

## سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات توده‌ی گرانیتوئیدی الوند (همدان)

فرهاد آلیانی<sup>\*</sup>، زهرا صبوری، محمد معانی‌جو، علی اصغر سپاهی

دانشگاه بولعی سینا، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، همدان

(دریافت مقاله: ۸۹/۱/۱۴ ، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۱۷ )

چکیده: گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات غالباً به صورت رگه‌های کم ضخامت و پراکنده میان گرانیتوئیدهای اصلی الوند در منطقه‌ای با طول جغرافیایی  $34^{\circ}30'$ - $48^{\circ}45'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $35^{\circ}00'$ - $35^{\circ}40'$  شمالی در جنوب و غرب همدان رخنمون دارند. این گرانیتوئیدها براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی در گستره‌ی لوکوتونالیت، لوکوگرانوپوریت و لوکوکوارتزمنزودیوریت قرار گرفته‌اند. بررسی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات از نظر اندازه‌ی دانه‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها را می‌توان به دو گروه پورفیروئید و ریزدانه تقسیم کرد. برخوردهای گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات با گرانیتوئیدهای اصلی الوند به خوبی دیده می‌شوند و تدریجی نیست و نسبت به آن‌ها جوان‌تر (بالتوسون تا پس از بالتوسون) هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع I و آهکی-قلایایی هستند و از نظر درجه‌ی اشباع آلومین (ASI) متاآلومین تا کمی پرآلومین‌اند. این گرانیتوئیدها در نمودارهای عنکبوتی از نظر  $\text{Sr}$  غنی و از  $\text{Rb}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ti}$  و  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{CaO}$  در آن‌ها کمتر و میزان  $\text{Na}_2\text{O}$  بیش از گرانیتوئیدهای دیگر الوند است. این سنگ‌ها از نظر عناصر LILE و REE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، و از ویژگی‌های شاخص مناطق فرورانش و حواشی قاره‌ای فعال است. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی جهانی،  $\text{Rb}$  نسبت به  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta} + \text{Yb}$  و  $\text{Rb}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  با محیط قوس آتشفسانی (I-type) برای تشکیل گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات توده‌ی الوند هم‌خوانی دارد. که با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه، با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نهوتیس به زیر ایران مرکزی وابسته است.

واژه‌های کلیدی: الوند؛ گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات؛ نوع I؛ ژئوشیمی؛ آهکی-قلایایی؛ حاشیه‌ی قاره‌ای فعال.

کشیده در درون گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگون دیگر پراکنده‌اند. نقشه‌ی سنگ‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی الوند و موقعیت گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات در شکل ۱-الف نشان داده شده است. بیرون‌زدگی چشمگیر این سنگ‌ها را در مسیر گنجنامه تا میدان میشان و در حاشیه‌ی جاده‌ی همدان-شهرستانه می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱-ب). این سنگ‌ها از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی، ضریب رنگی، درصد فلذسپار قلایایی و سن با سایر گرانیتوئیدهای الوند تفاوت دارند.

### مقدمه

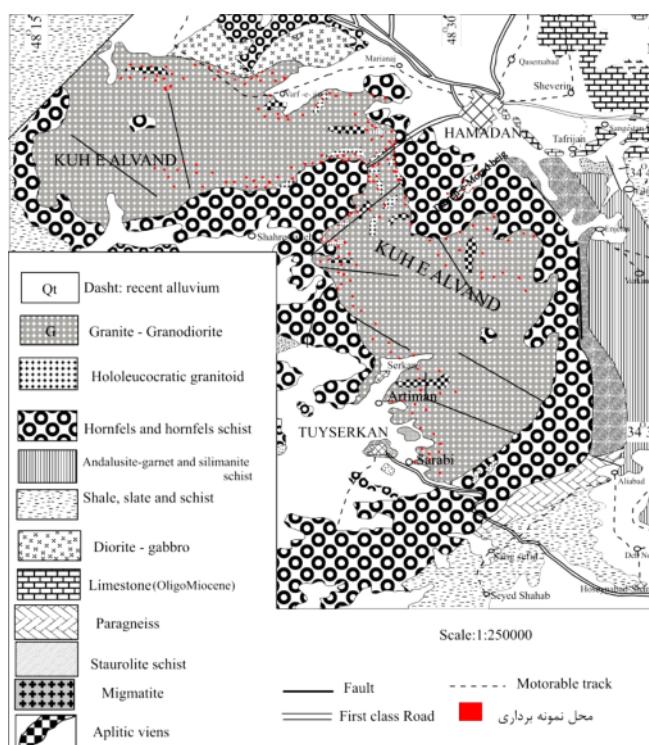
مجموعه‌ی گرانیتوئیدی الوند در کمربند پلوتونیک-دگرگونی سندنج-سیرجان قرار گرفته است و یکی از توده‌های گرانیتوئیدی این زون محسوب می‌شود. بررسی این توده مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است [۱-۵]. هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات این منطقه است. گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات، بیشتر در بخش‌های مرکزی و به صورت رگه‌های با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و نیز به صورت توده‌های

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۸۱۱ (۸۲۵۳۴۶۷)، نمبر: ۰۸۱۱ (۸۲۳۴۳۴۳)، پست الکترونیکی: alianifarhad@gmail.com

سینا، و برای تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و اندازه‌گیری مقدار عناصر نادر خاکی به آزمایشگاه ALS Chemex کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی شامل مجموعاً ۵۲ عنصر بودند که برای تعیین عناصر اصلی از روش‌های ذوب لیتیم متابورات و ICP-MS و برای تعیین عناصر فرعی از روش‌های ذوب لیتیم متابورات و ICP-OES استفاده شد. نتایج در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

### روش بررسی

برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای هولولوکرکات منطقه، ۱۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند و با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای هولولوکرکات منطقه، ۶ نمونه از سنگ‌های سالم پس از بررسی سنگ‌شاختی که حداقل هوازدگی و دگرسانی را نشان می‌دادند، انتخاب شدند و پس از پودر کردن آن‌ها در آزمایشگاه دانشگاه بوعلی سینا از پودر کردن آن‌ها در آزمایشگاه دانشگاه بوعلی



شکل ۱ الف- موقعیت زمین‌شناسی منطقه در زون سنندج- سیرجان و نقشه‌ی سنگ‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی الوند (با تغییر از نقشه زمین- سناسی ۱/۲۵۰۰۰ همدان، عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹).



شکل ۱ ب- رگهای از گرانیتوئیدهای هولولوکرکات در باطلیت الوند (دید به سمت جنوب).

