تکامل ژئوشیمی و تکتونوماگمایی آلکالی سینیت-سینیت‌های غرب و شمال سردشت، ایران

عبدالناصر فضل‌نیا؛ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

دریافت ۹۵/۱۱/۱۰ پذیرش ۹۶/۰۹/۲۰

چکیده

نفوذی‌های حلقه مانند آلکالی سینیت-سینیت‌های شمال و غرب سردشت به سن ائوسن-میوسن در زون سنندج-سیرجان رخنمون دارند. ترکیب‌هایی که به‌سمت سینیت پیش می‌روند در بخش مرکزی که رخنمون‌های بزرگی از آپینیت-گابرو هستند قرار دارند. شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان‌گر آمیختگی ماگمایی بین آلکالی سینیت‌ها و آپینیت-گابروها، برای ایجاد بخش‌های حدواسط سینیتی در برخی رخنمون‌ها است. بخش‌های روشن اساساً از آلکالی فلدسپار به‌صورت پرتیتی تشکیل شده‌اند. آنکلاوها در سینیت‌ها از الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول همرا با کمی کانی‌های کدر و آپاتیت تشکیل شده‌اند. بافت‌های اصلی، دانه‌ای و ورقه‌ورقه‌ای هیپرسولوس[1] هستند. بالا بودن نسبت‌های عناصر $(La/Sm)_n$ و $(La/Yb)_n$، زیاد بودن مقادیر K، Rb و کم‌تر Ba و فقیر بودن مقادیر Hf، Nb، Zr و Ta نشان‌گر دخالت یک محیط مرتبط با قوس برای تشکیل این سنگ‌ها است. نفوذی‌های بررسی شده در نتیجه ذوب‌بخشی قاعدهٔ پوسته قاره‌ای یک جزیر قوسی نیمه‌بالغ-بالغ تکامل یافته‌اند. گرادیان زمین گرمایی در قاعده پوسته قاره‌ای این جزایر قوسی تکامل یافته باید بالا بوده باشد. در نتیجه با تزریق مذاب‌های مافیک آب‌دار، ذوب گسترده رخ داده و نهایتاً آلکالی سینیت‌ها تشکیل شده‌اند. این شرایط تکتونوماگمایی به‌وسیله رخنمون‌های بزرگ مقیاس حلقه‌ای شکل این نفوذی‌ها و آنکلاوهای مافیک گرانولار تأیید می‌شوند. در نهایت فرورانش بخشی از پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر بخش دیگر این پوسته، منجر به ایجاد جزیره قوسی نابالغ سردشت شد و با گذر زمان تا الیگوسن، این جزیره قوسی تکامل یافت. در نتیجه تداوم این فرورانش، انواع سنگ‌های رخنمون یافته در اطراف سردشت تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سینیت، انکلاوهای مافیک دانه ریز، گابرو-آپینیت، فرورانش نئوتتیس، سردشت، جزایر قوسی

مقدمه

سنگ‌های آلکالن اساساً شامل سینیت‌ها، مونزونیت‌ها، نفلین سینیت‌ها، کوارتز سینیت‌ها و برخی از انواع بیرونی مانند بازانیت‌ها، فنولیت‌ها، میلیلیت‌ها، نفلینیت‌ها و لوسیتیت‌ها هستند. هم‌چنین لامپروفیرها، کیمبرلیت‌ها، کوماتیت-ها و کربناتیت‌ها نیز جزء سنگ‌های آلکالن رده‌بندی می‌شوند [۱]، [۲]. در این بین سینیت‌ها معمولاً بیش از دو سوم ترکیب مودال کانی‌شناسی‌شان فلدسپارهای آلکالن مانند، ارتوکلاز، میکروکلین، آنورتوکلاز و یا فلدسپار آلکالن به‌صورت پرتیت است. کانی‌های فرعی سینیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپار پلاژیوکلاز، نفلین، بیوتیت، آمفیبول (از نوع سدیک)،

*نویسنده مسئول a.fazlnia@urmia.ac.ir

1. lamination hypersolvus

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

اوژیت، اژرین، الیوین، مگنتیت، ایلمنیت و آپاتیت است. در بخش‌هایی که اشباع باشد کوارتز و در رخنمون‌هایی که تحت اشباع باشد نفلین تشکیل می‌شود. بیش‌تر رخنمون‌های سینیتی در جهان دانه‌درشت و لوکوکرات هستند ([۲]).

بسیاری از سینیت‌ها، سنگ‌های آذرین با بافت‌های روی هم قرار گرفته یا ورقه‌ورقه‌ای[۱] هیپرسولوس[۲] به‌صورت بلورهای پرتیتی با ماکل ساده دوتایی هستند [۲]. در سینیت‌ها، بسیاری مواقع بلورهای مافیک به‌صورت تجمع‌ها عدسی شکل دانه درشت قابل مشاهده هستند [۳]. این تجمع‌ها در اندازه‌های مختلف با گردهمایی کانیایی الیوین، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های مافیک رخ می‌دهند. این گردهمایی‌ها یا رستیت (بقایای حاصل ذوب‌بخشی)، یا حاصل آلایش و یا بخش‌هایی با تبلور متقدم (تبلور تفریقی) هستند [۴]، [۳].

در اکثر موارد سینیت‌ها با گرانیتوئیدهای پرآلکالن نوع-A محیط‌های کششی (غیرکوه‌زایی) و دیوریت-گابروهای آلکالن یا توله‌ایتی مشاهده می‌شوند. این مناطق بیش‌تر مربوط به ریفت‌های قاره‌ای، نقاط داغ و حوضه‌های کششی پشت قوس هستند [۵]، [۶]، [۷]. به‌علاوه آن‌ها در مناطق برخاستگی بعد از برخورد نیز قابل مشاهده هستند [۴]، [۸]، [۹]. مناطقی جغرافیایی که در آن‌ها سینیت‌ها قابل مشاهده هستند عبارتند از:

الف) نفوذی‌های حلقوی- در این مناطق سنگ‌های سینیتی، نفلین سینیتی، گابرویی، کربناتیتی و فوئیدولیتی قابل مشاهده هستند؛ مانند کمپلکس حلقوی تای‌ویرا[۳] در آنگولا [۱۰]، اوکنینیا[۴] در نامیبیا [۱۱] و لیلویسه[۵] در گرینلند شرقی ([۱۲]). این نفوذی‌ها ساختارهای حلقوی نشان می‌دهند ([۱۳]). بخش مرکزی این مجموعه‌ها، نفوذی‌های آلکالن و توله‌ایتی و در حواشی انواع آتشفشان‌های آلکالن قابل مشاهده هستند. این ساختارها اساساً در محیط‌های مرتبط با نقاط داغ گوشته‌ای توسعه می‌یابند [۱۱]، [۱۳]، [۲].

ب) نفوذی‌های لوپولیتی- این نفوذی‌ها اساساً از سینیت‌های پرآلکالن همراه با گرانیت‌های پرآلکالن تشکیل شده‌اند؛ مانند نفوذی لووزرو[۶] در غرب روسیه [۱۴]، [۱۵]. در این مناطق تبلور درجای یک ماگما مافیک‌تر باعث تشکیل لایه‌هایی از سنگ‌های فلسیک در بخش فوقانی لوپولیت می‌شود [۱۶] این نفوذی‌ها احتمالاً مرتبط با نقاط داغ هستند.

ج) نفوذی‌های ریفت درون قاره‌ای- این سنگ‌ها اساساً در ایالت‌های آتشفشانی آلکالن قاره‌ای همراه با زون‌های ریفتی رخ می‌دهند، مانند ایالت گاردار[۷] در جنوب گرینلند [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]. این مجموعه‌ها شامل تعدادی تجمع‌ها دایکی دولریتی همراه با نفوذی‌های فلسیک بزرگی از آلکالی گرانیت-سینیت-نفلین سینیت است. به‌علاوه آتشفشان‌های بازالتی و رسوبات قاره‌ای در حوضه‌های گسلی اولیه در این مناطق فراوان است. علاوه بر این موارد در برخی از رخنمون‌ها مانند ایالت‌های آتشفشانی آلکالن کنیا، مقادیر فراوانی از پلوتون‌های تکامل یافته تا نفوذی‌های مافیک نیز دیده می‌شود [۲].

د) مجموعه‌های مرتبط با فرورانش- مطالعاتی که بر روی بیگانه سنگ‌های[۸] گابرویی کومولایی، در بسیاری از سنگ‌های توله‌ایتی-کالک‌آلکالن محیط‌های جزایر قوسی مانند آنتیل کوچک[۹] [۲۰]، آلوسین[۱۰] [۲۱]، [۲۲] و

1. lamination
2. hypersolvus
3. Tchivira complex
4. Okenyenya
5. Lilloise
6. Lovozero intrusion
7. Gardar province
8. xenoliths
9. Lesser Antilles
10. Aleutians

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

آتشفشان آرنال[1] در کاستاریکا [۲۳] انجام شدند، نشان می‌دهند که پلوتون‌های گابرویی لایه‌ای، در عمق زیر آتشفشان‌های جزیره قوسی تشکیل می‌شوند. در این محیط‌ها، بیگانه‌سنگ‌ها و هم‌چنین ماگماهای منشأ گرفته از گوشته مرتبط با فرورانش، دارای مقادیر بالایی آب حل شده در خود هستند، به‌طوری‌که گابروهای تولیدی، دارای درصد مودال بالایی هورنبلند هستند [۲] و در برخی موارد ایجاد مجموعه‌های آپینیتی [۲۴]، [۲۵] را ایجاد می‌کنند. هورنبلندها به‌صورت اویکوکریست‌های پوئی‌کلیتیکی[2]، بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز پلاژیوکلاز و کدر را در بر می‌گیرند. چنین شرایطی نمایش‌گر این است که هورنبلندها حاصل واکنش بین این کانی‌ها و مذاب هم‌زیست است. در هر حال چنین گابروها و آپینیت‌هایی در زون‌های تصادم قاره‌ای مانند مجموعه فونگن-هیالینگن[3] نیز مشاهده می‌شوند [۲]. مناطق کششی حاشیه‌های فعال و حوضه‌های حاشیه‌ای پشت قوس، که گرانیت‌های پرآلومینوس نوع-A می‌توانند همراه با سینیت‌ها رخنمون یابند [۲۶]، [۲۷]، محل مناسبی برای ایجاد سینیت‌های فرورانشی هستند. در این مناطق سینیت‌ها در نتیجه زیرقرارگیری مذاب‌های گابرویی آب‌دار در قاعده پوسته قاره‌ای در بالای زون فرورانشی ایجاد می‌شوند [۲۷].

