

## سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب‌غرب اراک و مقایسه‌ی آن با مناطق هم‌جوار

زهرا طهماسبی<sup>\*</sup>، فرزانه سپهوند، احمد احمدی‌خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۱۸)

چکیده: سنگ‌های دگرگون مورد بررسی شامل دو گروه ناحیه‌ای و مجاورتی هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عبارتند از اسلیت، فیلیت و میکاشیست و در گستره‌ی رخساره‌ی شیست‌سبز قرار می‌گیرند، و سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست لکه‌دار و هورنفلس. کوارتز، کلریت، مسکوویت، بیوتیت و کردیریت کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که پیدایش کانی کردیریت به صورت لکه در این سنگ‌ها حاصل دگرگونی مجاورتی است. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که کلریت از نوع رپیدولیت است و میکاها غنی از عضو نهایی مسکوویت هستند. محاسبات انجام شده روی کانی کلریت نشان می‌دهد که این کانی در دمای حدود ۴۱۶-۳۷۸ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار پایین تا متوسط متبلور شده‌است. با توجه به بررسی‌های انجام شده، پروتولیت سنگ‌های مورد بررسی، رسوبی و از نوع گریوک و یا شیل بوده است. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (مانند  $\text{Ni}, \text{Rb}, \text{TiO}_2, \text{K}_2\text{O}$ ) ماهیت حدواسط تا اسیدی در حد آندزیت تا ریوداسیت را برای سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها نشان می‌دهد. نمودارهای ژئوشیمیابی متمایز‌کننده و بی‌亨جاري منفی عناصری نظیر  $\text{P}, \text{Ti}, \text{Ba}, \text{Sr}$  و بی‌亨جاري مثبت عناصری نظیر  $\text{K}, \text{Rb}$  بیانگر جابجایی این عناصر ضمن فرایندهای دگرسانی و دگرگونی است. نمودارهای جدا کننده‌ی محیط‌های زمین ساختی نشان‌گر محیط وابسته به فرورانش برای این سنگ‌هاست و بر مبنای اکسید عناصر اصلی، محیط زمین ساختی تشکیل رسوب‌های اولیه‌ی حاشیه‌ی فعال قاره بوده است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌ی شیست‌سبز؛ کردیریت؛ رپیدولیت؛ پروتولیت؛ فرورانش؛ اراک.

سیرجان بوده که جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی در تکامل ساختاری آن نقش بسزایی داشته‌اند [۲]. تزریق توده‌های گرانیتوئیدی آستانه به سن ژوراسیک میانی [۳] در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده تریاس‌فوقانی-ژوراسیک، سبب دگرگونی مجاورتی به صورت شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس شده است [۴].

بررسی‌های انجام گرفته روی سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه در حد زمین‌شناسی عمومی بوده [۷-۱۰] و

### مقدمه

مجموعه‌ی دگرگون آستانه، در استان مرکزی و در ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان اراک و ۶ کیلومتری جنوب آستانه بین طول‌های جغرافیایی "۱۵° ۴۹' ۰۰" تا "۱۶° ۲۲' ۰۰" و عرض‌های جغرافیایی "۳۳° ۴۶' ۱۰" تا "۳۳° ۵۳' ۰۰" شمالی با وسعت تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع قرار گرفته‌اند [۱] (شکل ۱).

این منطقه از نظر زمین‌ساختی بخشی از پهنه‌ی سنتندج

\*نویسنده مسئول، تلفن-نامبر: ۰۶۴۳۱۲۰۶۱۲، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

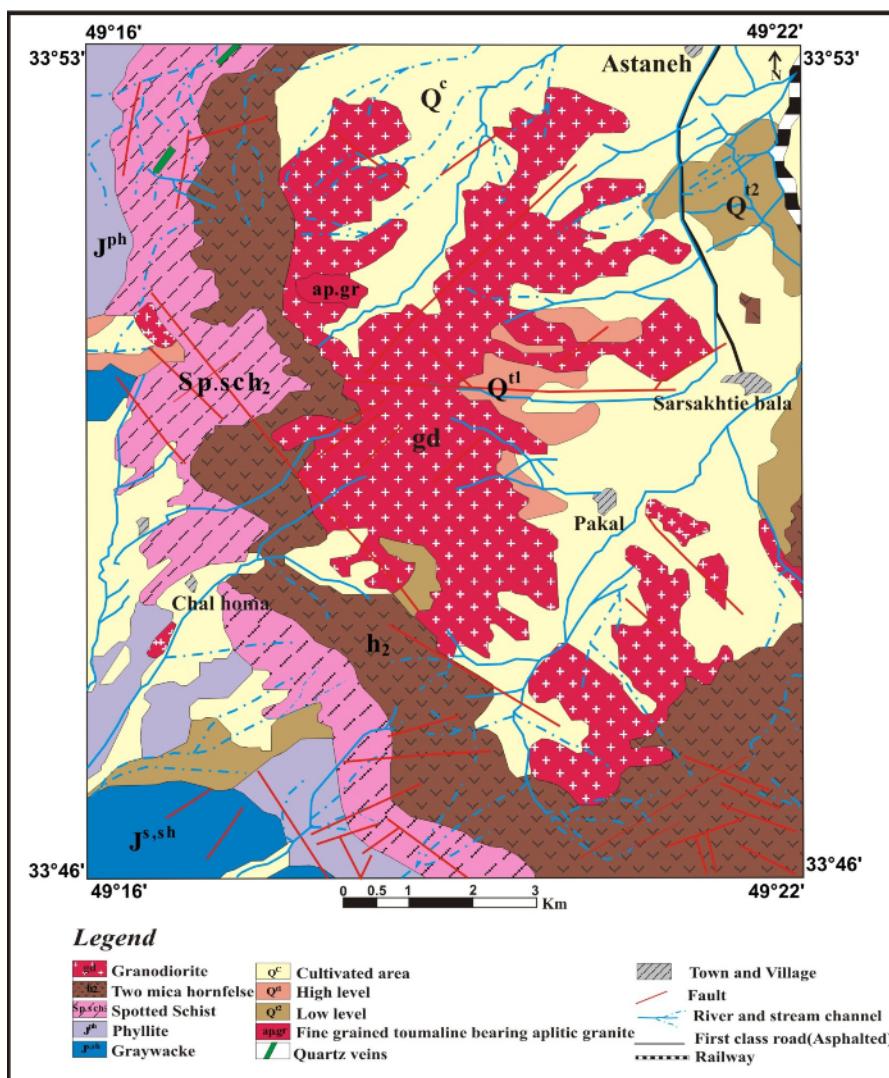
قطع نازک صیقلی تهیه شد و آنالیز نقطه‌ای با کاونده‌ی JXA-8200 در آزمایشگاه دانشگاه هلو در اسپانیا روی ۵ نمونه از کلریت‌های پیشوونده و ۴ نمونه مسکویت به عمل آمد (جدول ۱). در نهایت پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده، به منظور آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS آنالیز شد.

های دگرگون انتخاب شدند و در آزمایشگاه S.G.S کانادا آنالیز شیمیایی شدند [۸] و با آنالیزهای شیمیایی ۲۱ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی الیکودرز [۹] و ۱۵ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی بروجرد [۱۰] به عنوان بخشی از پهنه‌ی سنندج-سیرجان مقایسه شد.

تنها بررسی‌های سیستماتیک و دقیقی که روی این سنگ‌ها انجام گرفته است در قالب پایان‌نامه‌ی مولف دوم [۸] است که در اینجا سعی شده است تا با بررسی‌های سنگ‌شناختی و استفاده از نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌کل و آنالیزهای نقطه‌ای کانی‌ها، به ماهیت ژئوشیمیایی و سنگ‌زایی آن‌ها پرداخته شود.

### روش کار

طی بررسی‌های صحرایی از واحدهای مختلف سنگی، با توجه به تغییرات سنگ‌شناختی و ویژگی‌های فیزیکی، بیش از ۴۰ نمونه برداشت شده‌اند و برای بررسی بافت‌ها و کانی‌ها از نمونه‌ها، مقطع نازک، و برای پی‌بردن به نوع کانی کلریت و مسکویت



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند [۱].

