

گرانیت‌های A-type شمال سندج - سیرجان؛ نگاهی نو، رده‌بندی نو

ساناز یاجم^۱ و جلیل قلمقاشی^۲

^۱استادیار، بخش زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
^۲دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۱/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۹/۲۸

چکیده

توده‌های نفوذی شرق سندج تا گلالی، واقع در شمال پهنه سندج-سیرجان، بخشی از کوهزاد زاگرس و متشکل از توده‌های نفوذی مرکب و چندفازی هستند که در حین فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پلایت اورازیا پدید آمده‌اند. لوکوگرانیت‌های آلکالن، پتاسیم بالا و فروئن، نماینده ماگماتیسیم A-type در این گستره هستند. با وجود شباهت‌های کانی‌شناسی و ایزوتوپی، لوکوگرانیت‌ها بر مبنای شواهد ژئوشیمی، ایزوتوپی و نتایج سن‌سنجی بلورهای زیرکن، دو دستگی آشکاری به نمایش می‌گذارند. لوکوگرانیت‌های قلائی‌لان با سن تبلور 3 ± 159 میلیون سال A1-type است. سایر لوکوگرانیت‌ها A2-type هستند و به فاصله زمانی حدود ۲۰ میلیون سال بعد (۱۴۰ تا ۱۴۹ Ma) متبلور شده‌اند. در واقع نفوذ ماگمای مافیک گوشته‌ای، موتور محرکه ذوب‌بخشی پی‌سنگ از پیش‌بارور و هتروژن سندج-سیرجان بوده و سنگ‌های قلائی‌لان را پدید آورده است. لوکوگرانیت‌های جوان‌تر با ماهیت A2-Type سازوکاری متفاوت دارند. این سنگ‌ها حاصل ذوب‌بخشی پی‌سنگ مشابه و از پیش‌بارور هستند که به فاصله زمانی ۲۰ میلیون سال پس از تکتونیک فشارشی پدید آمده‌اند. بالازدگی آستونسفر در اثر کشش حاصل از عقب‌گرد یا افزایش شیب ورقه فرورانده پس از تکتونیک فشارشی حاکم بر منطقه، می‌تواند عامل ذوب پوسته و تشکیل لوکوگرانیت‌های آلکالن جوان باشد.

کلیدواژه‌ها: پهنه سندج-سیرجان، گرانیت‌های A1-type، گرانیت‌های A2-type، ژوراسیک پسین.

E-mail: sanaz.yajam@gilan.pnu.ac.ir

*نویسنده مسئول: ساناز یاجم

۱- پیش‌نوشتار

زمانی ژوراسیک پسین پرداخته است و ضمن رده‌بندی و معرفی دو دسته گرانیت A1-type و A2-type، سناریوی جدیدی از ژنر آنها ارائه کرده است.

کوهزاد عظیم زاگرس گنجه‌ای تماشایی از شواهد فرورانش و فرارانش ورقه‌های عرب و اورازیا را در خود نهان دارد (Molnar, 2006). در این میان، پهنه سندج-سیرجان مرکز وقایع تکتونوماگمایی و دگرگونی کمربند زاگرس (Mouthereau et al., 2012) همواره بحث برانگیز بوده است. پهنه سندج-سیرجان با تاریخچه ماگماتیسیم طولانی و پیچیده خود، میزبان طیف وسیعی از گرانیتوئیدهای نوع A، S، I است. از میان تمامی انواع سنگ‌ها، گرانیت‌های A-type، با ویژگی‌های منحصر به فرد و چالش‌برانگیز خود همواره مورد توجه بوده‌اند (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012; Shafaii Moghadam et al., 2015; Azizi et al., 2017; Honarmand et al., 2017).

۲- روش بررسی

پس از بررسی پتروگرافی حدود ۸۰ نمونه فلسیک، میزان عناصر اصلی و زیرکن از ۲۳ نمونه انتخابی، به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) در دانشگاه گرانادا کشور اسپانیا تعیین شده است. دقت برای غلظت 10 ± 1 wt% از نمونه، بیشتر از $1/5 \pm$ برای نمونه‌ای با ۱۰۰ ppm زیرکن، $5 \pm$ است. تعیین میزان عناصر فرعی و جزئی نیز در دانشگاه گرانادا کشور اسپانیا، به روش طیف‌سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) و توسط دستگاه طیف‌سنج Perkin Elmer Elan-8000 و با استفاده از Rh به عنوان استاندارد داخلی صورت گرفته است. نتایج شامل ۳۹ عنصر فرعی، ۱۴ عنصر نادر خاکی (REE)، توریم و اورانیم بوده است. غلظت عنصر هافنیم (Hf)، با استفاده از نسبت زیرکنیم تجزیه شده به روش XRF و با به کارگیری نسبت Hf/Zr تعیین شده با روش ICPMS محاسبه شده است.

اصطلاح گرانیت‌های A-type که اولین بار توسط Loiselle and Wones (1979) معرفی شد، به گرانیت‌های آلکالن جایگزین شده در امتداد زون‌های ریفت قاره‌ای اطلاق می‌شود. گرانیت‌هایی که در مقایسه با سایر انواع، از آهن، پتاسیم، عناصر نادر خاکی (REE) و فلزات نادر غنی هستند (Whalen et al., 1987). تعاریف و مطالعات تکمیلی ارائه شده توسط (Bonin (2007) و Eby (1990, 1992 and 2011) گام‌های مؤثر بعدی در رابطه با آشکارسازی ماهیت این دسته از گرانیت‌ها بوده است. در واقع نام گرانیت A-Type نماینده گروه خاصی از سنگ‌های نفوذی است که به دلیل ژئوشیمی، جایگاه تکتونیک و پتروژنر خاص خود بحث برانگیز هستند (Bonin, 2007 and 2008; Frost et al., 2001; Frost and Frost, 2011).

تجزیه میکروپروب الکترونی، به منظور تعیین میزان عناصر اصلی کانی‌ها توسط دستگاه الکترون پروب مدل JEOL JXA-8200 مجهز به چهار طیف‌سنج در دانشگاه گرانادا انجام پذیرفت. دستگاه دارای شتاب‌دهنده‌ای به ولتاژ ۱۵ kV و جریان پروب ۵ nA است. سیلیکات‌های مورد استفاده به عنوان استاندارد عبارتند از ژادیت برای عنصر سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی‌فلدسپار برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فایلیت برای آهن و آپاتیت برای فسفر. دقت دستگاه با میزان ۱ سیگما، برای عناصر اصلی $2 \pm$ % و برای عناصر فرعی $5 \pm$ % است.

در بخش شمالی پهنه سندج-سیرجان، در گستره‌ای به وسعت بیش از ۸۰۰ کیلومتر مربع، زنجیری از توده‌های نفوذی مرکب و چند فازی به سن ژوراسیک پسین رخنمون دارند (Yajam et al., 2015). این سنگ‌های ماگمایی به درون سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون شده تریاس و ژوراسیک تزریق شده و توسط واحدهای آهکی کرتاسه، نهشته‌های محدود ائوسن و واحدهای کواترنری پوشیده شده‌اند (شکل ۱-الف). ماگماتیسیم A-type در این مجموعه، رخنمونی قابل توجه در بلبان‌آباد-هوارپان، قلائی‌لان و گلالی-ورمقان به خود اختصاص داده است. مطالعه حاضر، به بررسی موشکافانه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و ایزوتوپی لوکوگرانیت‌های آلکالن رخنمون‌یافته در یک مجموعه نفوذی و در بازه

مافیک، در شمال و مرکز توده و شامل کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و ندرتاً دیوریت‌های سفید-خاکستری است. لوکوگرانیت‌های آلکالن، سنگ‌های گرانولار و پورفیروید صورتی رنگ هستند که در جنوب و شرق توده رخمون دارند (شکل ۱-ب). نفوذ زبانه‌هایی از لوکوگرانیت‌های آلکالن در واحدهای مافیک، شاهدی بر جوان‌تر بودن لوکوگرانیت‌ها است.