بررسی‌های کانه‌زایی در زمان و مکان و ارتباط آن با محیط تکتونیکی نشان می‌دهند که سینیت‌های همراه با گرانیتوئیدهای نوع-A با کانسارهای اقتصادی غنی در عناصر Zr، Hf، Nb، Ta، Y، REE، U و Th (عناصر با قدرت یونی بالا) در ارتباط هستند [۲۸]، [۱۹]. در مجموعه‌هایی که سینیت‌ها همراه با سنگ‌های گابرویی و اولترامافیکی در لوپولیت‌ها حضور دارند، ممکن است کانسارهایی مانند PGE، Cr، V، Cu و Ni تشکیل شوند [۲۹]، [۳۰]. برخی سینیت‌ها به‌خصوص آلکالی فلدسپار سینیت‌ها و نفلین سینیت‌ها منابع مهمی از فلدسپار [۳۱] و پتاسیم [۳۲] هستند.

در محدودهٔ شمال و غرب سردشت (شکل ۱)، علاوه بر گابرو و آپینیت، آلکالی فلدسپار سینیت و سینیت قابل مشاهده هستند. در این منطقه مظهری و همکاران [۳۱]، سینیت‌ها را منابع مهمی برای اکتشاف فلدسپار به‌منظور استخراج آلومینیوم و احتمالاً پتاسیم و سدیم می‌دانند. در هر حال این پژوهش به‌دلیل گستردگی سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه، سعی دارد تا بر اساس اطلاعات کانی‌شناسی، بافتی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در سنگ کل، به بررسی ژئوشیمی و محیط تکتونوماگمایی محتمل سینیت‌های این منطقه بپردازد.

زمین‌شناسی و شواهد صحرایی

نفوذی‌های شمال و غرب سردشت (شکل ۱)، عمدتاً شامل سنگ‌های مافیک گابرویی، دیوریتی و آپینیتی و فلسیک سینیتی و آلکالی سینیتی است. در هر حال دیگر سنگ‌های آذرین و دگرگونی با سن‌های متفاوت در این محدوده رخنمون دارند. آپینیت‌ها سنگ‌هایی مشابه با گابرو یا دیوریت هستند که دارای درصد مودال بالایی (۴۰ تا ۸۰ درصد مودال) از هورنبلند دانه درشت هستند. این محدوده از نظر تقسیمات ساختاری-رسوبی ایران، بخشی از زون سنندج-سیرجان محسوب می‌شود [۳۳]. هم‌چنین برخی محققان [۳۴] بر اساس وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای این ناحیه را جزء زون خوی-مهاباد از زون البرز-آذربایجان تقسیم‌بندی کرده‌اند. این منطقه در جنوب استان آذربایجان غربی و در دو موقعیت مجزا در فاصله هوایی ۴۰ و ۲۰ کیلومتری به‌ترتیب شمال و غرب سردشت قرار دارند.

1. Arenal volcano
2. poikilitic oikocrysts
3. Fongen–Hyllingen complex

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

در این محدوده سنگ‌های آذرین نفوذی بررسی شده، در سنگ‌های عمدتاً آهکی، شیلی و دگرگونی ناحیه‌ای به سن کرتاسه نفوذ کرده‌اند. در بخش غرب سردشت، نفوذ گابرو و مونزوگابروها و هم‌چنین مونزونیت و مونزوسینیت‌ها به داخل بخش‌های دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی کرتاسه صورت گرفته است. در نتیجهٔ این نفوذ، برخی از سنگ‌های دگرگونی قدیمی، در حد زون هورنبلند هورنفلس دگرگون شده‌اند [۳۵]. اوج دگرگونی ناحیه‌ای در این منطقه در حد آندالوزیت شیست است [۳۵]. در این نفوذی‌ها ترکیب سنگ‌شناسی اصلی شامل گابرو-مونزوگابرو و آلکالی سینیت-سینیت-مونزوسینیت همراه با رخنمون‌های بزرگی از آپینیت‌ها است.

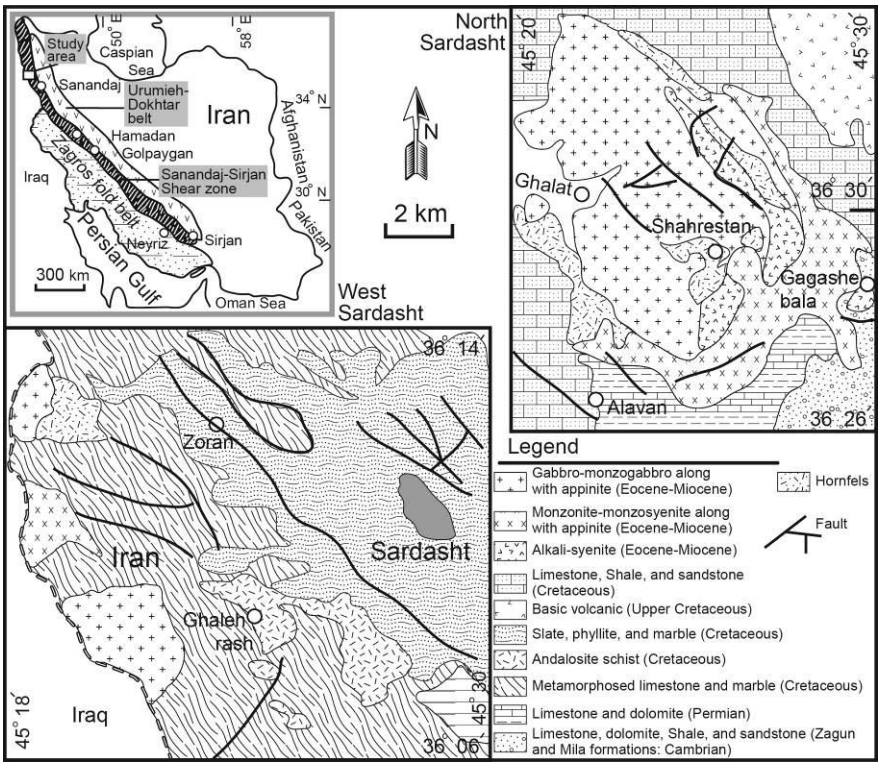
به‌طورکلی در بخش شمال سردشت و در اطراف روستاهای شهرستن، گاگش بالا و قلات سنگ‌های متنوعی از گابرو، مونزوگابرو، آپینیت (شکل ۲ الف، ب و ج)، آلکالی سینیت، سینیت و مونزوسینیت (شکل ۲ ب، ج و د) همراه با رخنمون‌های بزرگی از دگرگونی مجاورتی با ترکیب هورنفلس قابل مشاهده هستند (شکل ۱). همهٔ نفوذی‌های گابرویی، مونزوگابرویی، آپینیتی، در سنگ‌های آهکی، شیلی و ماسه‌سنگی اواخر کرتاسه و اوایل پالئوسن، نفوذ کرده‌اند [۳۵]. به‌علاوه سینیت‌ها و آلکالی سینیت‌ها نیز به داخل این تشکیلات نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ الف). با توجه به این‌که رخنمون‌های دایکی شکلی از آلکالی سینیت‌ها و سینیت‌های دانه درشت (شکل ۲ ب و ج) با بافت پرتیتی در گابروها، مونزوگابروها و آپینیت‌ها دیده می‌شود، احتمالاً سنی مشابه یا کمی جوان‌تر دارند. بنا براین سن گابروها تا سینیت‌ها در منطقه تقریباً یک‌سان است. در هر حال سن همه سنگ‌ها باید جوان‌تر از سنگ‌های رسوبی منطقه با سن کرتاسه باشد و احتمالاً دارای سن ائوسن-میوسن هستند [۳۶]، [۳۵].

برخی از محققان [۳۷] توده‌های نفوذی بخش شمالی محدودهٔ بررسی شده را به‌نام توده‌های نفوذی با توزیع دوگانه پیرانشهر (مافیک با ترکیب گابرویی-فلسیک با ترکیب سینیت-پولاسکیت-گرانیت نوع-A) معرفی کرده‌اند. بر اساس پژوهش‌های این محققان، به‌طورکلی این نفوذی‌ها طبیعت کالک‌آلکالن-آلکالن داشته و مربوط به ائوسن هستند (حدود ۴۱ Ma) و هم‌چنین از منابع ماگمایی متفاوتی نشأت گرفته‌اند. بنا براین مشخص شد که این مجموعه، علایمی از پایان تصادم کوهزایی زاگرس است و به‌صورت بعد از برخورد به‌وجود آمده است.

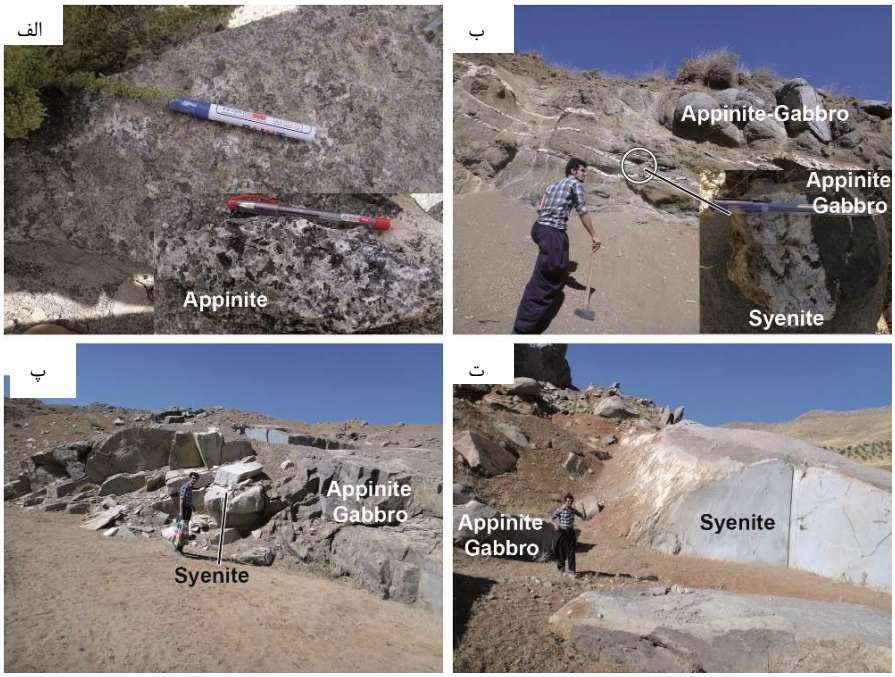
پژوهش‌های انجام شده وهاب‌زاده و همکاران [۳۸] در رخنمون‌های بخش غربی سردشت نشان داد که مجموعه گابرو-مونزوگابروها، در محدودهٔ بین ماهیت توله‌ایتی و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. آن‌ها نشان دادند که محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها، یک محیط مرتبط با فرورانش و در نتیجه ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک گوشته با طبیعت اسپینل لرزولیت بوده است.

