

شواهد ساختاری و دما- زمان سنجی در جه حرارت پایین از الگوی تکوین پیوستگاه رشته کوه‌های بزقوش - چهل نور (شمال باختر ایران)

ابراهیم غلامی^۱، اصغر احمدی^۲، محمد مهدی خطیب^۳، سعید معدنی پور^۴

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۲ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

رشته کوه بزقوش با روند تقریبی خاوری- باختری و رشته کوه چهل نور با روند تقریبی شمالی- جنوبی در شمال باختر فلات ایران، با روندی متفاوت و به تقریب عمود نسبت به یکدیگر واقع شده‌اند. هیچ مطالعه دما- زمان سنجی به منظور تعیین زمان شکل‌گیری اولیه، همچنین نرخ فرآیش و فزایش این دو کوهستان صورت نگرفته است. نتایج آنالیزهای دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین اورانیم- توریم/هیلم در آپاتیت (AHe) به دست آمده در این مطالعه و تلفیق آن با داده‌های ساختاری، نشان می‌دهند سن سردشدگی رشته کوه بزقوش (۲۵ - ۱۹ میلیون سال) نسبت به سن سردشدگی رشته کوه چهل نور - قافلانکوه (۱۵ - میلیون سال) قدیمی تر است. به نظر می‌رسد شروع دگرشکلی رشته کوه بزقوش از الیگوسن آغازی بوده در حالی که تغییر شکل در رشته کوه چهل نور و قافلانکوه که از لحاظ ساختاری یک سیستم هستند، از میوسن میانی آغاز شده است. بنابراین به احتمال شروع تغییر شکل این دو روند ساختاری در نتیجه بخش‌شدگی یک تغییر شکل منفرد نبوده است و در زمان‌های متفاوت و در نتیجه بازسازی مجدد راستاهای کوتاه‌شدگی ناحیه‌ای ایجاد شده‌اند. همچنین نتایج این بررسی نشان می‌دهند پیوستگاه رشته کوه‌های چهل نور و بزقوش خاوری در واقع بخشی از رشته کوه بزقوش است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۱۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

رشته کوه بزقوش

رشته کوه چهل نور

فرآیش

فزایش

دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین

۱- پیش‌نوشتار

مطالعه محلی دیگر در البرز مرکزی که بر پایه دما- زمان سنجی (U/Th)/He آپاتیت و زیرکن انجام شده است، نشان می‌دهد که پی‌سنگ البرز تا ۱۲ میلیون سال پیش فرآیش ملایم (0.1 Km/m.y) داشته، ولی پس از ۱۲ میلیون سال پیش تاکنون نرخ فرآیش افزایش یافته و به (0.45 Km/m.y) رسیده است (Guest et al., 2006).

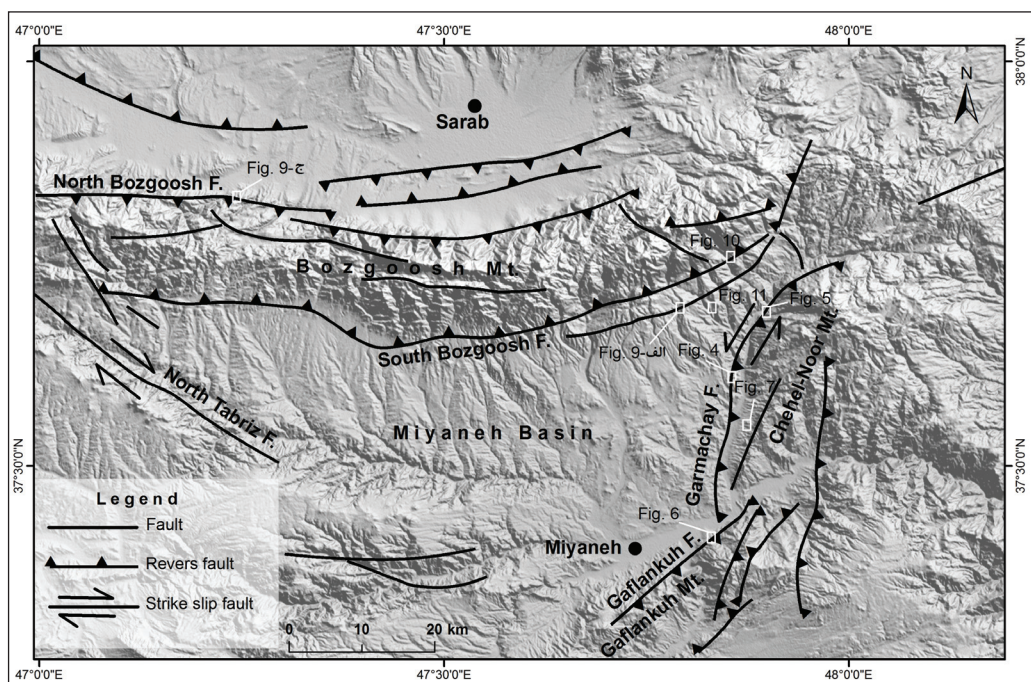
در یک مطالعه دیگر، سعی بر آن شده است تا پیشینه سردشدگی و فرسایش زمین‌ساختی البرز با استفاده از دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین در مقیاس کوهزاد البرز انجام شود (Rezaeian, 2008). در نمونه‌های به دست آمده از واحدهای سنگی پیش از تشریری، دو فاز سردشدگی با سن ۳۲ میلیون سال و ۱۶ میلیون سال پیش ثبت شده است. این دو فاز سردشدگی در تطابق خوبی با دو فاز سردشدگی ناشی از فرسایش زمین‌ساختی هستند که در ستون چینه‌شناسی- ساختاری البرز با سازندهای تخریبی قرمز زیرین و قرمز بالای ثبت شده‌اند. جوان‌ترین فازی که در این مطالعه ثبت شده است، سنی در حدود ۴ تا ۶ میلیون سال پیش دارد که از روش دما- زمان سنجی AHe به دست آمده است. در مطالعه دیگری که در رشته کوه‌های تالش انجام پذیرفته است، دما- زمان سنجی درجه حرارت کم تخریبی AFT و همچنین داده‌های AHe بر روی نمونه‌های سنگ بستر در مقیاس سراسری نشان‌دهنده

بررسی اختلاف زمانی در رشد گوه‌های کوهزایی با روندهای ساختاری متفاوت از طریق بررسی‌های دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین در فرادیواره راندگی‌های اصلی حاشیه آنها، راهکاری مناسب جهت تعیین زمان تغییر الگوی دگرریختی در اینگونه فلات‌های کوهزایی می‌باشد. بر این اساس، Lease et al. (2011) با ارائه یک‌سری داده‌های دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین و ترسیم نمودارهای سن- ارتفاع از فرادیواره دو سیستم گسله راندگی اصلی در شمال خاور کوهزاد هیمالیا - تبت، تغییر روند ساختاری در دو فلات مجاور هم را به اختلاف زمانی در رشد این رشته کوه‌ها نسبت داده‌اند. به نظر ایشان اختلاف زمانی در رشد این دو رشته کوه مجاور هم، در نتیجه بازسازی مجدد دگرریختی حاصل از همگرایی هند و اوراسیا در میوسن میانی بوده است. گفتنی است اولین مطالعه در خصوص پیشینه حرارتی و پیرو آن فرآیش (Exhumation) در البرز، محدود به بخش کوچکی در جنوب باختر البرز مرکزی بوده است (Axen et al., 2001; Guest et al., 2006). داده‌های مربوط به سن سنجی (U-Th)/He نشان‌دهنده آن است که ازوترم‌های حرارتی در بازه زمانی ۲۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش ثابت بوده‌اند. این ثابت حرارتی و خاموشی زمین‌ساختی در Ma 6.8~ تغییر یافته است (Axen et al., 2001). یک

واقع شده‌اند (شکل ۱)، هیچ مطالعه دما - زمان سنجی به منظور تخمین فازهای سردشدگی و همچنین نرخ فرآیند (Exhumation) و فرازش (Uplift) محلی و ناحیه‌ای و انطباق آنها با الگوهای تغییرشکلی صورت نگرفته است. لذا در این مطالعه، سعی بر آن است تا با تلفیق داده‌های زمین شناسی ساختاری و دما - زمان سنجی درجه حرارت پایین، الگویی از پیشینه تکامل زمانی و مکانی این دو رشته کوه ارائه شود. همچنین این مطالعه ضمن بررسی پیشینه سردشدگی و فرآیند همراه با آن در این منطقه، زمان شکل‌گیری اولیه و ظهور رشته کوه‌های بزقوش خاوری و چهل نور با روند‌های ساختاری متفاوت و فازهای مرتبط با فرسایش زمین ساختی را ارائه خواهد نمود.

سه فاز اصلی تغییر شکل، برخاستگی و فرسایش زمین ساختی مرتبط با آنها در کوه‌های تالش است (Madanipour et al., 2013 and 2017). فاز الیگوسن آغازی (۳۰-۲۳ میلیون سال پیش) به صورت سراسری و در کل کوه‌های تالش ثبت شده است. فازهای تغییرشکلی میوسن میانی (۱۸-۱۲ میلیون سال پیش) و پلیوسن آغازی (حدود ۵ میلیون سال پیش)، تنها در بخش‌های جنوبی و مرکزی کوه‌های تالش ثبت شده‌اند.

در خصوص رشته کوه‌های بزقوش با روند تقریبی خاوری-باختری و چهل نور با روند تقریبی شمالی-جنوبی در شمال باختر فلات ایران (واقع در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا) که با روندی متفاوت و به تقریب عمود نسبت به یکدیگر



شکل ۱- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه. گسل‌ها تغییر شکل یافته از Berberian and Yeats (1999). موقعیت پهنه ساختاری بزقوش و پهنه چهل نور- قافلانکوه با روند به تقریب عمود بر هم، ساختارهای اصلی موجود در هر پهنه (گسله‌ها) و نیز موقعیت عکس‌های صحرایی بر روی این نقشه به نمایش درآمده است.

