

## بررسی شیمی کانی‌ها، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز توده‌های نفوذی کمپلکس سورسات (شمال غرب تکاب) - ایران

ثریا دادفر<sup>۱\*</sup>، فرهاد آلیانی<sup>۲</sup>، علی اکبر بهاری فر<sup>۳</sup> و محمدحسین زرین کوب<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان، همدان، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان، همدان، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۰۹

### چکیده

توده‌های نفوذی کمپلکس سورسات بخشی از توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان را تشکیل می‌دهند. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، منطقه مورد مطالعه از هورنبلند گابرو، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت تشکیل شده است. تجزیه مایکروپروب کانی‌های آمفیبول (در گرانودیوریت و مونزودیوریت)، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار (در مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت) نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت تا اولیگوکلاز و آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز هستند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، واحد مونزودیوریت (توده‌های خانقلی و ترک‌دهره) از نوع I، با ماهیت کالک‌آلکان و متآلومین، در محدوده کمان ماگمایی (VAG) و دارای میزان نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه و  $\epsilon\text{Nd}$  به ترتیب برابر با  $0.70448$  و  $-0.12$  است و از ماگمایی گوشته‌ای، که تحت فرایندهای آلیش پوسته‌ای قرار گرفته، ایجاد شده است. واحد گرانودیوریت (توده‌های پیچاقچی، حمزه قاسم و شمال شرق خانقلی)، از نوع I با ماهیت متآلومین تا پراومین و کالک‌آلکان است که در محدوده کمان ماگمایی VAG همراه با انکلاور ریز دانه مافیک، میزان نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه و  $\epsilon\text{Nd}$  به ترتیب برابر با  $0.70529$  و  $-2.82$ ، از اختلاط ماگمای مشتق شده از گوشته با مذاب حاصل از ذوب پوسته، ایجاد شده است. تونالیت-ترنجمیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پراومین بوده که با توجه به مقادیر پایین عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$  (۲/۹-۱۱/۶)، Cr (۲۰-۴۶) و Ni (۱-۲/۴)، مقادیر پایین نسبت‌های  $\text{Nb}/\text{Ta}$  و  $\text{La}/\text{Yb}$ ،  $\text{Sr}/\text{Y}$  و الگوهای کمتر تفریق یافته عناصر نادر خاکی و آنومالی منفی Eu، حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی هستند که خود از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در اعماق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشا تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید تیپ I، شیمی کانی، آلیش پوسته‌ای، اختلاط ماگمایی، شمال غرب تکاب.

### مقدمه

سیرجان براساس داده‌های استراتیگرافی و ایزوتوپی، به پرکامبرین، پالئوزوئیک یا مزوزوئیک نسبت داده شده‌اند (Nutman et al., 2013; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). در شمال غربی ایران و در منطقه

به طور کلی زون سنندج-سیرجان از کمپلکس‌های دگرگونی و توده‌های گرانیتوئیدی تشکیل یافته است. کمپلکس‌های دگرگونی در نقاط مختلف زون سنندج-

\* نویسنده مرتبط: soraya.dadfar64@gmail.com

## روش مطالعه

جهت بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه، ضمن انجام بازدیدهای صحرایی از واحدهای مختلف سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد مطالعه نمونه‌برداری صورت گرفت که ۵۲ عدد از این نمونه‌ها جهت مطالعات سنگ‌نگاری انتخاب شدند. به‌منظور بررسی شیمی کانی‌های سنگ‌های مورد بررسی ۱۶ نقطه بلورآمفیبول، ۶۵ نقطه از پلاژیوکلاز و ۵ نقطه آلکالی‌فلدسپار به‌وسیله دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل (JEOL JXA8230 (5-WDS) در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه تورنتو کشور کانادا تجزیه شدند. آزمایش‌های انجام شده در شرایط تابش پرتو با ولتاژ شتاب‌دهنده ۰/۲ kV تا ۳۰ kV و شدت جریان Ampere ۱۰-۱۲ تا ۰/۲ تا ۰/۷ میکرومتر انجام گرفت. نتایج بررسی‌ها در جداول (۱، ۲ و ۳) ارائه شده‌اند. تعداد ۱۸ نمونه جهت تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه شرکت MS Analytical Services Ltd کشور کانادا ارسال شد (جدول ۴). جهت تعیین عناصر اصلی از روش ذوب لیتیم بورات ICP-OES و جهت تعیین عناصر فرعی و نادر خاکی از روش لیتیم بورات ICP-MS استفاده شده است. هم‌چنین تعداد دو نمونه از لیتولوژی اصلی توده‌های پیچاقچی، ترکه‌دره و قره‌زاغ، جهت آنالیز ایزوتوپ‌های Sr و Nd به آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه Capetown کشور آفریقای جنوبی ارسال شد (جدول ۵). روش آماده‌سازی نمونه‌ها و جداسازی شیمیایی پودرها به روش استاندارد HNO<sub>3</sub>-HF براساس مطالعات Míková (2007) and Denková بوده است. نمونه‌ها توسط جمع‌آوری‌کننده چندگانه ICP-MS- MC بر روی Instruments NuPlasma HR Nu شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ Sr با استفاده از استاندارد NIST SRM987 و مقادیر ایزوتوپ Nd با استفاده از استاندارد JNdi-1 اندازه‌گیری شده‌اند. به‌منظور بررسی داده‌های به‌دست‌آمده در تفکیک عنصری و تعیین خاستگاه و محیط تکتونیکی از نرم‌افزارهای GCDkit و Excel استفاده شده است.

تکاب-شاهین‌دژ، کمپلکس‌های دگرگونی مشاهده می‌شوند که به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند، کمپلکس سورات یکی از این کمپلکس‌های دگرگونی است که در محدوده استان آذربایجان غربی، مابین شهرهای تکاب و شاهین‌دژ (شمال جاده تکاب به شاهین‌دژ) واقع شده است (شکل ۱-الف) که دارای ارتباط تکتونیکی با سنگ‌های رسوبی است. دو واحد اصلی زمین‌شناسی برای سنگ‌های رسوبی پرکامبرین تا پالئوزوئیک این منطقه تعریف شده است (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴): ۱. سازند کهر مربوط به پرکامبرین بالایی که متشکل از اسلیت، ماسه‌سنگ و تا حدودی سنگ‌های ولکانیک اسیدی بوده که تا رخساره آمفیبولیت-شیست سبز دگرگون شده‌اند؛ ۲. دولومیت پرکامبرین-کامبرین و اردوسین (سازندهای بایندر و سلطانیه)، ماسه‌سنگ، شیل و سنگ‌آهک دولومیتی (سازندهای باروت، لالون و میلا) (شکل ۱-ب).

از جمله مطالعات انجام شده بر روی توده‌های نفوذی واقع در کمپلکس سورات می‌توان به خلقی و وثوقی عابدینی (۱۳۸۲) اشاره نمود که سن مطلق توده پیچاقچی را به روش K-Ar، ۷۴/۲۰ میلیون سال تعیین کردند و این سن بیانگر زمان کرتاسه بالا-پالئوسن و رخداد تکتونیکی لارامید است. (Jamshidi Badr et al., 2013)، سه دسته سنگ پلوتونیک را در کمپلکس سورات معرفی نموده‌اند: دسته اول-سینوگرانیت‌هایی که به روش U-Pb دارای سن تقریبی ۵۴۰ میلیون سال (۵۴۰±۶ و ۵۳۷±۸) بوده و گرانیت‌های برخورد قاره-قاره معرفی شده‌اند. دسته دوم و سوم به‌عنوان گرانیت‌های منسوب به فرورانش معرفی شده‌اند که دارای سن ۵۹±۷/۲ میلیون سال بوده که طی رول بک صفحه فرورنده نفوتتیس قبل از برخورد صفحه عربی با اورازیا و تشکیل کوهزایی زاگرس، در زون سنندج-سیرجان تشکیل شده‌اند. در این مطالعه سعی شده با اتکا به نتایج حاصل از داده‌های ایزوتوپی، آنالیز سنگ کل و تجزیه شیمیایی کانی‌ها به بررسی سنگ‌نگاری، ترکیب کانی‌شناسی، ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی واقع در بخش‌های جنوب شرقی، جنوبی و غربی کمپلکس سورات، پرداخته شود.

## زمین‌شناسی

صحرایی و بررسی داده‌های ماهواره‌ای، از دو بخش گرانیات مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) واقع در بخش شرقی توده، (شکل ۲-ج) و لوکوگرانیات (تونالیت براساس مطالعات پتروگرافی) هم تیپ دوران (بخش غربی توده) تشکیل شده است (شکل ۲-د). (Jamshidi Badr et al., 2013)، جایگیری این توده را به عملکرد گسل امتداد لغز N40E نسبت داده‌اند. رخنمون‌های گرانیات مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) در توده پیچاقچی به رنگ خاکستری روشن، غالباً هوازده با فرسایش پوست پیازی هستند که اغلب توسط رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپار با ضخامت متوسط پنج سانتی‌متر قطع شده‌اند و اکثراً در بخش‌های شمالی به صورت جهت‌یافته دیده می‌شوند. همچنین انکلاوهای مافیک ریزدانه با اشکال دایره‌ای به قطر ده سانتی‌متر نیز در این توده قابل مشاهده است (شکل ۲-ه).

مرز رخنمون لوکوگرانیات هم تیپ دوران و گرانیات مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) یک مرز گسله می‌باشد که در این مرز لوکوگرانیات (تونالیت براساس مطالعات پتروگرافی) توسط دایک‌های دیوریتی با ضخامت متوسط یک متر مورد نفوذ قرار گرفته است (شکل ۲-و). علاوه بر این، رخنمون‌های کوچکی از گرانیات مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) در شمال شرق توده خانقلی، نزدیک روستای حمزه قاسم و توده ترکه‌دره نیز مشاهده می‌شود.

## سنگ‌نگاری

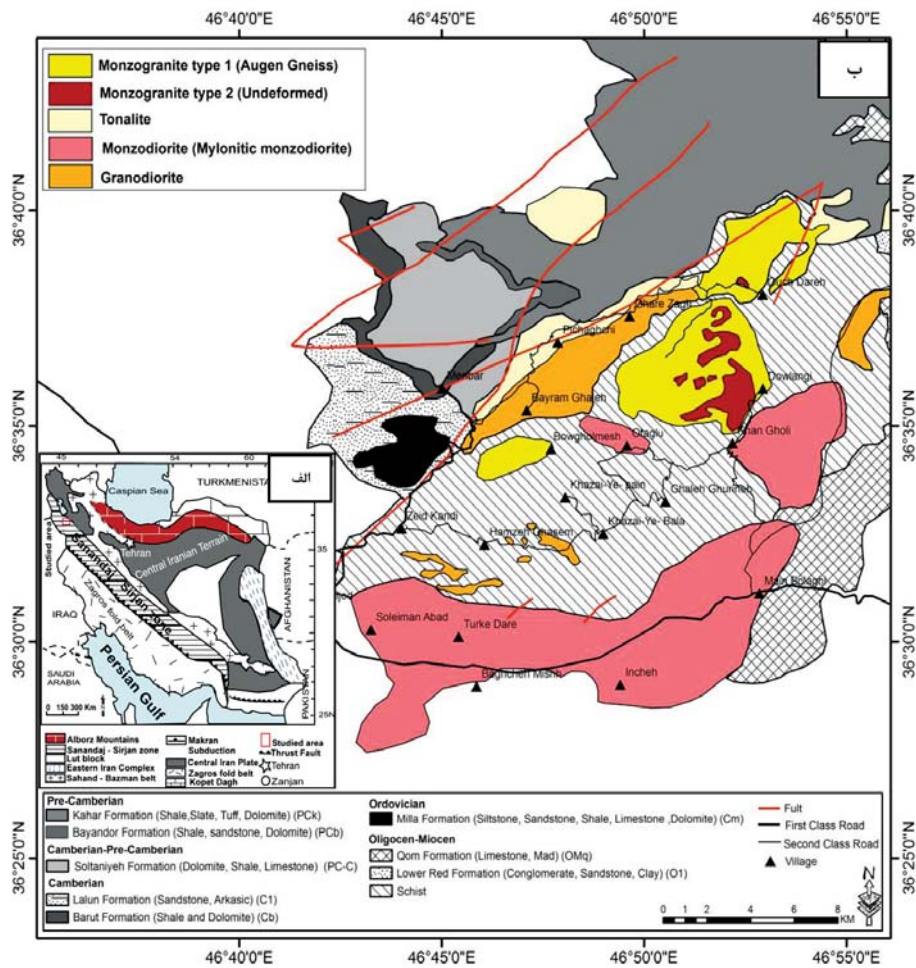
براساس مطالعات سنگ‌نگاری، سنگ‌های نفوذی موجود در منطقه مورد مطالعه به سه دسته واحدهای مافیک (هورنبلند گابرو)، حدواسط (کوارتز دیوریت و مونزودیوریت) و فلسیک (شامل گرانودیوریت و تونالیت) قابل تقسیم‌بندی هستند.

واحد مافیک: شامل دایک‌هایی با ترکیب هورنبلند گابرو در توده ترکه‌دره است.

