

رسالة محمد

بسمه تعالی

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

(طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت)

بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در کراپیت مشیرآباد-قروه

مجری طرح:

فریمه آیتی

استادیار - گروه زمین شناسی - دانشگاه پیام نور

خاتمه طرح: تیر ۹۹

کلیه حقوق و مزایای مادی و معنوی طرح متعلق به دانشگاه پیام نور می باشد

فهرست مطالب

فصل اول

مقدمه.....	۶
سیستم گرانیات پگماتیت نوع رسوبی.....	۸
روش تحقیق.....	۱۰
اهداف تحقیق.....	۱۰
طبقه بندی گرانیتوئیدها.....	۱۱
طبقه بندی کلی.....	۱۳
بتانسيل معدنی گرانیتوئیدها.....	۲۱

فصل دوم

زمین شناسی منطقه.....	۲۳
زون سنندج سیرجان.....	۲۵
زمین شناسی و چینه شناسی.....	۲۴
چینه شناسی.....	۲۶

فصل سوم

الگوی کانه زایی گرانیتوئیدها.....	۳۱
مطالعات ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه.....	۳۵

فصل چهارم

نتیجه.....	۴۷
منابع.....	۴۹

چکیده:

پگماتیت‌های بارور از عناصر کمیاب اقتصادی‌ترین منابع فلزات ناسازگار و استراتژیک هستند. این واحدهای گرانیتی درشت‌دانه با توده‌های گرانیتی بارور ارتباط ژنتیکی دارند و بسته به محتوی عناصر کمیاب و ترکیبات فرار، در فاصله‌ی ۱۵ کیلومتری توده‌ی گرانیتی مادر و یا فواصل دورتر از آن رخ می‌دهند. بنابراین، اولین گام جهت اکتشاف پگماتیت‌های عناصر کمیاب شناسایی و اکتشاف توده‌های گرانیتی بارور مادر می‌باشد. پگماتیت‌های بارور با توده‌های گرانیتی پتانسیل دار ارتباط ژنتیکی دارند. سیستم گرانیت-پگماتیت مشیرآباد واقع در جنوب غرب قروه با هدف بررسی رفتار و محتوای عناصر کمیاب مورد مطالعه قرار گرفته است که بررسی‌ها نشان داد واحدهای آذرین توده‌ی مشیرآباد در امتداد یک فرآیند تفریق واحد تشکیل نشده‌اند، بلکه به صورت جداگانه و به موازات هم رخ داده‌اند. طی تزریق‌های متوالی و پیشرفت فرآیند تفریق فلزاتی شامل Sr، Zn، Ba، REEs، Th، Zr و Hf دچار تفریق شده‌اند و فلزاتی از قبیل Nb، Ta، Be و Ga با تغلیظ جزئی همراه بوده‌اند. فعالیت‌های هیدروترمالی نیز در تمرکز یا تفریق عناصر دخیل بوده‌اند.

فصل اول

کلیات

مقدمه

فلزات استراتژیک برای اقتصاد یک کشور بسیار با اهمیت می‌باشند. لیست این فلزات برای هر کشور متفاوت است، اما عموماً شامل اورانیوم، تانتالیم، نیوبیم، زیرکونیم، بریلیم، آنتیموان، تنگستن، کبالت، طلا و عناصر نادر خاکی می‌باشند (Linnen *et al.*, 2012). این فلزات در صنعت و تکنولوژی، کاربردهای مهمی دارند و برای برخی از آنها در صنعت، جایگزینی وجود ندارد (Gunn, 2014). سیستم گرانیات-پگماتیت بارور، مهم‌ترین منبع عناصر ناسازگار (Incompatible elements) محسوب می‌شود. بسیاری از این عناصر، جزء فلزات استراتژیک نیز هستند (Linnen *et al.*, 2012).

محققان معتقدند لازم است ویژگی‌های لیتوژئوشیمیایی محیط‌های زمین‌شناسی میزبان کانه‌زایی، با دیدگاه شناسایی فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر کانه‌زایی مطالعه گردند تا نتایج حاصل بتواند در مقیاس ناحیه‌ای (پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی) جهت تفکیک زون‌های پتانسیل‌دار استفاده گردند. از این‌رو، ژئوشیمی توده‌های سنگی بارور و تفکیک سنگ‌های بارور و عقیم را به عنوان یک مسیر پژوهشی مهم در چشم‌انداز آتی علم ژئوشیمی جهت پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی معرفی کرده‌اند (Cohen *et al.*, 2010). پگماتیت‌های بارور از عناصر کمیاب، اقتصادی‌ترین منابع فلزات ناسازگار و استراتژیک هستند (Gunn, 2014). این واحدهای گرانیاتی درشت‌دانه با توده‌های گرانیتی بارور ارتباط ژنتیکی دارند و بسته به محتوای عناصر کمیاب و ترکیبات فرآر، معمولاً در فاصله‌ی تا ده کیلومتری توده‌ی گرانیتی مادر تشکیل می‌شوند. بنابراین، اولین گام جهت اکتشاف پگماتیت‌های حاوی عناصر کمیاب بررسی گرانیتهای منشأ می‌باشد (Breaks *et al.*, 2003 and 2005). مسئله‌ی اصلی در اکتشاف گرانیتهای، تفکیک گرانیتهای بارور و عقیم است.

گرانیتهای براساس محتوای عناصر کمیاب به دو گروه حاوی لیتیم - سزیم - تانتالیم (LCT) و نیوبیم - ایتیریم - فلورین (NYF) تفکیک می‌شوند (Cerny, 1989). گرانیتهای نوع LCT از نوع S یا I و پرآلومین بوده، میزبان کانی‌سازی عناصر کمیابی از قبیل لیتیم، سزیم، تانتالیم، روییدیم، بریلیم و نیوبیم هستند و منجر به تشکیل پگماتیت‌های نوع LCT می‌گردند. گرانیتهای نوع NYF عمدتاً از نوع A و پرآلکالن بوده، منجر به تشکیل پگماتیت‌های نوع NYF می‌گردند و میزبان کانی‌سازی‌های نیوبیم، ایتیریم، فلورین، زیرکونیم، اورانیم، توریم، تیتانیم و عناصر نادر خاکی می‌باشند (Cerny, 1989; Ercit, 2005).

با توجه به اهمیت اقتصادی گرانیتهای بارور، مطالعه‌ی ژئوشیمی گرانیتهای در ایران، با نگاه ویژه به رفتار عناصر کمیاب، یک ضرورت است. گرانیتهای بارور شناسایی شده، اهداف خوبی برای کارهای اکتشاف تفصیلی جهت اکتشاف

فلزات استراتژیک خواهند بود (Cerny et al., 2012; Breaks et al., 2005; Saunders and Tuach, 1989)؛
Melcher et al., 2015؛ Didar et al., 2014؛ Arjmandzadeh et al., 2013). مجموعه‌ی گرانیت-پگماتیت
مشیرآباد در جنوب غرب شهرستان قروه قرار گرفته است و بخشی از زون ساختاری سنندج - سیرجان می‌باشد. این زون
میزبان انواع مختلف توده‌های گرانیتوئیدی است. علی‌رغم وجود اطلاعات زمین‌شناسی جامع از این زون، مطالعات سنگ-
شناسی زیاد و وجود داده‌های سنگ کل از گرانیتوئیدهای آن، ژئوشیمی گرانیتوئیدها با محوریت شناسایی توده‌های
پتانسیل‌دار محجور مانده است. استفاده از پتانسیل‌های اطلاعاتی و داده‌های موجود یک تدبیر خردمندانه است و باعث
کاهش هزینه مطالعات اکتشافی و سرعت بخشیدن به انجام این نوع مطالعات می‌گردد. در این طرح، سیستم گرانیت-
پگماتیت مشیرآباد با هدف بررسی رفتار و محتوای عناصر کمیاب با استفاده از داده‌های سنگ کل و اطلاعات زمین‌شناسی
موجود مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات سنگ‌شناسی مجموعه‌ی نفوذی توسط Gardideh و همکاران (2010
(a)) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد انجام شد. ترکیب کانی‌شناسی پگماتیت‌ها و اسکارن‌های وابسته به آن‌ها توسط
Salami و همکاران (2014) صورت گرفت. Sepahi و همکاران (2012) نیز ژئوشیمی عناصر اصلی در کل سنگ و
کانی‌ها و دما و فشار تشکیل توده را مورد مطالعه قرار دادند.

علاوه بر غنی‌شدگی عناصر کمیاب، کانی‌سازی‌های مختلفی در ارتباط با توده‌های گرانیتی اتفاق می‌افتد که از جمله آن‌ها
می‌توان به اسکارن، سیستم طلای مرتبط با توده‌های نفوذی، سیستم طلای اپی‌ترمال و سیستم اکسید آهن-مس-مولیبدن
اشاره کرد (Sial et al., 2011). اگرچه در حال حاضر سهم گرانیتوئیدهای رخنمون‌دار و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با
آن‌ها در روی زمین ۱/۱۰۰۰ کل زمین است اما به طور تقریبی ۸۶٪ پوسته‌ی قاره‌ای بالایی زمین، ترکیب گرانیتی دارد.
گرانیت‌ها، هر چند به مقدار کمتر، در پوسته‌ی قاره‌ای زیرین، پوسته‌ی اقیانوسی، گوشته‌ی بالایی و شهاب‌سنگ‌ها نیز رخ
می‌دهند. این واحدهای سنگی همانند سایر سنگ‌های آذرین، اطلاعاتی درباره‌ی بخش‌های درونی و عمیق سیاره‌ی زمین
بدست می‌دهند. بنابراین دارای اهمیت زمین‌شناسی هستند (Bonin, 2007). از آنجایی که گرانیتوئیدها مولفه‌ی اصلی
پوسته‌ی قاره‌ای هستند و، همچنین، به علت ارتباط قوی بین ترکیب کانی‌شناسی، پتروژنز، منشأ ماگما و وضعیت زمین-
ساختی آن‌ها گرانیتوئیدهایی که به درستی نوع‌شناسی و بدقت سن‌سنجی شده‌اند ممکن است تحول و پیشرفت پوسته‌ی
قاره‌ای در گذر زمان را به تصویر بکشند و ردیاب‌ها یا شاخص‌های خوبی از تحولات زمین‌ساختی و ژئودینامیکی باشند
(Barbarin, 1999).

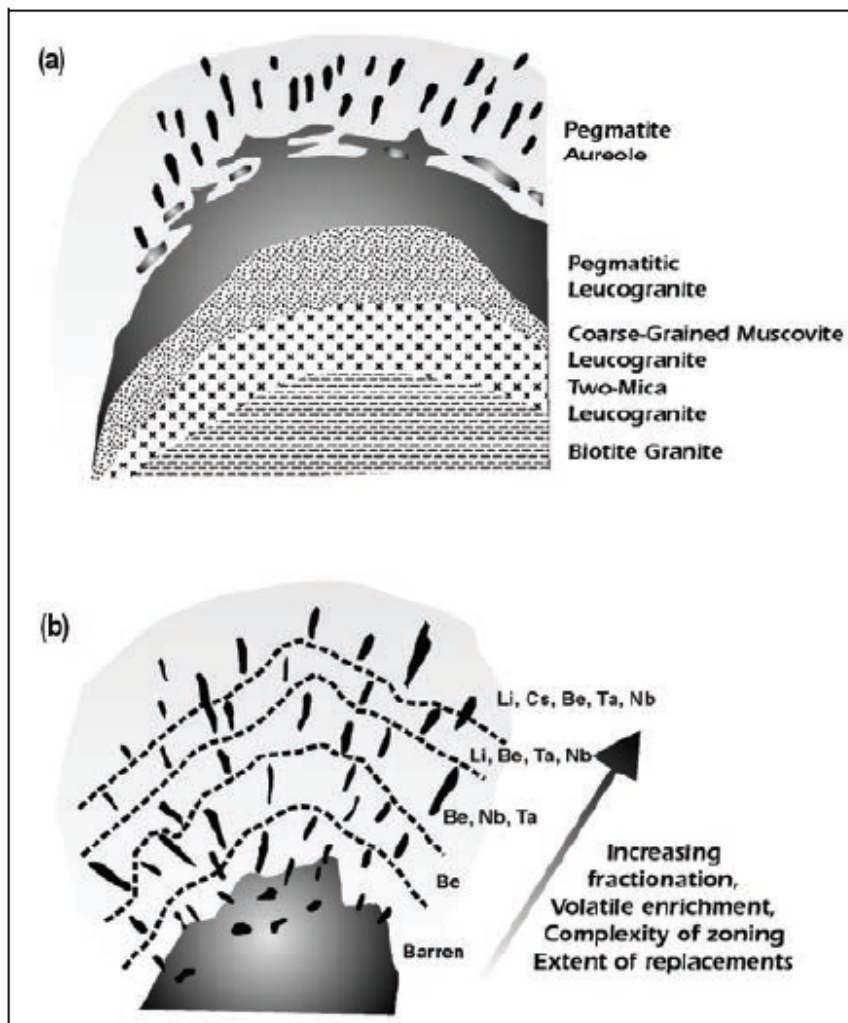
گرانیت‌های بارور و سیستم‌های کانه‌زایی مرتبط با آن‌ها برای هر کشوری از اهمیت اقتصادی برخوردارند و اهداف اکتشافی
بسیار مهمی در صنعت اکتشاف مواد معدنی به شمار می‌آیند. مسئله‌ی اصلی در اکتشاف گرانیت‌ها، تفکیک گرانیت‌های
بارور و عقیم است. محققان معتقدند لازم است ویژگی‌های لیتوژئوشیمیایی محیط‌های زمین‌شناسی میزبان کانه‌زایی، با

دیدگاه شناسایی فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر کانه‌زایی مطالعه کردند تا نتایج حاصل بتواند در مقیاس ناحیه‌ای (پی-جویی و اکتشاف مقدماتی) جهت تفکیک زون‌های پتانسیل‌دار استفاده گردند. از این‌رو، ژئوشیمی گرانیت‌های بارور و تفکیک سنگ‌های بارور و عقیم را به عنوان یک مسیر پژوهشی مهم در چشم‌انداز آتی علم ژئوشیمی جهت پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی معرفی کرده‌اند (Cohen et al, 2010).

زون سنندج-سیرجان یکی از زیرپهنه‌های رسوبی-ساختاری مهم ایران است و میزبان انواع مختلف توده‌های گرانیتوئیدی می‌باشد. علی‌رغم وجود اطلاعات زمین‌شناسی جامع از این زون، مطالعات سنگ‌شناسی زیاد و وجود داده‌های کل‌سنگ از گرانیتوئیدهای آن، ژئوشیمی گرانیتوئیدها به ویژه با نگرش تفکیک واحدهای بارور و عقیم محجور مانده است. با توجه به مشکل هزینه در مطالعات اکتشافی، استفاده از پتانسیل‌های اطلاعاتی و داده‌های موجود یک تدبیر خردمندانه است و با توجه به اهمیت اقتصادی گرانیت‌های بارور، مطالعه‌ی ژئوشیمی گرانیتوئیدها در ایران نیز یک ضرورت است. گرانیت‌های بارور شناسایی شده، اهداف خوبی برای کارهای اکتشافی تفصیلی جهت اکتشاف فلزات استراتژیک خواهند بود.

سیستم گرانیت-پگماتیت پرآلومین نوع S

گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S تمایل دارند به شکل پلوتون‌ها یا باتولیت‌های بزرگ (با رخنمون‌هایی به وسعت بزرگ‌تر از ده کیلومتر مربع) باشند. دایک‌های پگماتیتهی از توده‌ی گرانیتی نشأت می‌گیرند و در شعاع تا حدود ده کیلومتری از توده‌ی مادر، در امتداد شکستگی‌ها و در منطقه‌ای به وسعت ۱۰-۲۰ کیلومتر مربع توزیع می‌شوند. توالی سنگی تشکیل شده در توده‌ی مادر از کف به سقف شامل بیوتیت گرانیت، دو میکا لوکوگرانیت، موسکوویت گرانیت درشت دانه، لوکوگرانیت پگماتیتهی و دایک‌های پگماتیتهی است. واحدهای سنگی مراحل پایانی تبلور ماگمای مادر (پگماتیت‌ها)، در سقف و سطوح بالاتر از سقف باتولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱) (Sinclair, 1996; Breaks and Tindle, 1997).