۲- پیشینه زمین شناسی و الگوی ساختاری منطقه

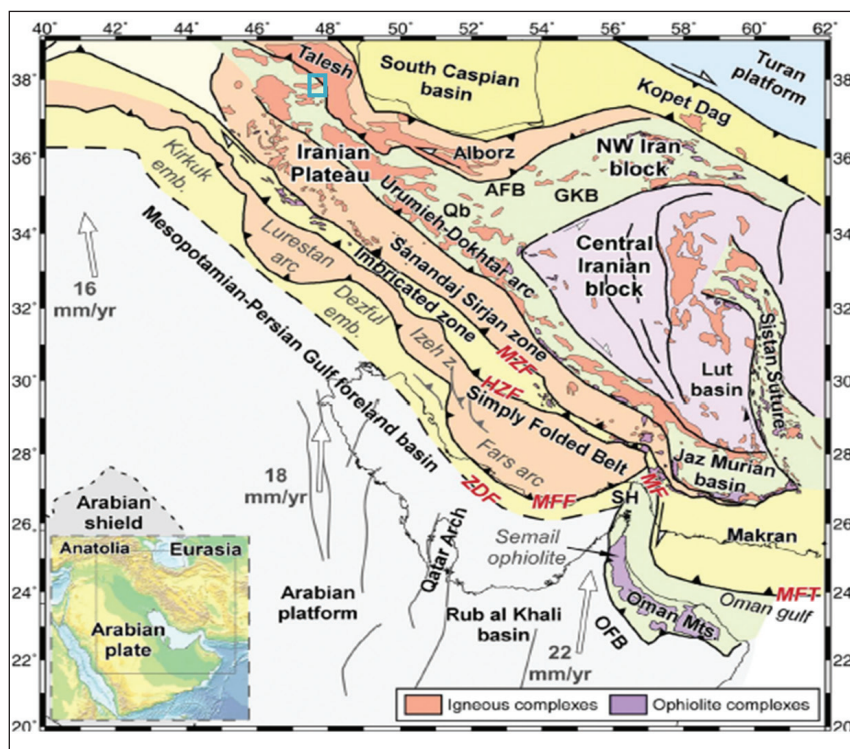
تکامل پیچیده ژئودینامیکی است که شروع آن با بسته شدن قلمرو اقیانوسی تتیس کهن و باز شدن تتیس جوان در آغاز تریاس همزمان است. پس از بسته شدن تتیس جوان، برخورد پلیت عربی با اوراسیا در طول الیگوسن در شمال باختر ایران و در طول میوسن در جنوب خاور ایران به وقوع پیوست (Yilmaz, 1993; Stoneley, 1981). ارزیابی دگربرختی کنونی ایران همراه با داده‌های GPS آشکار می‌سازد راستای عمومی حرکت پوسته در شمال-باختر ایران (در مقایسه با اوراسیای ثابت) با نرخ 22-23mm/yr به سمت شمال است (Nilforushan et al., 2003; Vernant et al., 2004). به نظر می‌رسد فلات مرکزی ایران در راستای 355° E N (Reilinger et al., 2006). با نرخ 14mm/yr جابه‌جا می‌شود. در حالی که شمال تبریز، تالش و ارمستان به ترتیب در راستای 10° E N11 با نرخ 8mm/yr و 12mm/yr حرکت می‌کنند. بخش قابل توجهی از دگربرختی (3-5mm/yr) نیز به نظر می‌رسد در عرض رشته کوه البرز همساز شده باشد (Vernant et al., 2004). این تفاوت‌های کینماتیک عمدتاً به

فلات ایران در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا واقع شده است و یک بلوک پوسته‌ای با راستای شمال باختری - جنوب خاوری، مرتفع (با ارتفاع متوسط حدود ۲ کیلومتر)، غالباً از داخل زهکشی شده (Engdahl et al., 2006)، با ستبرای ۵۰ - ۴۰ کیلومتر را شکل می‌دهد که از شمال به کمر بند ماگماتیک ارومیه - دختر (UDMA) و از جنوب به رشته کوه‌های زاگرس مرتفع (High Zagros Mountains) محدود می‌گردد (شکل ۲). گستره مورد مطالعه در حاشیه باختری کوهزاد البرز و با یک مرز تدریجی نسبت به آن واقع شده و در بخش عمده‌ای از روند شکل‌گیری، رشد و تکامل خود تاریخی زمین ساختی مشابهی را نسبت به البرز پشت سر گذاشته است.

شمال باختر ایران در مجاورت مرکزی ترین قسمت پهنه برخوردی عربی- اوراسیا واقع شده است. در طول یک میلیون سال گذشته این منطقه تحت کوتاه‌شدگی نهایی شمالی- جنوبی شدید قرار گرفته و زلزله‌های مخرب تاریخی متعددی را تجربه کرده است (e.g. Berberian, 1997; Allen et al., 2004). این بخش از ایران ناشی از یک

فعالیت گسل راست‌الغز راست‌بر با اندکی مؤلفه معکوس شمال تبریز با روند N135 E و گسل راست‌بر تالش با روند N175E مرتبط هستند. زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نشان می‌دهند فعال‌ترین بخش در شمال‌باختر ایران مربوط به ناحیه تبریز است. توزیع گسل‌های فعال نقشه‌برداری شده در شمال‌باختر ایران، تغییرات قابل توجهی در روند و سازوکار گسلش نشان می‌دهد. هر دو مؤلفه راست‌بر و چپ‌بر در طول گسل‌های فعال با راستای برش یکسان (WNW-ESE) مشاهده می‌شود به عنوان مثال گسل‌های سلماس و شمال تبریز در باختر و گسل‌های رودبار-هرزویل، طالقان، ایپک و مشا در خاور. در تالش، گسل‌های فعال به‌طور عمده مربوط به گسل‌های راندگی با شیب رو به شمال و جنوب هستند. این گسل‌ها در مرکز تالش با روند E-W و در خاور آن با روند NW-SE دیده می‌شوند (e.g. Berberian, 1997). این گسل‌ها در جنوب خاور با پایانه باختری رشته کوه خاوری رشته-کوه بزقوش و پایانه شمال‌باختری رشته کوه البرز را نشان می‌دهد

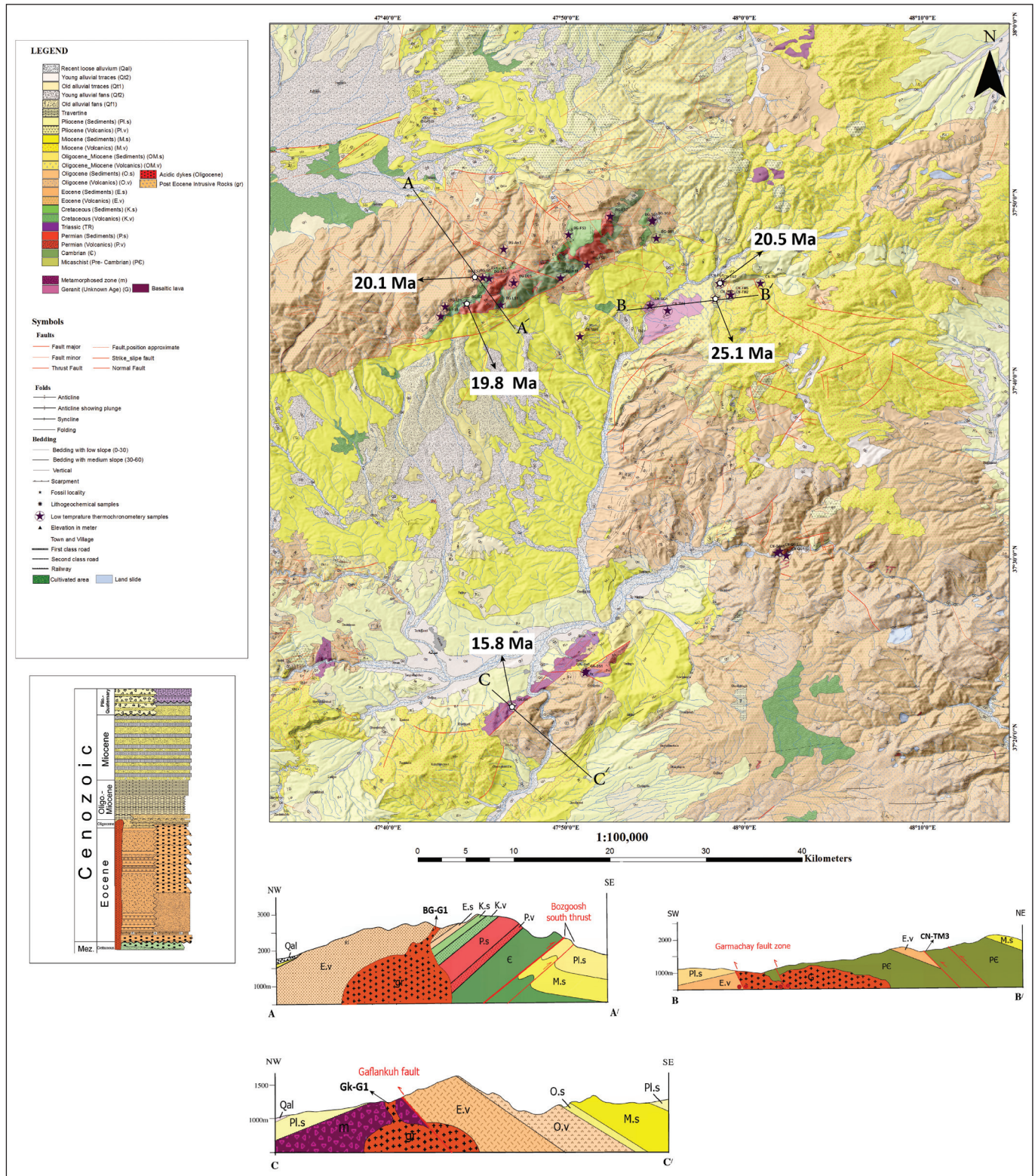
دادند در البرز جابه‌جایی شمال‌باختر ایران به سمت شمال‌خاور، باعث راندگی شمال‌باختر ایران بر روی حاشیه جنوبی حوضه کاسپین و لبه شمالی بلوک مرکزی ایران می‌شود. در امتداد رشته کوه البرز، لرزه‌خیزی و کوتاه‌شدگی فعال عمدتاً بر روی گسل‌های راندگی با شیب رو به شمال و جنوب با روند موازی رشته کوه و نیز بر روی گسل‌های چپ‌بری که مؤلفه مایل همگرایی محلی صفحه را همساز کرده‌اند (مثل گسل‌های رودبار-هرزویل و گسل‌های طالقان و مشا) پخش شده است (e.g. Jackson et al., 2002; Ritz et al., 2006; Nazari et al., 2009). در شمال‌باختر ایران (ناحیه زنجان-میانه) تنها تعداد اندکی گسل شناخته شده، در کواترنری فعال انگاشته شده‌اند. این ناحیه به دلیل قرارگیری در محل تقاطع سه قلمرو زمین‌ساختی اصلی با دگرریختی‌های فعال البرز-تالش-تبریز، می‌تواند به‌عنوان یک ناهنجاری تلفی گردد (Solaymani, 2011).



شکل ۲- نقشه واحدهای ساختاری اصلی پهنه برخوردی عربی- اوراسیا (Jimenez-Munt et al., 2012). مستطیل آبی (شمال‌باختر نقشه) موقعیت تقریبی گستره مورد مطالعه در این پژوهش را نشان می‌دهد.

کرتاسه می‌توان اشاره نمود (شکل ۳-ب). همچنین دگرشیبی آشکار دیگری در قاعده واحدهای الیگوسن به چشم می‌خورد. از جمله فعالیت‌های ماگمایی که در گستره مورد مطالعه به وقوع پیوسته‌اند، می‌توان به فعالیت‌های آتشفشانی پرمین، کرتاسه پسین، ائوسن میانی، میوسن و کواترنری و نیز نفوذ توده‌های گرانیتی و سینیتی به سن الیگوسن اشاره کرد. برداشت داده‌های ساختاری در راستای این پژوهش به‌طور عمده شامل برداشت وضعیت عناصر ساختاری چین‌ها (یال‌ها و محور چین) و گسل‌ها (صفحه گسل و خط خش) بود. این داده‌ها بعداً برای بررسی ارتباط هندسی و کینماتیکی چین‌ها و گسل‌های گستره مورد مطالعه و در نهایت تفسیر فرگشت ساختاری پیوسته رشته کوه‌های بزقوش و چهل نور مورد استفاده قرار گرفت.

