



مروری بر ماگماتیسم، کانه‌زایی و دگرسانی مرتبط با آن در ایالت فلززایی طارم-هشتجین، البرز غربی: رهیافتی برای اکتشافات نوین

حامد ابراهیمی فرد^{۱*}، مجید قاسمی سیانی^۲

۱. گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران hamedebrahimi772@gmail.com

۲. گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران majed6239@gmail.com

چکیده

ایالت فلززایی طارم-هشتجین، میزبان ۱۸ کانسار پورفیری-اپی ترمال است که در کمان ماگمایی البرز غربی واقع شده‌اند. به منظور ارزیابی پیامدهای اکتشافات ناحیه‌ای، محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرسان شده گرمایی بیشتر تحت تأثیر انواع مختلف متاسوماتیسم K قرار گرفته‌اند، که عمدتاً با غنی‌شدگی K و تهی‌شدگی Na و Ca مشخص می‌شود. شاخص دگرسانی (AI) و شاخص کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) نشان می‌دهد که انواع دگرسانی آرژیلیک، سریستی و پروپلیتیک پهنه‌های اصلی دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌دار هستند، که نشان می‌دهد مقادیر AI افزایش می‌یابد و CCPI به سمت ساختارهای نزدیک‌تر کاهش می‌یابد. همچنین، شدت متاسوماتیسم K در سنگ‌های اسیدی بیشتر از سنگ‌های حدواسط و مافیک بوده، که مربوط به سیستم‌های اپی ترمال سولفیداسیون بالا تا سولفیداسیون متوسط می‌باشد. امیدوارکننده‌ترین اهداف اکتشافی در ایالت فلززایی طارم-هشتجین، سنگ‌های آذرین با ترکیبات فلسیک تا حدواسط هستند، زیرا کانسارهای اپی ترمال مرتبط با این سنگ‌ها معمولاً بیشترین فلزات پایه مرتبط با Au و Ag را دارند. بنابر این، اکتشافات ناحیه‌ای در این ایالت را می‌توان بر روی سنگ‌های آتشفشانی بسیار دگرسان شده (به ویژه آندزیت-داسیت) با شدت بالای متاسوماتیسم K و Pb، Zn، Ag، Au، Ba، Rb و Sr پایین‌تر متمرکز کرد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی گرمایی، شاخص دگرسانی، تغییرات جرم، اکتشافات ناحیه‌ای، ایالت فلززایی طارم-هشتجین.

A review of magmatism, mineralization and alteration associated with the Tarom-Hashtjin metallogenic province, Western Alborz: Implications for new explorations

Hamed Ebrahimi Fard^{1*}, Majid Ghasemi Siani²

1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
hamedebrahimi772@gmail.com

2. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran,
majed6239@gmail.com

Abstract

Tarom-Hashtjin metallogenic province hosted 18 porphyry-epithermal deposits located in the western Alborz magmatic arc. To evaluate the implications of regional explorations, mass change calculations show that the hydrothermally altered rocks are more affected by different types of K- K-metasomatism, mainly characterized by K enrichment and Na and Ca depletion. Alteration index (AI) and chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI) show that argillic, sericitic, and propylitic alteration types are the main alteration zones around the mineralized veins, which shows that AI values increase and CCPI decreases towards closer structures. Also, the intensity of K-metasomatism in acidic rocks is higher than in intermediate and mafic rocks, which is related to epithermal systems of high sulfidation to medium sulfidation. The most promising exploration targets in the Tarom-Hashtjin metallogenic province are igneous rocks with felsic to intermediate compositions because the epithermal deposits associated with these rocks usually contain the most base metals associated with Au and Ag. Therefore, this province's



regional explorations can focus on highly altered volcanic rocks (especially andesite-dacite) with high intensity of K-metasomatism and Pb, Zn, Ag, Au, Ba, and Rb, and lower Sr.

Keywords: hydrothermal alteration, alteration index, mass changes, regional explorations, Tarom-Hashtjin metallogenic province.

۱. مقدمه

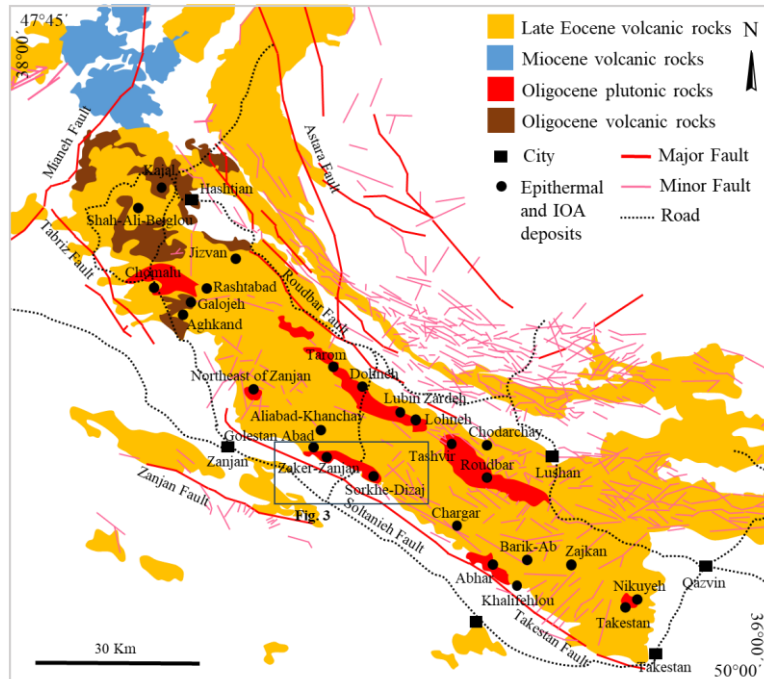
ماگماتیسم سنوزویک در ایران در کمان ماگمایی البرز (AMA) در شمال، کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) به موازات زون سنندج-سیرجان (SSZ) و شرق ایران متمرکز است. سامانه‌های معدنی اپی‌ترمال پورفیری متعددی از جمله کانسار مس پورفیری سرچشمه و کانسار مس پورفیری سونگون در ارتباط با ماگماتیسم سنوزویک تشکیل شده‌اند [۱]. ماگماتیسم سنوزویک در شمال غربی ایران متشکل از پهنه‌های اهر-ارسباران (AAZ) در شمال و ایالت فلزایی طارم-هشتجین (THMP) در جنوب، است [۲]. سیستم‌های کانسنگ پورفیری-اپی‌ترمال عمدتاً به ماگماتیسم نرمال مربوط به فرورانش کالک‌آلکان و ماگماتیسم پس از برخورد تا حدودی کالک‌آلکان تا آلکان (پتاسیم بالا) و ماگماتیسم آلکان تا تولیتی مرتبط با ریفت قاره‌ای هستند [۳]. در طی ائوسن-الیگوسن، چرخه ماگماتیسم البرز (به ویژه در ایالت فلزایی طارم - هشتجین)، مجموعه وسیعی از سنگ‌های آذرین نفوذی، نیمه‌آتشفشانی و نیز مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی با تنوع ترکیبی اسیدی تا حدواسط را ایجاد کرده است. این سنگ‌ها دارای سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. این واحدها، نفوذی‌های گرانیتی، گرانودیوریتی، گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی، ربولیتی و توف‌های وابسته به آنها را شامل می‌شود. واحدهای یادشده، میزان کانه‌زایی‌های متعددی از مس و طلا نوع اپی‌ترمال و اکسید آهن-آپاتیت ماگمایی در ایالت فلزایی طارم - هشتجین می‌باشند. کانه‌زایی اپی‌ترمال این پهنه فلزایی به سه نوع سولفیداسیون بالا (مانند: باریک‌آب، گلوچه، چودرچای، خلیفه‌لو و رشت‌آباد)، سولفیداسیون متوسط (مانند: لوبین-زرده، چومالو، شاه علی بیگلو، تشویر، لهنه، آق‌کند و علی‌آباد خانچی) و سولفیداسیون پایین (مانند: نیکویی، جیزوان، زاجکان، چارگر و دهنه) تقسیم می‌شود [۴]. در این تحقیق سعی شده است تا از طریق مرور پژوهش‌های قبلی صورت گرفته در ایالت فلزایی طارم-هشتجین، به یک دید کلی از منشأ ماگماتیسم تا فلزایی اپی‌ترمال در این پهنه دست یابیم. بدیهی است که از نتایج حاصل از این تحقیق، می‌توان به عنوان راهنما و رهیافتی برای انجام اکتشافات نوین در پهنه فلزایی طارم-هشتجین بهره برد.