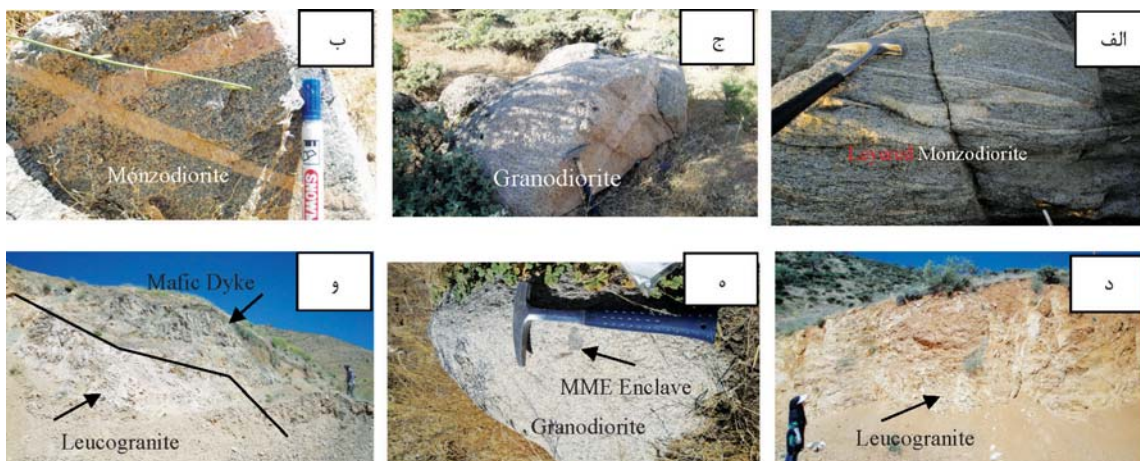
- هورنبلند گابرو: این واحد به رنگ سبز تیره (ملانوکرات)، ریز دانه با بافت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۴۵٪)،

توده‌های گرانیتوئیدی شمال غرب تکاب در طول جغرافیایی ۴۱° ۴۶' تا ۵۵° ۴۶' شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹° ۳۶' تا ۳۵° ۳۶' شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱-ب). بروزند سنگ‌های گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه دارای تفاوت‌های کانی‌شناسی و بافتی مشخصی است که توسط سنگ‌های دگرگونی متنوع شامل میکاشیست، گارنت شیست، آندالوزیت شیست، کوردیریت شیست، کیانیت شیست، فیبرولیت شیست، اکتینولیت شیست و گارنت آمفیبولیت احاطه شده‌اند (Jamshidi Badr et al., 2013). توده‌های مورد مطالعه در این پژوهش شامل توده‌های گرانیتوئیدی واقع در بخش‌های جنوبی (توده‌های ترکه‌دره و حمزه قاسم)، جنوب شرقی (توده‌های خانقلی و شمال شرق خانقلی)، غرب و جنوب غرب (توده پیچاقچی) کمپلکس سورسات هستند (شکل ۱-ب).

توده‌های گرانیتوئیدی ترکه‌دره و خانقلی رخنمون‌هایی از گرانیات مزوکرات (مونزودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) خاکستری رنگ جهت یافته هستند که توسط رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپار صورتی با ضخامت متغیر ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر و اشکال مختلف قطع شده‌اند (شکل ۲-الف و ب). توده ترکه‌دره توسط دایک‌های مافیک به رنگ خاکستری تیره با ضخامت ۱/۵ متر و راستای شمال غرب-جنوب شرق مورد نفوذ قرار گرفته است. مجرد و همکاران (۱۳۸۶)، جایگیری دایک‌های گابرویی را به گسل‌های نرمال درون توده ترکه‌دره با سن بعد از پالئوسن نسبت داده‌اند. بعلاوه در برخی رخنمون‌های این توده آثار جهت یافتگی و تفکیک بخش‌های تیره و روشن قابل مشاهده است که با گسترش تفکیک بخش‌های تیره و روشن، رخنمون‌هایی در ظاهر با ساختارهای میگماتیستی نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف). در توده‌های خانقلی و ترکه‌دره انکلاوهای مافیک ریزدانه با اشکال دایره‌ای و بیضی قابل مشاهده هستند. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴) توده پیچاقچی به صورت یک باتولیت یک دست با ترکیب گرانیات مزوکرات (گرانودیوریت براساس مطالعات پتروگرافی) گزارش شده است. اما این توده با توجه به مشاهدات



شکل ۱. الف) نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران که محدوده مورد مطالعه بر روی آن مشخص شده است (Shahabpour, 1994)، ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس سورسات (با تغییرات بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ (خلقی خسرقی، ۱۹۹۴))



شکل ۲. الف) رخنمون گرانیت مزوکرات (مونزودیوریت بر اساس مطالعات پتروگرافی) لایه‌بندی شده در توده ترکه‌دره، ب) تصویری از رخنمون گرانیت مزوکرات (مونزودیوریت بر اساس مطالعات پتروگرافی) خانقلی، ج) تصویری از رخنمون گرانیت مزوکرات (گرانودیوریت بر اساس مطالعات پتروگرافی) پیچاقچی، د) رخنمون لوکوگرانیت هم تیب دوران در بخش‌های غربی توده پیچاقچی (دید به سمت غرب، ه) انکلاوهای ریز دانه مافیک در میزبان گرانیتی، و) نمایی از دایک‌های مافیک در بخش لوکوکرآت توده پیچاقچی (دید به سمت غرب)

اسفن، کانی اوپاک، زیرکن و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سرسیت هستند. کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد، غالباً به صورت ادخال در بلورهای آمفیبول مشاهده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل ثانویه، غالباً سرسیتی و دارای آثار شکستگی هستند که گاهاً توسط کوارتز پر شده است. آمفیبول را می‌توان اغلب به صورت ماهی‌گون مشاهده نمود. ارتوکلازها نیز به صورت ساختار پورفیروکلاست‌های کرنشی هستند. بیوتیت نیز اکثراً در راستای برگوارگی و گاهی به صورت بلورهای ماهی‌گون قابل مشاهده است. به ندرت می‌توان هسته‌هایی از بلورهای پیرکسن مشاهده نمود که از حاشیه به هورنبلند تبدیل شده‌اند. انکلاوهای ریزدانه با ترکیبی مشابه با ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان با بافت‌های اینترگرانولار، پوئیکلیتیک و زونینگ در پلاژیوکلاز نیز در واحد مونزودوریت مشاهده می‌شوند.

واحد فلسیک: به لحاظ ترکیبی در دو دسته گرانودوریت (بخش شرقی توده پیچاقچی و رخنمون‌هایی کوچک در نزدیک روستای حمزه‌قاسم، شمال شرق خانقلی و توده ترکه‌دره) و تونالیت (بخش غربی توده پیچاقچی) قابل تقسیم‌بندی است.

گرانودوریت: این واحد به رنگ خاکستری روشن (مزوکرات) و ریز تا متوسط دانه است. به ترتیب می‌توان به بافت‌های ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار، پوئیکلیتیک، میرمکیت، زونینگ در پلاژیوکلاز و آنتی راپاکیوی اشاره کرد. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۰-۴۵٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۴۰٪)، الکالی‌فلدسپار (۱۰-۲۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) هستند. کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، زیرکن و همچنین کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سرسیت هستند (شکل ۳-د، و، ه). بلورهای کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد، بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً به صورت سرسیتی و همراه با بافت زونینگ (زونینگ نوسانی شکل ۶) در برخی بلورها همراه با آثار ماکل ثانویه و بلورهای بیوتیت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار هستند که اغلب از حاشیه به کلریت تبدیل شده‌اند. در این واحد انکلاوهای ریزدانه با ترکیب

هورنبلند (۳۵-۴۰٪) و کلینوپیروکسن (۱۵-۲۰٪) و کانی‌های فرعی اسفن، الکالی‌فلدسپار و بیوتیت می‌باشند (شکل ۳-الف). بلورهای پلاژیوکلاز غالباً سرسیتی و دارای آثار شکستگی هستند، آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار دیده می‌شود و کلینوپیرکسن غالباً از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده است.

واحد حدواسط: شامل ترکیب کوارتزیدوریت (به صورت دایک در توده پیچاقچی) و مونزودوریت (توده‌های خانقلی، ترکه‌دره) می‌باشد.

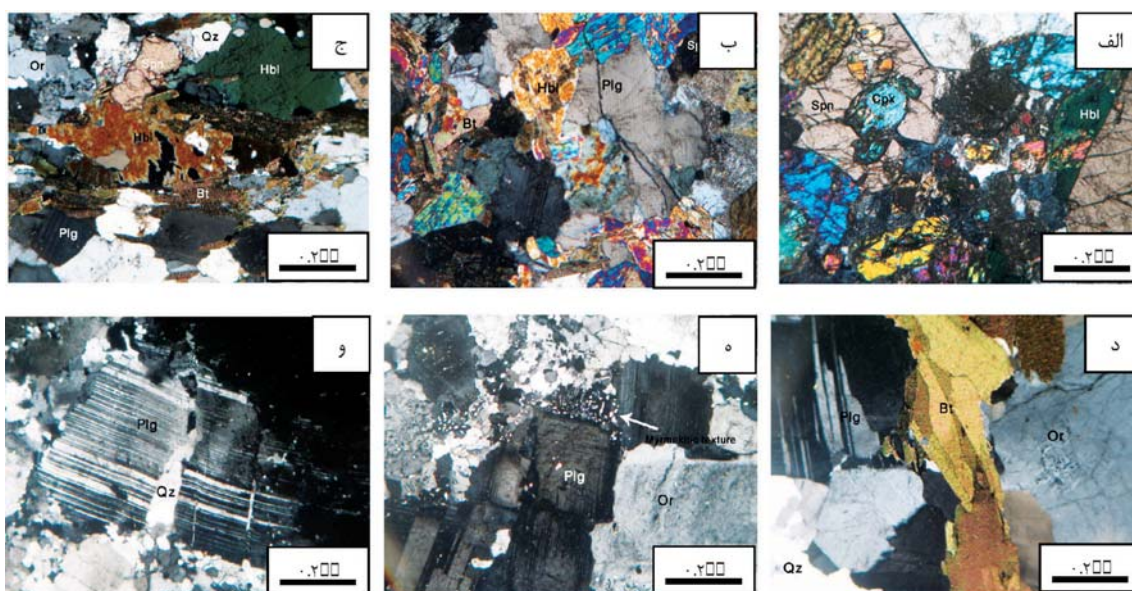
- کوارتزیدوریت: به رنگ خاکستری تیره (مزوکرات)، ریزدانه با بافت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال گرانولار می‌باشند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز حدود (۴۵-۵۵٪)، هورنبلند (۳۵-۴۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) بوده و کانی‌های فرعی شامل الکالی‌فلدسپار، کوارتز و اسفن می‌باشد (شکل ۳-ب). بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل ثانویه، غالباً سرسیتی و دارای آثار شکستگی هستند، آمفیبول غالباً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیوتیت به صورت بلورهای پراکنده و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده است.

- مونزودوریت: این واحد با رنگ خاکستری تیره (مزوکرات)، ریزدانه همراه با جهت‌یافتگی کانی‌های تیره در نمونه دستی قابل مشاهده است. بعلاوه ریزساختارها و پدیده‌های حاصل از دگرشکلی در این واحد در مقیاس میکروسکوپی نیز به خوبی قابل مشاهده است. بافت اصلی این دسته نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل گرانولار و در نمونه‌های دگرشکل شده پورفیروکلاستیک و بافت‌های فرعی شامل پوئیکلیتیک و میرمکیت هستند که به نظر می‌رسد میرمکیت‌های ذکر شده حاصل از تاثیر تنش باشند. با توجه به مطالعه پتروگرافی و اینکه کمتر از ۵۰ درصد حجم سنگ متحمل کاهش اندازه دانه شده است، می‌توان نمونه‌های دگرشکل شده این واحد را در دسته پروتومیلونیت دسته‌بندی نمود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪)، آمفیبول (۲۵-۳۵٪)، الکالی‌فلدسپار (۱۵-۲۰٪) و بیوتیت (۱۰-۱۵٪) است (شکل ۳-ج). کانی‌های فرعی شامل پیرکسن،

بلورهای کوارتز همراه با خاموشی موجی و ساختارهای تبلور مجدد هستند. پلاژیوکلازها عمدتاً همراه با ماکل شطرنجی و شکستگی هستند که با کوارتز پر شده است. در جریان دگرسانی سدیک با افزوده شدن  $Na^+$  به ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، نوعی پلاژیوکلاز سدیک با بافت میکروسکوپی خاص شکل می‌گیرد (More and Liou, 1979). هریک از بخش‌های شطرنج حالتی شبیه مربع نامنظم دارد. آثار و شواهد دگرشکلی چون شکستگی و ماکل ثانویه در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده دگرشکلی در حالت شکنا در این واحد است.

کوارتز دیوریت با کانی‌شناسی هورنبلند و پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی آلکالی فلدسپار و اسفن و بافت اینترگرانولار نیز مشاهده می‌شود.

تونالیت: رخنمون واحد لوکوگرانیت هم تیپ دوران را می‌توان در بخش غربی توده پیچاقچی مشاهده نمود که در نمونه دستی به رنگ سفید و متوسط دانه است. این سنگ‌ها عمدتاً بافت ساب‌هدرال تا ان‌هدرال گرانولار همراه با بافت فرعی چون پوئیکلیتیک هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪) و کوارتز (۳۰-۳۵٪) و کانی‌های فرعی شامل زیرکن و اسفن هستند (شکل ۳-و). بعلاوه به‌عنوان کانی ثانویه می‌توان به سریسیت اشاره کرد.