به‌طور کلی بیشتر واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره مورد مطالعه نهشته‌های آتشفشانی و رسوبات پالئوژن و نوژن می‌باشند. البته واحدهای سنگی قدیمی‌تر به سن پرکامبرین؟ (سنگ‌های دگرگون شده) تا اواخر کرتاسه نیز در دامنه‌های جنوب‌خاوری رشته کوه بزقوش، شمال رشته کوه چهل نور و بخش‌هایی از بلندی‌های قافلانکوه (ادامه جنوبی رشته کوه چهل نور) گسترش دارند (شکل ۳-الف). از نظر رسوب‌گذاری و فعالیت ماگمایی، چندین وقفه در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. کوارتزیت سفید در بخش بالایی سازند لالون، نبود رسوبات سیلورین تا کرینفر و همچنین نبود چینه‌ای پایه پرمین، نشانگر حرکات خشکی‌زایی در منطقه مورد مطالعه است. از جمله مهم‌ترین ناپیوستگی‌های زاویه‌ای، به دگرشیبی بین رسوبات تخریبی دانه‌درشت ائوسن پیشین و واحدهای

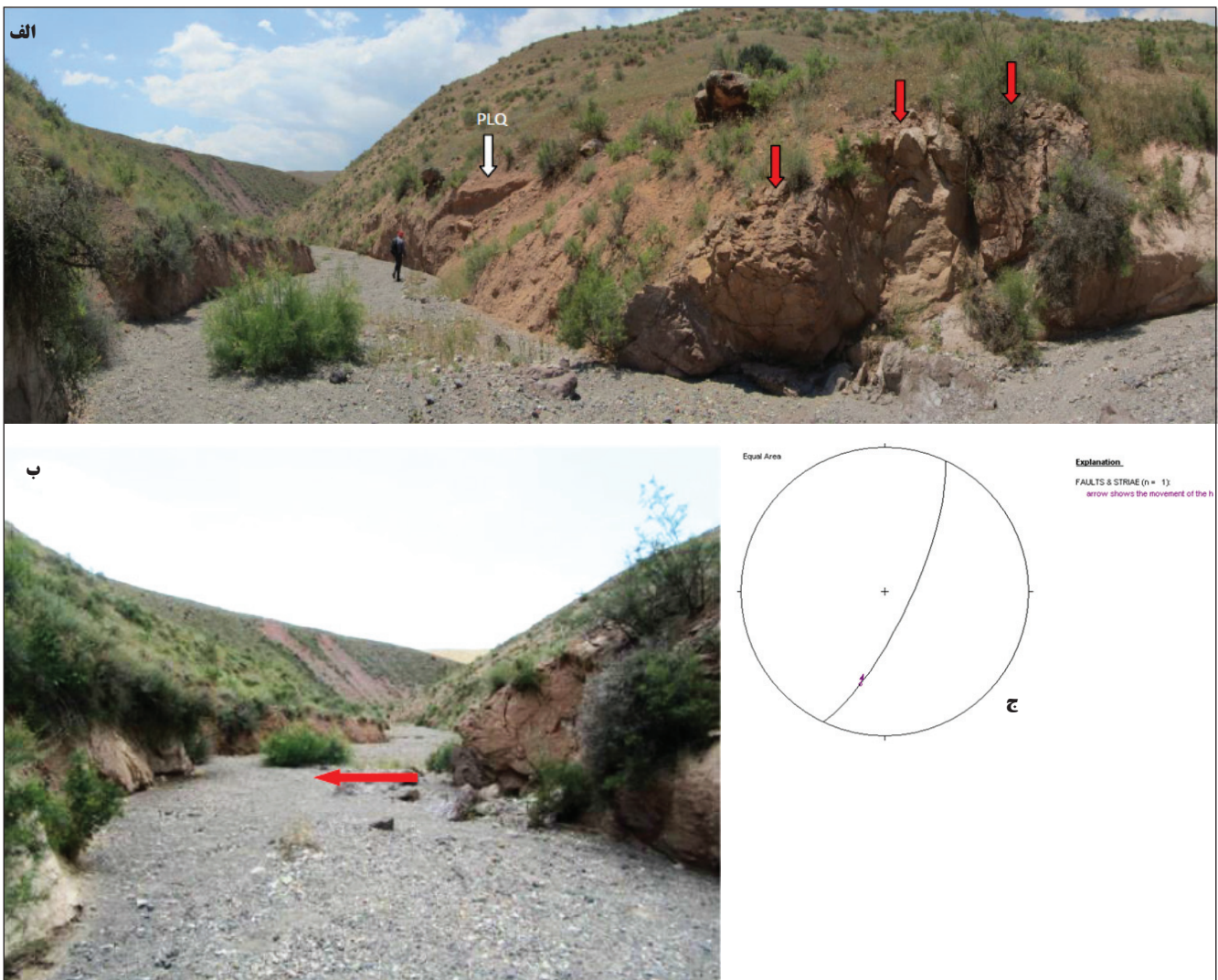


شکل ۳- الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده گستره مورد مطالعه. این نقشه از تلفیق نقشه‌های با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب، میانه، کیوی و هشتمین تهیه گردیده و با داده‌های صحرایی تکمیلی جزئیات بیشتری به آن اضافه شده است. نتایج آنالیزهای دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین AHe بر روی نقشه پیاده شده است. ب) برش‌های ساختمانی ترسیم شده از منطقه مورد مطالعه. برش‌ها با راستای به تقریب عمود بر روند ساختمانی اصلی در هر پهنه ترسیم شده‌اند. ج) ستون چینه‌شناسی- ساختمانی گستره مورد مطالعه و مناطق مجاور.

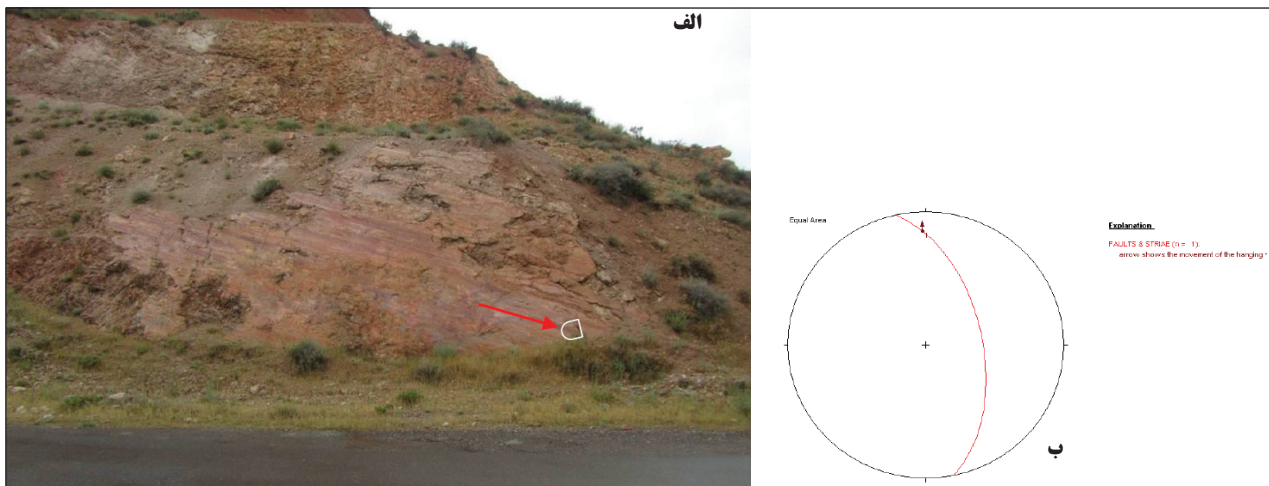
۱-۲. رشته کوه چهل نور

نیست. به سمت شمال روستای ساری قمیش (از معدود نقاطی که اثر سطحی گسل دیده می‌شود) کانال رودخانه یک جدایش چپ‌گرد حداقل ۱۰ متری در راستای گسل گرمه‌چای نشان می‌دهد (فریدی، ۱۳۹۲). اختلافات زمین‌شناختی آشکاری میان دو دامنه دره گرمه‌چای وجود دارد. ارتفاع پایین (حدود ۱۲۰۰ متر) حاشیه باختری را رسوبات تخریبی نوژن افقی عموماً متشکل از کنگلومرای قاره‌ای، ماسه‌سنگ‌ها و طبقات مارنی رنگارنگ تشکیل می‌دهند، در حالی که دامنه خاوری مرتفع (ارتفاع متوسط ۲۰۰۰ متر) از واحدهای سنگی چین‌خورده شامل سنگ‌های نفوذی و دگرگونی پراکمبرین (۴) و گدازه‌های اسیدی تا متوسط سنوزویک و سنگ‌های آذرآواری وابسته شکل گرفته است. این ریخت‌شناسی یک مؤلفه قائم با افراز بلوک خاوری نسبت به طبقات قاره‌ای و نوژن در سمت باختر را پیشنهاد می‌کند. بررسی‌های میدانی و اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهند که آزمون راستای میانگین صفحه گسل گرمه‌چای ۰۲۰ و شیب آن E ۷۵ است. صفحات گسلی بیانگر مؤلفه چیره چپ‌گرد می‌باشند که بسته به میل خطوط خش محلی مؤلفه‌های نرمال یا معکوس نشان می‌دهند (شکل ۵).

رشته کوه چهل نور با ارتفاع تقریبی ۲۴۵۰ متر در خاور حوضه میانه (حاشیه البرز باختری) روند ساختاری ویژه باخترکوهزاد البرز (شمال شمال‌خاوری- جنوب جنوب‌باختری) را نشان می‌دهد. گسلش و چین‌خوردگی از مهم‌ترین ساختارهای دگرریختی هستند که واحدهای سنگی این ناحیه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. کارسازترین گسل موجود در این گستره، گسله گرمه‌چای در حاشیه باختری رشته کوه چهل نور می‌باشد. حادثه مخرب May 13, 1844 با بزرگی ۶/۹ و شدت IX به این گسل نسبت داده شده است (Berberian and Yeats, 1999). ساز و کار این سیستم گسلی راستالغز چپ‌بر با مؤلفه شیب‌لغز معکوس است (شکل ۴) و همانند سامانه‌های گسلی بزرگ، دگرریختی در پهنه نسبتاً گسترده‌ای بر روی سطوح برشی متعدد موازی هم توزیع و تقسیم شده است (فریدی، ۱۳۹۲). گسل گرمه‌چای تقریباً رودخانه جاری به سمت جنوب گرمه‌چای را تعقیب می‌کند و حدود ۵۰ کیلومتر از پایانه خاوری کوه‌های بزقوش تا جنوب خاور شهر میانه امتداد یافته است. اثر سطحی گسل به‌طور مستقیم بر روی دامنه خاوری دره قابل مشاهده است اما به سمت شمال به‌وسیله رسوبات زمین‌لغزش‌های عظیم پوشانده شده است و به‌خوبی قابل تعقیب



شکل ۴- الف) جابه‌جایی چپ‌گرد (با مؤلفه معکوس) در سنگ‌های آذرآواری میوسن در پهنه گسلی گرمه‌چای. بلوک‌های گسلیده با فلش‌های قرمز نشان داده شده‌اند. در ضمن طبقات افقی پلیوسن (PLQ) در پیشانی این گسل شیب‌دار شده‌اند. خاور ینگه کند، نگاه به سوی شمال. ب) انحراف مسیر آبراهه در اثر گسلش چپ‌گرد شکل الف، خاور ینگه کند، نگاه به سوی باختر. ج) تصویر استریوگرافیکی از سطح گسل اندازه‌گیری شده در این شکل.