بررسی سنگ‌های گابرویی-دیوریتی در نزدیکی شمال‌شرق منطقهٔ بررسی شده (۴۰ کیلومتری شمال روستای شهرستن) تحت عنوان پلوتون پسوه [۳۹]، [۴۰] نشان داد که این سنگ‌ها بافت کومولایی داشته و دارای طبیعت کالک‌آلکالن هستند. این محققان نتیجه گرفتند که این سنگ‌ها در نتیجه فرورانش نئوتتیس به زیر صفحهٔ ایران مرکزی ایجاد شده است. به‌علاوه آن‌ها توده‌های نفوذی از گرانیت‌های کالک‌آلکالن تا برخی از پلوتون‌هایی با ترکیب آلکالن را در همین منطقه معرفی کرده‌اند که مستقیماً در ارتباط با فرورانش نئوتتیس به زیر صفحهٔ ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. علاوه بر موارد فوق برخی محققان [۴۱] پلوتون‌های گرانیتی با طبیعت کالک‌آلکالن در اطراف نقده (۶۰ کیلومتری شمال‌غرب منطقهٔ بررسی شده) را معرفی کرده‌اند که مرتبط با فرورانش نئوتتیس هستند.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]



شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی غرب و شمال سردشت و موقعیت محدودهٔ بررسی شده (با تغییرات از [۳۵]، [۳۶])



شکل ۲. تصاویر صحرایی از انواع رخنمون‌های سنگی مافیک تا فلسیک نفوذی شمال و غرب سردشت. الف) رخنمون آپینیت با بلورهای بسیار درشت هورنبلند (گوشه سمت راست پایین). ب) نفوذ دایک‌های کم ضخامت دانه درشتی از آلکالی سینیت و سینیت به داخل گابروها-آپینیت‌ها. پ) نفوذ دایک‌های ضخیم دانه درشتی از آلکالی سینیت و سینیت به داخل گابروها-آپینیت‌ها. ت) نفوذی‌های ضخیم دانه درشتی از آلکالی سینیت و سینیت در داخل گابروها-آپینیت‌ها

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

روش تحقیق و هدف از پژوهش

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای چندین مسیر در بخش غربی و شمالی برای نمونه‌برداری انتخاب و ۶۰ نمونه‌سنگی به‌صورت منظم برداشت شدند. در بخش شمالی، نمونه‌برداری روندی شرقی-غربی و شمالی-جنوبی دارد، زیرا رخنمون‌های سنگی مختلف حالتی حلقوی دارند. هم‌چنین ۱۵ نمونه سنگی هم به‌صورت اتفاقی برداشت شد. پس از بررسی پتروگرافی ۳۰ مقطع نازک، ۸ نمونه از متنوع‌ترین نمونه‌ها از نظر کانی‌شناسی و بافتی که توزیع جغرافیایی مناسبی از سینیت‌ها-آلکالی سینیت‌های منطقه غربی و شمالی داشتند، برای انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. تجزیه‌های شیمیایی در شرکت Acme و GeoLab کشور کانادا به‌وسیلهٔ دستگاه ICP-MS مدل AGILENT 7500cs انجام شدند (جدول‌های ۱ و ۲). مقادیر آهن در تجزیه اولیه بر اساس FeO کل بود که به‌دلیل استفاده در نمودارهای مختلف تبدیل به مقدار Fe_2O_3 کل شد. به‌همین علت جمع جبری اکسیدهای اصلی در برخی موارد بیش از ۱۰۱ است. بررسی‌های پترولوژیکی، روی سنگ‌های گابرویی و آپینیتی مناطق شمال و غرب سردشت انجام و از روش‌های مختلفی برای نام‌گذاری سنگ‌ها استفاده شد.

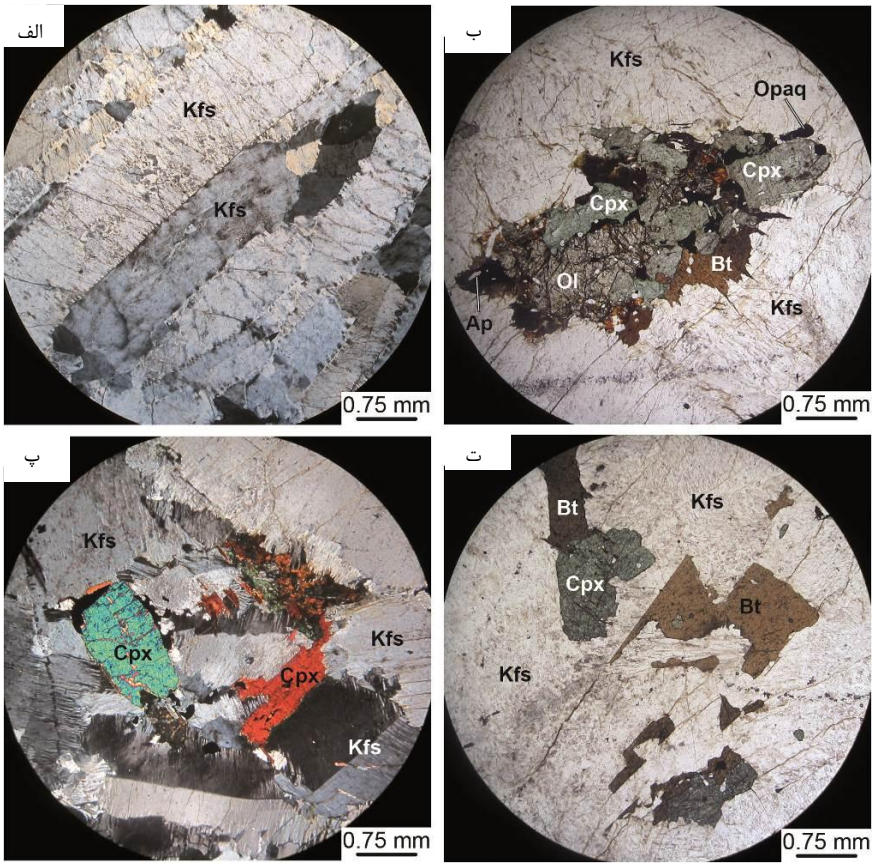
پتروگرافی

سینیت‌های شمال و غرب سردشت، اساساً دانه درشت است و از کانی‌های فلدسپار آلکالن به‌صورت پرتیت یا میکروکلین یا ارتوکلاز تشکیل شده است. اندازهٔ متوسط دانه‌ها ۵ میلی‌متر است (شکل ۳ الف). همهٔ سینیت‌های بررسی شده، بافت‌های روی هم قرار گرفته یا ورقه‌ورقه‌ای هیپرسولوس به‌صورت بلورهای پرتیتی با ماکل ساده دوتایی دارند (شکل ۳ الف). بلورها همگی درشت و ورقه‌ورقه‌ای طویل هستند که در حواشی به‌صورت جوش‌خورده قابل مشاهده هستند. بررسی دقیق تصاویر میکروسکوپی (شکل ۳ الف و ج)، نشان می‌دهد که رگه‌های آلبیت ماکل دوتایی را قطع کرده است، بنابراین پرتیت‌ها پس از تشکیل ماکل ایجاد شده‌اند. به‌همین دلیل پرتیت به‌صورت هیپرسولوس تشکیل شده است. نبود کانی‌های آب‌دار اولیه مانند آمفیبول و بیوتیت در بخش‌های آلایش نیافته دلیل این نوع تبلور است.

وجود لخته‌های دانه‌ای مافیک غنی در الیوین، کلینوپیروکسن، بیوتیت، کانی‌های کدر و آپاتیت (شکل ۳ ب)، که شبیه به ملاگابرو است، نشان می‌دهد که این لخته‌ها یا در حین ذوب بخشی، یا در طول تزریق و یا در حین تبلور در مذاب‌های سینیتی وارد شده‌اند. در هر حال فرایندهای متداول پتروژنزی که باعث تغییر در ترکیب شیمی سینیت‌ها می‌شود شامل، آلایش (معمولاً با سنگ‌ها فقیر از نظر سیلیس)، تبلور تفریقی (معمولاً از ماگماهای آلکالی الیوین بازالت یا بازانیت)، جدایش و سپس تبلور ماگماهای ناآمیخته شده (تکامل یافته از یک ماگمای مادر مافیک یا اولترابازیک) و آناتکسی است [۱]. مشاهده این لخته‌ها، نمایشی از آنکلاوهای مافیک دانه‌ای هستند که با توجه به کانی‌شناسی آن، منشایی گوشته‌ای دارند. برخی از این آنکلاوها در آشیانه‌های ماگمایی فلسیک سردشت از هم‌پاشیده شده‌اند و در متن سینیت‌ها پخش شده‌اند (شکل ۳ ج و د). با توجه به این‌که در سینیت‌ها بافت‌های پرتیتی هیپرسولوسی توسعه دارند، بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها بی‌شک منشأیی از این آنکلاوها دارند و نمی‌توانند از تبلور مذاب‌هایی که آب کمی دارند ایجاد شده باشند. شواهد میکروسکوپی (مقایسه شکل ۳ ب با شکل ۳ ج و د) و چنین تحلیلی بیان می‌کند که منشأ کانی‌های مافیک و آپاتیت در این سنگ‌ها، آنکلاوهای مافیک است. این تجمع‌ها نمی‌توانند رستیت، یا حاصل

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

بخش‌هایی با تبلور متقدم (تبلور تفریقی) تلقی شوند؛ زیرا ماگماهای اصلی ایجاد کنندی سینیت‌ها، بی‌آب و ماگما یا سنگ گداخته شده‌ای که لخته‌های مافیک را ایجاد کرده، غنی از آب است. همراهی و هم‌سنی تقریبی سینیت‌ها با گابروها-آپینیت‌های منطقه می‌تواند دلیلی بر رخداد این لخته‌ها باشد (به بخش بحث مراجعه شود). اگر این لخته‌ها مذاب‌های مافیک در نظر گرفته شوند، فراوانی قابل ملاحظه آپاتیت در آن‌ها، نشان‌گر این است که لخته‌ها در نتیجه تبلور یک ماگمای غنی شده در عناصر ناسازگار ایجاد شده‌اند. در ماگماهایی که از منابع غنی شده حاصل می‌شوند کانی‌های آپاتیت فراوان هستند [۲].