۲. زمین‌شناسی ایالت فلزایی طارم - هشتجین

کمان ماگمایی البرز غربی به زون شمالی اهر-ارسباران (AAZ) و جنوب ایالت متالوژنیک طارم-هشتجین (THMP) تقسیم می‌شود و میزان کانسارهای مهم پورفیری مس-مولیبدن، رخداد‌های مس اسکارن، و کانسارهای رگه‌ای پورفیری مس-مولیبدن-طلا و کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال مرتبط است [۵،۶]. ایالت فلزایی طارم-هشتجین، روند شمال غربی - جنوب شرقی با عرض ۷۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و طول ۳۰۰ کیلومتر، یکی از معروف‌ترین نمونه‌های تشکیل کانسارهای معدنی مرتبط با ماگماتیسم سنوزویک ایران است. ایالت فلزایی طارم-هشتجین به پهنه طارم در جنوب و پهنه هشتجین در شمال تقسیم می‌شود و عمدتاً از سنگ‌های آذرآاری ائوسن (سازند کرج) و سنگ‌های کالک‌آلکان - آلکان تا آلکان بازی تا اسیدی آتشفشانی-نفوذی ائوسن تشکیل شده است (شکل ۱). بخش‌های آتشفشانی سازند کرج و گدازه‌های آندزیتی در پهنه طارم غالب هستند، در حالی که آندزیت‌بازالتی در پهنه هشتجین فراوان‌تر است. کانسارهای پورفیری-اپی‌ترمال بسیاری (تعداد ۱۹ کانسار) در ایالت فلزایی طارم-هشتجین وجود دارد. زمین‌شناسی، ژئوشیمی سنگ کل و کانه‌زایی این کانسارها به تفصیل در پژوهش قاسمی سیانی و همکاران [۴] با نگرشی کلی، مورد ارزیابی قرار گرفته است.

۳. روش تحقیق

در این مرور، علاوه بر داده‌های منتشر نشده جدید، داده‌های ژئوشیمیایی منتشر شده قبلی و همچنین پایان‌نامه‌های چاپ‌نشده کارشناسی ارشد و دکتری درباره سنگ‌های آذرین از ایالت فلزایی طارم-هشتجین را نیز در نظر گرفته شده است [۴]. ذخایر معدنی اپی‌ترمال در ایالت فلزایی طارم-هشتجین به عنوان سیستم‌های اپی‌ترمال IS, LS و HS طبقه‌بندی می‌شوند، که برای شفاف‌سازی بیشتر به ترتیب با طیف رنگ آبی، قرمز و سبز در نمودارهای ژئوشیمیایی نشان داده شده‌اند. کانسار IOA (کانسار سرخ‌دیزج) با رنگ زرد و سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی منطقه‌ای با طیف رنگی سیاه خاکستری مشخص شده‌اند. این تحقیق، مروری کلی بر نتایج حاصل از سه پژوهش [۴،۷،۸] به عنوان راهنمودی برای طراحی و برنامه‌ریزی اکتشافات تکمیلی در پهنه فلزایی طارم-هشتجین است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده ایالت فلززایی طارم- هشتجین، که در آن موقعیت کانسارهای اصلی اپی‌ترمال و آهن ماگمایی نشان داده شده است (با تغییرات از قربانی [۹]).