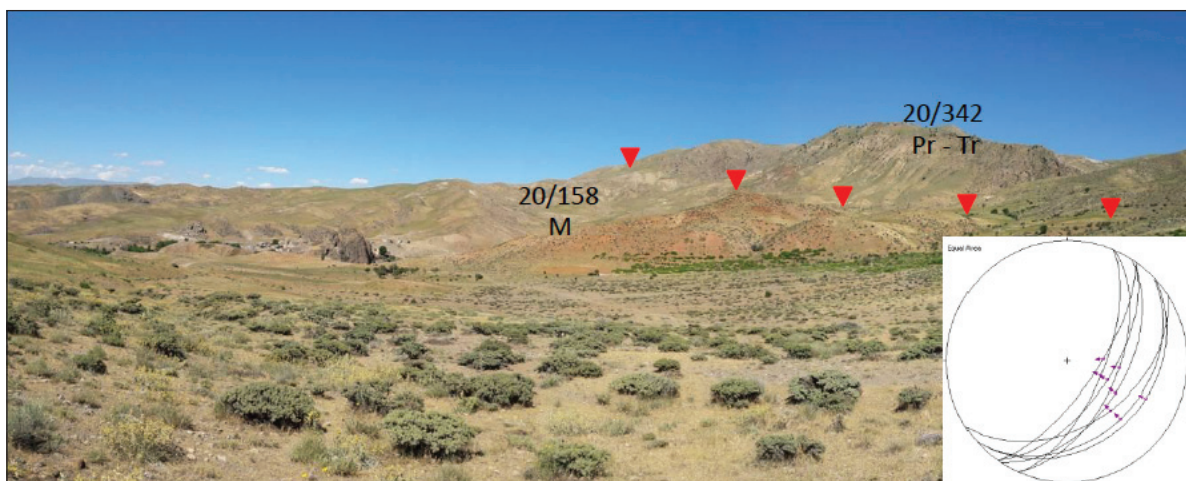
شکل ۵- الف) سطح گسل با مؤلفه چپه چپ گرد در دیواره دره گرمه چای (نزدیک ساری قمیش)، نگاه به سوی شمال باختر. شکستگی هلالی بر روی سطح گسل آشکارا سوی برش را نشان می‌دهد. ب) تصویر استریوگرافیکی از سطح گسل اندازه‌گیری شده در این شکل.

روند ساختاری چپه خاوری - باختری دارد. از نظر سنگ‌شناسی تفاوت‌هایی از سمت باختر به سمت خاور این رشته‌کوه قابل مشاهده است. باختر بزقوش به‌طور عمده از رسوبات توریدیتی معادل نهشته‌های آتشفشانی سازند کرج و رسوبات معادل سازندهای سرخ زیرین، قم و سازند سرخ بالایی تشکیل شده است. این در حالیست که بخش مرکزی و خاوری بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن-نوژن به‌ویژه آندزیت‌های انوسن (سازند کرج) تشکیل شده است که در شمال بزقوش با نفوذی‌های الیگوسن قطع شده‌اند. در بخش خاوری بیرون‌زدگی‌هایی از رسوبات قدیمی پرکامبرین (۴)، پالئوزویک و مزوزویک قابل مشاهده است. رشته‌کوه بزقوش از لحاظ ساختاری یک تاقدیس بزرگ مقیاس با گرایش به سمت باختر می‌باشد که از سمت خاور به رشته‌کوه‌های البرز باختری می‌پیوندد و از سمت شمال و جنوب به‌وسیله گسل‌های راندگی محدود می‌گردد (شکل ۲). تکامل این ساختار پیچیده، با یک مرحله چین‌خوردگی اولیه به‌صورت تاقدیس که بر روی یک رمپ در اعماق توسعه یافته است، قابل توضیح است (Balling, 2014). شروع فعالیت و بازفعال شدن گسل جنوبی بزقوش و نیز پس‌راندگی آن (گسل شمالی بزقوش) پیش از پر شدن حوضه میانه رخ داده است (شکل ۸).

چندین گسل از قطعه شمالی گسل گرمه‌چای منشعب می‌گردند. این گسل‌های افشان، خم‌های گرفتاری (restraining bends) شکل داده و باعث ارتفاع گرفتن کوه‌های چهل‌نور شده‌اند (فریدی، ۱۳۹۲). زمین‌لغزش‌های بزرگ در شیب‌های ناپایدار کوه‌های چهل‌نور در نتیجه حوادث زمین‌لرزه‌ای تاریخی در این خم‌های گرفتاری هستند. خطواره‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای پیشنهاد می‌کند که گسل گرمه‌چای به سمت جنوب به طرف بلندی‌های قافلانکوه در سمت خاور میانه ادامه می‌یابد (شکل ۶). چین‌های موجود در این گستره نیز در مقیاس ناحیه‌ای و میانه‌مقیاس در واحدهای پالئوژن و به‌ویژه نوژن قابل مشاهده‌اند. اثر سطح محوری چین‌ها در سراسر این رشته‌کوه، روند چپه شمال‌شمال‌خاوری - جنوب‌جنوب - باختری دارد (شکل ۷).

۲-۲. رشته‌کوه بزقوش

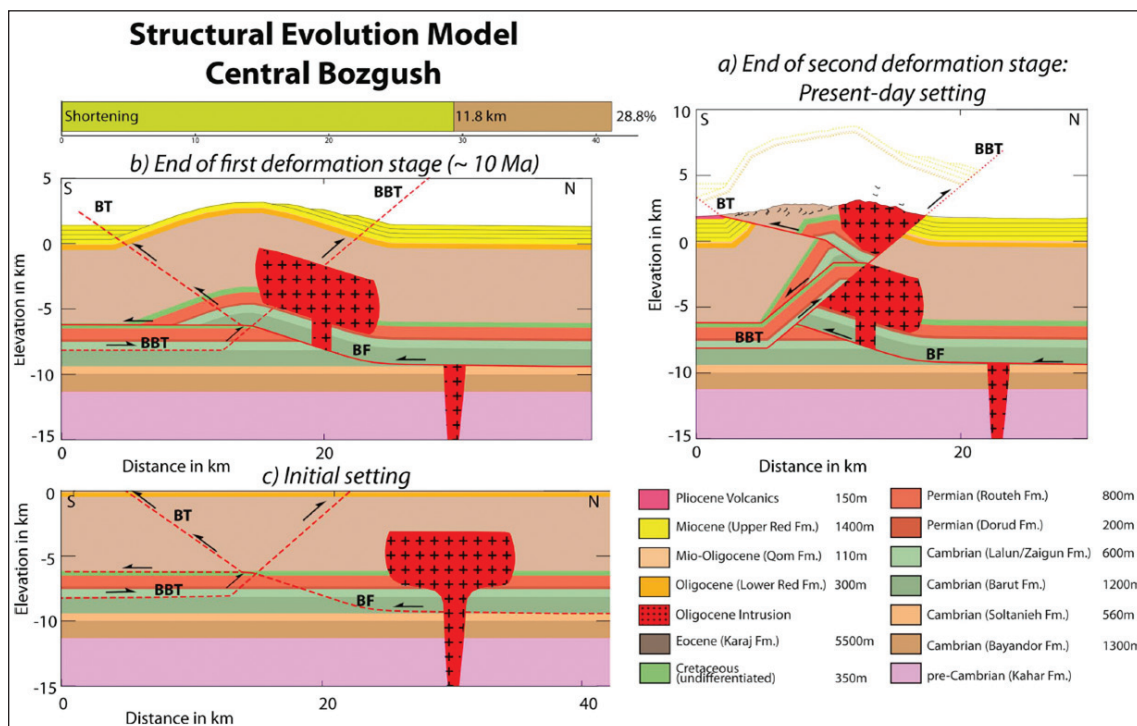
رشته‌کوه کمانی‌شکل بزقوش یکی از سیمای ساختاری اصلی آذربایجان در شمال حوضه میانه با طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر، با ارتفاع بیشینه حدود ۳۳۰۶ متر و پهنای متغیر ۸ کیلومتر در بخش‌های باختری تا ۱۶ کیلومتر در بخش مرکزی،



شکل ۶- راندگی واحدهای پرمین و تریاس بر روی واحدهای میوسن توسط گسل معکوس قافلانکوه (ادامه جنوبی گسل گرمه‌چای)، نگاه به سوی شمال خاور. تصویر استریوگرافیکی نمایش داده شده در حاشیه نقشه، مربوط به گسل‌های برداشت شده از این پهنه گسلی است.



شکل ۷- چین خوردگی واحدهای افقی پلیوسن در فرودواره گسل گرمه چای، برخی طبقات دچار برگشتگی شده‌اند. نگاه به سوی شمال خاور.



