سمیه بهرامی، محسن نصرآبادی^{*}، عباس آسیابانها؛ دانشگاه بینالمللی امام خمینی، دانشکدهٔ علوم پایه، گروه زمینشناسی دریافت ۹۶/۱۰/۱۲ پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

چکیدہ

مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد در نوار افیولیتی شمال شرق سبزوار برونزد دارد. در این مجموعه همراه با متابازیت، سرپانتینیت و تودههای نفوذی آداکیتی، یک تودهٔ 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 سلطان آباد، (±۳۹) ۴۶۲ درجهٔ سانتیگراد و فشار (۲/۱۵±) ۲/۱۴ کیلوبار محاسبه شده که شاهد جایگاه فرورانش با رژیم حرارتی نسبتاً داغ است. شیمی سنگ کل گنیسهای بررسی شده نشاندهندهٔ ترکیب پلاژیوگرانیتی آنهاست که در نتیجهٔ 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 سلطان آباد، شباهت ترکیبی چشمگیری با پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی ایران و قبرس نشان می دهند. شاخصهای ژئوشیمیایی این گنیسها، با پلاژیوگرانیتهای بالای زون فرورانش نیز قابل مقایسه است. احتمالاً گنیسها و شیستهای آبی مجموعه دگرگونی سلطان آباد، معرف پلاژیوگرانیت و سنگهای

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

مقدمه

فرورانش لیتوسفر اقیانوسی بهدرون گوشته و آبزدایی آن، دگرگونی و ماگماتیسم پهنه فرورانش را بهدنبال دارد [۱]، [۲]. بهواسطهٔ تغییرات هندسهٔ 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 [۹]-[۴].

پریدوتیتها متداول ترین واحد سنگشناسی توالی لیتوسفر اقیانوسی هستند. بنابراین سرپانتینیتها فراوان ترین سنگ دگرگونی در زمین درز افیولیتی هستند. سنگهای حدواسط تا اسیدی با ترکیب دیوریت، تونالیت و ترونجمیت نیز در توالی مافیک پوسته اقیانوسی با حجم ناچیزی وجود دارند که به عنوان پلاژیوگرانیت اقیانوسی شناخته می شوند

^{*}نویسنده مسئول nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

178

[۱۰]. از زمان تقسیم بندی 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 پاراژنز 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].

مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد، از جمله پهنههای دگرگونی است که تنوع زیادی از نظر پروتولیت و درجهٔ دگرگونی را نشان میدهد. هر چند این مجموعه دگرگونی، از دیرباز مورد توجه محققان مختلف بوده است [۲۰]، [۲۲]، در سال-های اخیر نیز توجه زیادی را بهخود معطوف داشته است [۲۳]، [۲۵]. در رابطه با درجهٔ 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 سلطان آباد است.

روش پژوهش

پس از انجام نمونهبرداری و بررسیهای میکروسکوپی، ۱۲ نمونه از گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد انتخاب و تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل بهروش ICP-MS و XRF در آزمایشگاه اکتای کانادا انجام شد. اندازه گیری 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 اشتوتگارت آلمان، تجزیهٔ نقطهای به کمک دستگاه مایکروپروب مدلCameca SX100 انجام شد. در طول انجام تجزیهٔ، ولتاژ کامان، تجزیهٔ نقطهای به کمک دستگاه مایکروپروب مدلCameca SX100 انجام شد. در طول انجام تجزیهٔ، ولتاژ کامان، ترد از نرمافزار تابیده شده 15nA و قطر پرتو استفاده شده ۱ تا ۵ میکرون بود. برای محاسبه فرمول ساختاری کانیها از نرمافزار Min کا و برای تحقیق دما و فشار دگرگونی از روش تعادلی چندگانه (نرمافزار ترموکالک)

زمينشناسي ناحيهاي

منطقهٔ بررسی شده در شمالشرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است. سنگهای دگرگونی منطقهٔ سبزوار (شکل۱ آ) بهصورت دو مجموعه دگرگونی در شمالغرب و شمالشرق سبزوار (مجموعهٔ دگرگونی سلطانآباد)، در ارتباط با کمربند افیولیتی رخنمون دارند [۲۰].

مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد که گنیسهای بررسی شده تشکیل دهندهٔ 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، بهوسیلهٔ تودههای عظیم سرپانتینیت محدود میشود. در مرز جنوبی مجموعه دگرگونی سلطان آباد، گسلهای شیب لغز معکوس با زاویهٔ ۵۰ تا ۸۰ درجه رو به جنوب دیده میشود. در مرز شمالی آن با یک کنگلومرای قاعدهای (حاوی قطعات متابازیت، سرپانتینیت و سنگ آهک نومولیت دار)، با شیب ۳۰ درجه رو به شمال از سنگهای آتشفشانی ائوسن جدا میشود. روند عمومی سنگهای دگرگونی و آتشفشانی واقع در شمال آن، شمال غربی –جنوب شرقی و شیب آنها به طرف شمال شرق است.



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

مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد شامل سنگهای رخساره شیست سبز، شیست آبی، اکلوژیت (؟) و آمفیبولیت است [17]–[26] و پروتولیت آنها بیشتر بازیک، گاهی پلیتی و کربناته است. گنیس و آمفیبولیت در غرب و جنوبغرب سلطان آباد با توپوگرافی مرتفع گسترش دارند (شکل ۲ آ) و سنگهای رخساره شیست سبز و شیست آبی بیشتر در جنوب شرقی سلطان آباد (شکل ۲ ب) یافت می شوند. بخش زیادی از مجموعه دگرگونی سلطان آباد متشکل از سرپانتینیت است. به طوری که به نظر می رسد بیشتر سنگهای دگرگونی یاد شده با ابعاد چند ده تا چندصد متری در یک زمینه سرپانتینیتی شناورند و به عبارتی می توان گفت که با یک ملانژ تکتونیکی مواجه هستیم. این مجموعه دگرگونی نسبت به سنگهای اطراف ارتفاع بیشتری دارد و به داخل آن تودههای نفوذی ترونجمیتی با شاخصهای ژئوشیمیایی آداکیتی تزریق شدهاند [۳۳]، [۲۵]. در انتهای نوار دگرگونی جنوب غرب سلطان آباد (جنوب خوشاب)، آهکهای نومولیت دار به صورت دگرشیب بر روی شیستهای آبی و سبز قرار گرفته اند و حاوی خردههای آواری از ترونجمیتها و سنگهای دگرگونی منطقه هستند (شکل ۲ پ). قرارگیری این آهکها بر روی مجموعه دگرگونی از نکرتی ترونجمیتها و سنگهای دگرونی منطقه هستند (شکل ۲ پ). قرارگیری این آهکها بر روی مجموعه دگرگونی از نکات کلیدی وقایع زمین شناسی منطقه است و مؤید خاتمه فرایند دگرگونی قبل از ائوسن میانی است.

