ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه زنجان- تکاب

فرزانه بخشی‌زاد [۱] و قاسم قربانی [۲*]

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران
[۲] دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۲۲/ ۱۱/ ۱۳۹۳ تاریخ پذیرش: ۱۸/ ۰۳/ ۱۳۹۴

چکیده

منطقه زنجان- تکاب مشتمل بر انواع سنگ‌های دگرگونی شامل پارا- و ارتوگنیس‌ها، آمفیبولیت‌ها، انواع شیست‌ها و میگماتیت‌ها به همراه دایک‌ها و عدسی‌های ماگمایی جوان و کمتر دگرگون شده است. در این مطالعه، سنگ‌های دگرگونی زنجان- تکاب در سه منطقه: ۱- آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی، ۲- قره‌ناز- قوزلو و ۳- زکی‌کندی- باروت‌آغاسی نمونه‌برداری و مطالعه شده‌اند. ارتوگنیس‌ها و لوکوسم میگماتیت‌ها در این مناطق دارای غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به سنگین هستند و با تهی‌شدگی در عناصری مانند Nb و Ta مشخص می‌شوند. ارتوگنیس‌های منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی دارای دامنه سنی ۴۹۱ تا ۵۱۶ میلیون سال هستند، ولی هسته‌های زیرکن‌های دیرین نیز دارند. متاتونالیت‌های این منطقه دارای سن ۲۴ تا ۲۶ میلیون سال هستند. لوکوسم میگماتیت‌ها به همراه پاراگنیس‌ها و آمفیبولیت‌های گنیسی در منطقه قره‌ناز- قوزلو دارای زیرکن‌هایی هستند که شواهد ذوب بخشی در حدود ۲۵ تا ۲۸ میلیون سال را نشان می‌دهند. سن مدل نئودیمیم میگماتیت‌ها مقادیر متغیر ۴۶۶ تا ۱۶۲۹ را نشان می‌دهد؛ ولی بیشتر داده‌ها سن مدل اردوویسین و اواخر نئوپروتروزوییک را نشان می‌دهند. تغییرات εHf(t) برای حاشیه زیرکن همه نمونه‌ها مقادیر مثبت و سن مدل آنها برابر ۴۰۰ تا ۷۰۰ میلیون سال است. با توجه به داده‌های موجود به نظر می‌رسد که افزون بر سنگ‌های دگرگونی دیرین در منطقه زنجان- تکاب، سنگ‌های دگرگون شده (یا کمی دگرگون شده) جوان‌تر نیز در این بخش از ایران دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که فرایندهای فعالیت ماگمایی کادومین ایران در این منطقه نیز دارای بخش قابل توجهی است ولی نسبت به دیگر بخش‌های ایران دامنه سنی وسیع‌تری دارد و نیز کمی جوان‌تر است. تشکیل میگماتیت‌ها و بالا آمدن گنیس‌های دگرگون شده از بخش‌های ژرف‌تر در این منطقه در ارتباط با یک مجموعه Core complex است که از فازهای کششی موجود در ایران در نتیجه عقب‌راندگی (Roll-back) سنگ‌کره فرورانده نئوتتیس به زیر بلوک ایران ناشی شده است.

کلیدواژه‌ها: میگماتیت، گنیس، تعیین سن U-Pb، ایزوتوپ Sr-Nd، ایزوتوپ Hf، سن مدل، فعالیت ماگمایی کادومین.

***نویسنده مسئول:** قاسم قربانی
E-mail: ghorbani@du.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

از دیرباز سنگ‌های آذرین- دگرگونی و حتی واحدهای رسوبی دیرین یعنی پی‌سنگ دیرین ایران مورد توجه زمین‌شناسان بسیاری بوده است. زمین‌شناسان بسیاری به معرفی واحدهای دگرگونی و متاآذرین بخش‌هایی از ایران مرکزی و شمال باختر ایران پرداخته و آنها را کهن‌ترین سری‌های ایران و منتسب به نئوپروتروزوییک دانسته‌اند (Balaghi Einalou et al., 2014; Hosseini et al., 2015; Hassanzadeh et al., 2008). هر چند مطالعات جدیدتر نشان داده است که این واحدها از دید سنی جدیدتر از آن هستند که پیش‌تر تصور می‌شد؛ ولی با این وجود، اهمیت این واحدهای پرکامبرین- کامبرین ایران تاکنون حفظ شده است و زمین‌شناسان بسیاری سعی در مطالعه آنها داشته‌اند. مطالعات پیشین بیشتر بر پایه استفاده از داده‌های صحرایی، فسیل‌شناسی، داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و در نهایت ایزوتوپ‌هایی مانند روبیدیم- استرانسیم روی کل سنگ بوده است. امروزه با توجه به بکارگیری روش‌های آزمایشگاهی و دستگاهی جدیدتر و مطالعات ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب و سن‌سنجی‌های دقیق‌تر همانند اورانیم- سرب روی تک کانی، مطالعه واحدهای سنگی پی سنگ ایران، به‌ویژه واحدهای آذرین- دگرگونی دوباره مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است. مطالعات بسیاری روی زمین‌شناسی و کانسارسازی در منطقه زنجان- تکاب صورت پذیرفته است که مهم‌ترین آنها عبارتند از: ۱) مطالعه سنگ‌های دگرگونی در منطقه زنجان- تکاب (Hajialioghli et al., 2010; Saki, 2010; Saki et al., 2012) نشان‌دهنده حضور انواع سنگ‌های دگرگونی با شرایط P-T و سنگ مادر متفاوت است که از انواع گارنت‌شیست‌ها، استارولیت‌شیست‌ها، آندالوزیت‌بیوتیت‌شیست‌ها، هماتیت‌شیست‌ها تا آمفیبولیت‌ها، گنایس‌ها و حتی گرانولیت‌ها و میگماتیت‌ها تغییر می‌کنند؛ ۲) اولین تعیین سن‌های انجام شده توسط Hassanzadeh et al. (2008) و Jamshidi Badr et al. (2013) به روش U-Pb روی کانی زیرکن ارتوگنایس‌های منطقه، سن Ma 599-544 را در منطقه زنجان و سن Ma 540 را روی گنایس‌های تکاب نشان داده‌اند؛ ۳) مطالعات جدیدتر (Saki, 2010) نشان‌دهنده حضور سرپانتینیت‌ها و سنگ‌های الترامافیک- مافیک در منطقه زنجان- تکاب هستند و احتمالاً این سنگ‌ها نشان از حضور بقایای اقیانوس پروتوتتیس (ProtoTethys) در منطقه زنجان- تکاب دارند؛ ۴) تعیین سن U-Pb انجام شده توسط Hajialioghli et al. (2010) روی کانی زیرکن در یکی از نمونه‌های لوکوسم میگماتیت‌های منطقه نشان‌دهنده حضور هسته‌های زیرکن‌های کهن به همراه حاشیه زیرکن‌های جدیدتر (الیگوسن) است که این امر احتمالاً نشان‌دهنده آن است که پی‌سنگ دیرین در اثر فازهای جوان‌تر دچار ذوب بخشی شده است. هدف از این پژوهش، مطالعه و بررسی بخشی از پی سنگ دگرگونی و آذرین ایران است که در بخش‌هایی از زنجان (کمپلکس ماه نشان)، تکاب و شاهین‌دژ رخنمون دارد. در این مطالعه سعی شده است تا از داده‌های ژئوشیمیایی شامل تجزیه‌های عناصر اصلی، کمیاب، خاکی کمیاب و ایزوتوپ‌های Sr-Nd برای کل سنگ، تعیین سن به روش اورانیم- سرب، ایزوتوپ‌های هافنیم روی کانی زیرکن به همراه داده‌های شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌های دگرگونی و متاآذرین بهره گرفته شود.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

به‌طور کلی پی‌سنگ پرکامبرین- کامبرین ایران در مناطق مختلفی از ایران از جمله ایران مرکزی (ساغند- پشت بادام)، شمال باختر ایران (زنجان- تکاب و خوی- سلماس)، شمال خاور ایران (ترود- بیارجمند، کوه‌سنگی) و پهنه سنندج- سیرجان (پیرامون مهاباد و گلپایگان) رخنمون دارد و شامل گرانیت‌ها و متاگرانیت‌ها، به همراه توالی‌های دگرگونی شامل انواع گنایس‌ها (پارا- و ارتوگنایس‌ها)، آمفیبولیت‌ها، انواع شیست‌ها و میگماتیت‌ها هستند (Balaghi Einalou et al., 2014;

Archive of SID
www.SID.ir

(Hosseini et al., 2015; Hassanzadeh et al., 2008). سن‌سنجی‌های جدید U-Pb روی کانی زیرکن این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سن این سنگ‌ها به‌طور کلی محدود به اواخر نئوپروتروزوییک- اوایل کامبرین (۵۰۰ تا ۶۰۰ Ma) است و سن‌های کهن‌تر تنها محدود به هسته زیرکن‌ها و یا زیرکن‌های بیگانه (Xenocrystic zircons) هستند. بیشتر توالی‌های دگرگونی زنجان- تکاب که شامل توالی‌های گوناگونی از پارا- و ارتوگنایس‌ها، آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌های گنایسی، متاگرانیت‌های دیرین، انواع شیست‌های پلیتی و کالک‌شیست‌ها به همراه میگماتیت‌ها و متاافیولیت‌ها (سرپانتینیت‌ها، متاگابروها....) هستند، در بخش‌های شمال باختر زنجان و شمال خاور و شمال باختر تکاب رخنمون دارند. از سوی دیگر، گرانیت‌های دیرین ایران یعنی گرانیت‌های دوران به سن اواخر نئوپروتروزوییک- کامبرین زیرین در پیرامون روستای دوران در جنوب باختر زنجان رخنمون دارند (شکل ۱). پاراژنز شیست‌های پلیتی منطقه به‌ویژه در پیرامون منطقه پشتوک (شکل ۱) شامل گارنت، استارولیت، کلریتوید، کلریت، مسکوویت و کوارتز است و دما و فشار پیک دگرگونی توسط Saki et al. (2012) برای این سنگ‌ها به ترتیب در حدود ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۴ کیلوبار یعنی مطابق با دگرگونی دما بالا- فشار پایین برآورد شده است. تعیین سن‌های انجام شده روی گرانیت گنایس‌های منطقه مغانلو (شکل ۱) نشان‌دهنده سن‌هایی برابر با اواخر نئوپروتروزوییک تا کامبرین زیرین است (Hassanzadeh et al., 2008). از سوی دیگر تعیین سن‌های K-Ar کالک‌شیست‌ها در منطقه زرشوران (Mehrabi et al., 1999)، ترموژئوکرونولوژی U-Th/He روی آپاتیت (Stockli et al., 2004) و تعیین سن ^{40}Ar-^{39}Ar روی مسکوویت‌شیست‌ها (Gilg et al., 2006) نشان‌دهنده بالازدگی (Exhumation) سریع سنگ‌های پی‌سنگ در طی الیگومیوسن تا میوسن (۲۰ میلیون سال) است. افزون بر این، سنگ‌های دگرگونی کمپلکس سورسات در شمال باختر تکاب شامل گنایس‌ها و آمفیبولیت‌ها به همراه شیست‌های پلیتی و متاگرانیت‌ها اولین بار توسط Jamshidi Badr et al. (2013) مطالعه و سنی معادل ۵۳۷ تا ۵۴۳ میلیون سال بر پایه تعیین سن اورانیم- سرب روی کانی زیرکن برای آنها تعیین شده است. به‌طور کلی در این مطالعه، به منظور مطالعات سیستماتیک، نمونه‌برداری در ۳ منطقه صورت گرفته که زمین‌شناسی این ۳ منطقه به‌صورت جداگانه بحث می‌شود. منطقه ۱ شامل مناطق باختر، جنوب و شمال باختر ماه‌نشان در پیرامون روستاهای آلمالو و قاضی‌کندی تا علم‌کندی، منطقه ۲ شامل شمال روستای قره‌ناز و پیرامون روستای قوزلو و در منطقه ۳ شامل مناطق پیرامون روستاهای زکی‌کندی- باروت آغاسی و قوزلو (شمالی) است.

- منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی: بیشتر سنگ‌هایی که در این مناطق رخنمون دارند، ارتوگنایس‌های دانه‌درشت میلونیتی همراه با مقادیر فرعی‌تر آمفیبولیت‌ها هستند. ارتوگنایس‌ها درشت‌بلورهای (۴ تا ۵ سانتی‌متر) فلدسپار قلیایی دارند (گنایس‌های چشمی) و ترکیب آنها از گنایس‌های گرانیتی تا گنایس‌های گرانودیوریتی و گنایس‌های تونالیتی در تغییر است (شکل ۲- الف). این گنایس‌ها دارای انکلاوهای آمفیبولیتی (احتمالاً انکلاوهای مافیک دگرگون شده)، انکلاوهای گنایسی و حتی انکلاوهای بیوتیت‌شیست و کالک‌شیستی هستند (شکل ۲- ب). دایک‌های ریزدانه آپلیتی و همچنین دایک‌های دانه‌درشت دیوریتی تا گرانیتی درشت‌دانه دگرگون شده (با ظاهر گنایسی) از دیگر واحدهایی هستند که درون گنایس‌های این مناطق دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که ارتوگنایس‌های (توده‌های گرانیتوییدی دیرین دگرگون شده) این مناطق درون گارنت‌آمفیبولیت‌ها و گرانولیت‌ها (شکل ۲- ج) تزریق شده‌اند. افزون بر واحدهای ارتوگنایسی در این مناطق، بیوتیت‌شیست‌ها، هماتیت- مسکوویت‌شیست‌ها و فیلیت‌ها به همراه میان‌لایه‌هایی از مرمرها و مسکوویت (میکای سفید) شیست‌ها نیز دیده می‌شوند که توسط دایک‌ها و سیل‌های لوکوگرانیتی دگرگون شده قطع شده‌اند. برخی از متاتونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های موجود در منطقه، تغییر شکل و دگرگونی کمتری دارند و بافت و ساختارهای آذرین خود را حفظ کرده‌اند.

- منطقه شمال روستای قره‌ناز- قوزلو: آمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌ها (شکل ۲-د) همراه با مقادیر کمتری از شیست‌ها و ارتوگنایس‌ها از مهم‌ترین واحدهای سازنده دگرگونی‌های این منطقه هستند. پاراگنایس‌ها به‌صورت میان‌لایه‌هایی همراه با آمفیبولیت‌ها، مرمرها و کالک‌شیست‌ها دیده می‌شوند. آمفیبولیت‌های گنایسی و پاراگنایس‌ها فرایند ذوب بخشی و تشکیل میگماتیت‌ها را نشان می‌دهند. میگماتیت‌های این منطقه را می‌توان به انواع نبولیتیک، شلیرن، تیگماتیک، استروماتیک و حتی رگه‌ای تقسیم‌بندی کرد. برگوارگی لوکوسم‌ها (شکل ۲- ه) در برخی موارد با برگوارگی پاراگنایس‌ها و میگماتیت‌ها یکسان است ولی در برخی موارد نیز رگه‌های لوکوسم، برگوارگی سنگ میزبان را قطع می‌کنند. برخی از لوکوسم‌های نابرگواره دارای درشت‌بلورهای بزرگ آمفیبول هستند. متاسینیت‌ها- گرانیتوییدها به‌صورت دایک و عدسی‌های کوچک، دگرگونی‌های این منطقه را قطع می‌کنند.

- منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی: پارا- و ارتوگنایس‌ها به همراه آمفیبولیت‌ها از مهم‌ترین واحدهای سازنده دگرگونی‌های این منطقه هستند (شکل ۲- و). آمفیبولیت‌ها به‌صورت دانه‌ریز و یا درشت‌دانه دیده و از کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، تیتانیت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. در این منطقه نیز آمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌ها شواهد ذوب بخشی و گسترش میگماتیت‌ها (و لوکوسم‌ها) را نشان می‌دهند. بیشتر لوکوسم‌ها برگوارگی دارند و برگوارگی آنها به موازات برگوارگی آمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌های میزبان است. دایک‌های تأخیری گرانیت پگماتیتی (غیر دگرگون شده) برگوارگی آمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌های میزبان را قطع می‌کنند. در پیرامون زکی‌کندی، دایک‌ها و سیل‌های گرانیتوییدی (دارای میکای سفید) که به‌صورت ضعیفی دگرگون شده‌اند، آمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌های غنی از بیوتیت را قطع می‌کنند. در نزدیکی روستای آق‌بلاغ، بیوتیت‌شیست‌ها به‌صورت میان‌لایه‌ای همراه با پاراگنایس‌ها و کالک‌شیست‌ها دیده می‌شوند. آمفیبولیت‌های گنایسی نیز در پیرامون روستای بیگلرکندی دیده می‌شوند که توسط دایک‌ها و سیل‌های پگماتیت گرانیتی تأخیری قطع شده‌اند.

۳- روش مطالعه و کار

تجزیه‌های مایکروپروب در این مطالعه، در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین (IGG-CAS) با استفاده از مایکروپروب نوع JEOL انجام شده است. تجزیه‌های ژئوشیمی کل سنگ با استفاده از ICP-AES برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در ACME کانادا صورت گرفته و تعیین سن‌های U-Pb روی کانی زیرکن با استفاده از SIMS در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین و با استفاده از LA-ICP-MS در دانشگاه Macquarie استرالیا انجام شده است. اندازه‌گیری ایزوتوپ Hf روی کانی زیرکن و ایزوتوپ‌های Sr-Nd کل سنگ برخی از نمونه‌ها نیز به ترتیب با استفاده از LA-ICP-MS در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین و TIMS در دانشگاه Aveiro پرتغال صورت گرفته است. به دلیل حجم زیاد داده‌های مورد استفاده، این داده‌ها به‌صورت جدول در مقاله ارائه نشده و تنها با درخواست از مجله و یا نویسندگان قابل دسترسی است.

۴- مطالعه شیمی کانی‌ها

در این بخش به‌طور مختصر به بررسی شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌های دگرگونی در دو منطقه قره‌ناز- قوزلو و زکی‌کندی- باروت آغاسی پرداخته می‌شود:

- قره‌ناز- قوزلو: واحدهای سنگی که در این منطقه برای تعیین شیمی کانی‌ها استفاده شده‌اند شامل میان‌لایه‌های مرمر کلینوپیروکسن‌دار در میان

Archive of SID

www.SID.ir

پاراگنایس‌ها- آمفیبولیت‌ها، پاراگنایس‌ها، گنایس‌های گرانودیوریتی، لوکوسم میگماتیت‌ها و دایک‌های کوارتزمونزوسینیتی هستند. کلینوپیروکسن در مرمرهای کلینوپیروکسن‌دار، دارای ترکیب دیوپسیدی بوده و میزان #Mg و Al_2O_3 به ترتیب از ۰/۵۴ تا ۰/۵۸ و ۱/۵ تا ۲/۲ در تغییر است. با توجه به شکل ۳، پلاژیوکلاز گنایس‌های گرانیتی، لوکوسم‌های تونالیتی، پاراگنایس‌ها، مرمرهای کلینوپیروکسن‌دار و کوارتز مونزوسینیت‌ها ترکیب تقریباً هموژن دارد و از آندزین (یک نمونه لابرادوریت) تا الیگوکلاز در تغییر است. آمفیبول در پاراگنایس‌های میلونیتی و لوکوسم‌های تونالیتی بر پایه تقسیم‌بندی Leake (1997) دارای ترکیب فروپارگازیت با میزان Al_2O_3 و TiO_2 به ترتیب برابر با ۱۱/۷ تا ۱۴/۶ و ۰/۷ تا ۱/۷ است. آمفیبول در کوارتزمونزوسینیت‌ها ترکیب پیچیده‌تری دارد؛ ترکیب آنها در مرکز فروپارگازیتی است ولی حاشیه ترکیب ادنیتی دارد. بیوتیت‌ها در پاراگنایس‌ها با میزان پایین #Mg (۰/۴ تا ۰/۵)، Al_2O_3 (۱۵/۲ تا ۱۶/۲) ولی مقادیر بالاتر TiO_2 (۳ تا ۳/۸ درصد وزنی) مشخص هستند. در برابر آن، در لوکوسم‌های گنایسی، بیوتیت‌ها با مقادیر کمتر TiO_2 (۱/۸ تا ۲/۵)، ولی میزان بالاتر Al_2O_3 (۱۶/۷ تا ۱۸/۳) و #Mg (تقریباً ۰/۶) مشخص می‌شوند. ترکیب این بیوتیت‌ها از آنیت (Annite) تا سیدروفیلیت (Siderophyllite) بر پایه تقسیم‌بندی Guidotti (1984) در تغییر است. گارنت‌ها در گنایس‌های گرانودیوریتی دارای ترکیب آلماندین (۵۱/۲ تا ۵۳/۳)، با جزء بالایی از عضوهای انتهایی پیروپ (۱۹/۱ تا ۲۰/۷) و اسپسارتین (۱۶/۳ تا ۱۷/۲) هستند.

– زکی‌کندی– باروت آغاسی: واحدهای سنگی که در این منطقه برای تعیین شیمی کانی‌ها استفاده شده‌اند شامل گنایس‌های گرانیتی و تونالیتی، ارتو- و پاراآمفیبولیت‌ها و پاراگنایس‌ها هستند. پلاژیوکلاز در گنایس‌های گرانیتی و تونالیتی دارای ترکیب تقریباً هموژن هستند و در طیف الیگوکلاز جانمایی (پلات) شده‌اند (شکل ۳). ارتوآمفیبولیت‌ها پلاژیوکلازهایی با ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارند؛ در حالی که پلاژیوکلازها در پاراگنایس‌ها ترکیب آلبیت نشان می‌دهند. فلدسپارهای قلیایی در گنایس‌های گرانیتی و پاراگنایس‌ها به ترتیب دارای میزان مولکول ارتوز برابر ۸۸ تا ۹۳ و ۸۵ تا ۸۶ درصد هستند. آمفیبول در گنایس‌های تونالیتی بر پایه تقسیم‌بندی Leake (1997) دارای ترکیب فروپارگازیت با میزان Al_2O_3 و TiO_2 به ترتیب برابر با ۱۰ تا ۱۲ و ۱ تا ۰/۶۶ است (شکل ۳). آمفیبول در گنایس‌های تونالیتی ترکیب پیچیده‌تری دارد؛ ترکیب آنها از پارگازیت تا ادنیت در تغییر است. پاراآمفیبولیت‌ها دارای آمفیبول‌هایی با ترکیب پارگازیت تا ادنیت و با میزان #Mg بالا هستند (۰/۷۳ تا ۰/۷۸)؛ در حالی که ارتوآمفیبولیت‌ها با آمفیبول‌هایی با ترکیب فروپارگازیت مشخص می‌شوند. بیوتیت در ارتوگنایس‌ها با میزان پایین #Mg (۰/۴۸تا ۰/۵۵)، Al_2O_3 (۱۴/۶ تا ۱۵/۴) ولی مقادیر به نسبت بالای TiO_2 (۲ تا ۲/۹درصد وزنی) مشخص می‌شوند.