جدول ۱ داده‌های حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلریت و مسکوویت از شیسته‌های منطقه‌ی آستانه.

Samples	Chl1	Chl2	Chl3	Chl4	Chl5	Ms1	Ms2	Ms3	Ms4
SiO <sub>2</sub>	۲۳,۳۷	۲۴,۰۱	۲۳,۹۱	۲۳,۴۶	۲۳,۴۲	۴۴,۲۴	۴۴,۰۵	۴۳,۹۱	۴۴,۱۸
TiO <sub>2</sub>	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۳۸	۰,۴۱	۰,۴۶	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۲,۶۹	۲۲,۶۹	۲۲,۳۰	۲۲,۳۵	۲۳,۵۲	۳۵,۶۷	۳۵,۳۹	۳۵,۹۴	۳۶,۴۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	۰,۱۴	-	۰,۰۴	-	-	-	۰,۱۷
FeO	۳۱,۴۸	۳۱,۱۰	۲۸,۳۲	۲۹,۴۶	۲۹,۰۴	۱,۴۶	۱,۵۵	۱,۹۷	۱,۰۹
MnO	۰,۳۵	۰,۳۶	۰,۳۹	۰,۴۷	۰,۴۰	۰,۰۰۳	-	-	۰,۰۳۴
MgO	۹,۰۱	۹,۴۷	۱۱,۸۴	۱۱,۱۶	۱۱,۳۷	۰,۶۶	۰,۸	۰,۹۶	۰,۸۳
CaO	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱۳	۰,۰۲	۰,۰۱	-	۰,۰۱	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	۰,۰۲	-	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۶۴	۰,۷۶
K <sub>2</sub> O	۰,۰۲	۰,۱۳	-	۰,۰۰۵	۰,۰۳	۱۰,۳۶	۹,۹۵	۹,۹۷	۱۰,۴۰
Total	۸۶,۱۰	۸۸,۰۲	۸۷,۹۹	۸۸,۰۲	۸۷,۹۷	۹۳,۴۷	۹۲,۸۵	۹۳,۸۶	۹۳,۶۷
Si	۲,۵۷	۲,۶۱	۲,۵۵	۲,۵۲	۲,۵۱	۶,۰۲	۶,۰۳	۵,۹۶	۶
Ti	۰,۰۰۳	۰,۰۰۸	۰,۰۰۶	۰,۰۰۷	۰,۰۱۱	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	-
Al <sup>(IV)</sup>	۱,۴۳	۱,۳۹	۱,۴۵	۱,۴۸	۱,۴۹	۱,۱۰	۱,۱۰	۲,۰۱	۲
Al <sup>(V)</sup>	۱,۵۲	۱,۵۱	۱,۴۹	۱,۴۸	۱,۴۹	۳,۷۵	۳,۷۳	۳,۷۱	۳,۸۳
Cr	-	-	۰,۰۱۶۵	-	۰,۰۰۳۳۱	-	-	-	-
Fe <sup>+2</sup>	۲,۸۴	۲,۷۵	۲,۴۹	۲,۶۴	۲,۵۹	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۲۲	۰,۱۲
Fe <sup>+3</sup>	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	-	-	-	-
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	-	-	-	۰,۰۰۴
Mg	۱,۴۸	۱,۵۳	۱,۸۹	۱,۷۹	۱,۸۲	۰,۱۳	۰,۱۶	۰,۲۰	۰,۱۳
Ca	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	-	۰,۰۰۱	-	-
Na	-	۰,۰۱	-	۰,۰۱	۰,۰۰۲	۰,۲۰	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۲۰
K	۰,۰۰۶	۰,۰۴	-	۰,۰۰۱	۰,۰۹	۱,۸۰	۱,۷۴	۱,۷۲	۱,۸۰
X <sub>fe</sub>	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۵۷۳	۰,۶۰	۰,۶۰	-	-	-	-
X <sub>mg</sub>	۰,۳۴	۰,۳۶	۰,۴۳	۰,۴۰	۰,۴۱	-	-	-	-

دارای لمس چرب هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها کوارتز، کلریت، میکائی سفید (سریسیت) بوده و کانی‌های تیره و پیریت (شکل ۳ب) از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محاسب می‌شوند. به دنبال افزایش درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای، اسلیت به فیلیت تبدیل شده است که از نظر کانی‌شناسی مشابه اسلیت‌ها بوده ولی دانه‌ها درشت‌ترند و تورمالین با خاستگاه گرمایی [۱۱] نیز به عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شود. بالاترین درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه را میکاشیست‌ها تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بافت لپیدوبلاستیک و لپیدوگرانوبلاستیک هستند و حاوی کانی‌های کوارتز، کلریت، مسکوویت و بیوتیت، تورمالین با خاستگاه گرمایی [۱۱]، مواد آلی و اکسیدهای آهن-تیتانیوم هستند (شکل ۳ت و ث). از ویژگی‌های سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای می‌توان به وجود چین خوردگی (چین-های خوابیده نسل اول [۲۲]), برگوارگی S<sub>۱</sub> و تأثیر زون‌های برشی اشاره کرد (شکل ۳پ، ت، ث).

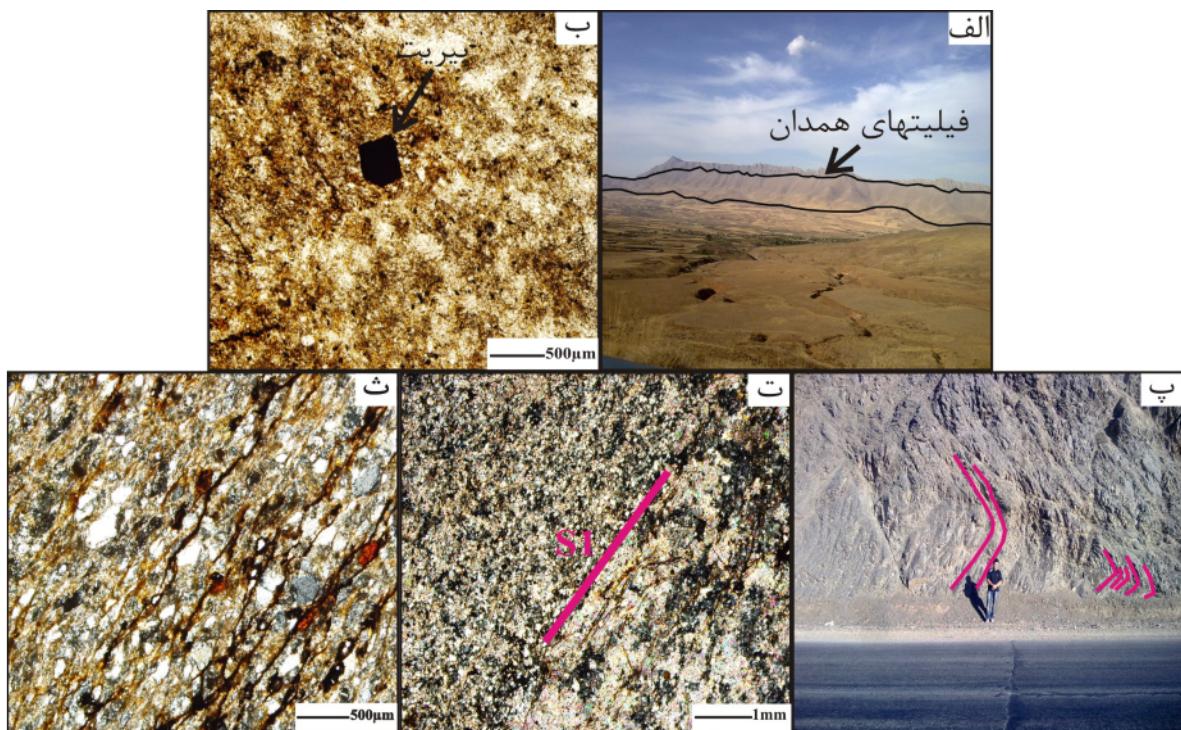
### ویژگی‌های صحرابی و سنگ نگاری

سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه عبارتند از سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای و مجاورتی (شکل ۲-الف و ب). مرز بین این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص است. علاوه بر این، ساخت زمین‌ساختی و ویژگی‌های فیزیکی در برخی موارد شرایط مساعد برای نشست شاره‌های حاصل از انجماد توده‌های گرانیت‌ویدی حین سردشدن به درون سنگ‌های دگرگون را فراهم کرده است که در نتیجه سبب تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در دمای بالا به کانی‌های شاخص با دمای پایین می‌شود. به عنوان مثال می‌توان به پنیتی شدن (مجموعه سریسیت و کلریت) کردیریت اشاره کرد (شکل ۲-پ).

