

## سنگ‌شناسی، پتروژنز و ژئودینامیک مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا شمال غرب ایران

بهمن رحیم‌زاده<sup>۱</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۱\*</sup>، حسین معین وزیری<sup>۲</sup> و خلیل الهیاری<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

### چکیده

افیولیت‌های زاگرس، عمدتاً در عمان، نبریز، کرمانشاه، کردستان و شمال غرب عراق رخنمون دارند. مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا، بخشی از مجموعه افیولیتی کردستان است. در این پژوهش، پتروژنز و ژئودینامیک این بخش از افیولیت‌های زاگرس بررسی شده است. بازالت، میکروگابرو، گابرو، دونیت و ورلیت‌های کم‌وبیش سرپانتینی، مهم‌ترین سنگ‌های مجموعه هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، درشت بلورهای بازالت‌ها و میکروگابروها را تشکیل می‌دهند. بافت چیره در بازالت‌ها پورفیریکی و میکروولیتی-شیشه‌ای و در میکروگابروها، اینترسرتال و میکروگرانولار است. کانی‌های اصلی گابروها را کلینوپیروکسن (اوژیت-دیوپسید) و پلاژیوکلاز با ترکیب چیره لابرادور تشکیل می‌دهند. کانی‌های اصلی پریدوتیت‌ها شامل الیوین (Fo=88-91)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-کلینوانستاتیت) و کروم-اسپینل (پیکوتیت) هستند. مقایسه نتایج ژئوشیمی این بررسی با استانداردهای جهانی نشان می‌دهد که بازالت‌ها و میکروگابروهای مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا، دارای سرشت توله‌ایتی و منشأ ماگمایی بین E-MORB و N-MORB هستند. گابروها با سرشت توله‌ایتی متمایل به کالک‌آلکانل، ویژگی‌های حدواسط مورب تا قوس اقیانوسی را نشان می‌دهند. ویژگی‌های شیمیایی پریدوتیت‌ها، محدوده گوشته عمیق متمایل به محیط بالای پهنه فرورانش را معرفی می‌نماید. حجم بالای بازالت-میکروگابرو، مقدار پایین Ti و بالا بودن مقدار Al و Cr# در کروم-اسپینل پریدوتیت‌ها، نشان‌دهنده نرخ بالای ذوب بخشی (۲۵ تا ۳۵ درصد) است. این واقعیت بیانگر آن است که مجموعه سه‌ول آوا از ذوب گوشته با نرخ ذوب بخشی بالا منشأ گرفته است. داده‌های ژئوشیمی نشان از منشأ گوشته نسبتاً تهی‌شده برای مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا دارد که این ویژگی در گابروها و پریدوتیت‌ها بارزتر است. مقایسه سنگ‌شناسی و ژئوشیمی این افیولیت‌ها با نمونه‌های شناخته شده دنیا، نشان می‌دهد که این مجموعه در محیط پشت قوس اقیانوسی شکل گرفته است.

**واژه‌های کلیدی:** پتروژنز، ژئودینامیک، مجموعه افیولیتی سه‌ول آوا، زاگرس

### مقدمه

خاورمیانه است که از شمال غرب به افیولیت‌های

مدیترانه شرقی و از جنوب شرق به افیولیت‌های

افیولیت‌های زاگرس قسمتی از افیولیت‌های

(۲۰۱۱) سن ماگماتیسیم منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال اعلام نموده و منشأ ماگماتیسیم را گوشته ای تهی شده پیشنهاد کرده‌اند. رفتار عناصر کمیاب توده گابروی جنوب شرق مریوان (قه لاجی) نیز، نشان از یک محیط فرورانش (آنومالی منفی Nb) دارد و سن مطلق این توده با روش U-Pb، ۳۷/۹ میلیون سال اعلام شده است (Ranin, 2009). Moinevaziri و همکاران (۲۰۰۸) سن رادیومتری توده‌های آذرین محور صحنه-مریوان را ۲۷ تا ۳۴ میلیون سال و ماگماتیسیم این محور را نتیجه دور دوم فرورانش نئوتتیس در اولیگوسن می‌دانند. بررسی‌های فوق، می‌تواند شواهدی بر آن باشد که در پالئوژن یک سیستم فرورانش بین پوسته اقیانوسی نئوتتیس و پهنه سنج-سیرجان در منطقه کردستان وجود داشته است.

در منطقه سهول آوا، مجموعه‌های از افیولیت‌های زاگرس با واحدهای متنوع سنگی و رخنمون‌های گسترده وجود دارند که مطالعه آنها می‌تواند شناخت بهتری در شکل‌گیری افیولیت‌ها در امتداد کوهزایی زاگرس را در پی داشته باشد. در این پژوهش، روابط صحرائی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی واحدهای اصلی این مجموعه افیولیتی شامل: بازالت، میکروگابرو، گابروها، دونیت و ورلیت به منظور بررسی پتروژنز و ژئودینامیک آن مطالعه شده است.

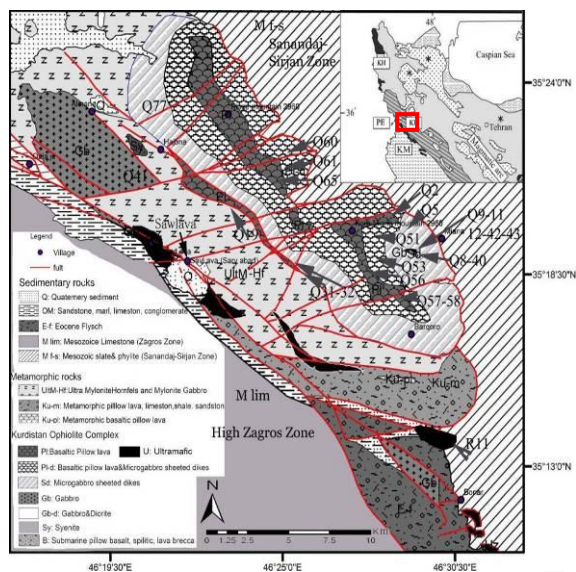
### زمین‌شناسی صحرائی

افیولیت‌های کردستان در بین راندگی زاگرس و پهنه سنج-سیرجان قرار گرفته‌اند. از صحنه تا شمال شرق کامیاران، گدازه‌های بازالتی گاهی با ساخت بالشی و گابرو همراه با سنگ‌های الترامافیک فراوان رخنمون دارند. در همین امتداد، از روستای پایگلان (در غرب کامیاران) به سمت سهول آوا (سروآباد) و سپس پینجویین در مرز ایران و عراق

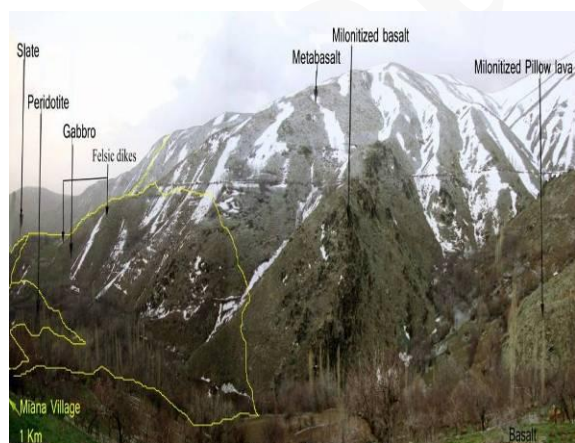
اسماعیل در عمان متصل می‌شود (Dilek and Furnes, 2009). افیولیت‌های زاگرس، طی کرتاسه پایانی-پالئوسن جایگزین شده‌اند (Berberian and Agard et al., 2005; King, 1981). گسل زاگرس محل یکی از شاخه‌های نئوتتیس به شمار می‌رود که از جنوب ترکیه و شمال غرب ایران گذشته، تا دریای عمان ادامه داشته است (Berberian and King, 1981). این شاخه از نئوتتیس، در پرمین شروع به باز شدن کرده، در تریاس به بیشترین وسعت خود رسیده است (Moinevaziri et al., 2008). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی، در نتیجه حرکت رو به شمال شرق قاره آفریقا، از تریاس پایانی-ژوراسیک زیرین یعنی از زمان برخورد ایران مرکزی با بلوک توران آغاز و در کرتاسه بالایی (Alavi, 2004) یا ائوسن میانی (Agard et al., 2005) و یا میوسن بسته شده است (Mohajjel et al., 2003; Azizi and Moinevaziri et al., 2008; Moinevaziri, 2009) مانند دریای اژه بین ترکیه و یونان، فرورانش پوسته باقیمانده این اقیانوس به زیر اروارایا هم‌چنان ادامه دارد (Boccaletti and Guazzone, 1974). در نتیجه این فرورانش، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر به موازات زاگرس شکل گرفته است (Berberian and King, 1981).

نخستین بار Sabzehei و همکاران (۲۰۱۰) در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ پاوه و غرب پاوه، این مجموعه را تحت عنوان افیولیت پیازه معرفی کردند. در سال‌های اخیر افیولیت‌های زاگرس در شمال عراق (پینجویین) توسط Al-Hassan (۱۹۸۵)، Al-Hassan و Hubbard (۱۹۸۷)، Yousif (۲۰۰۹)، Yousif و همکاران (۲۰۰۷) و Azizi و همکاران (۲۰۱۱) از نظر ژئوشیمیایی مطالعه شده‌اند. این محققان، سنگ‌های محور صحنه-پینجویین را به جزایر قوسی و محیط بالای پهنه فرورانش (supra-subduction zone) نسبت داده‌اند. Azizi و همکاران

قسمت، بخش گوشته‌ای دیده می‌شود که ارتباط گسلی با گابروها دارد. به دلیل عملکرد مؤلفه راستالغز در قسمت‌های نزدیک گسل زاگرس، بخش گوشته‌ای به شدت بهم‌ریخته و به سرپانتینیت تبدیل شده است. قسمت‌های سالم مانده عمدتاً شامل دونیت و ورلیت هستند (شکل ۳-۲).



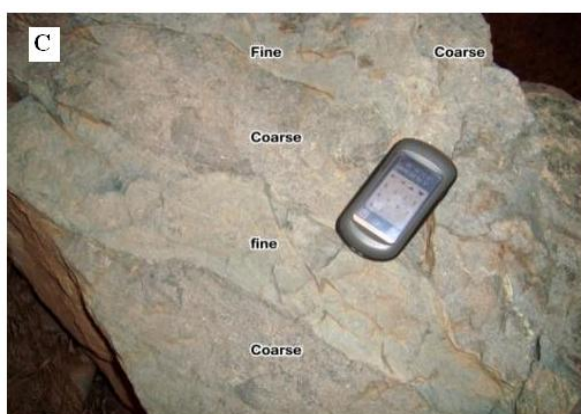
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده که بر اساس بررسی‌های صحرایی و استفاده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاوه روی نقشه ایران با چهارگوش قرمز نشان داده شده است. (Sabzehei et al., 2010) تهیه شده است. محدوده مطالعاتی



شکل ۲- ارتباط واحدهای اصلی مجموعه افیولیتی سهول آوا در روستای میانه با دید به طرف جنوب

این واحدها به صورت عدسی‌های الترامافیک، به همراه واحدهای خروجی با گستره زیاد، مشاهده می‌شوند. منطقه مطالعه شده در امتداد افیولیت‌های کامیاران-مریوان، از شهر سهول آوا عبور می‌کند (شکل ۱). در جنوب غرب و غرب مجموعه سهول آوا، آهک‌های زاگرس (سازند بیستون) و در شمال و شمال شرق، اسلیت و فیلیت‌های سنندج، سنگ‌های همبر را می‌سازند. در شمال و شرق شهر سهول آوا، مجموعه افیولیتی به ترتیب از بالا به پایین شامل توده‌های عظیم و مرتفع بازالت، انواع گابروها و در قاعده توالی واحدهای پریدوتیت شامل دونیت و ورلیت است. یکی از بهترین نقاط برای تشخیص رابطه بین این واحدها، روستای میانه در غرب سهول آوا است که ضخامت توالی رخنمون یافته حدود ۱۸۰۰ متر تخمین زده می‌شود (شکل ۲).