۵– ژئوشیمی واحدهای سنگی مورد مطالعه

در این بخش به‌صورت جداگانه به بررسی ژئوشیمیایی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود. در اینجا عناصر اصلی این سنگ‌ها، به دلیل محدود بودن پژوهش، بحث نشده و تنها عناصر کمیاب آنها آورده شده است.

– منطقه آلمالو– قاضی‌کندی– علم‌کندی: ۱۹ نمونه از واحدهای سنگی این منطقه شامل گنایس‌های گرانیتی (۶ نمونه)، گنایس‌های تونالیتی (۳ نمونه)، انکلاوها (۴ نمونه) و دایک‌های گنایسی (۳ نمونه) درون گنایس‌های تونالیتی و گرانیتی (به عنوان توده نفوذی گرانیتوییدی میزبان انکلاوها و دایک‌ها) و توده‌های نفوذی تونالیتی کمتر دگرگون شده (۳ نمونه) مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه گنایس‌های منطقه آلمالو- علم‌کندی- قاضی‌کندی، ارتوگنایس و از یک سنگ مادر آذرین هستند، ویژگی‌های عناصر خاکی کمیاب و کمیاب آنها (یعنی عناصری که در اثر دگرگونی این سنگ‌ها در رخساره آمفیبولیت، یعنی حد بالایی دگرگونی این سنگ‌ها، دچار تغییر نشده‌اند) نشان‌دهنده محیط تشکیل گرانیتوییدهای منشأ این گنایس‌ها هستند. گنایس‌های گرانیتی و تونالیتی منطقه آلمالو- علم‌کندی- قاضی‌کندی دارای غنی‌شدگی در LREEs (عناصر خاکی کمیاب سبک) نسبت به HREEs (عناصر خاکی کمیاب سنگین) هستند ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$=6.2-16.5) (شکل ۴). بیشتر نمونه‌ها، به جز گنایس‌های تونالیتی، تهی‌شدگی در یوروپیم دارند؛ تهی‌شدگی در نمونه ZN14-15G از همه نمونه‌ها بالاتر است. این تهی‌شدگی نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در هنگام تبلور سنگ مادر گنایس‌های گرانیتی یعنی مذاب گرانیتی است. افزون بر این، غنی‌شدگی از عناصر LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs مانند Ta و Nb از ویژگی‌های مهم این گنایس‌هاست. این ویژگی‌ها همراه با غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین، نشان‌دهنده منشأ گرفتن سنگ مادر این گنایس‌ها (یعنی گرانیت‌ها و تونالیت‌ها) از یک محیط مرتبط با فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است. انکلاوها و دایک‌های گنایسی موجود در گرانیتوییدگنایس‌های منطقه نیز دارای غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$=3-60.8) است. بیشتر نمونه‌ها به‌جز نمونه ZN14-33، دارای تهی‌شدگی در یوروپیم هستند (شکل ۴). تهی‌شدگی در Nb، Ta و Ti همراه با غنی‌شدگی در بیشتر عناصر ناسازگار با شعاع یونی بالا از دیگر ویژگی‌های این سنگ‌هاست. این ویژگی نشان از منشأ گرفتن پروتولیت این سنگ‌ها از یک محیط مرتبط با فرورانش دارد. توده‌های نفوذی تونالیتی کمتر دگرگون شده این منطقه (متاتونالیت‌ها) نیز دارای غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$=12.5-19.8) هستند. تهی‌شدگی در Nb، Ta و Ti همراه با غنی‌شدگی در بیشتر عناصر ناسازگار با شعاع یونی بالا از ویژگی‌های مهم این سنگ‌هاست (شکل ۴). الگوی عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها کمی متفاوت از گرانیتوییدهای دگرگون شده (گرانیتوییدگنایس‌ها) و تهی‌شدگی از Ta و Nb آنها نیز کمتر از گرانیتوییدگنایس‌هاست و بنابراین به نظر می‌رسد منشأ متفاوتی نسبت به گرانیتوییدگنایس‌ها داشته باشند.

– منطقه شمال روستای قره‌ناز– قوزلو: ۱۰ نمونه از واحدهای سنگی این منطقه شامل ارتوگنایس‌ها (۲ نمونه)، پاراگنایس‌ها (۳ نمونه)، لوکوسم میگماتیت‌ها (۳ نمونه) و توده‌های دگرگون نشده منطقه (۲ نمونه) مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. واحدهای سنگی این منطقه به‌طور کلی، دارای غنی‌شدگی در LREEs (عناصر خاکی کمیاب سبک) نسبت به HREEs (عناصر خاکی کمیاب سنگین) هستند ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$=3.2-49.2) (شکل ۴). تهی‌شدگی در Eu برای این نمونه‌ها دیده نمی‌شود. لوکوسم‌ها الگوهای عناصر کمیاب متفاوتی دارند و به نظر می‌رسد که هم‌منشأ نباشند. در حالی که متاسینیت‌ها- گرانیتوییدها دارای الگوی یکسان و هم‌منشأ هستند.

– منطقه زکی‌کندی– باروت آغاسی: ۱۰ نمونه از واحدهای سنگی این منطقه شامل گنایس‌های تونالیتی (۲ نمونه)، گنایس‌های گرانودیوریتی (۴ نمونه)، گنایس‌های گرانیتی (۲ نمونه) و آمفیبولیت‌ها- پاراگنایس‌های منطقه (۲ نمونه) مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. گنایس‌های گرانیتی-گرانودیوریتی و تونالیتی منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی دارای غنی‌شدگی در LREEs (عناصر خاکی کمیاب سبک) نسبت به HREEs (عناصر خاکی کمیاب سنگین) هستند ($La_{(n)}/Yb_{(n)}$=3.6-17.7) (شکل ۴). افزون بر این، غنی‌شدگی از عناصر LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs مانند Ta و Nb از ویژگی‌های مهم این گنایس‌هاست. این ویژگی‌ها همراه با غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین، نشان‌دهنده منشأ گرفتن سنگ مادر این گنایس‌ها (یعنی گرانیت‌ها- گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها) از یک محیط مرتبط با فرورانش از نوع حاشیه فعال قاره‌ای است.

Archive of SID

www.SID.ir

۶- تعیین سن U-Pb واحدهای سنگی مورد مطالعه

در این بخش به سن‌های به دست آمده از واحدهای سنگی مختلف (واحدهای دگرگونی و متاآذرین) مناطق مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

- منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی: در منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی در مجموع ۴ نمونه سنگی شامل گنایس‌های گرانیتی (ZN14-13 & ZN14-4)، انکلاوهای گنایسی موجود در ارتوگنایس‌ها (ZN14-17) و توده‌های تونالیتی کمتر دگرگون شده (ZN14-35) تعیین سن شده‌اند. بر پایه تصاویر CL و نسبت توریم به اورانیم، زیرکن‌های این سنگ‌ها دارای سرشت ماگمایی بوده و زیرکن‌های دگرگونی نیستند. نمونه ZN14-4 هسته‌های زنوکریستی فراوان (شکل ۵، نمودار Terra-Wasserberg) و تجمعات سنی در حدود ۴۹۱، ۵۰۵ و ۵۱۶ میلیون سال دارد. هسته‌های زیرکن کهن در حدود ۶۰۰ و بیش از ۶۰۰ میلیون سال نیز دیده می‌شوند. این سن‌ها مربوط به کامبرین میانی تا بالایی با هسته‌های نئوپروتروزوییک بالایی تا پالئوپروتروزوییک هستند. نمونه ZN14-13 نیز هسته‌های زنوکریستی دارد. ولی بهترین سن به دست آمده روی آن ۵۱۳ میلیون سال (کامبرین زیرین- میانی) است (شکل ۵). نمونه انکلاو گنایسی (ZN14-17) نیز هسته‌های زنوکریستی کهن دارد و تجمعات اصلی سنی زیرکن‌های آن در حدود ۴۹۷ (کامبرین بالایی)، ۵۱۷ (کامبرین زیرین) و ۵۶۸ (نئوپروتروزوییک بالایی) میلیون سال است. متاتونالیت‌های منطقه هر چند دارای هسته‌های زنوکریستی کهن هستند (۵۴۳ میلیون سال) ولی دامنه سنی ۲۴ تا ۲۶ میلیون سال (الیگوسن بالایی) دارند. این دامنه سنی نشان می‌دهد که این توده‌ها تأخیری (با توجه به شواهد صحرایی) و احتمالاً مرتبط با فازهای فعالیت ماگمایی ارومیه- دختر در منطقه هستند.

- منطقه شمال روستای قره‌ناز- قوزلو: در این منطقه واحدهای آمفیبولیت‌های گنایسی (QN14-10)، لوکوسم‌های میگماتیت‌ها (QN14-13 & QN14-12) (لوکوسم غنی از آمفیبول و لوکوسم دارای فولیاسیون) و پاراگنایس ها (QN14-14) تعیین سن شده‌اند. وجود هسته (Core) و حاشیه (Rim)، و میزان متغیر نسبت توریم- اورانیم این زیرکن‌ها همراه با وجود هسته‌هایی با زونینگ ضعیف و یا بدون زونینگ و رورشدی‌های زیرکن‌های جدید در پیرامون هسته‌های زیرکن‌های تخریبی کهن همراه با شواهد صحرایی نشان‌دهنده این است که سنگ مادر این نمونه‌ها تخریبی بوده است و همگی دچار ذوب بخشی در طی فرایند میگماتیتی شدن شده‌اند. بهترین سن به دست آمده از حاشیه زیرکن‌های جدید تشکیل شده در طی ذوب بخشی در پاراگنایس‌ها، آمفیبولیت‌های گنایسی و در لوکوسم میگماتیت‌ها برابر ۲۵ تا ۲۸ میلیون سال است (شکل ۶). این شواهد نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی منطقه در طی الیگوسن بالایی دچار ذوب بخشی شده‌اند.

- منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی: در این منطقه نیز ۴ نمونه برای تعیین سن انتخاب شده که ۲ نمونه بدون زیرکن کافی بودند ولی ۲ نمونه دیگر شامل گنایس‌های گرانیتی (AG14-8) و گرانودیوریتی (AG14-16) تعیین سن شده‌اند. نمونه گنایس گرانیتی دارای دامنه سنی برابر ۳۸ میلیون سال (ائوسن میانی) و نمونه گنایس گرانودیوریتی دارای دامنه سنی ۲۸ میلیون سال (الیگوسن) هستند (شکل ۵). این سن‌ها نشان می‌دهد که جدای از دگرگونی‌های کهن ایران به سن اواخر نئوپروتروزوییک بالایی- کامبرین شامل آمفیبولیت‌ها، گنایس‌ها و شیست‌ها، فازهای دگرگونی جدیدتری نیز باید روی توده‌های جدیدتر ایران تأثیر گذار بوده باشد.

