

# موقعیت تکتونیکی گرانودیوریت زرگلی در زمین‌دorz سیستان، جنوب شرق ایران

شهریار کشتگر<sup>(۱)</sup>، محمد بومری<sup>(۲)</sup>، علی کنعانیان<sup>(۳)</sup>، محبوبه نظری<sup>(۴)</sup>

۱. دانشگاه جامع، واحد استان سیستان و بلوچستان، زاهدان
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان
۳. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
۴. دانشجوی دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۳۱

## چکیده

گرانیتوئید زرگلی در شمال غرب زاهدان در پهنه زمین‌دorz سیستان برونزد دارند. این گرانیتوئید در زمان الیگوسن در یک واحد فلیشی نفوذ کرده و دارای محتوای سیلیس بین ۶۲/۴ تا ۶۶ درصد وزنی، کالک آلکالن، متآلومین و از نوع I می‌باشد. گرانودیوریت زرگلی از عناصر LILE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی از عناصر Ta، Ti، Nb و Eu و بی‌هنجاری مثبت از عناصر Rb، Ce، La، Ba، Sr حاکی از این است که ماگمای سازنده از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین منشأ گرفته است. این ماگما ضمن جایگیری در پهنه جوش خورده سیستان با رسوبات فلیشی دچار آغشتگی و آرایش شده است. نمودارهای تکتونو ماگمایی، جایگاه گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و حاشیه فعال قاره‌ای را برای این توده نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: زرگلی، پهنه جوش خورده سیستان، ژئوشیمی، گرانودیوریت.

## مقدمه

گرفته است (صادقیان، ۱۳۸۲، حسینی، ۱۳۸۱، تیوای، ۱۳۸۱، بومری و همکاران، ۱۳۸۴، قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸، مرادی و همکاران، ۱۳۹۴) بر اساس این مطالعات گرانیتوئیدهای زاهدان، متآلومینوس تا پراآلومینین، کالک-آلکالن و از نوع I و S می‌باشند که نشانه‌هایی از فرورانش، برخورد و یا پس از برخورد هستند. مطالعاتی که روی گرانودیوریت زرگلی انجام شده اندک است (کشتگر، ۱۳۸۳، سراوانی فیروز، ۱۳۹۰). هدف این پژوهش، بررسی دقیق‌تر خصوصیات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانودیوریت زرگلی، به‌منظور شناخت

گرانودیوریت زرگلی (خیرآباد) به‌عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی گراغه- سراوان، در استان سیستان و بلوچستان و در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهر زاهدان، بین طول‌های جغرافیایی ۲۷° و ۶۰° تا ۴۵° و ۶۰° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۲° و ۲۹° تا ۴۰° و ۲۹° شمالی واقع شده است (شکل ۱).

نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان در پهنه درزه سیستان واقع شده است و توسط محققین مختلفی مورد بررسی قرار

\* نویسنده مرتبط: shahriar.keshtgar@gmail.com

و افغان از غرب و شرق با پهنه درزه سیستان در الیگوسن پیشین در نظر گرفته می‌شوند. (Tirrul et al., 1983) سنگ‌های آذرین درونی و خروجی آکالن و کالک‌آکالن از الیگوسن تا میوزن به‌ویژه در ارتباط با گسل‌های امتدادلغز در بخش‌هایی از پهنه درزه سیستان تشکیل شده و به نظر می‌رسد حاصل فرآیندهای پس از برخورد باشند (Camp and Griffis, 1982).

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه نیز مشابه با دیگر بخش‌های زون زمین‌درز سیستان است و عمدتاً از سنگ‌های نوع فلیش تشکیل شده است که از تناوب شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن و آهک‌های نومولیتی، تشکیل شده‌اند (شکل ۱). در بعضی نقاط، میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا بازیک در آنها دیده می‌شود. این سنگ‌ها، دگرگونی ناحیه‌ای گسترده اما درجه ضعیف در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است. گرانیتوئیدهای زاهدان به صورت استوک، دایک و رگه رخمون دارند و در مجموع یک باتولیت بزرگ می‌باشند. گرانودیوریت زرگلی نیز عمدتاً توده‌ای است که دایک‌های حدواسط و رگه‌های آپلیتی و کوارتزی آن را قطع کرده‌اند. سنگ‌های فلیشی و بخصوص شیل‌ها در مجاورت این توده به هورنفلس تبدیل شده‌اند. انکلاوهای متعددی در این گرانودیوریت دیده می‌شود.

### روش مطالعه

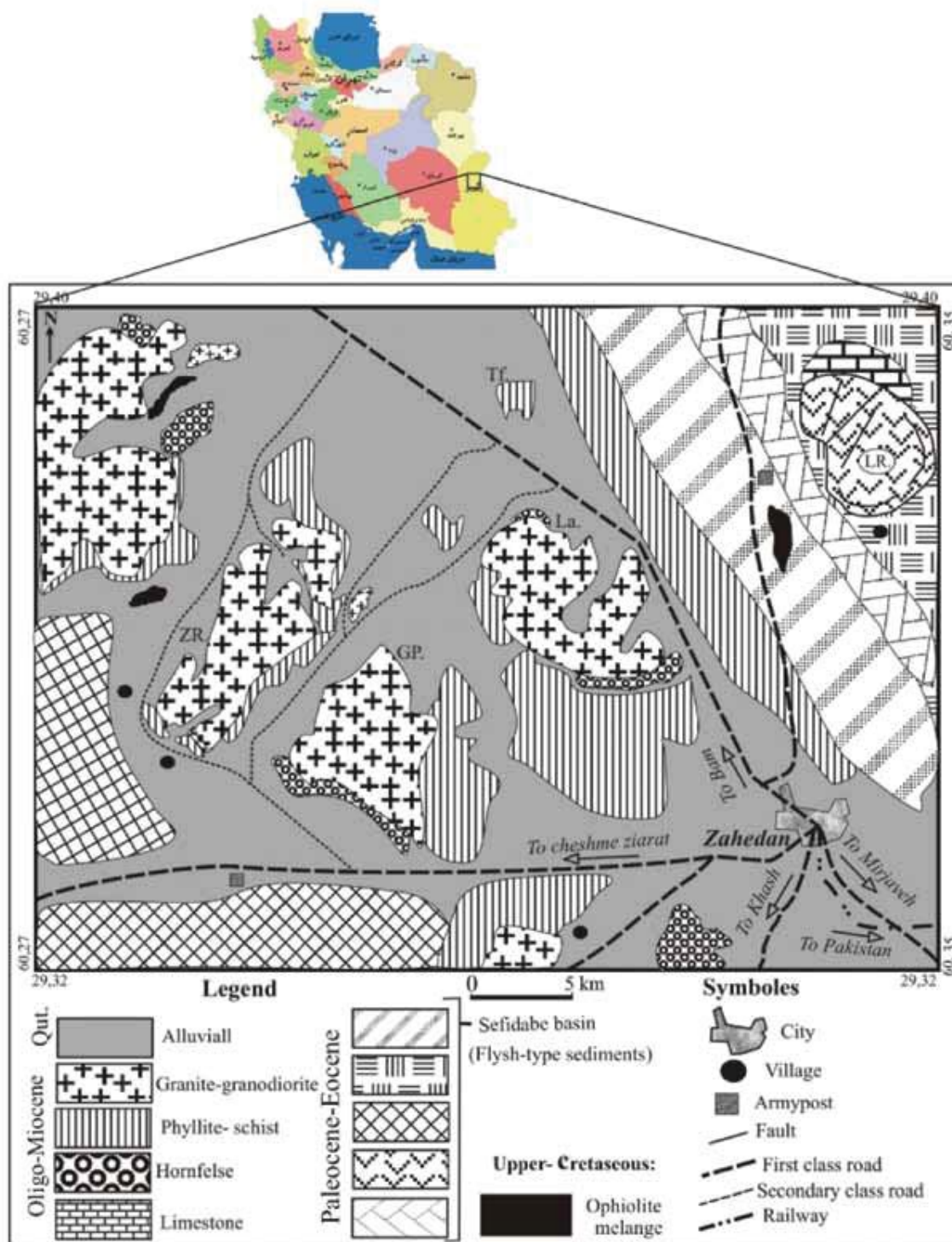
این پژوهش بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی انجام شده است. جهت انجام مطالعات سنگ‌شناسی، از بخش‌های حاشیه‌ای تا مرکزی توده نفوذی زرگلی، نمونه‌برداری انجام شد. نمونه‌برداری‌ها تا حد امکان از بخش‌های جنوبی و غربی که کمتر میلونیتی شده‌اند، انجام شده است (شکل ۲). توصیف پتروگرافی گرانیتوئید زرگلی و سنگ‌های میزبان بر مبنای مطالعه میکروسکوپی ۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی است. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های آذرین سالم و غیر دگرسان شده منطقه، پس از آماده‌سازی، با استفاده از روش MS ICP-MS و XRF در آزمایشگاه CHEMEX ALS کشور کانادا، مورد تجزیه شیمیایی سنگ کل قرار گرفته و با نرم‌افزارهای تخصصی پردازش و تفسیر شدند.

