

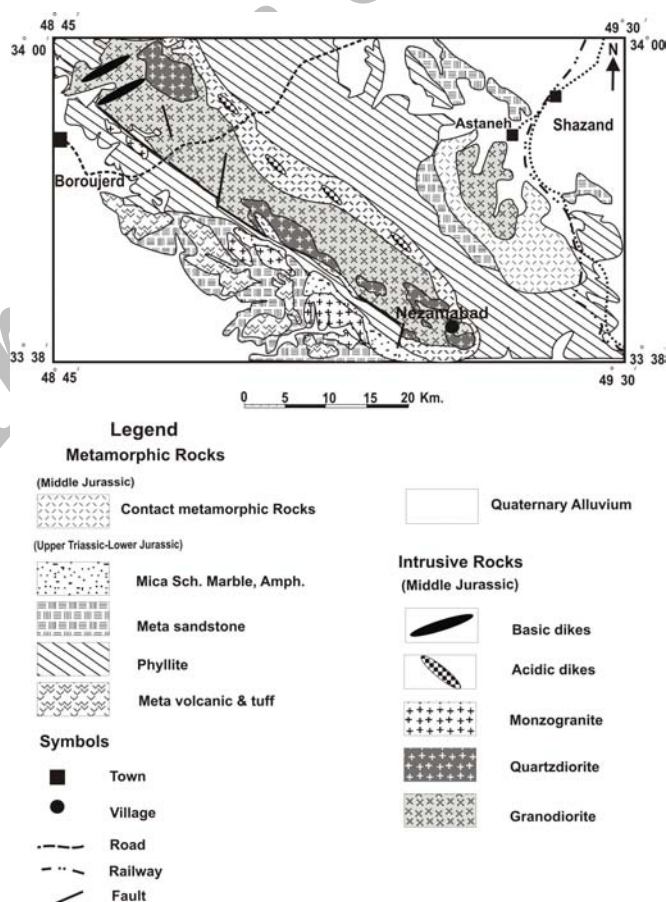


مرمرهای نازک تا ضخیم لایه‌اند [۲]، و جدیدترین نهشته‌های آن‌ها، آبرفت‌های عهد حاضر است. در این مناطق، مجموعه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره‌ی شیت سبز تا آمفیبولیت دیده می‌شود که در طی نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی در راستای سطح شیت‌سوزیته آن‌ها یک مجموعه‌ی دگرگون مجاورتی (هورنفلس) حاصل شده است [۴-۶]. گرچه [۳، ۷] معتقدند که اولین فعالیت نفوذی در منطقه‌ی بروجرد در زمان کرتاسه زیرین (حدود ۱۲۰ Ma) رخ داده است و توده‌ی نفوذی آستانه در زمان آلبین و در ادامه‌ی آن سری دیگری از گرانیت‌های بروجرد در کرتاسه پایانی- پالئوسن آغازین (Ma ۷۰-۵۲) طی حرکت‌های زمین‌ساختی آلپ (لارامید-کرتاسه فوقانی) تشکیل شده‌اند، ولی تعیین سن‌های این توده‌ها، روش U-Pb روی کانی زیرکن واحدهای مختلف این توده‌ها، سن یکسان ۱۷۱-۱۷۵ Ma (ژوراسیک میانی) را نشان می‌دهند که حاکی از تشکیل آن‌ها به سبب فعالیت فاز کوهزایی سیمیرین میانی است [۶، ۸ و ۹].

و دگرگونی مجاورتی منطقه‌ی بروجرد پرداخته است. [۶] نیز در پایان نامه‌ی دکتری خود ویژگی‌های سنگ‌شناختی سنگ‌های آذرین آستانه را مورد بررسی قرار داده است. با این حال با توجه به اینکه هنوز مسئله سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد و آستانه و رابطه‌ی آن‌ها با هم در حاله‌ای از ابهام بوده و نظرهای متفاوتی در مورد نوع و خاستگاه این گرانیتوئیدها مطرح شده است [۳-۵]، لذا در این نوشتار سعی شده تا ویژگی‌های مختلف سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی این مناطق مشخص و وجود رابطه‌ی یا عدم رابطه‌ی ماگمای مادر سنگ‌های این مناطق با یکدیگر بررسی شوند.

### زمین‌شناسی عمومی

مناطق مورد بررسی در بخش شمال غربی نوار سنج - سیرجان و در غرب و جنوب غربی شهرستان اراک قرار گرفته‌اند (شکل ۱). قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این مناطق به تریاس وابسته بوده که در جنوب این مناطق رخمون دارند و شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده با درون لایه‌هایی از



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از مناطق مورد بررسی [۵].

## روش کار و بررسی

پس از نمونه برداری از مناطق مورد بررسی و تهیه‌ی مقاطع نازک از این نمونه‌ها، به‌منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجد، تعداد ۱۵ نمونه از واحدهای اصلی آن به‌روش ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ALSChemex کانادا آنالیز شیمیایی شدند (داده‌ها از [۵، ۶]) و برای آنالیز عناصر اصلی و کمیاب توده‌ی گرانیتوئیدی آستانه،

تعداد ۱۷ نمونه از واحدهای اصلی آن به روش‌های XRF و ICP-MS در دانشگاه هلوای اسپانیا، توسط مؤلف اول انجام گرفت (جدول‌های ۱ و ۲). برای آنالیز عناصر اصلی نخست پودر و سپس قرص تهیه شد. برای عناصر کمیاب با پس از اسیدشویی با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر به دست آمدند.

جدول ۱ آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین منطقه آستانه.