بازالت‌ها در ارتفاع ۲۳۰۰ تا ۲۹۵۰ متری، بالاترین بخش کمپلکس را می‌سازند. بیشتر قسمت‌های بالایی این واحد دارای ساخت بالشی و بین گدازه‌های بالشی راه، رسوبات سیلیسی پر کرده است. واحد بازالتی در قاعده، فاقد ساخت بالشی بوده و گاهی اسپیلیتی شده و به رنگ سبز دیده می‌شود (شکل ۳-۲ و ۳-۲). میکروگابروها بدون مرز مشخص در زیر بازالت‌ها قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها در بعضی از مناطق مانند روستای برقرو (شرق منطقه)، به صورت دایک‌های متقاطع دیده می‌شوند (شکل ۳-۲). گابروهای با بافت دانه ای و پگماتوئیدی در زیر میکروگابروها قرار دارند (شکل ۳-۲). گابروها در نواحی نزدیک به گسل اصلی زاگرس به میلونیت گابرو و حتی اولترامیلونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۲). در محدوده بین گابروهای درشت بلور و میکروگابروها، دایک‌های فلسیک با ترکیب گرانیته نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). این دایک‌ها دارای ویژگی‌های شیمیایی پلاژیوگرانیته‌های اقیانوسی هستند (Mahmoudi, 2010). در پایین‌ترین



شکل ۳- تصاویرهای رخنمون واحدهای مختلف افیولیت سهول آوا. (A) اندازه‌های بالشی، (B) مقطع عرضی گدازه‌های بالشی که فضای بین آنها را نهشته‌های سیلیسی پر کرده است، (C) دایک‌های متقاطع در بخش میکروگابروها، (D) گابرو با بافت دانه‌ای تا پگماتوئیدی، (E) گابروی میلونیتی با ساخت نواری، (F) پریدوتیت که در امتداد شکستگی‌ها به سرپانتین تبدیل شده است.

### سنگ‌شناسی

ریز بلورهای موجود در خمیره شیشه‌ای بسیار متغیر و بافت این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی میکروولیتیک-شیشه‌ای (شکل ۴-A)، پورفیریک (شکل ۴-B) و گلومروپورفیریک هست. یکی از ویژگی‌های اصلی پلاژیوکلازها نبود پهنه‌بندی در آنهاست. آپاتیت،

واحد بازالتی دارای درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در خمیره‌ای با شیشه فراوان و ریز بلورهای پلاژیوکلاز (لابرادور یا لابرادور-آندزین)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-اوزیت)، الیوین و کانی‌های تیره است. میزان

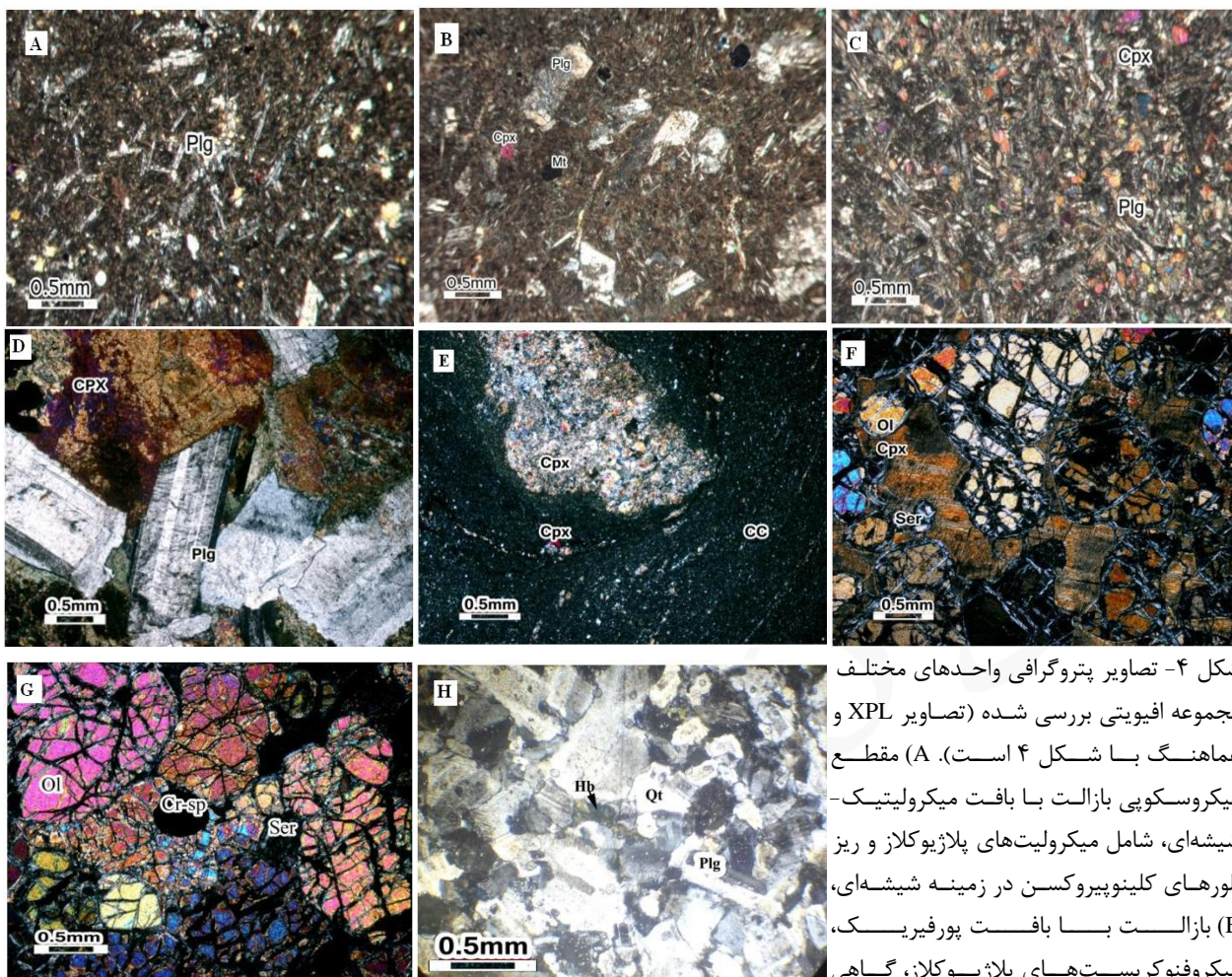
بسیار اندک ولی پلاژیوکلاز فزون‌ی یافته است. کانی‌های روتیل و زیرکن نیز به ندرت دیده می‌شوند. معمولاً یک توالی افیولیتی کامل، شامل بخش پوسته‌ای و گوشته‌ای است. در مقایسه با توالی افیولیتی Boudier و Nicolas (۲۰۰۳) مجموعه مطالعه شده، مشابه LHOT (Lherzolite Harzburgite Ophiolite Type) است. افیولیت‌های منطقه در تقسیم‌بندی Beccaluva و همکاران (۲۰۰۴) در مقایسه با افیولیت‌های تتیسی، تفاوت‌های اندکی را نشان می‌دهد. برای مثال ضخامت رخنمون یافته در افیولیت‌های تتیسی ۱۵ کیلومتر معرفی شده است که ضخامت رخنمون یافته مجموعه سهول‌آوا کمتر از آن است. در مقایسه با نوع مدیترانه‌ای به عنوان یک مجموعه کامل در تقسیم‌بندی Dilek و Newcomb (۲۰۰۳) مجموعه سهول‌آوا، دارای توالی پوسته‌ای تقریباً کامل ولی رخنمون توالی گوشته‌ای ناقص است.

### روش‌های آزمایشگاهی

برای انجام این مطالعه تعداد ۲۰۰ نمونه از واحدهای مختلف برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۲۳ نمونه با کمترین هوازدگی برای آنالیز کل سنگ با روش XRF با اسپکترومتر ARL-Advant-XP در دانشگاه فرارای ایتالیا، تجزیه شدند. میزان L.O.I در دمای ۱۰۰۰ درجه اندازه‌گیری شد. کالیبراسیون دستگاهی با استفاده از منابع بین‌المللی و تصحیح ماتریکس از روش پیش‌نهادی Lachance و Trail (۱۹۹۶) انجام شد. مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی (ICP-MS) با طیف‌سنج حرارتی سری X-1 به دست آمد. برای تشخیص و محدوده دقت از استانداردهای بین‌المللی و نمونه شاهد استفاده شد. محدوده دقت اندازه‌گیری از ۲ تا ۷ درصد بوده است (جدول ۱).

کانی‌های تیره و به ندرت الیوین کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. برخلاف قسمت‌های فوقانی، دگرسانی در نمونه‌های قاعده این واحد به صورت گسترده دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت از کلینوپیروکسن و سرسیت که حاصل تبدیل پلاژیوکلازها است، کم و بیش دیده می‌شوند. میکروگابروها دارای کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های تیره هستند. گاهی شیشه نیز در بین بلورها وجود دارد. بافت‌های اصلی سنگ اینترسرتال و میکروگرانولار (شکل ۴-C) است. مهم‌ترین کانی‌های بخش گابرویی با بافت دانه‌ای و پگماتیته (شکل ۴-D)، لابرادوریت و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت یا اوژیت-دیوپسید هستند. کانی‌های فرعی را آپاتیت، مگنتیت و الیوین تشکیل می‌دهند. در بخش‌های نزدیک به گسل زاگرس، گابروهای درشت بلور، دارای بافت‌های میلیونیتی و اولترامیلونیتی هستند. در این حالت، سنگ فاقد درشت بلور و کانی‌های خرد شده قابل تشخیص، بیشتر کلینوپیروکسن هستند (شکل ۴-E). کانی‌های ثانویه در بخش گابروها گسترده و شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و سرسیت است.

بخش پریدوتیت شامل دونیت و ورلیت است. ورلیت با بافت دانه‌ای و انباشتی دارای کانی‌های الیوین (Fo=88-91)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-کلینوانستاتیت)، کروم-اسپینل و مگنتیت هستند (شکل ۴-F). دونیت‌ها با بافت مشبک که حاصل شکستگی‌های اولیوین است، دارای کلینوپیروکسن کمتر و کروم-اسپینل بیشتری نسبت به ورلیت هستند (شکل ۴-G). در بیشتر رخنمون‌های نزدیک گسل اصلی زاگرس، پریدوتیت‌ها در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای از سرپانتین، کلریت، کلسیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. دایک‌های فلسیک دارای بافت گرانولار هستند و کانی‌های تشکیل دهنده آنها به ترتیب فراوانی: پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت است (شکل ۴-H). در بعضی از این دایک‌ها فلدسپار آلکالن نیز دیده می‌شود. در برخی دیگر، کانی‌های مافیک



شکل ۴- تصاویر پتروگرافی واحدهای مختلف مجموعه افیویتی بررسی شده (تصاویر XPL و همابنگ با شکل ۴ است). (A) مقطع میکروسکوپی بازالت با بافت میکرولیتیک-شیشه‌ای، شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و ریز بلورهای کلینوپیروکسن در زمینه شیشه‌ای، بازالت با بافت پورفیری، گاهی میکروکریست‌های پلاژیوکلاز، گاهی

پیروکسن و مگنتیت در خمیره میکرولیتی و کمتر شیشه‌ای، (C) مقطع میکروسکوپی میکروگابرو، شامل بلورهای کشیده پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز پیروکسن و گاهی الیوین در یک خمیره شیشه‌ای، (D) پگماتوئید گابرو با درشت بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز تا ۵ سانتی متر و پیروکسن غالباً اورالیتی که بیشتر اوقات بین بلورهای پلاژیوکلازها را پر کرده است، (E) گابروهای اولترامیلونیت با بافت جریان و گرگ‌هایی متشکل از کلینوپیروکسن در حال تبدیل به آمفیبول به همراه اپیدوت و کوارتز، (F) ورلیت با بافت کومولایی شامل بلورهای نیمه شکل‌دار الیوین که توسط بلورهای بی شکل پیروکسن در برگرفته شده‌اند. الیوین در محل شکستگی‌ها به سرپانتین تبدیل شده است، (G) دونیت با بافت مشبک الیوین که در محل شکستگی به سرپانتین تبدیل شده، کانی کروم اسپینل نیز دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها کروم اسپینل تا ۵ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهد، (H) تصویر میکروسکوپی دایک‌های فلسیک شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلاند. (کلینوپیروکسن = Cpx، پلاژیوکلاز = Plg، سرپانتین = Ser، کریپتوکریستال خرد شده = CC، الیوین = Ol، مگنتیت = Mt، کوارتز = Qt، پلاژیوکلاز = Plg، هورنبلاند = Hb، بیوتیت = Bt).

شتاب ولتاژ و شدت جریان به کار رفته به ترتیب ۱۵ کیلو ولت و ۲۰ میکرو آمپر و مدت زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه بوده است. کالیبراسیون با استفاده از استانداردهای کانی‌های طبیعی و مصنوعی انجام و تصحیحات ماتریکس با روش PAP انجام گرفته است. در جدول‌های ۱-۲ و ۲-۲

تعداد ۱۵۰ نقطه آنالیز نقطه‌ای بروی کانی‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کروم-اسپینل انجام شد. آنالیزهای نقطه‌ای در مؤسسه تحقیقات ذخایر معدنی و علوم زمین (CNR) در شهر پادوای ایتالیا با استفاده از دستگاه الکترومیکروپروپ (EMPA) CAMEBAX انجام شده‌اند (جدول ۲).

مقدار  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  و مقدار  $Cr\#$  و  $Si-Fe-Mg$  و بر مبنای ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.