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای که پهنه‌ی گستردگی از منطقه را در بر می‌گیرند شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست‌اند که به صورت تپه ماهور دیده می‌شوند (شکل ۳الف). اسلیت‌ها اغلب به رنگ تیره سیاه بوده و به صورت ریزدانه و تا حدودی



شکل ۲ تصویر صحرایی از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه، الف: دگرگونی ناحیه‌ای در شمال روستای چال هما ب: دگرگونی مجاورتی در جنوب غربی آستانه (مرز گرانوودیوریت با هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی) پ: تصویر میکروسکوپی از دگرگونی قهقهای (شیست لکه‌دار، پنیتی شدن یا تبدیل کردیریت به کلریت و سربیست).



شکل ۳ الف: تصویر صحرایی از فیلیت‌های همدان در شمال غرب آستانه ب: تصویر میکروسکوپی از اسلیت‌ها پ: چین خوردگی در شیست‌های مورده بررسی در شمال روستای چال هما ت: تصویر میکروسکوپی از شیست‌ها با فولیاسیون S1 ث: تصویر میکروسکوپی از تأثیر منطقه‌های روشی روی شیست‌های منطقه.

و ب). با پیشرفت دگرگونی، برگوارگی سنگ‌ها محو شده و هورنفلس‌ها با بافت گرانوبلاستیک ایجاد می‌شوند. کانی‌های اصلی در هورنفلس‌ها شامل کوارتز، کلریت، موسکوویت و بیوتیت هستند (شکل ۴ پ و ت). با توجه به پارازنز کانی‌ها، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره‌ی شیست سبز و

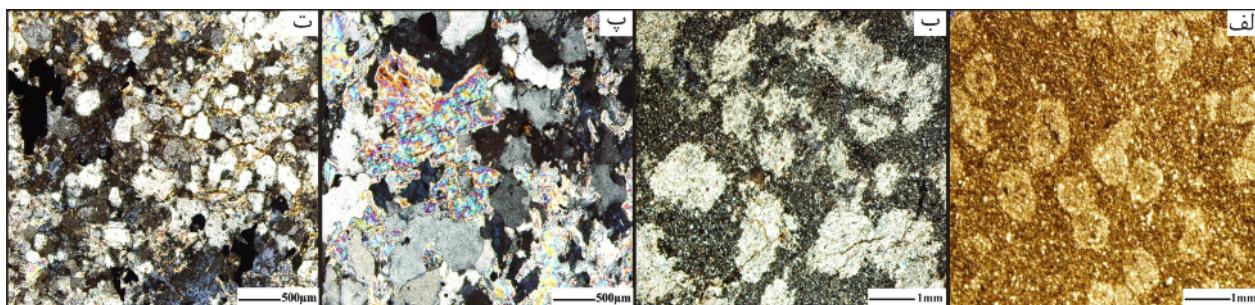
با ترتیق توده گرانیتوئیدی آستانه درون اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها، دگرگونی مجاورتی حاصل شده است که شامل شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس است. با نزدیک شدن به توده‌ی گرانیتوئیدی، در اسلیت‌ها و میکاشیست‌ها، لکه‌های سیاه رنگی از کردیریت به صورت پورفیروبلاستی ظاهر می‌شود (شکل ۴ الف)

پیشرونده‌ی منطقه از نوع رپیدولیت (شکل ۶ الف و ب) و فرمول کاتیونی آن به صورت،  $(Mg_{1.47-1.88} Fe^{+2}_{2.49-2.84} Al^{VI}_{1.48-1.51})_M (Si_{2.51-2.60} Al^{IV}_{1.39-1.48})_T O_{10} (OH)_4$  است. کسر مولی منیزیم برای این کانی  $0.43 - 0.54$  است، در حالی که کسر مولی آهن آن‌ها  $0.66 - 0.57$  است. همچنین بنابر نمودار مثلثی  $Mg-Al^{+2}-Fe$  [۱۵] کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند (شکل ۶-پ).

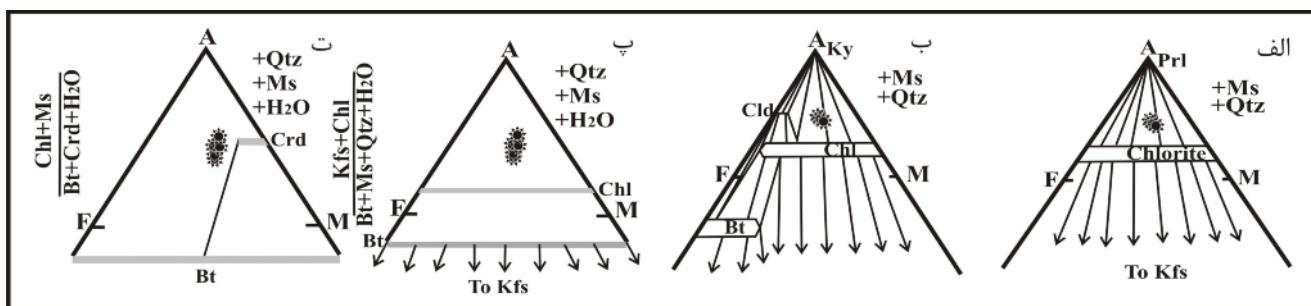
زون کلریت و بیوتیت پیشرفته است (شکل ۵-الف و ب) و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره‌ی هورنفلس بوده و در گستره‌ی منطقه‌های بیوتیت و بیوتیت-کردیریت قرار می‌گیرد [۱۲] (شکل ۵-پ، ت).

#### ژئوشیمی شیمی‌کانی

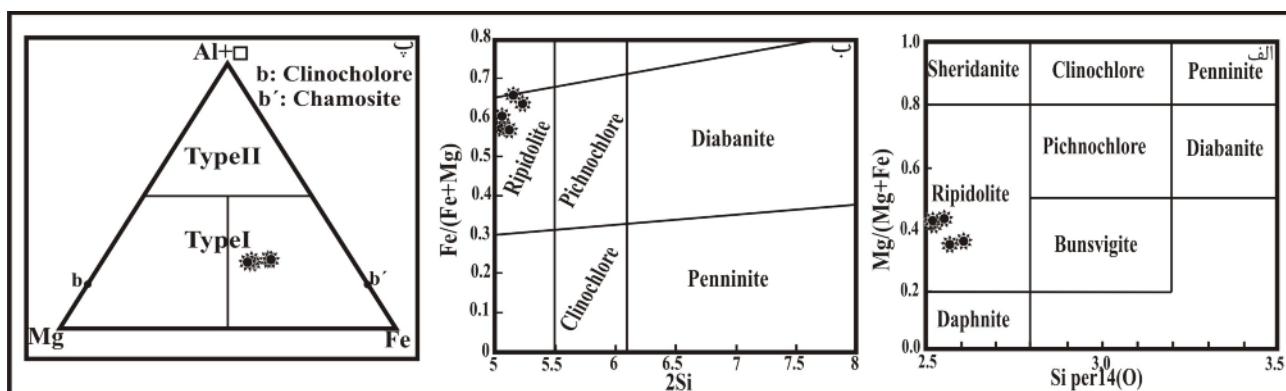
کلریت: براساس رده‌بندی  $Mg/Mg+Fe$  نسبت به Si [۱۳] و  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$  نسبت به Si [۱۴]، کلریت‌های نمودار



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی الف و ب: اسلیت و شیست لکه‌دار (کردیریت) پ و ت: هورنفلس.