**جدول ۱** نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM در نظر گرفته شده‌اند).

Sample	A.S.G11	A.S6.G21	A.S6.G22	A.S6.G23	A.S7.G4	A.S8.G6
SiO <sub>2</sub>	۶۲,۳	۶۴	۷۴,۱	۶۲,۲	۷۲,۲	۶۳,۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰	۲۱,۶	۱۵,۰۰	۲۱,۱	۱۵,۹۵	۱۶,۹۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۵۷	۰,۴۰	۰,۵۲	۰,۶۲	۰,۳۷	۰,۲۸
CaO	۷,۵۹	۵,۴۷	۳,۴۶	۶,۳۵	۳,۰۳	۷,۷۰
MgO	۰,۲۴	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۰۱	۰,۰۶	۰,۰۳
Na <sub>2</sub> O	۵,۹۲	۶,۹۲	۴,۹۹	۶,۴۹	۵,۹۲	۵,۰۱
K <sub>2</sub> O	۰,۴۲	۰,۲۸	۰,۲۸	۰,۵۴	۰,۳۶	۰,۲۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۷
TiO <sub>2</sub>	۲,۲۶	۰,۷۳	۰,۶۸	۱,۳۲	۰,۵۸	۳,۸۹
MnO	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۴۸	۰,۰۳	۰,۱۶	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲
SrO	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۷
BaO	۰,۰۱	۰,۰۱	<۰,۰۱	۰,۰۲	<۰,۰۱	۰,۰۱
LoI	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۴۰	۱,۵۰	۰,۰۰
Total	۱۰۰,۰	۹۹,۹	۱۰۰,۰	۹۹,۲	۱۰۰,۰	۹۸,۲
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۵۳,۰	۵۰,۳	۳۸,۷	۱۴۳,۰	۳۷,۰	۶۳,۹
Ce	۱۳۱,۵	۱۵,۸	۳۴,۴	۵۳,۶	۵۹,۳	۲۲,۰
Co	۰,۶	۰,۷	۰,۵	۰,۶	<۰,۵	<۰,۵
Cr	۴۶,۰	۳۷,۰	۹۷,۰	۴۳,۰	۳۳,۰	۴۸,۰
Cs	۱,۵۸	۰,۵۶	۰,۷۹	۰,۲۷	۰,۸۰	۰,۷۶
Cu	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Dy	۹,۷۰	۰,۸۷	۱,۷۴	۱۱,۵	۱,۸۸	۴۱,۸
Er	۴,۹۷	۰,۶۶	۰,۹۴	۶,۴۰	۰,۹۰	۲۴,۶
Eu	۴,۴۰	۰,۸	۱,۰۵	۱,۹۸	۰,۹۳	۷,۷۲
Ga	۱۵,۷	۱۱,۹	۱۱,۳	۱۶,۴	۱۲,۳	۱۷,۴
Gd	۱۲,۰۰	۳,۲	۵,۳	۱۰,۱۵	۳,۸۸	۳۷,۹
Hf	۴,۷	۷,۹	۷,۷	۷,۲	۷,۴	۶,۴
Ho	۱,۷۲	۰,۱۸	۰,۳۳	۲,۱۰	۰,۲۷	۸,۳
La	۶۲,۵	۸,۵	۱۸,۲	۲۵,۳	۲۸,۹	۱۰,۰
Lu	۰,۴۸	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۷۴	۰,۱۳	۲,۸۴
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۲۶,۶	۲۱,۳	۱۷,۴	۴۰,۶	۱۵,۰	۵۸,۶
Nd	۵۸,۸	۶,۲	۱۲,۷	۲۸,۲	۲۴,۱	۱۲۲,۰
Ni	<۵	<۵	۵	<۵	<۵	<۵
Pb	۱۳۸,۰	۱۳	۱۹	۱۹	۱۳	۱۶
Pr	۱۵۸,۵	۱,۷۷	۳,۷۳	۶,۸۱	۶,۷۹	۲۸,۷
Rb	۲۰,۳	۷,۸	۹,۸	۴,۵	۷,۷	۹,۲
Sm	۱۱,۹۰	۳,۵۴	۴,۵	۸,۷۴	۴,۶۱	۳۴,۲
Sn	۷	۱	۲	۶	۱	۷
Sr	۶۳۳	۷۰,۵	۴۷۶	۵۸۱	۵۷۳	۵۸۰
Ta	۱,۶	۱,۵	۱,۵	۲,۱	۱,۴	۳,۱
Tb	۱,۷۶	۰,۱۵	۰,۳۴	۱,۸۱	۰,۴۳	۶,۵۰
Th	۱۲,۹۰	۲۵,۸	۲۱,۵	۱۳,۱۵	۱۷,۰۰	۹,۲۱
Ti	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵
Tm	۰,۶۰	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۸۲	۰,۱۲	۳,۱۸
U	۲,۵۶	۲,۳۲	۱,۷۶	۳,۶۲	۱,۱۶	۴,۶۹
V	۱۰,۳	۳۶	۵۱	۱۷	۲۸	۳۵,۵
W	۳,۰۰	۲۹,۰۰	۲۸,۰۰	۳,۰۰	۱۸,۰۰	۳۲,۰۰
Y	۴۳,۴	۴,۸	۸,۳	۵۴,۹	۷,۳	۲۰,۹
Yb	۳,۸۴	۰,۷۷	۰,۹۸	۵,۴۶	۰,۸۱	۲۱,۰
Zn	۴۲	۱۷	۲۵	۲۶	۲۶	۴۴
Zr	۱۸۴	۲۹,۰	۲۸۴	۲۴۸	۲۶۷	۲۴۶

اسfen و روتیل و کمبود بیوپیت است، البته فراوانی سنگ‌های اسفن دار بیشتر است (شکل ۲-الف، ب). تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مورد بررسی در شکل (شکل ۳-الف، ب و پ) ارائه شده‌اند. بافت اصلی سنگ‌ها نیمه شکل دار دانه‌دار است.

### سنگ‌شناختی

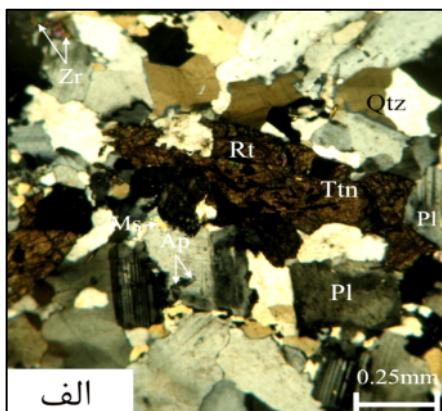
این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سفید شیری و گاه صورتی (به دلیل حضور سوزنی‌های روتیل) دیده می‌شوند و دارای ساختار توده‌ای و گاه پوروفیروئید هستند. وجه تمایز کننده‌ی این سنگ‌ها با گرانیت‌های دیگر الوند حضور کانی‌های



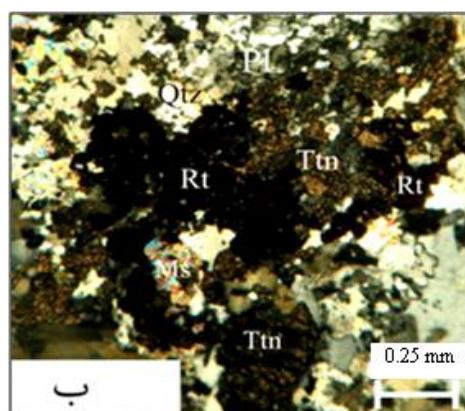
شکل ۲ ب- گرانیتوئید هولولوکوکرات روتیل دار.



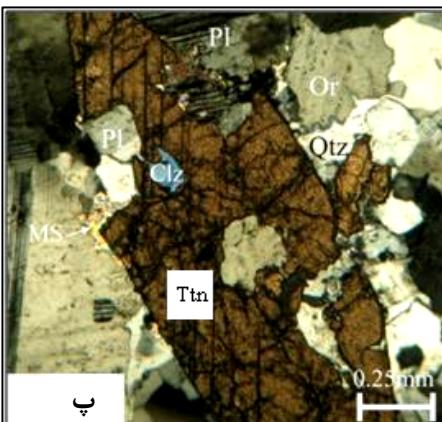
شکل ۲ الف- گرانیتوئید هولولوکوکرات اسفن دار.



الف



ب



پ

شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مورد بررسی: الف- رشد توام اسفن با روتیل که بلورهای روتیل به صورت ادخال در آن قرار گرفته‌اند. ب- گرهک‌های روتیل که به دلیل انباشت فراوان روتیل این گرهک‌ها به رنگ تیره دیده می‌شوند. پ- اسفن نیمه‌شكل‌دار در گرانیتوئید هولولوکوکرات اسفن دار.

