

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دما-فشارسنجی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار)

سمیه بهرامی، محسن نصرآبادی*، عباس آسیابانها؛

دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۰/۱۲

چکیده

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در نوار افیولیتی شمال شرق سبزوار برونزد دارد. در این مجموعه همراه با متابازیت، سرپانتینیت و توده‌های نفوذی آداکیتی، یک توده گنیسی مجزا نیز وجود دارد. کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های گنیسی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت، آمفیبول، گارنت و کلریت هستند. بر اساس فراوانی کانی‌های تیره و روشن، انواع مختلف گنیس‌های مافیک، حدواسط و فلسیک قابل تمایز هستند. میانگین شرایط دگرگونی گنیس‌های مجموعه سلطان‌آباد، $(39 \pm) 462$ درجه سانتی‌گراد و فشار $(2/15 \pm) 12/4$ کیلو بار محاسبه شده که شاهد جایگاه فرورانش با رژیم حرارتی نسبتاً داغ است. شیمی سنگ کل گنیس‌های بررسی شده نشان‌دهنده ترکیب پلاژیوگرانیته آن‌هاست که در نتیجه ذوب‌بخشی توالی مافیک پوسته اقیانوسی به دست آمده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن و الگوی نمودار عناصر نادر خاکی قرابت این گنیس‌ها با مورب را تأیید می‌کند. گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، شباهت ترکیبی چشم‌گیری با پلاژیوگرانیته‌های پهنه‌های افیولیتی ایران و قبرس نشان می‌دهند. شاخص‌های ژئوشیمیایی این گنیس‌ها، با پلاژیوگرانیته‌های بالای زون فرورانش نیز قابل مقایسه است. احتمالاً گنیس‌ها و شیست‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، معرف پلاژیوگرانیته و سنگ‌های مافیک لیتوسفر اقیانوسی سبزوار است که دست‌خوش دگرگونی در پهنه فرورانش شده است.

واژه‌های کلیدی: گنیس، متابازیت، ژئوشیمی، دما-فشارسنجی، مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، سبزوار

مقدمه

فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به‌درون گوشته و آب‌زدایی آن، دگرگونی و ماگماتیسم پهنه فرورانش را به‌دنبال دارد [۱]، [۲]. به‌واسطه تغییرات هندسه فرورانش [۳] و تنوع سنگ‌شناسی اسلب اقیانوسی فرورونده، واحدهای دگرگونی موجود در کانال فرورانش متفاوت هستند. با توجه به شرایط تدفین و رژیم حرارتی کانال فرورانش، توالی مافیک لیتوسفر فرورونده ذوب شده و یا دست‌خوش دگرگونی پهنه فرورانش در شرایط رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی، اکلوژیت، آمفیبولیت و گرانولیت می‌شود [۴]-[۹].

پریدوتیت‌ها متداول‌ترین واحد سنگ‌شناسی توالی لیتوسفر اقیانوسی هستند. بنابراین سرپانتینیت‌ها فراوان‌ترین سنگ دگرگونی در زمین‌درز افیولیتی هستند. سنگ‌های حدواسط تا اسیدی با ترکیب دیوریت، تونالیت و ترونجمیت نیز در توالی مافیک پوسته اقیانوسی با حجم ناچیزی وجود دارند که به‌عنوان پلاژیوگرانیته اقیانوسی شناخته می‌شوند

[۱۰]. از زمان تقسیم‌بندی افیولیت‌ها به انواع مرتبط با فرورانش و مستقل از فرورانش [۱۱]، [۱۲]، این واحدهای سنگی توجه زیادی را به خود معطوف داشته‌اند [۱۳]-[۱۷].

توده‌های پلاژیوگرانیت مناطق افیولیتی ممکن است تحت تأثیر دگرگونی کف اقیانوس قرار گرفته باشند و پاراژن کانی‌شناسی پره‌نیت-پومپله‌ایت تا شیست سبز را نشان دهند، اما پلاژیوگرانیت‌های برونزد یافته در پهنه‌های افیولیتی که دست‌خوش دگرگونی پهنه فرورانش شده باشند نسبتاً کمیاب هستند [۱۸]، [۱۹].

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، از جمله پهنه‌های دگرگونی است که تنوع زیادی از نظر پروتولیت و درجه دگرگونی را نشان می‌دهد. هر چند این مجموعه دگرگونی، از دیرباز مورد توجه محققان مختلف بوده است [۲۰]، [۲۲]، در سال‌های اخیر نیز توجه زیادی را به خود معطوف داشته است [۲۳]، [۲۵]. در رابطه با درجه دگرگونی و شیمی پروتولیت گنیس‌های این مجموعه به‌ویژه انواع فلسیک، داده‌های پترولوژیکی کمی موجود است. هدف از این تحقیق بررسی شرایط دگرگونی و شیمی سنگ کل گنیس‌های فلسیک و حدواسط مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد است.

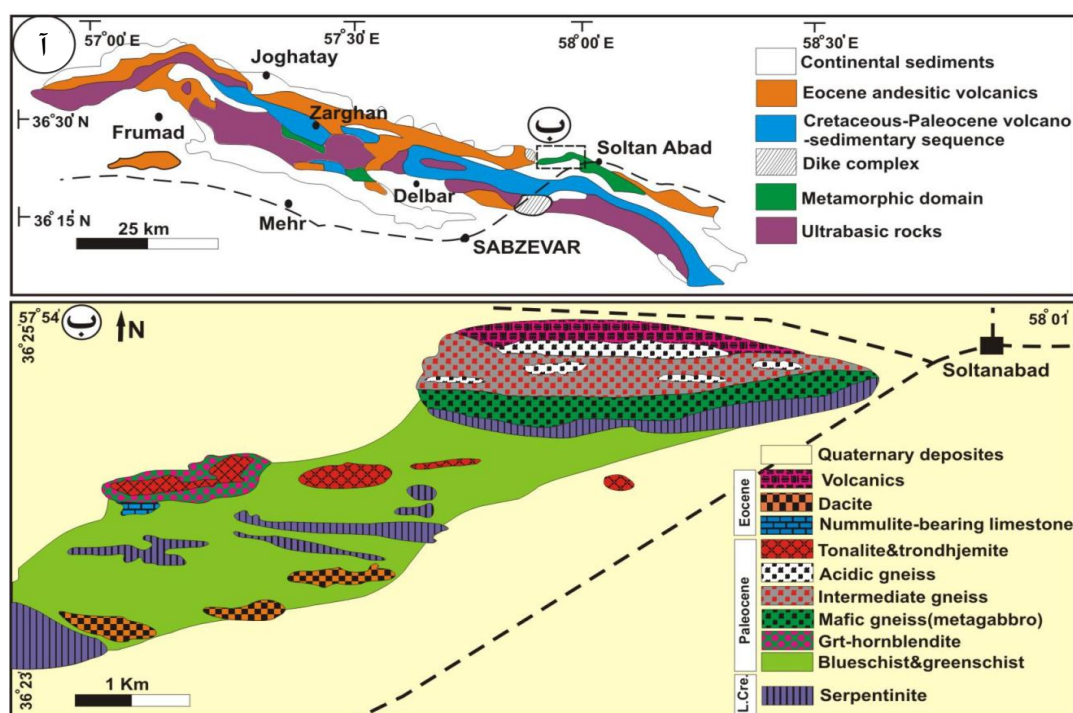
روش پژوهش

پس از انجام نمونه‌برداری و بررسی‌های میکروسکوپی، ۱۲ نمونه از گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد انتخاب و تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش ICP-MS و XRF در آزمایشگاه اکتای کانادا انجام شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم و لوتسیم زیرکن با دستگاه MCICP-MS مجهز به لیزر در دانشگاه فرانکفورت انجام شد. همچنین به‌منظور تعیین دما و فشار دگرگونی، از کانی‌های دو نمونه گنیس حدواسط و فلسیک در دانشگاه اشتونگارت آلمان، تجزیه نقطه‌ای به کمک دستگاه مایکروپروب مدل Cameca SX100 انجام شد. در طول انجام تجزیه، ولتاژ 15KV، شدت جریان تابیده شده 15nA و قطر پرتو استفاده شده ۱ تا ۵ میکرون بود. برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار Calc Min و برای تحقیق دما و فشار دگرگونی از روش تعادلی چندگانه (نرم‌افزار ترموکالک) استفاده شد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه بررسی شده در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است. سنگ‌های دگرگونی منطقه سبزوار (شکل ۱) به‌صورت دو مجموعه دگرگونی در شمال‌غرب و شمال‌شرق سبزوار (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد)، در ارتباط با کمر بند افیولیتی رخنمون دارند [۲۰].

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد که گنیس‌های بررسی شده تشکیل‌دهنده بخش میانی آن است (شکل ۱ ب)، دارای ۲۵ کیلومتر طول و ۵ کیلومتر عرض است. این مجموعه در جنوب با یک نوار باریک از آمیزه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی و در شمال با کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مجاور است. غرب و شرق این مجموعه، به‌وسیله توده‌های عظیم سرپانتینیت محدود می‌شود. در مرز جنوبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، گسل‌های شیب‌لغز معکوس با زاویه ۵۰ تا ۸۰ درجه رو به جنوب دیده می‌شود. مرز شمالی آن با یک کنگلومرای قاعده‌ای (حاوی قطعات متابازیت، سرپانتینیت و سنگ آهک نومولیت‌دار)، با شیب ۳۰ درجه رو به شمال از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جدا می‌شود. روند عمومی سنگ‌های دگرگونی و آتشفشانی واقع در شمال آن، شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و شیب آن‌ها به‌طرف شمال‌شرق است.

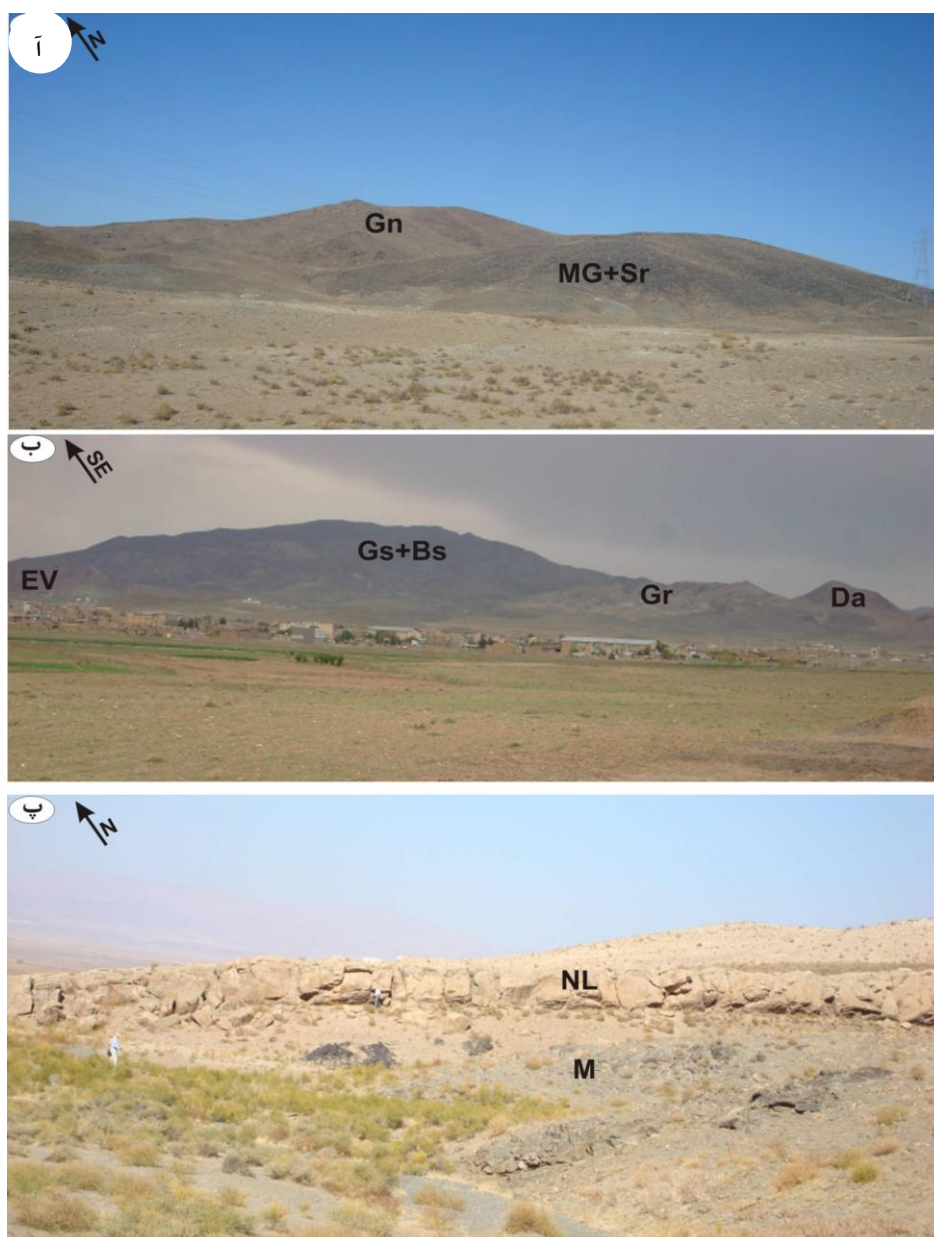


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی نوار افیولیتی شمال سبزوار (با تغییرات از [۲۰]). (ب) نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی غرب و جنوب‌غرب سلطان‌آباد

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد شامل سنگ‌های رخساره شیست سبز، شیست آبی، اکلوژیت (؟) و آمفیبولیت است [۲۱]–[۲۵] و پروتولیت آن‌ها بیش‌تر بازیک، گاهی پلیتی و کربناته است. گنیس و آمفیبولیت در غرب و جنوب‌غرب سلطان‌آباد با توپوگرافی مرتفع‌گسترش دارند (شکل ۲ آ) و سنگ‌های رخساره شیست سبز و شیست آبی بیش‌تر در جنوب‌شرقی سلطان‌آباد (شکل ۲ ب) یافت می‌شوند. بخش زیادی از مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد متشکل از سرپانتینیت است. به‌طوری که به‌نظر می‌رسد بیش‌تر سنگ‌های دگرگونی یاد شده با ابعاد چند ده تا چندصد متری در یک زمینه سرپانتینیتی شناورند و به‌عبارتی می‌توان گفت که با یک ملانژ تکتونیکی مواجه هستیم. این مجموعه دگرگونی نسبت به سنگ‌های اطراف ارتفاع بیشتری دارد و به‌داخل آن توده‌های نفوذی ترونجمیتی با شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی تزریق شده‌اند [۲۳]، [۲۵]. در انتهای نوار دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد (جنوب خوشاب)، آهک‌های نومولیت‌دار به‌صورت دگرشیب بر روی شیست‌های آبی و سبز قرار گرفته‌اند و حاوی خرده‌های آواری از ترونجمیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند (شکل ۲ پ). قرارگیری این آهک‌ها بر روی مجموعه دگرگونی از نکات کلیدی وقایع زمین‌شناسی منطقه است و مؤید خاتمه فرایند دگرگونی قبل از ائوسن میانی است.

