

شواهد پی سنگ پان آفریقا در توده لویکوگرانیت قالقاچی (باختر دریاچه ارومیه) با استفاده از داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن‌ها و ژئوشیمی ایزتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل

منیژه اسدپور^۱ و ثریا هویس^۲

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

استاد، گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه LM، مونیخ، آلمان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۰۴

چکیده

توده نفوذی لویکوگرانیتی قالقاچی به وسعت تقریبی ۲ کیلومتر مربع، در باختر دریاچه ارومیه و ۷۰ کیلومتری شمال شهر ارومیه قرار گرفته است. این توده به صورت یک استوک کوچک در درون سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین شامل گنایس، شیست و آمفیبولیت نفوذ کرده است. این محدوده شمالی‌ترین بخش زون سنندج-سیرجان است. سن لویکوگرانیت قالقاچی برای اولین بار به روش LA-ICP-MS دانه‌های زیرکن، حدود $558/6 \pm 3/8$ Ma تعیین شد که فعالیت ماگمای اسیدی در پرکامبرین پایانی را نشان می‌دهد و بیانگر حضور پی سنگی مشابه پی سنگ پان آفریقای ایران مرکزی در شمال باختری‌ترین بخش ایران است. حضور هسته‌های قدیمی با سن بین ۹۰۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال در برخی دانه‌های زیرکن، بیانگر حضور سنگ منشأهای قدیمی‌تر در منطقه است. این سنگ دارای مقدار $\epsilon Nd(t) = -4.3$ با $TDM = 1.61$ است. این داده‌ها گویای تشکیل آن از ذوب بخشی پوسته اولیه (با سن پالئوپروتروزوییک) در طول تشکیل سپر عربی در نئوپروتروزوییک-کامبرین است. مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr$ و ϵNd سنگ کل و مقادیر Th/U در زیرکن‌های این توده، مشارکت مواد پوسته‌ای و اندکی ماگمای گوشته‌ای را در ژنر این سنگ‌ها در طول باز شدگی اقیانوس پالئوتتیس نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: سن سنجی U-Pb، ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr، پی سنگ پان آفریقا، پالئوتتیس، لویکوگرانیت قالقاچی.

*نویسنده مسئول: منیژه اسدپور

E-mail: m.asadpour@urmia.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

پی سنگ اولیه ایران اغلب موضوعی جالب برای زمین‌شناسان بوده و تاکنون نظرات مختلفی در این مورد داده شده است. بخش عمده مطالعات پی سنگ ایران مربوط به ایران مرکزی است. زمین‌شناسانی چون اسماعیلی و همکاران (۱۳۷۷)، Ramezani and Tucker (2003)، Jamshidi Badr et al. (2013)، Ustaomer et al. (2011)، Hassanzadeh et al. (2008) و Shafaii Moghadam et al. (2015b) از جمله کسانی هستند که طی سال‌های اخیر و به کمک تکنولوژی‌های نوین در این زمینه فعالیت داشته و نتایج ارزشمندی به دست آورده‌اند. در بخش باختری دریاچه ارومیه با وجود پیشرفت‌های جدید علم زمین‌شناسی مطالعات چندانی تا سال‌های اخیر صورت نگرفته است. اخیراً سن سنجی‌هایی توسط اسدپور و همکاران (۱۳۹۲ب)، Asadpour et al. (2014) و Shafaii Moghadam et al. (2015b) در توده‌های سنگی باختر دریاچه ارومیه روی سنگ‌های آذرین اسیدی و مافیک صورت گرفته است. مطالعه پی سنگ و سنگ‌های قدیمی این قسمت از ایران می‌تواند اطلاعات با ارزشی در ارتباط با سنگ‌های قدیمی و پی سنگ منطقه ارائه دهد و ارتباط آن را با سایر بخش‌های ایران نمایان سازد.

در شمال باختر ایران و باختر دریاچه ارومیه توده نفوذی فلسیک کوچکی به شکل استوک و به رنگ سفید برونزد دارد که در این مقاله بر اساس مطالعات آزمایشگاهی لویکوگرانیت قالقاچی نام‌گذاری شده است. این توده بخشی از مجموعه آذرینی را تشکیل می‌دهد که بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران در شمالی‌ترین بخش زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). تاکنون هیچ مطالعه سن سنجی و ایزوتوپی روی سنگ‌های لویکوگرانیتی قالقاچی که خدابنده و امینی‌فضل (۱۳۷۲) در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه آن را گنایس نامیده‌اند؛ انجام نشده است.

سنگ‌هایی با سن پرکامبرین-کامبرین تاکنون بر اساس مشاهدات صحرایی و یا سن سنجی شده در مناطق مختلفی از ایران گزارش شده‌اند که اکثراً آن را به عنوان پی سنگ معرفی کرده‌اند، از جمله می‌توان به مناطقی مانند ارومیه (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲الف و ب؛ Shafaii Moghadam et al., 2015b)، آمل (Aalavi-Naini et al., 1982; Hsanzadeh et al., 2008) و ...

Hassanzadeh et al., 2008؛ زنجان (Jamshidi Badr et al., 2010, 2013؛ Shafaii Moghadam et al., 2015b؛ Shafaii Moghadam, 2016)، خوی (Azizi et al., 2011)، مهاباد (Eftekhazeh, 2004)، گلیایگان (Moritz et al., 2006؛ Thiele et al., 1968)، کاشمر (Rossetti et al., 2015)، تکنار (Hassanzadeh et al., 2008)، پشت بادام (Haghipour, 1981؛ Shafaii Moghadam et al. 2015a) و باغری (Bagheri et al., 2008) اشاره کرد که در نتیجه فاز کوهزایی پان آفریقا (Mazhari et al., 2010؛ Alirezaei and Hassanzadeh, 2012) و باز و بسته شدن پالئوتتیس (Stampfli and Kozur, 2008) حادث شده‌اند. به علت اهمیت مطالعه سنگ‌های قدیمی در این قسمت از ایران، تعیین سن این توده می‌تواند اهمیت زیادی در مشخص شدن پی سنگ، زمان تشکیل، جایگیری و ارتباط آنها با رخسادهای زمین‌شناسی ایران، موقعیت ژئودینامیکی، خاستگاه و در نهایت ارتباط آنها با یکدیگر در بخش شمالی زون سنندج-سیرجان داشته باشد. در این تحقیق یک مطالعه هدفمند با استفاده از سن سنجی U-Pb به روش Laser-Ablation روی زیرکن‌ها و ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل توده لویکوگرانیت قالقاچی انجام شده است تا سن دقیق، پروژنر، پی سنگ و پیامدهای زمین‌ساخت آن بررسی شود.