Pl = Plagioclase, Qtz = Quartz, Rt = Rutile, Ttn = Titanite, Or = Orthoclase, Ms = Muscovite, Clz = Clinozoelite, Ap = Apatite, Zr = zircon.

اسfen که به‌شکل بلورهای نیمه‌شكل‌دار تا شکل‌دار و پوئیکلیتی در مقاطع نازک دیده می‌شود، و گاهی با ادخال‌های روتیل همراه است که به‌نظر می‌رسد بلورهای اسفن از بلورهای تأخیری هستند زیرا به‌صورت پوئیکلیتی کانی‌ها دیگر را در بر می‌گیرند [۴]. روتیل به‌صورت بلورهای سوزنی و خوش‌های شکل در داخل کانی‌های دیگر یا در حاشیه‌ی بلورهای اسفن دیده می‌شوند و گاهی در رشد توام با اسفن اند. بیویت به-

لوکوتونالیت: در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی سنگ‌ساز عبارتند از: پلاژیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز- آندزین) و عموماً به‌صورت بلورهای نیمه‌شكل‌دار تا شکل‌دار ( $\leq 5\%$ )، - فلدسپار قلیایی بیشتر اورتوکلاز و گاه میکروکلین به‌صورت بلورهای نیمه‌شكل‌دار تا بی‌شكل ( $> 10\%$ )، بلورهای کوارتز به‌شکل که در فضای بین کانی‌ها و گاهی دارای همرشدی با فلدسپات‌ها یافت می‌شوند ( $\approx 25\%$ ). کانی‌های فرعی شامل

کرمی شکل در زمینه‌ای از پلازیوکلاز سدیم (معمولًا الیگوکلاز) است، این بافت احتمالاً خاستگاه آذرین داشته و با بافت گرانوفیری وابسته است و ممکن است به علت واکنش‌های جانشینی نیز تشکیل شده باشد.

#### ویژگی‌های ژئوشیمیایی

چنان که در نمودار (شکل ۴-الف) مشاهده می‌شود، براساس رده‌بندی [۸] گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات در گستره‌های کوارتز‌مونزون‌دیوریت، گرانو‌دیوریت و تونالیت، و براساس رده‌بندی نورم [۹] در گستره‌ی تونالیت و ترونجمیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب).

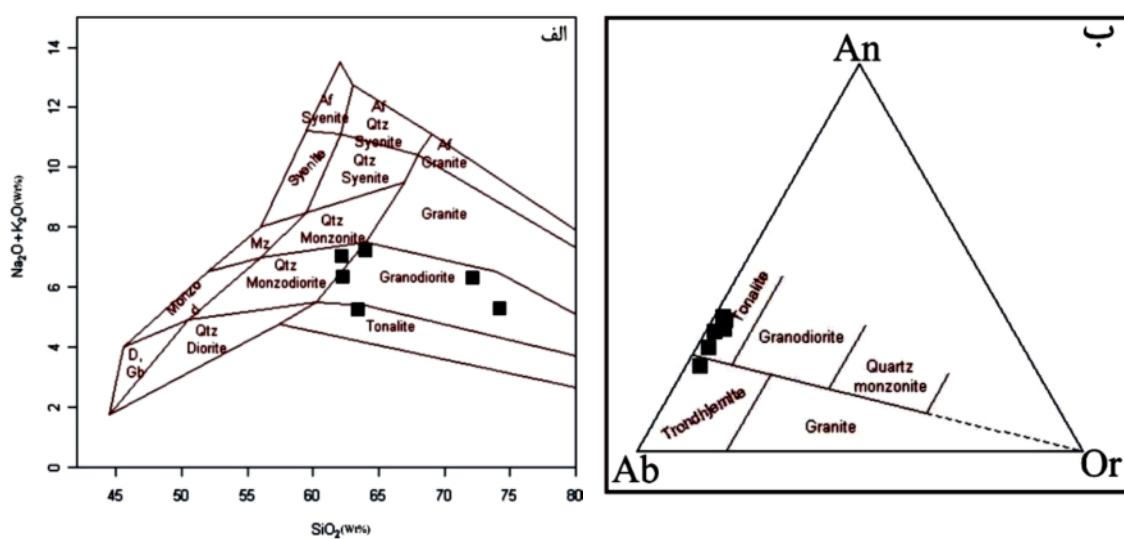
از روش‌های متداول بررسی رفتار ژئوشیمیایی و شناسایی چگونگی ارتباط عناصر در نمونه‌های مورد بررسی، استفاده از نمودارهای هارکر [۱۰] است. مهم‌ترین کاربرد این نمودارها عبارتند از تعیین و تشخیص فرآیندهایی نظیر تبلور جزء به جزء، هضم، ذوب‌بخشی و نهایتاً تحرک‌پذیری عناصر [۱۱]. با مقایسه‌ی نمودارهای هارکر گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات الوند با نمودارهای هارکر گرانیت‌های دیگر الوند معلوم شد که این گرانیت‌وئیدها نباید از جدایشی گرانیت‌های دیگر الوند حاصل شده باشند و احتمالاً خاستگاهی متفاوت با گرانیت‌های دیگر توده‌ی الوند دارند. چنان که در شکل ۵ و جدول ۱ دیده می‌شود، درصد  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های مورد بررسی ۷۳-۶۲ درصد است. تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  یک روند نزولی نشان می‌دهد. روند تغییرات  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO}$  نسبت به سیلیس چندان قابل توجه نیست زیرا درصد کانی‌های فرومیزین در این نمونه‌ها بسیار پایین است، ولی به طور کلی با افزایش سیلیس، یک روند کاهشی نشان می‌دهند. با افزایش  $\text{SiO}_2$  تغییر قابل توجهی در مقدار آهن کل نمونه‌های مورد نظر مشاهده نمی‌شود بنابراین نمی‌توان این گرانیت‌وئیدها را حاصل جدایش گرانیت‌وئیدهای دیگر الوند در نظر گرفت. در نمودار  $\text{CaO}$ - $\text{SiO}_2$ ، درصد فراوانی کلسیم به علت حضور کانی‌های اسفن و مقادیر اند آپاتیت در گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات نسبت به گرانیت‌وئیدهای دیگر منطقه بالاتر است و در مقابل افزایش  $\text{SiO}_2$  روند کاهشی نشان می‌دهد. روند تغییرات  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  نیز نسبت به افزایش سیلیس نزولی است، و روند نزولی  $\text{P}_2\text{O}_5$

ندرت و به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار، بین‌روزندهای و کلریتی شده است، و دارای ادخال‌های آپاتیت و زیرکن است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، مسکوویت و کلینوزوئیت اشاره کرد. کلریت از دگرسانی پلازیوکلاز حاصل شده است. مسکوویت به صورت بلورهای بدون شکل هندسی بوده و حاصل دگرسانی فلدسپات‌هاست.