۴. نتایج

۱.۴. ماگماتیسیم ایالت فلززایی طارم - هشتجین

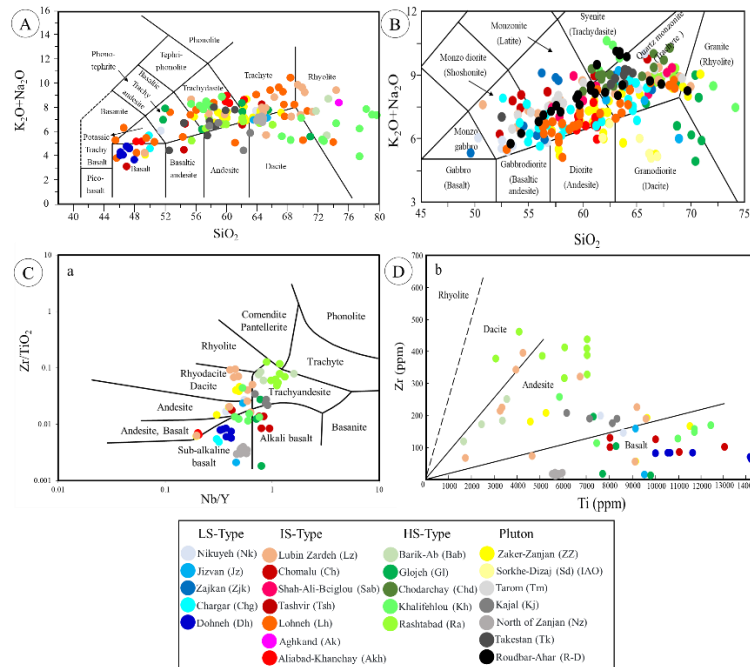
۱.۱.۴. ژئوشیمی سنگ‌کل

سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال در نمودار دگرسانی قلیایی-سیلیکاته پیشنهادی [۱۰] (شکل ۲-ا)، شامل بازالت، تراکی‌بازالت، آندزیت‌بازالتی، تراکی‌آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت می‌باشد. این سنگ‌ها، به‌ویژه گروه‌های آندزیتی و داسیتی، تمایل آلکالن بیشتری از خود نشان می‌دهند و در میدان‌های تراکی‌آندزیت و تراکی‌داسیت واقع می‌شوند. طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی ایالت فلززایی طارم- هشتجین، با استفاده از نمودار مقادیر درصد وزنی K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 [۱۱] (شکل ۲-ب) انجام شد و بر مبنای آن واحدهای نفوذی در محدوده مونزونیت، مونزودیوریت، کوآرتز مونزونیت، گرانیت و به میزان کمتر در محدوده سنگ‌های سینیتی قرار گرفتند. با این حال، ما از نمودارهایی استفاده می‌کنیم که از عناصر نامتحرک و کم‌تحرک و نسبت‌های آنها بهره می‌گیرند، مانند SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y [۱۲] (شکل ۲-ج) و Zr در مقابل Ti [۱۳] (شکل ۲-د) برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، تراکیت و داسیت/ریوداسیت هستند. نتایج نشان می‌دهد که کانسارهای نوع سولفیداسیون پایین معمولاً با آندزیت‌بازالتی و بازالتی (۵۰ درصد) و سنگ‌های آندزیتی (۵۰ درصد) همراه هستند، در حالی که نوع سولفیداسیون متوسط بیشتر با گروه‌های آندزیتی و داسیتی (۷۵ درصد) همراه است. سنگ‌های میزبان کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا با ۳۸ درصد ریولیت، ۴۰ درصد داسیت، ۳۰ درصد آندزیت و آندزیت‌بازالتی کمتر رایج (۲ درصد) مشخص می‌شوند. با این حال، سنگ‌های آندزیت و تراکی‌آندزیت (و توف معادل آنها) رایج‌ترین سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال هستند.

همچنین، به منظور تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی در ایالت فلززایی طارم- هشتجین، از نسبت‌های عناصر غیرمتحرک در برابر دگرسانی گرمایی، مانند نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb [۱۴] (نمایش داده نشده)، استفاده شد. نمونه‌ها عمدتاً در محدوده سری‌های کالک‌آلکالن و شوشونیتی قرار می‌گیرند. در نمودار SiO_2 در مقابل K_2O [۱۵]، تمامی نمونه‌ها در محدوده ماگماهای سری



کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند (نمایش داده نشده). نمونه‌ها دارای مقادیر بالای K_2O (میانگین ۴/۴۰ درصد وزنی) می‌باشند. در نمودار A/CNK در مقابل A/NK [۱۶] (نمایش داده نشده)، بیش‌تر نمونه‌های گرانیتوئیدی ایالت فلرزایی طارم- هشتجین، متآلومینوس نوع I و به میزان کمتر پآلومینوس هستند.



شکل ۲. a: نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی ایالت فلرزایی طارم-هشتجین [۱۰]، b: رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی ایالت فلرزایی طارم-هشتجین [۱۱]، c: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y [۱۲]، d: نمودار Zr در مقابل Ti [۱۳] رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی ایالت فلرزایی طارم- هشتجین. نمادها همانند شکل ۲ هستند.

در نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O - CaO$ در مقابل SiO_2 [۱۷، ۱۸]، سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال عمدتاً متعلق به کالک آلکالن تا آلکالن هستند. سنگ‌های آذرین عمدتاً سنگ‌های گرانیتی متآلومین تا پآلومین از نوع I تا نوع A هستند [۱۹]. در نمودار سه‌تایی $Th-Hf/3-Ta$ [۲۰] (نمایش داده نشده) برای سنگ‌های بازالتی، آندزیت‌بازالتی و آندزیتی عمدتاً در میدان بازالت کالک آلکالن (CAB) تا میدان بازالت شوشونیتی (SHO) قرار دارند، که با بردار هضم و تبلور تفریقی مطابق با خصوصیات ماگماتیسم کمانی هماهنگ است. در نمودار طبقه‌بندی Th در مقابل Co [۲۱] (نمایش داده نشده)، سنگ‌های آتشفشانی به عنوان ترکیب بازالت تا داسیت و ریولیت با ترکیبات کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی طبقه‌بندی می‌شوند که با خصوصیات ماگماتیسم کمانی سازگاری دارد.

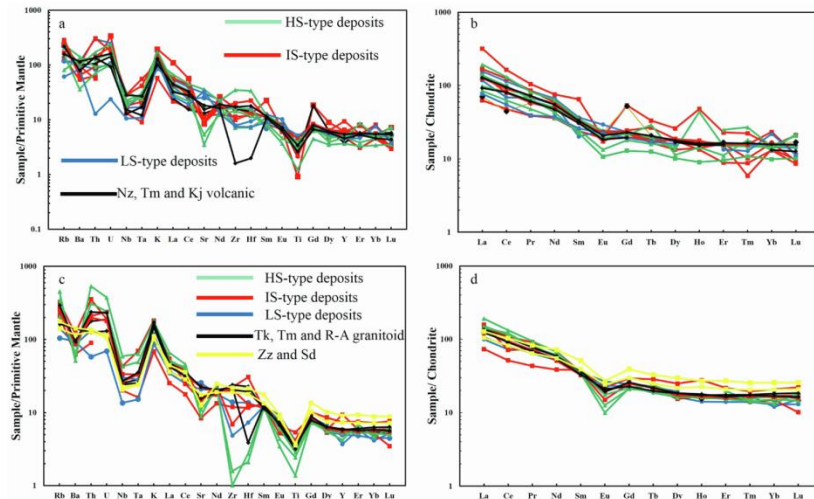
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۲] برای سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال، غنی‌شدگی از عنصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نشان می‌دهد، که با مشخصات سیستم‌های کمانی مرتبط با زون فرورانش و نیز ماگماهای واقع در سیستم‌های فراکشناسی تا کششی (پشت کمان ماگمایی) سازگار است (شکل ۳- a و b). الگوهای REE بهنجار شده با کندریت [۲۲] غنی‌شدگی در REE سبک و تهی‌شدگی در REE سنگین را نشان می‌دهند (شکل ۳- a و b).