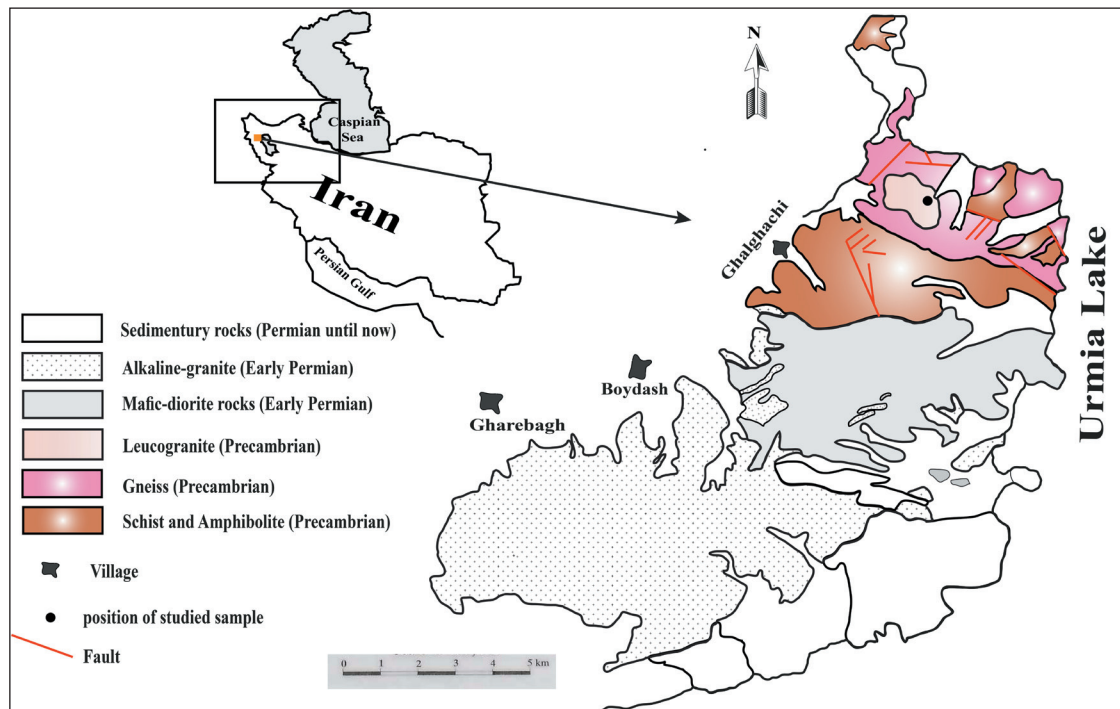
۲- موقعیت زمین‌شناسی

توده نفوذی لویکوگرانیت قالقاچی در شمال باختر ایران و در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال خاور ارومیه قرار گرفته است. وسعت این مجموعه تقریباً ۲ کیلومتر مربع در گستره‌ای میان $27' 10''$ تا $45' 30''$ و $38' 07''$ تا $44' 07''$ عرض شمالی قرار گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲-الف، ب). این مجموعه در واقع بخشی از زمین‌ساخت ایران مرکزی را در انتهایی‌ترین بخش شمال باختری زون ساختاری سنندج-سیرجان (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲) تشکیل می‌دهد. بیشتر محققین توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان را مرتبط با فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران می‌دانند؛ که در موزووییک شروع شده و در سنوزوییک

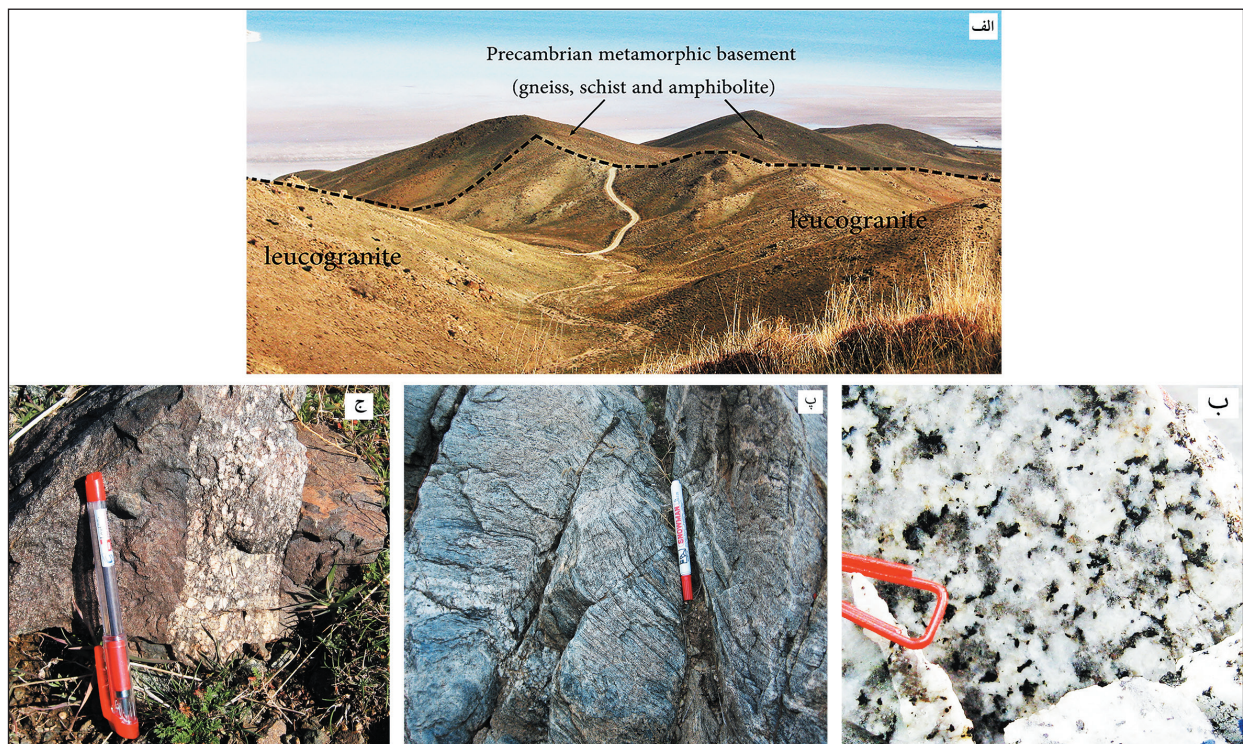
آذرین دیده می‌شود. رسوبات تریاس میانی و بالایی به صورت آهک و دولومیت‌های معادل سازند الیکا و سازند ناینند در جنوب باختر لویکوگرانیت قالقاچی رخمون دارند. رخمون‌های مربوط به ژوراسیک متشکل از شیل و ماسه‌سنگ‌ها به صورت برونزد کوچک در جنوب باختر منطقه، روی سازندهای پرمین قرار گرفته است. نهشته‌های پرمین تا عهد حاضر در بخش جنوبی و جنوب باختری توده لویکوگرانیت رخمون دارند که اغلب با شیب ملایم روی واحدهای قدیمی‌تر قرار دارند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲).

با تصادم صفحات ایران و عربی ادامه داشته است (Ahmadi Khalaj et al., 2007; Mazhari et al., 2009).

از نظر زمانی در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر رخمون دارند. قدیمی‌ترین برونزدها منسوب به پرکامبرین و متشکل از آمفیبولیت، گنایس و شیت هستند (شکل‌های ۲-پ، ج) که توسط رسوبات جوان‌تر از پرکامبرین تا عهد حاضر پوشیده یا احاطه شده‌اند (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲). پرمین بالایی با کنگلومرای قاعده‌ای و ماسه‌سنگ و به صورت ناپیوسته و یا با همبری گسلی مستقیماً روی سنگ‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از محدوده اطراف روستای قالقاچی، واقع در باختر دریاچه ارومیه (برگرفته از خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲).



شکل ۲- الف) رخمون لویکوگرانیت در صحرا (دید به سمت شمال خاور)؛ ب) نمونه دستی لویکوگرانیت باختر دریاچه ارومیه؛ پ) آمفیبولیت؛ ج) شیت و گنایس‌های پی‌سنگ منسوب به پرکامبرین که لویکوگرانیت در آنها نفوذ کرده است.

به روش Ablation Laser روی دانه‌های زیرکن انتخاب شده بر اساس روش به کار برده شده توسط Gerdes and Zeh (2006 and 2009) در دانشگاه گوتته فرانکفورت انجام شد. برای بررسی ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sm-Nd، Rb-Sr، ۱۰ گرم از پودر سنگ جدا و در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه LMU کشور آلمان تجزیه شد. برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Sm و Nd از روش اندازه‌گیری Spectromat-upgraded MAT 261 استفاده شد. مقدار پودر لازم برای آزمایش با توجه به مقادیر $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ مشخص، سپس در محلول HF-HClO_4 حل و در نهایت در ظروف PFA به مدت ۳ روز در دمای حدود ۹۰ درجه سانتی‌گراد نگهداری شد. Sm و Nd با استفاده از روش کروماتوگرافی (Hegnner et al., 1995; 2010) از هم جدا شدند. سپس $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ و نسبت‌های ایزوتوپی Sm با $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0.56081$ استفاده از four collector static mode measurements اندازه‌گیری و نتیجه با نمونه SRM-987 اصلاح شد.