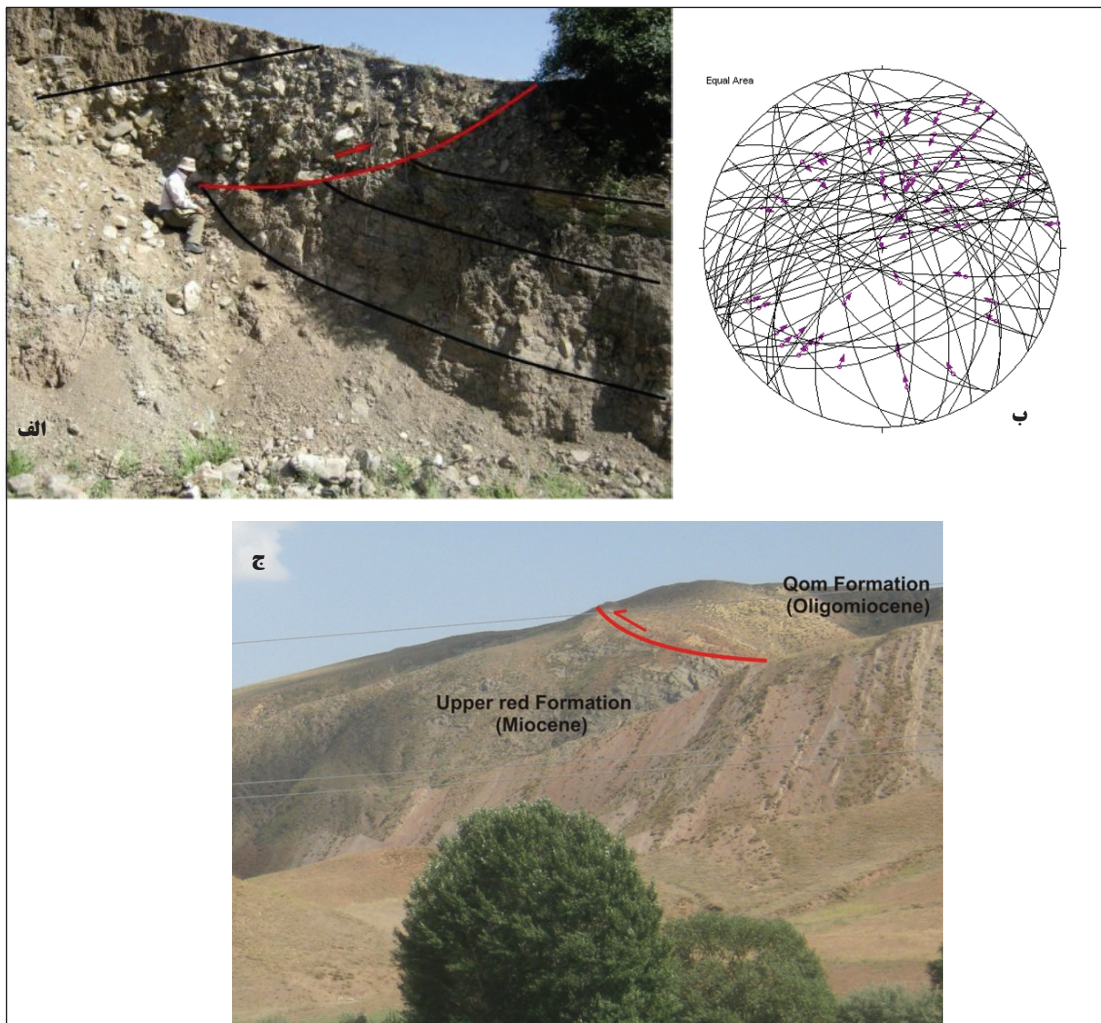
شکل ۸- مدل تحول ساختاری پیش‌رونده بزقوش مرکزی (Balling, 2014). (c) مرحله اولیه پیش از شروع دگربرختی، (b) پایان مرحله اول دگربرختی حدود ۱۰ میلیون سال پیش، (a) پایان مرحله دوم دگربرختی (وضعیت امروزی).

ارشدی و همکاران، ۱۳۹۵). گفتنی است اثر سطحی راندگی جنوبی بزقوش (منطبق بر حاشیه جنوبی رشته کوه بزقوش) با شیب چیره به سمت شمال، بیشتر در بخش خاوری دیده می‌شود (گسل بناروان) این در حالیست که اثر سطحی راندگی شمالی (منطبق بر حاشیه شمالی رشته کوه بزقوش) با شیب چیره به سمت جنوب، به‌طور عمده در بخش بزقوش باختری قابل مشاهده است (گسل شریان). بالا بودن فعالیت نسبی زمین‌ساختی در بخش خاوری گسل جنوبی بزقوش را می‌توان متأثر از پهنه گسلی گرمه‌چای دانست، ولی فعالیت نسبی زمین‌ساختی بالا در بخش باختری گسل شمالی بزقوش به احتمال حاصل ارتباط با پهنه گسلی تبریز است. بررسی‌های میدانی و مشاهدات ریخت‌زمین‌ساختی گویای آن است که هم گسل جنوبی و هم گسل شمالی بزقوش مؤلفه راست‌الغز راست‌بر نیز دارند. رژیم تنش امروزی با فشارش عمومی N140 مشخص می‌شود. این فشارش در بخش باختری گسترده، زاویه کمتری

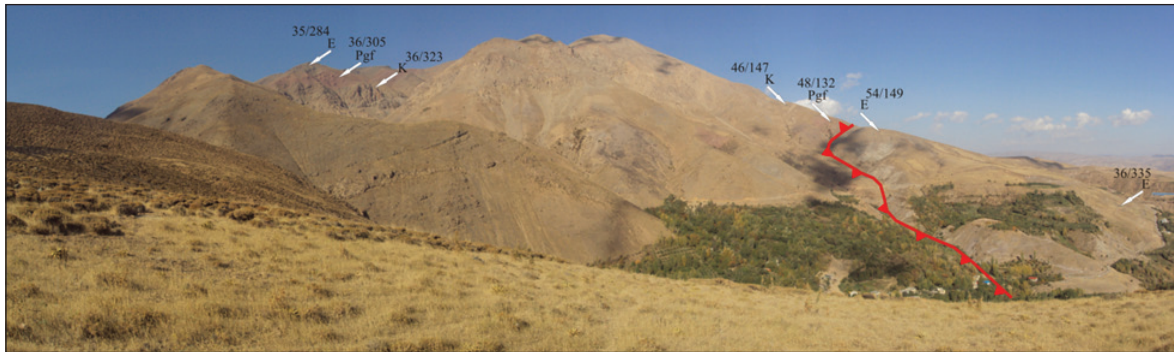
محدود بودن این رشته کوه بین دو گسل راندگی باعث شده تا عده‌ای از زمین‌شناسان نحوه شکل‌گیری آن را به صورت یک ساختار فراجسته (Pop up) تفسیر کنند (Solaymani, 2009). همچنین به نظر ایشان پهنه‌های گسلی جنوب و شمال بزقوش ارتباط مستقیم و ژنتیکی با پهنه گسلی تبریز دارند. این پهنه‌های گسلی بخش‌های پایانه خاوری گسل تبریز را با ریخت‌شناسی شبیه به ساختار دم‌اسبی تشکیل می‌دهند (صابر و همکاران، ۱۳۹۸). با توجه به این، پهنه گسلی تبریز که دارای گسترش عرضی نسبتاً کم در بخش‌های شمالی است، در این منطقه به قطعات مختلف گسلی با گسترش عرضی زیاد تبدیل می‌گردد. پایانه گسله شمال تبریز در بخش مرکزی جنوب بزقوش پخش شده و یک روند خاوری باختری به خود می‌گیرد. در ادامه، پایانه گسله در بخش خاوری پهنه که بلوک‌های چرخیده و گسله‌های معکوس مورب‌لغز در آن چیره هستند، به‌طور کامل مستهلک می‌شود

می‌باشد. البته گسل‌های معکوس محض و راستالغز با مؤلفه شیب‌لغز معکوس نیز در این پهنه دیده می‌شوند (شکل ۹-ب). پهنه گسلی لرزه‌خیز شمال بزقوش نیز که گسیختگی سطحی آن بیشتر در بخش باختری رشته‌کوه نمایان است اغلب شامل گسل‌های معکوس مورب‌لغز و نیز گسل‌های راستالغز می‌باشد (شکل ۹-ج). در نگاهی کلی، چین‌خوردگی در بخش باختری رشته‌کوه بزقوش بهتر از بخش‌های خاوری آن دیده می‌شود. سازندهای سنوزوییک بخش‌های باختری بزقوش در یک مقیاس ناحیه‌ای چین‌خورده‌اند. ولی در بخش بزقوش خاوری روستای فندقلو تنها جایی است که ارتباط بین یک چین بزرگ مقیاس با گسل جنوبی بزقوش قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۰). البته چین‌های کوچک مقیاس تری نیز در رشته‌کوه بزقوش دیده می‌شوند که به‌طور عمده در ارتباط با گسلش شکل گرفته‌اند (شکل ۱۱).

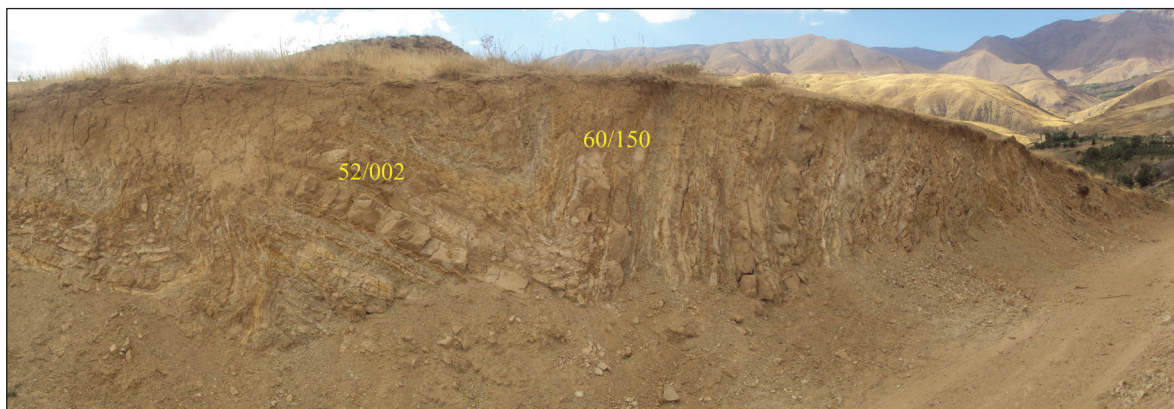
با گسله‌های سامانه شمال تبریز می‌سازد و به سمت خاور این زاویه بیشتر می‌شود (ارشدی و همکاران، ۱۳۹۵). این رژیم تنش باعث شده که بیشتر گسله‌های بخش خاوری پهنه، مؤلفه راستالغز راست‌بر داشته باشند. این مطلب نقش رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی را در تشکیل این گسل‌ها نمایان می‌سازد. پهنه گسلی جنوب بزقوش که نقش عمده‌ای در برپایی این رشته‌کوه داشته است، پهنه‌ای پویا با فعالیت لرزه‌ای است (شکل ۹-الف). یافته‌های حاصل از ارزیابی کمی شاخص‌های ریخت‌سنجی (مورفومتری) در پهنه گسلی جنوب بزقوش نشان می‌دهند فعالیت زمین‌ساختی در قسمت‌های باختری و خاوری بیشتر از قسمت‌های مرکزی است و همچنین در این مناطق فرایندهای زمین‌ساختی بر فرایندهای فرسایشی چیرگی دارند (صابر و همکاران، ۱۳۹۸). این پهنه به‌طور عمده شامل گسل‌های معکوس با مؤلفه راستالغز



شکل ۹- الف) کج شدگی رسوبات تحکیم نیافته کواترنری در اثر گسلش معکوس، جنوب روستای آوین، نگاه به سوی شمال خاور. ب) تصویر استریوگرافیکی وضعیت (سطح و خط خش) ۵۹ گسل برداشت شده در راستای گسل جنوبی بزقوش خاوری. همان‌گونه که در تصویر دیده می‌شود، راستای عمده گسل‌های معکوس، شمال خاوری - جنوب باختری با مؤلفه راستالغز چپ‌بر است. در این بین، گسل‌های معکوس راست‌بر با راستای شمال باختری - جنوب خاوری نیز قابل مشاهده هستند. ج) نمایی از گسل معکوس شمال بزقوش (گسل شریبان)، نگاه به سوی جنوب خاور. آهک‌های معادل سازند قم به سن الیگومیوسن در اثر گسلش بر روی طبقات مارن و ماسه‌سنگ میوسن (معادل سازند سرخ بالایی) رانده شده‌اند.