نتیجه تحقیقات نشان داده [۲۱] که واقعهٔ اصلی دگرگونی در سلطان آباد یک دگرگونی همزمان با تکتونیک بوده است که ابتدا در حرارت ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی گراد و فشار ۶ تا ۷ کیلوبار (مرز تحول شیست سبز به شیست آبی) رخ داده است. شدت دگرگونی در غرب منطقه (گنیسهای غرب سلطان آباد)، تا دمای ۵۵۰ درجه سانتی گراد (رخساره اپیدوت-آمفیبولیت) پیش رفته است [۲۱]. سنسنجی پتاسیم-آرگن موسکویت و روبیدیم-استرانسیم سنگ کل، مبین سن یکسان گنیسها و متابازیتهای فولیاسیون دار هم جوار و در حدود ۵۰ تا ۵۳ میلیون سال پیش است [۲۱]. بعضی از محققان [۲۷] معتقدند که سنگهای دگرگونی سلطان آباد باقی ماندههایی از پوستهٔ قارهای دگرگون شده این منطقه هستند که در طول شکل گیری 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 سلطان آباد. ب) توپوگرافی مرتفع مجموعه دگرگونی جنوب شرق سلطان آباد، همراه با تودههای گرانیتوئیدی و داسیتی موجود در آن. پ) تهنشینی آهک نومولیتدار ائوسن به حالت دگرشیب روی متابازیتهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد. Bs: شیست آبی، Da: داسیت، EV: ولکانیکهای ائوسن، Gn: گنیس، Gr: گرانیتوئید، M: متابازیت، MG: متاکابرو، NL: آهک نومولیتدار ائوسن، Sr: سرپانتینیت

روابط صحرايي و شواهد ميكروسكوپي

گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد به صورت توده ای 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 وسیلهٔ سرپانتینیت و در شمال با سنگهای آتشفشانی ائوسن احاطه شده است. بر خلاف متابازیت های هم جوار 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 هم جوار است و با امتداد شمال غرب –جنوب شرق شیبی رو به سمت شمال شرق 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 فولیاسیون دار مواجه هستیم (شکل ۳ ب). گنیسهای فلسیک تنها به بخش شمالی توده محدود نیستند و به صورت اجتماعات بین لایه ای روشن در گنیسهای حدواسط نیز یافت می شوند (شکل ۳ پ). رنگ نمونه دستی گنیسها تابع فراوانی مودال کانیهای روشن در گنیسهای حدواسط نیز یافت می شوند (شکل ۳ پ). رنگ نمونه دستی گنیسها تابع فراوانی مودال کانیه ای تیره (آمفیبول، گارنت، کلریت و اپیدوت) و روشن (کوارتز و فلدسپار) است و از خاکستری تیره (شکل ۳ ت) و روشن تا نمونه های کاملاً روشن (شکل ۳ ث) متغیر است. بر خلاف گنیسهای مافیک و حدواسط که در بیش تر آنها، گارنت به صورت ریز و با هسته بندی فراوان دیده می شود. در گنیسهای فلسیک پورفیروبلاستهای گارنت تا ابعاد ۵ میلی متر نیز در نمونه دستی به راحتی قابل تشخیص هستند (شکل ۳ ج). بعضی از نمونه های فلسیک



شکل ۳. تصاویر صحرایی و نمونه دستی گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد. 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 بین لایهای دارای مرز متمایز و غیر تدریجی. ت) نمونه دستی گنیس مافیک تودهای بهرنگ خاکستری تیره. ث) نمونه گنیس فلسیک فولیاسیوندار بدون گارنت که به رنگ روشن است (17). ج) گنیس فلسیک دارای یورفیروبلاستهای نسبتاً درشت گارنت (IR12-7b)

کانیهای سنگساز، فراوانی آنها و شدت فولیاسیون در نمونههای گنیسی منطقهٔ سلطان آباد متفاوت است. بیش تر 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 بی فرنژانس آبی بوده و بهسمت مرکز رنگ تداخلی آنها به رنگ زرد یا نارنجی تغییر میکند که معرف افزایش سازنده پیستاسیت از حاشیه بهسمت مرکز بلور است. آمفیبول، اپیدوت، گارنت، آلبیت و کلریت کانیهای سنگساز اصلی هستند. کوارتز، روتیل و موسکویت از جمله کانیهای فرعی محسوب می شوند (شکل ۴ ب).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی گنیسهای مافیک مجموعه دگرگونی سلطان آباد. آ) گنیس مافیک تودهای (متاگابرو) با کانیهای سنگساز آمفیبول، اپیدوت، کلریت و آلبیت. ب) گنیس مافیک با کانیهای سنگساز آمفیبول، گارنت و آلبیت. روتیل، موسکویت و کواتز، 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 می شود (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 به صورت اجتماعات مجزا یافت می شوند که احتمالاً با توزیع اولیه فازهای مافیک پروتولیت ماگمایی هم خوانی دارد.

در نمونههای گنیس فلسیک نسبت به دیگر نمونهها، میزان کانیهای مافیک بهویژه آمفیبول کم تر 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 پوئی کیلوبلاستیک، دارای ادخالهای کوارتز و موسکویت هستند (شکل ۶ پ).

شیمی کانیها

برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانیها، از کانیهای ۲ نمونه گنیس حدواسط و فلسیک تجزیهٔ نقطهای بهعمل آمد. نتایج تجزیهٔ 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.

جدول۱. نتایج تجزیهٔ شیمیایی کانیهای گنیسهای حدواسط و فلسیک مجموعهٔ دگرگونی سلطانآباد. فرمول ساختمانی کانیهای آمفیبول، فلدسپار، گارنت، اپیدوت، میکای سفید و کلریت بهترتیب بر اساس ۲۳، ۸، ۱۲، ۱۲/۵، ۱۱ و ۲۸ اکسیژن محاسبه شدهاند.