۷- ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd کل سنگ و ایزوتوپ Hf روی کانی زیرکن

در این بخش به منظور فهم فرایندهای درگیر در میگماتیتی شدن، زیرکن نمونه‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو برای اندازه‌گیری میزان ایزوتوپ هافنیم تجزیه شدند. افزون بر این، نمونه‌های مناطق مورد مطالعه نیز برای ایزوتوپ‌های Sr-Nd مورد تجزیه قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

- منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی: به‌طور کلی مقادیر ISr و εNd(t) برای گنایس‌های کادومین این منطقه به ترتیب مقادیر ۴۳ تا ۶۱ (به‌جز یک نمونه با مقادیر ۵۸-) و ۰/۷- تا ۳/۹- را نشان می‌دهند. این مقادیر با مقدار میانگین ایزوتوپ نئودیمیم پوسته زیرین شباهت دارد. مقادیر سن مدل نئودیمیم این گنایس‌ها برابر ۱۱۹۵ تا ۱۵۳۳ است که نشان‌دهنده منشأ گرفتن این گرانیتوییدگنایس‌های کهن از یک پوسته زیرین دیرین‌تر به سن مزوپروتروزوییک است. گرانیت‌های جوان منطقه (به سن ۲۴ تا ۲۶ میلیون سال) دارای مقادیر ISr و εNd(t) به ترتیب برابر با ۱۱ تا ۱۳ و ۰/۳- تا ۰/۷- (به‌جز یک نمونه با مقادیرεNd(t) برابر ۸/۱-) هستند. به جز یک نمونه که دارای سن مدل نئودیمیم برابر ۱۲۲۱ میلیون سال است، دیگر گرانیت‌های منطقه سن مدل معادل کادومین دارند.

- منطقه شمال روستای قره‌ناز- قوزلو: مقادیر ISr و εNd(t) برای سنگ‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو به ترتیب مقادیر ۱۳/۵تا ۳۳/۸ و ۱/۵ تا ۲/۵- را نشان می‌دهد که این مقادیر نسبت به واحدهای سنگی مناطق دیگر تغییرات همگن‌تری دارند. سن مدل نئودیمیم این سنگ‌ها نیز مقادیر متغیر ۴۶۶ تا ۱۶۲۹ را نشان می‌دهد؛ ولی بیشتر داده‌ها سن مدل اردوویسین و اواخر نئوپروتروزوییک را نشان می‌دهند. به منظور بررسی فرایندهای درگیر در طی میگماتیتی شدن، زیرکن نمونه‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو برای مطالعات ایزوتوپ هافنیم استفاده شد. تغییرات εHf(t) برای حاشیه زیرکن همه نمونه‌ها مقادیر مثبت دارد (۲+< به جز یک نقطه) و میان سن مدل (two-stage Hf model ages (TDM2)) آنها برابر ۴۰۰ تا ۷۰۰ میلیون سال است (شکل ۸). در برابر آن، هسته‌های زیرکن‌ها مقادیر متغیر εHf(t) و میزان TDM2 ۶۳۰ تا ۲۶۰۰ دارند. تغییرات همانند در سن‌های مدل ایزوتوپ هافنیم برای حاشیه زیرکن‌ها نشان می‌دهد که یا حاشیه‌های زیرکن‌ها از راه فرایندهای تحلیل- تبلور دوباره (همراه با ذوب بخشی) هسته‌های زیرکن‌های کهن در یک سامانه بسته به وجود آمده است و یا نشان‌دهنده مذاب‌های بخشی هستند که از یک منشأ متفاوت مشتق شده‌اند (Liu et al., 2014; Wu et al., 2007).

- منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی: به‌طور کلی مقادیر ISr و εNd(t) برای توده‌های گرانیتوییدی دگرگون شده این منطقه به ترتیب مقادیر ۰/۱۵ تا ۶/۲ (به‌جز یک نمونه با مقادیر ۶/۶-) و ۱/۹ تا ۷/۰۴ (به جز یک نمونه با مقادیر ۸/۴-) را نشان می‌دهند. مقادیر سن مدل نئودیمیم این گنایس‌ها متغیر و برابر با ۱۷۹ تا ۱۱۹۸ است؛ ولی به‌جز ۲ نمونه، دیگر نمونه‌ها دارای سن مدل ۴۶۶ تا ۶۴۸ یعنی برابر کامبرین تا نئوپروتروزوییک بالایی هستند. مقادیر εNd(t) این گرانیتوییدهای دیرین بالاتر از دیگر سنگ‌های مناطق مورد مطالعه است و به نظر می‌رسد که مذاب سازنده آنها دارای تشکیلات گوشته‌ای (Juvenile) نیز بوده و یا اینکه در تشکیل آنها ذوب بخشی پوسته مافیک نیز نقش داشته است.

۸- بحث و نتیجه‌گیری

- پوسته کهن ایران و فعالیت ماگمایی جوان در منطقه: همان‌گونه که تعیین سن‌های اورانیم- سرب روی زیرکن ارتوگنایس‌های منطقه آلمالو- قاضی‌کندی- علم‌کندی نشان می‌دهد، بخشی از پوسته کهن ایران به سن نئوپروتروزوییک بالایی- کامبرین بالایی در این بخش از ایران رخنمون دارد. بهترین سن‌های به دست آمده از این منطقه در حدود ۴۹۱ تا ۵۶۸ میلیون سال است؛ ولی زیرکن‌های ماگمایی ارتوگنایس‌های این مناطق هسته‌های زنوکریستی دیرین نیز دارند. با توجه به داده‌های موجود به نظر می‌رسد که پوسته کهن ایران در این بخش (زنجان- تکاب) نسبت به پوسته ایران در جاهای دیگر (برای نمونه ترود، خوی، ...) کمی جوان‌تر است

Archive of SID

www.SID.ir

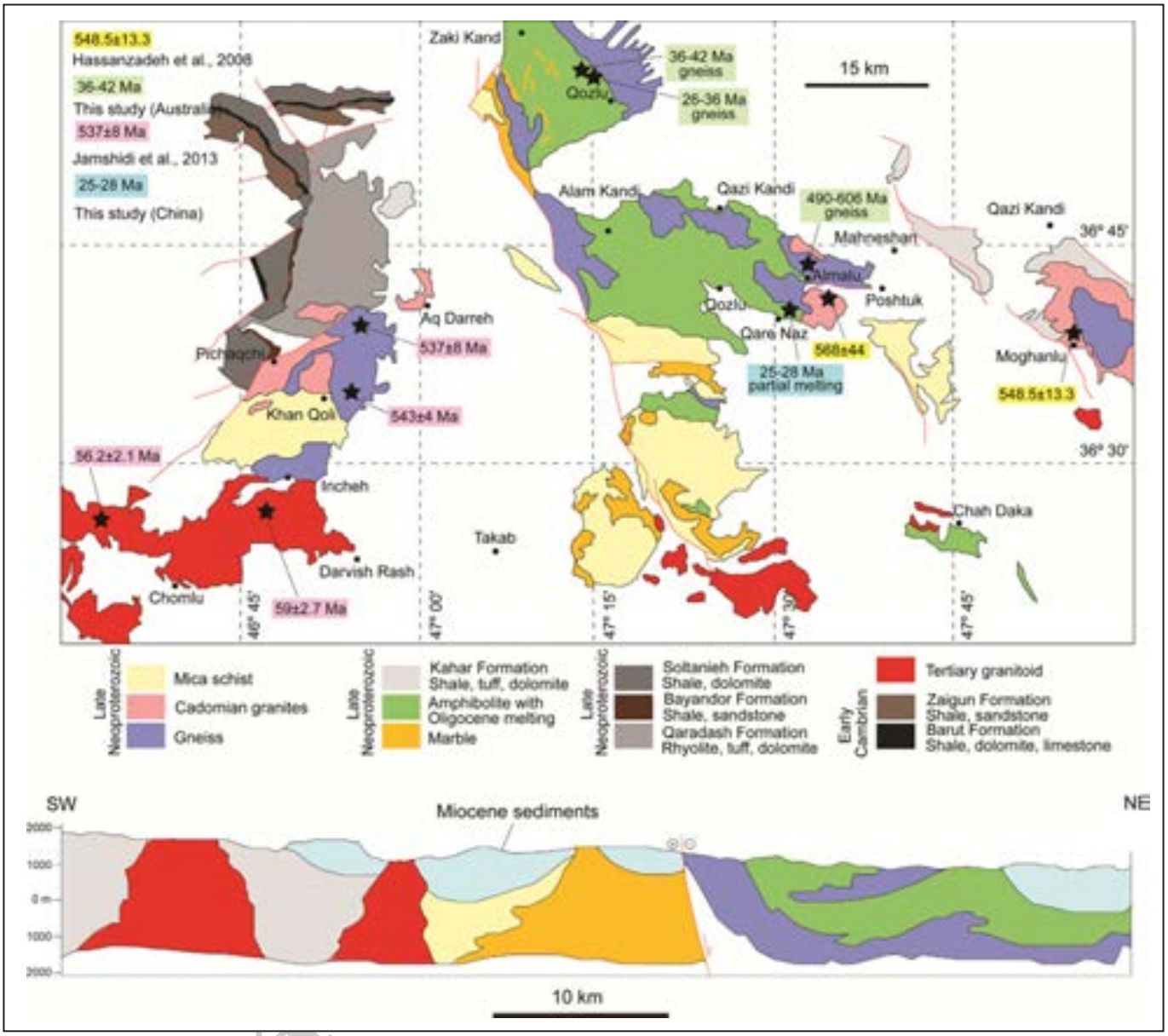
Azizi et al., 2011; Balaghi Einalou et al., 2014;) Shafaii Moghadam et al., 2015) به‌گونه‌ای که سن‌های جوان‌تر از کامبرین زیرین برای ارتوگنایس‌ها تنها در این بخش از ایران دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که فرایندهای فعالیت ماگمایی کادومین ایران در این منطقه نیز دارای بخش قابل توجهی است ولی نسبت به دیگر بخش‌های ایران دامنه سنی وسیع‌تری دارد و نیز کمی جوان‌تر است. وجود هسته‌های کهنه در زیرکن‌های گرانیتوییدهای (اکنون ارتوگنایس‌ها) کادومین در این بخش نشان‌دهنده، شکل‌گیری این توده‌های گرانیتوییدی از ذوب بخشی پوسته دیرین‌تر ایران است که این امر با داده‌های ایزوتوپ نئودیمیم (مقادیر εNd(t) منفی) گنایس‌های مورد مطالعه و همچنین مقادیر سن مدل ایزوتوپ نئودیمیم نیز سازگاری دارد. توده‌های نفوذی به سن ائوسن و الیگوسن نیز در منطقه دیده شده است که برخی از آنها اکنون ظاهر گنایس میلونیتی دارند (به‌ویژه در منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی) و ممکن است با گنایس‌های کهن اشتباه گرفته شوند. این گنایس‌ها دارای سن معادل ائوسن (تقریباً ۳۸ میلیون سال) و الیگوسن (۲۴ تا ۲۶ میلیون سال) هستند. گرانیتوییدهای کمتر دگرگون شده با سن الیگوسن (با توجه به مطالعات تعیین سن در این مطالعه) نیز در منطقه دیده شده‌اند، که سن آنها هم‌ارز حاشیه زیرکن‌های میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو است. این توده‌های جوان‌تر احتمالاً نشان‌دهنده فاز ماگمایی مرتبط با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران و بخشی از فعالیت ماگمایی پهنه ارومیه- دختر هستند.

