



تحلیل فضایی تقارن یا عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی در باتولیت الوند

غلام حسن جعفری^{۱*}، زینب براتی^۲

۱-دانشیار، ژئومورفولوژی، دانشکده‌ی علوم انسانی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲- کارشناسی ارشد، هیدروژئومورفولوژی، دانشکده‌ی علوم انسانی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۱/۳۱

وصول مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۱۵

چکیده

عقیده‌ی عمومی بر این باور است که در مطالعه و بررسی لندفرم‌های توپوگرافیکی و الگوی سیستم شبکه‌ی زهکشی، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، می‌توان وضعیت عملکرد تکتونیک فعال را ارزیابی نمود. این در صورتی است که ساختار اولیه‌ی زمین، نوع سنگ و عوامل محلی تعیین‌کننده‌ی میکروکلیم، مدنظر قرار نگیرند. در نظر گرفتن این عوامل، نتایج شاخص‌های ژئومورفیک را مورد تردید قرار می‌دهد. در این مقاله نقش عوامل مختلف در شاخص عدم تقارن زهکشی ۱۱۷ زیرحوضه‌ی توده‌ی کوهستانی الوند همدان بررسی می‌گردد. برای این منظور پارامترهای جهت شیب غالب، متوسط شیب، متوسط ارتفاع، مساحت سمت راست و چپ، طول آبراهه‌ی اصلی، فاصله‌ی هوایی آبراهه‌ی اصلی، مجموع طول آبراهه‌ها، فاصله‌ی سرچشمه تا خط تقسیم آب و نوع سنگ بخش‌های مختلف زیرحوضه‌ها مشخص گردید. با استفاده از این پارامترها، ضریب گراولپوس، نسبت کشیدگی، تراکم زهکشی و شاخص عدم تقارن محاسبه و تجزیه و تحلیل شد. در زیرحوضه‌های وسیع شیب زیاد و متفاوت بودن جهت شیب دامنه، از جمله بردارهایی است که می‌تواند در عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی اثر مهمی داشته باشد. کشیدگی بیشتر حوضه با تراکم زهکشی کم، در سنگ گرانیت، بر عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی حوضه اثر دارد. بررسی شاخص مقدار شیب در کلاس‌های مختلف شاخص عدم تقارن در زیرحوضه‌هایی با سنگ غالب غیر از گرانیت، دال بر این است که تفاوت مقدار شیب چپ و راست در عدم تقارن حوضه نقش چندانی ندارد. بررسی ضریب گراولپوس دال بر این است که حوضه‌های پایدارتر از نظر شاخص عدم تقارن، به شکل دایره‌ای نزدیک‌تر هستند.

کلمات کلیدی: مورفولیتولوژی، عدم تقارن، تکتونیک، تراکم زهکشی، باتولیت الوند.

۱- مقدمه

عقیده‌ی عمومی بر این باور است که در مطالعه و بررسی لندفرم‌های توپوگرافیکی و الگوی سیستم‌های شبکه‌ی زهکشی، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و در ارتباط با ساختمان زمین‌شناسی، می‌توان وضعیت عملکرد تکتونیک فعال را ارزیابی نمود (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰). این در صورتی است که در این نوع بررسی‌ها، ساختار اولیه‌ی زمین، نوع سنگ و عوامل محلی تعیین‌کننده‌ی میکروکلیمای مدنظر قرار نگیرند (عابدینی و همکاران، ۱۳۹۴؛ جعفری و براتی، ۱۳۹۷). در نظر گرفتن این عوامل، کاربرد شاخص‌های ژئومورفیک را موردشک قرار می‌دهد. یکی از مسائل مهم برای ژئومورفولوژیست‌ها، شناسایی دامنه‌ی تغییرات و مقیاس فضایی تغییرپذیری فرآیندهای ژئومورفیک و کنترل آن‌ها بر دامنه‌های کوهستانی است. مطالعه‌ی شکل شیب و تحول آن، جزء جنبه‌های مهم ژئومورفولوژی است. دامنه‌ها، شیب‌های زاویه‌ای یک منطقه، مابین رأس ارتفاعات و ته دره‌ها و همچنین تمام عوارض مهم این چشم‌انداز را در برمی‌گیرد (مقصودی و طاهرخانی، ۱۳۸۸). عامل جهت شیب از نظر تأثیر آن بر بعضی از فرآیندهای هیدرولوژیک مانند ذوب برف‌ها و تنوع پوشش گیاهی در حوضه‌های آبریز اهمیت دارد. در مطالعات هیدرولوژی غالباً شیب و جهت شیب حوضه به‌صورت گرافیکی بررسی می‌شود تا بتواند تصویر عینی از وضعیت رودخانه در اختیار قرار دهد (علیزاده، ۱۳۹۰: ۵۱۳).

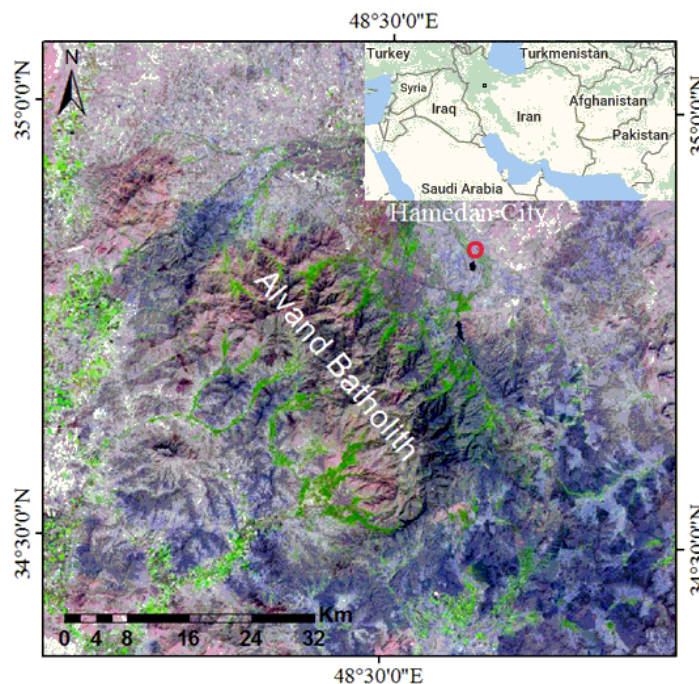
شاخص عدم تقارن شاخصی برای شناسایی کج‌شدگی احتمالی ناشی از تکتونیک است (کالر و پینتر^۱، ۲۰۰۲). عدد این شاخص در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن در دو سمت آبراهه اصلی و عدم فعالیت نوزمین ساختی است. میزان بزرگ‌تر از ۵۰ این شاخص، بیانگر افزایش فعالیت نوزمین ساختی در سمت راست آبراهه و کوچک‌تر از ۵۰ شاخص، در سمت چپ آبراهه‌ی اصلی است (هار و گاردنر^۲، ۱۹۸۵).