ریوداسیت	مونزوگرانیت			گرانودیوریت			کوارتزدیوریت				
	Sa2	CSa15	33	38	As15	24	28	As5	Ch1	K2	Sa14
SiO <sub>2</sub>	۶۹.۲	۷۰.۱	۶۷.۷	۶۷.۲	۶۷.۸	۶۱.۵	۶۱.۷	۶۲	۶۴.۵	۶۳.۶	۶۳.۳
TiO <sub>2</sub>	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۴	۰.۴	۰.۵	۰.۶	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴.۷	۱۴.۷	۱۶.۵	۱۶.۴	۱۶.۲	۱۶.۴	۱۶.۶	۱۵.۹	۱۶	۱۶	۱۵.۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	۳.۶	۳.۶	۳.۱	۳.۲	۳	۶.۷	۶.۹	۶.۱	۶.۱	۶.۱	۶.۳
FeO	۳.۳	۳.۳	۲.۸	۲.۹	۲.۸	۶.۱	۶.۲	۵.۵	۵.۵	۵.۶	۵.۸
MgO	۱.۴	۱.۴	۱.۶	۱.۶	۱.۵	۳.۵	۳.۴	۲.۹	۲.۸	۲.۹	۲.۹
MnO	۰.۱	۰.۱	۰	۰	۰	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱
CaO	۲.۷	۲.۸	۲.۸	۳	۳.۲	۵.۲	۵.۱	۵.۲	۴	۴.۶	۴.۷
Na <sub>2</sub> O	۲.۷	۲.۸	۴	۴	۴	۲.۷	۲.۴	۲.۶	۲.۵	۲.۵	۲.۴
K <sub>2</sub> O	۴.۲	۳.۷	۳.۱	۳.۱	۲.۷	۲.۵	۲.۵	۲.۴	۲.۶	۲.۵	۲.۸
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱
Total	۱۰۰.۳	۱۰۰.۶	۱۰۰.۴	۱۰۰	۱۰۰.۸	۱۰۰.۹	۱۰۰.۷	۱۰۰.۱	۱۰۰.۸	۱۰۰.۶	۱۰۰.۳
V	۵۱.۶	۳۸.۳	۳۴.۳	۳۴.۲	۳۴.۵	۶۸.۲	۹۷.۱	۹۶.۹	۱۰۰.۷	۷۸.۸	۱۰۶.۵
Cr	۱۵۸.۴	۱۴۵.۵	۸۸.۹	۶۰.۶	۹۰.۱	۹۰.۷	۷۸.۳	۱۵۱.۳	۱۵۵.۳	۱۱۰.۴	۱۹۹.۷
Co	۹.۳	۶.۱	۹.۲	۷.۷	۹.۳	۱۰.۵	۱۴	۱۵.۷	۲۹.۵	۲۴.۱	۱۸.۵
Ni	۱۱.۳	۷.۸	۹.۲	۶.۶	۱۰.۵	۱۰.۵	۱۶.۲	۱۷.۱	۱۹.۴	۱۴.۱	۲۱.۳
Cu	۳	۳۷.۹	۵۱۱.۵	۳۷۵.۵	۳۳۷.۵	۶	۲۵.۹	۹.۱	۳۵.۱	۴.۹	۱۰.۵
Zn	۳۹.۱	۱۹.۷	۲۰.۵	۲۶	۳۱.۵	۳۵.۹	۴۷.۹	۸۸.۹	۸۲	۵۰.۲	۶۲.۹
Rb	۱۳۷.۱	۱۱۷.۶	۹۵.۸	۱۰۵.۸	۱۱۶.۹	۷۴.۷	۸۶.۳	۹۵.۷	۸۹.۸	۸۲.۸	۱۰۸.۱
Sr	۱۰۷.۱	۹۵.۲	۲۱۰.۸	۲۰۳.۴	۲۱۴.۴	۱۲۳.۴	۱۴۰.۹	۱۶۰.۵	۱۶۶.۶	۱۳۸.۶	۱۵۰.۸
Y	۱۸	۱۱.۱	۸.۵	۷.۲	۱۰.۱	۱۱.۹	۱۶.۹	۱۷.۷	۲۴.۸	۱۶.۶	۲۴.۶
Zr	۵۵.۵	۵۶.۴	۱۱۹.۳	۱۱۸.۶	۱۳۵.۷	۷۵.۷	۷۳.۶	۷۷.۹	۱۲۰.۵	۱۰۴.۵	۱۰۴.۵
Nb	۹.۹	۷.۶	۱۱.۶	۱۰.۶	۱۲.۵	۶.۸	۸.۵	۹.۸	۱۱.۲	۸.۹	۱۱.۷
Ba	۲۳۳.۷	۱۹۹.۶	۲۹۲.۱	۲۷۴.۵	۳۰۵.۶	۲۰۳.۹	۲۸۶.۲	۲۹۱.۵	۲۵۶.۴	۲۵۷	۲۸۳.۷
La	۲۶.۳	۲۳	۱۲.۱	۱۱.۸	۱۳.۳	۱۲.۱	۱۵.۴	۲۰.۶	۲۶.۹	۱۴.۲	۳۴.۳
Ce	۵۰	۴۶.۶	۲۲	۲۰.۲	۲۲.۷	۲۶	۳۲.۶	۴۱.۵	۵۲.۷	۲۹.۳	۶۳.۶
Nd	۱۹.۶	۱۹.۴	۸.۱	۶.۹	۸.۱	۱۱.۶	۱۵.۶	۱۸.۷	۲۲.۸	۱۲.۹	۲۵.۷
Sm	۴	۳.۵	۱.۷	۱.۴	۱.۶	۲.۵	۳.۵	۳.۸	۴.۹	۲.۹	۵
Eu	۰.۷	۰.۵	۰.۶	۰.۵	۰.۷	۰.۵	۰.۸	۰.۹	۱	۰.۷	۱
Gd	۳	۱.۷	۱.۷	۱.۴	۱.۷	۲.۲	۳.۳	۳.۶	۴.۷	۳	۴.۸
Tb	۰.۸	۰.۵	۰.۳	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۶	۰.۶	۰.۹	۰.۶	۰.۹
Dy	۳.۶	۲.۵	۱.۷	۱.۵	۱.۸	۲.۵	۳.۵	۳.۸	۴.۶	۳	۴.۷
Ho	۰.۸	۰.۵	۰.۴	۰.۳	۰.۴	۰.۵	۰.۷	۰.۸	۱.۱	۰.۷	۱.۱
Er	۲	۱.۲	۱	۰.۹	۱.۱	۱.۳	۲	۲	۲.۹	۱.۹	۲.۹
Tm	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۳	۰.۵	۰.۳	۰.۵
Yb	۱.۸	۱.۲	۰.۹	۰.۷	۰.۱	۱.۳	۱.۸	۱.۹	۲.۶	۱.۷	۲.۶
Lu	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۳	۰.۵
Ta	۱.۴	۲.۳	۱.۳	۰.۹	۱.۱	۳.۳	۱.۲	۲.۵	۱.۱	۰.۹	۱.۳
Pb	۲۸.۸	۲۱.۴	۸.۸	۶	۶.۹	۹.۴	۱۸.۵	۳۱.۶	۳۵.۶	۲۴.۷	۱۵.۴
Th	۱۵.۶	۱۸.۹	۸.۸	۸.۲	۱۱.۲	۵.۳	۹	۹.۳	۱۱.۷	۸	۱۷.۳
Eu, Eu*	۰.۵	۰.۵	۱	۱.۲	۱.۲	۰.۶	۰.۷	۰.۸	۰.۷	۰.۸	۰.۶

جدول ۲ آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ های آذرین منطقه ی بروجرد.

