

تاثیر گسل‌های عرضی در هندسه، پایانه‌ها و فعالیت گسل طالقان براساس شواهد ریخت‌زمین‌ساختی و مغناطیس‌هوایی

محسن احتشامی معین‌آبادی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

نویسنده مسئول: M_Ehteshami@sbu.ac.ir*

دریافت: ۹۳/۲/۶ پذیرش: ۹۳/۷/۱۶

چکیده

با تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، زمین‌ریخت‌شناسی، مغناطیس‌هوایی و دورسنجی، گسترش و ماهیت پایانه‌های گسل طالقان در جنوب البرز مرکزی مورد بررسی قرار گرفته است. گسل طالقان توسط سه گسل پی‌سنگی عرضی قطع می‌شود که از نظر سن و ماهیت با یکدیگر متفاوت هستند. شواهد زمین‌شناسی در طول دره کرج نشان می‌دهد که گسلش پی‌سنگی با روند شمال - جنوب در امتداد این دره بر رسوب‌گذاری در فرادیواره گسل طالقان طی ائوسن تاثیر گذاشته است. پایانه غربی گسل طالقان در زیر نهشته‌های کواترنری مخروط‌افکنه که شواهدی از دگرریختی کواترنری نشان می‌دهند، مدفون است. چندین خطواره در این نهشته‌ها به نقشه درآمده‌اند که یک ساختار دم‌اسبی را برای پایانه غربی گسل طالقان پیشنهاد می‌کنند. محاسبه اندیس‌های زمین‌ریخت‌شناسی در این منطقه (Af, Vf, Hi, Smf) فعالیت زمین‌ساختی بالایی (lat: class 3) را نشان می‌دهد. پایانه شرقی گسل طالقان با یک گسل تراگذر حاشیه‌کافت متصل می‌شود. قطعه غربی گسل طالقان از دره کرج به سمت غرب فعال بوده و پتانسیل خطر لرزه‌ای بالایی را برای شهرهای تهران، کرج، هشتگرد و طالقان ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: گسل طالقان، گسلش پی‌سنگی، البرز مرکزی، پایانه گسلی.

۱- مقدمه

کنگلومرهای میوسن قرار داده است [۲۵]. با این وجود، ساختار S-C برداشت شده از بخش‌هایی از گسل نشان دهنده کینماتیک معکوس و راست‌گرد پیش از کواترنری بوده است [۳۸]. مطالعات دیرین لرزه‌شناسی بر قطعه غربی گسل طالقان فعالیت لرزه‌ای آن را به اثبات رسانده است [۲۹].

مطالعات بیش‌تر تدوام گسل طالقان از طول 51° به سمت شرق [۲]، سپس تا گاجر [۳]، و دیزین [۴] را آشکار کرد (شکل ۱). براساس مدل پیشنهادی احتشامی معین‌آبادی و همکاران [۲۰]، گسل طالقان، گسلی با ماهیت اولیه نرمال بوده است که طی رخداد کششی سیمین میانی در بازوسین توسعه پیدا کرده و سپس طی رخداد فشارشی کرتاسه پایانی - پالئوسن آغازین وارون شده است. در ارتباط با گسترش، پایانه‌ها و تغییرات در طول گسل طالقان هنوز سوالاتی وجود دارد. این مقاله سعی دارد تا بر اساس مطالعات ساختاری و

گسل طالقان یک گسل مهم، فعال و پرشیب با شیب به سمت جنوب در جنوب البرز مرکزی، شمال ایران، است (شکل ۱). در پژوهش‌های گذشته این گسل به عنوان عامل زمین‌لرزه تاریخی بزرگ در سال ۹۵۸ میلادی با بزرگای $Ms: 7.7$ دانسته شده است که پهنه بزرگی را ویران کرد و لرزش‌های آن در بغداد نیز حس شد [۷]، ۱۲، ۱۳، ۱۴]. طول این گسل در حدود ۱۳۰ کیلومتر است (شکل ۱) اما بخش‌های مختلف آن توسط نویسندگان مختلف به صورت جداگانه بررسی شده است. اولین بار در سال ۱۹۷۷ میلادی، آنلز و همکاران قسمت غربی گسل را از طول 51° درجه شرقی تا 30° 50° را به نقشه در آورند [۹]. در سال ۲۰۰۶، گست و همکاران این قطعه از گسل را مطالعه کرده و کینماتیک معکوس با مولفه چپگرد را در طول دامنه شمالی کوه‌های طالقان برای گسل گزارش کردند که به طور شاخص از دو پهنه گوژ گسلی تشکیل شده است و سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک را از جنوب بر روی نهشته‌های ائوسن کرج و

رسوب‌شناختی و داده‌های سن‌سنجی و ژئوشیمی از حوضه‌های پیش‌بومی کوه‌های البرز [۱۱] باور بر این است که این رژیم از ۳۶ میلیون سال پیش با نرخ آهسته آغاز شده است، ولی از ۱۷/۵ میلیون سال پیش شتاب بیشتری پیدا کرده است. این شرایط تا ترشیری پایانی ادامه یافت و سپس با جنبش‌های راستالغز چپ‌گرد در کواترنری جایگزین گردید [۳۱].

۳- گسل طالقان

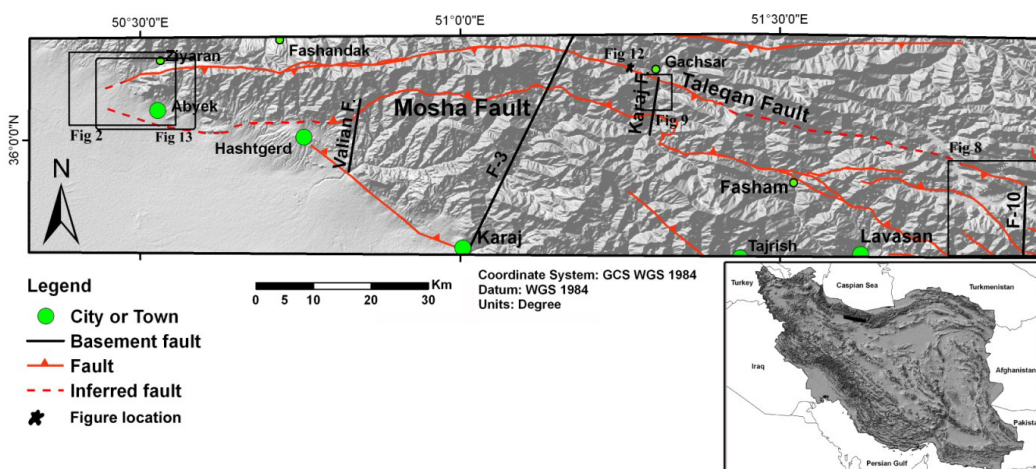
۳-۱- هندسه گسل

گسل طالقان از طول ۵۰ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی شروع شده و با امتداد N085 درجه به سمت شرق ادامه می‌یابد. در طول $51^{\circ}10'$ دقیقه، با گسل پی‌سنگی F-3 برخورد می‌کند (شکل ۱). این قطعه از گسل طالقان ۶۳ کیلومتر طول دارد. ادامه گسل به سمت شرق با امتداد N120 قابل پیگیری است تا در دره کرج با گسل پی‌سنگی دیگری در طول $51^{\circ}18'$ دقیقه برخورد می‌کند. این قطعه از گسل ۱۴ کیلومتر طول دارد (شکل ۱). گسل طالقان با همان امتداد به سمت شرق دره کرج تا منطقه دیزین تداوم پیدا می‌کند. در این منطقه گسل در زیر نهشته‌های زمین‌لغزشی در گروه شمشک پنهان می‌گردد [۲۰]. مجدد گسل طالقان به صورت گسلی پرسیب در طول $51^{\circ}48'$ دقیقه رخنمون پیدا می‌کند تا اینکه در طول $51^{\circ}53'$ به یک عارضه پی‌سنگی عرضی تلاقی پیدا می‌کند (شکل ۱). این قطعه از گسل ۵۵ کیلومتر طول دارد.

داده‌های دورسنجی و مغناطیس هوابرد به این سوالات پاسخ دهد.

