

مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پائین میکاشیست های حاشیه قاره‌ای مرتبط با آمیزه رنگین گیسیان - جنوب ارومیه

منیر مجرد*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۴/۲۳ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۱۲

چکیده

شیست‌های منطقه گیسیان در جنوب ارومیه از اجزاء افیولیت سیلوانا در منتهی‌الیه شمال غربی ایران بوده و در بخش آمیزه رنگین در نزدیکی مرز با ترکیه و عراق برونزد دارند. کانی‌شناسی ساده این واحد سنگی (موسکویت، بیوتیت، کلریت، کوارتز، فلدسپار و دانه اپک) و فقدان کانی‌های شاخص متاپلیت‌ها در آنها مانعی در جهت تخمین شرایط دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگ‌ها می‌باشد. ژئوشیمی سنگ‌ها حاکی از یک سنگ والد رسوبی اسیدی (شبیه پوسته قاره‌ای فوقانی) با تغذیه کننده آذرین در حد تراکیت به همراه درجه بالای از شاخص‌های هوازدگی و تغییر ترکیب در آن می‌باشد. این رسوبات نابالغ در یک محیط تکتونیکی نظیر حاشیه فعال قاره تکوین یافته و سپس طی تصادم قاره‌ها دچار دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (LT/LP-MP) با دو مرحله دگرشکلی شده‌اند. تخمین دما و فشار به روش مختلف از جمله ترسیم شبه‌برش دما-فشار برای ترکیب سنگ کل معین شیست‌های گیسیان، برآورد متوسط دما و فشار با واکنش‌های احتمالی و نیز قطع تعادل‌های چندگانه واکنش‌های محاسبه شده توسط نرم‌افزار THERMOCALC صورت گرفته و نتیجه برای شرایط اوج دگرگونی ناحیه‌ای دمای کمتر از 20 ± 550 درجه سانتیگراد و فشار کمتر از $1 \pm 5/5$ کیلوبار را به دست داده است.

واژه‌های کلیدی: آمیزه رنگین گیسیان، ارومیه، دگرگونی درجه پایین، زادگاه رسوبی، حاشیه فعال قاره.

مقدمه

برهم‌نهی وقایع تکتونیکی و دگرگونی در حواشی ورقه های پوسته زمین باعث به وجود آمدن سرزمین‌های پیچیده شده و پنهان شدن حوادث زمین‌شناختی پشت سر یکدیگر مانع از بازشناسی صحیح آنها می‌شود (Balén et al, 2017). در طی فرورانش یک پوسته اقیانوسی، رسوبات حاشیه و سنگ‌های زیرین از روی ورقه اقیانوسی فرورانده تراشیده شده و به صورت یک توده گوه‌ای شکل روی هم انباشته می‌شوند. این رسوبات تحت عنوان رسوبات افزایشی حاشیه فعال شناخته شده و اغلب بر روی ورقه فرورفته جا می‌گیرند (Karig and Sharman, 1975; Cloos, 1984; Sengor and Okurogullari, 1991; Tarbuck and Lutgens, 1994). چنین واحد تکتونیکی اغلب دگرگونی درجه پایین را تحمل کرده و در کنار سایر اجزاء آمیزه رنگین در زون تصادمی یافت می‌شود (Zheng et al, 2005). بررسی ژئوشیمی سنگ‌کل شیست‌ها روش مناسبی برای تخمین زادگاه رسوبی و محیط تکتونیکی قدیمی حوضه‌های رسوبی می‌باشد (Bhatia, 1983; Roser and Korsch, 1987; Floyd and Leveridge, 1988). زادگاه رسوبی به ویژه در حاشیه فعال تکتونیکی به دلیل فرسایش بعدی به سختی قابل شناسائی است. در چنین موقعیتی مطالعه سنگ‌های دگرگونی درجه پائین، راهکار خوبی جهت تعیین سنگ منشأ و تاریخچه تکوین حواشی فعال قاره‌ای است (Sun et al, 2008). پژوهش روی پارائزها و ژئوشیمی سنگ کل این سنگ‌ها درک ما را از مدل تکوین تکتونوماگمائی آن حوضه وسیع و عمیق می‌کند (Maas and McCulloch, 1991; Degraaff-Surplless et al, 2002; Cope et al, 2005; She et al, 2006). بهره‌گیری از عناصر کمیاب و نادر خاکی در این راستا مطمئن‌تر است (مجرد و همکاران، ۱۳۸۹). ولی این امر مانع استفاده وسیع از

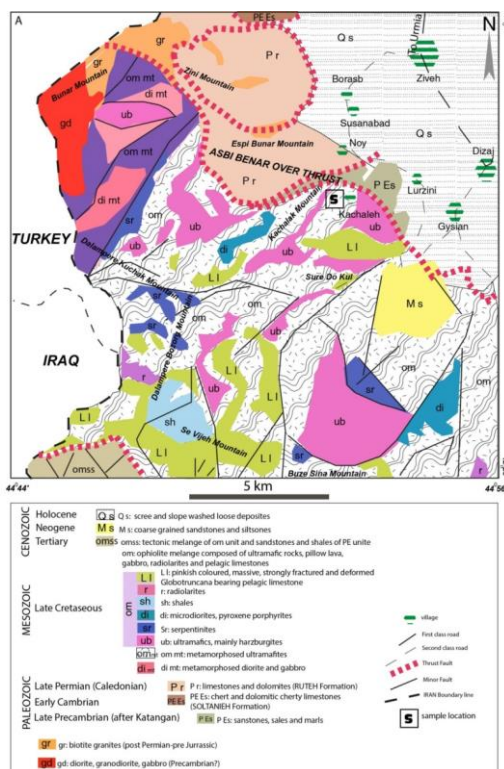
اکسیدهای عناصر اصلی و نسبت بین آنها برای تشخیص خاستگاه مواد نشده است (eg. Long et al, 2008; Hofmann, 2005; Garzanti et al, 2007; Kasanzu et al, 2008; Kutterolf et al, 2008). در این نوشتار سعی شده است با شناسایی پارائزهای کانیاپی موجود در متاپلیت‌های مرتبط با افیولیت گسیان و دقت روی شیمی سنگ کل آنها، واکنش‌های محتمل و مقدور با چنین ترکیبی که طی دگرگونی ناحیه‌ای روی داده‌اند، استخراج شده و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ اولیه نیز تشخیص داده شود.

منطقه مورد مطالعه

منطقه گسیان در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵) در جنوب ارومیه بین طول‌های جغرافیایی $44^{\circ} 44'$ و $44^{\circ} 56'$ و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ} 16'$ و $37^{\circ} 7'$ قرار دارد. میکاشیست‌های مورد مطالعه در مسیر روستای گسیان تا کچله برونزد داشته و از اجزاء آمیزه رنگین سیلوانا و متعلق به فرورانش نئوتتیس در گوشه شمال غربی ایران می‌باشد (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵). این منطقه از نظر جایگاه ساختاری ادامه شمال باختری سهندج- سیرجان می‌باشد (Alavi, 1972). ناحیه سهندج- سیرجان به عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ- هیمالیاست که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Şengör et al, 2008; Alavi, 2004; Brunet et al, 2009). راستای مستقیم این پهنه در فاصله میان ارومیه و اسفندقه به‌طور محلی نمایانگر سامانه‌ای راستالغز است که نشان از چیرگی رژیم زمین‌ساختی برشی (راست‌بر) در محل برخورد دو صفحه زمین‌ساختی عربی- ایرانی است (Nadimi, 2010;)

(شکل ۱). متاپلیت‌ها در این منطقه حجم محدودتری داشته و به سمت مرز ایران با ترکیه و عراق بیشتر توسعه یافته‌اند (شکل ۲). گسل‌های راندگی منطقه گیسبان عبارتند از: گسل‌راندگی زردکوه دارای روندی شمال خاوری، جنوب باختری؛ گسل راندگی بزسینا با روندی شمال باختری- جنوب خاوری؛ گسل‌راندگی سیلوانا؛ گسل‌راندگی شهیدان با راستای شمال باختری- جنوب خاوری. از نظر ساختاری منطقه سیلوانا که گیسبان در آن واقع شده، به پنج زیر زون تقسیم شده است: زون آمیزه افیولیتی که توسط گسل معکوس اسبی بنار از شمال با زون‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک و واحد مولاس هم‌مرز بوده و از جنوب با زون آمیزه افیولیتی-رسوبی و زون دگرگونه مجاور است (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵).

Sheikholeslami, 2015; Allen et al., 2011; Azizi and Asahara, 2013; Nadimi and Konon, 2012). با عنایت به قرارگیری منطقه گیسبان سیلوانا در انتهای شمال غربی زون سنندج - سیرجان و نتایج سن سنجی به روش Ar-Ar روی سنگ‌های افیولیتی کوه دالامپر سیلوانا که سنی معادل ۹۴ میلیون سال را به دست داده است (علیزاده، ۱۳۹۰)، ممکن است سن تشکیل این افیولیت‌ها اواخر کرتاسه فوقانی تا پالئوسن باشد. در آمیزه رنگین گیسبان سیلوانا علاوه بر متاپلیت‌های حاضر باید به مجموعه اولترامافیک شامل پریدوتیت‌ها یا پیروکسنیت‌ها (رضایی و مجرد، ۱۳۹۶) و دونیت‌ها به همراه حجم بالای سرپانتینیت‌ها (عبدلله و مجرد، ۱۳۹۶) اشاره کرد. همچنین مجموعه آذرین شامل گرانیت‌های تیپ S و I (گیلانی و مجرد، ۱۳۹۶) و نیز گابروها (بابایی و مجرد، ۱۳۹۶) در منطقه برونزد بزرگی دارند



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسبان سیلوانا اقتباس شده از نقشه سازمان زمین‌شناسی کشور (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵)، منطقه کچله و موقعیت نمونه‌های متاپلیتی در نقشه درج شده است.