نتیجه تحقیقات نشان داده [۲۱] که واقعه اصلی دگرگونی در سلطان‌آباد یک دگرگونی هم‌زمان با تکتونیک بوده است که ابتدا در حرارت ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۷ کیلوبار (مرز تحول شیست سبز به شیست آبی) رخ داده است. شدت دگرگونی در غرب منطقه (گنیس‌های غرب سلطان‌آباد)، تا دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (رخساره اپیدوت-آمفیبولیت) پیش رفته است [۲۱]. سن‌سنجی پتاسیم-آرگن موسکویت و روبیدیم-استرانسیم سنگ کل، مبین سن یکسان گنیس‌ها و متابازیت‌های فولیاسیون‌دار هم‌جوار و در حدود ۵۰ تا ۵۳ میلیون سال پیش است [۲۱]. بعضی از محققان [۲۷] معتقدند که سنگ‌های دگرگونی سلطان‌آباد باقی‌مانده‌هایی از پوسته قاره‌ای دگرگون شده این منطقه

هستند که در طول شکل‌گیری پوسته اقیانوسی، قسمت اعظم این پوسته قاره‌ای قدیمی از بین رفته و تنها بخش‌هایی از آن برجا مانده است.

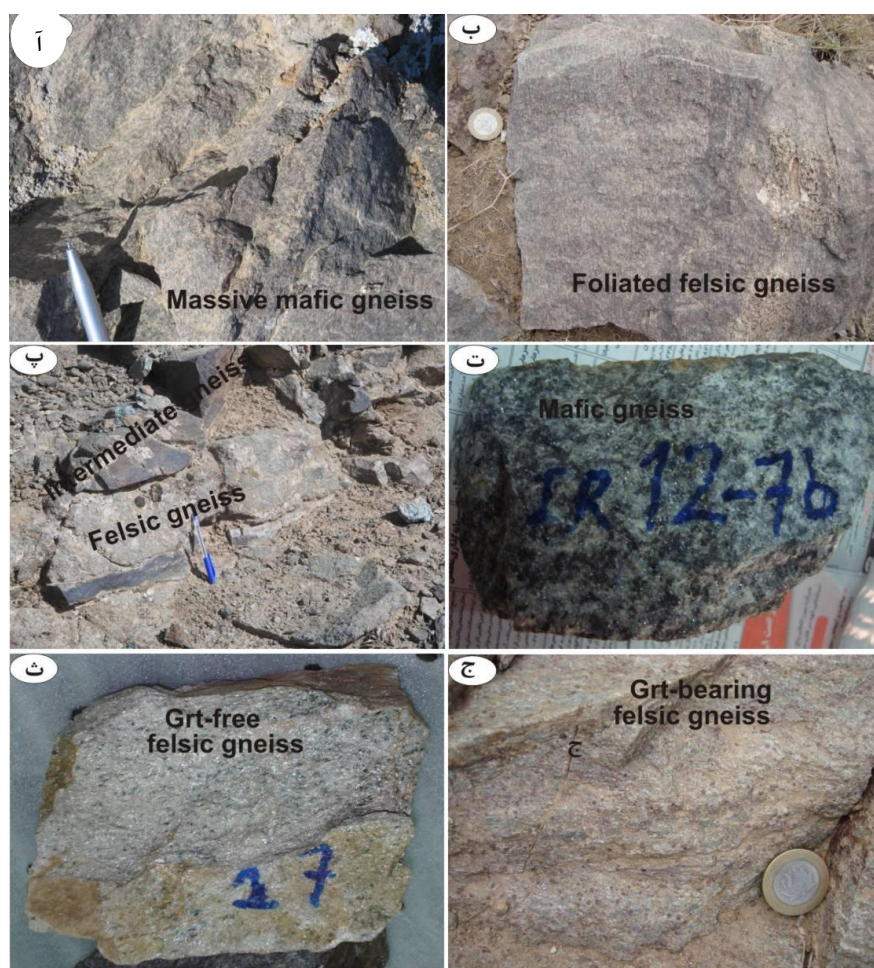


شکل ۲. آ) دورنمایی از توده گنیسی (کوه چیلی) غرب سلطان‌آباد. ب) توپوگرافی مرتفع مجموعه دگرگونی جنوب شرق سلطان‌آباد، همراه با توده‌های گرانیتوئیدی و داسیتی موجود در آن. پ) تهنشینی آهک نومولیت‌دار ائوسن به حالت دگرشیب روی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. **BS**: شیست آبی، **Da**: داسیت، **EV**: ولکانیک‌های ائوسن، **Gn**: گنیس، **Gr**: گرانیتوئید، **M**: متابازیت، **MG**: متاگابرو، **NL**: آهک نومولیت‌دار ائوسن، **Sr**: سرپانتینیت

روابط صحرایی و شواهد میکروسکوپی

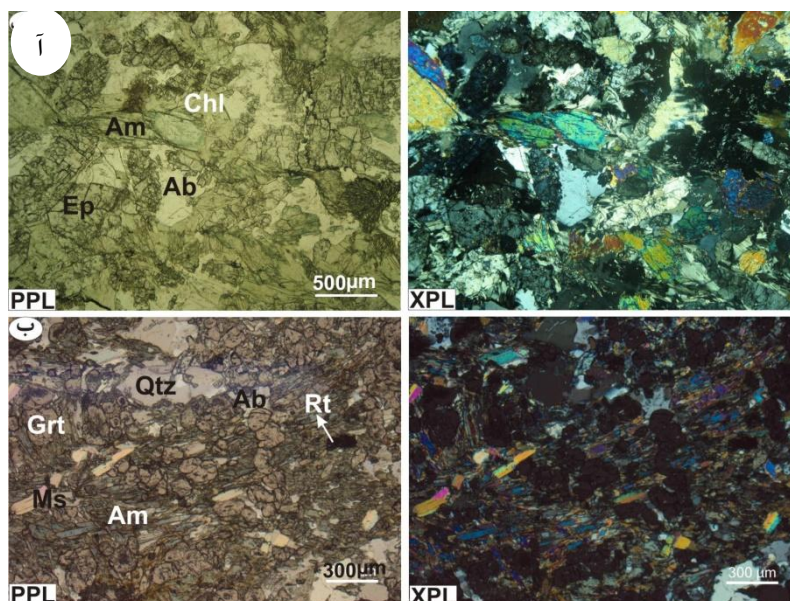
گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد به صورت توده‌ای مجزا (کوه چیلی) به طول ۵ و عرض ۱ تا ۲/۵ کیلومتر در بخش میانی مجموعه برونزد دارند (شکل ۲ ب). این توده گنیسی در جنوب به وسیله سرپانتینیت و در شمال با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن احاطه شده است. بر خلاف متابازیت‌های هم‌جوار بخش اعظم توده گنیسی عاری از

فولیاسیون است (شکل ۳ آ). فولیاسیون عمومی محدود موجود در بخش‌هایی از توده گنیسی مشابه شیست‌های سبز و آبی هم‌جوار است و با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق شیبی رو به‌سمت شمال‌شرق دارد. در یک پیمایش رو به شمال در بخش جنوبی توده، با گنیس‌های مافیک، در بخش میانی با انواع حدواسط و در بخش شمالی با نمونه‌های فلسیک فولیاسیون‌دار مواجه هستیم (شکل ۳ ب). گنیس‌های فلسیک تنها به بخش شمالی توده محدود نیستند و به‌صورت اجتماعات بین‌لایه‌ای روشن در گنیس‌های حدواسط نیز یافت می‌شوند (شکل ۳ پ). رنگ نمونه دستی گنیس‌ها تابع فراوانی مودال کانی‌های تیره (آمفیبول، گارنت، کلریت و اپیدوت) و روشن (کوارتز و فلدسپار) است و از خاکستری تیره (شکل ۳ ت) و روشن تا نمونه‌های کاملاً روشن (شکل ۳ ث) متغیر است. بر خلاف گنیس‌های مافیک و حدواسط که در بیشتر آن‌ها، گارنت به‌صورت ریز و با هسته‌بندی فراوان دیده می‌شود. در گنیس‌های فلسیک پورفیروبلاست‌های گارنت تا ابعاد ۵ میلی‌متر نیز در نمونه دستی به راحتی قابل تشخیص هستند (شکل ۳ ج). بعضی از نمونه‌های فلسیک نیز عاری از گارنت هستند که احتمالاً ناشی از شیمی سنگ است.



شکل ۳. تصاویر صحرایی و نمونه دستی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. (آ) فابریک توده‌های گنیس‌های مافیک (متاگابرو) بخش جنوب توده (IR12-7b). (ب) گنیس فلسیک فولیاسیون‌دار بخش شمالی توده. (پ) هم‌زیستی مکانی گنیس‌های فلسیک و حدواسط به‌صورت بین‌لایه‌ای دارای مرز متمایز و غیرتدریجی. (ت) نمونه دستی گنیس مافیک توده‌ای به‌رنگ خاکستری تیره. (ث) نمونه گنیس فلسیک فولیاسیون‌دار بدون گارنت که به‌رنگ روشن است (17). (ج) گنیس فلسیک دارای پورفیروبلاست‌های نسبتاً درشت گارنت (IR12-7b)

کانی‌های سنگ‌ساز، فراوانی آن‌ها و شدت فولیاسیون در نمونه‌های گنیسی منطقه سلطان‌آباد متفاوت است. بیش‌تر گنیس‌های مافیک بخش جنوبی توده گنیسی دارای بافت گرانولار و عاری از فولیاسیون هستند و به‌عبارتی باید برای آن‌ها از واژه متاگابرو استفاده کرد (شکل ۴ آ). در این نمونه‌ها، بلورهای اپیدوت دارای بی‌رفرنژانس آبی بوده و به‌سمت مرکز رنگ تداخلی آن‌ها به‌رنگ زرد یا نارنجی تغییر می‌کند که معرف افزایش سازنده پیستاسیت از حاشیه به‌سمت مرکز بلور است. آمفیبول، اپیدوت، گارنت، آلبيت و کلریت کانی‌های سنگ‌ساز اصلی هستند. کوارتز، روتیل و موسکویت از جمله کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند (شکل ۴ ب).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی گنیس‌های مافیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. (آ) گنیس مافیک توده‌ای (متاگابرو) با کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول، اپیدوت، کلریت و آلبيت. (ب) گنیس مافیک با کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول، گارنت و آلبيت. روتیل، موسکویت و کوارتز، کانی فرعی محسوب می‌شوند. تصاویر سمت راست در نور پلاریزه متقاطع و سمت چپ در نور طبیعی هستند.

گنیس‌های حدواسط بخش میانی توده گنیسی نسبت به نمونه‌های مافیک جنوبی، مقادیر کم‌تری از کانی مافیک و بیش‌تری از کانی فلسیک دارند. در بیش‌تر گنیس‌های حدواسط گارنت با هسته‌بندی زیاد و با ابعاد ریز دیده می‌شود (شکل ۵ آ). مرکز بلورهای گارنت غنی از ادخال هستند که معرف رشد سریع گارنت در مراحل اولیه تبلور است (شکل ۵ ب). کانی‌های مافیک در بیش‌تر نمونه‌های حدواسط توزیع مکانی همگنی ندارند (شکل ۵ پ) و به‌صورت اجتماعات مجزا یافت می‌شوند که احتمالاً با توزیع اولیه فازهای مافیک پروتولیت ماگمایی هم‌خوانی دارد.