مقدار  $Mg\#$  برابر با  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  و مقدار  $Cr\#$  است. همچنین،  $Fo$  و  $Fa$  اعضای نهایی الیون هستند که بر اساس کاتیون‌های

جدول ۱- نتایج آنالیز کل سنگ پریدوتیت‌های سهول‌آوا، عناصر اصلی و فرعی با روش XRF بر حسب درصد

Element	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	V	S	Cu	Sc	Co	Y	Pb
Q-9	45.54	0.03	0.89	8.04	0.14	45.04	0.31	0.01		10.07	100.05	42		6	6	106		
Q-11	43.07	0.1	3.09	9.36	0.13	43.12	1.13			11.61	99.97	32	74	24	2	93	2	
Q-12	42.82	0.13	1.75	10.59	0.14	44.34	0.22			11.51	99.91	42		34	5	95	3	
Q-42	42.5	0.11	1.86	9.9	0.15	45.02	0.43		0.01	7.28	99.99	43		29		114		0.5
Q-43	40.58	0.08	1.5	10.76	0.17	46.35	0.56			7.66	99.93	30		11	0.2	99.4		0.5
R-11	45.68	0.02	0.75	8.8	0.16	44.59	0			12.35	100.02	54	8	4	7	111		0.4

ادامه جدول ۱- نتایج تجزیه کل سنگ مجموعه افیولیتی سهول‌آوا، عناصر اصلی با روش XRF بر حسب درصد و عناصر کمیاب با روش ICP (ppm)

Element	Basalt and Microgabbro													Gabbro			
	Q2	Q5	Q51	Q53	Q56	Q57	Q58	Q60	Q61	Q65	Q31	Q32	Q77	Q-8	Q-19	Q-40	Q-41
SiO <sub>2</sub>	52.31	51.26	49.54	48.69	48.33	49.21	49.53	49.44	49.91	48.82	52.45	51.73	49.34	51.65	51.39	48.46	51.68
TiO <sub>2</sub>	1.82	1.40	1.49	1.37	1.09	1.45	1.18	2.49	1.58	1.28	0.76	1.17	1.26	0.69	0.34	0.46	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.96	15.70	16.35	16.15	17.8	15.47	15.93	14.53	15.18	17.25	14.72	15.02	16.26	15.43	19.08	18.46	14.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.32	1.10	1.36	1.18	1.24	1.5	1.12	1.5	1.21	1.11	1.16	1.12	1.67	0.87	0.57	0.80	0.88
FeO	8.79	7.33	7.56	8.3	6.44	8.23	7.3	11.75	8.05	6.13	7.75	7.46	7.3	5.78	3.77	5.34	5.85
MnO	0.17	0.15	0.156	0.154	0.124	0.158	0.147	0.187	0.157	0.117	0.18	0.16	0.185	0.12	0.09	0.11	0.12
MgO	6.57	8.55	5.95	6.63	8.18	8.27	7.61	5.77	8.22	7.16	9.04	8.29	8.28	10.45	9.52	13.28	11.15
CaO	10.46	11.21	11.13	11.92	10.62	9.65	11.07	8.62	9.25	10.58	10.93	11.89	10.45	12.26	11.98	10.94	11.33
Na <sub>2</sub> O	3.49	2.91	3.89	3.24	3.06	3.28	3.38	4.28	3.85	2.48	2.70	2.67	2.99	2.58	2.96	1.81	2.92
K <sub>2</sub> O	0.87	0.25	0.342	0.411	0.247	0.095	0.167	0.167	0.044	1.225	0.16	0.30	0.106	0.07	0.26	0.27	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.14	0.175	0.167	0.133	0.169	0.163	0.314	0.174	0.263	0.14	0.20	0.152	0.11	0.04	0.07	0.11
LOI	1.55	1.97	1.92	1.54	2.4	2.13	2.05	1.72	1.9	3.02	1.11	1.10	1.42	1.88	2.30	2.85	2.13
Total	99.97	100.1	99.87	99.74	99.67	99.63	99.65	99.77	99.51	99.43	99.79	99.81	99.4	99.60	100.0	99.94	99.97
Cr	221.1	265.6	287.6	302.7	265.5	241.0	270.8	73.44	302.1	316.8	129.4	301.9	270.8	175.0	201.0	99.00	216.0
Ni	62.06	93.76	159.6	104.6	113.2	87.76	107.0	57.43	119.0	97.5	76.37	122.4	112.9	101.0	83.00	159.0	91.00
Zr	117.6	110.1	71.38	100.7	86.21	101.3	84.71	187.7	122.8	79.53	89.86	82.18	85.93	48.00	16.00	39.00	54.00
Ba	40.40	45.79	57.85	52.96	18.68	41.37	80.28	29	21.14	289.3	36.37	79.3	53.05	24.00	21.00	201.0	35.00
Sr	210.2	205.5	262.2	179.7	154.9	176.1	233.9	178.5	132.2	274.8	155.9	210.7	199.1	188.0	399.0	232.0	213.0
Co	32.00	42.00	43.00	35.00	43.00	39.00	60.00	32.00	41.00	37.00	41.00	38.00	40.00	24.00	42.00	37.00	36.00
Rb	9.80	8.05	8.35	5.00	1.32	1.78	2.40	2.27	0.48	37.12	1.02	15.28	3.29	1.45	10.17	3.91	23.79
Pb	1.00	4.00	18.00	17.00	15.00	13.00	9.00	9.00	4.00	6.00	4.00	6.00	1.00	0	0.70	1.00	1.00
Zn	73.00	54.00	62.00	60.00	59.00	63.00	85.00	86.00	38.00	29.00	38.00	32.00	72.00	21.00	21.00	15.00	20.00
Cu	70.00	67.00	43.00	41.00	43.00	43.00	144.0	38.00	1.00	2.00	1.00	2.00	77.00	11.00	84.00	34.00	38.00
Sc	33.00	32.00	24.00	23.00	20.00	23.00	44.00	20.00	30.00	34.00	30.00	34.00	23.00	28.00	12.00	7.00	30.00
Ga	15.00	13.00	8.00	12.00	10.00	9.00	19.00	16.00	12.00	11.00	12.00	12.00	12.00	12.00	7.00	9.00	10.00
Ce	14.57	16.66	9.38	15.62	10.05	12.12	14.96	25.58	14.62	39.70	13.86	9.07	13.2	20.00	6.00	8.00	16.00
Y	26.10	26.60	18.82	21.51	23.68	24.17	21.27	45.04	30.11	21.26	25.25	21.1	21.90	2.00	0.00	9.00	24.00
U	0.18	0.15	0.10	0.31	0.08	0.14	0.23	0.23	0.11	0.71	0.18	0.13	0.18	0.16	0.06	0.05	0.11
Th	0.28	0.49	0.29	1.21	0.23	0.52	0.91	0.81	0.40	4.34	0.74	0.52	0.39	1.00	1.00	1.00	2.00
S	432.0	36.00	151.0	312.0	198.0	183.0	166.0	302.0	176.0	121.0	356.0	159.0	233.0	0	0	8.00	0
V	225.7	229.3	181.1	229.6	233.1	202.8	227.4	331.8	252.8	251.0	259.5	178.2	195.5	179.0	84.00	78.00	200.0
Ta	0.29	0.41	0.22	0.69	0.23	0.31	0.75	0.73	0.37	4.03	0.57	0.21	0.35	0.89	0.16	0.16	0.22
Nb	4.11	6.72	3.72	11.62	3.71	5.03	12.76	12.22	5.77	66.02	9.62	2.97	5.79	13.86	2.69	2.59	3.36
Hf	2.70	2.55	1.78	2.44	2.17	2.34	2.03	4.34	2.97	2.07	2.18	1.98	2.04	2.33	1.22	1.64	2.26
Gd	4.30	4.24	3.11	3.36	3.81	3.86	3.38	7.06	4.68	3.91	3.88	3.17	3.55	4.95	2.39	2.94	4.95
Dy	4.94	4.93	3.58	4.02	4.47	4.45	4.02	8.31	5.68	4.11	4.66	3.83	3.98	5.37	3.00	3.49	5.27
Nd	11.88	11.98	8.18	10.35	9.30	9.97	10.05	19.37	12.46	17.94	10.27	7.55	9.96	14.21	5.04	7.1	10.94
Yb	2.86	2.70	1.98	2.41	2.52	2.57	2.29	4.77	3.34	2.17	2.58	2.25	2.19	3.00	1.76	1.94	2.80
Lu	0.39	0.40	0.28	0.35	0.39	0.39	0.34	0.70	0.48	0.31	0.40	0.34	0.32	0.43	0.24	0.29	0.40
Sm	3.65	3.54	2.57	2.97	3.06	3.16	2.94	5.89	3.89	3.86	3.11	2.51	2.94	4.19	1.86	2.42	2.63
Eu	1.26	1.33	0.94	0.98	1.17	1.16	1.08	1.90	1.30	1.20	1.05	0.91	1.13	1.40	0.70	0.86	1.30
Ho	1.01	1.03	0.73	0.86	0.92	0.92	0.84	1.73	1.16	0.84	0.96	0.80	0.82	1.11	0.62	0.70	1.01
Er	2.96	2.97	2.11	2.47	2.63	2.72	2.43	5.01	3.46	2.34	2.90	2.36	2.34	3.16	1.82	2.06	2.93
La	4.81	6.73	3.09	6.68	3.08	4.66	6.47	9.70	5.13	22.71	5.93	3.42	5.14	7.35	2.02	2.57	5.00
Pr	2.24	2.38	1.49	2.13	1.66	1.85	2.02	3.78	2.26	4.29	1.97	1.41	1.90	2.76	0.90	1.24	2.25

## جدول های ۲- نتایج آنالیز کانی ها (EMPA)

## جدول ۲-۱- منتخب آنالیزهای تک کانی الیون در سنگ های پریدوتیتی سهول آوا

Sam	Mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	NiO	Total	Mg#	Fo	Fa
Q43	Ol-1	40.28	0.03	0	0.05	11.25	0.15	48.05	0.1	0	0.3	100.2	0.884	88.3	11.6
	Ol-5	40.21	0.02	0.02	0.04	11.11	0.21	48.32	0.11	0	0.21	100.2	0.886	88.4	11.4
Q9	Ol-1	41.24	0	0.03	0.02	9.15	0.15	49.57	0.19	0	0.39	100.74	0.906	90.5	9.4
	Ol-6	40.78	0.01	0	0.03	9.2	0.17	49.7	0.18	0	0.42	100.49	0.906	90.4	9.4
	Ol-7	40.64	0	0.03	0	8.82	0.17	50.29	0.17	0.05	0.42	100.59	0.910	90.9	8.9
	Ol-15	40.98	0.02	0	0	8.93	0.17	50.43	0.14	0	0.44	101.09	0.909	90.8	9.0
	Ol-18	40.45	0.02	0.02	0.05	8.87	0.13	50.24	0.19	0.02	0.37	100.37	0.910	90.9	9.0
	Ol-20	40.80	0	0	0.08	8.74	0.07	49.61	0.16	0	0.39	99.86	0.910	90.9	9.0
	Ol-22	40.82	0	0.01	0.04	8.74	0.14	50.45	0.18	0	0.42	100.79	0.911	91.0	8.8
Q42	Ol-1	40.95	0.02	0.03	0.02	9.64	0.15	49.20	0.10	0.02	0.32	100.45	0.899	89.95	9.89
	Ol-5	40.75	0.02	0.00	0.01	10.11	0.14	48.77	0.07	0.01	0.33	100.20	0.896	89.46	10.40
	Ol-6	41.00	0.00	0.00	0.00	9.52	0.14	49.34	0.11	0.01	0.28	100.41	0.902	90.10	9.75
Q11	Ol-8	39.81	0.04	0	0.03	10.69	0.17	47.2	0.09	0.07	0.3	98.41	0.887	88.6	11.3