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک از سینیت‌های شمال و غرب سردشت. الف) نفوذ آلکالی سینیت بدون کانی‌های مافیک (نور xpl). ب) وجود لخته‌های مافیک به صورت انکلاوهای مافیک متشکل از الیوین، کلینوپیروکسن، بیوتیت، کانی‌های کدر و آپاتیت (نور ppl) در داخل سینیت. پ) پخش شدن انکلاوهای مافیک در متن سینیت (نور xpl). ت) پخش شدن انکلاوهای مافیک در متن سینیت (نور ppl). اختصارات کانی‌ها از [۴۲] است. بافت‌های موجود شامل ورقه‌ورقه‌ای (تصاویر الف و پ) و دانه‌ای (تصاویر ب و ت) هستند

زمین‌شیمی سنگ

مقادیر اکسید SiO_2 سنگ‌های سینیتی شمال و غرب سردشت تغییرات محدودی داشته و متوسط ۶۵ درصد وزنی را نشان می‌دهند (جدول ۱). تغییرات مقادیر کم این اکسید به‌دلیل درصد مودال بالای فلدسپار آلکالن است و تغییرات جزیی این اکسید به‌دلیل تغییرات درصد مودال کانی‌هایی مانند الیوین، کلینوپیروکسن، بیوتیت به‌صورت آنکلاوهای مافیک دانه‌ریز است. زیاد بودن مقادیر Al_2O_3، K_2O و Na_2O نمایشی از زیاد بودن مقادیر مودال فلدسپار آلکالن

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

است. کم بودن نسبی CaO در این سنگ‌ها همراه با نبود پلاژیوکلاز است. البته وجود حدود یک درصد وزنی CaO، همراه با زیاد بودن نسبی اکسید Fe_2O_3 و TiO_2، احتمالاً ناشی از وجود آنکلاوهای مافیک است که نشان‌گر کلینوپیروکسن‌های آهن-کلسیک، الیوین‌های غنی از آهن و بیوتیت‌های غنی از TiO_2 در این آنکلاوها هستند. کم بودن مقادیر وزنی MgO نشان‌گر این است که کانی‌های مافیک انکلاوها دارای آهن کم‌تر و کلسیم بیش‌تر هستند.

جدول ۱. مقادیر اکسید عناصر اصلی ر اساس درصد وزنی (wt.%). قلم نازک شمال و قلم ضخیم غرب سردشت است. در ستون آخر متوسط تجزیه‌ها آورده شده است

Oxide	Sample ID / Detect Limit	**VP-1**	**VP-2**	TR-18	TR-19	TR-20	TR-21	TR-23	TR-24	
	wt.%	**Leuco-Syenite**	**Leuco-Syenite**	Meso-Syenite	Leuco-Syenite	Meso-Syenite	Meso-Syenite	Leuco-Syenite	Leuco-Syenite	*Average*
SiO_2	0.04	**66.00**	**67.90**	63.00	65.33	63.64	63.94	65.71	65.30	*65.10*
Al_2O_3	0.02	**17.35**	**18.15**	17.20	18.93	18.05	18.37	18.89	18.75	*18.21*
TiO_2	0.01	**0.33**	**0.19**	0.55	0.50	0.78	0.36	0.33	0.34	*0.42*
Fe_2O_3	0.01	**2.73**	**1.60**	5.61	2.65	3.97	3.53	2.16	2.19	*3.06*
MgO	0.01	**0.25**	**0.14**	0.37	0.05	0.22	0.33	0.12	0.14	*0.20*
MnO	0.002	**0.05**	**0.03**	0.14	0.04	0.08	0.10	0.04	0.04	*0.06*
CaO	0.006	**1.40**	**1.04**	1.27	0.45	1.03	1.36	0.71	0.79	*1.01*
K_2O	0.01	**4.04**	**4.01**	5.19	4.98	4.50	4.33	5.58	5.54	*4.77*
Na_2O	0.02	**7.75**	**8.17**	6.91	7.78	7.62	7.67	7.32	7.28	*7.56*
P_2O_5	0.002	**0.06**	**0.04**	0.10	0.02	0.04	0.09	0.02	0.02	*0.05*
Cr_2O_3	0.002	-	-	-	-	-	-	0.01	-	*0.01*
BaO	0.004	**0.05**	**0.06**	0.01	0.04	0.03	0.04	0.01	-	*0.03*
LOI	0.05	**0.39**	**0.38**	0.39	0.27	0.27	0.37	0.33	0.36	
Total		**100.4**	**101.7**	100.7	101.0	100.2	100.5	101.2	100.7	*100.8*

تمرکز عناصر فرعی انتقالی جدول تناوبی نشان می‌دهد که به‌طورکلی مقدار متوسط همهٔ عناصر کم و فقط Cr تا حدودی بالا است که احتمالاً به‌دلیل درصد مودال کلینوپیروکسن‌های آهن-کلسیم‌دار در آنکلاوهای مافیک است.

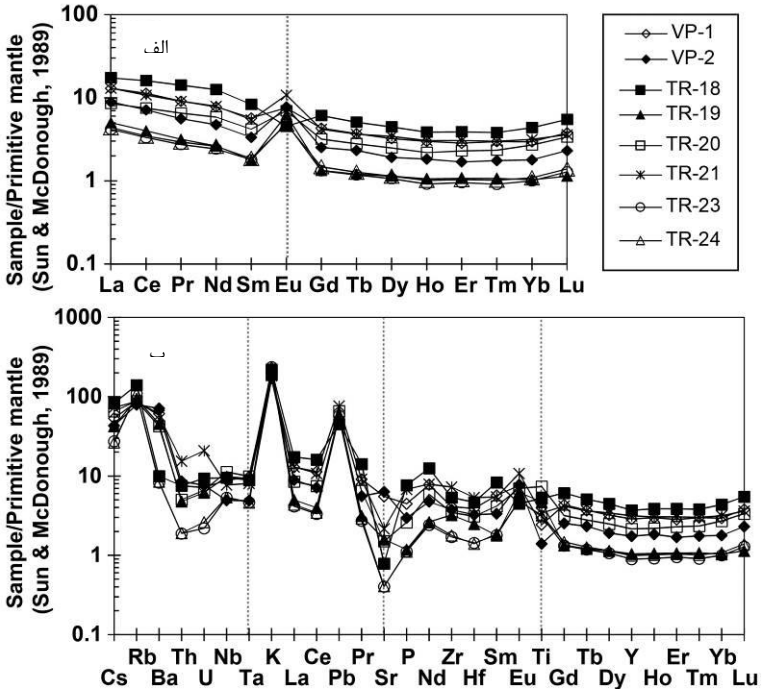
اکثر عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE؛ مانند: Rb، K، Ba، Sr و Cs) دارای مقادیر مختلفی هستند. زیاد بودن مقادیر Ba و Rb با زیاد بودن درصد مودال فلدسپار آلکالن تطابق دارد. مقادیر Sr در این سنگ‌ها کم است که با درصد مودال بسیار کم یا نبود فلدسپار پلاژیوکلاز تطابق دارد. بالا بودن اکسید پتاسیم بازتابی از درصد مودال فلدسپار آلکالن است (شکل ۴ الف، جدول ۲).

مقادیر مطلق همهٔ عناصر خاکی نادر در همه نمونه‌ها کم است (جدول ۲، شکل ۴). متوسط نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_n$، $(La/Sm)_n$ و $(Sm/Yb)_n$ به‌ترتیب ۳/۴۲، ۲/۳۶ و ۱/۷۸ هستند (جدول ۲). این نسبت‌ها نشان می‌دهد که مقدار متوسط خاکی‌های سبک نسبت به سنگین بیش‌تر است، اما مقدار حدواسط‌ها، به مقدار سنگین‌ها نزدیک است. به‌طورکلی درصد مودال کانی‌شناسی بلورهایی که بتوانند باعث تمرکز عناصر خاکی نادر شوند در این سنگ‌ها وجود ندارند و بیش‌تر بودن خاکی‌های سبک صرفاً به‌دلیل ناسازگارتر بودن و احتمالاً به‌دلیل درصدهای مودال متغیری از آپاتیت در آنکلاوها، ایجاد شده است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

ناهنجاری مثبت Eu در گابروها و آپینیت‌ها [۴۳]، [۴۴] و هم‌چنین سینیت‌ها-آلکالی سینیت‌های شمال و غرب سردشت، نشان می‌دهد که احتمالاً پلاژیوکلاز یا فاز ناپایدار در لیکیدوس محل ذوب بخشی در گوشته بوده است و یا این کانی اساساً در سنگ منشأ وجود نداشته است. در هر حال این مشخصه نشان می‌دهد که همهٔ طیف‌های سنگی در محدودهٔ بررسی شده خاستگاهی مشابه داشته‌اند (به بحث مراجعه شود).

غلظت اکثر عناصر ناسازگار با قدرت یونی زیاد مانند Nb، Ta، Zr، Hf، همراه با عناصر P و Ti تقریباً در همه نمونه‌ها کم است (جدول ۲، شکل ۴ ب). تغییرات جزیی در برخی از این عناصر ناشی از تغییر در میزان آنکلاوهای مافیک با گردهمایی کانیایی ذکر شده در بالا است. برای مثال در مقادیر P و Ti درصد مودال کانی‌های کدر و آپاتیت در آنکلاوها می‌تواند دخیل باشد. تقریباً همهٔ عناصر مذکور یک ناهنجاری منفی واضح را برای همهٔ نمونه‌های سنگی نشان می‌دهند (برای تفسیر بیش‌تر به بخش بحث مراجعه شود).