Sample	کوارتز دیوریت			گرانودیوریت				مونزوگرنائیت			
	GM25	G12	GM5	G6	G4	B1A55	AKY13	AB6	AG18	G24	GM10
SiO <sub>2</sub>	۵۷٫۹	۵۶٫۳	۶۷٫۲	۶۴٫۳	۶۳٫۸	۶۰٫۶	۵۸٫۵	۷۱٫۱	۷۰٫۸	۷۰٫۷	۷۰
TiO <sub>2</sub>	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵٫۳	۱۷٫۱	۱۵٫۵	۱۶٫۷	۱۶٫۹	۱۷٫۵	۱۸	۱۴٫۵	۱۳٫۵	۱۴٫۶	۱۴٫۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	۶٫۹	۸	۲	۵٫۵	۵٫۶	۶٫۵	۸	۲	۲٫۸	۲٫۲	۳٫۵
MnO	۰٫۱	۰٫۲	۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
MgO	۶٫۵	۵٫۱	۳٫۹	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۸	۲٫۴	۱٫۲	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۷
CaO	۶٫۱	۶٫۹	۰٫۷	۳٫۹	۳٫۸	۴٫۱	۴٫۱	۰٫۹	۱	۱٫۷	۲٫۱
Na <sub>2</sub> O	۲٫۴	۲٫۵	۴٫۲	۳٫۱	۳	۲٫۹	۲٫۵	۴٫۲	۳٫۹	۳٫۸	۲٫۸
K <sub>2</sub> O	۲٫۵	۲٫۱	۱٫۴	۳٫۴	۳٫۶	۳٫۴	۳٫۲	۲٫۱	۴٫۱	۴٫۶	۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۱	۰٫۱	۰	۰٫۱
Ni	۱۱۵	۱۷۵	۱۸	۱۷	۱۶	۲۲	۳۲	۱۳	۱۹	۹	۱۲
Cr	۴۲۰	۳۶۰	۴۰	۱۲۰	۱۲۰	۱۵۰	۱۸۰	۱۵۰	۱۰	۸۰	۲۰
Co	۴۸	۲۷٫۸	۴۱٫۹	۱۲	۱۱٫۱	۱۲٫۸	۱۸٫۶	۳٫۳	۵۴٫۷	۳٫۷	۵۳٫۴
V	۱۷۰	۲۰۴	۵۵	۸۸	۸۸	۹۷	۱۵۵	۲۳	۲۷	۱۱	۲۹
Cs	۱۰	۵۴	۰٫۹	۳٫۸	۳٫۵	۵٫۸	۴٫۱	۲٫۳	۱٫۱	۴٫۵	۶٫۲
Rb	۱۰۶٫۵	۸۸٫۲	۲۹٫۳	۱۳۰٫۵	۱۳۳٫۵	۱۳۴٫۵	۱۲۹٫۵	۶۳٫۸	۱۲۳٫۵	۱۵۷	۱۶۶٫۵
Sr	۳۴۷	۳۴۷	۶۵٫۹	۳۲۲	۳۱۹	۳۳۸	۲۹۴	۱۱۴	۱۶۸	۱۲۴٫۵	۲۳۹
Ba	۴۰٫۷	۳۳٫۵	۱۷۲٫۵	۵۹٫۸	۵۹٫۶	۷۶٫۵	۷۶٫۳	۲۷٫۶	۶۳٫۱	۴۰٫۸	۴۰٫۴
Th	۱۱	۹	۲۳	۱۲	۱۰	۲	۱۵	۱۶	۳۲	۱۱	۲۰
U	۲٫۱	۲٫۴	۱٫۶	۲٫۴	۳٫۳	۱٫۴	۱٫۹	۲٫۵	۵٫۳	۲٫۴	۲٫۷
Ta	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۰٫۹	۱	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۱	۲٫۶	۰٫۹	۱٫۴
Nb	۱۰	۱۲	۱۶	۱۴	۱۳	۱۵	۱۹	۱۰	۲۸	۱۰	۱۱
La	۲۸٫۸	۲۷٫۲	۲۸٫۶	۲۹٫۴	۴۴٫۲	۱۹٫۵	۵۱	۳۲٫۵	۵۹٫۵	۲۰٫۱	۳۹٫۷
Ce	۵۵٫۶	۵۷٫۶	۵۲٫۲	۵۹٫۹	۹۲٫۶	۴۰٫۸	۱۰۳	۶۴٫۱	۱۰۱٫۵	۴۰٫۵	۴۷٫۴
Pr	۶٫۷	۶٫۷	۶	۶٫۴	۹٫۳	۴٫۱	۱۱	۶٫۵	۹٫۷	۴٫۲	۸٫۳
Nd	۲۴	۲۵	۲۱٫۲	۲۲٫۴	۳۱	۱۵٫۱	۳۹٫۲	۲۲٫۳	۲۹٫۶	۱۵	۲۸٫۷
Sm	۴٫۸	۵	۳٫۹	۴	۴٫۸	۲٫۳	۷	۴٫۵	۵٫۲	۳٫۳	۵٫۲
Eu	۱٫۱	۰٫۴	۰٫۲	۱	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۳	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۵
Gd	۴٫۶	۵٫۱	۳٫۷	۴٫۱	۴٫۳	۲٫۲	۶٫۸	۴٫۲	۵٫۳	۳٫۶	۵٫۱
Tb	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷
Dy	۳٫۸	۴٫۳	۲٫۷	۲٫۹	۳٫۴	۱٫۱	۵٫۳	۳٫۷	۴	۳٫۵	۳٫۹
Ho	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۲	۱٫۱	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۸
Er	۲٫۳	۲٫۶	۱٫۶	۲٫۱	۲٫۱	۰٫۷	۳٫۶	۲٫۲	۲٫۵	۲٫۱	۲٫۲
Tm	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳
Yb	۲٫۳	۲٫۵	۱٫۵	۲	۲٫۳	۰٫۷	۳٫۴	۲٫۴	۲٫۶	۲٫۱	۲٫۲
Lu	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳
Y	۲۱٫۶	۲۳٫۴	۱۵٫۲	۱۸٫۸	۲۰٫۲	۶٫۷	۳۱٫۶	۲۰٫۲	۲۲٫۸	۲۰٫۳	۲۱
Zr	۱۶۴	۱۶۱٫۵	۲۱۰	۲۰۳	۲۰۳	۲۳۲	۲۷۴	۱۰۶	۲۳۰	۱۲۸	۱۳۷
Sn	۶	۳	۲	۱	۱	۲	۱	۳	۴	۴	۲
W	۲۱۷	۸	۴۲۰	۶	۹	۸	۱۰	۸	۴۱۶	۱۱	۴۲۹
Eu/Eu*	۰٫۷	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۸	۰٫۷	۱٫۸	۰٫۶	۰٫۵	۰	۰٫۴	۰٫۳
(La/Yb) <sub>N</sub>	۸٫۴	۷٫۳	۱۲٫۷	۹٫۸	۱۲٫۹	۱۸٫۶	۱۰	۹٫۱	۱۵٫۳	۶٫۴	۱۲٫۱

**سنگ‌نگاری و روابط صحرائی****واحد کوارتز دیوریت**

می‌تواند حاکی از یک دگرگونی دینامیکی در منطقه باشد. در بخش‌های حاشیه‌ای، این سنگ‌ها حاوی آندالوزیت هستند. فراوانی بلورهای آندالوزیت در نقاط مختلف متفاوت است و جهت‌گیری خاصی را نشان نمی‌دهند. بلورهای آندالوزیت در این سنگ‌ها در اثر واکنش با آب‌گون‌های ماگمایی پتاسیم‌دار تا حد زیادی به مسکوویت یا سریسیت دگرسان شده‌اند که نشان دهنده‌ی دگرگونی پسروده در سنگ‌هاست، و شناخت آن‌ها در زیر میکروسکوپ به آسانی امکان‌پذیر نیست. تفاوت گرانودیوریت در دو منطقه‌ی مورد بررسی، حجم بیشتر این سنگ‌ها در منطقه‌ی بروجرد نسبت به آستانه است از طرف دیگر طیف گسترده‌تری از گرانودیوریت‌ها با میزان  $\text{SiO}_2$  گسترده از منطقه‌ی بروجرد مشاهده می‌شود.

**واحد مونزوگرنایت**

این سنگ‌ها به صورت توده‌های کوچک و مجزا و کم و بیش گرد در بخش جنوبی توده‌ی اصلی بروجرد برونزد دارند (شکل ۱). در منطقه‌ی آستانه نیز واحد گرانودیوریتی در بخش‌های جنوبی مونزوگرنایتی شده است و با توجه به رنگ روشن‌تر در نمونه‌ی دستی، از این واحد قابل تشخیص است، ولی با این حال مرز مشخصی ندارند و قابل جدایش نیستند. مقدار بیوتیت در این سنگ‌ها کمتر است و جهت‌گیری ضعیفی از خود نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آن شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار قلیایی از نوع اورتوکلاز است.