۲.۱.۴ ژئوشیمی ایزوتوپی

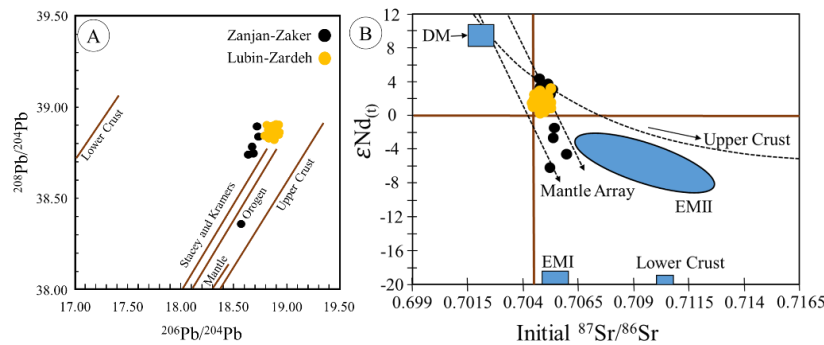
در نمودارهای $^{207}Pb/^{204}Pb$ در مقابل $^{206}Pb/^{204}Pb$ و نمودار $^{208}Pb/^{204}Pb$ در مقابل $^{206}Pb/^{204}Pb$ [۲۳] (شکل ۴- a)، مقادیر ایزوتوپ سرب گرانیتوئیدهای میزبان کانسارهای ایالت فلرزایی طارم - هشتجین غالباً در نزدیکی منحنی‌های کوهزایی و تکامل پوسته قرار می‌گیرند. در نمودار $^{207}Pb/^{204}Pb$ در مقابل $^{206}Pb/^{204}Pb$ [۲۴] (نمایش داده نشده)، سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، در محدوده‌های ماگماهای وابسته به زون فرورانش (EMII: گوشته غنی‌شده) قرار می‌گیرند. این ماگماها به طور متناوبی به وسیله جذب ترکیبات



پوسته‌ای آرایش می‌یابند. در نمودار ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ اولیه در مقابل ϵNd [۲۴] (شکل ۴-ب)، بیش‌تر نمونه‌های گرانیتوئیدی در مرکز نمودار و در داخل آرایه گوشته‌ای تهی شده و غنی شده قرار می‌گیرند. سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه همچنین از مقادیر ϵNd بسیار کمتری نسبت به سنگ‌های مرتبط با محیط تکتونیکی MORB و نیز آداکیت‌های تشکیل شده توسط ذوب اسلب فرورونده برخوردارند. در این نمودار همه نمونه‌ها بین EMII (گوشته غنی‌شده با مقادیر بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و مقادیر کم $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) و گوشته‌ای تهی شده واقع شدند. همچنین مقادیر ϵNd این مناطق به ترتیب $-5/70$ تا $+3/40$ (میانگین $+0/29$) و $+0/39$ تا $+2/10$ (میانگین $+1/46$) و هر دو خصوصیت یک منبع گوشته‌ای غنی شده و تهی شده را نشان می‌دهد (شکل ۴-ب).



شکل ۳. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی (a و b) و سنگ‌های نفوذی (c و d) مرتبط با ذخایر معدنی اپی‌ترمال با گوشته اولیه [۲۲] و بهنجار شده با کندریت [۲۲].



شکل ۴. a: مقایسه ترکیبات ایزوتوپی Pb [۲۳]، b: نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در مقابل ϵNd [۲۴]. اختصارات: DM: گوشته تهی-شده؛ EMI و EMII: گوشته غنی‌شده.

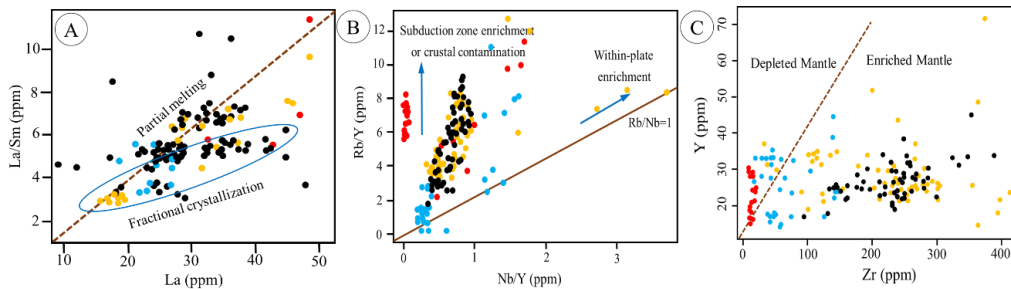
گرانیتوئیدهای مورد مطالعه دارای نسبت Sr/Y از $3/6$ تا $39/11$ هستند که با سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با ذخایر معدنی اپی‌ترمال گزارش شده توسط [۳] و نشانه‌های ماگماتیسم کمانی مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (نمایش داده نشده). نسبت Eu/Eu^* سنگ‌های گرانیتوئیدی ایالت فلزایی طارم - هشتجین با افزایش مقادیر SiO_2 کاهش می‌یابد. این میزان با ماگماتیسم مرتبط با نفوذی‌های پورفیروئیدی غیرمولد^۱ سازگارتر است (نمایش داده نشده). این گرانیتوئیدها، همچنین دارای مقادیر متوسط تا زیاد SiO_2 ($53/20$ تا 72 درصد وزنی)، La ($10/43$ تا $49/81$ گرم در تن)، Ce ($5/94$ تا $98/70$ گرم در تن) و Th ($2/80$ تا 47 گرم در تن) می‌تواند بیانگر دخالت



مواد پوسته‌ای در تکوین مذاب‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی ایالت فلززایی طارم-هشتجین باشد.

به منظور تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، از نمودار دوتایی La در مقابل [۲۵] La/Sm (شکل ۵-a) استفاده شد. براساس این نمودار، سنگ‌های گرانیتوئیدی ایالت فلززایی طارم - هشتجین تحت تأثیر درجات مختلف ذوب بخشی تشکیل شده‌اند و تا حدودی تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گرفته‌اند. در نمودار Nb/Y در مقابل [۲۶] Rb/Y (شکل ۵-b)، روند عمودی داده‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. بنابراین، سنگ‌های گرانیتوئیدی بررسی شده، خصوصیات غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلاش توسط مواد پوسته‌ای را نشان می‌دهند. در نمودارهای تمایز منشأ غنی‌شده یا تهی‌شده Zr در مقابل [۲۲] Y (شکل ۵-c)، بیش‌تر نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی گوشته غنی‌شده واقع می‌شوند. البته تأثیر سیالات حاصل از آبدزایی پوسته اقیانوسی فرورونده نیز می‌تواند منجر به متاسوماتیسم و غنی‌شدگی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای در محیط حاشیه فعال قاره‌ای شود. بر این اساس، در طی فرورانش پوسته اقیانوسی عناصر نامتحرک (HFSE)، مانند Ti, Ta, Nb در اسلب فرورونده باقی می‌مانند. در صورتی که عناصر متحرک (LILE)، مانند Rb و K توسط فاز سیلیکاته و یا سیالات گرمایی، از صفحه اقیانوسی فرورونده جدا شده و سبب غنی‌شدگی گوشته لیتوسفری از عناصر متحرک می‌شوند. به طوری که همه نمونه‌های گرانیتوئیدی پهنه مورد مطالعه، از عناصر LILE غنی هستند. با توجه به این که مشخص شد ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های گرانیتوئیدی ایالت فلززایی طارم - هشتجین با یک منشأ حاوی آمفیبول و فلوگوپیت در تعادل است، می‌توان از این شاخص‌ها به منظور تخمین فشار و دمای شکل‌گیری ماگما بهره گرفت. بنابراین نتایج حاصل، با منشأ مذاب گوشته‌ای آلاش یافته توسط مواد پوسته‌ای مطابقت دارد. این مذاب‌ها منابع نهایی ماگماهای تکامل یافته‌تری هستند که در پوسته جای می‌گیرند و ممکن است کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط را ایجاد کنند.