۲- زمین‌ساخت البرز مرکزی

البرز مرکزی یک کمربند چین‌خورده متأثر از چندین کوهزایی است [۵] که طی اردوئیسین و سیلورین از سرزمین‌گندوانا جدا شده است [۳۳] و سپس در تریاس پایانی طی کوهزایی سیمین پیشین به اوراسیا پیوند خورده است [۴۲]. در ژوراسیک میانی یک رخداد زمین‌ساختی کششی معادل سیمین میانی سبب گسترش شرایط دریایی گردید [۲۳ و ۲۴]. برخلاف جنوب البرز مرکزی که شرایط دریایی در کرتاسه ادامه یافت [۱۵] فعالیت خشکی‌زایی در مرز ژوراسیک-کرتاسه در بخش‌هایی از البرز [۱] به وقوع پیوست. در کرتاسه پایانی- پالئوسن آغازین یک تپ (pulse) سردشدگی و برخاستگی به همراه چین‌خوردگی در جنوب البرز مرکزی رخ داد [۲۵] که سبب بسته شدن حوضه‌های باقی‌مانده محدود از کرتاسه در منطقه و یک وارونگی زمین‌ساختی گردید [۲۰ و ۴۳]. پس از پالئوسن، شرایط دریایی در حوضه پشت کمان وابسته به فرورانش نئوتتیس در البرز مرکزی و غربی توسعه یافت که با رسوب‌گذاری کربنات‌های سازند زیارت و توفها و شیل‌های سازند کرج همراه گردید [۱۲، ۲۶ و ۶]. در طی اولیگو-میوسن، یک رژیم زمین‌ساختی ترفشارشی راست‌گرد [۶ و ۱۰] یا زمین‌ساخت وارون [۴] در البرز مرکزی حاکم بوده است که به برخاستگی سریع کمربند همراه با چین‌خوردگی و راندگی انجامیده است [۲۵ و ۳۸]. براساس هم‌بستگی

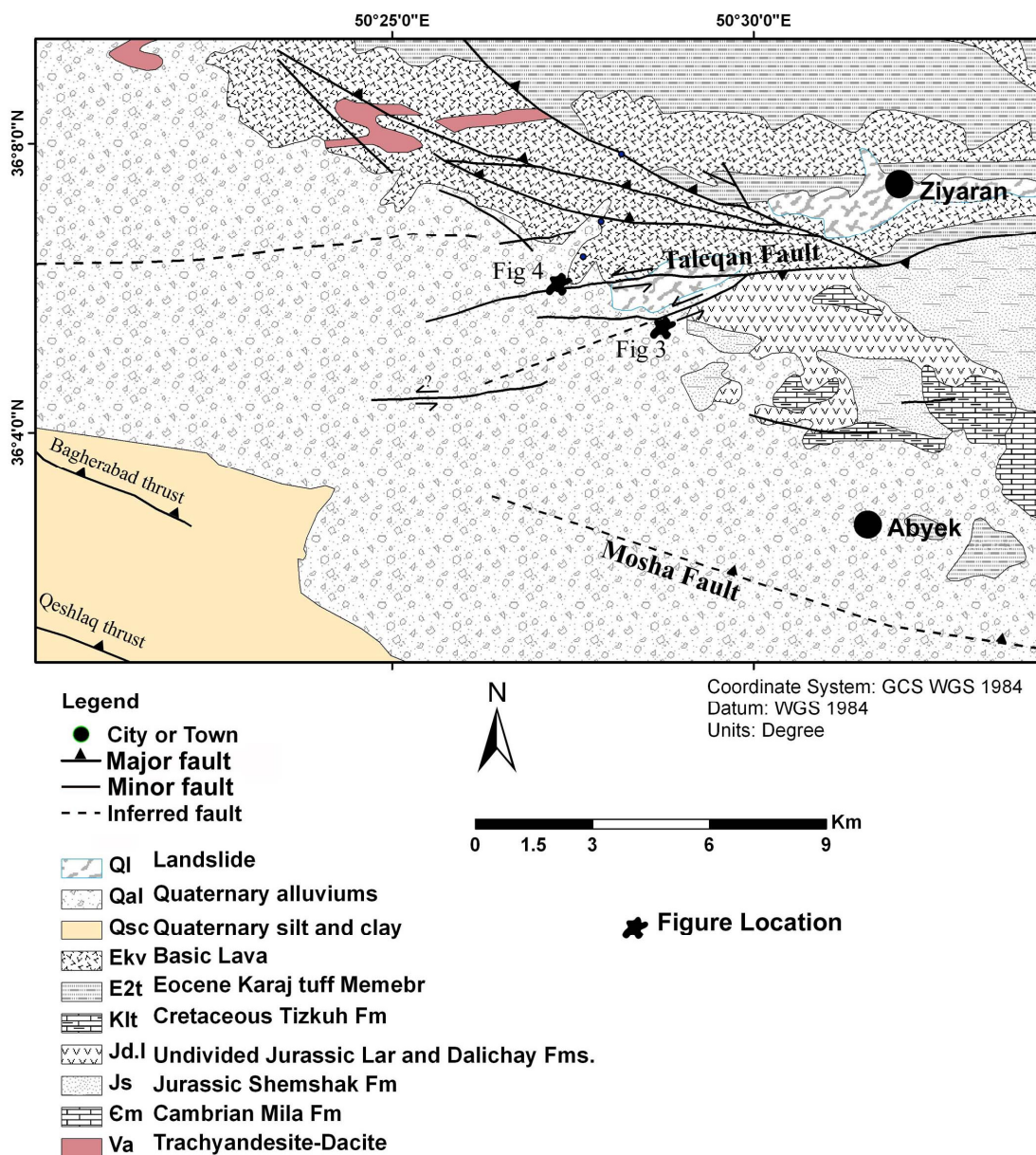


شکل ۱. نقشه برجستگی‌های سایه‌دار از بخشی از البرز مرکزی که گسل طالقان و عوارض پی‌سنگی موثر بر آن را نشان می‌دهد. F-3 و F-10 برگرفته از [۴۰] و [۴۱]. گسل ولیان از [۳۹]. چهارگوش تیره روی نقشه ضمیمه موقعیت منطقه مطالعه را نشان می‌دهد.

۳-۲- ساختارها در پایانه غربی گسل طالقان

در طول $50^{\circ}30' E$ و عرض $36^{\circ} 6' N$ ، در انتهای رخنمون قطعه غربی، گسل طالقان مرز بین واحدهای متعلق به گروه شمشک و سازند لار در جنوب و سازند کرج و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در شمال را مشخص می‌کند [۳۰]. اما پایانه گسل یا تداوم آن در نهشته‌های کواترنری مبهم است [۹، ۲۹، ۳۰]. در منطقه زیاران در شمال گسل، یک سیستم گسل راندگی با روند شمال غرب- جنوب شرق سبب جابجایی سنگ‌های آتشفشانی و

توف از شمال به جنوب شده‌اند (شکل ۲)، که این سیستم در جنوب شرق توسط گسل طالقان بریده می‌شود (شکل ۲). بررسی صحرایی هیچ شهادتی از رابطه بین این گسل‌ها و گسل طالقان نشان نداده است. براساس دورسنجی با کمک تصاویر گوگل ارث و برداشت صحرایی، چند خطواره با روند NW-SE تا E-W در نهشته‌های کواترنری کوهپایه‌ای و مخروطافکنه به نقشه در آمده است (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی پایانه غربی گسل طالقان براساس [۳۰]، که ساختارهای آن اصلاح شده است. موقعیت نقشه در منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ مشخص شده است.

شاخص زمین‌ریخت‌شناسی بعدی Af ، شاخص عدم تقارن حوزه زهکشی است که شاخصی برای ارزیابی وجود کج‌شدگی زمین‌ساختی در مقیاس حوزه زهکشی است [۲۷]. فرمول محاسبه این شاخص عبارتست از $Af = 100 (Ar/At)$ که در آن Ar مساحت قسمتی از حوزه که در سمت راست آبراهه قرار گرفته و At مساحت کل حوزه زهکشی است [۲۷]. مقادیر محاسبه شده برای این پارامتر در هر حوضه در جدول ۱ آورده شده‌اند.