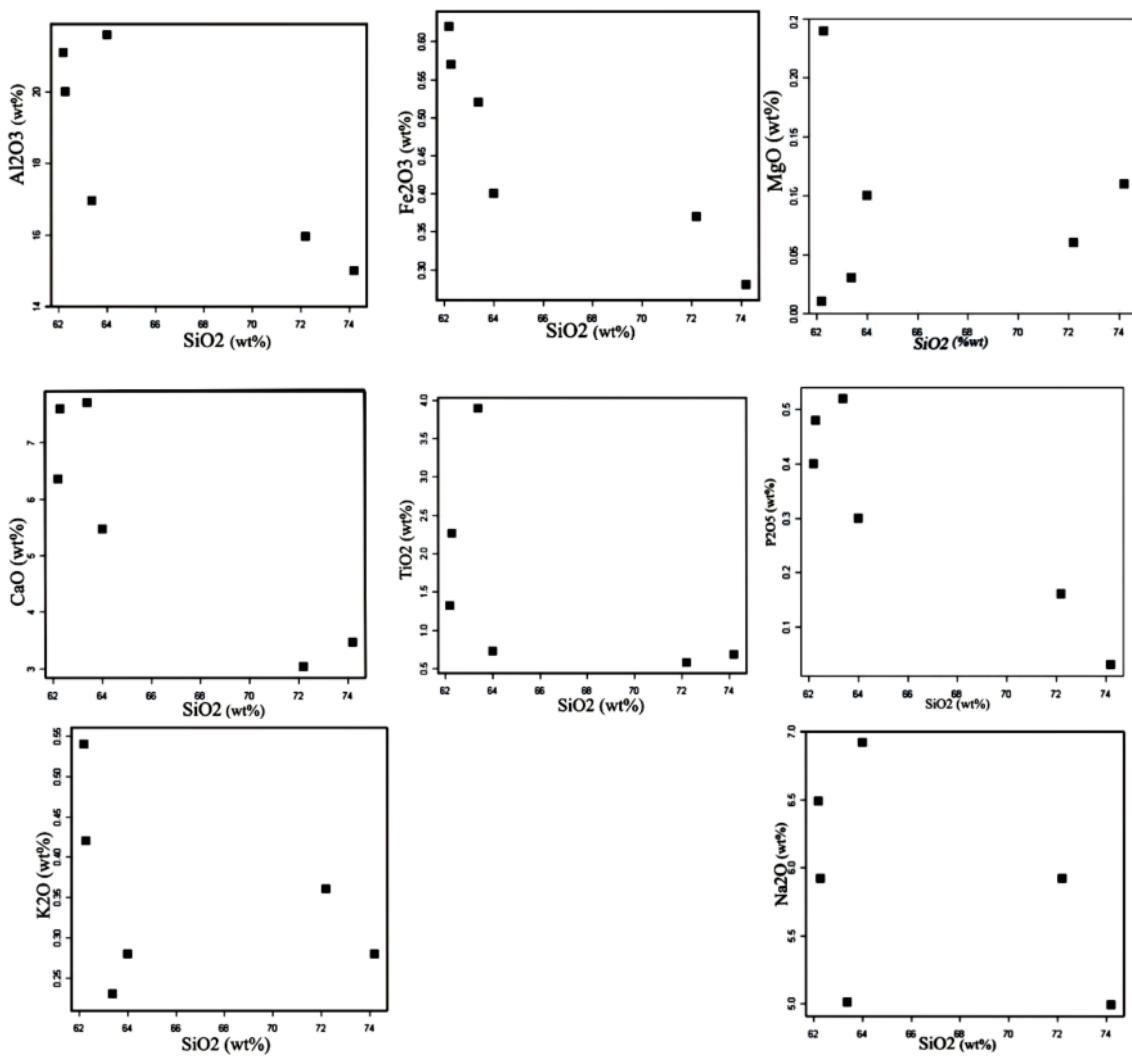
لوکوگرانو‌دیوریت: در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی عبارتند از: پلازیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز- آندزین) و معمولًا به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار ( $\approx 50\%$ )، - فلدسپار قلیایی بیشتر به صورت اورتوکلاز و گاه میکروکلین با پیکربندی بلورهای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل ( $\approx 10\%$ )، بلورهای کوارتز بی‌شکل ( $\approx 30\%$ ). کانی‌های فرعی شامل اسفن به شکل بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار، روتیل به صورت بلورهای سوزنی و خوش‌های در داخل کانی‌های دیگر یا در حاشیه‌ی بلورهای اسفن، بیوتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار، آپاتیت و زیرکن دیده می‌شوند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، مسکوویت و کلینوزوئیت اشاره کرد.

لوکوکوارتز‌مونزون‌دیوریت: پلازیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز- آندزین) و معمولًا به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار ( $\approx 50\%$ ، فلدسپار قلیایی بیشتر به صورت اورتوکلاز و گاه میکروکلین بلورهای نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل ( $\approx 10\%$ )), بلوری کوارتز بی‌شکل ( $\approx 20\%$ ). کانی‌های فرعی شامل اسفن که به شکل بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار، روتیل به صورت بلورهای سوزنی و خوش‌های، بیوتیت به ندرت و به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار، بین‌روزندهای و کلریتی شده، آپاتیت و زیرکن شکل گرفته‌اند. از کانی‌های ثانویه می‌توان کلریت، مسکوویت و کلینوزوئیت را نام برد.

بافت‌های دیگر مشاهده شده در مقاطع نازک عبارتند از: منطقه‌بندی، پرتیت (این بافت اغلب ناشی از عدم آمیختگی (Exsolution) در حالت جامد یا نیمه جامد در فلدسپارهای قلیایی هستند که به علت سرد شدن آرام فلدسپارها به صورت سدیم و غنی از پتاسیم جدا از هم دیده می‌شوند [۷]. به عقیده‌ی [۶، ۷] میرمکیت حاصل رشد تؤمن کوارتز به صورت



شکل ۴ الف- نمودار [۸] جهت تعیین قلمرو گرانیتoidهای هولولوکوکرات. ب- نمودار [۹] تعیین محدوده سنگهای مورد مطالعه با استفاده از نورم.