در نمونه‌های گنیس فلسیک نسبت به دیگر نمونه‌ها، میزان کانی‌های مافیک به‌ویژه آمفیبول کم‌تر است و این کانی شواهد دگرسانی به بیوتیت را نشان می‌دهد (شکل ۶ آ). با توجه به رنگ تداخلی، میزان سازنده پیستاسیت در بعضی از اپیدوت‌ها از حاشیه به مرکز و در مواردی از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد (شکل ۶ ب). پورفیروبلاست‌های درشت گارنت با بافت اسکلتی و پوئی‌کیلوبلاستیک، دارای ادخال‌های کوارتز و موسکویت هستند (شکل ۶ پ).

شیمی کانی‌ها

برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، از کانی‌های ۲ نمونه گنیس حدواسط و فلسیک تجزیه نقطه‌ای به عمل آمد. نتایج تجزیه شیمی کانی‌های آمفیبول، فلدسپار، گارنت، کلریت، میکای سفید و اپیدوت این نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در بخش بعدی به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهند شد.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های گنیس‌های حدواسط و فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. فرمول ساختمانی کانی‌های آمفیبول، فلدسپار، گارنت، اپیدوت، میکای سفید و کلریت به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸، ۱۲، ۱۲/۵، ۱۱ و ۲۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

Rock type	Intermediate gneiss (321a)													
mineral	Am			Grt-core		Grt-rim		Ep		Pg	Ms		Fsp	
Analysis number	#27	#31	#48	#33	#45	#32	#75	#59	#60	#36	#40	#42	#57	
SiO ₂	۴۷/۸۳	۴۴/۸۳	۵۷/۶۷	۳۶/۳۴	۳۶/۴۴	۳۶/۴۳	۳۶/۳۲	۳۸/۱۵	۳۷/۶۵	۴۶/۴۴	۴۸/۱۶	۵۴/۵۱	۶۷/۷۹	
TiO ₂	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۳۶	۰/۱۷	۰/۰۱	
Al ₂ O ₃	۱۰/۵۲	۱۳/۰۳	۹/۲	۲۰/۸۸	۲۰/۶۳	۲۰/۹۶	۲۰/۷۳	۲۸/۸۱	۲۶/۳۱	۲۸/۲۹	۲۹/۶۶	۲۵/۵۹	۱۹/۲۱	
FeO ^I	۱۶/۱	۱۷/۰۹	۱۲/۵۵	۲۹/۹۵	۳۰/۹۳	۲۹/۱۲	۲۹/۰۹	۵/۶۸	۹/۲۵	۰/۵۹	۲/۳۱	۲/۲۶	۰/۲۱	
MnO	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۸۱	۰/۷	۱/۹۶	۰/۵۳	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	
MgO	۱۱/۲۵	۹/۵۸	۷/۶۷	۱/۴۵	۱/۳۱	۱/۰۷	۰/۹۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۲/۳۵	۲/۷	۰/۰۱	
CaO	۹/۱۹	۹/۷۵	۶/۹	۸/۹۵	۸/۸۷	۸/۸۸	۱۰/۰۱	۲۳/۸۲	۲۳/۳۱	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۲۲	
Na ₂ O	۲/۲۷	۲/۱۱	۱/۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۷/۹۸	۰/۸۱	۰/۵۸	۱۲/۲	
K ₂ O	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۷۱	۱۰/۳۵	۹/۴۸	۰/۰۵	
Total	۹۷/۶۸	۹۷/۱۱	۹۶/۲۷	۹۸/۴۹	۹۸/۹۶	۹۸/۴۹	۹۷/۷۷	۹۶/۶	۹۶/۶۳	۹۴/۲۳	۹۴/۰۳	۹۵/۳۳	۹۹/۷۲	
oxygens	۲۳	۲۳	۲۳	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲/۵	۱۲/۵	۱۱	۱۱	۱۱	۸	
Si	۶/۰۹	۶/۸۵	۸/۲۷	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۹	۲/۹۹	۶/۰۴	۶/۳۵	۷/۱۳	۲/۹۸	
Ti	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	
Al ^{IV}	۱/۰۹	۱/۴۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴			۱/۹۵	۱/۴۶	۰/۸۶		
Al ^{VI}	۰/۶۹	۰/۸۴	۱/۵۵	۱/۹۵	۱/۹۲	۱/۹۷	۱/۹۴	۲/۶۶	۲/۴۵	۳/۹۲	۳/۲۷	۳/۰۸	۰/۹۹	
Fe ²⁺	۱/۰۲	۱/۲۴	۱/۵	۱/۹۴	۱/۹۸	۱/۹۳	۱/۹۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۰۰	
Fe ³⁺	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	
Mg	۲/۴۲	۲/۰۹	۱/۶۳	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰۲	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۰۰	
Ca	۱/۴۱	۱/۵۳	۱/۰۶	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۸۷	۲/۰	۱/۹۸	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	
Na	۰/۶۳	۰/۶	۰/۴۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۱	۰/۲۱	۰/۱۴	۱/۰۴	
K	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۱/۷۹	۱/۵۸	۰/۰۰	
Sum	۱۴/۲۳	۱۵/۱۴	۱۴/۵۵	۷/۹۵	۷/۹۵	۷/۹۶	۷/۹۷	۷/۹۸	۷/۹۷	۱۴/۱۲	۱۳/۸۴	۱۳/۵۶	۵/۰۲	
Na _B	۰/۵۹۶	۰/۴۹۳	۰/۴۸۶											
Mg#	۷۰	۶۲	۵۲	۸	۷	۶	۶				۶۴	۶۸		
Grs				۲۶	۲۶	۲۶	۲۹							
Sps				۲	۲	۵	۱							
Pyp				۶	۵	۴	۴							
Alm				۶۵	۶۷	۶۵	۶۵							
Ab													۹۸/۷	
An													۰/۰۹	
Or													۰/۰۲	
Xps								۱۱	۱۵					
Ms										۲	۵۷	۳۹		
Phl										۱	۲	۰/۰		
Cel										۲	۲۷	۵۶		
Pg										۹۴	۱۰	۸		

ادامه جدول ۱

Rock type	Felsic gneiss (IR12-10)										
	Am			Grt-core	Grt-rim	Ms	Phn	Ms	Ep	Ep	Chl
mineral	#3	#2	#1	#1	#17	#13	#18	#22	#11	#19	#12
Analysis number	#3	#2	#1	#1	#17	#13	#18	#22	#11	#19	#12
SiO ₂	۴۱/۰۴	۴۵/۵۷	۴۴/۱۸	۳۵/۹۴	۳۵/۹۴	۴۷/۳۵	۵۳/۹۸	۴۸/۱۴	۳۷/۸۳	۳۸/۴۲	۲۴/۵۷
TiO ₂	۰/۴۶	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۰۵	۰/۲۷	۰/۵۱	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۶۲	۱۱/۳۶	۱۲/۲۸	۲۰/۷۹	۲۰/۵	۳۰/۶	۲۷/۰۴	۲۸/۳۲	۲۶/۰۲	۲۸/۸۸	۲۰/۴۱
FeO ^t	۱۹/۷	۲۰/۰۳	۲۰/۰۷	۳۱/۰۷	۲۹/۷۸	۳/۴۳	۲/۸۲	۳/۸۱	۱۰/۲۵	۶/۳۶	۲۸/۲۱
MnO	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۲	۱/۳۱	۰/۹۳	۰/۰	۰/۰۳	۰/۰	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۹
MgO	۷/۹	۸/۲۹	۸/۱۸	۱/۲۱	۱/۰۵	۱/۸۵	۱/۳۴	۲/۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۱۳/۹۲
CaO	۹/۲۷	۷/۳۳	۷/۵۸	۹/۰۸	۱۰/۶۶	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۲۳/۴	۲۴/۱۵	۰/۰۰
Na ₂ O	۳/۰۶	۲/۸۸	۳/۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۱/۲۲	۱/۰۳	۰/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۴۹	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۹/۸۱	۸/۶۷	۱۰/۲۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۹۶/۶۴	۹۶/۱۴	۹۶/۲۶	۹۹/۴۶	۹۹/۱۸	۹۴/۷۷	۹۵/۲۴	۹۴/۰۲	۹۷/۶۵	۹۸/۰۹	۸۷/۳
oxygens	۲۳	۲۳	۲۳	۱۲	۱۲	۱۱	۱۱	۱۱	۱۲/۵	۱۲/۵	۲۸
Si	۶/۲۱	۶/۷۷	۶/۵۹	۲/۹	۲/۹	۶/۴	۷/۰۵	۶/۵۸	۲/۹۸	۲/۹۷	۵/۳
Ti	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{IV}	۱/۷۸	۱/۲۲	۱/۴	۰/۰۹	۰/۰۹	۱/۶	۰/۹۴	۱/۴۱			۲/۷
Al ^{VI}	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۷۵	۱/۸۹	۱/۸۶	۳/۲۸	۳/۲۲	۳/۱۴	۲/۴۱	۲/۶۳	۲/۴۸
Fe ²⁺	۱/۴۴	۱/۱۸	۱/۳۴	۱/۸۸	۱/۷۹	۰/۳۸	۰/۰	۰/۴۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۵/۰۸
Fe ³⁺	۰/۹۲	۱/۱۷	۱/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۳۷	۰/۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Mg	۱/۷۶	۱/۸۳	۱/۸۲	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۳۷	۰/۲۶	۰/۴۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۴۷
Ca	۱/۴۹	۱/۱۶	۱/۲۱	۰/۷۸	۰/۹۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۹۷	۲/۰	۰/۰۰
Na	۰/۸۹	۰/۸۳	۰/۹۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۷	۱/۴۴	۱/۷۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum	۱۳/۹۹	۱۸	۱۳/۹۳	۶/۰۷	۶/۱۴	۱۳/۷۲	۱۳/۲	۱۳/۶۱	۷/۹۶	۷/۹۷	۱۴/۹۶
Na _B	۰/۵۶۰	۰/۸۲۰	۰/۸۱۴								
Mg#	۵۴	۶۰	۵۹	۷	۶	۴۹		۵۱			۴۶
Grs				۲۷	۳۲						
Sps				۳	۲						
Pyp				۵	۴						
Alm				۶۴	۶۱						
Xps									۲۰	۱۲	
Ms						۵۶	۳۸	۵۲			
Phl						۵	۰/۰	۴			
Cel						۲۰	۵۰	۲۹			
Pg						۱۶	۱۰	۱۰			

آمفیبول

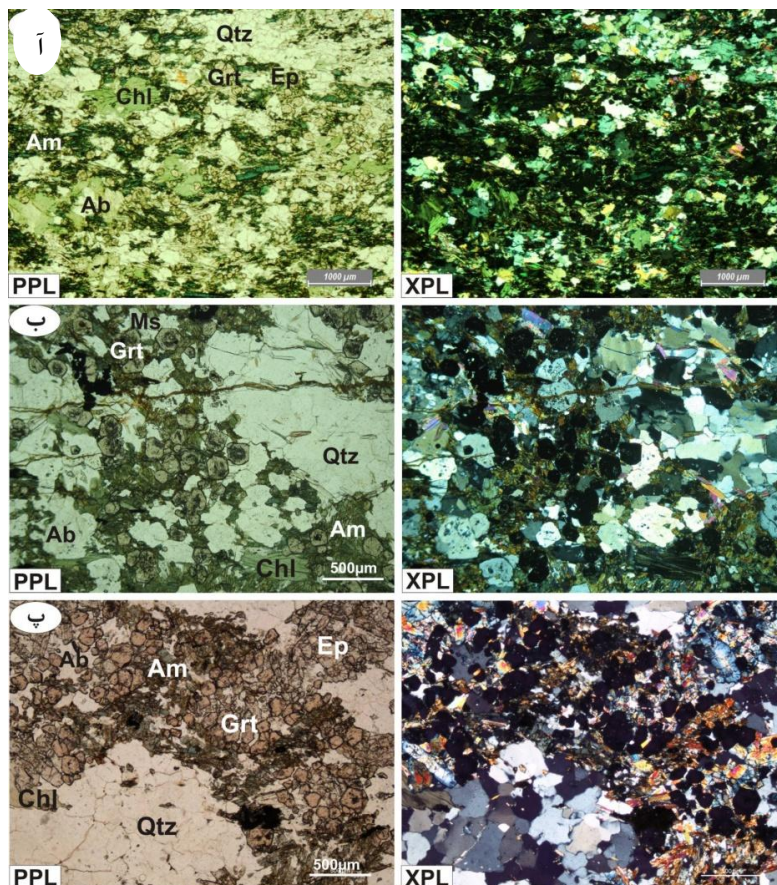
با توجه به معیار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها [۲۸]، آمفیبول نمونه حدواسط عمدتاً از نوع کلسیک-سدیک (باروئیزیت) و ندرتاً کلسیک (چرماکیت-فروهورنبلند) و آمفیبول نمونه فلسیک از نوع سدیک-کلسیک (باروئیزیت) هستند (شکل ۷). در آمفیبول کلسیک، پارامتر ${}^B\text{Ca}/{}^B\text{Ca} + {}^B\text{Na}$ بیش از ۰/۷۵ و در آمفیبول سدیک-کلسیک بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ در تغییر است.

