

بررسی نقش گسل‌ها در مورفولوژی دشت‌های شمالی زنجان‌رود

غلام‌حسن جعفری*: استادیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

وصول: ۱۳۹۳/۴/۱۰ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۲۶، صص ۴۸-۳۵

چکیده

یکی از خصوصیات منحصربه‌فرد دشت‌های شمالی حوضه آبی زنجان‌رود در استان زنجان، وجود رودخانه‌هایی است که به صورت موازی، در دره‌های عمیقی جریان دارند. با توجه به شیب ملایم سطوح هموار اطراف دره‌ها، که به دره‌ها ختم نمی‌شود، لندفرم‌های موجود با فرآیندهای امروزی در تعادل نیستند. مشخص‌بودن کنیک کوهستان در نقشه‌های توپوگرافی و شواهد میدانی، نشان می‌دهد در دشت‌های مورد مطالعه، مخروط‌افکنه جدیدی در حال گسترش نیست، در حالی که حفر دره‌ها در درون مخروط‌افکنه‌های قدیمی انجام شده‌اند که کل سطح دشت‌های شمالی را پوشیده‌اند. رودخانه‌هایی مثل سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان که وسعت حوضه آبی قابل توجهی بالاتر از سینوزیته جبهه کوهستان دارند، در دره‌های عمیقی جاری هستند که در سینوزیته کوهستان گاه عمق آنها از صد متر نیز تجاوز می‌کند و در طول زیادی از مسیر، با حفظ اختلاف ارتفاع اولیه نسبت به نواحی اطراف، به زنجان‌رود ختم می‌شوند. بررسی شرایط توپوگرافیکی دشت‌سرهای پوشیده از رسوبات آلویالی، الگوی آبراهه‌های موازی و انقطاع دشت‌سرهای آبشخورمانند عمیق و وسیع، از روی نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی منطقه به همراه شواهد میدانی نشان‌دهنده دخالت شدید تکتونیک در تحول دشت‌های شمالی زنجان‌رود است. در این پژوهش، از شاخص‌های مورفوتکتونیک همچون: گرادیان طولی رودخانه (SL)، تقارن‌نداشتن حوضه زهکشی (Af)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، پیچ و خم پیشانی کوه (Smf) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) استفاده شده است. ارقام برآوردشده از این شاخص‌ها، در سه کلاس یک تا سه (فعال تا غیرفعال) طبقه‌بندی شدند. از نتایج به دست آمده بر می‌آید که این زیرحوضه از نظر تکتونیک در گروه فعال قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: مخروط‌افکنه، گسل زنجان‌رود، نئوتکتونیک، کوتاه‌تر، سهرین

۱- مقدمه

یکی از خصوصیات منحصر به فرد دشت‌های شمالی حوضه آبی زنجان رود، وجود آبراهه‌هایی است که به صورت موازی، در دره‌های عمیقی جریان دارند. وجود سطوح هموار و کم‌شیب اطراف دره‌ها، بیانگر آن است که لندفرم‌های موجود با فرآیندهای امروزی در تعادل نیستند. دره‌های عمیق و آبشخورمانند در جوار دشت‌های کم‌شیبی که شیب آنها به دره‌های عمیق ختم نمی‌شود. این فرم‌های نامتعادل یکی از مصادیق کلاس است. کلاس حالتی از سیستم است که بیانگر نوعی بی‌نظمی در رابطه بین پاسخ فرم و فرآیند است، ولی این به مفهوم ایجاد عدم تعادل در کل سیستم نیست؛ بلکه به واسطه تغییرات سریع و دیرکرد در پاسخ سیستم به آن تغییرات، بی‌نظمی خاصی در روند عام ایجاد می‌شود که پس از سپری شدن زمان تأخیر دوباره روند عام قبلی حاکمیت می‌یابد. نمونه بارز ناتعادلی دره‌ای در ایران مرکزی را می‌توان دره هنجن، دره نسران و دره ایزدخواست در استان اصفهان دانست. شرایط اقلیمی امروزی در این مناطق (و در دره‌های مورد مطالعه در این مقاله، یعنی قره‌چریان، سارمساقلو و سهرین) هرگز قادر به ایجاد سیستم شکل‌زای فرم‌های گفته‌شده نیست. از طرف دیگر، در دوره‌های یخچالی با توجه به ارتفاع خط برف دائمی و میزان بارش‌ها، امکان به وجود آمدن روان‌آب‌های شدید و مستمر فراهم نیست و در دوره‌های پاراگلیشیال شرایط شکل‌گیری آنها فراهم می‌شده است (رامشت، ۱۳۸۲، ۲۳). از طرفی با توجه به مشخص‌بودن کنیک کوهستان در نقشه‌های توپوگرافی و شواهد میدانی، در ارتفاعات شمالی این حوضه، شرایط تشکیل مخروط‌افکنه وسیع در شرایط

کنونی وجود ندارد و رودخانه‌های مهمی مثل سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان که وسعت حوضه آبی قابل توجه، بالاتر از سینوزیته جبهه کوهستان دارند؛ در معابر عمیقی جاری هستند که گاه عمق آنها در سینوزیته کوهستان، از صد متر نیز تجاوز می‌کند و در طول زیادی از مسیر با حفظ اختلاف ارتفاع اولیه، به زنجان رود متصل می‌شوند. معابر طبیعی از بهترین مناظر ژئومورفیکی است که در آن ارتباط بین سیستم نیروها و اشکال ناهمواری به روشنی قابل درک است؛ زیرا همین سیستم نیروها هستند که به‌طور انحصاری در تعیین ابعاد و شکل آبراهه دخالت دارند (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹: ۱۶۳). ژئومورفولوژیست‌ها رودها را تنها به مثابه یکی از عناصر دخیل در تغییر شکل زمین می‌بینند. چون این دیدگاه، هر دو نگرش میان‌مدت و درازمدت را شامل می‌شود، به ژئومورفولوژیست‌ها امکان می‌دهد، تا از رودها ادراک ویژه‌ای داشته باشند؛ ادراکی که تا حدی با نظر مدیران حرفه‌ای رود متفاوت است که بیشتر به مسائل بلافصل و نزدیک رود توجه دارند. در چنین نگرشی، توجه عمومی ژئومورفولوژیست‌ها از «شکل - مواد - فرایند»^۱ و زمان زمان به بحث درباره «شکل - فرایند - واکنش»^۲ تغییر می‌یابد (آر یو کوک و همکار، ۱۳۷۷، ۲۶۵-۲۶۷).