۳-۲. توده نفوذی قلائی لان

در جنوب دهکده قلائی لان در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق سنندج قرار دارد. واحدهای درونگیر آن، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده با میان‌لایه‌هایی از مرمر چین‌خورده هستند (شکل ۱-پ). این توده از سنگ‌هایی با ترکیب فلسیک و حدواسط به رنگ‌های سفید-خاکستری و صورتی تشکیل شده است (یاجم، ۱۳۹۶).

۳-۳. شمال گلالی تا شرق ورمقان

لوکوگرانیت‌های آلکالن، صورتی، همگن و دگرشکل نشده‌ای رخمون دارند که با مرزهایی شارپ، رخمون‌های مافیک و فلسیک باتولیت قروه را قطع کرده‌اند و جوان‌ترین مرحله نفوذی باتولیت به شمار می‌روند. قطعات زاویه‌دار از سنگ‌های مافیک، تنها انکلاوهای موجود در این بخش از توده هستند (شکل‌های ۱-الف، ت و ث).

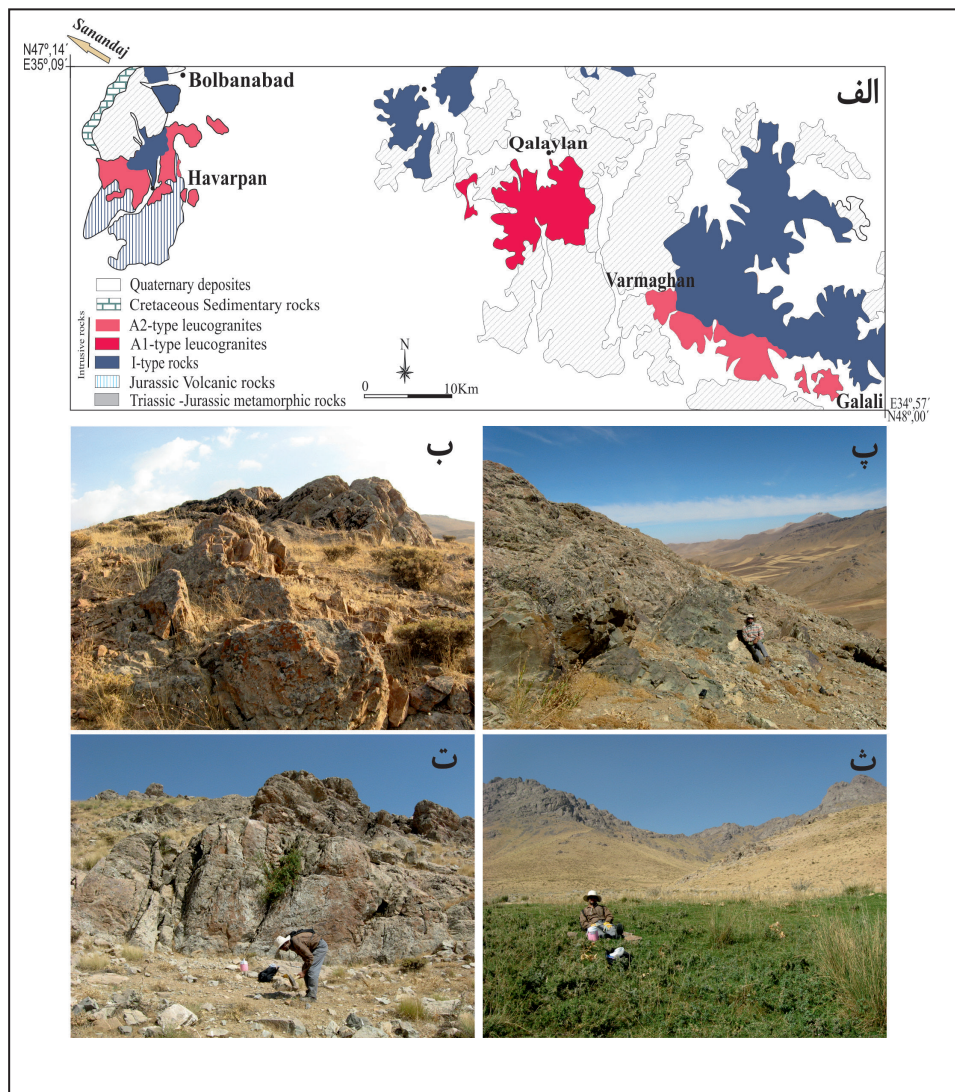
می‌شوند. مقادیر استفاده شده برای عادی‌سازی عبارتند از $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. دقت خروجی دستگاه (2σ)، با توجه به نتایج ۱۰ اندازه‌گیری مکرر بر روی استاندارد WS-E است (Govindaraju et al., 1994). دقت این استاندارد، بهتر از ۰/۰۰۳٪ برای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ۰/۰۰۱۵٪ برای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ است.

۳-۱. موقعیت زمین‌شناسی و روابط صحرائی

رخمون‌های اصلی ماگماتیسیم A-type شرق سنندج به صورت لوکوگرانیت‌های آلکالن است که در توده‌های بلبان‌آباد- هوارپان، قلائی لان و گلالی- ورمقان دیده می‌شوند، که به تفکیک به تشریح هریک پرداخته خواهد شد (شکل ۱-الف).

۳-۱.۱. توده بلبان‌آباد- هوارپان

توده تقریباً بیضی شکل بوده که در ۷۵ کیلومتری شرق سنندج واقع شده است. (شکل ۱-الف). واحدهای درونگیر توده، سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک (در جنوب توده) و سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون شده منتسب به تریاس و ژوراسیک (در شمال توده) هستند (سهندی و همکاران، ۱۳۷۵)، که توسط سنگ‌آهک‌های دگرگون نشده کرتاسه پوشیده شده‌اند (Azizi et al., 2011). این توده، متشکل از لوکوگرانیت‌های آلکالن و رخمون‌هایی محدود از سنگ‌های مافیک است که بدون هیچ‌گونه شواهد اختلاط، مرزهایی واضح (sharp) دارند. برنزد اصلی سنگ‌های



شکل ۱-الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از رخمون لوکوگرانیت‌های A-type در توده‌های نفوذی شرق سنندج- گلالی؛ دورنمایی از سنگ‌های لوکوگرانیتی: (ب) توده بلبان‌آباد؛ (پ) توده قلائی لان؛ (ت و ث) شمال گلالی- ورمقان.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. توده بلبلان آباد- هوربان

هم به صورت بلورهای ارتوز پرتیتی تبلور یافته است. بلورهای بیوتیت ترکیبی در حد آنتیت دارند. ترکیب آمفیبول نیز در حد مگنزیوهورنبلند فلونوردار است (یاجم، ۱۳۹۶).