هر چه بیشتر ماهیت ماگمای سازنده و جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتوئیدهای جنوب شرق ایران می‌باشد.

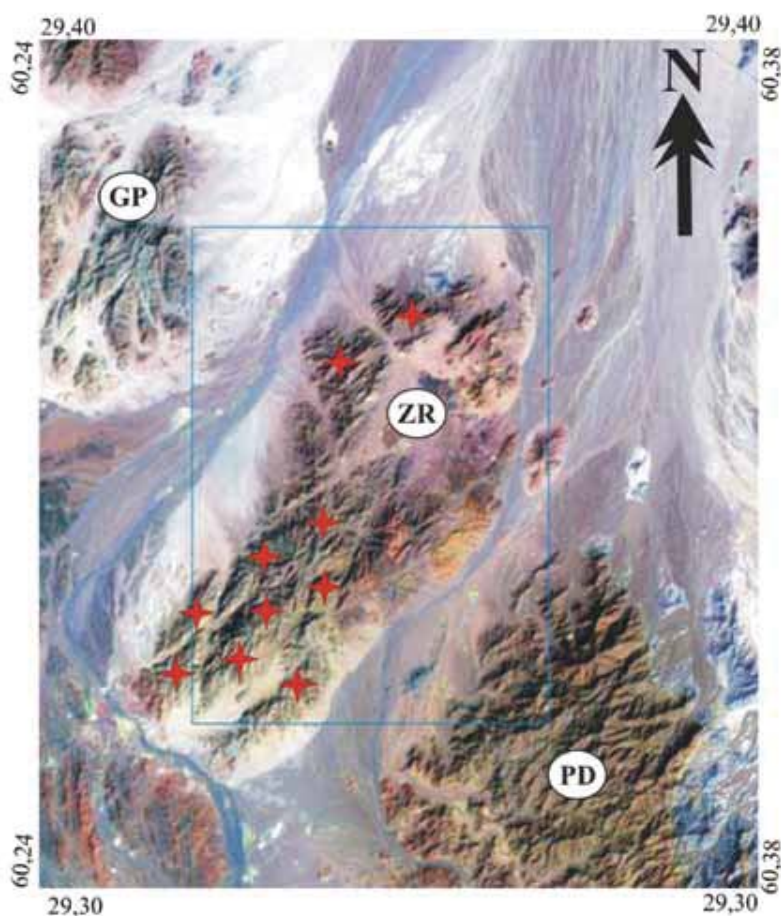
### زمین‌شناسی

گرانودیوریت زرگلی در پهنه زمین‌شناسی زمین‌درز سیستان واقع شده است. این پهنه از غرب با بلوک قاره‌ای لوت و از شرق با بلوک قاره‌ای افغان هم‌مرز است. افیولیت‌های با سن کرتاسه پایانی قدیم‌ترین سنگ‌های این پهنه هستند و شاهدی از اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند (Tirrul et al., 1983). این سنگ‌ها به صورت نوارهای باریک و طویل در امتداد گسل‌های موازی و ناپیوسته، به شدت خردشده‌اند و گاهی با لیسونیت‌ها همراه می‌باشند. سنگ‌های نوع فلیش، گسترده‌ترین واحد سنگی در پهنه درزه سیستان می‌باشند که عمدتاً در آئوسن تشکیل شده و عمدتاً شامل شیل، ماسه سنگ، سیلتستون و سنگ آهک هست. این سنگ‌ها در بعضی مناطق تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین در آئوسن عمدتاً کالک‌آکالن بوده و در شرق و غرب پهنه زمین‌درز سیستان رخمون دارند و به همین دلیل به‌عنوان نشانه‌هایی از فرورانش شناخته می‌شوند. مهم‌ترین نظریه جهت پهنه زمین‌درز سیستان را به زیر بلوک قاره‌ای افغان با پلاریته رو به شمال شرق در نظر می‌گیرند (Tirrul et al., 1983). در نظریه دیگری که توسط افتخار نژاد (۱۳۵۲) مطرح شده جهت فرورانش را به زیر بلوک قاره‌ای لوت در نظر گرفته شده است. محققین دیگر نیز با توجه به وجود ولکانیسم کالک‌آکالن مشابه در شمال لوت و کاهش سن آنها از شرق به غرب و نهشته‌های اقتصادی خاص همراه آنها یک سیستم فرورانش دوسویه با شیب‌های متفاوت برای آن پیشنهاد داده‌اند (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰). توده‌های نفوذی گرانیتی زاهدان، دوره مهمی از ماگماتیسم کالک‌آکالن را در پهنه زمین‌درز سیستان نشان می‌دهند (شکل ۲). تعیین سن‌های انجام شده به روش K-Ar سن میانگین این توده‌ها را ۳۲ میلیون سال نشان می‌دهد (Camp and Griffis, 1982). این گرانیتوئیدها به‌عنوان نشانه برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت

شهریار کشتگر و همکاران



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، La: کوه لخشک، Pd: کوه پدگی، ZR: کوه زرگی، GP: کوه گپدان، Tf: تفتاکوه، LR: کوه لار



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای لندست TM توده‌ی نفوذی مورد مطالعه، حاصل ترکیب باندهی ۱-۴-۷-RGB، موقعیت نمونه برداری‌ها با علامت ستاره نشان داده شده است. PD: پدگی

گرانیتوئید زرگلی در نمونه دستی دارای ظاهری نسبتاً سفید با لکه‌های سیاه رنگ است. بخش‌های سفید کوارتز و فلدسپات می‌باشند و بخش‌های سیاه عمدتاً دانه‌های تیره رنگ بیوتیت می‌باشند. حضور بیوتیت‌های درشت دانه در مرکز گرانیتوئید زرگلی ظاهری تیره رنگ‌تر به آن داده است (شکل ۴- A). گرانیتوئید زرگلی حاوی آنکلاو نیز می‌باشد که تیره‌تر و دانه‌ریزتر می‌باشند. آنکلاوهای موجود از نوع رسوبی دگرگون شده و سورمیکاسه (لخته‌های بیوتیت) هستند و در کنتاکت آنها با گرانیت‌ها بیوتیت زایی صورت گرفته است (شکل ۴- B و A).

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ترکیب اصلی گرانیتوئید زرگلی گرانودیوریت تا مونزو گرانیت می‌باشد. رنگ سنگ‌های مورد مطالعه در نمونه دستی از سفید متمایل به خاکستری تا خاکستری تیره تغییر می‌یابد.



شکل ۳. ارتباط صحرایی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه؛ دید عکس: شمال، (۱) گرانودیوریت‌های دگرشکل نشده بخش مرکزی توده. (۲) سنگ‌های دگرگونی میزبان به همراه میلونیت گرانیت‌های بودین شده. (۳) فیلیت و کالک شیبست‌های دگرسان شده

## بحث

### پetroگرافی

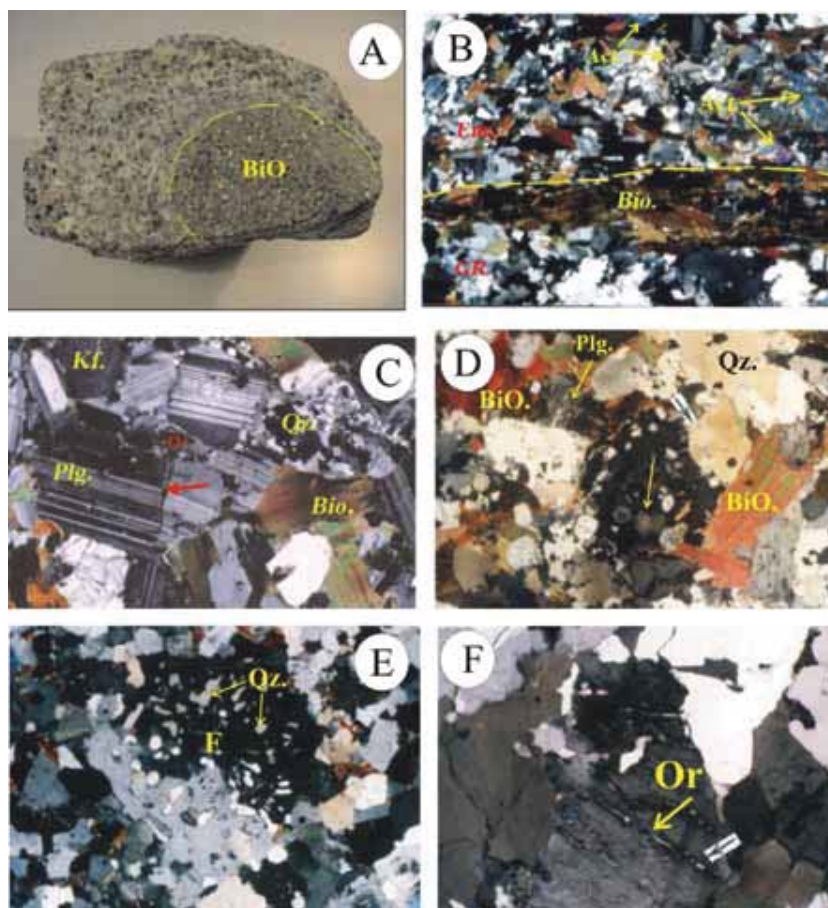
از نظر ساختاری کنتاکت توده گرانیتوئیدی زرگلی با سنگ‌های میزبان، از نوع هم‌شیب و ناگهانی است.

شهربار کشتگر و همکاران

از اصطلاح "بیوتیت گرانیته" نیز برای بخش‌های مرکزی از این توده استفاده کرد. کانی‌های فرعی شامل: آپاتیت، زیرکن و آلانیت می‌باشند. پلاژیوکلازها اکثراً به صورت سالم و غیردگرسان در بافت سنگ وجود دارند و گاهی فابریک ساب ماگماتیک (شکستگی‌های گوه‌ای شکل که با کانی‌های دیگر پر شده‌اند) در هنگام تبلور در آنها ایجاد شده است (Kanian and Keshtgar, 2004). ارتوکلازها دارای بافت میرمیکیتی می‌باشند که از حاشیه به سمت داخل کانی رشد کرده‌اند. بیوتیت‌ها که با دورنگ متفاوت قهوه‌ای (غنی از آهن) و سبز متمایل به قهوه‌ای (غنی از منیزیم) وجود دارند که بعضاً دچار تا شدگی نیز شده‌اند. کوارتزها به صورت بی‌شکل فضاهای بین سایر کانی‌ها را پر نموده‌اند.

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، ترکیب اصلی توده زرگلی گرانودیوریت تا مونزو گرانیته می‌باشد. بافت سنگ‌ها گرانولار و دانه‌درشت است و کانی‌های اصلی سازنده، شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز به همراه بیوتیت می‌باشند (شکل ۴- C). وجود بافت‌های پوئی کیلیتیک و گرانوفیری از دیگر اختصاصات بافتی سنگ‌های مورد مطالعه است که در اثر هم‌رشدی فلدسپار و کوارتز به وجود آمده است (شکل ۴- D و E). از دیگر ویژگی‌های فلدسپارها، پرتیتی‌شدن آنها در شرایط ساب‌سولیدوس است که نشانه پایین بودن فشار بخار آب در هنگام تبلور گرانیته‌ها و به عبارتی هیپرسولوس بودن آنها است (شکل ۴- F).