شکل ۴. نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۵] برای سینیت‌های شمال و غرب سردشت الف) الگوی عناصر خاکی نادر. ب) نمودار عنکبوتی برای چند عنصری

بحث

سنگ‌های فلسیک نفوذی شمال و غرب سردشت در محدودهٔ سینیت قرار دارند (شکل ۵ الف). این سنگ‌ها همگی دارای ماهیت آلکالن هستند و در نمودارهای مربوط به مناطق کوهزایی در محدوده سری‌های شوشونیتی ترسیم می‌شوند (شکل ۵ الف و ب). این سنگ‌ها دارای مقادیر اکسید پتاسیم زیاد از نوع سنگ‌های فلسیک پتاسیک هستند. سینیت‌های بررسی شده به‌دلیل زیاد بودن مقادیر آلومینیوم دارای ترکیب متاآلومینوس هستند (شکل ۵ ج و د).

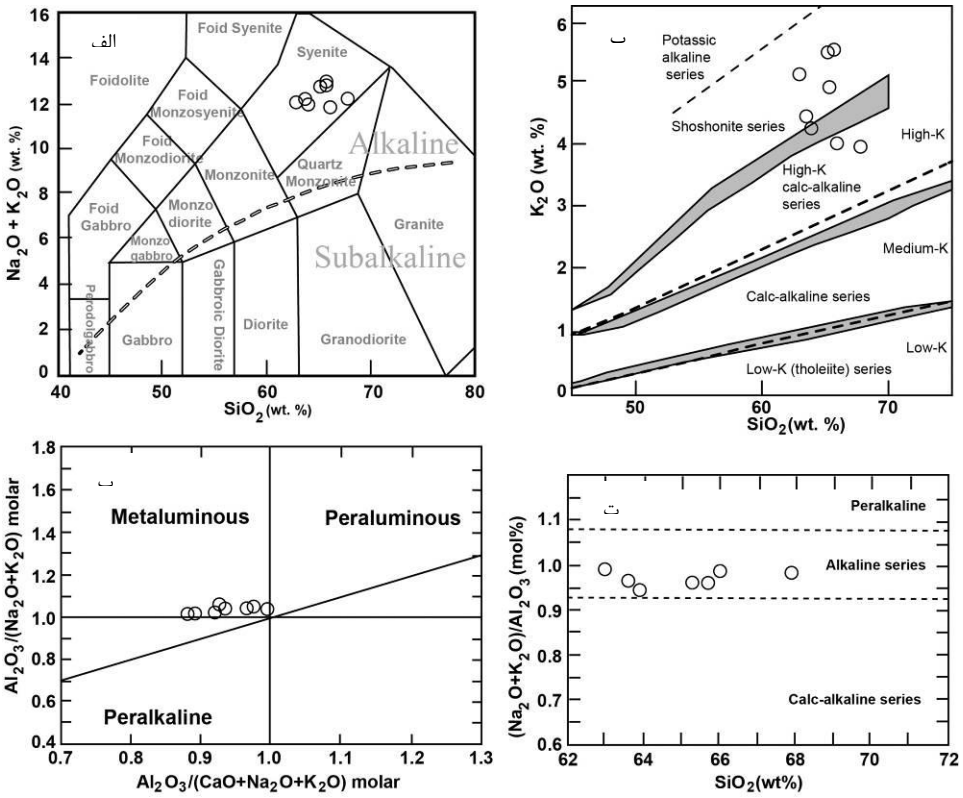
[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

جدول ۲. مقادیر اکسید عناصر کمیاب بر اساس قسمت در میلیون (ppm). قلم نازک شمال و قلم ضخیم غرب سردشت است. در ستون آخر متوسط تجزیه‌ها آورده شده است

Sample ID	Detect Limit	**VP-1**	**VP-2**	TR-18	TR-19	TR-20	TR-21	TR-23	TR-24	
		Leuco - Syenite	**Leuco - Syenite**	Meso-Syenite	Leuco - Syenite	Meso-Syenite	Meso-Syenite	Leuco - Syenite	Leuco - Syenite	*Average*
	ppm	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	ppm	ppm		
V	0.8	**11.0**	**8.0**	3.2	2.0	2.0	2.3	1.0	1.1	*3.8*
Cr	3.0	**10.0**	**10.0**	26.0	19.0	17.0	18.0	17.0	17.0	*16.8*
Co	0.13	**1.4**	**0.7**	2.4	1.0	1.8	2.1	0.9	1.0	*1.4*
Ni	1.6	**4.0**	**5.0**	2.1	1.7	1.6	-	-	1.6	*2.7*
Cu	1.4	**5.0**	**4.0**	3.1	2.6	3.3	3.2	2.6	2.8	*3.3*
Zn	1.8	**36**	**21**	66	36	62	39	25	26	*38.9*
Ga	0.04	**25.7**	**24.8**	23.9	24.0	23.8	21.9	23.4	23.6	*23.9*
Rb	0.11	**55.2**	**50.3**	88.9	59.7	56.0	54.9	69.4	69.5	*63.0*
Sr	0.6	**116.0**	**133.5**	16.5	33.5	31.8	45.5	8.5	8.6	*49.2*
Y	0.05	**13.1**	**7.9**	16.9	4.7	9.8	14.3	4.1	4.5	*9.4*
Zr	6	**46**	**42**	60	36	39	81	19	20	*42.9*
Nb	0.028	**6.30**	**3.50**	6.81	7.01	8.03	5.47	3.79	3.84	*5.59*
Cs	0.013	**0.42**	**0.34**	0.66	0.34	0.52	0.57	0.22	0.21	*0.41*
Ba	0.8	**428.0**	**497.0**	69.5	317.8	297.2	405.9	57.7	59.3	*266.6*
La	0.1	**8.9**	**6.1**	11.9	3.4	5.8	8.9	2.9	3.0	*6.37*
Ce	0.12	**20.1**	**12.7**	28.5	7.1	13.3	19.2	5.9	6.1	*14.10*
Pr	0.014	**2.51**	**1.54**	3.89	0.87	1.80	2.51	0.75	0.81	*1.84*
Nd	0.06	**10.50**	**6.40**	16.95	3.55	7.93	10.67	3.27	3.53	*7.85*
Sm	0.026	**2.52**	**1.48**	3.68	0.79	1.85	2.41	0.80	0.83	*1.80*
Eu	0.0031	**1.27**	**1.30**	0.76	1.04	1.17	1.81	0.83	0.81	*1.12*
Gd	0.009	**2.57**	**1.50**	3.64	0.80	1.89	2.48	0.79	0.88	*1.82*
Tb	0.0023	**0.40**	**0.25**	0.55	0.13	0.30	0.39	0.13	0.14	*0.29*
Dy	0.009	**2.37**	**1.41**	3.28	0.84	1.83	2.52	0.78	0.84	*1.73*
Ho	0.0025	**0.49**	**0.30**	0.63	0.17	0.36	0.50	0.15	0.17	*0.35*
Er	0.007	**1.36**	**0.81**	1.86	0.51	1.10	1.47	0.46	0.50	*1.01*
Tm	0.0019	**0.22**	**0.13**	0.28	0.08	0.17	0.22	0.07	0.08	*0.16*
Yb	0.009	**1.45**	**0.88**	2.16	0.51	1.33	1.56	0.49	0.53	*1.11*
Lu	0.002	**0.28**	**0.17**	0.41	0.08	0.25	0.27	0.09	0.10	*0.21*
Hf	0.14	**1.20**	**1.00**	1.44	0.77	0.96	1.65	0.44	0.43	*0.99*
Ta	0.007	**0.40**	**0.20**	0.36	0.38	0.41	0.33	0.19	0.19	*0.31*
Pb	0.18	**-**	**-**	3.2	4.2	4.7	5.4	4.1	3.9	*4.25*
Th	0.018	**0.64**	**0.73**	0.64	0.41	0.43	1.31	0.16	0.16	*0.56*
U	0.011	**0.15**	**0.16**	0.20	0.13	0.14	0.44	0.05	0.06	*0.16*
$(La/Yb)_n$		**3.42**	**3.87**	3.17	4.41	2.54	3.60	3.24	3.15	*3.42*
$(La/Sm)_n$		**2.28**	**2.66**	2.09	2.80	2.04	2.39	2.31	2.34	*2.36*
$(Sm/Yb)_n$		**1.93**	**1.87**	1.90	1.73	1.55	1.72	1.80	1.72	*1.78*
Eu*		**4.99**	**2.93**	7.19	1.56	3.68	4.80	1.56	1.67	*3.55*
Eu_n/Eu_n*		**1.51**	**2.65**	0.63	3.98	1.89	2.24	3.16	2.88	*2.37*
Ce_n*		**11.02**	**7.23**	15.72	4.08	7.51	11.03	3.44	3.64	*7.96*
Ce_n/Ce_n*		**1.03**	**0.99**	1.02	0.97	0.99	0.98	0.96	0.95	*0.99*

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]



شکل ۵. نمودارهای رده‌بندی و توصیفی برای سینیت‌های شمال و غرب سردشت. الف) نمودار سیلیس در مقابل مجموع اکسید عناصر آلکالن [۴۶] برای سنگ‌های آذرین درونی. ب) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O [۴۷]. خط جدا کننده بین سوئیت‌های شوشونیتی و آلکالی پتاسیک از [۴۸] است. پ) نمودار A/NK در مقابل A/CNK [۴۹]. ت) نمودار SiO_2 در مقابل Agpaitic Index [۵۰] برای تفکیک سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن، آلکالن و پرآلکالن

در اکثر نمونه‌ها عناصر ناسازگار نامتحرک با پتانسیل یونی بالا و P و Ti به‌طور آشکاری ناهنجاری منفی اما برخی از عناصر لیتوفیل ناسازگار متحرک با شعاع یونی بزرگ (LILE: مانند Rb و K) ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). این ناهنجاری‌ها مختص زون‌های فرورانشی هستند (برای مثال، [۵۱]، [۵۲]، [۵۳]). دسته اول عناصر در این زون‌ها، به‌دلیل حلالیت کم، نمی‌توانند به‌وسیلهٔ سیالات فرورانشی وارد مذاب شوند ([۵۴]، [۵۵]، [۵۳]). هم‌چنین کانی‌های نگه‌دارنده و پایدار در لیکیدوس محل ذوب در گوشته، مانند روتیل، آپاتیت و تیتانیت می‌توانند باعث ناهنجاری‌های منفی برخی از این عناصر شوند [۵۶]، [۵۳]. به‌علاوه، تهی‌شدگی از این عناصر در توده‌های نفوذی فلسیک، می‌تواند نشان‌دهندهٔ دخالت پوسته در تشکیل آن‌ها باشد [۵۷]. در هر حال برای خاستگاه سینیت‌های سردشت سه پیشنهاد می‌توان ارایه کرد: الف) ذوب بخشی صفحهٔ اقیانوسی فرورانده شده، ب) ذوب گوهٔ گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در بالای زون فرورانش، ج) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین در بالای زون فرورانشی در اثر نفوذ ماگماهای بسیار داغ گوشته‌ای.