اندیس زمین‌ریخت‌شناسی دیگر Vf است که به صورت نسبت عرض کف دره به ارتفاع میانگین آن تعریف می‌شود [۱۶ و ۱۷] و محاسبه آن با فرمول زیر صورت می‌گیرد $Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$ که در آن Vf نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، Vfw عرض کف دره، Eld ارتفاع دیواره چپ دره، Erd ارتفاع دیواره راست دره و Esc ارتفاع میانگین کف دره است [۲۷]. این شاخص بین دره‌های "U" شکل و دره‌های باریک پرشیب "V" شکل تمایز ایجاد می‌کند به گونه‌ای که دره‌های "V" مقادیر کمتری دارند. از آنجا که برپایی با حفر شدگی درون کانال همراه است، این شاخص تقریبی از زمین‌ساخت جنبه به دست می‌دهد که بر این اساس مقادیر کم Vf با نرخ بالاتری از برپایی و حفر شدگی تطابق دارد. شکل ۶ موقعیت ۱۰ نیمرخ منتخب از دره‌های موجود در منطقه مطالعه را نشان می‌دهد. نیمرخ‌ها و مقادیر محاسبه شده Vf برای هر کدام در شکل ۷ نشان داده شده است. تفسیر اندیس‌های زمین‌ریخت‌شناسی فوق در بخش بحث ارائه شده است.



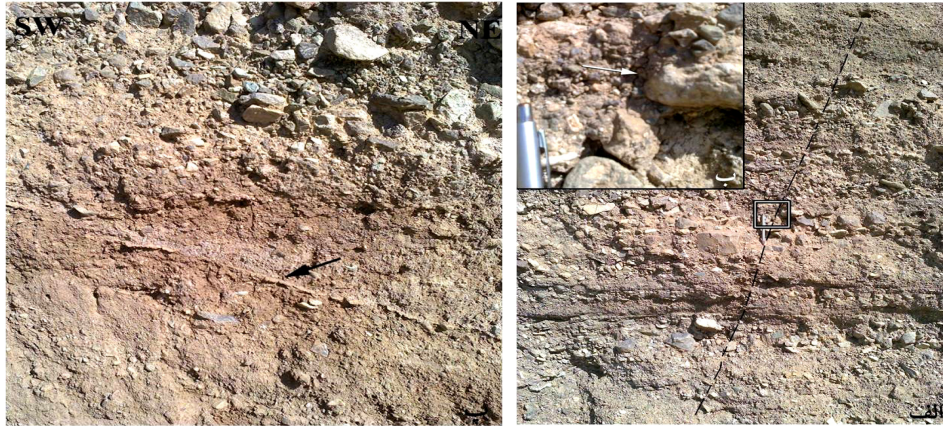
شکل ۳. کج‌شدگی نهشته‌های کواترنری در طول پایانه غربی گسل طالقان. موقعیت عکس در شکل ۲ نشان داده شده است.

برداشت‌های صحرایی شواهدی از دگرشکلی فعال در امتداد برخی از خطواره‌های به نقشه درآمده نشان می‌دهد. کج‌شدگی نهشته‌های کوهپایه‌ای در موقعیتی که گسل طالقان در زیر این نهشته‌ها مدفون می‌گردد (شکل ۳-۴)، توسعه شکستگی‌ها به طول ۳ متر (شکل ۴-الف و ب) و درزه‌های پر شده (شکل ۴-پ) از جمله این شواهد است. به منظور بررسی نسبی زمین‌ساخت جنبه در پایانه غربی گسل طالقان، چهار اندیس زمین‌ریخت‌شناسی شامل سینوسی بودن پیشانی کوهستان (Smf)، انتگرال هیپسومتری (Hi)، عدم تقارن حوزه زهکشی (Af) و نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf) در این منطقه محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت. اندیس سینوسی بودن پیشانی کوهستان با استفاده از تصاویر گوگل ارث محاسبه گردید (شکل ۵). این اندیس به صورت نسبت طول پیشانی کوهستان به طول خط مستقیم آن تعریف می‌شود [۱۷]. این اندیس منعکس‌کننده تعادل بین نیروهای فرساینده و نیروهای زمین‌ساختی است [۲۷]. در منطقه فوق، این اندیس برابر ۱/۱۴ بوده است.

انتگرال هیپسومتری شاخصی است که به‌طور عملی نشان می‌دهد توزیع ارتفاع در یک حوزه زهکشی معین مستقل از مساحت حوزه است [۲۱]. محاسبه این اندیس براساس [۲۷] بدین صورت انجام می‌شود: (میانگین ارتفاع - بیشینه ارتفاع / کمینه ارتفاع - میانگین ارتفاع) = Hi . برای محاسبه این اندیس، از یک مدل ارتفاعی رقومی ۳۰ متر و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ جهت تعریف حوزه‌های زهکشی و زیرحوزه‌ها با کمک نرم‌افزار ArcGIS 10.1 استفاده گردید. سپس حوزه‌های تعریف شده با توجه به نقشه برجستگی‌های سایه‌دار^۱ و تصویر ماهواره‌ای منطقه اصلاح گردید. سرانجام ۲۰ حوزه و زیرحوزه به دست آمد (شکل ۶). جدول ۱ نام و مساحت هر حوزه را نشان می‌دهد. برای محاسبه میانگین ارتفاع در هر حوزه با کمک مدل ارتفاعی رقومی، از ابزار زونال استاتستیک^۲ در نرم‌افزار ArcGIS 10.1 استفاده گردید. مقادیر کمینه و بیشینه ارتفاع در هر حوزه نیز به راحتی از مدل ارتفاعی قابل برداشت است. بر این اساس مقادیر محاسبه شده Hi برای هر حوزه در جدول ۱ نشان داده شده‌اند.