۱- Keller, Pinter

۲- Hare & Gardner

ایلدرمی (۱۳۸۸) با بررسی مورفولوژیکی پرتگاه‌ها و تحول پس‌روی جبهه‌ی شمالی توده کوهستانی الوند همدان نتیجه گرفت که تحول و پس‌روی منطقه بر اثر فاصله‌بندی حوضه‌های زهکشی مجاور، درگذشت زمان شده است. ایشان در مطالعه‌ای دیگر (۲۰۱۳) با استفاده از شواهد ژئومورفیک، زمین‌شناسی، شواهد لرزه‌ای و سنجش‌ازدور و با ایجاد ارتباط بین این شواهد و لندفرم‌های مورفولوژیکی، فعالیت زمین‌ساخت را در دامنه‌ی شمالی الوند مورد بررسی قرار داد. جعفری و براتی (۱۳۹۷) با هدف بررسی و مقایسه فعالیت زمین‌ساختی کواترنری در دامنه‌های توده‌ی کوهستانی الوند همدان (شمال غرب ایران)، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، به تجزیه و تحلیل عملکرد تکتونیک پرداختند. در پژوهش حاضر، تقارن شبکه‌ی زهکشی دره‌های اطراف توده‌ی الوند همدان با یک دیدگاه فضایی و پدیدارشناسانه بررسی می‌گردد. چراکه معمولاً عدم تقارن شبکه زهکش یک حوضه را به فعالیت‌های تکتونیک یا جوان یا بلوغ بودن حوضه نسبت می‌دهند تا شرایط لیتولوژیکی، ساختمانی و میکرو اقلیمی. آنچه در شاخص تقارن زهکشی مناطقی مثل توده‌ی الوند همدان کمتر مدنظر قرار گرفته و می‌گیرد شکل ژیزمان یا همان نحوه‌ی قرارگیری ماگما در بین لایه‌های رسوبی در زمان سرد شدن است. این مقاله سعی دارد خصوصیات فیزیکی و تأثیر عوامل محلی را در زیرحوضه‌های آبریز اطراف باتولیت الوند همدان، در ارتباط با شاخص تقارن زهکشی مورد بررسی قرار دهد. اگرچه عدم تقارن شبکه‌های زهکشی با شاخص‌های مورفوتکتونیک مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد ولی ساختمان اولیه زمین، خصوصیات لیتولوژیکی و فرسایشی نیز می‌تواند در عدم تقارن حوضه نقش داشته باشند.

گرانیت‌های باتولیت الوند همدان از بین شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه در طول تقریبی ۴۰ و عرض ۱۰ کیلومتر بیرون زده است (آقانباتی، ۱۳۹۲: ۴۰۱). منطقه‌ی مورد مطالعه از $34^{\circ}50'$ تا $34^{\circ}15'$ عرض شمالی و 48° تا $48^{\circ}6'$ طول شرقی گسترش یافته و در جنوب و جنوب غرب و جنوب شرق شهر همدان واقع شده است (شکل ۱).



شکل (۱) موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه
 Fig (1) The location of the study area

این منطقه یک منطقه‌ی کوهستانی است که بیشترین ارتفاع آن در قله‌ی الوند (۳۵۷۴ متر) در عرض جغرافیایی $34^{\circ}66'$ شمالی و $48^{\circ}48'$ طول شرقی است، خط‌الرأس الوند، حد طبیعی بین تویسرکان و همدان را شکل می‌دهد. پست‌ترین قسمت هم در جنوب غربی منطقه ۱۵۲۰ متر ارتفاع دارد. از نظر ساختاری، این منطقه در زون ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده است (مهاجل و همکاران، ۲۰۰۳: ۱). الوند توده‌ای ژرف سنگی است؛ باتولیت‌ها با نفوذ در پوسته سنگ‌های اطراف خود را دگرگون کرده که به آن هاله‌ی دگرگونی گفته می‌شود، شعاع دگرگونی سنگ‌ها در اطراف ژرف سنگ الوند هفت کیلومتر است. لایه‌هایی که بر روی ژرف سنگ الوند قرار داشته بر اثر فرسایش از بین رفته و توده‌ی ژرفاسنگ رخنمون پیدا کرده است. سنگ‌های رسوبی ارتفاعات جنوب غربی و جنوب شرقی به دوره‌ی کرتاسه مربوط می‌شود. سنگ‌های آهکی شمال غرب، به دوره‌ی الیگومیوسن از

دوران سنوزوئیک تعلق دارند. سن گرانیته‌ها از طریق سنجش رادیومتری ۶۴ میلیون سال (اوایل پالئوسن) تعیین شده است (ایلدرمی، ۱۳۸۸). روند توده گرانیتهی الوند، به‌موازات راندگی زاگرس، شمال غرب- جنوب شرق است.

۲- مواد و روش

برای بررسی پدیدارشناسانه وضعیت شاخص شبکه زهکشی، به کمک نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقطه‌ی خروجی زیرحوضه‌های توده‌ی باتولیتی الوند در محل کنیک کوهستان مشخص شد. بر این اساس، ۱۳ زیرحوضه، در محدوده‌ی مطالعه، تفکیک گردید. برای تفکیک زیرحوضه‌های کوچک‌تر در هرکدام از ۱۳ زیرحوضه، طولانی‌ترین رودخانه به‌عنوان رودخانه اصلی در نظر گرفته شد و تمام آبراهه‌هایی که به آن متصل می‌شد به‌عنوان زیرحوضه‌های کلاس B تفکیک گردید. در مرحله‌ی بعد رودخانه اصلی در زیرحوضه‌های کلاس B نیز مشخص و سرشاخه‌هایی که به آن وارد می‌شد به‌عنوان زیرحوضه‌ی کلاس C، تعیین حدود گردید. بر این اساس در مجموع ۱۱۷ زیرحوضه مشخص گردید. زیرحوضه‌های کلاس B داخل زیرحوضه‌های کلاس A و زیرحوضه‌های کلاس C در داخل زیرحوضه‌های کلاس B قرار می‌گیرند. از نظر وسعت زیرحوضه‌های کلاس A وسیع، کلاس B متوسط و کلاس C زیرحوضه‌های کوچک هستند. شماره‌گذاری زیرحوضه‌ها به‌گونه‌ای انجام شد که از شماره‌ی ۱ تا ۱۳ در کلاس A و از ۱۴ تا ۳۴ در کلاس B و مابقی در زیر کلاس C قرار دارند. بر اساس دم^۱ (۳۰×۳۰) برگرفته از ماهواره SRTM در سایت اینترنتی USGS و با کمک نرم‌افزار Arc GIS، لایه‌ی رقومی ارتفاع برای تمامی زیرحوضه‌ها برش داده شد. به کمک آن‌ها نقشه‌های شیب و جهت شیب و منحنی میزان با فاصله ۲۰ متری استخراج گردید. برای تمامی زیرحوضه‌ها با توجه به رودخانه‌ی اصلی، طرف راست و چپ رودخانه تفکیک و مقدار شیب و جهت شیب آن‌ها نیز به‌طور مستقل برآورد گردید. پارامترهای جهت شیب غالب، متوسط شیب، متوسط ارتفاع، مساحت و محیط سمت راست و چپ، طول آبراهه‌ی اصلی، فاصله‌ی هوایی آبراهه‌ی اصلی، مجموع طول آبراهه‌ها و فاصله‌ی سرچشمه تا خط تقسیم آب برآورد