مواد و روش‌ها

نمونه‌های مزوسکوپی گردآوری شده از منطقه که با نمونه برداری تصادفی از مسیر روستای کچله ارتفاعات اطراف اخذ شده بود با بررسی مجدد جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی و نیز تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. تعداد ۱۰ نمونه در آزمایشگاه زرآزما زنگان برای به دست آوردن ژئوشیمی سنگ کل

بروش XRF, ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۱). حد تشخیص برای اکسید عناصر اصلی 0.05% و برای عناصر جزئی و نادر خاکی 0.05% تا 0.1% قسمت در میلیون بوده است. میزان LOI از تفاضل وزن پس از ۴ ساعت حرارت دهی در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد حاصل شده است.



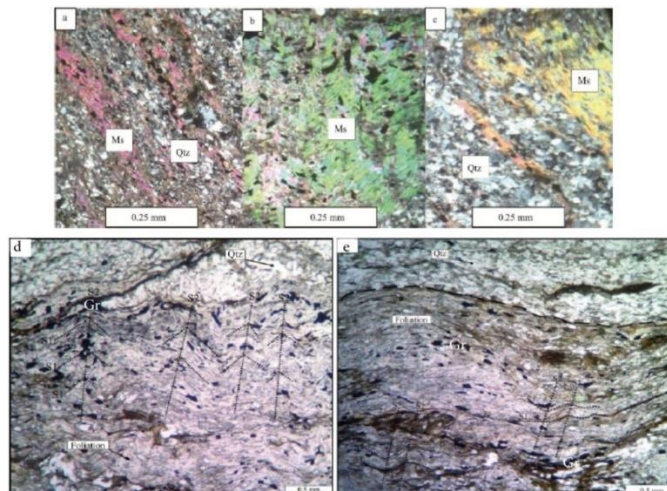
شکل ۲: نمایی از برونزد متاپلیت‌ها در منطقه کچله با دید در تصاویر به سمت جنوب‌غرب. پست مرزی کچله و رود باراندوز در تصاویر مشخص است.

بحث و نتایج

پاراژنز کانیایی

پتروگرافی متاپلیت‌های موجود در آمیزه رنگین گیسیان بسیار ساده بوده و هیچ پورفیروبلاستی در آن دیده نمی‌شود. پاراژنز کوارتز، موسکویت، کلریت، بیوتیت و کانی‌های اپک با حضور غیر دائمی پلاژیوکلاز و تورمالین، در نمونه‌ها رایج است. با توجه به وجود تورق در سنگ‌ها که در نمونه دستی نیز به خوبی مشهود است می‌توان این سنگ‌ها را میکاشیست نامید که در آن میکای سفید از بیوتیت

بیشتر است. همچنین در برخی نمونه‌ها گرافیت هم دیده شده است. در ضمن از نظر دگرشکلی در مطالعات پتروفابریکی حداقل دو فاز در سنگ‌ها قابل بازشناسی است که به صورت کرینولیشن کلیواژ یا ریزچین توسط میکاها ثبت شده است (شکل ۳). در این نمونه‌ها هیچ گارنت، استارولیت یا کردیریتی مشاهده نشد که با توجه به ترکیب مساعد سنگ‌ها خود دال بر تحمل درجات پایین دگرگونی توسط سنگ‌ها می‌باشد.



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از متاپلیت‌های مورد مطالعه، علاوه بر میکای سفید فراوان، شیستوزیته و دو روند دگرشکلی در تصاویر نمایان است. هیچ پورفایروبلاستی در سنگ‌ها دیده نشد.

ژئوشیمی سنگ کل

اغلب شیست‌های منطقه گیسپیان دارای ۷۰-۵۶ درصد سیلیس می‌باشند. فراوانی اکسید آلومینیم در آنها بالا بوده در طیف ۲۰-۱۴ درصد می‌باشد. اکسید آهن کل که به صورت آهن سه ظرفیتی گزارش شده تغییراتی بین ۸-۴ درصد داشته است. مقدار اکسید تیتانیم اغلب کمتر از ۱ درصد (احتمالاً جمع شده در بیوتیت و ایلمنیت) و فراوانی منگنز بسیار اندک و قابل اغماض می‌باشد (جدول ۱). این متاپلیت‌ها از نظر قلیایی‌ها غنای مناسبی داشته و حدود ۲ درصد اکسید سدیم و ۴ درصد اکسید پتاسیم (موجود در میکاها و آلبیت) دارند. متاپلیت‌های مذکور با توجه به ترکیب، جزء شیست‌های غنی از آلومینیوم محسوب شده و با ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی (McLennan, 2001) قابل مقایسه هستند.

تعیین زادگاه

با هدف تعیین گروه سنگی پروتولیت دگرگونی از نمودارهای بر مبنای اکسید عناصر اصلی و عناصر جزئی بهره گرفته شد. لازم به ذکر است با توجه به شباهت ترکیبی قابل ملاحظه بین واحد حاضر با نمونه‌های شیستی هم‌تافت شاهیندژ (مجرد و

همکاران، ۱۳۸۹)، در اغلب نمودارها موقعیت نمونه‌های شاهیندژ نیز با خط چین نمایش داده شده است. بر این اساس سنگ رسوبی مولد میکاشیست‌ها نامی بین گریوک تا لیت آرنایت و آرکوز (Pettijohn et al, 1972) (شکل ۴a) و شیل تا گریوک (Herron, 1988; Garcia et al, 1994) (شکل ۴b و c) داشته است. با استفاده از عناصر جزئی نام سنگ آذرین مولد رسوبات، اغلب تراکیتی به دست آمده است (شکل ۵). لذا در اغلب نمودارهای این مقاله نمونه‌های مربوط به این پروتولیت رسوبی از یک والد آذرین اسیدی تا حدواسط (شکل d - ۶a) به وجود آمده است. از نقطه نظر شاخص‌های هوازدگی سنگ منبع (CIA=Chemical Index of Alteration, PIA=Plagioclase Index of Alteration; Fedo et al, 1995) سنگ‌های مذکور فاکتور هوازدگی درجه متوسط تا زیاد (۶۰ تا ۸۰٪) را نشان می‌دهند (شکل ۷a و b). همچنین از نظر اندیس تغییر پذیری ترکیبی (ICV=Index of Chemical Variability; Cox et al, 1995) این سنگ‌ها فاکتور بیش از ۱ را نشان می‌دهند (جدول ۱) که رقم بزرگی محسوب می‌شود (شکل ۷c). روند تغییر

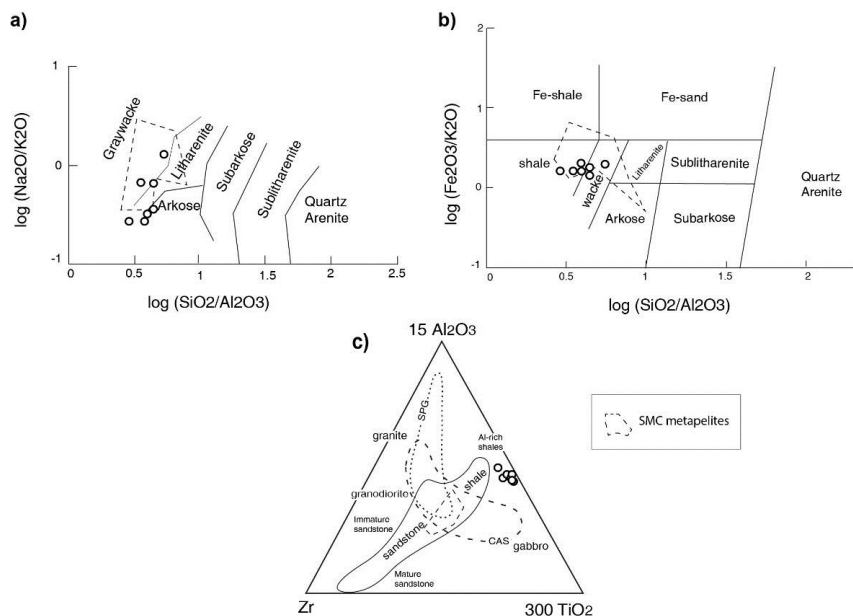
استفاده شده و همگی نشانگر محیط حاشیه فعال
 قاره برای تشکیل رسوبات می باشند (شکل c - a).
 گرچه به دلیل متحرک بودن بعضی عناصر مانند
 Na, Ca که با درجه هوازگی متوسط سیستم را
 ترک می کنند (Middelburg et al, 1988) باید در
 به کار بردن نمودارهای تعیین منشأ رسوبات
 احتیاط کرد. شایسته ذکر است که این گونه
 مطالعات بر پایه پیش فرض بسته بودن نسبی
 سیستم استوار است (مجرد و همکاران، ۱۳۸۹).

