

سن‌نگاری گرانیت‌گنایس‌های شمال استان چهارمحال و بختیاری با استفاده از روش LA-ICP-MS

آرزو مرادی

دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

علیرضا داودیان دهکردی

استاد دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

ناهید شبانیان بروجنی

دانشیار دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۱/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۳۱

alireza.davoudian@yahoo.com

چکیده

کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد حاوی توده‌های گرانیتی دگرگون و دگرشکل شده فراوان می‌باشد، توده کوچک گرانیت‌گنایس کوه مصلی یکی از آنهاست که در شمال استان چهارمحال و بختیاری و غرب اصفهان، در جنوب روستای عادگان رخنمون دارد. ناحیه مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان محسوب می‌شود. این توده به رنگ کاملاً روشن بوده و بشدت میلونیتی شده است. از نظر کانی‌شناسی دارای کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکویت، بیوتیت، آپاتیت، اسفن و زیرکن می‌باشد. جهت تعیین سن دقیق این توده از سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن به روش LA-ICP-MS استفاده شده است که بیانگر تبلور و جایگزینی توده گرانیتی کوه مصلی در $171/61 \pm 0/45$ میلیون سال قبل می‌باشد. اگر چه این توده متحمل دگرگونی و دگرشکلی شدیدی شده است ولی براساس نسبت Th/U و تصاویر کاتدولومینسانس کانی زیرکن، اکثریت بلورهای زیرکن ماهیت ماگمایی خود را حفظ کرده‌اند. این شواهد نشان می‌دهد که حوادث دگرگونی و دگرشکلی تا بعد از ژوراسیک میانی که سن تبلور توده است، تداوم داشته‌اند. همزمانی این توده به سن ژوراسیک میانی با بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سنندج - سیرجان نظیر کلاه قاضی، بروجرد، آستانه و الوند بیانگر رخداد ماگماتیسیم گسترده در این محدوده زمانی در سرتاسر این زون در ارتباط با فرورانش نئوتتیس می‌باشد.

کلمات کلیدی: گرانیت‌گنایس، سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن، ژوراسیک میانی، کوه مصلی، زون سنندج-سیرجان.

مقدمه

کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا یکی از بزرگترین کمربندهای کوهزایی پیوسته در جهان است که از شرق منطقه مدیترانه تا همیالیا گسترانیده شده و حاصل فرآیند بسته شدن اقیانوس نئوتتیس می‌باشد (Dercourt et al., 1986; Stampfli and Borel, 2002; Davoudian et al., 2016). منطقه کوهزاد زاگرس در حاشیه جنوبی اوراسیا و بخش مرکزی این کمربند کوهزایی واقع شده است (آقناباتی، ۱۳۸۵ و Davoudian et al., 2016). شکل‌گیری منطقه کوهزاد زاگرس همانند سایر قطعات تشکیل‌دهنده کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا، به همگرایی و تعامل طولانی مدت بین اوراسیا-لوراسیا و قلمروهای مربوط به گندوانا منسوب شده است (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981; Ghasemi and Talbot, 2006; Chiu et al., 2013). زمان شروع فرآیند برخورد پلیت عربستان به اوراسیا و اتمام فرآیند بسته شدن اقیانوس نئوتتیس یک موضوع قابل بحث در بین محققین مختلف بوده است. در این راستا محدوده‌های زمانی از ابتدای ژوراسیک پیشین به عنوان آغاز فرورانش نئوتتیس (Davoudian et al., 2016) منظور شده و زمان بسته شدن این اقیانوس اواخر پالئوسن یا اوائل ائوسن (Mazhari et al., 2009)، ائوسن - الیگوسن (Agard et al.,

2005; Allen and Armstrong, 2008; Dargahi et al., 2010; Horton et al., 2008; Vincent et al., 2005) یا حتی اواسط

میوسن تا پلیوسن (Axen et al., 2001; Azizi and Moinevaziri, 2009; Berberian and Berberian, 1981; Guest et al., 2006; McQuarrie et al., 2003; Okay et al., 2010; Stöcklin, 1968) در نظر گرفته شده است.

زون سنندج-سیرجان (SSZ) معرف بخش تکتونو-ماگمایی و دگرگونی کمربند کوهزایی زاگرس می‌باشد (Stöcklin, 1968; Agard et al., 2005). با شروع فرورانش پیوسته اقیانوسی نئوتتیس در چند میلیون سال قبل از ۱۸۴ میلیون سال پیش (آغاز ژوراسیک پیشین) به زیر اوراسیا (Davoudian et al., 2016) و ایجاد یک حاشیه همگرایی فعال در شمال نئوتتیس، کمان قاره‌ای آتشفشانی مجموعه‌های نفوذی - دگرگونی پهنه سنندج - سیرجان شکل گرفت (Berberian and King, 1981). اکثر توده‌های نفوذی تشکیل‌دهنده SSZ در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده‌اند (Sepahi et al., 2014) و معرف سن-های ژوراسیک میانی تا اواخر سنوزوییک هستند که با فرورانش صفحه

که واحدهای سنگی پرکامبرین تا عهد حاضر را دربر می‌گیرند (بهار فیروزی و نوواجاری، ۱۳۸۴). گرانیت گنایس‌های میلیونیتی کوه مصلی بعنوان تنها سنگ‌های نفوذی رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی در نظر گرفته می‌شوند که بصورت یک توده سفیدرنگ و دگرسان شده به زیر سنگ‌های کربناته پرمین و در داخل مجموعه شیل، ماسه‌سنگ، سنگ‌های ولکانیک نفوذ کرده‌اند و بدلیل دگرگونی مجاورتی حاکم بر سنگ‌های تخریبی ولکانیک ژوراسیک-کرتاسه متأثر از این توده نفوذی آن را به پس از ژوراسیک منسوب نموده‌اند (بهار فیروزی و نوواجاری، ۱۳۸۴). مطالعات ژئوشیمیایی گویای آن است که گرانیت گنایس‌های کوه مصلی جزء گرانیت‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا، آلکالی تا آلکالی کلسیک، منیزیم و پرآلومین با ماهیت ژئوشیمیایی I و S تفریق‌یافته هستند و از لحاظ موقعیت ژئوتکتونیکی همانند بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی واقع در SSZ در موقعیت مرتبط با برخورد، در محدوده کمان اقیانوسی واقع شده‌اند (یوسفیان و همکاران، ۱۳۹۵).

زمان یک پارامتر بنیادی در علوم زمین‌شناسی محسوب می‌شود. سن-سنجی کانی زیرکن به روش U-Pb بدلیل محتوای براتب بالای U-Th، محتوای کم Pb، پایداری کانیایی بالا (Yuanbao and Yongfei, 2004) و دمای انسداد ایزوتوپی بالای کانی زیرکن (Cherniak and Watson, 2001)، بعنوان یک روش متداول در ژئوکرونولوژی کاربرد زیادی دارد. با توجه به اینکه یافته‌های منتشره شده در رابطه با سن تشکیل توده گرانیت گنایس کوه مصلی تاکنون منوط به مطالعات چینه‌شناسی می‌باشد و از آنجا که تاکنون بررسی دقیق و جامعی در رابطه با تعیین سن جایگیری و تبلور این توده صورت نگرفته، در این تحقیق سعی بر این است تا با استفاده از تعیین سن کانی زیرکن استخراج شده از این سنگ‌ها به روش U-Pb، به این امر مهم پرداخته شود، تا بتوان براساس آن شرایط ژئودینامیکی منطقه را مورد بررسی قرار داد.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال استان چهارمحال و بختیاری و در غرب اصفهان قرار داشته و به عنوان بخشی از کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد در جنوب روستای عادگان بر روی تپه کوه مصلی در گستره‌ای با مختصات جغرافیایی "۲۷° ۴۵' ۵۰" تا "۲۶° ۴۰' ۵۰" شرقی و "۴۵' ۲۲' ۳۲" تا "۴۵' ۳۳' ۳۳" شمالی واقع شده است (شکل ۲). تپه کوه مصلی بخشی از پهنه زمین-ساختاری سنندج - سیرجان (Stocklin 1968) محسوب می‌شود و در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری شمال شرق تراس اصلی زاگرس قرار دارد (بهار فیروزی و نوواجاری، ۱۳۸۴). این زون جزء ناآرام‌ترین و عبارتی فعال-ترین زون‌های زمین‌ساختاری ایران بشمار می‌رود، بگونه‌ایکه تا سنوزویک فازهای ماگمایی و دگرگونی مهمی را پشت سر گذاشته است (درویش‌زاده، ۱۳۸۹). سنگ‌های دگرگونی SSZ شامل انواع شیست‌ها، مرمرها و متاسندستون‌های نشأت گرفته از پروتولیت‌های ولکانیک و رسوبی و گرانیت گنایس‌هایی هستند که اکثراً در سرتاسر کمربند، فازهای دگرگونی مهمی درحد رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت (Alirezaei and Davoudian et al., 2011) و حتی رخساره اکلوزیت (Hassanzadeh, 2011) را متحمل شده‌اند. منطقه شمال شهرکرد در جنوب خرد قاره ایران بصورت منشور برافزایشی متشکل از رسوبات پالئوزویک تا کرتاسه و

اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در توافق می‌باشند (Verdel et al., 2011).