۴-۳. سنگ‌های شمال گلالی- ورمقان

مشکل از سنگ‌های صورتی گرانولار ریز تا متوسط بلور و یا پورفیروید هستند که ترکیبی در حد سینیوگرانیت، مونزوگرانیت و به ندرت گرانودیوریتی دارند. پلاژیوکلاز هم به صورت بلورهای ریز (۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر) شکل‌دار و دارای ترکیب همگن الیگوکلاز متبلور شده و هم به صورت بلورهای دارای منطقه‌بندی تبلور یافته است که هسته‌هایی با ترکیب الیگوکلاز- آندزین (36-An25) و حواشی آلپیت- الیگوکلاز (21-An12) دارد (جدول ۱). ارتوز بی‌شکل مزوپرتیتی و یا دارای بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ماکل کارلسباد است. آمفیبول نیز بلورهای گرد شده و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با ترکیب مگنزیوهورنبلند و ادنیت دارد (جدول ۱). بیوتیت نادر بوده و اغلب به صورت بلورهای ریز شکل‌دار دیده می‌شود. سنگ‌های با بافت پورفیروید، ترکیب مدال مشابهی دارند و از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و میکروکلین (درشت‌تر از ۳ میلی‌متر) در زمینه‌ای ریزدانه (ریزتر از ۱ میلی‌متر) از ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. زیرکن بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با حواشی خلیجی تبلور یافته است. تیتانیت، مگنتیت، آپاتیت و ایلمنیت سایر کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند.

رخمون عمده، از گرانیت‌های صورتی رنگ گرانولار، متوسط تا درشت‌بلور و پورفیروید تشکیل شده است که ترکیب سینیوگرانیت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت دارند. مهم‌ترین ویژگی آنها وجود بافت‌های هم‌رشدی بسیار زیبای گرافیک و گرانوفیری است. سنگ‌های پورفیروید صورتی، ترکیب آلکالی‌فلدسپار گرانیتی و زمینه‌ای ریزدانه (ریزتر از ۱ میلی‌متر)، متشکل از کوارتز، ارتوز گرانوفیری و پلاژیوکلاز دارند. درشت‌بلورها (درشت‌تر از ۴ میلی‌متر) از جنس ارتوز پرتیتی دارای ماکل کارلسباد و میکروکلین دارای ماکل تارتان، کوارتز بی‌شکل و پلاژیوکلاز شکل‌دار دارای ماکل پلی‌سنتتیک با ترکیب آلپیت (An2-5) هستند. سنگ‌های گرانولار، ترکیب آلکالی‌فلدسپارگرانیت و سینیوگرانیت دارند و کانی‌شناسی مشابه با بخش پورفیروید نشان می‌دهند؛ با این تفاوت که دارای بلورهای بیوتیت شکل‌دار هستند و ترکیب پلاژیوکلاز در آنها کمی کلسیک‌تر است و در محدوده آلپیت- الیگوکلاز (An4-14) قرار دارد (جدول ۱). زیرکن، تیتانیت، مگنتیت و ایلمنیت کانی‌های فرعی این توده هستند.

۴-۲. لوکوگرانیت‌های قالی‌لان

مشکل از سنگ‌های سفید- صورتی با بافت گرانولار متوسط بلور و سنگ‌های پورفیروید هستند. ترکیب عمده سنگ‌ها، مونزوگرانیت است. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی و آلانیت، مگنتیت، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن عمده کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند. بلورهای پلاژیوکلاز عموماً ترکیبی در حد آندزین- الیگوکلاز دارند. آلکالی‌فلدسپار

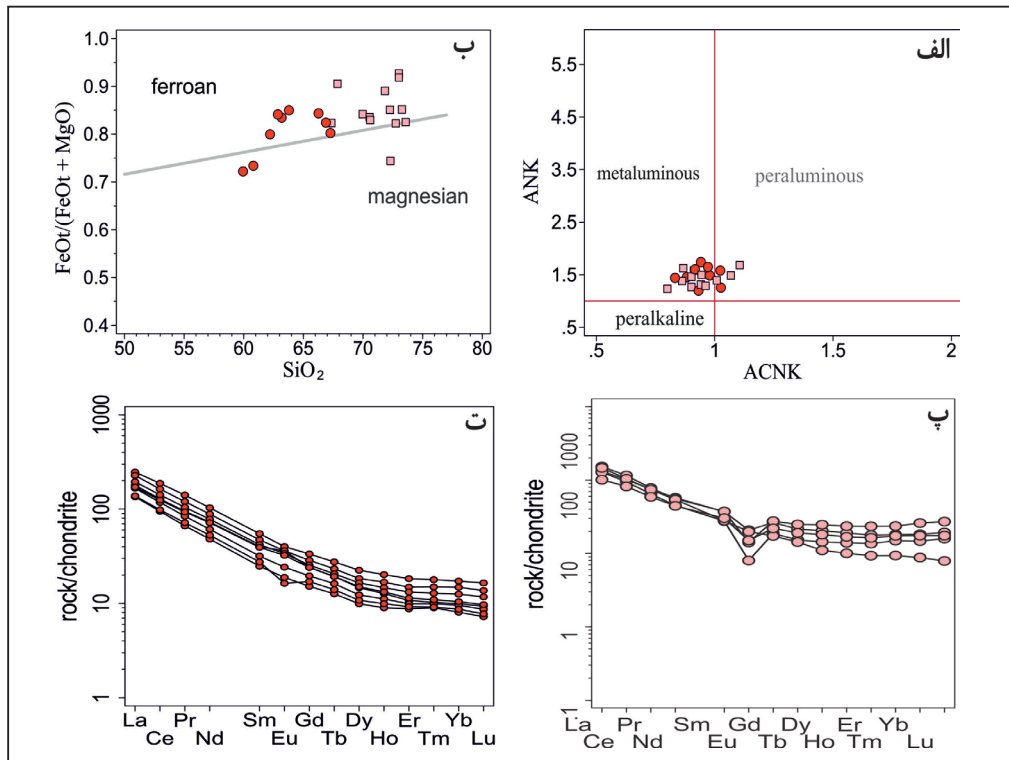
جدول ۱- تجزیه ریزپردازشی و فرمول ساختاری کانی‌های انتخابی از لوکوگرانیت‌های شرق سنندج.

مونزوگرانیت		گرانودیوریت		سینیوگرانیت		نوع سنگ
آمفیبول	آمفیبول	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	پلاژیوکلاز	نام کانی
	مگنزیوهورنبلند	الیگوکلاز	آندزین	آلپیت		
50.04	49.74	60.61	58.28	66.87		SiO ₂
1.28	1.15	0.04	0.04	0.01		TiO ₂
4.83	4.78	23.54	25.72	20.84		Al ₂ O ₃
0.09	0.13	0.04	b.d.1	0.02		Cr ₂ O ₃
b.d.1	b.d.1	b.d.1	0.03	b.d.1		NiO
9.80	10.02	0.35	0.49	0.03		FeO
0.29	0.26	0.01	0.02	0.02		MnO
17.32	17.14	0.03	0.03	0.00		MgO
11.09	11.35	5.19	7.49	1.14		CaO
1.61	1.39	8.29	6.82	10.79		Na ₂ O
0.54	0.54	0.26	0.41	0.08		K ₂ O
b.d.1	0.10	0.07	b.d.1	b.d.1		BaO
1.20	0.78	b.d.1	0.03	0.09		F
b.d.1	b.d.1	b.d.1	b.d.1	* b.d.1		Cl
98.08	97.40	98.46	99.45	99.90		Total
فرمول ساختاری بر مبنای ۲۳ اکسیژن			فرمول ساختاری بر مبنای ۶ اکسیژن			
0.67	0.64	Fe ₃	0.25	0.37	0.05	X _{an}
0.50	0.56	Fe ₂	0.73	0.61	0.95	X _{ab}
0.88	0.87	Mg#	0.01	0.02	0.05	X _{or}

۵- ژئوشیمی

خاکی بالاست (۱۹-۱۵) $(La/Lu)_N$ ، اما در سایر لوکوگرانیت‌ها، بر خلاف انتظاری که از سنگ‌های تفریق یافته این گروه وجود دارد، میزان تفریق یافتگی از عناصر نادر خاکی ناچیز است $(La/Lu)_N = ۲/۹ - ۱۰/۷$ و الگوی افت و خیز عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها، شبیهی ملایم دارد. تمام نمونه‌ها دارای عدد آتومالی مثبت یوروپیم هستند $(Eu/Eu^* = ۰/۲۱ - ۱/۱۶)$ ، الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که در توده قلائی‌لان، تهی‌شدگی از یوروپیم وجود ندارد یا در برخی نمونه‌ها بسیار ناچیز است، در سایر لوکوگرانیت‌ها، میزان تهی‌شدگی از یوروپیم چشم‌گیرتر است (شکل‌های ۲-پ و ت).