^۱ SRM

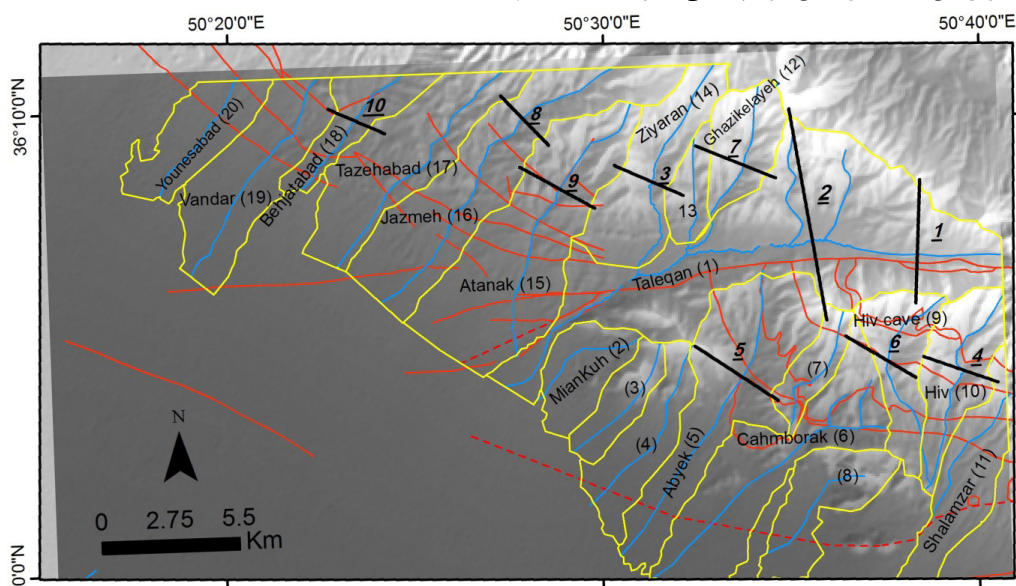
^۲ Zonal Statistics



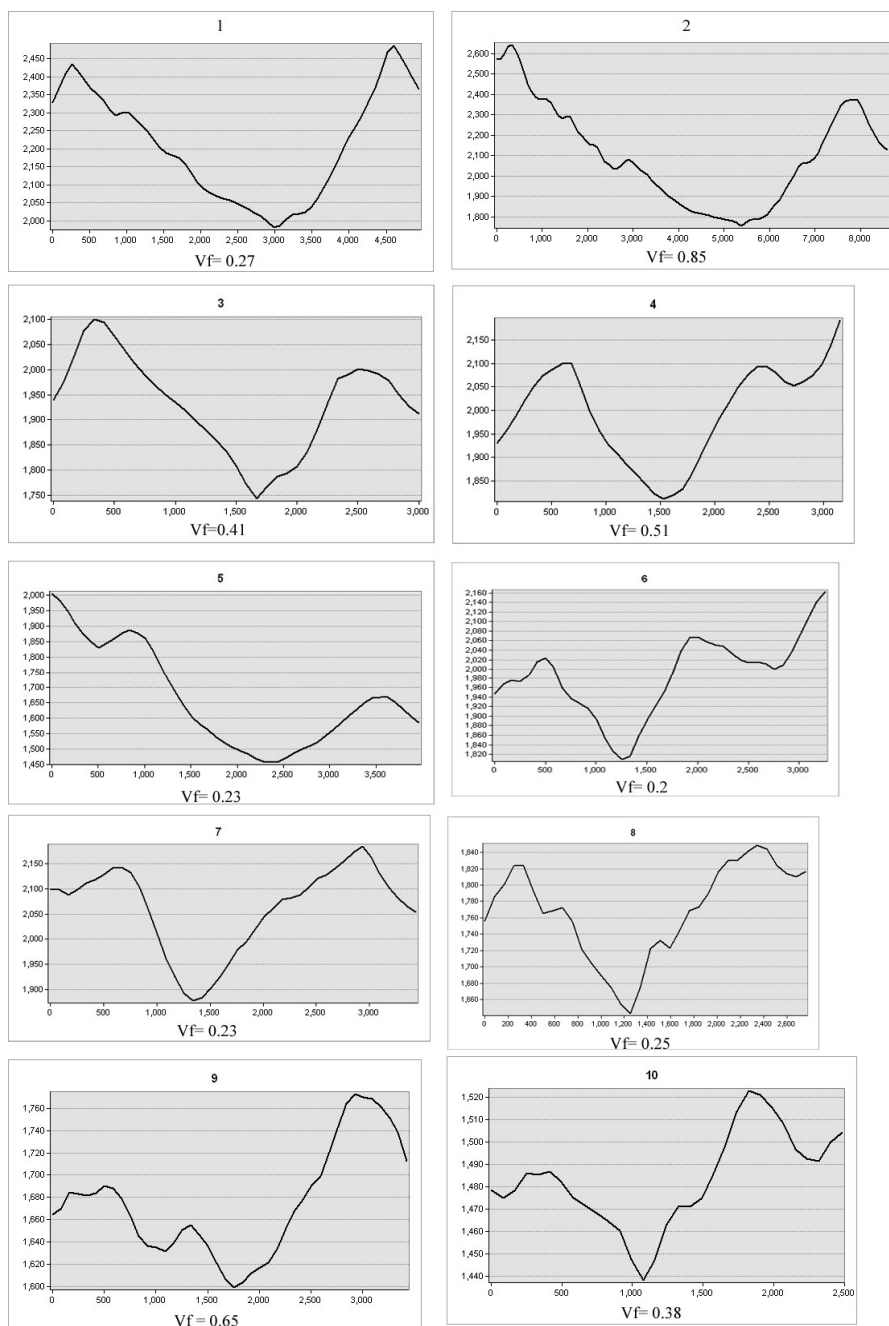
شکل ۴. الف: نمونه‌ای از شکستگی در نهشته‌های کوهپایه‌ای در پایانه غربی گسل طالقان. چهارگوش سفید در شکل ب بزرگمایی شده است. ب- درزه‌های پرشده در همان نهشته‌ها. موقعیت عکس‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۵. تصویر گوگل ارث از کوهپایه‌های جنوبی کوهپایه‌های طالقان در نزدیکی رودخانه طالقان. سینوسی بودن پیشانی کوهستان (Smf) برای این قسمت براساس طول پیشانی و طول خط مستقیم محاسبه شده است.



شکل ۶. نقشه تلفیقی از مدل ارتفاعی رقومی و برجستگی‌های سایه‌دار از منطقه پایانه شرقی گسل طالقان که حوزه‌های زهکشی در آن مشخص شده است (خطوط زرد رنگ). شماره‌های درون پرانتزها شماره حوزه‌ها را نشان می‌دهند. رودخانه (آبی)، گسل‌ها (قرمز) و موقعیت نیمرخ‌ها (خطوط سیاه) برای محاسبه Vf نیز نشان داده شده‌اند. محدوده نقشه مشابه با شکل ۲ است.



شکل ۷. نیمرخ‌هایی که برای محاسبه Vf از ۱۰ آبراهه اصلی در کوه‌های طالقان مورد استفاده قرار گرفته‌اند. موقعیت نیمرخ‌ها در شکل ۶ نشان داده شده‌اند.

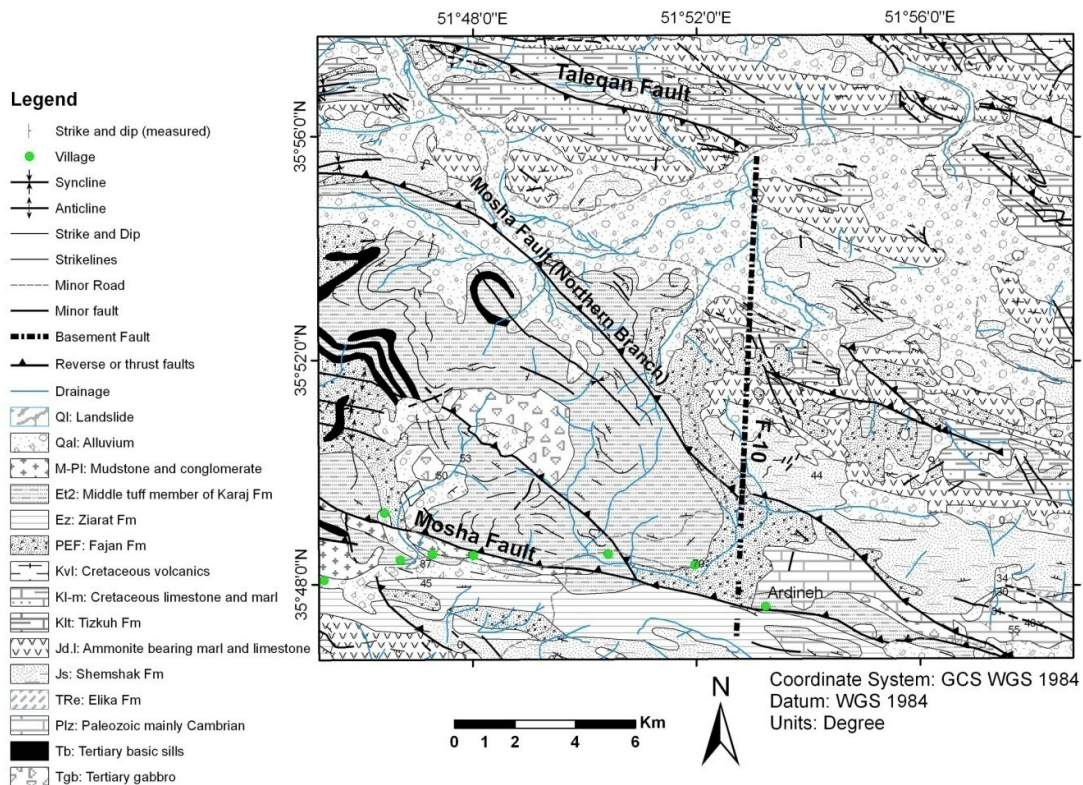
۳-۳- پایانه شرقی

قطعه شرقی گسل طالقان که در زیر نهشته‌های زمین- لغزشی متعلق به گروه شمشک در منطقه دیزین پنهان می‌گردد [۲۰]؛ مجدد در طول $48^{\circ} 51'$ رخنمون پیدا می‌کند (شکل‌های ۱ و ۸). تلفیق داده‌های دورسنجی، مغناطیس هوابرد و زمین‌شناسی نشان می‌دهد که پایانه شرقی گسل طالقان در طول $53^{\circ} 51'$ شرقی رخ می‌دهد

(شکل‌های ۱ و ۸). براساس نقشه مغناطیس هوابرد تهران [۴۱]، یک گسل پی‌سنگی با روند شمال - جنوب (F-10) در طول $53^{\circ} 51'$ شرقی بین گسل‌های مشا و طالقان وجود دارد (شکل‌های ۱ و ۸). افزون بر داده‌های مغناطیس هوابرد، رخنمون واحدهای سنگی پالئوزویک در فرادیواره گسل مشا از جمله سازند میلا تنها محدود به شرق گسل F-10 است (شکل ۸).

جدول ۱. مقادیر Af و Hi برای حوزه‌های زهکشی در کوه‌های طالقان.