- فرایندهای درگیر در میگماتیتی شدن: به‌طور کلی میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو نشان‌دهنده ذوب بخشی متاسدیمنت‌های کهن در حدود ۲۵ تا ۲۸ میلیون سال پیش هستند. این ذوب بخشی در زمان الیگوسن سبب تشکیل لوکوسم میگماتیت‌ها در پاراگنایس‌ها و آمفیبولیت‌ها شده است. این ذوب بخشی در زیرکن‌های مورد مطالعه به‌صورت رورشدی‌های مجزا و ترکیبی در پیرامون زیرکن‌های تخریبی کهن و یا رشد زیرکن‌های تازه تشکیل شده به خوبی دیده می‌شود. به‌طور کلی تشکیل و رشد حاشیه زیرکن‌ها می‌تواند در ارتباط با سه فرایند کلی باشد: ۱) تحلیل و دوباره تشکیل شدن زیرکن‌های پیشین؛ ۲) شکسته شدن فازهای زیرکنیم‌دار (غیر از زیرکن) در طی دگرگونی در یک سامانه بسته؛ ۳) تبلور از یک مذاب خارجی زیرکنیم‌دار (Foster et al., 2001; Andersson et al., 2002; Flowerdew et al., 2006). فرایند نخست، به دلیل اینکه ترکیب ایزوتوپی Hf و حتی نسبت Th/U حاشیه زیرکن‌ها با مقادیر آنها در هسته‌های کهن تقریباً مشابه است (شکل ۸)، می‌تواند فرایند چیره در تشکیل رورشدی‌های زیرکن در میگماتیت‌های منطقه باشد؛ هر چند که برخی از حاشیه‌ها دارای مقادیر بالاتری از εHf هستند و بنابراین احتمال اینکه برخی از مذاب‌ها از بیرون نیز تغذیه شده باشند، وجود دارد. به دلیل اینکه مقادیر TDM2 حاشیه زیرکن‌ها برابر ۴۴۸ تا ۵۶۲ میلیون سال است، احتمال اینکه حاشیه زیرکن‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های کادومین نیز حاصل شده باشد امکان‌پذیر است. این امر با مقادیر εNd(t) کل سنگ نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین مقادیر سن مدل ایزوتوپ نئودیمیم سازگاری دارد (شکل ۷). همچنین گرمای حاصل از تزریق توده‌های ماگمایی جوان (ائوسن-الیگوسن) در منطقه نیز می‌تواند عاملی برای ذوب بخشی سنگ‌های کهن باشد که این امر با تعیین سن توده‌های کمتر دگرگون شده و همخوانی سنی آن با حاشیه زیرکن میگماتیت‌ها در منطقه و در این مطالعه سازگاری دارد.

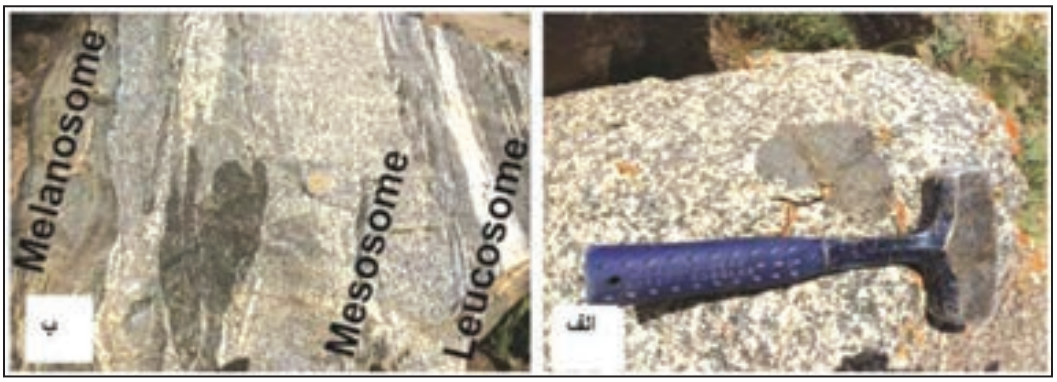
- تفسیر زمین‌ساختی- ماگمایی منطقه: با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و سنی ارائه شده در این پژوهش، به نظر می‌رسد که طیفی از سنگ‌های متفاوت با سن‌های مختلف در منطقه زنجان- تکاب دیده می‌شود. سنگ‌های کهن ایران، که در بخش‌های مختلفی از ایران از جمله خوی- سلماس، ترود- بیارجمند، گلپایگان، ساغند- پشت بادام و ... رخنمون دارند، در این منطقه نیز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در اثر فرایندهای کششی حاصل از عملکرد یک سامانه Core complex به سطوح بالاتر آمده‌اند. آنچه که از مطالعات روی سنگ‌های دگرگونی ایران مرکزی حاصل شده این است که سن بالا آمدن و فرایند تشکیل Core complex به زمان ائوسن بر می‌گردد (Verdel et al., 2007; Kargaranbafghi et al., 2012). در منطقه زنجان- تکاب با توجه به حضور فرایند ذوب بخشی و تشکیل لوکوسم میگماتیت‌ها به سن ۲۵ تا ۲۸ میلیون سال، به نظر می‌رسد که فرایند بالاآمدن و تشکیل Core complex به زمان الیگوسن بر می‌گردد. احتمالاً در زمان کرتاسه- پالئوسن فعالیت ماگمایی در ایران با فرایند فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتتیس (با شیب فرورانش تند) همراه بوده است. در زمان ائوسن- الیگوسن عملکرد فرورانش با شیب کم و همچنین فرایند عقب‌راندگی (Slab roll-back) صفحه اقیانوسی فرورانش شده، سبب ایجاد فازهای کششی در ایران شده است که در اثر عملکرد این فازهای کششی بخش‌هایی از پوسته زیرین کادومین ایران -و حتی توالی‌های آذرین و رسوبی جوان‌تر- بالا آمده و دچار ذوب بخشی (تشکیل میگماتیت‌ها) شده‌اند. افزون بر این، همراه با فازهای کششی، فرایندهای ذوب بخشی گوشته بالایی و حتی پوسته کادومین ایران سبب تشدید فعالیت ماگمایی (Magmatic "flare-up") در ایران شده است.

Archive of SID

www.SID.ir

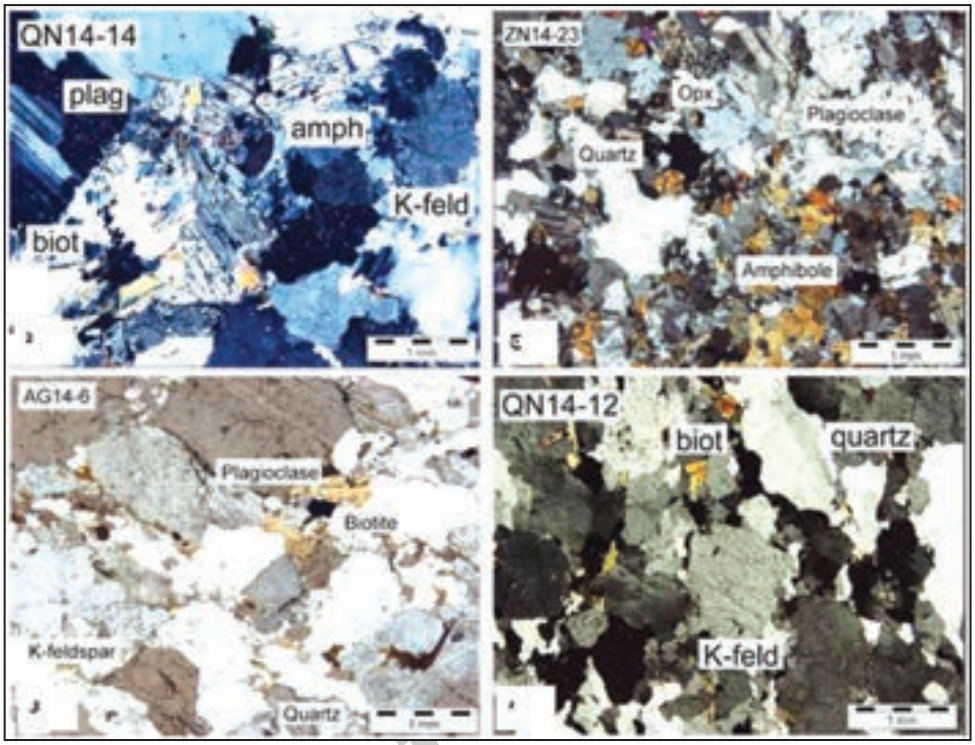


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از علوی و عمیدی، ۱۳۵۵).

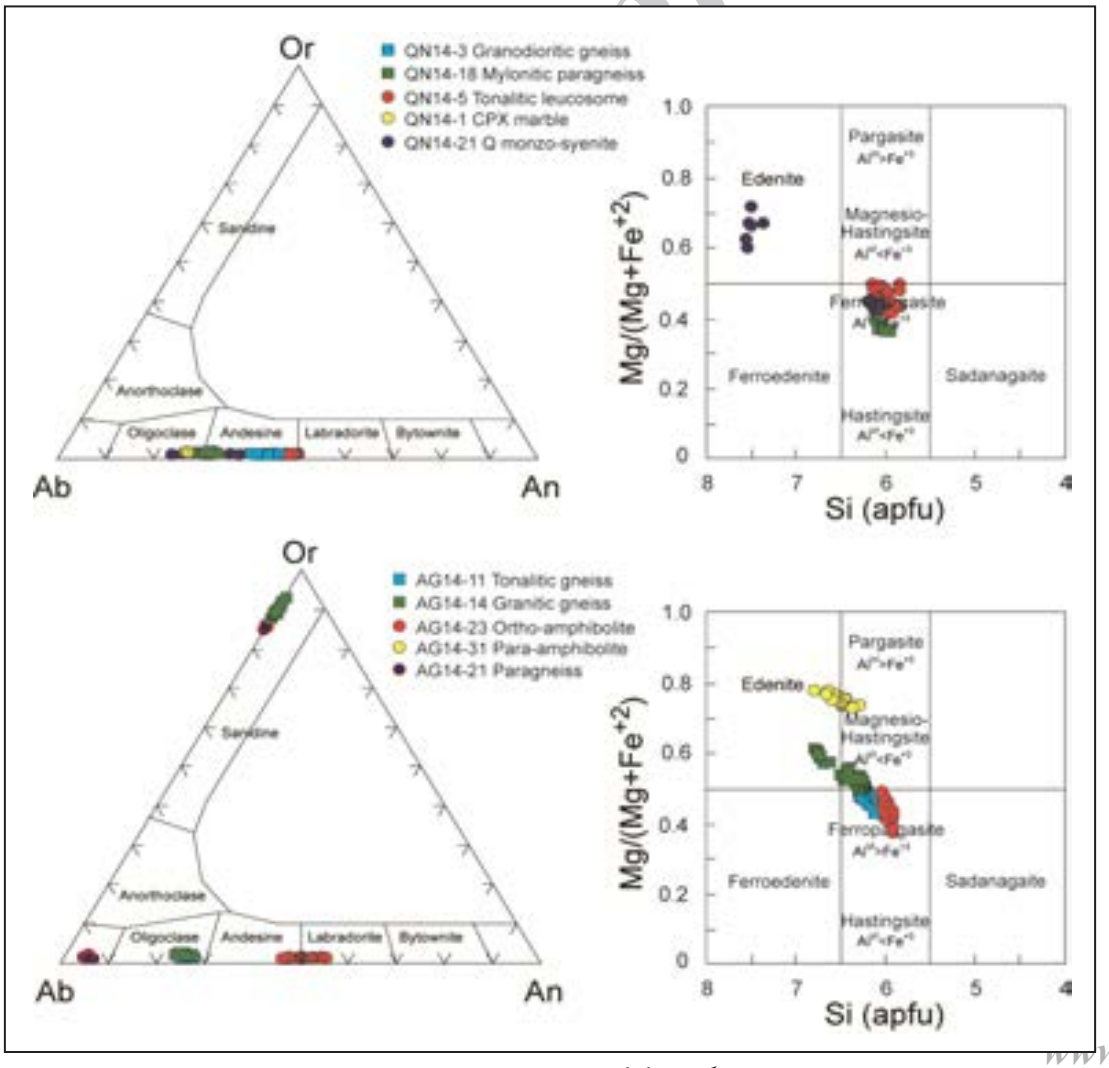


شکل ۲- الف) ارتوگنیس‌های گرانودیوریتی دارای انکلاوهای مافیک منطقه آلمالو- قاضی کندی؛ ب) میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو.