Rock type	Intermediate gneiss (321a)												
mineral		Am Grt-core		core	Grt-rim		E	Ър	Pg	Μ	[s	Fsp	
Analysis number	#27	#31	#48	#33	#45	#32	#75	#59	#60	#36	#40	#42	#57
SiO ₂	۴۷/۸۳	۴۴/۸۳	۵۷/۶۷	36/26	366/44	36/16	36/22	۳۸/۱۵	۳۷/۶۵	48/44	41/18	54/21	۶۷/۷۹
TiO ₂	٠/٢۵	۰/۳۳	•/7۴	•/١•	•/•٨	• / • Y	۰/۱۰	۰/۰۴	•/•۶	۰/۰۴	۰/۳۶	•/ \ Y	•/•)
Al ₂ O ₃	۱۰/۵۲	۱۳/۰۳	۹/۲	۲۰/۸۸	۲۰/۶۳	۲۰/۹۶	۲۰/۷۳	۲۸/۸۱	26/21	۲۸/۲۹	T9/88	۲۵/۵۹	۱۹/۲۱
FeO ^t	18/1	۱۷/۰۹	۱۲/۵۵	۲٩/٩۵	۳۰/۹۳	21/12	४९/•९	۵/۶۸	۹/۲۵	۰/۵۹	۲/۳۱	۲/۲۶	۰/۲۱
MnO	۰/۰۵	•/•Y	۰/۰۲	۰/۸۱	• /Y	۱/۹۶	۰/۵۳	۰/۱۰	۰/۱۵	•/••	•/••	•/••	•/•٢
MgO	۱۱/۲۵	۹/۵۸	٧/۶٧	۱/۴۵	۱/۳۱	١/•٧	۰/۹۸	•/••	•/••	•/١١	۳/۳۵	۲/۷	•/• ١
CaO	٩/١٩	۹/۷۵	۶/۹	۵۹/۸	λ/λγ	٨/٨٨	۱۰/۰۱	۲۳/۸۲	۲۳/۳۱	•/•Y	•/•٣	•/•۴	•/77
Na ₂ O	۲/۲۷	۲/۱۱	١/٧	۰/۰ ۱	•/••	•/••	۰/۰ ۱	•/••	•/••	٧/٩٨	• /٨ ١	•/۵۸	۱۲/۲
K ₂ O	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۳۱	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	• /Y)	۱۰/۳۵	۹/۴۸	۰/۰۵
Total	۹۷/۶۸	۹۷/۱۱	٩۶/۲٧	٩٨/۴٩	۹۸/۹۶	٩٨/۴٩	٩٧/٧٧	٩۶/۶	٩۶/۶٣	۹۴/۲۳	94/08	۹۵/۳۳	१९/४४
oxygens	۲۳	۲۳	۲۳	١٢	١٢	١٢	١٢	۱۲/۵	۱۲/۵	11	١١	11	٨
Si	۶/۰۹	۶/۸۵	٨/٢٧	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۹۶	۲/۹۵	४/११	۲/۹۹	۶/۰۴	۶/۳۵	۷/۱۳	۲/۹۸
Ti	۰/۰۲	٠/٠٣	۰/۰۲	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	٠/٠٣	۰/۰ ۱	•/••
Al ^{IV}	١/٠٩	1/41	•/••	•/•۴	•/•۴	• / • ٣	•/•۴			۱/۹۵	۱/۴۶	۰/٨۶	
Al ^{VI}	•/۶٩	۰/۸۴	۱/۵۵	۱/۹۵	۱/۹۲	١/٩٧	۱/۹۴	1/99	1/10	٣/٩٢	٣/٢٧	۳/۰۸	•/٩٩
Fe ²⁺	۱/۰۲	1/14	۱/۵	1/94	۱/۹۸	١/٩٣	۱/۹۳	•/••	•/••	۰/۰۶	۰/۲۶	•/7۴	•/••
Fe ³⁺	۰/۸۲	۰/۲۶	•/••	•/•٨	•/١•	•/•۴	۰/۰۹	۰/۳۳	۰/۵۵	•/••	•/••	•/••	•/••
Mn	•/••	•/••	•/••	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۳	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••
Mg	7/47	۲/• ٩	1/88	•/١٧	۰/۱۵	٠/١٣	•/17	•/•	•/•	•/•٢	٠/۴٧	۰/۵۲	•/••
Ca	1/41	١/۵٣	۱/۰۶	• /YY	• /YY	• /YY	• /AY	۲/۰	۱/۹۸	•/• ١	•/••	•/••	•/•)
Na	۰/۶۳	•/8	٠/۴٧	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	۲/۰۱	۰ /۲ ۱	۰/۱۴	۴/۱
K	•/•۴	•/•۶	۰/۰۵	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	•/١١	١/٧٩	۱/۵۸	•/••
Sum	14/22	10/14	۱۴/۵۵	۷/۹۵	۷/۹۵	۷/۹۶	٧/٩٧	٧/٩٨	٧/٩٧	14/17	۱۳/۸۴	۱۳/۵۶	۵/۰۲
Na _B	۰/۵۹۶	•/۴۹٣	۰/۴۸۶										
Mg#	٧٠	87	۵۲	٨	٧	۶	۶				94	۶۸	
Grs				75	78	79	۲۹						
Sps				٢	٢	۵	١						
Рур				۶	۵	۴	۴						
Alm				۶۵	۶۷	۶۵	۶۵						
Ab													٩٨/٧
An													۰/۰۹
Or													•/•٢
Xps								11	۱۵				
Ms										٢	۵۷	۳۹	
Phl										١	٢	•/•	
Cel										٢	۲۷	۵۶	
Pg										٩۴	۱.	٨	

١ ٦	جدوا	مه	ادا
-----	------	----	-----

Rock type	Felsic gneiss (IR12-10)										
mineral	Am		Grt- core	Grt- rim	Ms	Phn	Ms	Ep	Ep	Chl	
Analysis number	#3	#2	#1	#1	#17	#13	#18	#22	#11	#19	#12
SiO ₂	41/04	۴۵/۵۷	44/18	30/96	۳۵/۹۴	41/30	۵۳/۹۸	47/16	۳۷/۸۳	۳۸/۴۲	۲۴/۵۷
TiO ₂	•/۴۶	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۰۵	•/٣٧	۰/۵۱	۰/۳۲	•/47	۰/۰۹	۰/۱۶	•/\•
Al_2O_3	14/88	۱۱/۳۶	۱۲/۲۸	۲۰/۷۹	۲ • /۵	۳۰/۶	21/16	22/22	۲۶/۰۲	۲۸/۸۸	۲۰/۴۱
FeO ^t	۱۹/۷	۲۰/۰۳	۲۰/۰۷	۳۱/۰۷	T9/VA	۳/۴۳	۲/۸۲	۳/۸۱	۱۰/۲۵	۶/۳۶	۲۸/۲۱
MnO	•/\•	۰/۰۵	۰/۰۲	۱/۳۱	٠/٩٣	•/•	۰/۰۳	•/•	۰/۰۴	•/١١	٠/•٩
MgO	٧/٩	٨/٢٩	٨/١٨	١ / ٢ ١	۱/۰۵	۱/۸۵	۱/۳۴	۲/٣	•/•٢	۰/۰۱	13/92
CaO	٩/٢٧	۷/۳۳	γ/۵λ	۹/۰۸	۱۰/۶۶	•/••	٠/٠١	•/•۵	۲۳/۴	24/10	•/••
Na ₂ O	۳/۰۶	۲/۸۸	٣/٢	• / • ١	۰/۰۴	1/22	۳./۱	۰/۷۶	•/••	•/••	•/••
K ₂ O	۰/۴۹	٠/٢٩	• /۳۷	•/••	•/•)	۹/۸۱	٨/۶٧	1./22	•/••	•/••	•/••
Total	98/84	98/14	98/88	१९/۴۶	٩٩/١٨	٩۴/٧٧	90/54	94/08	۹۷/۶۵	٩٨/٠٩	٨٧/٣
oxygens	۲۳	۲۳	۳۳	١٢	١٢	11	11	11	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	۵/٣
Ti	۰/۰۵	٠/٠٣	۰/۰۴	•/••	•/••	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	•/••	•/••	•/••
Al^IV	١/٧٨	۱/۲۲	۱/۴	٠/٠٩	٠/٠٩	۱/۶	۰/٩۴	1/41			۲/۲
Al^{VI}	٠/٧٩	۰/۷۶	• /Y۵	١/٨٩	۱/۸۶	۳/۲۸	۳/۲۲	٣/١۴	1/71	1/21	۲/۴۸
Fe ²⁺	1/44	۱/۱۸	1/14	١/٨٨	١/٧٩	۰ /۳۸	•/•	•/4٣	•/••	•/••	۵/۰۸
Fe ³⁺	۰/۹۲	1/17	۱/۱۳	٠/١٩	٠/١٩	•/••	•/••	•/••	• /8	٠/٣٧	•/•
Mn	۰/۰۱	•/••	•/••	•/•٨	۰/۰۶	•/••	•/••	•/••	•/••	•/••	٠/٠١
Mg	۱/۷۶	۱/۸۳	۱/۸۲	•/14	۰/۱۲	۰/۳۷	۰/۲۶	•/۴۶	•/••	•/••	۴/۴۷
Ca	1/49	۱/۱۶	۱/۲۱	• /YA	٠/٩٢	•/••	•/••	•/••	١/٩٧	۲/۰	•/••
Na	٠/٨٩	۰/۸۳	٠/٩٢	•/••	•/••	۰/۳۲	۰/۲۶	٠/٢	•/••	•/••	•/••
K	۰/۰۹	۰/۰۵	• / • Y	•/••	•/••	١/٧	1/44	١/٧٨	•/••	•/••	•/••
Sum	१९/११	/λ	18/98	۶/۰۷	8/14	13/17	۱۳/۲	۱۳/۶۱	٧/٩۶	٧/٩٧	14/98
Na _B	•/۵۶•	• / ۸ ۲ •	•/٨١۴								
Mg#	۵۴	۶.	۵۹	٧	۶	49		۵١			48
Grs				۲۷	۳۲						
Sps				٣	٢						
Рур				۵	۴						
Alm				84	۶۱						
Xps									۲۰	١٢	
Ms						۵۶	۳۸	۵۲			
Phl						۵	•/•	۴			
Cel						۲.	۵۰	۲۹			
Pg						18	١.	۱.			