Hi	Af	مساحت (sq. m)	حوزه	
۰.۸۶	۴۲	۷۵۴۸۵۵۵۸	طالقان (۱)	۱
۰.۶۴	۶۴	۱۱۱۹۲۶۹۱	میان کوه (۲)	۲
۰.۶	۳۸	۸۲۱۸۸۶۵	۳	۳
۰.۲۸	۴۸	۱۴۱۱۱۶۲۷	۴	۴
۰.۵۴	۵۵	۳۵۱۳۱۴۵۱	آبیک (۵)	۵
۰.۳۴	۴۵	۳۲۷۱۶۶۱۷	چاه مبارک (۶)	۶
۰.۵۳	۳۶	۶۸۴۷۲۵۶	۷	۷
۰.۷۳	۴۶	۱۴۴۲۸۱۶۳	۸	۸
۰.۷۱	۴۲	۱۳۹۲۵۱۶۵	غار هیو (۹)	۹
۰.۶۲	۳۹	۱۵۹۹۷۵۳۴	هیو (۱۰)	۱۰
۰.۳۴	۷۵	۱۸۲۷۰۲۹۸	شلمزار (۱۱)	۱۱
۰.۶۶	۴۳	۱۲۴۹۰۹۳۳	قاضي کلايه (۱۲)	۱۲
۰.۵۴	۳۷	۵۳۵۵۸۹۲	۱۳	۱۳
۰.۴	۲۸	۲۰۷۰۶۸۹۵	زیاران (۱۴)	۱۴
۰.۵۳	۳۴	۴۲۹۷۵۶۴۵	اتانک (۱۵)	۱۵
۰.۴	۴۷	۳۷۹۷۷۳۷۱	جزمه (۱۶)	۱۶
۰.۶۸	۲۷	۳۶۸۶۸۵۳۳	تازه آباد (۱۷)	۱۷
۰.۵۹	۴۳	۱۰۱۷۳۹۱۱	بهبخت آباد (۱۸)	۱۸
۰.۵۴	۴۴	۲۴۱۶۳۷۴۴	وندار (۱۹)	۱۹
۰.۶۴	۴۲	۱۴۱۵۴۰۰۰	یونس آباد (۲۰)	۲۰

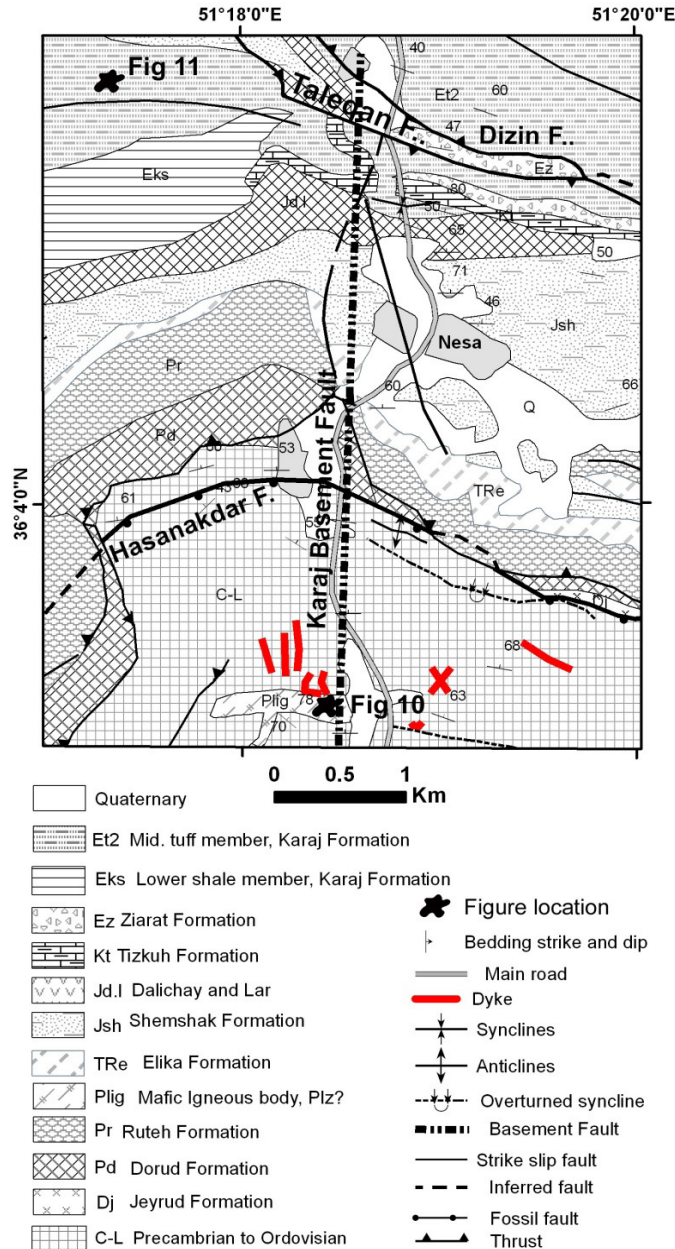


شکل ۸. نقشه زمین‌شناسی پایانه شرقی گسل طالقان براساس [۳۶] و [۴۱]. موقعیت نقشه در شکل ۱ نشان داده شده است.

۳-۴- گسلش عرضی در طول دره کرج

نقشه‌های زمین‌شناسی [۳۵] (شکل ۹) شواهدی از گسلش شمال - جنوب در طول دره کرج ارائه می‌کنند. نخست تغییر امتداد ساختارهای پالئوزویک - مزوزویک مانند چین خوردگی‌ها و لایه‌بندی در حین عبور از دره [۲۰]، تغییر امتداد گسل حسندر از E-W به

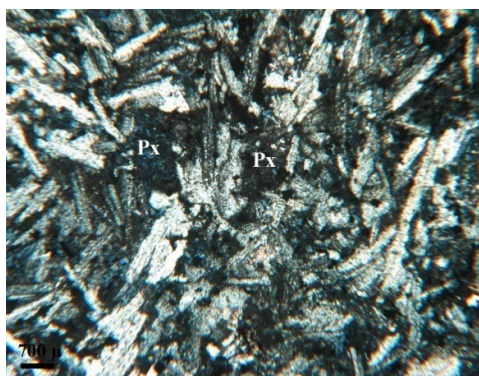
NE-SW (شکل ۹) و وجود توده نفوذی و تمرکز دایک‌های متعدد در سنگ‌های کامبرین منطقه در طول دره (شکل ۱۰) که مورد اخیر مشابه با گسل پی‌سنگی معرفی شده از منطقه طالقان توسط [۳۹] است که نفوذ دایک‌ها در سنگ‌های پالئوزویک منطقه را کنترل نموده است.



شکل ۹. نقشه زمین‌شناسی دره کرج بین گسل‌های حسندر و طالقان که موقعیت گسل پی‌سنگی دره کرج و پراکندگی دایک‌های بازیک پالئوزویک را نشان می‌دهد. اصلاح شده پس از [۳۵]. موقعیت نقشه در شکل ۱ نشان داده شده است.

تاثیر گسل عرضی دره کرج بر کنترل رسوب‌گذاری طی ائوسن در این محدوده باشد. هم‌چنین بررسی‌ها نشان می‌دهند که این گسل مسئول کنترل فعالیت گسل طالقان در کواترنری است به گونه‌ای که قطعه غربی گسل طالقان فعالیت چپگرد در کواترنری نشان می‌دهد (شکل ۱۲) [۲۹، ۴]، قطعه شرقی گسل دست کم از پلیوسن غیرفعال بوده است [۴].