ترکیب سنگ‌ها در اثر هوازگی به موازات محور
 هوازگی آندزیت (Potter et al, 2005) برآورد شده
 است (شکل Vd). مقادیر بالای ICV علامت رسوبات
 نابالغ است که خود نشانه محیط فعال از نظر
 تکتونیکی می باشد (Cox et al, 1995). دستیابی به
 محیط تکتونیکی تشکیل رسوبات مولد شیست‌ها
 بیش از هر چیز اهمیت داشته و در راستای آن از
 سه نمودار مهم بهره گرفته شد. در این نمودارها
 (Roser and Korsch, 1986; Maynard et al, 1999; Toulkeridis, 1982) از اکسید عناصر اصلی

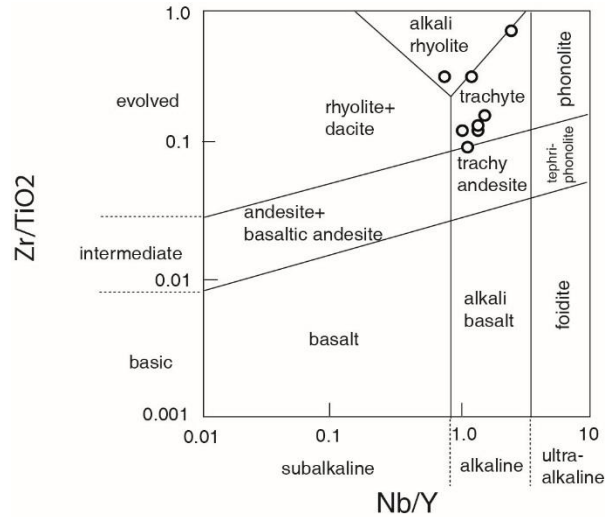
جدول ۱: نتایج آنالیز XRF بر روی متاپلیت‌های افیولیت گیسپیان ارومیه. اکسیدهای اصلی بر حسب wt% و عناصر
 کمیاب بر حسب ppm آورده شده است.

| | Kh-01 | Kh-02 | Kh-05 | Kh-06 | Kh-08 | Kh-09 | Kh-10 | Kh-12 | Kh-14 | Kh-15 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | ۱۹/۶۴ | ۸۷/۶۱ | ۵۴/۶۶ | ۳۳/۷۰ | ۱۹/۶۸ | ۱۲/۶۴ | ۹۸/۵۶ | ۲۸/۵۶ | ۸۹/۶۲ | ۲۹/۶۷ |
| TiO ₂ | ۹۰/۰ | ۷۸/۰ | ۸۸/۰ | ۸۳/۰ | ۸۱/۰ | ۸۵/۰ | ۰/۸۱ | ۱۳/۱ | ۸۸/۰ | ۸۳/۰ |
| Al ₂ O ₃ | ۲۵/۱۶ | ۲۵/۱۷ | ۳۴/۱۴ | ۸۳/۱۳ | ۰/۸۱۵ | ۱۹/۱۶ | ۶۴/۲۰ | ۵۱/۱۷ | ۲۵/۱۶ | ۰/۸۱۵ |
| Fe ₂ O ₃ | ۷۲/۶ | ۰/۷۷ | ۴۶/۶ | ۷۲/۴ | ۷۳/۵ | ۰/۰۸ | ۸۹/۷ | ۷۳/۵ | ۲۷/۷ | ۶۳/۵ |
| MnO | ۰/۵/۰< | ۰/۷/۰ | ۰/۵/۰< | ۰/۵/۰< | ۰/۵/۰< | ۰/۵/۰< | ۰/۵/۰< | ۱۱/۰ | ۰/۷/۰ | ۰/۵/۰< |
| MgO | ۷۰/۲ | ۶۲/۲ | ۸۷/۲ | ۱۵/۲ | ۲۶/۲ | ۰/۳/۳ | ۳۹/۳ | ۵۱/۴ | ۵۲/۲ | ۲۸/۲ |
| CaO | ۷۵/۰ | ۹۴/۰ | ۲۹/۰ | ۵۳/۰ | ۳۴/۰ | ۲۶/۰ | ۳۴/۰ | ۹۵/۴ | ۸۴/۰ | ۲۴/۰ |
| Na ₂ O | ۳۷/۱ | ۷۸/۲ | ۶۲/۱ | ۹۴/۲ | ۰/۶/۲ | ۱۴/۱ | ۳۰/۱ | ۱۰/۶ | ۰/۸/۲ | ۲۶/۲ |
| K ₂ O | ۳۹/۴ | ۳۰/۴ | ۵۸/۴ | ۴۳/۲ | ۱۱/۳ | ۸۸/۳ | ۸۲/۴ | ۰/۵/۰< | ۱۰/۴ | ۴۱/۳ |
| P ₂ O ₅ | ۱۶/۰ | ۱۵/۰ | ۱۱/۰ | ۱۶/۰ | ۱۶/۰ | ۱۱/۰ | ۱۲/۰ | ۱۹/۰ | ۱۵/۰ | ۱۶/۰ |
| LOI | ۴۸/۲ | ۰/۵/۲ | ۲۴/۲ | ۹۴/۱ | ۱۶/۲ | ۳۵/۲ | ۲۸/۳ | ۴۹/۳ | ۱۵/۲ | ۰/۶/۲ |
| Total | ۹۱/۹۹ | ۸۸/۹۹ | ۹۳/۹۹ | ۸۶/۹۹ | ۹/۹۹ | ۹۳/۹۹ | ۸۴/۹۹ | ۹۷/۹۹ | ۲۰/۹۹ | ۲۴/۹۹ |
| As | ۹/۱ | ۲ | ۴/۲ | ۸/۱ | ۳/۲ | ۹/۱ | ۵/۲ | ۱۱ | ۳/۲ | ۳/۱ |
| Ba | ۷۰/۶ | ۹۲۷ | ۴۳۲ | ۳۷۲ | ۶۷۹ | ۹۸۹ | ۹۴۴ | ۸۰ | ۹۱۷ | ۶۸۹ |
| Be | ۱/۲ | ۸/۲ | ۲/۲ | ۹/۱ | ۲ | ۴/۲ | ۷/۲ | ۱< | ۷/۲ | ۲ |
| Cd | ۱۸/۰ | ۱۹/۰ | ۱۹/۰ | ۲/۰ | ۲۱/۰ | ۲/۰ | ۱۸/۰ | ۲۲/۰ | ۲۹/۰ | ۲۳/۰ |
| Ce | ۵۷ | ۷۸ | ۶۹ | ۵۵ | ۵۴ | ۵۸ | ۸۵ | ۳۸ | ۷۹ | ۶۴ |
| Co | ۱۸ | ۱۴ | ۱۶ | ۱۷ | ۱۵ | ۲۰ | ۲۰ | ۲۱ | ۱۵ | ۱۶ |
| Cr | ۶۷ | ۷۳ | ۶۸ | ۶۱ | ۶۶ | ۸۱ | ۸۶ | ۳۹ | ۷۴ | ۶۹ |
| Cs | ۹/۸ | ۷/۹ | ۹/۹ | ۲/۹ | ۹/۹ | ۱۲ | ۳/۱۴ | ۵/۰< | ۷/۹ | ۹/۸ |
| Cu | ۵ | ۳ | ۷ | ۳ | ۶ | ۲ | ۶ | ۴۶ | ۵ | ۷ |
| Dy | ۰/۸/۳ | ۴۵/۴ | ۵۷/۳ | ۲۴/۳ | ۱۳/۳ | ۷۱/۲ | ۶۲/۳ | ۷/۲ | ۵۵/۴ | ۲۳/۳ |
| Er | ۴۴/۱ | ۱۴/۲ | ۵۴/۱ | ۴۷/۱ | ۵/۱ | ۲۹/۱ | ۵۵/۱ | ۵۲/۱ | ۲۴/۲ | ۵۲/۱ |
| Eu | ۲/۱ | ۵۴/۱ | ۳۵/۱ | ۱۴/۱ | ۹۹/۰ | ۰/۱/۱ | ۴۵/۱ | ۸۸/۰ | ۴۴/۱ | ۸۹/۰ |
| Gd | ۳۷/۴ | ۱/۶ | ۳۳/۵ | ۴۸/۴ | ۰/۶/۴ | ۹۱/۳ | ۳۶/۵ | ۵/۲ | ۳/۶ | ۱۶/۴ |
| Hf | ۵۹/۰ | ۹۸/۰ | ۵۳/۰ | ۵/۰< | ۵۲/۰ | ۶۱/۰ | ۶۸/۰ | ۵۳/۲ | ۹۸/۰ | ۶۲/۰ |
| La | ۳۲ | ۴۳ | ۴۰ | ۳۰ | ۲۹ | ۳۳ | ۴۸ | ۲۱ | ۴۵ | ۳۰ |
| Li | ۲۹ | ۳۲ | ۳۳ | ۲۷ | ۲۷ | ۳۴ | ۳۹ | ۱۵ | ۳۳ | ۲۸ |
| Lu | ۱۳/۰ | ۲۲/۰ | ۱۶/۰ | ۱۴/۰ | ۱۴/۰ | ۱۳/۰ | ۱۵/۰ | ۱۷/۰ | ۱۲/۰ | ۲۴/۰ |
| Mo | ۷۲/۰ | ۸۷/۰ | ۸۳/۰ | ۶۷/۰ | ۶۶/۰ | ۶۷/۰ | ۷۷/۰ | ۶۳/۰ | ۸۸/۰ | ۵۶/۰ |
| Nb | ۱۵ | ۲/۱۴ | ۲/۱۲ | ۱۲ | ۹/۱۴ | ۴/۱۳ | ۸/۱۷ | ۱/۲۶ | ۲/۱۳ | ۹/۱۳ |

