Landslide inventory and GIS. *Computer and Geoscience*, 30: 429-443.
- Deb, S.K. and A.I. El-Kadi. 2009. Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events. *Geomorphology*, 108: 219-233.
- Famiglietti, J.S. and E.F. Wood. 1990. *Evapotranspiration and runoff from large land areas in land surface hydrology for climate modelling*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 179-205.
- Garfi, G., D.E. Bruno, D. Calcaterra and M. Parise. 2007. Fan morphodynamics and slope instability in the Mucone River Basin (Sila Massif, southern Italy): significance of weathering and role of land use changes. *Catena*, 69(2): 181-196.
- Gallant, J.C. and M.F. Hutchinson. 2011. A differential equation for specific catchment area. *Water Resources Research*, 47: 1-14.
- Hornberger, G.M., K.J. Beven, B.J. Cosby and D.E. Sappington. 1985. Shenandoah Watershed: calibration of a topography-based variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, 21: 1841-1850.
- Memarian, H. and A.A. Safdari. 2009. Stability of natural slopes and its analysis in GIS ArcView environment, familiarity with the SINMAP Model. *Sokhangostar Publications*, 98 pages (in Persian).
- Moore, I.D., S.M. Mackay, P.J. Wallbrink, G.J. Burch and E.M. O'loughlin. 1986. Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in southeastern New South Wales. *Journal of Hydrology*, 83(3-4): 307-335.
- O'Loughlin, E.M. 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5): 794-804.
- O'loughlin, E. M. 1981. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. *Journal of Hydrology*, 53(3-4): 229-246.
- Peart, M.R., K.Y. Ng and D.D. Zhang. 2005. Landslides and sediment delivery to a drainage system: some observations from Hong Kong. *Asian Earth Sciences*, 25: 821-836.
- Quinn, P.F. and K.J. Beven. 1993. Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for plynlimon, mid-wales. *Hydrological Processes*, 7: 425-448.

21. Quinn, P.F., K.J. Beven, D.G. Morns and R.V. Moore. 1990. The use of digital terrain data in the modelling of the response of hill slopes and headwaters. Proceedings of the 2nd British Hydrological Society Symposium, Institute of Hydrology, Wallingford, 1.37-1.42.
22. Robson, A., K.J. Beven and C. Neal. 1992. Towards identifying sources of subsurface flow: a comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. Hydrological Processes, 6: 199-214.
23. Soeters, R. and C.J. van Westen. 1996. Landslides: investigation and mitigation, chapter 8, slope instability recognition, analysis and zonation. Transportation Research Board Special Report, 247: 129-177.
24. Talebi, A. and M. Izaddoust. 2011. Model performance review landslide risk in landslides, case study: Ilam Dam Watershed. Iran Watershed Management Science and Engineering, 5(15): 10-28 (in Persian).
25. Tarboton, D. 2003. Simulation of runoff generation in hydrologic models. Utah State University, Chapter 6, <http://hydrology.usu.edu/RRP/userdata/4/87/ch6.pdf>.
26. Wollock, D.M., G.M. Hornberger, K.J. Beven and W.G. Campbell. 1989. The relationship of catchment topography and soil hydraulic characteristics to lake alkalinity in the North Eastern USA. Water Resources Research, 25: 829-837.
27. Wood, E.F., M. Sivapalan, K.J. Beven and L.E. Band. 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. Journal of Hydrology, 102: 29-47.
28. Zhou, C.H., C.F. Lee, J. Li and Z.W. Xu. 2002. On the spatial relationship between landslides and causative factors on Lantau Island, Hong Kong. Geomorphology, 43: 197-207.