شکل ۳. الف) نمای از هورنبلند گابرو (بررسی در نور XPL)، ب) نمای از کوارتز دیوریت (بررسی در نور XPL)، ج) نمای از واحد مونزودیوریت (بررسی در نور XPL)، د) نمای از واحد گرانودیوریت (بررسی در نور XPL)، ه) نمای از واحد گرانودیوریت (بررسی در نور XPL)، و) نمای کلی از واحد تونالیت (بررسی در نور XPL). علائم اختصاری کانی‌ها: کلینوپیکسین=Cpx، کوارتز=Qtz، پلاژیوکلاز=Plg، بیوتیت=Bt، ارتوکلاز=Or، اسفن=Spn، هورنبلند=Hbl (Whitney and Evans, 2010)

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه آمفیبول در واحدهای مونزودیوریتی و گرانودیوریتی جنوب سورسات

Comment	Type	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(%)	K <sub>2</sub> O(%)	(OH)(%)	Total
IR-T_C2_c2_1	Grano	۴۵/۱۹	۰/۵۸	۱۰/۱۲	۱۷/۶۹	۰/۵۰	۱۰/۶۶	۱۰/۷۷	۱/۰۵	۲/۰۲	۱/۴۱	۱۰۰/۰۰
IR-T_C2_c2_2	Grano	۴۷/۰۹	۰/۴۷	۸/۷۹	۱۶/۵۷	۰/۵۰	۱۱/۶۷	۱۰/۷۴	۱/۰۲	۱/۶۲	۱/۵۴	۱۰۰/۰۰
IR-T_C2_c2_3	Grano	۴۵/۸۰	۰/۶۳	۱۱/۲۸	۱۷/۶۱	۰/۴۱	۱۰/۲۶	۱۰/۴۴	۱/۳۲	۲/۳۰	۰/۰۰	۱۰۰/۰۶
IR-T_D3_c1_1	Monzo	۴۷/۴۱	۰/۸۹	۸/۴۷	۱۴/۸۲	۰/۳۲	۱۳/۰۵	۱۰/۷۲	۱/۱۸	۱/۷۳	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c1_2	Monzo	۵۰/۰۲	۰/۶۴	۶/۳۹	۱۳/۳۳	۰/۲۸	۱۴/۷۲	۱۰/۸۸	۰/۹۶	۱/۱۴	۱/۶۴	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c1_3	Monzo	۴۷/۷۳	۰/۸۳	۸/۰۹	۱۴/۳۵	۰/۲۳	۱۳/۳۴	۱۰/۸۲	۱/۱۲	۱/۵۷	۱/۹۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_1	Monzo	۴۵/۹۴	۰/۷۵	۹/۵۷	۱۶/۰۷	۰/۳۰	۱۲/۳۵	۱۰/۴۴	۱/۴۸	۲/۱۹	۰/۹۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_2	Monzo	۴۵/۵۷	۰/۸۰	۹/۶۶	۱۶/۷۵	۰/۳۲	۱۱/۶۸	۱۰/۳۸	۱/۵۲	۲/۱۳	۱/۱۹	۱۰۰/۰۰
IR-T_D3_c2_3	Monzo	۴۶/۴۰	۰/۶۳	۹/۱۶	۱۶/۳۳	۰/۳۲	۱۲/۰۲	۱۰/۶۲	۱/۳۱	۱/۷۴	۱/۴۷	۱۰۰/۰۰

ادامه جدول ۱.

Comment	Type	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(%)	K <sub>2</sub> O(%)	(OH)(%)	Total
IR-T_C10_c1_1	Monzo	۵۳/۴۷	۰/۲۳	۳/۴۲	۱۲/۸۷	۰/۴۴	۱۵/۳۵	۱۰/۹۱	۰/۶۹	۰/۷۷	۱/۸۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c1_2	Monzo	۴۷/۳۶	۰/۸۳	۷/۸۴	۱۶/۳۱	۰/۳۳	۱۲/۱۶	۱۰/۵۰	۱/۳۷	۱/۸۶	۱/۴۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c1_3	Monzo	۴۷/۴۱	۰/۹۳	۷/۴۷	۱۶/۳۴	۰/۳۷	۱۲/۱۷	۱۰/۴۲	۱/۴۰	۱/۸۴	۱/۶۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_1	Monzo	۴۶/۵۳	۱/۰۷	۷/۷۴	۱۶/۷۳	۰/۳۴	۱۱/۸۶	۱۰/۳۶	۱/۵۶	۱/۹۶	۱/۸۵	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_2	Monzo	۴۸/۳۲	۰/۵۰	۷/۵۴	۱۵/۶۹	۰/۳۹	۱۳/۱۰	۱۰/۴۷	۱/۲۷	۱/۶۷	۱/۰۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c2_3	Monzo	۴۸/۴۰	۰/۶۳	۷/۵۳	۱۵/۹۴	۰/۳۰	۱۲/۶۹	۱۰/۴۰	۱/۳۷	۱/۷۴	۱/۰۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_1	Monzo	۳/۲۷	۰/۴۲	۱۸/۱۴	۱۸/۶۰	۰/۰۰	۰/۱۶	۱/۷۶	۰/۳۲	۱/۱۷	۵۶/۱۶	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_2	Monzo	۴/۷۰	۰/۲۰	۹/۸۰	۹/۲۴	۰/۰۰	۰/۳۸	۱/۲۹	۰/۲۶	۰/۸۳	۷۳/۳۱	۱۰۰/۰۰
IR-T_C10_c5_3	Monzo	۵/۲۴۰	۰/۲۰	۴/۳۱	۱۳/۵۷	۰/۳۴	۱۴/۹۰	۱۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۹۵	۱/۶۹	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_1	Monzo	۴۹/۴۷	۰/۳۷	۶/۸۳	۱۵/۰۹	۰/۳۲	۱۳/۶۰	۱۰/۶۳	۱/۱۵	۱/۱۶	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_2	Monzo	۵۴/۴۰	۰/۲۳	۳/۱۶	۱۲/۲۵	۰/۳۱	۱۶/۳۳	۱۰/۹۲	۰/۵۶	۰/۴۴	۱/۴۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c1_3	Monzo	۴۹/۷۳	۰/۴۵	۶/۷۲	۱۴/۵۴	۰/۳۰	۱۳/۵۲	۱۰/۷۰	۱/۰۵	۱/۱۷	۱/۸۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_1	Monzo	۴۸/۳۶	۰/۴۹	۷/۱۶	۱۴/۷۲	۰/۳۳	۱۲/۹۷	۱۰/۵۶	۱/۱۸	۱/۳۵	۲/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_2	Monzo	۴۷/۵۳	۰/۵۳	۷/۸۲	۱۴/۲۷	۰/۲۸	۱۱/۸۷	۹/۸۱	۱/۴۰	۲/۶۳	۳/۸۷	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c2_3	Monzo	۴۸/۷۸	۰/۴۷	۷/۲۹	۱۴/۸۱	۰/۳۵	۱۳/۲۷	۱۰/۶۹	۱/۱۴	۱/۳۱	۱/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_1	Monzo	۵۰/۹۲	۰/۲۰	۱/۱۸	۷/۶۲	۰/۲۸	۱۲/۶۴	۲۱/۲۴	۰/۷۰	۰/۰۹	۵/۱۲	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_2	Monzo	۵۴/۷۴	۰/۲۱	۲/۸۸	۱۱/۸۸	۰/۲۹	۱۶/۱۳	۱۰/۹۲	۰/۵۵	۰/۵۰	۱/۹۰	۱۰۰/۰۰
IR-T_A13_c4_3	Monzo	۵۰/۷۴	۰/۳۱	۵/۷۱	۱۳/۹۰	۰/۳۱	۱۴/۲۱	۱۰/۷۲	۰/۸۹	۰/۹۱	۲/۳۰	۱۰۰/۰۰

جدول ۲. محاسبه کاتیون‌ها براساس ۲۳ اکسیژن.  $(2+Mg) = (Mg)/(Mg+Fe)$

Comment	Type	Si	Al IV	Al VI	Al t	Fe <sup>3+</sup>	Ti	Fet	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	B	Ca	B	Na	#Mg
IR-T_C2_c2_1	Grano	۶/۶۲	۱/۳۷	۰/۳۷	۱/۷۴	۰/۸۱	۰/۰۶	۲/۱۶	۱/۳۵	۰/۰۶	۲/۳۳	۱/۶۹	۰/۲۹	۰/۳۷	۱/۶۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۶۲	۰/۶۲
IR-T_C2_c2_2	Grano	۶/۸۴	۱/۱۵	۰/۵۷	۱/۷۲	۰/۷۸	۰/۰۵	۲/۰۱	۱/۲۳	۰/۰۶	۲/۵۲	۱/۶۷	۰/۲۸	۰/۳۰	۱/۶۷	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۶۷	۰/۶۷
IR-T_C2_c2_3	Grano	۶/۷۵	۱/۲۴	۰/۶۳	۱/۸۸	۰/۵۲	۰/۰۶	۲/۰۸	۱/۵۵	۰/۰۵	۲/۱۶	۱/۵۸	۰/۳۶	۰/۴۱	۱/۵۸	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۵۸	۰/۵۸
IR-T_D3_c1_1	Monzo	۶/۸۳	۱/۱۶	۰/۲۷	۱/۴۴	۰/۷۴	۰/۰۹	۱/۷۸	۱/۰۴	۰/۰۳	۲/۸۰	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۱	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۷۳	۰/۷۳
IR-T_D3_c1_2	Monzo	۷/۱۲	۰/۸۸	۰/۱۹	۱/۰۷	۰/۷۶	۰/۰۶	۱/۵۸	۰/۸۲	۰/۰۳	۳/۱۲	۱/۶۵	۰/۲۶	۰/۲۰	۱/۶۵	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۷۹	۰/۷۹
IR-T_D3_c1_3	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۷	۱/۳۷	۰/۶۹	۰/۰۹	۱/۷۳	۱/۰۳	۰/۰۲	۲/۸۷	۱/۶۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۱/۶۷	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۳	۰/۷۳
IR-T_D3_c2_1	Monzo	۶/۶۴	۱/۳۵	۰/۲۷	۱/۶۳	۰/۸۶	۰/۰۸	۱/۹۴	۱/۰۸	۰/۰۳	۲/۶۶	۱/۶۱	۰/۴۱	۰/۴۰	۱/۶۱	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۷۱	۰/۷۱
IR-T_D3_c2_2	Monzo	۶/۶۳	۱/۳۶	۰/۲۹	۱/۶۵	۰/۸۲	۰/۰۸	۲/۰۴	۱/۲۱	۰/۰۴	۲/۵۳	۱/۶۲	۰/۴۲	۰/۳۹	۱/۶۲	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۶۸	۰/۶۸
IR-T_D3_c2_3	Monzo	۶/۷۳	۱/۲۶	۰/۳۰	۱/۵۶	۰/۸۲	۰/۰۶	۱/۹۸	۱/۱۵	۰/۰۳	۲/۶۰	۱/۶۵	۰/۳۶	۰/۳۲	۱/۶۵	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۶۹	۰/۶۹
IR-T_C10_c1_1	Monzo	۷/۵۸	۰/۴۱	۰/۱۵	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۰۲	۱/۵۲	۰/۹۵	۰/۰۵	۳/۲۴	۱/۶۵	۰/۱۹	۰/۱۴	۱/۶۵	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۷۷	۰/۷۷
IR-T_C10_c1_2	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۴	۱/۳۴	۰/۶۶	۰/۰۹	۱/۹۸	۱/۳۱	۰/۰۴	۲/۶۴	۱/۶۳	۰/۳۸	۰/۳۴	۱/۶۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۶۷	۰/۶۷
IR-T_C10_c1_3	Monzo	۶/۹۲	۱/۰۷	۰/۲۰	۱/۲۸	۰/۶۶	۰/۱۰	۱/۹۹	۱/۳۳	۰/۰۴	۲/۶۴	۱/۶۳	۰/۳۹	۰/۳۴	۱/۶۳	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۶۷	۰/۶۷
IR-T_C10_c2_1	Monzo	۶/۸۹	۱/۱۰	۰/۲۵	۱/۳۵	۰/۷۱	۰/۰۱	۲/۰۷	۱/۳۵	۰/۰۴	۲/۶۲	۱/۶۴	۰/۴۵	۰/۳۷	۱/۶۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۶۶	۰/۶۶
IR-T_C10_c2_2	Monzo	۶/۹۳	۱/۰۶	۰/۲۱	۱/۲۷	۰/۸۶	۰/۰۵	۱/۸۸	۱/۰۲	۰/۰۴	۲/۸۰	۱/۶۱	۰/۳۵	۰/۳۰	۱/۶۱	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۷۳	۰/۷۳
IR-T_C10_c2_3	Monzo	۶/۹۷	۱/۰۲	۰/۲۴	۱/۲۷	۰/۷۳	۰/۰۶	۱/۹۲	۱/۱۸	۰/۰۳	۲/۷۲	۱/۶۰	۰/۳۸	۰/۳۲	۱/۶۰	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۷	۰/۷
IR-T_C10_c5_3	Monzo	۷/۴۴	۰/۵۵	۰/۱۶	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۰۲	۱/۰۱	۰/۳۷	۰/۰۴	۳/۱۵	۱/۶۴	۰/۲۳	۰/۱۷	۱/۶۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۷۶	۰/۷۶
IR-T_A13_c1_1	Monzo	۷/۰۷	۰/۳۹	۰/۲۲	۰/۶۱	۰/۸۴	۰/۰۴	۱/۸۰	۰/۹۵	۰/۰۳	۲/۸۹	۱/۶۲	۰/۳۱	۰/۲۱	۱/۶۲	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۵	۰/۷۵
IR-T_A13_c1_2	Monzo	۷/۵۹	۰/۴۰	۰/۱۱	۰/۵۲	۰/۷۵	۰/۰۲	۱/۴۲	۰/۶۷	۰/۰۳	۳/۳۹	۱/۶۳	۰/۱۵	۰/۰۷	۱/۶۳	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۸۳	۰/۸۳
IR-T_A13_c1_3	Monzo	۷/۱۳	۰/۸۶	۰/۲۷	۱/۱۳	۰/۶۸	۰/۰۴	۱/۷۴	۱/۰۵	۰/۰۳	۲/۸۹	۱/۶۴	۰/۲۹	۰/۲۱	۱/۶۴	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۷۳	۰/۷۳
IR-T_A13_c2_1	Monzo	۷/۰۵	۰/۹۴	۰/۲۸	۱/۲۳	۰/۶۶	۰/۰۵	۱/۷۹	۱/۱۳	۰/۰۴	۲/۸۲	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۲۵	۱/۶۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۷۱	۰/۷۱
IR-T_A13_c2_2	Monzo	۷/۱۰	۰/۸۹	۰/۴۷	۱/۳۷	۰/۲۵	۰/۰۵	۱/۷۸	۱/۵۲	۰/۰۳	۲/۶۴	۱/۵۷	۰/۴۰	۰/۵۰	۱/۵۷	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۶۳	۰/۶۳
IR-T_A13_c2_3	Monzo	۷/۰۳	۰/۹۶	۰/۲۷	۱/۲۳	۰/۷۳	۰/۰۵	۱/۷۸	۱/۰۵	۰/۰۴	۲/۸۵	۱/۶۵	۰/۳۱	۰/۲۴	۱/۶۵	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۷۳	۰/۷۳
IR-T_A13_c4_1	Monzo	۷/۶۴	۰/۲۰	۰	۰/۲۰	۰	۰/۰۲	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۰۳	۳/۴۱	۳/۴۱	۰/۲۰	۰/۰۱	۳/۴۱	۱/۴۱	۱/۴۱	۰/۷۵	۰/۷۵
IR-T_A13_c4_2	Monzo	۷/۶۹	۰/۳۰	۰/۱۶	۰/۴۷	۰/۵۶	۰/۰۲	۱/۳۹	۰/۸۲	۰/۰۳	۳/۳۷	۱/۶۴	۰/۱۵	۰/۰۹	۱/۶۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۸	۰/۸
IR-T_A13_c4_3	Monzo	۷/۶۷	۰/۳۲	۰/۵۷	۰/۸۹	۰/۲۵	۰/۰۳	۱/۵۴	۱/۲۹	۰/۰۳	۲/۸۱	۱/۵۲	۰/۲۲	۰/۱۵	۱/۵۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۶۹	۰/۶۹