گارت

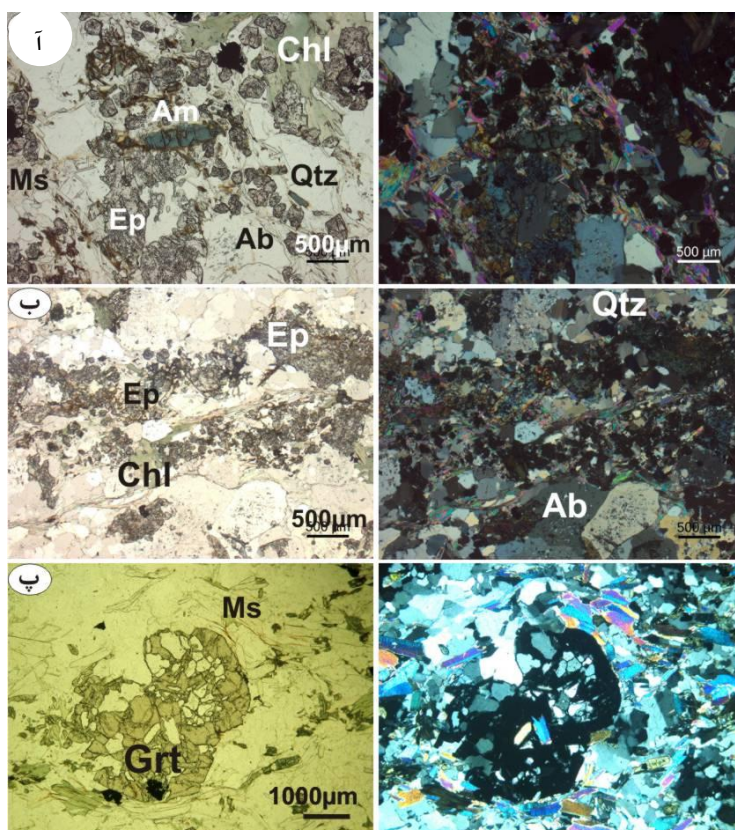
گارت گنیس‌های بررسی شده عمدتاً دارای ترکیب سری محلول جامد آلماندن-اسپسارتین-گروسولار هستند. تفاوت ترکیبی چندانی بین گارت نمونه حدواسط و فلسیک دیده نمی‌شود. تمامی این گارت‌ها غنی از سازنده آلماندن (۶۱ تا ۶۷ درصد) هستند و سایر سازنده‌ها، گروسولار (۲۳ تا ۳۲ درصد)، اسپسارتین (۱ تا ۱۲ درصد) و پیروپ (۲ تا ۷ درصد) هستند. کاهش سازنده اسپسارتین و افزایش سازنده آلماندن از مرکز به حاشیه بلور گارت نشان‌دهنده رشد آن‌ها در طی دگرگونی پیش‌رونده است.

فلدسپار

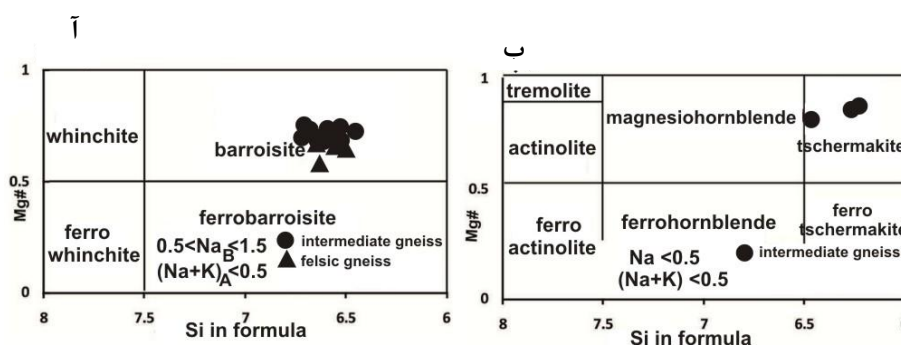
فلدسپارهای بررسی شده، از نوع آلپیت هستند. این ترکیب با فراوانی اپیدوت در گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد هم‌خوانی دارد (تصاویر ۳، آ، ب، ت). داده‌های تجزیه نقطه‌ای اپیدوت بیان‌گر آن است که سازنده پیستاسیت ($X_{Ps} = Fe^{3+} / (Al^{3+} + Fe^{3+})$) موجود در اپیدوت‌ها از ۱۱ تا ۲۰ درصد متغیر است.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی گنیس‌های حدواسط مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. (آ) کانی‌های سنگ‌ساز گنیس‌های حدواسط آمفیبول، کلریت، کوارتز، گارت و آلپیت. در بیش‌تر نمونه‌های حدواسط، گارت با هسته‌بندی فراوان و به ابعاد ریز دیده می‌شوند. (ب) گارت‌ها با داشتن ادخال‌های فراوان در مرکز مشخص هستند که معرف رشد سریع آنها در مرحله اولیه تبلور است. (پ) در بیش‌تر گنیس‌های حدواسط کانی‌های روشن و تیره توزیع ناهمگنی دارند که احتمالاً مبین توزیع کانی‌های مافیک آذرین اولیه است. تصاویر سمت راست در نور پلاریزه متقاطع و انواع سمت چپ در نور طبیعی هستند.



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی گنیس‌های فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. (آ) کانی‌های سنگ‌ساز گنیس‌های فلسیک کوارتز، آلبیت، اپیدوت، کلریت و گارنت. معدود کانی‌های آمفیبول موجود در گنیس‌های فلسیک، در حال تجزیه به بیوتیت هستند. (ب) الگوی بی‌رفرنزانس اپیدوت‌های درشت گنیس‌های فلسیک، معرف افزایش سازنده پیستاسیت از مرکز به حاشیه یا از حاشیه به مرکز است. (پ) پورفیروبلاست‌های درشت گارنت نمونه‌های گنیس فلسیک، که بافت اسکلتی نشان می‌دهد. میزان موسکویت در گنیس‌های فلسیک بیش‌تر از انواع دیگر گنیس است. تصاویر سمت راست در نور پلاریزه متقاطع و انواع سمت چپ در نور طبیعی هستند.



شکل ۷. مطابق نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۲۷]، آمفیبول گنیس‌های فلسیک از (آ) نوع باروئیزیت (ب) و انواع حدواسط از نوع باروئیزیت و ندرتاً چرماکیت و فروهورنبلند هستند.

میکای سفید

هر دو نوع میکای سفید سدیک و پتاسیک، در گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد موجودند. بعضی از موسکویت‌ها دارای ترکیب فنزیتی بوده و میزان متشکله سلاونیت آن‌ها از ۵۰ تا ۵۶ درصد متغیر است. عدد منیزیم

(Mg/Mg+Fe) میکاهای سفید از ۴۹ تا ۶۸ در تغییر است.

اپیدوت

داده‌های تجزیه نقطه‌ای اپیدوت بیان‌گر آن است که سازنده پیستاسیت ($X_{Ps} = Fe^{3+} / Al^{3+} + Fe^{3+}$) موجود در اپیدوت‌ها از ۱۱ تا ۲۰ درصد متغیر است.

کلریت

کلریت‌های بررسی شده غنی از آهن است و عدد منیزیم آن‌ها از ۴۶ تا ۵۹ متغیر است.

ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی

نظر به ترکیب عمدتاً باروئیزیتی آمفیبول و ترکیب آلپیتی پلاژیوکلاز نمونه‌های بررسی شده و کالبره نبودن این چنین ترکیباتی برای دما-فشارسنج‌های قراردادی مانند دماسنجی گارنت-آمفیبول [۲۹]، دما-فشارسنجی آمفیبول [۳۰]، دماسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز [۳۱] و فشارسنجی آمفیبول-پلاژیوکلاز-گارنت [۳۲]، ارزیابی شرایط فشار و دمای دگرگونی میسر نشده است. بنابراین تعیین دما و فشار تشکیل گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد تنها از طریق روش تعادل چندگانه (نرم‌افزار ترموکالک) انجام گرفته است.

دما-فشارسنجی به کمک نرم‌افزار ترموکالک

شرایط دما و فشار دگرگونی به وسیله نرم افزار ترموکالک، نسخه ۳/۲۶ [۳۳]، تخمین زده شد. اکتیویته اعضای نهایی کانی‌ها با برنامه AX موجود در این نسخه محاسبه شده است. با در نظر گرفتن کانی‌های آمفیبول+گارنت+اپیدوت+کوارتز± پلاژیوکلاز به عنوان پارائز پایدار در مرحله اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده بدین قرار است:

$$P=12\pm 2.3 \text{ kb}, T=502\pm 39^\circ \text{C} \text{ گنیس فلسیک:}$$

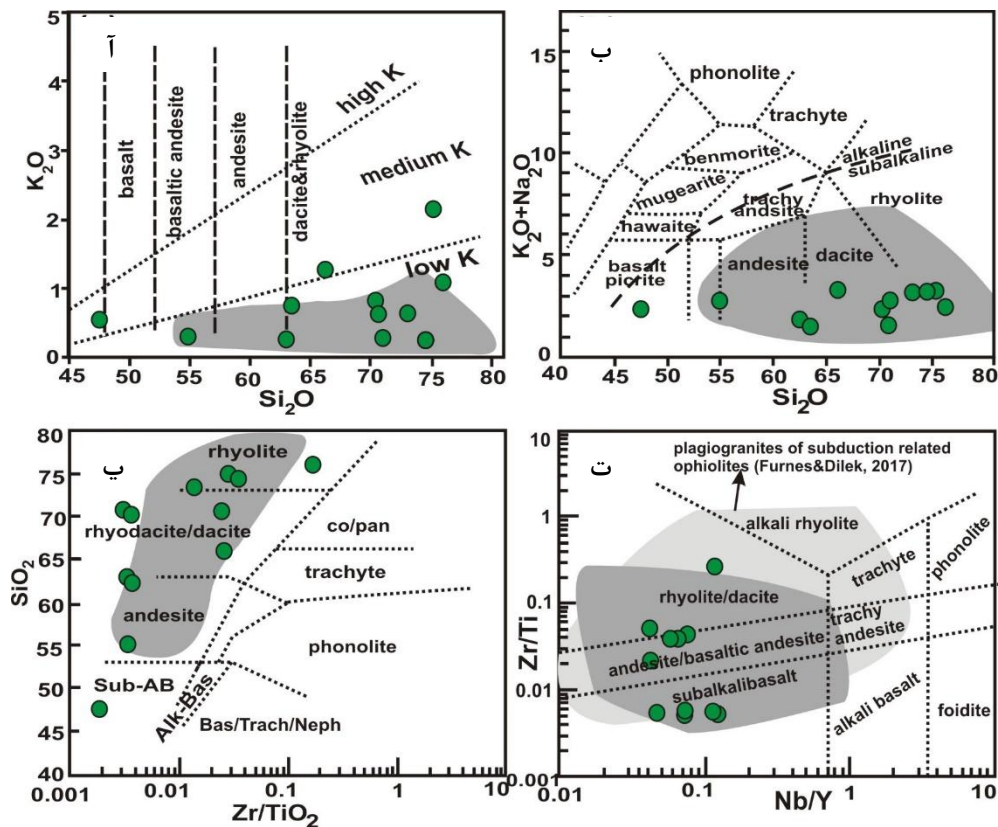
$$P=12.8\pm 2 \text{ kb}, T=424\pm 39^\circ \text{C} \text{ گنیس حدواسط:}$$

گفتنی است که [۲۶] با بررسی متاگابروهای (گنیس‌های مافیک) موجود در این توده گنیسی، شرایط دما و فشار تقریباً مشابهی را محاسبه کرده‌اند.