افزون بر این همانطور که در شکل ۹ نشان داده شده است در فرادیواره گسل طالقان رخنمون اندکی از نهشته‌های ائوسن سازند کرج در شرق دره کرج وجود دارد در حالی که مجموع ضخامت سازندهای زیارت و کرج در غرب دره به چند صد متر می‌رسد (شکل ۱۱). این اختلاف برجسته در ضخامت توالی ائوسن در دو طرف دره کرج و در فرادیواره گسل طالقان می‌تواند نشان دهنده



ب

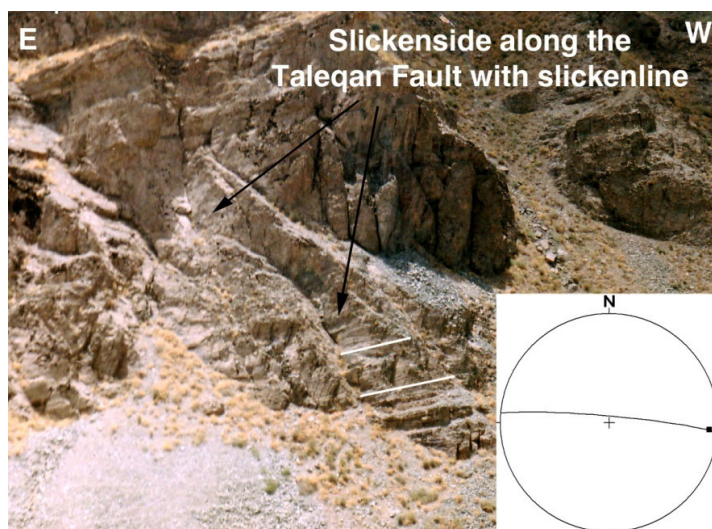


الف

شکل ۱۰. الف: دایک بازیگ و توده نفوذی (پایین راست) در سازندهای لالون و زاگون در دره کرج. ب- تصویر میکروسکوپی نور پلاریزه از توده نفوذی که بلورهای هوازده پیروکسن در زمینه پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. موقعیت شکل الف در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۱۱. تصویر ماهواره‌ای از ناودیس کرچون در فرادیواره گسل طالقان که در هسته خود سازندهای ائوسن کرج و زیارت را دارد. خط چین مرز بین سنگ‌های ائوسن و نهشته‌های مزوزوییک را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. آیینه گسلی و خش‌لغز که مولفه چپگرد لغزش در امتداد قطعه غربی گسل طالقان در کواترنری را نشان می‌دهد. موقعیت عکس در شکل ۱ نشان داده شده است.

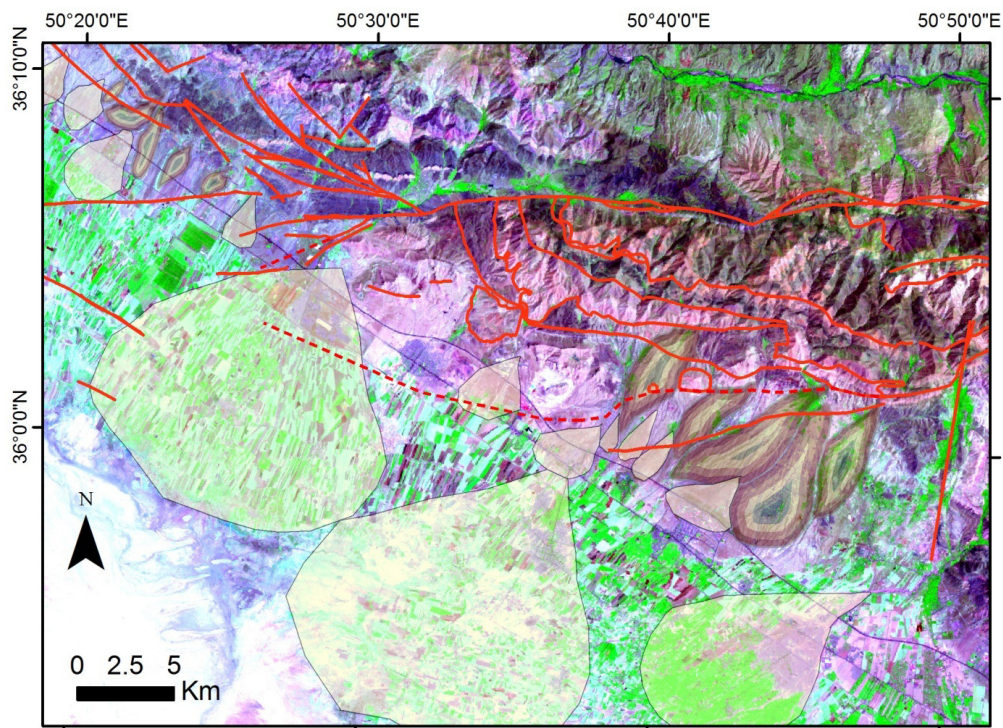
۴- بحث

($1.5 \leq Iat < 2.0$)؛ ۳- متوسط ($2.0 \leq Iat < 2.5$)؛ ۴- جنبایی کم ($2.5 \leq Iat$) [۲۱]. براساس جدول ۲ از میان ۲۰ حوزه و زیرحوزه، ۱۴ مورد جنبایی زمین‌ساختی بالا و بسیار بالا نشان می‌دهند (دسته‌های ۱ و ۲ در جدول ۲). این نتیجه با مقدار محاسبه شده برای Smf از این منطقه که فعالیت زمین‌ساختی بالایی را نشان می‌دهد ($1.14 < Smf < 1$)، نیز همخوانی دارد. با توجه به فعالیت زمین‌ساختی بالا و شواهد دگرشکلی کواترنری (شکل‌های ۳ و ۴) و همچنین خطواره‌های به نقشه در آمده در این منطقه (شکل ۲) و با در نظر گرفتن کینماتیک راستالغز چپگرد گسل طالقان در کواترنری (شکل ۱۲) [۲۹]، به نظر می‌رسد حرکت راستالغز چپگرد گسل طالقان با چین‌خوردگی نهشته‌های کواترنری و گسلش در امتداد گسل‌های فرعی در پایانه غربی گسل طالقان همراه است. این پیشنهاد با این واقعیت تأیید می‌گردد که دست کم دو نسل از مخروط افکنه‌ها در دامنه‌های جنوبی کوه‌های طالقان وجود دارد که دچار انحراف شده‌اند (شکل ۱۳). مخروط‌های افکنه نشان‌دهنده نرخ بالای رسوبات حاصل از فرسایش و برهنه‌سازی کوه‌های طالقان هستند. در این منطقه که شاخص Smf نیز پایین است، نرخ برپایی در طول پیشانی کوهستان نسبت به نرخ حفر بستر آبراهه‌های درون کوهستان و رسوب‌گذاری در مخروط‌های افکنه بالاست [۲۷]، بنابراین جوان‌ترین بخش مخروط‌افکنه‌ها در قسمت راسی مخروط‌های افکنه قرار دارد.

گسل طالقان نمونه‌ای از گسل مرز حوضه‌ای وارون شده است که پالئوگراین طالقان - گاجره - لار را در مزوزویک از شمال محدود می‌کرده و سپس طی زمین‌ساخت فشارشی کرتاسه پایانی - پالئوسن آغازین [۲۰] وارون شده است. با توجه به طول گسل طالقان و پهنه گسلی آن (بیش از ۱۰۰ متر در برش دره کرج)، پایانه گسل به درستی شناسایی نشده است. مطالعات قبلی [۲۵ و ۲۰] اشاره کرده‌اند که انتهای غربی گسل طالقان به گسل مشا ختم می‌شود. از میان چهار اندیس زمین ریخت‌شناختی که برای منطقه در برگیرنده پایانه غربی گسل طالقان محاسبه شده‌اند، اندیس Af (جدول ۱) تنها برای ۵ حوزه زهکشی بین ۴۵ تا ۵۵ است و ۱۲ حوزه Af کمتر از ۴۵ دارند که نشان دهنده کج‌شدگی حوزه‌ها در اثر فعالیت زمین‌ساختی یا تاثیر سنگ‌شناسی است. از طرفی مقادیر Hi (جدول ۱) که بیش‌تر از ۰/۵ هستند می‌توانند نشان‌دهنده چشم‌اندازی جوان باشند که در اثر زمین‌ساخت جنب‌پدید آمده است [۲۱]. تلفیق Af و Hi (جدول ۱) نشان می‌دهد که ۱۲ حوزه زهکشی با Hi کم، Af بالاتر از ۰/۵ دارند. با استفاده از ۳ شاخص زمین ریخت‌شناسی، فعالیت زمین‌ساختی نسبی (Iat) برای ۲۱ حوزه زهکشی در منطقه محاسبه شده است (جدول ۲). مقادیر این شاخص به چهار دسته طبقه‌بندی می‌شوند که درجه جنبایی زمین‌ساختی را معرفی می‌کنند: ۱- بسیار جنب ($1.0 \leq Iat < 1.5$)؛ ۲- جنبایی بالا

جدول ۲. مقادیر اندریس‌های زمین ریخت‌شناسی و **Iat** و رده‌بندی آن برای حوزه‌های زهکشی منطقه طالقان.