تپینگ^۳ (۱۹۹۴) با استفاده از ترانس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی از دره‌های اسکاتلند را تحلیل کرد. زلیدیس^۴ (۲۰۰۰) و والرستین^۵ (۲۰۰۴) به ترتیب، تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک و واریزه‌های

1 - form- materials- process

2 - form- process- response

3 - Tipping

4 - Zelidies

5 - wallerstein

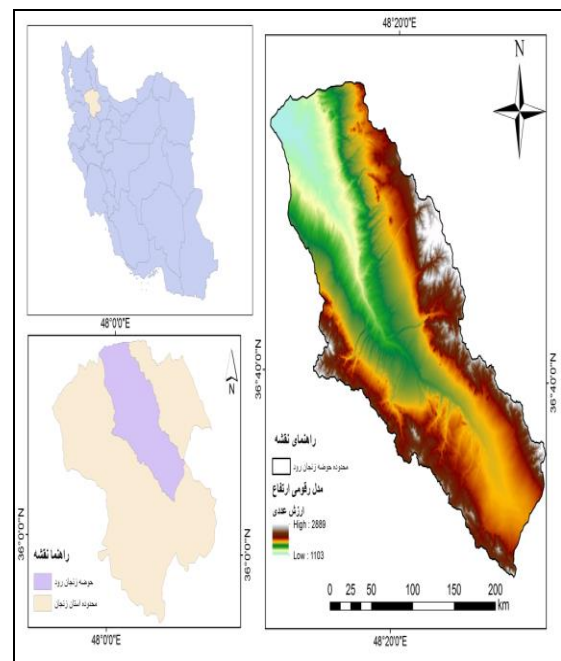
نامساوی در سنگ‌های نرم و سنگ‌های مقاوم انجام می‌گیرد. مجلل و مصباحی (۱۳۸۷) در تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی فرونشست زنجان معتقدند که رسوبات افقی با ضخامت زیاد در ۴۵ کیلومتری شمال باختر شهر زنجان متعلق به پلیوسن - کواترنری بوده‌اند که به وسیله گسل‌های عادی بریده شده‌اند. رسوبات پلیوسن این منطقه شامل رس، مارن و سیلت است که به دلیل افقی بودن لایه‌ها و تنوع رنگ و جابه‌جایی‌ها در امتداد گسلش عادی، بسیار مشخص هستند (مجلل و مصباحی: ۱۳۸۷، ۴۹). انصاری‌نیا (۱۳۸۸) معتقد است که در منطقه قزل‌اوزن و به تبع آن زنجانرود، چهار واحد زمین ریخت‌شناسی کوهستان، تپه ماهور، دشت‌سر فرسایشی و دشت‌سر پوشیده قابل شناسایی است (انصاری‌نیا، ۱۳۸۸: ۹۴). تحول دره‌های متعددی در سطوح هموار به فرایندهای یخچالی ارتباط داده شده است؛ دره‌های سلفچگان یا عنایت‌آباد (رامشت و شوشتری، ۱۳۸۶)، دره رودخانه سفید بخش سده اقلید (کمانه، ۱۳۸۵)، دره اقلید (رامشت و کاظمی، ۱۳۸۶) و دره چقاگرگ الیگودرز (جعفری و رامشت ۱۳۹۲: ۱۱۱)، دره کشت محکی در حوضه صفاشهر استان فارس (معیری و همکاران، ۱۳۸۸) از آن جمله‌اند.

حوضه زنجانرود بخشی از حوضه آبریز بزرگ رودخانه قزل‌اوزن و یکی از هفده حوضه آبی استان زنجان است (شکل ۱). امتداد کلی این حوضه آبخیز جنوب شرقی، شمال غربی بوده است، از شمال به سلسله‌کوه‌های طارم و از جنوب به ارتفاعات سلطانیه محدود می‌شود. خط تقسیم در شرق سلطانیه است و عارضه مشخصی ندارد، بلکه دشت به تدریج ارتفاع یافته است و در آن طرف خط تقسیم نیز به تدریج فرو می‌آید (علایی طالقانی، ۱۳۸۸، ۹۶). در شرق

انباشته شده بررسی کردند. رادونه^۱ (۲۰۰۳) تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها و بستر جریان آنها را مطالعه و مراحل تحول آنها را با استفاده از توابع ریاضی توجیه کرد. پتراس (۲۰۱۰) دشت‌های یخساری را در حاشیه مناطق یخچالی ایلینوئیز بررسی کرده و معتقد است که این دشت‌ها بر اثر یخچال‌هایی به وجود آمده است که ۱۶۰۰۰ تا ۲۰۸۰۰ سال قبل بر منطقه تسلط داشته‌اند. اسعدی (۱۳۸۲) معتقد است همگام با تکامل و تغییر شکل ناهمواری طبیعت، رودخانه‌ها در نیمرخ تعادل خود بارها و بارها مسیرهای نوین را یافته‌اند و بر پهنه زمین اشکال جدیدی را حک کرده‌اند. گاه در جایی با عمل حفر و کاوش بستر و در جای دیگر با انباشتن نهشته‌های رسوبی چهره‌های بدیعی را در دامن طبیعت پدیدار ساخته‌اند (اسعدی، ۱۳۸۲: ۱۰). مهرشاهی (۱۳۸۳) در بررسی ژئومورفولوژی دشت ابراهیم‌آباد، یکی از حوضه‌های آبریز رشته‌کوه شیرکوه را مطالعه کرده و معتقد است که قسمت انتهایی خاوری دشت، عملکرد یک گسل شمالی، جنوبی و بالآآمدن سدی کنگلومرانی بسته شده است (مهرشاهی: ۱۳۸۳، ۱۴۲). خیام (۱۳۸۵: ۲۰۳) ناهمواری‌های ایجادشده را نسبت به وضع استقرار آنها بررسی می‌کند و در مبحث ساخت‌های ساده، به نحوه تکامل دشت‌های رسوبی می‌پردازد. وی معتقد است که در ساخت‌های طبقات رسوبی موافق بدون گسله و با مقاومت یکسان فرسایش دیفرانسیل صورت نمی‌گیرد و برعکس، چنانکه سری رسوبات از طبقاتی ساخته شوند که سختی متفاوت داشته باشند، عمل فرسایش به‌طور