## جدول ۲-۲- آنالیزهای تک کانی کروم-اسپینل در سنگ های پریدوتیتی و کرومیت های سهول آوا

Sam	Mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Ni	Totale	Cr#	Mg#	
Peridotite	Cr-1	0.05	0.10	26.47	42.34	16.53	0.21	15.77	0.00	0.10	101.57	0.518	0.691	
	Cr-2	0.03	0.08	26.23	42.78	16.89	0.19	15.50	0.00	0.15	101.85	0.522	0.681	
	Cr-3	0.09	0.12	26.73	42.60	15.95	0.19	15.58	0.00	0.12	101.38	0.517	0.683	
	Cr-4	0.09	0.13	26.52	42.63	16.72	0.21	15.80	0.02	0.13	102.25	0.519	0.689	
	Cr-5	0.08	0.08	27.02	41.45	17.08	0.20	15.30	0.00	0.17	101.38	0.507	0.673	
	Cr-6	0.08	0.09	27.10	41.97	17.06	0.22	14.65	0.00	0.23	101.40	0.510	0.648	
	Cr-7	0.03	0.11	26.99	42.10	16.43	0.17	15.54	0.00	0.13	101.51	0.511	0.682	
	Cr-8	0.08	0.07	26.64	42.53	16.47	0.20	15.91	0.01	0.15	102.07	0.517	0.694	
	Cr-9	0.09	0.10	27.26	42.15	16.61	0.28	15.36	0.02	0.12	101.98	0.509	0.672	
	Cr-10	0.08	0.06	28.05	40.27	16.81	0.22	15.16	0.01	0.16	100.82	0.491	0.668	
	Cr-11	2.33	0.06	20.06	32.44	29.17	1.22	14.89	0.03	0.21	100.41	0.520	0.647	
	Cr-12	0.06	0.11	26.27	42.44	16.78	0.21	15.54	0.00	0.14	101.56	0.520	0.683	
	Cr-13	0.65	0.08	29.19	41.65	15.57	0.19	13.15	0.05	0.17	100.69	0.489	0.601	
Q11	Cr-1	0.10	3.43	16.59	42.04	24.06	0.31	14.12	0.00	0.19	100.84	0.520	0.647	
	Cr-2	0.39	3.52	14.58	40.27	28.61	0.24	11.82	0.02	0.28	99.73	0.520	0.683	
	Cr-3	0.00	2.19	19.75	41.16	22.48	0.28	14.99	0.01	0.21	101.07	0.489	0.601	
Q42	Cr-1	0.05	0.98	18.9	44.47	20.49	0.25	14.46	0.01	0.16	99.77	0.612	0.656	
	Cr-2	0.07	4.24	12.52	41.24	28.13	0.33	12.28	0	0.34	99.14	0.688	0.543	
	Cr-3	0.15	3.33	13.09	41.03	28.85	0.32	11.93	0	0.22	98.91	0.678	0.536	
Q43	Cr-1	0.05	3.17	14.88	42.83	26.05	0.30	12.24	0.00	0.23	99.75	0.659	0.546	
	Cr-2	0.13	3.01	15.07	42.99	25.19	0.31	12.81	0.04	0.19	99.75	0.657	0.570	
	Cr-3	0.17	2.72	17.08	43.39	24.15	0.52	12.02	0.05	0.11	100.21	0.630	0.536	
	Cr-4	0.06	3.56	14.25	40.53	29.80	1.10	10.66	0.04	0.24	100.23	0.656	0.485	
	Cr-5	0.02	3.27	15.12	42.35	27.26	0.30	12.33	0.01	0.26	100.92	0.653	0.544	
Chromitite	P 27	Cr-1	0.14	0.17	11.27	57.07	20.81	0.34	11.36	0	0.12	101.28	0.773	0.546
		Cr-2	0.07	0.16	11.08	56.36	20.84	0.32	11.11	0.03	0.09	100.05	0.773	0.542
		Cr-3	0.07	0.19	11.52	56.31	20.82	0.31	11.13	0.02	0.07	100.45	0.766	0.539
P28	Cr-1	0.09	0.17	11.39	56.63	20.55	0.31	11.02	0.04	0.08	100.29	0.770	0.532	
	Cr-2	0.11	0.18	10.90	57.09	20.90	0.32	11.06	0.04	0.06	100.72	0.775	0.552	

## جدول ۲-۳- آنالیزهای تک کانی پلاژیوکلاز در پگماتیت گابروهای سهول آوا

Element	Pl-1	Pl-2	Pl-3	Pl-4	Pl-5	Pl-6	Pl-7	Pl-8	Pl-9	Pl-10	Pl-11	Pl-12	Pl-13	Pl-14	Pl-15
SiO <sub>2</sub>	57.13	54.16	52.73	52.37	55.69	53.50	53.39	53.39	61.47	59.43	52.75	53.00	53.43	52.34	52.31
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.11	0.06	0.04	0.12	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.10	0.06	0.07	0.05	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.56	27.29	28.31	28.77	27.45	28.89	29.17	28.91	23.07	25.00	29.47	29.58	29.20	29.64	29.63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	0.36	0.38	0.40	0.59	0.55	0.50	0.43	0.56	0.37	0.37	0.57	0.48	0.48	0.45	0.47
MnO	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00

Element	Pl-1	Pl-2	Pl-3	Pl-4	Pl-5	Pl-6	Pl-7	Pl-8	Pl-9	Pl-10	Pl-11	Pl-12	Pl-13	Pl-14	Pl-15
MgO	0.00	0.05	0.07	0.10	0.04	0.09	0.06	0.11	0.05	0.02	0.08	0.02	0.03	0.04	0.01
CaO	8.76	10.06	11.65	11.77	9.49	11.45	11.70	11.73	4.94	6.72	12.27	11.86	12.05	12.24	12.31
Na <sub>2</sub> O	6.57	5.63	5.01	4.74	6.12	5.08	5.01	4.92	8.63	7.90	4.52	4.52	4.73	4.42	4.30
K <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.09	0.07	0.19	0.06	0.07	0.08	0.17	0.19	0.09	0.08	0.07	0.09	0.08
Total	99.62	97.76	98.37	98.46	99.65	99.65	99.93	99.79	98.81	99.73	99.86	99.63	100.06	99.27	99.15
Ab %	75.2	67.3	57.4	53.3	50.1	44.4	43.5	43.6	42.9	42.0	41.4	40.6	39.8	39.3	38.5
An %	23.8	31.6	42.2	45.6	49.5	55.3	56.1	56.0	56.6	57.6	58.3	58.9	59.7	60.2	61.0
Or %	1.0	1.0	0.4	1.1	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.4

جدول ۲-۴- آنالیزهای تک کانی کلینوپیروکسن در گابرو پگماتوئیدی و پریدوتیت‌های سهول‌آوا (کلینوانستاتیت = CEn)

		Min	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Totale		
Gabbro	Q8	Diopside	4	51.86	0.61	2.64	0.24	0.14	17.05	20.84	0.29	0.00	3.97	1.78	99.42	
			5	51.89	0.62	2.76	0.23	0.10	17.12	20.68	0.29	0.00	4.16	1.67	99.51	
			6	51.97	0.67	2.68	0.24	0.11	17.13	20.87	0.34	0.00	3.81	1.99	99.81	
			7	52.19	0.49	2.30	0.16	0.16	16.43	21.63	0.30	0.00	4.30	1.55	99.50	
			9	52.99	0.08	0.62	0.02	0.16	16.15	23.94	0.11	0.00	3.84	1.08	98.98	
			10	51.61	0.79	2.52	0.12	0.19	16.44	20.74	0.31	0.02	4.91	1.56	99.20	
			14	52.18	0.54	2.32	0.20	0.22	17.23	20.84	0.33	0.00	3.70	2.03	99.59	
			15	52.97	0.52	2.29	0.23	0.22	16.31	21.39	0.29	0.02	5.56	0.00	99.79	
	16	51.14	0.60	2.59	0.22	0.18	16.51	20.86	0.33	0.04	3.82	1.95	98.23			
	17	52.60	0.49	2.19	0.21	0.15	17.65	20.30	0.35	0.00	4.10	1.44	99.47			
	Augite	8	49.78	0.70	5.69	0.03	0.22	15.08	11.46	1.13	0.06	13.04	0.00	97.20		
		11	48.11	0.31	7.65	0.00	0.36	13.96	10.46	1.44	0.04	12.43	3.01	97.77		
	Peridotite	Q11	Augite	1	51.82	0.77	3.00	1.40	0.11	17.83	20.23	0.45	0.00	2.79	0.90	99.27
				2	52.07	0.40	2.21	0.97	0.14	17.56	22.06	0.32	0.01	1.43	1.78	98.94
				3	50.41	0.51	2.86	1.43	0.16	18.83	18.83	0.43	0.00	0.87	3.07	97.39
				4	51.53	0.42	3.01	1.35	0.14	17.74	21.42	0.36	0.00	1.12	2.65	99.74
				5	51.50	1.32	2.97	1.18	0.16	18.30	19.69	0.55	0.00	2.23	1.84	99.73
6				51.25	0.35	3.15	1.33	0.13	18.78	20.27	0.31	0.01	0.56	2.96	99.11	
7				51.45	0.32	2.70	1.13	0.12	18.36	21.58	0.20	0.00	0.40	2.91	99.18	
8				52.34	0.45	2.91	1.35	0.10	20.06	18.18	0.29	0.01	2.48	2.01	100.21	
9				51.84	0.52	2.89	1.29	0.11	18.95	19.73	0.43	0.02	1.26	2.81	99.86	
10				52.00	0.63	2.97	1.37	0.16	18.73	19.97	0.42	0.00	1.69	2.19	100.12	
11				51.77	0.84	3.21	1.29	0.10	18.88	18.67	0.33	0.00	3.48	0.76	99.33	
Q42	CEn	1	52.51	0.24	2.90	1.44	0.17	17.41	21.43	0.32	0.00	3.14	0	99.57		
		2	52.37	0.34	1.99	1.22	0.12	18.10	21.76	0.41	0.00	3.02	0	99.34		
		1	56.52	0.08	2.03	1.93	0.12	35.76	1.14	0.04	0.00	2.57	0	100.19		
2	56.66	0.11	2.04	1.76	0.10	33.88	1.95	0.11	0.00	2.51	0	99.12				

## شیمی کانی‌ها

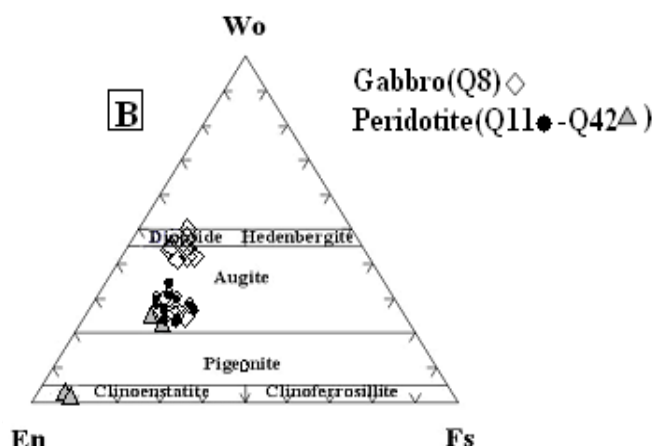
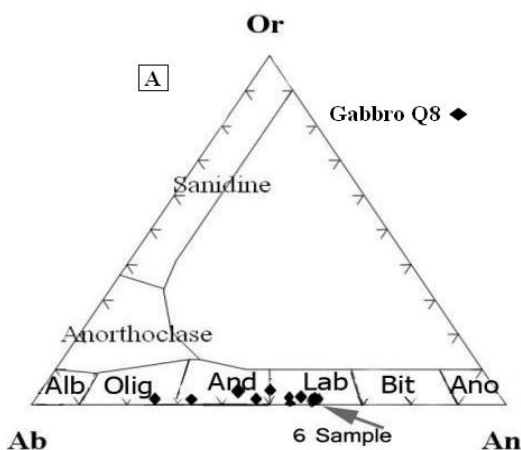
پلاژیوکلاز: در پگماتیت گابروها، پلاژیوکلاز بیشتر دارای ترکیب لابرادوریت است ولی تعدادی از آنها به سمت آلبیت میل کرده‌اند. به طوری که در ۴ نمونه ترکیب آندزین و یک نمونه ترکیب الیگوکلاز است. تغییرات ترکیب پلاژیوکلاز می‌تواند، تحت تأثیر آب دریا در هنگام نفوذ این گابروها به وجود آمده باشد. به طوری که با افزوده شدن یون سدیم در اثر تماس آب دریا به ترکیب این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها از لابرادوریت به سمت قطب آلبیتی تغییر نماید (شکل ۵-۸).

پیروکسن: دو گروه پیروکسن در پریدوتیت و دو گروه در پگماتیت گابروها مشاهده می‌شود که تمام آنها کلینوپیروکسن هستند. در گابروها،

کلینوپیروکسن نوع دیوپسید و اوژیت و در پریدوتیت‌ها، اوژیت و به میزان کمتری کلینوانستاتیت با ۲ تا ۴ درصد ولاستونیت هستند (شکل ۵-۸).

الیون: فعالیت تکتونیک و دگرسانی باعث تبدیل شدگی بیشتر کانی‌های الیون در منطقه، به ویژه حاشیه جنوبی مجموعه سهول‌آوا شده است. با این وجود، کانی‌های الیون در رخنمون شمال شرقی مجموعه، سالم و آنالیزهای این رخنمون بیشتر مورد استفاده قرار گرفت. در پریدوتیت‌ها، الیون دارای ترکیب شیمیایی تقریباً نزدیک به هم و در حد فاصل کریزولیت-فورستریت است (Fo=88.3-91)، (Mg#=0.884-0.911). الیون‌ها فاقد منطقه‌بندی بوده، خودشکل تا نیمه خودشکل هستند.