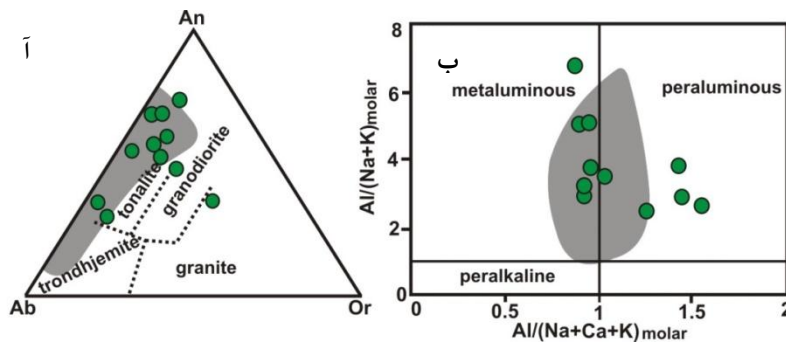
شیمی سنگ کل

شیمی سنگ کل یک نمونه گنیس مافیک، یک نمونه حدواسط و ۱۰ نمونه فلسیک در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در این نمونه‌ها، میزان سیلیس از ۴۷ تا ۷۵ درصد وزنی متغیر است و محتوای متوسط آلومینیم آن‌ها ۱۲ تا ۱۶ درصد وزنی است. میزان عناصر آلکالن گنیس‌ها از ۰/۷۹ تا ۲/۸۸ درصد وزنی متغیر و نسبت Na_2O/K_2O آن‌ها ۰/۵۱ تا ۷/۹ است. رابطه مکانی نزدیک گنیس‌ها با گابرو و سرپانتینیت توالی افیولیتی و بافت توده‌ای بیش‌تر آن‌ها، با پروتولیت رسوبی گنیس‌های بررسی شده در تضاد است. از طرفی نبود کانی‌های متاپلیتی شاخص مانند آلومینوسیلیکات‌ها، استارولیت و کلریتوئید بیان‌گر پروتولیت فقیر از آلومینیم است که با قرابت رسوبی نمونه‌های گنیسی مغایرت دارد. در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی SiO_2 در برابر K_2O [۳۴]، بیش‌تر نمونه‌ها در محدوده داسیت و ریولیت با ویژگی پتاسیم کم قرار می‌گیرند (شکل ۸ آ). محدوده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی نیز در این نمودار و نمودارهای بعدی به‌منظور

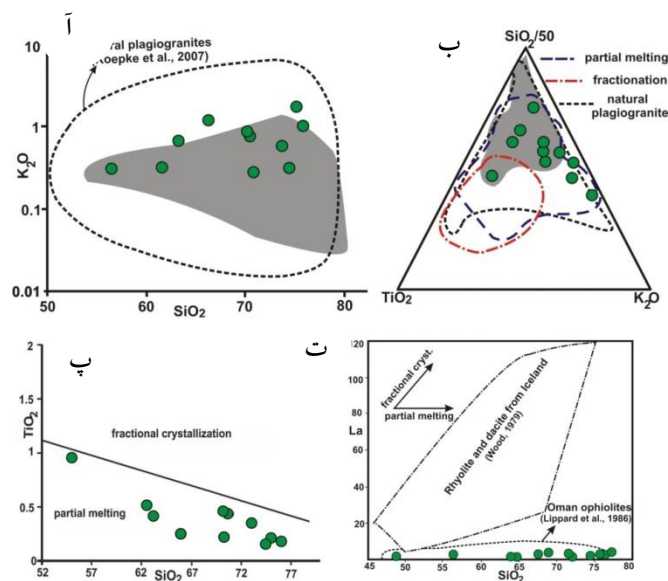
مقایسه نمایش داده شده است. داده‌های این محدوده برگرفته از پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی سبزوار [۳۵]، نیریز [۳۶-۳۷] و قبرس [۱۳] است. بر اساس نمودار دوتایی مجموع آلکالن در برابر سیلیس [۳۸]، ترکیب گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد عمدتاً در محدوده گرانودیوریت واقعد (شکل ۸ ب). با توجه به نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی که بر اساس عناصر کمیاب غیرمتحرک در طی دگرگونی بنا شده‌اند [۳۹]، ترکیب شیمیایی پروتولیت بیش‌تر گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد ریولیت، داسیت و آندزیت هستند (شکل‌های ۸ پ، ت). در تمامی این نمودارها، ترکیب گنیس‌های بررسی شده با محدوده پلاژیوگرانیت‌های افیولیتی هم‌پوشانی چشم‌گیری نشان می‌دهند. در شکل ۵ ت، گستره پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی مرتبط با فرورانش [۱۷] نیز نشان داده شده است. مطابق این شکل، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، در محدوده ترکیبی پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی مرتبط با فرورانش واقعد. مطابق نمودار مثلی مقادیر نورماتیو آنورتیت-آلبیت-ارتوکلاز [۴۰]، بیش‌تر گنیس‌ها از نوع تونالیت هستند (شکل ۹ آ). ضریب اشباع از آلومین [۴۱] این گنیس‌ها، از مت‌آلومینوس تا پ‌آلومینوس متغیر است (شکل ۹ ب). بر اساس نمودار دوتایی پتاسیم در برابر سیلیس که متمایزکننده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدهاست [۴۲]، تمامی گنیس‌های بررسی شده در محدوده پلاژیوگرانیت اقیانوسی قرار دارند (شکل ۱۰ آ). امروزه عقیده بر آن است که فرایند ذوب‌بخشی ناشی از تراوش سیال آبدار فرایندی معمول به‌منظور تولید مذاب پلاژیوگرانیتی است. به‌واسطه پژوهش‌های آزمایشگاهی [۴۳]، نمودار مثلی $\text{SiO}_2/50\text{-TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ را برای بررسی ژنز مذاب پلاژیوگرانیتی پیشنهاد شده است. مطابق این نمودار (شکل ۱۰ ب)، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در محدوده پلاژیوگرانیت‌های طبیعی واقعد و فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل آن‌ها مشارکت داشته است. محدوده خاکستری موجود در این نمودار، معادل گستره ترکیبی پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی است. محتوای تیتانیم مذاب‌های غنی از سیلیس، معیاری معتبر برای تمایز فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی در تولید پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی است. با توجه به پژوهش‌های آزمایشگاهی، مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی گابرو نسبت به مذاب‌های مرتبط به فرایند تفریق، حاوی مقادیر کم‌تری تیتانیم هستند [۴۴]. مقادیر تیتانیم کم گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان-آباد بیان‌گر نقش فرایند ذوب‌بخشی در تولید پروتولیت پلاژیوگرانیتی آن‌هاست (شکل ۱۰ پ). بر اساس رابطه La در برابر SiO_2 [۴۵]، نیز فرایند ذوب‌بخشی به‌عنوان مکانیسم اصلی در زایش پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد مشارکت داشته است (شکل ۱۰ ت). در این نمودار محدوده ترکیبی پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی عمان [۴۶] و گدازه‌های اسیدی ایسلند [۴۷] نیز نشان داده شده است. چنان‌که در این شکل پیداست پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد همانند پلاژیوگرانیت‌های پهنه افیولیتی عمان در نتیجه فرایند ذوب‌بخشی حاصل شده است.



شکل ۸. طبقه‌بندی و نام‌گذاری گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد. (آ) نمودار طبقه‌بندی دوتایی K_2O در برابر SiO_2 [۳۴]، پروتولیت گنیس‌های مجموعه سلطان‌آباد عمدتاً در گستره داسیت و ریولیت پتاسیم کم هستند. (ب) مطابق نمودار دوتایی مجموع آلکان در برابر سیلیس [۳۸] ترکیب گنیس‌های مجموعه سلطان‌آباد از گرانیته تا گابرو متغیر است. (پ) در نمودار دوتایی سیلیس در برابر نسبت Zr/TiO_2 [۳۹] گنیس‌های بررسی شده دارای ترکیب ریولیت تا آندزیت هستند. (ت) با توجه به نمودار دوتایی نسبت Zr/Ti در برابر نسبت Nb/Y [۴۰]، ترکیب گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد از ریولیت تا بازالت در تغییر است. به‌منظور مقایسه ترکیب پلاژیوگرانیته‌های پهنه‌های افیولیتی ایران (سبزوار [۳۵] و نیریز [۳۶-۳۷]) و قبرس (ترودوس [۱۳]) به‌صورت محدوده خاکستری (در این شکل و شکل‌های بعد) و گستره ترکیب پلاژیوگرانیته‌های مرتبط با فرورانش به‌صورت محدوده خاکستری روشن [۱۷] نشان داده شده‌اند.

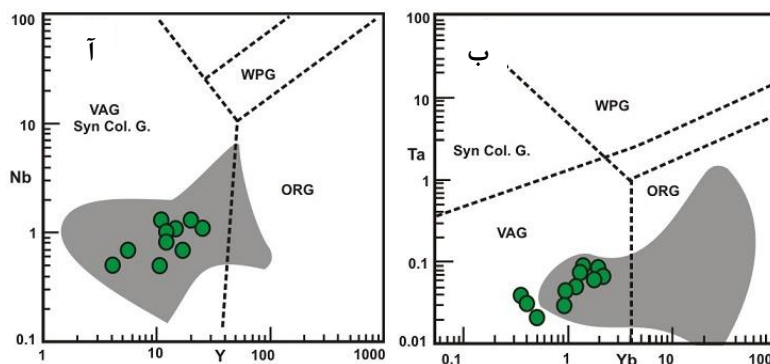


شکل ۹. (آ) بر اساس نمودار نام‌گذاری سنگ‌های گرانیته‌ای [۴۰]، گنیس‌های فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد عمدتاً از نوع تونالیت هستند. (ب) با توجه به نمودار دوتایی $Al/(Na+K)$ مولار در برابر $Al/(Na+Ca+K)$ مولار [۴۱] گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد ماهیت متاآلومینوس تا پرآلومینوس دارند. محدوده خاکستری معرف گستره ترکیبی پلاژیوگرانیته‌های افیولیتی ایران (سبزوار [۳۵] و نیریز [۳۶-۳۷]) و قبرس (ترودوس [۱۳]) هستند.



شکل ۱۰. (آ) براساس نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۴۲]، پروتولیت گنیس‌های فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در محدوده ترکیبی پلاژیوگرانیت واقعند. (ب) با توجه به نمودار مثلثی $TiO_2-SiO_2/50-K_2O$ [۴۳] گنیس‌های فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد از نوع پلاژیوگرانیت است و در نتیجه فرایند ذوب‌بخشی به‌وجود آمده‌اند. (پ) در نمودار دوتایی TiO_2 در برابر SiO_2 [۴۴]، پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیس‌های سلطان‌آباد در نتیجه فرایند ذوب‌بخشی حاصل شده‌اند. (ت) در نمودار دوتایی La در برابر SiO_2 [۴۵] نیز، پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیس‌های سلطان‌آباد مانند پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی عمان [۴۶] محصول فرایند ذوب‌بخشی هستند. مذاب‌های اسیدی جزیره ایسلند [۴۷] محصول تفریق است و با شیب مثبت از پلاژیوگرانیت‌های عمان متمایزند.

در نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی گرانیت [۴۸]، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در جای‌گاه قوس آتشفشانی قرار دارند (شکل ۱۱). همانند شکل‌های قبل، در این نمودار، گستره ترکیبی پلاژیوگرانیت مناطق افیولیتی ایران و قبرس به‌صورت محدوده خاکستری نمایش داده شده است.



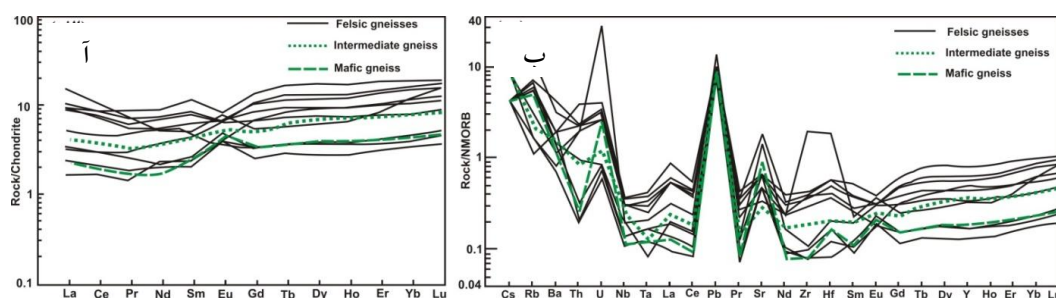
شکل ۱۱. (آ) مطابق نمودار دوتایی Nb در برابر Y [۴۸]، جای‌گاه تکتونیکی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد قوس آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد است. (ب) با توجه به نمودار دوتایی Ta در برابر Yb [۴۸]، نمونه‌های گنیسی بررسی شده همانند پلاژیوگرانیت‌های قلمرو افیولیتی تتیس در جای‌گاه قوس آتشفشانی قرار دارند (گرانیت داخل صفحه‌ای: WPG ، گرانیت پشته اقیانوسی: ORG ، گرانیت قوس آتشفشانی: VAG ، گرانیت هم‌زمان با برخورد: $Syn Col. G$). محدوده خاکستری معرف گستره ترکیبی پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی ایران (سبزوار [۳۵] و نیریز [۳۶-۳۷]) و قبرس (ترودوس [۱۳]) هستند.

تمرکز مطلق عناصر نادر خاکی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد نسبتاً کم و ۲ تا ۱۰ برابر غلظت این عناصر در کندریت‌ها [۴۹] است. تهی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سبک ($La_N/Yb_N = 0.38-0.75$) که با

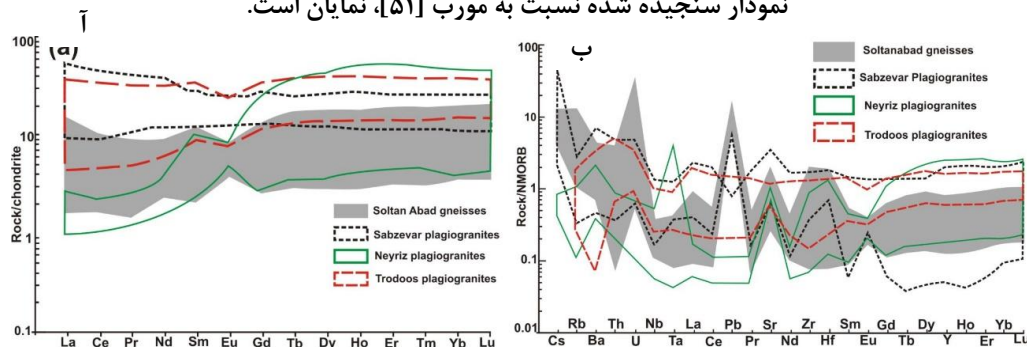
شیب مثبت الگوی عناصر نادر خاکی مشخص می‌شود (شکل ۱۲ آ) از ویژگی‌های شاخص مورب است [۴۹]–[۵۰]. علاوه بر این، شباهت الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مختلف گنیس، نشان‌دهنده مکانیسمی واحد برای تشکیل این نمونه‌هاست.