۱- Digital elevation map (DEM)

گردید. با استفاده از این پارامترها، ضریب گراولیوس، نسبت کشیدگی، تراکم زهکشی، شاخص عدم تقارن محاسبه شد (جدول ۱). پس از برآورد هر کدام از ویژگی‌ها و شاخص‌های جدول (۱) با توجه به دامنه‌ی تغییراتی هر کدام از آن‌ها، در ۵ رده حساسیت بسیار زیاد، زیاد، متوسط، کم و خیلی کم تقسیم‌بندی و تجزیه و تحلیل شد (جدول ۲). با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، سنگ غالب، تفاوت سنگ در سمت راست و چپ، تفاوت سنگ در سر آب و پایاب هر کدام از زیرحوضه‌ها مشخص شد. اطلاعات حاصل از شرایط تکتونیکی، لیتولوژی، میکروکلیما و خصوصیات فیزیوگرافی زیرحوضه‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نقشه‌های موضوعی متعدد ترسیم شد.

جدول (۱) نحوه‌ی محاسبه شاخص‌های ژئومورفولوژیکی
Tab (1) The method of estimating energy characteristics

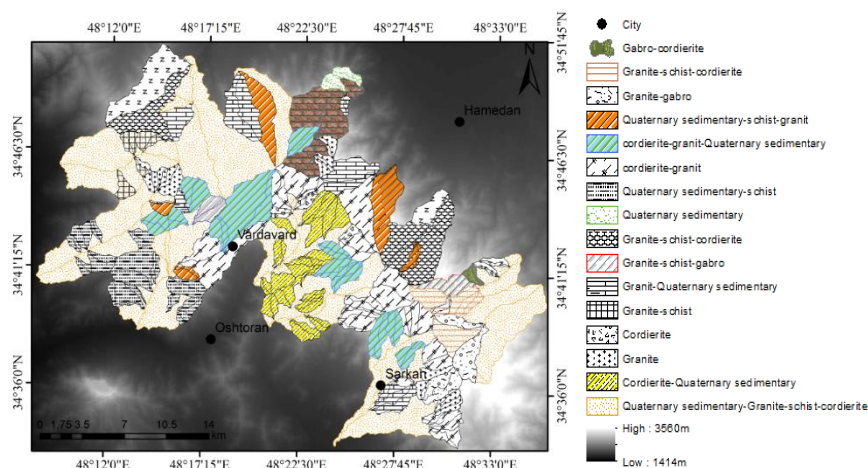
نام مؤلفه	فرمول	اجزای شاخص
ضریب گراولیوس	$Cc = 0.2841 \times P / \sqrt{A}$	A = مساحت حوضه (Km ²) P = محیط حوضه (Km)
نسبت کشیدگی	$Re = 2/L \times \sqrt{A}/\pi$	A = مساحت حوضه (Km ²) $\pi = 3.14$ L = طول حوضه
تراکم زهکشی	$Dd = L/A$	L = مجموع طول آبراهه همه رتبه‌ها A = مساحت حوضه (Km ²)
شاخص عدم تقارن	$Af = (Ar / At) * 100$	Ar = مساحت سمت راست حوضه At = مساحت کل حوضه

جدول (۲) طبقه‌بندی بردارهای ژئومورفیک مورد مطالعه در توده‌ی الوند همدان
Tab (2) Classification of geomorphic vectors of Alvand mass in Hamedan

طبقه	شیب	جهت شیب	ضریب گراولیوس	نسبت کشیدگی	تراکم زهکشی
حساسیت خیلی زیاد (۱)	$S > 24/57$	$238/49 < Aspects < 293/119$	$3/03 < C < 3/56$	$3/75 < Re < 4/46$	$3/09 < D < 3/81$
حساسیت زیاد (۲)	$20 < S < 24/57$	$183/87 < Aspects < 238/49$	$2/57 < C < 3/03$	$2/57 < Re < 3/75$	$2/4 < D < 3/09$
حساسیت متوسط (۳)	$15/44 < S < 20$	$129/25 < Aspects < 183/87$	$2/1 < C < 2/57$	$2/37 < Re < 3/06$	$1/7 < D < 2/4$
حساسیت کم (۴)	$10/68 < S < 15/44$	$74/62 < Aspects < 129/25$	$1/63 < C < 2/1$	$1/68 < Re < 2/37$	$0/99 < D < 1/7$
حساسیت خیلی کم (۵)	$S < 10/68$	$20/99 < Aspects < 74/62$	$1/168 < C < 1/63$	$1/168 < Re < 1/68$	$0/29 < D < 0/99$

۳- بحث و نتایج

یکی از عوامل محلی مؤثر بر شاخص عدم تقارن زیرحوضه‌ها جنس سنگ غالب دامنه‌ها در دره‌های کوهستانی است؛ بدین منظور ابتدا وضعیت سنگ زیرحوضه‌ها بررسی گردید (شکل ۲ و جدول ۳). بیشترین وسعت منطقه از سنگ کردیریت-گابرو (۱۵/۴ درصد) و کمترین وسعت از دو گروه گرانیت-شیست-گابرو و کردیریت-گابرو (۰/۶۹ درصد) است.