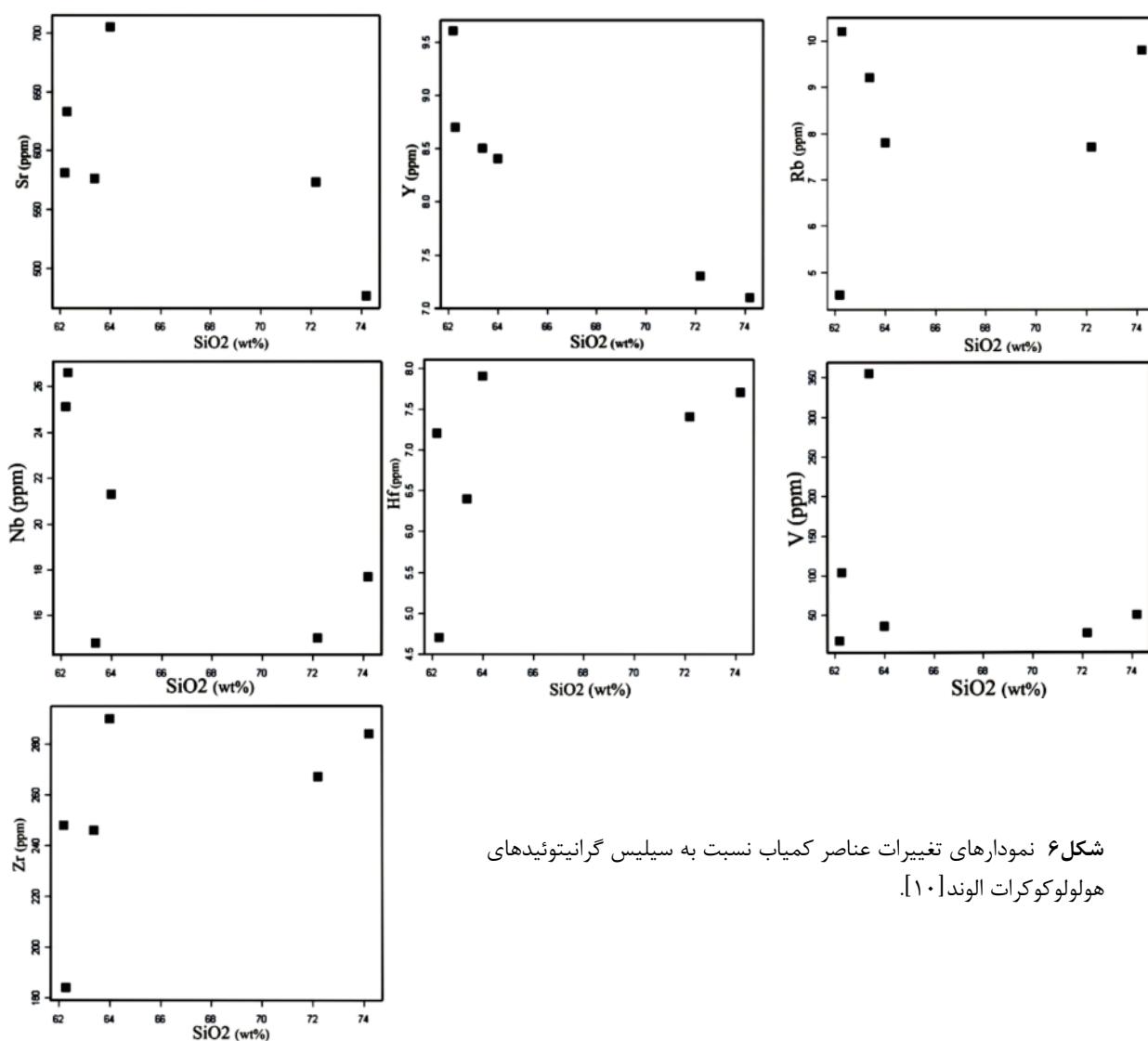


شکل ۵ نمودارهای [۱۰] ، تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیسی گرانیتoidهای هولولوکوکرات الوند.

پتاسیم در کانی‌های پلازیوکلаз، آپاتیت و فلدسپار قلیایی جانشین می‌شود. پراکندگی و افزایش اولیه Sr در آغاز جدایش به علت دگرسانی پلازیوکلاز و بیوتیت است ولی با افزایش روند جدایش و تشکیل فلدسپار قلیایی Sr، جانشین یون‌های Ca و K در شبکه‌ی کانی‌ها شده و در نتیجه پس از این مرحله به علت مصرف Sr مقدار آن در ماقما و نیز در سنگ‌های حاصل، کاهش می‌باید [۱۲]. عنصر Y با افزایش SiO<sub>2</sub> کاهش می‌یابد. این عنصر عموماً به صورت یک عنصر ناسازگار شبیه HREE عمل می‌کند و اغلب همراه آن‌ها یافت می‌شود، این عنصر به علت تشکیل کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن در ادامه‌ی جدایش یک روند کاهشی نشان می‌دهد [۱۱].

با ویژگی‌های ماقما نوع I همخوانی دارد. در نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub>، با توجه به پایین بودن کانی‌های حاوی پتاسیم (اورتوکلاز، بیوتیت) میزان K<sub>2</sub>O بسیار پایینی دارند ولی با این حال با توجه به فراوانی کانی‌های مسکوویت و - فلدسپار قلیایی در مراحل انتهایی تبلور ماقما (مثل فرآیند مسکوویتی شدن)، K<sub>2</sub>O تا حدی روند صعودی نشان می‌دهد. در صد فراوانی Na<sub>2</sub>O به ترکیب پلازیوکلاز بستگی دارد ولی به طور کلی با افزایش SiO<sub>2</sub> کاهش می‌یابد.

تغییرات عناصر فرعی نسبت به SiO<sub>2</sub> در شکل ۶ دیده می‌شوند. در نمودار Sr-SiO<sub>2</sub>، روند تغییرات Sr نسبت به افزایش سیلیسیک اس، استرانسیم معمولاً به جای کلسیم و



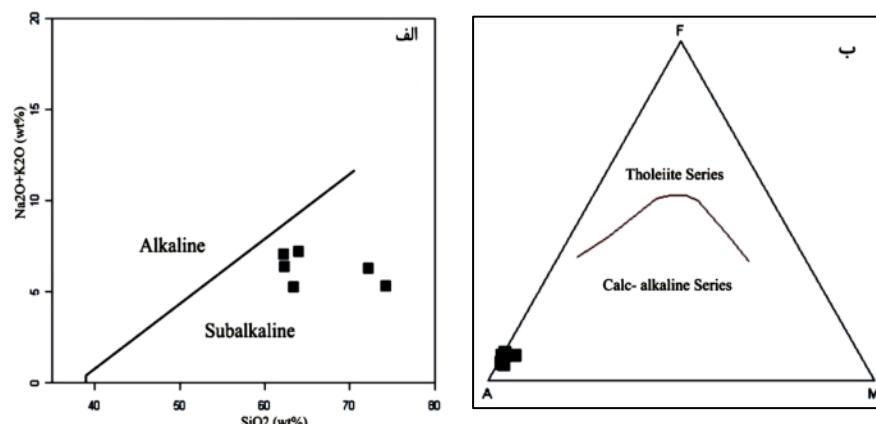
شکل ۶ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به سیلیسیک گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات الوند [۱۰].

ویژه به صورت کانی زیرکن ظاهر می‌شود و در فازهای جدایشی فراوانی آن بیشتر است. به طور کلی  $\text{Zr}/\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{SiO}_2/\text{FeO}^t$  صعودی است.

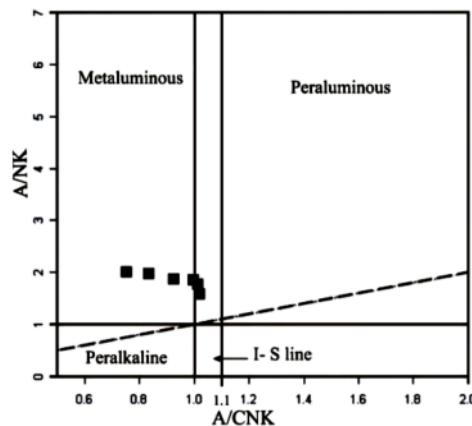
نمونه‌ها در نمودار مواد قلیایی نسبت به سیلیس [۱۳] در گستره‌ی نیمه‌قلیایی (شکل ۷-الف) و در نمودار AFM در گستره‌ی آهکی-قلیایی (شکل ۷-ب) قرار گرفته‌اند. برای جدایی سری‌های آهن دار از منیزیم دار، از نمودار [۱۴] استفاده کردند که در این نمودار  $(\text{FeO}^t + \text{MgO})/\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  رسم شده است. براساس این نمودار نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی آهن دار قرار می‌گیرند (شکل ۸).

نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۱۵]، برای تقسیم‌بندی ماگماها بر اساس درجه‌ی اشباع از آلومین کاربرد دارد، بنا بر این نمودار نمونه‌های موردنظر در موقعیت متالومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۹).