آمفيبول

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 ^BCa/^BCa + ^BNa بیش از ۰/۷۵ و در آمفیبول سدیک-کلسیک بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ در تغییر است.

گارنت

گارنت گنیسهای بررسی شده عمدتاً دارای ترکیب سری محلول جامد آلماندن-اسپسارتین-گروسولار هستند. تفاوت ترکیبی چندانی بین گارنت نمونه حدواسط و فلسیک دیده نمیشود. تمامی این گارنتها 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 حاشیهٔ بلور گارنت نشاندهندهٔ رشد آنها در طی دگرگونی پیشرونده است.

فلدسپار

فلدسپارهای بررسی شده، از نوع آلبیت هستند. این ترکیب با فراوانی اپیدوت در گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطانآباد همخوانی دارد (تصاویر ۳ آ، ب، ت).

دادههای تجزیه نقطهای اپیدوت بیان گر آن است که سازنده پیستاسیت (X_{Ps}= Fe³⁺ /Al³⁺+ Fe³⁺) موجود در اپیدوتها از ۱۱ تا ۲۰ درصد متغیر است.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی گنیسهای حدواسط مجموعه دگرگونی سلطان آباد. آ) کانیهای سنگساز گنیسهای حدواسط آمفیبول، کلریت، کوارتز، گارنت و آلبیت. در بیش تر نمونههای حدواسط، گارنت با هستهبندی فراوان و به ابعاد ریز دیده میشوند. ب) گارنتها با داشتن ادخالهای فراوان در مرکز مشخص هستند که معرف رشد سریع آنها در مرحل اولیه تبلور است. پ) در بیش تر 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 سلطان آباد. آ) کانیهای سنگساز گنیسهای فلسیک کوار تز، آلبیت، اپیدوت، کلریت و گارنت. معدود کانیهای آمفیبول موجود در گنیسهای فلسیک، در حال تجزیه به بیوتیت هستند. ب) الگوی بیرفرنژانس 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 سلطان آباد موجودند. بعضی از موسکویتها دارای ترکیب فنژیتی بوده و میزان متشکله سلادونیت آنها از ۵۰ تا ۵۶ درصد متغیر است. عدد منیزیم

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

اپيدوت

دادههای تجزیهٔ نقطهای اپیدوت بیانگر آن است که سازنده پیستاسیت (X_{Ps}= Fe³⁺/Al³⁺+ Fe³⁺) موجود در اپیدوتها از ۱۱ تا ۲۰ درصد متغیر است.

كلريت

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 آلبیتی پلاژیوکلاز نمونههای بررسی شده و کالیبره نبودن اینچنین 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 سلطان آباد تنها از طریق روش تعادل چندگانه (نرمافزار ترموکالک) انجام گرفته است.

دما-فشارسنجی به کمک نرمافزار ترموکالک

شرایط دما و فشار دگرگونی بهوسیلهٔ نرم افزار ترموکالک، نسخه ۳/۲۶ [۳۳]، تخمین زده شد. اکتیویتهٔ اعضای نهایی کانیها با برنامهٔ AX موجود در این نسخه محاسبه شده است. با در نظر گرفتن کانیهای آمفیبول+گارنت+اپیدوت+کوارتز± پلاژیوکلاز بهعنوان پاراژنز پایدار در مرحلهٔ اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده بدینقرار است:

گنیس فلسیک: P=12±2.3 kb, T= 502±39 °C

گنيس حدواسط: P=12.8±2 kb, T= 424±39 °C

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 ۲/۹۹ تا ۲/۸۸ درصد وزنی متغیر و نسبت Na₂O/K₂O آنها ۱۵/۰ تا ۹/۷ است. رابطهٔ 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 SiO₂ در برابر SiO₂ (۳۴]، بیشتر نمونهها در محدودهٔ داسیت و ریولیت با ویژگی پتاسیم کم قرار میگیرند (شکل ۸ آ). محدوده پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی نیز در این نمودار و نمودارهای بعدی بهمنظور

188

مقایسه نمایش داده شده است. دادههای این محدوده برگرفته از پلاژیوگرانیت پهنههای افیولیتی سبزوار [۳۵]، نیریز [۳۹–۳۷] و قبرس [۱۳] است. بر اساس نمودار دوتایی مجموع ألکالن در برابر سیلیس [۳۸]، ترکیب گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد عمدتاً در محدودهٔ گرانودیوریت واقعند (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 مجموعهٔ دگرگونی سلطانآباد ریولیت، داسیت و آندزیت هستند (شکلهای ۸ پ، ت). در تمامی این نمودارها، ترکیب گنیسهای بررسی شده با محدودهٔ پلاژیوگرانیتهای افیولیتی همپوشانی چشمگیری نشان میدهند. در شکل ۵ ت، گسترهٔ پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی مرتبط با فرورانش [۱۷] نیز نشان داده شده است. مطابق این شکل، گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطانآباد، در محدودهٔ ترکیبی پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی مرتبط با فرورانش واقعند. مطابق نمودار مثلثي مقادير نورماتيو أنورتيت-ألبيت-ارتوكلاز [۴۰]، بيشتر گنيسها از نوع توناليت هستند (شکل ۹ آ). ضریب اشباع از آلومین [۴۱] این گنیسها، از متاآلومینوس تا پرآلومینوس 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 محدودهٔ 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. بهواسطهٔ پژوهشهای آزمایشگاهی [۴۳]، نمودار مثلثی SiO2/50-TiO2-K2O را برای بررسی ژنز مذاب پلاژیوگرانیتی پیشنهاد شده است. مطابق این نمودار (شکل ۱۰ ب)، گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد در محدودهٔ پلاژیوگرانیتهای طبیعی واقعند و فرایند ذوببخشی در تشکیل آنها مشارکت داشته است. محدودهٔ 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 رابطهٔ La در برابر SiO2 [۴۵]، نیز فرایند ذوببخشی بهعنوان مکانیسم اصلی در زایش پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد مشارکت داشته است (شکل ۱۰ ت). در این نمودار محدودهٔ ترکیبی پلاژیوگرانیت پهنههای افیولیتی عمان [۴۶] و گدازههای اسیدی ایسلند [۴۷] نیز نشان داده شده است. چنان که در این شکل پیداست پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطانآباد همانند پلاژیوگرانیتهای پهنه افیولیتی عمان در نتيجه فرايند ذوببخشي حاصل شده است.