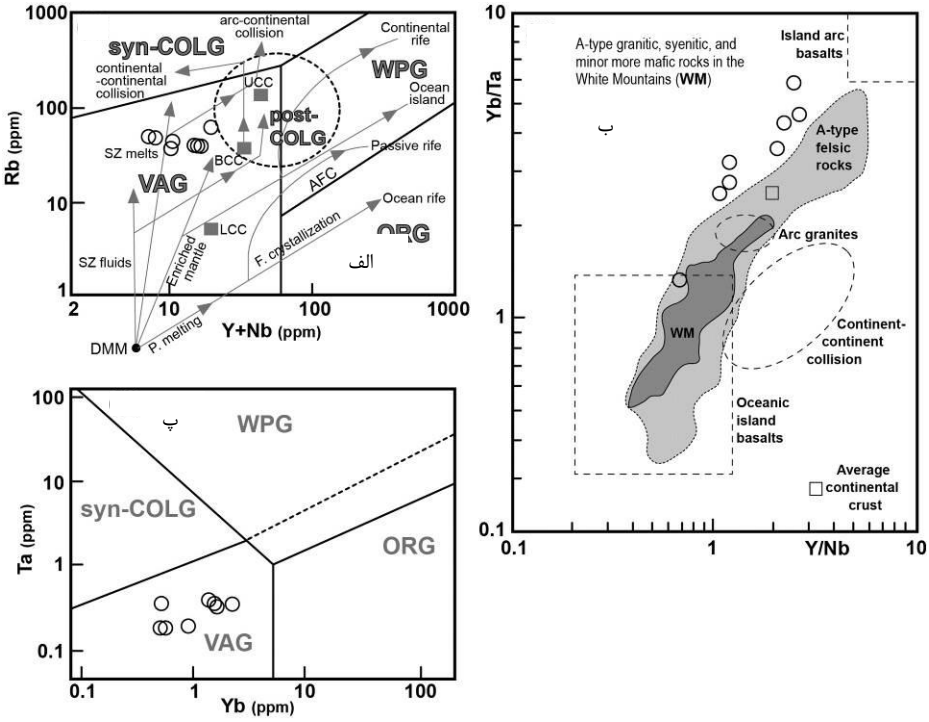
تغییرات در مقادیر برخی از عناصر در مذاب‌های فلسیکی، که سینیت‌های سردشت را ایجاد کرده‌اند نشان می‌دهد که آن‌ها احتمالاً مذاب‌هایی هستند که در ارتباط با سیالات فرورانشی ایجاد شده‌اند (شکل ۶ الف: SZ melt). بنا براین، این امکان وجود دارد که آن‌ها در نتیجه ذوب‌بخشی قاعدهٔ پوسته قاره‌ای در بالای زون فرورانشی[1] در نتیجهٔ

1. supra subduction zone

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

دخالت سیالات فرورانشی ایجاد شده باشند. در هر حال این مذاب‌ها در یک محیط کمان آتشفشانی فعال تشکیل شده‌اند (شکل ۶ الف و ب). مقایسه سینیت‌های سردشت در نمودارهای نسبت‌های عنصری (شکل ۶ ج)، نشان می‌دهد که این نمونه‌ها تمایل به روند سنگ‌های فلسیک نوع A دارند که در ارتباط با زون‌های فرورانشی حواشی قاره‌ای و درون صفحات اقیانوسی (جزایر قوسی) هستند.

مذاب‌های حاصل شده در محل فرورانش، در ارتباط با یک تیغه فرورانده شده هستند (شکل ۷ الف و ب). بنابراین دخالت تیغه فرورانده شده به‌صورت تولید سیالات فرورانشی و انتقال آن‌ها به گوهٔ گوشته‌ای و قاعدهٔ پوسته بالای زون فرورانشی، نقش بسیار مهم داشته است. مشابه بودن ترکیب نسبت‌های عنصری سینیت‌های سردشت با مذاب‌هایی که از زون‌های بالای فرورانش تولید می‌شوند نمایشی از تاثیر سیالات متاسوماتیسم کننده حاصل از تیغه، برای تولید انواع مذاب در سردشت هستند.



شکل ۶. نمودارهای تعیین جای‌گاه تکتونیکی برای سینیت‌های شمال و غرب سردشت، الف) این نمودار مسیرهای پتروژنتیکی وابسته به منابع مختلف را نشان می‌دهد که یک ترکیب فلسیکی مشتق شده از گوشته می‌توان به آن‌ها دست یابد (DMM: مورب گوشته‌ای تهی شده). این نمودار هم‌چنین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، ترکیب کل پوسته قاره‌ای (BCC) و ترکیب پوسته قاره‌ای پایینی (LCC) و مسیر ذوب‌بخشی سیال تغییر یافته BCC در طول تراستینگ درون قاره‌ای را در یک محیط هم‌زمان با برخورد، نشان می‌دهد [۵۱]، [۵۵]، ب) نمودار تعیین جای‌گاه تکتونیکی برای مایعات فلسیکی [۵۱]، پ) نمودار نسبت‌های عنصری برای عناصر ناسازگار و نامتحرک برای ترکیبات فلسیک و ارتباط آن با مایعات مافیک در محیط‌های تکتونیکی مختلف [۲۸]

سیلات فرورانشی براحتی توانسته‌اند وارد گوه گوشته‌ای و قاعده پوسته قاره‌ای شوند و باعث تغییر در نحوهٔ ذوب بخشی گردند. این سیالات در گوه گوشته‌ای مذاب‌های گابرویی-آپینیتی را تولید کرده‌اند و سپس به‌همراه مذاب‌های تولیدی وارد قاعده پوسته قاره‌ای شده‌اند. این انتقال مذاب آب‌دار به این قاعده، گرادیان زمین گرمایی را در این بخش از پوسته تغییر داده، منجر به فرایند ذوب بخشی در قاعده پوسته قاره‌ای در بالای زون فرورانشی شده است. وجود آنکلاوهای مافیک دانه‌ریز که به‌شدت دارای کانی‌های آب‌دارند مؤید دخالت مذاب‌های مافیک آب‌دار حاصل از گوه

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

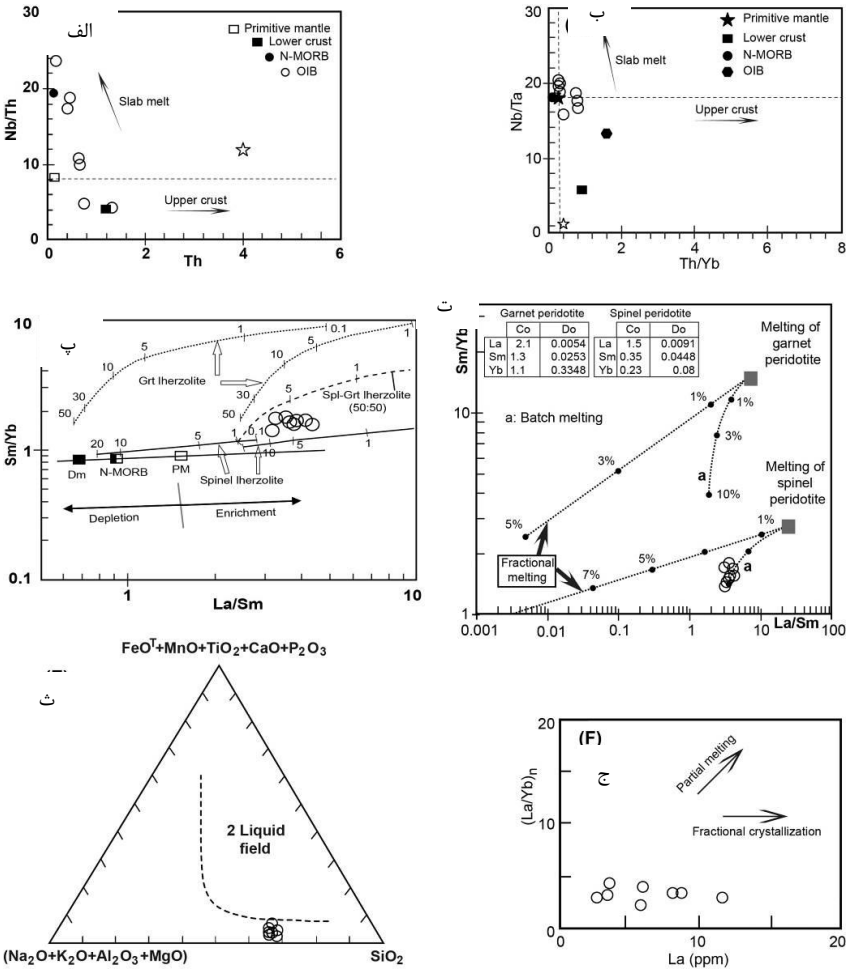
گوشته‌ای در تولید مذاب‌های سینیتی از قاعده پوسته قاره‌ای هستند. اعماقی که چنین فرایند ذوبی رخ داده احتمالاً با محدودهٔ پایداری اسپینل لرزولیت انطباق دارد (شکل ۷ ج و د). به‌عبارتی در اعماقی حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتری ذوب‌بخشی اتفاق افتاده است. مذاب سینیتی حاصل، تحت شرایط ذوب متعادل تولید شده است (شکل ۷ د). به‌همین علت مذاب‌های سینیتی سردشت نمی‌تواند حاصل ناآمیختگی (نامیژاکی) در مذاب مافیک‌تر مانند گابرو-آپینیت باشد. با توجه به این‌که برخی سینیت‌ها منشأ ناآمیختگی دارند [۱]، این مدل در مورد سینیت‌های سردشت ناسازگار است (شکل ۷ ه). در این شکل به‌وضوح مشخص است که فرایند نامیژاکی رخ نداده است. به‌علاوه با توجه به این‌که مذاب مافیک به‌شدت غنی از آب بوده، اگر فرایند نامیژاکی باعث ایجاد سینیت‌های سردشت شده باشد، فاز آبگین باید وارد بخش فلسیک شده باشد که با توجه به شواهد بافتی (وجود بافت ورقه‌ورقه‌ای پرتیتی هیپرسولوسی)، فاز آبگین در سینیت‌ها وجود نداشته و یا بسیار ناچیز بوده است. بنا براین مذاب‌های فلسیکی سردشت صرفاً در نتیجه ذوب در قاعده پوسته قاره‌ای تولید شده‌اند.