^۱ - Radoane

زنجان ارتفاعات به هم نزدیک شده است و عرض فرورفتگی به ۳ تا ۴ کیلومتر تقلیل می‌یابد. زنجان رود رسوبات دوران چهارم را از بین برده است و لایه‌های پلیوسن بیشتر کف دشت را تشکیل می‌دهد. در طرفین بستر زنجان رود چندین پادگانه از عناصر توپوگرافی جالب در این ناحیه است. ارتفاع ریزشگاه رودخانه زنجان رود به قزل اوزن، ۱۱۰۰ متر، شیب متوسط آن ۰/۵ درصد و حوضه آبریز آن دریای خزر است (بهرام‌زاده و ملکی، ۱۳۹۰). از نظر مشخصه‌های ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی) چهار ریخت یا شکل در منطقه قابل مشاهده است که شامل دشت‌های دامنه‌ای (حدود ۷٪ مساحت کل حوزه)، فلات (۳۱٪ مساحت کل حوزه)، مناطق تپه‌ماهوری (۳۲٪ مساحت کل حوزه) و کوهها (۳۰٪ مساحت کل حوزه) هستند. با توجه به وضعیت ارتفاعی، ارتفاع متوسط وزنی آن ۱۹۳۴ متر است (عبدی و غیومیان، ۱۳۷۹).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

روش و متدولوژی پژوهش

در این مقاله برای ردیابی تحولات کواترنری در حوضه آبی زنجان رود، بر دو تحول بیشتر تأکید شده است؛ موارد ناشی از فعالیت‌های تکنونیک و نئوتکتونیک و تأثیرات ژئومورفولوژیکی تغییرات اقلیمی. برای بررسی منطقه مورد مطالعه در ابتدا به مطالعات اسنادی پرداخته شد. سپس با توجه به نقشه‌های ۱/۵۰۰۰۰، مدل رقومی ارتفاع^۱ و تصاویر SRTM منطقه، نقشه‌های شیب، جهت شیب و خطوط منحنی میزان در نرم‌افزارهای Arc GIS 10.1 و Global Mapper 13 تهیه شد. برای بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی نئوتکتونیک، با استفاده از وضعیت آبراهه‌ها در مناطق مختلف کوهستانی و دشت و همچنین، توپوگرافی منطقه در دشت و پیشانی کوهستان، ابتدا محل تقریبی گسل‌ها، مشخص شد و به کمک مطالعات متعدد میدانی و بازدید از ترانسه‌ها، مکان‌های شناسایی شده، مورد ارزیابی و کنکاش قرار گرفت و با رؤیت شواهد گسلی موجود در منطقه، اطلاعات مراحل قبل اصلاح و یا تأیید شد. سپس با استفاده از لایه‌های تهیه شده مثل خطوط منحنی میزان، شبکه آبراهه‌ها، خطوط گسل شناسایی شده، تعقیب و بر اساس وضعیت و ویژگی لایه‌ها، تحلیل‌های توصیفی و کمی در ارتباط با چگونگی عملکرد گسل‌ها انجام شد. شاخص‌های مورفوتکتونیک کمی مورد استفاده در این مقاله گرادیان طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، پیچ و خم پیشانی کوه (Smf) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) هستند که ابزارهای مفیدی در ارزیابی

^۱ - DEM

کیلومتری جنوب- جنوب باختری سلطانیه می‌گذرد. این گسل از دوره پلیوسن به بعد دوباره فعال شده است (آرین و پورکرمانی، ۱۳۷۷، ۳۹). گسل‌های فرعی متعددی از این گسل‌های اصلی منشعب شده‌اند که بر لندفرم‌های منطقه تأثیر گذاشته است. یکی از این تأثیرات در زنجان‌رود ایجاد دره‌های عمیق و وسیع در رسوبات آلوویالی دشت‌های شمالی است. مردانی (۱۳۷۸) فعال بودن گسل‌های دشت زنجان را از نظر زمین‌ساخت، تأیید کرده است. گسل‌های فعال، گسل‌هایی هستند که در کوآترنر پسین و به‌خصوص عهد حاضر دارای حرکات زمین‌ساختی‌اند و انتظار می‌رود و در آینده نیز با فعالیت مجدد خود دچار جابه‌جایی نسبی شوند (بربریان و همکاران، ۱۹۹۳: ۳). حوضه آبی زنجان‌رود، با ارتفاعاتی با روند شمال غربی- جنوب شرقی محصور شده که ارتفاعات شمالی در امتداد شهر زنجان، به سمت شمال منحرف شده است. عبور زنجان‌رود از میان زمین‌های نسبتاً هموار، حوضه را به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. در مجموع توپوگرافی دشت‌های شمالی زنجان‌رود متأثر از عملکرد ترکیبی گسل‌های ارمغانخانه، تهم، زنجان‌رود و سهرین و تغییرات سطح اساس رودخانه‌های محلی است.

شواهد ژئومورفولوژی دال بر گسل

شواهد ژئومورفولوژیکی نشان می‌دهد سه گسل تهم، ارمغانخانه و زنجان به صورت مورب نزدیک به زاویه قائمه با گسل‌های ارمغانخانه و زنجان برخورد کرده‌اند (شکل ۲).

وضعیت تکتونیک فعال‌اند. در نهایت با تجزیه و تحلیل نتیجه کمی شاخص‌ها، با توجه به جدول (۱)، معیار سنجش شاخص‌های تکتونیک، وضعیت تکتونیک منطقه مشخص شد.

جدول ۱- معیار سنجش وضعیت تکتونیک جنب‌جا

شاخص‌های تکتونیک

رده	وضعیت تکتونیک	SL	Af	Vf	Smf
۱	فعالیت زیاد	≥ 500 SL	>15 [Af-50]	$> 0/5$	$> 1/1$
۲	فعالیت متوسط	< 500 $\leq SL$ 300	$=7-15$ [Af-50]	-1 $0/5$	$-1/5$ $1/1$
۳	فعالیت کم	< 300 SL	<7 [Af-50]	$1 <$	$< 1/5$

منبع: همدونی و همکاران (۲۰۰۸)

۲- یافته‌های پژوهش

در حوضه زنجان‌رود گسل‌های متعددی وجود دارد که از جمله می‌توان به گسل تبریز اشاره کرد. شکستگی‌یی که گسل مزبور را به وجود آورده است، از گودال (دشت) زنجان- ابهر شروع می‌شود و با امتداد شمال غرب تا رشته‌کوه‌های شمال تبریز و از آنجا تا شمال غرب آذربایجان و قفقاز ادامه می‌یابد. این گسل یکی از گسل‌های فعال ایران به‌شمار می‌رود. دیگری گسل سلطانیه است که به موازات کوه‌های سلطانیه و در حاشیه بخش شمالی آن قرار دارد. گسل فشاری سلطانیه گسلی با درازای ۱۴۰ کیلومتر و راستای شمال باختری- جنوب خاوری است که از فاصله ۸