شکل ۸. طبقهبندی و نامگذاری گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد. آ) نمودار طبقهبندی دوتایی K₂O در برابر SiO₂ [۳۴]، پروتولیت گنیسهای مجموعهٔ سلطان آباد عمدتاً در گسترهٔ داسیت و ریولیت پتاسیم کم هستند. ب) مطابق نمودار دوتایی مجموع آلکالن در برابر سیلیس [۳۸] ترکیب گنیسهای مجموعه سلطان آباد از گرانیت تا گابرو متغیر است. پ) در نمودار دوتایی سیلیس در برابر نسبت Zr/TiO [۳۹] گنیسهای بررسی شده دارای ترکیب ریولیت تا آندزیت هستند. ت) با توجه به نمودار دوتایی نسبت Zr/Ti در برابر نسبت Nb/Y [۰۶]، ترکیب گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد از ریولیت تا بازالت در تغییر است. بهمنظور مقایسه ترکیب پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی ایران (سبزوار [۵۵] و نیریز [۶۳–۳۷]) و قبرس (ترودوس [۱۳]) به صورت محدودهٔ خاکستری (در این شکل و شکلهای بعد) و گستره ترکیب پلاژیوگرانیتهای مرتبط با فرورانش به صورت



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



شکل ۱۰. آ) براساس نمودار K₂O در برابر SiO₂ [۴۲]، پروتولیت گنیسهای فلسیک مجموعه دگرگونی سلطان آباد در محدودهٔ ترکیبی پلاژیوگرانیت واقعند. ب) با توجه به نمودار مثلثی TiO₂-SiO₂/50-K₂O [۳۴] گنیسهای فلسیک مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد از نوع پلاژیوگرانیت است و در نتیجه فرایند ذوب بخشی به وجود آمده اند. پ) در نمودار دوتایی TiO₂ در برابر SiO₂ [۴۴]، پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیسهای سلطان آباد در نتیجهٔ فرایند ذوب بخشی حاصل شده اند. ت) در نمودار دوتایی La در برابر SiO₂ [۴۶] نیز، پروتولیت پلاژیوگرانیتی گنیسهای سلطان آباد مانند پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی عمان [۴۶] محصول فرایند ذوب بخشی هستند. مذاب های 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 سلطان آباد در جایگاه قوس آتشفشانی قرار دارند (شکل ۱۱). همانند شکلهای قبل، در این نمودار، گسترهٔ ترکیبی پلاژیوگرانیت مناطق افیولیتی ایران و قبرس به صورت محدوده خاکستری نمایش داده شده است.



شکل ۱۱. آ) مطابق نمودار دوتایی Nb در برابر Y [۴۸]، جایگاه تکتونیکی گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد 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). محدودهٔ خاکستری معرف گسترهٔ 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 [۵۰]-[۴۹]. علاوه بر این، شباهت الگوی عناصر نادر خاکی نمونههای مختلف گنیس، نشاندهندهٔ مکانیسمی واحد برای تشکیل این نمونههاست.

تهی شدگی نسبی از عناصر Nb و Ta و غنی شدگی از عناصر U, Cs, Pb و U, cs موجود در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به مورب [۵۱] در گنیس های مجموعهٔ دگر گونی سلطان آباد (شکل ۱۲ ب) شاخص پتروژنز مرتبط با جای گاه قوس است [۵۴–۵۲]. از طرفی ممکن است تمرکز بالای عناصر Pb و U به تاثیر دگر گونی کف اقیانوس [۵۸–۵۵] یا دگر گونی پهنه فرورانش [۵۷–۵۹] مرتبط باشد.

در شکل ۱۳، الگوی عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۴۹] و الگوی چندعنصری سنجیده شده نسبت به مورب [۵۰] گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد با این الگوها در پلاژیو گرانیت پهنههای افیولیتی سبزوار [۳۵]، نیریز [۳۷–۳۶] و قبرس [۱۳] مقایسه شدهاند. تهیشدگی از عناصر نادر خاکی سبک (شکل ۱۳ آ)، ویژگی مشترک گنیسهای سلطان آباد و پلاژیو گرانیت پهنههای افیولیتی یاد شده است. در نمودار چندعنصری سنجیده شده نسبت به مورب [۵۱] نیز همپوشانی ترکیبی چشم گیری بین گنیسهای بررسی شده و پلاژیو گرانیت پهنههای افیولیتی نمایان است (شکل ۱۳ ب). الگوی عناصر نادر خاکی سنگین مسطح و آنومالی مثبت عناصر RS و Zr در نمودار چندعنصری سنجیده شده نسبت به مورب، شاخص ژئوشیمیایی مشترک بیش تر گنیسهای مجموعه دگرگونی



شکل ۱۲. آ) در نمودار سنجیده شده نسبت به کندریت [۴۹]، الگوی عناصر نادر خاکی گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد دارای شیب مثبت هستند. ب) غنیشدگی از عناصر Sr ,U ,Cs و Rb و تهیشدگی از Nb و Ta در نمودار سنجیده شده نسبت به مورب [۵1]، نمایان است.



شکل ۱۳. آ) الگوی عناصر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۴۹]، گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد 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 سنجیده شده نسبت به مورب [31]، الگوی فراوانی اغلب عناصر شبیه سایر پلاژیوگرانیتهای پهنههای افیولیتی است.

ی و فرعی	اد. عناصر اصل	ونی سلطان آب	مجموعهٔ دگرگ	گنیسهای	۱۲ نمونه از	سنگ کل	تجزية شيميايى	جدول۲. نتایج
----------	---------------	--------------	--------------	---------	-------------	--------	---------------	--------------

بر اساس درصد و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون هستند.