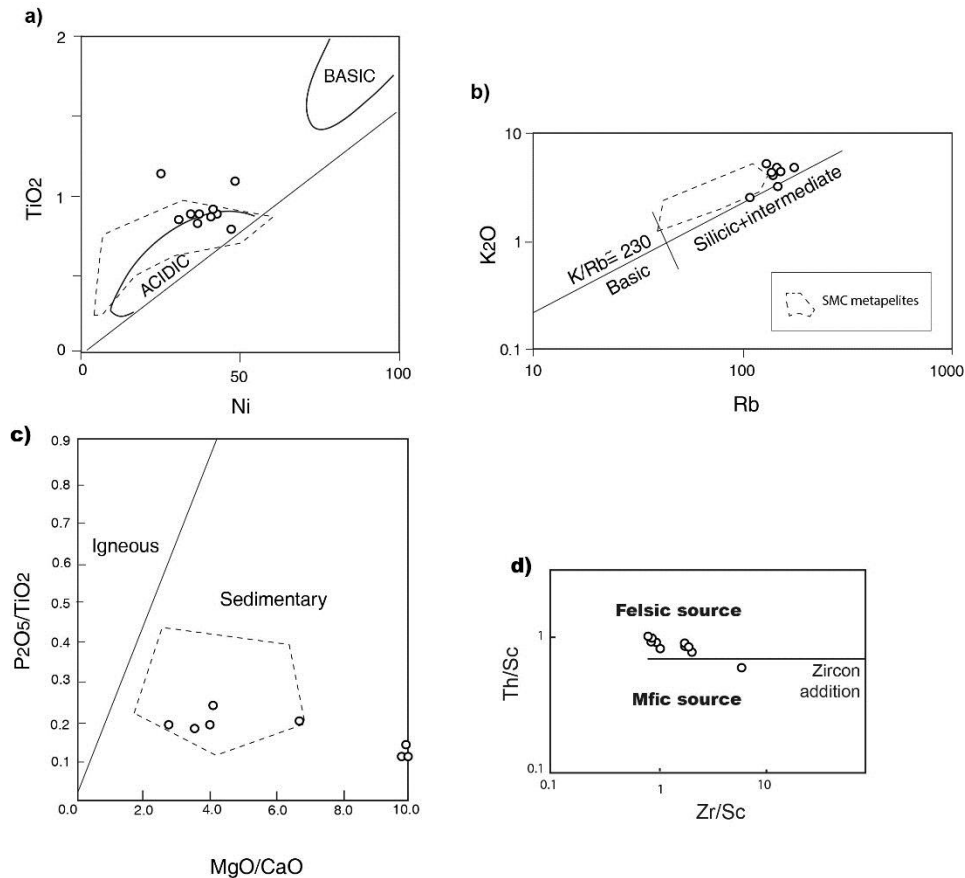
| | | | | | | | | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Nd | ۳۰ | ۵/۳۷ | ۸/۳۴ | ۶/۲۵ | ۳/۲۷ | ۱/۲۹ | ۵/۳۸ | ۶/۱۳ | ۵/۳۶ | ۳/۲۸ |
| Ni | ۴۲ | ۴۸ | ۳۷ | ۳۱ | ۳۷ | ۴۱ | ۴۹ | ۲۵ | ۴۹ | ۳۸ |
| Pb | ۱۱ | ۱۷ | ۱۳ | ۱۰ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۱ | ۷ | ۱۶ | ۱۳ |
| Pr | ۰۱/۷ | ۳۷/۹ | ۶۲/۸ | ۳/۶ | ۳۷/۶ | ۹۵/۶ | ۵۹/۹ | ۹۱/۲ | ۴۷/۹ | ۴۷/۶ |
| Rb | ۱۴۸ | ۱۳۸ | ۱۴۲ | ۱۰۹ | ۱۴۶ | ۱۴۳ | ۱۷۵ | ۱< | ۱۴۰ | ۱۵۶ |
| Sb | ۱۷/۱ | ۹۲/۰ | ۹۷/۰ | ۰۴/۱ | ۹۴/۰ | ۱/۱ | ۹۸/۰ | ۰۹/۱ | ۹۲/۰ | ۹۳/۰ |
| Sc | ۱۲ | ۴/۱۴ | ۱۲ | ۱/۱۰ | ۴/۱۱ | ۵/۱۳ | ۷/۱۷ | ۱۴ | ۶/۱۴ | ۴/۱۲ |
| Sm | ۸۹/۵ | ۱۸/۷ | ۹۳/۶ | ۲۳/۵ | ۳۶/۵ | ۳۱/۵ | ۲۸/۷ | ۷۳/۲ | ۱۸/۵ | ۴۶/۵ |
| Sn | ۱/۲ | ۴/۳ | ۹/۲ | ۶/۲ | ۹/۲ | ۹/۲ | ۷/۳ | ۱ | ۸/۳ | ۹/۱ |
| Sr | ۱۲۶ | ۱۴۱ | ۶۴ | ۱۱۴ | ۱۰۹ | ۶۶ | ۸۹ | ۳۶۸ | ۱۳۱ | ۱۰۹ |
| Ta | ۳۳/۱ | ۴۱/۱ | ۱/۱ | ۰۲/۱ | ۴۱/۱ | ۲۷/۱ | ۶۷/۱ | ۰۳/۲ | ۱۱/۱ | ۵۱/۱ |
| Tb | ۵۳/۰ | ۷۸/۰ | ۶۷/۰ | ۵۷/۰ | ۵۳/۰ | ۴۹/۰ | ۶۶/۰ | ۳۷/۰ | ۸۸/۰ | ۵۴/۰ |
| Th | ۱۷/۹ | ۱/۱۱ | ۱۳/۱۰ | ۱۶/۱۱ | ۶۷/۹ | ۱۵/۹ | ۶۱/۱۱ | ۰۳/۵ | ۱/۱۱ | ۷۷/۹ |
| Ti | ۴۱۱۰ | ۳۶۸۸ | ۳۸۹۲ | ۳۷۷۷ | ۳۹۷۱ | ۳۹۶۲ | ۵۱۸۲ | ۵۶۳۵ | ۳۷۵۸ | ۳۹۸۱ |
| Tl | ۶۹/۰ | ۷۳/۰ | ۶۱/۰ | ۵۲/۰ | ۶۳/۰ | ۸۲/۰ | ۹۶/۰ | ۱/۰< | ۷۳/۰ | ۵۳/۰ |
| Tm | ۱۹/۰ | ۲۸/۰ | ۲/۰ | ۱۹/۰ | ۱۹/۰ | ۱۷/۰ | ۱۹/۰ | ۲/۰ | ۱۸/۰ | ۱۹/۰ |
| U | ۱/۱ | ۶/۱ | ۵/۱ | ۳۸/۱ | ۱/۱ | ۲/۱ | ۳/۱ | ۴/۱ | ۶/۱ | ۳/۱ |
| V | ۹۰ | ۱۲۴ | ۸۵ | ۶۷ | ۸۱ | ۹۶ | ۱۲۰ | ۱۲۰ | ۱۲۸ | ۸۶ |
| W | ۲ | ۱/۲ | ۸/۱ | ۳/۱ | ۸/۱ | ۷/۱ | ۲/۲ | ۲/۱ | ۲/۲ | ۸/۱ |
| Y | ۱۱ | ۱۹ | ۱۲ | ۱۱ | ۱۱ | ۹ | ۱۵ | ۱۱ | ۱۹ | ۱۱ |
| Yb | ۱ | ۷/۱ | ۱/۱ | ۹/۰ | ۱ | ۱ | ۴/۱ | ۲/۱ | ۷/۱ | ۱ |
| Zn | ۷۴ | ۶۱ | ۶۶ | ۵۵ | ۶۳ | ۸۰ | ۸۳ | ۶۰ | ۶۱ | ۶۷ |
| Zr | ۱۲ | ۲۵ | ۱۱ | ۸ | ۱۰ | ۱۴ | ۳۶ | ۸۱ | ۲۷ | ۱۱ |
| ICV | ۰۳/۱ | ۰۷/۱ | ۱۶/۱ | ۹۸/۰ | ۹۵/۰ | ۰۵/۱ | ۹۱/۰ | ۲۸/۱ | ۰۷/۱ | ۹۵/۰ |
| CIA | ۶۵۳/۰ | ۶۱۶/۰ | ۶۲۸/۰ | ۶۲۲/۰ | ۶۸۵/۰ | ۷۱۷/۰ | ۷۲۵/۰ | ۴۷۲/۰ | ۶۱۶/۰ | ۶۸۵/۰ |



شکل ۴: نمودار طبقه‌بندی رسوبات سیلیسی-آواری با استفاده از اکسید عناصر اصلی (Pettijohn et al, 1972). نمودار b طبقه‌بندی نمونه‌های رسی (Herron, 1988). c مثلث Zr-Al-Ti ارائه شده توسط گارسیا (Garcia et al, 1994) رسوبات مادر متاپلیت‌ها را از نوع شیل و ماسه سنگ مشخص کرده است. موقعیت نمونه‌های هم‌تافت شاهیندژ (Shahindezh Metamorphic Core: SMC) توسط خط‌چین در این نمودار و شکل‌های بعدی پیاده شده است.