شکل (۲) نقشه‌ی زمین‌شناسی الوند همدان
Fig (2) Geological map of Hamedan Alvand

جدول (۳) توزیع زیرحوضه‌های الوند همدان با توجه به نوع سنگ

Tab (3) Distribution of sub-Hamedan according to the type of stone

Lithology	Number	%	Lithology	Number	%
Granite	۱۴	۹/۸	Granite- Schist- Gabbro	۱	۰/۶۹
Schist	۳	۲/۰۹	Granite- Cordierite- Schist	۵	۳/۵
Cordierite	۴	۲/۸	Cordierite- granite- Gabbro	۴	۲/۸
Granite-Schist	۶	۴/۲	Schist-Quaternary sedimentary	۱۶	۱۱/۲
Granite- Gabbro	۴	۲/۸	Granite- Quaternary sedimentary	۸	۵/۶
Schist- Cordierite	۳	۲/۰۹	Cordierite- Quaternary sedimentary	۲۰	۱۳/۹
Cordierite- Gabbro	۱	۰/۶۹	Granite- Quaternary sedimentary- Schist	۷	۴/۸
Cordierite- granite	۲۲	۱۵/۴	Granite- Quaternary sedimentary- Cordierite	۱۴	۷/۹
Quaternary sedimentary	۲	۱/۴	Granite- Quaternary sedimentary- Cordierite- Schist	۹	۶/۲

اولین موضوعی که در ارتباط با عدم تقارن شبکه زهکشی مورد بررسی قرار می‌گیرد ضرایب مورفومتری (ضریب کشیدگی، شیب، ضریب گراولیوس و نسبت انشعاب) زیرحوضه‌ها در ارتباط با جنس غالب سنگ است. بررسی ضریب کشیدگی زیرحوضه‌هایی که سنگ غالب آن‌ها گرانیت است حاکی از نسبت کشیدگی خیلی کم این گونه زیرحوضه‌ها است و در گروهی قرار می‌گیرند که نسبت به بقیه زیرحوضه‌های واقع در سایر سنگ‌ها، نسبت کشیدگی کمتری دارند. بررسی ضریب گراولیوس این زیرحوضه‌ها نیز شکلی نزدیک به دایره را برای آن‌ها تداعی می‌کند. تراکم زهکشی در این گونه زیرحوضه‌ها، متوسط تا کم است. مقایسه‌ی شاخص عدم تقارن با پارامترهای ژئومورفیک، در سنگ گرانیت، دال بر این است که بهترین شاخص مرتبط با عدم تقارن، نسبت کشیدگی است؛ به گونه‌ای که اکثر زیرحوضه‌های ناپایدار از نظر تقارن زهکشی، کشیدگی کمی دارند و نسبت کشیدگی زیرحوضه‌های نامتقارن نسبت به سایر زیرحوضه‌ها خیلی کم تا کم است (۹۰٪ از زیرحوضه‌ها). از نظر تراکم زهکشی نیز ۸۵ درصد از آن‌ها تراکم زهکشی خیلی کم تا کم دارند. به عبارتی تراکم زهکشی بسیار کم تا کم زیرحوضه‌هایی با نسبت کشیدگی خیلی کم تا کم، عدم تقارن شبکه زهکشی را مورد تأیید قرار می‌دهد.

لیتولوژی می‌تواند بر شیب سطوح ارضی اثر گذارد. با توجه به سنگ زیرحوضه‌ها می‌توان چنین نتیجه گرفت که در سنگ گرانیتی دامنه‌های نگار شیب تندتری نسبت به نثار دارند و در دامنه‌هایی با سنگ‌های دگرگونی، شیب دامنه نگار کندتر شیب دامنه‌های نثار است.

ضریب گراولیوس حوضه‌ای که شکل دایره‌ای کامل داشته باشد یک است (علیزاده، ۱۳۹۵: ۴۹۸). به نظر می‌رسد زیرحوضه‌های متقارن شکل دایره‌ای داشته باشند تا کشیده. متوسط ضریب گراولیوس زیرحوضه‌های پایدار از نظر شاخص عدم تقارن ۳/۳۵ برآورد گردید، در مقابل این بردار در زیرحوضه‌های نسبتاً پایدار ۲/۶۴ است که کاملاً شکل نزدیک به دایره را برای زیرحوضه‌های متقارن، مورد تأیید قرار می‌دهد. طبقه‌بندی ضریب گراولیوس در این مقاله، به این صورت بوده که هر چه به کلاس یک نزدیک‌تر باشد دال بر کشیدگی بیشتر حوضه است.

بررسی نسبت انشعاب در زیرحوضه‌ها دال بر این است که در زیرحوضه با شیب بسیار زیاد، تراکم زهکشی کم و شبکه‌ی زهکشی حوضه نامتقارن است. تراکم آبراهه‌ها در کلاس‌های مختلف شاخص عدم تقارن، تفاوت چندانی نشان نمی‌دهد ولی مقایسه‌ی زیرحوضه‌ها در کلاس‌های مختلف حاکی از آن است که با افزایش ناپایداری در زیرحوضه‌ها تراکم زهکشی کمتر شده است.

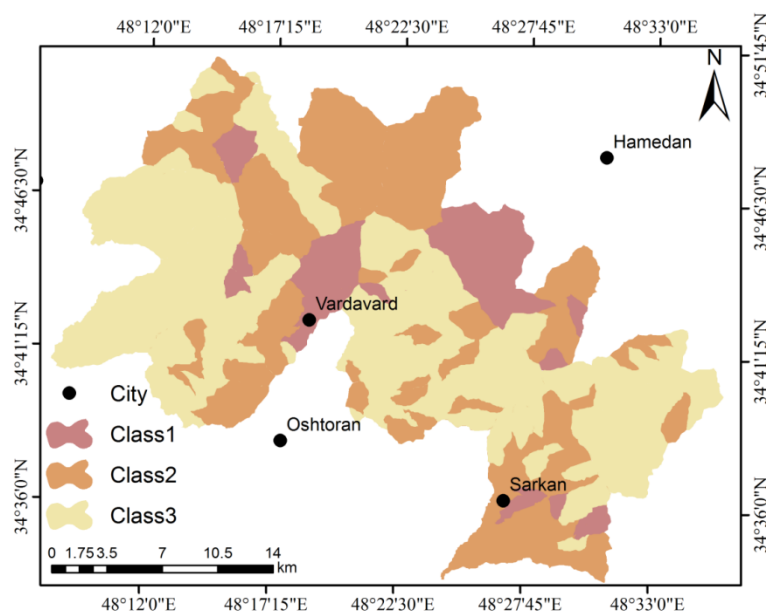
تجزیه و تحلیل تقارن شبکه‌ی زهکشی زیرحوضه‌ها از نظر لیتولوژی غالب به این شرح است؛ سنگ گرانیت: باکم شدن وسعت زیرحوضه‌ها، درصد بیشتری از زیرحوضه‌های نامتقارن از نظر شبکه در سنگ گرانیت واقع شده‌اند. هرچند با زیاد شدن وسعت نمی‌توان سنگ واحدی برای زیرحوضه در نظر گرفت ولی در مجموع ۴۹ زیرحوضه کاملاً در سنگ گرانیت واقع شده‌اند (۴۰ زیرحوضه در دامنه شمال شرقی).