محتوای سیلیس در لوکوگرانیت‌ها، در بازه‌ای از ۶۰ تا ۷۳/۵۸ درصد وزنی متغیر است (بلبان‌آباد- هوارپان و گلالی- ورمقان ۶۷/۳۵ تا ۷۳/۵۸ و قلائی‌لان ۶۰ تا ۷۰ درصد وزنی). تمامی نمونه‌ها آلکان، پتاسیم بالا، متآلومین تا پرآلومین (ferroan) هستند $(Fe\# = ۰/۸۵ - ۰/۷۰)$ (ASI= ۰/۸۵ - ۱/۲) و بیشتر فروئن نسبت Ga/Al و غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL نسبت به HFS از دیگر ویژگی‌های این لوکوگرانیت‌ها هستند (جدول ۲). در سنگ‌های توده قلائی‌لان، شاخص جدایش یافتگی از عناصر نادر



شکل ۲- الف) نمودار $ANK = (MolarK_2O + Na_2O / Al_2O_3)$ در برابر $ACNK = (MolarAl_2O_3 / CaO + K_2O + Na_2O)$ ؛ ب) نمودار $FeO_i / (FeO_i + MgO)$ در برابر SiO_2 (Frost et al., 2001)؛ الگوی توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده با مقادیر کندریت (McDonough and Sun, 1995): ت) توده قلائی‌لان؛ پ) لوکوگرانیت‌های بلبان‌آباد و گلالی- ورمقان. ● لوکوگرانیت‌های قلائی‌لان؛ □ سایر لوکوگرانیت‌های شرق سنندج.

جدول ۲- ترکیب عناصر اصلی، فرعی و نادر لوکوگرانیت‌های شرق سنندج.

نام نمونه	BH.S.1	BH.S.2	BH.S.3	BH.S.4	BH.S.5	GV.S.6	GV.S.7	GV.S.8	GV.S.9
نام توده	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان
SiO ₂	73.58	73.01	72.30	72.26	71.84	70.55	69.97	69.39	67.35
TiO ₂	0.25	0.26	0.35	0.22	0.24	0.43	0.49	0.64	0.61
Al ₂ O ₃	13.43	13.69	13.68	12.76	12.81	14.59	14.76	15.26	15.56
Fe ₂ O ₃	1.84	1.65	1.86	2.80	3.17	2.39	2.61	1.29	2.84
MgO	0.39	0.13	0.64	0.49	0.39	0.47	0.49	0.65	0.61
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.06	0.03	0.04
CaO	0.15	0.19	0.36	0.06	0.14	1.43	1.38	3.69	1.79
Na ₂ O	3.24	4.03	3.66	0.33	0.32	4.32	4.67	4.57	4.71
K ₂ O	6.00	5.52	5.81	8.97	9.39	4.77	4.54	3.44	4.96
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.06	0.03	0.04	0.08	0.09	0.13	0.11

ادامه جدول ۲-

نام نمونه	BH.S.1	BH.S.2	BH.S.3	BH.S.4	BH.S.5	GV.S.6	GV.S.7	GV.S.8	GV.S.9
نام توده	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	بلبان آباد	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان	گلالی-ورمقان
LOI	0.90	0.85	1.11	1.43	1.19	0.46	0.54	0.67	0.66
Total	100.04	99.56	100.08	99.66	99.90	99.79	99.89	99.92	99.57
Li	5.92	3.19	5.26	9.49	7.41	8.78	10.74	3.56	3.71
Rb	172.16	136.15	138.52	376.90	329.71	133.05	137.93	77.84	106.40
Cs	0.43	0.57	0.48	0.93	0.81	1.23	1.61	0.57	0.83
Be	2.43	2.90	4.16	1.59	1.73	3.42	2.92	2.84	2.19
Sr	44.44	60.78	54.62	30.80	39.99	83.82	66.16	217.27	215.05
Ba	396.04	270.08	271.69	507.72	448.20	510.73	476.30	498.19	882.30
Sc	3.33	3.16	3.57	3.45	3.25	4.91	4.71	7.11	7.50
V	12.51	11.12	21.23	9.69	9.77	19.34	19.62	39.43	31.33
Cr	80.36	72.26	60.00	72.64	59.02	91.17	102.28	73.41	70.69
Co	0.89	1.54	1.42	3.47	4.70	2.57	2.22	2.34	2.18
Ni	3.74	3.13	2.61	3.81	3.54	3.96	5.87	8.10	3.94
Cu	6.22	11.84	8.75	6.50	37.10	6.64	8.03	9.62	7.46
Zn	18.98	21.37	24.13	24.01	16.96	27.08	43.60	38.74	30.56
Ga	17.93	16.82	18.46	17.78	17.09	18.01	17.73	19.74	17.56
Y	16.77	17.00	27.19	21.05	23.62	37.81	31.84	35.31	25.83
Nb	18.12	15.64	22.93	16.31	15.50	30.68	24.77	23.09	27.88
Ta	2.00	1.71	2.36	1.86	1.73	2.50	2.05	1.95	2.00
Zr	229.80	255.00	280.30	244.60	246.30	81.00	372.80	330.60	481.00
Hf	7.10	9.10	9.20	6.10	6.30	3.50	12.70	12.90	19.90
Mo	2.03	5.79	1.57	2.61	2.46	2.39	2.65	2.02	1.96
Sn	7.47	4.69	8.98	8.88	16.21	3.81	2.54	2.19	1.16
Tl	0.58	0.27	0.41	0.91	0.78	0.31	0.49	0.16	0.26
Pb	1.84	3.20	2.02	2.44	2.97	6.37	11.53	9.72	8.13
U	5.50	3.44	4.80	8.35	7.61	5.03	2.41	2.63	1.67
Th	43.83	34.00	42.26	35.84	35.10	22.69	18.02	17.41	14.71
La	25.16	24.24	35.16	42.28	33.33	38.35	33.92	29.43	19.31
Ce	46.02	56.28	64.28	70.76	59.36	74.81	64.81	64.43	37.25
Pr	5.12	4.99	6.77	7.11	6.47	8.43	6.95	7.59	4.45
Nd	17.90	16.69	23.36	23.78	22.03	30.66	25.18	28.57	18.17
Sm	3.71	3.16	4.71	4.56	4.37	6.23	5.06	5.83	4.37
Eu	0.50	0.36	0.64	0.57	0.56	0.96	0.97	1.00	1.39
Gd	3.20	2.90	4.49	3.90	3.79	5.74	4.84	5.55	4.38
Tb	0.46	0.47	0.62	0.54	0.52	0.82	0.77	0.87	0.68
Dy	2.85	2.85	4.31	3.24	3.66	5.37	4.88	5.31	4.26
Ho	0.63	0.63	0.91	0.77	0.83	1.12	1.03	1.12	0.88
Er	1.98	1.82	2.49	2.30	2.37	3.07	2.92	3.16	2.26

۶- ژئوشیمی ایزوتوپی

–نئوپروتوزویک- تغییر می کند. لازم به ذکر است که سن مدل نئودیمیم (TDM)، با اقتباس از تعاریف (DePaolo 1981) و با به کارگیری مقادیر گوشته تهیه شده با $(Ndt = 0.25t2 - 3t + 8.5)$ محاسبه شده است.

