

بررسی آستانه‌های توپوگرافیکی و تحلیل نقش نوع سازندهای سطحی در توسعه خندق‌ها در دامنه‌های کوهستان‌های نواحی نیمه خشک مطالعه موردی: حوضه شورچای

مریم بیاتی خطیبی: دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران*

معصومه رجبی: دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

فریبا کریمی: استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

در سطوح دامنه‌های مناطق نیمه خشک انواع فرسایش و با شدت‌های متفاوت فعال است. فرسایش خطی بویژه فرسایش خندقی در بین انواع فرسایش مهم‌ترین عامل تخلیه و ورود مواد دامنه‌ای به دشت‌های سیلابی و آب‌های جاری محسوب می‌شود. این نوع فرسایش در محدوده‌های کوهستانی نواحی نیمه خشک که دامنه‌ها به خوبی توسط پوشش گیاهی محافظت نمی‌شوند، بیشتر دیده می‌شود. در تشدید فرسایش عوامل مختلفی دخیل هستند، اما سرعت تشکیل عوامل مختلفی دخیل از پدیده‌های مربوط به فرسایش، به ویژه خندق‌ها در سطوح شیب‌دار متشکل از سازندهای سطحی مستعد به فرسایش خطی قابل ملاحظه است. در حوضه شورچای واقع در دامنه‌های شرقی کوهستان سهند (واقع در موقعیت جغرافیایی از $36^{\circ}05'$ تا $37^{\circ}20'$ عرض شمالی و از $43^{\circ}46'$ تا $47^{\circ}15'$ طول شرقی) بر روی دامنه‌های متشکل از سازندهای سطحی متشکل از مارن، سیلت و رس حضور خندق‌های عمیق و در حال توسعه در بخش‌های مختلف حوضه، بویژه در شیب‌های منتهی به رودخانه اصلی بیشتر دیده می‌شود. در این مقاله با استفاده از شاخص‌ها و ضرایب مختلف مانند شاخص‌های V و TCI عوامل تشکیل و توسعه این پدیده بررسی و تحلیل شده. نتایج حاصل از این بررسی‌ها نشان می‌دهد که در بخش‌های مختلف حوضه شورچای، شیب و نوع سازندهای سطحی دامنه‌ها نقش اولیه را در فراهم نمودن زمینه لازم برای تشکیل خندق‌ها ایفا نموده است. تحلیل مقادیر حاصل از به کارگیری شاخص‌ها در بخش‌هایی از محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد که در مواردی مقادیر حاصل از حد آستانه‌ها تجاوز نموده است، که این امر از پتانسیل بالای دامنه‌های محدوده مذکور برای فرسایش خطی، حکایت می‌کند.

واژه‌های کلیدی: فرسایش خطی، فرسایش خندقی، عوامل توپوگرافی، سازندهای سطحی، کوهستان سهند

مقدمه

همکاران (Peugeot et al.)، ۲۰۰۳: ۲۲۵). فرسایش خاک در این محدوده‌ها از پیامدهای مهم، تغییرات اقلیمی، و یا به طور کلی از آثار بارز تغییرات محیطی و اکولوژیک است (آمسler Amsler et al. و همکاران، ۲۰۰۵: ۵۷، مارکر Marker et al. و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۲۱، پواسن و همکاران Poesen et al.، ۲۰۰۳: ۹۲،

خطر فرسایش خاک در محدوده‌های نیمه خشک، به ویژه در محدوده‌های کوهستانی نیمه خشک از موارد قابل توجه در آمایش سرزمینی است (بوردمن و همکاران Boardman et al.)، ۲۰۰۳: ۱۶۶، خایر و همکاران (Kheir et al.)، ۲۰۰۶: ۳۴۹، مک اینتوش و لافن (McIntosh and Laffan.)، ۲۰۰۵: ۱۲۹، پژوت و

قابل کشت در کوهستان‌های نواحی خشک است. با توجه به نقش مهم فرسایش خندقی در تلف کردن خاک‌های محدوده‌های شییدار و تخلیه سازندهای سطحی به آب‌های سطحی محققان مختلف فرسایش، به ویژه فرسایش خندقی و عوامل تشکیل و توسعه آنها را از ابعاد متفاوت مطالعه نموده (کاسالی و همکاران^۷، ۲۰۰۶؛ چاپلوت و همکاران^۸، ۲۰۰۵؛ السن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گابت و همکاران^۹، ۲۰۰۸ و ...) و به نتایج ارزنده ای دست یافته اند.

دامنه‌های شرقی کوهستان سهند طبق طبقه بندی‌های اقلیمی به عنوان یک محدوده نیمه خشک و حوضه شورچای واقع در جنوبی ترین قسمت محدوده مذکور از حساسترین محدوده‌ها نسبت به فرسایش خطی، به ویژه فرسایش خندقی محسوب می‌شود. در این حوضه حاکمیت شرایط خاص از یک سو واحداث سد و بندهای متعدد در مسیر رودخانه شور و شاخاب‌های آن توجه به چنین فرسایشی را ضروری ساخته است. در این مقاله سعی شده است ابعاد مختلف چنین فرسایشی بررسی و تحلیل گردد.

موقعیت جغرافیایی ویژگی‌های طبیعی حوضه مورد مطالعه

حوضه شورچای از زیرحوضه‌های مهم حوضه بزرگ قرنقوچای محسوب می‌شود که در دامنه‌های شرقی کوهستان سهند واقع شده اند. این زیر حوضه که در بخش جنوب غربی حوضه قرنقوچای قرار گرفته است (شکل ۱). این زیر حوضه به وسعت ۵۰۸.

وانکر و همکاران^۱، ۲۰۰۳: ۳۳۰، زائو^۲، ۲۰۰۸: ۳۲۰). تشدید فرسایش خاک و به طور اعم فرسایش سازندهای سطحی در محدوده‌های کوهستانی نیمه خشک در اثر تغییرات کاربری، وقوع بارش‌های ناگهانی، دستکاری دامنه‌ها و برچیده شدن پوشش گیاهی از سطوح دامنه‌ها صورت می‌گیرد (کاساس نواس و همکاران^۳، ۲۰۰۲: ۱۲۶، کناپن^۴، ۲۰۰۷: ۴۲۵، پلاچینی و همکاران^۵، ۲۰۰۸: ۳۳۰). عوامل توپوگرافی (مانند شیب) و نوع سازندها و یا نوع دانه بندی خاک و میزان مقاومت آن، از عوامل اصلی تعیین کننده نوع و شدت فرسایش، به ویژه فرسایش خطی هستند (باتگالی و همکاران^۶، ۲۰۰۲: ۱۵۴). فرسایش خندقی در کوهستان‌های نیمه خشک، یکی از عمده ترین عوامل افزایش بار رسوب در رودخانه‌های جاری در این نواحی است. این نوع فرسایش در شیب‌های متشکل از سازندهای مستعد به فرسایش خطی در دامنه‌هایی که توسط گیاهان محافظت نمی‌شوند، سالانه مقدار زیادی از مواد دامنه ای را وارد رودخانه‌ها می‌سازند و به تاسیسات واقع در مسیر رودخانه‌ها و حتی به سازه‌های مستقر در شیب‌ها خسارات وارد می‌سازند. با توجه به این که محدوده‌های قابل کشت در شیب‌های منتهی به دشت‌های سیلابی و در کناره‌های بسترهای سیلابی قرار گرفته اند، از بین رفتن خاک‌های این محدوده‌ها و انباشته شدن مواد تخلیه شده از دامنه‌ها به دشت‌های سیلابی به منزله تلف شدن خاک تنها محدوده‌های

¹ -Vanacker et al.

² -Zhou

³ -Casasnovas et al.

⁴ -Knapen et al.

⁵ -Pelacani et al.

⁶ -Battagli et al.

⁷ -Casali et al.

⁸ -Elsen et al.

⁹ -Gabet et al.

۱۹ کیلومترمربع در عرض شمالی $36^{\circ}05'$ تا 20° و طول شرقی $43^{\circ}46'$ تا $15^{\circ}47'$ گسترده شده است (شکل ۱).

توپوگرافی حوضه مورد مطالعه بسیار متنوع است و کوه‌های بلند در مقابل دره‌های عمیق و دشت‌های مسطح قرار گرفته اند. ارتفاعات بلند در جنوب این زیرحوضه گسترده شده است. مرتفع ترین نقطه این محدوده به ارتفاع ۲۵۹۰ متر کوه مصلی، در جنوبی ترین بخش زیرحوضه و نقطه ای به ارتفاع ۱۵۲۰ متر به عنوان پست ترین نقطه در بخش خروجی رودخانه شورچای قرار گرفته است (محل اتصال شورچای به رودخانه قرنقوچای). ارتفاعات کوه سنگر (به ارتفاع ۲۱۳۰ متر) کوه ممی چه گوری (به ارتفاع ۲۰۳۷ متر) و ارتفاعات متعدد دیگر مانند کوه ساری قیه، قطور، چارچی، حسن چمن، اسماعیل و ...، از جمله ارتفاعات پراکنده در بخش جنوبی زیر حوضه شورچای هستند. در بخش شرقی، همچنین در شمال غربی حوضه ارتفاعات از شیب قابل ملاحظه‌ای برخوردارند و در واقع این ارتفاعات با شیب زیاد به دشت منتهی می‌شوند که چنین آرایشی در ارتفاعات از تفاوت در جنس سنگ‌ها حکایت می‌کند. در بخش‌های نزدیک به خروجی زیر حوضه، تپه ماهورهای ملاحظه می‌شود که اغلب این تپه ماهورها گنبد‌های نمکی هستند که بر اثر فرسایش از ارتفاعات اطراف خود به صورت مجزا ظاهر شده اند.

رودخانه شورچای، اصلی ترین رودخانه این زیرحوضه محسوب می‌شوند که شاخاب‌های متعددی از اطراف به آن متصل می‌شود. این رودخانه دائمی است و در مسیر جریان، سدها و بندهای متعددی بر روی آن احداث شده است.

الف- ویژگی‌های لیتولوژیک و خاک شناسی حوضه شورچای از نظر لیتولوژیک بسیار متنوع است (شکل ۲). طبق مشاهدات میدانی و انطباق یافته‌ها با نقشه‌های زمین شناسی می‌توان گفت که در این حوضه محدوده شمالی تحت پوشش مارن‌ها، ماسه سنگ‌ها و کنگلومراهای میوسن است، در حالی که بخش‌های میانی توسط سنگ‌های پیروکلاستیک و آبرفت‌های جدید پوشیده شده است. ضخامت این آبرفت‌ها زیاد بوده، رودخانه شور با بیجان‌هایی که ایجاد می‌کند، هر ساله مقدار زیادی از مواد این آبرفت‌ها را به داخل بستر وارد می‌کند. کنگلومرا و سنگ‌های مولاسی، از جمله سنگ‌های دیگر زیرحوضه شورچای هستند که بخش‌های شمالی و محدوده‌هایی از بخش‌های میانی زیر حوضه را پوشش می‌دهند.