تهی‌شدگی نسبی از عناصر Nb و Ta و غنی‌شدگی از عناصر U, Cs, Pb و Rb موجود در نمودار عنکبوتی سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۱] در گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شکل ۱۲ ب) شاخص پتروژنز مرتبط با جای‌گاه قوس است [۵۲]–[۵۴]. از طرفی ممکن است تمرکز بالای عناصر Pb و U به تاثیر دگرگونی کف اقیانوس [۵۵]–[۵۶] یا دگرگونی پهنه فرورانش [۵۶]–[۵۷] مرتبط باشد.

در شکل ۱۳، الگوی عناصر نادر خاکی سنجدیده شده نسبت به کندریت [۴۹] و الگوی چندعنصری سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۰] گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد با این الگوها در پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی سبزوار [۳۵]، نیریز [۳۶–۳۷] و قبرس [۱۳] مقایسه شده‌اند. تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (شکل ۱۳ آ)، ویژگی مشترک گنیس‌های سلطان‌آباد و پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی یاد شده است. در نمودار چندعنصری سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۱] نیز هم‌پوشانی ترکیبی چشم‌گیری بین گنیس‌های بررسی شده و پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی نمایان است (شکل ۱۳ ب). الگوی عناصر نادر خاکی سنگین مسطح و آنومالی مثبت عناصر Sr, Pb, Zr در نمودار چندعنصری سنجدیده شده نسبت به مورب، شاخص ژئوشیمیایی مشترک بیش‌تر گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد و پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی است.



شکل ۱۲. آ) در نمودار سنجدیده شده نسبت به کندریت [۴۹]، الگوی عناصر نادر خاکی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد دارای شیب مثبت هستند. ب) غنی‌شدگی از عناصر U, Cs, Sr, Rb و تهی‌شدگی از Ta و Nb در نمودار سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۱]، نمایان است.



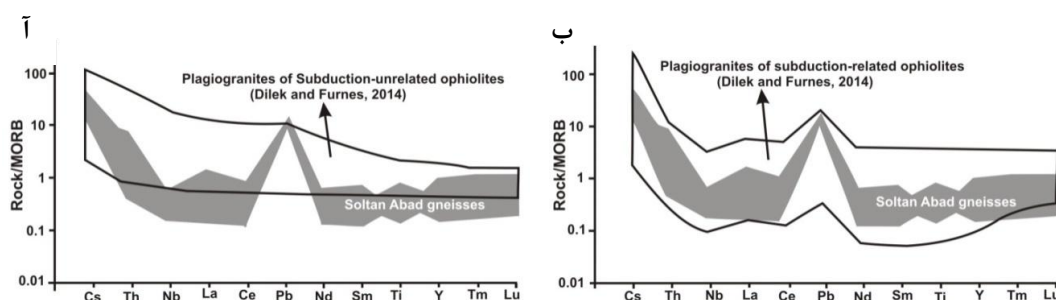
شکل ۱۳. آ) الگوی عناصر خاکی سنجدیده شده نسبت به کندریت [۴۹]، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد همانند مورب تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نشان می‌دهند و شباهت چشم‌گیری با پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی، مخصوصاً نیریز [۳۶–۳۷] و ترودوس [۱۳] نشان می‌دهند. ب) در نمودار عنکبوتی سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۱]، الگوی فراوانی اغلب عناصر شبیه سایر پلاژیوگرانیت‌های پهنه‌های افیولیتی است.

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۱۲ نمونه از گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان آباد. عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون هستند.

Sample	IR12-1 MG	321A IG	IR12-7 FG	IR12-2 FG	29 FG	IR12-3 FG	GN13 FG	32 FG	NS141 FG	36 FG	35 FG	IR12-8b FG
SiO ₂	۴۷/۵۲	۵۴/۹۳	۶۲/۵۹	۶۳/۲۴	۶۶/۰۵۵	۷۰/۲۸	۷۰/۴۴	۷۰/۸۶	۷۳/۰۲	۷۴/۴۶	۷۴/۹۷	۷۵/۵۸
Al ₂ O ₃	۱۶/۵۵	۱۴/۱۴	۱۴/۷۱	۱۴/۵۶	۱۴/۴۲	۱۲/۸	۱۲/۵۵	۱۲/۵۳	۱۳/۴۹	۱۲/۶۹	۱۲/۵۰	۱۲/۷۶
Fe ₂ O ₃	۱۲/۱۵	۱۵/۰۸	۹/۵۶	۸/۱۳	۴/۵۵	۴/۱۹	۶/۴۲	۶/۱۲	۵/۱۲	۴/۴۴	۴/۰۲	۴/۳۱
MnO	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷
MgO	۴/۸۳	۳/۳۴	۲/۳۸	۱/۸۳	۱/۳۱	۲/۰۴	۱/۷	۱/۴۷	۱/۲۷	۰/۵۹	۰/۹	۰/۷۱
CaO	۱۰/۶۴	۶/۰۴	۷/۵۱	۸/۱۷	۶/۰۳	۵/۵۸	۴/۸۵	۶/۰۷	۲/۱	۲/۷۳	۲/۴۹	۳/۱۶
Na ₂ O	۱/۵۴	۲/۴۶	۱/۵۷	۰/۷۹	۲/۰۳	۱/۴۸	۱/۶۴	۱/۲۸	۲/۵۹	۲/۸۸	۱/۳۳	۱/۲۶
K ₂ O	۰/۶۳	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۷۶	۱/۳۲	۰/۸۲	۰/۷۲	۰/۳۰	۰/۶۳	۰/۲۷	۲/۰	۱/۱۴
TiO ₂	۰/۶۹	۰/۹۶	۰/۵۱	۰/۴۱۳	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۳۵	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۸
P ₂ O ₅	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱
LOI	۳/۹۷	۱	۰/۸۵	۱/۲	۲/۶۸	۱/۹۸	۱/۳۵	۱/۵۳	۱/۷۵	۱/۴۸	۱/۷۶	۱/۳۷
Total	۹۸/۷۲	۹۵/۲	۱۰۰/۱	۹۹/۲۹	۹۸/۸۳	۹۹/۵۲	۱۰۰/۳	۱۰۰/۸	۱۰۰/۴	۹۹/۸۵	۱۰۰/۳	۱۰۰/۸
Sc	۵۱	۶۰	۳۵	۳۲	۲۰	۱۸	۲۲	۲۰	۲۱	۱۸	۱۴	۱۱
Be	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
V	۴۳۸	۱۹۷	۲۰۵	۹۵	۲۲۲	۲۹	۱۱۲	۹۶	۴۷	۱۷	۱۹	۳۰
Cr	<۲۰	<۲۰	۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۳۰	<۲۰	<۲۰	۲۰	<۲۰
Co	۳۵	۳۳	۲۰	۱۴	۷	۱۱	۱۴	۱۱	۱۱	۶	۴	۵
Ni	۲۰	۲۲	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	۵۰	۵۰	۴۰	<۱۰	۱۰	۱۰	۴۰	۱۰	۲۰	۲۰	۵۰	۲۰
Zn	۶۰	۱۳۰	۷۰	<۳۰	۳۰	۴۰	۵۰	۶۰	۴۰	۳۰	۴۰	۴۰
Ga	۱۵	۱۴	۱۴	۱۴	۱۴۴	۱۱	۱۰	۱۱	۱۱	۱۲	۱۱	۱۲
Ge	۱/۳	۱/۳	۲/۲	۲	۱/۵	۱/۴	۱/۱	۱/۸	۰/۶	۱/۹	۱/۶	۱/۶
Rb	۹	۴	۲	۱۲	۱۳	۱۱	۱۰	۳	۶	۳	۲۳	۱۰
Sr	۱۲۲	۳۶	۱۸۲	۸۰	۲۳۸	۸۳	۶۲	۶۴	۶۰	۸۵	۴۳	۸۱
Y	۶/۲	۱۲	۱۱/۱	۵/۵	۲۰/۸	۱۸/۴	۴/۳	۵/۴	۱۶/۴	۲۶/۲	۱۴/۶	۱۰/۹
Zr	۸	۰/۹	۱۱	۸	۴۰	۳۶	۱۰	۸	۳۱	۴۳	۳۹	۱۹۷
Nb	۰/۴	۰/۹	۰/۵	۰/۷	۱/۳	۱/۱۰	۰/۵	۰/۴	۰/۷	۱/۱	۱/۱	۱/۳
Cs	<۰/۱۰	۰/۲۰	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۱۰
Ba	۲۲	۳۰	۳۸	۲۸	۸۳	۳۷	۲۷	۱۴	۲۲	۱۶	۶۲	۳۸
La	۰/۵۴	۱	۰/۷۹	۰/۸۳	۲/۵۳	۲/۱۸	۰/۵۸	۰/۴	۱/۳۲	۲/۲۵	۲/۲۸	۳/۶۷
Ce	۱/۱۶	۲/۳۱	۱/۸۳	۱/۸۹	۵/۴۳	۴/۸۹	۱/۳۳	۱/۰۵	۲/۹۶	۵/۳۸	۴/۶	۶/۴۴
Pr	۰/۱۶	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۴۴	۰/۸۵	۰/۵۴	۰/۷۰
Nd	۰/۸۴	۱/۸۲	۱/۷۸	۱/۰۳	۴/۵۴	۳/۳	۰/۹۶	۱/۱۱	۲/۵	۴/۲۳	۲/۶۴	۲/۴۸
Sm	۰/۳۹	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۴۱	۰/۳۹۷	۱/۲۴	۰/۳۲	۰/۳۷	۰/۸۶	۱/۸۲	۰/۹۸	۰/۷۹
Eu	۰/۲۶۷	۱/۰۴	۰/۳۸۲	۰/۲۹۲	۰/۳۹۷	۰/۳۸۷	۰/۲۳۸	۰/۲۲۵	۰/۲۳	۰/۴۸۷	۰/۳۹۸	۰/۴۶۴
Gd	۰/۷۰	۱/۰۴	۱/۴۱	۰/۶۹	۲/۲۳	۲/۱۸	۰/۵۳	۰/۷۱	۱/۴۴	۲/۸	۱/۷۷	۱/۱۵
Tb	۰/۱۴	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۵	۰/۴۴	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۶۴	۰/۳۶	۰/۲۲۲
Dy	۱/۰۱	۱/۸۲	۱/۹۸	۰/۹۹	۳/۴۵	۳/۰۷	۰/۷۲	۰/۹۶	۲/۳۸	۴/۵۳	۲/۶۶	۱/۶
Ho	۰/۲۳	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۲۲	۰/۷۷	۰/۷۰	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۵۶	۰/۹۹	۰/۵۴	۰/۳۸
Er	۰/۷۳	۱/۲۷	۱/۳۲	۰/۷۰	۲/۵۰	۲/۳۲	۰/۵۳	۰/۶۳	۱/۷۶	۳/۱۳	۱/۷۳	۱/۴۱
Tm	۰/۱۱۴	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۱۶	۰/۴۰۴	۰/۳۸۶	۰/۰۸۶	۰/۱۰	۰/۲۶۸	۰/۴۸۷	۰/۲۷۷	۰/۲۵۲
Yb	۰/۷۷	۱/۳۷	۱/۳۸	۰/۷۹	۲/۸۵	۲/۶۱	۰/۵۹	۰/۶۹	۱/۸۰	۳/۲۹	۲/۰۲	۲/۰۶
Lu	۰/۱۲۳	۰/۲۱۹	۰/۲۳۱	۰/۱۳۴	۰/۴۵۹	۰/۴۰۸	۰/۰۹۴	۰/۱۱۹	۰/۲۹۴	۱/۴	۰/۳۲۷	۰/۴
Hf	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۲۰	۱/۴۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۰/۹۰	۱/۴۰	۱	۴/۵۰
Ta	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۰
Pb	<۵	۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۷	<۵	<۵	<۵
Th	۰/۰۶	۰/۲۱	۰/۰۵	۰/۲۴	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۹۷
U	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۰۷	۰/۰۵	۲/۵۲	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۳۳

MG: گنیس مافیک، IG: گنیس حواسط، FG: گنیس فلسیک

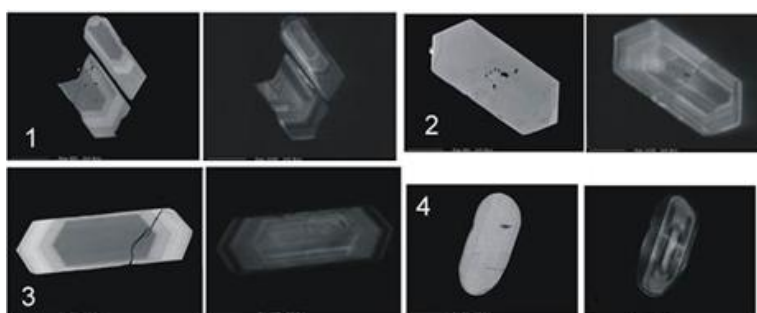
دیلک و همکاران [۱۲] خاطر نشان کرده‌اند که هر کدام از افیولیت‌های مرتبط با فرورانش و مستقل از فرورانش، الگوی چند عنصری مختص خود را دارند. الگوی چندعنصری سنجدیده شده نسبت به مورب [۵۸] گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان آباد با الگوی افیولیت‌های مرتبط با فرورانش شباهت بیشتری را نشان می‌دهد (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. آ) الگوی نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به مورب [۵۸] گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد و پلاژیوگرانیتهای پهنه‌های افیولیتی غیرمرتبط با فرورانش [۱۲] کاملاً متمایزند. ب) الگوی نمودار عنکبوتی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد و پلاژیوگرانیتهای پهنه‌های افیولیتی مرتبط با فرورانش [۱۲] که شباهت چشم‌گیری نشان می‌دهد.

نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن گنیس‌های فلسیک

دانه‌های زیرکن گنیس‌های فلسیک بررسی شده به‌صورت بلورهای خودشکل و طویل هستند گرچه انواع گرد شده نیز موجودند (شکل ۱۵). بیش‌تر آن‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند که شاخص زیرکن‌های ماگمایی است. با توجه به محتوای کم اورانیم موجود در زیرکن‌های غیرموروثی این گنیس‌ها، تعیین سن دگرگونی آن‌ها میسر نشده است اما با در نظر گرفتن سن ۶۰ میلیون سال که معادل سن متبازیت‌های هم‌جوار است [۲۵] اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی اولیه $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ امکان‌پذیر شده است (جدول ۳). مقدار $0/283090$ تا $0/283068$ اندازه‌گیری شده برای این نسبت معادل $\epsilon\text{Hf}(60)$ $+11/4$ تا $+12/1$ است. این مقادیر با ϵHf بازالت ناشی از ذوب‌بخشی گوشته تهنی شده زیر پشته [۵۹] سازگار است (شکل ۱۶). لازم به ذکر است که در صورت مشارکت پوسته قاره‌ای در ژنز ماگما، مقدار ϵHf آن تا کم‌تر از -10 کاهش می‌یابد. بنابراین مقدار مثبت این پارامتر در گنیس‌های بررسی شده، مؤید تشکیل آن‌ها در محیط غیرقاره‌ای (جای‌گاه پشته میان اقیانوسی) است و با قرابت پلاژیوگرانیتهای آن‌ها هم‌خوانی دارد.

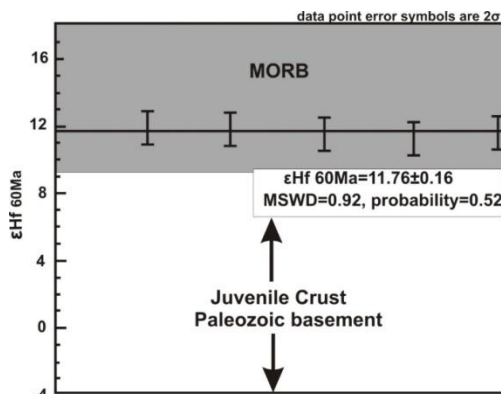


شکل ۱۵. تصاویر BSE^1 (سمت چپ) و کاتودولومینسانس (سمت راست) زیرکن‌های گنیس فلسیک

جدول ۳. داده‌های ایزوتوپی هافنیم - لوتسیم زیرکن‌های نمونه گنیس فلسیک

sample	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}^a$	$\pm 2s$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf}^b (v)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$\epsilon\text{Hf}(t)^c$	$\pm 2s$	age ^c (Ma)
GN211-A24	$0/00019$	۳	$0/00006$	۱	$1/46725$	$1/88669$	۲۳	$0/283090$	۲۷	$12/1$	$0/9$	۶۰
GN211-A24	$0/00025$	۲۵	$0/00008$	۴	$1/46725$	$1/88667$	۳۰	$0/283087$	۲۹	12	۱	۶۰
GN211-A23	$0/00010$	۲	$0/00004$	۱	$1/46724$	$1/88662$	۲۱	$0/283076$	۲۵	$11/6$	$0/9$	۶۰
GN211-A22	$0/00021$	۴	$0/00007$	۱	$1/46721$	$1/88690$	۲۰	$0/283078$	۲۵	$11/7$	$0/9$	۶۰
GN211-A25	$0/00022$	۲	$0/00007$	۱	$1/46720$	$1/88691$	۱۹	$0/283068$	۲۵	$11/7$	$0/9$	۶۰

1. Back scattered electron



شکل ۱۶. اسیلون هافنیم اولیه زیرکن‌های گنیس فلسیک که با مقادیر آن در مورب [۵۹] مقایسه شده است.

بحث

چنان‌که در بخش‌های قبل اشاره شد با توجه به شواهد صحرایی و سن‌سنجی، رابطه مکانی و زمانی نزدیکی بین گنیس‌های سلطان‌آباد، متابازیت‌های فولیاسیون‌دار و توده‌های گرانیتی وجود دارد. نبود فولیاسیون فراگیر، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد را از متابازیت‌های فولیاسیون‌دار متمایز می‌سازد. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی (مقادیر مثبت اسیلون هافنیم) بیانگر سنگ منشأ آذرین برای این گنیس‌هاست. داده‌های شیمی سنگ کل، نشان‌دهنده پرتولیت پلاژیوگرانیتی برای گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد است به طوری که شباهت ترکیبی زیادی بین گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد و پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی ایران و قبرس دیده می‌شود. نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن موجود در گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، قرابت وابسته به مورب آن‌ها را تأیید می‌کند.

چهار مکانیسم برای تشکیل پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی پیشنهاد شده که عبارتند از (آ) تفریق پیشرفته مذاب مولد مورب [۴۶]، [۶۱]، [۶۲]؛ (ب) ذوب‌بخشی توالی گابرویی مخصوصاً در بخش‌های تکتونیکی فعال پشته‌های میان اقیانوسی [۴۲]، [۴۵]، [۶۳]، [۶۴]، [۴۴]؛ (پ) ناآمیختگی مذاب فلسیک هم‌زیست با مذاب مافیک [۶۵]، [۶۶]؛ (ت) ذوب‌بخشی دایک‌های صفحه‌ای دگرسان شده [۱۴]، [۴۳]، [۶۷]؛ در این میان، فرایندهای تفریق و ذوب‌بخشی اهمیت بیش‌تری در زایش مذاب پلاژیوگرانیتی دارند. امروزه پترولوژیست‌ها با انجام بررسی‌های آزمایشگاهی و استفاده از شواهد ژئوشیمیایی مانند غلظت تیتانیم، پتاسیم و سیلیس نسبت ایزوتوپی اکسیژن زیرکن، روند افزایش نسبت آهن به منیزیم در طی تحول مذاب و روند تغییرات لانتانیم و ایتربیم با افزایش سیلیس، موفق به تمایز این دو فرایند شده‌اند. چنان‌که در نمودارهای متمایزکننده این دو فرایند پیداست شواهد ژئوشیمیایی مانند مقادیر کم تیتانیم و روند تغییرات لانتانیم نسبت به سیلیس، بیان‌گر نقش فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل پرتولیت پلاژیوگرانیتی گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد است. بر خلاف توده‌های تونالیت-ترونجمیتی هم‌جوار، شیمی سنگ کل گنیس‌های سلطان‌آباد شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی را نشان نمی‌دهند بنابراین فرایند ذوب‌بخشی در اعماق سطحی رخ داده است.

کوپیک و همکاران [۶۸] مدلی سه مرحله‌ای برای تولید پلاژیوگرانیت از طریق ذوب‌بخشی گابرو در پشته‌های کندگستر ارائه کرده‌اند. اولین مرحله شامل فاز ماگمایی است که با تبلور کومولای گابرویی و فروگابروی بین بلوری در بخش زیرین پوسته اقیانوسی همراه است. فاز تکتونیکی پس از واقعه ماگمایی، نشان‌دهنده دومین مرحله است که

شامل کشیدگی لیتوسفر و تشکیل گسل‌های جدایشی در بخش بالایی پوسته شکننده و بخش گابرویی شکل‌پذیر است. در نتیجه نفوذ آب از طریق درز و شکاف‌های حاصل از این مرحله، آب‌گیری کانی‌های مافیک منجر به تشکیل گابروهای غنی از آمفیبول می‌شود. در آخرین مرحله صعود ماگمای داغ جدید، باعث آب‌زدائی آمفیبول موجود در گابروها و نفوذ آب در فضای بین بلوری و شروع ذوب می‌شود. با توجه به نرخ ذوب، مذاب تولید شده به‌صورت پرکننده شکستگی‌ها و یا به‌وجودآورنده توده‌های کوچک ماگمایی است.

الگوی نمودار عنکبوتی گنیس‌های بررسی شده همانند پلاژیوگرانیت پهنه‌های افیولیتی با شاخص تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک، مشابه مورب عادی هستند که نشأت گرفتن گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد از سنگ منشأ مورب را تأیید می‌کند. در نمودار چندعنصری، گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد با غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ta نشان می‌دهند که ماگمای مرتبط با فرورانش است. از طرفی نسبت عناصر با میدان پایداری زیاد (Zr/Ti)، نشأت گرفتن پروتولیت گنیس‌های مجموعه سلطان‌آباد را در جای‌گاه مرتبط با فرورانش تأیید می‌کند (شکل ۸ ت). در نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی نیز، این گنیس‌ها در قلمرو قوس آتشفشانی ترسیم می‌شوند. به عقیده پیرس [۴۸]، ویژگی‌های ژئوشیمیایی شاخص فرورانش در پلاژیوگرانیت‌های قلمرو اقیانوسی تئیس امری متداول است و بیان‌گر جای‌گاه بالای پهنه فرورانش برای افیولیت‌های نوع تئیس است. در این رابطه، جای‌گاه بالای پهنه فرورانش برای افیولیت‌های سبزوار به‌وسیله بسیاری از محققان [۲۴]، [۲۵]، [۳۵]، [۶۰]، [۶۹]، [۷۰] خاطر نشان شده است.

بر اساس محاسبات دما-فشارسنجی، پلاژیوگرانیت‌های حوضه اقیانوسی سبزوار، تحت شرایط رخساره اپیدوت-آمفیبولیت فشار بالا دگرگون شده و گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد را به‌وجود آورده‌اند. شرایط دگرگونی این گنیس‌ها معادل گرادیان زمین‌گرمایی میانگین ۱۱ درجه سانتی‌گراد در کیلومتر است. در همین رابطه متابازیت‌های اطراف نیز با پاراژنز کانی‌شناسی رخساره شیست آبی [۲۳]-[۲۵]، حاکم بودن دگرگونی پهنه فرورانش را تأیید می‌کنند. شرایط دما و فشار سنگ‌های رخساره شیست آبی اپیدوت‌دار عاری از لائوسونیت، با گرادیان زمین‌گرمایی معادل ۹ درجه سانتی‌گراد در کیلومتر است که با رژیم حرارتی یک زون فرورانش نسبتاً داغ هم‌خوانی دارد. ترکیب ژئوشیمیایی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد مشابه توالی مافیک (مورب) لیتوسفر اقیانوسی هستند [۲۳]، [۲۴].

بر اساس پژوهش‌های [۲۴]، [۲۳]، مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد معرف لیتوسفر حوضه اقیانوسی سبزوار است که ضمن حرکت رو به شمال خرده‌قاره ایران مرکزی، در نتیجه فرورانش دستخوش دگرگونی پهنه فرورانش در زمان پالئوسن شده است. لازم به ذکر است که با توجه به تحقیقات [۲۳]، [۲۵]، شواهد صحرائی، میکروسکوپی، دما-فشارسنجی، شیمی سنگ کل و داده‌های سن‌سنجی بیان‌گر آن است که گارنت هورنبلندیت‌های انتهای بخش غربی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد معرف تفاله ناشی از ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار هستند که ضمن دگرگونی در پهنه فرورانش، دستخوش ذوب‌بخشی شده، به‌طوری‌که توده‌های تونالیت و ترونجمیت آداکیتی (دارای زینولیت‌های شیست آبی) مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، بیان‌گر مذاب جدایش یافته از تفاله گارنت هورنبلندیتی هستند. با توجه به اطلاعات موجود، تفسیر تحول شرایط ژئودینامیکی که باعث تغییر از رژیم حرارتی شرایط تشکیل شیست آبی به

شرایط رخساره اپیدوت-آمفیبولیت گنیس‌ها و نهایتاً حاکم شدن شرایط ذوب‌بخشی در کانال فرورانش شده مشکل است. عواملی مانند تغییر نرخ سرعت فرورانش، افزایش سن سیستم فرورانش و سن اسلب فرورونده و میزان تأثیر اسلب فرورو در ایجاد جریان همرفتی گوه گوشته‌ای به‌عنوان فاکتورهای کنترل‌کننده تغییر رژیم حرارتی پهنه‌های فرورانش یاد شده‌اند [۷۱].