سنگ های توده فلای لان با داشتن $\epsilon Nd_{(150Ma)}$ مثبت کوچک (< 1) و $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه از ۰/۷۰۴۱ تا ۰/۷۰۵۱، در گستره آرایه گوشته ای قرار دارند (جدول ۳). نکته قابل تأمل دیگر مقدار بالای سن مدل نئودیمیم است که در بازه ای از ۶۰۴ تا ۶۴۵ میلیون سال

و محدود گرانیت‌های A-type مطرح شده توسط (Loiselle and Wones 1979) و تعاریف بعدی ارائه شده توسط (Eby 1990) و (Bonin 2007) است. تعاریفی که ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی را فاکتورهای اصلی تفکیک گرانیت‌های A-Type از گرانیت‌های تیپ S و I معرفی می‌کنند (Whalen et al., 1987; Eby, 1990).

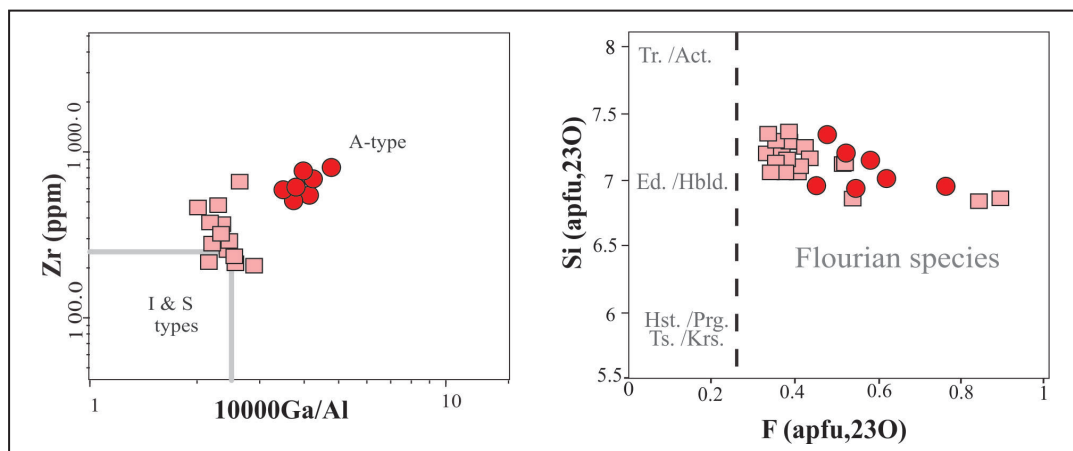
ویژگی متآلومین - پرآلومین ($ASI = ۰/۸۵-۱/۲$) این لوکوگرانیت‌ها ممکن است کمی سؤال برانگیز باشد؛ چرا که با تعاریف اولیه، واژه گرانیت A-type مترادف با ماهیت پرآلکالن بوده و گرانیت‌های A-type دارای ماهیت متآلومین تا پرآلومین کمتر شناخته شده هستند (King et al., 1997). اما امروزه این دسته، جایگاه تثبیت شده‌ای در میان گرانیت‌های تیپ A دارند و به نام گرانیت‌های A-Type آلومینوس شناخته شده‌اند (King et al., 1997; Wu et al., 2002) (شکل ۲). گرانیت‌های آلومینوس میزان Sr، Ba، CaO بالاتری نسبت به دسته پرآلکالن دارند و دارای آمفیبول‌های سدی-کلسیک و بیوتیت آنت هستند که در نمونه‌های این منطقه به‌ویژه در قلائی‌لان نمود کامل دارند. همچنین (Collins et al., 1982) با تأکید بر نقش مهم فلوتور و کلر در گرانیت‌های A-type، معتقدند که در سنگ‌های A-type دارای ماهیت متآلومین و پرآلومین غلظت فلوتور نسبت به کلر بالاتر از سنگ‌های پرآلکالن است و برعکس در سنگ‌های پرآلکالن، میزان کلر بالاست. این سنگ‌ها با دامنه تغییرات apfu از ۰/۳۵ تا ۰/۹۱، دارای محتوای بالای فلوتور هستند و میزان کلر در تمام نمونه‌ها بسیار ناچیز و کمتر از حد قابل اندازه‌گیری دستگاه بوده است (جدول ۱ و شکل ۳- الف).

جدول ۳- ترکیب ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرانسیم لوکوگرانیت‌های شرق سنندج.

نام نمونه	S.1.BH	GV.S.7	QA.S.2	QA.S.1
نام توده	بلبان آباد	کلالی-ورمقان	قلائی‌لان	قلائی‌لان
Rb (ppm)	172.16	137.925	60.152	109.51
Sr (ppm)	59.44	79.163	1074.37	916.88
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	8.39314	5.04437	0.16194	0.345458
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.722941	0.714796	0.704924	0.704989
$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	0.705045	0.70404	0.704579	0.704252
Nd (ppm)	17.898	25.183	24.16	40.527
Sm (ppm)	3.711	5.063	4.076	6.984
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.125	0.122	0.102	0.104
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512666	0.512688	0.512577	0.512581
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0.512543	0.512569	0.512477	0.512479
ϵNd_i	1.91	2.42	0.62	0.66
TDM (Ma)	665	504	648	655

۷- بحث

ویژگی‌های کلی ژئوشیمی این لوکوگرانیت‌ها، مانند ماهیت آلکالن، پتاسیم بالا، فروتن و نسبت بالای Ga/Al، غنی‌شدگی از عناصر HFS مانند Ta، Nb، U، Th، Zr و Pb و طبیعت آلکالن تا آلکالی کلسیک نمونه‌ها، مطابق با تعریف‌های اولیه



شکل ۳- الف) ترکیب آمفیبول‌های کلسیک لوکوگرانیت‌ها در نمودار سیلیس در برابر محتوای فلوتور. Hst = هاستینگزیت، Prg = پارگازیت، Tr = چرماکیت، Krs = کرسوتیت، Ed = ادیت، Hbld = هورنبلند، Act = اکتینولیت، Tr = ترمولیت؛ (ب) جانمایی نمونه‌ها بر روی نمودار تفکیکی Whalen et al. (1987) (علامه مانند شکل ۲).

بر اساس نتایج سن‌سنجی بلورهای زیرکن، سن تبلور سنگ‌های قلائی‌لان، 3 ± 159 میلیون سال و سن تبلور سایر لوکوگرانیت‌های رخنمون این منطقه، معادل 149 ± 140 میلیون سال است (Yajam et al., 2015).

همچنین در بررسی مقایسه‌ای نسبت عناصر نادر خاکی سبک به سنگین در برابر شاخص تفریق، سنگ‌های قلائی‌لان و سایر سنگ‌های لوکوکرات، روند جداگانه‌ای نشان می‌دهند که وجود هر گونه رابطه ژنتیکی بین آنها را رد می‌کند (شکل ۴). با وجود اینکه همه لوکوگرانیت‌ها، ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه و مشابه با گوشته به نمایش می‌گذارند، اما تفاوت زایشی قلائی‌لان با سایر لوکوگرانیت‌های آلکالن، از تفاوت چشمگیر در موارد زیر آشکار می‌شود.