مذاب‌های فلسیکی تولیدی در حین تزریق و هم‌چنین در طول جای‌گزینی در آشیانه‌های سطحی‌تر، تبلور تفریقی را تحمل و در نهایت تولید سینیت‌ها-آلکالی سینیت‌ها را کرده‌اند (شکل ۷ و). در حین تزریق، احتمالاً دو ماگمای مافیک آب‌دار و فلسیک در حال تبلور، که به‌صورت هم‌زمان فعال بوده‌اند، آمیختگی پیدا کرده و در نتیجه ایجاد لخته‌هایی از ترکیبات مافیک، داخل سینیت‌ها به‌صورت آنکلاوهای مافیک دانه‌ریز را کرده‌اند (شکل ۳ ب).

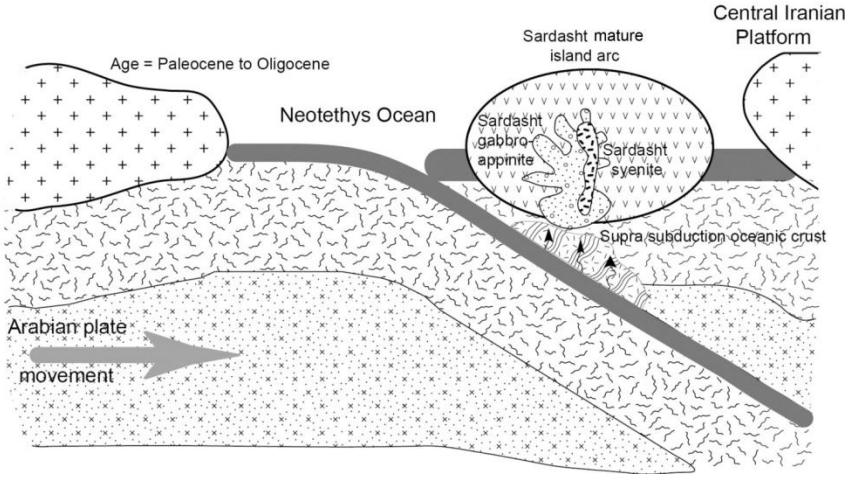
مشاهده نشدن کانه‌زایی فلزی در این منطقه مؤید این امر است که اساساً ماگماهای مافیک آب‌دار و فلسیک، عقیم هستند در صورتی که نمونه‌های بررسی شده با یک محیط مرتبط با فرورانش مرتبط هستند، یا در یک سیستم مرتبط با جزیرهٔ قوسی بالغ (تکامل یافته) و یا در یک سیستم حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. با توجه به این‌که در حواشی قاره‌ای فعال احتمال کانه‌زایی فلزی بسیار زیاد است [۵۸]، [۵۹] و هم‌چنین ماگماهای گابرویی-آپینیتی که در بسیاری مواقع در محیط‌های جزیره قوسی تشکیل می‌شوند [۲۴]، به‌نظر می‌رسد که محیطی مرتبط با قوس درون اقیانوسی، محیط محتمل تکامل مجموعه فوق باشد (شکل ۸). سینیت‌های تشکیل شده در جزایر قوسی همراه با گابروها مشاهده می‌شوند، به‌طوری‌که شواهدی از فعالیت این ماگماها به‌صورت هم‌زمان به‌صورت آنکلاوهای مافیک دانه‌ریز قابل مشاهده هستند [۶۰]، [۳]، [۶۱]، [۶۲]، [۶۳]، [۶۴]. این محققان دریافتند که در این مناطق، سینیت‌ها، حاوی کانی‌های مافیک کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. هم‌چنین برخی از نمونه‌ها حاوی بلورهای الیوین نیز هستند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که منشأ این کانی‌ها، ماگماهای مافیکی هستند که هم‌زمان با تشکیل مذاب‌های فلسیک فعال بوده‌اند. به‌علاوه این محققان منشأ سینیت‌ها را در جزایر قوسی تکامل یافته، نتیجه‌ای ذوب قاعده پوسته قاره‌ای این جزایر در نظر می‌گیرند.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]



شکل ۷. نمودارهای توصیفی ژئوشیمیایی برای سینیت‌های شمال و غرب سردشت. الف) و ب) نمودار نسبت‌های عنصری و عیار مطلق برای دخالت تیغه‌های فرورانشی در تولید مذاب [۶۵]. مقادیر N-MORB ، OIB و Primitive mantle از [۴۵] است، پ) Sm/Yb در برابر La/Sm ([۶۶]). مقادیر MORB تهی شده (DM؛ [۶۷])، گوشتهٔ اولیه و MORB عادی (به‌ترتیب PM و N-MORB؛ [۴۵])، ت) ترسیم La/Sm در برابر Sm/Yb که نشاندهندهٔ ذوب متعادل و ذوب نامتعادل (تفریقی) است. منحنی‌ها و اعداد از [۶۸] هستند، ث) ترسیم نمونه‌های بررسی شده در نمودار Greig [۶۹]، ج) نمودار تغییرات مطلق La در مقابل نسبت مقادیر (La/Yb)n [۷۰] برای تعیین شرایط تبلور



شکل ۸. مدل احتمالی تکتونوماگمایی سینیت‌ها، گابروها و آپینیت‌های شمال و غرب سردشت

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

نتیجه‌گیری

نفوذی‌های سینیتی شمال و غرب سردشت (جنوب استان آذربایجان غربی)، توده‌های ماگمایی با ماهیت متاآلومینوس و اساساً آلکالن هستند که در مناطق کوهزایی در محدودهٔ سری‌های شوشونیتی قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها در زمان ائوسن- میوسن در اثر فرورانش مایل نئوتتیس به زیر یک جزیر قوسی نیمه بالغ-تکامل یافته (جزیره قوسی سردشت) ایجاد شده‌اند. این نفوذی‌ها در اثر ذوب قاعده پوسته ناشی از قرار گرفتن مذاب‌های مافیک آب‌دار در قاعده پوسته قاره‌ای این جزیره قوسی بالای ورقه فرورونده ایجاد و سپس در اثر عملکرد گسل‌های عمیق مرتبط با این فرورانش مایل، به داخل پوسته تکامل یافته جزیره قوسی تزریق شده‌اند. مذاب‌های بخشی تولیدی، فقیر از عناصر ناسازگار با قدرت یونی زیاد (HFSE) مانند، Nb، Ta، P، Hf و Zr و غنی از K، Rb و تا حدودی Ba هستند. این مذاب‌ها در طول تزریق در پوسته و یا در آشیانه‌های جزیره قوسی به‌صورت جزیی، با مذاب‌های مافیک آب‌دار، آمیختگی یافته‌اند و سپس، در نتیجه تبلور تفریقی ایجاد سنگ‌های آلکالی سینیتی-سینیتی را کرده‌اند.

قدردانی و تشکر

بدین‌وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ارومیه، برای حمایت‌های مالی از این پژوهش، قدردانی می‌شود. از نشریه علمی-پژوهشی علوم زمین خوارزمی و داوران گرامی این مقاله تشکر می‌شود.

منابع

1. Raymond L. A., "Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks", 5nd edition, McGraw Hill, Boston, United States of America (2007) 720.
2. Gill R., "Igneous rocks and processes: a practical guide", first edition, Wiley-Blackwell, Malaysia (2010) 428.
3. Carvalho B. B., Janasi V., de A., Henrique-Pinto R., "Geochemical and Sr–Nd–Pb isotope constraints on the petrogenesis of the K-rich Pedra Branca Syenite: implications for the Neoproterozoic post-collisional magmatism in SE Brazil", Lithos, 205 (2014) 39-59.
4. Litvinovskya B. A., Jahn B-m., Zanvilevich A. N., Shadaev M. G., "Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia", Lithos, 64 (2002) 97-130.
5. Pitcher W. S., "Granite Type and fectonic environment", In: Hsu, K. (eds), Mountain Building Processes, Academic Press, London (1983) 19-40.
6. Pitcher W. S., "The Nature and origin of granite", 2nd edition, Chapman and Hall, London, England (1997) 387.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

7. Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", Lithos, 46 (1999) 605-626.

8. Lauri L., Mänttäri, I., "The Kynsijärvi quartz alkali feldspar syenite, Koillismaa, eastern Finland silicic magmatism associated with 2.44 Ga continental rifting", Precambrian Research, 119 (2002) 121-140.

9. Gualda G. A. R., Vlach S. R. V., "The Serra da Graciosa A-type granites and syenites, southern Brazil Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association", Lithos, 93 (2007) 328-339.

10. Coltorti M., Alberti A., Beccaluva L., Dossantos A.B., Mazzucchelli M., Morais E., Rivalenti G., Siena F., "The Tchivira-Bonga alkaline-carbonatite complex (Angola)-petrological study and comparison with some Brazilian Analogs", European Journal of Mineralogy, 5 (1993) 1001-1024.

11. Le Roex A. P., Watkins R.T., Reid A. M., "Geochemical evolution of the Okenyenya sub-volcanic ring complex, northwestern Namibia", Geological Magazine, 133 (1996) 645-670.

12. Chambers A. D., Brown P. E., "The Lilloise Intrusion, East Greenland–Fractionation of a Hydrous Alkali Picritic Magma", Journal of Petrology, 36 (1995) 933-963.

13. Woolley A. R., "Alkaline rocks and carbonatites of the world" first edition, London, the Geological Society (2001)373.

14. Kogarko L. N., Kononova V. A., Orlova M. P., Woolley A. R., "Alkaline rocks and carbonatites of the World. part 2" first edition, former USSR. Chapman & Hall, London (1995) 226.

15. Kogarko L. N., Williams C. T., Woolley A. R., "Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia", Mineralogical Magazine, 70 (2006) 347-359.