کرومیتیت‌ها (۰/۷۷) و در پریدوتیت‌ها (۰/۴۸ تا ۰/۶۷) است. بالا بودن Al در اسپینل‌ها از مشخصه اسپینل‌های مورب و (Sigurdsson and Schilling, 1976) همچنین، مقدار Ti پایین از دیگر ویژگی‌های اسپینل‌های مورب است (Dick and Bullen, 1984) که این دو ویژگی در اسپینل‌های سهول‌آوا آشکار است.



شکل ۵- A) ترکیب پلاژیوکلازها در گابروهای سهول‌آوا، B) ترکیب پیروکسن‌ها در گابروها و پریدوتیت‌های سهول‌آوا (Morimoto, 1989)

ویژگی پشته‌های میان اقیانوسی را برای گروه بازالت-میکروگابرو پیشنهاد می‌کند. برخی از نمونه‌ها از لحاظ عناصر K و Rb تهی شده و برخی دیگر مختصری غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی K در این سنگ‌ها، با توجه به سرشت توله ایتی بودن آنها طبیعی است. Rb نیز از K تبعیت می‌کند. از طرفی این عناصر جزو عناصر متحرک در بین عناصر نمودارهای شکل ۷ هستند و غنی‌شدگی آنها تحت تأثیر دگرسانی رخ داده است.

در گابروهای درشت‌دانه (شکل ۷-۲)، مانند گروه بازالت-میکروگابرو، عناصر K و Rb آنومالی منفی تا مثبت دارند. گابروها برخلاف بازالت‌ها، آنومالی منفی بسیار اندک از عناصر Ta، Nb و Ti آنومالی مثبت اندکی از عناصر Ce و Th را نشان می‌دهند که می‌تواند تأثیر مؤلفه فرورانشی

کروم اسپینل: اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها از نوع آلومینیم بالا ( $Al_2O_3 > 25\%$ ) و اسپینل موجود در کرومیتیت‌های سهول‌آوا، از نوع کروم بالا (Leblanc and Violette, 1983) هستند ( $Cr_2O_3 = 45-60\%$ ). اسپینل‌ها همگن، تقریباً خودشکل و فاقد پهنه‌بندی و لایه‌بندی هستند. عدد کروم در

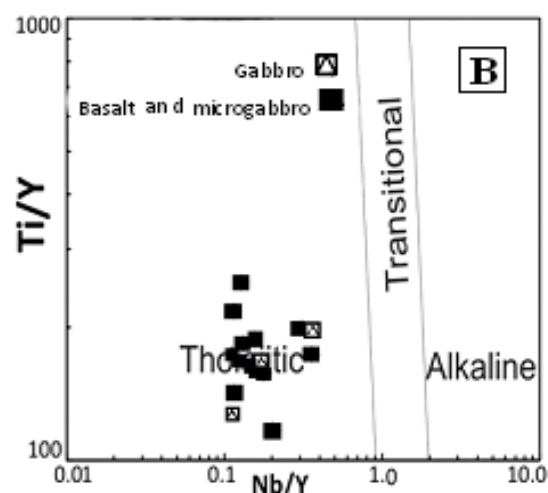
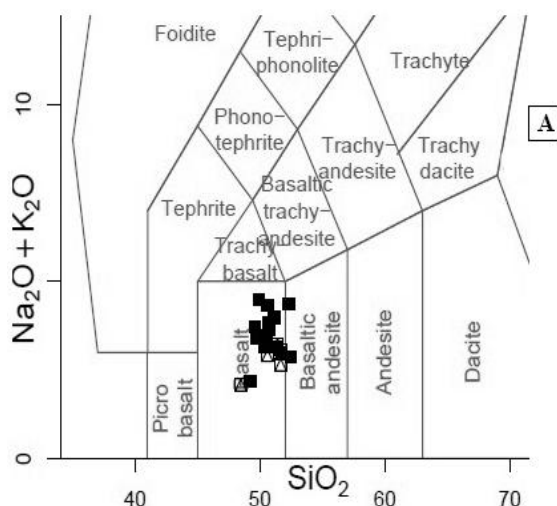
## ژئوشیمی کل سنگ

### ۱- بخش پوسته‌ای

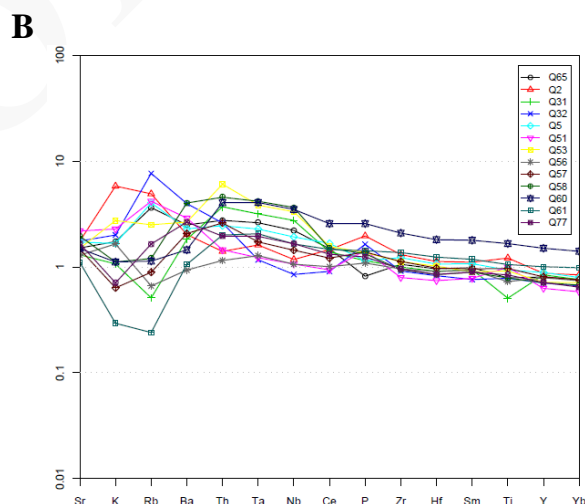
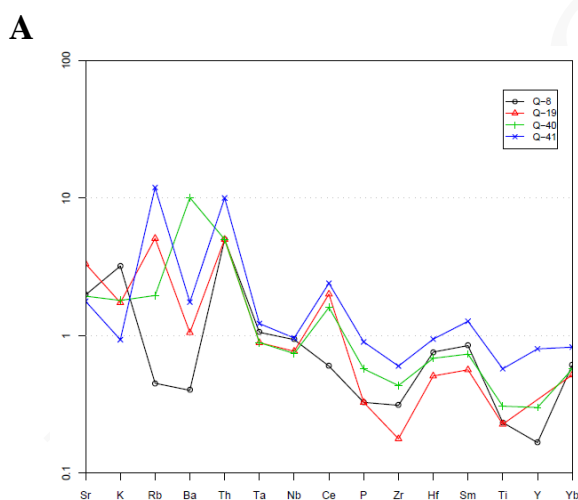
به منظور شناسایی ماهیت شیمیایی و سرشت سنگ‌های این مجموعه، داده‌های شیمیایی بازالت‌ها به همراه میکروگابروها (جدول ۱) بر روی نمودار Middlemost (۱۹۹۴) منتقل شدند. نمونه‌ها در محدوده بازالت پرمییزیم توله‌ایتی و بازالت قرار گرفتند (شکل ۶-۲). در نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1982) نمونه‌ها سرشت توله‌ایتی را نشان می‌دهند (شکل ۶-۲). در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های نرمال شده بازالت‌ها و میکروگابروها با روندی تقریباً تخت، هماهنگی زیادی را با مورب Pearce (۱۹۸۲) نشان می‌دهند (شکل ۷-۲). در این نمونه‌ها، غنی‌شدگی بسیار ضعیفی از عناصر Ta، Nb، Ba و Th دیده می‌شود. نبود آنومالی منفی Ta-Nb،

تهی‌شدگی منشأ این نمونه‌ها است. این موضوع می‌تواند دلیلی بر چند منشأ بودن خاستگاه ماگمایی گابروها و هتروژن بودن گوشته ذوب شده باشد.

را با احتیاط برای این تغییرات پیشنهاد دهد. آنومالی منفی از Ti و Zr در نمونه Q19، همچنین آنومالی منفی Y و Zr در نمونه Q8، در گروه گابروها دیده می‌شود که دلیل بر



شکل ۶- A) نمودار طبقه‌بندی TAS (Middlemost, 1994) نمونه‌های بازالت و گابرو قرار گرفته‌اند، B) در نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1982) تمامی نمونه‌های بازالتی و گابرویی سرشت توله‌ایتی را نشان می‌دهند.

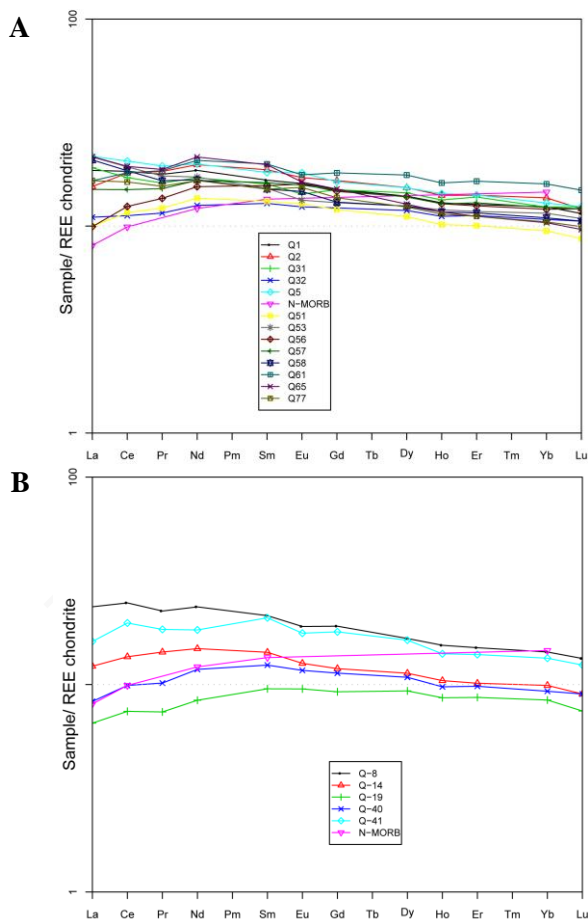


شکل ۷- نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه با مورب (Pearce, 1982). A) بازالت و میکروگابرو، B) گابروها. آنومالی منفی یا مثبت P نشانه تبلور زود هنگام و یا تأخیری آپاتیت است که در صورت اول، از ماگما جدا شده و مختصری آنومالی منفی ایجاد می‌کند و در صورت دوم، آنومالی مثبت بوجود می‌آورد. آنومالی منفی Ba و Rb در یکی از نمونه‌ها، شاید به علت آلتراسیون و شستشوی این عناصر باشد. مختصر آنومالی Ta دیده می‌شود. آنومالی منفی Y در یکی از نمونه‌ها نشانه عمق زیاد منشأ (گارنت لرزولیت) و خاص محیط‌های فرورانش است. آنومالی منفی نمونه Q19 در عناصر تیتانیوم و زیرکونیم را می‌توان به تهی‌شدگی گوشته نسبت داد.

الگوی عناصر نادر بسیار شبیه به N-MORB است (Sun and McDonough, 1989) (شکل

با توجه به نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های سهول‌آوا نسبت به کندریت (Boynton, 1984)،

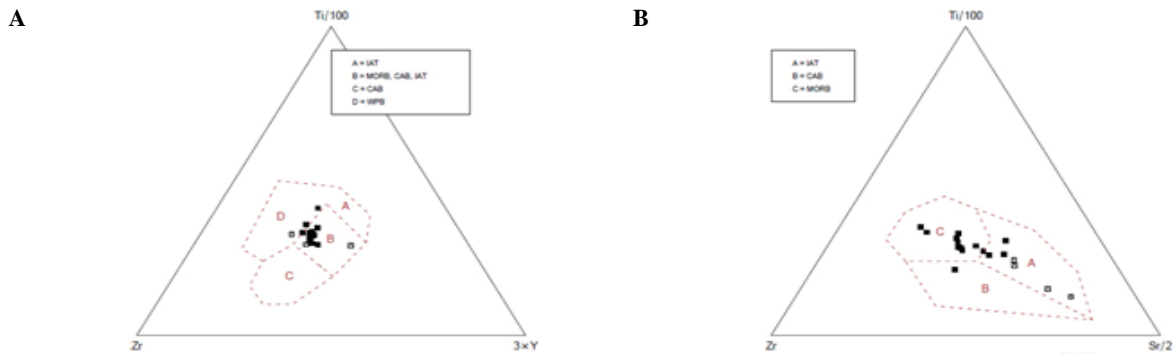
2008) گابروها و بازالت‌ها ویژگی‌های حدواسط E-MORB و N-MORB را نشان می‌دهند (شکل ۱۱). در مقایسه با انواع مورب معرفی شده توسط Pearce (۲۰۰۸) نمونه‌های سه‌ول‌آوا با P-MORB نواحی Nicoya و Herradura هم‌پوشانی خوبی دارند و نمونه‌ها بین دو منشأ مورب E و N قرار می‌گیرند. بر این اساس، شکل‌گیری سنگ‌های بازالتی و میکروگابرویی سه‌ول‌آوا می‌تواند ناشی از ذوب بخشی گوشته با منشأ آستنوسفری در اعماق نسبتاً کم در محل یک پشته گسترشی اقیانوسی باشد. ولی گابروها همان‌طور که در نمودارهای تکتونوماگمایی مشخص است، به محیط مرتبط با یک گوشته تپی شده متعلق هستند.