در این زیرحوضه سازندهای مربوط به دوره‌های مختلف دارای ویژگی‌های متنوع هستند. در محدوده مورد مطالعه، دوره ائوسن با رخساره‌های آذرآواری و آتشفشانی شروع می‌شود. گسترش عمده آنها قابل رویت بوده، در زیر رسوبات آذرآواری سه‌سند واقع شده اند. قاعده ائوسن را سنگ‌های ولکانیکی متشکل از ریولیت‌های قهوه‌ای و سنگ‌های لاتیت، آندزیت و توف‌های داسیتی تشکیل داده است. نهشته‌های مربوط به دوره میوسن، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های تخریبی، آذرآواری و آتشفشانی و به میزان محدود رخساره‌های دریایی سازند قم متشکل از آهک‌های ریفی است. آهک‌های مذکور از سمت شمال به صورت دگر شیب توسط پادگانه‌های آبرفتی کواترن پوشیده شده و از سایر جوانب توسط اینگمبیریت‌ها، داسیت‌ها و بازالت‌ها در برگرفته شده اند. آهک‌هایی

که در زیرافق‌های خاک‌های شورچای دیده می‌شوند، مربوط به این دوره هستند.

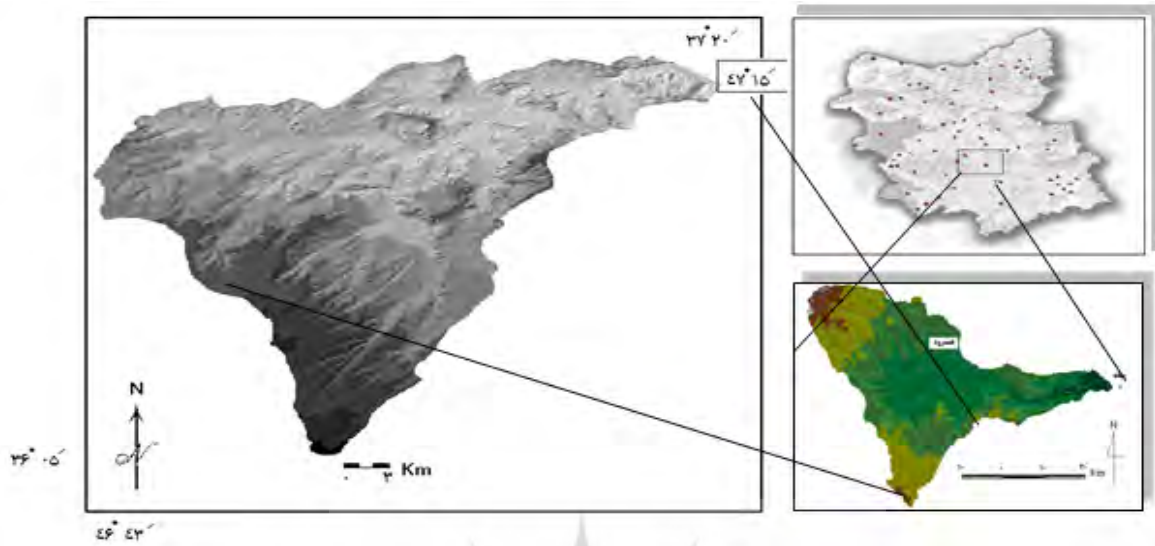
سری‌های متشکل از رسوبات تبخیری-تخریبی، عمدتاً شامل ماسه سنگ و مارن‌های حاوی پولک‌های ژیبسی مربوط به دوره میوسن هستند که در بخش محل نزدیک به خروجی زیر حوضه شورچای دیده می‌شوند. در امتداد شورچای نیز نهشته‌های مارنی و ماسه سنگی همراه با نهشته‌های مولاسی و ماسه سنگی به صورت همشیب گسترش دارند. فوقانی‌ترین واحد میوسن به مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و خاکسترهای آتشفشانی هستند که با سنگ‌های تخریبی متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل همراه هستند. سنگ‌های آذرآواری ریز بافت هستند و پس از ته نشست به هم پیوسته اند.

دوره پلیوسن و کواترنر با حضور مخروط‌های آتشفشانی متشکل از بازالت‌ها، آندزیت‌ها و پادگانه‌های قدیمی مشخص می‌شوند. مواد پادگانه دربرگیرنده تراس‌های قدیمی رودخانه‌هاست که اصطلاحاً تراس‌های بلند نامیده می‌شود و عناصر تشکیل دهنده آنها شامل شن، ماسه و سیلت هستند (شکل ۳) و در بخش‌های پایین تر شامل کنگلومراهای رودخانه‌ای غیرتحکیم یافته است که اجزای درشت آنها عمدتاً از منشاء گدازه‌های سهند است. این واحد در قسمت‌های وسیعی از منطقه و در دشت‌های کم ارتفاع حوضه شورچای گسترده شده است و غالباً زمین‌های کشاورزی اهالی را تشکیل می‌دهد. مواد پادگانه‌های جدید شامل نهشته‌های بستر رودخانه‌ها و دره‌های پهن است که به طور عمده از شن و قلوه سنگ و ماسه تشکیل شده اند.

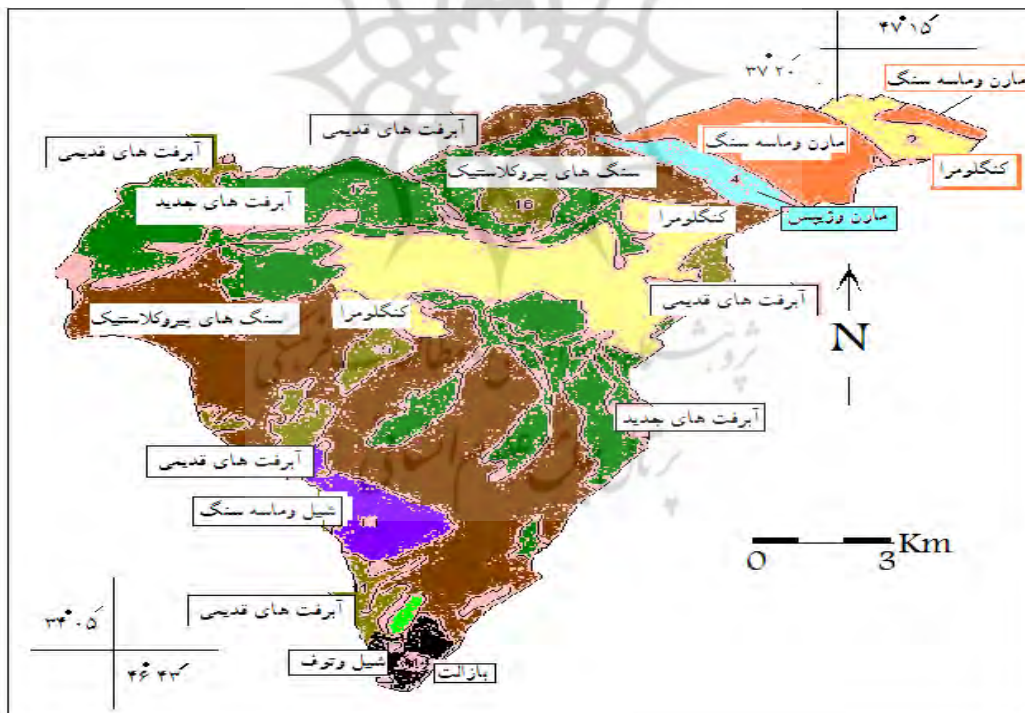
مطالعاتی که توسط مهندسان مشاور آب و خاک سهند درباره خاک منطقه انجام شده، نشان می‌دهد که بافت خاک در بخش‌های شمال شرقی و شمال غربی شورچای خیلی سنگین تا سنگین است (رسی تا لومی -لوسی). خاک‌های منطقه حداقل در بخش‌های کم ارتفاع نسبتاً تکامل یافته هستند و دارای شکاف‌های عمودی به عرض حدود یک سانتی متر در عمق تا ۵۰ سانتی متری هستند که زمینه را برای تشکیل خندق‌ها فراهم می‌کنند. خاک‌ها در بخش‌های میانی حوضه شورچای دارای طبقات آهکی سخت شده هستند. نمونه‌هایی که از خاک‌های منطقه برداشت و آزمایش شده است، نشان می‌دهد که خاک‌های منطقه، به ویژه‌های خاک‌های سطحی، اغلب سنگین هستند.

در بخش‌های شمالی زیرحوضه شورچای تا بخش خروجی رودخانه شور، خاک‌ها اغلب شور هستند و منشأ شوری این خاک‌ها، حضور گنبد‌های نمکی در بخش‌های میانی و خروجی حوضه شورچای است. شوری و قلیائیت از محدودیت‌های مهم خاک محسوب می‌شود. وجود تشکیلات فرسایش پذیر و لایه‌های حاوی نمک و گچ در محدوده مطالعاتی نقش عمده در حضور خاک‌های شور و قلیائی دارد، ولی استعداد شور شدن در بعضی از خاک‌ها قابل تعمق بوده، عواملی از قبیل آیش و بایر ماندن اراضی و فقدان پوشش گیاهی در نتیجه تبخیر زیاد از سطوح خاک‌های تحت آبیاری بی رویه، باعث شور شدن ثانویه خاک‌ها می‌شود. در این محدوده‌ها، خاک‌هایی با مواد آهکی نسبتاً زیاد و خاک‌هایی با مواد گچی نسبتاً کم در خاک‌هایی با بافت سنگین تا نسبتاً سنگین دیده می‌شود. در بخش‌هایی که به نزدیکی ارتفاعات

سنگی می‌رسیم، درصد سطوح سنگی در خاک‌ها افزایش می‌یابد.