شکل ۱: زون‌بندی واحدهای سنگی و تمرکز عناصر کمیاب در سیستم گرانیت-پگماتیت نوع LCT (Sinclair, 1996; Selway et al., 2005)

هر واحد سنگی موجود در توده نفوذی گرانیتی از چند مجموعه کانی از قبیل کانی‌های اصلی، فرعی، ثانویه و اقتصادی (میزبان عناصر کمیاب) تشکیل شده است. کانی‌های سازنده گرانیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، به مقدار کمتری پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشند. موسکوویت، کردیریت، تورمالین، گارنت، آپاتیت، زیرکن و به مقادیر خیلی کمتر مونازیت، ایلمنیت و آلانیت کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اقتصادی به ترتیب زون‌بندی کانیایی در توده شامل بریل، کانی‌های نیوبیم-تانتالیم‌دار (تانتالیت، کلمبیت، پیروکلر، میکرولیت)، کانی‌های لیتیم‌دار (اسپودمن و پتالیت) و پلوسیت (حاوی سزیم) می‌باشند (شکل ۱) (Selway et al., 2005).

توده‌های گرانیتی مرتبط با پگماتیت‌های نوع LCT غنی از سیلیس ($\text{SiO}_2 > 70\%$) هستند. شاخص اشباع آلومین آن‌ها بزرگ‌تر از یک است ($A/\text{CNK} > 1$) یعنی غنی از کانی‌های آلومینیوم‌دار از قبیل گارنت، موسکوویت و تورمالین می‌باشند. شاخص اشباع آلومین پگماتیت‌ها معمولاً بزرگ‌تر از گرانیت‌های مادر است ($A/\text{CNK} > 1.2$). گرانیت‌ها همچنین مقدار کلسیم، آهن و منیزیم پایینی دارند. نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ آن‌ها متغیر است. پگماتیت‌ها پتاسیم بیشتر و آپلیت‌ها سدیم بیشتر دارند (Cerny and Meintzer, 1988). مقادیر عناصر کمیاب شاخص خوبی برای شناسایی توده‌های نفوذی مرتبط با پگماتیت‌های عناصر کمیاب است. گرانیت پرآلومینی که مقدار متوسط عناصر کمیاب (از قبیل $\text{Be, Cs, Ga, Li, Nb, Rb, Sn, Ta}$) در داده‌های سنگ کل آن حداقل سه برابر متوسط مقدار آن عناصر در پوسته بالایی باشد هدف خوبی برای اکتشاف دایک‌های پگماتیتهای بارور است (Selway et al., 2005). با افزایش درجه‌ی تفریق، محتوای عناصر مذکور در گرانیت‌ها افزایش اما محتوای Ti, Ba, Sr, Zr کاهش می‌یابد (Cerny, 1989; Cerny and Meintzer, 1988). نسبت‌های عنصری از قبیل $\text{K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta}$ و Fe/Mn نیز شاخص‌های خوبی برای تعیین درجه‌ی تفریق واحدهای نفوذی و تفکیک توده‌های بارور و عقیم هستند. متوسط مقدار این نسبت‌ها در گرانیت‌های پرآلومین بارور به طور چشم‌گیری کمتر از متوسط مقدار آن‌ها در پوسته بالایی است (Selway et al., 2005). Ballouard و همکاران (2016) نشان دادند که گرانیت‌های پرآلومین بارور نسبت Nb/Ta کوچک‌تر از ۵، K/Rb کمتر از ۱۵۰ و Zr/Hf کمتر از ۱۸ دارند (Ballouard et al., 2016). نسبت Fe/Mn نیز کمتر از ۱۵ است. از آنجایی که عناصر اصلی تحت تاثیر دگرسانی‌ها قرار می‌گیرند، نسبت‌های مانند Fe/Mn در مقایسه با نسبت‌های عناصر کمیاب کمتر قابل اعتماد هستند (Selway et al., 2005).

اهداف و دستاوردهای تحقیق:

پگماتیت‌های بارور، مهم‌ترین منبع عناصر کمیاب و استراتژیک محسوب می‌شوند. این واحدهای گرانیتی درشت‌دانه با توده‌های گرانیتی پتانسیل‌دار ارتباط ژنتیکی دارند و اولین گام جهت اکتشاف آن‌ها، شناسایی و اکتشاف توده‌های گرانیتی مادر می‌باشد. بررسی رفتار عناصر اصلی و کمیاب در گرانیت‌های مشیر آباد و استفاده جهت تشخیص گرانیت‌های بارور از عقیم

روش کار

داده‌های مورد استفاده شامل نتایج حاصل از آنالیز ۳۵ نمونه‌ی سنگی است که توسط محمدی زاده و همکاران (۲۰۲۰) برگرفته شده است و یک سری داده‌ها هم از مقاله‌ی منتشر شده توسط سپاهی و همکاران (۲۰۱۲) برگرفته شده است (Sepah et al., 2012). شایان ذکر است که بدون همیاری و کمک‌های علمی و در اختیار گذاشتن کلیه داده‌های

آنالیز منطقه مشیر آبد توسط خانم محمدی زاده دانشجوی دکتری معدن، انجام این تحقیق ممکن نبود. نمونه‌های برداشت شده از منطقه در آزمایشگاه زراآزما و به روش پلاسمای القایی مجهز به طیف‌سنج جرمی (ICP-MS) برای ۵۸ عنصر شامل عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی آنالیز شده‌اند. لازم به توضیح است که روش پلاسمای القایی مجهز به طیف‌سنج جرمی یکی از پیشرفته‌ترین روش‌های طیف‌سنجی نشری برای اندازه‌گیری محتوای عناصر است. در این روش نمونه ابتدا به صورت محلول درمی‌آید سپس همراه با گاز آرگن به وسیله‌ی یک سیستم مکنده به داخل دستگاه اسپری می‌شود. بر اثر ارتعاشات موجود، برخورد‌های شدیدی بین اتم‌های عناصر مختلف و گاز آرگن صورت می‌گیرد و در نتیجه، گرمای زیادی تولید می‌گردد. در این حرارت، عناصر به حالت پلازما درمی‌آیند و تشعشع بالایی تولید می‌کنند. تشعشع حاصل توسط طیف‌سنج جرمی و براساس جرم با دقت بسیار بالا تفکیک شده و هر طیف در آشکارساز برحسب شدت طیف اندازه‌گیری و ثبت می‌شود. این روش یک روش آنالیز چند عنصری است و قادر است غلظت عناصر را تا حد صدم تا هزارم پی‌پی‌بی (ppb) اندازه‌گیری کند. برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر از نمودارهای هارکر (عناصر اصلی در برابر سیلیس) و شاند (اندیس اشباع آلومین)، دیاگرام‌های عناصر کمیاب در برابر سیلیس و رفتار عناصر کمیاب نسبت به هم و آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) استفاده شده است. روش آماری چند متغیره‌ی PCA تکنیکی است که با بررسی همبستگی دو به دو پارامترها و شناسایی مولفه‌های اصلی تغییرپذیری به درک بهتر و آسان‌تر فضای چند متغیره کمک می‌کند. در این روش، معمولاً، چند مولفه‌ی اول قسمت اعظم تغییرپذیری را توجیه می‌کنند. بنابراین، می‌توان تحلیل‌ها را براساس آن‌ها انجام داد و بقیه‌ی مولفه‌ها را که واریانس بسیار کمتری دارند، نادیده گرفت (Hassani Pak and Sharafaddin, 2012).

. طبقه بندی گرانیتوئیدها :

محققان گرانیتوئیدها را براساس منشأ ماگمای مولد آن‌ها به سه گروه اصلی S, I و A طبقه‌بندی کرده‌اند.

گرانیت‌های نوع S و I: کاپل و وایت^۱ در سال ۱۹۷۴ میلادی گرانیتوئیدهای کمربند چین‌خورده لاکلان^۲ استرالیا را بر مبنای پتروگرافی و ترکیب شیمیایی به دو گروه مجزا S و I تفکیک کردند. در این کلاس‌بندی الفبایی، ویژگی‌های هر گروه از گرانیتوئیدها منعکس‌کننده‌ی خصوصیات منبع ماگمای مادر آن است. برای گروه S، سنگ منشأ رسوبی هوازده شده و برای گروه I، سنگ منشأ آذرین در نظر گرفته شده است. گرانیت‌های نوع S نسبت به نوع I، سطح سدیم پایین‌تر (با دامنه‌ی محدودتر)، سطح پتاسیم بالاتر، دامنه‌ی کلسیم کوچک‌تر (در کران بالا)، استرانسیم پایین‌تر، نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} کوچک‌تری و مقدار کروم و نیکل بالاتری دارند. گرانیت‌های نوع S، پرآلومین هستند و حاوی کانی‌های غنی از آلومینیوم می‌باشند. بالای ۵۰ درصد گرانیت‌های نوع I، مت‌آلومین هستند. این گرانیت‌ها که مافیک‌تر از سایر گرانیت‌های نوع I می‌باشند حاوی هورنبلند هستند. سنگ‌های گرانیتی نوع I فلسیک‌تر، کمی پرآلومین هستند و تفکیک آن‌ها از گرانیت‌های

¹ Chappell and White

² Lachlan Fold Belt

نوع S فلسیک دشوار است. این هم‌پوشانی ناشی از محدودیت ترکیب شیمیایی مذاب‌های فلسیک پایین‌ترین دما می‌باشد. مطالعات ایزوتوپی گواه این است که سنگ‌های منبع ماگمای تشکیل دهنده گرانیت‌های نوع S در اعماق پوسته‌ای نزدیک به سطح^۳ و نوع A در سطوح پوسته‌ای عمیق^۴ قرار داشته است. تبلور فلدسپارها از مذاب گرانیتی فلسیک موجب تغییر مقدار عناصر کمیاب در گرانیت‌های نوع S و A تکامل یافته می‌گردد به طوری که مذاب‌های فلسیک به شدت پرآلومین نوع S غنی از فسفات (P₂O₅) و مذاب‌های فلسیک کمی پرآلومین نوع A فقیر از فسفات هستند (Chappell and White, 1992; Clemens 2003). گرانیت‌های نوع S سطح سیلیس بالاتری (۶۳-۷۷٪) نسبت به گرانیت‌های نوع A (بالای ۵۰٪ برای نوع دما بالا و بالای ۵۴٪ برای نوع دما پایین) دارند (Chappell and White, 2001). همه‌ی گرانیت‌های نوع S کمربند چین‌خورده لاکلان و بسیاری از گرانیت‌های نوع A در دمای ماگمایی پایینی تشکیل شده‌اند (Chappell et al, 2000). گرانیت‌های نوع A بر مبنای دمای ماگما منشأ به دو گروه دما بالا و دما پایین تقسیم شده‌اند. منشأ تشکیل دهنده ماگمای مادر گرانیت‌های دما پایین، حاوی زیرکن فراوان و دما بالا، فاقد زیرکن بوده است (Bonin, 2007). دو میکا لوکوگرانیت و گرانیتوئیدهای کردیریت-گارنت دار جزء گرانیت‌های نوع S هستند. خصوصیات گرانیت‌های نوع S و A در جدول خلاصه شده است (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A: گرانیت‌های نوع A^۵ اولین بار توسط لویزل و وونیز^۶ در سال ۱۹۷۹ میلادی معرفی شدند. سپس در سال ۱۹۸۲ مورد توجه کولینز^۷ قرار گرفتند و پژوهشگران مختلفی این گرانیت‌ها را مورد مطالعه بیشتر قرار دادند (Grebennikov, 2014; Verma et al., 2013; Velikoslavinskii, 2003; Frost et al., 2001; Barbarin, 1999; Eby, 1992; Maeda, 1990; Sylvester, 1989; Whalen et al., 1987; Harris et al., 1986; Pearce et al., 1984; Collins et al., 1982; Chappell and White, 1974). در سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ میلادی به منظور درک منشأ و اهمیت گرانیت‌های نوع A، چند همایش، کارگاه و بازدید صحرایی تحت عنوان پروژه‌ی IGCP510 در آمریکای شمالی، آمریکای جنوبی و اروپا برگزار گردید و یافته‌های علمی مهمی در این زمینه ارائه شد (Lithos 97, 2007):

گرانیت‌ها و سایر سنگ‌های آذرین فلسیک متعلق به کلاس نوع A، هم در محیط پوسته‌ی قاره‌ای و هم پوسته‌ی اقیانوسی یافت شده‌اند. این واحدهای سنگی به صورت توده و با شیب تند در پوسته نفوذ کرده‌اند و عموماً در یک رژیم ساختمانی کششی^۸ که به طور مستقیم با همگرایی لیتوسفر مرتبط نیست جایگزین می‌شوند. این رژیم‌ها شامل جزایر اقیانوسی نزدیک نقاط گسترشی^۹، صفحات پایدار^{۱۰} و ریف‌های قاره‌ای کششی درون صفحه‌ای^{۱۱} می‌باشند، اگرچه وضعیت‌های بعد از

³ Supracrustal

⁴ Infracrustal

^۵ باوجه تسمیه Alkaline, Anorogenic یا Anhydrous

⁶ Loiselle and Wones

⁷ Collins

⁸ Extensional tectonic regime

⁹ Spreading ridge

¹⁰ Stable cratons

¹¹ Interplate extensional continental rifts

برخورد^{۱۲} یا بعد از کوهزایی^{۱۳} نیز بیان می‌شوند و برخی گرانیت‌های نوع A غیرکوهزایی با فرآیندهای نشست در فاصله‌ای از مرز صفحات در ارتباط هستند. این نوع گرانیت‌ها به علت ترکیب کل سنگ خاصی که دارند (حاوی عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و عناصر با بار یونی بزرگ می‌باشند) عمدتاً در کلاس گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای^{۱۴} قرار می‌گیرند (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A دارای بازه‌ی سنی از سه بیلیون سال قبل (به طور دقیق ۲/۷۵ و ۲/۷۳ بیلیون سال قبل) تا اکنون می‌باشند. گرانیت‌های نوع A یافت شده در دنیا به سن‌های ۲/۷۵ و ۲/۷۳ بیلیون سال قبل، پایان پالئوپروتروزوئیک و مزوپروتروزوئیک (۱-۱/۹ بیلیون سال قبل)، پایان پروتروزوئیک- کامبرین، پرمین، دونین، پرموژوراسیک و ترشیری بوده‌اند. مدل‌های پتروژنتیکی قابل کاربرد برای گرانیت‌های نوع A مشاهده شده زیاد است از قبیل (Bonin, 2007):

- ❖ تفریق شدید مذاب مافیک نشأت گرفته از گوشته برای گرانیت‌های رخ داده در پوسته‌ی اقیانوسی
- ❖ ذوب بخشی یک زیرصفحه‌ی مافیک جوان برای شرایط شدیداً احیایی تعداد زیادی از گرانیت‌های نوع A
- ❖ آناتکسی یک منبع در پوسته‌ی قاره‌ای موجود از قبل

این نوع گرانیت‌ها به گرانیت‌های غیرکوهزایی^{۱۵} معروف‌اند. اگرچه، گرانیت‌های نوع A از نظر مکانی با فعالیت‌های کوهزایی بی ارتباط هستند اما از نظر زمانی با این فعالیت‌ها در ارتباط‌اند. سن قرارگیری این گرانیت‌ها از بلافاصله بعد از مرحله‌ی برخورد تا ۵۰۰ میلیون سال بعد می‌باشد. محل قرارگیری این گرانیت‌ها درون صفحات قاره‌ای و اقیانوسی است. درون صفحات به مناطقی اشاره دارد که در زمان وقوع گرانیت‌های نوع A، در مرزهای صفحات نبودند. هر چند برخی ایالت‌ها در نزدیکی مرز صفحات جای گرفته‌اند (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A به گرانیت‌های آلکالن نیز معروف‌اند یعنی محتوای آلکالی (پتاسیم یا سدیم، نسبتاً پتاسیک) به نسبت بالایی دارند. این نوع گرانیت‌ها شامل سری سنگ‌های آذرین مونزوگرانیت، سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشند و آنورتوزیت، گابرو و دیوریت سنگ‌های مرتبط با این نوع گرانیت‌ها هستند (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A، اساساً به عنوان گرانیت‌های بی‌آب^{۱۶} یا خشک تعریف می‌شوند. در کره‌ی زمین، این گرانیت‌ها همیشه حاوی حجم کوچکی کانی‌های آبدار حاوی فلورین از قبیل آمفیبول و میکا می‌باشند. در واقع ماگمای مولد این گرانیت‌ها فاقد آب بوده است. محققان برآورد کرده‌اند ماگمای احیایی حاوی ۵-۲ درصد آب و ماگمای اکسیدی حاوی ۵-۴/۵ درصد آب می‌باشد (Bonin, 2007).