منعکس شده است؛ اول اینکه در همان رودخانه سارمساقلو (تهم)، درهٔ عریضی (۹۵۱ متر) ایجاد شده که از نظر عمق نیز در بین دره‌های دیگر بسیار عمیق‌تر است. دوم ایجاد شکاف‌های دیگری به‌جز شکاف تهم، که در شرایط کنونی رودخانه‌های همایون، سهرین، ارمغانخانه یا قره‌چریان و... در آنها جریان دارند. به غیر از این شکاف‌ها شکاف‌های دیگری نیز در اطراف زنجان‌رود به طرف کوهستان ایجاد شده است که در نگاه اول فرسایش فقه‌رایی در شکل‌گیری آنها بیشتر مد نظر قرار می‌گیرد، در صورتی که عامل اصلی پیدایش آنها به عملکرد گسل تهم بر می‌گردد. این شکاف‌ها در واقع گسل‌ها یا درز و ترک‌هایی هستند که بیشتر در آنها بازشدگی اتفاق افتاده تا جابه‌جایی‌های عمودی و امتداد لغز. چنین عملکردی در دره‌های عمیق دشت‌های شمالی زنجان‌رود، بیان‌کنندهٔ این مطلب است که گسستگی ناشی از تغییر امتداد کوه‌ها به‌صورت واحد عمل نکرده تا شکاف‌های عمیقی ایجاد کند، بلکه شکاف‌های متعددی ایجاد کرده است. سوم از طریق انحرافی است که در مسیر رودخانه‌ها وجود دارد. می‌توان گفت که یکی از شواهد حرکات نئوتکتونیکي انحراف رودخانه‌ها و تغییر مسیر آبراه‌هاست، یعنی در خیلی از موارد، گسل‌ها محل اصلی تغییرات در مسیر رودها و جابه‌جایی‌های آن هستند (شکل ۳). گسل‌های امتداد لغز، سبب ایجاد انفصال آبراهه در طول خط گسل می‌شوند، که میزان جابه‌جایی آبراهه، شاهد مفیدی برای تعیین میزان حرکت امتداد لغزی گسل به شمار می‌آید (رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۳۹۰، ۸۸). دره‌های خطی در امتداد مسیر گسل‌های اصلی قرار دارند و به‌علت حرکت مداوم در مسیر جدید

می‌شود که در حوضه زنجان‌رود فعالیت تکتونیکي گسل‌های تهم و ارمغانخانه را محدود و کنترل کرده است. گسل زنجان تقریباً از وسط حوضه عبور می‌کند که دشت نسبتاً همواری است. شواهد ژئومورفولوژیکی دلالت بر وجود یک سیستم امتداد لغز راست‌گرد دارد. سیستم راست لغز راست‌گرد در منطقهٔ زنجان، ادامه رو به جنوب شرق زون گسلی راست‌گردی است که از شرق ترکیه شروع می‌شود و در شمال غرب ایران به گسل شمال تبریز می‌پیوندد. این سامانهٔ گسلی همراه با گسل‌های چپ‌گرد البرز مرکزی (مانند گسل‌های ایبک، شمال قزوین و مشا) گویای این است که بخشی از کوتاه‌شدگی این قسمت از ایران به صورت حرکت رو به شرق بلوک‌های پوسته انجام می‌شود (ثبوتی و همکاران، ۱۳۸۷، ۱۸۷-۱۸۹).

در بررسی عملکرد سه گسل اصلی تهم، ارمغانخانه و سهرین به واکنش ناهمواری‌ها در برابر حرکات گسل‌ها پرداخته شد. امتداد شمالی-جنوبی ارتفاعات شمال زنجان، در امتداد نصف‌النهاری که از شهر می‌گذرد، به شمال غربی-جنوب شرقی منحرف شده و با یک زاویهٔ $22/4$ درجه تغییر مسیر داده است. چنین تغییری باعث بازشدن حوضه آبی تهم و گسترش عرضی بیشتر آن بر اثر خرده‌گسل‌های تقریباً موازی و فشرده‌ترشدن حوضه‌های قرینهٔ آن، بعد از خط‌الرأس، بر اثر خرده‌گسل‌های متراکم و نامنظم، نسبت به حوضه‌های مجاورشان شده است. بر این اساس باید در امتداد گسل تهم در دشت‌های شمالی زنجان‌رود، گسستگی به اندازهٔ متغیر با توجه به فاصله از خط‌الرأس (محل تغییر امتداد ناهمواری‌ها) ایجاد شود؛ اما پیامد تغییر امتداد ناهمواری‌ها در دشت‌های مورد نظر به چند صورت با شواهد ژئومورفولوژیکی

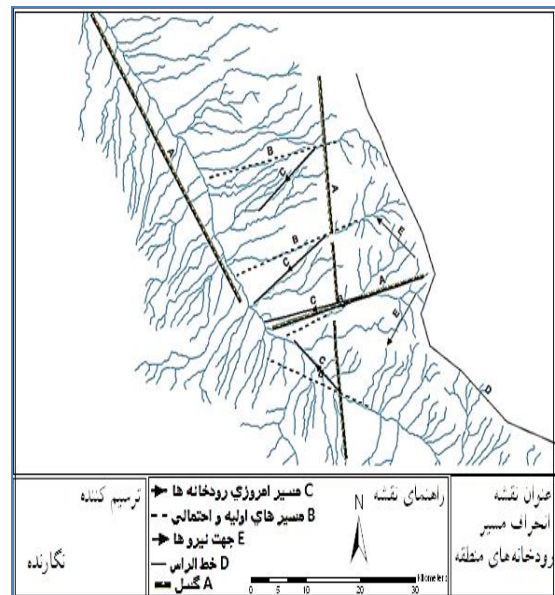
رودخانه‌های سهرین و قره‌چریان را به سمت جنوب (سمت چپ رودخانه اصلی) منحرف کرده است. جهت انحراف متفاوت رودخانه‌ها در دشت‌ها و وجود دره‌های وسیع و عمیقی که به علت شیب دشت‌های مجاور، قادر به دریافت رواناب‌های اطراف خود نیستند، سبب طرح این فرضیه شد که دشت‌های شمالی زنجان رود، در مقابل نیروهای کششی واگرایی ناشی از عملکرد گسل تهم، مقاومت زیادی از خود نشان داده‌اند و مقداری از نیروهای وارده را با همگراکردن خرده‌قطعات، خنثی کرده‌اند. چنین عملکردی با انحراف رودخانه‌ها قابل ردیابی است که حاکی از واکنش متفاوت لیتوسفر زمین در مقابل نیروهای کششی است. واکنشی که مانع از ایجاد دره واحد و بزرگ یا حتی دره‌های متعددی شده که اندازه بازشدگی دهانه آنها به اندازه زاویه تغییر امتداد ناهمواری‌های منطقه باشد.