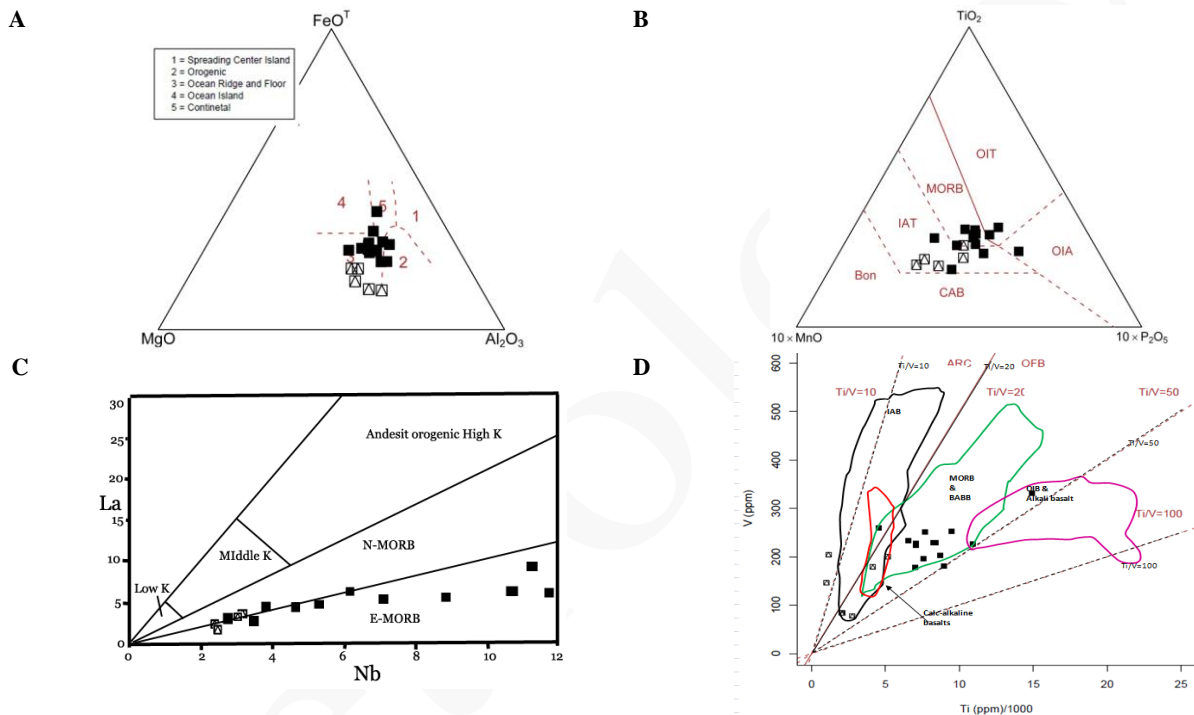
شکل ۸- نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های سه‌ول‌آوا نسبت به کندریت (Boynton, 1984). (A) بازالت-میکروگابرو، (B) گابرو.

۸). تمامی نمونه‌های بازالتی-گابرویی سه‌ول‌آوا، مقدار LREE غنی‌شدگی و HREE تهی‌شدگی اندکی را نسبت به N-MORB نشان می‌دهند. به طور کلی، نمودارها نسبت به N-MORB که شیب مثبت دارد، در بازالت-میکروگابروها تقریباً بدون شیب بوده، در گابروها حتی اندکی شیب منفی پیدا می‌کند که به سمت E-MORB متمایل می‌شود. در مجموع می‌توان گفت تمامی نمونه‌ها در شکل ۸، در بین N-MORB و E-MORB قرار می‌گیرند. شیب ضعیف نمودارهای عنکبوتی نیز، بیانگر نرخ ذوب بخشی بالا است. برای تشخیص محیط تکتونیکی از نمودارهای سه‌تایی Pearce و Cann (۱۹۷۳) استفاده شد. در این نمودارها، نمونه‌های بازالتی-میکروگابرویی هم‌پوشانی خوبی با محدوده مورب دارند ولی نمونه‌های گابرویی پراکندگی نشان می‌دهند (شکل ۹) و به سمت محدوده توله‌ایت‌های قوس اقیانوسی گرایش یافته‌اند. در نمودار سه‌تایی Mullen (۱۹۸۳) نمونه‌ها در محدوده مورب تا توله‌ایت قوس اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-B). در نمودار دوتایی La/Nb (Gill, 1981) تمامی نمونه‌های بازالتی و گابرو در محدوده بین E-MORB-N-MORB قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-C). در نمودار Shervais (۱۹۸۲)، که برای تشخیص جایگاه ویژگی‌های مورب را نشان می‌دهند. در حالی که گابروها از مورب تا کمان اقیانوسی پراکنده‌اند (شکل ۱۰-D). نسبت La/Nb برای نمونه‌های سه‌ول‌آوا برابر ۰/۰۵ تا ۱/۴۸ که قابل مقایسه با  $N-MORB = 1/0.7$  است ولی  $La/Yb$  برابر با ۱/۲۲ تا ۳/۰۹ محاسبه شد که در مقایسه با  $N-MORB = 0/81$  بیشتر است.

در نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Nb/Yb$  (Pearce,

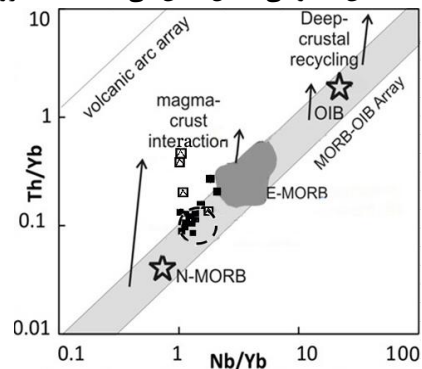


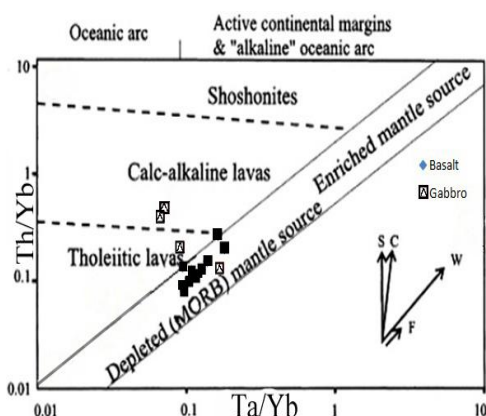
شکل ۹- نمودارهای Pearce و Cann (۱۹۷۳). در (A) نمونه‌های بازالتی در هر دو نمودار هم‌پوشانی خوبی با محدوده مورب دارند ولی نمونه‌های گابرو، پراکندگی نشان می‌دهند و در (B) به سمت محدوده تولدیت‌های قوس اقیانوسی گرایش یافته‌اند.  $\square$  گابرو،  $\blacksquare$  بازالت-میکروگابرو.



شکل ۱۰- A: نمودار سه تایی (Pearce and Gale, 1977)، نمونه‌های گابرو و بازالت با محیط ریفت اقیانوسی هماهنگی دارند، B) نمودارهای سه تایی (Mullen, 1983)، نمونه‌ها محیط مورب (اندکی متمایل به تولدیت قوس اقیانوسی) را نشان می‌دهند، C) نمودار دو تایی La/Nb (Gill, 1981)، تمام نمونه‌های بازالتی و گابرو در محدوده بینابینی E-MORB-N-MORB هستند، D) در نمودار V در مقابل Ti/1000 (Shervais, 1982)، نمونه‌های بازالتی ویژگی‌های مورب را دارند. در حالی که، نمونه‌های گابرویی از محیط مورب به سمت کمان اقیانوسی متمایل نشان می‌دهند.  $\square$  گابرو،  $\blacksquare$  بازالت-میکروگابرو.

شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالت-میکروگابرو و گابرو بر روی نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008). در این نمودار نمونه‌های بازالتی ویژگی‌های بین E-MORB-N-MORB را نشان می‌دهند. در مقایسه با مورب‌های مختلف معرفی شده توسط Pearce، جایگاه نمونه‌ها با P-MORB هم‌پوشانی دارند (دایره خط چین)، ولی نمونه‌های گابرویی از محدوده مورب به سمت قوس اقیانوسی متمایل دارند.  $\square$  گابرو،  $\blacksquare$  بازالت-میکروگابرو.



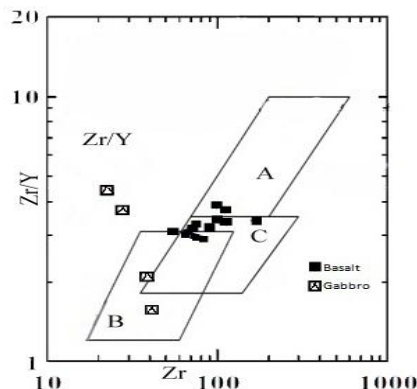


شکل ۱۳- نمودار Ta/Yb-Ta/Yb (Pearce and Norry, 1979) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده بازالت‌ها و میکروگابروها از یک گوشته اندک تهی شده منشأ گرفته. گابروها در جایگاه‌های پراکنده‌ای از گوشته تهی شده به ماگمای کالک‌آلکان دیده می‌شوند. بردارهای تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تفریقی (F)، تأثیرات منبع (W)، آغشتگی پوسته‌ای (C) و فرورانش (S) را نشان می‌دهد. با توجه به بردارها، تغییرات در بازالت‌ها ناشی از منشأ (W) و گابروها متأثر از فرورانش (S) هستند.

## ۲- بخش گوشته‌ای

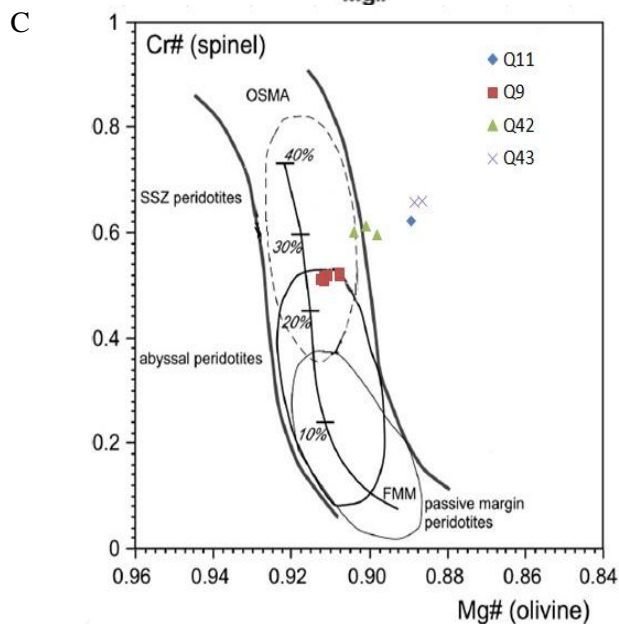
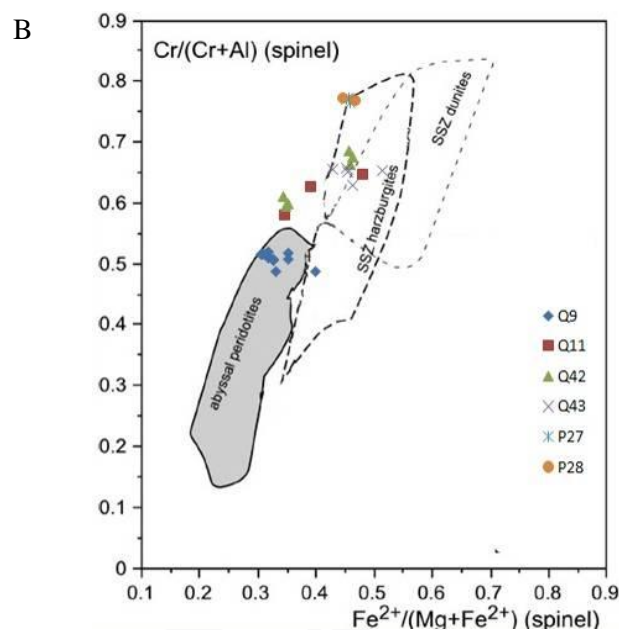
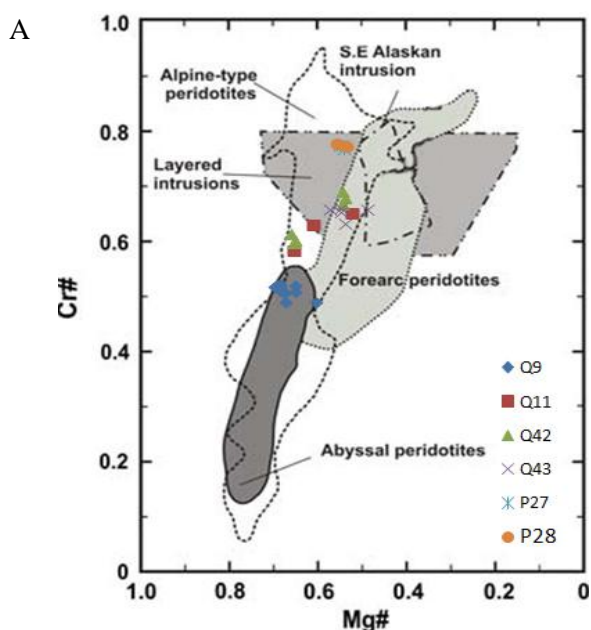
در نمودار  $Cr\#(Sp)/Mg\#(Sp)$  (Arai, 1994)، نمونه‌های سه ول آوا با پریدوتیت‌های آلپی بیشترین هم‌پوشانی را دارند (شکل ۱۴-A). در نمودار  $Cr\#(Sp)/Fe\#(Sp)$  (Arai, 1994)، نمونه‌ها مابین پریدوتیت‌های عمیق تا محیط بالای پهنه فرورانش قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴-B). در نمودار  $Cr\#(Sp)/Mg\#(Ol)$  (Dick and Bullen, 1984) پریدوتیت‌ها در محدوده گوشته عمیق تا محیط بالای پهنه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-C). افزایش مقدار  $Cr\#(Sp)$  در پریدوتیت‌ها، نشان‌دهنده افزایش میزان ذوب بخشی است (Dick and Bullen, 1984؛ Arai, 1994). در نمودارهای شکل ۱۱ مقدار بالای  $Cr\#$  نشان‌دهنده درصد ذوب بخشی بالای (۲۵ تا ۳۵ درصد) منشأ پریدوتیت‌ها از محدوده گذار پریدوتیت عمیق به بالای پهنه فرورانش است. فقدان آنومالی منفی Ta و Nb در سنگ‌های سه ول آوا و مقدار بالای درصد ذوب بخشی، منشأ پشته‌های با گسترش تند را پیشنهاد می‌دهد.