شکل ۱- موقت جغرافیایی زیرحوضه شورچای در استان آذربایجان شرقی و حوضه بزرگ قرنقوچای



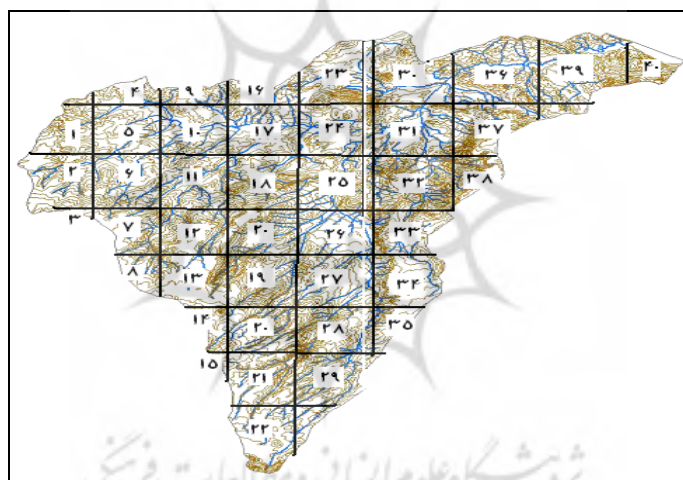
شکل ۲- نقشه لیتولوژی و سازندهای سطحی زیرحوضه شورچای



شکل ۳- آبرفت‌های جدید در اطراف شورچای

کل حوضه شبکه بندی شده و مقادیر مربوط به پارامترهای مورد نیاز از این شبکه‌ها استخراج شده است (شکل ۴).

- روش تحقیق عوامل توپوگرافی و لیتولوژیک، از عوامل مهم تاثیر گذار در فرسایش خطی هستند در این مقاله برای بررسی این دو عامل از دو شاخص مهم استفاده است. برای برآورد مقادیر بعضی از پارامترها،



شکل ۴- شبکه بندی زیرحوضه شورچای به منظور بررسی نقش عوامل توپوگرافی در فرسایش

شاخص ظرفیت حمل^۱ استفاده شده است (مارکر و همکاران^۲، ۲۰۰۸ ص ۱۲۳). شاخص مذکور با رابطه زیر قابل محاسبه است:

رابطه (۱)

$$TCI = [A_s / 22.13]^m [\sin \beta / 0.0896]^n$$

در رابطه (۱):

برای بررسی پتانسیل وانرژی فرسایشی حوضه و آب‌های جاری از شاخص‌های متعدد دیگری بهره‌گیری شده است که در زیر به آنها اشاره می‌شود.

- استفاده از شاخص‌های مورفومتریک برای تحلیل

فرسایش خندقی

در این مقاله ابتدا برای بررسی توان سایشی

رواناب‌ها بر روی شیب‌ها از شاخصی به نام TCI و یا

¹ -Transport capacity runoff index

² -Marker et al.

روش‌های مختلفی برای برآورد شیب متوسط حوضه ارائه شده است که در این مقاله از روش هورتون استفاده شده است. طبق این روش، طول کل خطوط تراز از روی نقشه توپوگرافی حوضه تعیین می‌شود و با استفاده از رابطه زیر شیب متوسط حوضه به دست می‌آید:

رابطه (۴)

$$S = \sum Li Hi / A \times 100$$

در این رابطه:

S = شیب متوسط حوضه به روش هورتون؛ $\sum Li$ = طول کل خطوط تراز (متر)؛ Hi = اختلاف ارتفاع بین خطوط تراز (متر) و A = مساحت حوضه (متر مربع) هستند.

۲- محاسبه زمان تمرکز حوضه‌های آبریز

شورچای

زمان تمرکز که به خصوصیات فیزیوگرافی حوضه، مانند سطح، شکل، طول و شیب آبراهه‌ها، ناهمواری‌های سطحی، نوع و تراکم پوشش گیاهی و بافت خاک بستگی دارد، نشان دهنده پتانسیل فرسایش حوضه‌های زهکشی است. روابط زیادی برای برآورد زمان تمرکز آب در سطح حوضه‌ها ارائه شده است که روش ویلیامز از رایجترین آنهاست. این روش به صورت زیر ارائه می‌شود:

رابطه (۵)

$$T_c = 0.683(l/d) \times (A^2/S)^{0.2}$$

T_c = زمان تمرکز برحسب ساعت؛ l = طول

رودخانه اصلی برحسب کیلومتر؛ S = شیب متوسط حوضه و d = قطر دایره معادل سطح حوضه آبریز برحسب کیلومتر است که از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$d = 1.128A^{0.5}$$

A_s = مساحت محدوده مورد نظر (به متر مربع)،
 $\sin \beta$ = سینوس شیب (به درجه) و m و n اعدادی ثابت هستند که به ترتیب مقادیر آنها ۰.۴ و ۱ است.

برای بررسی نقش خندق‌ها در میران فرسایش از مدل دیگری به نام خطر فرسایش خندق‌ها (رابطه ۲) بهره‌گیری شده است (گایسل و همکاران^۱، ۲۰۰۲).

رابطه (۲)

$$V = (S \cdot D) / L$$

S = عامل شیب، D = طول دامنه، L = مقاومت سنگ در مورفومتری و تحلیل نقش عوامل مربوط به توپوگرافی و ویژگی‌های مربوط به حوضه، از شاخص‌های مختلف استفاده شده است که عبارتند از:

۱- محاسبه شیب رودخانه اصلی و شیب متوسط

حوضه

شیب رودخانه، سرعت حرکت آب، زمان تمرکز حوضه، و همچنین قدرت فرسایش رودخانه‌ها ارائه دهد. در این مقاله، با عنایت به نیمرخ طولی رودخانه شیب خالص و ناخالص رودخانه و حوضه محاسبه شده است.

برای محاسبه شیب ناخالص رودخانه شور از رابطه زیر استفاده شده است:

رابطه (۳)

$$I_s = (H_{max} - H_{min}) / L_b \times 100$$

در این رابطه:

H_{max} = ارتفاع رودخانه در بالاترین نقطه حوضه (برحسب متر)، H_{min} = ارتفاع رودخانه در پایین‌ترین نقطه حوضه (برحسب متر) و L_b = فاصله طولی بین بالاترین نقطه تا پایین‌ترین نقطه (برحسب متر)

^۱ - Gyssels et al .

$A =$ مساحت حوضه برحسب کیلومتر مربع

۳- برآورد دبی مخصوص و ضریب جریان

دبی مخصوص و ضریب جریان نشان دهنده قدرت آب‌های جاری و رواناب‌ها برای فرسایش بیشتر هستند. با توجه به این امر، در این مقاله سعی شده است از روابط ارائه شده برای سنجش قدرت موارد مذکور بهره‌گیری شود.

رابطه (۶)

$$q = Q/A \times 1000$$

$q =$ دبی مخصوص بر حسب لیتر بر ثانیه در

کیلومتر مربع؛ $Q =$ دبی خام برحسب لیتر

بر ثانیه؛ $A =$ مساحت حوضه برحسب کیلومتر مربع و:

رابطه (۷)

$$J = Q/P$$

در این رابطه:

$J =$ ضریب جریان؛ $Q =$ مقدار دبی (Q_{mm}) و $P =$

بارندگی سالانه (P_{mm})

۴- برآورد دبی حوضه با استفاده از روابط

تجربی

با عنایت به کمبود اطلاعات و داده‌ها در اغلب

حوضه‌های زهکشی، معمولاً از روابط تجربی برای

برآورد دبی و یا کمبود جریان استفاده می‌شود. یکی از

روابط مهم در این مورد رابطه تورک است که در این

مقاله از آن استفاده شده است:

رابطه (۸)

$$D = P / \sqrt{0.9 + (P/L)^2}$$

در رابطه (۸):

$D =$ کمبود سالانه برحسب میلی متر؛ $P =$ متوسط

بارش سالانه برحسب میلی متر و $L =$ شاخص درجه

حرارت است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

$T =$ متوسط درجه حرارت سالانه حوضه برحسب

درجه سانتی‌گراد

در این مقاله از شاخص‌های مورفومتری دیگری

نیز استفاده شده است که این ضرایب و شاخص‌ها

عبارتند از:

$$1 - \text{ضریب ناهمواری } (R_n)$$

اگر خاصیت طول دامنه و شیب آن به طور توأم

در نظر گرفته شود، ضریبی به نام ضریب ناهمواری

پدید می‌آید که در آن تراکم زهکشی و ناهمواری بدون

بعد بوده، هر دو دارای یک واحد هستند. ضریب

ناهمواری با رابطه زیر نشان داده می‌شود.

رابطه (۹)

$$R_n = B_h * D_d$$

$D_d = L/A =$ ناهمواری حوضه و $B_h = h_{max} - h_{mi}$

$=$ تراکم زهکشی

$$2 - \text{ضریب ثابت نگهداری کانال } (C)$$

شیب از عکس تراکم زهکشی ضریبی را به نام

ثابت نگهداری کانال پدید آورد که از طریق رابطه زیر

محاسبه می‌شود.

رابطه (۱۰)

$$C = A/L$$

$A =$ مساحت؛ $L =$ طول

$$3 - \text{فرکانس آبراهه } (F_u)$$

هرچه تعداد آبراهه‌ها در یک محدوده ویژه زیاد

باشد، خطر فرسایش پذیری و سیل‌خیزی در آن

محدوده نیز زیاد است. فراوانی شاخ‌های رود در

یک حوضه از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

1 - Ruggedness Number

2 - Constant of channel maintenance

3 - Stream frequency

رابطه (۱۱)

$$Fu=N/A$$

N تعداد آبراهه‌ها

۴-نسبت بافت^۱ (T)

نسبت بین تعداد شاخاب‌های رده یک و محیط حوضه، نسبت بافت را تشکیل می‌دهد. این نسبت با رابطه زیر محاسبه می‌شود. هرچه این نسبت بالا باشد، نشان دهنده حضور شاخاب‌های بیشتر در یک محدوده ویژه و در نتیجه پتانسیل بالای محدوده برای وقوع سیلاب‌های بیشتر است.

رابطه (۱۲)

$$T=N(1/P)$$

N = تعداد شاخاب‌های رتبه یک و P = محیط

حوضه

بعد از محاسبه مقادیر لازم، نتیجه گیری‌ها براساس مقادیر محاسبه شده و نمونه‌های برداشت گردیده و مشاهدات میدانی صورت گرفته است.