شکل ۵ روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های دگرگون آستانه در سیستم AFM. الف: زون کلریت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای ب: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای پ: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی ت: زون بیوتیت-کردیریت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی.



شکل ۶ نمودارهای رده‌بندی کلریت‌ها که براساس آن‌ها کلریت‌ها از نوع رپیدولیت هستند. الف: طبقه‌بندی [۱۳] که بر پایه‌ی  $Mg/Mg+Fe$  نسبت به Si ب: نمودار  $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$  نسبت به Si [۱۴] پ: تعیین نوع کلریت بر اساس [۱۵]، بنابراین نمودار، کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند.

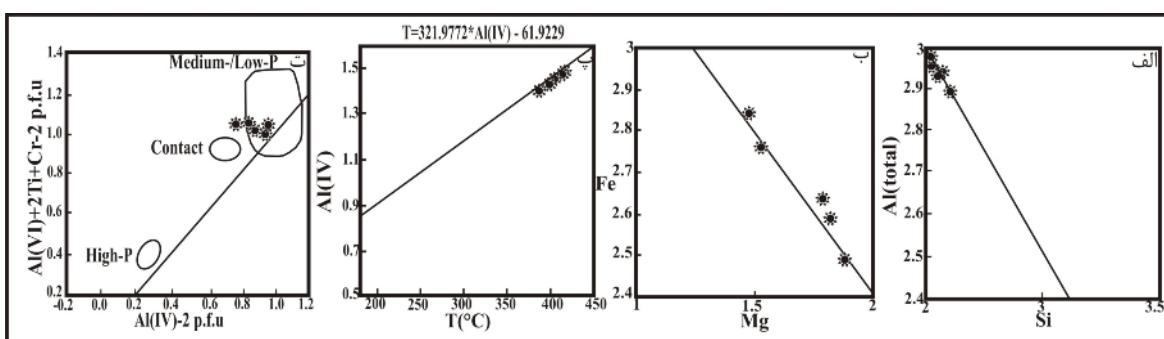
کرده‌اند (جدول ۲) که با استفاده از رابطه‌ی  $T - Al^{(IV)}$  و نمودار اصلاح شده [۱۹] (شکل ۷-پ) دمای تبلور کلریت‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۴۱۶-۳۸۷ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بنابر شکل (۷-ت، [۲۰]) که از  $Al^{(VI)} + 2Ti + Cr-2$  (a.p.f.u) در برابر  $Al^{(IV)} - 2(a.p.f.u)$  استفاده شده است، کلریت‌های آنالیز شده در گستره‌ی فشار پایین تا متوسط قرار می‌گیرند.

مسکویت: بر اساس آنالیزهای انجام شده (جدول ۱)، مقدار متوسط کاتیون  $Si$  این کانی ۶ به ازای ۲۲ اکسیژن است و کاتیون‌های  $Al^{(IV)}$  و  $Al^{(VI)}$  نیز به ترتیب برابر با ۲ و ۳/۷۵ هستند. برای پی بردن به نوع میکاهای سفید موجود، از نمودار سه‌تایی ارائه شده توسط [۲۱] استفاده شد (شکل ۸-الف). این مسکویت‌ها در شیوه‌های دگرگونی به صورت اولیه هستند و یک نمونه از آن‌ها ثانویه بوده است. بنابر شکل (۸-ب، [۲۲]), میکاهای به سمت قطب پتابسیم‌دار گرایش دارند و در واقع از نوع مسکویت هستند. نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکویت-سلادونیت [۲۳] از دیگر نمودارهای مورد استفاده برای تعیین نوع میکاهای مورد بررسی است (شکل ۸-پ). در این نمودار ترکیب میکاهای به صورت مسکویت است که تمایلی به سمت فنریت را نشان می‌دهند. محور جایگزینی بروی شکل (۸-ت) عضو نهایی فنریت را در مسکویت مشخص می‌کند [۲۴] (هرچه دمای دگرگونی بیشتر شود، محتوا فنریت نیز کمتر می‌شود).

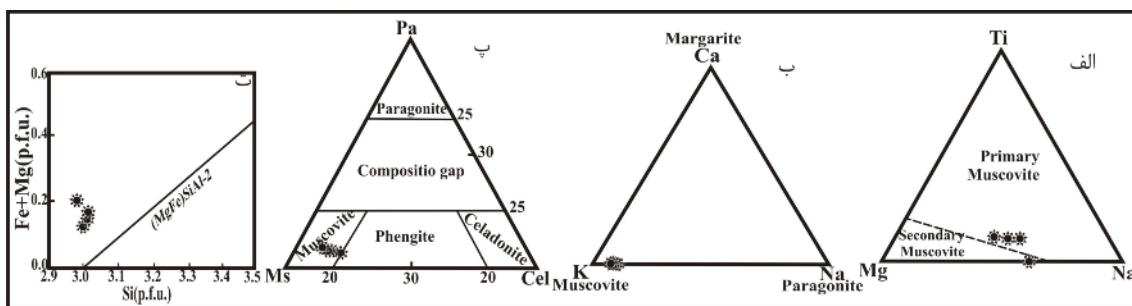
در ساختار بلور کلریت‌های مورد بررسی، بین کاتیون  $Al^{+3}$  با کاتیون  $Si^{+4}$  از یک طرف و بین کاتیون  $Al$  با کاتیون‌های  $Fe^{+2}$  و  $Mg^{+2}$  از طرف دیگر جانشینی‌های گسترده‌ی اتمی روی داده‌اند به گونه‌ای که کاتیون  $Al$  می‌تواند در دو موقعیت چهار وجهی  $Si$  و هشت وجهی وارد شود. در جایگاه چهاروجهی  $Al$  جانشین  $Si$  می‌شود و از این رو افزایش مقدار  $Al$  در این جایگاه با کاهش مقدار  $Si$  همراه خواهد بود. مقدار  $SiO_2$  با  $Al_2O_3$  و  $Mg$  با  $Fe$  در کلریت‌ها دارای همبستگی وارونند، این ارتباط میان عناصر یاد شده بیانگر جانشینی چرمک و  $Fe-Mg$  در ساختار کلریت است که با افزایش دما همخوانی دارد و نیز تأثیر ترکیب کل سنگ روی ترکیب کلریت را نشان می‌دهد ([۱۶]، شکل ۷ الف و ب). مقدار  $Al$  کل نزدیک به مقدار ایده آل آن (a.p.f.u) ۲ است. در رابطه‌با جانشینی‌های اتمی صورت گرفته در این کلریت‌ها مقدار  $Al^{(IV)}$  با افزایش دما به صورت منظم افزایش می‌یابد و از این رو رابطه  $T-Al^{(IV)}$  برای تعیین دمای تشکیل (تبلور) کلریت‌ها پیشنهاد شده است. افزایش مقدار  $Al^{(IV)}$  کلریت متأثر از افزایش دما و نسبت  $(Fe/Fe+Mg)$  در واحد فرمولی آن است ([۱۷]). نتایج حاصل از دما‌سنجی کلریت به روش‌های مختلف در جدول ۲ ارائه شده‌اند. بین  $Al^{(IV)}$  و دما یک ارتباط مثبت وجود دارد به‌طوری که  $Al^{(IV)}$  به عنوان یک زمین‌دما‌سنج به کار گرفته می‌شود و این فرمول یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین دمای کلریت است ([۱۸] جدول ۲). رابطه‌ای بین دما بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد و  $Al^{(IV)}$  بیان

جدول ۲ میانگین دمای کلریت‌های موجود در شیوه‌های مورد بررسی به روش‌های مختلف.