از مجموع ۹ زیرحوضه‌ی کلاس A با سنگ غالب گرانیت، زیرحوضه نامتقارن از نظر شبکه زهکشی وجود ندارد. ۳ زیرحوضه (۲۲ درصد) در کلاس ۲ عدم تقارن (نسبتاً پایدار) و ۷۸ درصد بقیه در کلاس ۳ (پایدار) ارزیابی شد؛ همه زیرحوضه‌های نسبتاً ناپایدار در دامنه‌ی شمال شرقی قرار گرفته‌اند؛ بنابراین می‌توان گفت که سنگ گرانیت باعث متمایل شدن حوضه به تقارن شبکه زهکشی در زیرحوضه‌های وسیع شده است (شکل ۴).

هفت زیرحوضه از کلاس B در سنگ گرانیت قرار دارند که سه زیرحوضه (۳۷/۵ درصد) نامتقارن از نظر شبکه‌ی زهکشی (کلاس ۱ یا ناپایدار) در دامنه شمال شرقی واقع شده‌اند. توزیع زیرحوضه‌های این گروه در کلاس نسبتاً پایدار بین دامنه‌ی شمال شرقی و جنوب غربی همگن است؛ به گونه‌ای که از دو زیرحوضه این رده، یکی در شمال شرقی و دیگری در جنوب غربی واقع شده است. ۳۷/۵ درصد زیرحوضه‌های متقارن از نظر شبکه‌ی زهکشی در دامنه‌ی شمال شرقی واقع شده‌اند.

در کلاس C سنگ غالب ۲۸ زیرحوضه، گرانیت است؛ از ۱۶ درصد زیرحوضه‌های این کلاس که از نظر شاخص عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی در کلاس ۱ یا نامتقارن قرار دارند، ۳

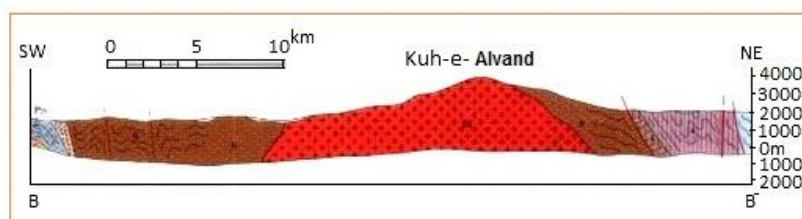
درصد در دامنه‌ی جنوب غربی و بقیه در دامنه‌ی شمال شرقی واقع شده‌اند. ۳۹ درصد زیرحوضه‌های این مجموعه در کلاس ۲ یا نسبتاً پایدار هستند که بیش از نیمی از آن‌ها در دامنه‌ی شمال شرقی قرار دارند؛ یعنی توزیع زیرحوضه‌های نسبتاً پایدار در دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی تقریباً یکسان است. ۴۵ درصد بقیه در کلاس پایدار بوده که ۳۹ درصد از آن‌ها در دامنه‌ی شمال شرقی قرار دارند. در زیرحوضه‌های کوچک مقیاس با سنگ گرانیت، تمایل حوضه به شبکه‌ی زهکش متقارن است تا نامتقارن.



شکل (۴) وضعیت شاخص عدم تقارن در زیرحوضه‌های الوند همدان

Fig (4) Status of asymmetry index in Alvand sub-basins of Hamedan

شیب سطحی اولیه باتولیت در دامنه‌های شمال شرقی بیشتر از دامنه‌های جنوب غربی بوده و باعث رخنمون بیشتر گرانیت در دامنه‌های شمال شرقی شده به طوری که بخش وسیع‌تری از دامنه‌های شمال شرقی از این نوع سنگ است؛ در صورتی که در دامنه‌های جنوب غربی شیب کمتر باتولیت باعث پوشش غالب سنگ دگرگونی شده است (شکل ۵).

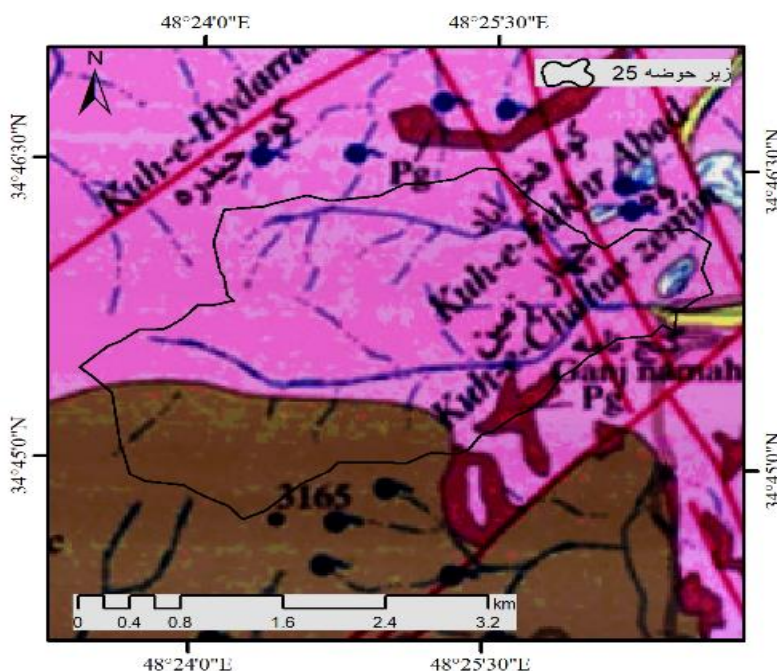


شکل (۵) مقطع زمین‌شناسی الوند همدان (نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان)

Fig (5) Alvand Geology profile of Hamedan (Geology Map of 100000/1 Hamedan)

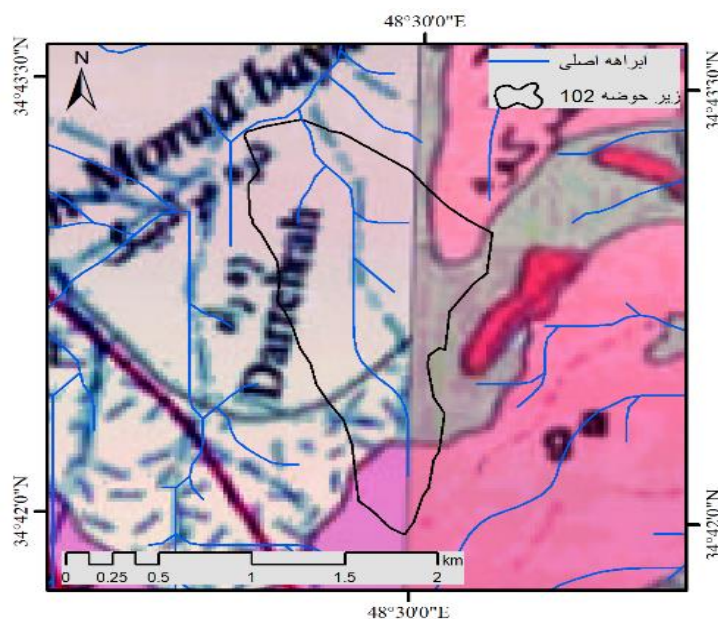
سنگ بیشتر زیرحوضه‌های دامنه جنوب غربی از گروه شیست است؛ از ۹ زیرحوضه واقع در این نوع سنگ ۸ مورد در دامنه‌ی جنوب غربی قرار دارد؛ فقط یک زیرحوضه در دامنه‌ی شمال شرقی واقع شده که از نظر شاخص عدم تقارن زهکشی ناپایدار است. بررسی پراکندگی این نوع سنگ در شاخص عدم تقارن حاکی از آن است که این نوع سنگ گرایش به پایداری دارد و فقط دو زیرحوضه، یک زیرحوضه در کلاس B در دامنه‌ی شمال شرقی و دیگری در کلاس C در دامنه‌ی جنوب غربی، ناپایدار هستند.