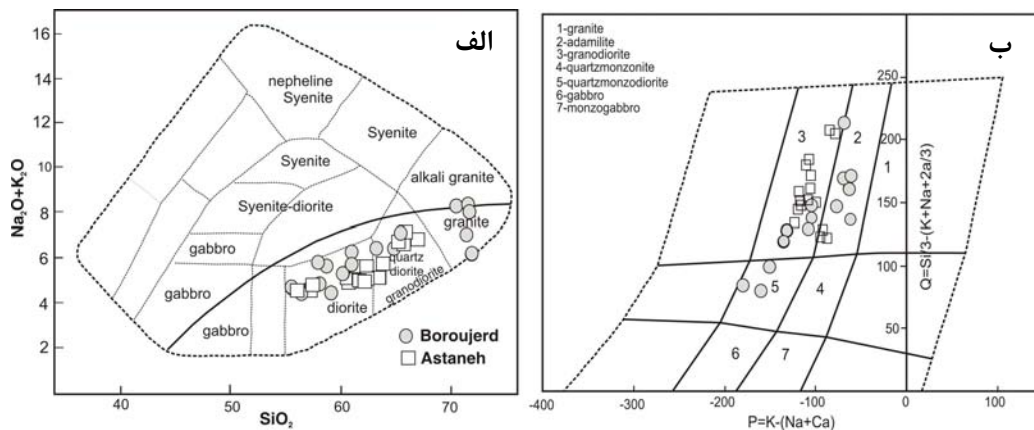
**شبه آتشفشان‌های ریوداسیتی**

این سنگ‌ها به صورت یک زائده‌ی مستقل و بسیار کوچک درون واحد گرانودیوریت منطقه‌ی آستانه قرار دارند. سنگ‌های یاد شده ریز دانه و به رنگ روشن هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی از نوع سانیدین و بیوتیت‌اند و از کانی‌های فرعی آن‌ها می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به صورت ادخال در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. یکی از ویژگی‌های مهم این سنگ‌ها عدم حضور آمفیبول است. همچنین در منطقه‌ی بروجرد سنگ‌های با این ترکیب مشاهده نشده‌اند. برونوم‌های واقع در این سنگ‌ها از نوع داسیت بوده و حاوی فنوکریست‌های خود شکلی از آمفیبول پارگازیت و پلاژیوکلاز با آنورتیت بالا ( $\text{An}_{86-92}$ ) در یک زمینه‌ی ریز دانه از جنس پلاژیوکلاز و بیوتیت‌اند که نشانگر تبلور و تشکیل این سنگ‌ها در عمق بیشتر است [۶،۱۱].

این واحد درون واحد گرانودیوریت برونزد دارد و به صورت بلندی‌های خاکستری دیده می‌شوند و از نظر درجه‌ی رنگین مزوکرات است. ترکیب سنگ‌شناسی آن از کوارتز دیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند (شکل ۲). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول از نوع کلسیک و به مقدار کمتر فلدسپار قلیایی و کوارتز است. آپاتیت و زیرکن مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. نکته قابل توجه در مورد بیوتیت‌ها این است که در راستای رخ آن‌ها پره‌نیت به صورت حبابی و عدسی تشکیل شده است. این پدیده در بیوتیت‌های موجود در واحد گرانودیوریت نیز دیده می‌شود. که می‌تواند موید اثرهای یک دگرگونی درجه پایین روی گرانیتوئیدها پس از تبلور اولیه باشد. تفاوت کوارتز دیوریت‌های مناطق مورد بررسی در گستردگی و طیف گسترده‌تر سنگ‌های یادشده در بروجرد است. علاوه بر این، برونوم‌های آستانه از نظر ترکیب تنوع بیشتری دارند. تمامی برونوم‌های این مناطق از جنس مافیک ریز دانه‌اند و ترکیبی در گستره‌ی میکرو دیوریت تا میکروگابرو دارند [۱۰]. ولی برونوم‌های با ترکیب اسیدی‌تر مانند گرانودیوریت، تنها در منطقه‌ی بروجرد دیده شده‌اند. تفاوت کانی‌شناسی سنگ‌های یاد شده در دو منطقه‌ی مورد بررسی، حضور اورتوپروکسن به صورت فنوکریست در برخی از نمونه‌های کوارتز دیوریتی آستانه است که در منطقه‌ی بروجرد این کانی مشاهده نشد.

**واحد گرانودیوریت**

این واحد بخش مهم توده‌های نفوذی موجود در مناطق بروجرد و آستانه را تشکیل می‌دهد که به شدت هوازده و فرسوده بوده و ریخت‌شناختی کلی آن به صورت تپه‌های فرسوده کم ارتفاع است. با این حال سنگ‌هایی با این ترکیب که کمتر تجزیه شده‌اند و مقداری از بلندی‌ها را تشکیل داده‌اند نیز مشاهده می‌شود. ترکیب سنگ‌های این واحد از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند. این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی غالباً به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و ترکیب همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار قلیایی، آمفیبول از نوع کلسیک و ترمولیت - اکتینولیت را دارند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل آپاتیت، زیرکن و آلانیت‌اند و جهت‌گیری چشمگیری ناشی از جهت‌گیری کانی‌ها (به ویژه بیوتیت)، در مناطقی که تحت تأثیر زون‌های برشی قرار گرفته‌اند، در آن‌ها دیده می‌شود که



شکل ۲ الف) نمودار  $SiO_2$  نسبت به مجموع قلیایی [۱۲]، خط جدا کننده گستره قلیایی از آهکی - قلیایی به نقل از [۱۴] ب) رده بندی [۱۳].

مونزوگرانیته در گستره پرآلومین قرار می گیرند. همچنین نمونه های کوآرتز دیوریتی و اغلب نمونه های گرانودیوریتی و مونزوگرانیته در گستره ی گرانیت های نوع I [۱۸] قرار گرفته اند. تمایل برخی از نمونه های گرانودیوریتی و مونزوگرانیته به گستره ی پرآلومین می تواند به دلایل مختلفی باشد که با نوع گرانیت وابسته نباشد به عنوان مثال: جدایش گسترده ی کانی های پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت از یک ماگمای آهکی - قلیایی [۱۹] آرایش ماگمای سنگ مادر با سنگ در برگیرنده غنی از آلومین نظیر متاپلیت ها، سریستی دگر نهاد یا پروپلیتی و یا تغییرات میزان آب پروتولیت [۲۰] است. قرارگیری برخی از نمونه های گرانودیوریتی و مونزوگرانیته در گستره ی گرانیت های نوع S نیز می تواند بیانگر جدایش شدید ماگمای گرانیتی نوع I و یا ناشی از آلودگی در اثر واکنش ماگمای یاد شده با سنگ های نیمه آبگون در برگیرنده باشد.

در نمودار [۲۱] (شکل ۳ پ) نمونه های مورد بررسی از نظر مقدار پتاسیم از هم جدا شده اند. چنانکه ملاحظه می شود، بیشتر سنگ های مورد بررسی در گستره ی پتاسیم متوسط تا بالا قرار می گیرند که ناسازگاری مقدار  $K_2O$  با  $SiO_2$  در برخی از نمونه ها می تواند به دلیل دگر نهادی بودن آن ها باشد.

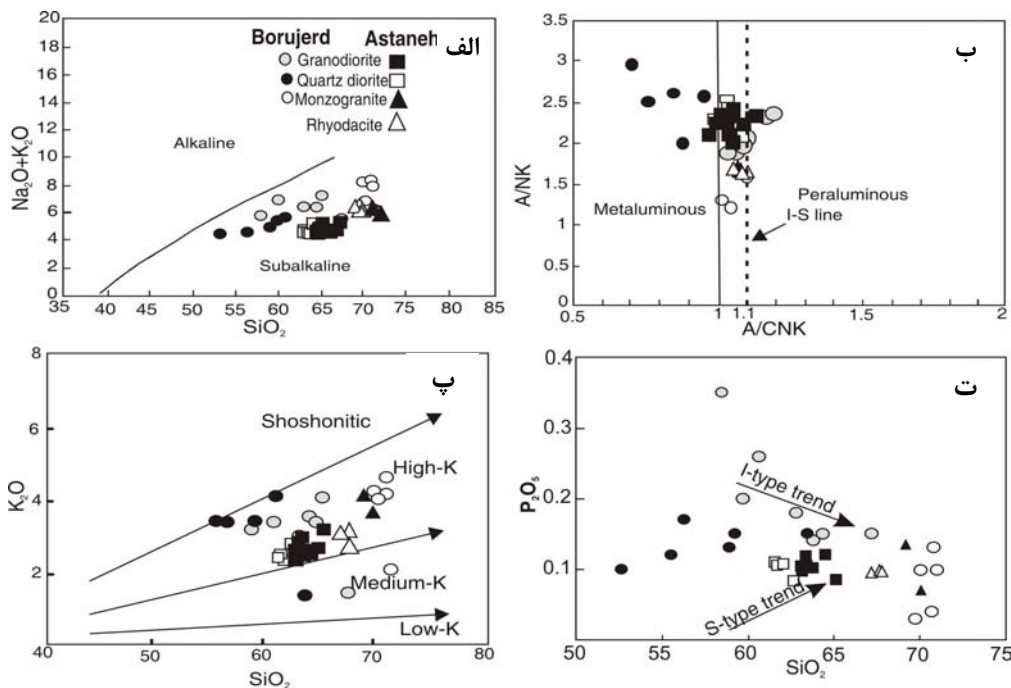
روند منفی  $P_2O_5$  نسبت به افزایش  $SiO_2$  در نمونه های مورد بررسی (شکل ۳ ت) با ویژگی های گرانیت های نوع I سازگار است. به اعتقاد [۲۲] فسفر در ماگماهای گرانیتی نوع I به دلیل تبلور بخشی آپاتیت به صورت یک عنصر سازگار رفتار می کند، در صورتی که در ماگماهای گرانیتی نوع S به دلیل عدم تبلور این کانی دارای نقش یک عنصر ناسازگار است و غلظت آن در گدازه در طول جدایش افزایش می یابد.