¹² Post-collision

¹³ Post-orogenic

¹⁴ Within-Plate Granites

¹⁵ Anorogenic

¹⁶ Anhydrous

گرانیت‌های نوع A آلومین، آلکالن نیستند اما بخش مهمی از سنگ‌های نوع A را تشکیل می‌دهند. نوع مت‌آلومین این گرانیت‌ها، حاوی بیوتیت و آمفیبول و نوع پراآلومین آن حاوی انواع میکاها مثل زینوالدیت می‌باشند. گرانیت‌های نوع A پراآلومین به شدت تکامل یافته غنی از فلورین، عناصر نادر خاکی، ایتریم، توریم و روبیدیم و فقیر از فسفر هستند. فراوانی فسفات و کانی‌های فسفات‌دار یک معیار قابل‌اعتماد جهت تفکیک لوکوگرانیت‌های نوع A و S است (Bonin, 2007). گرانیت‌های نوع A میزان بسیاری از عناصر ناسازگار با بار یونی بزرگ (HFSE) هستند و با طیف وسیعی از کانی‌سازی‌های مختلف از قبیل قلع، نیوبیم، تانتالیم، اورانیوم، عناصر نادر خاکی، طلا، آهن و فلورین در ارتباط‌اند. گرانیت‌های نوع A پروتروزوئیک با بافت راپاکیوی¹⁷ میزان کانسارهای مهم قلع-چند فلز دیگر به ویژه در برزیل هستند این تیپ کانسارها در میسوری (واقع در ایالت متحده)، فنلاند، اوکراین و هند یافت شده است. گرانیت‌های نوع A همچنین با کانسارهای مس- آهن جنوب غرب میسوری در ارتباط‌اند و میزان کانسارهای مس- اورانیوم- طلا- نقره می‌باشند. کانسار عناصر نادر خاکی موتین پاس¹⁸ جنوب کالیفرنیا احتمالاً با گرانیت‌های نوع A جنوب غرب ایالت متحده در ارتباط است (Bonin, 2007). گرانیت‌های نوع A حاوی مقدار بالایی سیلیس، آلکالی‌ها (سدیم+پتاسیم)، Fe/Mg، فلورین، زیرکونیم، نیوبیم، ایتریم، عناصر نادر خاکی، گالیم و قلع و مقدار پایینی از کلسیم، باریم و استرانسیم هستند (Whalen et al, 1987).

این نوع گرانیت‌های در نمودار سه‌تایی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-5 \times \text{Fe}_2\text{O}_3-5 \times (\text{CaO}+\text{MgO})$ به خوبی از سایر واحدهای فلسیک تفکیک می‌گردند (Grebennikov (2014)). همچنین، نمودار سه‌گوش Nb-Y-Ce قادر است گرانیت‌های نوع A را به دو زیر گروه‌شان (A_1, A_2) تفکیک کند (Eby, 1992). زیرگروه A_1 از حاصل تفریق یک ماگمای بازالتی-آلکالی با آلودگی پوسته‌ای جزئی است که در محیط زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای رخ می‌دهد. در حالی که، زیرگروه A_2 حاصل واکنش مذاب گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای (آلودگی پوسته‌ای جدی) است که در محیط‌های زمین‌ساختی بعد از برخورد و ریفت‌ها اتفاق می‌افتد (Grebennikov (2014)).

باربرین¹⁹ در سال ۱۹۹۹ میلادی با مرور کلاس‌بندی‌های ارائه شده برای گرانیتوئیدها، ارتباط بین انواع گرانیتوئیدها، منشأ و محیط‌های ژئودینامیکی آن‌ها را به صورت جامع‌تری مطالعه کرد و این واحدهای آذرین را به هفت کلاس تقسیم کرد. این کلاس‌بندی مختص منطقه‌ی خاصی نیست بنابراین برای همه‌ی مناطق قابل کاربرد است، همه‌ی گرانیتوئیدها از اواخر پرکامبرین تا عهد حاضر را دربرمی‌گیرد، در آن مجموعه‌ای از معیارها از قبیل ترکیب کانی‌شناسی، شواهد صحرایی و ویژگی‌های شیمیایی، ایزوتوپی و ساختاری در نظر گرفته شده است و اطلاعات مفیدی درباره‌ی منشأ، محیط‌های زمین-ساختی‌ای که ماگما در آن‌ها تشکیل و جایگیر شده و تحولات آن بدست می‌دهد. در واقع، طبقه‌بندی باربرین یک جمع‌بندی از انواع کلاس‌بندی‌های ارائه شده برای گرانیتوئیدها است. انواع گرانیتوئیدها، علائم اختصاری و ویژگی‌های

¹⁷ Rapakivi

¹⁸ Mountain Pass

¹⁹ Bernard Barbarin

هر یک در جدول خلاصه شده است. (Barbarin, 1999). انواع گرانیتوئیدها و ویژگی‌های هریک براساس کلاس‌بندی کلی باربرین (Barbarin, 1999).

انواع گرانیتوئیدها	پرآلومین موسکوویت- دار ^{۲۰}	پرآلومین کردیریت‌دار غنی از بیوتیت ^{۲۱}	کالک آلکالن پرفیری غنی از پتاسیم فلدسپار و پتاسیم ^{۲۲}	کالک آلکالن غنی از آمفیبول ^{۲۳}	تولیتی (قوسی ^{۲۴} و پشته‌ای ^{۲۵})	آلکالن و پرآلکالن ^{۲۶}
علائم اختصاری	MPG	CPG	KCG	ACG	ATG and RTG	PAG
ASI	پرآلومین	پرآلومین	متآلومین (پتاسیم بالا)	متآلومین (کلسیم بالا)	متآلومین	پرآلکالن
Fe*	<۰/۸	<۰/۸	۰/۸ - ۱	<۰/۸	>۰/۸	>۰/۸
کانی‌های فراوان	موسکوویت، آپاتیت، تورمالین	بیوتیت، آپاتیت	بیوتیت، زیرکن	آمفیبول، زیرکن، تیتانیت	آمفیبول، زیرکن	زیرکن
کانی‌های متداول	گارنت	کردیریت، زیرکن، تورمالین	آپاتیت، آلانیت، تیتانیت	بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت، آلانیت، مگنتیت	پیروکسن، آپاتیت، مگنتیت	بیوتیت، آپاتیت، آلانیت، ایلمنیت، مگنتیت
کانی‌های نادر	بیوتیت، زیرکن، مونازیت، ایلمنیت	موسکوویت، سیلیمانیت، مونازیت، گارنت، آلانیت، ایلمنیت	ایلمنیت	بیوتیت، آلانیت، تیتانیت، ایلمنیت	موسکوویت، گارنت، تیتانیت	
سنگ‌شناسی	لوکوگرانیت	گرانیت، گرانودیوریت	گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت	گرانودیوریت، تونالیت، گابرو	پلاژیوگرانیت، ترونجمیت، تونالیت، گابرو	آلکالی گرانیت، آلکالی سینیت، سینیت، گرانیت
سنگ‌های مرتبط	-	میگماتیت، آنانکسیت، کوارتزیدیوریت	لاوای اسیدی، کوارتزیدیوریت، گابرو	حجم زیادی آندزیت، داسیت و گابرو	حجم زیادی تولیت، گابرو	حجم زیادی لاوای آلکالی و گابرو
منشأ	پوسته	گرانیتوئیدهای پرآلومین	اختلاط پوسته و گوشته	گرانیتوئیدهای کالک آلکالن و متآلومین	گوشته	گرانیتوئیدهای آلکالن، پرآلکالن و تولیتی
محیط زمین‌ساختی	زون برخورد قاره‌ها	زون برخورد قاره‌ها	در رژیم‌های کششی	زون فرورانش	زون گسترش کف اقیانوس	ریف‌درون‌قاره- ای

²⁰ Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids (MPG)

²¹ Cordierite-bearing and biotite-rich Peraluminous Granitoids (CPG)

²² K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids (KCG)

²³ Amphibole-rich Calc-alkaline Granitoids (ACG)

²⁴ Arc «Tholeitic» Granitoids (ATG)

²⁵ Ridge «Tholeitic» Granitoids (RTG)

²⁶ Peralkaline and Alkaline Granitoids (PAG)

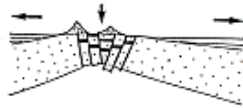
در طی گذر زمان، پوسته‌ی قاره‌ای فرسایش می‌یابد، نازک می‌شود و می‌شکند. در نتیجه، ماگمای آلکالن نشأت گرفته از گوشته از طریق شکستگی‌ها و گسل‌های ایجاد شده بالا می‌آید و در سطوح بالایی پوسته‌ی زمین نفوذ می‌کند و گرانیتوئیدهای آلکالن و پراآلکالن (PAG) را تشکیل می‌دهد (شکل). بنابراین این گرانیتوئیدها با مناطق کششی درون قاره‌ای و ریفت‌ها در ارتباط هستند (Barbarin, 1999). گاه ماگمای گوشته‌ای تولییتی، درون پوسته‌ی اقیانوسی راهی برای صعود می‌یابد و پلاژیوگرانیت‌ها یا گرانیتوئیدهای تولییتی پشته‌های میان اقیانوسی (RTG) را تشکیل می‌دهد (شکل). معمولاً این نوع گرانیتوئیدها همراه افیولیت‌ها (به صورت قطع کننده) دیده می‌شوند (Barbarin, 1999).

هنگام برخورد دو پوسته‌ی اقیانوسی، پوسته‌ی قدیم‌تر و ضخیم‌تر به زیر دیگری رانش می‌کند و در بالای منطقه‌ی فرورانش چند نوع گرانیتوئید تشکیل می‌گردد. تفریق ماگمای نشأت گرفته از گوشته‌ی بالایی و ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی با هم، گرانیتوئیدهای متاآلومین کالک آلکالن آمفیبول‌دار (ACG شامل دیوریت تا تونالیت و گرانودیوریت) و گرانیتوئیدهای تولییتی کمان‌های جزایر آتشفشانی²⁷ (ATG شامل گابرو تا کوارتزمونوزودیوریت) و ماگمای حاصل از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده، گرانیتوئیدهای نوع TTG غنی از سدیم (ترونجمیت-تونالیت-گرانودیوریت) را تشکیل می‌دهد. گرانیتوئیدهای نوع TTG ممکن است در حاشیه فعال قاره‌ها، در نتیجه‌ی ذوب پوسته‌ی قاره‌ای، نیز تشکیل گردند. گرانیتوئیدهای نوع ACG و ATG معمولاً در اعماق کم تشکیل می‌شوند و ارتباط نزدیکی با سنگ‌های آتشفشانی دارند (Barbarin, 1999).

گرانیتوئیدهای نوع ACG همچنین در زون فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر پوسته‌ی قاره‌ای و حاشیه‌ی فعال قاره‌ها تشکیل می‌گردند. در حاشیه‌ی فعال قاره‌ها، گرانیتوئیدهای نوع ACG فراوان‌ترین گرانیتوئیدها هستند. در این نواحی گرانیتوئیدهای نوع ATG، KCG و PAG نیز رخ می‌دهند. گرانیتوئیدهای حاشیه فعال قاره‌ها دارای توزیع فضایی مشخصی هستند به طوری که از مرز به سمت داخل قاره به ترتیب گرانیتوئیدهای ATG با فراوانی متوسط، ACG با فراوانی بالا، KCG به صورت نادر و PAG با فراوانی متوسط رویت می‌شوند. در بالای زون فرورانش، ماگمای نشأت گرفته از گوه‌ای گوشته‌ای با ماگمای حاصل از ذوب مواد پوسته‌ای برخورد می‌کند (Barbarin, 1999). در زون برخورد دو پوسته‌ی قاره‌ای، بر اثر ذوب پوسته‌ی قاره‌ای، گرانیتوئیدهای پراآلومین (CPG و MPG) و گرانیتوئیدهای کالک آلکالن پتاسیم بالا (KCG) تشکیل می‌گردند. فراوانی گرانیتوئیدهای KCG در طول بالآمدگی بعد از برخورد قاره‌ها (Post collision uplift) بیشتر می‌گردد (Barbarin, 1999).

²⁷ Volcanic island arcs

**THINNING AND FRACTURING
OF A
CONTINENTAL
LITHOSPHERE**



MAJOR RIFTING
(REGIONAL TENSION)

INTRACONTINENTAL RIFT ZONES

Alkaline and peralkaline granitoids
(syenites, granites and alkali feldspar granites)

Corsica alkaline province, France
(Bonin, 1986; 1988; Egeberg et al., 1993)
Eastern Red Sea margin, Yemen
(Capaldi et al., 1987; Manetti et al., 1991)
Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco, Brazil
(Sial et al., 1987)

**DIVERGENCE
OF TWO
OCEANIC
LITHOSPHERES**



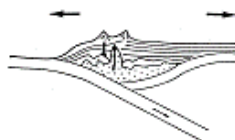
CRUSTAL ACCRETION
(REGIONAL TENSION)

MID-OCEAN RIDGES (OPHIOLITES)

Mid-ocean ridge tholeiitic granitoids
(plagiogranites)

Western ophiolite belt, Albania
(Bébian et al., 1997)
Karmøy ophiolite, western Norway
(Pedersen and Malpas, 1984)

**CONVERGENCE
OF TWO
OCEANIC
LITHOSPHERES**



SUBDUCTION
(REGIONAL TENSION)

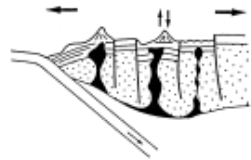
VOLCANIC ISLAND ARCS

Calc-alkaline granitoids
(diorites-tonalites-granodiorites)
+ Arc tholeiitic granitoids
(gabbros-quartz monzodiorites)

New Britain arc, Papua New Guinea
(Whalen, 1985)
Aleutian arc, Alaska
(Perfit et al., 1980; Kay et al., 1983)

ارتباط انواع گرانیتوئیدها و تحولات ژئودینامیکی آنها (Barbarin, 1999).

CONVERGENCE OF OCEANIC AND CONTINENTAL LITHOSPHERES



SUBDUCTION
(REGIONAL TENSION)

ACTIVE CONTINENTAL MARGINS

Calc-alkaline granitoids
(tonalites-granodiorites)
± K-rich calc-alkaline granitoids
(monzogranites)

Coastal batholith, Peru, and Patagonian batholith, Chile
(*Pitcher et al., 1985; Bartholomew and Tarney, 1984*)
Sierra Nevada batholith, California
(*Bateman, 1983, 1992*)

CONVERGENCE OF TWO CONTINENTAL LITHOSPHERES



COLLISION
(REGIONAL COMPRESSION)
(LOCAL TENSION)

COLLISIONAL OROGENS

Peraluminous granitoids
(granodiorites and leucogranites)
+ K-rich calc-alkaline granitoids
(monzogranites)

Massif Central and Brittany, France
(*Lameyre et al., 1980; de La Roche et al., 1980*)
High Himalaya leucogranites
(*Le Fort, 1981*)
Lachlan Fold belt S-type granitoids, Australia
(*Chappell and White, 1992*)

RELAXATION OF A CONTINENTAL LITHOSPHERE



POST COLLISION UPLIFT
(REGIONAL TENSION)

FORMER COLLISION BELTS

K-rich calc-alkaline granitoids
(monzogranites)

Caledonian plutons of the northern British Isles
(*Halliday and Stephens, 1984*)
Ploumanac'h intrusive complex, Brittany, France
(*Barrière, 1977*)
Ballons intrusive complex, Vosges, France
(*Pagel and Leterrier, 1980*)
Montagne Bourbonnaise plutons, Massif Central, France
(*Lameyre et al., 1980; Barbarin, 1983*)

ارتباط انواع گرانیتوئیدها و تحولات ژئودینامیکی آنها (Barbarin, 1999).

علی‌رغم تعدد کلاس‌بندی‌های انجام شده برای گرانیتوئیدها، تنها طبقه‌بندی که براساس معیار کانی‌سازی رخ داده در سنگ صورت گرفته است تفکیک انجام شده توسط سرنی²⁸ در سال ۱۹۸۹ میلادی است. در این کلاس‌بندی، سرنی گرانیت‌های بارور را به دو نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم²⁹ و نیوبیم-ایتریم-فلوئورین³⁰ تفکیک کرده است (Cerny, 1989a).