روش	معادله	$T(^{\circ}C)$
Cathelineau & Nieva(1985)[18]	$T(^{\circ}C)=Al^{IV}+8.26.10^{-2}/4.71.10^{-3}$	۳۲۴,۸۴
Cathelineau(1988) [19]	$T(^{\circ}C)=-61.92+321.98(Al^{IV})$	۴۰۴,۱۱
MacLean & Kranidiotis(1987) [25]	$T=106[Al^{IV}+0.7(Fe/Fe+Mg)]+18$	۲۱۶,۷۵
Jowett(1991) [26]	$T=319[Al^{IV}+0.1(Fe/Fe+Mg)]-69$	۴۱۲,۲۰
Xie(1997) [27]	$T=321.98[Al^{IV}+1.33(0.3-Fe/Fe+Mg)]-61.92$	۲۷۱,۰۱



شکل ۷ الف و ب: تغییرات عناصر  $\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg}$  و  $\text{Si}$  در ریبدولیت‌های آستانه  $\text{p}$ : دمای تبلور کلریت‌های سنگ‌گون ناحیه‌ای منطقه بر اساس نمودار  $\text{T} = 321.9772 \times \text{Al}(\text{IV}) - 61.9229$  [۱۹] ت: ترکیب شیمیایی کلریت‌ها روی نمودار  $\text{Al}(\text{VI}) + 2\text{Ti} + \text{Cr} - 2$  دربرابر  $\text{Al}(\text{IV})$ , خط ربط, نشان‌دهنده‌ی جانشینی چرم‌ماک در منطقه‌های مختلف دگرگونی است [۲۰].

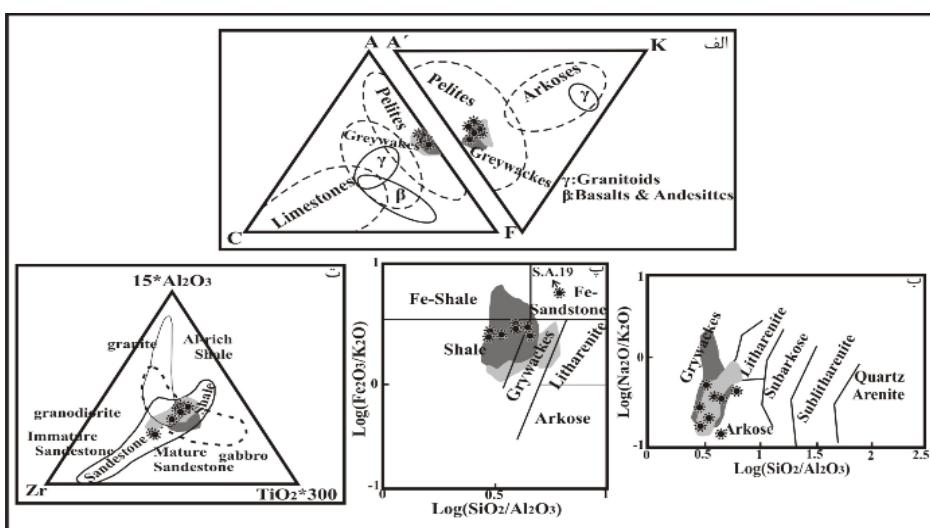


شکل ۸ الف: موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۱] ب: موقعیت میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۲] پ: ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکوویت-سلادونیت [۲۳]، ت: ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها بر روی نمودار  $\text{Fe} + \text{Mg} / \text{Si}(\text{Per}11\text{oxygens})$  دربرابر [۲۴]

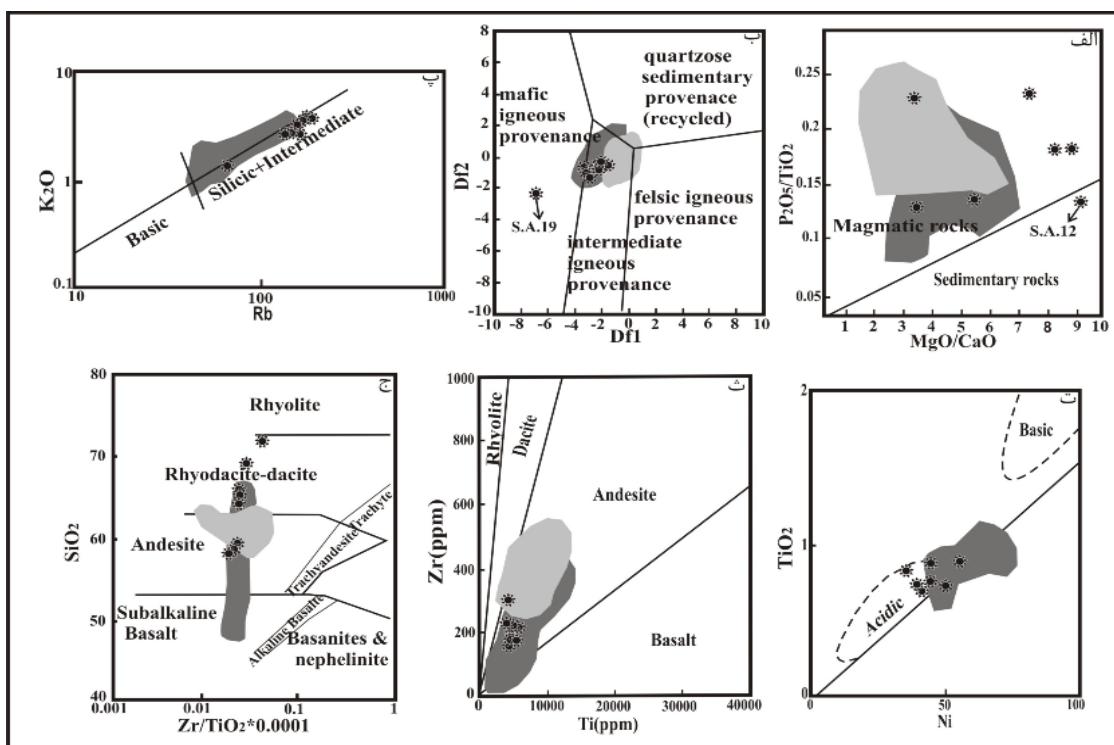
حدودی گریوک و آرکوز، به عنوان سنگ رسوبی اولیه دگرگون شده در نظر گرفته می‌شود (شکل ۹-ب، پ). نمودار  $\text{Zr}-15 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 \times 300$  [۳۱]، شیل و ماسه سنگ را به عنوان سنگ مادر شبه متابالیت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۹-ت). نمودار دوتایی  $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{MgO}/\text{CaO}$  برای تعیین خاستگاه رسوب اولیه سنگ‌گونی دگرگونی منطقه استفاده شده است (شکل ۱۰-الف) که بر اساس آن، سنگ‌های مورد بررسی خاستگاه آذربین دارند. بر پایه‌ی نمودار توابع تشخیصی [۳۲]، خاستگاه سنگ‌های رسوبی مناطق آستانه، الیگودرز و بروجرد، آذربین حدوداً بوده‌اند (شکل ۱۰-ب). از طرف دیگر براساس نمودارهای [۳۴] سنگ آذربین مولد این رسوب‌ها از نوع حدوداً تا اسیدی بوده است (شکل ۱۰-پ و ت). با استفاده از نمودارهایی که بر پایه‌ی دو عنصر نامتحرك  $\text{Ti}$  و  $\text{Zr}$  طراحی شده‌اند [۳۵، ۳۶]، مشخص شد سنگ آذربین اصلی ترکیبی در حد آندزیت تا ریوداسیت داشته است (شکل ۱۰-ث و ج). چنین سنگ‌هایی در منطقه‌ی مورد بررسی رخمنون ندارند ولی در بخش جنوبی این منطقه به فراوانی یافت می‌شوند.