نتیجه گیری

نقش عوامل توپوگرافیک، بویژه طول دامنه، شیب و شکل دامنه در فرسایش سازندهای سطحی بسیار مهم و تعیین کننده است. به همین دلیل، در اغلب مدل‌های فرسایش، عوامل توپوگرافیک، بویژه عامل شیب در نظر گرفته می‌شود. در مدل ارائه شده در مورد محاسبه فرسایش نیز، هم شیب و هم طول دامنه به عنوان دو عامل مهم و تاثیرگذار در تشدید فرسایش دخیل داده شده اند. حال اگر به این دو عامل مساحت جمع آوری آب‌های سطحی نیز اضافه شود، می‌توان در مورد نقش دو عامل توپوگرافی (طول و شیب دامنه) در قدرت

گیری آب‌های محدوده ویژه ای در تشدید فرسایش تحلیل درستی ارائه نمود. شاخص مهمی که در این مورد توسط مور و بروخ^۲ (۱۹۸۶) ارائه شده است (به نقل از مارکر و همکاران^۳، ۲۰۰۸ ص ۱۲۳)، شاخص ظرفیت حمل^۴ (TCI) نقش طول دامنه، مساحت محدوده جمع آوری آب‌های سطحی و شیب را در فرسایش به صورت توأم در نظر می‌گیرد. نتایج بررسی نقش عوامل توپوگرافی در فرسایش خندقی در زیرحوضه شورچای با استفاده از شاخص TCI نشان می‌دهد که:

در زیر حوضه شورچای با چشم پوشی از در صد حفاظ دامنه‌ها (که در محدوده‌های خشک و نیمه خشک اغلب بدون حفاظ هستند) و نوع لیتولوژی و خاک می‌توان گفت که در بخش‌های شمالی و غربی این زیرحوضه، میزان TCI نسبتا بالاست که این امر حاکی از این است که پتانسیل این محدوده‌ها در بخش‌های مذکور برای فرسایش خندقی بالاست (جدول ۱ و شکل ۵). نمودارهای مربوط به TCI نیز نشان می‌دهد که به تدریج از بخش میانی به طرف خروجی حوضه بر میزان TCI افزوده می‌شود. اگر در این محدوده سازندهای سطحی نیز از مقاومت کمی نسبت به فرسایش برخوردار باشند، فرسایش خطی به صورت تشدید شده صورت خواهد گرفت. اصولا بخش‌های میانی و جنوبی حوضه بزرگ قرنقو که شورچای در بخش میانی و جنوبی آن قرار گرفته، از سازندهای مستعد به فرسایش خطی، به ویژه فرسایش خندقی تشکیل یافته که نمونه‌های جمع

² -Moor and Burch

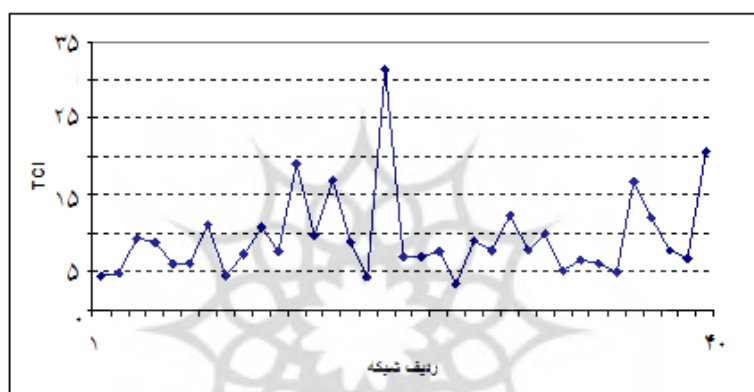
³ -Marler et al.,

⁴ -Transport capacity index (TCI)

1 -Texture ratio

بررسی‌ها نشان می‌دهد که در اغلب قسمت‌ها زمانی که طول دامنه افزایش می‌یابد، بر میزان TCI نیز افزوده می‌شود. این امر حاکی از تاثیر افزایش محدوده‌های جمع آوری آب‌های جاری در افزایش قدرت سایش آب‌های جاری است. البته، غیر از بخش‌های یاد شده، بخش‌هایی هم وجود دارند که شرایط عکس در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۵).

آوری شده از این بخش‌ها، حاکی از این است که اغلب این سازندها متشکل از مارن و رس هستند که در مقابل فرسایش آبی از مقاومت کمتری برخوردارند. با توجه به این که طول دامنه در میزان جمع آوری آب‌های سطحی و قدرت گیری آب‌های جاری عامل بسیار مهمی محسوب می‌شود، در این مقاله رابطه طول دامنه با TCI نیز در بخش‌های مختلف حوضه بررسی شده است (شکل‌های ۵ و ۶). نتایج این

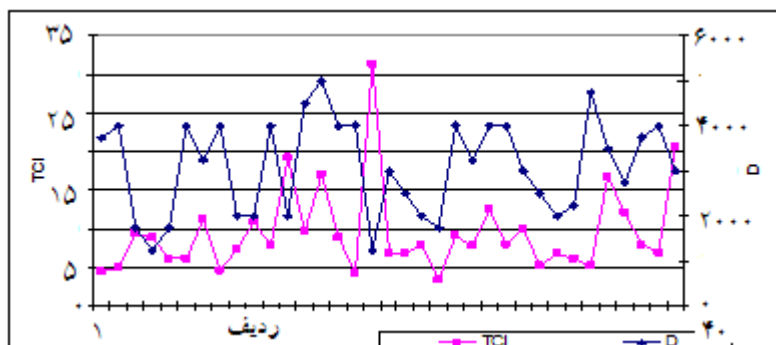


شکل ۵- مقادیر TCI در بخش‌های مختلف زیرحوضه شورچای

داخل آب‌های جاری مشکل آفرین است. با توجه به این امر سعی شده است مقدار TCI در شیب‌های منتهی به رودخانه اصلی بررسی گردد. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که در شیب‌های منتهی به رودخانه در بخش‌های میانی حوضه و سپس در شیب‌ها منتهی به رودخانه در بخش‌های خروجی حوضه مقدار TCI بسیار بالا است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸) که این امر از استعداد زیاد دامنه‌ها نسبت به تشکیل خندق‌ها و در نتیجه تخلیه مواد بیشتر به رودخانه اصلی حکایت می‌کند.

برای بررسی شیب در حوضه، ابتدا شیب در کل حوضه محاسبه و سپس تحلیل‌های بعدی بر اساس آن صورت گرفته است (شکل ۶). با توجه به اینکه شیب عامل اصلی در شاخص به کار گرفته شده است، سنجش رابطه شیب و TCI نشان می‌دهد که در طول بخش‌های مختلف حوضه شورچای، شیب با شاخص مذکور رابطه‌ای مستقیم دارد (شکل ۶).

معمولاً خندق‌های عمیق در شیب‌های منتهی به آبراه‌های اصلی توسعه می‌یابند و تشکیل آنها در چنین محدوده‌هایی به دلیل تخلیه مستقیم مواد به



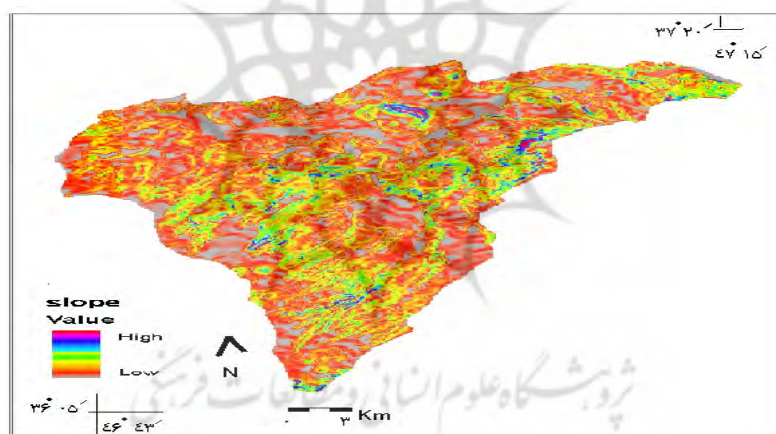
شکل ۶- رابطه طول دامنه (D) با مقادیر TCI در بخش‌های مختلف زیرحوضه شورچای

جدول ۱- مقادیر TCI در زیرحوضه شورچای

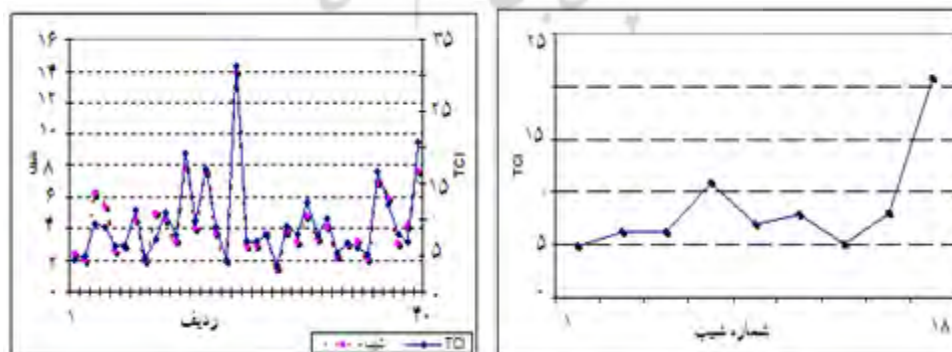
| ردیف | As(m ²) | H(m) | D(m) | β | Sin β (°) | TCI |
|------|---------------------|------|------|---------|-----------------|-------|
| ۱ | ۱۴۵۰۰ | ۱۶۰ | ۳۷۵۰ | ۴۴.۲ | ۰.۳.۰ | ۴۷.۴ |
| ۲ | ۱۸۵۰۰ | ۱۴۰ | ۴۰۰۰ | ۰۰.۲ | ۰.۳.۰ | ۹۳.۴ |
| ۳ | ۶۰۰۰ | ۱۹۰ | ۱۷۵۰ | ۲۱.۶ | ۰.۹.۰ | ۴۴.۹ |
| ۴ | ۷۰۰۰ | ۱۱۸ | ۱۲۵۰ | ۳۹.۵ | ۰.۸.۰ | ۹۲.۸ |
| ۵ | ۱۶۰۰۰ | ۷۸ | ۱۷۵۰ | ۵۴.۲ | ۰.۴.۰ | ۲۱.۶ |
| ۶ | ۱۶۰۰۰ | ۲۰۲ | ۴۰۰۰ | ۸۸.۲ | ۰.۴.۰ | ۲۱.۶ |
| ۷ | ۱۶۰۰۰ | ۲۶۲ | ۳۲۵۰ | ۵۱.۴ | ۰.۷.۰ | ۲۴.۱۱ |
| ۸ | ۱۵۵۰۰ | ۱۴۰ | ۴۰۰۰ | ۰۰.۲ | ۰.۳.۰ | ۶.۴ |
| ۹ | ۶۰۰۰ | ۱۷۸ | ۲۰۰۰ | ۹۱.۴ | ۰.۷.۰ | ۳۴.۷ |
| ۱۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۵۸ | ۲۰۰۰ | ۵۱.۴ | ۰.۷.۰ | ۸۷.۱۰ |
| ۱۱ | ۱۶۰۰۰ | ۲۲۴ | ۴۰۰۰ | ۲.۳ | ۰.۵.۰ | ۷۶.۷ |
| ۱۲ | ۱۶۰۰۰ | ۲۷۵ | ۲۰۰۰ | ۸۶.۷ | ۱۲.۰ | ۱۴.۱۹ |
| ۱۳ | ۱۶۰۰۰ | ۳۱۵ | ۴۵۰۰ | ۰۰.۴ | ۰.۶.۰ | ۷۴.۹ |
| ۱۴ | ۱۶۰۰۰ | ۶۶۰ | ۵۰۰۰ | ۵۵.۷ | ۱۱.۰ | ۹۸.۱۶ |
| ۱۵ | ۱۵۵۰۰ | ۲۶۰ | ۴۰۰۰ | ۷۱.۳ | ۰.۵.۰ | ۹۳.۸ |
| ۱۶ | ۱۳۰۰۰ | ۱۳۷ | ۴۰۰۰ | ۹۵.۱ | ۰.۳.۰ | ۳۵.۴ |
| ۱۷ | ۱۳۵۰۰ | ۳۰۴ | ۱۲۵۰ | ۹۱.۱۳ | ۲۱.۰ | ۳۴.۳۱ |
| ۱۸ | ۱۶۰۰۰ | ۱۵۰ | ۳۰۰۰ | ۸۶.۲ | ۰.۴.۰ | ۹۷.۶ |
| ۱۹ | ۱۶۰۰۰ | ۱۲۷ | ۲۵۰۰ | ۹.۲ | ۰.۴.۰ | ۹۷.۶ |
| ۲۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۲۶ | ۲۰۰۰ | ۶.۳ | ۰.۵.۰ | ۷۶.۷ |
| ۲۱ | ۱۶۰۰۰ | ۴۳ | ۱۷۵۰ | ۴.۱ | ۰.۲.۰ | ۴۲.۳ |
| ۲۲ | ۱۶۰۰۰ | ۲۶۲ | ۴۰۰۰ | ۷۴.۳ | ۰.۵.۰ | ۱۳.۹ |
| ۲۳ | ۱۸۰۰۰ | ۱۷۷ | ۳۲۵۰ | ۱۱.۳ | ۰.۴.۰ | ۸۷.۷ |
| ۲۴ | ۱۹۰۰۰ | ۳۳۴ | ۴۰۰۰ | ۷۷.۴ | ۰.۷.۰ | ۳۷.۱۲ |
| ۲۵ | ۱۶۰۰۰ | ۲۳۱ | ۴۰۰۰ | ۳.۳ | ۰.۷.۰ | ۹۳.۷ |
| ۲۶ | ۱۶۰۰۰ | ۲۱۵ | ۳۰۰۰ | ۰۹.۴ | ۰.۵.۰ | ۹۹.۹ |