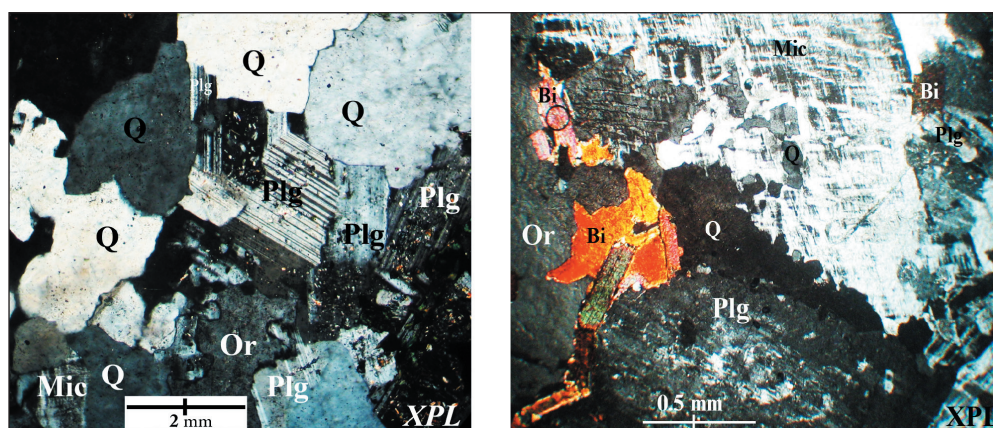
۴- سنگ‌نگاری

لویکوگرنایت قالدچی در نمونه دستی، گرانیتی روشن تا مایل به خاکستری، متوسط تا درشت‌دانه و بدون هوازدگی است (شکل ۲-ب). بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که این سنگ کانی‌شناسی ساده‌ای شامل کانی‌های اصلی کوارتز (۲۵ تا ۲۸ درصد)، فلدسپار آلکالن (۳۵ تا ۴۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد) همراه با اندکی کانی‌های فرعی بیوتیت، زیرکن و اکسیدهای آهن (حدود ۲٪) دارد. کوارتز به‌صورت دانه‌های ریز تا درشت بی‌شکل و با خاموشی مستقیم تا موجی در زیر میکروسکوپ دیده می‌شود. گاهی برخی دانه‌های کوچک هم‌اندازه کوارتز در مقطع میکروسکوپی دیده می‌شود که ظاهراً اندکی تبلور دوباره داشته و در بین دانه‌های بزرگ‌تر و یا درون آنها به‌صورت انکلوزیون قرار گرفته‌اند. مقدار آلکالی فلدسپار بیشتر از پلاژیوکلاز است. آلکالی فلدسپارها از نوع میکروکلین (۲۵ درصد) و ارتوکلازهای پرتیتی (۱۵ درصد) هستند. کانی‌های ارتوکلاز معمولاً به‌صورت کانی‌های درشت و اکثراً به‌صورت بافت پرتیتی هستند. پلاژیوکلازها به‌صورت دانه‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه‌های کوچک و با ماکل تکراری اکثراً ضعیف و گاهی بدون ماکل در مقطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها معمولاً شکل‌دار هستند؛ چندرنگی از بی‌رنگ تا قهوه‌ای نشان می‌دهند و معمولاً دانه‌ریز تا متوسط با رخ‌های کاملاً موازی و قابل تشخیص هستند. به غیر از اندکی تبلور مجدد، هیچ‌گونه آثار دگرگونی و دگرشکلی در این گرانیت دیده نمی‌شود (شکل ۳).

بخش عمده منطقه مورد مطالعه (شکل ۱) و پیرامون را توده‌های نفوذی تحت عنوان کمپلکس قره‌باغ تشکیل می‌دهند که شامل سنگ‌های مافیک تا اسیدی هستند. این مجموعه آذرین به‌همراه لویکوگرنایت قالدچی در سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف). سنگ‌های مافیک تا متوسط در منطقه رخنمون قابل توجهی دارند. این سنگ‌ها با توجه به نسبت‌های متفاوت فازهای کانیایی اصلی (الیون، ارتوپیرکسن، کلینوپیرکسن و پلاژیوکلاز) شامل انواع گابرو، دیوریت و گابرونوریت (در بخش شمال نفوذی لویکوگرنایت که در شکل ۱ دیده نمی‌شود) هستند. پرونده‌های کوچک و آپوفیزمانندی از بخش‌های گرانیتی در بین سنگ‌های مافیک تا متوسط دیده می‌شود که عمدتاً آلکالی گرانیت هستند. سن سنگ‌های مافیک تا متوسط به‌همراه آپوفیزهای اسیدی درون آنها به روش U-Pb دانه‌های زیرکن، پرمین پیشین (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲-ب و Asadpour et al., 2014) تعیین شده است. گرانیت قوشچی، واقع در باختر لویکوگرنایت بزرگ‌ترین توده نفوذی منطقه است که ماهیت آلکالی گرانیت دارد و سن آن اواخر کرتاسه (خداپنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲)، پرمین پیشین (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲-ب و Asadpour et al., 2014) و کربنیفر (Shafaii Moghadam et al., 2015b) تعیین شده است. در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه تسوج، سن لویکوگرنایت با توجه به شواهد صحرایی پرکامبرین فرض شده و آن را گرانیت گنایس نام‌نهادند (خداپنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲).

۳- نمونه برداری و روش‌های آزمایشگاهی

برای رسیدن به اهداف مورد نظر در این تحقیق، پس از بررسی‌های میدانی، نمونه‌های مورد نظر جمع‌آوری و مقاطع نازک تهیه و مطالعه شد. ۵۰ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های منطقه جمع‌آوری شد که در اینجا فقط به بررسی نتایج آزمایشات مربوط به لویکوگرنایت پرداخته شده است. نمونه‌های انتخاب شده از منطقه جهت آنالیز و تعیین سن به دانشگاه LMU، کشور آلمان ارسال شدند. برای جدا کردن زیرکن‌ها بعد از خردایش و پودر کردن نمونه‌ها، پودرهای با سایز بین ۶۳ تا ۵۰۰ به‌صورت جداگانه با روش Gold pan شستشو داده و با استفاده از دستگاه Franz magnetic separator ابتدا مگنتیت‌ها و بعد با افزایش درجه مغناطیس، پیروکسن و هورنبلندها جدا شدند. در مرحله بعدی از سیالات سنگین (Heavy liquids) برای جدایش زیرکن‌ها استفاده شد. در نهایت با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، زیرکن‌ها به‌صورت دستی جدا و مناسب‌ترین دانه‌های زیرکن برای مطالعه و آنالیز انتخاب شدند. دانه‌های زیرکن به روش کاتدولومینسانس (CL) مطالعه و عکس‌برداری شدند و در نهایت سن‌سنجی



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از لویکوگرنایت باختر دریاچه ارومیه. علائم اختصاری: Q: Quartz؛ Plg: Plagioclase؛ Bi: biotite؛ Or: orthoclase؛ Mic: Microcline

Mic: Microcline؛ Or: orthoclase

۵- مطالعات ایزوتوپی

۵-۱. سن سنجی U-Pb

ده‌ها زیرکن به دست آمده، دانه‌های زیرکن بدون ادخال، شکل دار و سالم انتخاب شد. در کل ۲۶ نقطه از دانه‌های زیرکن (هسته و حاشیه) در لویکوگرانیت انتخاب و آنالیز شد (جدول ۱).

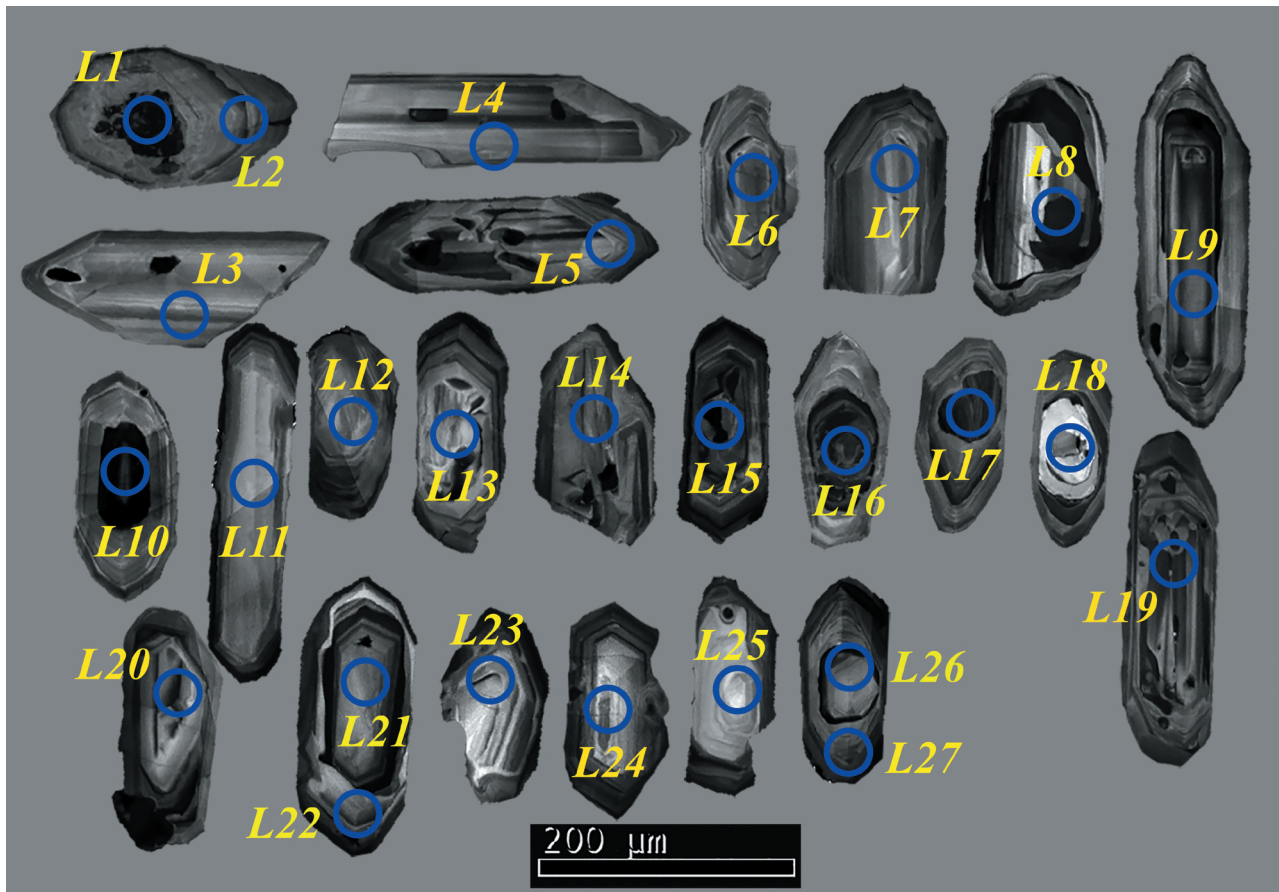
با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه مناسب لویکوگرانیت جهت سن‌سنجی U-Pb به روش Laser-Ablation انتخاب شد. در این نمونه از بین