کانی بیوتیت حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. با توجه به حضور فراوان کانی بیوتیت می‌توان



شکل ۴. A) لخته‌های بیوتیت (سورمیکاسه) در گرانودیوریت، اندازه انکلاو ۸ سانتی‌متر، B) - بیوتیت زایی در کنتاکت بین انکلاو رسوبی و گرانودیوریت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر)، C) بافت گرانولار و فابریک ساب‌ماگماتیک (علامت فلش) در گرانودیوریت (نور پلاریزه، ۴۰ برابر). D) بافت پوئی کلیتی حاصل رشد تاخیری کانی‌ها در مونزوگرانیته (نور پلاریزه، ۴۰ برابر). E) بافت گرانوفیری در مونزو گرانیته (نور پلاریزه، ۴۰ برابر). F) بافت پرتیت و آنتی پرتیت در ارتوکلاز (نور پلاریزه، ۴۰ برابر). علائم: plg: پلاژیوکلاز، Kf: آلکالی فلدسپار، Or: ارتوز، Bio: بیوتیت، Act: اکتینولیت

### ژئوشیمی

#### طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی

از (Middlemost (1985)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). بر اساس نمودارهای نشان داده شده در شکل ۶، گرانیتوئید زرگلی از نوع کالک آلکالن و پتاسیم بالا است و عدد منیزیم آن بین  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) = 44-55$  متغیر می‌باشد.

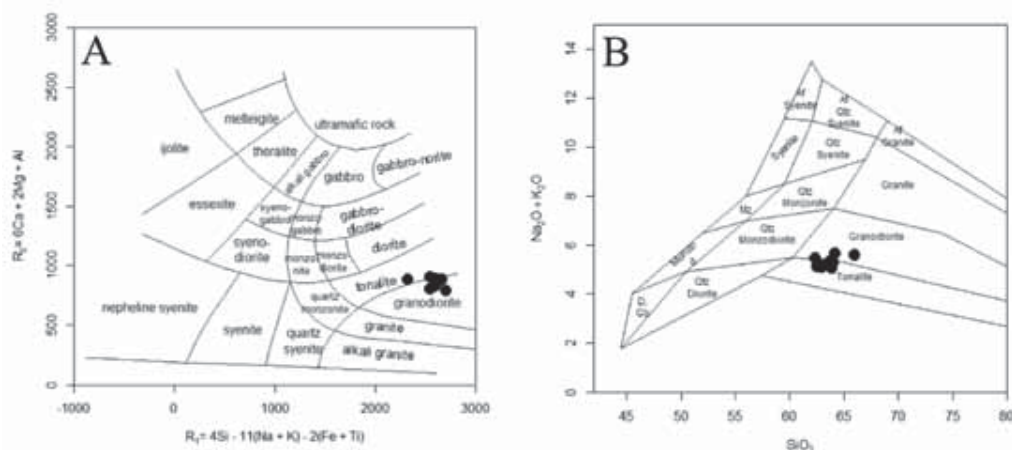
نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه در جدول ۱ نشان داده شده است. براساس نمودارهای  $R_1-R_2$  از De la Roch et al., (1980) و مجموع آلکالن - سیلیس

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمی سنگ‌های مورد مطالعه برحسب ppm، اصطلاح GRD: گرانودیوریت

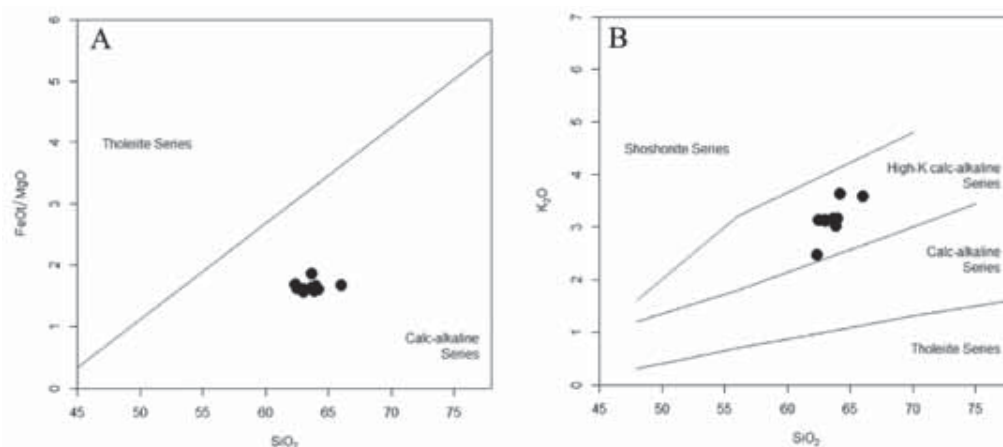
Sample	KZ230	KZ240	KZ300	ZA612	ZA635	ZA618	ZA600	ZA803	ZA820	ZA754
Name	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD	GRD
SiO <sub>2</sub>	62.4	63	63.7	62.5	63	63.7	63.9	64	64.2	66
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.65	0.6	0.67	0.63	0.64	0.66	0.62	0.58	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.05	15.05	15.4	14.85	15.1	14.95	15.2	15.05	14.65	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.14	5.86	5.5	6.11	5.54	5.04	5.46	5.6	5.25	4.56
MnO	0.08	0.09	0.09	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07
MgO	2.52	3.53	3.24	3.65	3.42	2.61	3.34	3.25	3.15	2.63
CaO	3.86	3.89	3.47	4.05	3.98	3.76	3.92	3.81	3.32	3.46
Na <sub>2</sub> O	2.99	1.96	2.1	1.98	2.04	2.16	2.03	2.13	2.03	2.03
K <sub>2</sub> O	2.47	3.11	3.1	3.13	3.13	3.16	3.01	3.15	3.63	3.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.16	0.17	0.14	0.16	0.15	0.14	0.12	0.1	0.12
LOI	2.17	1.83	1.87	1.88	1.97	2.82	1.36	1.42	2.11	1.47
Total	99.1	99.13	99.24	99.06	99.05	99.07	99.1	99.28	99.11	99.17
V	166	130	122	137	130	100	141	127	120	102
Cr	60	150	140	160	150	100	160	140	130	120
Ni	94	122	100	124	120	71	128	110	101	91
CO	20.4	18.3	15.8	18.8	18.8	13	18	16.8	15.6	12.4
Zn	83	81	75	82	74	65	73	74	66	61
Ga	19	18	19	19	18	18	18	18	17	17
Sn	2	3	3	3	2	2	3	5	4	3
W	2	2	1	2	3	1	2	2	2	2
Ba	228	386	318	422	464	331	334	285	369	354
Sr	187	217	196.5	205	223	186	202	192.5	188.5	189
RB	115.5	135.5	142.5	159	136.5	127	137	150.5	158.5	152
Nb	19	14	14	16	13	13	12	13	12	12
Y	48.7	25	21.2	25.8	23.4	20	32.4	31.8	20.3	29
Zr	174.5	163.5	138.5	169.5	163	138	151	158	174.5	145
Cs	7.1	10.4	11	12.4	9.4	8.4	12.4	17	15.2	12.8
Hf	5	5	4	5	5	4	5	5	5	5
Ta	1.2	1.1	1.1	1.1	0.9	0.9	0.9	1	0.9	1
Th	2	16	8	19	12	7	12	12	12	15
U	1.5	1.5	1.3	1.9	1.2	1	1.9	2.2	1.7	1.7
La	11.3	34.7	19.6	34.2	32.4	14.6	26	25.8	24.7	34.6
Ce	32	72.8	47.4	80.4	61.6	37.8	55.1	58.1	58.7	69.4

ادامه جدول ۱.