ادامه جدول ۱- مقادیر TCI در زیرحوضه شورچای

| | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|-------|----|
| ۲۱.۵ | ۰۳.۰ | ۲۴.۲ | ۲۵۰۰ | ۹۸ | ۱۴۵۰۰ | ۲۷ |
| ۷.۶ | ۰۴.۰ | ۹۱.۲ | ۲۰۰۰ | ۱۰۲ | ۱۴۰۰۰ | ۲۸ |
| ۱۹.۶ | ۰۵.۰ | ۲.۳ | ۲۲۵۰ | ۱۲۶ | ۹۰۰۰ | ۲۹ |
| ۱۶.۵ | ۰۳.۰ | ۰۴.۲ | ۴۷۵۰ | ۱۷۰ | ۱۸۵۰۰ | ۳۰ |
| ۷۲.۱۶ | ۱.۰ | ۸۹.۶ | ۳۵۰۰ | ۴۲۲ | ۱۴۵۰۰ | ۳۱ |
| ۱۱.۱۲ | ۰۹.۰ | ۸۸.۵ | ۲۷۵۰ | ۲۸۳ | ۱۰۵۰۰ | ۳۲ |
| ۹۵.۷ | ۰۴.۰ | ۰۵.۳ | ۳۷۵۰ | ۲۰۰ | ۱۹۵۰۰ | ۳۳ |
| ۸۶.۶ | ۰۶.۰ | ۱۸.۴ | ۴۰۰۰ | ۲۹۳۳ | ۶۰۰۰ | ۳۴ |
| ۷.۲۰ | ۱۱.۰ | ۶۲.۷ | ۳۰۰۰ | ۴۰۰۰ | ۱۵۰۰۰ | ۳۵ |
| ۹۷.۶ | ۰۴.۰ | ۸۶.۲ | ۳۰۰۰ | ۱۵۰ | ۱۶۰۰۰ | ۳۶ |
| ۹۷.۶ | ۰۴.۰ | ۹.۲ | ۲۵۰۰ | ۱۲۷ | ۱۶۰۰۰ | ۳۷ |
| ۸۷.۷ | ۰۴.۰ | ۱۱.۳ | ۳۲۵۰ | ۱۷۷ | ۱۸۰۰۰ | ۳۸ |
| ۳۷.۱۲ | ۰۷.۰ | ۷۷.۴ | ۴۰۰۰ | ۳۳۴ | ۱۹۰۰۰ | ۳۹ |
| ۳۵.۴ | ۰۳.۰ | ۹۵.۱ | ۴۰۰۰ | ۱۳۷ | ۱۳۰۰۰ | ۴۰ |



شکل ۷- میزان شیب در زیرحوضه شور



شکل ۸- رابطه شیب با مقادیر TCI در بخش‌های مختلف زیرحوضه شورچای (شکل سمت راست) و مقادیر TCI در امتداد شیب‌های منتهی به رودخانه اصلی (شکل سمت چپ)

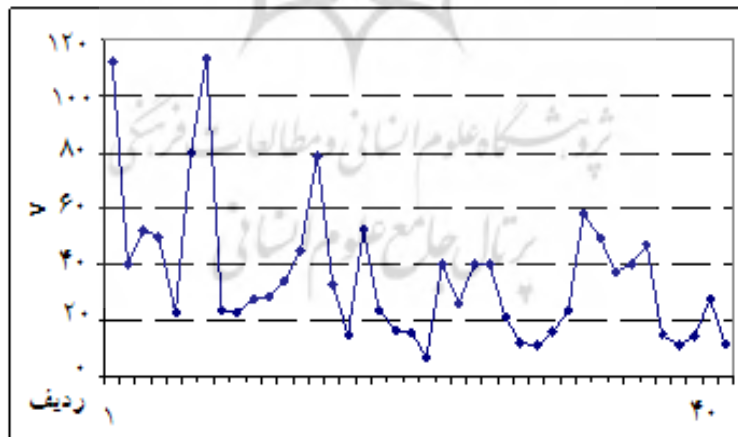
بخش‌های بالادست حوضه زیاد و به تدریج از مقدار آن در بخش‌های میانی و پایین دست حوضه کاسته می‌شود.

ترسیم مقدار V و TCI در کنار یکدیگر و مقایسه آنها باهم، حاکی از این است که مقادیر شاخص‌ها در کلیه بخش‌ها با یکدیگر منطبق نیست. در بخش‌هایی که این دو شاخص با یکدیگر منطبق است، نشان دهنده این است که نوع سازندها و میزان شیب در تشکیل خندق‌ها هر دو سهم بوده اند.

شایان ذکر است که در بخش‌هایی که مارن‌ها و سیلت‌ها گسترده شده، بیشترین خندق‌ها تشکیل و توسعه یافته اند. با توجه به اینکه در زیر حوضه شورچای دره‌های عمیق در مقابل کوه‌های بلند قرار گرفته اند، نقش شیب در ایجاد و سایش شیارها و تشکیل خندق‌ها بی‌شتر است.

یکی از روش‌های مهم دیگری که برای بررسی فرسایش خندقی پیشنهاد شده است، برآورد فرسایش با مدل خطر فرسایش خندقی است. برای استفاده از این روش، مقادیر لازم از بخش‌های مختلف زیر حوضه شورچای جمع آوری و محاسبات لازم صورت گرفته است و یافته‌ها در جداول (۲) درج گردیده و نمودارهای مربوطه ترسیم شده است (شکل ۹). شایان ذکر است که هرچه مقدار V کوچکتر باشد، نشان دهنده فرسایش پذیری بیشتر شیب‌ها و مساعد بودن زمینه برای تشکیل خندق‌هاست.

با عنایت به این که سازندهای سطحی نیز در کنار شیب نقش اولیه را در تشکیل خندق‌ها دارند، باید نقش هر دو آنها در تشکیل خندق‌ها توأم در نظر گرفته شود. نمودارهای ترسیمی با استفاده از شاخص V که از ترکیب پارامترهای مربوط به نوع سازند و شیب به دست می‌آید، نشان می‌دهد که مقدار V در



شکل ۹- مقدار V در زیر حوضه شورچای (شکل سمت راست) و میزان V و TCI در کلیه بخش‌های آن (شکل سمت چپ)