سیستم گرانیت-پگماتیت بارور نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم: این سیستم میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی لیتیم، سزیم و تانتالیم می‌باشد و مقدار بالایی روییدیم، قلع، بریلیم، فلوئورین، فسفر و بور دارد. گرانیت مادر از نوع S (در مواردی I) و پرآلومین می‌باشد. پگماتیت بارور طی آخرین مراحل تفریق ماگمای گرانیتی مادر تشکیل می‌شود و تغلیظ عناصر کمیاب در آن بیشتر است.

سیستم پگماتیت-گرانیت بارور نوع نیوبیم-ایتریم-فلوئورین: این سیستم میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی نیوبیم، ایتریم و فلوئورین می‌باشد و مقدار بالایی زیرکن، اورانیم، توریم، بریلیم، عناصر نادر خاکی، تیتانیم و اسکاندیم دارد. گرانیت مادر از نوع A (در مواردی I) و پرآلکالن یا متآلومین می‌باشد و واحد پگماتیته میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی عناصر کمیاب است.

وایز (۱۹۹۹) پگماتیت‌های نوع NYF را برحسب ماهیت به سه گروه پرآلکالن، متآلومین و پرآلومین تفکیک کرد (جدول).

○ تقسیم‌بندی پگماتیت‌های نوع NYF براساس ماهیت آن‌ها و کانی‌های فرعی و ردیاب-های هریک (وایز ۱۹۹۹).

➤ بعلاوه، سرنی (۱۹۹۱) پگماتیت‌های نوع NYF را براساس ترکیب ژئوشیمیایی-کانی‌شناسی و عمق جایگیری به پنج کلاس طبقه‌بندی کرد. طبقه‌بندی پگماتیت‌های نوع NYF براساس ترکیب و شرایط تشکیل و جایگیری (عمق تشکیل برحسب کیلومتر، فشار برحسب کیلو بار و دما برحسب درجه‌ی سانتیگراد می‌باشد)

²⁸ Cerny

²⁹ Lithium-Cesium-Tantalum pegmatite (LCT pegmatite)

³⁰ Niobium-Yttrium-Fluorine pegmatite (NYF pegmatite)

ماهیت	نوع پگماتیت	زیرگروه پگماتیت	کانی های فرعی	ردیاب ژئوشیمیایی
پراکالان	فایالیت	-	مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، اپیدوت، تیتانیت، آلانیت	Fe, (Ti, Ca)
	آمفیبول	ایگیرین ^{۳۱} آرفدسونیت	فلوریت، آلانیت، زیرکن، (کلمبیت، فرگوسینیت، موناژیت، پیروکلر)	Na, Fe, Zr, F, (\pm Ti, REE, Nb)
		ریبیکت	زیرکن، فلوریت، (مگنتیت، روتیل، موناژیت، ایلمنیت، کلمبیت، پیروکلر)	-
		آلانیت	زیرکن، (بریل، آپاتیت)	-
متآلومین	آلانیت	(زیرکن، فلوریت، مگنتیت، روتیل، موناژیت، ایلمنیت)	REE, (\pm Ti, Zr, F)	
	یوکسینیت ^{۳۲}	موناژیت، زیرکن، ایلمنیت، زینوتایم، (فرگوسینیت، اسچینیت ^{۳۳} ، روتیل، تورمالین)	LREE \rightarrow HREE Nb>Ta, Ti, Zr, Y, P	
	گادولینیت	فرگوسینیت، زینوتایم، سامارسکیت، زیرکن، (ایلمنیت، یوکسینیت، روتیل، مگنتیت، فلوریت)	Y+HREE, Nb>Ta, Be, Ti, Zr, P, (F)	
پراآلومین	بریل	زینوالدیت، اسپسارتین، فلوریت، هماتیت، موسکوویت	Be, (Li, F)	
	تورمالین	توپاز، لپیدولیت، فلوریت، دنبریت ^{۳۴} ، همبرژیت ^{۳۵}	Be, B, Li, F	
		توپاز	موسکوویت، موناژیت، یوکسینیت، فلوریت، کلمبیت	Be, F, (\pm B, Li)
	-	زینوالدیت، (فناکیت، لپیدولیت، اسکورل، زیرکن، کاسیتريت)	-	
	فناکیت	موسکوویت، فلوریت، (توپاز، بریل، برتراندیت، ایلمنیت، زیرکن)	F, Be	
	توپاز	زینوالدیت، موسکوویت، فلوریت، هماتیت، اسپسارتین، کاسیتريت	F, (Be, Li, Sn)	
	فلوریت	-	کلسیت، هماتیت	F

گروه	زیرگروه	عناصر فرعی متداول	محیط دگرگونی
خیلی عمیق ^{۳۶}	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo	فشار بالا، دمای بالا (۷۰۰-۸۰۰)، عمق (۶-۱۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت
موسکوویت	موسکوویت‌های غول-پیکر	-	فشار بالا (۵-۸)، دمای بالا (۵۸۰-۶۵۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت
موسکوویت-عناصر کمیاب	-	Y, REE, Nb, Ta, Ti, U, Th, Be, Li	فشار بالا (۳-۷)، دمای بالا (۵۴۰-۶۵۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت
عناصر کمیاب	نادر خاکی	REE, U, Th, Be, Nb>Ta, F	فشار پایین (۲-۴)، دمای متوسط (۵۰۰-۶۵۰)، رخساره‌ی شیبست سبز تا آمفیبولیت
	بریل	Be, Nb	

³¹ Aegirine

³² Euxenite

³³ Aeschynite

³⁴ Danburite

³⁵ Hembergite

³⁶ Abyssal

	Li, Rb, Cs, Ta, Be	پیچیده	
	Li, Sn, (Be, Ta)	آلیت-اسپودومن	
	Ta, Sn	آلیت	
فشار پایین (۵-۱/۳)	Li, Be, B, F	مرتبط با نوع LCT	میارولیتیکی
فشار خیلی پایین (۱-۱/۵)	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	مرتبط با نوع NYF	

پتانسیل‌های معدنی گرانیتوئیدها

پتانسیل‌های معدنی گرانیتوئیدها به دو صورت قابل بررسی است:

- ✓ کانی‌سازی‌های رخ داده در خود سیستم گرانیت-پگماتیت
- ✓ کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌ی گرانیتی

کانی‌سازی‌های رخ داده در خود سیستم گرانیت-پگماتیت

این کانی‌سازی‌ها طی فعالیت‌های ماگمایی و ماگمایی-هیدروترمالی اتفاق می‌افتند. در این گروه، ذوب بخشی و تفریق ماگما با جدایش بلور از آن منجر به تبلور کانی‌ها طی صعود ماگما و تغییر پی‌درپی ترکیب ماگمای باقیمانده می‌شوند. گرانیت‌های غنی از فلزات کمیاب در مراحل آخر تفریق ماگما تشکیل می‌گردند. خروج سیالات ماگمایی از حجره‌ی ماگمایی و نفوذ به سنگ‌های میزبان در مراحل انتهایی تفریق ماگما، نیز از جمله‌ی فرآیندهای عامل کانی‌سازی و تغلیظ فلزات در گرانیت‌ها می‌باشد (Ballouard et al., 2016 & Irber, 1999). این قبیل فرآیندها منجر به تشکیل گرازن یا سایر دگرسانی‌ها می‌شوند. گرانیت‌های بارور میزبان کانی‌سازی‌های عناصر نادر خاکی، اورانیوم-توریوم، نیوبیم-تانتالیم، لیتیم-بریلیم، زیرکونیم-هافنیم، قلع-تنگستن، روبیدیم-سزیم، فلورین و بور می‌باشند (Gunn, 2014). این کانی‌سازی‌ها که معمولاً در ارتباط با دو نوع گرانیت پرآلومین و پرآلکالن رخ می‌دهند و هدف تحقیق حاضر هستند شامل دو تیپ زیر می‌باشند (Gunn, 2014):

- سیستم گرانیت-پگماتیت پرآلومین نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم
- سیستم گرانیت-پگماتیت پرآلکالن نوع نیوبیم-ایتیم-فلوئورین

کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌ی گرانیتی

این کانی‌سازی‌ها در اطراف یا فاصله‌ی دورتری از توده رخ داده‌اند و حضور توده‌ی گرانیتی در تشکیل آن‌ها مؤثر بوده است. این کانی‌سازی‌ها شامل انواع اسکارن‌ها، کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال (مثل طلای اپی‌ترمال)، کانه‌زایی‌های رگه‌ای مرتبط با توده‌های نفوذی و سیستم‌های اکسید آهن-مس-مولیبدن می‌باشند. در این نوع کانه‌زایی‌ها، خروج سیال از توده‌ی گرانیتی، واکنش آن با سنگ‌های میزبان توده یا سنگ‌های اطراف آن و حضور سایر سیالات منجر به وقوع دگرسانی‌های مختلف (از قبیل سیلیسی، فیلیکی، پروپلیتیکی و آرژیلیکی) و تغلیظ عناصر کانساری می‌گردد. اسکارن‌ها میزبان عناصر مختلفی از قبیل طلا، نقره، سرب، روی، مس، آهن، مولیبدن، قلع و تنگستن هستند و در همبرری کربنات‌ها با توده‌ی گرانیتی

بر اثر نفوذ سیال ماگمایی از توده به کربنات تشکیل می‌شوند. کانه‌زایی تیپ اپی‌ترمال در واحدهای آتشفشانی‌ای که مورد نفوذ توده‌ی گرانیتی قرار گرفته‌اند به صورت رگه‌ای-رگچه‌ای و در بالاتر از توده رخ می‌دهد. دگرسانی آرژیلیک حدواسط و پیشرفته عامل مؤثری در این تیپ کانی‌سازی است. کانه‌زایی طلای ماته به عنوان یکی از سیستم‌های کانی‌سازی مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی معرفی شده است. سیستم کانی‌سازی اکسید آهن-مس-مولیبدن به صورت رگه‌هایی است که توده‌ی گرانیتی را قطع کرده‌اند. در واقع یک ماگمای بازیک غنی از آهن-مس به درون توده گرانیتی نفوذ می‌کند و در اثر فرآیند اختلاف بخشی، ماگمای غنی از اکسید آهن تشکیل می‌شود (Sial, et.al, 2011).

فصل دوم

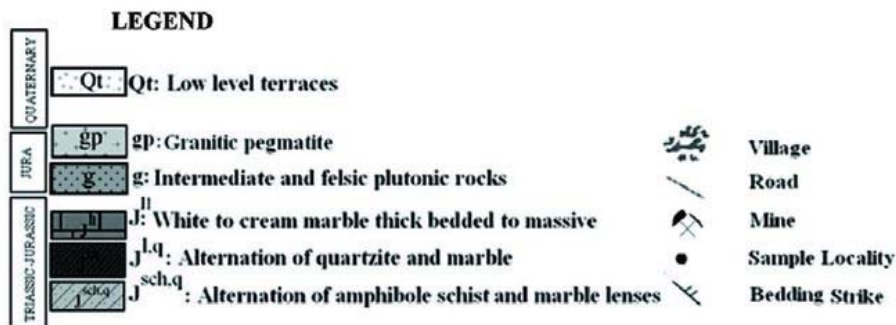
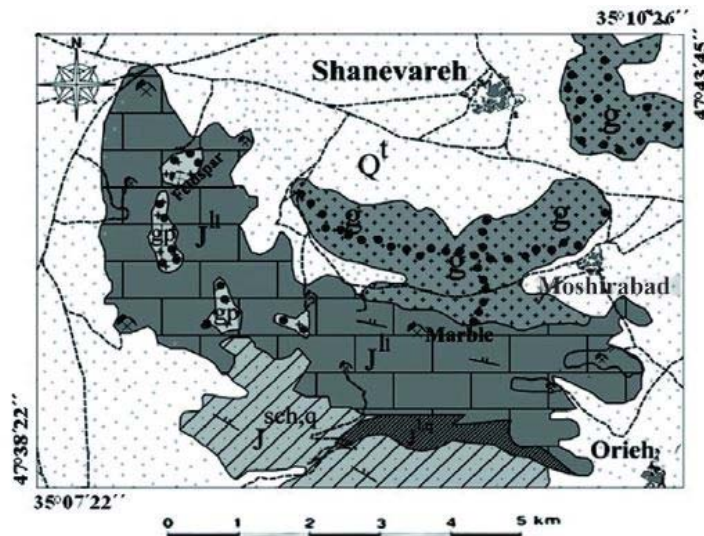
زمین‌شناسی

زمین شناسی منطقه:

توده‌ی آذرین مشیرآباد در زون ساختاری سندج-سیرجان و غرب شهرستان قروه، در استان کردستان، واقع شده است. سن زمین‌شناسی وقوع این توده تاکنون تعیین نشده است. مطالعات سن‌سنجی **U-Pb** برای واحدهای حدواسط (به ترتیب گابرو و مونزونیت) حوالی روستای میهم، واقع در جنوب قروه، سن 149 ± 0.2 و 151 ± 0.2 (اواخر ژوراسیک) و برای لوکوگرانیت صوفی‌آباد سندج، واقع در ۴۵ کیلومتری شمال‌غرب قروه، سن 156.5 ± 0.6 میلیون سال قبل را نشان داده است (Mahmoudi et al., 2011; Sepahi et al., 2012). از این رو، تشکیل توده‌ی مشیرآباد در اواخر دوره‌ی ژوراسیک می‌تواند محتمل باشد.

Gardideh و همکاران (2010 (b) معتقدند توده‌ی نفوذی مشیرآباد طی ماگماتیسم متآلومین تا کمی پرآلومین نوع I قوس‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به وجود آمده و از یک منبع پوسته‌ای (پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین) نشأت گرفته است. گرمای لازم برای ذوب بخشی مواد پوسته‌ای توسط گدازه‌های گوشته‌ای ناشی از فرورانش تأمین شده است. بعلاوه، توالی سنگی توده طی تبلور تفریقی ایجاد شده است. Sepahi و همکاران (2012) معتقدند با توجه به ارتباطی که بین ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی انواع مختلف سنگ‌ها در سری سنگی توده وجود دارد احتمال اینکه منشأ واحدهای حدواسط و فلسیک منطقه متفاوت باشد کم است. از طرفی، حجم کوچک سنگ‌های دیوریتی در مقابل حجم بزرگ سنگ‌های گرانیتوئیدی گواه آن است که امکان ندارد این سنگ‌های کم حجم، ماگمای مادر واحدهای گرانیتوئیدی باشند. احتمال دارد پلوتون مشیرآباد طی تزریق‌های مکرر ماگما (با منشأ پوسته‌ای) تشکیل شده باشد. دما، فشار و عمق تشکیل این توده به ترتیب ۷۱۶-۵۵۶ درجه‌ی سانتیگراد، ۶-۲/۳ کیلوبار و ۲۰-۷ کیلومتر تعیین شده است (Sepahi et al., 2012).

واحدهای آذرین توده شامل سنگ‌های حدواسط (از قبیل دیوریت، مونزودیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزودیوریت و دایک‌های میکرودیوریتی)، گرانودیوریت-تونالیت (بخش حجیم توده) و گرانیت هستند (Aliani, et al., 2018). میان‌بارهایی با ماهیت میکروتونالیت-میکروگرانودیوریت، ناشی از انجماد سریع ماگمای مادر، در حاشیه‌ی توده و داخل واحد تونالیتی-گرانودیوریتی تشکیل شده است. همچنین، دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی (معروف به پگماتیت ابراهیم عطار) در فاصله‌ی دورتری از توده‌ی نفوذی و در غرب تشکیل شده‌اند (Sepahi et al., 2012). این دایک‌ها دارای منطقه‌بندی کانی‌شناسی هستند و در مرز آن‌ها با واحدهای آهکی و شیستی تریاس-ژوراسیک میزبان، اسکارن‌های قلع-تنگستن رخ داده‌اند (Salami et al., 2014).

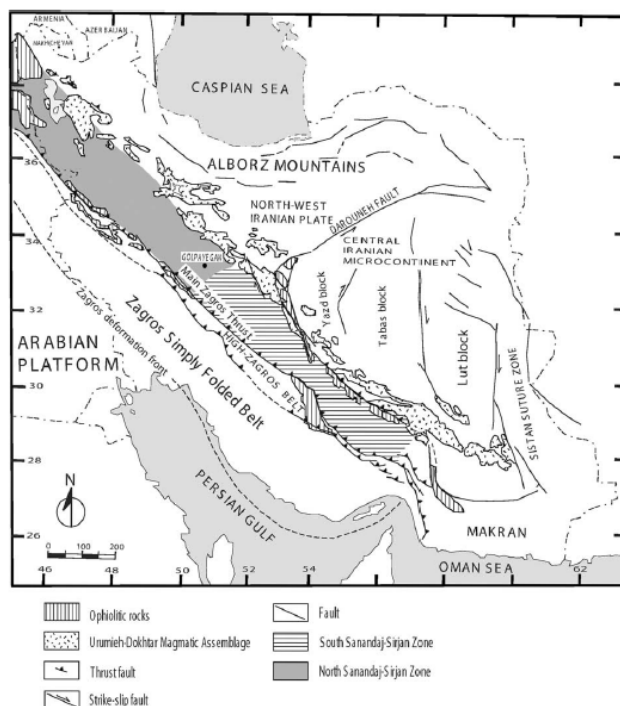


نقشه زمین‌شناسی توده‌ی نفوذی مشیرآباد، غرب قروه (Sepahi et al., 2012).