نمودار Zr-Zr/Y (Pearce *et al.*, 1984) نشان می‌دهد که بازالت‌ها و میکروگابروها در محدوده بازالت‌های ریفت اقیانوسی قرار می‌گیرند. دو نمونه از گابروها در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار دارند و دو نمونه دیگر از گابروها، در خارج از محدوده قرار گرفته‌اند که با توجه به بهم‌ریختگی زیاد گابروها در مرز با پریدوتیت‌ها، به دلیل تأثیرات دگرسانی یا تفاوت در نوع گابروها (مرتبط با مورب یا قوس اقیانوسی) می‌تواند باشد (شکل ۱۲). از طرفی آثار فرورانش در بعضی نمونه‌های گابروی دیده می‌شود در حالی که، در بازالت و میکروگابروها دیده نمی‌شود. نمودار Ta/Yb-Ta/Yb (Pearce and Norry, 1979) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده بازالت‌ها و میکروگابروها از یک گوشته اندک تهی شده منشأ گرفته است. گابروها در محدوده‌های گوشته تهی شده، ماگمای توله‌ایتی و ماگمایی کالک‌آلکان دیده می‌شوند (شکل ۱۳). با توجه به بردارها تغییرات در بازالت‌ها ناشی از منشأ (W) و گابروها، متأثر از فرورانش (S) هستند.



A) Within Plate Basalts, B) Island Arc Basalts, C) Mid Ocean Ridge Basalts

شکل ۱۲- نمودار Zr-Zr/Y (Pearce *et al.*, 1984) نشان می‌دهد که بازالت‌ها و میکروگابروها در محدوده بازالت‌های ریفت میان اقیانوسی قرار می‌گیرند و دو نمونه از گابروها در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی قرار دارند. دو نمونه دیگر از گابروها در خارج از محدوده قرار گرفته‌اند که تنوع در منشأ و آثار دگرسانی می‌تواند علت آن باشد.



شکل ۱۴- تشخیص جایگاه پریدوتیت‌ها. (A) نمودار  $Cr_{\#(Sp)}/Mg_{\#(Sp)}$  (Arai, 1994) که در آن نمونه‌ها با پریدوتیت‌های آلپی بیشترین هم‌پوشانی را دارند. (B) در نمودار  $Cr_{\#(Sp)}/Fe_{\#(Sp)}$  (Arai, 1994) نمونه‌ها در حدفاصل بین پریدوتیت‌های عمیق تا بالای پهنه فرورانش قرار گرفته‌اند. (C) نمودار  $Cr_{\#(Sp)}/Mg_{\#(Ol)}$  (Dick and Bullen, 1984) در این نمودار، پراکندگی پریدوتیت‌ها از محیط عمیق گوشته‌ای به سمت محدوده بالای پهنه فرورانش قرار می‌گیرند. نمونه‌های Q9، Q11، Q42، Q43 پریدوتیت و نمونه‌های P27 و P28 کرومیتیت هستند.

## بحث

### پتروژنز

در داده‌های ژئوشیمی همانند صحرا، نمی‌توان مرز مشخص بین واحدهای بازالت و میکروگابرو تعریف کرد و این دو، ویژگی‌های یکسانی را نشان می‌دهند. محدود بودن دامنه  $SiO_2$  در بازالت-میکروگابروها، گابروها (۴۸-۵۲ درصد) و پریدوتیت‌ها (۴۲-۴۵ درصد) نشان از نبود تفریق زیاد است. بازالت و میکروگابروها در نمودارهای

عنکبوتی شباهت بسیار زیادی با مورب Pearce (۱۹۸۲) دارند. مهم‌ترین نکته نمودارهای بازالت-میکروگابرویی نبود آنومالی منفی در Nb، Ta و Ti، که نشان از مورب بودن و عدم تداخل مؤلفه فرورانش است. در نمودارهای عنکبوتی ناهنجاری (مثبت و منفی) در عناصر K و Rb دیده می‌شود. تهی‌شدگی K در بازالت‌های منشأ مورب عادی است و غنی‌شدگی این عناصر ممکن است تحت تأثیر دگرسانی توسط سیالات و یا آغشتگی با

می‌ماند (Pearce, 1996).

رفتار عناصر کمیاب توده گابروی قه‌لاجی (بخشی از گابروهای غرب منطقه) که جزیی از گابروهای این مطالعه است، به علت آنومالی منفی Nb نشان از یک محیط فرورانش دارد (Ranin, 2009). از سوی دیگر، ترتیب تبلور در گابروهای سه‌ول‌آوا به ترتیب الیون-پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن است که بیشتر مشابه مورب است تا بالای پهنه فرورانش (Cameron *et al.*, 1980؛ Hébert and Laurent, 1990). ترکیب عناصر موجود در کانی کروم اسپینل در پریدوتیت‌های عمیق و بالای پهنه فرورانش، می‌تواند در تشخیص این دو محیط راهگشا باشد (Dick and Bullen, 1984؛ Cameron, 1985؛ Crawford *et al.*, 1989؛ Dick, 1989؛ Umino *et al.*, 1990). در پریدوتیت‌های سه‌ول‌آوا، نسبت  $Ct/Al$  بین  $1/4$  تا  $3/2$  و نسبت  $Mg/Fe$  بین  $0/4$  تا  $0/9$  است که این مقادیر تقریباً مابین پریدوتیت‌های عمیق و پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش است. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای ژئودینامیکی (شکل ۱۳) ویژگی‌های بینابینی مورب و بالای پهنه فرورانش را نشان می‌دهند. بالا بودن مقدار  $Al$  و پایین بودن مقدار  $Ti$  از مشخصه‌های اسپینل‌های مورب است. پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی سه‌ول‌آوا، مشابه پریدوتیت‌های آپی هستند و با افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش قرابت نشان می‌دهند. نرخ ذوب بخشی، بالا بوده، حدود ۲۵ تا ۳۵ درصد است. این نرخ ذوب نشان می‌دهد که پریدوتیت‌ها در یک محیط عمیق متمایل به محیط بالای پهنه فرورانش تشکیل شده‌اند. از طرفی، نبود آنومالی منفی  $Tb$  و  $Nb$  در سنگ‌های خروجی توده افیولیتی سه‌ول‌آوا و مقدار ذوب بخشی بالا می‌تواند منشأ گوشته‌ای با گسترش تند را پیشنهاد دهد.

پوسته باشد. از آنجایی که سایر عناصر LIL که تحرک کمتری دارند، این ناهنجاری را نشان نمی‌دهند و از طرفی دگرسانی زیر دریایی اندکی در سنگ‌های افیولیتی سه‌ول‌آوا دیده می‌شود، بنابراین می‌توان گفت که ناهنجاری  $Rb$  و  $K$  ناشی از تأثیرات دگرسانی است. به طور کلی، بخش بازالت میکروگابرویی ویژگی‌های منشأ مورب حدواسط را نشان می‌دهد. Mahmoudi (2010) در بررسی بازالت و میکروگابروهای این محدوده با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌ها که دارای طبیعت توله‌ایتی هستند، چهارچوب ژئودینامیکی "مرکز گسترش اقیانوسی" (MOR) را معرفی می‌کند و در این ارتباط دو نوع ماگما، یکی تهی‌شده و دیگری غنی‌شده را پیشنهاد می‌دهد.

گابروها تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته و در نتیجه کانی‌های اولیه سنگ (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول) دگرسان شده‌اند. نمونه‌های گابرویی در نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف، اکثراً در محدوده توله‌ایت جزایر قوسی قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی نسبی از LILE مانند:  $Th$ ,  $Rb$ ,  $K$ ,  $Cs$  و  $LREE$  یکی از ویژگی‌های افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش است (Shervais, 2000) که در گابروهای سه‌ول‌آوا دیده می‌شود. از این میان، عناصر  $Ba$ ,  $K$  و  $Rb$  در طول واکنش‌های آب‌گیری لبه فرورونده در محلول‌ها وارد می‌شوند ولی  $Th$  و  $LREE$  نسبتاً در برابر دگرسانی پایدارند (Shervais, 2000). آنومالی منفی در  $Nb$  شاخص ماگماهای جزایر قوسی است و می‌تواند به تفریق نسبی  $Nb$  با  $Ce$  و  $Th$  نسبت داده شود. زیرا  $Nb$  در اثر واکنش‌های آب‌زدایی یا ذوب بخشی صفحه فرورو، ترجیحاً در آمفیبول و کانی‌های فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی

## جایگیری و ژئودینامیک احتمالی

Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) کمان آتشفشانی سنقر-بانه را با سرشت توله ایتی مایل به آلکان معرفی کرده‌اند و طبق مدل پیشنهاد شده توسط این پژوهشگران، کمان مذکور در محیط پشت قوس در اثر برگشت جهت لبه (subduction rollback) تشکیل شده است. از طرفی، Shafaii و Moghadam (۲۰۱۱)، محیط جلوی قوس (forarc) را برای تشکیل افیولیت‌های زاگرس پیشنهاد داده‌اند. Allahyari و همکاران (۲۰۱۱) محیط قوس میان اقیانوسی را برای افیولیت‌های کرمانشاه پیشنهاد داده است.

با تکیه بر پژوهش‌های قبلی و بررسی‌های صحرائی به نظر می‌رسد که علاوه بر توده‌های نفوذی با ویژگی‌های توله‌ایتی که مرتبط با افیولیت‌ها هستند (مانند گابروهای محور پینجوین (Al-Hassan, 1985؛ Yousif et al., 2007) و یسه، قه‌لاجی (Ranin, 2009) حواشی مجموعه سهول‌آوا و گابروهای محور دینور-کامیاران)، مجموعه‌ای از گابرو-گرانیت پس از تشکیل افیولیت در منطقه رخنمون یافته‌اند که گابروی مروارید (Moinevaziri, 1970)، گابروی طا-بیساران (Izadi, 2005)، گرانیت به‌رده‌ره‌شه (Ranin, 2009)، گرانیت نژمار، سینیت انجمه و مونزونیت بنیدر از جمله این توده‌ها هستند. این نفوذی‌ها در امتداد افیولیت‌های کردستان رخنمون دارند و می‌توان آنها را کمان پس از تشکیل افیولیت در نظر گرفت که در پالئوژن نفوذ کرده‌اند.

سن مطلق توده گابروی جنوب شرق مریوان (قه‌لاجی) با روش U-Pb ۳۷/۹ میلیون سال است (Ranin, 2009). Azizi و همکاران (۲۰۱۱) بر اساس روش U-Pb سن گابروها و بازالت‌های کامیاران را به ترتیب ۳۶ و ۵۴ میلیون سال می‌دانند و عنوان می‌کنند که ماگمای محور دینور-

پینجوین از یک گوشته تهی‌شده منشأ گرفته و در شرایط کمان اقیانوسی تشکیل شده و ممکن است جزو افیولیت‌های محیط بالای پهنه فرورانش باشند. در ائوسن بالایی و در طول الیگوسن، ادامه فرورانش بخش جنوب‌غربی پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش شمال شرقی آن و افزایش تدریجی شیب فرورانش سبب شده تا در قلمرو اقیانوسی و به صورت جزایر قوسی، توده‌های نفوذی و گاهی آتشفشانی غالباً با یک با ترکیب کالک‌آلکان و توله ایتی در محور صحنه-کامیاران-مریوان، به وجود آیند (Moinvaziri et al., 2008).