غنی‌شدگی در عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی در عناصر HFSE و HREE و از طرفی، نسبت‌های بالای Ba/Zr (با میانگین ۷/۲۹) و Ba/Nb (با میانگین ۴۴/۲۲)، نشان‌دهنده ماگماتیسم در ارتباط با زون فرورانش است. همچنین، وجود ماگماتیسم کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی و متالومینوس نوع I در ایالت فلززایی طارم - هشتجین، با خصوصیات کمان ماگمایی مرتبط با زون فرورانش سازگاری دارد. در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Rb و Nb + Y [۲۷]، نمونه‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های کمان آتشفشانی و درون صفحه‌ای مطابق با نوع I و نوع A، مطابق با پیدایش آنها در یک محیط کششی در ارتباط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (نمایش داده نشده).



شکل ۵. a: نمودار دوتایی La در مقابل [۲۵] La/Sm، که در آن اغلب نمونه‌ها در راستای فرآیند ذوب بخشی و تا حدودی تبلور تفریقی قرار دارند؛ b: نمودار Nb/Y در مقابل [۲۶] Rb/Y؛ c: نمودار Zr vs. Y [۲۲]، به منظور تفکیک منشأ گوشته غنی‌شده و تهی‌شده تشکیل‌دهنده سنگ‌های گرانیتوئیدی ایالت فلززایی طارم - هشتجین.

۲.۴. دگرسانی در ایالت فلززایی طارم - هشتجین

۱.۲.۴. انواع دگرسانی‌ها

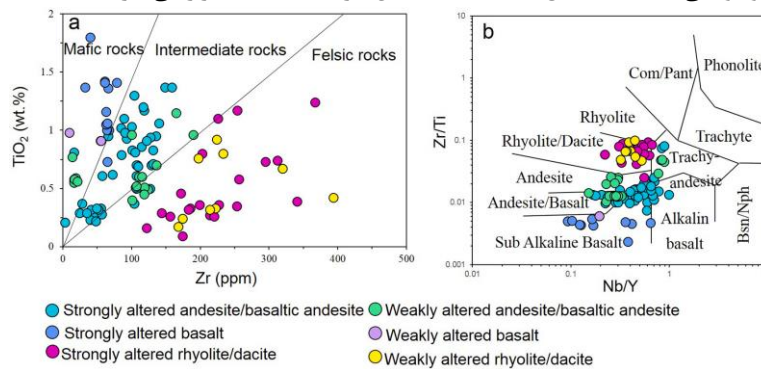
به طور کلی، دگرسانی گرمایی در ایالت فلززایی طارم-هشتجین، معمولاً در اطراف سیستم‌های اپی‌ترمال با ضخامت‌ها و شدت‌های مختلفی در سنگ‌های میزبان تشکیل شده است. آنها با دگرسانی سیلیسی درونی نزدیک به رگه‌ها، دگرسانی سریستی کمتر توسعه یافته، آرژیلیک حدواسط گسترده‌تر (\pm آرژیلیک پیشرفته)، و در نهایت دگرسانی پروپلیتیک در پهنه‌های بیرونی شناسایی شده‌اند. در برخی از کانسارها مانند گوجه و چودرچای، مجموعه‌های آرژیلیک پیشرفته به دلیل فراوانی آلونیت و کوارتز شناخته شده‌اند. دگرسانی پروپلیتیک



دیستال ترین و گسترده ترین نوع دگرسانی ناحیه ای است که بر انواع واحدهای زمین شناسی تأثیر می گذارد و با جانشینی پلاژیوکلاز با کلریت، اپیدوت، آلبیت، سریسیت و (یا) کلسیت با کوارتز در خمیره سنگ، مشخص می شود، و همچنین جانشینی کانی های فرومینیوم توسط اکتینولیت، کلسیت، و (یا) کلریت است.

۲.۲.۴. ژئوشیمی سنگ کل

در نمودارهای TiO_2 در مقابل Zr/Ti و $[28]$ Zr و $[29]$ Nb/Y در مقابل Zr/Ti و $[28]$ Zr سنگ های آتشفشانی به عنوان سنگ های مافیک (بازالت و بازالت آندزیتی)، حدواسط (آندزیتی) و فلسیک (ریولیتی و داسیتی) طبقه بندی می شوند (شکل ۶). در این نمودارها، بازالت ها در میدان بازالت و ریولیت/داسیت در میدان داسیت/ریولیت قرار می گیرند. سنگ های آندزیت و بازالت آندزیتی در میدان های آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت قرار می گیرند. علاوه بر این، در نمودار طبقه بندی Th در مقابل Co [۲۱] (نمایش داده نشده)، بازالت ها در میدان بازالت، و آندزیت و آندزیت بازالتی بیشتر در میدان های بازالت-آندزیت رسم می کنند. سنگ های ریولیتی/داسیتی عمدتاً در میدان داسیت/ریولیت رسم می شوند، و همه انواع سنگ ها در ترکیبات کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی، مطابق با ماگماتیسیم کمانی هستند (نمایش داده نشده). نمودار سه تایی Th $Hf/3-Ta$ [۳۰] (نمایش داده نشده). برای بازالت، آندزیت بازالتی عمدتاً در بازالت کالک آلکالن (CAB) تا میدان بازالت شوشونیتی (SHO) مطابق با حاشیه های فعال قاره ای (ACM) قرار می گیرد.