جدول ۲- مقادیر ۷ برای زیر حوضه شورچای

| V | L | S | D(m) | As(m ²) | ردیف |
|-------|---|-------|------|---------------------|------|
| ۵.۱۱۲ | ۱ | ۴۴.۲ | ۳۷۵۰ | ۱۴۵۰۰ | ۱ |
| ۴۰ | ۳ | ۰۰.۲ | ۴۰۰۰ | ۱۸۵۰۰ | ۲ |
| ۵.۵۲ | ۳ | ۲۱.۶ | ۱۷۵۰ | ۶۰۰۰ | ۳ |
| ۵۰ | ۲ | ۳۹.۵ | ۱۲۵۰ | ۷۰۰۰ | ۴ |
| ۳.۲۳ | ۳ | ۵۴.۲ | ۱۷۵۰ | ۱۶۰۰۰ | ۵ |
| ۸۰ | ۲ | ۸۸.۲ | ۴۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۶ |
| ۷.۱۱۳ | ۲ | ۵۱.۴ | ۳۲۵۰ | ۱۶۰۰۰ | ۷ |
| ۲۴ | ۵ | ۰۰.۲ | ۴۰۰۰ | ۱۵۵۰۰ | ۸ |
| ۳.۲۳ | ۶ | ۹۱.۴ | ۲۰۰۰ | ۶۰۰۰ | ۹ |
| ۲۸ | ۵ | ۵۱.۴ | ۲۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۰ |
| ۵.۲۸ | ۷ | ۲.۳ | ۴۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۱ |
| ۲.۳۴ | ۷ | ۸۶.۷ | ۲۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۲ |
| ۴۵ | ۶ | ۰۰.۴ | ۴۵۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۳ |
| ۵.۷۸ | ۷ | ۵۵.۷ | ۵۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۴ |
| ۳.۳۳ | ۶ | ۷۱.۳ | ۴۰۰۰ | ۱۵۵۰۰ | ۱۵ |
| ۱۵ | ۸ | ۹۵.۱ | ۴۰۰۰ | ۱۳۰۰۰ | ۱۶ |
| ۵.۵۲ | ۵ | ۹۱.۱۳ | ۱۲۵۰ | ۱۳۵۰۰ | ۱۷ |
| ۲۴ | ۵ | ۸۶.۲ | ۳۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۸ |
| ۶.۱۶ | ۶ | ۹.۲ | ۲۵۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۱۹ |
| ۳.۱۶ | ۶ | ۶.۳ | ۲۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۲۰ |
| ۷ | ۵ | ۴.۱ | ۱۷۵۰ | ۱۶۰۰۰ | ۲۱ |
| ۴۰ | ۵ | ۷۴.۳ | ۴۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۲۲ |
| ۲۶ | ۵ | ۱۱.۳ | ۳۲۵۰ | ۱۸۰۰۰ | ۲۳ |
| ۴۰ | ۷ | ۷۷.۴ | ۴۰۰۰ | ۱۹۰۰۰ | ۲۴ |
| ۴۰ | ۷ | ۳.۳ | ۴۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۲۵ |
| ۴.۲۱ | ۷ | ۰۹.۴ | ۳۰۰۰ | ۱۶۰۰۰ | ۲۶ |
| ۵.۱۲ | ۶ | ۲۴.۲ | ۲۵۰۰ | ۱۴۵۰۰ | ۲۷ |
| ۴.۱۱ | ۷ | ۹۱.۲ | ۲۰۰۰ | ۱۴۰۰۰ | ۲۸ |
| ۰۷.۱۶ | ۷ | ۲.۳ | ۲۲۵۰ | ۹۰۰۰ | ۲۹ |
| ۷.۲۳ | ۶ | ۰.۴.۲ | ۴۷۵۰ | ۱۸۵۰۰ | ۳۰ |
| ۳.۵۸ | ۶ | ۸۹.۶ | ۳۵۰۰ | ۱۴۵۰۰ | ۳۱ |
| ۵.۴۹ | ۵ | ۸۸.۵ | ۲۷۵۰ | ۱۰۵۰۰ | ۳۲ |
| ۵.۳۷ | ۴ | ۰۵.۳ | ۳۷۵۰ | ۱۹۵۰۰ | ۳۳ |
| ۴۰ | ۶ | ۱۸.۴ | ۴۰۰۰ | ۶۰۰۰ | ۳۴ |
| ۱.۴۷ | ۷ | ۶۲.۷ | ۳۰۰۰ | ۱۵۰۰۰ | ۳۵ |

ادامه جدول ۲- مقادیر ۷ برای زیر حوضه شورچای

| | | | | | |
|----|-------|------|------|----|-------|
| ۳۶ | ۱۶۰۰۰ | ۳۰۰۰ | ۸۶.۲ | ۸ | ۱۵ |
| ۳۷ | ۱۶۰۰۰ | ۲۵۰۰ | ۹.۲ | ۹ | ۱۱.۱۱ |
| ۳۸ | ۱۸۰۰۰ | ۳۲۵۰ | ۱۱.۳ | ۹ | ۴.۱۴ |
| ۳۹ | ۱۹۰۰۰ | ۴۰۰۰ | ۷۷.۴ | ۱۰ | ۲۸ |
| ۴۰ | ۱۳۰۰۰ | ۴۰۰۰ | ۹۵.۱ | ۱۰ | ۱۲ |

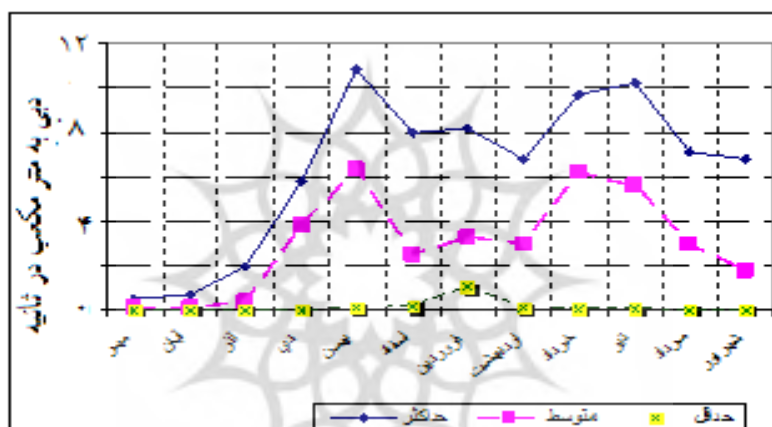
در محدوده‌های نیمه خشک، زمینه فرسایش سطوح شیبدار در فصول خشک فراهم است و در فصلی که بارش‌های رگباری رخ می‌دهد، آبراهه‌ها تشکیل و یا آبراهه‌های قبلی عمیق ترمی شوند و مواد اصل از فرسایش به سرعت به بخش‌های پایین منتقل می‌شود. بررسی دبی رودخانه شور نشان می‌دهد که دبی اوج رودخانه در ماه‌های بهمن، خرداد و تیر افزایش می‌یابد. افزایش دبی در خرداد ماه که عمدتاً ناشی از بارش‌های رگباری است، تاثیر زیادی بر افزایش میزان فرسایش دامنه‌ها و توسعه خندق‌ها دارد. بررسی نمودار ترسیمی از میزان دبی رودخانه شور (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که میزان حداقل‌ها و حداکثرهای دبی و همچنین زمان وقوع حداکثرها و حداقل‌ها در حوضه شور بسیار متفاوت است. در حوضه شورچای این زمان زودتر رخ داده و در واقع بهمن ماه زمان وقوع دبی‌های حداکثر است. با توجه به داده‌های محاسبه شده، شیب رودخانه شور بالاست. این بدین معناست که رودخانه شور به هنگام جریان با توجه به انرژی حاصل از شیب زیادی که دارد، می‌تواند بستر خود را به عمق ببرد و در نتیجه در دامنه‌های مشرف به دره‌ها فرسایش شیاری تشدید گردد (در صورت مساعد بودن سازندهای سطحی)، اما با توجه به شیب کم در اطراف رودخانه شور، فرسایش کناری بیشتر مشاهده خواهد شد.

زمان تمرکز محاسبه شده حوضه شورچای نشان می‌دهد که زمان تمرکز سیلاب‌ها در این زیرحوضه ۸.۶۹ ساعت است. این حاکی از این است که در این زیر حوضه قدرت سایش آب‌ها بیشتر است. با استفاده از مقادیر متوسط بارندگی سالانه در حوضه مورد مطالعه، ضریب جریان محاسبه و مقادیر رواناب سالانه با استفاده از رابطه زیر برآورد گردیده و در جدول (۳) درج شده است. نتایج نشان می‌دهد که ضریب جریان در زیرحوضه شورچای نسبتاً بالاست. به عبارت دیگر، با عنایت به اطلاعات مندرج در جدول (۳) می‌توان مشاهده نمود که پتانسیل ایجاد رواناب‌ها که عامل اصلی ایجاد فرسایش خطی هستند، در زیرحوضه شورچای بالاست. اگر خاصیت طول دامنه و شیب آن به طور توأم در نظر گرفته شود، ضریبی به نام ضریب ناهمواری^۱ (R_n) پدید می‌آید که در آن تراکم زهکشی و ناهمواری بدون بعد بوده، هردو دارای یک واحد هستند. ضریب ناهمواری با رابطه زیر نشان داده می‌شود:

^۱ --Ruggedness Number

جدول ۳- شیب رودخانه شور

| | |
|--------------------------------|--------------|
| پارامترها | شورچای |
| شیب رودخانه اصلی | ۰.۸۸ درصد |
| شیب متوسط حوضه (به روش هورتون) | ۰.۱۸.۰۸ درصد |
| زمان تمرکز (به ساعت) | ۶۹.۸ |
| مساحت حوضه | ۶۲۵ |
| دبی خام | ۱۶.۶ |
| دبی مخصوص | ۸۵.۹ |
| مقدار دبی (Qmm) | ۷۶.۱۰۴ |
| بارندگی سالانه (Pmm) | ۱۴۱ |
| ضریب جریان | ۷.۰ |



شکل ۱۰- دبی رودخانه شور (از سال ۱۳۷۹ تا سال ۱۳۸۷)

طولانی است. شایان ذکر است که میزان ضریب ناهمواری در ناهمواری‌های ملایم بیشتر از ۱ و بر روی بدلندها متغیر است.

ضریب ثابت کانال چون دارای بعد طول است، افزایش بزرگی آن به معنی افزایش واحدهای اشکال زمین است. در واقع ضریب C سطحی از حوضه را که برای نگهداری یک مترکانال لازم است، مشخص می‌کند.

هرچه نسبت بافت بالا باشد، نشان دهنده حضور شاخاب‌های بیشتر و در نتیجه فرسایش شدیدتر است.

اگر ناهمواری ثابت و تراکم زهکشی افزایش یابد، متوسط فاصله افقی از خط تقسیم آب حوضه تا شاخه‌های مجاور کاهش می‌یابد و این امر با افزایش شیب دامنه‌ها همراه می‌گردد. چنانکه میزان ناهمواری افزایش یابد و تراکم زهکشی ثابت بماند، اختلاف ارتفاع بین خط تقسیم آب و شاخه‌های مجاور افزایش می‌یابد و بنابراین، شیب دامنه نیز افزایش می‌یابد. زمانی که هر دو بزرگ باشند، به معنی این است که در محدوده مورد بررسی حداکثر ارتفاع وجود دارد. به عبارت دیگر، در منطقه دامنه‌ها نه تنها پر شیب، بلکه

در حوضه شورچای نشان می‌دهد که مقادیر حاصل بالا و در نتیجه می‌توان گفت که پتانسیل فرسایش پذیری نیز بالاست (جدول ۴).