برخی نمونه‌های گابروها، ویژگی‌های کمان اقیانوسی را نشان می‌دهند در حالی که، توالی خروجی شامل بازالت و میکروگابروها، ویژگی‌های مورب را نشان می‌دهند. پراکندگی نمونه‌های گابرو از سرشت توله ایتی تا کالک‌آلکان، همچنین، روند خطی منشأ ماگمایی از مورب تا محیط قوس، می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر مؤلفه فرورانش و یا به علت تأثیر ماگماتیسیم کالک‌آلکان پالئوژن باشد. کنار هم قرار گرفتن گابروهای توله‌ایتی مربوط به افیولیت‌ها و گابروهای کالک‌آلکان بعد افیولیتی پالئوژن، با توجه به تکنیک بسیار فعال و حرکت چند ده کیلومتری گسل زاگرس (Talebian and Jackson, 2002؛ Alipour et al., 2012) می‌تواند عامل تغییر ترکیب گابروها باشد و دو منشأ متفاوت را برای گابروهای این پژوهش پیشنهاد دهد. اما پراکندگی نمونه‌های پریدوتیتی در دیاگرام‌های مختلف (شکل ۱۴) که ما بین گوشته عمیق و محیط بالای پهنه فرورانش قرار می‌گیرند، تأثیر مؤلفه فرورانش اقیانوس-اقیانوس را در ماگماتیسیم منطقه انکار ناپذیر می‌کند.

بر اساس ویژگی‌های معرفی شده توسط Pearce (۲۰۰۸) ویژگی‌های افیولیت‌های سهول‌آوا با رده SSZ و مشخصاً تیپ MORB-IAT منطبق

کالک آلکالین پالئوژن روی گابروهای افیولیتی و ۳- قرارگیری امروزه گابروهای پالئوژن (کمان) با سرشت کالک آلکالین با واحدهای گابروی افیولیتی در کنار یکدیگر. با توجه به تمایل ژئوشیمی پریدوتیت‌ها به محیط بالای پهنه فرورانش، می‌توان نقش فرورانش را **پر** رنگ‌تر از تأثیر ماگماتیسیم پالئوژن در شکل‌گیری سنگ‌های آذرین منطقه دانست. در نمودارهای ژئوشیمی تمایل پریدوتیت‌ها به محیط بالای پهنه فرورانش دیده می‌شود. با این وجود، دلایل زیادی از جمله حجم بالای توالی پوسته‌ای با درصد  $\text{SiO}_2$  نزدیک به هم، ویژگی‌های ماگمایی حدواسط N-MORB و E-MORB، مقدار Al بالا و Ti پایین در کروم-اسپینل‌های پریدوتیت‌ها و نرخ ذوب بخشی بالای پریدوتیت‌ها، نشان می‌دهد که منشأ ماگمای مجموعه افیولیتی سه‌ول‌آوا، به محیط پشته‌های میان اقیانوسی با گسترش نسبتاً تند نسبت داده می‌شود که بخش گابرویی و پریدوتیتی آن از فرورانش اقیانوس-اقیانوس تأثیر جزیی پذیرفته است.

در مجموع، می‌توان پیشنهاد داد که ماگمای مجموعه افیولیتی سه‌ول‌آوا دارای منشأ گوشته با تهی‌شدگی نسبی است که بهترین مدل پیشنهادی برای این مجموعه، محیط پشت قوس اقیانوسی هست. با توجه به ویژگی‌های صحرایی توالی پوسته‌ای سه‌ول‌آوا، نتایج شیمیایی این مجموعه کاملاً قابل اتکاء است، ولی با توجه به بهم‌ریختگی قسمت‌های زیرین مجموعه سه‌ول‌آوا (بخش‌هایی از گابروها و پریدوتیت‌ها) به علت قرارگیری در پهنه برشی زاگرس، هم‌جواری امروزه کمان پالئوژن با این مجموعه و از طرفی نبود بررسی‌های قبلی کافی، در حال حاضر اظهار نظر باید با احتیاط صورت گیرد.

است. در این طبقه‌بندی: ۱- مقدار Th بالا و Y پایین (شکل ۹)، ۲- قرار گرفتن در محدوده مورب (شکل‌های ۹ و ۱۰)، ۳- وجود رسوبات با منشأ آتشفشانی در همراهی با توالی افیولیتی (شکل ۲)، ۴- ترتیب تبلور الیون، پلاژیوکلاز و پیروکسن در مجموعه واحدها (شکل D-۵ و F)، ۵- فراوانی کانی‌ها به ترتیب الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز در واحدهای افیولیتی، ۶- توده‌های تروکتولیت-ورلیت (تروکتولیت در افیولیت سه‌ول‌آوا مشاهده نشد)، ۷- گوشته لرزولیتی-هارزبورژی (پریدوتیت‌های سالم ترکیب ورلیتی و دونیتی دارند) و ۸- موقعیت جایگیری arc-proximal basin را برای این نوع افیولیت‌ها پیشنهاد کرده است. اکثر این ویژگی‌ها با ویژگی‌های افیولیت‌های سه‌ول‌آوا همخوانی دارند.

### نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی سه‌ول‌آوا، بخشی از افیولیت‌های کردستان و شامل: توالی پوسته‌ای بازالت، میکروگابرو، گابرو و توالی گوشته‌ای ناقص و بهم‌ریخته شامل: دونیت و ورلیت سرپانتینی است. مورفولوژی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی بخش بازالتی-میکروگابرویی، نشان می‌دهد که این بخش دارای ویژگی‌های مورب و ماگمای حاصل از گوشته با تهی‌شدگی جزیی است. بیشتر بخش گابرویی و توالی گوشته‌ای روابط گسلی دارند و به هم ریخته‌اند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز، نشان‌دهنده تنوع و تشکیل آنها در محیط مورب تا محیط بالای پهنه فرورانش است که از گوشته نسبتاً تهی شده منشأ گرفته‌اند.

برای گابروهای متنوع این مجموعه می‌توان سه خاستگاه را در نظر گرفت: ۱- تشکیل گابروها در محیط قوس اقیانوسی، ۲- تأثیر بعدی ماگماتیسیم

## منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *Geologische Rundschau* 95: 401-419.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229: 144-149.
- Al-Hassan, M. E. (1985) Rare earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin complex, NE Iraq. *Ophioliti* 12: 437-444.
- Al-Hassan, M. E. and Hubbard, F. H. (1987) Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq. *Ophioliti* 10: 139-145.
- Alipour, R., Zaré, M. and Ghassemi, M. R. (2012) Inception of activity and slip rate on the main recent fault of Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology* 175-176: 86-97.
- Allahyari, K., Sacanni, E., Pourmoafi, M., Beccalova, L. and Masoudi, F. (2011) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implication for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophioliti* 35: 71-90.
- Arai, S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113: 191-204.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H. (2011) Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics* 52: 304-320.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Siena, F. and Vaccaro, C. (2004) Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). *Lithos* 75: 67-87.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Boccaletti, M. and Guazzone, G. (1974) Remnant arcs and marginal basins in the Cenozoic development of the Mediterranean. *Nature* 252: 18-21.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare earth element geo-chemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-108. Elsevier, Amsterdam.
- Cameron, W. E. (1985) Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite. Cyprus, *Contribute of Mineralogy and Petrology* 89 (2-3): 239-255.
- Cameron, W. E., Nisbet, E. G. and Dietrich, V. J. (1980) Dietrich petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean floor basalts, in *Ophiolites*. In: *Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, Geological Survey Department Nicosia, Cyprus.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J. and Green, D. H. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: *boninites and related rocks* (Ed. A. J. Crawford, A. J.) 1-49. Unwin Hyman, Boston.
- Dick, H. J. B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism in *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publications 142: 71-105.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 54-76.

- Dilek, Y. and Furnes, H. (2009) Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos* 113: 1-20.
- Dilek, Y. and Newcomb, S. (2003) Ophiolite concept and the evolution of geological thought. *Geological Society of America Special Paper* 373: 1-16.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin.
- Hébert, R. and Laurent, R. (1990) Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites, in ophiolites. In: *Ophiolites: Ocean Crustal Analogues* (Eds. Malpas, J. Moores, E. Panayiotou, M. A. and Xenophontos, C.) 149-163. Geological Survey Department Nicosia, Cyprus.
- Izadi, F. (2005) Petrography, geochemical and petrogenesis of Ta-Bisaran pluton, Southwest of Sanandaj. MSc thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Lachance, G. R. and Trail, R. J. (1996) Practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. *Canadian Spectroscopy* 11: 43-48.
- Leblanc, M. and Violette, J. F. (1983) Distribution of aluminum -rich and chromium -rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology* 78: 293-301.
- Mahmoudi, H. (2010) Geochemistry and petrology of Sarvabad igneous rocks, west of Sanandaj. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/ igneous system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Moinevaziri, H., Azizi, H., Mehrabi, B. and Izadi, F. (2008) Oligocene magmatism in the Zagros Thrust zone (Sahneh-Marivan area): evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene. *Journal of Science, University of Tehran* 34: 113-122.
- Moinevaziri, H. (1970) The study of petrology and mineralogy of Morvarid igneous rocks (between Sanandaj and Kermanshah). MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.
- Nicolas, A. and Boudier, F. (2003) Where ophiolites come from and what they tell us. *Geological Society of America, Special Paper* 373: 137-152.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*, (Ed. Wyman, D. A.) Short Course Notes 12: 79-113. Geological Association of Canada, Newfoundland and Labrador.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London Special Publications* 7: 14-24.

- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-43.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of suprasubduction-zone ophiolites. In: *Marginal Basin geology* (Eds. Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.) Special Publication 16: 77-94. Geological Society, London.
- Ranin, A. (2009) Petrology and metamorphic plotonic rocks from Marivan area. MSc thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Sabzehei, M., Gourabjiri, A. and Eslamdoust, F. (2010) Geological map of Paweh and West Paweh 1/100000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148: 762-801.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- Shervais, J. W. (2000) Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2: 2000GC000080.
- Sigurdsson, H. and Schilling, J. G. (1976) Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth and Planetary Science Letters* 29: 2-7.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London* 42: 313-345.
- Talebian, M. and Jackson, J. (2002) Offset on the main recent fault of NW Iran and implications on the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 150: 422-439.
- Umino, S., Yanai, S., Jaman, A. R., Nakamura, Y. and Iiyama, J. T. (1990) The transition from spreading to subduction: evidence from the Semail ophiolite, northern Oman Mountains, in ophiolites: oceanic crustal analogues. In: *Proceedings of the Symposium "Troodos 1987"*. Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus.
- Yousif, O. M. (2009) Serpentinites and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust zone, Kurdistan region, Iraq. *Arabian Journal of Geosciences* DOI 10.1007/s12517-009-0080-y.
- Yousif, O. M., Mekawa, H. and Lawa, F. A. (2007) Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq. *Geosphere* 3: 624-645.

Petrology

## Petrography, petrogenesis and geodynamic of Sawlava ophiolitic complex, NW of Iran

Bahman Rahimzadeh<sup>1</sup>, Fariborz Masoudi<sup>1\*</sup>, Hossein Moinvaziri<sup>2</sup> and Khalil Allahyari<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

### Abstract

Zagros ophiolites are mainly exposed in Oman, Neyriz, Kermanshah, Kurdistan and north western of Iraq. The Sawlava ophiolitic complex is a member of Kurdistan ophiolites. In this research petrogenesis and geodynamic of this part of Zagros ophiolites have been investigated. Basalt, microgabbro, gabbro with serpentized dunite and wherlite are the main rock units of the complex. The phenocryst in the basalt and the microgabbros are plagioclase and clinopyroxene and the main textures in the basalts are porphyric and microlitic-glassy whereas intersertal and microgranular are dominant in the microgabbros. The main minerals in the gabbros are clinopyroxene (augite-diopside), plagioclase with labrador composition. In the peridotites, the major minerals are olivine (Fo= 88-91), clinopyroxene (diopside-clinoenstatite) and chromian spinels (picotite). By analogy with the global standards, the obtained geochemical data reveal that basalts and microgabbros in Sawlava ophiolitic complex are tholeiitic in nature, and their magma source tends towards N-MORB and E-MORB. Gabbros are in tholeiite to calc-alkaline magma series and show the abyssal MORB to oceanic ARC features. The chemistry of peridotites shows the abyssal to supra-subduction zone source. The high volume of basalt-microgabbro, low Ti value and high content of Al and Cr# in peridotite chromian spinels, reveal a high rate of partial melting (25-35%) indicating that the depleted mantle subjected to high degree of partial melting can be the Sawlava complex source. According to geochemical data a depleted mantle may be the source of Sawlava ophiolitic complex. This feature is more remarkable in the studied gabbros and peridotites. Comparing the lithological and geochemical characteristics of the studied ophiolites with some other complexes in the world documented that the complex under discussion formed in an oceanic back arc setting.

**Key words:** Petrogenesis, Geodynamic, Sawlava ophiolitic complex, Zagros