شکل ۱۰- نمایی از گسل جنوبی بزقوش در روستای فندقلو (بزقوش خاوری). نگاه به سوی شمال خاور. واحدهای رسوبی کرتاسه (K)، پالتوسن (Pgf) به همراه واحدهای آذرین و آذرآواری ائوسن (E) به صورت چین خورده در شکل دیده می‌شوند. واحدهای کرتاسه در هسته و واحدهای پالتوسن و ائوسن در یال‌های این تاقدیس قرار دارند. این تاقدیس در فرودبواره گسل به یک ناودیس نامتقارن که از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل شده است، می‌پیوندد. فلش‌های سفید در جهت شیب حقیقی طبقات ترسیم شده‌اند.



شکل ۱۱- چین خوردگی واحدهای الیگومیوسن، نزدیک پیشانی گسل جنوبی بزقوش (فرودبواره گسل)، نگاه به سوی شمال باختر.

۳- الگوی سردشدگی در کوه‌های بزقوش و چهل نور

۳-۱- روش و ابزار دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین

روش و ابزار مورد استفاده جهت دستیابی به اهداف این مطالعه، بر انجام مطالعات دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین آپاتیت U-Th/He متمرکز می‌باشد. دما- زمان‌سنجی، مطالعه سن سردشدگی یک سنگ در طی فرسایش زمین‌ساختی می‌باشد. به عبارت ساده‌تر، دما - زمان‌سنجی تعیین سن زمانی است که یک کانی ویژه از پنجره دمایی (Closure Temperature) مشخصی عبور می‌نماید (Dadson, 1973). کانی‌های مختلف دارای پنجره‌های دمایی متفاوتی می‌باشند، لذا با استفاده از یک سلسله دما - زمان‌سنجی‌ها بر روی یک نمونه منفرد، می‌توان مسیر سردشدگی آن را در پوسته بازسازی کرد. در این میان دما - زمان‌سنجی آپاتیت به‌ویژه Apatite Helium (AHe) به‌صورت گسترده استفاده می‌شوند، زیرا نسبت به درجات حرارت کم حساس بوده (معمولاً بین درجه حرارت ۴۰ تا ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد و در بازه زمانی سرد و گرم‌شدگی بیشتر از یک میلیون سال) و برای بررسی برهم‌کنش‌های سطحی زمین‌ساخت و آب و هوا در چند کیلومتری سطح زمین (<5Km) بسیار مناسب و ایده‌آل هستند (Lisker et al., 2009). یکی از بهترین راه‌ها برای تخمین میزان فرسایش زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین، ترسیم اطلاعات مربوط به سن نمونه‌ها بر روی نمودار و در برابر ارتفاع آنها است. در این حالت شیب بهترین خطی که نمونه‌ها را به هم وصل می‌نماید، نشان‌دهنده نرخ فرسایش زمین‌ساختی است. البته در این روش ساده،

فرض‌های بسیار زیادی نهفته است که یکی از ساده‌ترین آنها بر این مبنا است که، تمامی نمونه‌ها از پنجره حرارتی با ارتفاع یکسان عبور نمایند. در مناطقی که تمامی نمونه‌ها از پنجره حرارتی یکسانی عبور نمی‌کنند، مدل‌های پیچیده‌ای برای تخمین نرخ فرسایش زمین‌ساختی مورد نیاز می‌باشد (Ehlers, 2005). در مطالعه حاضر، در بخش خاوری بزقوش و همچنین در ارتفاعات چهل نور ارتباط خوب ارتفاعی در نمونه‌ها وجود نداشته و از این‌رو، تخمین نرخ فرآیند امکان‌پذیر نبوده است، ولی در بخش مرکزی ارتفاعات بزقوش روابط سن و ارتفاع تقریباً مناسب بوده است. برداشت نمونه جهت آنالیزهای دما - زمان‌سنجی درجه حرارت پایین، هم می‌تواند بر روی نمونه‌های سنگی و هم نمونه‌های آواری از حوضه‌های آبریز مجاور یا درون کوهزاد انجام شود. نمونه‌برداری جهت دما - زمان‌سنجی درجه حرارت پایین در گستره مورد مطالعه، بر روی نمونه‌های سنگ بستر متمرکز گردیده است. به منظور دستیابی به اهداف تعریف شده در این پژوهش، سعی شده است نمونه‌برداری در هر دو روند ساختاری با پراکندگی مناسب انجام گردد، به‌طوری‌که واحدهای سنگی با تغییرات سنی متنوع (پرکامبرین تا اوایل ائوسن) و با احتمال بالای دستیابی به محتوای کانی‌شناسی آپاتیت را شامل گردد (جدول ۱).

دستیابی به کانی‌های سنگین مرحله‌ای دارد که برخی به شیوه فیزیکی و برخی دیگر به روش شیمیایی قابل انجام است. این مراحل شامل خردایش اولیه، الک کردن نمونه‌ها، لاوک‌شویی، خشک کردن نمونه‌ها، مغناطیس‌گیری، بروموفرمانگری،

انجام است. با پایان یافتن این مرحله نمونه‌ها به دو بخش سنگین و سبک تمایز یافتند. کانی‌های سنگین که مد نظر ما در این آزمایش‌ها بودند، با استون شسته و سپس خشک شدند تا مراحل بعدی جداسازی روی آنها انجام بگیرد. نمونه‌ها برای جداسازی کانی‌های سنگین زیرکن و آپاتیت با استفاده از محلول سنگین CH4I2 (یدید متیلن) و سپس میکروسکوپ Binocular آماده شدند. نمونه‌های آپاتیت آماده شده جهت انجام آنالیزهای AHe به آزمایشگاه دما- زمان‌سنجی دانشگاه UCL انگلستان تحت نظر پروفیسور Andrew Carter ارسال شدند. از بین نمونه‌های ارسال شده (۳۱ نمونه) فقط ۵ نمونه، آپاتیت مناسب (شکل دار بودن، اندازه مناسب و سالم بودن بلور) برای آنالیزهای مربوطه را داشتند (جدول ۱). نتایج آنالیز دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین (AHe) مربوط به این ۵ نمونه در جدول‌های ۲ و ۳ دیده می‌شود.

استفاده از مایع سنگین یدیدمتیلن و نهایتاً جداسازی کانی‌های سنگین با استفاده از میکروسکوپ Binocular می‌باشد. تمام نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، ابتدا توسط دستگاه سنگ‌شکن فکی شکسته و خرد شدند. پس از خردایش، تک تک نمونه‌ها با الک مش ۴۰ الک شدند. لاوک‌شویی بخش بعدی کار است که در آن به روش شستشو بخش زیادی از کانی‌های سبک، شسته شده و از کانی‌های سنگین جدا می‌شوند. با اتمام این مرحله حجم نمونه‌ها به‌طور قابل توجهی کاهش یافت. سپس با استفاده از آون نمونه‌ها خشک شدند و برای جداسازی کانی‌های مغناطیسی آماده شدند. البته این مرحله به دلیل نبود دستگاه جداکننده الکترومغناطیسی frantz به‌صورت دستی و با استفاده از آهن‌ربایی با شدت میدان مغناطیسی ۱ تسلا انجام شد. مرحله بعدی کار به روش شیمیایی و با استفاده از مایع سنگین بروموفرم قابل

جدول ۱- ویژگی‌های نمونه‌های جمع‌آوری شده از ناحیه مورد مطالعه جهت بررسی‌های دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین.

Sample No.	Latitude(N) Longitude(E)	Elevation(m)	Lithology (formation)	Stratigraphic age
BG-G1	N 37 45.792 E 47 44.906	2990m	Quartz diorite	Post Eocene
BG-G2	N 37 44.312 E 47 44.422	2526m	Quartz diorite	Post Eocene
CN-TG2	N 37 45.263 E 47 58.345	1552m	Granite	Post Eocene
CN-TM3	N 37 44.596 E 47 58.371	1824m	Micaschist	?Precambrian
GK-G1	N 37 21.706 E 47 46.995	1261m	Granodiorite	Post Eocene

جدول ۲- نتایج آنالیز دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین (AHe) از رشته کوه چهل نور.

Sample No.	Lithology (formation)	⁴ He (ncc)	Th (ppm)	U (ppm)	Sm (ppm)	Th/U ratio	Grain Length (μm)	Grain width (μm)	R* (μm)	F _T	Raw Age (Ma)	Correctd Age (Ma)	Error (±1σ)	[eU]
GK-G1-A	Granodiorite	1.527	33.7	18.4	429.6	1.88	398	191	115.5	0.87	12.2	14.1	0.99	26.3
GK-G1-B	Granodiorite	0.845	32.6	12.7	472.7	2.65	382	157	97.7	0.84	13.1	15.6	1.09	20.3
GK-G1-C	Granodiorite	0.853	30.4	10.5	612.9	2.96	430	156	99.0	0.84	13.0	15.4	1.08	17.7
GK-G1-D	Granodiorite	0.83	34.0	33.3	412.1	1.05	331	139	86.2	0.82	9.9	12.0	0.84	41.3
GK-G1-E	Granodiorite	1.041	36.0	13.6	696.6	2.72	275	186	104.2	0.85	14.2	16.7	1.17	22.0
GK-G1-F	Granodiorite	1.165	41.5	30.8	431.4	1.38	247	159	90.2	0.83	14.4	17.4	1.22	40.5

جدول ۳- نتایج آنالیز دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین (AHe) از رشته کوه بزقوش.