جدول ۱- نتایج سن‌سنجی LA-ICP-MS به روش U-Pb دانه‌های زیرکن لویکوگرانیت قالفاجی.

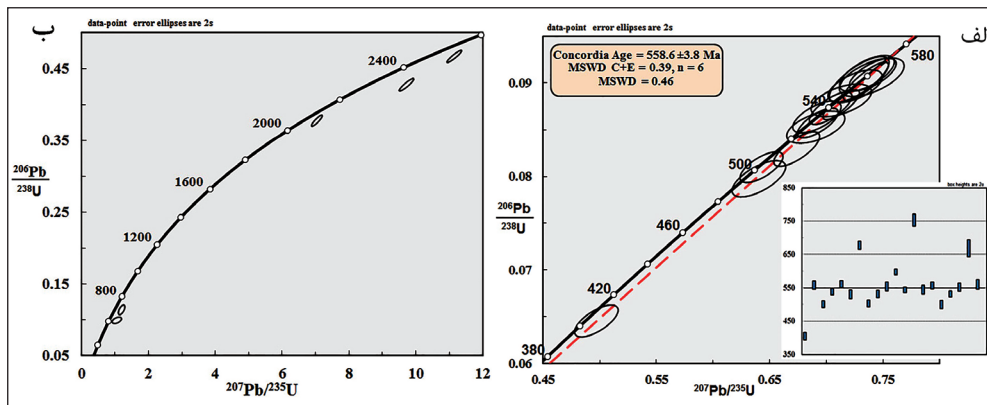
grain	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^d	±2s	²⁰⁷ Pb ^d	±2s	²⁰⁷ Pb ^d	±2s	rho ^e	²⁰⁶ Pb	±2s	²⁰⁷ Pb	±2s	²⁰⁷ Pb	±2s
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	(%)	²³⁸ U	(%)	²³⁵ U	(%)	²⁰⁶ Pb	(%)		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)
L1	29458	1062	82	0.03	0.64	0.08293	1.8	0.6737	2.5	0.05892	1.7	0.74	514	9	523	10	564	36
L2	10943	600	36	0.03	.b.d	0.06454	2.2	0.497	3.2	0.05585	2.3	0.68	403	8	410	11	446	51
L3	6472	212	21	0.76	0.17	0.09102	1.7	0.7357	2.7	0.05862	2	0.65	562	9	560	12	553	45
L4	7820	312	27	0.6	0.02	0.08101	1.7	0.6427	2.4	0.05754	1.8	0.69	502	8	504	10	512	39
L5	8232	282	24	0.18	0.05	0.08732	1.6	0.7036	2.2	0.05845	1.5	0.74	540	8	541	9	547	32
L6	12229	420	42	0.77	0.28	0.09092	1.5	0.7408	2.3	0.05909	1.7	0.68	561	8	563	10	571	36
L7	5142	173	16	0.62	0.18	0.08529	1.6	0.6906	3	0.05872	2.6	0.54	528	8	533	13	557	56
L8	149297	378	184	0.14	.b.d	0.4668	1.5	11.15	1.6	0.1732	0.6	0.93	2470	31	2536	15	2589	10
L9	22267	791	98	2.26	0.01	0.1107	1.9	0.9487	2.4	0.06215	1.5	0.79	677	12	677	12	679	31
L11	5762	192	16	0.39	0.14	0.0804	1.6	0.6452	2.5	0.0582	2	0.62	499	8	506	10	537	44
L12	66802	288	121	0.73	0.22	0.3774	1.7	7.038	1.9	0.1352	0.9	0.89	2064	30	2116	17	2167	15
L13	6446	221	19	0.28	0.07	0.08637	1.6	0.6915	2.5	0.05807	1.9	0.64	534	8	534	11	532	43
L14	6258	225	20	0.21	0.01	0.09039	2.2	0.7288	3	0.05848	2	0.75	558	12	556	13	548	43
L15	76948	2293	237	0.57	0.1	0.09725	1.5	0.803	1.8	0.05989	0.9	0.86	598	9	599	8	599	20
L16	52820	683	110	0.11	.b.d	0.1677	1.6	1.934	1.7	0.08367	0.7	0.9	999	15	1093	12	1285	15
L17	96754	1732	288	0.53	0.22	0.1586	1.8	1.537	2.2	0.07026	1.2	0.83	949	16	945	13	936	25
L18	66823	175	83	0.55	.b.d	0.4273	1.7	9.72	1.8	0.165	0.7	0.91	2294	33	2409	17	2507	13
L19	21086	840	81	0.73	0.1	0.08768	1.5	0.713	1.8	0.05898	1.1	0.8	542	8	546	8	566	24
L20	10515	248	31	0.58	2.49	0.1149	1.6	1.096	3.3	0.06918	2.9	0.49	701	11	751	18	904	60
L21	5808	198	17	0.33	0.19	0.08815	1.6	0.713	3.1	0.05866	2.6	0.53	545	8	547	13	555	57
L22	25112	800	77	0.67	0.02	0.09019	1.9	0.7348	2.2	0.05909	1.2	0.84	557	10	559	10	570	26
L23	4914	164	14	0.57	0.03	0.07977	2	0.6404	3	0.05822	2.3	0.66	495	9	503	12	538	50
L24	6384	230	21	0.62	0.01	0.08574	1.5	0.6923	2.1	0.05856	1.5	0.71	530	8	534	9	551	32
L25	4364	149	14	0.51	0.07	0.08965	1.6	0.7253	2.7	0.05868	2.2	0.59	553	8	554	12	555	48
L26	2749	65	8	0.86	.b.d	0.1006	2	0.9301	5.1	0.06705	4.7	0.39	618	12	668	25	839	98
L27	18278	439	40	0.14	2.08	0.09062	1.9	0.7399	3.2	0.05922	2.6	0.59	559	10	562	14	575	55

– سن‌سنجی زیرکن‌ها: در مجموع ۲۶ نقطه روی ۲۴ دانه زیرکن از نمونه لویکوگرانیت آنالیز شده‌اند. بیشتر نقاط سن حدود ۵۰۰ تا ۵۸۰ میلیون سال برای ²⁰⁷Pb/²³⁸U نشان می‌دهند. بر اساس شکل ۵-الف، از مجموع دانه‌ها، ۲۱ نقطه سن متوسط $558 \pm 3/8 \text{ Ma}$ را به روش ²⁰⁶Pb/²³⁸U دارند (MSWD = 0.39, n = 6). تعدادی از نقاط محدوده سنی بین ۷۰۰ Ma تا ۲۵۰۰ را نشان می‌دهند (شکل ۵-ب) که بیانگر حضور زیرکن‌های قدیمی و به ارث برده شده غیر ماگمایی هستند که احتمالاً از بقایای رسوبات قدیمی باشند، که این رسوبات در تشکیل ماگمای جدید در ۵۵۸ Ma قبل به‌عنوان سنگ مادر نقش داشته‌اند. همه نقاط دارای Pb = ۸-۲۸۸ ppm و U = ۶۵-۲۲۹۳ با نسبت‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.11 - 0.26$ هستند؛ به‌غیر از دو نقطه از یک دانه زیرکن (L1 و L2) که هسته آن دارای سن $523 \pm 10 \text{ Ma}$ بوده؛ ولی حاشیه آن دارای سن $558 \pm 11 \text{ Ma}$ است (شکل ۴ و جدول ۱). این نمونه (Pb=82 and 36 ppm; U=1062 and 600 ppm) دارای نسبت Th/U=0.03 هست. در نمونه اخیر مقادیر فوق شاید بیانگر حضور کانی‌های غنی از Th مانند مونازیت، تیتانیت یا آلانیت همراه با تبلور زیرکن باشد (Rubatto and Gebauer, 2000). نتایج فوق بیانگر ماگمایی بودن اکثر دانه‌های زیرکن لویکوگرانیت است که تصاویر کاتدولومینسانس نیز آن را به خوبی نشان می‌دهد.