**شیمی سنگ کل**  
براساس داده‌های شیمیایی [۸]، میزان  $\text{SiO}_2$  سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی آستانه بین  $58/4 - 72/1$  درصد وزنی متغیر است. میزان  $\text{MgO}$  در گستره‌ی  $1/59 - 2/33$  درصد،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در گستره‌ی  $6/29 - 8/37$  درصد و اکسید آلومینیوم بین  $20/2 - 11/2$  درصد در تغییر است. نمونه‌های پرسیلیس از محتوای  $\text{Ti}$ ،  $\text{Mg}$ ،  $\text{Fe}$ ،  $\text{Al}$  کمتری برخوردارند. بهمین دلیل، کانی‌های شاخص دگرگونی سنگ‌های رسی که اغلب فرومیزین و سرشار از آلومینیوم هستند (مانند گارنت، کردیریت، استارولیت و آلومینوسیلیکات‌ها) در آن‌ها کمتر متبلور شده‌اند. نمونه‌های دگرگونی آستانه و بروجرد نسبت به الیگودرز از میزان کمتری از عنصر  $\text{Fe}$  و  $\text{Mg}$  برخوردارند که با حضور کم کانی‌های فرومیزین مانند بیوتیت، کردیریت و گارنت در منطقه‌ی آستانه و بروجرد همخوانی دارد.

بنابر نمودار [۲۸] (شکل ۹-الف)، سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی در گروه سنگ‌های پلیتی قرارمی‌گیرند و بر بنای تغییرات لگاریتمی  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  [۳۰، ۳۹]، شیل و تا



شکل ۹ الف: نمایش اقسام مختلف سنگها در نمودارهای ACF و A'FK و پ: ردهبندی [۲۹] که بر اساس آنها سنگ‌اوایله پیش از دگرگونی در منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع پلیتی هستند؛ ب: ردهبندی [۳۰] و پ: ردهبندی [۳۱] که بر اساس آنها سنگ‌اوایله پیش از دگرگونی در منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع شیل و تا حدودی گربوک شیل و تا حدودی مادر ماسه‌سنگ را سنگ مادر متاپلیت‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۱۰ الف: نمودار جدایی سنگ خاستگاه آذرین و رسوی [۳۲] که همهی نمونه‌ها در گستره‌ی آذرین قرار می‌گیرند ب: نمونه‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد در نمودار توابع تشخیصی [۳۳]، در گستره‌ی سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند.  
 $DF1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3(t)/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$   
 $DF2 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3(t)/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$

پ: این نمودار [۳۴] نشان‌دهنده‌ی خاستگاه سیلیسی و حدواسط برای رسوی‌های مادر منطقه است: نمودار  $TiO_2$  نسبت به  $Ni$ ، نمونه‌های مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد خاستگاه اسیدی تا حدواسط را نشان می‌دهند؛ نمودار  $Zr-Ti$  [۳۵]، نمونه‌ها در گستره آندزیت واقع شده‌اند؛ ج: براساس نمودار [۳۶] رسوی‌های مادر متاپلیت‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد خاستگاه آندزیت تا ریوداسیتی را نشان می‌دهد (علاوهً مانند شکل ۹).

تجزیه‌شده از منطقه‌ی آستانه در گستره‌ی جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

در شکل ۱۳-الف فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت بهنجار [۴۴] شده است که بنابر آن، یکنواختی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک از La تا Sm در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به چشم می‌خورد. الگوی جدایشی عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) برای این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر نقش خاستگاه این سنگ‌هاست و الگوی عناصر نادر خاکی در متاپلیت‌های مورد بررسی مشابه عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است.

در شکل (۱۳-ب) تغییرات عناصر که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده‌اند [۴۵] نشان داده شده است. در این نمودار به روشی بی‌هنجری منفی عناصر این نمودار باشد و  $Nb, Ba, Sr, Ta, Ti$  و  $P$  که از ویژگی مناطق قوسی است، دیده می‌شود.

وجود بی‌هنجری منفی  $P, Ti, Nb$  در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۴۶]. بی‌هنجری منفی  $Eu$  خاکی از این است که یا فلدسپات‌ها یک فاز مهم در باقی‌مانده‌ی ذوب نشده بود، یا در فرآیند جدایشی درگیر شده‌اند [۴۷].

از طرف دیگر در این شکل (Rb,Th)LILEs و (Nb,Ta,Hf,Zr,Sm,Y,Yb) HFSE (La,Ce,Nd) نسبت به غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش هستند [۴۸، ۴۹، ۴۶]. بی‌هنجری منفی  $Nb-Ta$  نیز یا از مناطق فرورانش است [۴۶].

از نسبت عناصر کمیاب  $Zr/Y$  نیز می‌توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی استفاده کرد [۵۰]. چنانچه نسبت  $Zr/Y < 3$  باشد، جایگاه زمین‌ساختی، کمان‌های آتشفسانی اقیانوسی و اگر  $Zr/Y > 3$  باشد کمان‌های آتشفسانی قاره‌ای است. سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت  $Zr/Y > 3$  هستند لذا در گروه کمان‌های آتشفسانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

برای تعیین درصد هوازدگی سنگ خاستگاه، از نمودارهای مثلثی (ACNK) [۳۷، ۳۸] و (PIA) [۴۰، ۳۹] می‌توان استفاده کرد. براساس نمودار (ACNK)، نمونه‌های منطقه‌ی آستانه از دگرگونی با درجات بالا از سنگ خاستگاه آذرین حاصل شده‌اند (شکل ۱۱-الف).

افزایش درجه دگرگونی منجر به کاهش Mg, Ca, K, Na (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) و غنی‌شدگی از MgO, CaO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O می‌شود. برای بررسی این موارد از شاخص شیمیایی دگرگونی (CIA) یا (Chemical Index Alteration) استفاده می‌شود. محاسبه این پارامتر با استفاده از فرمول زیر انجام می‌گیرد

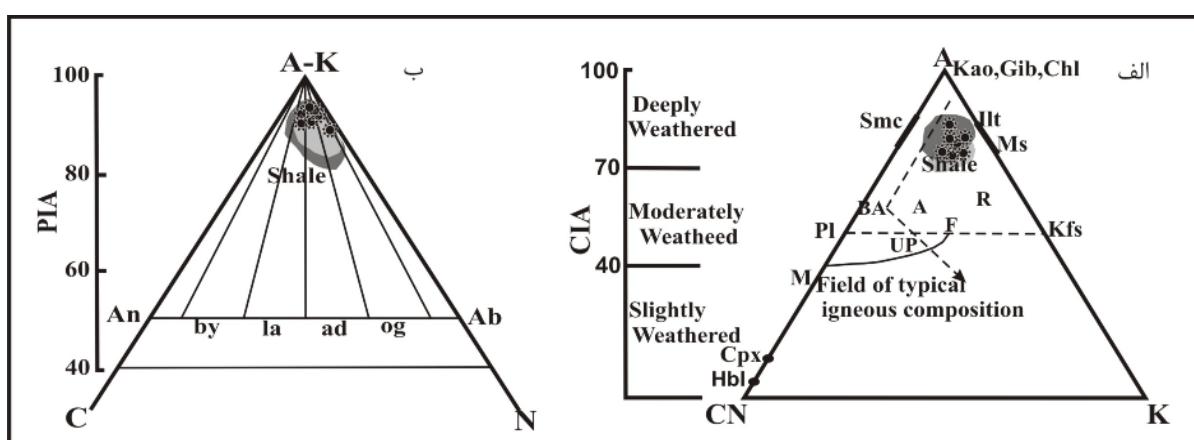
[۳۸]