شاخص‌های مورفوتکتونیکي دال بر وجود گسل

در این پژوهش، از شاخص‌های مورفوتکتونیکي همچون پیچ و خم پیشانی کوه (Smf)، نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf)، گرادیان طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه زهکشی (Af)، و تقارن توپوگرافی عرضی (T)، استفاده شده است.

پیچ و خم پیشانی کوه (Smf): شاخص سینوزیته جبهه کوهستان توازن بین نیروهای فرسایش‌دهنده متمایل به تخریب و نیروهای زمین‌ساختی را بررسی می‌کند که تمایل به ایجاد ناهمواری دارند. به عبارت دیگر، پیچ و خم جبهه کوهستان شاخصی است که

گسل توسعه می‌یابد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، ۱۵۷). با توجه به شواهد ژئومورفولوژیک، دره‌های عمیق واقع در دشت‌های شمالی زنجان رود، بر اثر بازشدگی مداوم جدید زمین در محل گسل‌ها ایجاد شده‌اند و انحراف مسیر رودخانه‌ها در چنین دره‌هایی ناشی از نیروهای کششی در منطقه است که به صورت همگرا، رودخانه‌ها را به سمت بلوکی که بین سارمساقلو و قره‌چریان قرار دارد، منحرف کرده است. در واقع کشیده شدن خرده‌قطعات لیتوسفر به سمت سارمساقلو است که به صورت انحراف در رودخانه‌ها منعکس شده است.



شکل ۳- انحراف مسیر رودخانه در دشت‌های

منطقه

در مسیر رودخانه‌ها دو نوع انحراف دیده می‌شود؛ یکی انحرافی که بر اثر عملکرد گسل ارمغانخانه به وجود آمده و همه رودخانه‌ها را به سمت شمال (سمت راست رودخانه اصلی) متمایل کرده است. انحراف دیگر در دشت‌ها اتفاق افتاده که رودخانه‌های سارمساقلو، زنجان رود و همایون را به سمت شمال و

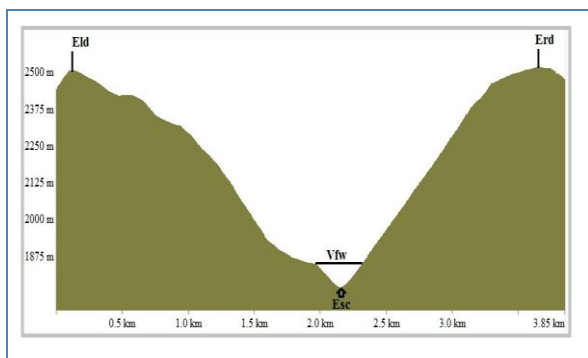
به دست آمد که در طبقه ۱ تا ۱/۶ قرار می‌گیرد و از نظر تکتونیکی فعال است.

$$S = \frac{48.4}{34.5} = 1.4$$

نسبت کف دره به ارتفاع آن (Vf): به صورت نسبت عرض کف دره به میانگین ارتفاع آن تعریف می‌شود (رابطه ۲).

$$VF = 2 VFW / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (\text{رابطه } 2)$$

Vf نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، Vfw عرض بستر دره، Eld ارتفاع سمت چپ دره، Erd ارتفاع طرف راست دره و Esc ارتفاع متوسط بستر دره از سطح دریاست (شکل ۴). این شاخص تفاوت میان دره‌های با بستر عریض نسبت به ارتفاع دیواره دره (U شکل) با دره‌های پرشیب و باریک (V شکل) را نشان می‌دهد. در دره‌های U شکل، معمولاً مقادیر Vf بالا هستند، در حالی که دره‌های V شکل مقادیر نسبتاً کمی از Vf را دارند. در جایی که مقادیر Vf پایین است، نرخ‌های بالاتری از بالا آمدگی و بریدگی را شاهد هستیم (بول، ۲۰۰۷). مقدار Vf در زیر حوضه‌ها برآورد شد (جدول ۲).



شکل ۴- عوامل مورد نظر در نسبت کف دره به ارتفاع آن

تعادل و توازن بین شرایط آب و هوایی و نیروهای فرسایشی در ارتباط با وضعیت لیتولوژیکی را با نیروهای تکتونیکی را ارزیابی می‌کند که منجر به شکل‌گیری جبهه کوهستانی مستقیم می‌شوند. جبهه کوهستانی مستقیم با ارتفاعات فرازش یافته بر اثر گسل فعال منطبق است. جبهه‌های کوهستانی که در حال بالا آمدگی باشند، نسبتاً خطی و مستقیم هستند و با مقدار کم Smf مشخص می‌شوند و با کاهش نرخ بالا آمدگی، میزان Smf افزایش می‌یابد (رابطه ۱) (بول و همکاران، ۱۹۷۷).

$$Smf = Lmf/Ls \quad (\text{رابطه } 1)$$

Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه که در آن تغییراتی در شیب کوه به سمت کوهپایه‌ها رخ می‌دهد (شکست شیب یا کنیک) و Ls طول خط مستقیم جبهه کوهستان است. شاخص سینوسی جبهه کوهستان نشان‌دهنده تعادل بین فرایندهای فرسایشی و زمین‌ساخت‌های فعال است. فرایندهای فرسایشی تمایل به ساییدن جبهه کوهستان دارند و فرایندهای زمین‌ساخت فعال، تمایل به تولید جبهه‌های کوهستانی مستقیم، اغلب همزمان با چین‌ها و گسل‌های فعال دارند. هرچه مقادیر Smf کمتر باشد، فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه بیشتر رخ می‌دهد و هرچه مقدار برآوردی بیشتر باشد، فرایندهای فرسایشی در حوضه تسلط دارد. مقادیر شاخص سینوسی جبهه کوهستان به آسانی از طریق نقشه‌های توپوگرافی و یا عکس‌های هوایی محاسبه می‌شود. با این حال، مقدار به دست آمده به مقیاس بستگی دارد (بول و همکاران، ۱۹۷۷). مقدار Smf معمولاً کمتر از ۳ و نزدیک به ۱ است (بول، ۲۰۰۷). Smf دشت‌های شمالی زنجان رود ۱/۴