زون سنندج-سیرجان

یکی از بخش‌های زمین‌ساختی اصلی ایران است که از شمال غرب ایران، جنوب گسل تبریز و کمپلکس افیولیتی خوی، آغاز می‌شود، در یک راستای شمال غرب-جنوب شرق تا گسل میناب (در شمال بندرعباس) و تالاب جازموریان ادامه می‌یابد، مرز شمال شرقی آن توسط کمر بند آتشفشانی ارومیه-دختر و گسل‌های تبریز و نائین-بافت مشخص می‌شود و مرز جنوب غربی آن توسط راندگی اصلی زاگرس معلوم می‌گردد (شکل). این واحد ساختاری ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتر پهنا دارد، از دو طرف توسط افیولیت‌ها محدود شده است و بخش‌هایی از استان‌های آذربایجان غربی، زنجان، کردستان، همدان، کرمانشاه، مرکزی، لرستان، اصفهان، چهارمحال و بختیاری، فارس و کرمان را دربر گرفته است. مهدی‌پور قاضی و موذن (۲۰۱۵) براساس شدت دگرگونی واحدهای سنگی، پهنه را به دو بخش موازی و هم‌امتداد با راستای اصلی تقسیم کرده‌اند (شکل): ۱- بخش شمال شرقی که سنگ‌های آن شدت دگرگونی نسبتاً کمتری دارند؛ ۲-

بخش جنوب غربی پهنه که میزبان سنگ‌های با شدت دگرگونی بیشتر است. افتخارنژاد (۱۹۸۱) براساس زمان وقوع دگرگونی، پهنه‌ی سنندج-سیرجان را در منطقه‌ی گلبایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. نواحی شمالی پهنه در اواخر کرتاسه و نواحی جنوبی آن در اواسط-اواخر تریاس دچار دگرگونی شده‌اند (شکل).



پهنه‌ی سنندج-سیرجان (شمالی و جنوبی) و سایر واحدهای زمین‌ساختی اصلی ایران (Gasemi and Talbot, 2006).

زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

کمیاب بودن سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، تعداد زیاد توده‌های نفوذی با سن مزوزوئیک، فراوانی نسبتاً بالا سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک (سیلورین، دونین، پرمین) و دگرگون شدن ناشی از حرکات سیمین و ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی پهنه‌ی سنندج-سیرجان هستند. این پهنه عمدتاً میزبان سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک-مزوزوئیک از قبیل کربنات دگرگون شده، شیست، گنایس و آمفیبولیت است. این سنگ‌ها با رسوبات دریایی کم عمق پوشیده شده‌اند و توسط توده‌های گابرویی تا گرانیتوئیدی مورد نفوذ قرار گرفته‌اند (شکل). پی‌سنگ پهنه سن پرکامبرین دارد (Mehdipour, 2015). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی زون سنندج-سیرجان آمفیبولیت، گنایس و آمفیبول شیست هستند که دارای سن پرکامبرین می‌باشند. رسوبات دریایی کم عمق و رخساره‌های کربناتی با سن پرکامبرین-اوایل پالئوزوئیک در بسیاری از مناطق شمال شرقی زون سنندج-سیرجان رخنمون دارند. این توالی از رسوبات، معادل رسوبات

دریایی کم عمق ایران مرکزی هستند. یک لایه کوارتزیت سفید رنگ که قابل مقایسه با لایه‌ی کوارتزیت کامبرین^{۳۷} ایران مرکزی است واحدهای دگرگونی پرکامبرین را پوشانده است. رسوبات اردوویسین- کربونیفر اغلب در زون سنندج- سیرجان ثبت نشده‌اند. گرچه، مجموعه‌ی پراکنده‌ای از انواع سنگ‌های پالئوزوئیک در بخش‌های جنوبی زون رخ داده‌اند. مرمر دولومیتی، میکاشیست، کوارتزیت و اسلیت سیاه واحدهای سنگی با سن کامبرین میانی-سیلورین پایینی هستند. واحدهای اواخر دونین حاوی قطعات بازالتی با طبیعت آکالی می‌باشند. واحدهای سنگی اواخر کربونیفر- اوایل پرمین شامل ماسه‌سنگ، شیل، گدازه‌ی بالشی، سنگ آهک، چرت، سنگ‌های اسیدی زیردریایی و سنگ‌های دگرگونی هستند. سنگ‌های اواخر پرمین و میانه تریاس، دولومیت و سنگ آهک هستند. زون سنندج-سیرجان در بازه‌ی زمانی اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک شرایط سکویی داشته است و گاه و بیگاه با ماگماتیسم همراه بوده است. سنگ‌های کرتاسه به عنوان سنگ‌هایی که در حوضه‌ی رسوبی مرز جنوب غربی زون سنندج-سیرجان تشکیل شده‌اند مورد توجه قرار گرفته‌اند. این واحدها با رسوبات پالئوسن، ائوسن و رسوبات جوان پر شده‌اند (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

همه‌ی سنگ‌های زیرپهنه‌ی سنندج- سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی- چینه‌نگاشتی جای داد (آقناباتی، ۱۳۸۳):

الف) مجموعه‌ی دگرگونی پرکامبرین پسین- تریاس میانی

- سنگ‌های اولترامافیک- گابرویی دگرگون شده به سن پرکامبرین
- کمپلکس گنایس چشمی (حاصل دگرگونی ماسه‌سنگ‌های آرکوزی سازند لالون می‌باشد). کوارتزیت ± میکاشیست به سن تا کامبرین میانی: این واحدها در برخی نواحی تا رخساره‌ی آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.
- تناوبی از مرمرهای دولومیتی- کلسیتی، میکاشیست، کوارتزیت، اسلیت‌های سیاه به سن کامبرین میانی- سیلورین در حدفاصل اقلید- باجگان و هم‌ارز با سازندهای میلا، نیور و پادها
- مرمرهای دونین
- مجموعه‌ی شیست، فیلیت، کوارتزیت، شیست سبز همراه با گدازه‌های بالشی به سن تا کربونیفر

³⁷ Cambrian Top Quartzite

- تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، گدازه‌های بالشی، رسوب‌های آشفته‌ی آهکی، چرت‌های نازک لایه و گدازه-

های اسیدی زیردریایی به سن کربونیفر- پرمین

- سنگ‌های آهکی- دولومیتی با ضخامت زیاد به سن پرمین تا تریاس (ب) مجموعه‌ی تریاس بالایی- کرتاسه (مزوزوئیک)

ردیف‌های زمین‌ساختی- چینه‌نگاشتی تریاس بالا- کرتاسه در اثر فاز کوهزایی لارامید دگرگون شده و توده‌های نفوذی (گرانیت الوند همدان، گرانودیوریت سامن و یونس، گرانیت آلکالی بروجرد) درون آن‌ها جای گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی به سن ژوراسیک کرتاسه در طول زون سنندج- سیرجان رخنمون دارند.

(ب) مجموعه‌ی ترشیری

- فرورفتگی‌های حاوی رسوبات فلیش گونه ائوسن- الیگوسن
- آندزیت و آذرآواری‌های وابسته به سن ائوسن که به ویژه در شمال کرمانشاه، حاجی آباد و حوالی سنندج رخنمون دارند.

- توده‌های نفوذی بازیک از نوع گابرو- دیاباز ائوسن- الیگوسن شامل کامیاران، کلاه‌سر، پنجوبین و خارسره برخی محققان زون سنندج- سیرجان را براساس چینه‌شناسی به چند زیرزون تقسیم کرده‌اند (Mohajjel. et al, 2003):

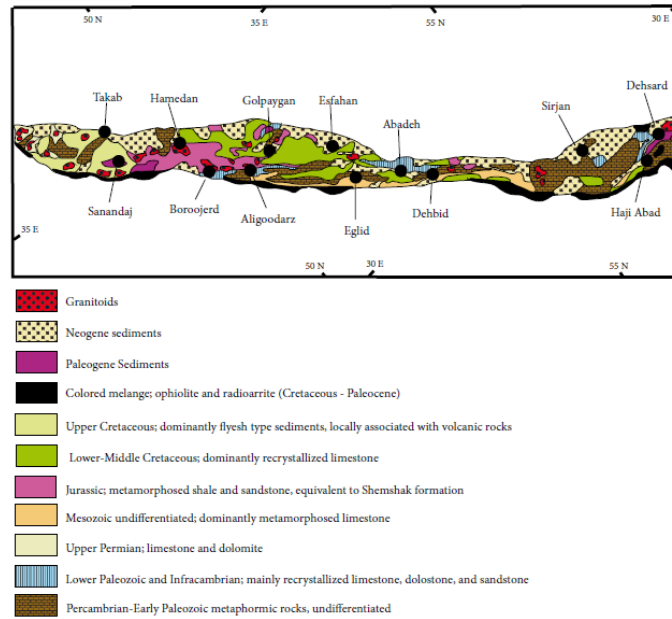
۱- زیرزون رادیولاریتی که یکی از واحدهای چینه‌ای اصلی و ضخیم آن دیولاریت و شیل و مرمر رادیولاریتی به سن ژوراسیک-کرتاسه است. این واحد چینه‌ای در سایر زیرزون‌های زون سنندج- سیرجان دیده نشده است. دولومیت و آهک‌های پلاژیک به سن تریاس در زیر رادیولاریت‌ها قرار گرفته‌اند. رادیولاریت‌ها توسط کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل).

۲- زیرزون بیستون که به طور عمده از واحدهای رسوبی شامل سنگ آهک، دولومیت، آهک پلاژیک، مرمر به سن تریاس-کرتاسه تشکیل شده است. این واحدها توسط کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل).

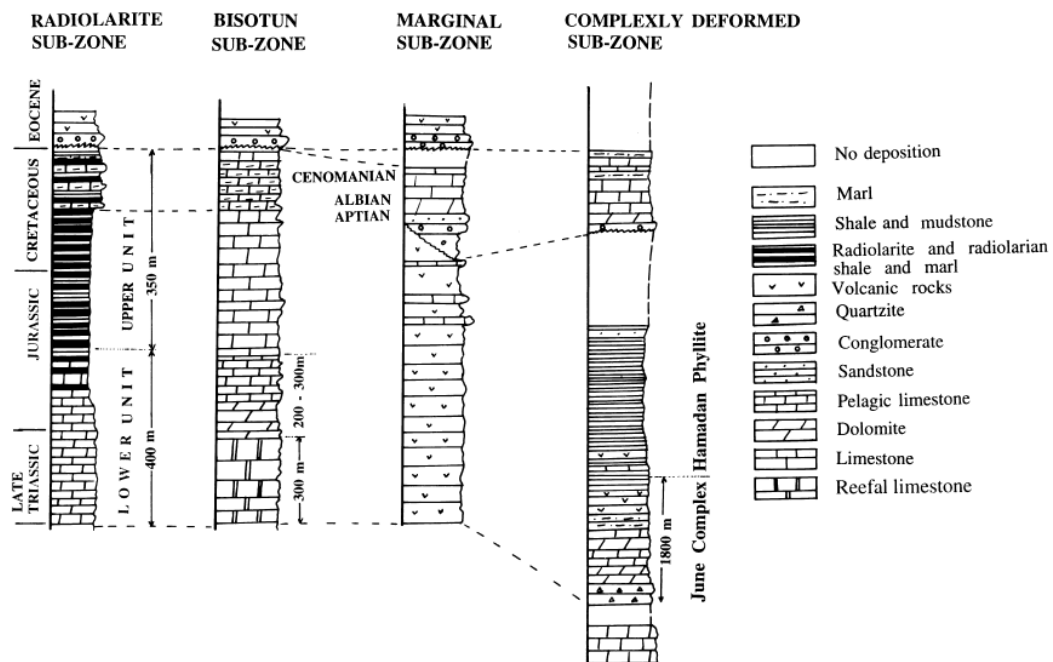
۳- زیرزون افیولیتی که عمدتاً شامل سنگ‌های اولترامافیک است

۴- زیرزون مرزی که حاوی حجم زیادی سنگ‌های آتشفشانی به سن تریاس-کرتاسه است. سنگ‌ها با واحدهای رسوبی شامل آهک و کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند.

۵- زیرزون به شدت دگرگون شده که میزان حجم زیادی سنگ‌های دگرگونی شامل کوارتزیت، دولومیت، مرمر، شیل و گل سنگ است.



نقشه‌ی زمین‌شناسی بخش با دگرگونی بیشتر زون سنندج-سیرجان (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015)



ستون چینه‌شناسی زیرزون‌های زون سندج-سیرجان (Mohajjel. et al, 2003).

فصل سوم

کافی شناسی، سنگ شناسی و ژئوسیمی

الگوی کانی‌سازی گرانیتوئیدهای پهنه‌ی سنندج-سیرجان

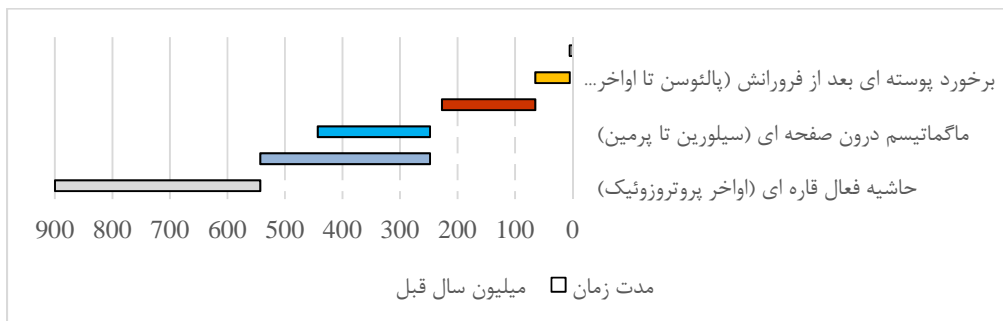
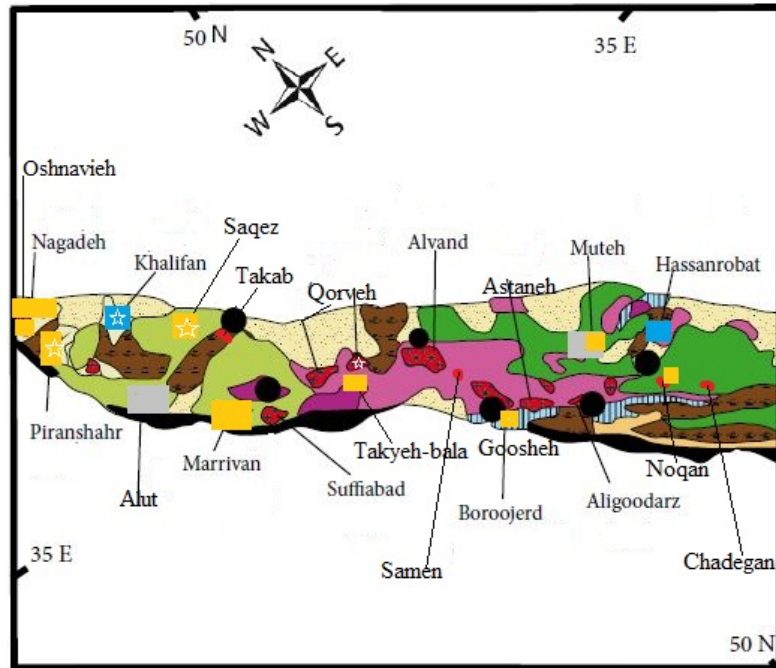
توزیع سن تشکیل (شکل) مؤید این بحث زمین‌ساختی است که پدیده‌ی تکتونیکی اصلی پدیدآورنده‌ی توده‌های گرانیتوئیدی پهنه‌ی سنندج-سیرجان در دوران مزوزوئیک (ژوراسیک و کرتاسه) اتفاق افتاده است و اوج این پدیده در دوره‌ی ژوراسیک بوده است. همه‌ی محققان معتقدند در بخش شمالی پهنه، فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران موکد اصلی فعالیت‌های ماگمایی بوده است (جدول). دو موضوع، فرضیه‌ی وقوع فرورانش در بخشی جنوبی پهنه را با تردید مواجه می‌کند: ۱- وقوع برخی گرانیتوئیدهای به سن ژوراسیک شامل بوانات، چاه خشک و چاه دزدان به یک فاز کششی درون‌قاره‌ای نسبت داده شده است. ۲- حوادث تکتونیکی پس از فرورانش (برخورد پوسته‌ای و تشکیل توده‌های نفوذی) فقط در بخش شمالی پهنه گزارش شده است. در صورت وقوع این حوادث در بخش جنوبی، توده‌های نفوذی رخنمون نیافته‌اند یا دچار فرسایش شده‌اند.