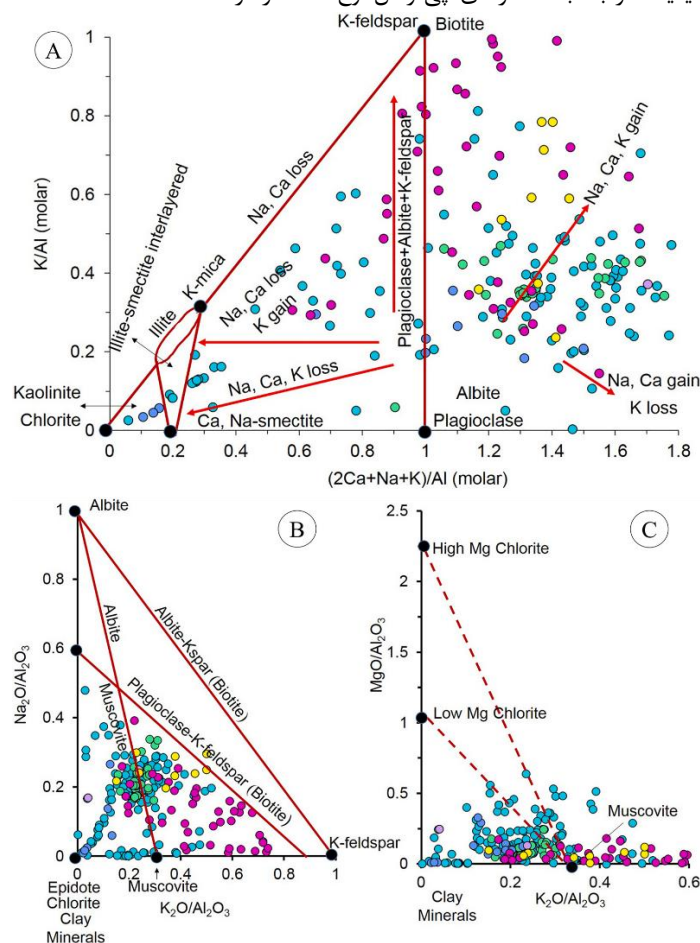
شکل ۶. a: نمودار پراکندگی Zr در مقابل TiO_2 [۲۸]. b: تمایز سنگ های آتشفشانی دگرسان شده بر اساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y از پیرس [۲۹].

۲.۲.۴. پلانتهای نسبت مولی

انتقال جرم مرتبط با کانی های دگرسانی گرمایی در ایالت فلزایی طارم- هشتجین با استفاده از نسبت های مولی عناصر $(2Ca + Na + K)/Al$ در مقابل نسبت های مولی K/Al (شکل ۷-a) بر اساس تکنیک های ارائه شده توسط استنلی و مادسکی [۳۱] محاسبه شده است. این نمونه ها با فاز غالب پتاسیم، از جمله پتاسیم فلدسپات و آدولاریا مرتبط با نوع LS و آلونیت و کانی های رسی مرتبط با کنسارهای اپی ترمال نوع IS به HS، نزدیک به ۱/۱ ($K/Al=1$)، میکای پتاسیم دار ($K/Al=0.33$ است)، و ایلیت ($K/Al < 0.33$) نشان دهنده دگرسانی سریسیتی و آرژیلیک هستند. با کاهش مقدار مولی K/Al ، اسمکتیت افزایش می یابد و نمونه ها از شیب خط ۱ فاصله می گیرند و نزدیک به Na و Ca در اسمکتیت هستند. نمونه هایی با مقادیر مولی $K/Al < 0.20$ تا 0.33 که در امتداد شیب خط ۱ به احتمال زیاد حاوی کائولینیت و/یا کلریت آلی هستند، کانی های متمایز در دگرسانی آرژیلیک هستند. سه مورد از بازالت های به شدت دگرسان شده و یک نمونه از آندزیت های شدیداً دگرسان شده در منشأ قرار دارند (نقطه ۰/۱۰) که دلالت بر نسبت Al موجود در کلریت دارد، به جای محتوای Fe یا Mg در دگرسانی کلریتی، و با حذف پتاسیم، سدیم و مشخص می شود. در ارتباط با Ca اکثر نمونه های واقع در سمت راست مقدار $(2Ca + Na + K)/Al$ برابر با ۱ در امتداد محور x نشان می دهند که افزایش Ca، K و/یا Na در محیط اپی ترمال pH تقریباً خنثی حاکی از دگرسانی پروپیلیتیک است. این دگرسانی بیشتر با انحلال فازهای حامل K اولیه به دلیل نزول و گرم شدن آب جوی، که باعث اضافه شدن K^+ به سیال شد، و افزودن Mg^{2+} و Ca^{2+} به سنگ های دگرسان شده، تشکیل کلسیت، اپیدوت، کلریت و آلبیت (دگرسانی) محصول متاسوماتیسیم سدیک ضعیف یا آلبیت ایجاد شد. نمودارهای مولی K_2O/Al_2O_3 و Na_2O/Al_2O_3 به دست آمده از شیمی سنگ کل [۳۲] (شکل ۷-b) نشان می دهد که همه نمونه ها زیر خط پلاژیوکلاز-پتاسیم فلدسپات (تهی شدگی در Na_2O و



غنی‌شدگی در K_2O و هر دو رسم می‌شوند. دو طرف خط مسکویت-آلبیت (سمت چپ دگرسانی آرژیلیک شدید تا متوسط و سمت راست دگرسانی سریسیتی شدید تا متوسط را نشان می‌دهد) مربوط به نسبت‌های متفاوتی از کلریت، آدولاریا، کانی‌های رسی، مسکویت (سریسیت) و اپیدوت مطابق با دگرسانی آرژیلیک، سریسیتی، و دگرسانی پروپلیتیک (منعکس‌کننده درجات متغیر دگرسانی). دگرسانی سیلیسی در سنگ‌های آندزیتی نزدیک به محور y (Na_2O/Al_2O_3) قرار دارد. نمودار نسبت مولی K_2O/Al_2O_3 در مقابل نمودار نسبت مولی MgO/Al_2O_3 [۳۲] (شکل c-y) رابطه بین مسکویت و کلریت را نشان می‌دهد، که به این معناست که مسکویت (سریسیت) و کانیهای غنی از K و Al (به عنوان مثال، کانی‌های رسی، آدولاریا، آلونیت) و کلریت غنی از Al (کلریت کم منیزیم) فراوان‌ترین کانی‌ها در سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده هستند. بیشتر سنگ‌های ریولیتی/اسیتی به شدت دگرسان شده در شکل (b و c) در میدان کوارتز، آلونیت، کانی‌های رسی و سریسیتی (مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال از نوع IS به HS) قرار دارند که می‌تواند با افزودن هر دو K^+ و H^+ و حذف Na^+ از پلاژیوکلاز تولید شوند. از سوی دیگر، سنگ‌های آندزیتی عمدتاً دگرسانی آرژیلیک را نشان می‌دهند که با جانشینی پلاژیوکلاز توسط کانی‌های رسی، مانند مونتوریلونیت، کائولینیت، پیروفیلیت، ایلیت، اسمکتیت و دیکیت مشخص می‌شود که با دگرسانی آرژیلیک غالب مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال نوع IS مشخص می‌شود. سنگ‌های بازالتی غنی‌سازی کلسیم، منیزیم و آهن را نشان می‌دهند که با دگرسانی پروپلیتیک مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال نوع LS سازگار است.