Sample	IR12-1	321A	IR12-7	IR12-2	29 EC	IR12-3	GN13	32	NS141	36 FC	35	IR12-8b FG
SiO	MG ΨV/ΔΥ	10	FG 97/Δ9	FU 97/14	fg 99/.λλ	FG V./YA	FG V./۴۴	FG V • /λ ?	FG V7/.1	FG V%/%9	FG V 5 / 9 V	V0/00
	19/00	14/14	14/21	14/19	14/47	17/A	17/00	17/05	17/49	17/99	17/00	15/27
H_2O_3	17/10	10/.4	9/26	۸/۱۳	۴/۸۸	4/19	9/47	\$/17	A/1 Y	4/44	÷/. Y	۴/۳۱
MnO	./\?	./٢٢	./\+	./\?	./).	•/•V	./.9	•/)•	·/·/	•/•V	./.٦	•/•V
MgO	۴/۸۳	٣/٣۴	۲/۳۸	١/٨٣	1/51	۲/۰۴	1/Y	1/47	1/17	•/۵٩	•/٩	•/٧١
CaO	1./94	\$/.¥	N/AA	A / 1 N	÷/.۳	A/A A	¥ / A A	€/.V	¥ / \	× /\/٣	¥/69	٣/١٩
CaO No O	1.1/1	7/44	1/01 1/0V	. /\/ 9	7/17	1/81	1/10)/YA	7/29	¥ / A A	1/21	1/17
Na ₂ O	1/01	./*)	1/0 T	./\\\$	1/11	. / \ \	. /\\	./*.	1/01	. / .	7/7.	1/17
K ₂ U TiO	•//1	•/1 1	.///	./۴١٣	./**	./٢٣	./۴۸	./**	./٣٨	•// •	./٢)	,/) ^
P.O.	•/•٢	•/•۴	•/•	•/•۴	•/•?	•/•Δ	./.٣	•/•۴	•/•۴	•/•۴	•/• 5	•/<•)
1 <u>2</u> 05	r/9V	1	• /\\ \	1/5	۲/۶۸	1/9.5	1/50	1/07	1/20	1/44	1/21	1/57
Total	9.4/27	9/07	1/1	99/89	٩٨/٨٣	99/07	1/٣	1/A	1/۴	99/10	1/٣	1/A
Sc	۵۱ ۵۱	9.	۳۵	۳۲	۲.	14	77	۲.	۲١	14	15	11
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	۴۳۸	197	۲۰۵	٩٥	777	۲۹	117	٩۶	۴۷	17	19	۳.
Cr	<۲۰	<۲۰	۲.	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۳.	<۲۰	<۲۰	۲.	<۲۰
Co	۳۵	۳۳	۲.	14	v	11	14	11	11	Ŷ	۴	۵
Ni	۲.	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	۵.	۵.	۴.	<1.	۱.	۱.	۴.	۱.	۲.	۲.	۵.	۲.
Zn	٦.	۱۳.	٧.	<٣٠	۳.	۴.	۵.	Ŷ•	۴.	۳.	۴.	۴.
Ga	10	14	14	14	144	11	۱.	11	11	١٢	11	١٢
Ge	۱/۳	۱/۳	۲/۲	۲	۱/۵	۱/۴	١/١	١/٨	•/9	۱/۹	1/9	۱/۶
Rb	٩	۴	۲	۱۲	١٣	11	۱.	٣	Ŷ	٣	۲۳	۱.
Sr	171	36	۱۸۲	٨.	۲۳۸	۸۳	۶۲	۶۴	Ŷ •	۸۵	47	۸۱
Y	٦/٢	۱۲	11/1	۵/۵	۲./۸	۱۸/۴	۴/۳	۵/۴	19/4	۲۶/۲	14/9	۱۰/۹
Zr	٨	۰/۹	11	٨	۴.	379	۱.	٨	۳۱	47	۳۹	۱۹۷
Nb	•/ź	۰/۹	۰/۵	•/V	۱/۳	۱/۱۰	۰/۵	٠/۴	•/Y	١/١	١/١	۱/۳
Cs	<•/١٠	۰/۲۰	<•/١٠	<•/١٠	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰	<•/١٠	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۳۰	•/١•
Ba	77	۳.	۳۸	۲۸	۸۳	۳۷	۲۷	14	27	19	۶۲	۳۸
La	•/۵۴	١	۰/۷۹	۰/۸۳	۲/۵۳	۲/۱۸	•/۵٨	۰/۴	۱/۳۲	۲/۲۵	۲/۲۸	٣/۶٧
Ce	1/19	۲/۳۱	۱/۸۳	١/٨٩	۵/۴۳	۴/۸۹	۱/۳۳	1/•0	۲/۹۶	۵/۳۸	۴/۶	9/44
Pr	•/19	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۰	•/?•	•/١٨	۰/۱۴	•/۴۴	•/٨۵	•/۵۴	•/٧•
Nd	۰/۸۴	۱/۸۲	١/٧٨	۱/۰۳	۳/۵۴	۳/۳	۰/۹۶	1/11	۲/۵	4/22	۲/۶۴	۲/۴۸
Sm	۰/۳۹	•/7٨	•/9٨	۰/۴۱	٠/٣٩٧	1/14	۰/۳۲	۰/۳۷	•/\?	۱/۸۲	۰/۹۸	۰/۷۹
Eu	•/٢٩٧	1/•۴	•/٣٨٢	•/٢٩٢	•/٣٩٧	•/٣٨٧	•/٢٣٨	•/110	۰/۲۳	•/۴۸٧	•/٣٩٨	•/۴۶۴
Gd	•/Y•	1/•۴	۱ /۴۱	•/99	۲/۲۳	۲/۱۸	•/۵٣	۰/۲۱	1/44	۲/۸	1/77	1/10
Tb	•/1۴	۰/۲۵	۰/۲۸	•/1۴	•/۵	•/۴۴	٠/١١	•/14	۰/۳۲	•/94	۰/۳۶	٠/٢٢٢
Dy	١/٠١	۱/۸۲	۱/۹۸	٠/٩٩	۳/۴۵	٣/•٧	٠/٧٢	•/99	۲/۳۸	4/07	۲/۴۶	1/9
Ho	۰/۲۳	۰/۴۱	•/۴۳	۰/۲۲	•/٧٧	•/٧•	۰/۱۶	۰/۲۱	•/۵9	•/٩٩	•/۵۴	•/۳۸
Er	۰/۷۳	١/٢٧	۱/۳۲	۰/۲۰	۲/۵۰	۲۳۲	۰/۵۳	۰/۶۳	۱/۲۶	۳/۱۳	۱/۲۳	۱/۴۱
Tm	•/11۴	۰/۲۰	۰/۲۰	•/119	•/۴•۴	۰/۳۸۶	۰/۰۸۶	•/١•	•/٢٦٨	.•/۴۸٧	•/٢٧٧	•/٢٥٢
Yb	•/٧٧	۱/۳۷	١/٣٨	۰/۷۹	۲/۸۵	۲/۶۱	•/۵٩	•/99	۱/۸۰	۳/۲۹	۲/۰۲	۲/۰۶
Lu	•/١٢٣	•/٢١٩	٠/٢٣١	•/1٣۴	•/409	۰/۴۰۸	•/•9۴	•/119	•/٢٩۴	۱/۴	•/٣٢٧	٠/۴
Hf	۰/۴۰	•/۵•	٠/۵٠	۰/۲۰	۱/۴۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۰/۳۰	٠/٩٠	۱/۴۰	١	۴/۵۰
Та	۰/۰۳	۰/۰۳	•/•۴	۰/۰۲	۰/۰۹	•/•٧	•/•۴	۰/۰۳	•/•۵	•/•9	•/•٨	•/1•
Pb	<۵	۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	٧	<۵	<۵	<۵
Th	•/•?	۰/۲۱	•/•۵	•/٢۴	•/۵٨	•/۵٨	•/•٨	•/•۵	۰/۴۷	۰/۴۹	•/۵۵	٠/٩٧
U	۰/۲۰	٠/١٠	•/•9	•/•٧	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۰۷	•/•۵	۲۵۲	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۳۳

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

دیلک و همکاران [۱۲] خاطرنشان کردهاند که هر کدام از افیولیتهای مرتبط با فرورانش و مستقل از فرورانش، الگوی چند عنصری مختص خود را دارند. الگوی چندعنصری سنجیده 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 مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد و پلاژیوگرانیت پهنههای افیولیتی غیرمرتبط با فرورانش [۱۲] کاملاً متمایزند. ب) الگوی نمودار عنکبوتی گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد و پلاژیوگرانیت پهنههای افیولیتی مرتبط با فرورانش [۱۲] که شباهت چشمگیری نشان میدهد.

نسبتهای ایزوتوپی هافنیم زیرکن گنیسهای فلسیک

دانههای زیر کن گنیسهای فلسیک بررسی شده به صورت بلورهای خودشکل و طویل هستند گرچه انواع گرد شده نیز موجودند (شکل ۱۵). بیشتر آنها منطقهبندی نشان می دهند که شاخص زیر کنهای ماگمایی است. با توجه به محتوای کم اورانیم موجود در زیر کنهای غیرموروثی این گنیسها، تعیین سن دگرگونی آنها میسر نشده است اما با در نظر گرفتن سن ۶۰ میلیون سال که معادل سن متابازیتهای هم جوار است [۲۵] اندازه گیری نسبت ایزوتوپی اولیه در نظر گرفتن سن ۶۰ میلیون سال که معادل سن متابازیتهای هم جوار است [۲۵] اندازه گیری نسبت ایزوتوپی اولیه معادل گرفتن سن ۶۰ میلیون سال که معادل سن متابازیتهای هم جوار است [۲۵] اندازه گیری نسبت ایزوتوپی اولیه معادل آ¹⁷⁷ Hf امکان پذیر شده است (۲۸۳۰۹۰ تا ۲۸۳۰۶۸ تا ۲۸۳۰۶۸ اندازه گیری شده برای این نسبت معادل (۵۵) معادل (۵۵) معادل آزم به در مورت میار ۲۰۹۰ تا ۲۸۳۰۶۸ اندازه گیری شده برای این نسبت معادل (۵۵) معادل این این این این این این معادل (۵۹) معادل (۵۵) معادل (۵۵) معادل (۵۹) معاد معاد مده برای این نسبت معادل (۱۳۵) را ۲۰ معادل (۱۳۵) معادل (۵۹) معادل (۵۹) معادل (۵۹) معاد معاد معاد (۵۹) معادل (۵۹) معادل (۱۹۵) معادل (۱۳۵) معادل (۵۹) معادل (۵۹) معاد معاد (۵۹) معادل (۵۹) معادل (۵۹) معادل (۱۰۰ معاد مد) معادل (۱۰۰ کاهن می یابد. بنابراین معدار مثبت این پارامتر در گنیسهای بررسی شده، مؤید تشکیل آنها در محیط از ۲۰۱- کاهش می یابد. بنابراین معدار مثبت این پارامتر در گنیسهای بررسی شده، مؤید تشکیل آنها در محیط غیرقاره ای (جای گاه پشته میان اقیانوسی) است و با قرابت پلاژیو گرانیتی آنها همخوانی دارد.