حضور گسترده ماسیف‌های نفوذی و ولکانیک SSZ در بازه زمانی ۱۴۴ تا ۱۹۹ میلیون سال قبل گواه بر اولین مرحله وقوع ماگماتیسیم مرتبط با فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس بخصوص در زمان ژوراسیک ایران می‌باشد که با اوج فعالیت در حدود ۱۶۵ میلیون سال قبل (ژوراسیک میانی) همراه بوده است که این امر بیانگر رخداد ماگماتیسیم گسترده مرتبط با فروانش فعال پوسته اقیانوسی نئوتتیس در ژوراسیک میانی می‌باشد (Chiu et al., 2013). فعالیت‌های قوسی-ماگمایی به سن ژوراسیک میانی در SSZ بهتر حفظ شده‌اند، از آن جمله می‌توان به حضور توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز به سن تقریبی ۱۶۵ میلیون سال قبل (Esna-Ashari et al., 2012)، الوند به سن ۱۵۳-۱۶۷ میلیون سال قبل (Mahmoudi et al., 2011; Shahbazi et al., 2010)، آستانه به سن 1 ± 168 میلیون سال قبل (Mahmoudi et al., 2011)، کلاه قاضی به سن ۱۶۷-۱۷۵ میلیون سال قبل (Bayati et al., 2017)، بروجرد به سن ۱۶۹-۱۷۲ میلیون سال قبل (Ahmadi Khalaji, 2006) اشاره نمود (شکل ۱).

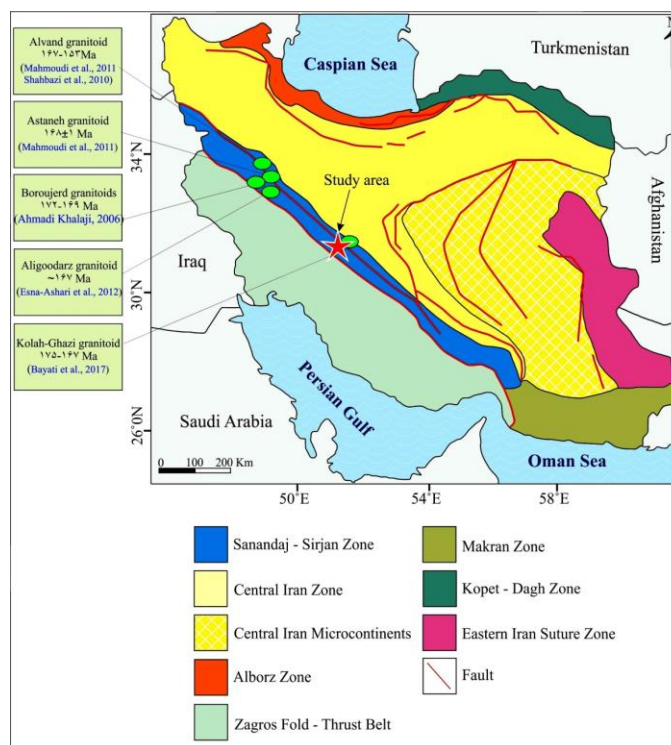
در طی اواخر تریاس تا اواسط ژوراسیک SSZ بصورت یک حاشیه فعال مشابه با آند بوده که این امر بوسیله ماگماتیسیم کالک‌آلکان گسترده و دگرگونی‌های HP-LT در منطقه شمال شهرکرد قابل رویت می‌باشد (Berberian and Berberian, 1981; Bayati et al., 2017; Davoudian et al., 2016). در ناحیه شمال شهرکرد، ناپیوستگی آذرین پی بین کرتاسه و ژوراسیک وجود دارد و فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک به صورت ولکانیسیم زیردریایی قابل رویت هستند (امامی، ۱۳۷۷). بخش مهمی از ماگماتیسیم مزوزوئیک SSZ در حوالی بروجرد تا همدان مشهود هستند. توده‌های بزرگ نفوذی با ترکیب دیوریت کوارتزار تا گرانیت از جنوب بروجرد تا ملایر و با روندی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در منطقه تزریق شده‌اند (Berthier et al., 1974). محور ملایر-اصفهان در SSZ از نظر متالوژنی نیز حائز اهمیت می‌باشد بگونه‌ایکه فقط بیش از ۱۲۰ کانسار سرب و روی به سن کرتاسه پایینی در این محور جای گرفته‌اند (کریم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴). تا پیش از این تحقیق تنها توده‌های ماگمایی که به سن ژوراسیک از ناحیه شمال شهرکرد و غرب اصفهان گزارش شده بود، مربوط به سنگ‌های نیمه عمیق میکرودیوریتی می‌باشد که نتایج سن‌سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی بلورهای آمفیبول این سنگ‌ها، سن ۱۶۹ میلیون سال قبل معادل با اشکوب باژوسین را نشان داده است (امامی و خلیلی، ۱۳۹۳). براساس مطالعات چینه‌شناسی مندرج در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فریدون‌شهر (بهار فیروزی و نوواجاری، ۱۳۸۴)، بیش از هشتاد درصد سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه به دوران مزوزویک تعلق دارند و مابقی متعلق به دوره‌های پرمین و پالئوژن می‌باشند.

در نگاهی دقیق‌تر، منطقه جنوب عادگان به دو منطقه با پدیده‌های ساختمانی و چینه‌نگاری کاملاً متفاوت قابل تقسیم است بگونه‌ایکه در قسمت-های مرکزی و شمال‌شرقی بخش زیادی از آن دارای ساختمان‌های فلسی و واحدهای سنگی جوانتر از پرمین می‌باشند در حالی‌که در بخش‌های جنوب-غربی آن، ارتباط تنگاتنگ ساختمان‌های چین‌خورده و گسله مشاهده می‌شود

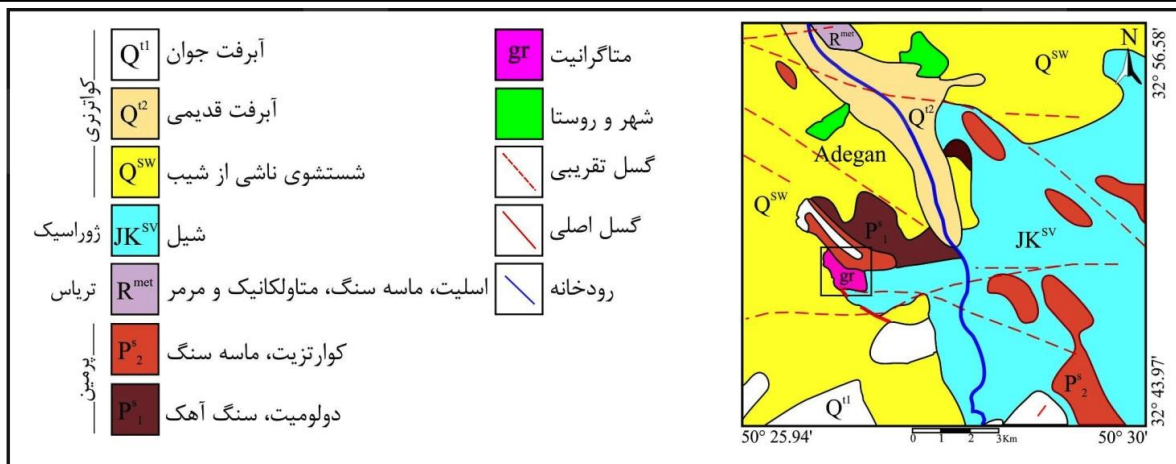
می‌باشد، بنابراین امتداد لغز محض محسوب نمی‌شود. اکثر سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی، بسته به موقعیت قرارگیری در پهنه برشی، کم و بیش دگرشکل شده‌اند و آثار میلوئیتیزاسیون (فابریک‌های دگرشکلی شکل-پذیر) را به خوبی به نمایش می‌گذارند بنابراین می‌توان آنها را با پسوند میلوئیتی اطلاق نمود (مثل، گرانیئوئید میلوئیتی، گنایس میلوئیتی و ...). با توجه به شواهد صحرایی، گرانیت گنایس‌های میلوئیتی، آهک‌های مرمری شده و ماسه‌سنگ‌ها مهم‌ترین سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده رخنمون‌یافته در منطقه کوه مصلی هستند. سنگ‌های نفوذی کوه مصلی در نمونه دستی به رنگ روشن همراه با تناوبی از کانی‌های تیره هستند که گاهی آثاری از آلتراسیون در آنها مشاهده می‌شود و همانند سایر سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه شواهد دگرشکلی دینامیکی را بصورت چین‌خوردگی، چین‌های مجدداً چین‌خورده، گسل‌خوردگی، خردشدگی و میلوئیتی شدن، فابریک‌های S/C، پورفیروکلاست‌های نوع سیگما، چین‌های خوابیده، خطواره و برگواره و بودیناژ به نمایش می‌گذارند (شکل ۳ الف، ب).

تمامی این شواهد مهر تأییدی بر ماهیت آذرین این توده و سپس دگرگونی و میلوئیتی شدن آنها و فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی در بازه زمانی ژوراسیک می‌باشد. در حال حاضر با توجه به نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌ساخت فعال، رودخانه زاینده‌رود در نزدیکی گستره مورد بررسی حالت نیمه فعال دارد و منطقه از لحاظ تکتونیکی همچنان پویا می‌باشد (داودی و همکاران، ۱۳۹۲).