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \times 100$$

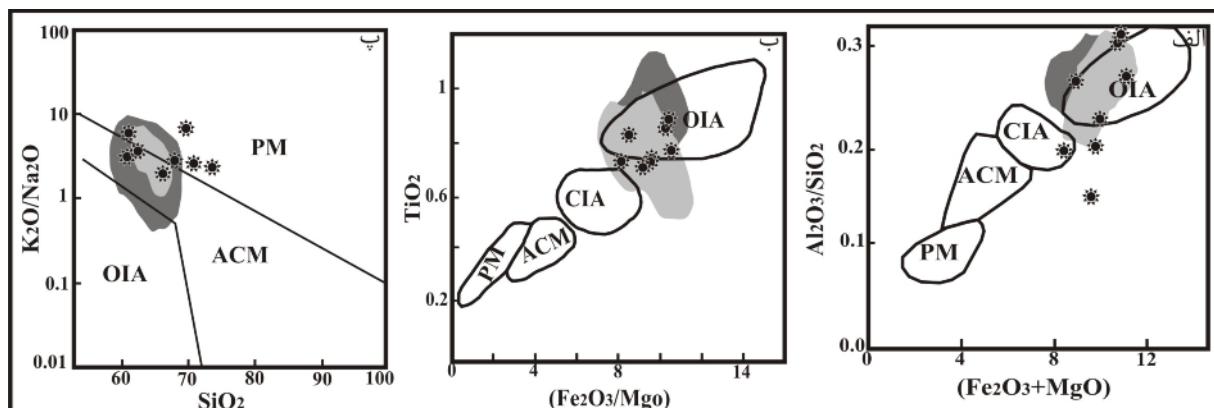
در این نمودار شاخص شیمیایی دگرگونی برای منطقه‌ی مورد بررسی بیش از ۷۰ درصد بوده است و شاخص دگرگونی (PIA) فلدسپارها بدون در نظر گرفتن پتاسیم در سنگ آذرین بیش از ۸۰ درصد است. در این نمودار مثلثی نوع پلاژیوکلاز موجود در سنگ آذرین مادر رسوب‌ها را آندزین تا لاپرادوریت نشان می‌دهد (شکل ۱۱-ب) که با متغیر بودن ترکیب سنگ آذرین خاستگاه با خاستگاه (اسیدی تا بازی و به طور غالباً حدوداً ۰.۵) همخوانی دارد.

**موقعیت زمین‌ساختی:** [۴۱] عناصر Co, Sc, Y, Nb, Zr, Ti, Th, La و La را به عنوان مفیدترین عناصر برای شناسایی محیط‌های مختلف زمین‌ساختی استفاده کرده است. با استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرگونی؛ از قبیل آلومینیم و تیتانیم و نمودارهای [۳۳، ۴۲]، می‌توان به محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ رسوبی پی‌برد. بنابر شکل ۱۲ این دسته از نمودارها به صورت گسترده‌ای برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل رسوب به کار رفته‌اند [۴۳].

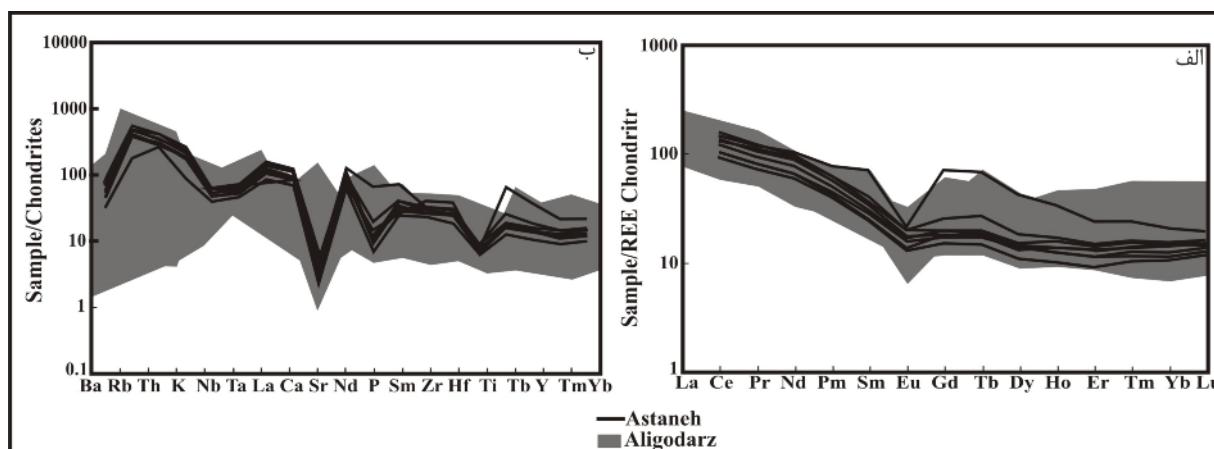
در تعیین محیط زمین‌ساختی هر سنگی اعم از آذرین و دگرگون که فراوانی عناصر اصلی و متحرك مانند سدیم، پتاسیم و کلسیم مورد استفاده قرار می‌گیرند، بایستی با احتیاط عمل کرد. دلیل آن فرآیندهای دگرگونی و متحرك بودن آن‌هاست. براساس نمودارهای موجود (شکل ۱۲)، نمونه‌های



شکل ۱۱ الف: مثلث ACNK (A=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CN=CaO+Na<sub>2</sub>O, K=K<sub>2</sub>O)، بر اساس آن خاستگاه بین رویلیت تا آندزیت و هوازدگی بیش از ۷۰ درصد برای متاپلیت‌های آستانه، الیگودرز و بروجرد ارزیابی می‌شود. ب: نمودار مثلثی PIA (A=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CN=CaO+Na<sub>2</sub>O, K=K<sub>2</sub>O)، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا لابرادوریت برای سنگ آذرین و دگرسانی بیش از ۸۰ درصد برای آن نتیجه گرفته شده است (علائم مانند شکل ۹).



شکل ۱۲ الف و ب: نمودارهای باتیا [۴۲]، که بنابر این نمودارها، سنگ‌های دگرگون مناطق مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی جزایر قوس اقیانوسی (OIA) قرار می‌گیرند. CIA: قوس جزایر قاره‌ای، PM: حاشیه‌ی غیر فعال، ACM: حاشیه‌ی فعال قاره پ: بر اساس نمودار [۳۳] نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و هم مرز با محیط پشت قوس قرار گرفته‌اند (علائم مانند شکل ۹).



شکل ۱۳ الف: نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۴] که غنی‌شدگی عناصر سبک نسبت به عناصر سنگین را نشان می‌دهد ب: نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۵] که الگوی فرونش را نشان می‌دهد.

## بحث

رسوب اولیه از تخریب چنین سنگ‌های آذرینی به وجود آمده است و ترکیب سنگ رسوبی اولیه‌ی این سنگ‌ها پیش از دگرگونی از شیل و گریوک بوده است. رسوب‌های آركوزی خاص محیط‌های ریفتی قاره‌ای هستند در صورتی که شیل و گریوک در محیط‌های اولاکوژنی، حوضه‌های با فرونشست سریع و حاشیه‌ی فعال قاره‌ها تشکیل می‌شوند که با محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد همخوانی دارد. همچنین بر اساس نمودارهای جدا کننده، محیط زمین ساختی تشکیل رسوب اولیه به قوس آتشفشاری وابسته بوده است. با توجه به اینکه منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون سنندج-سیرجان محسوب می‌شود، به نظر می‌رسد که این نتایج با برداشت عمومی در مورد وجود قوس آتشفشاری سنندج-سیرجان در حاشیه‌ی فعال ایران مرکزی در زمان مژوزوئیک [۵۱] سازگارند و نشان می‌دهند که سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی و نیز بروجرد-الیگودرز به احتمال زیادی در پیوند با فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای تختگاه ایران بوده است. بدین ترتیب که فرسایش باعث شکل گیری رسوب‌ها از سنگ‌های آذرین قوس با ترکیب آندزیتی تا ریوداستیتی به سن تریاس فوقانی [۵،۱،۴] شده است و این رسوب‌ها دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای و سپس با تزریق توده‌های عظیم گرانیتوئیدی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند.

## برداشت

- سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ‌های دگرگونی پلیتی است که از دو گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) در حد رخساره‌ی شیست‌سبز، و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) در حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس هستند.

- نشست شاره‌های حاصل از انجام توده‌ی گرانیتوئیدی سبب دگرگونی قهقرایی شده به طوری که در برخی از این سنگ‌ها، تبدیل کانی‌های با دمای بالا (کردیریت) به کانی‌های با دمای پایین (سریسیت و کلریت) دیده می‌شود.

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، عبارتند از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی. در اینجا مرز بین این دو نوع دگرگونی، با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص شده است و پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود.