www.SID.ir

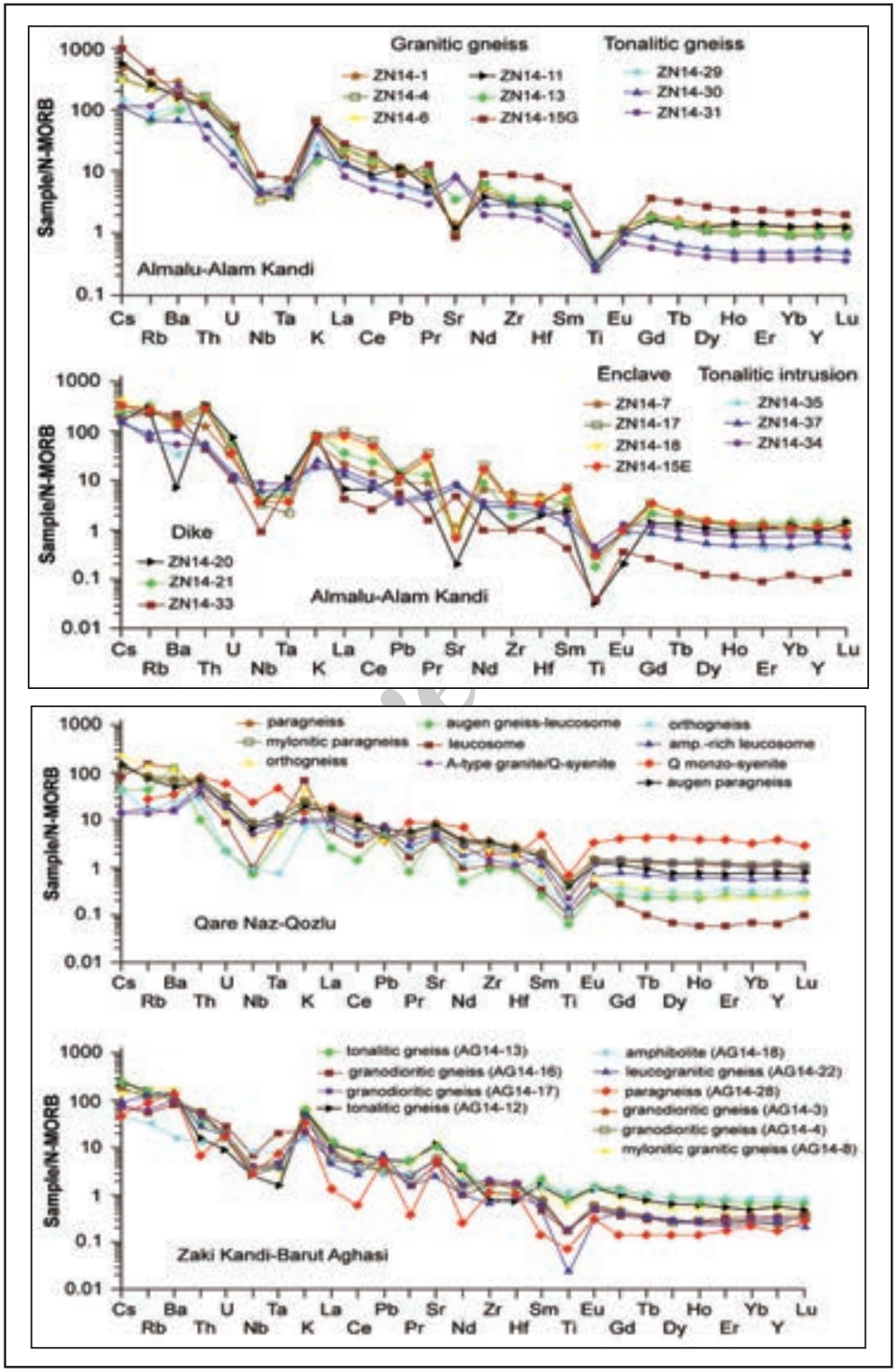


شکل ۲- ج) مقطع میکروسکوپی از یک گرانولیت منطقه آلمالو-قاضی‌کندی؛ د) مقطع میکروسکوپی از یک پاراگنیس منطقه قره‌ناز- قوزلو؛ ه) مقطع میکروسکوپی از بخش لوکوسم یک میگماتیت منطقه قره‌ناز- قوزلو؛ و) مقطع میکروسکوپی گنیس گرانیتی از منطقه زکی‌کندی- باروت آغاسی (مقاطع میکروسکوپی در نور متقاطع هستند).



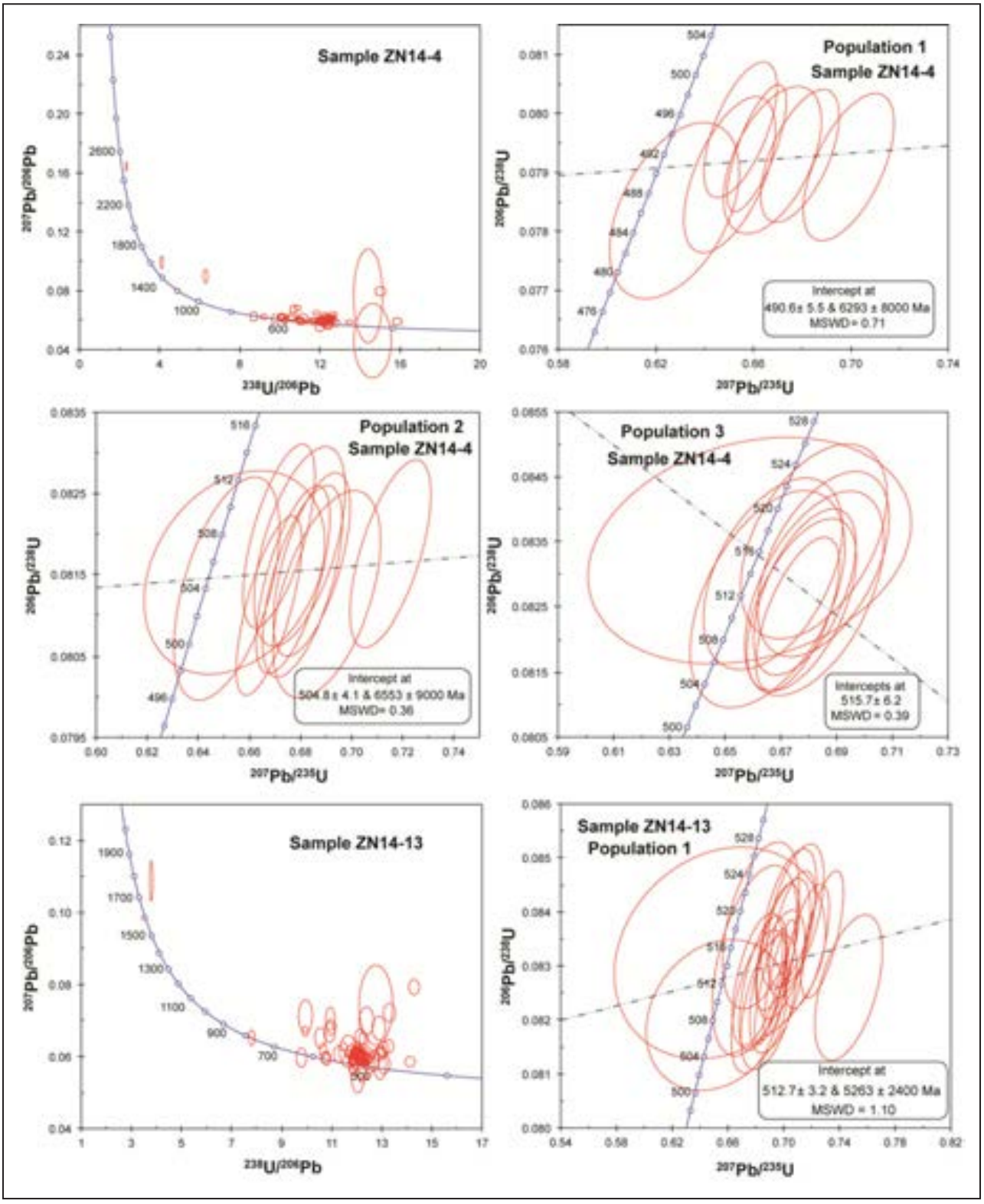
www.SID.ir

شکل ۳- ترکیب شیمیایی آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های دگرگونی مناطق زکی‌کندی- باروت آغاسی و قره‌ناز- قوزلو.