Sample	KZ230	KZ240	KZ300	ZA612	ZA635	ZA618	ZA600	ZA803	ZA820	ZA754
Pr	3.9	8.4	5.4	9.1	7.2	4.5	6.2	6.6	6.7	8.2
Nd	16.3	31.1	20.9	35.1	26.9	17.2	24.7	25.2	24.7	29.9
Sm	5.1	6.4	4.4	6.7	5.1	3.7	5.3	5.1	4.8	6.3
Eu	1.1	1	1.1	1.1	1.1	1	1.1	1	0.9	1
Gd	6.4	5.9	4.6	6.2	5.1	3.9	5.2	5.1	4.5	6.2
Tb	1.3	0.8	0.7	0.9	0.8	0.6	1	0.9	0.7	0.9
Dy	8.5	4.6	3.9	4.5	4.1	3.6	5.3	5	3.9	4.8
Ho	1.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.7	1.2	1.1	0.7	1
Er	5.2	2.7	2.4	2.9	2.4	2.3	3.5	3.6	2.2	3.2
Tm	0.7	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4
Yb	3.7	2.5	1.9	2.6	2.2	2	3.4	3.4	2.1	2.9
Lu	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4
Mg#	44.84	53.33	50.64	54.2	54.3	55.01	53.48	54.41	54.79	53.85
A/CNK	0.89	0.97	1.02	0.94	0.95	0.95	0.98	0.95	0.96	0.95
Corundu	1.29	1.54	1.49	1.17	1.58	1.49	1.49	1.76	1.8	2.68



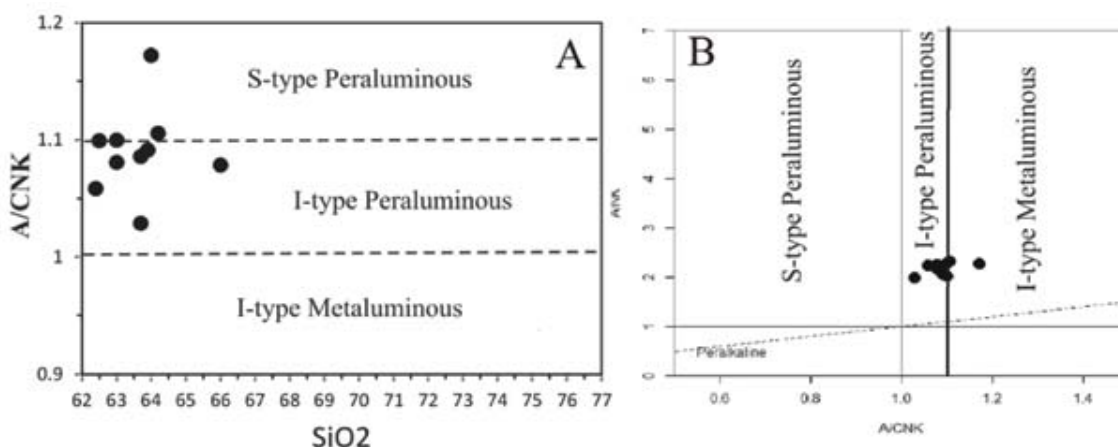
شکل ۵. A). نمایش نمونه‌های گرانیتوئید زرگی در نمودار  $R_1-R_2$  از (De la Roch et al., 1980) و B) نمودار مجموع آلکان - سیلیس (Middlemost, 1985)



شکل ۶. A) نمایش ترکیب شیمیایی گرانیتوئید زرگی در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $FeO/MgO$  جهت تفکیک سری‌های تولنییتی - کالک آلکان (Peccerillo and Taylor, 1976) و B) نمایش نمونه‌های گرانیتوئید زرگی در نمودار  $SiO_2-K_2O$  از (Miyashiro, 1974)

نشان می‌دهد. گرانودیوریت زرگلی حاوی انکلاوهای ماسه سنگی و رسی دگرگون شده فراوانی است و می‌توان آن را شاهدهی بر آرایش ماگمای اولیه با سنگ‌های میزبان دانست (Clemens, 2003) که در نهایت باعث تغییر محتوای آلومینیم ماگما شده است.

توده زرگلی دارای نسبت مولکولی  $(K_2O+Na_2O)/(CaO+Al_2O_3)$  بین ۰.۳ تا ۱.۱۷ است. این نسبت نشان می‌دهد این گرانیتوئید از نوع I ولی پرآلومینوس است (شکل ۷). مقادیر کردوم نورماتیو این توده نیز پایین می‌باشد. توده نفوذی مورد مطالعه دلایل قابل توجهی از ورود مواد پوسته‌ای به درون ماگمای گرانیتی در حال صعود را



شکل ۷. A) نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس  $SiO_2$  در برابر  $KNC/A$  (Chappell et al., 2012). B) نمودار تفکیک گرانیت‌ها بر اساس شاخص اشباع از آلومینیم (Maniar and Piccoli, 1989).