توده قلائی‌لان $\epsilon\text{Nd}_{(150\text{Ma})}$ با مقادیر مثبت کوچک ($\text{Avg} = ۰/۶۴$) دارد. در حالی که میزان $\epsilon\text{Nd}_{(150\text{Ma})}$ برای سایر لوکوگرانیت‌ها بیشتر است و در بازه‌ای از $۱/۹۱$ تا $۲/۴۲$ تغییر می‌کند (جدول ۳). همچنین بر خلاف توده قلائی‌لان که دارای حجم قابل توجهی از هسته‌های بازماندی زیرکن است که دامنه سنی از ۲۳۰ تا ۲۷۰۰ میلیون سال را

با وجود تطابق کامل ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی لوکوگرانیت‌های این منطقه با گرانیت‌های A-Type، اما جانمایی داده‌ها بر روی نمودارهای تفکیکی استاندارد، ایجاد ابهام می‌کند و به دلیل محتوای متوسط Ga، برخی نمونه‌ها در محدوده انواع I-Type قرار می‌گیرند (شکل ۳- ب). اما نتایج پژوهش انجام شده توسط King et al. (1997) ثابت کرد که ویژگی‌های ترکیبی انواع تفریق‌یافته‌تر گرانیت‌های A-Type آلومینوس، شباهت زیادی به انواع I-Type نشان می‌دهد.

افزون بر این، تشکیل گرانیت‌های A-Type مستلزم دمای ذوب بالا است (Clemens et al., 1986)؛ دامنه گرمایی به دست آمده از دمای اشباع از زیرکن (۸۰۲°C تا ۸۸۹°C) و دمای اشباع از آپاتیت (۸۸۶°C تا ۹۲۵°C)، تأییدی دیگر بر ماهیت A-type این گرانیت‌هاست (Creaser et al., 1991). اما نکته اصلی زمانی آشکار می‌شود که با وجود تشابه قابل توجه لوکوگرانیت‌ها، داده‌های حاصل از سن‌سنجی SHRIMP و سپس بررسی موشکافانه داده‌های ژئوشیمی، حقایق جدید را روشن و دودستگی آشکاری را اثبات می‌کند.

۱۲، ۱/۳۲ و ۳/۳ هستند و همخوانی با مقادیر گوشته‌ای نشان نمی‌دهند. بنابراین با ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص آنها، تفریق از یک ماگمای گوشته‌ای بعید به نظر می‌رسد. همچنین با یک منشأ گوشته‌ای نمی‌توان وجود زیرکن‌های بازماندی و مؤلفه‌های پوسته‌ای را توجیه کرد.

فرض اختلاط بین یک منشأ گوشته‌ای و پوسته‌ای نیز محتمل نیست؛ چرا که هیچ شاهد صحرایی مبنی بر اختلاط ماگمایی در لوکوگرانیت‌ها یافت نشد، افزون بر این، بدنبال چنین تحولاتی، تغییراتی در نسبت‌های ایزوتوپی به وجود خواهد آمد و این با داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd کاملاً اولیه این مطالعه همخوانی ندارد. تنها راه توجیه چنین دوگانگی، دخالت مؤلفه پوسته‌ای قدیمی در ماگمای مادر این سنگ‌هاست؛ پوسته‌ای که ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه خود را حفظ کند و متأثر از سیالات آلكالن گوشته‌ای یا سیالات مشتق از ورقه فرورانده بارور باشد.

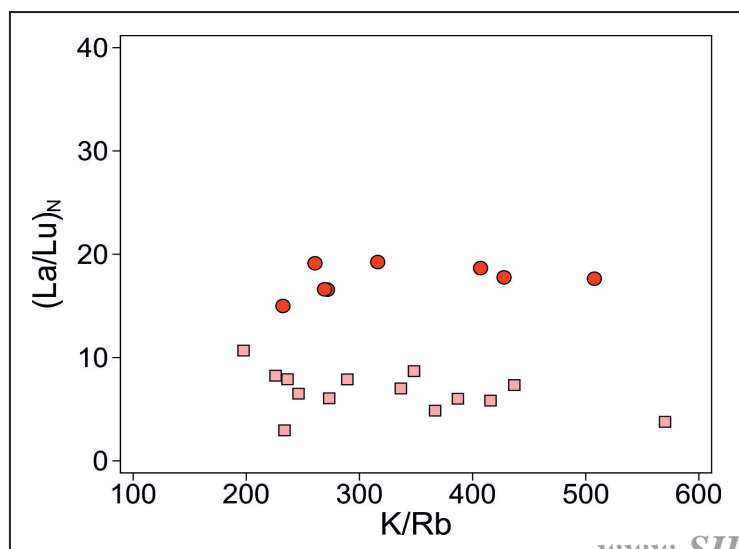
بنابراین در مورد سازوکار تشکیل سنگ‌های A-type این منطقه می‌توان گفت که ماگماتیسم مرتبط با فرورانش، از ژوراسیک پیشین در جنوبی‌ترین توده‌های سنندج- سیرجان شروع شده و در ژوراسیک پسین، در توده‌های نفوذی شرق سنندج تا گلالی، نخستین نشانه‌های آن با تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های مافیک (2 ± ۱۶۰ Ma) نمود یافته است (Yajam et al., 2015). نفوذ ماگمای مافیک حرارت بالا با منشأ گوشته‌ای در اقیانوس‌های پوسته‌ای، باعث افزایش گرادیان حرارتی و ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای پی‌سنگ سنندج- سیرجان، با ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه و مشابه سپر عربین- نئوبین شده است (Yajam et al., 2015). ماهیت هتروژن پی‌سنگ سنندج- سیرجان با گرانیت قلائی لان (3 ± ۱۵۹ Ma) نمود می‌یابد. توده‌ای آلكالن و A1-type، که آشکارا تأثیر موضعی سیالات آلكالن گوشته‌ای را اثبات می‌کند (یاجم، ۱۳۹۶). ماگماتیسم با نفوذ سنگ‌های لوکوکرات آلكالن جوان (140 تا ۱۴۹ Ma)، به فاصله زمانی حدود ۲۰ میلیون سال پس از سایر سنگ‌ها ادامه می‌یابد. سنگ‌هایی با ماهیت A2-type، حاصل ذوب پی‌سنگ از پیش بارور شده سنندج- سیرجان هستند که فاقد هر نوع فابریک تکتونیکی است. بر اساس ماهیت A2-Type این سنگ‌ها، عموماً متعلق به محیط‌های پس از برخورد یا پس از کوهزایی هستند و به فاصله زمانی کوتاه، ۱۰ تا ۲۰ میلیون سال، پس از تکتونیک فشارشی پدید می‌آیند (Eby, 2011). از آنجا که در سنندج- سیرجان برخورد تا حداقل ائوسن ادامه داشته است (Mazhari et al., 2009; Mohajjel and Fergusen, 2014)، به نظر می‌رسد بالازدگی آستنسفر در اثر کشش حاصل از عقب‌گرد یا افزایش شیب ورقه فرورانده پس از تکتونیک فشارشی حاکم بر منطقه، عامل ذوب بخشی پوسته از پیش بارور و تشکیل لوکوگرانیت‌های آلكالن جوان باشد.