– ریخت‌شناسی دانه‌های زیرکن: طبق شکل ۴، دانه‌های زیرکن لویکوگرانیت شکل دار هستند و به اشکال منشوری کوتاه تا بلند دیده می‌شوند. منطقه بندی واضح و ماگمایی قابل مشاهده دارند و اندازه‌های متنوعی بین ۵۰ تا ۳۵۰ میکرون نشان می‌دهند. برخی دانه‌های زیرکن دارای یک هسته مرکزی بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار و بدون زون بندی هستند. بررسی ریخت‌شناسی این هسته‌ها حاکی از بیگانه بودن و دگرگونی آنها و سن‌سنجی این قسمت‌ها نیز بیانگر قدیمی تر بودن آنهاست که به‌عنوان هسته اولیه برای رشد ماگمایی در مرحله بعدی عمل کرده‌اند. بخش‌های بیرونی و جوان تر این دانه‌ها، شکل دار و دارای منطقه بندی منظم هستند؛ که دلالت بر ماگمایی بودن آنها دارد (e.g., Scoates and Chamberlain, 1995; Corfu et al., 2003; Hanchar and Miller, 1993). سن‌ها از هسته به طرف حاشیه به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. می‌توان حدس زد که هسته‌های خیلی قدیمی، بخش‌های باقیمانده از سنگ‌های مادری باشند که در اثر ذوب آنها لویکوگرانیت تشکیل شده است و در نتیجه آن، زیرکن‌های ماگمایی جوان تر شکل گرفته‌اند. ریخت‌شناسی خارجی و بافت داخلی دانه‌های برخی زیرکن‌ها نشان می‌دهد که زیرکن‌های آذرین در نتیجه تبلور مجدد در اطراف زیرکن‌های قدیمی با رشد ثانویه جان‌نشین شده‌اند.



شکل ۴- تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن های سنسنجی شده نمونه لویکوگرانیت، دایره های آبی محل سنسنجی به روش U-Pb را نشان می دهند.

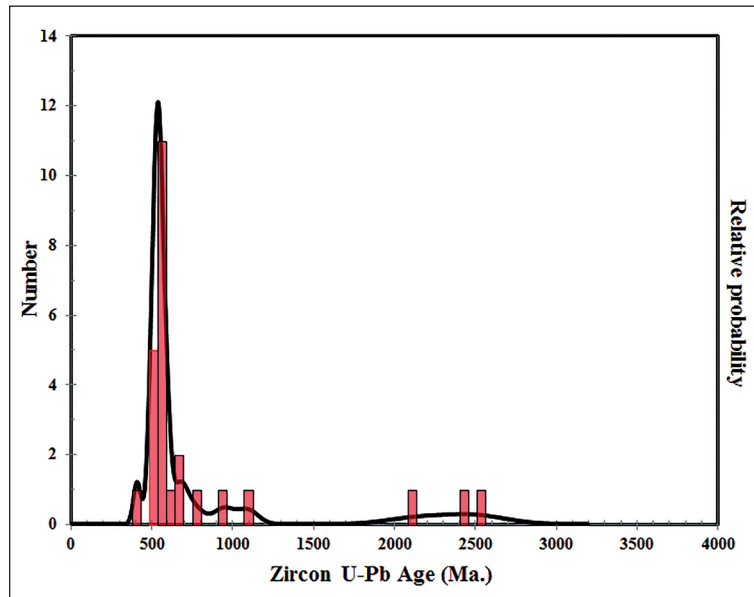


شکل ۵- الف) نمودار Concordia، U-Pb و هیستوگرام با میانگین وزنی داده های سنسنجی زیرکن های ماگمای؛ ب) نمودار concordia U-Pb هسته های قدیمی در لویکوگرانیت باختر دریاچه ارومیه.

۵-۱. مطالعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd

از ایزوتوپ های Rb-Sr و Sm-Nd کل سنگ برای تعیین منشأ لویکوگرانیت قالداجی استفاده کرده ایم. در جدول ۲ و ۳ به ترتیب مقادیر Sm-Nd و Rb-Sr نمونه لویکوگرانیت قالداجی آورده شده اند. طبق جدول ۲، مقدار ϵ_{Nd} کل سنگ نمونه لویکوگرانیت ۴/۳- و TDM آن ۱/۶۱ Ga است. همانگونه که در جدول ۳ دیده می شود، طیف ترکیبی نسبت ایزوتوپی استرانسیم ($^{87}Sr/^{86}Sr$) نمونه لویکوگرانیت قالداجی ۰/۷۶۸۰۳۳ است، که مقدار خیلی بالایی است.

همانطوری که در شکل ۶ دیده می شود، سن زیرکن های لویکوگرانیت قالداجی در دو محدوده مشخص پیک نشان می دهند. یک محدوده مربوط به سن های قدیمی است که ۱۹ درصد داده ها را تشکیل می دهد و محدوده سنی بین ۹۰۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال دارد. پیک سنی این نقاط ۲۴۰۹، ۱۰۹۳ و ۹۴۵ است. این توزیع به وضوح بیانگر زمان پالئوپروتروزویک تا مزوپروتروزویک در منطقه است. محدوده جوان تر در شکل ۶ که ۸۱ درصد داده ها را شامل می شود؛ سن متوسط حدود ۵۵۸ میلیون سال دارد که از محدوده سنی ۴۱۰ تا ۷۵۱ میلیون سال گسترده شده است. سن های جوان در محدود نئوپروتروزویک تا کامبرین قرار دارند.



شکل ۶- هیستوگرام و منحنی احتمالی مربوطه، در زیر کن‌های سن‌سنجی شده لویکوگرانیت باختر دریاچه ارومیه.

جدول ۲- نتایج داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd سنگ کل، نمونه لویکوگرانیت قالقاچی.

Rock type	Age [Ma]	Sm [$\mu\text{g/g}$]	Nd [$\mu\text{g/g}$]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (m)	$e_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM}^*
Leuco-granite	3.8 ± 558.6	7.73	35.22	0.1327	7 ± 0.512181	-4.3	1.61

جدول ۳- نتایج داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr سنگ کل، نمونه لویکوگرانیت قالقاچی.

Rock type	Weight (gr)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2Sigma (%)	2Sigma (abs)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2Sigma (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2Sigma (%)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2Sigma (%)	$^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	2Sigma (%)	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	2Sigma (%)
Leuco-granite	0.0518	0.768033	0.0056	0.000043	39.28541	0.20040	15.76678	0.15050	19.40104	0.10068	2.49167	0.05002	1.23049	0.05004

به اینکه لویکوگرانیت پرکامبرین (558 Ma) باختر دریاچه ارومیه، در داخل پی‌سنگ دگرگونی شامل آمفیبولیت، شیسست و گنایس نفوذ کرده است؛ می‌توان سن سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ منطقه را قدیمی‌تر از سن لویکوگرانیت قالقاچی فرض کرد. بر پایه هسته‌های قدیمی موجود در داخل زیرکن‌های لویکوگرانیت (تا 2500 Ma)، می‌توان پی‌سنگی مشابه پی‌سنگ پان‌آفریقا در ایران مرکزی را برای این قسمت از زون سنندج-سیرجان در نظر گرفت. گرانیت‌های پان‌آفریقا در پی‌سنگ دگرگونی ایران مرکزی گسترش بیشتری دارند (Ramezani and Tucker, 2003).