### ژئوشیمی عناصر اصلی

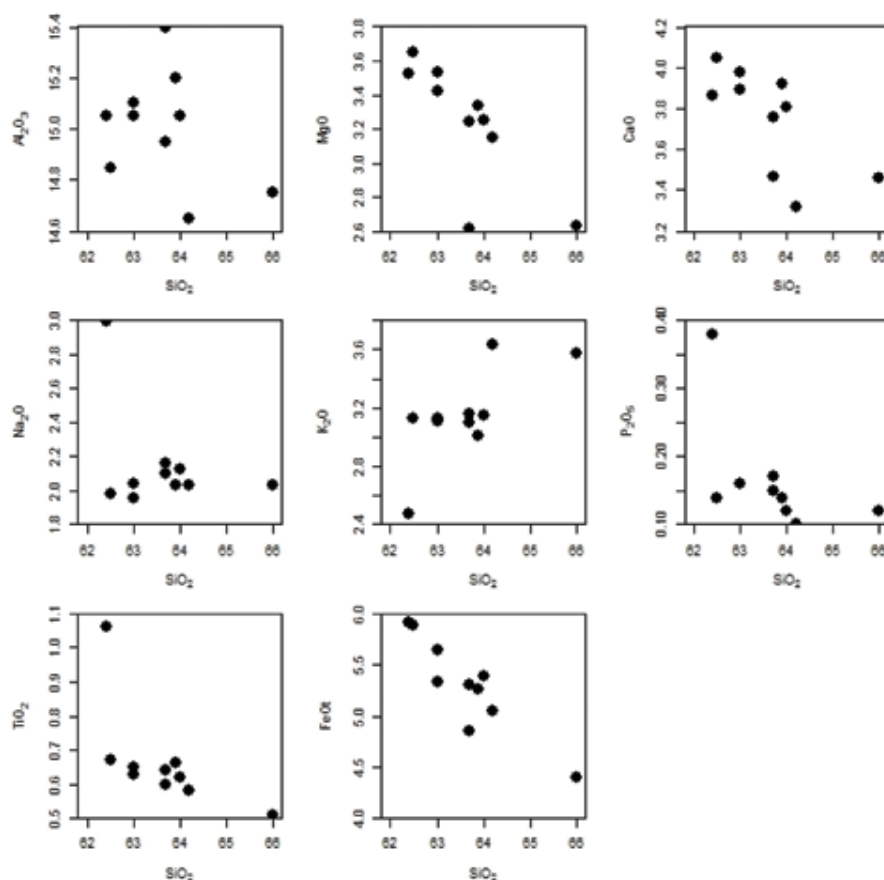
آبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور می‌باشد. از طرفی تغییرات  $P_2O_5$  تابع تغییرات  $CaO$  است زیرا عنصر فسفر در ماگما رابطه نزدیکی با عنصر کلسیم دارد. اکسیدهای  $Na_2O$  و  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  روندی افزایشی نشان می‌دهد زیرا این اکسیدها در مراحل اولیه تبلور به مقدار کم وارد ساختمان کانی‌ها شده و با پیشرفت تفریق، مقدار آنها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها شوند (Wilson, 1989).

به عقیده‌ی مک بیرنی (۱۹۹۳)، گرانیتوئیدهای حاصل از آرایش یا ذوب رسوبات و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده غالباً از عناصر  $Al$ ,  $K$ ,  $Si$  غنی بوده و مقدار  $Na$  در آنها از مقدار  $K$  کمتر است. گرانیتوئید زرگلی دارای  $SiO_2$  نسبتاً متوسط و پتاسیم و آلومینیم بالایی است.

تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  در شکل ۸ نشان داده شده است. با افزایش  $SiO_2$  مقدار اکسیدهای  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  و  $P_2O_5$  کاهش می‌یابد. علت این است که اکسیدهای مذکور بیشتر در مراحل اولیه تبلور ماگما مصرف می‌شوند. کاهش اکسیدهای  $TiO_2$  و  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$  به علت قرار گرفته آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزیمی مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما است. مقدار  $Al_2O_3$  ابتدا با افزایش  $SiO_2$  افزایش می‌دهد اما در ادامه آن افزایش بی‌توتیت و احتمالاً آمفیبول است ولی در ادامه این روند برعکس می‌شود. افزایش کوارتز نیز باعث کاهش درصد نسبی فلدسپات‌ها و در نتیجه کاهش مقدار  $Al_2O_3$  می‌شود. کاهش اکسیدهای  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  و  $P_2O_5$  به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت



شهریار کشتگر و همکاران



شکل ۸. نمودار تغییرات شیمیایی عناصر اصلی در مقابل سیلیس (Harker, 1909)

تکامل ماگماها آشکار کند و تهی‌شدگی در Nb می‌تواند بیانگر نقش نزدیک عناصر LILE و وجود یک مولفه فرورانش در منشا پوسته‌ای و یا هضم پوسته به‌وسیله ماگمای بازیک قبل از جایگزینی ماگماها باشد (Wilson, 1989).

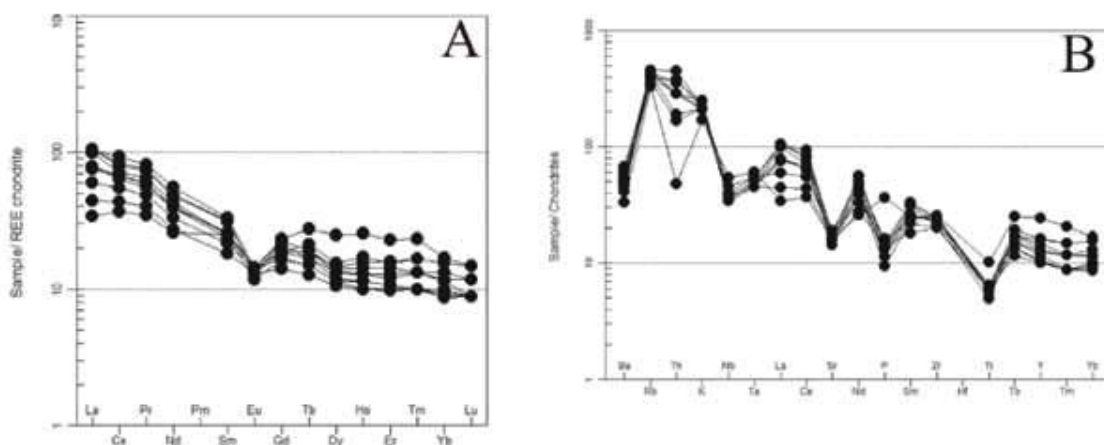
### جایگاه تکتونوماگمایی

یکی از رایج‌ترین نمودارها برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آذرین، نمودارهای پیرس (Pearce et al., 1984) می‌باشد (شکل ۱۰). سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودارها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. نمودار Th/Yb در برابر La/Yb (Condi, 1989) نشان می‌دهد این توده متعلق به ماگمای کمان قاره‌ای است. همچنین نمودار Th/Ta در برابر Yb (Gorton and Schandl, 2000) بیانگر تشکیل این توده در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد (شکل ۱۱). لازم به ذکر است محل برداشت نمونه KZ-300 نزدیک زون‌های برشی بوده و به همین علت محل

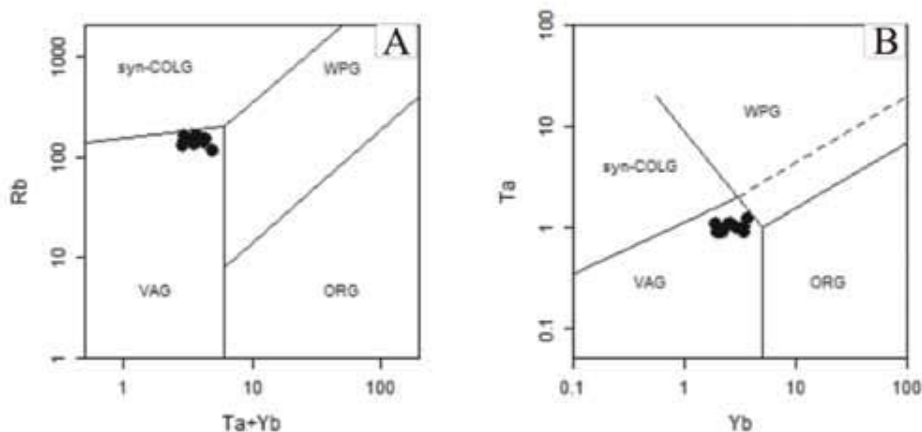
### ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی

الگوی عناصر خاکی کمیاب یا REE در شکل A-9 نشان داده شده است. ناهنجاری منفی واضحی از اروپوم با نسبت  $Eu/Eu^* = 3/25 - 5/26$  دیده می‌شود. LREE نسبت به HREE با  $N(La/Lu) = 82/11 - 25/2 = 82/11$  غنی‌شدگی نشان می‌دهد. برای بیشتر نمونه‌ها، مقدار LREE از La تا Sm کاهش تقریباً یکنواختی را نشان می‌دهد در حالی که شیب تغییرات HREE از Gd تا Dy کاهنده و کم است و از آن به بعد تقریباً یکنواخت است. الگوهای پراکندگی نمودارهای عنکبوتی (Sun and McDonough, 1989) عناصر LILE نظیر Th، Rb، K، نسبت به عناصر HFSE نظیر Ti و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل B-9). بی‌هنجاری منفی Sr و Eu دلایلی مبنی بر تفریق Plg و یا KF هستند. البته بی‌هنجاری منفی Eu ممکن است در نتیجه آلیش نیز ایجاد شده باشد. آنومالی منفی Nb ممکن است وجود یک قوس را در

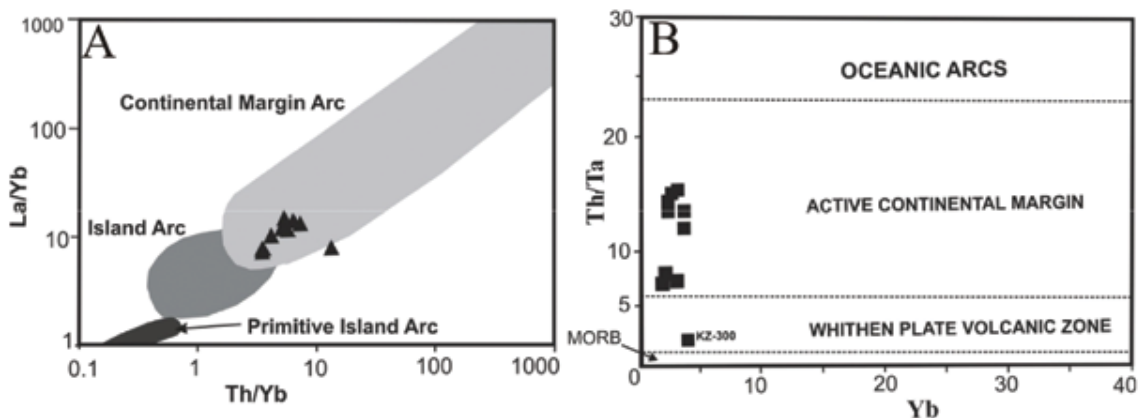
موقعیت تکتونیکی گرانودیوریت زرگلی در زمین درز سیستان ...



شکل ۹. (A) تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) نرمالیز شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989)، (B) تغییرات فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک‌کننده‌ی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)



شکل ۱۱. (A) نمودار Th/Yb در برابر La/Yb کمان حاشیه قاره (Condi, 1989). (B) نمودار Th/Ta در برابر Yb در برابر Yb (Gorton and Schandl, 2000)

شهریار کشتگر و همکاران

اصولاً گرانیتوئیدهای نوع I از ذوب سنگ‌های آذرین حاصل می‌شوند (Chappell and White, 1974, 2001). این گرانیتوئیدها غالباً متاآلومینوس هستند و دارای هورنبلند، اسفن و مگنتیت می‌باشند. آن دسته از گرانیتوئیدهای نوع I که پراآلومینوس هستند گرانیتوئیدهایی می‌باشند که مقدار  $SiO_2$  آنها بیشتر از ۷۰ درصد وزنی می‌باشند که ظاهراً از تبلور تفریقی آمفیبول حاصل می‌شوند (Bruce et al., 2012). با وجود اینکه مقدار  $SiO_2$  گرانیتوئید زرگلی از ۷۰ درصد وزنی کمتر و دارای ترکیب شیمیایی در حد گرانودیوریت است اما پراآلومینوس و فاقد هورنبلند، اسفن و مگنتیت و دارای بیوتیت و آلانیت می‌باشد. مطالعات تجربی نشان داده که مذاب‌هایی که از ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی و آندزیتی در دمای نسبتاً کمتر در پوسته حاصل می‌شوند نیز عمدتاً از نوع I پراآلومینوس است. از ذوب نامتجانس بیوتیت و آمفیبول در این سنگ‌ها در فشارهای زیر میدان پایداری گارنت، پیروکسن حاصل و مقدار آلومینیم اضافی وارد ماگمای باقیمانده‌ای می‌شود که پراآلومینوس است (Bruce et al., 2012).

### نتیجه‌گیری

گرانیتوئید زرگلی از پلوتون‌های باتولیت زاهدان محسوب می‌شود که در فلیش‌های پهنه درزه سیستان در الیگوسن پیشین نفوذ کرده است، حاوی انکلاوهای از نوع رسوبی دگرگون شده (سورمیکاسه) می‌باشد و توسط دایک‌های حدواسط با ترکیب دیبازی قطع شده است.

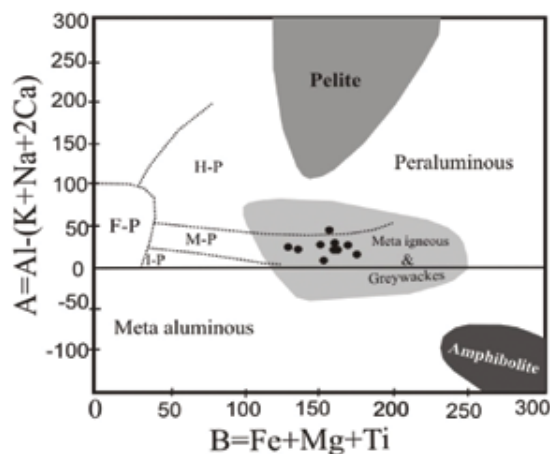
ترکیب شیمیایی گرانیتوئید زرگلی در حد گرانودیوریت و توانلیت است که حاوی بیوتیت نسبتاً زیادی است و می‌توان از اصطلاح بیوتیت گرانیت نیز برای آن استفاده کرد.

گرانیتوئید زرگلی از نوع I، پراآلومین و کالک‌آکالن است. در این گرانیتوئید LIL و LREE به ترتیب نسبت به HFSE و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. افزایش آلومینیم و بی‌هنجاری منفی Eu در آن ممکن است به دلیل مشارکت رسوبات قاره‌ای در سنگ منشاء ماگما باشد.