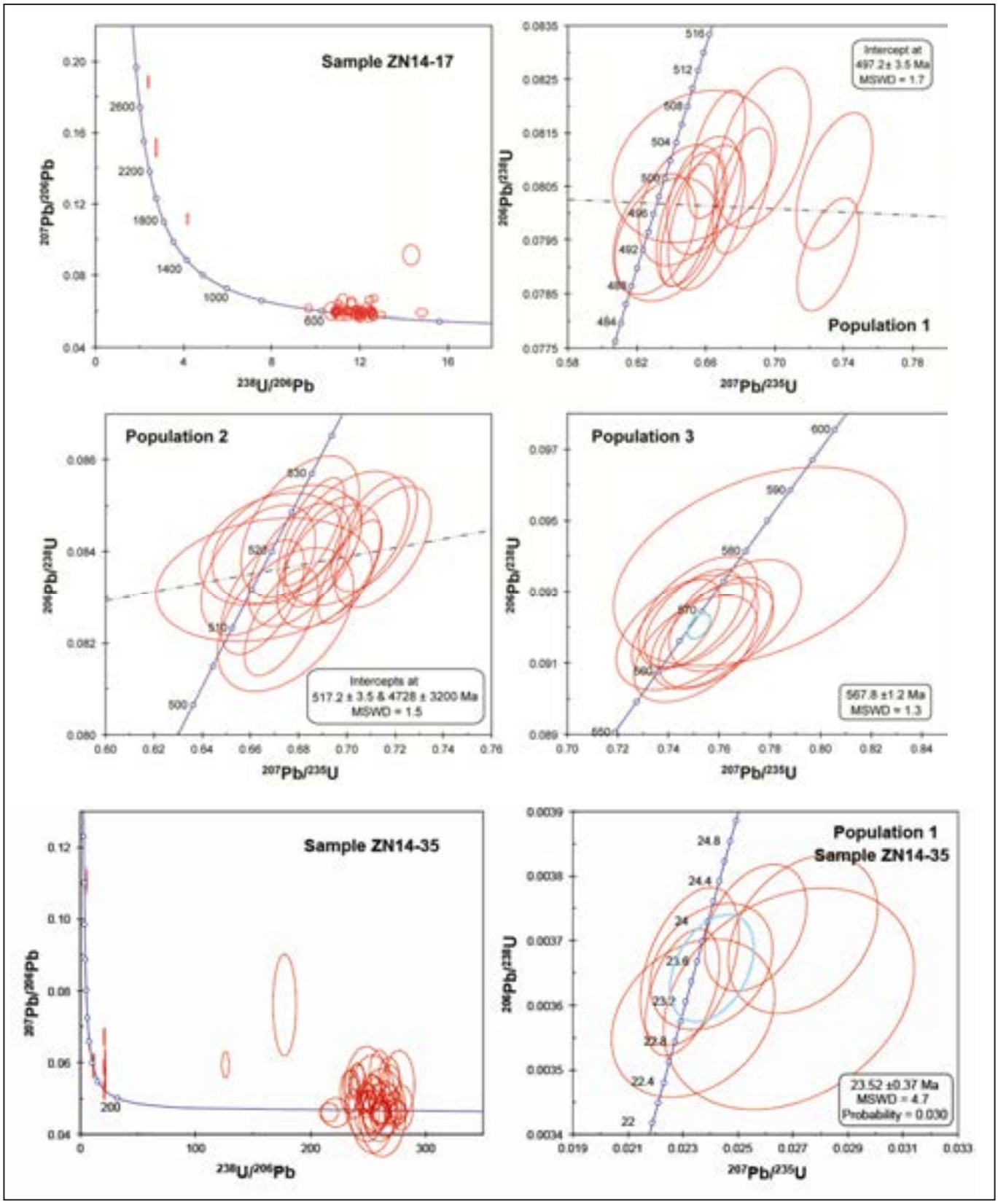
شکل ۴- نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با N-MORB برای واحدهای سنگی مناطق مورد مطالعه.

www.SID.ir



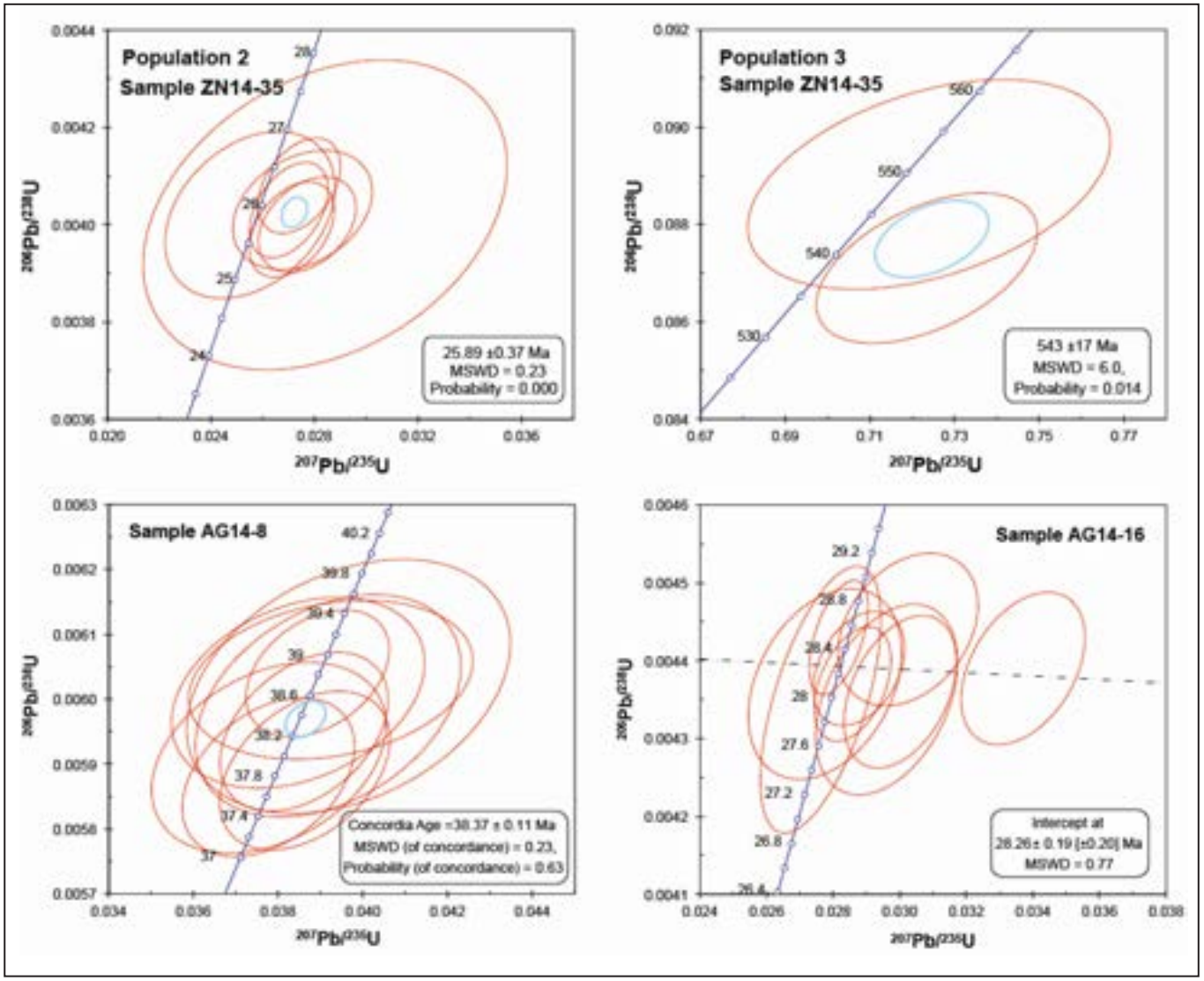
شکل ۵- تعیین سن U-Pb روی کانی زیرکن واحدهای سنگی مورد مطالعه در مناطق آلمالو- قاضی‌کندی و زکی‌کندی- باروت آغاسی با استفاده از LA-ICP-MS.

www.SID.ir



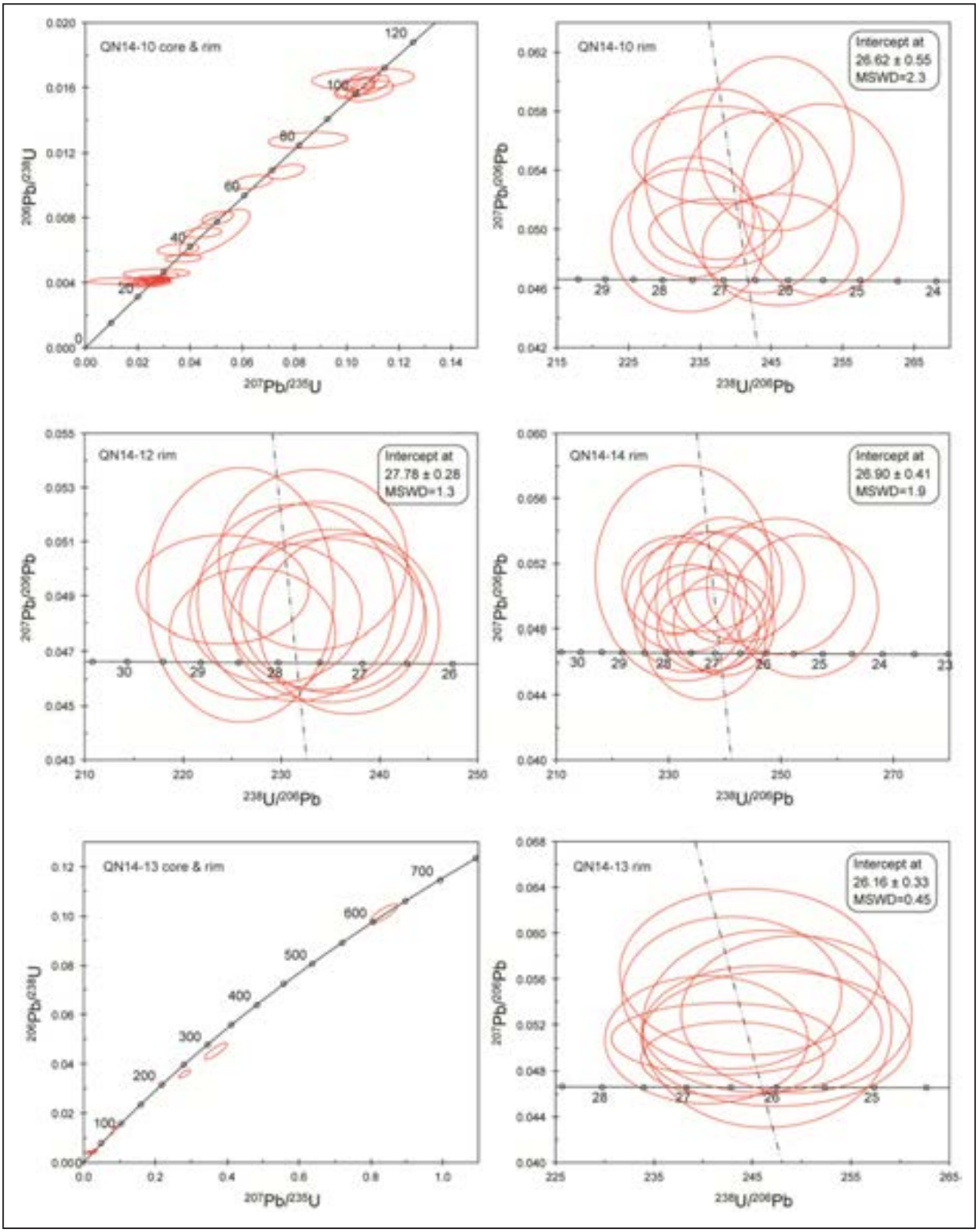
شکل ۵- تعیین سن U-Pb روی کانی زیرکن واحدهای سنگی مورد مطالعه در مناطق آلمالو- قاضی‌کندی و زکی‌کندی- باروت آغاسی با استفاده از LA-ICP-MS.