احتمالاً به‌واسطه چگالی کم‌تر پلاژیوگرانیت نسبت به دیگر بخش‌های مافیک توالی پوسته اقیانوسی، نیروی شناوری بیش‌تری داشته و ضمن مقاومت در برابر تدفین، تا عمق کم‌تری فرورانده شده‌اند. هم‌زیستی مکانی نزدیک سنگ‌های با درجه دگرگونی متفاوت، در پهنه‌های مناطق افیولیتی، از دیرباز ذهن بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است. شواهد صحرایی و مدل‌سازی‌های آزمایشگاهی بیان‌گر آن است که لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده در کانال فرورانش ممکن است به‌صورت قطعات بزرگ ممتد و پیوسته با مقیاس کیلومتری که دارای تاریخچه دگرگونی مشخصی هستند به سطح زمین رانده شود و یا این‌که قطعات یاد شده با ابعاد کوچک‌تر و در اعماق متفاوت از لیتوسفر فرورونده جدا شده و بدین ترتیب سنگ‌های با شرایط و تاریخچه دگرگونی متفاوت به‌حالت شناور در ملانژ سرپانتینیتی کانال فرورانش قرار گرفته و به سطح می‌رسند [۷۲]، [۷۴]. بنابراین احتمالاً هم‌زیستی مکانی نزدیک سنگ‌های دارای شرایط دگرگونی متفاوت (شیست سبز، گارنت-هورنبلندیت، گنیس و شیست آبی)، در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد همانند انواع موجود در افیولیت‌های بیرجند [۷۵] و حاجی‌آباد [۷۶] مرتبط با ساز و کار بالآمدگی آن‌ها در کانال فرورانش است.

نتیجه‌گیری

شواهد کانی‌شناسی، صحرایی، ژئوشیمیایی سنگ کل و نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن، بیان‌گر آن است که پروتولیت گنیس‌های مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد توده‌های پلاژیوگرانیت توالی افیولیتی بوده است. شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل ژنز این پلاژیوگرانیت‌ها همانند روند تغییرات تیتانیم و لانتانیم در طی تفریق ماگما، با فرایند ذوب‌بخشی در یک پشته کندگستر سازگار است. شاخص‌های ژئوشیمیایی این گنیس‌ها با پلاژیوگرانیت‌های موجود در افیولیت‌های جای‌گاه بالای پهنه فرورانش هم‌خوانی دارد و موید جای‌گاه بالای زون فرورانش برای محیط تشکیل افیولیت‌های سبزوار است. نتایج محاسبات دما-فشارسنجی بیان‌گر آن است که پلاژیوگرانیت‌ها و توالی مافیک دربرگیرنده بر اثر فرورانش لیتوسفر حوضه اقیانوسی سبزوار متحمل دگرگونی پهنه فرورانش شده و به شیست آبی و گنیس‌های با رخساره اپیدوت-آمفیبولیت فشار بالا تبدیل شده‌اند. تغییر شرایط رژیم حرارتی پهنه فرورانش حوضه اقیانوسی سبزوار از شرایط رخساره شیست آبی متبازیت‌ها به شرایط رخساره اپیدوت-آمفیبولیت در گنیس‌ها و نهایتاً انجام رویداد ذوب‌بخشی در گارنت-هورنبلندیت‌ها معرف تحول شرایط ژئودینامیک کانال فرورانش است.

منابع

1. Stern R. J., "Subduction zones", *Reviews of Geophysics* 40 (2002) 1-42.
2. Ernst W. G., "Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism and convergent-margin evolution", *Gondwana Res.* 18 (2010) 8-16.

3. Peacock S. M., "Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip", *Journal of Geophysical Research* 114 (2009) B00A07, doi:10.1029/2008JB005978.
4. Ernst W. G., "Occurrence and mineralogical evolution of blueschist belts with time", *American Journal of Science* 272 (1972) 657-668.
5. Evans B.W., Brown, E. H., "Blueschists and Eclogites", *The Geological Society of America* 164 (1986) 217-228.
6. Peacock S. M., "The importance of blueschist -eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105 (1993) 684-694.
7. Maruyama S., Liou J. G., Terabayashi, M., "Blueschists and eclogites of the world and their exhumation", *International Geology Review* 38 (1996) 485-594.
8. Poli S., Schmidt M. W., "Petrology of subducted slabs", *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 30 (2002) 207-35.
9. García-Casco A., Lázaro C., Torres-Roldán R. L., Núñez Cambra K., Rojas Agramonte Y., Kröner A., Neubauer F., Millán G., Blanco Quintero I., "Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba)", *Journal of Petrology* 49 (2008) 129-161.
10. Coleman R. G., Peterman Z. E., "Oceanic plagiogranite", *J. Geophys. Res.* 88 (1975) 1099-1108.
11. Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", *Geol. Soc. Am. Bull.* 123 (2011) 387-411.
12. Dilek Y., Furnes H., "Ophiolites and their origins" *Elements* 10 (2014) 93-100.
13. Freund S., Haase K. M., Keith M., Beier C., Garbe-Schönberg D., "Constraints on the formation of geochemically variable plagiogranite intrusions in the Troodos Ophiolite, Cyprus", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167 (2013) 1-22.
14. France L., Koepke J., MacLeod C. J., Ildefonse B., Godard M., Deloué E., "Contamination of MORB by anatexis of magma chamber roof rocks", *Constraints from a geochemical study of experimental melts and associated residues*, *Lithos* 202-203 (2014) 120-137.
15. Rollinson H., "Plagiogranites from the mantle section of the Oman Ophiolite: models for early crustal evolution. In: Rollinson, H. R., Searle, M. P., Abbasi, I. A., Al-Lazki, A., Al Kind, M.H. (Eds.), *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*", *Geol. Soc., London, Spec. Publ* 392 (2014) 247-261.
16. Furnes H., Dilek Y., de Wit M., "Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types", *Gondwana Res.* 27 (2015) 649-685.

17. Furnes H. and Dilek Y., "Geochemical characterization and petrogenesis of intermediate to silicic rocks in ophiolites: A global synthesis", *Earth-Science Reviews* 166 (2017) 1-37.
18. Borsi L., Schärer U., Gaggero L., Crispini L., "Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in Iherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin", *Earth and Planetary Science Letters* 140 (1996) 227-241.
19. Gao J., Klemm R., Long L., Xiong X. and Qian, Q., "Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélangé belt, South China", *Lithos* 110 (2009) 277-293.
20. Lensch G., Mihm A., Alavi Tehrani N., "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar Khorasan (Iran) ", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 131 (1977) 156-178.
21. Baroz J., Macaudière J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G. A., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions", *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: Geological Survey of Iran Report* 51 (1983) 51-68.
22. Macaudière J., "Les roches métamorphiques au chaînon ophiolitique de Sabzevar- Etude structural du domaine de Soltanabad (NE Iran)", *Ophioliti* 8 (1983) 127-152.
۲۳. نصرآبادی م.، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار" رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۸۸).
24. Omrani H., Moazzen M., Oberhansli R., Altenberger U., Lange M., "The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction", *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, (2013) DOI 10.1007/s00531-013-0881-9.
25. Rossetti F., Nasrabad M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)", *Geological Society of America Bulletin*, (2014) doi:10.1130/B30913.1.
۲۶. رضوی س. م. ح.، نصرآبادی م.، "کانی‌شناسی، دما-فشارسنجی و تفسیر جای‌گاه تکتونیکی گنیس‌های غرب سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار)"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی* ۲ (۱۳۹۰) ۲۴۰-۲۲۷.
۲۷. مجیدی ج.، "نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).
28. Hawthorne F. C., Oberti R. E., Harlow G. V., Maresch W. F., Martin R. C., Schumacher J. D., Welch M., "Nomenclature of the amphibole supergroup", *American Mineralogist* 97 (2012) 2031-2048.

29. Krogh Ravna E., "Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer", *Lithos* 53 (2000) 305-321.
30. Ernes W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist* 83 (1998) 952-969.
31. Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calci amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116 (1994) 47-433.
32. Kohen M. J., Spear F. S., "Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont", *American Mineralogist* 75 (1990) 89-96.
33. Powell R., Holland T. J. B., "On thermobarometry", *Journal of Metamorphic Geology* 26 (2008) 155-179.
34. Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63-81.
35. Shafaiimoghadam H., Corfu F., Chiaradia M., Stern R. J., Ghorban Gh., "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data", *Lithos* 210-211 (2014) 224-241.
36. Babaei H. A., Babaei A. M., Ghazi A., Arvin M., "Geochemical, $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 43 (2006) 57-70.
۳۷. علیزاده ا.، آروین م.، درگاهی س.، "زمین‌شیمی و پتروژنز پلاژیوگرانیته‌های مجموعه افیولیتی نیریز- ایران: با تأکیدی بر منشأ آن‌ها. پترولوژی"، ۱۲ (۱۳۹۱) ۱-۱۴.
38. Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth Science Review* 37 (1994) 215-224.
39. 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.
40. Barker F., "Trondjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker F. (ed), *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*", Elsevier (1979) 1-12.
41. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society American Bulletin* 101 (1989) 635-643.

42. Koepke J, Berndt J, Feig S. T., Holtz F., "The formation of SiO₂- rich melts within the deep oceanic crystal by hydrous partial melting of gabbros", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153 (2007) 67-84.
43. France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S. B., Deschamps F., "Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160-5 (2010) 683-704.
44. Koepke J, Feig S. T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146 (2004) 414-432
45. Brophy J. G., "La-SiO₂ and Yb-SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158 (2009) 99-111.
46. Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., "The ophiolite of northern Oman", In: *Geological Society of London Memoir*, vol 11. Blackwell, Oxford, (1986) 178.
47. Wood D. A., "Major and trace element variations in the tertiary lavas of eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly", *Journal of Petrology* 19 (1979) 393-436.
48. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
49. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
50. Hofmann A. W., "Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters* 90 (1988) 297-314.
51. Gale A., Dalton C. A., Longmuir C. H., Su Y., Schilling J. G., "The mean composition of ocean ridge basalts", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14 (2013) 489-518.
52. Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., McDermott F., "Mantle and slab contributions in arc magmas", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21 (1993) 175-204.
53. Kelemen P. B., Hangerhøj K., Greene A. R., "One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primary andesite and lower crust", In: Holland, H. D., Turekian, K. K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry* 3 (2004) 593-659.

54. Baier J., Audétat A., Keppler H., "The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas", *Earth and Planetary Science Letters* 267 (2008) 290-300.
55. Staudigel H., "Hydrothermal alteration processes in the oceanic crust", *Treatise on Geochemistry* 3 (2003) 511-535.
56. Bebout G. E., "Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones", *Earth and Planetary Science Letters* 260 (2007) 373-393.
57. John T., Scherer E. E., Haase K., Schenk V., "Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu–Hf–Sm–Nd isotope systematics", *Earth and Planetary Science Letters* 227 (2004) 441-456.
58. 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 and Plate Tectonics* 76 (1993) Geological Society London, Spec. Publ, 373-403.
59. Chauvel C., Blichert-Toft J., "A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle", *Earth and Planetary Science Letters* 190 (2001) 137-151.
60. Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H., MoinVaziri H., "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran", *Terra Nova* (2010) 2226-34.
61. Coleman R. G., Donato M. M., "Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker F (eds) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*", Elsevier, Amsterdam, (1979) 149-167.
62. Haase K. M., Freund S., Beier C., Koepke J., Erdmann M., Hauff F., "Constraints on the magmatic evolution of the oceanic crust from plagiogranite intrusions in the Oman ophiolite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171 (2016) 46. doi.org/10.1007/s00410-016-1261-9.
63. Malpas J., "Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland" initial report (1979).
64. Gerlach D. C., Leeman W. P., Ave, Lallemand H. G., "Petrology and geochemistry of plagiogranite in the Canyon Mountain ophiolite, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 72 (1981) 82-92.
65. Shastry A., Srivastava R. K., Chandra R., Jenner G. A., "Fe-Ti enriched mafic rocks from South Andaman ophiolite suite: implications of late stage liquid immiscibility", *Curr Sci* 80 (2001) 453-454.

66. Jacobsen J. K., Veksler I. V., Tegner C, Brooks C. K., "Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion", *Geology* 33 (2005) 885-888.
67. Beier C., Bach W., Turner S., Niedermeier D., Woodhead J., Erzinger J., Krumm S., "Origin of silicic magmas at spreading centers-an example from the south east rift, Manus Basin", *Journal of Petrology* 56 (2015) 255-277.
68. Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F., "The formation of SiO₂- rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153 (2007) 67-84.
69. Nasrabad M., Rossetti F., Theye T., Vignaroli G., "Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)", *Solid Earth* 3 (2011) 477-526.
70. Khalatbari Jafari M., Babaie H. A., Mirzaie M., "Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran", *Geological Magazine* (2013), doi: 10.1017/S0016756812000933.
71. Winter J., D., "An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall (2001) 697.
72. Gerya T. V., Stockhert B., Perchuk A. L., "Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation", *Tectonics* 21 (2002) 6-19.
73. Yamato P., Agard P., Burov E., Le Pourhiet L., Jolivet L., Tiberi C., "Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps)", *J. Geophys. Res. Solid Earth* 112 (2007) B07410.
74. Guillot S., Hattori K., Agard P., Schwartz S., Vidal O., "Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. In: Subduction Zone Geodynamics (Lallemand, S. and Funicello, F., eds)", *Front. Earth Sci., Springer. Berlin Heidelberg* (2009) 276.
75. Angiboust S., Agard P., De Hoog J. C. M., Omrani J., Plunder A., "Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolite "mélange" (Eastern Iran)", *Lithos* 156-159 (2013) 139-158.
76. Angiboust S., Agard P., Glodny J., Omrani J., Oncken, O., "Zagros blueschists: Episodic underplating and long-lived cooling of a subduction zone", *Earth and Planetary Science Letters* 443 (2016) 48-58.