هرچند گرانیتوئید زرگلی خصوصیات گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و فرورانش حاشیه فعال قاره را

قرارگیری این نمونه‌ها، جدا از سایر نمونه‌ها دیده می‌شود. بر اساس مطالعات آزمایشگاهی و پترولوژی تجربی، از نسبت  $CaO/Na_2O$  برای تشخیص بین مذاب‌های با منشا مواد رسی ( $C/N < 0.5$ )، مذاب‌های منشا گرفته از گریوک یا سنگ‌های آذرین دگرگون شده کوارتز-فلدسپاری ( $0.3-1.5$ ) و مذاب‌های منشا گرفته آمفیبولیتی ( $C/N \leq 10$ )، استفاده می‌شود (Conrad et al., 1988). سنگ‌های مورد مطالعه نسبت‌های  $CaO/Na_2O$  بین ۱/۲۹-۲/۰۵ داشته و از این نظر با سنگ‌های آذرین دگرگون شده کوارتز-فلدسپاری و نیز با گریوک‌ها شباهت دارند. به‌طور تجربی ثابت شده، در ذوب بخشی آمفیبولیت حجم زیادی از مذاب (۲۰-۵۰٪) در محدوده گسترده‌ای از شرایط دم-فشار پوسته‌ای تشکیل می‌شود ( $3-15$  kbar و  $850-1000$  °C) که نتیجه آن تولید مذاب‌های کم پتاسیم در نمودار دوتایی A-B است (این مذاب‌ها زیر خط افقی نمودار شکل ۱۲ قرار می‌گیرند). بنابراین نتایج به‌دست‌آمده حاکی از این است که آمفیبولیت نمی‌تواند ترکیب مناسبی برای ماگمای منشا گرانودیوریت زرگلی باشد.

علاوه بر این برای تعیین منشا توده زرگلی از نمودار دوتایی مقدار پراآلومینیت:  $A=Al-(K+Na+2Ca)$  در برابر شاخص تفریق  $B=Fe+Mg+Ti$  استفاده شد (شکل ۱۲). بر اساس این نمودار ماگمای نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی سنگ‌های آذرین دگرگون شده حاصل شده است.



شکل ۱۲. نمودار A-B برای تشخیص سری‌های گرانیتی (Villaseca et al., 1998)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پراآلومین متوسط (mp) قرار گرفته‌اند و منشا آذرین دگرگون شده یا گریوکی را برای توده نشان می‌دهند. اصطلاحات نمودار عبارتند از: HP - پراآلومین زیاد، MP - پراآلومین متوسط، LP - پراآلومین کم، FP - پراآلومین فلسیک

دوره دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۴۶۵.  
- کشتگر، ش.، ۱۳۸۳. پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل ساختاری گرانیت زرگلی (شمال زاهدان). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، ۱۸۴.

- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، کرد، م. و خانعلی زاده، ع.، ۱۳۸۸. ساز و کار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۴، ۵۵۱-۵۷۸.

- مرادی، ر.، بومری، م.، باقری، س.، زاهدی، ا.، ۱۳۹۴. تعیین شرایط فیزیکی شیمیایی و عوامل کنترل کننده ی کانه زایی با استفاده از کانه نگاری، روابط پارائزی و میان بارهای سیال در کانسار استینیت- طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۱، ۱۳۴-۱۲۱.

- Castro, A., De la Rosa, J.D. and Stephens, W.E., 1990. Magma mixing in the subvolcanic environment. Contribution to Mineralogy and Petrology, 105, 9-26.

- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. lithos, 15, 221- 239.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences , 48 , 489 - 499.

- Chappell, B, Bryant., Colleen, j. and Wyborn., D., 2012. Peraluminous I-type granites, Lithos, 153, 142-153.

- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas- petrogenetic issues, models and evidence. Earth Science Review, 61, 1-18.

- Condi, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23, 1-18.

دارا می باشد ولی سن و محل جایگیری باتولیت زاهدان با زمان برخورد بلوک های قاره ای لوت و افغان سازگار است. بر اساس ویژگی های پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئید زرگلی، ذوب شدگی سنگ های آذرین دگرگون شده و سنگ های رسوبی میزبان (فلیش های ائوسن) می توانسته منشاء ماگمای اولیه سازنده آن باشد.

## قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دفتر آموزش سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (طرح پژوهشی) انجام شده است. نویسندگان بر خود لازم می دانند مراتب سپاس خود را از حمایت معاونت محترم وقت امور معادن سازمان، (مرحوم، مهندس فریدون مالکی) اعلام کنند. روحشان شاد و یادشان گرامی باد.

## منابع

- ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م.، مظاهری، ا.، سانتوز، ژ.، مدینا، ج. و همام، م.، ۱۳۹۰. فرورانش دوسویه نامتقارن؛ نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالورژی بلوک لوت، شرق ایران. نشریه زمین شناسی اقتصادی، ۱، (۳)، ۱-۱۴.

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲. مطلبی چند درباره حوضه رسوبی فلیش در شرق ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحه ای. گزارش سازمان زمین شناسی کشور، ضمیمه ۳۲ ف.

- بومری، م.، لشکری، غ. و گرگیچ، م.، ۱۳۸۴. Cl و F در بیوتیت های موجود در گرانیت های اطراف زاهدان. فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال ۱۳، ۱، ۲۰۱-۲۱۲.

- تیوای، م.، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی دایک های تیره فراوان در جنوب زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰.

- حسینی، م.، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئید های جنوب غرب زاهدان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۹۰.

- سراوانی فیروز، م.، ۱۳۹۰. بررسی شیمی کانی های توده نفوذی کوه زرگلی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰.

- صادقیان، م.، ۱۳۸۲. ماگماتیسم، متالورژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب زاهدان. رساله

- Conrad W.K., Nicholls I. A. and Wall V. J., 1988. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand and other occurrences. *Journal of Petrology*, 29, 765-803.
- Dela Roch, H., Leterrier, J., Grande p. and Marchal, MA., 1980. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis-its and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183 - 210.
- Gorton, M. P., and Schandl, E. S., 2000. From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Harker, A., 1909. *The natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 344 .
- Kananian, A. and Keshtgar, Sh., 2004. Petrofabric of deformed Zargoli granites in the NW of Zahedan, Iran, 32 nd. International geological congress, Florence, Italy, part 1, 154-155.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group UK., 266.
- Maniar, P.D., and Piccoli, M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635 - 642.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental margins, *American Journal of Science*, 247, 321-355.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956 - 983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58., 63-81.
- Shand, S.J., 1951. *The Study of Rocks*. Thomas murby and Co., London, 236.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London*, 42, 313 - 345.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The sistan suture zone of Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 134 - 150.
- Thompson, R.N., 1982. British tertiary volcanic province. *Scott., Journal of Geology*, 18, 49 - 107.
- Villaseca C., Barbero L. and Herreros V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89, 113-19.
- Wilson, M. , 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, 466 .