نشان می‌دهند (یاجم، ۱۳۹۶)، در سایر لوکوگرانیت‌ها، هسته زیرکن بازماندی یافت نشد. داده‌های تکمیلی (Eby (2011) و جانمایی نمونه‌ها در نمودار تفکیکی (Eby و Moreno et al. (2014) نشان می‌دهد که لوکوگرانیت‌های قلائی لان از دسته گرانیت‌های A1-type هستند و سایر لوکوگرانیت‌های منطقه به گروه A2-Type تعلق دارند (شکل ۵- الف). مقایسه نسبت (Th/Nb)_N در لوکوگرانیت‌ها، با تأیید نتایج پژوهش اخیر بر روی این دسته از گرانیت‌ها (Moreno et al., 2016) نشان داده است که نسبت (Th/Nb)_N در گرانیت‌های A1-type کوچک‌تر از ۱/۵ (۱/۳ تا ۱/۵) و در گرانیت‌های A2-type بزرگ‌تر از ۲ است (شکل ۵- ب).

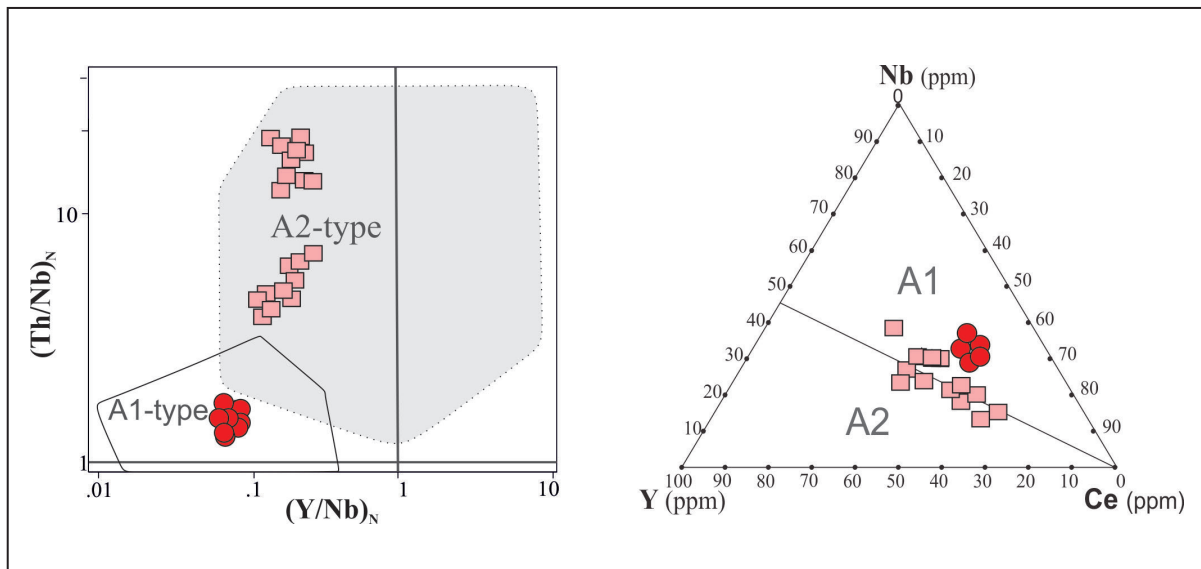
تمامی سنگ‌های لوکوکرات، جدا از تفاوت‌های گفته شده، با داشتن ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه (Primitive) همچون ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه متوسط تا کم (۰/۷۰۴۰ تا ۰/۷۰۵۰) و εNd_(150Ma) مثبت (۰/۶۲ تا +۲/۴۲)، اختصاصاتی مشابه با منشأ گوشته‌ای به نمایش می‌گذارند. از طرفی وجود زیرکن‌های بازماندی (با سن تبلور ۲۳۰ تا ۲۷۰ میلیون سال) و سن مدل نئودیمیم (TDM)، با بازه‌ای از ۶۰۴ تا ۶۶۵ میلیون سال (نئوپروتروزویک) نشان از دخالت مؤلفه‌های پوسته‌ای در منشأ دارد (یاجم، ۱۳۹۶). مدل‌های پتروژنتیکی متعدد ارائه شده برای توجیه منشأ و سازوکار تشکیل گرانیت‌های A-type، در سه گروه قابل دسته‌بندی هستند: ۱) تفریق از ماگمایی با منشأ گوشته‌ای؛ ۲) متاسوماتیسم پوسته زیرین توسط سیالات آلكالن مشتق از گوشته در محیط‌های کششی که باعث بارورسازی (fertilization) و ذوب پوسته می‌شوند (Martin 2006; Bonin, 2007; Frost and Frost, 2011)؛ ۳) محققین بسیاری نیز گرانیت‌های A-type متاآلمین را دارای منشایی مختلط (از گوشته و پوسته) می‌دانند (Schmitt et al., 2001; Bonin, 2007; Kemp et al., 2007).

به منظور تعیین منشأ سنگ‌های لوکوکرات و رفع ابهام از دوگانگی موجود، یعنی ویژگی‌های ایزوتوپی اولیه گوشته‌ای از یک سو و وجود زیرکن‌های بازماندی و سن‌های مدل نئودیمیم قدیمی از سوی دیگر، از مقایسه نسبت‌های Th/Nb، Th/Ta و Rb/Sr بهره گرفته شد. این پارامترهای ژئوشیمیایی با توجه به حساسیت قابل توجه نسبت به منشأ گوشته‌ای یا پوسته‌ای، کاربرد وسیعی در تعیین منشأ گرانیت‌های تیپ A دارند (Rudnick and Gao, 2003; Plank, 2005).

چنانچه منشایی گوشته‌ای برای سنگ‌های فلسیک لوکوکرات در نظر گرفته شود، انتظار می‌رود که نسبت‌های (Th/Nb)_N = ۰/۱۲، (Th/Ta)_N = ۲/۱۵ و (Rb/Sr)_N = ۰/۰۳ و مشابه با مقادیر گوشته‌ای باشند (مقادیر گوشته‌ای، از مقادیر پیرولیت ارائه شده توسط McDonough and Sun (1995) اقتباس شده است)؛ اما مقادیر میانگین متعلق به سویت لوکوکرات با تفاوتی قابل ملاحظه به ترتیب،



شکل ۴- الف) جانمایی لوکوگرانیت‌ها بر روی نمودار (LREE/HREE)_N در برابر K/Rb به عنوان شاخص تفریق. به دو روند جداگانه آن‌ها توجه نمایید. علائم مانند شکل ۲.



شکل ۵- الف) جانمایی لوکوگرانیتهای بر روی نمودار تفکیکی گرانیتهای A1 و A2 (Eby, 1992)؛ ب) نمودار تفکیکی A1 و A2 بر مبنای رابطه $(Th/Nb)_N$ با $(Y/Nb)_N$ (McDonough and Sun, 1995) (علامه مانند شکل ۲).
 Moreno et al., 2014). مقادیر نسبت به Silicate Earth بهنجار شده‌اند (McDonough and Sun, 1995) (علامه مانند شکل ۲).

۸- نتیجه‌گیری

جوان به فاصله زمانی حدود ۲۰ میلیون سال پس از قدیمی‌ترین تظاهرات ماگمایی منطقه به سطح رسیده و جوان‌ترین رخمون‌های نفوذی منطقه به شمار می‌روند (۱۴۰ تا ۱۴۹ Ma). تشکیل ماگمای مادر لوکوگرانیتهای جوان حاصل ذوب بخشی پی‌سنگ مشابه با سپر عربین-نوبین بوده که متأثر از سیالات آلكالن گوشته‌ای یا سیالات مشتق از ورقه فرورانده از قبل بارور بوده است.

سپاسگزاری

نگارندگان از دست‌اندرکاران مرکز آزمایشگاهی دانشگاه گرانادا برای انجام تجزیه‌های لازم تشکر می‌کنند. این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی با عنوان «بررسی ماهیت گرانیتهای A-type شمال پهنه سنندج-سیرجان» است و با حمایت دانشگاه پیام نور انجام شده است.