۴- سنگ‌زایی

طبق جدول ۳، مقدار ϵ_{Nd} کل سنگ نمونه لویکوگرانیت $-4/3$ و TDM آن $1/61 \text{ Ga}$ بوده که گویای دخالت بالای مواد پوسته‌ای با متوسط زمان اقامت پوسته قدیمی است. حضور مواد پوسته قدیمی توسط زیرکن‌های به ارث برده شده موجود در نمونه لویکوگرانیت نیز قابل استنباط است. چنانچه سنگی دارای مقادیر بالای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ باشد ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$)؛ نشان‌دهنده مشتق شدن از یک منبع گوشته‌ای MORB است و اگر مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ کم باشد ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$)؛ نشان‌دهنده ذوب‌شدگی از یک پوسته قاره‌ای است. مقادیر متوسط نزدیک به صفر نشان از اختلاط مواد مشتق شده از پوسته و گوشته در طول تشکیل دارد

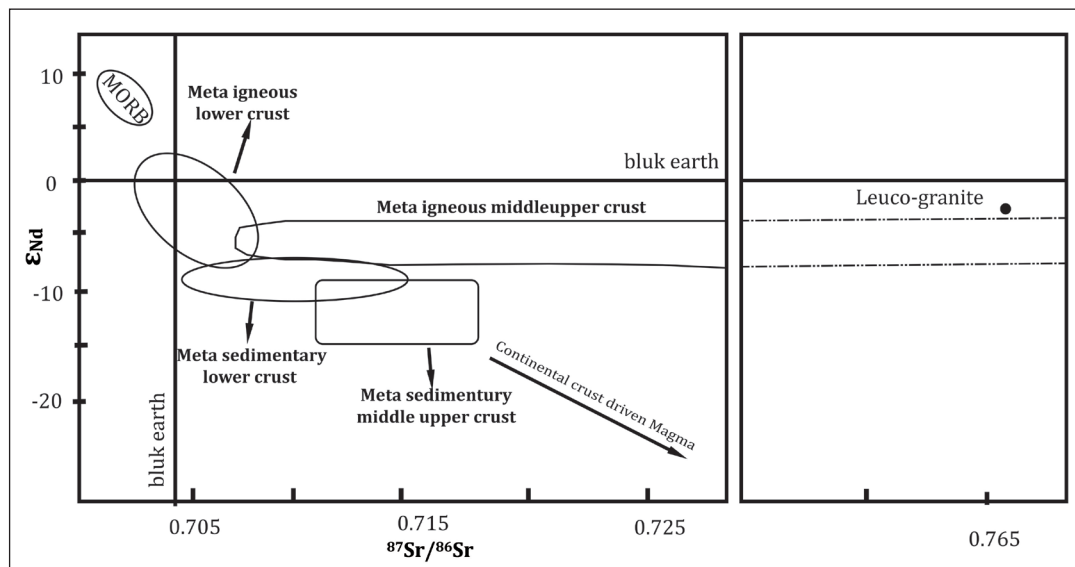
۶- فعالیت ماگمایی پرکامبرین

داده‌های جدید ژئوشیمی و سن‌سنجی از منطقه باختر دریاچه ارومیه، منشأ و تکامل زمین‌ساختی شمال باختر زون سنندج-سیرجان را به خوبی بیان می‌کند. این داده‌ها نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی در شمال باختر زون سنندج-سیرجان از پرکامبرین شروع شده؛ در کریستالین و پرمین ادامه یافته (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲؛ Asadpour et al., 2014; Shafaii Moghadam, 2015b) و تا ائوسن پیش رفته است (Bea et al., 2011; Mazhari et al., 2009). سن‌سنجی انجام شده در این تحقیق، روی توده لویکوگرانیت باختر دریاچه ارومیه، سن $558/6 \pm 3/8 \text{ Ma}$ را نشان می‌دهد. علاوه بر این قدیمی‌ترین سن به دست آمده از زیرکن‌های به ارث برده شده از گابروهای توده مافیک-الترامافیک غازان (در ۳۷ کیلومتری شمال‌باختر منطقه)، 541 Ma (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲ الف) و تقریباً همسن با لویکوگرانیت قالقاچی است. (Shafaii Moghadam (2015b) گرانیت گنایس‌های مجموعه قوشچی را به روش U-Pb، $571/4 \pm 4/5 \text{ Ma}$ تعیین سن کرده و آن را به عنوان پی‌سنگ منطقه مشابه با پوسته کادومین (Cadomian) ایران دانسته است. علاوه بر این، Crawford (1977) و حقی‌پور و آقائاتی (۱۳۶۷) به روش Rb-Sr برای متاریولیت‌های سازند کهر و کمپلکس سیلوانا در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر منطقه، به ترتیب سن‌های 663 Ma و $1/56 \text{ Ga}$ را به دست آورده‌اند. این سن‌ها، فعالیت ماگمایی پرکامبرین را در انتهایی‌ترین بخش زون سنندج-سیرجان نشان می‌دهد. علاوه بر این، با توجه

پایین تری از Nd و نسبت ایزوتوپی بالاتری از Sr است؛ این مقادیر در ماگمای مشتق شده از گوشته رابطه برعکس نشان می‌دهد (Best and Christiansen, 2001). Rollinson, 1993). لویکو گرانیت قالدیجی به احتمال زیاد از منابع غنی از Sr و تهی از Sm مشتق شده است و یا می‌تواند بر اثر آرایش ماگمای مشتق شده از مواد بر جای مانده از سنگ‌های آذرین و دگرگونی پوسته قاره‌ای تشکیل شده و فرآورده نهایی تفریق ژئوشیمیایی گوشته باشد که گویای آلودگی پوسته‌ای و آرایش ماگمای اولیه این سنگ است. سنگ‌هایی که در این قسمت قرار می‌گیرند؛ غنی از Sm هستند (Faure, 1986).

(DePaolo, 1981; Pimentel and Gloria Silva, 2003; Schoene et al., 2009; Konieczna et al., 2015). لذا می‌توان گفت که با توجه به مقدار ϵNd و T_{DM} ماگمای اولیه، لویکو گرانیت قالدیجی از ذوب مواد پوسته‌ای احتمالاً رسوبات متعلق به پالئوپروتروزیویک در زمان نئوپروتروزیویک و اوایل کامبرین تشکیل شده و دخالت مواد گوشته‌ای در آن کم بوده است.

در نمودار همبستگی ایزوتوپی Nd و Sr (شکل ۷) نمونه لویکو گرانیت در نزدیکی محدوده ترکیب پوسته بالایی قرار می‌گیرد. پوسته قاره‌ای دارای نسبت ایزوتوپی



شکل ۷- مقایسه میزان $^{87}Sr/^{86}Sr$ و ϵNd نمونه لویکو گرانیت منطقه باختر دریاچه ارومیه (Rollinson, 1993).

محدوده سنی پالئوپروتروزیویک تا اوایل پالئوزویویک) بوده که گویای یک ترکیب پیچیده برای منشأ ماگمایی این سنگ است.

۸- زمین‌ساخت و ژئودینامیک منطقه

اکثر محققین ایران را بعنوان بخشی از قاره گندوانا در نظر گرفته و معتقد هستند که پی‌سنگی مشابه پی‌سنگ گرانیتی سپر عربی داشته و در مدت کوتاهی پس از کوهزایی پان‌آفریقایی (در ۶۰۰ تا ۹۰۰ میلیون سال قبل) تشکیل شده است (Stocklin, 1968; Becker et al., 1973; Hasanzadeh et al., 2008). همچنین برخی از محققین ایران را عمدتاً متشکل از قطعات قاره‌ای دانسته‌اند که در اثر شکافته شدن (rifting) و بازشدگی اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس از گندوانا جدا و سپس در اثر بسته شدن پالئوتتیس و نئوتتیس، دوباره به هم متصل شده است (Berberian and King, 1981). Hasanzadeh et al., 2008). (Hasanzadeh et al., 2008). نئوپروتروزیویک پایانی تا کامبرین آغازی گرانیتوئیدها و گرانیت‌های گنایسی در همه زون‌های ساختاری قاره‌ای شمال ایران از زاگرس، زون سندج-سیرجان تا حاشیه شمالی کوه‌های البرز حضور داشته‌اند. بنابراین پی‌سنگ بلورین (کریستالین) ایران را می‌توان تقریباً به عنوان تداوم شمالی صفحه عربی در نظر گرفت. مشابه این پوسته متبلور و با این سن در صفحه اوراسیا وجود ندارد (Veevers, 2003).