بخش شمالی پهنه‌ی سنندج-سیرجان از دوره‌ی پالئوزوئیک تا سنوزوئیک سه پدیده‌ی زمین‌ساختی شامل ریفت درون-قاره‌ای (ناشی از یک فاز کششی در اواخر دوره‌ی پالئوزوئیک)، فرورانش اقیانوس نئوتتیس (در دوره‌ی مزوزوئیک) و برخورد دو صفحه‌ی عربی و ایران (اوایل سنوزوئیک (پالئوژن)) را تجربه کرده است. این رویدادهای زمین‌شناسی هر یک به نوبه‌ی خود منجر به تشکیل یک سری توده‌ی نفوذی در پهنه‌ی سنندج-سیرجان شده‌اند (شکل). در حالت کلی می‌توان گفت واحدهای نفوذی تشکیل شده در اواخر پروتروزوئیک و پالئوزوئیک از نوع A هستند (مربع یا مستطیل‌های خاکستری و آبی) و گوشته نقش مهمی در تشکیل آن‌ها داشته است. این واحدها برحسب اینکه گوشته منشأ اصلی آن‌ها بوده یا منبع تأمین گرما برای ذوب بخشی و میزان آلودگی با مواد پوسته‌ای ماهیت پرآلومین، متآلومین و یا پرآلکالن دارند. در بین آن‌ها، گرانیت خلیفان با کانی‌سازی نوع NYF (به ویژه تمرکز REEها)، به صورت محلی، همراه بوده است. از آنجایی که سن توده بالا است و بخش‌های سقف توده دچار هوازدگی شده است یافتن تمرکزهای اقتصادی REE خود گرانیت شاید ممکن نباشد. فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش در بازه‌ی اواخر تریاس تا اواخر کرتاسه منجر به تشکیل توده‌های نفوذی از نوع S و I شده است (نواحی قرمز رنگ). به نظر می‌رسد در تشکیل این واحدهای نفوذی مواد پوسته‌ای نقش مهم‌تری داشته است چه منشأ ماگمای مادر گوشته‌ای بوده باشد و چه پوسته‌ای. اگرچه تعداد واحدهای نفوذی از این نوع نسبتاً زیاد است آنومالی عنصری یا کانی اقتصادی خاصی در آن دیده نشده است. برخوردهای پوسته‌ای بعد از فرورانش منجر به تشکیل گرانیت‌های جوان‌تر در سراسر پهنه شده است (مربع یا مستطیل‌های زرد رنگ). این واحدهای نفوذی از نوع A، I و S هستند و ماهیت پرآلومین، متآلومین و یا پرآلکالن (بسته به اینکه گوشته منشأ اصلی آن‌ها بوده یا منبع

تأمین گرما برای ذوب بخشی و میزان آلودگی با مواد پوسته‌ای) دارند. در بین آن‌ها، واحدهای گرانیتی پرآلکالن (که معمولاً از نوع A و یا I هستند) مستعد کانی‌سازی نوع NYF بوده‌اند. در محتوی عناصر کمیاب زون گرانیتی حسن‌سالاران (جنوب شرق سقز) آنومالی دیده می‌شود.

چنین به نظر می‌رسد در پهنه‌ی سنج-سیرجان واحدهای گرانیتی نوع A در مراحل آخر تفریق ماگمای مادر تشکیل شده و مستعد کانی‌سازی نوع NYF بوده‌اند. میزان تمرکز کانی‌های اقتصادی و شدت این نوع کانی‌سازی بسته به میزان فراهم آمدن شرایط مناسب از قبیل فرآیندهای ماگمایی-هیدروترمالی مراحل پایانی تفریق ماگما، مولفه‌های محلول شده (مانند مواد پوسته‌ای)، درجه‌ی تفریق و غنی یا فقیر بودن ماگمای مادر صورت گرفته است. از آنجایی که این واحد مستعد کانی‌سازی، معمولاً، حجم کوچکی دارد و در مراحل پایانی تفریق رخ می‌دهد (بنابراین در قله‌ی پلوتون قرار دارد) اکتشاف آن نیازمند پی‌جویی‌های دقیق و صبورانه است و احتمال دارد در سایر توده‌های نفوذی پهنه (به ویژه توده‌های اوایل سنوزوئیک (پالئوژن)) اتفاق افتاده باشد اما اکتشاف نشده باشد.

در توده‌های نوع S و I دوران مزوزوئیک آنومالی خاصی دیده نشده است. پگماتیت‌های شناخته شده‌ی مرتبط با این توده‌ها (از قبیل آرتیمان، منگاو و گنجانمه (مرتبط با پلوتون الوند) نیز کانی‌سازی اقتصادی نداشته‌اند. از آنجایی که گرانیت مادر راهنمای اکتشافی دایک‌های پگماتیتی نوع LCT محسوب می‌شود احتمال می‌رود چنانچه دایک‌های پگماتیتی اکتشاف نشده‌ای مرتبط با توده‌های مزوزوئیک پهنه وجود داشته باشد چندان امیدبخش نباشند. مگر اینکه پدیده‌ی جدیدی در وقوع آن‌ها دخیل بوده باشد.



رویدادهای زمین ساختی پهنه‌ی سنندج-سیرجان، سن وقوع و توده‌های نفوذی حاصل از هر یک. رنگ رویدادها و توده‌های متناظر به هر یک یکسان است. ستاره معرف توده‌های آنومال است.

مطالعات ژئوشیمیایی منطقه مورد بررسی:

Gardideh و همکاران (b) (2010) معتقدند توده‌ی نفوذی مشیرآباد طی ماگماتیسم متآلومین تا کمی پرآلومین نوع I قوس‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به وجود آمده و از یک منبع پوسته‌ای (پروتولیت‌های پوسته‌ی زیرین) نشأت گرفته است. گرمای لازم برای ذوب بخشی مواد پوسته‌ای توسط گدازه‌های گشته‌ای ناشی از فرورانش تأمین شده است. بعلاوه، توالی سنگی توده طی تبلور تفریقی ایجاد شده است. Sepahi و همکاران (2012) معتقدند با توجه به ارتباطی که بین ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی انواع مختلف سنگ‌ها در سری سنگی توده وجود دارد احتمال اینکه منشأ واحدهای حدواسط و فلسیک منطقه متفاوت باشد کم است. از طرفی، حجم کوچک سنگ‌های دیوریتی در مقابل حجم بزرگ سنگ‌های گرانیتوئیدی گواه آن است که امکان ندارد این سنگ‌های کم حجم، ماگمای مادر واحدهای گرانیتوئیدی باشند. احتمال دارد پلوتون مشیرآباد طی تزریق‌های مکرر ماگما (با منشأ پوسته‌ای) تشکیل شده باشد. دما، فشار و عمق تشکیل این توده به ترتیب ۷۱۶-۵۵۶ درجه‌ی سانتیگراد، ۶-۲/۳ کیلوپا و ۲۰-۷ کیلومتر تعیین شده است (Sepahi et al., 2012).

واحدهای آذرین توده شامل سنگ‌های حدواسط (از قبیل دیوریت، مونزودیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزودیوریت و دایک‌های میکرودیوریتی)، گرانودیوریت-تونالیت (بخش حجیم توده) و گرانیت هستند (Aliani, et al., 2018). میانبارهایی با ماهیت میکروتونالیت-میکروگرانودیوریت، ناشی از انجماد سریع ماگمای مادر، در حاشیه‌ی توده و داخل واحد تونالیتی-گرانودیوریتی تشکیل شده است (جدول ۱ و شکل ۲). همچنین، دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی (معروف به پگماتیت ابراهیم عطار) در فاصله‌ی دورتری از توده‌ی نفوذی و در غرب تشکیل شده‌اند (Sepahi et al., 2012) (شکل ۲). این دایک‌ها دارای منطقه‌بندی کانی‌شناسی هستند (جدول ۲) و در مرز آن‌ها با واحدهای آهکی و شیستی تریاس-ژوراسیک میزبان، اسکارن‌های قلع-تنگستن رخ داده‌اند (Salami et al., 2014).

جدول ۱: ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه‌ی نفوذی مشیرآباد (Sepahi et al., 2012).

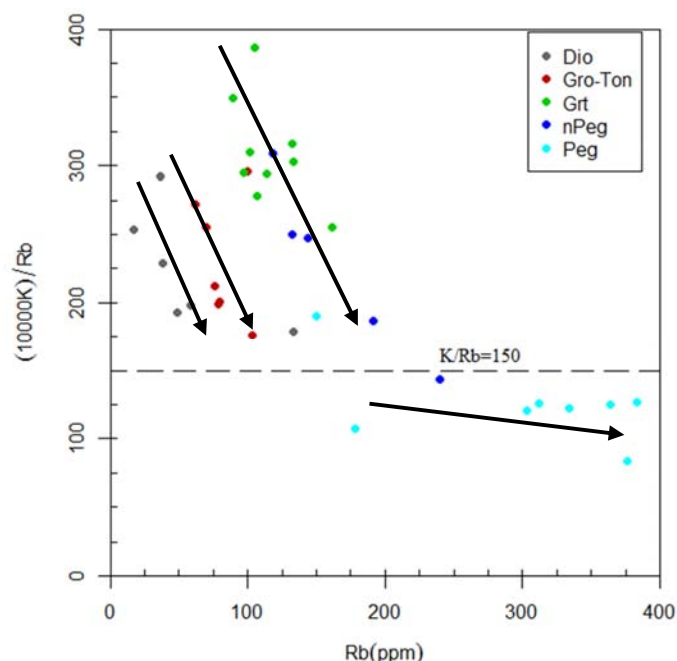
واحدهای سنگی	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی	کانی‌های ثانویه
حدواسط	پلاژیوکلاز (۴۵-۶۰٪)، آمفیبول (هورنبلند، ۳۰-۲۰٪)، کوارتز (۱۰-۱۵٪)، آلكالی فلدسپار (ارتوکلاز، ۸-۱۵٪)، بیوتیت (تا ۷٪)	تیتانیت، زیرکن و آپاتیت	سرسیت، زونیزیت و کلینوزونیزیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی
تونالیت-گرانودیوریت	پلاژیوکلاز (۳۵-۴۵٪)، کوارتز (۳۰-۱۵٪)، هورنبلند (۱۵-۲۰٪)، بیوتیت (۱۵-۱۰٪)		سرسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، کانی-های رسی و اکسیدهای آهن
گرانیت (عمدتاً مونزوگرانیت)	کوارتز (۳۰-۴۰٪)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۰٪)، فلدسپار آلكالی (۲۰-۳۰٪)، بیوتیت (۱۰-۱۵٪)		سرسیت، اپیدوت، کلریت

سریسیت	بیوتیت، تیتانیت، زیرکن، آپاتیت	آلکالی فلدسپار (۴۵٪، شامل ارتوکلاز و میکروکلین)، کوارتز (۴۰-۲۵) و پلاژیوکلاز (۱۰-۱۲٪)	آپلیت
--------	-----------------------------------	---	-------

جدول ۲: منطقه‌بندی کانیاپی دایک‌های پگماتیته کوه ابراهیم عطار (Salami *et al.*, 2014).

ترکیب کانی‌شناسی	زون
فلدسپار (۴۵٪)، کوارتز (۳۵٪)، موسکوویت (۱۰٪)، بیوتیت (۹٪)، اسفن (۱٪)	حاشیه‌ای
فلدسپار (۴۰٪)، کوارتز (۴۰٪)، موسکوویت (۱۵٪)، بیوتیت (۳٪)، گارنت (۲٪)	دیواره‌ای
فلدسپار (۴۰٪)، کوارتز (۳۰٪)، موسکوویت (۸٪)، بیوتیت (۲٪)، بریل (۲۰٪)	میانی
کوارتز دودی (۷۰٪)، فلدسپار پتاسیم (۳۰٪)، بریل	مرکزی

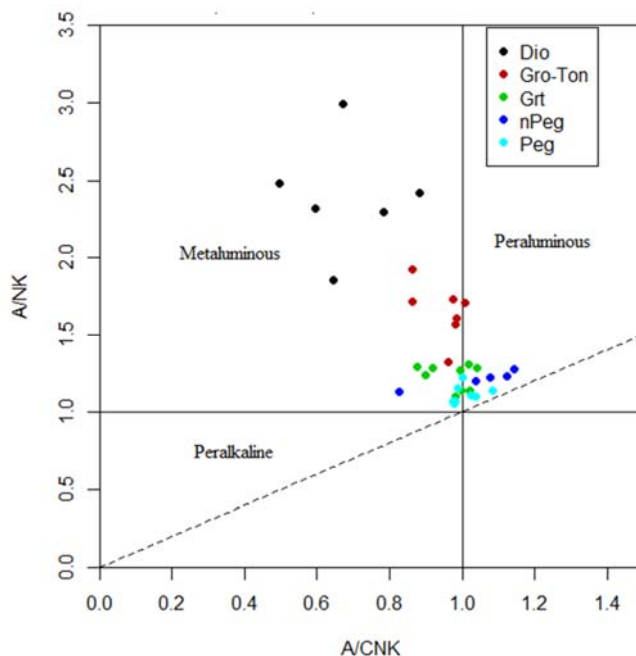
در این بخش به تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده توده‌ی نفوذی مشیرآباد براساس مطالعات صحرایی و تحلیل‌های آماری داده‌های سنگ کل به کمک نمودارهای ژئوشیمیایی و آنالیز مولفه‌های اصلی پرداخته می‌شود. سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی یک توده‌ی نفوذی واحد معمولاً به طور متوالی طی صعود ماگما، کاهش دما و فشار و پیشرفت روند تفریق ایجاد می‌شوند. نسبت K/Rb شاخص خوبی برای رؤیت این توالی تفریقی است. نمودار K/Rb در برابر Rb نشان می‌دهد که واحدهای آذرین توده‌ی مشیرآباد در امتداد یک فرآیند جدایشی یکسان تشکیل نشده‌اند (شکل ۳). بلکه، سه گروه سنگی حدواسط (دیوریتی)، تونالیت-گرانودیوریت و گرانیت به صورت جداگانه و به موازات هم رخ داده‌اند. این موضوع می‌تواند در جهت تأیید عقیده‌ی Sepahi و همکاران (2012) مبنی بر تشکیل توده‌ی مشیرآباد طی تزریق‌های مکرر ماگما (احتمالاً با ترکیبی نسبتاً متفاوت) به سطوح بالاتر باشد. همچنین، دایک‌های پگماتیته با محتوای روبیدیم بیشتر (بیشتر از متوسط پوسته‌ای آن (۲۱۰ پی‌پی‌ام)) و نسبت K/Rb کمتر (کمتر از ۱۵۰) در امتداد تفریق واحد گرانیتی ایجاد شده‌اند و واحدهای تفریق‌یافته‌تری هستند.



شکل ۳: نمودار K/Rb در برابر Rb (Selway et al., 2005). ضریب 10000 برای تبدیل درصد محتوای پتاسیم به پی‌پی‌ام اعمال شده است. نمادها (Dio: دیوریت، Gro-Ton: گرانودیوریت-تونالیت، Grt: گرانیت، Peg: پگماتیت و nPeg: پگماتیت (جدید)). فلش‌ها معرف روند تفریق ماگمای مادر هستند. سه روند جدایشی مستقل در نمودار دیده می‌شود. پگماتیت‌ها واحدهای تفریق‌یافته‌تری هستند و در دنباله‌ی تفریق مذاب گرانیتی تشکیل شده‌اند.