سنگ‌های دگرگونی فشار بالا / دمای پایین و فشار پایین / دمای بالا واقع شده است (Mouthereau, 2011). مهم‌ترین فاز دگرگونی متأثر بر سنگ‌های منطقه مورد بررسی، فاز دگرگونی فشار بالا-حرارت کم تا متوسط اکلوئیت می‌باشد که این فاز دگرگونی درجه بالا، توسط فاز دگرگونی رخساره آمفیبولیت دنبال شده است، دومین فاز دگرگونی حاکم بر منطقه با دگرشکلی شدید داکتیل و میلوئیتی شدن گسترده همراه بوده است و بر خلاف فاز اول شواهد بیشتری از آن قابل رویت می‌باشد (Davoudian et al., 2008). فاز سوم دگرگونی نیز سنگ‌های ولکانیکی جوانتر به سن ژوراسیک پایانی را متأثر ساخته و آنها را در حد رخساره درجه پایین پرهنیت-اکتینولیت دگرگون کرده است و در ادامه آخرین فاز دگرشکلی نیز شکنا (بریتل) بوده که منجر به خردشدگی شدید سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شده است (داودیان، ۱۳۸۴). از طرفی، منطقه جنوب عادگان دربرگیرنده یک محیط انوژئوسنکینالی متأثر از توسعه پوسته اقیانوسی نئوتتیس در ژوراسیک می‌باشد که گاهی شرایط نسبتاً پایدار محیط رسوبی منجر به ایجاد سنگ‌های کربناته فسیل‌دار به سن ژوراسیک بعنوان میزبان سنگ‌های گرانیتی در آن شده است. تأثیر حرارتی این سنگ‌های گرانیتی بر روی قسمتی از سنگ میزبان بصورت تشکیل گارنت شیست به سن ژوراسیک - کرتاسه و اعمال دگرگونی مجاورتی در آنها قابل رویت می‌باشد (بهار فیروزی و نواواجاری، ۱۳۸۴). داودیان (۱۳۸۴) منطقه شمال شهرکرد را در مقیاس بزرگ بعنوان یک پهنه برشی داکتیل با روند WNW-ESE معرفی می‌کند که تقریباً به موازات روند اصلی زاگرس است و علاوه بر حرکت امتداد لغز دارای حرکت تراستی یا معکوس نیز



شکل ۱. نقشه شماتیک از واحدهای ساختاری اصلی ایران (اصلاح شده پس از (Moghadam et al., 2015)، موقعیت منطقه مورد بررسی با ستاره قرمز رنگ در نقشه مشخص شده است. موقعیت‌های مشخص شده در زون سنندج-سیرجان برگرفته از سن سنجی‌های U-Pb کانی زیرکن توده‌های گرانیئوئیدی به سن ژوراسیک میانی می‌باشد.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی فریدون‌شهر از (بهارفیزی و نوواجاری، ۱۳۸۴)، منطقه مورد مطالعه با علامت مربع مشخص شده است.



شکل ۳. الف: نمایی از خطواره کششی بر روی سطح گرانیت‌گنایس کوه مصلی، ب: شواهدی از دگرشکلی دینامیکی بصورت چین‌خوردگی بر روی سطح سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه کوه مصلی.

روش تحقیق

پس از نمونه‌برداری و ثبت مختصات جغرافیایی با استفاده از دستگاه GPS، از بین نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و آلتراسیون تعداد ۲۲ مقطع نازک استاندارد تهیه گردید و ویژگی‌های کانی‌شناسی و پتروگرافی آنها با کمک میکروسکوپ پلاریزان المپیوس BX50 در دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به دقت مورد مطالعه قرار گرفت و از پدیده‌های شاخص کانی‌شناسی و بافتی در نور قطبیده و عادی تصاویری حاصل شد. در ادامه به منظور تعیین سن به روش U-Pb تعداد ۳۵ کانی زیرکن از یک نمونه گرانیت‌گنایس کوه مصلی با حداقل آثار دگرسانی در آزمایشگاه جدایش کانی دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد استخراج شد. آماده‌سازی کانی‌های زیرکن طی مراحل خردایش با استفاده از دستگاه آسیاب فکی، جدایش کانی‌های ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون با استفاده از الک بر روی دستگاه لرزان، شستشو، خشک کردن، جدایش کانی‌های آهن‌دار، جدایش کانی‌های سنگین و سبک با استفاده از مایع سنگین برموفرم با وزن مخصوص ۲/۸۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب، جدایش کانی‌های زیرکن از بین سایر کانی‌های سنگین بصورت دستی با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، چسباندن

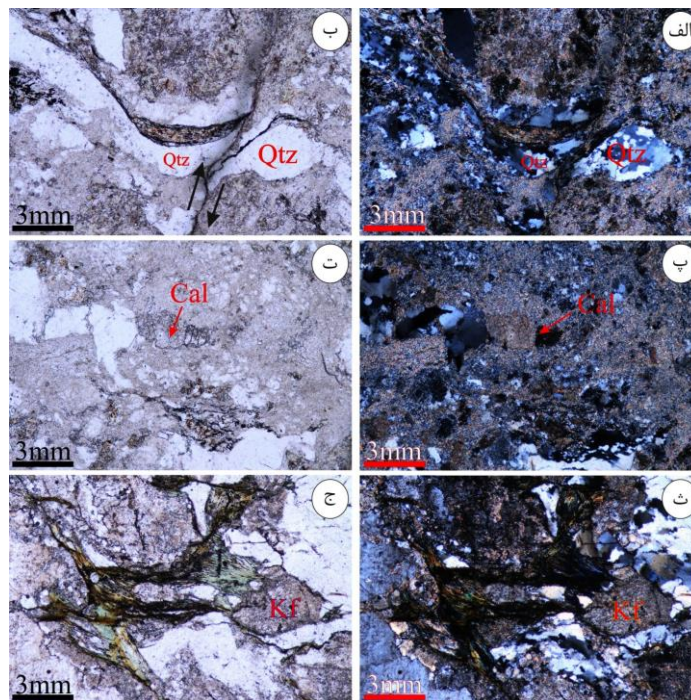
دانه‌های زیرکن جدا شده با استفاده از چسب اپوکسی، سایش مانت حاوی کانی زیرکن با استفاده از پودرهای ۱۰۰۰ و ۳۰۰۰ و سپس صیقل دادن با استفاده از خمیر الماسه، شستشو و در نهایت پوشش با کربن صورت پذیرفت. روش LA-ICP-MS قادر به سن‌سنجی U-Pb زیرکن بصورت نقطه‌ای می‌باشد، ازینرو امکان ژئوکرونولوژی دقیق کانی زیرکن با ساختارهای داخلی پیچیده فراهم می‌شود. نمونه‌های زیرکن آماده شده بمنظور سن‌سنجی به روش LA-ICP-MS به مرکز Laser Chron دانشگاه آریزونا در آمریکا ارسال شد. آماده‌سازی تصاویر کاتودولومینسانس (CL) بمنظور بررسی ساختار داخلی کانی‌های زیرکن با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی هیتاچی (SEM) مدل S-3400N مجهز به آشکارساز Gatan Chroma CL2 و کلیه مراحل مربوط به سن‌سنجی کانی زیرکن در این مرکز صورت پذیرفت. نتایج حاصل از سن‌سنجی کانی‌های زیرکن گرانیت‌گنایس کوه مصلی در (جدول ۱) ارائه شده است. در نهایت، نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ و نمودارهای تشخیصی و تفکیکی Concordia توسط نرم افزار ISOPLOT.EX و Corel Draw رسم گردید که در ادامه نتایج حاصل از آنها بررسی می‌شود.

پس از نمونه‌برداری و ثبت مختصات جغرافیایی با استفاده از دستگاه GPS، از بین نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی و آلتراسیون تعداد ۲۲ مقطع نازک استاندارد تهیه گردید و ویژگی‌های کانی‌شناسی و پتروگرافی آنها با کمک میکروسکوپ پلاریزان المپیوس BX50 در دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به دقت مورد مطالعه قرار گرفت و از پدیده‌های شاخص کانی‌شناسی و بافتی در نور قطبیده و عادی تصاویری حاصل شد. در ادامه به منظور تعیین سن به روش U-Pb تعداد ۳۵ کانی زیرکن از یک نمونه گرانیت‌گنایس کوه مصلی با حداقل آثار دگرسانی در آزمایشگاه جدایش کانی دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد استخراج شد. آماده‌سازی کانی‌های زیرکن طی مراحل خردایش با استفاده از دستگاه آسیاب فکی، جدایش کانی‌های ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون با استفاده از الک بر روی دستگاه لرزان، شستشو، خشک کردن، جدایش کانی‌های آهن‌دار، جدایش کانی‌های سنگین و سبک با استفاده از مایع سنگین برموفرم با وزن مخصوص ۲/۸۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب، جدایش کانی‌های زیرکن از بین سایر کانی‌های سنگین بصورت دستی با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، چسباندن