توده نفوذی لویکو گرانیت باختر دریاچه ارومیه یک توده تک‌فازی در منطقه است. سن‌های به دست آمده از زیرکن‌های ماگمایی در این نمونه به روش U-Pb در حدود 558.6 ± 3.8 Ma (MSWD=0.39) است که یک فاز نفوذی گرانیتی

تفاوت در ویژگی‌های ژئوشیمیایی Sm-Nd و Sr-Nd ناشی از تفاوت مؤلفه‌های ایزوتوپی Nd و Sr در پوسته و گوشته زمین است که از این خصوصیت برای بررسی خاستگاه و منشأ سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود (Faure, 1986 and 2001). سنگ‌های پوسته‌ای نسبت‌های بالاتری از $^{87}Sr/^{86}Sr$ و نسبت‌های پایین تری از Sm/Nd دارند که در سنگ‌های گوشته‌ای این مؤلفه‌ها برعکس است. در جدول ۳ مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ لویکو گرانیت خیلی بالاست (۰/۷۶۸۰۳۳)؛ که نشان می‌دهد این نمونه‌ها از ذوب سنگ‌های پوسته پالئوپروتروزیویک (احتمالاً دگرگونی) منشأ گرفته‌اند. مقدار ϵNd و T_{DM} لویکو گرانیت به ترتیب -4.3 و 1.61 Ga است. هر چه مقدار ϵNd منفی‌تر باشد؛ دخالت پوسته‌ای قدیمی بیشتر و دخالت گوشته‌ای کمتر است. این داده‌ها بیانگر این است که ماگمای اولیه لویکو گرانیت از پوسته قدیمی پالئوپروتروزیویک در زمان نئوپروتروزیویک تا کامبرین مشتق شده‌اند.

مقادیر Th/U زیرکن معمولاً مشخصه‌ای برای تشخیص منشأ زیرکن هاست. در حالت کلی مقدار $Th/U > 0.2-0.4$ به عنوان زیرکن ماگمایی در نظر گرفته می‌شود؛ در حالی که نسبت $Th/U < 0.1$ به منشأ دگرگونی نسبت داده می‌شود (Williams and Claesson, 1987; Rubatto and Gebauer, 2000; Rubatto, 2002; Yajami et al., 2015). طبق جدول ۱ اکثر دانه‌های زیرکن لویکو گرانیت دارای مقادیر Th/U بین ۰/۳ تا ۰/۸۶ با متوسط ۰/۴۷ هستند (به غیر از نقطه MA-71-A255 که $Th/U = 2.26$ دارد)؛ که نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای و ماگمایی است. ۸ نقطه از دانه‌های زیرکن در این نمونه، دارای $Th/U < 0.3$ هستند که دخالت همزمان پوسته و گوشته را در تشکیل آن نشان می‌دهد. با این تفاوت که در بیشتر دانه‌های این نمونه، نقش دخالت ماگماهای گوشته‌ای با پیشرفت تخریب لیتوسفر کاهش می‌یابد. به هر حال، لویکو گرانیت قالدیجی دارای محدوده سنی ۴۱۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال (یعنی

می‌توانند مشابه قطعات کادومیا (616 – 540 Ma) Cadomia) بخش‌هایی از قطعات حاشیه شمالی peri-Gondwanan باشند (e.g., Murphy et al., 2004 and 2013).

۹- نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، سن سنجی U-Pb دانه‌های زیرکن و ایزوتوپ‌های Sm-Nd و Rb-Sr توده نفوذی لویکوگرنایت قالقاچی در باختر دریاچه ارومیه، منجر به اخذ نتایج مهمی از پی‌سنگ منطقه شده است. بر اساس این نتایج مشخص شد که در نئوپروتروزوییک پایانی و کامبرین پیشین فعالیت ماگمای اسیدی در منطقه رخ داده است و احتمالاً از ذوب بخشی پوسته زیرین پالئوپروتروزوییک جوان منشأ گرفته و در داخل سنگ‌های دگرگونی با ترکیب شیست، گنایس و آمفیبولیت نفوذ کرده است. برخی دانه‌های زیرکن این توده هسته‌های قدیمی با سن‌هایی ۷۰۰ تا ۲۵۰ میلیون سال دارند؛ که نشان می‌دهد ذوب پوسته پروتروزوییک اولیه تا میانی نقش مهمی در تشکیل آن در ۵۵۸ میلیون سال پیش داشته است. این گرنایت مشابه گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوییک ایران مرکزی و زون سنندج-سیرجان است. لذا برای این قسمت از ایران نیز می‌توان پی‌سنگی متبلور مشابه پی‌سنگ ایران مرکزی و سایر بخش‌های زون سنندج-سیرجان در نظر گرفت که از ذوب سنگ‌های قدیمی تر پوسته (احتمالاً رسوبات دگرگونی شده) به سن پالئوپروتروزوییک مربوط به حاشیه شمال خاوری گندوانا نتیجه شده است.

سپاسگزاری

از دکتر Axel Gerdes از دانشگاه گوتته شهر فرانکفورت، که زحمت انجام آزمایش‌های سن سنجی به روش U-Pb را کشیده‌اند؛ از پروفیسور Stefan Hölzl، دکتر Claudia Teschner و دکتر Alexander Rocholl همگی از دانشگاه لودویگ ماکسی میلیانز شهر مونیخ، به ترتیب برای کمک‌هایشان در انجام آزمایش‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd و همینطور جدا کردن زیرکن‌ها و از استاد ارجمند آقای دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده به پاس زحمات و راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان سپاسگزاری می‌شود.

نئوپروتروزوییک را در منطقه تأیید می‌کند. هسته‌های قدیمی بیانگر منشأ اولیه مزوپروتروزوییک در پوسته زیرین است و دلیلی بر وجود هسته‌های قدیمی‌تر از پی‌سنگ حاشیه پری‌گندوانا (peri-Gondwanan) بوده که مشابه سنگ‌های پی‌سنگ غیر جوان خاور سیر عربی است (Johnson and Woldehaimanot, 2003; Hassanzadeh et al., 2008; Stern, 2008). دامنه وسیع سن هسته‌های قدیمی از حدود ۷۰۰ تا ۲۵۰۰ میلیون سال و بررسی اشکال ظاهری زیرکن‌های مربوطه (مانند زون‌بندی) نشان می‌دهد که مشارکت پی‌سنگ پرکامبرین گسترده بوده و چندین نوع سنگ منشأ رسوبی دگرگون شده مختلف می‌تواند در تشکیل کانی‌های لویکوگرنایت قالقاچی دخالت داشته باشد. سن ۵۰۳ تا ۵۹۹ بیانگر سن استقرار سنگ اولیه ماگمایی است که به عنوان سن تبلور سنگ مادر لویکوگرنایت تفسیر می‌شود. سنگ‌های دگرگونی دربرگیرنده لویکوگرنایت یعنی آمفیبولیت، شیست و گنایس بایستی قدیمی‌تر باشند؛ چون شواهد صحرایی بیانگر این است که لویکوگرنایت به داخل آنها نفوذ کرده است. از طرف دیگر حضور پوسته قدیمی به سن Ga ۰/۹ تا ۲/۵ بیان‌کننده این مطلب است که لویکوگرنایت قالقاچی منشأ ماگمایی اولیه ندارد؛ بلکه تحت تأثیر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پالئوپروتروزوییک پایانی قرار گرفته است و همانند ایران مرکزی، ذوب پرتولیت اولیه (با سن ۷۰۰ تا ۲۵۰ میلیون سال) نقش مهمی در منشأ ماگمایی توده نفوذی لویکوگرنایت قالقاچی دارد. بنابراین، بر پایه سن‌های جدید سنگ‌های نئوپروتروزوییک و زمین‌ساخت منطقه‌ای، این بخش از پهنه سنندج-سیرجان از نظر منشأ، بخشی از امتداد شمالی peri-Gondwanan است. به طوری که به دنبال فعالیت نفوذی نئوپروتروزوییک تا اوایل کامبرین، بلوک‌های گندوانایی ایران از سیر عربی توسط باز و بسته شدن‌های متوالی اقیانوس‌های پالئوتتیس و نتوتتیس جدا شده و به اوراسیا پیوسته‌اند (Hasanzadeh et al., 2008). نتایج این تحقیق و مطالعات اخیر در زون سنندج-سیرجان نشان می‌دهد که قطعات گرانیتوئیدی مانند گرنایت گنایس‌ها و لویکوگرنایت‌ها به سن نئوپروتروزوییک-اوایل کامبرین وجود دارند. این قطعات

کتابنگاری

- اسدپور، م.، پورمعافی، س. م.، و هویس، ث.، ۱۳۹۲ الف- ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و تعیین سن توده مافییک- الترامافییک غازان، شمال باختر ایران، مجله سنگ‌شناسی، سال چهارم، شماره ۱۴، صص. ۱ تا ۱۶.
- اسدپور، م.، هویس، ث.، و پورمعافی، س. م.، ۱۳۹۲ ب- شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالئوزوییک در توده قره باغ، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، صص. ۱۲۹ تا ۱۴۲.
- اسماعیلی، د.، کتعیان، ع. و ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۷۷- جایگاه زمین‌ساختی گرنایت بورنورد (تکنار) شمال- باختر کاشمر، مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. حقی‌پور، ع. و آقاباتی، ع.، ۱۳۶۷- شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ / ۱:۵۰۰۰۰ / ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خداوند، ع. ا. و امینی فضل، ا.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تسوج ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Ahmadi Khalaj, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, SSz, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 29, p. 859-877.
- Alavi-Naini, M., Hajian, J., Amidi, M. and Bolourchi, M. H., 1982- Geology of Takab Saein- Qaleh. Geological Survey of Iran, Report No. 50: P. 99.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A- type Hsanrobot granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. *Lithos*, V. 151, p. 122-134.
- Asadpour, M., Heuss, S. and Pourmafi, S. M., 2014- New age data for Neotethys Ocean Opening in NW Iran by U-Pb dating of zircon. 3th International Symposium of the International Geosciences project 589, Tehran, Iran.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanakac, T. and 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*, V.185, p.85-94.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, V.451, p. 123-155.

- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 44, p. 172-179.
- Becker, H., Forster, H. and Soffel, H., 1973- Central Iran, a former part of Gondwanaland? Paleomagnetic evidence from Infracambrian rocks and iron ores of the Bafq area, Central Iran. *Zeitschrift fuer Geophysik*, V. 39, P. 953–963.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 18, p. 210–265.
- Best, M. G. and Christiansen, E., 2001- *Igneous Petrology*, Oxford: Blackwell Science, p. 458.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. and Kinny, P., 2003- Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, V. 53, p. 469-500.
- Crawford, A. R., 1977- A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India: Memoire Hors Serie. *Societe Geologique de France*, V.8, p. 251–260.
- Davoudzadeh, M., Lammerer, B. and Weber-Diefenbach, K., 1997- Paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Tertiary of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, V. 205, p. 33-67.
- DePaolo, D. J., 1981- Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, V. 291, p.193-197.
- Eftekharneshad, J., 2004- Explanatory text of geological map of the Mahabad quadrangle B-4, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- Faure, G., 1986- Principles of isotope geology. Wiley, New York, N.Y., 2nd ed., p. 589.
- Faure, G., 2001- Origin of igneous rocks: the isotopic evidences. Springer-Verlag, Heidelberg, p.496.
- Gerdes, A. and Zeh, A., 2006 - Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet Sciences Letters*, V. 249, p. 47-61.
- Gerdes, A. and Zeh, A., 2009- Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical geology*, V. 261, p. 230-243.
- Haghipour, A., 1981- Precambrian in central Iran: lithostratigraphy, structural history and petrology. *Iranian Petroleum Institute Bulletin*, V. 81, p. 1-17.
- Hanchar, J. M. and Miller, C. F., 1993- Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, V. 110, p. 1-13.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and 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*, V. 451, p. 71–96.
- Hegner, E., Walter, H. J. and Satir, M., 1995- Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany. *Contrib. Mineral. Petrology*, V. 122, p. 322-335.
- Hegner, E., Klemd, R., Kröner, A., Corsini, M., Alexeiev, D. V., Iaccheri, L. M., Zack, T., Dulski, P., Xia, X. and Windley, B. F., 2010- Mineral ages and P-T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of Mélange sediments in the south Tianshan Orogen of Kyrgyzstan. *American Journal of Science*, V. 310, p. 916-950.
- Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S. and Cox, G., 2010- Dating of precambrian metasedimentary rocks and timing of their metamorphism in the Soursat metamorphic complex (NW Iran): using LA-ICP-MS, U-Pb dating of zircon and monazite. *Journal of Sciences*, V. 21(4), p. 311–319.
- Jamshidi-Badr, M., Collins, A. S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M. 2013- The U-Pb age geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, V. 22, p.1–31.
- Johnson, P. R. and Woldehaimanot, B., 2003- Development of the Arabian–Nubian Shield: perspectives on accretion and deformation in the East African orogen and the assembly of Gondwana. In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S., *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup Special Publication*. Geological Society, London, V. 206, p. 289–325.
- Konieczna, N., Belka, Z. and Dopieralska, J., 2015- Nd and Sr isotopic evidence for provenance of clastic material of the Upper Triassic rocks of Silesia, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, V. 85, p. 675–684.
- Mazhari, S. A., Amini, S., Ghalamghash, J. and Bea, F., 2010- The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, V.4, p. 1207–1214.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., Scarrow, J. H. and 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, London*, V. 166, p. 53-69.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. *Economic Geology*, V. 101 (8), p. 1497–1524.
- Murphy, J., Pisarevsky, S. A. and Nance, R. D., 2013- Potential geodynamic relationships between the development of peripheral orogens along the northern margin of Gondwana and the amalgamation of West Gondwana. *Mineralogy and Petrology*, V. 107, p.635-650.

- Murphy, J., Pisarevsky, S. A., Nance, R. D. and Keppie, J. D., 2004- Neoproterozoic-early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes; implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, V. 93, p. 659–682.
- Pimentel, M. M. and Gloria Silva, M. D. A., 2003- Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, V. 75(3), p. 383-392.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, V. 303, p. 622–665.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation presentation interpretation, Longman Scientific and Technical, p. 352.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M. and Theye, T., 2015- Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block). *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 102, p. 24–44.
- Rubatto, D. and Gebauer, D., 2000- Use of cathodoluminescence for U–Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin, p. 373–400.
- Rubatto, D., 2002- Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, V. 184, p. 123-138.
- Schoene, B., Dudas, F. O. L., Bowring S. A., and Wit, M. D., 2009- Sm–Nd isotopic mapping of lithospheric growth and stabilization in the eastern Kaapvaal craton. *Terra Nova*, V. 21, p. 219–228.
- Scoates, J. S. and Chamberlain, K. R., 1995- U-Pb baddeleyite and zircon ages of anorthositic rocks in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *American Mineralogist*, V. 80, p. 1317-1327.
- Shafaii Moghadam, H. S., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G., 2015a- Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, V. 216-217, p. 118–135.
- Shafaii Moghadam, H. S., Li, X. H., Stern, R. J., Ghorbani, G. and Bakhshizad, F., 2016- Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments. *Lithos*, V. 240-243, p. 34–48.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Mienhold, G., Ghorbani, Gh. and Shahabi, Sh., 2015b- Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Journal of Lithos*, V. 212, p. 266-279.
- Stampfli, G. M. and Kozur, H., 2007- Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Memoir of the Geological Society (London), p. 57–82.
- Stern, R. J., 2008- Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history. *Gondwana Research*, V. 14, p.33-50.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 52, p. 1229–1258
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M., 1968- Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map. Quadrangle E7. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Ustaomer, P. A., Ustaomer, T., Gerdes, A. and Zulauf, G., 2011- Detrital zircon ages from Lower Ordovician quartzite of the A degrees stanbul exotic terrane (NW Turkey): Evidence for Amazonian affinity. *International Journal of Earth Sciences*, V. 100, p. 23–41.
- Veevers, J. J., 2003- Pan-African is Pan-Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650-500 Ma assembly. *Geology*, V. 31, p.501-504.
- Williams, I. S. and Claesson, S., 1987- Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve nappes, Scandinavian Caledonides. II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, V. 97, p. 205-217.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H. and Bea, F., 2015- The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta*, V. 13, p. 25-43.

Evidence for Pan-African basement in Ghalghachi Leucogranite (west the Urmia Lake) with using U-Pb zircon dating and whole-rock Sm-Nd and Rb-Sr isotopic analyses

M. Asadpour^{1*} and S. Heuss²

¹Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

²Professor, Department for Earth and Environmental Sciences, LM-University, Muenchen, Germany

Received: 2016 October 19

Accepted: 2017 September 26

Abstract

The Ghalghachi leucogranite intrusion with approximately 2 Km² is located in west Urmia Lake and 70 Km north of Urmia city. This intrusion in form of small stock has intruded into Precambrian metamorphic rocks including gneiss, schist and amphibolite. This area is part of the Sanandaj-Sirjan zone in northwestern of Iran. This is the first time that age of leucogranite was determined by LA-ICP-MS zircon grains 558.6 ± 3.8 Ma that indicates acidic magmatic activity and the presence of Pan-African basement similar to the central Iran. The presence of older cores in some of zircon grains with age between 900 to 2500 Ma suggest the presence of older rocks in the study area. The rock show negative initial $\epsilon_{Nd}(t)$ values of -4.3 with T_{DM} 1.61 that are consistent with partial melting of a primary crust (with Paleoproterozoic age) that was formed during the Neoproterozoic the same as Arabian Shield. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ and ϵ_{Nd} of whole rock and Th/U values in zircons show the involvement of more crustal and less mantle components, during the opening of Paleotethys Ocean.

Keywords: U-Pb dating, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes, Pan-African basement, Paleotethys, Ghalghachi leucogranite

For Persian Version see pages 211 to 220

*Corresponding author: M. Asadpour; E-mail: m.asadpour@urmia.ac.ir