توزیع سنگ گرانیت- کردیریت در زیرحوضه‌های کلاس A که از نظر شاخص عدم تقارن ناپایدار شناخته شده به گونه‌ای است که گرانیت بیشتر قسمت‌های جنوبی و سمت چپ حوضه را در بر گرفته و کردیریت به صورت متمرکز در قسمت شمال و سمت راست حوضه است و رودخانه بعد از گذشتن از سنگ گرانیتی، به صورت موازی، مرز بین گرانیت و کردیریت را طی می‌نماید. عدم تقارن این حوضه می‌تواند ناشی از این چیدمان لیتولوژیکی باشد. مقدار و جهت شیب چپ و راست این زیرحوضه تقریباً وضعیت همگنی دارد. عدم تقارن زیرحوضه‌ی شماره‌ی ۲۵ با این توزیع نوع سنگ‌ها، قابل توجیه است. چراکه بخش عمده‌ی سنگ این حوضه گرانیت و فقط ۱۸/۴ درصد کردیریت است که در طرف راست متمرکز شده است. تفاوت سنگ در سمت چپ و راست و انطباق رودخانه با مرز بین دو سنگ در عدم تقارن این حوضه بی‌تأثیر نبوده است (شکل ۶).



شکل (۶) تفاوت سنگ در کناره‌های چپ و راست رودخانه و اثر آن بر عدم تقارن زهکشی حوضه
Fig (6) The difference between the rock on the left and right sides of the river and its effect on the asymmetry of the basin drainage

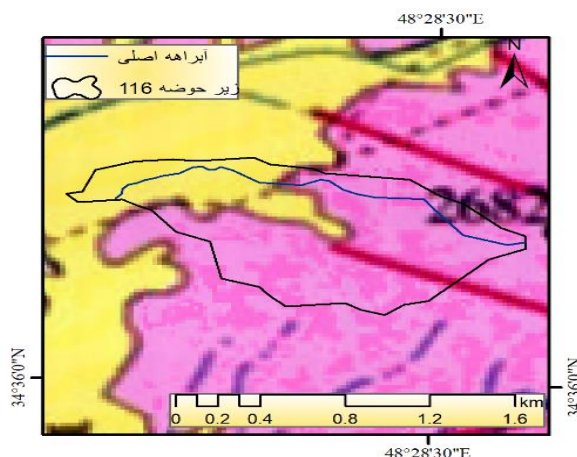
سنگ غالب ۵ زیرحوضه کردیریت-گرانیت است که ۳ زیرحوضه‌ی آن از نظر شاخص عدم تقارن در وضعیت ناپایدار قرار دارند؛ دو مورد از آن‌ها در دامنه‌ی شمال شرقی است؛ یکی در زیرحوضه‌های کلاس A و دیگری در زیرحوضه‌های کلاس B است. دو زیرحوضه‌ی دیگر این نوع سنگ در دامنه‌ی جنوب غربی، از نظر شاخص عدم تقارن وضعیت نسبتاً پایدار دارند. در این زیرحوضه‌ها توزیع سنگ در دو طرف دره متفاوت است؛ انطباق رودخانه با مرز سنگ در عدم تقارن زهکشی حوضه اثرگذار بوده است. سنگ زیرحوضه‌ی ۱۰۲ در کلاس C کردیریت-گرانیت است و شبکه‌ی زهکش ناپایداری دارد؛ توزیع کردیریت به صورت دو قطعه جدا از هم در طرف راست حوضه در دو قسمت سر آب و پایاب (شمال و جنوب) حوضه است (شکل ۷).



شکل (۷) تفاوت سنگ در سرچشمه و پایاب حوضه و اثر آن بر عدم تقارن حوضه‌ی زهکشی
Fig (7) The difference between the rock at the source and the bottom of the basin and its effect on the asymmetry of the drainage basin

سنگ یک زیرحوضه‌ی دامنه‌ی شمال شرقی گرانیت-رسوبات کواترنری (با غلبه گرانیت) است که از نظر شاخص عدم تقارن، ناپایدار برآورد شده است.

در سنگ شیست- رسوبات کواترنری جریان رودخانه در زیرحوضه‌ی ۱۱۶، شرقی- غربی است (عمود بر رودخانه‌ی اصلی) و تحت تأثیر فرسایش قهقرایی حوضه‌ی مجاور قرار دارد و جهت جریان رودخانه در زیرحوضه‌ی ۹۱ شمالی- جنوبی و متأثر از فرسایش جانبی حوضه‌ی مجاور است؛ به عبارتی فرسایش قهقرایی و جانبی باعث نامتقارن شدن شبکه‌ی زهکش این زیرحوضه‌ها شده است؛ نوع سنگ غالب بخش سر آب این زیرحوضه‌ها شیست و در پایاب رسوبات کواترنری است. جریان جنوب به شمال رودخانه‌ی اصلی، باعث کم شدن وسعت سمت راست زیرحوضه‌ی ۱۱۶ و نامتقارن شدن آن شده است. (شکل ۸).