پتروگرافی

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی صورت گرفته، گرانیتهای گنایسهای میلوئیتی کوه مصلی دارای بافت لپیدوگرانوبلاستیک، گرانولار و میلوئیتی هستند. محدودههای کلیواژ موازی، آناستاموزینگ و زاویه دار حاصل از جهت-یافتگی ترجیحی کانیهای ورقهای نظیر مسکویت فنزیتی و بیوتیت در خمیره کاملاً مشهود است (شکل ۴ الف، ب). در برخی قسمت‌های خمیره شواهدی از ریزچین، ریزگسل و شکستگی کانیایی متأثر از فازهای دگرشکلی حاکم بر منطقه قابل رویت می‌باشد (شکل ۴ الف، ب). از نظر کانی‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه حاوی کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کانی‌های فرعی اپیدوت، مسکویت فنزیتی، آپاتیت، زیرکن، اسفن، روتیل، کلسیت، کلریت، اپاک و همچنین کانی بیوتیت متداول می‌باشد. کانی کوارتز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده خمیره سنگ بشمار می‌رود که بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های مختلف مشاهده می‌شود. در برخی موارد بلورهای کوارتز دارای کشیدگی به موازات برگراری اصلی سنگ هستند که حاکی از دگرشکلی در طی فرآیند کریستال-پلاستیک می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005) و اغلب توسط خاموشی موجی و گاهی خاموشی موجی تخته شطرنجی ضعیف مشخص می‌شوند. در تقسیم‌بندی میلوئیت‌ها توسط Trouw et al. (2010) حضور شواهد دگرشکلی کریستال-پلاستیک و خاموشی موجی کانی کوارتز از ویژگی‌های سنگ‌های میلوئیتی درجات کم در محدوده دمایی ۵۰۰-۲۵۰ درجه سانتیگراد در نظر گرفته شده است. این کانی بصورت ساب‌گرین (ریزدانه) و نئوگرین (نودانه) در اطراف بلورهای درشت‌تر کوارتز و در فضای بین سایر فنوکریست‌های سنگ مشاهده می‌شود. مرز بین نئوگرین‌ها و کانی‌های مجاور بصورت

بولگینگ و گاهی مضرسی می‌باشد، که این امر نیز حاکی از دگرشکلی دینامیکی و احیا مرز دانه‌ای در درجه حرارت پایین است (Blenkinsop, 2002). آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها بعد از کوارتز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده خمیره سنگ هستند، از نظر شکل معمولاً بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در ابعاد ریز تا متوسط قابل رویت هستند، اکثراً سریسیتی شده‌اند و شواهد آلتراسیون را به نمایش می‌گذارند. گاهی اوقات آلکالی فلدسپارها و پلاژیوکلازها با ابعاد متوسط رفتارهای شکننده و شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهند و بصورت پورفیروکلاست‌های نوع سیگما که توسط کانی‌های ورقهای مسکویت فنزیتی احاطه شده‌اند با حرکت راستبر مشاهده می‌شوند. از ریزساختارهای دیگر آلکالی فلدسپارها می‌توان به انواع ماکل‌های دگرشکلی پرتیت لخته‌ای یا لکه‌ای و پرتیت شعله‌ای اشاره کرد که هر کدام ویژگی‌های خاصی دارند. حضور پرتیت شعله‌ای حاکی از دگرشکلی در شرایط رخساره شیست سبز می‌باشد (Pryer and Robin, 1995). کانی کلسیت با فراوانی کم بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در ابعاد ریز تا متوسط با ماکل‌های دگرشکلی تیپ I و II قابل رویت است (شکل ۴ پ و ت). حضور ماکل‌های دگرشکلی تیپ I و II بیانگر شکل‌گیری کانی کلسیت در عمق و دمای در حد رخساره شیست سبز می‌باشد (Burkhard, 1993). کانی‌های زیرکن بصورت اتومورف هستند که دلیلی بر ماهیت ماگمایی آنها است. این کانی با فراوانی کم در ابعاد ریز تا متوسط در خمیره بصورت پراکنده مشاهده می‌شود. گاهی کانی‌های نظیر بیوتیت، مسکویت، کلریت نوع پنین و اسفن غبارآلود حاصل از تجزیه سایر کانی‌ها، شکستگی‌ها و فضای خالی بین کانی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۴ ج، د).



شکل ۴. الف: نمایی از محدوده‌های کلیواژ آناستاموزینگ قطع شده بوسیله ریزگسل معکوس و رفتارهای داکتیل و بریتل کانی‌های کوارتز در خمیره، پهنای میدان دید ۳mm، XPL. ب: کانی کلسیت با ماکل‌های دگرشکلی تیپ I و II، پهنای میدان دید ۳mm، XPL. ت: PPL. ث: پورفیروکلاست‌های آلکالی فلدسپار همراه با شواهد آلتراسیون و تمرکز کانی‌های بیوتیت و کلریت حاصل از تجزیه بر روی سطح کانی‌ها، پهنای میدان دید ۳mm، XPL. ج: PPL.

جدول ۱. نتایج حاصل از سن سنجی زیرکن بوسیله دستگاه LA-ICP-MS برای گرانیت گنایس کوه مصلی.