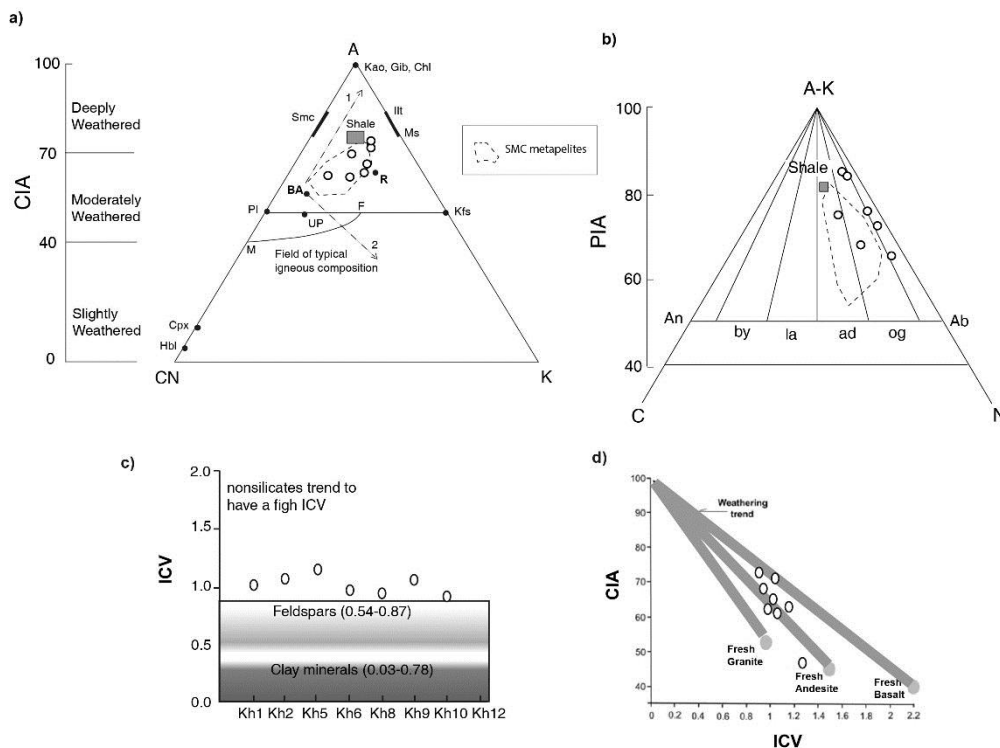
شکل ۵: طبقه‌بندی سنگ آذرین مولد رسوبات مادر شیست‌ها با استفاده از عناصر جزئی (Middlemost, 1991). نمونه‌ها اغلب در محدوده تراکیت و آلکالی ریولیت واقع شده‌اند.



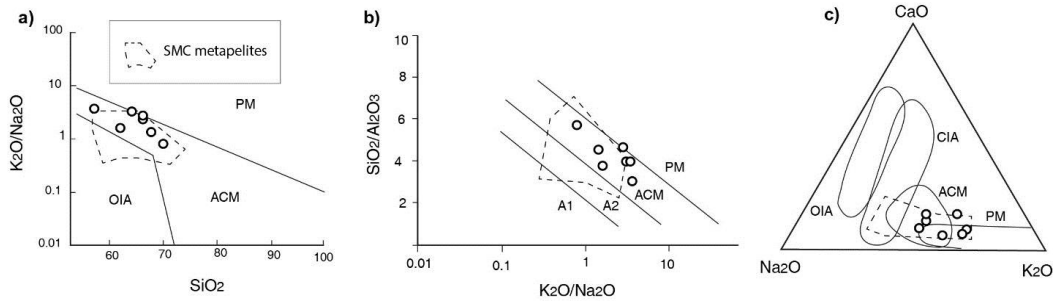
شکل ۶: a نمودار TiO_2 بر پایه Ni مشخص می‌کند متاپلیت‌های منطقه منشأ اسیدی داشته‌اند. محدوده‌های اسیدی و بازی در این نمودار توسط (Floyd et al, 1989) تعیین شده است. b نمودار $Rb-K_2O$ نشان دهنده منشأ سیلیسی - حدواسط برای رسوبات مادر منطقه است (Floyd et al, 1989). نسبت K/Rb برابر حدود ۲۳۰ بیانگر یک روند ماگمایی است (Shaw, 1968). c نمودار تمایز سنگ منشأ رسوبی و آذرین (Werner, 1987) که در آن همه نمونه‌ها در محدوده رسوبی قرار گرفته‌اند. d نمودار تفکیک منبع فلسیک و مافیک توسط عناصر جزئی (Slack et al, 2004).

شیست‌های مورد بحث می‌باشد. البته کمبودی از نظر استرانسیم (به دلیل کمبود نسبی پلاژیوکلازهای کلسیک) و نیز HFSEs نظیر اورانیم، زیرکونیم و هافنیم (کمبود کانی‌های متفرقه نظیر زیرکن) نسبت به پوسته فوقانی نشان می‌دهد. مورد اخیر نشانه عدم دخالت ترم‌های ترکیبی مافیک و اولترامافیک در تشکیل رسوبات محتمل مولد شیست‌ها می‌باشد (Balén et al, 2017).

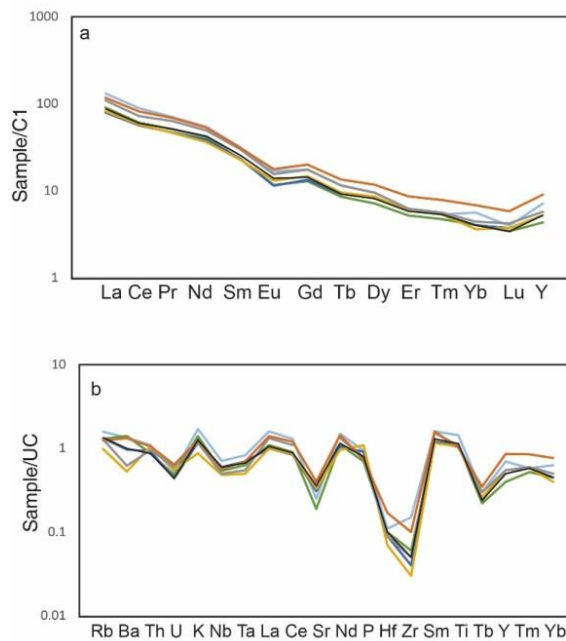
با بررسی الگوی عناصر نادرخاکی شیست‌های آمیزه رنگین گیسپان (شکل ۹a) که نسبت به کندریت بهنجار شده است معلوم شد این سنگ‌ها یک الگوی تفریق یافته و پرشیب از LREE تا HREE با تهی شدگی در یوروپیم داشته‌اند که البته مربوط به سنگ آذرین مولد رسوبات حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد. در ترسیم نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها مقادیر نسبت به پوسته فوقانی بهنجارسازی شده و تطابق خوبی با آن نشان می‌دهد (شکل ۹b) و مؤید منشأ فلسیک (سیلیسی) و پوسته قاره‌ای برای



شکل ۷: a) مثلث ACNK طراحی شده توسط Nesbit and Young (1984) و Vergara et al. (1995) برای تعیین منشأ آذرین و نیز درصد هوازگی آن استفاده شده است. در این نمودار $A=Al_2O_3$; $CN=CaO+Na_2O$; $K=K_2O$ بین ریولیت تا آندزیت و هوازگی حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد برای متاپلیت‌ها ارزیابی می‌شود. در ضمن منشأ آندزیت تا ریولیت برای رسوبات مادر مشخص شده است. b) نمودار مثلثی PIA ارائه شده برای تعیین نوع پلاژیوکلاز سنگ آذرین منشأ رسوبات و درصد دگرسانی پلاژیوکلاز (Fedo et al, 1995; 1997). پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین برای سنگ حد واسط آذرین و دگرسانی ۶۰ تا ۸۰٪ برای آن نتیجه گرفته شده است. c) نمودار اندیس تغییرپذیری ترکیبی (ICV; Cox et al., 1995) برای نمونه‌های شیستی منطقه گیسپان. d) نمودار CIA در برابر ICV (Potter et al, 2005) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در روند هوازگی آندزیتی قرار گرفته‌اند. $ICV=(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$



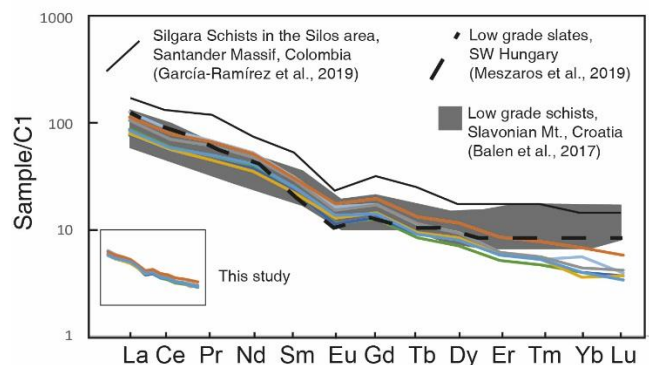
شکل ۸: a نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (Roser and Korsch, 1986). نمونه‌ها محیط حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهند. b نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات بر پایه اکسیدهای اصلی (Maynard et al, 1982). نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره جا گرفته‌اند. c نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات که در آن اغلب نمونه‌ها محیط حاشیه فعال قاره و یا نزدیکی آن را نشان می‌دهند (Toukeridis, 1999).



شکل ۹: a الگوی عناصر نادر خاکی شیست‌های افیولیت گیسپان بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and Mc) b الگوی تغییرات چندین عنصری سنگ‌های مذکور که نسبت به میانگین پوسته فوقانی (Taylor and McLennan, 1981) بهنجار شده‌اند.

موقعیت جغرافیایی، شبیه به همه وقایع زمین-شناختی). چنین شیب و نسبت‌های عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های رسوبی تخریبی ریزدانه-ای است که در پوسته فوقانی قاره ای فراوان هستند (Balén et al, 2017). همه موارد فوق بیانگر سنگ‌های پوسته قاره‌ای است که از یک منبع اسیدی آذرین تغذیه شده‌اند.