Iat class	Iat	Vf	Hi	Af	حوزه	
۱	۱.۳	۱	۱	۲	(۱) طالقان	۱
۲	۱.۵	—	۱	۲	(۲) میان کوه	۲
۲	۱.۵	—	۱	۲	۳	۳
۴	۳	—	۳	۳	۴	۴
۲	۱.۷	۱	۱	۳	(۵) آبیک	۵
۴	۳	—	۳	۳	(۶) چاه مبارک	۶
۲	۱.۵	—	۱	۲	۷	۷
۳	۲	—	۱	۳	۸	۸
۱	۱.۳	۱	۱	۲	(۹) غار هیو	۹
۲	۱.۷	۲	۱	۲	(۱۰) هیو	۱۰
۳	۲	—	۳	۱	(۱۱) شلمزار	۱۱
۲	۱.۷	۱	۱	۳	(۱۲) قاضی کلایه	۱۲
۲	۱.۵	—	۱	۲	۱۳	۱۳
۱	۱.۳	۱	۲	۱	(۱۴) زیاران	۱۴
۱	۱.۳	۲	۱	۱	(۱۵) اتانک	۱۵
۳	۲	۱	۲	۳	(۱۶) جزمه	۱۶
۱	۱	—	۱	۱	(۱۷) تازه آباد	۱۷
۲	۱.۷	۱	۱	۳	(۱۸) بهجت آباد	۱۸
۳	۲	—	۱	۳	(۱۹) وندار	۱۹
۲	۱.۵	—	۱	۲	(۲۰) یونس آباد	۲۰



شکل ۱۳. تصویر مجازی ETM 7+ ماهواره لندست از دامنه جنوبی کوه‌های طالقان که دو نسل مخروط‌افکنه را نشان می‌دهد. موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است.

فرادیواره گسل طالقان (شکل ۹) اهمیت بازفعال شدن گسل پی‌سنگی کرج (ساختار به ارث رسیده، تیپ ۲ از دسته‌بندی لامبیاسه و باثورت [۲۸]) در کنترل رسوب‌گذاری ائوسن در این منطقه طی رخداد کششی ائوسن [۱۲، ۲۶، ۶] را نشان می‌دهد.

آخرین گسل عرضی در منطقه مطالعه در پایانه شرقی گسل طالقان (شکل‌های ۱ و ۸) را می‌توان به عنوان یک گسل انتقالی حاشیه‌کافت (شکل ۱۴) [۲۲] در نظر گرفت که طی رخداد سیمین میانی تشکیل شده است. این فرض با مدل [۲۰] که گسل طالقان را یک گسل نرمال اولیه می‌داند که در طی رخداد سیمین میانی تشکیل شده است، همخوانی دارد. براساس این مدل گسل عرضی فوق می‌بایست شیب به سمت غرب داشته باشد، که در نتیجه سنگ‌های بلوک فرادیواره‌ای آن در شرق گسل سنگ‌های پیش از مزوزویک مانند آنچه در شکل ۸ نشان داده شده است، خواهند بود. این گسل عرضی در طبقه‌بندی لامبیاسه و باثورت [۲۸] تیپ ۶ را به خود اختصاص می‌دهد.

نتیجه‌گیری

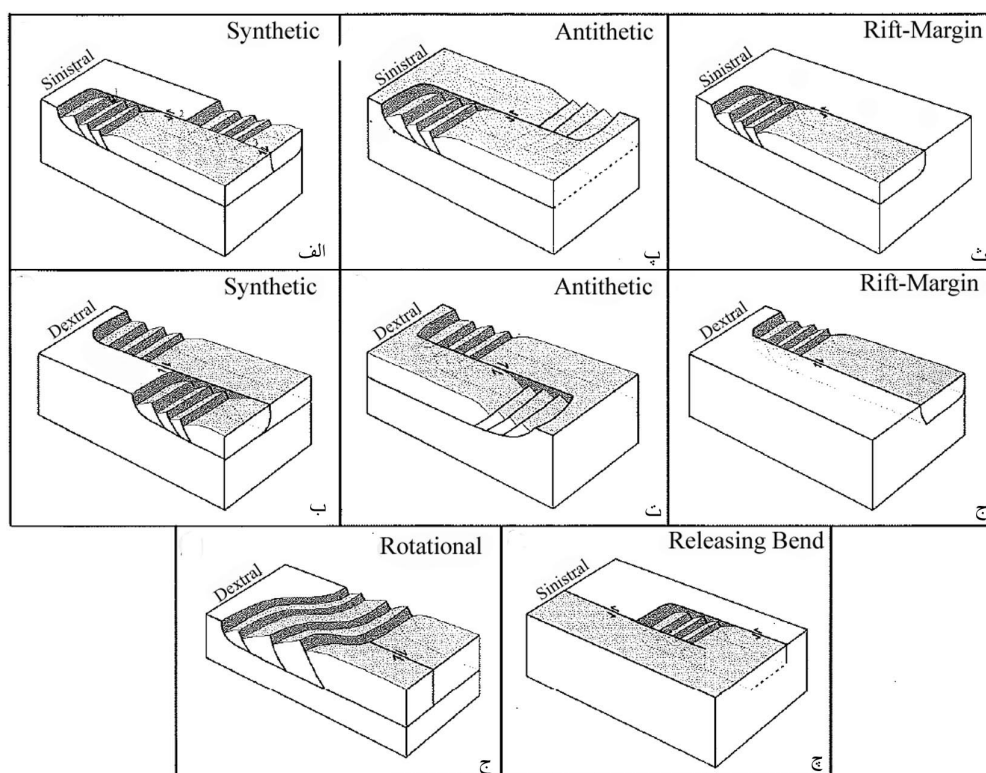
این مطالعه اهمیت گسل‌های عرضی پی‌سنگی را در کنترل هندسه و زمین‌شناسی گسل مزوزویک طالقان نشان می‌دهد. عارضه‌های پی‌سنگی مختلف منشا و ماهیت متفاوتی دارند و در نتیجه تاثیر متفاوتی بر زمین‌شناسی پوشش رسوبی خود می‌گذارند. گسل طالقان توسط گسل‌های عرضی قطعه قطعه شده که مهم‌ترین آن‌ها گسل عرضی دره کرج است که با روند شمال - جنوب رسوب‌گذاری نهشته‌های ائوسن را در فرادیواره گسل طالقان کنترل نموده است. پایانه غربی گسل طالقان که در زیر نهشته‌های کواترنری مخروط‌افکنه و کوهپایه‌ای پنهان است شواهد دگرشکلی فعال در امتداد یک سری خطواره‌ها را نشان می‌دهد که می‌تواند یک سیستم گسلی پرماند را برای این پایانه از گسل طالقان پیشنهاد کند. در مقابل، پایانه شرقی گسل طالقان به یک گسل انتقالی حاشیه‌کافت ختم می‌شود. قطعه غربی گسل طالقان از دره کرج به سمت غرب فعال بوده و خطر لرزه‌ای مهمی برای شهرهای تهران، کرج، هشتگرد و طالقان به شمار می‌رود.

گسلش عرضی پی‌سنگی سبب قطعه‌بندی گسل طالقان (شکل ۱)، کنترل جای‌گیری توده آذرین و نفوذ دایک‌ها (شکل‌های ۹ و ۱۰) [۳۹] و هم‌چنین تغییر جانبی در رسوب‌گذاری ائوسن (شکل ۹) و یا برخاستگی سنگ‌ها (شکل ۸) شده است. با این وجود منشا این ساختارهای پی‌سنگی مشابه نیست. در سال ۱۹۹۵؛ لامبیاسه و باثورت [۲۸] شش عارضه ساختاری که به شدت بر الگوی رسوب‌گذاری در حوضه‌های کششی قاره‌ای تاثیر می‌گذارند را معرفی کردند که عبارتند از پهنه‌های انطباقی^۱ با توپوگرافی بلند، بازفعال شدن ساختارهای پیشین (به ارث رسیده^۲)، برپایی فرودیواره گسل اصلی مرز حوضه، رول اور ملایم توپوگرافی در حاشیه‌های خمشی، شکستن بستر حوضه به بلوک‌های گسلی موازی با مرز کافت و توسعه پهنه‌های رله گسلی^۳ و گسل‌های انتقالی. هم‌چنین این ساختارها بر تکامل حوضه‌های کششی قاره‌ای به حوضه‌های وارون شده نیز تاثیر می‌گذارند [۱۸ و ۳۴]. از این نقطه نظر، گسل‌های عرضی پی‌سنگی در منطقه مطالعه (شکل ۱) طبیعت و سن متفاوتی دارند. گسل پی‌سنگی F-3 (شکل ۱) از دریای خزر تا گسل اصلی بزرگ زاگرس کشیده شده است [۴۰] ولی ماهیت و منشا اولیه آن هنوز مشخص نیست. این عارضه پی‌سنگی به طول چند صد کیلومتر، کاملاً با دیگر گسل‌های عرضی کوچک در منطقه مطالعه (شکل ۱) متفاوت است. دو گسل پی‌سنگی در امتداد دره‌های ولیان و دره کرج (شکل ۱) شباهت‌هایی دارند که می‌تواند نشان‌دهنده سن و منشا یکسان برای آن‌ها باشد. نخست اینکه هر دو گسل روند یکسان دارند، دوم اینکه هر دو گسل سنگ‌های پرکامبرین - پالئوزویک را قطع می‌کنند و هم‌چنین هر دو گسل بر نفوذ توده‌های آذرین و دایک‌های بازیک در نهشته‌های کامبرین منطقه تاثیر داشته‌اند (شکل‌های ۹ و ۱۰ و [۳۹]). براساس سن نسبی، این دایک‌ها قدیمی‌تر از پرمین بوده و ممکن است با ماگماتیسزم اردویسین میانی - دونین در البرز [۱۹، ۳۲، ۵] مرتبط باشند. بنابراین تشکیل گسل‌های پی‌سنگی کرج و ولیان می‌تواند به پرکامبرین بالا-پالئوزویک آغازین باز گردد. نبود توالی ضخیم نهشته‌های ائوسن در شرق گسل پی‌سنگی کرج در