Sample No.	Lithology (formation)	⁴ He (ncc)	Th (ppm)	U (ppm)	Sm (ppm)	Th/U ratio	Grain Length (μm)	Grain width (μm)	R* (μm)	F _T	Raw Age (Ma)	Correctd Age (Ma)	Error (±1σ)	[eU]
CN-TG2-A	Granite	0.145	23.4	4.6	371.3	5.21	166	130	70.1	0.77	14.2	18.4	1.29	10.1
CN-TG2-B	Granite	0.07	24.1	4.4	436.1	5.67	152	91	52.5	0.70	14.9	21.5	1.50	10.0
CN-TG2-C	Granite	0.093	29.6	10.7	316.5	2.84	156	86	50.6	0.69	13.8	20.0	1.40	17.6
CN-TG2-D	Granite	0.069	21.7	3.5	365.3	6.41	202	84	52.2	0.69	15.4	22.2	1.56	8.6
BG-G1-A	Quartz diorite	0.359	14.8	3.4	309.1	4.42	250	179	98.9	0.84	17.6	20.9	1.46	6.9
BG-G1-B	Quartz diorite	0.342	7.2	1.6	139.5	4.59	405	205	122.7	0.87	16.7	19.1	1.34	3.3
BG-G1-C	Quartz diorite	0.756	42.2	10.3	805.7	4.21	321	169	100.3	0.84	11.2	13.3	0.93	20.2
BG-G1-D	Quartz diorite	0.531	12.1	2.8	253.7	4.37	273	230	121.4	0.87	17.4	20.1	1.40	5.7
BG-G1-E	Quartz diorite	0.606	19.8	4.8	354.2	4.23	372	191	114.0	0.86	13.1	15.2	1.07	9.5
BG-G1-F	Quartz diorite	0.454	23.3	5.6	453.8	4.30	328	180	105.9	0.85	10.6	12.5	0.87	11.0
BG-G2-A	Quartz diorite	0.767	12.3	3.1	226.4	4.02	294	229	123.6	0.87	22.9	26.3	1.84	6.0
BG-G2-B	Quartz diorite	0.383	9.9	2.5	209.7	4.12	316	210	118.2	0.87	15.6	18.0	1.26	4.8
BG-G2-C	Quartz diorite	0.265	15.3	4.0	327.1	3.94	272	206	112.1	0.86	8.2	9.6	0.67	7.6
BG-G2-E	Quartz diorite	0.208	20.3	4.8	423.0	4.30	277	148	87.6	0.82	9.7	11.8	0.83	9.6
BG-G2-F	Quartz diorite	0.221	14.9	3.3	293.7	4.71	282	158	92.6	0.83	12.6	15.2	1.07	6.8
CN-TM3-D	Micaschist	0.124	29.6	7.6	311.7	4.00	166	99	57.2	0.72	15.7	21.7	1.52	14.5
CN-TM3-E	Micaschist	0.499	60.0	21.2	666.4	2.90	211	96	58.7	0.73	21.9	29.9	2.09	35.3

۲-۳. سردشدگی بخشی مرکزی کوه‌های بزقوش

اینکه از ترازهای ساختاری و چینه‌شناسی یکسانی در دو محدوده چهل نور و بزقوش برداشته شده‌اند، ولی تفاوت‌هایی را در روند سن سردشدگی نشان می‌دهند که این موضوع نشان‌دهنده تفاوت شروع فرآیند سنوزویک در این دو مجموعه است. سن‌های مربوط به نمونه‌های بزقوش شامل نمونه‌های CN-TG2, BG-G2, BG-G1 و CN-TM3 محدوده‌های سنی ۱۹ تا ۲۵ میلیون سال را نشان می‌دهند، در حالی که سن سردشدگی ارائه شده از کوه‌های چهل نور ۱۵/۲ میلیون سال است (GK-G1). اگرچه تعدادی از نمونه‌ها در محل پیوستگاه بزقوش با فرمت کوه‌های چهل نور نام‌گذاری شده‌اند، ولی از نظر سنی بیشتر با داده‌های بزقوش همخوان می‌باشند. به عبارتی دیگر واحدهای موجود در پیوستگاه این ارتفاعات بیشتر تحت تأثیر تغییر شکل ارتفاعات بزقوش بوده‌اند تا چهل نور و پیوستگاه را می‌توان بخشی از کوه‌های بزقوش در نظر گرفت.

در یک بررسی بر اساس سنین سردشدگی نمونه‌های به دست آمده از مقطع بزقوش مرکزی و نیز داده‌های ساختاری مقطع بزقوش باختری، فرگشت ساختاری رشته کوه بزقوش در دو مرحله در نظر گرفته شده است. در شکل ۱۲ داده‌های دما-زمان‌سنجی مربوط به ۱۶ نمونه در مقابل ارتفاع محل نمونه‌برداری در یک نمودار ارتفاع / سن سردشدگی به نمایش درآمده‌اند. بر این اساس مرحله اول دگرریختی پیش از ۲۰ میلیون سال پیش آغاز شده است و مرحله دوم دگرریختی حدود ۱۰ میلیون سال پیش رخ داده است (Balling, 2014). یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند در مرحله اول دگرریختی فقط گسل جنوبی بزقوش فعال بوده است. این در حالیکه در مرحله دوم دگرریختی به‌نظر می‌رسد هم راندگی جنوبی و هم راندگی شمالی با هم فعال بوده‌اند.

۳-۳. سردشدگی بخش خاوری رشته کوه بزقوش و کوه‌های چهل نور

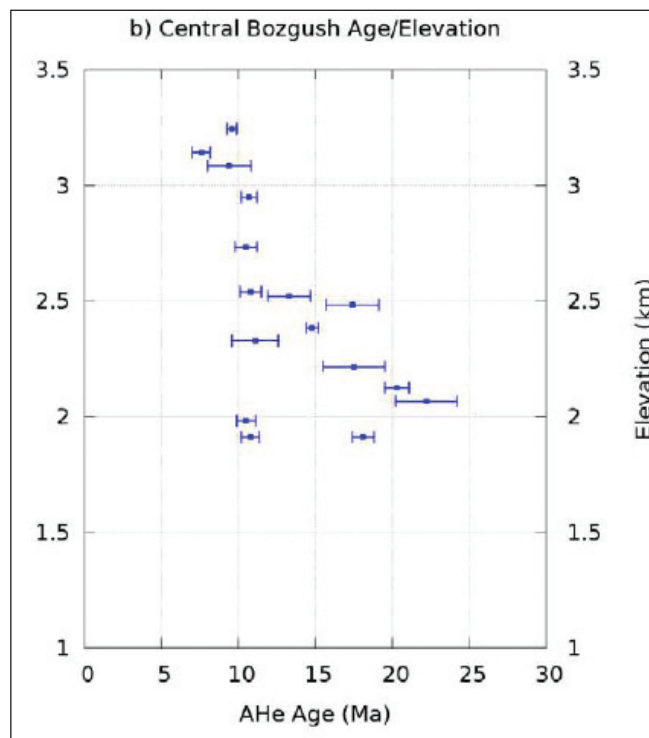
تعیین زمان برخورد اولیه بین ورقه‌های عربی- اوراسیا بسیار مورد بحث بوده است. بسیاری از پژوهشگران اعتقاد دارند تماس اولیه بین دو قاره در اواخر ائوسن و آغاز الیگوسن در بخش شمالی منطقه برخورد عربی- اوراسیا رخ داده است (Allen and Armstrong, 2008; Dargahi et al., 2010; Agard et al., 2011;)

داده‌های دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین آپاتیت هیلیم به‌دست آمده از بخش خاوری کوه‌های بزقوش و همچنین کوه‌های چهل نور، اگرچه از نظر ارتفاعی طبق مدل‌های سن در برابر ارتفاع، تخمینی از نرخ فرآیند را ارائه نمی‌نمایند، ولی الگوی توزیع آنها روند مناسب از الگوی سردشدگی و انتقال بین این دو مجموعه ارتفاعات را نشان می‌دهد (جدول‌های ۲ و ۳). داده‌های دما- زمان‌سنجی به‌رغم

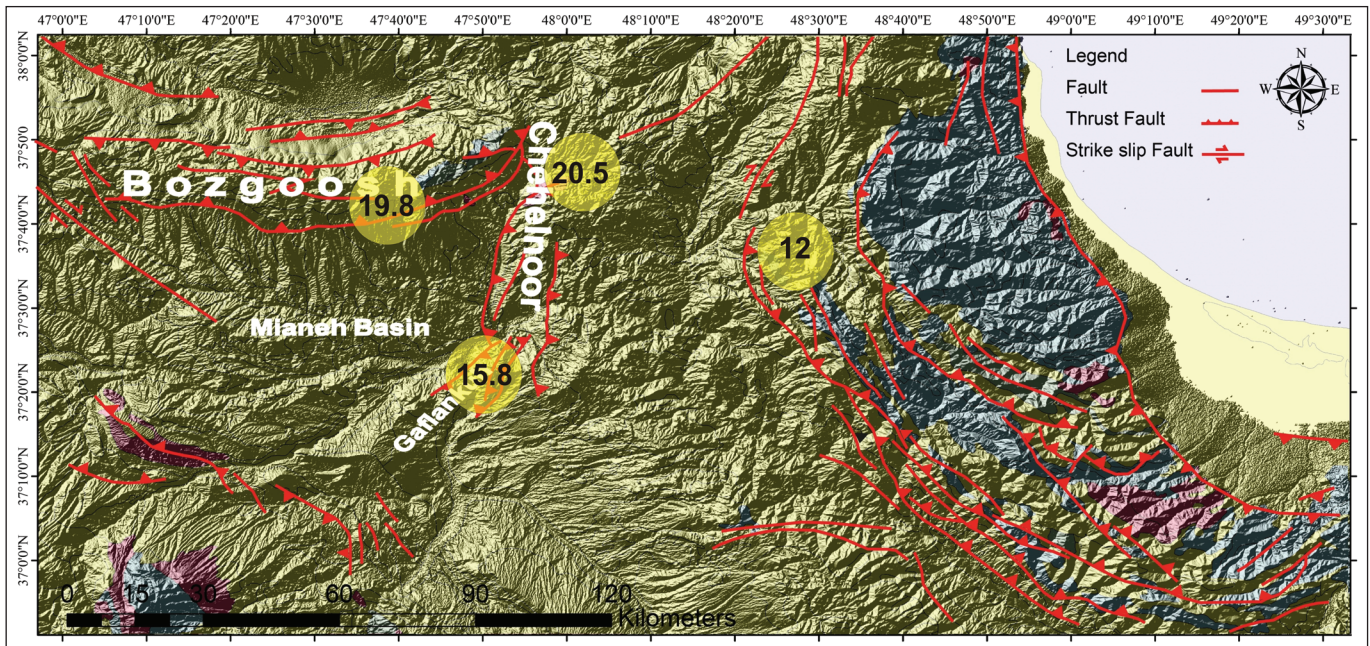
پهنه برخوردی عربی- اوراسیا، به اختلاف زمانی در رشد این گوه‌های کوهزایی در نتیجه بازسازی مجدد دگرریختی (reorganization of deformation) مربوط می‌باشد. در صورتی‌که این روندهای متفاوت ساختاری چهل نور و بزقوش در طی بازسازی‌های دگرریختی در طول زمان ایجاد شده باشند، لذا الگوی زمانی شروع سردشدگی (cooling) و نرخ‌های سردشدگی متفاوتی را ارائه خواهند نمود و در صورت تشکیل همزمان و ناشی از بخش‌شدگی تغییر شکل، الگوهای سردشدگی یکسانی برای آنها قابل پیش‌بینی می‌باشد. داده‌های دما- زمان سنجی به دست آمده از منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده آن است که هر دوی این ارتفاعات، تغییرشکل در طی برخورد قاره‌ای عربی- اوراسیا در بازه‌های زمانی الیگوسن آغازی و میوسن میانی را تجربه کرده‌اند (شکل ۱۳). با این تفاوت که به نظر ارتفاعات بزقوش در بازه زمانی قدیمی تری تغییر شکل را متحمل شده و زودتر به تغییرشکل پاسخ داده و در ادامه با روند ملایمی سرد شده است، در حالی که ارتفاعات چهل نور همانند بخش جنوبی کوه‌های تالش (Madanipour et al., 2017) فاز تغییرشکلی جوان‌تر میوسن میانی را متحمل شده و بعد از ارتفاعات بزقوش متحمل تغییر شکل سنوزوییک پایانی شده و سردشدگی به نسبت سریع تری داشته است.