ادامه جدول ۳.

mment	TYPE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ab	An	Or
IR_T_C5_c1_6	Tun	۶۷/۵۰	۰/۰۰	۲/۸۴	۰/۰۲	۰/۴۷	۱۱/۶۷	۰/۰۹	۹۹/۹۰	۲/۹۶	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۹۹	۰/۰۱	۹۷/۳۲	۲/۱۷	۰/۵۲
IR_T_C5_c1_7	Tun	۶۶/۰۷	۰/۰۱	۱۹/۸۴	۰/۰۰	۰/۵۹	۱۱/۳۰	۰/۰۱	۹۷/۹۱	۲/۹۵	۰/۰۰	۱/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۸	۰/۰۱	۹۶/۶۲	۲/۸۱	۰/۵۷
IR_T_C5_c1_8	Tun	۶۷/۰۲	۰/۰۱	۲۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۵۱	۱۱/۸۲	۰/۰۱	۹۹/۵۴	۲/۹۵	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۱/۰۱	۰/۰۱	۹۷/۱۲	۲/۳۲	۰/۵۶
IR_T_C5_c1_Or	Tun	۶۳/۶۹	۰/۰۰	۱۸/۷۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۲۹	۱۶/۲۹	۹۹/۰۹	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۷	۲/۶۵	۰/۱۱	۹۷/۲۴
IR_T_C5_c1_Or-2	Tun	۶۳/۹۵	۰/۰۲	۱۸/۹۷	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۹۲	۱۵/۴۱	۹۹/۳۱	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۹۱	۸/۳۱	۰/۰۰	۹۱/۶۹
IR_T_C5_c1_Or-3	Tun	۶۴/۰۰	۰/۰۲	۱۹/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۵	۱۵/۷۷	۹۹/۴۶	۲/۹۷	۰/۰۰	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۹۳	۵/۹۰	۰/۰۰	۹۴/۱۰

شیمی کانی‌ها

آمفیبول

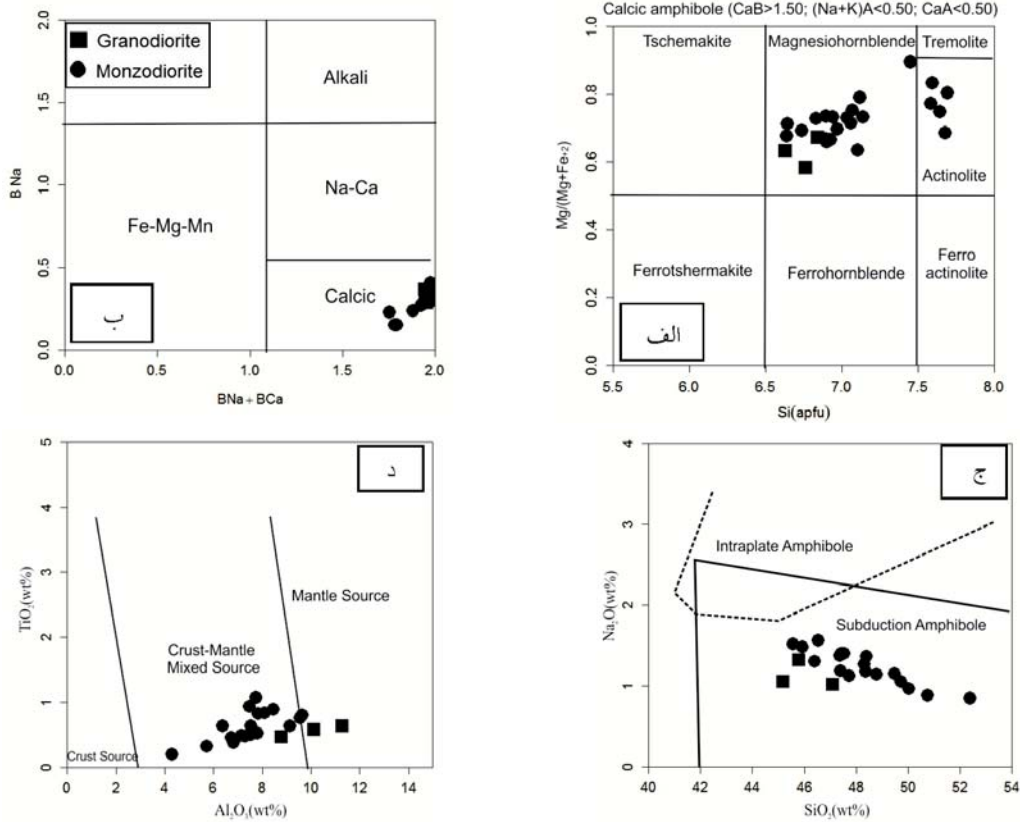
فراوانی اکسیدهای آلومینیم و تیتانیم موجود در آمفیبول، خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است (Jiang, 1984) که در این نمودار آمفیبول‌های واحد مونوزودیوریت و گرانودیوریت در محدوده اختلاط پوسته و گوشته قرار گرفته‌اند (شکل ۴-د).

فلدسپار

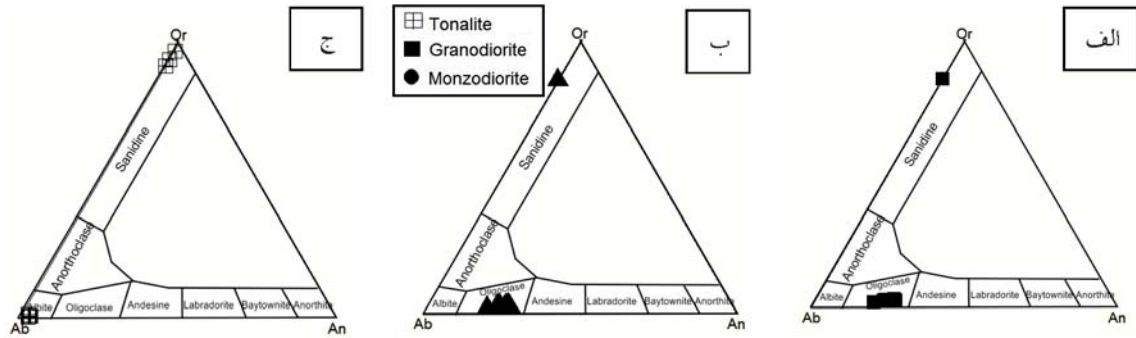
در جدول ۳، نتایج ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای موجود در مونوزودیوریت‌ها، گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌ها ارائه شده است (جدول ۱). براساس رده‌بندی (Deer et al., 1991) ترکیب پلاژیوکلازها در واحد مونوزودیوریت از آلبیت تا اولیگوکلاز (An<sub>7.76</sub>-An<sub>23.33</sub>)، گرانودیوریت از نوع اولیگوکلاز (An<sub>19.4</sub>-An<sub>26.33</sub>) و تونالیت از نوع آلبیت (An<sub>1.74</sub>-An<sub>2.81</sub>) در تغییر است (شکل ۵-الف، ب و ج). بلورهای پلاژیوکلاز در واحدهای مونوزودیوریت و گرانودیوریت دارای منطقه‌بندی و در تونالیت فاقد منطقه‌بندی هستند (شکل ۶). الگوی منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز در شکل ۶، به تصویر کشیده شده است. این الگو در واحد مونوزودیوریت از نوع نوسانی با ترکیب آلبیت و اولیگوکلاز است و در واحد گرانودیوریت از نوع نوسانی با ترکیب اولیگوکلاز بوده است (شکل ۵-الف) و (شکل ۶). هم‌چنین این الگو، حاکی از وجود اورتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز است که نشان‌دهنده وجود بافت آنتی‌راپاکیوی در این واحد است (شکل ۶). بعلاوه فلدسپارهای پتاسیم در واحد تونالیت از نوع اورتوکلاز هستند (شکل ۵-ج). برای پیدایش منطقه‌بندی بخصوص منطقه‌بندی نوسانی، دلایلی چون تغییر ترکیب شیمیایی ماگما (Agemar et al., 1999)، تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور (Bottinga et al., 1966)، تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی که منجر به عدم تعادل شیمیایی در طور

گستره Si در آمفیبول‌ها برابر است با ۶/۶۲ تا ۷/۶۹ اتم در واحد فرمولی (apfu) و محتوای Na<sub>2</sub>O آن‌ها ۰/۲۶ تا ۱/۵۶ است. مقدار کلسیم در جایگاه B (BCa) آن‌ها بین ۱/۵۲ تا ۳/۴۱ و میزان Na (BNa) کمتر از ۰/۴ است که با توجه به این مقدار از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند. بیشتر آمفیبول‌ها از نظر ترکیب در رده‌بندی (Leake et al., 1997) در جایگاه مگنزیوهورنبلند و تعدادی نیز از نوع اکتینولیت هستند (شکل ۴-الف و ب). تغییر ترکیب هورنبلند به سمت ترکیبات اکتینولیتی که حاوی سیلیس و منیزیم بالاتر و Al، Na، K، Ti کمتری هستند ناشی از دگرسانی گرمایی و تجزیه است (Agemar et al., 1999). برخی از پژوهشگران حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی را نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به توده‌های نوع I می‌دانند (Chappell and White, 1974) حضور هم‌زمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول، مبین بالا بودن گریزندگی اکسیژن و نشان‌دهنده تشکیل این واحدها در ارتباط با مرز ورقه‌های همگراست (Anderson and Smith, 1995). نسبت Mg/Mg+Fe در مجموعه آمفیبول‌ها از ۰/۵۸ تا ۰/۹ در تغییر است. مقدار Ti موجود در آن‌ها کمتر از ۰/۱ apfu است. ترکیب شیمیایی آمفیبول راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگما محسوب می‌شود. از ترکیب آمفیبول برای تشخیص محیط زمین‌ساختی، به‌ویژه تمایز محیط فرورانشی از محیط درو صفحه‌ای استفاده شده است (Coltorti et al., 2007) که در این نمودار نمونه‌های آمفیبول‌های واحدهای مونوزودیوریت و گرانودیوریت در محدوده محیط فرورانش پلات شده‌اند (شکل ۴-ج). هم‌چنین با استفاده از

بررسی شیمی کانی‌ها، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز توده‌های ...