¹ accommodation zone

² Inherited structure

³ relay zone



شکل ۱۴. الف، ب، پ و ت: طبقه‌بندی پهنه‌های انتقالی براساس جهت شیب سامانه‌های گسلی نرمال در محدوده‌های کششی متصل (سین‌تیک در مقابل آنتی‌تیک) و بردار حرکت (چپگرد در مقابل راستگرد) برگرفته از [۲۲]. با تشکر از انجمن زمین‌شناسی آمریکا. این گسل‌ها (ث و ج) حاشیه سرزمین‌های کششی (حاشیه کافت) را مشخص می‌کنند، کرنش چرخشی را تنظیم می‌کنند (حالت چرخشی) (ج) یا دارای خم‌های فشارشی یا کششی هستند (چ). کینماتیک پهنه‌های انتقالی با حرکت نسبی سرزمین‌های متصل تعیین می‌گردد و می‌تواند پیچیده باشد.

منابع

- [1] آقاباتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ ص.
- [2] احتشامی معین‌آبادی، م (۱۳۸۳) بررسی هندسه، کینماتیک و کرنش گسل‌های مشا و طالقان در محدوده نساء (جاده کرج - چالوس). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- [3] احتشامی معین‌آبادی، م (۱۳۸۴) معرفی و تفکیک گسل کهنه ده (جنوب طالقان) از راندگی طالقان در البرز مرکزی. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین کشور، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [4] احتشامی معین‌آبادی، م (۱۳۹۱) تحلیل دگرشکلی پس از تریاس پهنه‌ی مابین گسل‌های مشا و طالقان در البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس. ۱۲۴ ص.
- [5] Alavi, M (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1 –33.
- [6] Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M (2003) Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, Northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659–672.
- [7] Ambraseys, N.N., Melville, C.P (1982) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, 219p.
- [8] Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., Rahimzadeh, F (1985) Geological quadrangle map of Qazvin-Rasht (1:250000) Geological Survey of Iran.
- [9] Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., Rahimzadeh, F (1977) Geological map of Iran, Shakran sheet 6162 (1:100000). Geological Survey of Iran.
- [10] Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., Hassanzadeh, J (2001) Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics. *Geology*, 29(6), 559–562.
- [11] Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M. Stockli, D.F., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H (2011) Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late

- [23] Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R (2009) a. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. In: Brunet M.F., Wilmsen M., Granath J.W. (Eds.) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London Special Publication 312, 189–203.
- [24] Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R (2009) b. Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: Brunet M.F., Wilmsen M., Granath J.W. (Eds.) South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London Special Publication 312, 129–160.
- [25] Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J (2006) Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2, 35–52.
- [26] Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G., Guest, B (2002) Oligo-Miocene mafic alkaline magmatism in north and northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Geological Society of America Abstracts and Programs, 34(6), 331p.
- [27] Keller, E.A., Pinter, N (2002) *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2nd Ed.). Prentice Hall, New Jersey. 362p.
- [28] Lambiase, J.J., Bosworth, W., Structural controls on sedimentation in continental rifts. Geological Society of London Special Publication 80(1), 117-144.
- [29] Nazari, H., Ritz, J.F., Shafei, A., Ghassemi, A., Salamati, R., Michelot, J.L., Massault, M (2009) Morphological and paleoseismological analyses of the Taleghan fault, Alborz, Iran. *Geophysical Journal International* 178(2), 1028-1041.
- [30] Radfar, J., Emami, M.H (2002) Geology map of Qazvin sheet (1:100000). Geological Survey of Iran.
- [31] Solaymani, S., Ritz, J.F., Abbassi, M (2011) Analyzing the junction between the Moshā and the North Tehran active faults. *Tectonophysics* 497, 1–14.
- [32] Stampfli, G (1978) Etude geologique generale de l, Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran, N-E): PhD Thesis (no 1868), Universite de Geneve, 328 p.
- [33] Stampfli, G.M., Marcoux, J., Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 373-409.
- Tertiary foreland basin evolution in the Alborz mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (1-2), 106-131.
- [12] Berberian, M (1983) The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Science*, 20, 163–183.
- [13] Berberian, M., Yeats, R.S (1999) Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bulletin of Seismological Society of America*, 89, 120–139.
- [14] Berberian, M., Yeats, R.S (2001) Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23, 536-584.
- [15] Brunet, M.F., Korotaevb, M.V., Ershovb, A.V., Nikishin, A.M (2003) The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, 119–148.
- [16] Bull, W.B (1978) *Geomorphic Tectonic Classes of the South Front of the San Gabriel Mountains, California*. U.S. Geological Survey Contract Report, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, CA.
- [17] Bull, W.B., McFadden, L.D (1977) Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, 115–138.
- [18] Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M (2006) Structural inheritance in mountain belts: an Alpine-Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, 28, 1893-1908.
- [19] Davies, R.G., Jones, C.R., Hamzepour, B., Clark, G.G (1972) Geology map of the Masuleh sheet (1:100000). Geological Survey of Iran report No. 24, 110p.
- [20] Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A., Amini, A (2012) Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the Taleqan-Gajereh-Lar Paleograbens. *Journal of Geopersia* 2(2), 43-63.
- [21] El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A (2008) Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150–173.
- [22] Faulds, J.E., Varga, R.J (1998) The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. Geological Society of America Special Publication, 323, 1-45.

- [34] Tavarnelli, E., Butler, R.W.H., Decandia, F.A., Calamita, F., Grasso, M., Alvarez, W., Renda, P (2004) Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy, in: Crescenti U., D'Offizi S., Merlini S., Sacchi R. (Eds.), *The Geology of Italy, Special Volume 1*, 209-222.
- [35] Vahdati-Daneshmand, F., (compiler) (2001) Geological map of Marzan Abad (1:100,000). Geological Survey of Iran.
- [36] Vahdati-Daneshmand, F., (compiler) (2000) Geological map of East Tehran (1:100,000). Geological Survey of Iran.
- [37] Vahdati-Daneshmand, F., (compiler) (1991) Geological Quadrangle of Amol scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- [38] Yassaghi, A., Naeimi, A., Structural analysis of the Gachsar sub-zone in central Alborz range; constrain for inversion tectonics followed by the range transverse faulting. *International Journal of Earth Science* 100(6), 1237-1249.
- [39] Yassaghi, A., Madanipour, S., Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology* 30, 1507-1519.
- [40] Yousefi, E., Friedberg, J.L (1977) a. Aeromagnetic map of Iran, Amol Quadrangle (1:250000). Geological Survey of Iran.
- [41] Yousefi, E., Friedberg, J.L (1977) a. Aeromagnetic map of Iran, Tehran Quadrangle (1:250000). Geological Survey of Iran.
- [42] Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: Brunet M.F., Wilmsen M., Granath J.W. (Eds.) *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London Special Publication 312: 31-55.
- [43] Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R., Sabouri, J (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology*, 28: 2023 – 2037.