فرکانس آبراهه‌ها نیز نشان دهنده فرسایش پذیری بیشتر شیب‌هاست. هرچه فرکانس آبراهه‌ها بیشتر باشد، فرسایش نیز بیشتر است. محاسبه این ضرایب

جدول ۴- پارامترهای، روابط و مقادیر حاصل از شاخص‌های مورفومتریک در زیر حوضه شورچای

| مقدار در شورچای | پارامترهای رابطه | رابطه | نام رابطه | علامت | ردیف |
|-----------------|---|-----------------------|-------------------------|-------|------|
| ۲۱۱۰ | -ارتفاع حداکثر و-ارتفاع حداقل | $Bh=h_{max}-h_{min}$ | ناهمواری حوضه | Bh | ۱ |
| ۱۹۹.۰ | L =طول شاخاب‌ها و A =مساحت حوضه زهکشی | $Dd=L/A$ | تراکم زهکشی | Dd | ۲ |
| ۸۳.۲۴۷ | Dd - Bh - | $Rn=Bh*Dd$ | ضریب ناهمواری | Rn | ۳ |
| ۴۳.۲ | A مساحت و L طول | $C=A/L$ | ضریب ثابت نگهداری کانال | C | ۴ |
| ۶.۱ | N تعداد آبراهه‌ها | $Fu=N/A$ | فرکانس آبراهه | Fu | ۵ |
| ۶۳.۲ | N =تعداد شاخاب‌های رتبه یک و P =محیط حوضه | $T=N(1/P)$ | نسبت بافت | T | ۶ |
| ۵.۰ | Lb طول رودخانه اصلی و A مساحت | $Rf=A/(Lb)^2$ | عامل شکل | Rf | ۷ |
| ۲۵.۰ | " " | $Re=1.128\sqrt{A/Lb}$ | ضریب کشیدگی | Re | ۸ |
| ۶۶.۱ | - | $Kc=0.28p/\sqrt{A}$ | ضریب تراکم | Kc | ۹ |
| ۴.۰ | " | $Rc=4\sqrt{A/P^2}$ | ضریب گردواری | Rc | ۱۰ |

بحث و نتیجه گیری

سطحی (عمدتاً متشکل از مارن و رس و سیلت) به فرسایش مستعد هستند، اما وجود شیب پایین که از انرژی فرسایشی رواناب‌ها می‌کاهد، این امر باعث شده است که از شدت فرسایش در این محدوده‌ها کاسته شود و خندق‌ها کمتر مشاهده شوند.

در کناره رودخانه‌ها که متشکل از آبرفت‌ها و کنگلومراهای تحکیم نیافته هستند، خندق‌های توسعه یافته مشاهده می‌شود. در این محدوده‌ها، شیارهای عمیق در سطوح شیب دار و کناره دیواره‌های منتهی به دشت‌های سیلابی ایجاد شده است. کناره آبراهه‌ها توسط پیچان‌ها دائماً در حال جابجایی و در حال فرسایش است. با توجه به حضور سد و بندهای متعدد در مسیر جریان رودخانه شورچای، تداوم فرسایش در طول مسیر جریان و شیب‌های منتهی به

زیرحوضه شورچای به لحاظ حاکمیت ویژگی‌های خاص، از رسوب‌ها ترین زیرحوضه‌های قرقچای محسوب می‌شود. حضور سازندهای سطحی مستعد به فرسایش، عدم ثبات در مسیر جریان اصلی شورچای و همچنین شاخاب اصلی آن، عدم حفظ دامنه‌ها توسط پوشش گیاهی و حضور گنبدهای نمکی که نمی‌توانند مواد سطحی آنها توسط پوشش گیاهی تثبیت شوند، علل اصلی فرسایش شدید در این زیرحوضه است.

در بخش‌های هموار شدت فرسایش نسبت به شیب‌ها پایین است. سطوح هموار دشت‌های میانکوهی که توسط پوشش حفظ می‌شوند و در اغلب موارد تحت کشت هستند، در این محدوده قرار می‌گیرند. در محدوده‌های مذکور، هرچند که سازندهای

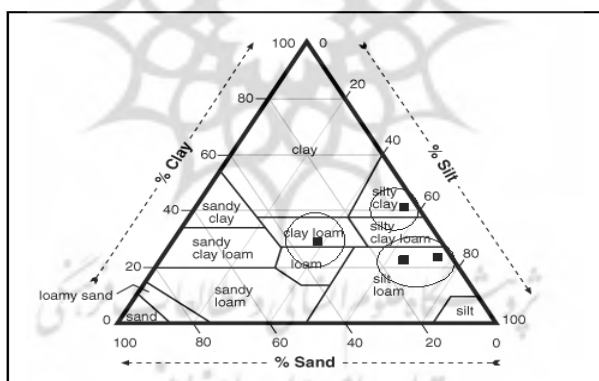
خاک‌هایی با بافت سنگین هستند (شکل ۱۱ و ۱۲). این محدوده‌ها دارای بالاترین مقدار V,TCI هستند. برداشت نمونه‌های خاک از این محدوده‌ها، حاکی از این است که اغلب بافت خاک‌ها رسی-لومی، سیلتی-لومی و سیلتی-رسی است (شکل ۱۲).

رودخانه، می‌تواند میزان رسوبات انباشته شده در پشت بندها را افزایش دهد.

درحوضه شورچای خندق‌های عمیق و با سرعت توسعه بالا در محدوده‌هایی تشکیل شده اند که دامنه‌ها پرشیب و سازندهای سطحی متشکل از مارن و



شکل ۱۱- تشکیل خندق‌های عمیق در سطح دامنه‌های متشکل از مارن‌ها که مواد حاصل از فرسایش مستقیماً وارد دریاچه سد ملاجیغ می‌شود (بخش بالا دست زیر حوضه شورچای) و تشکیل راوین‌های عمیق در سطح دامنه‌های متشکل از رس (بخش‌های جنوب غربی حوضه شورچای).



شکل ۱۲- محل برداشت نمونه سه (اطراف سد ملاجیغ)

این امر به فرسایش بیشتر این دامنه‌ها و خاک‌های مستقر بر روی آنها منجر می‌شود.

منابع

مطالعات خاکشناسی نیمه تفصیلی دقیق اراضی پایاب سد خرمدرق، (۱۳۸۴)، شرکت سهامی آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی.

با توجه به فیزیوگرافی خاص منطقه که دارای پستی و بلندی و عوارض زیادی است، اکثر اراضی زراعی به شکل دیم و به صورت ردیفی کشت می‌گردد. معمولاً کشت حبوبات به صورت ردیفی و در دامنه‌های کم شیب صورت می‌گیرد که کانالیزه شدن آب‌های سطحی در ردیف‌های عاری از کشت (در فصل آیش و یا بعد از برداشت محصول) شده که

- Amsler, L.M., C. G. Ramonell & H. A. Toniolo. (2005). Morphologic changes in the Parana river channel in the light of the climate variability during the 20th century, *Geomorphology*, 65, p56-70.
- Battagli, S. a., L. Leoni and F. Sartori. (2002). Mineralogical and grain size composition of clays developing calanchi and biancane erosional landforms, *Geomorphology*, 49, 153-170.
- Boardman, J., A.J. Parsons and R. Holland., P.J. Holmes, Washington. (2003). Development of badlands and gullies in the Sneeuberg, Great Karoo, South Africa, *Catena*, 50, 165-184.
- Casali, J., J. Loizu, M.A. Campo, L.M. De Santisteban & J. A' lvarez-Mozos. (2006). Accuracy of methods for field assessment of rill and ephemeral gully erosion, *Catena*, 67, 128 - 138.
- Casasnovas, J.A. Mart'inez. (2003). A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion, *Catena*, 50, 293-308.
- Casasnovas, J.A. Mart'inez ., M.C. Ramos and M. Ribes-Dasi. (2002). Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models, *Geoderma*, 105, 125-140.
- Chaplot, V., E. Coadou le Brozec, N. Silvera and C. Valentin. (2005). Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands of northern Laos, *Catena*, 63, 167-184,
- Elsen, Erik van den ., Yun Xie., Baoyuan Liu., Jannes Stolte., Yonqui Wu., Kim Trouwborst & Coen J. Ritsema. (2003). Intensive water content and discharge measurement system in a hillslope gully in China, *Catena*, 54, 93-115 115.
- Gabet, Emmanuel J. and Andy Bookter. (2008). A morphometric analysis of gullies scoured by post-fire progressively bulked debris flows in southwest, Montana, USA, *Geomorphology*, 96 298-309.
- Govers, G. (2007). Rill erosion .*Earth science review*. 84, p87-102.
- Gyssels, G., J. Poesen, J. Nachtergaele & G. Govers. (2002). The impact of sowing density of small grains on rill and ephemeral gully erosion in concentrated flow zones., *Soil & Tillage Research*, 64, 189-201.
- James, L. Allan., Darrell Glen Watson & William F. Hansen. (2007). Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena*, 71, 132-144.
- Kheir, Rania Bou., Olivier Cerdan & Chadi Abdallah. (2006). Regional soil erosion risk mapping in Lebanon, *Geomorphology*, 82, 347-359.
- Knapen, A., J. Poesen & S. De Baets. (2007). Seasonal variations in soil erosion resistance during concentrated flow for a loess-derived soil under two contrasting tillage practices. *soil & Tillage Research* , 94, 425-440.
- Knapen, A., J. Poesen., G. Govers., G. Gyssels & J. Nachtergaele. (2007). Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review ,*Earth-Science Reviews*, 80, 75-109.
- Laaha, G & G. Bloschl. (2005). Low flow estimates from short stream from flow records a compararison of methods, *Journal of Hydrology*, 306-286.
- Marker, M., Angeli, L., Bottai, L., cCostantini, R. (2008). Assessment of land degradation susceptibility by scenario analysis. *Geomorphology*, 93, p120-129.
- McIntosh, Peter & Mike Laffan. (2005). Soil erodibility and erosion hazard: Extending these cornerstone soil conservation oncepts to headwater streams in the forestry estate in

- Tasmania .Forest Ecology and Management 220 , 128–139 139.
- Pelacani, S., Marker, M & Rodolfi, G. (2008). Simulation of soil erosion and deposition in a changing land use. *Geomorphology.*, 99 p329-340.
- Peugeot, S., B. Cappelare., B. E. Vieux., L. Seguis & A. Maia. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid endoreic catchment in Sahelan west ,model-aided data analysis and screening, *Journal of Hydrology* ,279:224-243.
- Poesen, J., Nachtergaele, G. Verstraeten & C. Valentin. (2003). Gully erosion and environmental change: importance and research needs, *Catena*, 50, 91– 133.
- Rahman, M. (2009). Soil erosion hazard evaluation. *Ecological modeling*. 220, p 1724-1734.
- Ries, J. B & I. Marzloff. (2003). Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp, *Catena* 50, 309– 328.
- Sang-Arun, J., M. Mihara, Y. Horaguchi & E. Yamaji. (2006). Soil erosion and participatory remediation strategy for bench terraces in northern Thailand, *Catena*, 65, 258 – 264.
- Torri, D., J. Poesen, b, L. Borselli & A. Knapen. (2006). Channel width–flow discharge relationships for rills and gullies, *Geomorphology*, 76, 273–279.
- Valca´rcel, M.M., T. Taboada., A. Paz & J. Dafonte. (2003). Ephemeral gully erosion in northwestern Spain .*Catena* 50 , 199– 216.
- Vanacker, Veerle., Gerard Govers., Jean Poesen., Jozef Deckers., Gerd Dercon and George Loaiza. (2003). the intensity and spatial pattern of water erosion in a semi-arid mountainous Andean environment, *Decrease of sheet*, *Catena*, 51, 329–347 .
- Vandekerckhove, L., J. Poesen., D. Oostwoud Wijdenes., G. Gysels., L. Beuselinck & E. de Luna. (2000). Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semi-arid mediterranean environments, *Geomorphology*, 33, 37–58.
- Vanwalleghem., T., J. Poesen., J. Nachtergaele & G. Verstraeten . (2005). Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils./, *Geomorphology*, 69, 76–91 .
- Vente, Joris T & Jean Poesen. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models./, *Earth-Science Reviews*, 71 , 95–125.
- Yadav, R. (2003). Development of hydrologically optimal and formation practice for gully erosion susceptible soil. *Agricultural water management*, 59, p 112-135.
- y garden, Lillian. (2003). Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway, *Catena*, 50, 217– 242.
- Wilkinson, S., Prosser, J. (2009). Modelling and testing spatially distributed sediment buget to relate erosion processes to sediment yields. *Environmental modelling and software*. 24, p 489-501.
- Zhou, P. (2008). Effect of vegetation cover on soil erosion in a mountainous watershed. *Catena*. 75, p 319-325.