Sample	Th (ppm)	U (ppm)	Pb ²⁰⁶ Pb ²⁰⁷	U/Th	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	U ²³⁵ Pb ²⁰⁷	U ²³⁸ Pb ²⁰⁶	Best age (Ma)
YO 14Spot	۴۳۷	۶۳۶۷	۵۳۸	-/۱	۲۸/۶±۴/۴۰۷۳	۲۸/۸±۰/۶۸۶۰	۳/۳±۰/۰۲۱۹	۴/۶±۱۳۹/۹
YO ۶Spot	۴۶۲	۱۴۵۵	۲۶۲۳۷	-/۳	-/۸±۲۰/۲۶۲۶	۱/۲±۰/۱۷۷۶	-/۸±۰/۰۲۶۱	۱/۳±۱۶۶/۱
YO ۲۴Spot	۱۹۶۵	۲۱۴۸	۱۱۵۸۷	-/۹	۲/۲±۱۶/۷۷۱۲	۲/۴±۰/۲۱۷۶	-/۹±۰/۰۲۶۵	۱/۵±۱۶۸/۵
YO ۱۹Spot	۷۰۳	۱۱۹۴	۳۳۰۰۵	-/۶	۱/۱±۱۹/۷۱۲۴	۱/۵±۰/۱۸۶۷	۱±۰/۰۲۶۷	۱/۷±۱۶۹/۹
YO ۲۸Spot	۳۳۲۵	۳۵۷۸	۵۱۹۸	-/۹	۴/۳±۱۴/۸۸۷۸	۴/۵±۰/۲۴۷۸	۱/۲±۰/۰۲۶۸	۲±۱۷۰/۳
YO ۳۳Spot	۱۲۷۱	۲۷۰۵	۱۸۷۳۴۶	-/۵	-/۹±۲۰/۰۶۵۹	۱/۶±۰/۱۸۳۹	۱/۴±۰/۰۲۶۸	۲/۳±۱۷۰/۳
YO ۱۵Spot	۶۱۲	۱۳۵۴	۱۳۵۳۲۰۱	-/۵	-/۸±۱۹/۵۴۵۵	۱/۱±۰/۱۸۹۴	-/۸±۰/۰۲۶۹	۱/۴±۱۷۰/۹
YO ۵Spot	۴۸۵	۱۰۸۸	۸۵۲۶۰	-/۴	-/۸±۲۰/۲۰۷۸	۱/۴±۰/۱۸۳۶	۱/۱±۰/۰۲۶۹	۱/۹±۱۷۱/۳
YO ۳۵Spot	۱۳۶۱	۲۹۰۸	۱۹۳۶۵۸	-/۵	-/۹±۱۹/۹۴۷۰	۱/۶±۰/۱۸۶۲	۱/۳±۰/۰۲۶۹	۲/۳±۱۷۱/۴
YO ۲۲Spot	۴۹۴۳	۳۷۷۰	۷۵۰۹	۱/۳	۱/۸±۱۵/۴۸۹۰	۲/۲±۰/۲۳۹۹	۱/۲±۰/۰۲۷۰	۲±۱۷۱/۵
YO ۲۷Spot	۱۰۹۷	۳۷۱۵	۲۱۷۷۷	-/۴	۱/۳±۱۹/۶۵۹۳	۱/۷±۰/۱۹۹۳	۱±۰/۰۲۷۰	۱/۸±۱۷۱/۷
YO ۳۹Spot	۲۹۵۵	۳۳۶۹	۲۱۹۵۱	-/۹	۱/۲±۱۸/۱۳۷۲	۱/۵±۰/۲۰۵۱	-/۸±۰/۰۲۷۰	۱/۴±۱۷۱/۷
YO ۳۸Spot	۹۵۴	۱۴۰۶	۶۹۰۵۰	-/۷	-/۹±۱۹/۵۵۶۱	۱/۴±۰/۱۹۰۴	۱/۱±۰/۰۲۷۰	۱/۹±۱۷۱/۹
YO ۲۰Spot	۹۷۵۸	۴۹۸۵	۲۰۴۷	۲	۱±۹/۷۴۹۴	۱/۶±۰/۳۸۲۴	۱/۲±۰/۰۲۷۱	۲±۱۷۲/۱
YO ۲Spot	۱۹۹۳	۳۱۸۰	۱۰۵۶۵۴	-/۶	-/۹±۱۹/۹۵۶۲	۱/۶±۰/۱۸۷۰	۱/۳±۰/۰۲۷۱	۲/۳±۱۷۲/۲
YO ۲۵Spot	۲۰۴۸	۲۷۳۳	۱۳۷۳۵۷	-/۷	۱/۰±۱۹/۹۷۴۳	۱/۴±۰/۱۸۷۰	۱±۰/۰۲۷۱	۱/۷±۱۷۲/۴
YO ۳۰Spot	۱۸۵۵	۲۶۵۵	۶۹۹۲۱	-/۷	-/۸±۱۹/۵۴۲۹	۱/۳±۰/۱۹۱۳	۱/۱±۰/۰۲۷۱	۱/۹±۱۷۲/۵
YO ۱۳Spot	۱۴۸۲	۳۰۳۱	۳۴۰۳۸	-/۵	-/۹±۱۹/۶۴۳۶	۱/۴±۰/۱۹۰۴	۱/۱±۰/۰۲۷۱	۱/۸±۱۷۲/۶
YO ۱۰Spot	۲۸۸۵	۳۰۸۹	۵۳۰۸۶	-/۹	-/۶±۲۰/۰۳۸۴	۱/۱±۰/۱۸۷۰	۱±۰/۰۲۷۲	۱/۷±۱۷۲/۹
YO ۴Spot	۱۹۹۷	۳۹۸۲	۱۶۴۱۹	-/۵	۱/۸±۱۷/۴۸۶۷	۲±۰/۲۱۵۸	۱±۰/۰۲۷۴	۱/۷±۱۷۴/۱
YO ۲۳Spot	۲۲۶۲	۲۴۳۷	۳۰۸۷۰	-/۹	-/۷±۱۹/۱۳۶۹	۱/۴±۰/۱۹۷۵	۱/۲±۰/۰۲۷۴	۲/۱±۱۷۴/۴
YO ۷Spot	۳۰۳۳	۳۷۶۵	۳۱۰۶۰	-/۸	-/۸±۱۹/۱۵۱۸	۱/۲±۰/۱۹۷۴	-/۸±۰/۰۲۷۴	۱/۴±۱۷۴/۵
YO ۳۷Spot	۲۱۳۸	۲۵۲۷	۲۸۲۷۹۴	-/۸	-/۸±۲۰/۰۱۲۶	۱/۳±۰/۱۸۹۴	۱±۰/۰۲۷۵	۱/۸±۱۷۴/۹
YO ۱۱Spot	۴۰۳۷	۴۲۲۶	۲۰۳۱	۱	۳/۵±۹/۴۱۴۰	۳/۶±۰/۴۰۳۰	۱±۰/۰۲۷۵	۱/۸±۱۷۵/۱
YO ۲۱Spot	۱۰۸۷	۱۸۳۳	۶۳۰۵۵	-/۶	۱/۶±۱۸/۶۶۷۳	۱/۸±۰/۲۰۳۳	-/۹±۰/۰۲۷۵	۱/۵±۱۷۵/۱
YO ۳۴Spot	۶۳۰۳	۴۱۴۷	۱۹۴۶	۱/۵	۱/۵±۹/۵۷۳۵	۱/۷±۰/۳۹۷۷	-/۸±۰/۰۲۷۶	۱/۴±۱۷۵/۷
YO ۳۶Spot	۱۶۴۱	۲۵۵۸	۱۰۰۷۶	-/۶	۲/۹±۱۵/۹۸۷۴	۳/۱±۰/۲۳۸۴	۱±۰/۰۲۷۷	۱/۷±۱۷۵/۹
YO ۳۲Spot	۴۲	۲۰۰۶	۵۱۳۵۶	-/۰	-/۷±۱۹/۹۵۰۴	۱±۰/۱۹۱۳	-/۷±۰/۰۲۷۷	۱/۳±۱۷۶/۱
YO ۲۶Spot	۵۸۷۲	۳۷۱۵	۱۸۴۰	۱/۶	۲±۹/۴۶۰۴	۲/۴±۰/۴۰۴۱	۱/۳±۰/۰۲۷۷	۲/۲±۱۷۶/۴
YO ۹Spot	۲۶۱۸	۳۳۵۴	۴۶۵۰۷	-/۸	-/۸±۱۹/۶۸۸۳	۱/۱±۰/۱۹۴۴	-/۸±۰/۰۲۷۸	۱/۵±۱۷۶/۶
YO ۲۹Spot	۱۵۶۴	۲۳۷۸	۴۹۳۵۴	-/۷	-/۷±۱۹/۱۰۱۶	۱/۲±۰/۲۰۰۷	۱±۰/۰۲۷۸	۱/۷±۱۷۶/۸

ادامه جدول ۱.

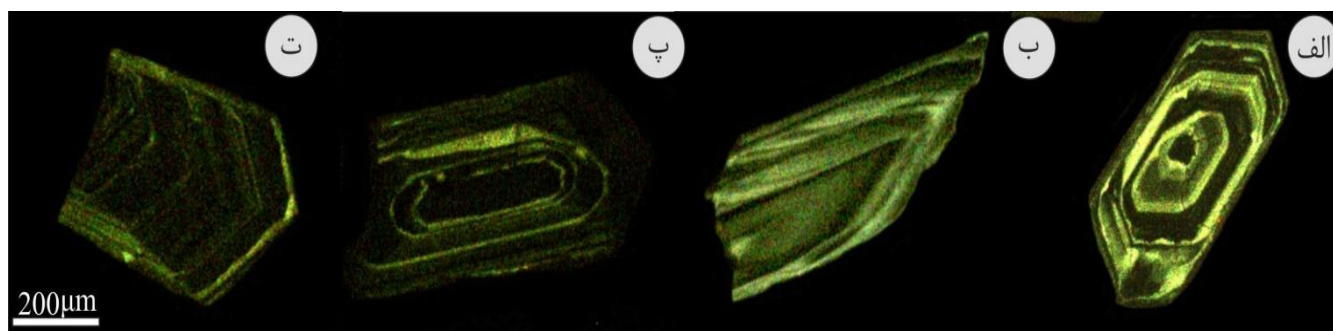
YO ۱۶Spot	۲۶۲۱	۱۷۵۹	۵۴۶۲	۱/۵	۲/۸±۱۴/۷۰۲۵	۲/۹±۰/۲۶۱۳	۱±۰/۰۲۷۹	۱/۸±۱۷۷/۳
YO ۸Spot	۲۳۶۳	۳۲۵۷	۵۵۴۲۸	۰/۷	۰/۹±۱۹/۲۳۵۱	۱/۳±۰/۲۰۰۵	۱±۰/۰۲۸۰	۱/۷±۱۷۷/۹
YO ۱۲Spot	۱۱۹۱	۱۶۱۴	۳۶۱۱۸	۰/۷	۰/۹±۱۹/۸۲۶۸	۱/۴±۰/۱۹۵۱	۱/۱±۰/۰۲۸۱	۱/۹±۱۷۸/۴
YO ۳۱Spot	۲۴۵۴	۳۰۹۸	۹۱۳۴۹۲۱	۰/۸	۰/۹±۱۹/۸۳۱۱	۱/۷±۰/۱۹۵۹	۱/۴±۰/۰۲۸۲	۲/۶±۱۷۹/۲
YO ۲Spot	۱۵۸۷	۲۰۳۷	۱۳۱۴۴۸	۰/۸	۰/۷±۲۰/۲۵۷۵	۱/۴±۰/۱۹۲۳	۱/۲±۰/۰۲۸۳	۲/۱±۱۷۹/۶
YO ۱۷Spot	۱۹۷۹	۲۶۷۵	۴۶۰۳۹	۰/۷	۰/۸±۲۰/۱۰۸۶	۱/۴±۰/۱۹۴۰	۱/۲±۰/۰۲۸۳	۲/۱±۱۷۹/۹
YO ۱۸Spot	۱۹۷۰	۱۷۹۲	۴۲۰۸۳	۱/۱	۰/۹±۱۹/۹۸۳۸	۱/۶±۰/۱۹۵۳	۱/۳±۰/۰۲۸۳	۲/۳±۱۸۰/۰
YO ۱Spot	۱۷۶۰	۲۳۵۳	۱۷۳۷۲	۰/۷	۱/۴±۱۷/۶۹۱۲	۱/۷±۰/۲۲۱۱	۱±۰/۰۲۷۴	۱/۷±۱۸۰/۴
YO ۴۰Spot	۴۶۶۰	۳۱۰۳	۱۸۲۸	۱/۵	۲/۱±۹/۱۸۳۸	۲/۳±۰/۴۳۴۸	۱±۰/۰۲۹۰	۱/۸±۱۸۴/۱