شکل ۱۵. تصاویر ^۱BSE (سمت چپ) و کاتودولومینسانس (سمت راست) زیرکنهای گنیس فلسیک

Yb/ ¹⁷⁷ Hf ^a ±2	2s ¹⁷⁶ Lu	1/ ¹⁷⁷ Hf ^a	±2s	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	Sig _{Hf} ^b _(V)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2s	eHf(t) ^c	±2s	agee
											(Ma)
119	•/••	•••	١	1/49480	1/8899	۲۳	•/٢٨٣•٩•	۲۷	17/1	۰/۹	۶.
	λ ./		۴	1/491170	1/11991	٣.	. /	۲۹	17	``	÷.
	۵ (/··	,	'	1/1/110	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	, ,	.,.,.,	•••		,	, •
().	• • /• •	۴	١	1/49774	1/11995	۲۱	•/٢٨٣•٧٦	۲۵	11/9	۰/۹	۶.
	,			,	,		,		,	'	
	•/••	•••	١	1/49771	1/8890	۲.	•/٢٨٣•٧٨	۲۵	11/7	۰/۹	۶.
	•/••	•••	١	1/4977.	1/8891	19	•/٢٨٣. ٦٨	۲۵	11/1	۰/۹	۶.
	$\frac{YD}{177}Hf^{n} \qquad \pm 2$	Yb/ ¹⁷⁷ Hf ^a $\pm 2s$ ¹⁷⁶ Lt 19 Y ./ 19 Y ./	Yb/ ¹⁷⁷ Hf ^a $\pm 2s$ $^{176}Lu/^{177}Hf^a$ 19 Y ./7 19 Y ./7 19 Y ./7 19 Y ./7 19 Y ./	Yb/ ¹⁷⁷ Hf ^a $\pm 2s$ $^{176}Lu/^{177}Hf^a$ $\pm 2s$ 19 Ψ ./	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

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

^{1.} Back scattered electron



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

بحث

چنان که در بخشهای قبل اشاره شد با توجه به شواهد صحرایی و سنسنجی، رابطهٔ مکانی و زمانی نزدیکی بین گنیسهای سلطان آباد، متابازیتهای فولیاسیون دار و تودههای گرانیتی وجود دارد. نبود فولیاسیون فراگیر، گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد را از متابازیتهای فولیاسیون دار متمایز می سازد. شواهد صحرایی، کانی شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی (مقادیر مثبت اپسیلون هافنیم) بیانگر سنگ منشأ آذرین برای این گنیسهاست. دادههای شیمی سنگ کل، نشان دهندهٔ پرتولیت پلاژیوگرانیتی برای گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد است به طوری که شباهت ترکیبی زیادی بین گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد و پلاژیوگرانیت پهنههای افیولیتی ایران و قبرس دیده می شود. نسبتهای ایزوتوپی هافنیم زیر کن موجود در گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد، قرابت وابسته به مورب آنها را تأیید می کند.

چهار مکانیسم برای تشکیل پلاژیو گرانیتهای اقیانوسی پیشنهاد شده که عبارتند از آ) تفریق پیشرفته مذاب مولد مورب [۴۶]، [۶۱]، [۶۸]، [۶۸]، (۹۴]، (۳۴]. پ) ناآمیختگی مذاب فلسیک همزیست با مذاب مافیک [۶۵]، [۶۶]. ت) اقیانوسی [۴۲]، [۴۵] [۳۶]، [۴۶]، [۴۴]. پ) ناآمیختگی مذاب فلسیک همزیست با مذاب مافیک [۶۵]، [۶۶]. ت) ذوببخشی دایکهای صفحهای دگرسان شده [۱۴]، [۳۴]، [۶۷]. در این میان، فرایندهای تفریق و ذوببخشی اهمیت بیشتری در زایش مذاب پلاژیو گرانیتی 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 مواهد ژئوشیمیایی مانند غلظت تیتانیم، پتاسیم و سیلیس نسبت ایزوتوپی اکسیژن زیرکن، روند افزایش نسبت آهن به منازیم در طی تحول مذاب و روند تغییرات لانتانیم و ایتربیم با افزایش سیلیس، موفق به تمایز این دو فرایند شده اند. در نمودارهای متمایزکننده این دو فرایند پیداست شواهد ژئوشیمیایی مانند مقادیر کم تیتانیم و روند تغییرات لانتانیم نسبت به سیلیس، بیان گر نقش فرایند ذوببخشی در تشکیل پروتولیت پلاژیو گرانیتی گنیسهای مجموعه دگرگونی سلطان آباد است. بر خلاف تودههای تونالیت-ترونجمیتی هم جوار، شیمی سنگ کل گنیسهای سلطان آباد شاخصهای ژئوشیمیایی آداکیتی را نشان نمیدهند بنابراین فرایند ذوببخشی در اعماق سطحی رخ داده است.

کویپک 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، نشاندهندهٔ دومین مرحله است که شامل کشیدگی لیتوسفر و تشکیل گسلهای جدایشی در بخش بالایی پوسته شکننده و بخش گابرویی شکل پذیر است. در نتیجه نفوذ آب از طریق درز و شکافهای حاصل از این مرحله، آب گیری 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 به صورت پرکننده شکستگیها و یا به وجود آورنده 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 سلطان آباد از سنگ منشأ مورب را تأیید میکند. در نمودار چندعنصری، گنیسهای مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد با غنی شدگی از عناصر LILE و تهی شدگی از عناصر Nb و Ta نشان می دهند که ماگمای مرتبط با فرورانش است. از طرفی نسبت عناصر با میدان پایداری زیاد (Zr/Ti)، نشأت گرفتن پروتولیت گنیسهای مجموعهٔ سلطان آباد را در جای گاه مرتبط با فرورانش تأیید میکند (شکل ۸ ت). در نمودارهای متمایز کننده جای گاه تکتونیکی نیز، این گنیسها در قلمرو قوس آتشفشانی ترسیم می شوند. به عقیدهٔ پیرس [۴۸]، ویژگیهای ژئوشیمیایی شاخص فرورانش در پلاژیوگرانیتهای قلمرو اقیانوسی تریسیم می شوند. به عقیدهٔ پیرس از ۴۸]، ویژگیهای ژئوشیمیایی شاخص فرورانش در پلاژیوگرانیتهای قلمرو اقیانوسی جای گاه بالای پهنه فرورانش برای افیولیتهای سبزوار به وسیلهٔ بسیاری از محققان [۴۲]، [۲۵]، [۶۵]، [۶۹]،

بر اساس محاسبات دما-فشارسنجی، پلاژیوگرانیتهای حوضهٔ اقیانوسی سبزوار، تحت شرایط رخساره اپیدوت-آمفیبولیت فشار بالا دگرگون شده و گنیسهای مجموعهٔ 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 می-کنند. شرایط دما و فشار سنگهای رخساره شیست آبی اییدوتدار عاری از لاوسونیت، با گرادیان زمین گرمایی معادل ۹ درجهٔ 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].