با هدف بررسی الگوی عناصر نادرخاکی در متاپلیت‌های مربوط به محیط حاشیه فعال قاره، الگوی شیست‌های گیسپان با الگوی سنگ‌های مشابه در دنیا (کرواسی، مجارستان و کلمبیا) قیاس شد و نتیجه بسیار مشابه ارزیابی شد (شکل ۱۰). این نشان می‌دهد سنگ‌های رسوبی مولد شیست-های درجه پایین حاشیه فعال قاره از سنگ‌های آذرین مشابهی تغذیه می‌شود (صرف نظر از



شکل ۱۰: مقایسه الگوی عناصر نادرخاکی شیست‌های مورد مطالعه با متاپلیت‌های درجه پایین از کلمبیا، کرواسی و مجارستان که همگی متعلق به محیط حاشیه فعال قاره بوده‌اند. تشابه قابل ملاحظه‌ای بین این الگو در سنگ‌های مطالعه حاضر با سنگ‌های مورد ذکر دیده می‌شود که حاکی از یکسان بودن محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها می‌باشد.

ارزیابی شرایط دگرگونی

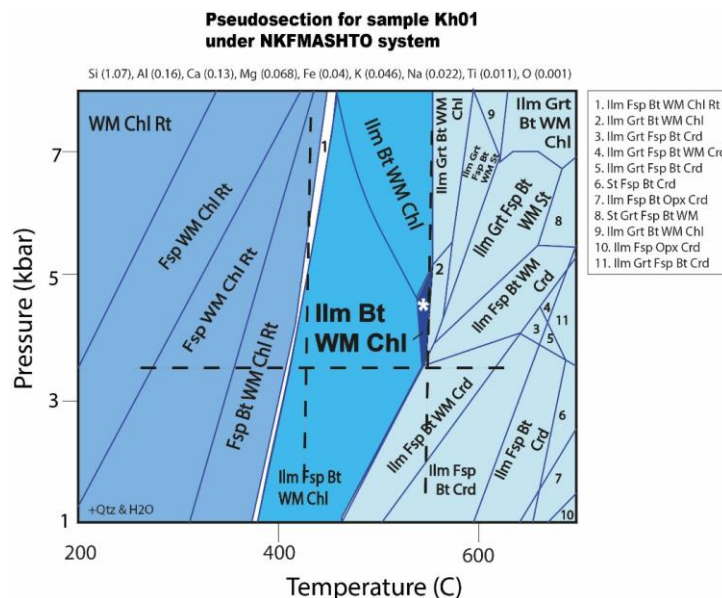
(۱) تخمین درجه دگرگونی توسط شبه برش دما- فشار (PT-Pseudosection)

با توجه به حساسیت بالای متاپلیت‌ها در برابر تغییرات دما-فشاری و مناسب بودن آنها جهت تخمین شرایط دگرگونی، سعی شد صرف نظر از ترکیب پاراژنتیک ساده و کم فاز شیست‌های گیسپان، از آنها برای برآورد وضعیت دگرگونی حاکم بر محیط حاشیه فعال قاره در این بخش از فرورانش نئوتتیس استفاده شود. به دلیل فقدان هرگونه کانی شاخص دگرگونی و نبود سیماهای ریزساختاری واضح در سنگ‌ها مسئله حصول تعادل (یا شرایط عدم تعادلی) در سنگ‌ها به وجود می‌آید. همچنین وجود دانه‌های تخریبی و به ارث رسیده در این واحد سنگی که تمایز آنها با کانی‌های نفوفرمه دگرگونی دشوار است، مانعی در مسیر تخمین دقیق شرایط دما-فشاری محسوب می‌شود (Lopo et al, 2016). از آنجا که تعادل بین موسکویت-کلریت در دماهای زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد به ندرت اتفاق می‌افتد (Vidal and Parra, 2000) و نیز عدم رؤیت کردیریت، استارولیت یا گارنت در سنگ‌های مورد بحث، لذا از شبه برش دما-فشار در بازه کمتر از ۸ کیلوپا و

دمای بین ۲۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد در یک سیستم ۹ سازندی (NKFMASHTO) برای تحلیل شرایط دگرگونی سنگ‌ها استفاده شد (شکل ۱۱). انتخاب O_2 به عنوان یک سازند مجزا از این نظر انجام شد که تغییرات قابل ملاحظه‌ای بین شرایط اکسیداسیون ضعیف و شدید رخساره شیست سبز مشاهده شده است (Lopo and Braga, 2014). شبه برش دما-فشار توسط نرم افزار THERMOCALC v. (3.2) محاسبه شد و در محاسبات از داده‌های ترمودینامیکی (Holland and Powell, 1998) بهره گرفته شده است. نویسنده براساس مطالعات قبلی صورت گرفته روی متاپلیت‌های درجه پایین جهان با استفاده از شبه برش دما-فشار (Calderón et al, 2012; Boedo et al, 2016; Willner et al, 2016) سیستم فوق را برای مطالعه متاپلیت‌های آمیزه‌رنگین گیسپان برگزیده است. در این سنگ‌ها فیلوسیلیکات‌ها (اغلب میکای سفید و کلریت)، فلدسپار (آلبیتی)، کوارتز و کانی‌های اپک (احتمالاً ایلمنیت) حضور دارند. چنین پاراژنز ساده‌ای در طیف وسیعی از دما و فشار پایدار بوده و اغلب نشانگر دگرگونی درجات پایین در حد رخساره‌های زیر شیست سبز/شیست سبز در متاپلیت‌ها می‌باشد (Spear, 1993). از این

نشد لذا دما نمی‌توانسته از حد و معلومی که ۵۵۰ درجه سانتیگراد است، فراتر رفته باشد. همچنین با عدم رؤیت روتیل کمینه دمایی را هم می‌توان با استفاده از شبه برش دما-فشار (شکل ۱۱) حدود ۴۰۰ درجه در نظر گرفت. لیکن درباره سقف فشار اطمینان زیادی نمی‌توان پیدا کرد. چون محدوده پاراژنز مشاهده شده تا فشار بالاتر از ۸ کیلو بار نیز توسعه یافته است. گرچه شیت محدوده شماره ۱ نشان می‌دهد در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد فشار نباید از ۵/۵ کیلو بار بالاتر رفته باشد (شکل ۱۱).

میان کلریت و میکای سفید برای ارزیابی شرایط مناسب‌تر و مفیدتر هستند. کلریت چنین اطلاعاتی را در ترکیبات متفاوت خود که وابسته به فشار، دما، درجه اکسیداسیونی، ترکیب سنگ کل و نوع سیالات موجود در سنگ می‌باشد، حفظ می‌کند (Lanari et al, 2014; Bourdelle and Cathelineau, 2015). دمای نزدیک به ۴۰۰ درجه سانتیگراد (با مطالعه شبه برش دما-فشار) برای پاراژنز مشابه با ترکیب سنگ کل یکسان، در جنوب غرب مجارستان اعلام شده است (Meszaros et al, 2019). از آنجا که در شیست‌های مورد بحث هیچ پورفیروبلاست گارنت، استارولیت یا کردیریتی دیده



شکل ۱۱: سودوسکشن دما-فشار محاسبه شده برای نمونه Kh01 توسط نرم افزار THERMOCALC v. (3.2). علامت ستاره در چند وجهی آبی سیر بیانگر جایگاه احتمالی دما-فشاری دگرگونی سنگ‌هاست. خط چین‌های سیاه کمینه فشاری و کمینه و بیشینه دمایی را نشان می‌دهند.

اعضاء نهایی کلریت (کلینوکلر، امسایت، دفنایت، سودوئیت و سودوئیت آهن دار) + میکای سفید (موسکوئیت، سلادونیت و پاراگونیت) + بیوتیت (فلوگوپیت و انایت) + کوارتز + آلپیت به عنوان پاراژنز با اکتیویته ۱ در حضور آب به عنوان فاز اضافی در بازه دمایی ۲۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد

(۲ تخمین متوسط دما-فشار (PT average) در این روش صرف نظر از ترکیب سنگ کل و با توجه به اعضاء نهایی پاراژنز مشاهده شده زیر میکروسکوپ توسط نرم افزار THERMOCALC v. (3.2) اقدام به محاسبه واکنش‌های احتمالی رخ داده در سنگ‌ها شده است. در این محاسبه

ترمومتر (مستقل از متغیر فشار) عمل کرده و دمای غالب در طول دگرگونی را به دست می‌دهند (جدول ۲). در ضمن ۶ واکنش از این مجموعه در همین بازه فشاری، دمای بین ۲۴۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد با انحراف از معیار کمتر از ۱۱ درجه را ثبت کرده‌اند که می‌تواند مؤید کمینه دمای دگرگونی شیست‌های ناحیه باشد. در این روش ۶ واکنش مهم طیف دمایی ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه را برای دگرگونی شیست‌های گیسپان با شیب مثبت تولید بیوتیت و آلکالی فلدسپار را نشان می‌دهند. در ضمن دو واکنش با شیب منفی برای ارزیابی فشار با انحراف از معیار کمتر از ۱ کیلوپار با واکنش‌های دماسنج قطع داده شده‌اند. در این روش با قطع تعادل‌های چندگانه اقدام به تخمین دما و فشار اوج دگرگونی شده است (شکل ۱۲). نتیجه حاصل اینکه دمای اوج نمی‌توانسته بیش از ۵۵۰ درجه سانتیگراد بوده باشد زیرا همانگونه که در شبه برش دما-فشار نمونه K01 نشان داده شد در دمای بالاتر از این می‌بایست در سنگ گارنت، کردیریت یا استارولیت وجود می‌داشت که اینگونه نیست. در ضمن فشار نمی‌توانسته بیش از ۵/۵ کیلوپار بوده باشد زیرا در دمای ۴۰۰ درجه در بیش از این فشار روتیل به وجود می‌آید که در نمونه‌های موجود دیده نشد. پس سقف دمایی ۵۵۰ درجه سانتیگراد و بیشینه فشاری ۵/۵ کیلوپار بوده است (شکل ۱۲). دمای بین ۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد در فشار بالاتر از ۳/۵ تا ۵/۵ کیلوپار بیانگر حاکم بودن شرایط دگرگونی دما پایین/فشار متوسط در محیط حاشیه فعال قاره فرورانش نئوتتیس می‌باشد (شکل ۱۳). رسوبات حداقل باید در عمقی بیش از ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر تدفین شده و در ژئوترمی معادل حدود ۲۰°C/km تشکیل شده باشند که با شرایط موقعیت فرورانش و حاشیه فعال قاره در توافق است.