Investigation of topographic thresholds and analysing role of surface materials on gully development in the hillslope of semi arid areas. Case study: Shoorchay

M. Bayati Khatibi. M. Rajabi. F. Karami

Received: 21 Desember 2009 / Accepted: 17 August 2010, 5-8 P

Extended abstract

1- Introduction

In the surface of semiarid regions, erosion accures severe and rapidly. Linear erosion, specially gully erosion –as a hazardous erosion type ,is important factor for delivery materials into runoff and flood plains. This erosion type is formed in semi arid mountains that is not covered by plants. In intensive erosion, many factors are interference, but magnetude of erosion on suitable materials or erosible materials is very high. In shoorchay catchement on Eastern slope of Sahand (located from 36° 05' to 37° 20' N and from 46° 42' to 47° 15' E)

Big gully is developed on the hillslope of silt and clay. In this article have been effects of factors on studied gully formation and development many indices, such as V and TCI. The results of this study show that in many parts of Shoorchay Basin, slope and surface materials have important role on development of gullies.

2- Metodology

In this article, was investigated linear erosion factors by V and TCI indices. River gradient, flow velocity, time concentration and power erosion of rivers, have been studied and computed as creation and development factors. TC (time concentration) was related to physiographic characteristics, eg., surface property, shape of basin, lengh and slope of reaches, relief, type of plant covers, soil texture. Therefore these factors were presented erosion potential of basin. TC was estemited using Willimas methods. Rn, C, T, FN indices have been used in this study, as morphometry indices.

Author

M. Bayati Khatibi. (✉)

Associate Professor of Geomorphology, university of Tabriz, Tabriz, Iran.
e mail: m_bayati@tabrizu.ac.ir

M. Rajabi.

Associate Professor of Geomorphology, university of Tabriz, Tabriz, Iran.

F. Karami.

Assistant Professor of Geomorphology, university of Tabriz, Tabriz, Iran.

3- Discussion

In the shoorchy as a sub basin of Garangoo Basin, rate of sediment is very high. Unstable materials, unstable slope on course of river, unprotect slope and salt dom which don't have suitable plant covers, are main causes of intensive erosion in Shoorchay basin. In the gentle parts of basin, erosion is higher than slope. Mentioned site of basin, in spite of presence sustainable materials on surfaces, rate of erosion is low. These land are farmlands.

4- Conclusion

The rate of TCI is high in Northern and Western part of Shoorchay Catchement. these results also were suggested that these sites have very high potential for gulling processes. In most site of Shoorchay catchement, when length of slope is increasing, the rate of TCI also is increasing. This result show affect of gathering water on erosion. The rate of V at up parts of catchement was high and was decreasing in the middle and down parts of catchement. Most of gullies were made and developed on the sites with marn and silt. Results showed that V and TCI were not conformed in many parts of catchement. The analysis of used indices in many parts of study area showed that numerical data were higher than limit of thresholds. These results show that potential of slope for liner erosion is high

Key words: liner erosion, gully erosion, topographical factors, surface materials eastern slope of Sahand muntain.

References

- Amsler, L. M., C. G. Ramonell & H. A. Toniolo. (2005). Morphologic changes in the Parana river channel in the light of the climate variability during the 20th century, *Geomorphology*, 65, p 56-70.
- Battagli, S. a., L. Leoni & F. Sartori. (2002). Mineralogical and grain size composition of clays developing calanchi and biancane erosional landforms, *Geomorphology*, 49, 153–170.
- Boardman, J., A. J. Parsons & R. Holland., P. J. Holmes, Washington. (2003). Development of badlands and gullies in the Sneeuberg, Great Karoo, South Africa, *Catena*, 50, 165–184.
- Casali, J., J. Loizu, M.. Campo, L.. De Santisteban & J. A´lvarez-Mozos. (2006). Accuracy of methods for field assessment of rill and ephemeral gully erosion, *Catena*, 67, 128 – 138.
- Casasnovas, J.A. Mart´nez. (2003). A spatial information technology approach for the mapping and quantification of gully erosion, *Catena*, 50, 293–308.
- Casasnovas, J. A. Mart´nez., M. C. Ramos & M. Ribes-Dasi. (2002). Soil erosion caused by extreme rainfall events: mapping and quantification in agricultural plots from very detailed digital elevation models, *Geoderma*, 105, 125–140.
- Chaplot, V., E. Coadou le Brozec, N. Silvera & C. Valentin. (2005). Spatial and temporal assessment of linear erosion in catchments under sloping lands of northern Laos, *Catena*, 63, 167–184,
- Company of Regional Water, Eastern Azarbayjan. (1384). Soil study at down parts of Khoram DArag Dam.
- Elsen, Erik van den., Yun Xie., Baoyuan Liu., Jannes Stolte., Yonqui Wu., Kim Trouwborst and Coen J. Ritsema. (2003). Intensive water content and discharge measurement system in a hillslope gully in China, *Catena*, 54, 93–115
- Gabet, Emmanuel J. & Andy Bookter. (2008). A morphometric analysis of gullies scoured by post-fire progressively bulked debris flows in

- southwest, Montana, USA, *Geomorphology*, 96 298–309.
- Govers, G. (2007). Rill erosion. *Earth science review*, 84, p87-102.
- Gyssels, G., J. Poesen, J. Nachtergaele & G. Govers. (2002). The impact of sowing density of small grains on rill and ephemeral gully erosion in concentrated flow zones., *Soil & Tillage Research*, 64 ,189–201.
- James, L. Allan., Darrell Glen Watson & William F. Hansen. (2007). Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena*, 71, 132–144.
- Kheir, Rania Bou., Olivier Cerdan & Chadi Abdallah. (2006). Regional soil erosion risk mapping in Lebanon, *Geomorphology*, 82, 347–359.
- Knapen, A., J. Poesen & S. De Baets. (2007). Seasonal variations in soil erosion resistance during concentrated flow for a loess-derived soil under two contrasting tillage practices. *Soil & Tillage Research*, 94, 425–440.
- Knapen, A., J. Poesen., G. Govers., G. Gyssels & J. Nachtergaele. (2007). Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, 80, 75–109.
- Laaha, G., & G. Bloschl. (2005). Low flow estimates from short stream from flow records a comparison of methods, *Journal of Hydrology*, 306-286.
- Marker, M., Angeli, L., Bottai, L., Costantini, R. (2008). Assessment of land degradation susceptibility by scenario analysis. *Geomorphology*, 93, p120-129.
- McIntosh, Peter & Mike Laffan. (2005). Soil erodibility and erosion hazard: Extending these cornerstone soil conservation concepts to headwater streams in the forestry estate in Tasmania. *Forest Ecology and Management* 220, 128–139.
- Pelacani, S., Marker, M & Rodolfi, G. (2008). Simulation of soil erosion and deposition in a changing land use. *Geomorphology*, 99 p329-340.
- Peugeot, S., B. Cappelare., B. E. Vieux., L. Seguis & A. Maia. (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid endoreic catchment in Sahel west, model-aided data analysis and screening, *Journal of Hydrology*, 279: 224-243.
- Poesen, J., Nachtergaele, G. Verstraeten & C. Valentin. (2003). Gully erosion and environmental change: importance and research needs, *Catena*, 50, 91–133.
- Rahman, M. (2009). Soil erosion hazard evaluation. *Ecological modeling*. 220, p1724-1734.
- Ries, J.B & I. Marzoff. (2003). Monitoring of gully erosion in the Central Ebro Basin by large-scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp, *Catena* 50, 309–328.
- Sang-Arun. J., M. Mihara, Y. Horaguchi & E. Yamaji. (2006). Soil erosion and participatory remediation strategy for bench terraces in northern Thailand, *Catena*, 65, 258 – 264.
- Torri, D., J. Poesen. b, L. Borselli and A. Knapen. (2006). Channel width–flow discharge relationships for rills and gullies, *Geomorphology*, 76, 273–279.
- Valcarcel, M. M., T. Taboada., A. Paz and J. Dafonte. (2003). Ephemeral gully erosion in northwestern Spain. *Catena* 50, 199–216.
- Vanacker, Veerle., Gerard Govers., Jean Poesen., Jozef Deckers., Gerd Dercon and George Loaiza. (2003). The impact of environmental change on the intensity and spatial pattern of water erosion in a semi-arid mountainous Andean environment, *Decrease of sheet*, *Catena*, 51, 329–347.
- Vandekerckhove, L., J. Poesen., D. Oostwoud Wijdenes., G. Gyssels., L. Beuselinck & E. de Luna. (2000). Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semi-arid mediterranean environments, *Geomorphology*, 33, 37–58.
- Vanwalleghem, T., J. Poesen., J. Nachtergaele & G. Verstraeten. (2005). Characteristics, controlling factors and importance of deep gullies under cropland on loess-derived soils., *Geomorphology*, 69, 76–91.
- Vente, Joris T and, Jean Poesen. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models., *Earth-Science Reviews*, 71, 95–125.

- Yadav, R. (2003). Development of hydrologically optimal and formation practice for gully erosion susceptible soil. Agricultural water management ,59, p 112-135.
- ygarden, Lillian. (2003). Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway, Catena, 50, 217– 242.
- Wilkinson, S., Prosser, J. (2009). Modelling and testing spatially distributed sediment buget to relate erosion processes to sediment yields. Environmental modelling and software. 24, p 489-501.
- Zhou, P. (2008). Effect of vegetation cover on soil erosion in a mountainous watershed. Catena.75, p 319-325.