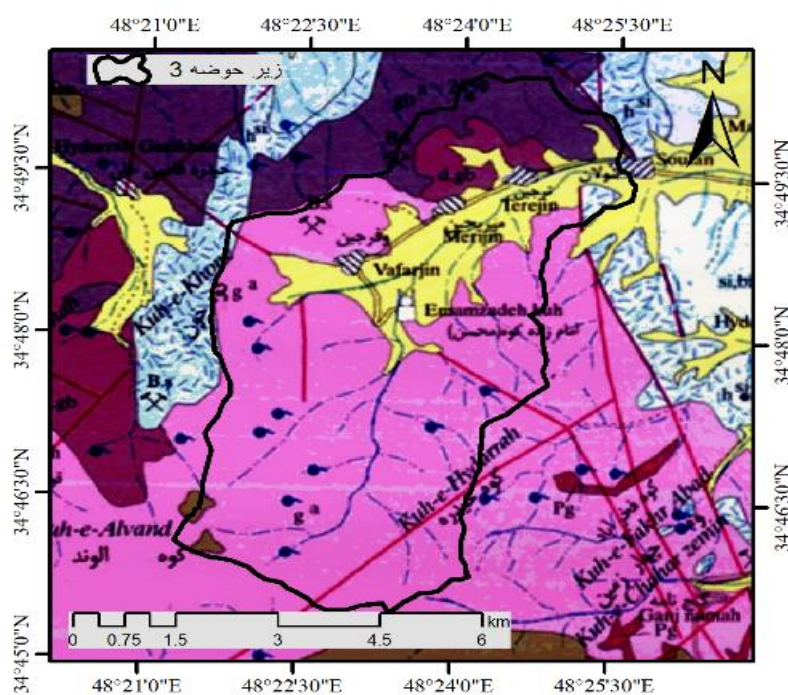
شکل (۸) تفاوت نوع سنگ و جهت جریان رودخانه در ارتباط با عدم تقارن زهکشی حوضه
Fig (8) The difference between rock type and river flow direction in relation to basin drainage asymmetry

نوع سنگ ۱۴ زیرحوضه در منطقه‌ی مورد مطالعه، کردیریت - رسوبات کواترنری است که ۱۱ مورد در دامنه‌ی جنوب غربی و ۳ مورد در دامنه‌ی شمال شرقی قرار دارد. زیرحوضه‌های واقع در این نوع سنگ در دامنه‌ی شمال شرقی و جنوب غربی از نظر شاخص عدم تقارن، وضعیت نسبتاً پایدار و پایداری دارند. در همه زیرحوضه‌های این نوع سنگ، کردیریت در سرچشمه و رسوبات کواترنری در پایاب است؛ به علت قرارگیری کردیریت بر روی توده‌ی اصلی باتولیت و مرتفع‌تر بودن آن نسبت به اطراف، فرسایش غالب آن از نوع قهقرایی است. تسلط فرسایش قهقرایی از یک‌طرف و وضعیتی که فرسایش جانبی حوضه‌های مجاور در رسوبات کواترنری دارند (به‌خصوص در زیرحوضه‌هایی که رودخانه‌ها به‌موازات رودخانه‌ی اصلی جریان دارد) یا غلبه فرسایش پیش‌رونده رودخانه‌ی اصلی، در زیرحوضه‌هایی که رودخانه در زیرحوضه‌های کوچک‌تر و عمود بر جریان اصلی جاری است، منجر به ایجاد شرایطی شده که حوضه را از نظر شبکه‌ی زهکشی نامتقارن نشان داده است.

وضعیت زیرحوضه‌ها از نظر ضرایب مورفومتریک و تقارن شبکه به این شرح است؛ در زیرحوضه‌های کلاس A، شاخص عدم تقارن حوضه‌ی شماره‌ی ۱۱، ناپایدار (بسیار فعال)

برآورد گردید. شیب این زیرحوضه، نسبت به بقیه‌ی زیرحوضه‌های هم‌کلاس خود، زیاد است که می‌تواند پتانسیل خوبی برای فرسایش فراهم نماید. از نظر زاویه ارتفاع خورشیدی، جهت شیب یک‌طرف این زیرحوضه، کاملاً عکس طرف دیگر است به‌گونه‌ای که تفاوت در زاویه ارتفاع خورشیدی می‌تواند یکی از عوامل اثرگذار بر چنین وضعیتی باشد. در زیرحوضه‌های کلاس A، دو زیرحوضه که جهت شیب دو طرف رودخانه از نظر زاویه ارتفاع خورشیدی کاملاً متضاد هم هستند یکی با شیب زیاد به‌عنوان حوضه‌ی ناپایدار از نظر شاخص عدم تقارن و دیگری با شیب نسبتاً زیاد به‌عنوان حوضه‌ی نسبتاً ناپایدار معرفی شد. در ارتباط با تفاوت جهت شیب در دو طرف رودخانه در زیرحوضه شماره‌ی ۳ نیز که شیب نسبتاً زیادی دارد وضعیت شاخص عدم تقارن نسبتاً پایدار برآورد شده است (شکل ۹). به عبارتی شیب زیاد و متفاوت بودن جهت شیب دامنه از جمله بردارهای مؤثر در شبکه‌ی زهکش نامتقارن زیرحوضه‌های وسیع است. بررسی شاخص‌های ژئومورفیک در زیرحوضه‌های کلاس B حاکی از آن است که شیب دو طرف رودخانه در همه‌ی زیرحوضه‌های نامتقارن از نظر شبکه‌ی زهکشی بسیار زیاد است و در زیرحوضه‌های نسبتاً پایدار و پایدار، شیب دو طرف رودخانه متوسط است. حوضه‌های شماره ۱۵، ۲۲، ۲۴، ۲۵، ۲۷ و ۲۸ به‌عنوان حوضه‌های نامتقارن هستند؛ شیب ۴ زیرحوضه در مقابل فرسایش حساسیت بسیار زیادی دارد. این ویژگی با ویژگی زیرحوضه‌های نامتقارن و ناپایدار از نظر شبکه‌ی زهکشی در کلاس A همخوانی دارد. نکته‌ی دیگر اینکه جهت شیب چپ و راست ۴ زیرحوضه، از نظر زاویه ارتفاع خورشیدی قرینه یکدیگرند. بدین معنا که جهت شیب در چهار زیرحوضه در عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی تأثیری چندانی ندارد. در صورتی که جهت شیب در ۲ زیرحوضه دیگر (۲۴ و ۲۵) مخالف یکدیگر بوده و می‌تواند در عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی اثرگذار باشد. بررسی نسبت کشیدگی زیرحوضه‌های ناپایدار از نظر شاخص عدم تقارن دال بر این است که کشیدگی نمی‌تواند بر تقارن یا عدم تقارن حوضه اثر گذارد؛ هرچند تمایل زیرحوضه‌های نامتقارن به وضعیت کشیدگی بیشتر است. سه زیرحوضه ۲۲، ۲۵ و ۲۸ شکلی کاملاً کشیده دارند. در صورتی که از ۳ زیرحوضه‌ی باقی‌مانده حوضه‌های ۱۵، ۲۷ نسبتاً کشیده‌اند و زیرحوضه‌ی ۲۴ کشیدگی ضعیف دارد.

کشیدگی حوضه می‌تواند ناشی از فعالیت تکتونیکی باشد. ضریب بیفورکاسیون پنج زیرحوضه یک بوده است که نشان دهند دایره‌ای بودن شکل حوضه است که دال بر این نکته است که عدم تقارن زیرحوضه‌های متوسط در توده‌ی الوند، مغایرتی با شکل دایره‌ای حوضه منتج از ضریب بیفورکاسیون ندارد.