و فشار بین ۲ تا ۸ کیلوپار در تولید فایل داده‌ها در نظر گرفته شده است. ۳ واکنش زیر با انحراف از معیار مناسب جهت تخمین فشار به دست آمده - است (علائم اختصاری کانی‌ها مطابق نرم افزار است):

$$1.2\mu+4ab+2ames=q+sud+4pa+2phl^*$$

$$P=4.4 \text{ kbar, sdP}=0.7$$

$$2.q+2cel+4pa+2clin=3sud+4ab+2phl^*P=6.$$

$$5 \text{ kbar, sdP}=0.8$$

در واکنش‌های ۱ و ۲ هر پنج فاز اصلی با هم روی خط واکنش (از نوع آب حفظ شده) در حال تعادل می‌باشند. با هدف دستیابی به دمای اوج دگرگونی دو واکنش دارای انحراف از معیار دمایی کم، توسط نرم افزار حاصل شده است:

$$3.9cel+14pa+8clin=11sud+14ab+9phl+2H_2$$

$$O^*T=495 \text{ }^\circ\text{C, sdT}=9$$

$$4.cel+ames=sud+phl^*T=370 \text{ }^\circ\text{C, sdT}=11$$

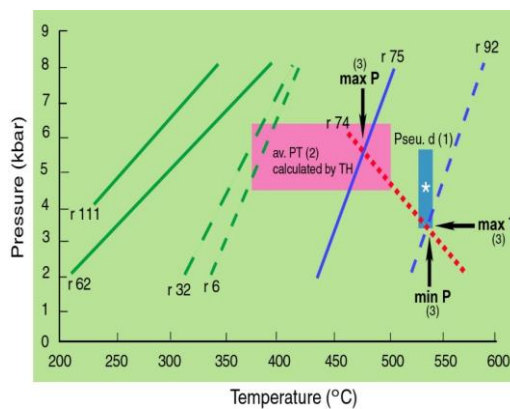
به نظر می‌رسد واکنش شماره ۳ بیشینه دما-فشاری دگرگونی شیست‌های آمیزه رنگین گیسپان را نشان می‌دهد که عبارت از دمای حدود $10 \pm$ ۵۰۰ درجه در فشار معادل 0.8 ± 0.5 کیلوپار می‌باشد. کمینه فشاری توسط واکنش شماره ۱ (حدود ۴/۵ کیلوپار) و کمینه دمایی توسط واکنش ۴ (حدود ۳۷۰ درجه سانتیگراد) به دست می‌آید. لذا شرایط دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه دمای $10 \pm 370-500$ درجه سانتیگراد در فشار 0.8 ± 0.5 کیلوپار تخمین زده می‌شود.

۳ محاسبه دما و فشار به روش قطع تعادل‌های چندگانه (multi-equilibrium)

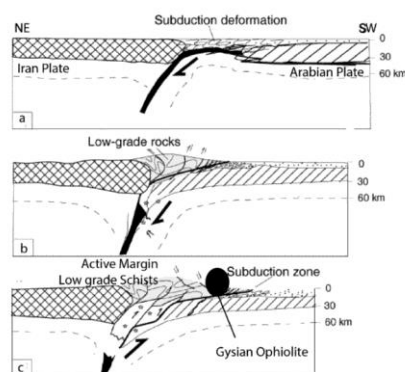
در روش محاسبه تمامی واکنش‌های محتمل، تعداد ۱۲۰ واکنش احتمالی بین اعضاء نهایی فوق محاسبه شده است که تعداد کثیری از آنها دارای انحراف از معیار کمتر از ۱۵ درجه سانتیگراد می‌باشد. در بازه فشاری ۲ تا ۸ کیلوپار تعداد ۱۹ مورد از واکنش‌ها، دمای بین ۳۴۰ تا ۴۲۰ درجه سانتیگراد را ثبت نموده و در واقع مانند یک

جدول ۲: واکنش‌های محاسبه شده توسط نرم‌افزار THERMOCALC v. (3.2) با انحراف از معیار دمایی و فشاری مناسب.

| Reaction no. | Reactions | sd. T (C) | sd. P (kbar) | Slop of reaction | ۶-۴T at kbar |
|--------------|---|-----------|--------------|------------------|--------------|
| ۱۱۱ | $O_7H_4ann + 2ab + 2\lambda mu + 1\delta sud + 9fsud = 3pa + 2\lambda cel + 1\lambda$ | ۱۰ | ۴۱/۰ | positive | ۲۹۰-۲۳۰ |
| ۶۲ | $ab_4mu + 2pa = sud + fcel + 2q +$ | ۱۱ | ۴/۰ | positive | ۳۴۰-۲۷۰ |
| ۳۲ | $O_7H_2\cdot ames + 4ann + 1\delta q + mu + 3\delta cel = 1\delta daph + 9$ | ۱۴ | ۱/۱ | positive | ۳۸۰-۳۵۰ |
| ۶ | $O_7H_4phl + 4q + sud + 7clin = 2cel + 4$ | ۹ | ۸۶/۰ | positive | ۴۰۰-۳۶۰ |
| ۷۵ | $O_7H_2phl + 9ab + 1\delta sud + 11clin = \lambda pa + 1\delta cel + 9$ | ۹ | ۷۹/۰ | positive | ۴۸۰-۴۶۰ |
| ۹۲ | $O_7H_2fsud + 2\cdot phl + 9ab + 1\delta pa = 1\delta cel + 9sud + 9daph + 8$ | ۱۱ | ۱/۱ | positive | ۵۶۰-۵۴۰ |
| ۷۴ | $O_7H_2ames + 9ab + 1\delta mu + \lambda phl = \lambda pa + 1\delta sud + 6$ | ۲۲ | ۸۳/۰ | negative | ۴۶۰-۵۲۰ |



شکل ۱۲: نمودار دما-فشار شامل واکنش‌های محاسبه شده توسط برنامه THERMOCALC v. (3.2). خطوط سبز رنگ نمایش دهنده واکنش‌های دما پایین با انحراف از معیار مناسب رخ داده در دماهای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد در شیست‌های گیسپان می‌باشند. دو خط آبی تعادل‌های دما بالای رخ داده در اوج دگرگونی را نشان می‌دهند که توسط تعادل شماره ۷۴ به رنگ قرمز قطع شده‌اند. محل تقاطع آنها کمینه و بیشینه فشاری و نیز بیشینه دمایی دگرگونی ناحیه‌ای را در این منطقه نشان می‌دهد (به روش ۳). مستطیل صورتی متوسط دما و فشار محاسبه شده توسط برنامه (روش ۲) را نشان داده و مستطیل آبی محدوده ستاره دار به دست آمده توسط سودوسکشن (روش ۱) نمونه KH01 را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳: شکل شماتیک فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای (صرف نظر از پیچیدگی ناشی از فرورانش دو مرحله‌ای آن)، و ساز و کار تشکیل شیست‌های درجه پایین دگرگونی در حاشیه فعال قاره در نوار افیولیتی.

نتیجه گیری

شده است. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی حکایت از پروتولیت رسوبی اسیدی برای شیست‌ها و نیز سنگ آذرین اسیدی تا حدواسط با نرخ هوازدگی بالا به عنوان منبع مولد رسوبات نابالغ می‌باشد. درجه دگرگونی زیر - / شیست سبز معادل با دمای ۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد در فشار ۳/۵ تا ۵/۵ کیلوبار، با استفاده از طرق مختلف برای شیست‌های گیسین تخمین زده شده است. نسبت‌های ژئوشیمیایی در کنار نوع دگرگونی دما پایین/فشار متوسط بیانگر محیط حاشیه فعال قاره نئوتتیس برای زادگاه احتمالی شیست‌های گیسین می‌باشد.

متاگرینوک‌ها و شیست‌های برونزد یافته در آمیزه رنگین گیسین در جنوب ارومیه در ادامه سوچر زون نئوتتیس در گوشه شمال غربی ایران در مرز با ترکیه و عراق در این مجال مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این شیست‌های درجه پایین دگرگونی کانی-شناسی ساده‌ای داشته و به جز میکاها، کلریت، کوارتز و فلدسپارهای قلیایی، کمی کانی اپک دارند. همچنین حداقل دو جهت شیستوزیته به عنوان فازهای دگرشکلی در آنها حفظ شده است که به صورت ریزچین و کرینولیشن کلیواژ در سنگ ثبت

منابع

و ششمین همایش ملی و سومین کنگره بین‌المللی علوم زمین، تهران، ایران.

-علیزاده، ا.، ۱۳۹۰. سن جایگیری آمیزه رنگی جنوب غرب ارومیه، سی امین گردهمایی علوم زمین، تهران، ایران.

-گیلانی، ن. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئید سوسن آباد زیوه، جنوب ارومیه، سی و ششمین همایش ملی و سومین همایش بین‌المللی علوم زمین، تهران، ایران.

-مجرد، م.، مؤذن، م. و مؤید، م.، ۱۳۸۹. مطالعه سنگ کل متاپلیت‌های شاهیندژ: زادگاه رسوبی و پاراژنهای کانایی، پترولوژی، دوره ۱، شماره ۴، ص ۷۳-۸۸.