شکل ۷. a: نمودار نسبت عناصر مولی $2Ca + Na + K/Al$ در مقابل K/Al [۳۱]، b: Na_2O/Al_2O_3 در مقابل K_2O/Al_2O_3 و c: نسبت مولی MgO/Al_2O_3 در مقابل K_2O/Al_2O_3 [۳۲]. نمادها همانند شکل ۶ هستند.



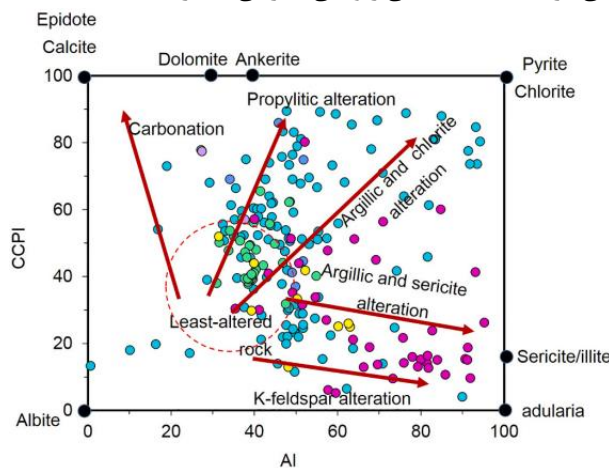
۳.۲.۴. شاخص‌های دگرسانی

شاخص‌های دگرسانی زیادی برای آزمایش وجود دگرسانی وجود دارد [۳۳]. شاخص دگرسانی ایشیکاوا (AI) و شاخص کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) دو شاخص دگرسانی مهم هستند. شاخص دگرسانی ایشیکاوا [۳۴] (AI) کانی‌شناسی دگرسانی (کلریت و سربیسیت) و دگرسانی کربناته را در نظر نمی‌گیرد. به طوری که شاخص کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) ارائه شده توسط لارج و همکاران [۳۵] برای غلبه بر این مشکل و برای تعیین کمیت شدت سربیسیت، آدولاریا، پتاسیم فلدسپار و دگرسانی کلریتی (معادل (۱) و (۲)) استفاده شد.

$$AI = 100(K_2O + MgO)/(K_2O + MgO + Na_2O + CaO) \quad (1)$$

$$CCPI = 100(MgO + FeO)/(MgO + FeO + Na_2O + K_2O) \quad (2)$$

لارج و همکاران [۳۵] AI را در مقابل CCPI ترسیم کردند و مقادیر ۲۰ حدود ۶۰ را برای سنگ‌های دگرسان شده و ۵۰ در حدود ۱۰۰ را برای سنگ‌های دگرسان نشده گرمایی تعریف کردند و در نهایت مقادیر ۱۰۰ نشان دهنده جان‌نشینی کامل کانی‌های اولیه با کانی‌های ثانویه از جمله سربیسیت، کلریت و کانی‌های رسی است. شکل ۸ نشان می‌دهد که بزرگ‌ترین زیر مجموعه نمونه‌ها در منطقه بین دگرسانی پروپلیتیک و آرژیلیک/سربیسیت نشان می‌دهند، که آنها فراوان‌ترین انواع دگرسانی در ایالت فلز زایی طارم-هشتجین هستند، جایی که سنگ‌های ریولیتی و داسیتی تمایل دارند با آدولاریا، آلونیت، سربیسیت و کلریت همراه باشند. در حالی که سنگ‌های آندزیت، آندزیت‌بازالتی و بازالتی بیشتر با انواع دگرسانی آرژیلیک (با کانی کلریت غالب) و پروپلیتیک مرتبط هستند. نمونه‌هایی که دگرسانی سیلیسی را نشان می‌دهند، به دلیل محتوای بالاتر پیریت در رگه‌های سیلیسی شده، دارای مقادیر AI بالاتر در زون ایلیت-سربیسیت تا کلریت-پیریت هستند. رابطه بین اکسیدهای اصلی اصلی با شاخص دگرسانی ایشیکاوا نشان دهنده حضور آلونیت یا آدولاریا، سربیسیت و دگرسانی کلریت جزئی مرتبط با سنگ‌های آندزیت، ریولیتی و داسیتی است که به طور غالب مربوط به دگرسانی سربیسیتی، آرژیلیک و سیلیسی است. انواع مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال نوع IS و HS سنگ‌های آندزیت‌بازالتی و بازالتی معمولاً به سربیسیت، کانی‌های رسی، کلسیت و آدولاریا نزدیک‌تر هستند که با دگرسانی پروپلیتیک، آرژیلیک و کمتر رایج سربیسیتی سازگار است. با افزایش شاخص دگرسانی به سمت رگه‌های کانی، K_2O و MgO به طور مداوم با متاسوماتیسم K و کلریت غنی از منیزیم و کانی‌های رسی افزایش می‌یابند، در حالی که CaO ، Na_2O ، FeO کاهش می‌یابند. با توجه به نوع سنگ، دگرسانی پروپلیتیک در سنگ‌های بازالتی و آندزیتی شایع‌تر است، در حالی که متاسوماتیسم K-عمومی در سنگ‌های داسیتی/ریولیتی/آندزیتی گسترده است.



شکل ۸. نمودار شاخص دگرسانی (AI) در مقابل شاخص کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) برای سنگ‌های دگرسانی گرمایی [۳۵]. نمادها همانند شکل ۶ هستند.

۴.۲.۴. محاسبات تغییر جرم

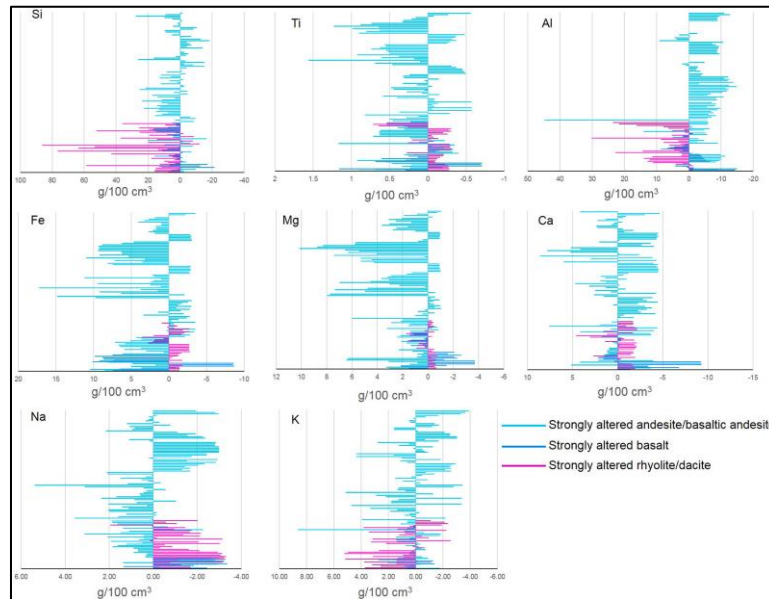
مطالعات توازن جرم سنگ‌های دگرسان شده به صورت گرمایی، افزوده (Gain) و کم (Loss) شدن شیمیایی ناشی از تبدیل کانی‌های اولیه به ثانویه را ارزیابی می‌کند [۳۶]. با این حال، مطالعات موازنه جرم، کمیت دقیق محتوای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب را بین سنگ‌های دگرسان شده و ترکیبات سنگ دگرسان نشده (Fresh) معادل ارائه می‌کند، اگرچه این مقایسه معمولاً ممکن نیست اگر