جدول ۲- وضعیت تکتونیک منطقه با توجه به

شاخص Vf

ردیف	مناطق انتخاب شده	ارتفاع سمت راست	ارتفاع سمت چپ	ارتفاع متوسط بستر دره	عرض بستر دره	Vf	Vf نهایی
۱	سارمساقلو	۲۱۰۰	۲۱۰۰	۱۷۸۰	۲۱۸	۰/۳۴	
۲	سهرین	۲۳۲۰	۲۵۴۰	۲۰۰۰	۱۹۸	۰/۲۳	۰/۲۷
۳	قره‌چریان	۲۵۴۰	۲۴۸۰	۲۱۲۰	۲۰۴	۰/۲۶	

اگر مقدار Vf کوچک‌تر از یک باشد، تکتونیک بسیار فعال است، اگر بین ۱ و ۲ باشد، نیمه‌فعال است و اگر بزرگ‌تر از ۲ باشد، غیرفعال یا در واقع آرام است (رامشت و شاه‌زیدی، ۱۳۹۰، ۸۸). همان‌طور که محاسبات بالا نشان می‌دهد، در سه زیرحوضه سارمساقلو، سهرین و قره‌چریان مقادیر کوچک‌تر از یک و نشان‌دهنده تکتونیک بسیار فعال است.

شاخص شیب طولی رودخانه (SL): شاخص

شیب طولی جریان (SL) را هک (۱۹۷۳)^۱ در یک بررسی از نقش مقاومت سنگ‌ها در جریان رودخانه‌ای در کوه‌های آپالاش در جنوب شرقی ایالات متحده تعریف کرده است (رابطه ۳).

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \quad (\text{رابطه ۳})$$

ΔH اختلاف ارتفاع بین دو نقطه اندازه‌گیری شده، ΔL فاصله افقی بین دو نقطه اندازه‌گیری شده و L طول رودخانه از نقطه مرکزی دو نقطه اندازه‌گیری شده تا سرچشمه رودخانه است. شاخص SL در جریان رودخانه‌ها و جویبارها بر روی فراخاست‌های فعال، دارای مقادیر افزایشی است و امکان دارد مقادیر پایین‌تر آن مربوط به جریان‌های موازی با عوارضی

مانند دره‌های تولیدشده توسط گسلش امتداد لغز باشد. $\Delta H / \Delta L$ همان شیب قسمتی است که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ پرشیب و رودخانه‌های بزرگ‌تر با نیمرخ کم‌شیب و ملایم را مقایسه کرد (فونت و همکاران، ۲۰۱۰)^۳. برای این سه زیرحوضه قره‌چریان، سهرین و سارمساقلو این مقادیر به‌ترتیب ۴/۶۶، ۵/۳۵۰ و ۲/۶۶۶ برآورد شد که نشان‌دهنده فعال بودن بیشتر منطقه در دو زیرحوضه قره‌چریان و سارمساقلو نسبت به سهرین است.

عدم تقارن حوضه زهکشی (Af): شاخص عدم

تقارن روشی برای ارزیابی کج‌شدگی‌های ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی در مقیاس حوضه‌های زهکشی است (رابطه ۴).

$$Af = 100 (Ar / At) \quad (\text{رابطه ۴})$$

Ar مساحت قسمت سمت راست رود اصلی و At مساحت کل حوضه زهکشی است. عامل نامتقارن (AF) را می‌توان به‌منظور بررسی چرخش زمین‌ساختی در مقیاس حوضه زهکشی استفاده کرد (کلر و همکاران، ۲۰۰۲)^۴. مقدار Af در قره‌چریان ۲۶/۷ در سهرین ۴/۵۴ و در سارمساقلو ۷/۶۴ برآورد شد. رودخانه‌ای که در حالت تعادل است و تداوم جریان در حالت ثابتی وجود دارد، Af برابر ۵۰ است. مقادیر بیش از ۵۰ عمل بالآمدگی در ساحل راست و کمتر از ۵۰ بالآمدگی در ساحل چپ آبراهه اصلی را نشان می‌دهد (مقصودی و محمدنژاد آروق، ۱۳۹۰، ۱۳۶). با این اوصاف در دو زیرحوضه سهرین و سارمساقلو بالآمدگی در ساحل سمت راست واقع است و در زیرحوضه قره‌چریان در ساحل چپ تکتونیک فعال

³ - Font & et al, 2010

⁴ - Asymmetric factor

⁵ - Keller & et al, 2002

¹ - Stream-gradient index

² - Hack, 1973

جدول ۴- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T

در حوضه سهرین

مقدار T	مقدار Dd (به متر)	مقدار Da (به متر)	محل برآورد شاخص
۰/۲۱	۲۹۷۸	۶۳۱/۶	۵ کیلومتری شمال روستای سهرین
۰/۸۶	۳۴۴۸	۲۹۷۷	۴ کیلومتری جنوب روستای سهرین
۰/۷۹	۲۲۵۷	۱۸۰۲	۲ کیلومتری روستای ینگجه

جدول ۵- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T

در حوضه سارمساقلو

مقدار T	مقدار Dd (به متر)	مقدار Da (به متر)	محل برآورد شاخص
۰/۴۲	۷۹۴۳	۳۳۲۳	روستای تهم
۰/۴۷	۳۲۳۶	۱۵۲۶	سد تهم
۰/۷۱	۱۹۹۴	۱۴۱۶	۴ کیلومتری شمال روستای سارمساقلو
۰/۸	۷۱۹/۹	۵۷۸/۷	۳ کیلومتری جنوب روستای سارمساقلو

۳- نتیجه‌گیری

سرزمین‌های شمال زنجان رود، دشت‌های نسبتاً هموار، متشکل از یک‌سری رسوبات مخروط‌افکنه قدیمی بر روی رسوبات کنگلومرای پلیوسن هستند که در امتداد سه زیرحوضه آبی سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان، که در بالاتر از پیشانی کوهستان، نسبت به سایر زیرحوضه‌های زنجان رود، وسعت بیشتری دارند، توسط دره‌های عریض و عمیق و مستقیم تجزیه شده‌اند. این ویژگی بیان‌کننده دو وضعیت رسوبگذاری رودخانه در طی زمان است؛ یکی زمانی که رودخانه‌ها

است. در نتیجه نیروی وارده بر اثر تکتونیک بین سه زیرحوضه واقع است و به همین دلیل، در دو زیرحوضه ساحل راست و در یکی دیگر در چپ اثر کرده است.