(Ballato et al., 2011). فاصله زمانی بین اواخر انوسن - آغاز الیگوسن و میوسن میانی، به احتمال با یک مرحله اولیه برخورد نرم و یک مرحله بعدی برخورد سخت مطابق می‌باشد (Ballato et al., 2011; Madanipour et al., 2013 and 2017). داده‌های دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین در باختر رشته کوه‌های البرز (کوه‌های تالش) نیز ضمن تعیین زمان برخاست اولیه این بخش از کوهزاد البرز در الیگوسن آغازی (حدود ۳۰-۲۳ میلیون سال پیش)، بیانگر آن است که برخورد نهایی عربی- اوراسیا در میوسن میانی (حدود ۱۸ - ۱۲ میلیون سال پیش) و بازسازی مجدد آن در حدود پلیوسن آغازی (حدود ۵ میلیون سال پیش) رخ داده است (Madanipour et al., 2013 and 2018).

در پیوستگاه رشته کوه‌های بزقوش خاوری و چهل نور این سوال مطرح می‌شود که آیا این دو روند ساختاری در یک زمان و در نتیجه بخش‌شدگی یک تغییرشکل منفرد ایجاد شده‌اند و یا اینکه در زمان‌های متفاوت و در نتیجه بازسازی مجدد راستاهای کوتاه‌شدگی ناحیه‌ای ایجاد شده‌اند. مهم‌ترین مسئله در این میان، زمان شروع تغییرشکل در دو کوهستان می‌باشد. احتمال غالب در این الگوی مشاهده شده در روند ساختاری متفاوت رشته کوه‌های بزقوش (خاوری - باختری) و چهل نور (شمال شمال‌خاوری - جنوب جنوب‌باختری) در



شکل ۱۲- داده‌های دما- زمان‌سنجی درجه حرارت پایین (AHe) بزقوش مرکزی بر روی نمودار سن- ارتفاع (Balling, 2014).



شکل ۱۳- نقشه حاشیه شمال باختری فلات ایران و توزیع سن های سردشدگی در کوه های طالش و چهل نور (به ترتیب ۱۲ و ۱۵ میلیون سال) با روند شمالی - جنوبی و کوه های بزقوش خاوری (۲۵-۲۰ میلیون سال) با روند خاوری- باختری (گستره مورد مطالعه). (گسل ها تغییر شکل یافته از (Berberian and Yeats (1999).

۵- نتیجه گیری

بالا آمدگی جوان تری نسبت به رشته کوه بزقوش دارند (حدود ۱۵ میلیون سال). آغاز تغییر شکل این کوهستان مربوط به میوسن میانی است. بنابراین به احتمال شروع تغییر شکل این دو روند ساختاری در یک زمان و در نتیجه بخش شدگی یک تغییر شکل منفرد نبوده است و در زمان های متفاوت و در نتیجه بازسازی مجدد راستاهای کوتاه شدگی ناحیه ای ایجاد شده اند. همچنین نتایج این بررسی نشان می دهند پیوستگاه رشته کوه های چهل نور و بزقوش خاوری در واقع بخشی از رشته کوه بزقوش است.

نتایج آنالیزهای دما- زمان سنجی درجه حرارت پایین (AHe) به دست آمده در این مطالعه و تلفیق آن با داده های ساختاری، نشان می دهند سن سردشدگی رشته کوه بزقوش (۲۵ - ۱۹ میلیون سال) نسبت به سن سردشدگی رشته کوه چهل نور - قافلانکوه (۱۵ میلیون سال) قدیمی تر است. این سنین به خوبی با نتایج آنالیزهای بزقوش مرکزی و نیز سن آغاز دگرشکلی در رشته کوه های تالش قابل مقایسه است. به نظر می رسد الیگوسن آغازی شروع دگرشکلی رشته کوه بزقوش بوده است. رشته کوه چهل نور و قافلانکوه از لحاظ ساختاری یک سیستم بوده و

کتابنگاری

- ارشدی، م.، افلاکی، م.، شبانیان، ا.، ۱۳۹۵- بررسی تکتونیک فعال در پایانه جنوب خاوری گسله شمال تبریز، جنوب ارتفاعات بزقوش، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۱۴۵ صفحه.
- صابر، ر.، ایشیک، و.، جانابان، ع.، ۱۳۹۸- پهنه گسلی جنوب بزقوش: نتایج اولیه مطالعات تحلیل ساختاری و ارزیابی کمی مورفومتری، شمال باختر ایران، سی و هشتمین گردهمایی ملی علوم زمین، ۸ صفحه.
- فریدی، م.، ۱۳۹۲- زمین شناسی ناحیه گرمی چای (شمال خاور میانه) با تاکید بر زمین شناسی ساختمانی ساختگاه سد گرمی چای، ۴۰ صفحه.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Moni_e, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag.*, 148, 692-725.
- Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia- Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23(2): TC2008.
- Allen, M.B., and Armstrong, H.A., 2008- Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoevol.*, 265, 52-58.

- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001- Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* 29, 559-562p.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D. F., Friedrich, A., and Tabatabaei, S. H., 2011-Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2):106-131.
- Balling, P., 2014-Deformation styles and exhumation patterns in the Northern Iranian Plateau: An integrated balanced cross sections and low-temperature thermochronology (AHe and ZHe) study. [M.A. Thesis]: University of Potsdam, 81p.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, p. 233-311.
- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999- "Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 20, p. 120-139.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A., 2010- Petrogenesis of postcollisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian- Eurasian continental collision. *Lithos*, 115, 190-204.
- Dodson, M. H., 1973- Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3):259-274.
- Ehlers, T. A., 2005- Crustal Thermal Processes and the Interpretation of Thermochronometer Data, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* Vol. 58, pp. 315-350, 2005.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006 - Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International*, 167(2):761-778.
- Guest B., Axen, G. J., Lam, P.S., and Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2(1), 35-52p.
- Hessami, K., Pantosi, D., Tabassi, H., Shabani, E., Abbassi, M., Feghhi, K., and Soleymani, S., 2003- Paleoequakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals Geophysics*, 46, p. 903-915.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International* 148, p. 214- 245.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J., and García-Castellanos, D., 2012- 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3):1311-1324.
- Lease, R.O., Burbank, D. W., Clark, M.K., Farley, K.A., Zheng, D., and Zhang, H., 2011- Middle Miocene reorganization of deformation along the northeastern Tibetan Plateau. *Geology* 2011;39;359-362. doi: 10.1130/G31356.1.
- Lisker, F., Ventura, B., and Glasmacher, U. A., 2009- Thermochronological Methods: From Palaeotemperature Constraints to Landscape Evolution Models. *Geological Society, London, Special Publications*, 324, 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP324>
- Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., and Enkelmann, E., 2017- Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau, *Tectonics*, 1538-1561.
- Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., Rezaei, M., Enkelmann, E., and Bahroudi, A., 2013- Synchronous deformation on the orogenic plateau margins, insights from the Arabia-Eurasia collision, *Tectonophysics*, 608, 440-451.
- Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T. A., and Enkelmann, E., 2018- Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: insights from the Talesh Mountains, Iran, *American Journal of Science*, Vol. 318, No.2, P. 208-245.
- Nazari, H., Ritz, J-F., Shafei, A., Ghassemi, A., Salamati, R., Michelot, J-L., and Massault, M., 2009- Morphological and paleoseismological analyses of the Taleghan fault, Alborz, Iran, *Geophys. J. Int.*, 178, 1028-1041.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., and Chéry, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *J. of Geodesy.*, 77, p. 411-422.
- Priestley, K.F., Baker, C., and Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, 118, p. 111-141.

- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, Sh., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Rezaeian, M., 2008 - Coupled tectonics, erosion and climate in the AlborzMountains [PhD. Thesis]: Cambridge, University of Cambridge, 237 p.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P., 2006 - Activetranstension inside central Alborz: A new insight intonorthern Iran–southern Caspian geodynamics. *Geology* 34, 477–80.
- Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M.-R., Zadeh, M., Shahpasan, and Ritz, J.-F., 2011- The Zandjan Fault System: Morphological and tectonic evidences of a new active fault network in the NW of Iran, *Tectonophysics* (2011), doi: 10.1016/j.tecto.2011.04.012.
- Solaymani, S., 2009- Evaluation de l'aléa sismique pour les villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan dansle NW de l'Iran. Approche morphotectonique et paléosismologique (Doctoral dissertation, Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc).
- Stoneley, R., 1981- The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and it's bearing on the evolution of southern Tethys, *Quart. J. Geol. Soc. London*, 138, p. 509- 526.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, p. 381–398.
- Westaway, R., 1990- Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: implications for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions, *Tectonics*, 9, 477-503.
- Yılmaz, Y., 1993- New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolian Orogen, *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 251-271..

Original Research Paper

Low temperature thermochronometry and structural constrains on evolution pattern of the Bozgoosh and Chehel-Nour mountains intersection, NW Iran

Ebrahim Gholami^{1*}, Asghar Ahmadi², Mohammadmahdi Khatib³ and Saeed Madanipour⁴

¹ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 December 07

Accepted: 2021 March 06

Available online: 2021 December 22

Keywords:

Bozgoosh Mountains

Chehel-Nour Mountains

Exhumation

Uplift

Low-temp. thermochronometry


ABSTRACT

Located at the Arabia-Eurasia collision zone, the E-W trending Bozgoosh Mountain aligned perpendicularly to N-S trending Chehel-Nour Mountain in the northwest of the Iranian Plateau. Timing of the exhumation and uplift of these two mountain ranges has not been reconstructed by thermochronometric analysis in previous studies. Our low-temperature thermochronometry analysis in the apatite U-Th/He (AHe) system in combined with previously unpublished data set at central Bozgoosh Mountains and structural data show that the onset of the Late Cenozoic uplift and exhumation of the Bozgoosh Mountain (~19-25 Ma) is a bit older than Chehel-Nour - Gaflankuh Mountain (~15 Ma). It seems that deformation of the Bozgoosh Mountains started at late Oligocene with respect to middle Miocene onset time of deformation at Chehel-Nour and Gaflankuh Mountain. Then it can be concluded that these two perpendicular mountain ranges have not been formed in a single phase of partitioned deformation. On the other hand N-S trending Chehel-Nour and Gaflankuh Mountains have similarly deformed synchronous with the N-S trending part of the southern Talesh Mountains in its eastern border. Our results have also document that the Bozgoosh and Chehel-Nour mountains intersection is actually a part of Bozgoosh Mountain.

* Corresponding author: Ebrahim Gholami; E-mail: egholami@birjand.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.257804.1864

 dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.4.1.0