شکل (۹) جهت شیب سطوح ارضی دو طرف رودخانه در ارتباط با عدم تقارن زهکشی حوضه‌ی آب‌ریز
 Fig (9) The slope of the land surface on both sides of the river in connection with the drainage asymmetry of the basin area

از نظر شاخص عدم تقارن از ۸۹ زیرحوضه کلاس C، ۲۱ زیرحوضه در کلاس ناپایدار قرار دارند که فقط یک زیرحوضه‌ی آن شیب بسیار زیاد و حساس در مقابل فرسایش دارد. در صورتی که اکثر زیرحوضه‌هایی که از این نظر ناپایدار شناخته شده‌اند شیب کم تا نسبتاً کمی دارند. جهت شیب سه زیرحوضه، از نظر زاویه ارتفاع خورشیدی، عکس یکدیگرند.

در صورتی که جهت شیب در دو طرف رودخانه‌ی اصلی در بقیه‌ی زیرحوضه‌ها، تقریباً قرینه هم هست. این نکته نشان می‌دهد که باکم وسعت شدن زیرحوضه‌ها، عدم تقارن شبکه‌ی زهکش آن نمی‌تواند ناشی از تأثیرگذاری عوامل محلی مثل جهت و مقدار شیب دامنه‌ها باشد. از نظر زاویه ارتفاع خورشیدی، جهت شیب یک‌طرف زیرحوضه‌های نامتقارن، کاملاً عکس طرف دیگر است به‌گونه‌ای که تفاوت در زاویه‌ی ارتفاع خورشیدی می‌تواند از عواملی در نظر گرفته شود که در نامتقارنی شبکه‌ی زهکش نقش داشته است.

۴- نتیجه‌گیری

ژیزمان باتولیت الوند همدان باعث شده که سنگ غالب زیرحوضه‌های دامنه‌ی شمال شرقی از گرانیت باشد؛ این زیرحوضه‌ها نامتقارن‌تر از دامنه‌های جنوب غربی هستند. برونزدهای گرانیتی در زیرحوضه‌های دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی دال بر این است که شکل ژیزمان باتولیت در دامنه‌های جنوب غربی در عمق بیشتری قرار دارد و سطح آن توسط شیست‌های به‌شدت دگرگون شده پوشیده است.

از بررسی‌های به‌عمل‌آمده چنین برمی‌آید که شبکه آبراهه‌ها و حتی مرز حوضه‌های آبریز در سنگ‌های متبلور الوند بیش از هر چیز از سطح رخ یا شکستگی تبعیت کرده‌اند و شکل ژیزمان باتولیت الوند باعث رخنمون بیشتر گرانیت، در دامنه‌ی شمال شرقی شده است و همین عامل باعث شده که در بررسی‌های مورفوتکتونیک‌ی این چنین برآورد شود که فعالیت تکتونیک‌ی دامنه‌های شمال شرقی بیشتر از دامنه‌های جنوب غربی است. در بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک‌ی نواحی پلوتونیک‌ی نباید اثرگذاری شکل ژیزمان نادیده گرفته شود. نتایج بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک‌ی دال بر تکتونیک فعال‌تر دامنه‌های شمال شرقی نسبت به جنوب غربی است (ایلدرمی، ۲۰۱۳). در صورتی که در کل دامنه‌های شمال شرقی نسبت به دامنه‌های جنوب غربی، در مقابل عناصر اقلیمی و بخصوص بارش، زمان پاسخ طولانی‌تری دارند. علاوه بر آن ارتفاع جبهه‌ی کوهستان دامنه‌های شمال شرقی ۲۰۰ متر بیشتر از دامنه‌های جنوب غربی است. برونزدهای گرانیتی در زیرحوضه‌های دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی دال بر این

است که شکل ژیزمان باتولیت در دامنه‌های جنوب غربی در عمق بیشتری قرار دارد و سطح آن توسط شیست‌های به شدت دگرگون شده پوشیده که بر اثر فرسایش در حال از بین رفتن هست. در دامنه‌های شمال شرقی شیب تند باتولیت و سینوزیته مرتفع‌تر کوهستان باعث رخنمون شدید گرانیب شده است که در مجموع باعث عدم تقارن شبکه‌ی زهکشی شده است. در مجموع می‌توان چنین نتیجه گرفت که شاخص تقارن زهکشی انعکاسی از عوامل تکتونیکی، لیتولوژیکی، میکرو اقلیمی و جهت شیب سطوح ارضی است.

۵- منابع

- Abedini, M., Fathi, M.H., & Beheshti Javid, E., (2015). Analysis of the activity of Nontectonic on the Gechi Valley basin using geomorphic indicators, *Journal of Geographical Space*, 15 (52), 249-223.
- Aghanbati, A. (2013). *Geology of Iran*, University Tehran Press, second edition, 709 pages.
- Alizadeh, A., (2011). *Principles of Applied Hydrology*, Mashhad: Imam Reza University Press, Thirty-first editions.
- Goyand, P., (2009). *Methods and techniques in geomorphology*, M. Maghsoudi and M. Taherkhani translate, Tehran: Select Publishing, First Edition.
- Gravelius., H., (1914). Grundriß der gesamten Gewasserkunde, Band 1: Flußkunde, *Compendium of Hydrology*, I, 265-278.
- Horton RE., (1945). Erosional development of streams and their drainage basin, Hydrophysical approach to quantitative morphology, *Geol Soc Am Bull*, 55, 275-370.
- <https://dar.irandoc.ac.ir>(Earth Sciences Databases).2018.
- Ildermi, A.R. (2009). Study of Morphology of precipices and post-evolution of the northern front of Alvand mountain massif, *Journal of Geography and Planning*, Tabriz University, 14 (30), 27-52.
- Ildoromi A., (2013). Evaluation of Watershed Stability using Geomorphologic and Tectonics Evidence (Case study: Alvand Mountain) *ECOPERSIA* 1(1), 11-22.
- Jafari, Gh.H., & Barati, Z., (2018). Quantitative morph tectonic evaluation active on the slopes of the Alvand batolithic mass, *Journal of Environmental Hazards*, 7 (15), 207-181.
- Keller., E.A., & Pinter, N., (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, Newjersey.
- Maghsoudi, M., Jafari Aghdam, M., Bagheri Seyed Shokri, S., & Minaei, M., (2011). Active tectonics of the Kafaravar watershed using geomorphic indicators and geomorphological evidence, *Geography and development*, 9 (25), 136-111.

- Mohajjel., M., Fergusson., C.L., & Sahandi., M.R., (2003). Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Asian Earth Sci*, 21, 397-412.
- Schumm, S.A., (1956). Evolution of drainage system sand slope Sinbad lands at Perth Amboy, New Jersey, *Geol Soc Am Bull*, 67, 597-646.