اگرچه، سنگ‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تزریق ماگما شامل دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت ماهیت متاآلومین دارند، گرانیت و پگماتیت به کمی پرآلومین متمایل شده‌اند (شکل ۴) و محتوای سیلیس بیشتر از 70% دارند. بررسی رفتار اکسیدهای سنگ‌ساز با افزایش میزان سیلیس حاکی از آن است که محتوای عناصر اصلی از قبیل تیتانیوم، آهن، منگنز، منیزیم، کلسیم و فسفر به طور معمول کاهش و پتاسیم افزایش یافته است. علی‌رغم این روند منظم، محتوای اکسیدهای آلومینیم و سدیم در گرانیت و پگماتیت با تغییر روند همراه بوده است (شکل ۵). بدین معنی که در حین تشکیل گرانیت، مقداری از آلومینیم و سدیم از مذاب خارج شده‌اند. به همین دلیل، آلویت و کانی‌های آلومین دار شامل موسکوویت، گارنت و تورمالین در واحد گرانیتی تشکیل نشده‌اند. از طرفی، آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) (جدول ۴) گواه آن است که اکسیدهای آلومینیم و سدیم طی همبستگی منفی (اما قوی) با نسبت K/Rb (شاخص درجه‌ی تفریق مذاب) و همبستگی مثبت (و قوی) با گالیم (ایزومورف آلومینیم)، یک مولفه‌ی اصلی (PC3)، با واریانس تقریبی 13% سیستم گرانیت-

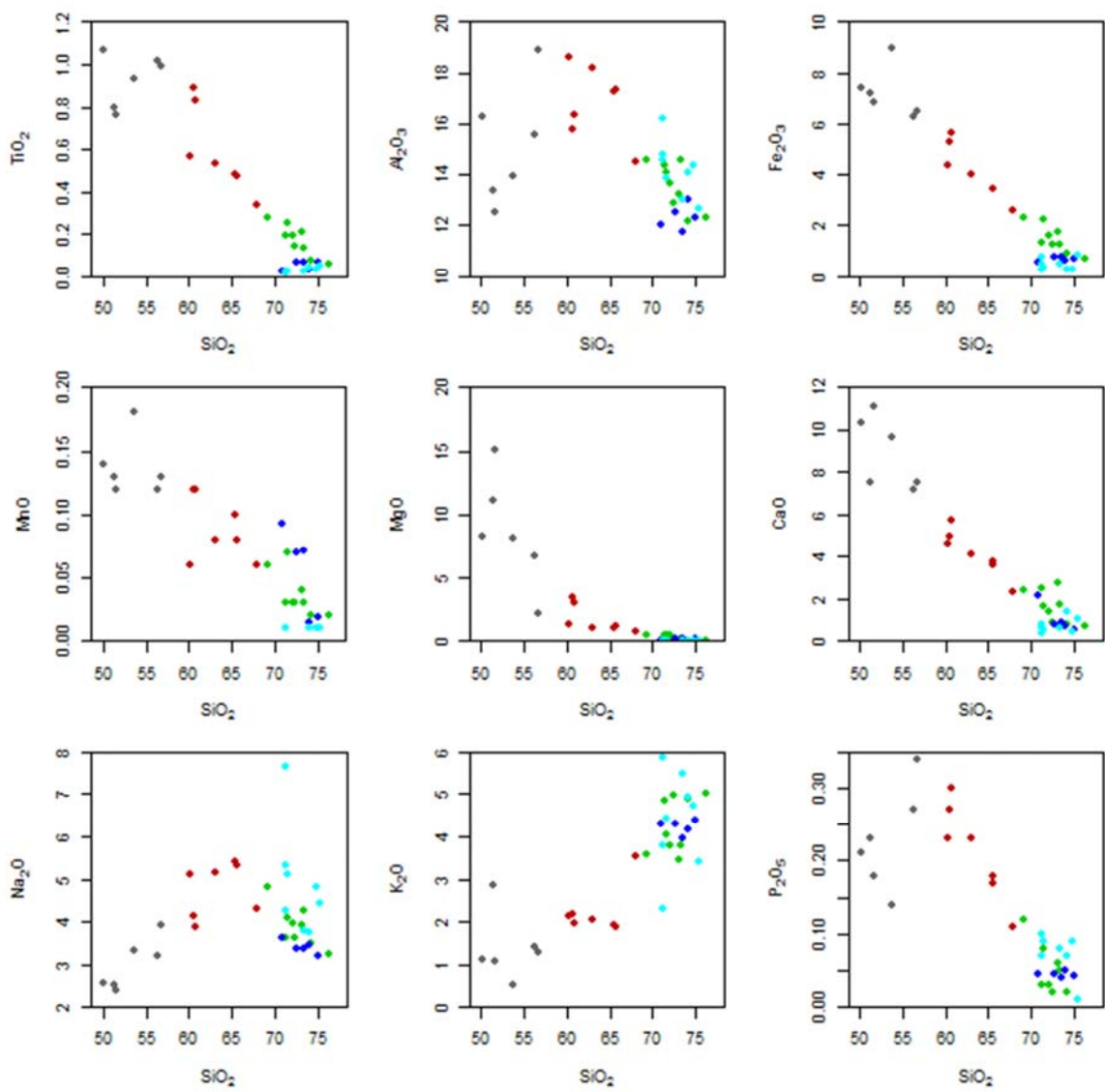
پگماتیت مشیرآباد به شمار می‌آیند. این مولفه‌ی اصلی اشاره به پدیده‌ای دارد که باعث شده ماهیت گرانیت و پگماتیت به سمت خیلی پرآلومین (Highly peraluminous) نرود.



شکل ۴: نمودار شاخص اشباع آلومین Shand (1943) واحدهای سنگی توده‌ی مشیرآباد.

مولفه‌ی اصلی یک (PC1) مربوط به فرآیندهای سنگ‌ساز است که با تبلور کانی‌های سنگ‌ساز (طی تغلیظ یا ترقیق اکسیدهای اصلی از قبیل SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O و P_2O_5) و پیشرفت فرآیند تفریق مذاب مادر (شامل افزایش Rb و کاهش Sr, Zn, Nb/Ta و Zr/Hf) همراه است. این مولفه، همچنین، دربردارنده‌ی عناصر کمیاب شامل Ta, Nb, U, LREE, MREE و Zr می‌باشد (جدول ۴). این عناصر کمیاب، اگرچه وزن کمتری نسبت به عناصر سنگ‌ساز و شاخص‌های تفریق مذاب مادر دارند، دارای همبستگی خوبی با هم هستند به طوری که تغلیظ Ta, Nb و U در راستای ترقیق LREE, MREE و Zr صورت می‌گیرد و این تغلیظ و ترقیق در واحدهای با ماهیت متآلومین تا پرآلومین دور از انتظار نیست. البته، فلز U در PC5 وزن بیشتری دارد در این مولفه، همچنان همبستگی مثبت آن (اگرچه ضعیف‌تر) با Ta و Nb دیده می‌شود اما با Ga, Cs و Na ارتباط منفی و ضعیف نشان داده است. قرار گرفتن عناصر کمیاب شامل Ta, Nb, U, LREE, MREE و Zr در مولفه‌ی سنگ‌ساز (PC1) نشان از این دارد حضور یا عدم حضور این فلزات با فعالیت‌های ماگمایی مولد واحدهای سنگی توده در ارتباط است. همچنین، عملکرد عناصری از قبیل U, Ta, Nb, Ga,

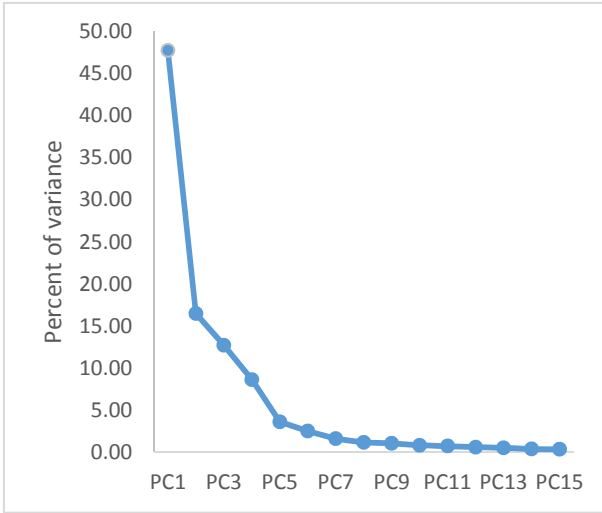
Na و Cs در یک مولفه جداگانه و با ارتباطات ضعیف‌تر (PC5) می‌تواند گواه از تاثیرگذاری عامل دیگری در حضور یا عدم حضور فلزات اقتصادی مذکور در واحدهای سنگی توده باشد. این عامل می‌تواند فعالیت‌های هیدروترمالی باشد که نیاز به بررسی بیشتر دارد. قرار نگرفتن نسبت K/Rb در PC1 نکته‌ی قابل تاملی است و گواه این موضوع است که پدیده‌ای ارتباط منظم بین پیشرفت تفریق و فعالیت‌های سنگ‌ساز و کانه‌ساز را مختل کرده است. این عامل می‌تواند تزریق‌های مکرر اما ناپیوسته ماگما، PC5 (فعالیت‌های غیرماگمایی مانند فرآیندهای هیدروترمالی) و یا PC3 (عاملی که مانع متمایل شدن ماهیت گرانیت و پگماتیت به سمت واحدهای بسیار پرآلومین است) باشد. از طرفی این نسبت مستقل از نسبت‌های Nb/Ta و Zr/Hf عمل کرده است و با فلزاتی از قبیل Ba، LREE، Hf و Zr در PC2 ارتباط بهتری نشان داده است (جدول ۴). در حقیقت طی پیشرفت فرآیند جدایش (افزایش Rb و کاهش K/Rb)، فلزاتی شامل Sr، Zn، Ba، LREE، HREE، Zr و Hf دچار ترفیق شده‌اند. از آنجایی که فلزات مذکور معمولاً در سیستم‌های گرانیت-پگماتیت نوع NYF متمرکز می‌شوند، ترفیق آن‌ها در سیستم گرانیت-پگماتیت مشیرآباد که شبیه سیستم‌های گرانیت-پگماتیت نوع LCT است، قابل توجیه است (شکل ۶).



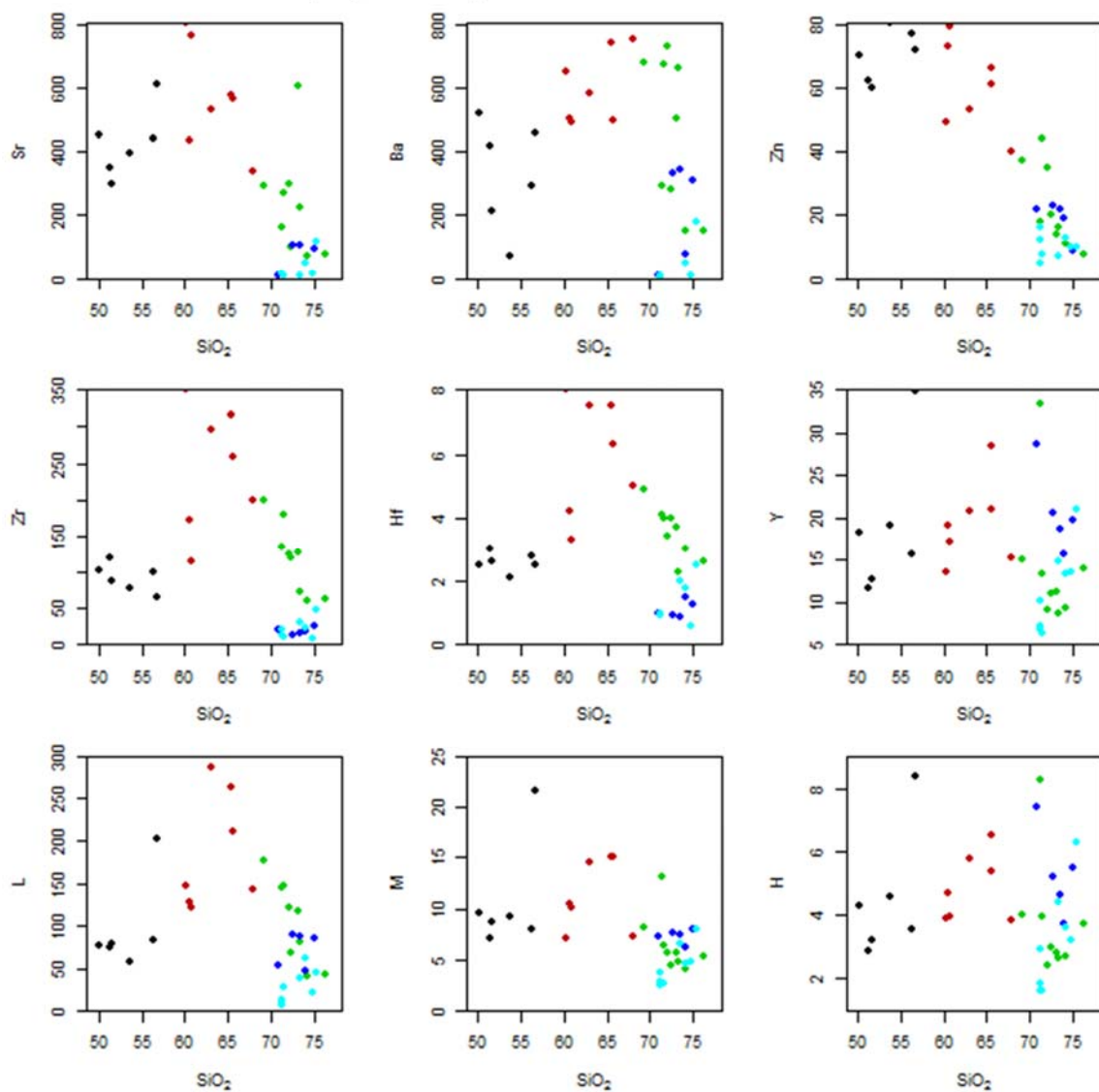
شکل ۵: نمودارهای Harker (1909): رفتار عناصر اصلی در برابر سیلیس در واحدهای سنگی توده‌ی مشیرآباد.

جدول ۴: آنالیز مولفه‌های اصلی دخیل در وقوع سیستم گرانیت-پگماتیت مشیرآباد. پنج مولفه‌ی اصلی شامل PC1: فرآیندهای سنگ‌ساز و تمرکز عناصر کمیاب نوع LCT (با واریانس ۴۸٪)، PC2: فرآیندهای سنگ‌ساز و ترقیق عناصر کمیاب مربوط به سیستم‌های آکالی (۱۶/۵٪)، PC3: پدیده‌هایی که مانع پرآلومین‌تر شدن ماهیت گرانیت و پگماتیت شده است (واریانس ۱۳٪)، PC4: مربوط به عناصر کمیاب نادر خاکی سنگین (Y و HREE) (واریانس ۹٪) و PC5: فعالیت‌های غیرماگمایی (واریانس ۴٪) شناسایی شده است.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
SiO2	0.214	0.238	-0.051	-0.016	-0.073
TiO2	-0.236	-0.172	0.045	0.042	0.086
Al2O3	-0.151	0.056	0.341	-0.164	-0.013
Fe2O3	-0.231	-0.201	0.007	0.039	0.084
MnO	-0.217	-0.188	0.008	0.135	-0.165
MgO	-0.153	-0.303	-0.106	0.058	0.149
CaO	-0.215	-0.229	-0.004	0.094	0.113
Na2O	0.052	0.140	0.306	-0.304	-0.234
K2O	0.221	0.138	-0.115	0.019	0.117
P2O5	-0.199	-0.138	0.214	-0.034	0.075
K/Rb	-0.092	0.249	-0.326	0.091	-0.009
Cs	0.119	-0.166	0.255	-0.044	-0.226
Rb	0.223	-0.083	0.164	-0.084	0.110
Sr	-0.231	0.058	0.098	-0.110	0.071
Ba	-0.178	0.232	-0.069	-0.164	0.058
Zr	-0.182	0.224	0.091	-0.215	0.180
Hf	-0.169	0.252	0.087	-0.185	0.233
Nb	0.187	0.005	0.283	0.151	0.282
Ta	0.189	-0.044	0.236	0.123	0.338
Zn	-0.243	-0.113	0.084	0.018	0.020
Nb/Ta	-0.231	-0.034	-0.107	-0.133	0.112
Zr/Hf	-0.223	0.086	-0.060	-0.201	0.119
Th	0.008	0.371	-0.152	0.140	-0.011
U	0.181	0.030	0.135	0.095	0.604
Ga	0.096	0.003	0.392	-0.170	-0.262
Y	-0.102	0.130	0.170	0.478	-0.140
LREE	-0.184	0.272	0.140	0.018	0.040
MREE	-0.185	0.121	0.197	0.302	-0.039
HREE	-0.085	0.164	0.158	0.483	-0.094