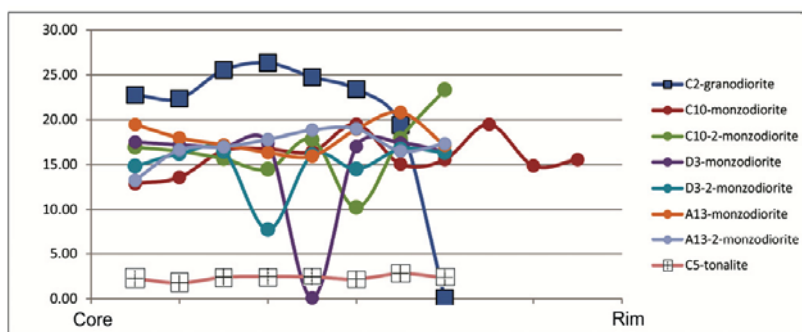
شکل ۴. الف و ب) رده‌بندی آمفیبول در توده‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی جنوب کمپلکس سورسات (Leake et al., 1997) و ج) نمودار  $\text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  جهت تعیین محیط تکتونیکی (Coltorti Coltortiti et al., 2007) و د) نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  جهت تعیین ترکیب ماگمای تشکیل دهنده بلورهای آمفیبول (Jiang, 1984)



شکل ۵. رده‌بندی فلدسپارها براساس نمودار (Deer et al., 1991)، در واحدهای الف) مونزودیوریتی خنقلی و ترکه‌دره، ب) گرانودیوریتی بیچاقچی و ج) بخش تونالیتی بیچاقچی

فرورونده طی افزایش فشار آب و حضور رسوبات، عواملی چون تغییر ترکیب شیمیایی، اختلاط ماگمایی و تغییرات گریزندگی اکسیژن احتمالاً در تغییر ترکیب پلاژیوکلاز نقش داشته است.

تبادل ماگما می‌شود (Hasse et al., 1980)، اختلاط ماگمایی (Nelson and Montana, 1992) و تغییرات فاز بخار آب (Bateman, 1994) ارائه شده است. که به نظر می‌رسد با توجه به تشکیل واحدهای نفوذی مورد مطالعه در محیط فرورانش و حضور عواملی چون آزاد شدن آب از ورقه



شکل ۶. الگوی منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز در واحدهای نفوذی کمپلکس سورات

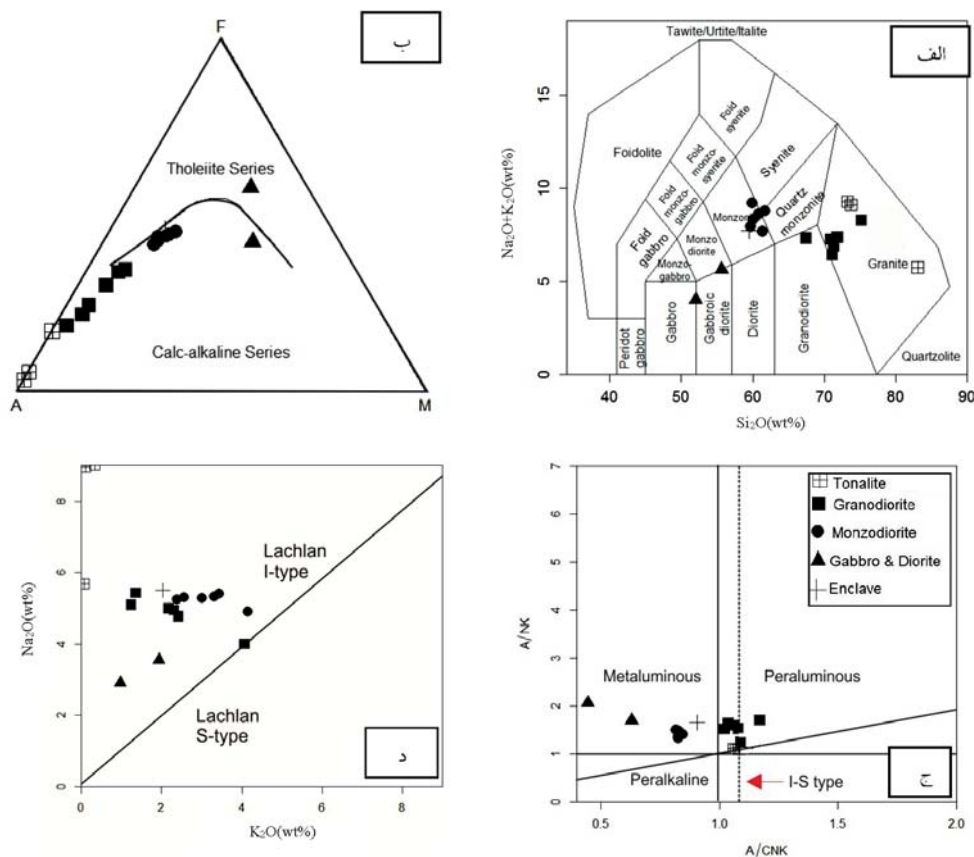
## ژئوشیمی

می‌دهند (شکل ۸-الف). در این نمودار می‌توان به آنومالی عناصری چون Nb، Ti و Ba اشاره نمود (شکل ۸-الف)، که بنابر عقیده (Foley et al., 1990) تهی‌شدگی از این عناصر نشان‌دهنده محیط مرتبط با فرورانش است. بعلاوه نمودار عنکبوتی نمونه‌های گرانودیوریتی دارای آنومالی منفی Nb، Ba، P و Ti و غنی‌شدگی از Rb، Th و K هستند (شکل ۸-الف)، که از ویژگی‌های مذاب‌های پوسته‌ای است. نسبت Th/Ta نسبت ارزشمندی برای تعیین محیط تکتونیکی و منشأ است زیرا این دو عنصر در طی فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند (Joron and Treuil, 1977). نسبت اندک Th/Ta (حدود ۲/۱) بیانگر محیط تکتونیکی کششی مانند پهنه‌های گسترش کف اقیانوس یا ماگماتیسم درون صفحه‌ای است. حال آن‌که نسبت Th/Ta بالا بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه همگرا و محیط فرورانش است این نسبت در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از ۲/۶۷ تا ۱۰/۸۳ در تغییر است (جدول ۴) و تایید کننده ارتباط نمونه‌های مورد مطالعه با محیط فرورانش است.

آنومالی منفی Ti مرتبط با جدایش کانی‌های حاوی تیتانیم مانند اسفن و آنومالی منفی P نتیجه جدایش آپاتیت است. به‌علاوه آنومالی منفی K در دسته تونالیت‌ها به جهت ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی خاص آن‌هاست (شکل ۸-الف، ب). در الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای واحدهای مختلف سنگی مورد مطالعه (شکل ۸-ج، و، د)، شیب نمودار عناصر REE در واحدهای مافیک، حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) (۱۸/۹-۹۶/۹) (=La/Yb)N است (جدول ۱)

به‌منظور طبقه‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده، طبقه‌بندی شیمیایی مجموع قلیایی ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Middlemost, 1994) مورد استفاده قرار گرفت. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، دیوریت‌گابرویی، مونزونیت و گرانیت تصویر شده‌اند (شکل ۷-الف). جهت تعیین سری ماگمایی از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است که در این نمودار تمامی نمونه‌ها، در محدوده سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). در نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، (A/CNK) در برابر (A/NK) (Shand, 1943) نمونه‌های مافیک و حدواسط در محدوده متآلومین و نمونه‌های فلسیک (گرانودیوریت و تونالیت) در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷-ج). همچنین با توجه به نمودارهای A/CNK، نسبت به (Shand, 1943) A/NK و  $\text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$ ، (White and Chappell 1983) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های تیپ I ترسیم می‌شوند (شکل ۷-ج و د).

در نمودار عنکبوتی (چند عنصری) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه نسبت به مقادیر کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند (شکل ۸-الف، ب). در این نمودارها، میزان عناصر LILE (Rb، Th) نسبت به ESFH (Nb، Ta، Hf، Zr، Sm، Yb، Y) در واحدهای مافیک، حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) غنی‌شدگی نشان



شکل ۷. الف) نمودار مجموع قلیایی ( $Na_2O+K_2O$ ) در مقابل  $SiO_2$  (Middlemost, 1994)، ب) نمودار (Irvin and Baragar, 1971)، ج) نمودار تعیین سری ماگمایی، د) نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی (A/NK) نسبت به (A/CNK) (Shand, 1943)، ه) نمودار  $Na_2O$  در برابر  $K_2O$  (White and Chappell, 1983)

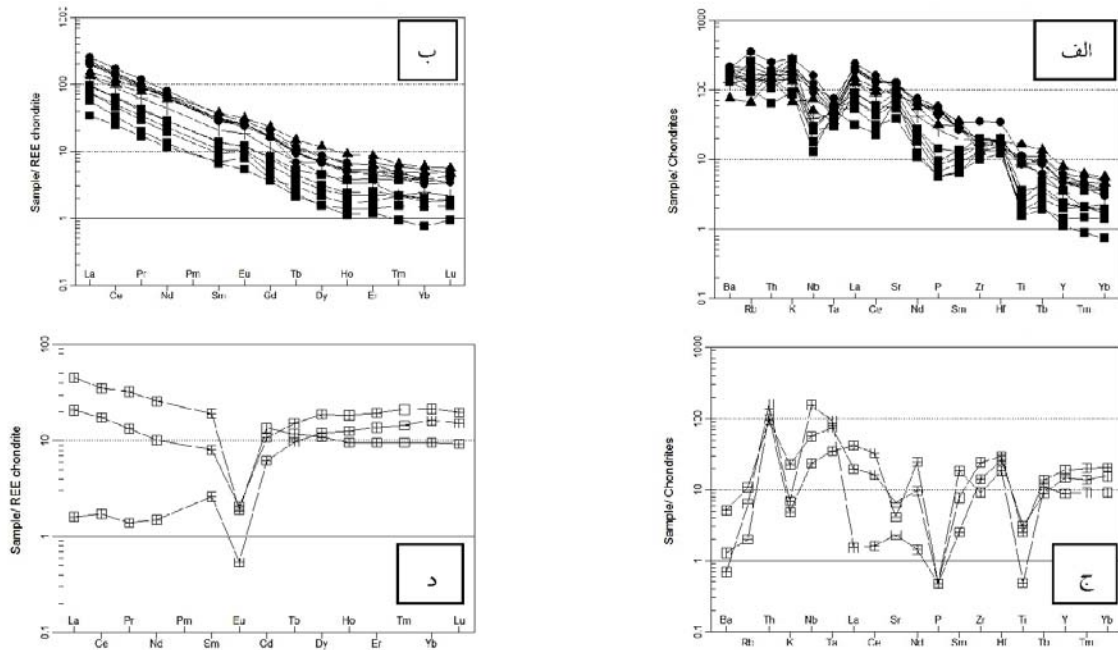
موجب آنومالی مثبت Eu در واحدهای مافیک، حدواسط و گرانودیوریت‌ها باشد (Henderson, 1984).

### محیط تکتونیکی و سنگ منشا (پروتولیت)

جهت تعیین خاستگاه زمین‌ساختی، در نمودار عناصر اصلی تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (Verma et al., 2012) نمونه‌های مافیک، حدواسط و فلسیک در محدوده کمان ماگمایی در حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف). به‌علاوه جهت تعیین نوع پروتولیت منشا از نمودارهای مقادیر مولار  $CaO/(MgO+FeO)$  در برابر درصد وزنی  $Na_2O$  (شکل ۹-ب) و مقادیر مولار  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  در برابر  $CaO/(MgO+FeO)$  (شکل ۹-ج) (Altherr and Siebel, 2002) و  $Rb/Sr$  در برابر  $Rb/Ba$  (Sylvester, 1998) استفاده شد که نمونه‌های مونودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت-ترنجمیت در محدوده متابازالت ترسیم شده‌اند (شکل ۹-ب، ج و د).

که این مقادیر عددی شیب نمودار، حاکی از غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE است و وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکان را نشان می‌دهد (شکل ۸-ج). اما واحد تونالیت-ترنجمیت دارای الگوهای REE کمتر تفریق یافته ( $(La/Yb)_N = 0.1-0.79$ ) و در مقابل مقادیر HREE بالا هستند (شکل ۸-د).