www.SID.ir



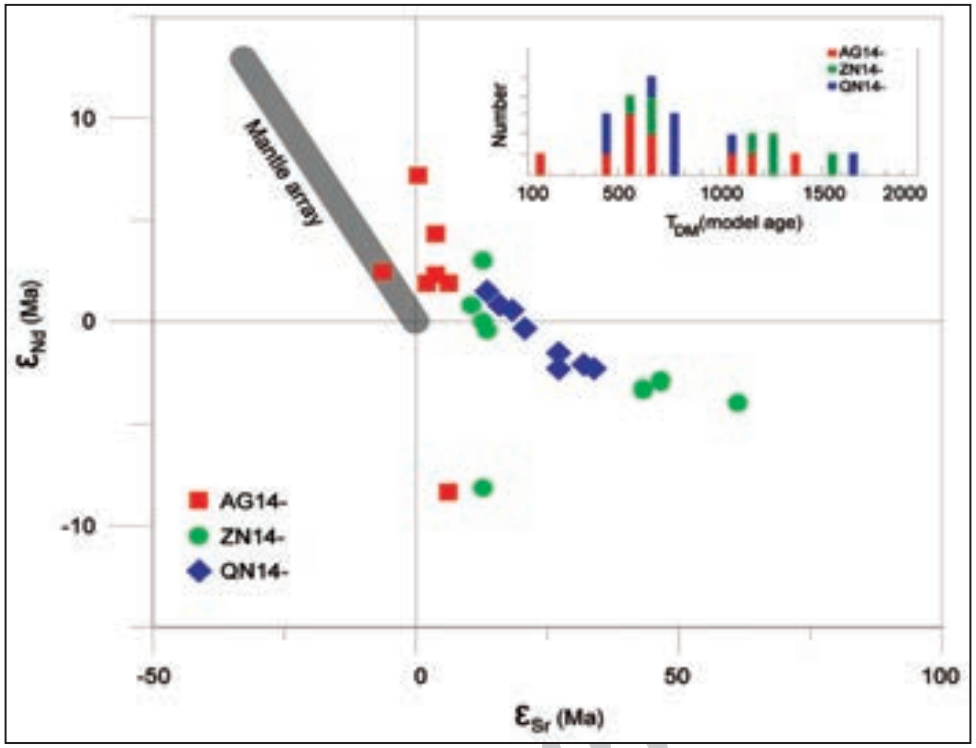
ادامه شکل ۵- تعیین سن U-Pb روی کانی زیرکن واحدهای سنگی مورد مطالعه در مناطق آلمالو- قاضی‌کندی و زکی‌کندی- باروت آغاسی با استفاده از LA-ICP-MS.

www.SID.ir

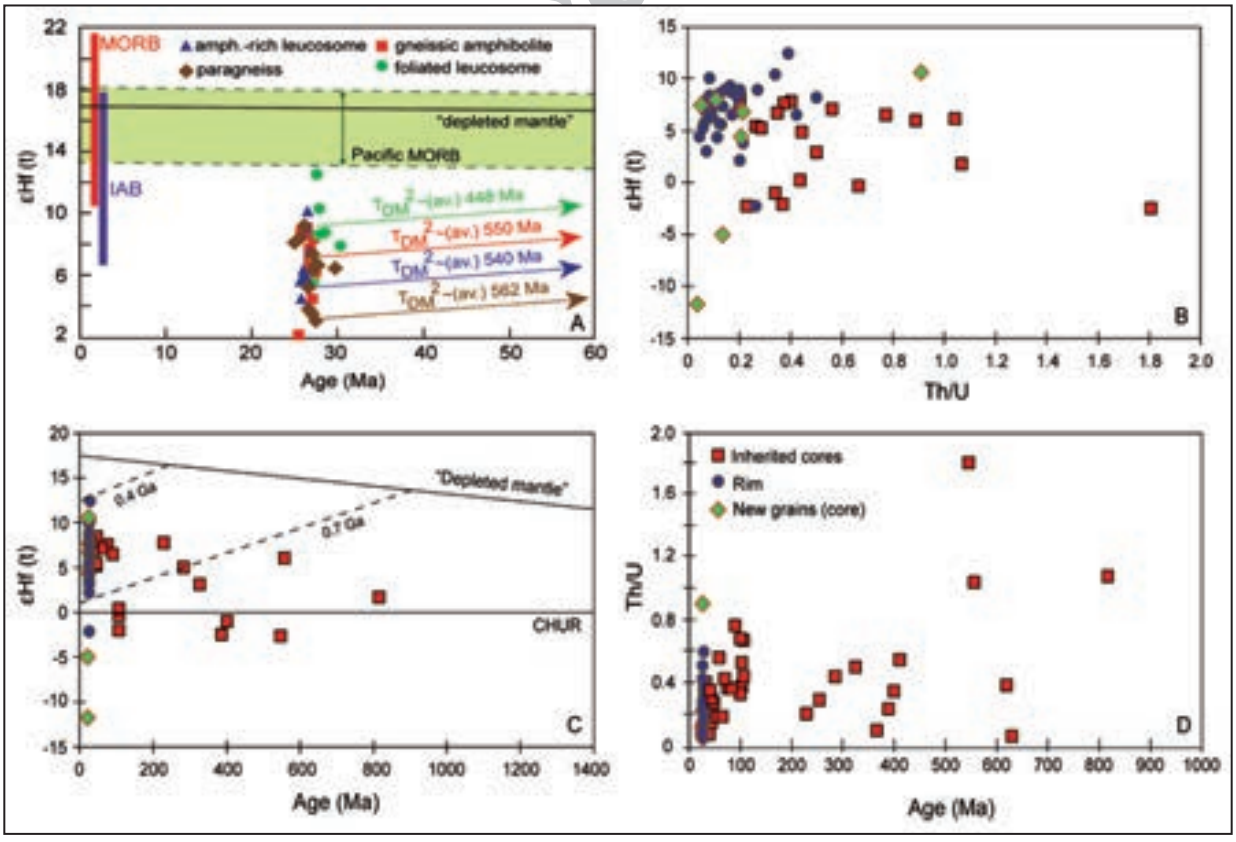


شکل ۶- تعیین سن U-Pb روی کانی زیرکن در میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو با استفاده از SIMS.

www.SID.ir



شکل ۷- تغییرات میزان اپسیلون ایزوتوپ نئودیمیم در برابر ایزوتوپ استرانسیم برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۸- تغییرات میزان ایزوتوپ هافنیم و نسبت توریم به اورانیم در برابر سن میگماتیت‌های منطقه قره‌ناز- قوزلو.

www.SID.ir

کتابنگاری

علوی، م. و عمیدی، م.، ۱۳۵۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب.

References

Andersson, J., Moller, C. & Johansson, L., 2002- Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic Shield. Precambrian Research 114, 121-147.

Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. & Asahara, Y., 2011- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. Precambrian Research 185 8794, 3-4.

Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M. G. & Mohajjel, M., 2014- Zircon U–Pbages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implicationsfor Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran, Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 92, 92-124.

Flowerdew, M. J., Millar, I. L., Vaughan, A. P. M., Horstwood, M. S. A. & Fanning, C. M., 2006- The source of granitic gneisses and migmatites in the Antarctic Peninsula: a combined U-Pb SHRIMP and laser ablation Hf isotope study of complex zircons Contributions to Mineralogy and Petrology 151, 751-768.

Foster, D. A., Schafer, C., Fanning, C. M. & Hyndman, D. W., 2001- Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho-Bitterroot batholith. Tectonophysics 342, 313-350.

Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. & Moore, F., 2006- Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-Pb-Ag deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. Mineralium Deposita 41, 1-16.

Guidotti, C. V., 1984- Micas in metamorphic rocks, In: Bailey, S.W. (Ed.), Micas, The Mineralogical Society of America, Washington, pp. 357-467.

Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhansli, R., Mocek, B. & Altenberger, U. W. E., 2010- Petrogenesis and tectonic evolutuion of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab complex, NW Iran. Geological Magazine 148, 250-268.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451, 71-96.

Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Shia M. & Ghasemi, H., 2015- Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. Chemie de Erde 75, 207-218.

Jamshidi Badr, M. J., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. & Mohajjel, M., 2013- The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. Turkish Journal of Earth Sciences 22, 1-31.

Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A. & Kusky, T., 2012- Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. Tectonophysics 564–565, 83-100.

Leake, B. E., 1997- Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association. . American Mineralogist 83, 1019-1037.

Liu, Q., Wu, Y. B., Wang, H., Gao, S., Qin, Z. W., Liu, X. C., Yang, S. H. & Gong, H. J., 2014- Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatites from the North Qinling terrane and their geological implications. J Metamorph Geol 32, 177-193.

Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. & Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. Mineral Deposita 34, 673-696.

Saki, A. M., Moazzen, M. & Oberhansli, R., 2012- Mineral chemistry and thermobarometry of the staurolite-chloritoid schists from Poshtuk, NW Iran. Geological Magazine 149, 1077-1088.

Saki, A., 2010- Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. Gondwana Research 17, 704-714.

Shafaii 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 Research 27, 439-452.

Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G. J., Walker, D. J. & Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran, Abstracts with programs. Geological Society of America, p. 319.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. & Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran.Geological Society of America Bulletin 119, 961-977.

Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Zhang, S. B., Zhao, Z. F., Wu, F. Y. & Liu, X. M., 2007- Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: constraints on partial melting. J Metamorph Geol 25, 991-1009.

Archive of SID

www.SID.ir

Geochemistry, Geochronology and Tectonic Setting of Metamorphic Rocks from the Zanjan-Takab Region

F. Bakhshizad [1] & Gh. Ghorbani [2*]

[1] M. Sc. Student, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
[2] Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2015 February 11 Accepted: 2015 June 08

Abstract

The Zanjan-Takab metamorphic complex includes para- and orthogneisses, amphibolites, various types of schists and migmatites along with weakly metamorphosed, young magmatic dikes and lenses. In this study, we are focusing on the Zanjan-Takab metamorphic rocks from three regions including: 1- Almalu-Ghazi Kandi-Alam Kandi; 2- Qare Naz-Qozlu and 3- Zaki Kandi-Barut Aghasi. Orthogneisses and migmatite leucosomes from these regions show enrichment in light REEs relative to heavy REEs and are characterized by depletion in Nb-Ta. The Almalu-Ghazi Kandi-Alam Kandi orthogneiss zircons show U-Pb ages of 491-516 Ma, but with older inherited cores. Meta-tonalite zircons from this region yield magmatic ages of 24-26 Ma. Migmatite leucosomes, paragneisses and gneissic amphibolite from Qare Naz-Qozlu contains zircons with partial melting evidences at 25-28 Ma. Nd model ages of migmatite leucosomes vary between 466 and 1629, but most of them show Ordovician and late Neoproterozoic Nd model ages (TDM). The epsilon Hf (t) values of zircon rims from migmatites are positive and their Hf model ages vary between 400 and 700 Ma. According to this study, it seems that in addition to the presence of old metamorphic rocks (~500 Ma) in the Zanjan-Takab region, there are weakly (to intensely) metamorphosed, but young (38-24 Ma) magmatic rocks in this area. Furthermore, although the Cadomian magmatism in the Zanjan-Takab region is conspicuous, but this magmatism is younger relative to other Cadomian outcrops of Iran. It seems that the exhumation of gneissic rocks and hence migmatization in this region can be related to core complex formation due to the extensional phases in the Iranian plate, resulted from roll-back of Neotethyan subducted slab beneath Iran.

Keywords: Migmatites, Gneiss, U-Pb dating, Sr-Nd isotope, Hf isotope, Model age, Cadomian magmatism.

For Persian Version see pages 361 to 374

*Corresponding author: Gh. Ghorbani; E-mail: ghorbani@du.ac.ir

Archive of SID

Created with nitroPDF professional