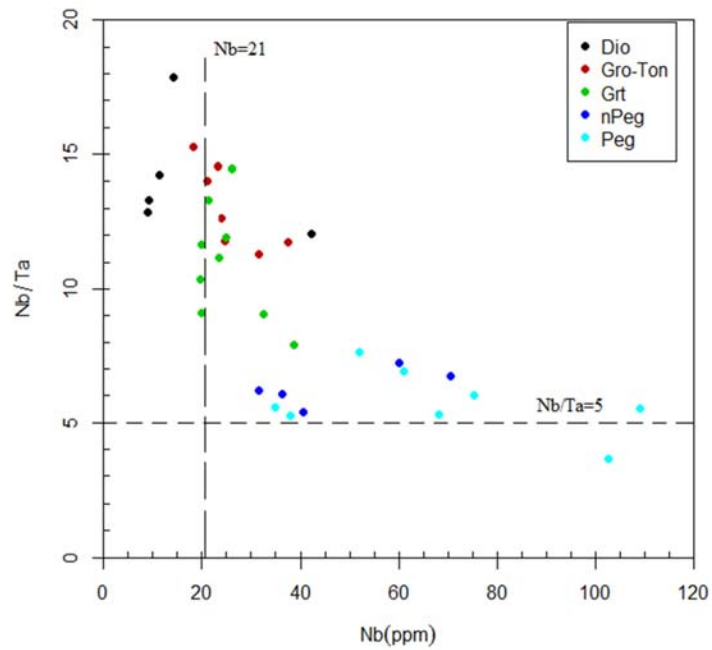


PC	Eigenvalue	Variance	Percentage
PC1	14.36	47.75	47.75
PC2	4.96	16.49	64.25
PC3	3.83	12.73	76.97
PC4	2.60	8.64	85.61
PC5	1.09	3.62	89.24
PC6	0.76	2.53	91.76
PC7	0.49	1.62	93.39
PC8	0.35	1.18	94.56
PC9	0.32	1.08	95.64
PC10	0.25	0.83	96.47
PC11	0.23	0.75	97.22
PC12	0.18	0.61	97.83
PC13	0.16	0.53	98.36
PC14	0.12	0.40	98.76
PC15	0.11	0.37	99.13

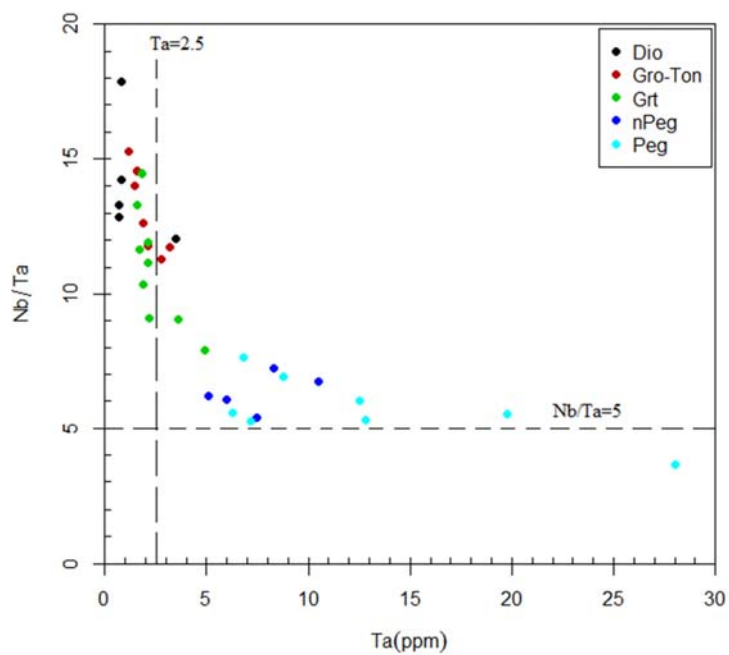


شکل ۶: محتوای عناصر کمیاب طی تزریق‌های متوالی ماگما در منطقه مشیرآباد. (نماد :L: LREE، :M: MREE و :H: HREE)

محتوای نیوبیم و تانتالیم در واحدهای منطقه مورد مطالعه (به ویژه گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها) بیشتر از متوسط آن‌ها در پوسته‌ی بالایی (به ترتیب ۲/۵ و ۲۱ پی‌پی‌ام) است. اشکال ۸ و ۹ نشان می‌دهند که طی تشکیل پگماتیت اگرچه مقدار مطلق Nb بیشتر از Ta است، تغلیظ هر دو تقریباً به یک اندازه (بین یک تا چهار برابر میانگین پوسته‌ای آن‌ها) بوده است. همچنین، نسبت Nb/Ta بیشتر از پنج است. بدین معنی که میزان جانشینی Ta با Nb چشم‌گیر نبوده است و فعالیت‌های ماگمایی و هیدروترمالی، هر دو، در تغلیظ یا ترقیق عناصر دخیل بوده‌اند (Ballouard et al., 2016).

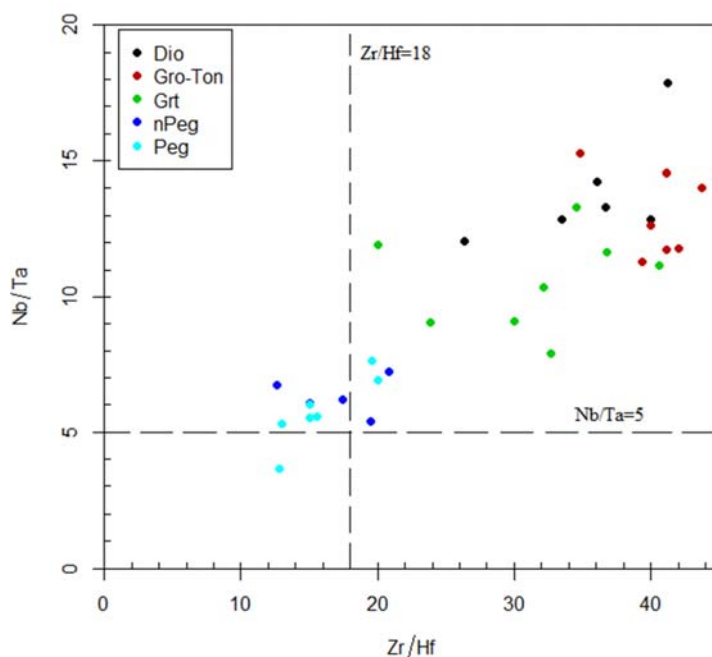


شکل ۸: نمودار Nb/Ta در برابر Nb واحدهای نفوذی مشیرآباد. متوسط نیوبیم در پوسته‌ی بالایی برابر با ۲۱ پی پی ام است (Beus and Grigorian, 1977).



شکل ۹: نمودار Nb/Ta در برابر Ta واحدهای نفوذی مشیرآباد. متوسط تانتالیم در پوسته‌ی بالایی برابر ۲/۵ پی پی ام است (Beus and Grigorian, 1977).

نسبت Nb/Ta همبستگی خوبی با Zr/Hf دارد و هر دو طی پیشرفت فرآیند تشکیل واحدهای آذرین منطقه کاهش یافته‌اند. این کاهش در پگماتیت‌ها بیشتر بوده به طوری که Zr/Hf به کمتر از ۱۸ رسیده است (شکل ۱۰). محتوای Nb و Ta بالا در کنار نسبت Zr/Hf و Nb/Ta پایین شاخص تاییدکننده بارور بودن گرانیت مادر است (Selway *et al.*, 2005؛ Ballouard *et al.*, 2016). اما میزان این تغلیظ و جایگزینی‌ها در سایر واحدهای توده چندان قابل توجه نبوده است. به همین دلیل کانی‌های اقتصادی حاوی نیوبیم و تانتالیم (تانتالیت، کلمبیت، پیروکلر و میکرولیت) و حتی فراوانی مناسب زیرکن در پگماتیت ابراهیم عطار دیده نشده است و تنها در زون مرکزی آن، بریل گزارش شده است. بریل اولین مرحله‌ی کانی‌سازی در یک سیستم-گرانیت پگماتیت بارور است که در سقف توده‌ی مادر رخ می‌دهد. این در حالی است که در سیستم نفوذی مشیرآباد تمرکز آن در دایک‌های پگماتیتهای اتفاق افتاده است. جایی که انتظار تمرکز کانی‌های نیوبیم-تانتالیم دار می‌رود.



شکل ۱۰: نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Hf (Ballouard *et al.*, 2016) برای واحدهای نفوذی مشیرآباد.

بعلاوه، گرانیتهای توده‌ی مشیرآباد تهی از Sn (با متوسط ۲/۳ پی پی ام)، Cs (۳/۲ پی پی ام) و Li (۶/۲ پی پی ام) هستند و تغلیظ Be (با متوسط ۴/۱ پی پی ام) و Ga (۲۲ پی پی ام) در آنها ضعیف بوده است. وقوع اسکارن‌های قلع و تنگستن در همبری توده‌ی مشیرآباد با واحدهای کربناتی منطقه (Beus and Grigorian, 1977) میتواند عامل خروج عناصری مثل قلع و تنگستن از توده و تجمع آنها در همبری آن باشند.

فصل چہارم

نتیجہ گیری

نتایج:

بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که واحدهای آذرین توده‌ی مشیرآباد در امتداد یک فرآیند تفریقی یکسان تشکیل نشده‌اند. بلکه به صورت جداگانه و به موازات هم رخ داده‌اند. این موضوع می‌تواند در جهت تأیید پژوهش‌های زمین-شناسی انجام شده مبنی بر تشکیل توده‌ی مشیرآباد طی تزریق‌های مکرر ماگما به سطوح بالاتر باشد. طی تزریق‌های متوالی و پیشرفت فرآیندهای سنگ‌ساز و تفریق (افزایش Rb و کاهش K/Rb)، فلزاتی شامل Sr، Zn، Ba، REEs، Th، Zr و Hf که معمولاً در سیستم‌های گرانیت-پگماتیت نوع NYF متمرکز می‌شوند، دچار ترقیق شده‌اند و فلزاتی از قبیل Nb، Ta، Be و Ga که در سیستم‌های گرانیت-پگماتیت نوع LCT متمرکز می‌یابند با تغلیظ همراه بوده‌اند. از آنجا که تغلیظ جزئی بوده و جایگزینی عناصر ایزومورف (K و Rb، Nb، Ta و Zr، Hf و Al، Ga) شدید نبوده است تنها کانی بریل در پگماتیت‌ها تشکیل شده است و سایر کانی‌های اقتصادی شامل کانی‌های Nb-Ta دار (مانند کلمبیت و تانتالیت) رخ نداده‌اند. نسبت Nb/Ta بیشتر از ۵ و عملکرد برخی عناصر از قبیل Nb، Ta، U، Cs و Ga در یک مولفه‌ی مستقل از مولفه‌ی سنگ‌ساز و فرآیند تفریق گواه از آن دارد که فعالیت‌های هیدروترمالی نیز در تمرکز یا ترقیق عناصر دخیل بوده‌اند.

منابع

- Aliani, F., Maaniju, M., Sabori, Z., Miri, M. (2018) Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan). *Petrology* 33: 21-44 (in Persian).
- Arjmandzadeh, R., Karimpour., M. H., Mazaheri, A., Santoz, F. Z., Medina, J. and Homam, M. (2013) Petrogenesis, tectonomagmatic setting and mineralization potential of Dehsalm granitoids, Lut Block, eastern Iran. *Geoscience* 23 (89): 49-59 (in Persian).
- Ballouard, P., Boulvais, C., Poujol, M., Branquet, Y., Tartese, R. and Vigneresse, J.L. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geological Society of America* 44(3): 231-234.
- Beus, A.A. and Grigorian, S.V. (1977) *Geochemical exploration methods for mineral deposits*. Wilmette, I.L., (Applied Publishing Ltd.) (in Russian) p: 287.
- Breaks, F.W., Selway, J.B. and Tindle, A.G. (2003) Fertile peraluminous granites and related rare element mineralization in pegmatites, Superior province, northwest and northeast Ontario. *Operation Treasure Hunt*. Ontario Geological Survey, Open File Report 6099 p:179.
- Breaks, F.W., Selway, J.B. and Tindle, A.G. (2005) Fertile peraluminous granites and related rare element mineralization in pegmatites, Superior province, northwest and northeast Ontario. *Geological Association of Canada* p:87-125.
- Breaks, F.W. and Tindle, A.G. (1997) Rare-metal exploration potential of the Separation Lake area: an emerging target for Bikita-type mineralization in the Superior Province of Ontario. In *Summary of Field Work and Other Activities 1997*. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper p:168: 72-88.
- Cerny, P. (1989) Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. In *Lanthanides, Tantalum, and Niobium*. Edited by Moller, Cerny and Saupe, Springer-Verlag, New York: 274-302.
- Cerny, P. and Meintzer, R.E. (1988) Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Edited by Taylor, R.P. and Strong, D.F., *CIM Special* 39: 170-207.
- Cerny, P. London, D. and Novak, M. (2012) Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements* 8: 289–294.
- Cohen, D.R., Kelley, D.L., Anand, R. and Coker, W.B. (2010) Major advances in exploration geochemistry, 1998–2007. *Journal of Geochemistry: Exploration, Environment Analysis* 10: 3–16.
- Didar, P., Nezafati, N., Emami, M. H. and Solgi, A. (2014) Geology and mineralogy of South Mashhad pegmatites with especial attitude on Li mineralization. *Geoscience* 94: 209-218 (in Persian).

- Gardideh, S., Sepahi, A.A., and Aliani, F. (2010(a)) Petrology of igneous-metamorphic Moshirababd-Tazehabad area (South of Qorveh-Kordestan). MS.c thesis, Bouali Sina University, Science faculty, Geology Group (in Persian).
- Gardideh, S., Sepahi, A.A., and Aliani, F. (2010 (b)) Petrology and geochemistry of Moshirabad granitoid (South of Qorveh). *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 17 (4): 563-580 (in Persian).
- Gunn, G. (2014) *Critical metals handbook*. Published in collaboration with the British Geological Survey, A co-publication between the American Geophysical Union and Wiley p: 451.
- Hassani Pak, A. A. and Sharafaddin, M. (2012) *Exploration data analysis*. Tehran University Press. 3rd edition p: 317-320 (in Persian).
- Linnen, R.L., Lichtervelde M.V. and Cerny, P. (2011) Granitic pegmatite as sources of strategic metals. *Journal of Elements* 8: 275-280.
- Mahmoudi, Sh., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* (41): 238–249.
- Melcher, F., Graupner, T., Gabler, H. E., Sitnikova, M., Henjes-Kunst, F., Oberthur, T., Gerdes, A. and Dewaele, S. (2015) Tantalum–(niobium–tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. *Ore Geology Reviews* 64: 667–719.
- Mohamadizadeh, M. Mojtahedzadeh, S.H, Ayati, 2020, Ga-(Nb+Ta)-(Nb/Ta)(Zr/Hf) Ternary Diagram: An Excellent Tool for Discriminating Barren and Ta-Hosting Granite-Pegmatite Systems, *Journal of earth Science (china)*.
- Mohamadizadeh, M., 2020, *Geochemical investigation of granitoids at Sanandaj-Sirjan zone to discriminate fertile and barren intrusions*, Ph.D thesis, Yazd, Iran
- Salami, S., Sepahi, A.A. and Maanijou, M. (2014) Study of Ebrahim-e-Attar pegmatites and related Skarns (South west of Qorveh). *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 22(4): 309-322 (in Persian).
- Saunders, C. M. and Tuach, J. (1989) Zr-Nb-Y-REE mineralization in Cross Hills plutonic suits. *Geological Survey of Newfoundland, Report 89* p:181-192.
- Scott Ercit, T. (2005) REE-Enriched Granitic Pegmatites. In Linnen, R.L. and Samson, I.M., eds., *Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes 17*: 175-199.
- Selway, J.B., Breaks, F.W. and Tindle, A.G. (2005) A Review of Rare-Element (Li-Cs-Ta) Pegmatite Exploration Techniques for the Superior Province, Canada, and Large Worldwide Tantalum Deposits. *Journal of Exploration and Mining Geology* 14(1-4): 1-30.

Sepahi, A.A., Maanijou, M., Salami, S., Gardideh, S. and Khaksar, T. (2012) Mineral chemistry and geothermobarometry of Moshirabad pluton, Qorveh, Kurdistan, western Iran. *Island Arc* (21): 170–187.

Sinclair, W.D. (1996). Granitic pegmatites. In *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada (8): 503-512.