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T): شاخص

تقارن توپوگرافی معکوس از رابطه (۵) به دست می‌آید:

$$T = Da / Dd \quad (\text{رابطه ۵})$$

Da فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند

فعال مئاندري حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصله

خط میانی حوضه و خط تقسیم آب است. شاخص T

یک بردار با یک جهت و مقدار ۰ تا ۱ است که به

کمک آن می‌توان زمینه‌های انحراف جانبی را

تشخیص دهد. برای حوضه‌های کاملاً متقارن، $T = 0$

است و هرچه مقدار T به یک نزدیک‌تر شود، حوضه

نامتقارن‌تر، در نتیجه فعالیت تکتونیک در آن شدید

است (کوکس و همکاران، ۲۰۰۱). در هر کدام از

زیرحوضه‌های قره‌چریان (جدول ۳)، سهرین (جدول

۴) و سارمساقلو (جدول ۵) شاخص T با دقت زیاد

محاسبه شد. همان‌طور که از جداول بر می‌آید، نتایج

حاکی از فعال بودن این شاخص تکتونیک در همه زیر

حوضه‌هاست.

جدول ۳- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی T

در حوضه قره‌چریان

مقدار T	مقدار Dd (به متر)	مقدار Da (به متر)	محل برآورد شاخص
۰/۵۸	۳۸۵۰	۲۲۴۴	۱ کیلومتری جنوب روستای ماری
۰/۸۸	۳۵۳۴	۳۱۲۷	روستای ارمغانخانه
۰/۱۹	۳۴۰۳	۶۵۹/۳	روستای قشلاق

مجبور به جریان در دره‌های عمیق نبودند و مخروط‌افکنه‌های وسیعی را از پیشانی کوهستان تا مرکز دشت، تشکیل داده‌اند. دیگری همانند شرایط کنونی که رودخانه‌ها قادر به ایجاد مخروط‌افکنه در فاصله زیادی از پیشانی کوهستان نیستند و مجبور به عبور از دره عمیقی هستند که با حفظ شرایط توپوگرافیکی اولیه خود، تا نزدیک زنجان رود نیز امتداد دارند. چنین عملکردی نشان‌دهندهٔ تحمیل شدن نیرویی بر منطقه است که از مخروط‌افکنه‌های قدیمی و فسیل‌شدهٔ جدیدتر و از آبراهه‌های کنونی، قدیمی‌تر بوده است و نمی‌تواند مربوط به فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری باشد؛ چرا که ارتفاع یافتن کوه‌های شمالی زنجان به قبل از کواترنری بر می‌گردد؛ مسلماً پیدایش گسل‌هایی که هم‌اکنون مسیر رودخانه‌های اصلی را تشکیل می‌دهند، نیز به همان زمان بر می‌گردد. بر اساس نقشهٔ ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی زنجان، حفر دره‌ها در رسوبات مخروط‌افکنه‌ای به‌هم‌پیوسته‌ای اتفاق افتاده است که بر روی کنگلومرا و سیلت و ماسه‌سنگ پلیوسن گسترده شده‌اند. چنین ویژگی‌هایی بیان‌کنندهٔ دو وضعیت متفاوت فرایندی در طی زمان است؛ یکی حاکمیت فرایند آلوویالی، یعنی مرحله‌ای که رودخانه‌ها در دره‌های عمیق جریان ندارند و قادر به رسوبگذاری سطحی و ایجاد مخروط‌افکنه‌های به‌هم‌پیوسته هستند؛ دیگری حاکمیت فرایند فلوویالی، یعنی مرحله‌ای همانند شرایط کنونی که رودخانه‌ها قادر به ایجاد مخروط‌افکنه نبوده‌اند و مجبور به عبور

از درهٔ عمیقی هستند و با حفظ شرایط توپوگرافیکی اولیه، به رودخانهٔ زنجان رود متصل می‌شوند. حفر دره‌ها به گونه‌ای است که رسوبات مخروط‌افکنه‌ای را فرسایش داده و به رسوبات کنگلومرای سخت رسیده و حفر را در رسوبات کنگلومرای ادامه داده است. اثر فعالیت‌های تکتونیکی در بازشدگی دره‌ها، انحرافی است که رودخانه‌ها به‌صورت متمرکز به سمت سارمساقلو دارند و حفر دره‌های عریض و آبشخورمانند در آبرفت‌هایی که فرم آنها حاکی از فراهم‌بودن شرایط لازم برای رسوبگذاری رودخانه به فرم مخروط‌افکنه بوده، قابل توجیه است. این گونه دره‌ها عمق و عرض خود را در تمام مسیر حفظ کرده‌اند و در مسیر آنها در شرایط کنونی امکان رسوبگذاری به شکل مخروط‌افکنه وجود ندارد و در درون دره‌ها با توجه به شیب ملایم هنوز عمل حفر اتفاق می‌افتد. ارزیابی شاخص‌های مورفوتکتونیک منطقه حاکی از آن است که تمام زیرحوضه‌های دشت‌های شمالی زنجان رود از نظر سینوزیته جبهه کوهستان، گرادیان طول رودخانه، نسبت کف دره به ارتفاع آن و تقارن توپوگرافی عرضی، تکتونیکی فعال و از نظر عدم تقارن حوضه زهکشی، تکتونیکی نیمه‌فعال دارند (جدول ۶). تکتونیک فعال به همراه عوامل بیرونی و تقدم و تأخر زمانی آنها نسبت به یکدیگر منجر به پیدایش دشت‌های همواری شده است که به وسیلهٔ آبراهه‌های وسیع و عمیق منقطع شده‌اند.

جدول ۶- شاخص‌های تکتونیکی زیرحوضه‌های شمالی زنجان رود

نام حوضه و منطقه	شاخص	مقدار	وضعیت تکتونیکی	توضیح
سینوزیته جبهه کوهستان	Smf	۱/۴	فعال	۱ تا ۱/۶ فعال، ۱/۴ تا ۳ نیمه‌فعال و ۳ بالاتر غیرفعال
حوضه سارمساقلو	Vf	۰/۳۴	فعال	کوچک‌تر از ۱ بسیار فعال، بین ۱ و
حوضه سهرین	Vf	۰/۲۳	فعال	۲ نیمه‌فعال و بزرگ‌تر از ۲ غیرفعال یا آرام
حوضه قره‌چریان	Vf	۰/۲۶	فعال	
حوضه قره‌چریان	SL	۴۶۶/۴	متوسط	فعالیت زیاد $SL \geq 500$
حوضه سهرین	SL	۳۵۰/۵	متوسط	فعالیت متوسط $300 \leq SL < 500$
حوضه سارمساقلو	SL	۴۶۶/۲	متوسط	فعالیت کم $SL < 300$
حوضه قره‌چریان	Af	۲۶/۷	فعال	فرایش در ساحل چپ
حوضه سهرین	Af	۵۹/۴	فعال	فرایش در ساحل راست
حوضه سارمساقلو	Af	۶۴/۷	فعال	فرایش در ساحل راست
حوضه قره‌چریان	T	۰/۵۵ میانگین	فعال	انحراف به سمت راست
حوضه سهرین	T	۰/۶۲ میانگین	فعال	انحراف به سمت راست
حوضه سارمساقلو	T	۰/۶ میانگین	فعال	انحراف به سمت چپ

منابع

ثبوتی، فرهاد، حسامی، خالد، قدس، رضا، طبسی، هادی و عسگری، روح‌اله، (۱۳۸۷). لرزه‌خیزی و گسلش فعال در زنجان و مناطق مجاور، سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۸۹-۱۸۷.