بحث و نتایج

کاربردی ترین روش در آشکارسازی ساختار داخلی کانی زیرکن استفاده از تصاویر کاتدولومینسانس (CL) می‌باشد چرا که قادر به نمایش نواقص و جزئیات ظریف ساختار داخلی کانی زیرکن است (Yuanbao and Yongfei, 2004). در تمامی تصاویر CL و تصاویر حاصل از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس، دانه‌های زیرکن استخراج شده از گرانیته گنایس کوه مصلی معمولاً سایز بین ۱۲۰-۲۵۰ میکرومتر در طولانی‌ترین بعد خود را دارا هستند و با اشکال منشوری عمدتاً کشیده تا پهن بصورت بی‌رنگ و قهوه‌ای کهربایی قابل رویت می‌باشند. غالباً دارای مرزهای صاف هستند (شکل ۵ الف، پ و ت). و در تعداد کمی از نمونه‌ها مرزها از حالت صاف خارج شده‌اند (شکل ۵ ب). از آنجاییکه سنگ‌های گرانیته مورد مطالعه گرانیته گنایس میلونیتی هستند، این سوال پیش می‌آید که آیا این بلورهای زیرکن دارای منشأ ماگمایی بوده و یا احتمالاً در طی فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی بعدی تشکیل شده باشند و یا اینکه زیرکن‌های ماگمایی بوده ولی در طی زمان‌های بعدی این حوادث بر روی آنها تأثیر گذاشته است. یکی از ویژگی‌های بسیار معمول زیرکن‌های سنگ‌های ماگمایی حضور زونینگ نوسانی خوب توسعه یافته در ساختار داخلی آنها می‌باشد (Corfu et al., 2003). دانه‌های زیرکن مورد بررسی زونینگ نوسانی بموازات سطوح منشوری را با نوارهای باریک و کنتراست‌های CL قوی به نمایش می‌گذارند که بیانگر ماگمایی بودن آنهاست، بندرت دارای شکستگی هستند و فاقد حفره می‌باشند (شکل ۵). شکستگی‌ها در بلورهای زیرکن ممکن است در اثر تنش‌های خارجی در طی میلونیتی شدن رخ داده باشد (Wayna and Sinha, 1988).

اعتقاد بر این است که زونینگ نوسانی بوسیله مکانیسم یا مکانیسم‌هایی که هنوز قابل بحث هستند در طی فرآیند تبلور زیرکن‌ها از ماگما حاصل می‌-

شوند (Gagnevin et al., 2010). برخی تحقیقات صورت گرفته در این راستا حاکی از آن است که، این امر می‌تواند طی مراحل مختلف تکامل ماگما نظیر اختلاط ماگمای فلسیک و مافیک یا اختلاط ماگمای پرآلومینوس و متآلومینوس بصورت نامنظم در اتاق ماگمایی هیبریدی (Perugini et al., 2003)، تبلور مجدد طی تفریق ماگمایی (Gagnevin et al., 2010)، تغییر دما هنگام تبلور مذاب (Rubatto et al., 2000)، تعامل با سیالات هیدروترمالی (Thomas et al., 2002) حاصل شود. بنا بر اعتقاد Putnis (2002) بافت زونینگ توصیف‌کننده برخی فرآیندهای عدم تعادلی در طول رشد کانی زیرکن در دماهای بالاتر محیطی می‌باشد این فرآیند پویا بوده و همراه با حرکت روابط داخلی رخ می‌دهد. ازینرو می‌توان فرآیند دگرشکلی کریستال-پلاستیک را بعنوان یکی از عوامل مؤثر بر روی نحوه توزیع عناصر در ساختار داخلی کانی زیرکن ماگمایی حین تکامل ماگما برشمرد (Timms et al., 2006; Reddy et al., 2009). شواهد دگرشکلی کریستال-پلاستیک را می‌توان با حضور شبکه پلی‌گونال داخلی، زونینگ نوسانی منظم و در نهایت لبه‌های ناصاف بلور زیرکن تشخیص داد (Reddy et al., 2009). این امکان وجود دارد که در حین تکامل ماگما افزایش دمای ناشی از این فرآیندها (دگرشکلی کریستال-پلاستیک) بر روی تعداد بسیار محدودی از دانه‌های زیرکن ماگمایی گرانیته گنایس کوه مصلی با زونینگ نوسانی منظم تأثیر گذاشته و منجر به ایجاد مرزهای ناصاف در آنها شده باشند (شکل ۵ ب). برای بررسی دقیق‌تر ماهیت کانی‌های زیرکن، چگونگی تشکیل زونینگ نوسانی این کانی‌ها و فرآیندهای اعمال شده در حین تکامل ماگما علاوه بر تصاویر CL نیاز به بررسی نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی بدست آمده از این کانی‌ها نیز می‌باشد.



شکل ۵. الف، ب، پ، ت: تصاویر کاتولومینسانس حاصل از دانه‌های زیرکن استخراج شده از گرانیت‌گنایس میلونیتی جنوب عادگان همراه با زونینگ نوسانی بموازات سطوح منشوری.

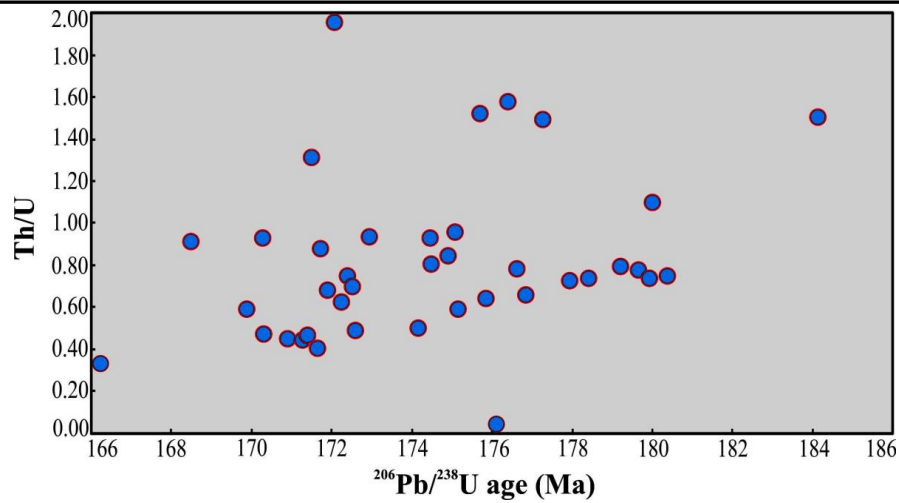
و دگرشکلی دچار تغییرات قابل توجهی نشده‌اند (شکل ۶). چرا که فرآیند از دست دادن Pb رادیوژنیک در ساختار زیرکن ماگمایی زمانی اتفاق می‌افتد که در یک محدوده زمانی کوتاه بصورت مستمر دمای ۶۵۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد را تجربه کند چون در این شرایط شبکه بلورین کانی زیرکن در اثر فروپاشی خودبخود آسیب می‌بیند و Pb رادیوژنیک خود را از دست می‌دهد (Mezger and Krogstad, 1997). ولی با توجه به شواهد پتروگرافی و شواهد ژئوشیمیایی، حوادث دگرگونی و دگرشکلی پس از تشکیل و جایگیری گرانیت‌گنایس کوه مصلی ادامه داشته و گرانیت‌گنایس کوه مصلی در ده‌های کمتر از $500^{\circ}C$ در حد رخساره دگرگونی شیبست سبز دگرگون شده و متعاقباً بلورهای زیرکن مورد بررسی به طرز آشکاری Pb رادیوژنیک خود را از دست نداده‌اند. بطور کلی بالا بودن دمای انسداد ایزوتوپی کانی زیرکن ($850^{\circ}C$) این مزیت بزرگ را فراهم می‌سازد که تحت تأثیر درجات پایین تا متوسط دگرگونی سن‌های بلورهای زیرکن دستخوش تغییر نشوند.

بنابراین این امر محتمل‌تر است که دانه‌های زیرکن با سن کمتر و زونینگ نوسانی منظم و مرزهای ناصاف تحت تأثیر افزایش دمای ناشی از فرآیند دگرشکلی کریستال-پلاستیک حاصل شده باشند ولی چون افزایش دما بمقدار ناچیز صورت گرفته به همین دلیل رابطه معنی داری بین درصد ناسازگاری و سن بلورهای زیرکن وجود نداشته و بر این اساس نمی‌توان بلورهای زیرکن مورد مطالعه را به دو گروه سنی متمایز تفکیک نمود. بنابراین فرآیند شکل‌گیری و جایگیری توده کوچک گرانیت‌گنایس کوه مصلی به سن ژوراسیک میانی همانند بسیاری از توده‌های نفوذی واقع در زون سنندج-سیرجان در همین محدوده سنی نظیر الیگودرز، الوند، آستانه و ... همزمان با اوج تکاپوهای آتشفشانی مرتبط با فرآیند فرورانش اقیانوس نئوتتیس بوده و کانی‌های زیرکن ماگمایی آنها از فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی بعدی حاکم بر منطقه بمقدار زیادی مصون مانده‌اند.