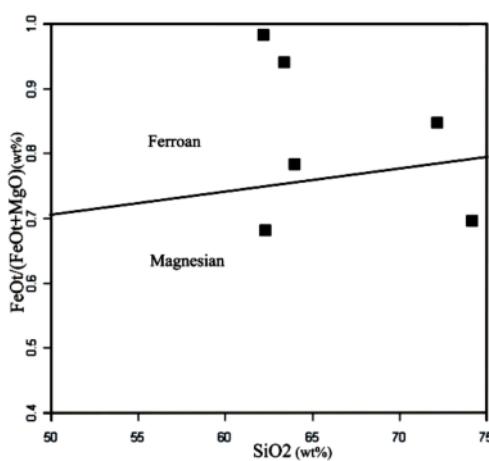
روند تغییرات Rb نسبت به  $\text{SiO}_2$  تقریباً صعودی و تغییرات Nb نسبت به سیلیس تقریباً نزولی است، Rb و Nb از عناصر ناسازگارند و به دلیل دارا بودن اختلاف چشمگیر در شاعع یونی و باز الکترونیکی جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند بلکه بر اساس غلظت پایین در اوآخر تبلور مانگمایی به صورت غنی شده در آبغون‌های باقیمانده دیده می‌شوند [۱۱]. البته Nb نخست کاهش و سپس در ادامه روند افزایش یافته است. عنصر Hf نیز یک عنصر ناسازگار است و نخست روند نزولی و در ادامه اندکی صعود می‌کند که این می‌تواند به دلیل شرکت Hf در فازهای فرعی مثل اسفن و زیرکن به جای تیتانیم باشد. عنصر V نسبت به افزایش سیلیس کاهش می‌یابد، این عنصر به صورت جانشینی آهن، وارد هماتیت شده و طی جدایش خارج می‌شود، عنصر Zr وارد کانی‌های متداول سازنده‌ی سنگ در هر درجه‌ای (آیا منظور از درجه دماست یا چیز دیگری در هر صورت نام آن باید نوشته شود) نمی‌شود ولی در یک فاز



شکل ۷-الف- نمودار کل ماده‌ی قلیایی نسبت به سیلیس. ب- نمودار AFM برای جدایی گستره‌های آهکی-قلیایی و تولئیتی [۱۳]، نمونه‌ها در گستره‌ی نیمه‌قلیایی و آهکی-قلیایی قرار دارند.



شکل ۸- نمودار  $(\text{FeO}^t + \text{MgO})/\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{A/CNK}$  برای جدایی سری‌های آهن دار از منیزیم دار [۱۴]، نمونه‌ها در گستره‌ی آهن دار قرار می‌گیرند.

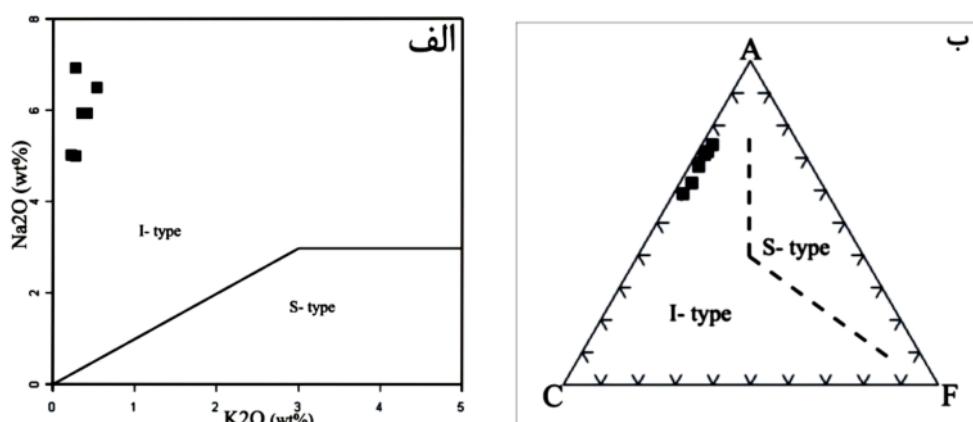


شکل ۹ نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK برای تعیین درجهٔ اشباع از آلومینا [۱۵]، نمونه‌ها در گسترهٔ شبه آلومین تا کمی پرآلومین قرار گرفته‌اند.

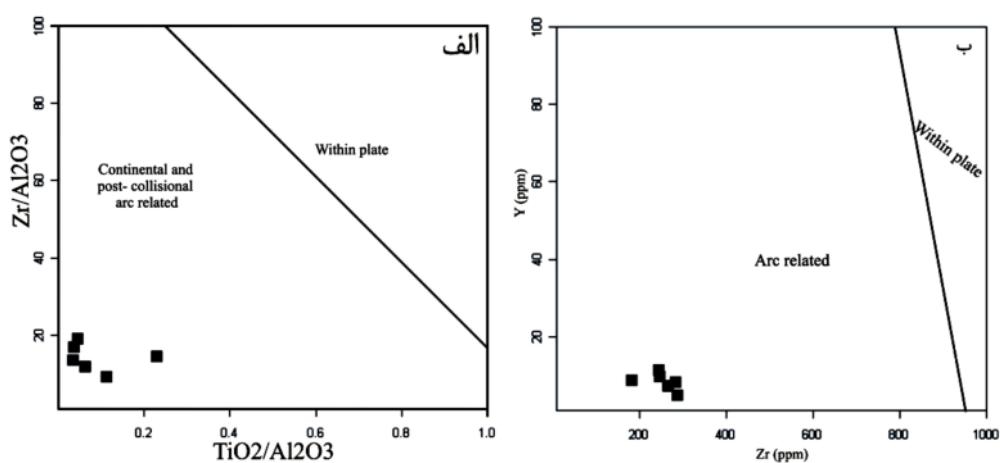
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده بر پایهٔ [۱۹، ۲۰] گرانیت‌های مورد نظر (شکل ۱۲) از نظر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند U، La، Rb، Ce، K و Th غنی‌شدگی چشمگیری را نشان می‌دهند و به طور نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Hf و Ti تهی‌شدگی دارند. این ویژگی از ویژگی‌های گرانیت‌وئیدهای قوس آتشفسانی مناطق فرورانش وابسته‌اند [۲۱]. این نمونه‌ها همچنین اندکی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی در HREE و بیهنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی در عناصر Ti، Ba و Nb نشان‌دهنده‌ی تودهای نفوذی وابسته به فرورانش است [۲۲]. بی‌هنجاری منفی Nb و Ta نشان‌گر نقش پوسته در تولید مagmaست و شاخص مناطق وابسته به فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای است [۲۳].

### بحث و بررسی

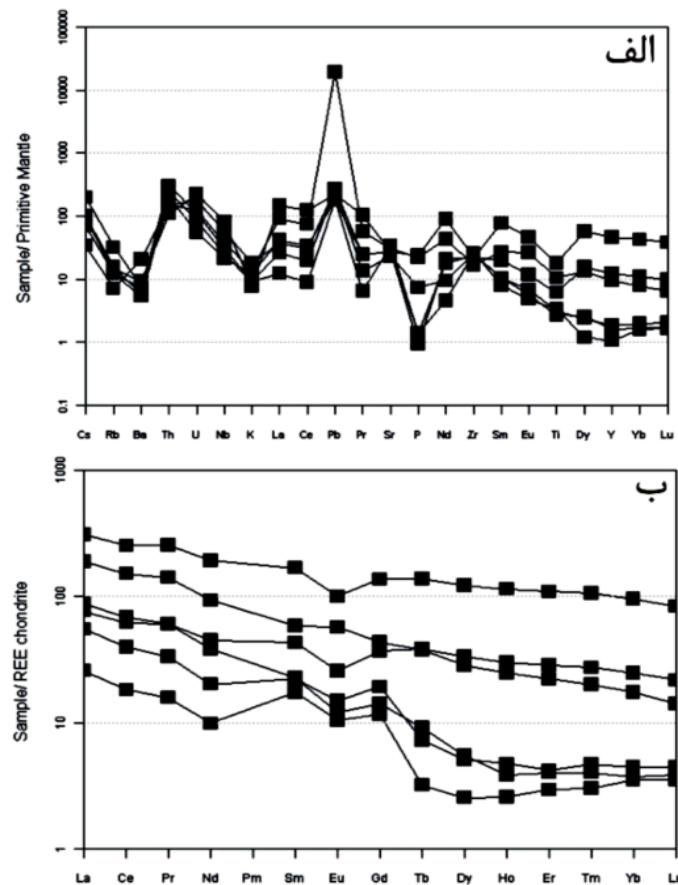
به‌منظور تعیین خاستگاه‌های زمین‌ساختی ماگمای گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات منطقه براساس نمودار تغییرات Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O نسبت به ACF [۱۶]، سنگ‌های مورد بررسی در گسترهٔ گرانیت‌های نوع I واقع شده‌اند (شکل ۱۰-الف). نمودار دیگر برای جدایش گرانیت‌وئیدهای نوع I و S، نمودار ACF [۱۷] است که در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در گسترهٔ گرانیت‌های نوع I تصویر شده‌اند (شکل ۱۰-ب). از نمودارهای Y-TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [۱۸] برای جدایش دو نوع اصلی گرانیت‌های درون صفحه‌ای و گرانیت‌های وابسته به قوس استفاده کردند. بنا بر این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ای که وابسته به قوس است قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف، ب).