جعفری، غلام‌حسن و رامشت، محمدحسین، (۱۳۹۲). فرایندهای ژئومورفولوژیک و تأثیر آنها در برآورد سیلاب، اندیشه جغرافیا، دوفصلنامه، شماره ۱۳، ۱۰۱-۱۱۸.

رامشت، محمدحسین، شاه‌زیدی، سمیه‌سادات، (۱۳۹۰)، کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی ملی، منطقه‌ای، اقتصادی، توریسم، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ دوم، ۳۹۲.

رامشت، محمدحسین و شوشتری، نسرين، (۱۳۸۳)، آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۳، ۱۳۲-۱۱۹.

رامشت، محمدحسین و کاظمی، محمد مهدی (۱۳۸۶). آثار یخچالی در حوضه اقلید فارس، رشد آموزش جغرافیا، شماره ۷۹، ۱۱-۳.

اسعدی روناک، (۱۳۸۲). بررسی مآندره‌های رودخانه‌های قزل اوزن و کارون، دفتر حفاظت و مهندسی رودخانه و سواحل و کنترل سیلاب، اسفند، صص ۳۵-۱.

انصاری‌نیا، سیاوش، (۱۳۸۸). رویکرد محیطی به توسعه منطقه‌ای و محرومیت در حوزه آبخیز قزل اوزن، گروه شهرسازی، دانشکده معماری و شهرسازی، دانشگاه شهید بهشتی، علوم محیطی، سال ششم، شماره سوم، بهار، صص ۸۷-۱۱۶.

آر. یوکوک و جی. سی. دورکمپ، (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ترجمه شاپور گودرزی‌نژاد، انتشارات سمت، تهران، ۲۹۹.

آرین، مهران، پورکرمانی، محسن (۱۳۷۷). لرزه‌خیزی ایران، چاپ ۲، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی تهران، صفحه ۲۱۲.

بهرام‌زاده، محمد؛ ملکی، سهیل، (۱۳۹۰). مطالعه احیا و ساماندهی پل‌های تاریخی حاشیه رودخانه زنجان رود، ناشر استانداری زنجان (معاونت برنامه‌ریزی).

- of Iran, Tehran, Iran.
- Bull, W.B., (2007), "Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology." Blackwell, Malden.
- Cox, R.T., Van Arsdale, R.B., Harris, J.B., (2001). "Identification of possible Quaternary deformation in the northern Mississippi embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry." *GSA Bulletin*, 113, pp 615-624.
- Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A., (2008). "Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain)." *Geomorphology*, Vol 96, pp 150-173.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., (2010). "Dem and GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonic: the Normandy Intraplate Area (NE France)." *Geomorphology*, Vol 119, No3-4, pp 172-180.
- Hack, J.T., (1973). "Stream-profiles analysis and stream-gradient index." *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, pp 421-429.
- Keller, E.A., Pinter, N., (2002). "Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2nd Ed.). Prentice Hall, New Jersey.
- Keller, Edward A., & Pinter, Nicholas, (2002), *Active Tectonics: Earthquake, Uplift and Landscape*, Prentice Hall Publication, London
- Petras, J., 2010. Genesis and sedimentation of an ice-walled lake plain in northeastern Illinois. Unpublished MS thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, 171 p.
- Radoane, Maria, Nicolae, Radone and Dan, Dumitria, 2003, Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*. 50: 293-306.
- Tipping, 1994, fluvial chronology and valley floor evolution of the upper Bowmontalley, Borders region, Scotland. *Earth surface processes and landforms*. 19:641-657.
- Wallerstein. P. Nick., and Thorne, C. R., 2004, Influence of large woody debris on morphological evolution of incised. *Geomorphology*. 51:L53-73.
- Zelilidis, Abraham, 2000, Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*. 35:69-85.
- رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۲). نظریه کیاس در ژئومورفولوژی، مجله جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان، شماره ۱، ۳۷-۱۳.
- رجبی، معصومه و بیاتی خطیبی، مریم، (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی شمال غرب ایران، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ۲۸۸.
- ریچارد چورلی و همکاران، (۱۳۷۹). ژئومورفولوژی جلد چهارم، ترجمه معتمد، احمد، انتشارات سمت، ۲۶۸.
- عبدی، پرویز و غیومیان، جعفر، (۱۳۷۹). تعیین محل‌های مناسب برای پخش سیلاب در دشت زنجان با استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی و GIS- دومین همایش استانداردهای ایستگاههای پخش سیلاب ۱۳-۱۵، اسفندماه ۷۹، مرکز تحقیقات خاک و آب‌خیزداری.
- علایی طالقانی، محمود، (۱۳۸۸). ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، ۳۶۰.
- کمانه، سیدعبدالعلی، (۱۳۸۵). نقش تغییرات سطوح اساس محلی و اقلیمی دوره کواترنری بر تحولات ژئومورفولوژیکی (مطالعه موردی: رودخانه کر)، رامشت، محمدحسین، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا.
- محل محمد، مصباحی فاطمه (۱۳۸۷). تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی در رسوبات افقی پلیوسن- کواترنری فرونشست زنجان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال دوم، شماره ۶، تابستان، صص ۶۹-۴۹.
- معیری، مسعود، رامشت محمدحسین، تقوایی مسعود، تقی‌زاده، محمدمهدی، (۱۳۸۸). مواریت یخچالی در حوضه صفاشهر- استان فارس، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان علوم انسانی، جلد ۱، شماره ۳۲، سال ۴، صص: ۱۳۰-۱۰۹.
- مهرشاهی، داریوش، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی دشت ابراهیم‌آباد مهریز و ارتفاعات حاشیه آن، نشریه علمی- پژوهشی انجمن جغرافیایی ایران، دوره جدید، سال دوم، شماره ۳، پاییز و زمستان، صص ۱۴۵-۱۲۵.
- Berberian, M.etal, (1993), the study and Analysis of Neo Tectonics, Earthquake Risk in the Gazvin area, Geological survey