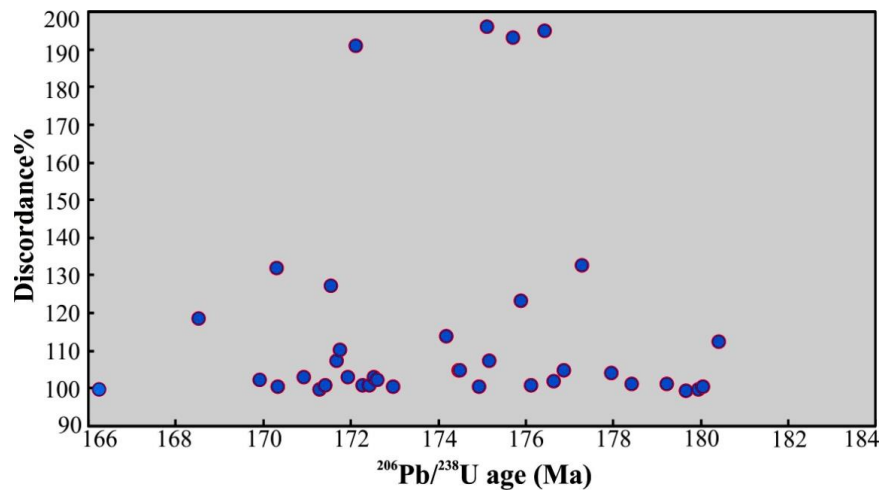
نحوه توزیع و پراکندگی نمونه‌ها در نمودارهای تشخیصی و تفکیکی بیانگر مقادیر به مراتب بالای نسبت Th/U و محدوده‌های سنی ۱۶۶ تا ۱۸۴ میلیون سال قبل برای زیرکن‌های مورد بررسی می‌باشد (شکل ۶). بر مبنای شکل ۷ برخی از بلورهای زیرکن دارای درصد ناسازگاری بالایی بوده و دارای محدوده سنی بین ۱۷۱ تا ۱۷۷ میلیون سال قبل می‌باشند. نتایج محاسبه و تعیین سن ایزوتوپی در نمودار (شکل ۸) ارائه شده است که بیانگر سن $0.45 \pm 171/61$ میلیون سال قبل (ژوراسیک میانی) برای توده گرانیت‌گنایس کوه مصلی می‌باشد.

اصولاً نسبت Th/U در بلورهای زیرکن می‌تواند منشأ ماگمایی، موروثی و یا دگرگونی آنها را آشکار سازد. زیرکن‌های ماگمایی دارای مقادیر بالاتری از Th و U و نسبت‌های Th/U نسبت به زیرکن‌های متامورف هستند (Rubatto and Gebauer, 2000). محتوای بالاتر از 0.3 نسبت Th/U بیانگر ماهیت ماگمایی کانی زیرکن می‌باشد (Corfu et al., 2003). چنانکه در جدول ۱ و شکل ۶ ملاحظه می‌شود اکثریت این بلورها دارای نسبت‌های Th/U بالاتر از 0.3 بوده که تأییدی بر منشأ ماگمایی و تشکیل آنها در طی تبلور ماگمای گرانیتی است.

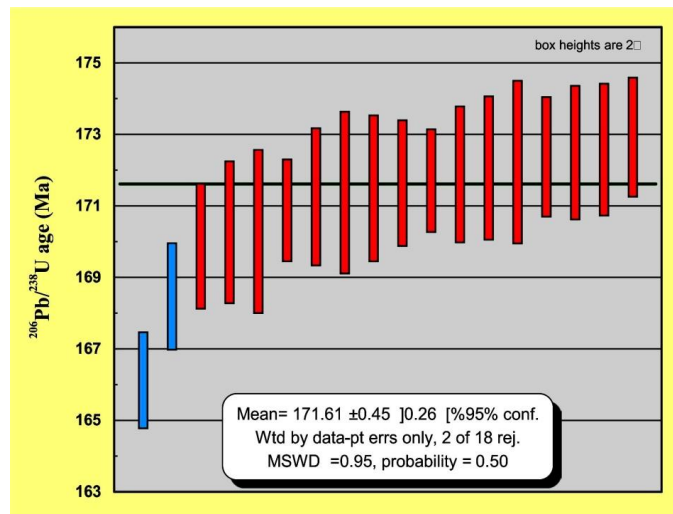
از طرفی رابطه مثبتی بین Th/U و سن‌های $U-Pb$ کانی زیرکن وجود دارد چرا که Pb رادیوژنیک در کانی زیرکن نسبتاً ناسازگار می‌باشد و این انتظار می‌رود که در طی یک سری فرآیندها نظیر تبلور مجدد از شبکه بلورین کانی زیرکن خارج شود (Yuanbao and Yongfei, 2004). متعاقباً زمان تبلور مجدد متامورفیک بوسیله محدوده سنی زیرکن‌های تجدید تبلور یافته با کمترین میزان Th/U و جوانترین سن $U-Pb$ نشان داده می‌شود (Hoskin and Black, 2000). در خصوص میزان تأثیر حوادث دگرگونی و دگرشکلی بر بلورهای زیرکن ماگمایی مورد بررسی، بجز یک مورد که دارای نسبت کم Th/U برابر با 0.1 بوده و سن پایین ۱۳۹/۹ میلیون سال قبل را نشان می‌دهد، سایر بلورهای زیرکن تحت تأثیر فازهای دگرگونی



شکل ۶. نمودار تغییرات نسبت Th/U در مقابل سن بلورهای زیرکن گرانیت گنایس کوه مصلی.



شکل ۷. نمودار تغییرات درصد ناسازگاری نسبت به سن‌های نمونه‌های زیرکن گرانیت گنایس کوه مصلی.



شکل ۸. نمودار میانگین وزنی تعیین سن بلورهای زیرکن به روش U-Pb.

نتیجه گیری

گرانیت گنایس میلوئیتی مورد مطالعه در مجاورت کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد، در جنوب روستای عادگان بر روی تپه کوه مصلی در شمال استان چهارمحال و بختیاری و غرب اصفهان، بعنوان بخشی از SSZ در شمال شرقی تراست اصلی زاگرس واقع شده است. فرآیند شکل گیری اکثر توده های نفوذی تشکیل دهنده SSZ متأثر از فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در امتداد حاشیه فعال می باشد و معرف سن های ژوراسیک میانی تا تریاسی هستند. از لحاظ موقعیت تکتونیکی، گرانیت گنایس مورد بررسی نیز در محدوده کمان قاره ای مرتبط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس واقع شده است.

با توجه به شواهد صحرایی، مهم ترین سنگ های دگرگون و دگرشکل شده رخنمون یافته در منطقه کوه مصلی شامل متاگرانیت های میلوئیتی، آهک های مرمری شده و ماسه سنگ ها هستند. گرانیت گنایس های مورد بررسی بصورت یک توده سفیدرنگ و دگرسان شده، تنها سنگ های نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی هستند. فازهای دگرگونی و دگرشکلی اعمال شده در منطقه را می توان بصورت چین خوردگی، چین های مجدداً چین-خورده، گسل خوردگی، خردشدگی، میلوئیتی شدن و ... در تمامی سنگ های رخنمون یافته در منطقه مشاهده نمود. با توجه به شواهد پتروگرافی، این گرانیت ها دارای بافت لپیدوگرانوبلاستیک، گرانولار و میلوئیتی هستند و از نظر کانی شناسی از کانی های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کانی های فرعی اپیدوت، مسکویت فنزیتی، آپاتیت، زیرکن، اسفن، روتیل، کلسیت، کلریت، اپاک و کانی متداول بیوتیت تشکیل شده اند و در حد رخساره دگرگونی شیبست سبز دگرگون شده اند. کانی های زیرکن در نمونه های مورد بررسی با فراوانی کم در ابعاد ریز تا متوسط بصورت اتومورف قابل رویت هستند که دلیلی بر ماگمایی بودن آنهاست.

با توجه به زونینگ نوسانی منظم بموازات سطوح منشوری در تمامی تصاویر CL و تصاویر حاصل از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس و محتوای

منابع

- آقاباتی. ع. ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- امامی. س. ن. ۱۳۷۷، ولکانیسم زیر دریایی ژوراسیک در بخشی از زون سنندج - سیرجان (شمال شهرکرد)، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- امامی. س. ن.، خلیلی. م.، ۱۳۹۳، سن سنجی سنگ های آتشفشانی و نیمه عمیق شمال شهرکرد به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، رهیافتی نو پیرامون زمان وقوع و دوام پدیده آتشفشانی ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان، مجله علمی-پژوهشی پترولوژی، سال ۵ (شماره ۱۸)، صفحات ۱۴-۱.
- بهار فیروزی. خ.، نواواجاری. ش.، ۱۳۸۴، نقشه زمین شناسی چهارگوش فریدون شهر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- داودی. ا.، شبانیان بروجنی. ن.، داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۹۲، ارزیابی ویژگی های مورفوتکتونیک رودخانه زاینده رود در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، پاییز ۹۲ (شماره ۹)، صفحات ۱۹-۱۰.
- داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونومتامورفیزم در ناحیه شهرکرد- داران (زون سنندج سیرجان)، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۱۷ صفحه.
- درویش زاده. ع.، ۱۳۸۹، زمین شناسی ایران (چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم)، انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۲۵ صفحه.
- کریم زاده. ز.، مهرابی. ب.، بازرگانی گیلانی. ک.، ۱۳۹۴، بررسی نحوه کانی سازی و تشکیل کانسار سرب و روی خانه سورمه (غرب اصفهان) بر اساس شواهد کانی شناسی، زمین شیمی و سیالات درگیر، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، پاییز ۹۲ (شماره ۱۷)، صفحات ۸۴-۷۲.
- یوسفیان جزی. م.، داودیان دهکردی. ع.، شبانیان بروجنی. ن.، مرادی. آ.، ۱۳۹۵، بررسی محیط تکتونیکی متاگرانیت های میلوئیتی جنوب عادگان (شهرستان فریدون شهر)، سومین همایش ملی زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۴ تا ۱۵ اردیبهشت ماه ۹۵، دانشگاه کرمان.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, International Journal of Earth Sciences, 94, p: 401-419. doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4.