### نامگذاری و رده بندی شیمیایی سنگ های آذرین مناطق مورد بررسی

برای نامگذاری سنگ های مورد بررسی از نمودارهایی که توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است، استفاده شد. بر اساس نمودار سیلیس نسبت به مجموع عناصر قلیایی [۱۲]، شکل ۲ الف)، سنگ های مناطق بروجرد و آستانه در گستره ی دیوریت، کوآرتز دیوریت - گرانودیوریت و گرانیت قرار می گیرند. علاوه بر مجموعه ی بالا سنگ های شبه آتشفشانی ریوداسیتی در منطقه ی آستانه نیز دیده می شوند. در رده بندی دیگر، با استفاده از مقادیر کاتیونی عناصر، از پارامترهای P و Q استفاده می شود [۱۳]. چنانکه در شکل ۲ ب دیده می شود، سنگ های مورد بررسی در گستره ی آداملیت، گرانودیوریت و برخی از سنگ های منطقه ی بروجرد در گستره ی کوآرتز مونزودیوریت قرار دارند.

### ژئوشیمی و پتروژنز

با توجه به اهمیت شناخت نوع ماگمای تشکیل دهنده ی سنگ های آذرین مناطق بروجرد و آستانه و مقایسه ی ویژگی های هر دو نوع ماگما، برای پی بردن به شباهت ها و تفاوت های ماگمای مادر هر دو نوع منطقه از نمودارهای خاص جدایشی و تعیین نوع ماگما استفاده شد. به همین منظور نخست از نمودار [۱۴]  $SiO_2$  نسبت به  $Na_2O + K_2O$ ، استفاده کردیم (شکل ۳ الف). براین اساس نمونه های هر دو منطقه در گستره ی سری های شبه آتشفشانی واقع شده اند. برای تعیین خاستگاه ماگما و میزان دخالت پوسته ی قاره ای در تشکیل سنگ های دو منطقه، از نمودار A/CNK نسبت به A/NK استفاده کردیم (شکل ۳ ب). [۱۷-۱۵] در این نمودار، نمونه های مورد بررسی در گستره ی متآلومین و برخی نمونه های گرانودیوریتی و

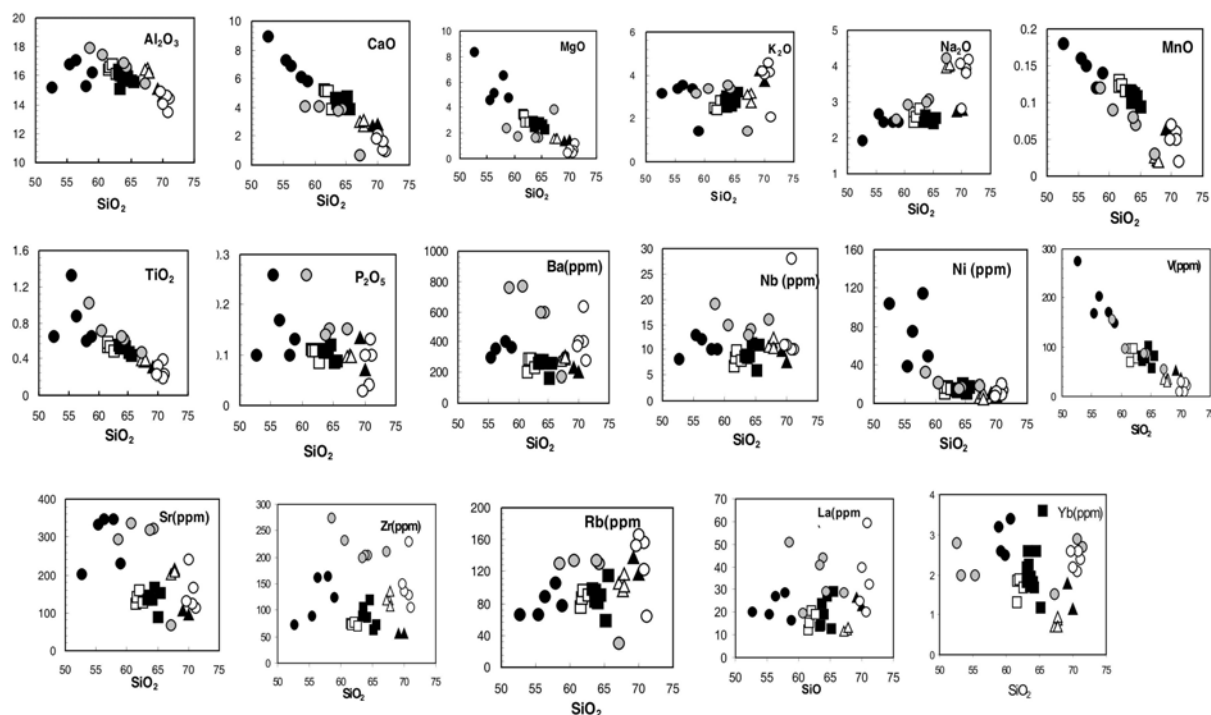


شکل ۳ الف) نمودار جدایشی سری های قلیایی و شبه قلیایی، [۱۴]. ب) نمودار A/NK نسبت به A/CNK برای تشخیص ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن [۱۵-۱۷] پ) نمودار K<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub> [۲۱] ت) نمودار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> نسبت به SiO<sub>2</sub> که نمونه‌های مورد بررسی از روند گرانیتوئیدهای نوع I پیشنهادی [۲۲] پیروی می‌کنند.