شکل ۱۰-الف- نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۶]. ب- نمودار ACF [۱۷]. A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Na<sub>2</sub>O - K<sub>2</sub>O، C = CaO، F = FeO + MgO. نمونه‌ها در گسترهٔ گرانیت‌های I قرار می‌گیرند.



شکل ۱۱ نمودارهای الف. Zr/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- TiO<sub>2</sub>- Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و ب. Y- Zr گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای از گرانیت‌های وابسته به قوس آتشفشاری [۱۸]، که گرانیت‌های مورد بررسی در موقعیت گرانیت‌های وابسته به با قوس قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲ الف- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی گرانیت‌های هولولوکوکرات الوند بهنجار شده براساس Primitive mantle [۱۹] ب- بهنجار شده براساس REE chondrite [۲۰] ترسیم شده است.

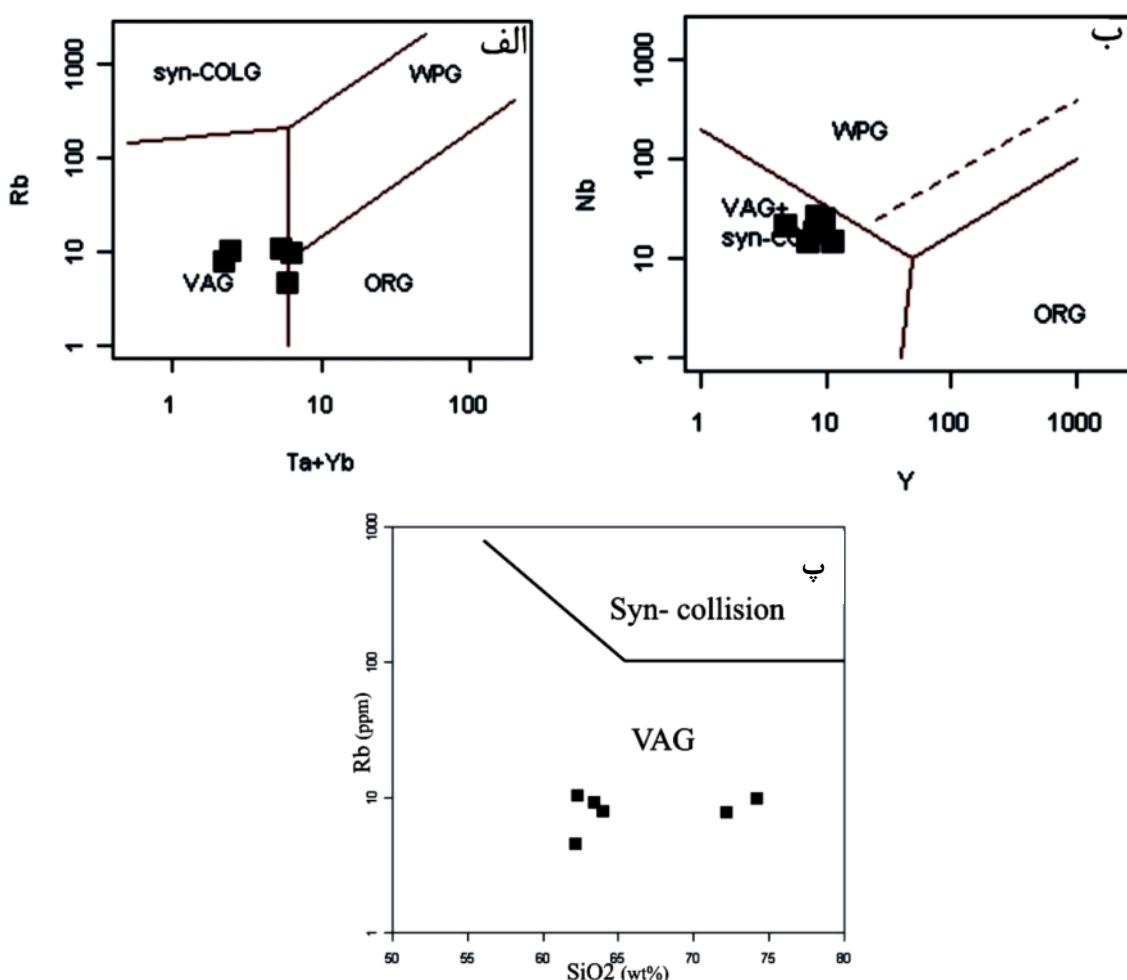
می‌دهند و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند (شکل ۱۳ الف، ب و پ).

در نمودارهای پیرس [۲۵، ۲۶]، نمونه‌های گرانیتوئیدی، در گستره‌ی قوس آتشفشاری (VAG) قرار می‌گیرند، که ویژگی‌های گرانیتوئیدهای وابسته به حواشی قاره‌ای فعال را نشان

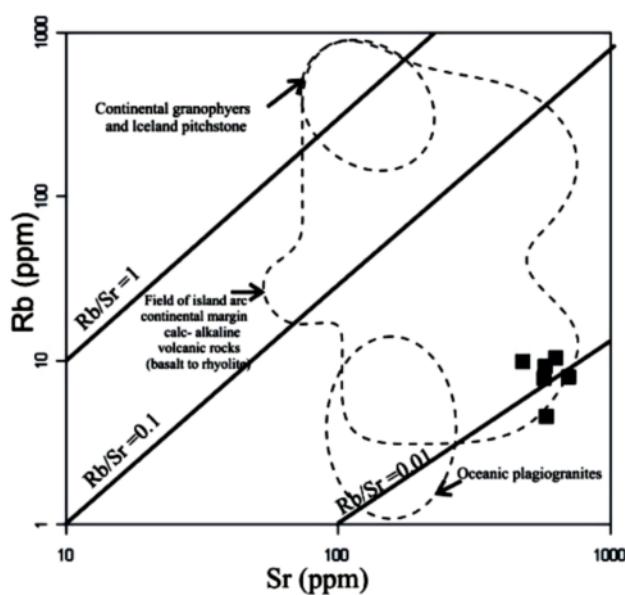
های ریز دانه روشن که کوارتز کمتری دارد (ترکیب آن از کوتکتیک PI-Q دور می‌شود) تزریق شده است. در فشار ۵ کیلوبار دمای بیشتری لازم برای تشکیل گرانیت روشن پورفیروئید ( $850^{\circ}\text{C}$ ) کمتر از گرانیت روشن ریز دانه ( $900^{\circ}\text{C}$ ) بوده است. در این صورت نخست سنگ خاستگاه به‌طور بخشی ذوب شده و یک گدازه‌ی غنی از کوارتز تشکیل شده و پس از مدتی تفاله‌ی باقی‌مانده دوباره ذوب می‌شود و این‌بار گدازه‌ی حاصل فقیر از کوارتز است (در ذوب‌بخشی نامتعادل این روند یک روند طبیعی است) [۹].

نتایج حاصل از مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی گرانیت‌های هولولوکوکرات منطقه با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I و S [۲۷] در جدول ۲ ارائه شده‌اند، که نشان می‌دهد گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات الوند به گرانیت‌های نوع I وابسته‌اند.