در نمودار عناصر نادر خاکی واحدهای مافیک و حدواسط و فلسیک (گرانودیوریت) عنصر Eu دارای آنومالی مثبت به میزان عددی ( $Eu/Eu^* = 1.05-1.57$ ) و در واحد تونالیت-ترنجمیت دارای آنومالی منفی Eu به میزان عددی ( $Eu/Eu^* = 0.12-0.22$ ) (جدول ۱) است (شکل ۸-ج و د). وجود آنومالی منفی Eu در واحد تونالیت-ترنجمیت نشان‌دهنده تبلور تفریقی فلدسپار در طی تبلور ماگماست و حاکی از وجود پلاژیوکلاز در مجموعه باقی‌مانده می‌باشد (Tepper et al., 1993) اما حضور آمفیبول می‌تواند



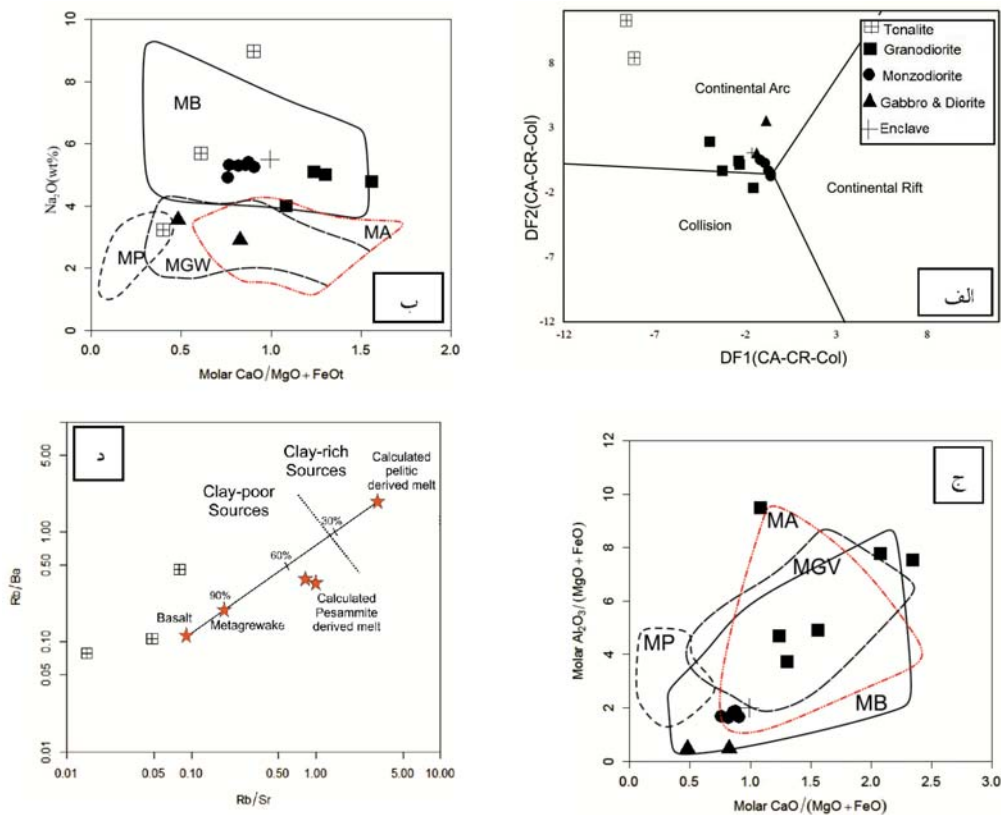
شکل ۸ (الف و ب) نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های گرانیتوئیدی که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند، ج و د) الگوهای REEs، بهنجار شده نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت (Boynton, 1984)

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی ICP-MS و مقادیر نرم براساس CIPW نمونه‌های گرانیتوئیدی جنوب کمپلکس سورتات.

	Gabbro Diorite	Diorite	Monzodiorite				Granodiorite				Tonalite							
Sample No.	IR-T-C11	IR-T-C6	IR-T-C10	IR-T-D2	IR-T-D3	IR-T-D5	IR-T-D9E	IR-T-D9H	IR-T-A13	IR-T-A6	IR-T-A15	IR-T-C1	IR-T-C2	IR-T-D17	IR-T-D23	IR-T-C8	IR-T-B2	IR-T-C5
Major Elements (wt/%)																		
SiO <sub>2</sub>	۵۰٫۵۴	۵۴٫۲۷	۵۸٫۹	۶۲٫۲۱	۵۹٫۹۴	۶۱٫۰۴	۵۸٫۱	۶۱٫۱۹	۵۹٫۴	۷۰٫۳۵	۷۳٫۴۸	۷۰٫۳۵	۶۶٫۲۴	۷۰٫۸۹	۷۰٫۳۶	۸۲٫۳۶	۷۳٫۳۳	۷۳٫۷۸
TiO <sub>2</sub>	۱٫۷	۰٫۸۷	۱٫۱۷	۰٫۸۸	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۸۶	۰٫۹۷	۱٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۰۵	۰٫۲۲	۰٫۲۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲	۱۳٫۴۸	۱۶٫۶۶	۱۷٫۰۴	۱۷٫۲۸	۱۷٫۳۸	۱۸٫۵۸	۱۶٫۷۴	۱۶٫۹۹	۱۶٫۵۵	۱۳٫۶۷	۱۵٫۸۶	۱۷٫۲۶	۱۶٫۱۷	۱۶٫۴۹	۱۰٫۳۷	۱۶٫۳۲	۱۶٫۷۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۸٫۸۹	۶٫۱۱	۵٫۰۸	۴٫۴۸	۴٫۹۴	۴٫۶۴	۴٫۶۲	۴٫۶۲	۵٫۱۳	۱٫۳۱	۱٫۰۷	۱٫۹	۲٫۴۴	۱٫۲۰	۲٫۰۳	۰٫۶۶	۰٫۳	۰٫۱۸
FeO	۷٫۹۹	۵٫۴۹	۴٫۵۷	۴٫۰۳	۴٫۴۴	۴٫۱۷	۴٫۱۵	۴٫۱۵	۴٫۶۱	۱٫۱۸	۰٫۹۶	۱٫۷۱	۲٫۱۹	۱٫۰۸	۱٫۸۲	۰٫۵۹	۰٫۲۷	۰٫۱۶
CaO	۱۱٫۶۲	۷٫۳۹	۴٫۱۷	۴٫۶۴	۴٫۸۲	۴٫۵	۵٫۰۸	۵٫۰۷	۴٫۹۹	۲٫۸۴	۰٫۸۶	۲٫۷۸	۳٫۳۳	۲٫۳۸	۲٫۴	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۳۷
MgO	۷٫۸۶	۹٫۴۸	۲٫۶۶	۲٫۸۸	۲٫۹۹	۲٫۵۹	۲٫۵۱	۲٫۸۵	۳٫۳۷	۰٫۵۴	۰٫۳	۰٫۸	۱٫۲۲	۰٫۸۸	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na <sub>2</sub> O	۲٫۹	۳٫۵۵	۴٫۹۱	۵٫۴۱	۵٫۲۹	۵٫۳۲	۵٫۵	۵٫۲۵	۵٫۳	۵٫۴۲	۴	۴٫۷۷	۴٫۹۹	۴٫۹۴	۵٫۰۹	۵٫۶۸	۸٫۹۷	۹٫۰۲
K <sub>2</sub> O	۰٫۹۷	۱٫۹۳	۴٫۱۴	۳٫۴۳	۳٫۰۱	۳٫۳۱	۲٫۰۳	۲٫۳۹	۲٫۵۷	۱٫۳۶	۴٫۰۷	۲٫۴۲	۲٫۸۸	۲٫۳۱	۱٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۳۳
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۵۲	۰٫۳۳	۰٫۵۹	۰٫۴۵	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۲۸	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۰۲	۰٫۰۸	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱
LOI	۱٫۷۱	۱٫۴۶	۰٫۵	۰٫۴۳	۰٫۶۲	۰٫۴۲	۰٫۶۲	۰٫۷۵	۰٫۶۲	۰٫۴۱	۰٫۵۴	۰٫۵۴	۰٫۳۰	۰٫۴۳	۰٫۶۶	۰٫۱۳	۰٫۲۹	۰٫۱۷
Total	۹۹٫۰۵	۹۹٫۳۲	۹۹٫۱۱	۱۰۰٫۶۶	۱۰۰٫۷۷	۱۰۰٫۸۴	۹۸٫۴۸۸	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۵۵	۹۹٫۲۹۹	۹۸٫۳۷	۹۹٫۹۹۹	۹۸٫۷۸	۹۹٫۳۲	۹۹٫۷۱	۱۰۰٫۵	۹۹٫۷۶	۱۰۰٫۸۹
Trace Elements (ppm)																		
Ba	۵۱۳٫۷۰	۱۳۱۷٫۶۰	۱۴۲۴	۱۴۸۲	۱۴۳۴	۱۴۵۳٫۷۰	۸۷۳٫۷۰	۱۲۵۲	۱۱۸۹	۱۱۴۴	۹۱۷٫۷۰	۹۹۸٫۳۰	۱۰۳۳	۱۲۲۷	۹۰۴٫۴	۸٫۹۰	۴٫۸۰	۳٫۵۴
Rb	۲۳۲۰	۴۴۵۰	۱۲۲۸۰	۷۴۱۰	۵۴	۶۴	۴۹۵۰	۴۱۷۰	۴۲۷۰	۳۵۹۰	۹۰	۵۸۲۰	۵۰۲۰	۵۹۵۰	۳۲۸۰	۰٫۷۰	۲٫۲۰	۳٫۸۰
Sr	۹۶۳٫۶	۱۰۸۲٫۳	۱۳۰۷	۱۵۰۱	۱۴۸۵	۱۴۹۵	۱۲۸۱	۱۴۱۲	۱۵۰۴	۸۸۰٫۶	۴۵۹٫۴	۸۹۶٫۲	۱۰۸۵	۷۶۸٫۸	۶۳۷٫۲	۴۸٫۵	۲۷٫۴	۷۸٫۶
Zr	۱۲۰	۸۹	۲۳۹	۱۳۰	۱۳۳	۱۲۹	۱۲۸	۱۳۴	۱۱۸	۶۹	۹۳	۱۰۹	۱۳۷	۸۹	۱۰۱	۶۳	۹۷	۱۶۷
Nb	۲۵۷۰	۱۷۵۰	۵۶۲۰	۳۷۶۰	۳۲	۳۶	۱۳۶۰	۳۶	۴۲۷۰	۴۵۰	۱۰۳۰	۱۰۱۰	۹۱۰	۶۳۰	۹۲۰	۸۳۰	۵۴۵۰	۱۹۹۰
Ni	۱۱۹۲۰	۲۲۳	۳۶۵۰	۳۲۱۰	۴۰۷۰	۳۴۷۰	۱۲۴۰	۴۰۹۰	۴۷	۴	۲۵۰	۱۰	۱۵۱۰	۱۹۰	۷	۲۴۰	۱	۱۲۰
Co	۳۶۸۰	۳۲۷۰	۱۵۴۰	۱۳	۱۵۳۰	۱۳	۱۳	۱۴۱۰	۱۴۸۰	۲۴۰	۲۱۰	۳۷۰	۵۸۰	۲۲۰	۳۷۰	۱۵۰	۰٫۲۰	۰٫۱۰
Cr	۱۹۸	۵۸۳	۶۰	۷۰	۸۴	۷۴	۳۳	۴۴	۷۲	۲۴	۴۵	۳۳	۳۸	۲۲	۳۲	۴۶	۳۱	۲۰
Y	۱۵۸۰	۱۱۷۰	۱۲۵۰	۹۷۰	۹۴۰	۹۵۰	۶۵۰	۹۶۰	۹۸۰	۴	۲۸۰	۴۵۰	۴۸۰	۲۲۰	۷۲۰	۱۷۷۰	۲۹۵۰	۳۷۶۰
U	۱٫۹۸	۱٫۳۸	۲٫۳۸	۱٫۷۲	۱٫۶۵	۱٫۷۵	۱٫۵۸	۲٫۲۵	۱٫۵۴	۰٫۹۲	۱٫۲۹	۱٫۴۰	۱٫۲۳	۱٫۱۳	۳٫۳۳	۱٫۵۷	۱٫۹۴	۱٫۴۸
Cs	۰٫۸۱	۱٫۶۰	۲٫۱۹	۱٫۲۲	۱٫۱۸	۱٫۲۸	۱٫۳۱	۰٫۹۱	۱٫۹۵	۱٫۷۴	۱٫۶۰	۱٫۳۷	۱٫۲۴	۲٫۲۸	۱٫۱۶	۰٫۰۷	۰٫۱۷	۰٫۰۳
Ta	۱	۰٫۷۰	۱٫۲۰	۱٫۵۰	۰٫۸۰	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۱	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۰٫۶۰	۰٫۷۰	۱٫۹۰	۱٫۵۰
Hf	۳٫۷	۳	۶٫۹	۳٫۷	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۹	۳٫۷	۳	۲٫۴	۳٫۱	۳٫۷	۳٫۹۰	۲٫۷۰	۳٫۶۰	۳٫۷۰	۵٫۳۰	۵٫۹۰
Th	۵٫۹۷	۷٫۴۲	۱۰٫۳۳	۷٫۰۵	۵٫۵۱	۶٫۵۱	۶	۶٫۷۳	۸٫۱۴	۲٫۶۷	۷٫۷۵	۶٫۸۲	۵٫۵۱	۴٫۴۴	۶٫۵۰	۴٫۸۵	۶٫۸۱	۴٫۰۵
Ga	۱۶٫۷	۱۷	۲۲٫۴۰	۲۰٫۴۰	۲۰٫۸۰	۲۰٫۵۰	۲۱	۲۰	۱۹٫۸۰	۱۶	۱۹٫۲۰	۱۹٫۵۰	۱۹٫۵۰	۲۰٫۳۰	۱۷٫۹۰	۱۴٫۴۰	۳۷٫۲۰	۱۰٫۷۰

ادامه جدول ۴.