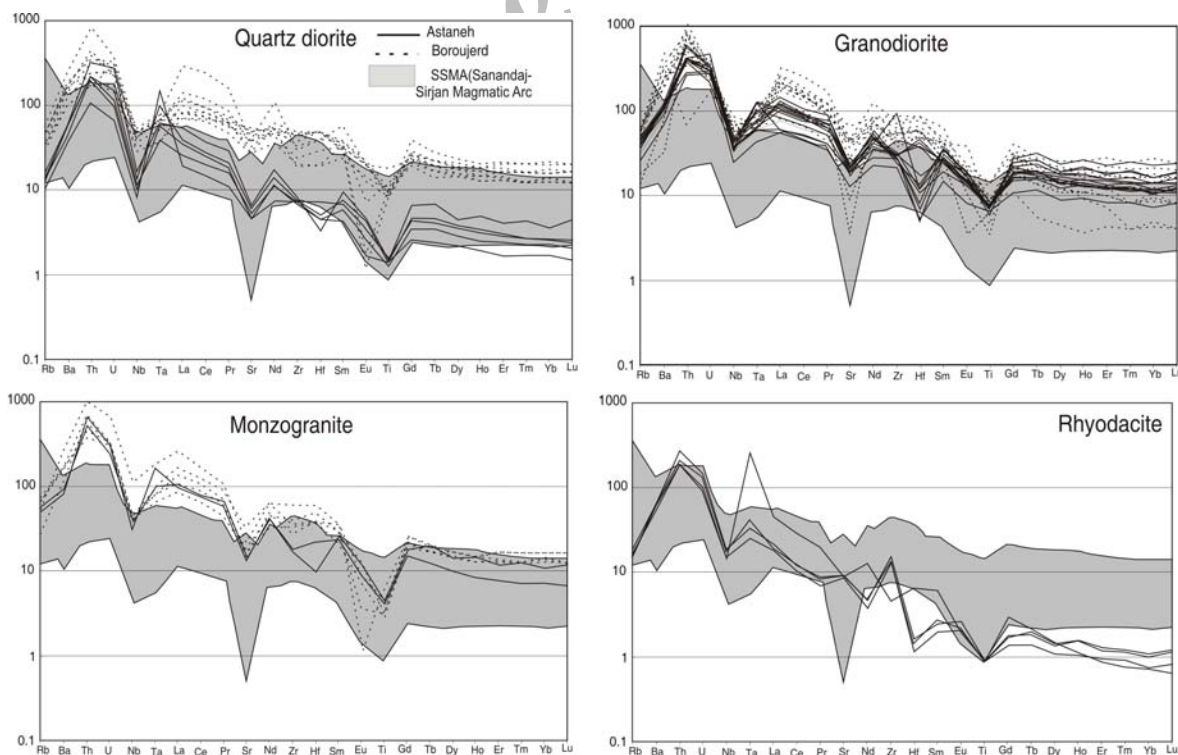
است. روندهای منفی Ti و V نسبت به SiO<sub>2</sub> تبلور جدایشی اکسیدهای Fe-Ti را نشان می‌دهد. عناصر LILE و ناسازگار مثل Ba, Rb, La, Hf, Zr روند پراکنده و تقریباً مثبت نشان می‌دهند. پراکندگی باریوم و روبیدیم به ترتیب به دلیل جدایش پلاژیوکلاز و آمفیبول در ماگمای مادر است. پراکندگی عناصر ناسازگار ناشی از فرایند دیگری علاوه بر فرایند تبلور جدایشی، مانند درجات متفاوت ذوب، منابع متفاوت ذوب و یا آلیش پوسته‌ای است. برای بررسی اینکه علاوه بر تبلور جدایشی، کدام یک از عوامل بالا تأثیر بیشتری در شکل‌گیری ماگمای دو منطقه داشته و حل مسائل سنگ‌زایی منطقه در سنگ‌های نفوذی، از نمودارهای عنکبوتی استفاده شده است. سنگ‌های مناطق مورد بررسی نسبت به کندریت [۲۳] و سنگ‌های قوس ماگمایی سندج - سیرجان [۲۴] عادی سازی شده‌اند (شکل ۵). در این نمودارها، واحدهای مختلف سنگی هر دو منطقه و ریوداسیت‌های منطقه ی آستانه به‌طور جداگانه ترسیم شده‌اند. الگوی عناصر REE ویژگی‌های را مثل غنی‌شدگی از عناصر LILE (Ba, Rb, Th و U)، تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb و Ti) و مسطح بودن شیب HREE، نشان می‌دهد که مختص ماگمای آهکی-قلیایی است.

برای بررسی نقش فرایند جدایش از تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر) استفاده شد (شکل ۴). چنانکه ملاحظه می‌شود با افزایش SiO<sub>2</sub> درصد وزنی Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> کاهش می‌یابد. کاهش Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO, TiO<sub>2</sub> می‌تواند به علت جای‌گیری این اکسیدها در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (آمفیبول و بیوتیت) در مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد. کاهش CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> نیز به ترتیب به دلیل شرکت این عناصر در ساختار پلاژیوکلازها و تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت آلبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور است. از طرف دیگر تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> تابع تغییرات CaO است، زیرا عنصر فسفر در ماگما رابطه نزدیکی با عنصر کلسیم دارد [۲۲]. تغییرات Na<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub> نسبتاً ثابت و در برخی نمونه‌ها افزایشی و K<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub> روندی افزایشی نشان می‌دهند، زیرا با پیشرفت جدایش، مقدار آن‌ها در گدازه‌ی باقیمانده افزایش می‌یابد و در نهایت وارد ساختار ارتوکلاز می‌شود.

قرارگیری نمونه‌های آستانه بین ترکیب‌های بروجرد و وجود پیوستگی و سازگاری روندهای همه‌ی عناصر در دو منطقه، بیانگر رابطه‌ی خویشاوندی بین ماگمای مادر این دو منطقه



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به  $SiO_2$ . علائم مشابه شکل ۳ هستند.



شکل ۵ الگوهای REEs عادی شده به کندریت [۲۳]. منطقه ی خاکستری گرانیت های ماگمایی سنندج- سیرجان هستند [۲۴]. گرانیت های دو منطقه در گستره ی سنندج- سیرجان واقع شده اند و از الگوی ژئوشیمیایی ماگمای آهکی- قلیایی پیروی می‌کنند. ناهنجاری نسبتاً مثبت  $Eu$ ،  $Sr$  و الگوی HREE بیانگر عمیق تر بودن خاستگاه ریوداسیت های آستانه است.



کوارتز دیوریت‌های بروجرد است که نزدیک به گستره‌ی M (گوشته) قرار می‌گیرند. بر اساس [۲۲]، برای غنی‌شدگی ماگما از عناصر LILE، تهی‌شدگی برخی عناصر (Ti, HFSE, Nb) و غنی‌شدگی ماگما از سیلیس در ماگمای آهکی-قلیایی دخالت حداقل ۵۰٪ رسوب (شبه پهنه‌ای و یا متاگرینوک) ضمن ذوب لازم است که با توجه به نظریه‌ی [۲۹] رسوب‌های همزمان با فرورانش ذوب می‌شوند. بنابراین به نظر می‌رسد آرایش پوسته‌ای به معنای دخالت شبه پهنه‌ای-متاگرینوک پس از تشکیل ماگما، فرایند محلی و موضعی باشد. علاوه بر موارد بالا برای پی‌بردن به رابطه‌ی خویشاوندی ماگمای مادر دو منطقه از نمودار Ni نسبت به Mg<sup>#</sup> و نمودار Th/Co نسبت به La/Th استفاده شده است (شکل پ و ت). نمونه‌های کوارتز دیوریتی بروجرد میزان نیکل و عدد منیزیم بالاتر دارند که نشان دهنده‌ی اولین ماگمای مافیک در منطقه است و پیوستگی داده‌های هر دو منطقه حاکی از هم‌خاستگاه بودن ماگمای آن‌هاست.

در نمودار Th/Co نسبت به La/Th نمونه‌های بروجرد و آستانه علاوه بر روند جدایشی ماگمای مادر، ریشه گرفتن ماگمای مادر از یک خاستگاه پوسته‌ای را نیز نشان می‌دهند. با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار Yb کم می‌شود که می‌تواند نشانه‌ی ریشه‌گیری ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه از ذوب بخشی آمفیبولیت باشد [۳۰].

بالاتر بودن برخی عناصر نسبت به میانگین متوسط پوسته-ی قاره‌ای (Ba > ۳۵۰ و Th > ۵٫۶ و Nb > ۱۲) [۲۹] نیز ناشی از آرایش ماگما با مواد پوسته فوقانی است [۳۱، ۳۲].