لوکوگرانیتهای آلكالن، پتاسیم بالا، فروزن و A-type رخمون یافته در توده‌های قلائی‌لان، باتولیت گلالی - ورمقان و بلبان‌آباد- هوارپان با وجود شباهت‌های صحرائی، کانی‌شناختی و ایزوتوپی، بر مبنای نتایج سن‌سنجی بلورهای زیرکن و شواهد ژئوشیمیایی به دو دسته گرانیتهای A1-type و A2-type قابل تقسیم‌بندی هستند. لوکوگرانیتهای قدیم‌تر A1-type هستند و در توده قلائی‌لان رخمون و سن تبلوری معادل 159 ± 3 میلیون سال دارند. سایر لوکوگرانیتهای در بازه سنی ۱۴۰ تا ۱۴۹ میلیون سال متبلور شده‌اند و A2-type هستند. در مورد سازوکار تشکیل ماگمای مادر قلائی‌لان می‌توان گفت که نفوذ ماگمای مافیک گوشته‌ای موجب ذوب بخشی پی‌سنگ هتروژن سنندج-سیرجان شده که متأثر از سیالات آلكالن گوشته‌ای (یا با منشأ ورقه فرورانده) از پیش‌بارور بوده است. لوکوگرانیتهای آلكالن

کتابخانه

سهندی، م. ر.، سرتیپی، ا. ه. و حق‌فرشی، ا. ا.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سندج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
یاجم، س.، ۱۳۹۶- معماری وجود بلورهای زیرکن‌های بازماندی در توده قلائی لان؛ نشانه‌هایی از پوسته گندوانایی در سنگ‌هایی با ویژگی‌های ایزوتوپی گوشته‌ای، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۵ (۱)، ص ۶۷ تا ۷۸.

References

- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj –Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151, 122- 134.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L., 2011- Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran, *Chemie der Erde*, 71, 363- 376.
- Azizi, H., Kazemi, T. and Asahara, Y., 2017- A-type granitoid in Hasansalaran complex, northwestern Iran: Evidence for extensional tectonic regime in northern Gondwana in the Late Paleozoic, *Journal of Geodynamics*, 108, 56- 72.
- Bonin, B., 2007- A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects, *Lithos* 97, 1- 29.
- Bonin, B., 2008- Death of super-continents and birth of oceans heralded by discrete Atype granite igneous events: the case of the Variscan–Alpine Europe. *Journal of Geoscience*, 53 (3–4), 237- 252.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R., 1986- Origin of an Atype granite: experimental constraints, *American Mineralogist*, 71, 317- 324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189- 200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J., 1991- A-type granites revisited: assessment of residual-source model, *Geology*, 19, 163- 166.
- DePaolo, D. J., 1981- Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and Mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193- 197.
- Eby, G. N., 1990- The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis, *Lithos* 26, 115- 134.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20, 641- 644.
- Eby, G. N., 2011- A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust, *Seventh Hutton Symposium on granites and related rocks*, abstract volume, 50- 51.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033- 2048.
- Frost, C. D. and Frost, B. R., 2011- On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin, *Journal of Petrology*, 52, 39- 53.
- Govindaraju, K., Potts, P. J., Webb, P. C. and Watson, J. S., 1994- Report on Whin Sill Dolerite WS-E from England and Pitscurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories, *Geostandards Newsletter*, 18, 211- 300.
- Honarmand, M., Li, X. H., Nabatian, G. and Neubauer, F., 2017- In-situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopic constraints on the origin of the Hasan-Robat A-type granite from Sanandaj–Sirjan zone, Iran: implications for reworking of Cadomian arc igneous rocks, *Mineralogy and Petrology*, 111(5), 659. DOI: 10.1007/s00710-016-0490-y
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Foster, G. L., Paterson, B. A., Woodhead, J. D., Hergt, J. M., Gray, C. M. and Whitehouse, M. J., 2007- Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf–O isotopes in zircon, *Science*, 315, 980- 983.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, M. C., 1997- Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt South-eastern Australia, *Journal of Petrology* 38, 371- 391.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., 1979- Characteristics and origin of anorogenic granites, *Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies*, San Diego, California, 11, 468.
- Martin, R. F., 2006- A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment, *Lithos* 91, 125- 136.
- 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*, 166, 53- 69.

- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth, *Chemical Geology* 120, 223- 253.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014- Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran, *International Geology Review*, 56(3), 263- 287.
- Molnar, M., 2006- Tertiary Development of the Zagros Mountains, *Geol. 186- earth history*.
- Montero, P. and Bea, F., 1998- Accurate determination of $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios by inductively-coupled-plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis, *Analytica Chimica Acta*, 358, 227- 233.
- Moreno, J. A., Molina, J. F., Bea, F., Abu Anbar, M. and Montero, P., 2016- Th-REE- and Nb-Ta-accessory minerals in post-collisional Ediacaran felsic rocks from the Katerina Ring Complex (S. Sinai, Egypt): An assessment for the fractionation of Y/Nb, Th/Nb, La/Nb and Ce/Pb in highly evolved A-type granites, *Lithos*, 258- 259, 173- 196.
- Moreno, J. A., Molina, J. F., Montero, P., Abu Anbar, M., Scarrow, J. H., Cambeses, A. and Bea, F., 2014- Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt, *Lithos*, 192-195, 56- 85.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532- 535, 27- 60.
- Plank, T., 2005- Constraints from thorium/ lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents, *Journal of Petrology* 46, 921- 944.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Oxford, 3, 1- 64.
- Schmitt, A. K., Emmermann, R., Trumbull, R. B., Buhn, B. and Henjes-Kunst, F., 2001- Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg Complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites, *Journal of Petrology*, 41, 207- 1239.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, G. and Shahabi, Sh., 2015- Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints, *Lithos* 212, 266- 279.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions Mineralogy and Petrology*, 95, 407- 419.
- Wu, F., Sun, D., Li, H., Jahn, B. and Wilde, S., 2002- A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis, *Chemical Geology*, 187, 143- 173.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J., 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*, 13(1) 25- 43.

A-type Granites of North Sanandaj- Sirjan zone, new observation, new classification

S. Yajam^{1*} and J. Ghalamghash²

¹Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2018 March 24

Accepted: 2018 December 19

Abstract

The east Sanandaj- Galali plutons of the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogeny, are composite, polyphase bodies that generated during subduction of Neotethys beneath the Eurasian plate. A-type magmatism in this area presents by Alkaline, high K, ferroan leucogranites. Despite having mineralogical and isotopic similarities, these leucogranites show a clear division, based on the geochemical and SHRIMP zircon crystal dating results. Qalaylan leucogranite with the crystallization age of 159 ± 3 Ma is A1-type. Other leucogranites are A2-type and crystallized about 20 million years later (140-149 Ma). In fact, mantle derived mafic magma, as heat source, caused partial melting of heterogeneous pre-fertilized Sanandaj-Sirjan basement and creates Qalaylan leucogranites. Younger leucogranites are A2-type and present different evolution path. These rocks generate in a post collisional setting as a result of partial melting of heterogeneous pre-fertilized Sanandaj-Sirjan basement, about 20 Ma later. In post collisional setting, asthenosphere upwelling do to the slab roll back or slab steepening could be a heat source of crust melting and generates the younger leucogranites.

Key words: Sanandaj-Sirjan Zone, A1- type granites, A2-type granites, Late Jurassic.

For Persian Version see pages 221 to 230

*Corresponding author: S. Yajam; E-mail: sanaz.yajam@gilan.pnu.ac.ir