Sample No.	Gabbro Diorite	Diorite		Monzodiorite					Granodiorite					Tonalite				
	IR-T-C11	IR-T-C6	IR-T-C10	IR-T-D2	IR-T-D3	IR-T-D5	IR-T-D9E	IR-T-D9H	IR-T-A13	IR-T-A6	IR-T-A15	IR-T-C1	IR-T-C2	IR-T-D17	IR-T-D23	IR-T-C8	IR-T-B2	IR-T-C5
Sn	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۹	<۵
V	۱۷۷	۱۲۱	۱۰۵	۹۰	۸۴	۸۸	۷۳	۸۰	۸۹	۱۵	۱۳	۲۰	۲۹	۱۳	۱۸	<۱۰	۱۵	<۱۰
W	۱	<۱	۱	۱	۱	۱	<۱	<۱	<۱	۱	۱	۲	<۱	<۱	<۱	<۱	۶	۳
Sc	۳۶/۷۰	۲۰/۶۰	۷/۹۰	۶/۶۰	۶/۸۰	۶/۶۰	۶/۶۰	۷/۸۰	۷/۵۰	۲/۲۰	۱/۳۰	۲/۴۰	۳/۲۰	۱/۶۰	۲/۴۰	۲/۷۰	۷/۹۰	۰/۳۰
TC	۰/۲۲	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۵	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
TS	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
La	۴۷/۹۰	۴۱/۵۰	۷۸/۴۰	۶۹	۶۲	۶۵	۳۹/۸۰	۶۵/۸۰	۶۱/۱۰	۱۰/۴۰	۱۷/۴۰	۲۳/۴۰	۲۹/۱۰	۲۳	۲۹/۷۰	۱۳/۹۰	۱/۵۰	۶/۵۰
Ce	۹۲/۵۰	۸۱/۴۰	۱۳۸/۵۰	۱۱۹/۱۰	۱۰۷/۶۰	۱۱۲/۶۰	۷۰/۸۰	۱۱۴/۷۰	۱۰۸/۶۰	۱۹/۹۰	۲۶/۶۰	۴۰/۵۰	۵۰	۳۷/۲۰	۵۱/۶۰	۲۸/۵۰	۱/۴۰	۱۴/۲
Pr	۱۰/۷۰	۹/۴۰	۱۴/۳۵	۱۲/۱۷	۱۱/۱۱	۱۲/۱۱	۷/۵۲	۱۱/۸۳	۱۱/۹	۲۰/۳	۲/۴۶	۴/۰۸	۴/۹۸	۳/۵۳	۵/۲۲	۳/۹۷	۰/۱۷	۱/۶۵
Nd	۴۱/۳۰	۳۵/۶۰	۴۷/۷۰	۴۱/۶۰	۳۷/۷۰	۴۲/۷۰	۲۶/۱۰	۳۹/۶۰	۳۷/۹۰	۶/۹۰	۷/۹۰	۱۳/۶۰	۱۷	۱۱/۵۰	۱۷/۱۰	۱۵/۶	۰/۵۰	۶/۱۰
Sm	۷/۲۲	۶/۰۸	۶/۸۲	۵/۸۶	۵/۴۶	۵/۶۶	۴/۰۳	۵/۴۳	۵/۴۶	۱/۳۳	۱/۲۸	۲/۰۹	۲/۶۳	۱/۷۹	۲/۲۲	۳/۷۷	۰/۲۰	۱/۵۷
Eu	۲/۲۷	۱/۹۰	۲/۰۴	۱/۸۶	۱/۹۱	۱/۸۸	۱/۳۷	۱/۸۶	۱/۷۵	۰/۵۹	۰/۳۹	۰/۷۵	۰/۸۹	۰/۷۴	۰/۸۴	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۱۵
Gd	۵/۹۷	۴/۳۵	۵/۲۰	۴/۳۸	۴/۱۲	۴/۲۲	۲/۸۶	۴/۲۴	۴/۱۷	۰/۹۹	۰/۹۳	۱/۵۷	۲	۱/۸	۲/۱۶	۳/۵۲	۱/۶۱	۲/۸۳
Tb	۰/۷۰	۰/۵۳	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۲۵	۰/۵۶	۰/۴۶	۰/۷۲
Dy	۳/۷۴	۲/۶	۲/۸	۲/۲۴	۲/۱۸	۲/۲۸	۱/۵۳	۲/۱۲	۲/۱۱	۰/۶۹	۰/۵۰	۰/۸۶	۱/۰۱	۰/۴۹	۱/۴۲	۳/۵۶	۰/۳۰	۰/۹۷
Ho	۰/۶۵	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۲۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۶۹	۰/۹۱	۱/۳۳
Er	۱/۷۶	۱/۳۰	۱/۴۱	۱/۱۲	۱/۰۵	۱/۱۵	۰/۸۱	۱/۰۵	۰/۹۴	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۲۵	۰/۸۲	۲/۰۲	۲/۸۰	۴/۱۳
Tm	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۶۹
Yb	۱/۲۳	۱	۱/۱۳	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۵	۰/۸۲	۰/۶۷	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۱۶	۰/۸۰	۲/۰۱	۳/۴۲	۴/۵۲
Lu	۰/۸	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۴۹	۰/۶۴
Eu/Eu*	۱/۰۶	۱/۱۳	۱/۰۵	۱/۱۲	۱/۲۳	۱/۸	۱/۲۳	۱/۹	۱/۱۲	۱/۵۷	۱/۰۹	۱/۲۷	۱/۱۹	۱/۵۶	۱/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۲
(La/Yb)N	۲۶/۲۶	۲۷/۹۸	۴۶/۷۸	۵۹/۶۴	۵۴/۲	۵۶/۱۸	۵۳/۶۷	۵۴/۸۰	۶۱/۴۸	۱۸/۹	۳۷/۸۴	۳۷/۵	۴۷/۸	۹۶/۹	۲۵/۰۳	۰/۶۶	۰/۱۰	۰/۹۷
Mg#	۶۳/۶۶	۷۵/۴۵	۵۰/۹۲	۵۲/۳۱	۵۴/۵۳	۵۲/۵۲	۵۱/۸۴	۵۵/۰۰	۵۶/۵۵	۴۴/۹۶	۳۵/۷۱	۴۵/۴۸	۴۹/۷۷	۴۶/۲۰	۴۶/۲۰	۲/۹۱	۱۱/۶۷	۹/۹۲
Nb/Ta	۲۵/۷۰	۲۵/۰۰	۴۶/۸۳	۲۵/۰۷	۴۰/۰۰	۴۰/۰۰	۱۵/۱۱	۳۶/۰۰	۳۸/۸۲	۴/۵۰	۹/۳۶	۹/۱۸	۸/۲۷	۷/۸۸	۱۵/۲۳	۱۱/۸۶	۲۸/۶۸	۱۳/۲۷
Th/Ta	۵/۹۷	۱/۰۶۰	۸/۶۱	۴/۷۰	۶/۸۹	۷/۲۳	۶/۶۷	۶/۳۳	۷/۴۰	۲/۶۷	۷/۰۵	۶/۲۰	۵/۰۱	۵/۵۵	۱۰/۸۳	۶/۹۳	۳/۵۸	۲/۷۰
Rb/Sr	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۵

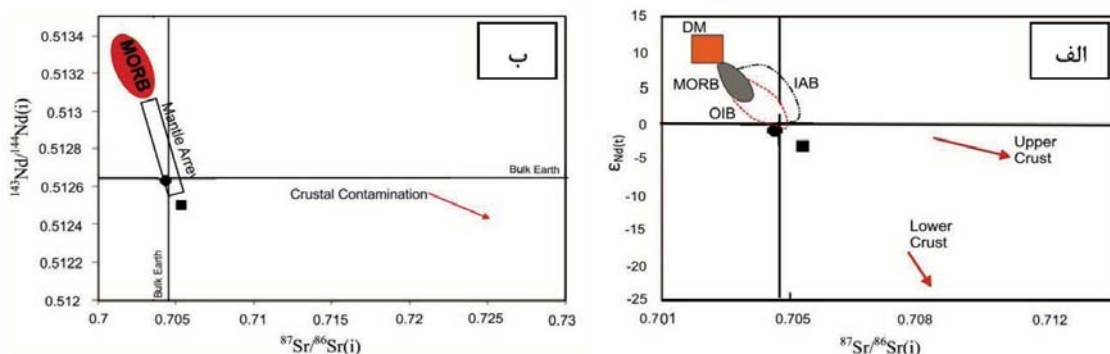


شکل ۹. الف) نمودار (Verma et al., 2012) جهت تعیین محیط تکتونیکی، ب) نمودار مقادیر مولار  $(MgO+FeO)/CaO$  در برابر درصد وزنی  $Na_2O$  (Altherr and Siebel, 2002)، ج) نمودار مقادیر مولار  $(MgO+FeO)/Al_2O_3$  در برابر  $(MgO+FeO)/CaO$  (Altherr and Siebel, 2002)، د) نمودار  $Rb/Sr$  در برابر  $Rb/Ba$  جهت تعیین سنگ منشا (Siebel, 2002).

## نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd

مقادیر فوق نشان دهنده اشتقاق گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از ماگمایی با منشا گوشته و پوسته قاره‌ای است جایی که مذاب‌های گوشته‌ای بالایی، با مقادیر کمتر منفی یا مثبت  $\epsilon_{Nd}$  با مذاب‌های مشتق شده از پوسته با مقادیر منفی  $\epsilon_{Nd}$  اختلاط یا آرایش یافته‌اند. میزان نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  اولیه در گرانیت‌های نوع I مابین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ متغیر است، در حالی که در گرانیت‌های تیپ S این مقدار بیشتر از ۰/۷۰۸ می‌باشد (Chappell and White, 1974)، که تاییدکننده تیپ I بودن گرانیتوئیدهای توده‌های پیچاقچی، ترکه‌دره و خانقلی است (شکل ۱۰-الف و ب).

داده‌های اولیه استرانسیم و نئودیمیم نمونه‌ها براساس سن گزارش شده برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه مورد تصحیح سنی قرار گرفت (جدول ۵). به‌طور کلی میزان نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  اولیه برای نمونه مونزودیوریتی توده ترکه‌دره برابر با ۰/۷۰۴۴۸ و ۰/۵۱۲۶۳۲ به‌علاوه مقدار  $\epsilon_{Nd}$  به میزان ۰/۱۲- است (شکل ۱۰-الف و ب). میزان نسبت اولیه  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  اولیه برای نمونه گرانودیوریتی توده پیچاقچی برابر با ۰/۷۰۵۲۹ و ۰/۵۱۲۴۹۳ همچنین مقدار  $\epsilon_{Nd}$  برابر ۲/۸۲- است (شکل ۱۰-الف و ب).



شکل ۱۰. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در نمودار  $^{143}Nd/^{144}Nd$  در مقابل  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (ب) موقعیت قرارگیری نمونه‌های مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در نمودار  $\epsilon_{Nd}$  در مقابل  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (Fourcade, 1998)

جدول ۵. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه

Rock Type	Monzodiorite	Granodiotite
Sample No.	IR-T-A13	IR-T-C2
Age(Ma)	۵۹±۷٫۲	۷۴٫۲
Method	(U-Pb)	(K-Ar)
Reference	Jamshidi Badr et al., 2013	Kholghi Khasraghi and Vossoughi Abedini, 2008
Rb(ppm)	۴۲٫۷	۵۰٫۲
Sr(ppm)	۱۰۸۴٫۶	۱۵۰۴٫۳
Error (±2s)	۰/۰۰۰۰۱۵	۰/۰۰۰۰۱۴
$^{87}Sr/^{86}Sr$	۰/۷۰۴۴۷۸	۰/۷۰۵۲۹۲
$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$	۰/۷۰۴۴۸	۰/۷۰۵۲۹
$^{87}Rb/^{86}Sr$	۰/۱۱۴	۰/۰۹۷
Nd(ppm)	۳۷٫۹	۱۷
Sm(ppm)	۵٫۴۶	۲٫۶۳
Error (±2s)	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۱۴
$^{143}Nd/^{144}Nd$	۰/۵۱۲۶۳۲	۰/۵۱۲۴۹۴
$^{143}Nd/^{144}Nd(i)$	۰/۵۱۲۶۳۲	۰/۵۱۲۴۹۴
$\epsilon_{Nd}$	-۰/۱۲	-۲/۸۲
$(^{143}Nd/^{144}Nd)$ CHUR	۰/۵۱۲۶۳۷۹۲۸	۰/۵۱۲۶۳۷۹۰۵
$(^{147}Sm/^{144}Nd)$ CHUR	۰/۱۹۶۷	۰/۱۹۶۷
$^{146}Nd/^{144}Nd$	۰/۷۲۲۲۸۷۵۸۷	۰/۷۲۲۲۸۷۵۸۷
$^{147}Sm/^{144}Nd$	۰/۰۸۷۰۶۹	۰/۰۹۳۴۹۸
TDM (Ga)	۰/۶۲	۰/۸۳

## خصوصیات منشا و ژنز توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه

### واحد مونزودیوریت ترکه دره و خانقلی

در واحد مونزودیوریت میزان نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $\epsilon\text{Nd}$  اولیه به ترتیب برابر با  $0.70448$  و  $-0.12$  می‌باشد، این واحد از نوع I هست و رنج درصد وزنی سیلیس برابر  $(58/1-62/2)$ ، مقادیر بالای عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$   $(56/5-50/9)$  و  $\text{Ni}$   $(32/1-47)$  (جدول ۴) است. میانگین نسبت  $\text{Nb/Ta}$  ماگمای مشتق شده از گوشته  $17/5$  و برای نمونه‌های پوسته‌ای این نسبت  $11-12$  در تغییر است (Green, 1995)، که برای نمونه‌های مونزودیوریتی ترکه‌دره و خانقلی میانگین این نسبت برابر با  $17/5$  است (جدول ۴). میزان عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$  در هورنبلند نیز فاکتور مناسبی برای شناسایی خواستگاه ماگماست (Xie and Zhang, 1990؛ Huaimin et al., 2006). محتوای عدد منیزیم بیشتر از  $0.7$  معرف خاستگاه گوشته‌ای و مقادیر کمتر از  $0.5$  بر خاستگاه پوسته‌ای ماگما دلالت دارند و مقادیر بین این دو، نشان‌دهنده گوشته‌ای و پوسته‌ای در تشکیل ماگماست (Xie and Zhang, 1990؛ Huaimin et al., 2006). گستره عدد منیزیم آمفیبول‌های ماگمایی در واحد مونزودیوریت در محدوده  $0.66-0.9$  (جدول ۲) است تمامی این شواهد نشان‌دهنده آن است که توده‌های گرانیتوئیدی خانقلی و ترکه‌دره از ماگمایی گوشته‌ای که در طی صعود تحت تاثیر فرایند آلیس پوسته‌ای قرار گرفته، مشتق شده است. بعلاوه شواهد کانی‌شناسی چون بافت زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز (شکل ۶) نیز تاییدکننده این موضوع است. اما وجود کانی‌شناسی و الگوهای چند عنصری و عناصر نادر خاکی REE کاملاً مشابه انکلاو و میزبان مونزودیوریتی، بیان‌کننده آن است که انکلاوهای مشاهده شده در این توده از نوع حاشیه انجماد سریع هستند.