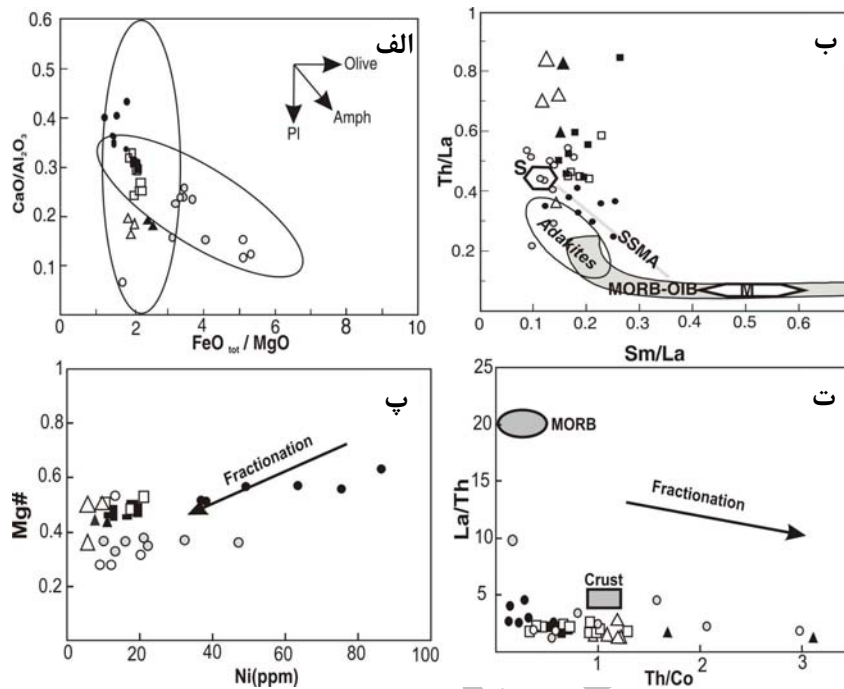
با توجه به فقدان سنگ‌های با ترکیب بازالتی در هر دو منطقه (52% > SiO<sub>2</sub>) و حجیم بودن سنگ‌های آذرین فلسیک در دو منطقه ریشه گرفتن ماگمای گرانیتی مناطق مورد بررسی از جدایش یک ماگمای مافیک گوشته‌ای با ترکیب غالب بازالتی، نامحتمل به نظر می‌رسد و با توجه به غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و بیهنجاری منفی (Ti, Nb, Eu, Ba, Sr) در این دو منطقه، (شکل ۵) تشکیل سنگ‌های آذرین فلسیک مناطق مورد بررسی بیشتر می‌تواند حاصل تبلور گدازه‌های حاصل از پوسته‌ی زیرین باشد [۲۲، ۳۳، ۳۴].

بیهنجاری‌های منفی Eu و Sr با جدایش پلاژیوکلاز قابل توجه است. در نمونه‌های شبه آتشفشانی منطقه‌ی آستانه وجود بیهنجاری مثبت Sr نشانه‌ی خاستگاه گرفتن ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها از منابع گوشته‌ای است. چون ماگماهایی که از ذوب پوسته‌ی قاره‌ای ریشه می‌گیرند دارای بی‌هنجاری منفی Sr هستند [۲۵]. جدایی پلاژیوکلاز باعث بی‌هنجاری پایین Sr, Ba, Eu در الگوی عناصر REE و جدایش هورنبلند منجر به افزایش LREE/HREE در گدازه می‌شود.

نسبت La/Yb بین ۵-۸، نشان دهنده‌ی تأثیر تبلور جدایشی در ماگماهای آهکی-قلیایی است. ولی در مناطق بروجرد و آستانه این نسبت در بیشتر نمونه‌ها بیش از ۸ است که نشان دهنده‌ی عملکرد عوامل دیگری غیر از تبلور جدایشی می‌باشد.

برای بررسی و تعیین عمق تشکیل ماگمای هر دو منطقه و تأثیر گوشته در تشکیل ماگما از نمودار CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به FeO<sup>tot</sup>/MgO (شکل ۶ الف) استفاده شده است. پراکندگی اغلب نمونه‌ها در طول روند عمودی به احتمال زیاد ناشی از جدایش پلاژیوکلاز است. قرارگیری برخی از نمونه‌های کوارتز دیوریتی بروجرد که روند موازی با آمفیبول دارند بیانگر ریشه گرفتن ماگمای مادر سنگ‌های آذرین بروجرد در گستره‌ی پایداری آمفیبول (عمق بیشتر پوسته) نسبت به ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های آذرین آستانه است که از گستره‌ی پایداری پلاژیوکلاز (عمق کمتر پوسته) ریشه گرفته است.

تغییرات در غنی‌شدگی LILE‌ها به ویژه U و Th در دو منطقه ناشی از تغییر در ترکیب خاستگاه و یا مقدار ذوب بخشی است. با توجه به اینکه در زون‌های فرورانش ۱۵-۸٪ ذوب بخشی صورت می‌گیرد [۲۷، ۲۶]، لذا نظریه‌ی متفاوت بودن میزان ذوب بخشی با تردید جدی مواجه می‌شود. برای پی‌بردن به نظریه‌ی خاستگاه متفاوت ذوب از نمودار Th/La نسبت به Sm/La (شکل ۶ ب) استفاده شده است [۲۸]. بر اساس این نمودار خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های مناطق آستانه و بروجرد در گستره‌ی بین گوشته و شبه پهنه‌ای‌های پوسته‌ای و یا دخالت هر دو خاستگاه قرار می‌گیرند ولی تفاوت این دو منطقه در بالاتر بودن نسبت Sm/La برخی از



شکل ۶ الف)  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  نسبت به  $\text{FeO}^{\text{tot}}/\text{MgO}$  بیانگر جدایش آمفیبول و پلاژیوکلاز ماگمای مادر هر دو منطقه است. ب) نمودار  $\text{Th}/\text{La}$  نسبت به  $\text{Sm}/\text{La}$  [۲۸] بیانگر ریشه گرفتن ماگمای مادر هر دو منطقه از پوسته ی تحتانی و پیروی از سنگ های قوس ماگمایی سندج-سیرجان (SSMA) [۲۴] است. پ)  $\text{Mg}^{\#}$  نسبت به  $\text{Ni}$  (ت)  $\text{La}/\text{Th}$  نسبت به  $\text{Th}/\text{Co}$ . این دو نمودار جدایش واحدهای مختلف سنگی مناطق مورد بررسی و دخالت پوسته در ژنز ماگمای آن ها را نشان می دهند، علائم مشابه شکل ۳ هستند.

بروجرد و آستانه در اثر تبلور ماگمای حاصل از ذوب بخشی پروتولیت های پوسته ی زیرین (آمفیبولیت + متاپلیت-متاگرینوک) وجود آمده است و تبلور جدایشی گدازه ها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ های توده های گرانیتوئیدی را سبب شده است، آرایش پوسته ی فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده ها داشته است و ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته ی زیرین جایگزین شده اند محتمل ترین خاستگاه گرمایی برای ذوب بخشی بوده اند.

#### برداشت

شواهد صحرایی، کانی شناسی، داده های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نشان می دهد که سنگ های گرانیتوئیدی هر دو منطقه بروجرد و آستانه متشکل از کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونزو گرانیت است. ترکیب های کانی شناسی هر واحد در دو منطقه تقریباً مشابه و ترکیب شیمیایی سنگ ها از نوع نیمه قلیایی و کلسیمی - قلیایی است. از نظر غنی شدگی از پتاسیم معمولاً همه ی نمونه ها در گستره ی پتاسیم متوسط تا بالا هستند. وجود نزدیکی مکانی و زمانی، مشابه بودن ویژگی های کانی شناسی، عدم ناپوستگی در نمودارهای هارکر، قرارگیری گستره ی

بیهنجاری منفی  $\text{Eu}$  در گرانیت های منطقه ی بروجرد و آستانه به دو صورت قابل توجیه است: بیهنجاری ناشی از نبود پلاژیوکلاز در خاستگاه است و یا پلاژیوکلاز در خاستگاه وجود داشته، ولی شرایط تشکیل ماگما به گونه ای بوده است که پلاژیوکلاز در فاز رستیت باقی مانده است. با توجه به همبستگی مثبت میان  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  نسبت به  $\text{Sr}$ ، پلاژیوکلاز در خاستگاه وجود داشت، ولی به دلیل این که پلاژیوکلاز در طول فرایندهای ذوب بخشی در پوسته ی تحتانی نسبتاً مقاوم است در فاز رستیت باقی مانده است [۳۵] (شکل ۴)، بنابراین وجود آن در رستیت باعث بیهنجاری منفی  $\text{Eu}$  و  $\text{Sr}$  در ماگمای گرانیتی می شود [۳۶].