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست هستند. این سنگ‌ها در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و گریوک بوده‌اند که دگرگون شده‌اند [۴]. بررسی روابط بین اکسیدهای تشکیل‌دهنده‌ی کلریت‌ها و دمای تبلور آن-آن‌ها گویای آن است که میان محتوای  $\text{SiO}_2$  و دمای تبلور آن-ها همبستگی وارون و شدیدی وجود دارد، به‌گونه‌ای که با افزایش سیلیس، دمای تبلور کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر می‌توان گفت که کلریت‌هایی که در دماهای بالاتری تشکیل می‌شوند، سیلیس کمتری در ترکیب خود دارند و بر عکس، از این‌رو، محتوای سیلیس کلریت‌ها می‌تواند شاخصی از دمای تبلور آن‌ها باشد. بنابراین با استفاده از شواهد کانی‌شناسی و رخساره‌های مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی و نبود کانی‌های فشار بالا (مانند کیانیت) و دمایی به دست آمده برای کانی‌کلریت می‌توان دمایی حدود ۳۵۰-۴۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشاری کم تا متوسط یعنی ۲ تا کمتر از ۴ کیلوبار را برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مورد بررسی در نظر گرفت.

سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس. مجموعه‌ی کانی‌شناسی شیست‌های لکه‌دار حاکی از دمایی بین ۴۲۵-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این سنگ‌هاست [۱۲] و حد دگرگونی زون بیوتیت را نشان می‌دهند. با نزدیک شدن به توده‌های گرانیتوئیدی، در این سنگ‌ها کردیریت نیز ظاهر می‌شود و سپس با پیشرفت تبلور و در نتیجه محو شدن تدریجی برگوارگی، این سنگ‌ها به هورنفلس تبدیل می‌شوند. لذا درجه‌ی دگرگونی سنگ‌های دگرگون مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) تا حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس پیش رفته است.

با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ کل، معلوم شد که پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه خاستگاه آذرین داشته و

- [7] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran", PhD Thesis, Leeds University, UK (1997).
- [۸] سپهوند ف، "ژئوشیمی و تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های دگرگونی منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، (۱۳۹۲).
- [۹] حسنوند م، "پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال غربی الیگودرز"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان، (۱۳۹۰).
- [۱۰] حسنوندی ا، "بررسی پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان، (۱۳۸۹).
- [۱۱] طهماسبی ز، احمدی خلجی ا، رجاییه م، "تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸)، ص ۳۶۹-۳۸۰.
- [12] Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie, Glasgow (1990) 162.
- [13] Hey M.H., "A new review of the chlorites", mineralogical Magazine 30 (1954) 277-292.
- [14] Pflumio C., "Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman)", in: Peters, T.J.(Eds), Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere, (1991) 313-351.
- [15] Bailey S. W., "Summary of recommendations of AIPPEA Nomenclature Committee". Clays and Clay Minerals 15 (1980) 85-93.
- [16] Munguira A.L., Nieto F., Morata D., "Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain", Clay Minerals 37 (2002) 267-281.
- [17] McDowell S.D., Elders W.A., "Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA", Contributions to Mineralogy and Petrology 74 (1980) 293-310.
- [18] Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres

- آنالیز نقطه‌ای کلریت و مسکویت شیسته‌های منطقه نشان می‌دهند که این کانی‌ها به فشار متوسط - کم وابسته‌اند و براساس دما‌سنجی کلریت، دمای بلور کلریتها در گستره‌ی ۴۱۶ تا ۳۸۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

- براساس داده‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌کل، پروتولیت رسوب‌اولیه‌ی دگرگون شده، خاستگاه آذربین داشته و ترکیب سنگ رسوبی‌اولیه‌ی دگرگون شده که از تخریب سنگ‌های آذربین به وجود آمده‌اند، شیل و تا حدودی ماسه سنگ است.

- محیط زمین ساختی سنگ‌های دگرگون مورد بررسی، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و نمودارهای جدا کننده، وابسته به فروزانش و کمان‌های آتشفشاری قاره‌ای است.

#### مراجع

- [۱] سهندی م، رادرفر ج، حسینی دوست س.ج، مجله م، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، برگ شماره ۵۸۵۷ (۱۳۸۵).
- [۲] مجله م، سهندی م، "تمکام تکتونیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن"، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۳۱-۳۲ (۱۳۷۸)، ص ۲۸-۴۹.
- [۳] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjal M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.
- [۴] رادرفر ج، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۶۶).
- [۵] سهیلی م، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خرم‌آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۱۳۷۱ D7.
- [۶] Berthier F., Billiaul H.P., Halbroronn B., Marizot P., "Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e cycle, Grenoble, (1974).

- [29] Pettijohn F.S., Potter P. E., Siever R., "Sand and Sandstones", Springer-Verlag, New York, (1972) 290.
- [30] Herron M.M., "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data", Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.
- [31] Garcia D., Fonteilles M., Moutte J., "Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites", Journal of Geology 102 (1994) 411-322.
- [32] Werner C.D., "Saxonian granulites-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes", ZfI-Mitteilungen 133 (1987) 221-250.
- [33] Roser B.P., Korsch R.J., "Provenances signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data", Chemical Geology 67 (1988) 119-139.
- [34] Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G., "Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock", Scotland, Precambrian Research 45 (1989) 203-214.
- [35] Hallberg J.A., "A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain", Journal of Geology Exploration 20 (1984) 1-8.
- [36] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [37] Vergara M., Levi B., Nystrom J.O., Cancino A., "Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile", Geology Society of American Bulletin 107 (1995) 1427-1440.
- [38] Nesbitt H.W., Young G.M., "Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations", Geochimica et Cosmochimica Acta 48 (1984) 1523-1534.
- [39] Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M., "Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance", Geology 23 (1995) 921-924.
- (Mexico) geothermal system", Contributions to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.
- [19] Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", Clay Minerals 23 (1988) 471-485.
- [20] Laid J., "Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous Phyllosilicates (et Baily, S.W.)", Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 19 (1988) 405-453.
- [21] Feenstra A., "An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations", Journal of Petrology 37 (1996) 201-233.
- [22] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., "Composition of plutonic muscovite: genetic implications", The Canadian Mineralogist 19 (1981): 25-34.
- [23] Schliestedt M., "Phasengleichgewichte in Hoch druckgesteinen von Sifnos", Griechen land. Ph.D. Thesis, Technical University Braunschweig, Germany, (1980) 142.
- [24] Lambert R.St.J., "The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of The Morar and Kroyart districts of Inverness-shire", Transactions of the Royal Society of Edinburgh 63 (1959) 553.
- [25] Kranidiotis P., Maclean W.H., "Systematics of Chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec", Economic Geology 82 (1987) 1898-1911.
- [26] Jowett E.C., "Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEGJoint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)", Program with Abstracts 16 (1991) A62.
- [27] Xie X., Byerly G.R., Ferrell R.E., "Iib trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications for geothermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 126 (1997) 275-291.
- [28] Winkler H.G.F., "Abolition of metamorphic facies", Fortschr. Mineral 47 (1970) 84-105.

- [46] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Unwin Hyman London, (1989) 466.
- [47] Arsalan M., Aslan Z., "Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 177-193.
- [48] Rogers G., Hawkesworth C.J., "A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters 91 (1989) 271-285.
- [49] Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M., "High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)", Journal of Petrology 37 (1996) 693-726.
- [50] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-51.
- [51] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405-417.
- [40] Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W., Hanchar J.M., "Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup", Canadian Precambrian Research 84 (1997) 17-36.
- [41] Bhatia M.R., Crook K.A.W., "Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins", Contributions to Mineralogy and Petrology 92 (1986) 181-193.
- [42] Bhatia M.R., "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones", Journal of Geology 92 (1983) 181-193.
- [43] Petersen N., Smith P.L., Mortensen J.K., Creaser R.A., Tipper H.W., "Provenance of Jurassic sedimentary rocks of south-central Quesnellia", British Columbia: implications for paleogeography, Canadian Journal of Earth Sciences 41 (2004) 103-125.
- [44] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- [45] Thompson A.B., "Magmatism of the British Tertiary volcanic Province", Scottish Journal of Geology 18 (1982) 50-107.