-بابایی، ا. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. پترولوژی و ژئوشیمی گابروهای دره بنار زیوه، جنوب ارومیه، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، یزد، ایران.

-حاج ملاعلی، ا. و شهرابی، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا، شماره ۴۹۶۴، سازمان زمین-شناسی کشور، تهران.

-رضایی موسی درق، ع. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. سنگ-های اولترامافیک افیولیت سیلوانا جنوب ارومیه، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی-شناسی ایران، یزد، ایران.

-عبدلله، ک. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. ژئوشیمی سرپانتینیت‌های گیسین-زیوه، جنوب ارومیه، سی

-Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American journal of science, v. 304(1), p. 1-20.

-Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H. and Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone: Geophysical Journal International, v. 184(2), p. 555-574.

-Azizi, H. and Asahara, Y., 2013. uvenile granite in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision: International Geology Review, v. 55, p. 1523-1540.

-Balen, D., Massonne, H.J. and Lihter, I., 2017. Alpine metamorphism of low-grade schists from the Slavonian Mountains (Croatia): new P-T and geochronological constraints:

- International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2017.1328710
- Berberian, M. and King, G.C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian journal of earth sciences, v. 18(2), p. 210-265.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: Journal of Geology, v. 92, p. 181-193.
- Boedo, F.L., Willner, A.P., Vujovich, G.I. and Massonne, H.J., 2016. High pressure/low temperature metamorphism in the collision zone between the Chilenia and Cuyania microcontinents (Western Precordillera, Argentina): Journal of South American Earth Sciences, v. 72, p. 227-240. doi:10.1016/j.jsames.2016.09.009
- Bourdelle, F. and Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: A graphical representation based on a T-R₂+Si diagram: European Journal of Mineralogy, v. 27, p. 617-626. doi:10.1127/ejm/2015/0027-2467
- Brunet, M.F., Granath, J. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: Introduction: Geological Society London Special Publications, 312 p.
- Calderón, M., Fosdick, J.C., Warren, C., Massonne, H.J., Fanning, C.M., Fadel, C.L., Schwanethal, J., Fonseca, P.E., Galaz, G., Gaytán, D. and Hervé, F., 2012. The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone and its role on the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile: Tectonophysics, v. 524-525, p. 165-185. doi:10.1016/j.tecto. 2011.12.034
- Cloos, M., 1984. Flow mélanges and the structural evolution of accretionary wedges, in Mélanges—their nature, origin, and significance: Special Paper of the Geological Society of America, v. 198, p. 71-79.
- Cope, T., Ritts, B.D., Darby, B.J., Fildani, A. and Graham, S.A., 2005. Late Paleozoic sedimentation on the Northern margin of the North China Block: implications for regional tectonics and climate Change: International Geology Review, v. 47, p. 270-296.
- Cox, R., Lowe, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States: Geochim Cosmochim Acta, v. 59, p. 2919-2940. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9
- Degraaff-surpless, K., Graham, S.A., Wooden, J.L. and McWilliams, M.O., 2002. Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: evolution of an arc-forearc system: Geology Society of American Bulltain, v. 114, p. 1564-1580.
- Fedó, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo weathering conditions and provenance: Geology, v. 23, p. 921-924.
- Floyd, P.A. and Leveridge, B.E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones: Journal of Geological Society of London, v. 144, p. 531-542.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A. and Park, R.G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland: Precambrian Research, v. 45, p. 203-214.
- García-Ramírez, C.A., Casadiegos-Agudelo, L. and Castellanos-Meléndez, M.P., 2019. Petrology and geochemistry of the Silgara Schists in the Silos area, Santander Massif, Colombia: Revista DYNA, v. 86(209), p. 271-280.
- Garcia, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations

- between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites: *Journal of Geology*, v. 102, p. 411-322.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. and Ando, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment Provenance: *Journal of Geology*, v. 115, p. 315-334.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, p. 820-829.
- Hofmann, A., 2005. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times: *Precambrian Research*, v. 143, p. 23-49.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 16, p. 309-343. doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x
- Karig, D.E. and Sharman, G.F., 1975. Subduction and accretion in trenches: *Geological Society of American Bulletin*, v. 86, p. 377-389.
- Kasanju, C., Maboko, M.A.H. and Manya, S., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering: *Precambrian Research*, v. 164, p. 201-213.
- Kutterolf, S., Diener, R., Schacht, U. and Krawinkel, H., 2008. Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation-Geochemistry versus petrography: *Sedimentary Geology*, v. 203, p. 246-266.
- Lanari, P., Wagner, T. and Vidal, O., 2014. A thermodynamic model for dioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Applications to P-T sections and geothermometry: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 167, p. 1-19. doi:10.1007/s00410-014-0968-8
- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai; Implications for its tectonic evolution: *Sedimentary Geology*, v. 208, p. 88-100.
- Lo Pò, D. and Braga, R., 2014. Influence of ferric iron on phase equilibria in greenschist facies assemblages: The hematiterich metasedimentary rocks from the Monti Pisani (Northern Apennines): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 32, p. 371-387. doi:10.1111/jmg.2014.32.issue-4
- Lo Pò, D., Braga, R. and Massonne, H.J., 2016. Petrographic, mineral and pressure-temperature constraints on phyllites from the Variscan basement at Punta Bianca, Northern Apennines, Italy: *Italian Journal of Geosciences*, v. 135(3), p. 489-502. doi:10.3301/IJG.2015.29
- Maas, and McCulloch, 1991. The provenance of Archean clastic metasediments in the Narryer Gneiss Complex, Western Australia: Trace element geochemistry, Nd isotopes and U-Pb ages for detrital zircons: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1915-1932.
- Maynard, J.B., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin: *Geology Society of London, Special Publication*, v. 10, p. 551-561.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, p. 1021. doi:10.1029/2000GC000109
- Meszaros, E., Verga, A., Raucsik, B., Benko, Z., Heincz, A. and Hauzenberger, C.A., 2019. Provenance and Variscan low-grade regional

- metamorphism recorded in slates from the basement of the (SW Hungary): *International Journal of Earth Sciences*, v. 108, p. 1571-1593.
- Middlemost, E.A.K., 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas: *Earth Sciences Review*, v. 31, p. 73-87.
- Nadimi, A., 2010. Active strike-slip faults in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone of Zagros Orogen (Iran): Doctoral dissertation, PhD thesis, Faculty of Geology, University of Warsaw, Poland.
- Nadimi, A. and Konon, A., 2012. Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 40, p. 2-16.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1523-1534.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever R., 1972. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. and Depetris, P.J., 2005. Mud and Mudstones: Introduction and Overview: Heidelberg, Springer-Verlag, 297 p.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ contents and K₂O/Na₂O ratio: *Journal of Geology*, v. 94, p. 635-650.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data: *Chemical Geology*, v. 67, p. 119-139.
- Sengor, A.M.C and Okurogullari, A.H., 1991. The role of accretionary wedges in the growth of continents: Asiatic examples from Argand to plate tectonics: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 84, p. 535-597.
- Şengör, A.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D. and Kayan, I., 2008. East Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens: *Earth-Science Reviews*, v. 90(1-2), p.1-48.
- Shaw, D.M., 1956. Geochemistry of pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry: *Geology Society of American Bulletin*, v. 67, p. 919-934.
- She, Z.B., Ma, C.Q., Mason, R., Li, J.W., Wang, G.C. and Lei, Y.H., 2006. Provenance of the Triassic Songpan-Ganzi flysch, west China: *Chemical Geology*, v. 231, p. 159-175.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 106, p. 130-149.
- Slack, J.F., Dumoulin, J.A., Schmidt, J.M., Young, L.E. and Rombac, C.S., 2004. Paleozoic sedimentary rocks in the red dog Zn-Pb-Ag district and vicinity, Western Brooks Range, Alaska: provenance, deposition, and metallogenic significance: *Economic Geology*, v. 99, p. 1385-1414.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths: Washington, DC, Mineralogical Society of America Monograph, 799 p.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in Ocean Basins*, v. 42: Geological Society London Special Publication, London, p. 313-345.
- Sun, W.H., Zhou, M.F., Yan, D.P., Li, J.W. and Ma, Y.X., 2008. Provenance and tectonic setting of the

- Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China): Precambrian Research, v. 167(1-2), p. 213-236.
- Tarbuck, E.J. and Lutgens, F.K., 1994. Earth science, 7th ed.: New York, NY, Macmillan College Publishing Company, 659 p.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks: Phil Trans R Soc, v. A301, p. 381-399.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W., 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa: Sedimentary Geology, v. 124, p. 113-129.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J.O. and Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile: Geology Society of American Bulltain, v. 107, p. 1427-1440.
- Vidal, O. and Parra, T., 2000. Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chloritophengite assemblages: Geological Journal, v. 35, p. 139- 161. doi:10.1002/(ISSN)1099-1034.
- Werner, C.D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high-metamorphic complexes: Zfl-Mitteilungen, v. 133, p. 221-250.
- Willner, A.P., Maresch, W.V., Massonne, H.J., Sandritter, K. and Willner, G., 2016. Metamorphic evolution of blueschists, greenschists, and metagreywackes in the Cretaceous Mt. Hibernia Complex (SE Jamaica): European Journal of Mineralogy, v. 28, p. 1059-1078. doi:10.1127/ejm/2016/0028-2561
- Zheng, Y.F., Zhou, J.B., Wu, Y.B. and Xie, Z., 2005. Low-Grade Metamorphic Rocks in the Dabie-Sulu Orogenic Belt: A Passive-Margin Accretionary Wedge Deformed during Continent Subduction: International Geology Review, v. 47, p. 851-871.