بر اساس پژوهشهای [۲۴]، [۲۳]، مجموعهٔ دگرگونی سلطانآباد معرف لیتوسفر حوضهٔ اقیانوسی سبزوار است که ضمن حرکت رو به شمال خرده قاره ایران مرکزی، در نتیجه فرورانش دستخوش دگرگونی پهنه فرورانش در زمان پالئوسن شده است. لازم به ذکر است که با توجه به تحقیقات [۳۳]، [۲۵]، شواهد صحرایی، میکروسکوپی، دما-فشارسنجی، شیمی سنگ کل و دادههای سنسنجی بیانگر آن است که گارنت هورنبلندیتهای انتهای بخش غربی مجموعهٔ دگرگونی سلطانآباد معرف تفاله ناشی از ذوببخشی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار هستند که ضمن دگرگونی در پهنه فرورانش، دستخوش ذوببخشی شده، به طوری که 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 [۲۱].

احتمالاً بهواسطهٔ چگالی کمتر پلاژیو گرانیت 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 زمین شناسان را به خود معطوف داشته است. شواهد صحرایی و مدل سازی های آزمایشگاهی بیان گر آن است که لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده در کانال فرورانش ممکن است به صورت قطعات بزرگ ممتد و پیوسته با مقیاس کیلومتری که دارای تاریخچهٔ دگرگونی مشخصی هستند به سطح زمین رانده شود و یا این که قطعات یاد شده با ابعاد کوچکتر و در اعماق متفاوت از لیتوسفر فرورونده جدا شده و بدین ترتیب سنگهای با شرایط و تاریخچه دگر گونی متفاوت به حالت شناور در ملانژ سرپانتینیتی فرورونده جدا شده و بدین ترتیب سنگهای با شرایط و تاریخچه دگرگونی متفاوت به حالت شناور در ملانژ سرپانتینیتی فرورونده بدا شده و بدین ترتیب سنگهای با شرایط و تاریخچه دگر گونی متفاوت به حالت شناور در ملانژ سرپانتینیتی شرایط دگرگونی متفاوت (شیست سبز، گارنت-هورنبلندیت، گنیس و شیست آبی)، در مجموعهٔ دگرگونی سلطان آباد همانند انواع موجود در افیولیتهای بیرجند [۷۵] و حاجیآباد [۷۲] مرتبط با ساز و کار بالاآمدگی آنها در کانال فرورانش است.

نتيجهگيرى

شواهد کانی شناسی، صحرایی، ژئوشیمیایی سنگ کل و نسبتهای ایزوتوپی هافنیم زیر کن، بیان گر آن است که پروتولیت گنیسهای مجموعهٔ دگر گونی سلطان آباد تودههای پلاژیو گرانیت توالی افیولیتی بوده است. شاخصهای ژئوشیمیایی سنگ کل ژنز این پلاژیو گرانیتها همانند روند تغییرات تیتانیم و لانتانیم در طی تفریق ماگما، با فرایند ذوب بخشی در یک پشته کندگستر ساز گار است. شاخصهای ژئوشیمیایی این گنیسها با پلاژیو گرانیتهای موجود در افیولیتهای جای گاه بالای پهنه فرورانش هم خوانی دارد و موید جای گاه بالای زون فرورانش برای محیط تشکیل افیولیتهای سبزوار است. نتایج محاسبات دما-فشارسنجی بیانگر آن است که پلاژیو گرانیتها و توالی مافیک دربر گیرندهٔ بر اثر فرورانش لیتوسفر حوضه اقیانوسی سبزوار متحمل دگر گونی 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 متابازیتها به شرایط رژیم حرارتی پهنه فرورانش حوضه اقیانوسی سبزوار از شرایط رخساره شیست آبی متابازیتها به شرایط رزیم کرارتی بهنه فرورانش حوضه

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 convergentmargin evolution", Gondwana Res. 18 (2010) 8-16.

- 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.
- Evans B.W., Brown, E. H., "Blueschists and Eclogites", The Geological Society of America 164 (1986) 217-228.
- Peacock S. M., "The importance of blueschist -eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust", Geol. Soc. Am. Bull., 105 (1993) 684-694.
- Maruyama S., Liou J. G., Terabayashi, M., "Blueschists and eclogites of the world and their exhumation", International Geology Review 38 (1996) 485-594.
- Poli S., Schmidt M. W., "Petrology of subducted slabs", Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 30 (2002) 207-35.
- 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.
- Coleman R. G., Peterman Z. E., "Oceanic plagiogranite", J. Geophys, Res. 88 (1975) 1099-1 108.
- 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.
- 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., Deloule 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.
- Furnes H., Dilek Y., deWit M., "Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types", Gondwana Res. 27 (2015) 649-685.

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-04-30

- 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.
- Borsi L., Schärer U., Gaggero L., Crispini L., "Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin", Earth and Planetary Science Letters 140 (1996) 227-241.
- Gao J., Klemd 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 mélange 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.
- 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. Macaudiére J., "Les roches metamorphiques au chainon ophiolitique de Sabzevar- Etude structural du domaine de Soltanabad (NE Iran)", Ofioliti 8 (1983) 127-152.

۲۳. نصرآبادی م.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار" رسالهٔ دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۸۸).

- Omrani H., Moazzen M., Oberhansli R., Altenberger U., Lange M., "The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethysrelated oceanic crust subduction", International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch), (2013) DOI 10.1007/s00531-013-0881-9.
- 25. Rossetti F., Nasrabady 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 (شمالشرق سبزوار)"، مجلهٔ بلورشناسی و کانیشناسی ۲ (۱۳۹۰) ۲۴۰-۲۲۷.

۲۷. مجیدی ج.، "نقشهٔ و گزارش زمینشناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰ سبزوار" سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).

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 Fe²⁺ 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.
- 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.
- 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.
- Powell R., Holland T. J. B., "On thermobarometry", Journal of Metamorphic Geology 26 (2008) 155-179.
- 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, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 43 (2006) 57-70.
- ۳۷. علیزاده ۱، آروین م.، درگاهی س.، "زمینشیمی و پتروژنز پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز- ایران: با تأکیدی بر منشأ آنها. پترولوژی"، ۱۲ (۱۳۹۱) ۱-۱۴.
- Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Science Review 37 (1994) 215-224.
- 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.
- Barker F., "Trondhjemites: 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.

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2025-04-30]

- 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.
- 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.
- 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.
- 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., Hanghøj 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 fluidinduced eclogitization in a subducting slab: trace element and Lu–Hf–Sm–Nd isotope systematics", Earth and Planetary Science Letters 227 (2004) 441-456.
- 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.
- 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, 'Lallemant 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 ophioite 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 centeres-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 crystal by hydrous partial melting of gabbros", Contributions to Mineralogy and Petrology 153 (2007) 67-84.
- Nasrabady 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.
- 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/S001 6756 812000933.
- 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 Lustres, 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 Funiciello, 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 ophioliti "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 asubduction zone", Earth and Planetary Science Letters 443 (2016) 48-58.