بنا بر عقیده ی [۳۷] بر اساس نتایج تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ های پوسته ای که ماگماهای گرانیتوئیدی آهکی - قلیایی پتاسیم بالا نوع I می توانند از ذوب بخشی سنگ های مافیک دگرگون تا حد واسط آبدار در پوسته ی زیرین بوجود آیند. بدین ترتیب در مناطق مورد بررسی با توجه به بررسی - های کانی شناسی، سنگ شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی های زمین شناسی، چنین بنظر می رسد که توده های گرانیتوئیدی

- [۴] احمدی خلجی ا.، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۴۵. (۱۳۷۸)
- [۵] احمدی خلجی ا.، "پترولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد"، رساله دکترا، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۱۸۷، (۱۳۸۵).
- [۶] طهماسبی ز.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه"، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ص ۱۷۵، (۱۳۸۸).
- [7] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran", Islamic Republic of Iran. Journal of Science 13 (2002) 249-254.
- [8] Ahmadi-Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian. Earth Science 29 (2007) 859-877.
- [۹] قادری م.، رمضانی ج.، ولی‌زاده م.و.، فردین‌دوست ز.، احمدی خلجی ا.، "تعیین سن اورانیم - سرب کمپلکس نفوذی ژوراسیک بروجرد و توده‌های وابسته در زون سنندج - سیرجان"، مجموعه مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).
- [10] Tahmasbi Z., Khalili M., Castro A., Ahmadi Khalaji A., "Petrography and Geochemistry characteristic of enclaves in Astaneh pluton ( Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran)", Journal of Applied Sciences 8(23) (2008) 4251-4262.
- [۱۱] طهماسبی ز.، خلیلی م.، احمدی ا.، مکی‌زاده م. ع.، "مقایسه انواع آمفیبول و ژئوترموبارومتری توده نفوذی آستانه (زون سنندج سیرجان)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، (۱۳۸۸) ص ۲۷۹-۲۹۰.
- [12] Cox K. G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", George Allen and Unwin. (1979) 450p.
- [13] Debon F., Lefort P., "A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations", Transcend Royal of Society. Edinburgh (1983) 135 -149.
- [14] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic

گرانیتوئیدهای آستانه بین گستره‌ی بروجرد و شباهت نمودارهای عنکبوتی سازگار با ماگمای مناطق فرورانش دلایلی هستند که حاکی از هم‌ریشه بودن و وجود رابطه‌ی ژنتیکی بین این دو مجموعه است. الگوی عناصر نادرخاکی و کمیاب هر واحد در دو منطقه تقریباً مشابه و سازگار با ماگمای آهنکی-قلیایی است و تفاوت‌های جزئی در میزان غنی‌شدگی و تهی-شدگی برخی از عناصر، ناشی از عمق متفاوت خاستگاه ماگمای آن‌ها و آلیش با مواد پوسته‌ای است. با این حال، سنگ‌های شبه آتشفشانی با ترکیب ریوداسیتی فقط در منطقه‌ی آستانه دیده می‌شود و در منطقه‌ی بروجرد این نوع سنگ‌ها دیده نمی‌شوند. به دلیل ندانستن سن این سنگ‌ها اظهار نظر در مورد آن‌ها صرفاً با توجه به شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها شبیه به گرانودیوریت‌های هر دو منطقه است و تفاوت در بافت و ویژگی‌های ژئوشیمیایی باعث این جدایش شده است. شواهدی چون بیهنجاری مثبت Sr و Eu در سنگ‌های ریوداسیتی و نیز الگوی تقریباً متفاوت HREE نسبت به سنگ‌های نفوذی هر دو منطقه حاکی از عمیق‌تر بودن ماگمای مادر ریشه این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های نفوذی است. دلایل کانی‌شناسی مانند وجود آمفیبول پارگازیت در برونوم‌های داسیتی این سنگ‌ها و پلازیوکلاز با آنورتیت بالا به صورت فنوکریست از جمله شواهد دیگری است که عمیق‌تر بودن خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های ریوداسیتی را تأیید می‌کند [۱۱].

#### قدردانی

نویسندگان مقاله از کلیه اساتید راهنما و مشاور خود در دانشگاه‌های تهران و اصفهان تشکر و قدردانی می‌کنند.

#### مراجع

- [1] Berthier F., Billiaul H.P., Halbronn B., Marizot P., "Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e cycle, Grenoble, (1974) 282p.
- [۲] رادفر ج.، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران. (۱۳۶۶).
- [3] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran", PhD Thesis, Leeds University, ( 1997) UK.

- [27] Hirose K., "Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts", *Geology* 25 (1997) 42-44
- [28] Plank T., "Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents.", *Journal of Petrology* 46 (2005) 921-944.
- [29] Castro A., Gerya T. V., "Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study", *Lithos* 103 (2007) (1-2) 138-148.
- [30] Dokuz A., Tanyolu E., Genc S., "A mantle and a lower crust derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex", *International Journal of Earth. Science* 25 (2005) 112-134.
- [31] Rudnick R. L., Fountain D. M., "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective", *Rev. Geophysics* 33 (1995) 267-309.
- [32] DePaolo D. J., "Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization.", *Earth Planetary Science Letters* 53 (1981) 189-202.
- [33] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*", Geological Society of London Special Publication 19 (1986) 67-81.
- [34] Searele M.P., Fryer B.J., "Garnet- tourmaline- and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the higher Himalayas from Zanska, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*", Geological Society of London Special Publication 19 (1986) 185-202.
- [35] Carprarelli G., Leitch E. C., "Magmatic changes during the stabilization of a cordilleran fold belt: the late Carboniferous -Triassic igneous history of eastern New South Wales, Australia", *Lithos* 45 (1998) 413-430.
- [36] Schleicher H., "Collision -type granitic melts in the context of thrust tectonics and uplift history (Triberg granite complex", Schwarzwald, Germany). *N. Jahrb. Mineral. Abh.* 162(2) (1994) 211-232.
- [37] Roberts M.P., Clemens J.D., "Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitites", *Geology* 21 (1993) 825-828.
- rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8 (1971) 523-484.
- [15] Shand S.J., "Eruptive Rocks", D. Van Nostrand Company, New York (1927) 360pp.
- [16] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society American Bulletin*", 101 (1989) 635-643.
- [17] Pitcher W.S., "The nature and origin of granite". Chapman and Hall, Pub (1993) 321pp.
- [18] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pacific Geology* 8 (1974) 173-174.
- [19] Zen E.an., "Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogical and petrographic constraints", *Journal of Petrology* 27 (1986) 1095-1118.
- [20] Waight T.E., Weaver S.D., Muir R. J., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zeland: granitoids compositions controlled by source H<sub>2</sub>O contents and generated during tectonic transition", *Canadian Mineralogy and Petrology* 130 (1998) 225-239.
- [21] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements", *Lithos* 22 (1989) 247-263.
- [22] Chappell B.W., White A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transcend Royal of Society Edinburgh Earth Science* 83 (1992) 1-26.
- [23] Sun S.S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: implication for mantle composition and processes. In: Saundersand, A. D., Norry, M. J. *Magmarisems in the Ocean basins*". Geological Society of London, Special Publication42 (1989) 313-345.
- [24] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoitte M., Prouteav G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106(3-4) (2009) 380-398.
- [25] Wang Q., Wyman D. A., Xu J. F., Zhao Z. H., Jian P., Xiong X. L., Bao Z. W., Li C. F., Bai Z. H., "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization", *Lithos* 89 (3-4) (2006) 424-446.
- [26] Pearce J.A., Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*". Geological Society of London (1993) 373-404.