### واحد گرانودیوریت پیچاقچی

در واحد گرانودیوریت میزان نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $\epsilon\text{Nd}$  اولیه به ترتیب برابر با  $0.70529$  و  $-2/82$  (جدول ۵)، از نوع I، دامنه

تغییرات سیلیس در محدوده  $(66/2-73/4)$ ، مقادیر متوسط عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$   $(35-46)$ ، مقادیر پایین  $\text{Ni}$   $(1/9-15/1)$  و میانگین نسبت  $\text{Nb/Ta}$   $(13/3)$  (جدول ۴)، میزان عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$  هورنبلند در محدوده  $0.58-0.67$  (جدول ۲) و شواهد کانی‌شناسی چون بافت‌های زونینگ نوسانی در پلاژیوکلاز و آنتی راپاکیوی (شکل ۶) و وجود انکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتزیدیوریت نشان‌دهنده اختلاط ماگمای حاصل از ذوب پوسته پایینی با ماگمایی مشتق شده از گوشته است.

### واحد تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTGs)

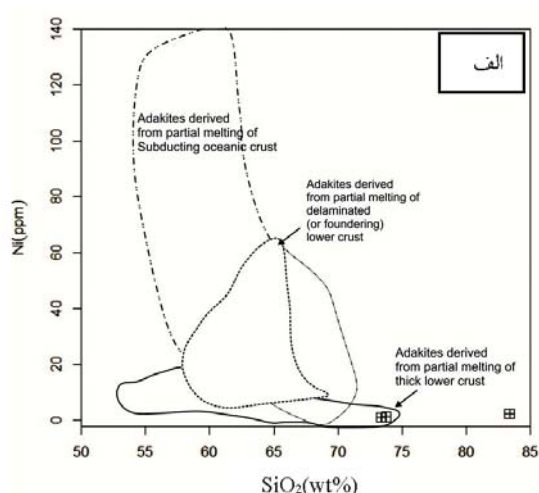
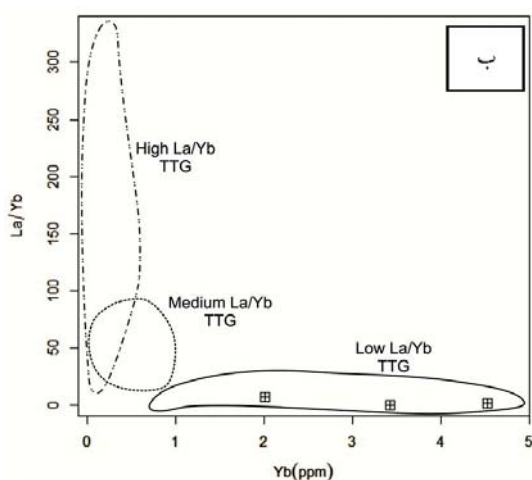
در ارتباط با مکانیسم تشکیل و پتروژنز تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTGs) دو نظریه کلی وجود دارد. ۱. ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده در یک حاشیه همگرا با مقادیر بالای عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$ ،  $\text{Cr}$  و  $\text{Ni}$  (Martin, 1986, 1999؛ Drummond and Defand, 1990؛ Foley et al., 2002؛ Kamber et al., 2003؛ Smithies et al., 2002) به واسطه تبادل مابین مذاب مشتق شده از صفحه فرورانده با گوه گوشته‌ای در طول صعود (Rapp et al., 1999). ۲. ذوب بخشی پوسته مافیک ضخیم شده و یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای با مقادیر پایین عدد منیزیم  $\text{Mg}\#$ ،  $\text{Cr}$  و  $\text{Ni}$  (Atherton and Petford, 1993؛ Petford and Atherton, 1996؛ Condie, 2005؛ Smithies et al., 2009). براساس نظر (de Almedia et al., 2011) می‌توان گرانیت‌های (TTG) را به سه گروه تقسیم نمود: گروه اول دارای نسبت‌های  $\text{Sr/Y}$ ،  $\text{La/Yb}$  و  $\text{Nb/Ta}$  بالا، از ماگمایی در شرایط فشار بالا ( $>1/5$  GPa) با حضور آمفیبول و گارنت در ناحیه منشا، ایجاد شده‌اند. گروه دوم با نسبت‌های  $\text{La/Sr/Y}$ ،  $\text{Yb}$  و  $\text{Nb/Ta}$  متوسط، از ماگمایی در شرایط فشار متوسط ( $1-1/5$  GPa) اما همچنان از منشایی در محدوده پایداری گارنت مشتق شده‌اند. گروه سوم با نسبت‌های  $\text{La/Sr/Y}$ ،  $\text{Yb}$  و  $\text{Nb/Ta}$  پایین، از ماگمایی در شرایط فشار پایین (تقریباً ۱ GPa) از یک منشا آمفیبولیتی با حضور



در برابر Yb (de Almeida et al., 2011) (شکل ۱۱-ب)، الگوهای عناصر نادر خاکی (REE) کمتر تفریق یافته و در مقابل مقادیر HREE بالا و آنومالی منفی Eu (شکل ۸-د)، نمونه‌های (TTG) مورد مطالعه در دسته سوم با مقادیر La/Yb پایین که از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در عمق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ ایجاد شده‌اند، قرار می‌گیرند. حوادث گرمایی، برای مثال شکستن ورقه فرورانده (Breck off) و بالا آمدگی گوشته استئوسفری یا یک پلوم گوشته‌ای سبب ایجاد ماگمایی خواهد شد که گرمای لازم را برای ذوب پوسته آمفیبولیتی آرکن و ایجاد ماگمای ترنجمیتی فراهم نموده است.

پلاژیوکلاز در ناحیه منشأ، مشتق شده‌اند. گروه اول و دوم گرانیتهای (TTG) دارای الگوهای REE تفریق یافته، با مقادیر Sr و Eu بالا هستند که نشان‌دهنده ذوب در حضور آمفیبول و گارنت (HREE و Y بالا) است یا اینکه تکامل ماگما توسط تفریق گارنت و آمفیبول کنترل می‌شود. اما در مقابل دسته سوم گرانیتهای (TTG)، دارای الگوهای REE کمتر تفریق یافته با مقادیر HREE و Y بالا و مقادیر Sr، Eu پایین هستند.

با توجه به مقادیر پایین عدد منیزیم  $Mg \approx 2/9-11/6$ ، Cr (۲۰-۴۶) و Ni (۱-۲/۴) (جدول ۱)، نمودارهای Ni در برابر  $SiO_2$  (Wang et al., 2006) (شکل ۱۱-الف) و La/Yb



شکل ۱۱. الف) نمودار Ni در برابر  $SiO_2$  (Wang et al., 2006) جهت تعیین منشأ نمونه‌های تونالیت-ترنجمیت، ب) نمودار La/Yb در برابر Yb (de Almeida et al., 2011) جهت تقسیم‌بندی تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت‌ها (TTG)

## نتیجه‌گیری

با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، واحد مونزودیوریت (توده‌های خانقلی و ترکه‌دره) از نوع I با ماهیت متآلومین و کالک‌آلکان است که در محدوده کمان ماگمایی (VAG) واقع در حاشیه فعال قاره از ماگمایی گوشته‌ای که در طی صعود تحت تاثیر فرآیند آرایش پوسته‌ای قرار گرفته، ایجاد شده است. واحد گرانودیوریت (توده‌های پیچاقچی، شمال شرق خانقلی و حمزه قاسم)، از نوع I با ماهیت متآلومین تا پراآلومین و کالک‌آلکان است که در محدوده کمان ماگمایی (VAG) در حاشیه فعال قاره به‌واسطه فرآیند اختلاط ماگمایی مذاب حاصل از ذوب پوسته پایینی با مذاب مشتق شده از گوشته است. تشکیل توده‌های

کمپلکس سورسات واقع در شمال غرب زون ساختاری سنندج-سیرجان متشکل از واحدهای نفوذی با ترکیب هورنبلند گابرو، کوارتزیدیوریت، مونزودیوریت (با سن  $74/20 \pm 59$  میلیون سال)، گرانودیوریت (با سن  $74/20 \pm 59$  میلیون سال) و تونالیت-ترنجمیت (لوکوگرانیته هم تیپ دوران) است. تجزیه مایکروپروب کانی‌های آمفیبول (در گرانودیوریت و مونزودیوریت)، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار (در مونزودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت) نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع مگنزوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت و اولیگوکلاز و آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز هستند.

hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Atherton, M. P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 6416, 144-146.

- Bottinga, Y., Kudo A. and Weil, D., 1966. Some observation of oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *American Mineralogist*, 51, 292-306.

- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114.

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

- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84.

- Condie, K. C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, 80(1-4), 33-44.

- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., 1991. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London, 528.

- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990. A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.

- de Almeida, J. d .A. C., Agnola, R. D., de Oliveira, M. A., Macambira, M. J. B., Pimentel, M. M., Rämö, O. T., Guimarães, F. V. and da Silva Leite, A. A., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implica-

مونزودیوریتی و گرانودیوریتی در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی است. دسته تونالیت-ترنجمیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک آلکالن و پرآلومین و حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی هستند که خود از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای در اعماق و فشار پایین با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشا تشکیل شده‌اند. در نتیجه فرورانش و بسته شدن شاخه‌ای از پروتوتتیس در پرکامبرین گندوانا، بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی پیوستند، بنابراین واحد تونالیت-ترنجمیت در یک حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در اواخر پرکامبرین تشکیل شده است.

## منابع

- خلقی خسرقی، م. ح.، ۱۹۹۴. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- خلقی، م. ح و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۲. منشا، پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری باتولیت پیچاقچی (شمال باختر ایران)، *مجله علوم زمین*، ۱۱، ۷۸-۸۹.

- مجرد، م، موذن، م و موید. م.، ۱۳۸۶. تعیین ژنز و نرخ ذوب بخشی گابروهای آلکالن منطقه شرق شاهین‌دژ. *پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، دانشگاه فردوسی مشهد.

- Agemar, T., Worner, G. and Heumann, A., 1999. Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 136, 331-344.

- Altherr, R. and Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 397-415.

- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-

- tions for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201,221.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E., 1990. Parallels in the origin of geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
  - Fourcade, S., 1998. Les isotopes: effect isotopiques, base de radio-geochimie. In: Hagemann G. and Treuil M. (eds) *Introduction a la geochimie et ses applications*. Paris: CEA, 195-265.
  - Foley, S., Tiepolo, M. and Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837-840.
  - Green, T. H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120,3-4, 347-359.
  - Hassanzadeh, J. and Wernicke, B., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35,3, 586-621.
  - Hasse, C. S., Chadam, J., Feinn D. and Otoleva, P., 1980. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science*, 209, 272-274.
  - Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J., 2006. Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D. *Earth Sciences*, 49, 684-695.
  - Henderson, P., 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York.
  - Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
  - Jamshidi Badr, M., Collins, A.S. and Masoudi, F., 2013. The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Sour-sat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 1-31.
  - Jiang, C. Y. and An, S. Y., 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1-9.
  - Joron, J. L. and Treuil, M., 1977. Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de heterogeneite du manteaux. *Bulletin de La Societe' Geologique France*, 20, 1197-1205.
  - Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144,1, 38-56.
  - Leake, B. E., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Unungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997. *Nomenclature of Amphiboles*. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623-651.
  - Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14,9, 753-756.

- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46,3, 411-429.
- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sciences Reviews*, 37, 215-224.
- Míková, J. and Denková, P., 2007. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate samples. *Journal of Geosciences*, 52, 221-226.
- More, D. E. and Liou, J. G., 1979. Chessboard-twinning albite from Franciscan metaconglomerate of the Diablo Range, California. *American Mineralogist*, 64, 77-101.
- Nelson S.T. and Montana A., 1992. Sieve-texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1279.
- Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L., 2013, Gondwanan Eoarchean-Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U-Pb-Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51,3, 272-285.
- Petford, N. and Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37,6, 1491-1521.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160,4, 335-356.
- Shahabpour, J., 1994. Post-mineralization breccia dike from the Sar Cheshmeh porphyry copper porphyry system, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology*, 3, 39-44.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks*, T. Murby, London, 488.
- Smithies, R. H., Champion, D. C. and Cassidy, K. F., 2003. Formation of Earth's early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, 127,1-3, 89-101.
- Smithies, R. H., Champion, D. C. and Van Kranendonk, M. J., 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 281,3-4, 298-306.
- Sylvester, P. J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45,1-4, 29-44.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascades, Washington: generation of calcalkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333-351.
- Thompson A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 50-107.
- Verma, S. K., Pandarinath, K. and Verma, S. P., 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review*, 54,3, 325-347.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L., 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47,1, 119-144.
- White, A.J. R. and Chappell, B. W., 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan

Fold Belt. Southeastern Australia. Geological Society of American. Memorial, 159, 21-34.

- Whitney, D. and Evance, W.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.

- Xie, Y.W. and Zhang, Y.Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. Acta Metallurgica Sinica, 10, 35-45.