در نمودار [۲۶] که در آن Rb نسبت به Sr ترسیم شده، نمونه‌های مورد بررسی در گسترده‌ی پایین‌تر از  $\text{Rb/Sr} = 0.1$  یعنی در قلمرو تونالیت و ترونجمیت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴)، و از ذوب‌بخشی یک سنگ غنی از پلازیوکلاز در فشار بالا (پوسته‌ی تحتانی ( $P > 5\text{Kb}$ ) می‌توانند حاصل شده باشند. اگر یک سنگ کوارتزدیوریتی در عمق ۲۰–۲۵ کیلومتری (پوسته‌ی تحتانی) تحت تاثیر ذوب‌بخشی قرار گیرد، بخشی از گدازه‌های اوتکتیک خارج می‌شود و تفاله‌ای فقیر از ترکیبات اوتکتیک باقی می‌ماند. اگر با بالا رفتن دما در منطقه، تفاله دوباره ذوب شود این گدازه بسیار فقیر از کوارتز و غنی از پلازیوکلاز خواهد بود. تزریق گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات مورد بررسی در دو مرحله انجام شده است: در مرحله نخست گرانیت‌های روشن پورفیروئید که غنی از کوارتز است (ترکیب آن نزدیک به کوتکتیک PI-Q) و در مرحله دوم گرانیت-



شکل ۱۳ نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی [۲۵, ۲۶]، که نمونه‌های مورد بررسی در گسترده‌ی گرانیت‌های وابسته به قوس آتش‌شانی (VAG) قرار می‌گیرند.



شکل ۱۴ نمودار LogRb- LogSr [۲۶]، برای جدایش گرانیت‌های هولولوکوکرات از پلازیوگرانیت‌های اقیانوسی. نمونه‌های مورد نظر در موقعیت تونالیتی و ترانجمیت قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

جدول ۲ ویژگی‌های ژئوشیمیابی و کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع I و S [۲۷] و مقایسه آن‌ها با گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات الوند. این گرانیتوئیدها با نوع I همخوانی بیشتری دارند.

گرانیت هولولوکوکرات الوند	گرانیت نوع S	گرانیت نوع I	مشخصات ژئوشیمیابی و کانی-شناسی
۶۲- ۷۳	<۶۵	۵۳- ۷۶	درصد وزنی $\text{SiO}_2$
۰,۰۴۶- ۰,۰۸	>۱ بالا	<۱ پایین	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
۳/۴۶- ۷,۷۰	پایین	بالا	درصد وزنی $\text{CaO}$
متا- پرآلومین	>۱/۱ و پرآلومین	<۱/۱ (برای توده‌های تفریق یافته‌تر پرآلومین)	$\text{A/CNK}$
بیوتیت، اسفن، زیرکن، روتیل	کردیریت، گارنت، سیلیمانیت، ایلمنیت	هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت	مجموعه کانی‌ها
زون فروراش- حواشی قاره‌ای فعل	زون تصادم قاره‌ها (کوهزایی)	زون فروراش، حواشی قاره‌ای فعل، زون تصادم قاره‌ها (کوهزایی)	محیط تکتونوماگماتی
لوکوتونالیت، لوکوگرانوپوریت، لوکومونوزودپوریت	گرانیت	گرانوپوریت، تونالیت	ترکیب سنگ‌شناسی

- [۵] پادیار ف., "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیابی گرانیت‌وئیدهای روشن‌الوند و بررسی پراکنده‌گی تیتانیم در آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۸) ۱۹۷ صفحه.
- [۶] Vernon R. H., "A practical guide to rock microstructure", Macquarie University Sydney, (2004) 579p.
- [۷] Philipotts A.R., "Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks", prentice Hall (1989) 178p.
- [۸] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma igneous rock system", Earth Sci. Reviews, 37, (1994) 215-224.
- [۹] O'Connor J. T., "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios", In: US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, (1965) 79-84.
- [۱۰] Harker B. R., Mosenfelder J. L., Gnos E., "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust", Journal of Geophysical Research 101 (1996) 3001- 3013.
- [۱۱] Rollinson H. R., "Using geological data, evolution, presentation, interpretation", Longman Ltd population, (1993) 214.
- [۱۲] Rudnick R. L. (Volume Editor), Holland H. D., Turekian K. K. (Executive editors), "Treatise on geochemistry", Volum 3, The crust. Elsevier Ltd (2004) 661.
- [۱۳] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", Can. J. Earth Science 8 (1971) 523-584.
- [۱۴] Frost R. B., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A Geochemical classification for Granitic Rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2033- 2048.
- [۱۵] Shand S. J., "Eruptive rocks", T. Murby, London (1943) 488p.
- [۱۶] Chappell B.W., White A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Trans. R.Soc. Edinb. Earth Science 83 (1992) 1-26.
- [۱۷] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology 8(1974), 173-174.
- [۱۸] Muller D., Groves D. I., "Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization", Lecture Notes in Earth Sciences (1997) No.56.

### برداشت

گرانیت‌وئیدهای هولولوکوکرات، بیشتر در بخش‌های مرکزی توده‌ی الوند مشاهده می‌شوند و اغلب به صورت رگه‌های با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و به صورت توده‌های کشیده در درون گرانیت‌وئیدهای دیگر پراکنده‌اند. این گرانیت‌وئیدها براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی در گستره‌ی لوکوتونالیت، لوکوگرانوڈیوریت و لوکوکوارتزموزنوڈیوریت قرار می‌گیرند. از نظر اندازه‌ی دانه‌ها، این سنگ‌ها را می‌توان به دو گروه پورفیروئید و دانه ریز تقسیم کرد. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیابی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از نوع I و آهکی-قلیایی هستند و از نظر درجه‌ی اشباع از آلومین (ASI) متآلومین تا کمی پرآلومین تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماقماتیسم ناشی از فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی وابسته بوده و در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به با حواشی قاره‌ای فعال (VAG) تشکیل شده‌اند. گرانیت‌وئیدهای هولولوکرات توده‌ی گرانیت‌وئیدی الوند ویژگی‌های ترونجمیت‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند و از ذوب‌بخشی یک سنگ کوارتزدیوریتی در فشار بالا (پوسته‌ی تحتانی  $P > 5\text{Kb}$ ) تشکیل شده‌اند.

### مراجع

- [۱] ولی‌زاده م. و، "بررسی سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌شناسی کمپلکس‌الوند (همدان)", نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، (۱۳۵۳) ص. ۱۴ - ۳۰.
- [۲] ایرانی م., "بررسی پترولوژی توده گرانیت‌وئیدی الوند و هاله دگرگونی آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۲).
- [۳] ترکیان ا., "مطالعه پتروگرافی و پترولوژیکی پگماتیت‌های الوند همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴) ۱۷۲ صفحه.
- [۴] سپاهی‌گرو ع.ا., "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیت‌وئیدها"، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸) ۳۲۵ صفحه.

- [23] Maniar P .D., Piccoli P .M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geol. Amer. Bull. 101 (1989) 635-643.
- [24] Pearce J., "Sources and setting granitic rocks", Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.
- [25] Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol. 25 (1984) 956-983.
- [26] Coleman R.G., Peterman Z. E., "Oceanic Plagiogranite", Jour. Geophys. Research (1975), v. 80, 1099- 1108.
- [27] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision- zone magmatism", In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds), Collision Tectonics. Geological Society London, special publication19 (1986) 67- 81.
- [19] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publication No. 42 (1989) 313- 345.
- [20] Nakamura N., " Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757- 775.
- [21] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989) 461 pp.
- [22] Foley S. F., Wheller G. E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", Chemical Geology (1990) v.85, 1- 18.