- Ahmadi Khalaji. A., 2006, Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area, Ph.D Thesis, University of Tehran, Tehran, Islamic Republic of Iran.
- Alavi. M., 1994, Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation, *Tectonophysics*, Vol: 229, No: 3, p: 211–238. doi: [10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Alirezaei. S., Hassanzadeh. J., 2011, Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobot granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran, *Lithos*, Vol: 151, p: 122-134. doi: [10.1016/j.lithos.2011.11.015](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.015).
- Allen. M.B., Armstrong. H.A., 2008, Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol: 265, No: 1-2, p: 52-58. doi: [10.1016/j.palaeo.2008.04.021](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.021).
- 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*, Vol: 29, No: 6, p: 559–562.
- Azizi. H., Moinevaziri. H., 2009, Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, *Journal of Geodynamics*, Vol: 47, No: 4, p: 167–179. doi: [10.1016/j.jog.2008.12.002](https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002).
- Bayati. M., Esmaily. D., Maghdour-Mashhour. R., Li. X.H., J.Stern. R., 2017, Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc, *Lithos, Chemie der Erde, Chamber-25428*, p: 22.
- Berberian. F., Berberian. M., 1981, Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta. H.K., Delany. F.M. (Eds.), *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*, American Geophysical Union, Washington, DC, p: 5–32.
- Berberian. M., King. G., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol: 18, p: 210–265.
- Berthier. F., Ballaut. J.P., Halbronn. B., Maurizot. P., 1974, Étude stratigraphique, pétrologique et structural de la région de Khorramabad (Zagros Iran), Thèse, 3^{ème} cycle, Université et Médicale de Grenoble, France, 281p.
- Blenkinsop. T., 2002, *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*, Kluwer Academic Publishers, New York, 133p.
- Burkhard. M., 1993, Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review, *Journal of structural geology*, Vol: 15, No: 3, p: 351-368.
- Cherniak. D.J., Watson. E.B., 2001, Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, Vol: 172, p: 5-24.
- Chiu. H.Y., Zarrinkoub. M.H., Mohammadi. S.S., Khatib. M.M., Iizuka. Y., 2013, Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162–163, 70–87.
- Crofu. F., Hanchar. J.M., Hoskin. P.W.O., 2003, Atlas of zircon textures, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol: 53, p: 469-495.
- Dargahi. S., Arvin. M., Pan. Y., Babaei. A., 2010, Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision, *Lithos*, Vol: 115, No: 1, p: 190–204.
- Davoudian. A.R., Shabanian. N., Genser. J., Neubauer. F., 2016, ⁴⁰Ar.³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen, *Gondwana Research*, Vol: 37, p: 216–240. doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013.
- Davoudian. A.R., Genser. J., Dachs. E., Shabanian. N., 2008, Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, *Mineralogy and Petrology*, Vol: 92, p: 393–413. doi: [10.1007/s00710-007-0204-6](https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6).
- Dercourt. J.E.A., Zonenshain. L.P., Ricou. L.E., Kazmin. V.G., Le Pichon. X., Knipper. A.L., Grandjacquet. C., Sbertshikov. I.M., Geysant. J., Lepvrier. C., Pechersky. D.H., Boulin. J., Sibuet. J.C., Savostin. L.A., Sorokhtin. O., Westphal. M., Bazhenov. M.L., Lauer. J.P., Biju-Duval. B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, Vol: 123, No: 1-4, p: 241–315.
- Eсна-Ashari. A., Tiepolo. M., Valizadeh. M.V., Hassanzadeh. J., Sepahi. A.A., 2012, Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj- Sirjan zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 43, p: 11–22.
- Gagnevin. D., Daly. J.S., Kronz. A., 2010, Zircon texture and chemical composition as a guide to magmatic processes and mixing in a granitic environment and coeval volcanic system, *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 159, p: 579–596.
- Ghasemi. A., Talbot. C.J., 2006, A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 26, No: 6, p: 683-693. doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003.
- Guest. B., Stockli. D.F., Grove. M., Axen. G.J., Lam. P.S., 2006, Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 118, No: 11-12, p: 1507-1521.
- Horton. B.K., Hassanzadeh. J., Stockli. D.F., Axen. G.J., Gillis. R.J., Guest. B., Amini. A., Fakhari. M.D., Zamanzadeh. S.M., Grove. M., 2008, Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics, *Tectonophysics*, Vol: 451, p: 97-122. doi: [10.1016/j.tecto.2007.11.063](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063).

- Hoskin. P.W.O., Black. L.P., 2000, Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon, *Journal of Metamorphic Geology*, Vol: 18, No: 4, p: 423-439.
- Mahmoudi. S., Corfu. F., Masoudi. F., Mehrabi. B., Mohajjel. M., 2011, U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 41, No: 3, p: 238-249.
- Mazhari. S.A., Bea. F., Amini. S., Ghalamghash. J., Molina. J.F., Montero. P., Scarrow. J.H., Williams. I.S., 2009, The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen, *Journal of the Geological Society of London*, Vol: 166, No: 1, p: 53-69. doi: 10.1144/0016-76492008-022.
- Mezger. K., Krogstad. E.J., 1997, Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation, *Journal of Metamorphic Geology*, Vol: 15, No: 1, p: 127-140.
- McQuarrie. N., Stock. J.M., Verdel. C., Wernicke. B.P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, Vol: 30, No: 20, p: 2036. doi:10.1029/2003GL017992.
- Moghadam. H., Khademi. M., Hu. Z., Stern. R.J., Santos. J.F., Wu. Y., 2015, Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Res*, Vol: 27, p: 439–452.
- Mouthereau. F., 2011, Timing of uplift in the Zagros belt. Iranian plateau and accommodation of late Cenozoic Arabia. Eurasia convergence, *Geological Magazine*, Vol: 148, p: 726–738.
- Okay. A.I., Zattin. M., Cavazza. W., 2010, Apatite fission-track data for the Miocene Arabia–Eurasia collision, *Geology*, Vol: 38, No: 1, p: 35–38. doi.org/10.1130/G30234.1.
- Passchier. C.W., Trouw. R.A.J., 2005, *Microtectonics*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 289 p.
- Perugini. D., Busa. T., Poli. G., Nazzareni. S., 2003, The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks, *Journal of Petrol*, Vol: 44, No: 4, p: 733–756.
- Pryer. L.L., Robin. P.Y., 1995, Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite, *Journal of Metamorphic Geology*, Vol: 13, No: 6, p: 645-658.
- Putnis. A., 2002, Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms, *Mineral Mag*, Vol: 66, No: 5, p: 689–708.
- Reddy. S.M., Timms. N.E., Hamilton. P.J., Smyth. H.R., 2009, Deformation-related microstructures in magmatic zircon and implications for diffusion, *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 157, No: 2, p: 231–244.
- Rubatto. D., Gebauer. D., 2000, Use of Cathodoluminescence for U–Pb Zircon Dating by IOM Microprobe: Some Examples from the Western Alps, *Cathodoluminescence in Geoscience*, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, p: 373-400.
- Rubatto. D., Williams. I.S., 2000, Imaging. trace element geochemistry and mineral inclusions: linking U–Pb ages with metamorphic conditions, *EOS*, 21: 25.
- Sepahi. A.A., Shahbazi. H., Siebel. W., Ranin. A., 2014, Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj–Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U–Th–Pb AGES for granitoids from the Marivan pluton, *Geochronometria*, Vol: 41, No: 3, p: 207–215.
- Shahbazi. H., Siebel. W., Pourmoafee. M., Ghorbani. M., Sepahi. A.A., Shang. C.K., Vousoughi-Abedini. M., 2010, Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 39, No: 6, p: 668-683.
- Stampfli. G.M., Borel. G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 196, p: 17–33.
- Stöcklin. J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol: 52, No: 7, p: 1229–1258.
- Thomas. J.B., Bodnar. R.J., Shimizu. N., Sinha. A.K., 2002, Determination of zircon.melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon, *Geochim Cosmochim Acta*, Vol: 66, No: 16, p: 2887–2901.
- Timms. N.E., Kinny. P.D., Reddy. S.M., 2006, Enhanced diffusion of uranium and thorium linked to crystal plasticity in zircon, *Geochem Transact*, 7:10.
- Trouw. R.A.J., Passchier. C.W., Wiersma. D.J., 2010, *Atlas of mylonites and related microstructures*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 322 p.
- Verdel. C., Wernicke. B.P., Hassanzadeh. J., Guest. B., 2011, A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics* 30, TC3008. doi.org.10.1029.2010TC002809.
- Vincent. S.J., Allen. M.B., Ismail-Zadeh. A.D., Flecker. R., Foland. K.A., Simmons. M.D., 2005, Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region, *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 117, p: 1513–1533.
- Wayne. D.M., Sinha. A.K., 1988, Physical and chemical response of zircons to deformation, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 98, No: 1, p: 109-121.
- Yuanbao. W.U., Yongfei. Z., 2004, Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U–Pb age, *Chinese Science Bulletin*, Vol: 49, No: 15, p: 1554-1569.