16. Bailey J. C., Sørensen H., Andersen T., Kogarko L.N., Rose-Hansen J., "On the origin of microrhythmic layering in arfvedsonite lujavrite from the Ilímaussaq alkaline complex, south Greenland", Lithos, 91 (2006) 301-318.

17. Green J. C., "Proterozoic rifts. In: Condie, K.C. (eds), Proterozoic Crustal Evolution", Developments in Precambrian Geology, 10 (1992) 97-149.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

18. Upton B. G. J., Parsons I., Emeleus C. H., Hodson M. E., "Layered alkaline igneous rocks of the gardar province, South Greenland", In: Cawthorn, R. G. (eds), Layered Intrusions (1996) 33-363.

19. Upton B. G. J., Emeleus C. H., Heaman L. M., Goodenough K. M., Finch A. A., "Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar province, south Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting", Lithos, 68 (2003) 43-65.

20. Arculus R. J., Wills K. J. A., "The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc" Journal of Petrology, 21 (1980) 743-799.

21. Conrad W. K., Kay R. W., "Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc", Journal of Petrology, 25 (1984) 88-125.

22. Bacon C. R., Sisson T. W., Mazdab F. K., "Young cumulate complex beneath Veniamin of caldera, Aleutian arc, dated by zircon in erupted plutonic blocks", Geology, 35 (2007) 491-494.

23. Beard J. S., Borgia A., "Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal Volcano, Costa Rica", Contributions to Mineralogy and Petrology, 103 (1989) 110-122.

24. Murphy J. B., " Appinite suites: a record of the role of water in the genesis, transport, emplacement and crystallization of magma", Earth-Science Reviews, 119 (2013) 35-59.

25. Fazlnia A.N., Alizade A., "Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran: magmatic development of an intra-oceanic arc", Periodico di Mineralogia, 82 (2013) 263-290.

26. Clemens J. D., Holloway J. R., White A. J. R., "Origin of an A-type granite: experimental constraints", American Mineralogist, 71 (1986) 317-324.

27. Bonin B., "A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects", Lithos, 97 (2007) 1-29.

28. Eby G. N., "The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis", Lithos, 26 (1990) 115-134.

29. Wilson J. R., Sørensen H. S., "The Fongen-Hyllingen layered intrusive complex, Norway", In: Cawthorn R.G. (eds), Layered intrusions (1996) 303-329.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

30. Eales H. V., Cawthorn R. G., "The Bushveld Complex", In: Cawthorn R.G. (eds.), Layered Intrusions, (1996) 181-229.

31. Mazhari S. A., Hajalilou B., Bea F., "Evaluation of Syenite as Feldspar Source: Piranshahr pluton, NW of Iran", Natural Resources Research, 21 (2012) 279-283.

32. Jena S. K., Dhawan N., Rao D. S., Misra P. K., Mishra B. K., Das B., "Studies on extraction of potassium values from nepheline syenite", Journal of Mineral Processing, 133 (2014) 13-22.

33. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", American Association of Petroleum Geologists, 52 (1968) 1229-1258.

34. Nabavi M. H., "Principle of Iran Geology", Geological Survey of Iran, (1976) 109.

35. Khoda Bande A., "Geological map of Naghadeh, Scale 1:100000", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (2005).

36. Shahidi A., Jalali A., "Geological map of Sardasht, Scale 1:100000", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (2004).

37. Mazhari S. A., Bea F., Amini S., Ghalamghash J., Molina J. F., Pillar M., Scarrow J. H., Williams S., "The Eocene bimodal Piranshahr Massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. A marker of the end of the collision in the Zagros Orogen", Journal of the Geological Society, 166 (2009) 53-69.

38. Vahhabzade P. Fazlnia A. N., "Petrography and geochemistry of gabbroic rocks Sardasht-West Azerbaijan province, Iran. The twentieth congress of Crystallography and Mineralogy of Iran, Paper no. P-Geo-2 (2013).

39. Mazhari S. A., "Petrogenesis of Naqadeh-Sardasht plutons". PhD thesis, 216 p, Tarbiat, Tarbiat Moallem University, IR Iran (2008).

40. Mazhari S. A., Amini S., Ghalamghash J., and Bea F., "The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences, 4 (2011) 1207-1214.

41. Ghalamghash J., Bouchez J. L., Vosoughi-Abedini M., Nédélec A., "The Urumieh The Urumieh plutonic complex (NW Iran) (NW Iran): record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times-Part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction", Journal of Asian Earth Sciences, 36 (2009) 303-317.

42. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68 (1983) 277-279.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

43. Jafari A., Fazlnia A. N., Jamei S., "Geochemistry, petrology and geodynamic setting of the Urumieh plutonic complex, SanandajeSirjan zone, NW Iran: New implication for Arabian .and Central Iranian plate collision", Journal of African Earth Sciences, 139 (2018) 421-439.

44. Pe-Piper G., Piper, D. J. W., "The Jeffers Brook diorite–granodiorite pluton: style of emplacement and role of volatiles at various crustal levels in Avalonian appinites, Canadian Appalachians, HYPERLINK "https://www.researchgate.net/journal/1437-3254_International_Journal_of_Earth_Sciences"International Journal of Earth Sciences, 107 (2018) 863-883.

45. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders A. S., Norry, M. J. (eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, 42 (1989) 313-345.

46. Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system" Earth-Science Reviews, 37 (1994) 215-224.

47. Peccerillo R., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1976) 63-81.

48. Calanchi N., Peccerillo A., Tranne C. A., Lucchini F., Rossi P. L., Kempton P., Barbieri M., Wu T. W., "Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian Island Arc (southern Tyrrhenian Sea)", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115 (2002) 367-395.

49. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin, 101 (1989) 635-643.

50. Liegeois J. P., Black R., "Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African Belt of the Adrar des Iforas", In: Fitton J.G., Upton B.G.J. (eds), Alkaline igneous rocks, Geological Society London, special publication, 30 (1987) 381-401.

51. 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.

52. Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23 (1995) 251-285.

53. White W. M., "Geochemistry", first edition, Electronic Book (from web site) (2005) 701.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

54. Brenan J. M., Shaw H. F., Phinney D. L., Ryerson F. J., "Rutileaqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts", Earth and Planetary Science Letters, 128 (1994) 327-339.

55. Pearce J., "Sources and settings of granitic rocks", Episodes, 19 (1996) 120-125.

56. Woodhead J., Eggins S., and Gamble J., "High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters, 114 (1993) 491-504.

57. Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., "Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton", Precambrian Research, 166 (2008) 283-296.

58. Shahabpour J., Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences, 24 (2005) 405-417.

59. Shafiei B., "Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications", Ore Geology Reviews, 38 (2010) 27-36.

60. Yang J. H., Sun J. F., Zhang M., Wu F. Y., Wilde S. A., "Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturated syenites in the northern North China Craton related to post-collisional and intraplate extension", Chemical Geology, 328 (2012) 149-167.

61. Ratschbacher B. C., Marks M. A. W., Bons P. D., Wenzel T., Markl G., "Emplacement and geochemical evolution of highly evolved syenites investigated by a combined structural and geochemical field study: The lujavrites of the Il´ımaussaq complex, SW Greenland", Lithos, 231 (2015) 62-76.

62. Litvinovsky B. A., Jahn B. M., Eyal M., "Mantle-derived sources of syenites from the A-type igneous suites–new approach to the provenance of alkaline silicic magmas", Lithos, 232 (2015) 242-265.

63. Bao Z., Li C., Zhao Z., "Metallogeny of the syenite-related Dongping gold deposit in the northern part of the North China Craton: a review and synthesis", Ore Geology Reviews, 73 (2016) 198-210.

64. XiaoLu N., JingSui Y., Fei L., HongYu Z., MingChun Y., "Origin of Baotoudong syenites in North China Craton: petrological, mineralogical and geochemical evidence", Science China, Earth Sciences, 59 (2016) 95-110.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

65. Zhao J-H., Zhou M-F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", Precambrian Research, 152 (2007) 27-47.

66. Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102 (2000) 67-95.

67. McKenzie D. P., O'Nions R. K., "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations", Journal of Petrology, 32 (1991) 1021-1091.

68. Keskin M., "Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.Mantle-Plumes.org (2005).

69. Subrahmanyam N.P., Leelanandam C., "Differentiation due to probable initial immiscibility in the Musala pluton of the Mundwara alkali igneous complex, Rajasthan, India", In: Leelanandam C. (eds), Alkaline rocks, Memoir of Geological Society of India, 15 (1989) 25-46.

70. Shafaii Moghadama H., Li X,-H., Ling X-X., Stern R.J., Santos J.F., Meinhold G., Ghorbani G., Shahabi S., "Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: geochronological and geochemical constraints", Lithos, 212-215 (2015) 266-279.

71. Berberian M., King G. C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Sciences, 20 (1981) 163-183.

72. Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.

73. Mohajjel M., Fergusson C. L., "Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran", International Geology Review, 56 (2014) 263-287.

74. McClay K. R., Whitehouse P. S., Dooley T., Richards M., "3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence", Marine and Petroleum Geology, 21 (2004) 857-877.

75. Molinaro M., Zeyen H., Laurencin X., "Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off", Terra Nova, 17 (2005) 1-6.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]

76. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Mineralogical Magazine, 148 (2011) 692-725.

77. Alaminia Z., Karimpour M. H., Homan S. M., Finger F., "Geochemisry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-Ghasem Abad, NE Iran", Petrology, 3 (2013) 103-118.

78. Ali S. A., Buckman S., Aswad K. J., Jones B.G., Ismail S. A., Nutman A. P., "The tectonic evolution of a Neo-Tethyan (Eocene–Oligocene) island-arc (Walash and Naopurdan Groups) in the Kurdistan region of the Northeast Iraqi Zagros Suture Zone", The Island Arc, 22 (2013) 104-125.

79. Ali S., Mohajjel M., Aswad K., Ismail S., Buckman S., Jones B., "Tectono-stratigraphy and general structure of the northwestern Zagros collision zone across the Iraq-Iran border", Journal of Environment and Earth Science, 4 (2014) 92-110.

80. Mohajjel M., Rasouli A., "Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran", Journal of Structural Geology, 62 (2014) 65-79.

81. Shafaii Moghadam H., Stern R. J., "Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites", Journal of Asian Earth Sciences, 100 (2015) 31-59.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-05-02]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.161]