دگرسانی با تغییرات جرم و (یا) حجم قابل توجهی همراه باشد [۳۷]. استفاده از این عناصر نامتحرک (معمولاً HFSE در طول دگرسانی گرمایی) [۳۷] به ژئوشیمی سنگ دگرسان شده اجازه می‌دهد تا با سنگ Fresh (دگرسان نشده) معادل مقایسه شود و می‌تواند بر مشکلات تغییر جرم و (یا) حجم غلبه کند. روش‌هایی برای محاسبه از دست دادن (Loss) یا افزودن (Gain) جرم در سنگ‌های دگرسان شده گرمایی وجود دارد، از جمله (الف) تخمین ضریب حجم [۳۸]، (ب) انتخاب عناصر نامتحرک [۳۷] و (ج) روش ایزوکان [۳۹] که عناصر نامتحرک را با کوواریانس آنها تعیین می‌کند. روش‌های موازنه جرم می‌توانند حجم را تخمین بزنند [۳۸]. افزودن و از دست دادن عناصر متحرک منفرد را می‌توان با اعمال معادله انتقال جرم محاسبه کرد (معادل (۳)).

$$X_n = W_n^B - W_n^A = w \{ [(F_v)(X_n^B)(S^B/S^A)] - X_n^A \} \quad (3)$$

که در آن: X_n = تغییر جرم جزء n بر حسب گرم در ۱۰۰ گرم پیش‌ماده^۱ بیان می‌شود. $W_n^B - W_n^A$ = وزن جزء n در پیش‌ساز (A) و در سنگ دگرسان شده (B). $w =$ وزن پیش‌ماده (= ۱۰۰ گرم معمولاً)؛ X_n^A, X_n^B = ترکیب n در سنگ‌های A و B. S^A, S^B = چگالی سنگ A و B (نسبت حجمی) = $(\text{mass}^B / \text{mass}^A) \sim (S^A / S^B) * (\text{mass}^B / \text{mass}^A)$.
 از آنجایی که هیچ معادل فاقد دگرسانی و تازه‌ای (Fresh) در نمونه‌های ایلت فلز زایی طارم- هشتجین وجود ندارد، پس از حذف نمونه‌هایی با LOI بالاتر و نمونه‌هایی که دارای LOI بالاتر هستند، از میانگین سنگ‌هایی با حداقل دگرسانی LOI زیر ۰.۱٪ عمدتاً زیر ۰.۵٪ برای محاسبات تغییر جرم استفاده شدند. برای همه یا یک اکسید اصلی تجزیه و تحلیل نشده است. محاسبات به طور جداگانه برای هر یک از انواع سنگ برای اکسیدهای اصلی و Sr, Rb, Ba و انتخاب شده انجام شد. بر اساس نمودار Nb در مقابل Al (نمایش داده نشده) Nb و تغییرات قابل توجهی نشان نمی‌دهند و می‌توان آنها را به عنوان عناصر نامتحرک برای تعیین افزودن و از دست دادن جرم عناصر متحرک در سنگ‌های دگرسان شده در نظر گرفت. علاوه بر این، می‌توان از نمودارهای TiO₂ در مقابل Al₂O₃ و TiO₂ (نمایش داده نشده) در مقابل Zr برای محاسبات موازنه جرم با روش‌های نسبت عناصر نامتحرک استفاده کرد. بر اساس نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ یک روند واحد که منعکس کننده تغییرات جرم مرتبط با دگرسانی سنگ‌های با دگرسانی ضعیف تا سنگ‌های شدیداً دگرسان شده است. همچنین، Al₂O₃ در مقابل Zr (نمایش داده نشده) نشان می‌دهد که سنگ‌های به شدت دگرسان شده در میدان افزایش جرم در سراسر محدوده ترکیبی مافیک تا اسیدی قرار دارند که مطابق با روند تبلور کسری تفسیر شده است.
 شکل ۹ افزودن و از دست دادن جرم را برای سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده خلاصه می‌کند، که نشان می‌دهد سنگ‌های آندزیت، آندزیتی/بازالتی الگوهای متفاوتی را نشان می‌دهند. برخی از نمونه‌های غنی شده از Fe, Mg, Si و تهی شده از Al و K با انواع دگرسانی سیلیسی و پروپلیتیک سازگار هستند. برخی از نمونه‌های آندزیتی/آندزیتی/بازالتی که با افزودن Na, Al و K مشخص می‌شوند، نشان‌دهنده کائولینیت، مونتوریلونیت-سدیک، آدولاریا و اسمکتیت با انواع دگرسانی آرژیلیک و سریسیتی هستند. نمونه‌هایی با غنی‌شدگی Fe و Mg و تهی‌شدگی Na معمولی هستند، اگرچه به طور کلی به دگرگونی کلریت دلالت نمی‌کنند (یعنی کلریت و پیریت و (یا) کانی‌های اکسید آهن). افزودن (Gain) و کم‌شدن (Loss) جرم برای سنگ‌های آندزیت/آندزیتی/بازالتی مشابه نمودارهای نسبت عناصر مولی اس، که نشان‌دهنده دو الگوی دگرسانی است که عمدتاً دگرسانی آرژیلیک/سریسیتی و پروپلیتیک/کلریتی با کانی‌های رسی فراوان، آدولاریا، کلریت و کوارتز (SiO₂) است. سنگ‌های بازالتی با افزودن Mg, Fe, Ti و کاهش Na و Al که منعکس کننده کلریت، پیریت، اکسیدهای آهن و سایر کانی‌های فرومنیزین هستند مشخص می‌شوند. برخی از سنگ‌های بازالتی که با افزودن Al و حذف پتاسیم مشخص می‌شوند، با تشکیل اسمکتیت و کائولینیت سازگار هستند. بیشتر سنگ‌های ریولیتی/داسیتی افزودن واضح Si, Al, K و کاهش Na, Ti و Ca را نشان می‌دهند که مطابق با مسکویت (سریسیت)، کانی‌های رسی و تشکیل پتاسیم فلدسپار مرتبط با نسبت عناصر مولی (سیلیسی، آرژیلیک/آندزیتی) دگرسانی آرژیلیک و سریسیتی پیشرفته مرتبط با کانسارهای اپی‌ترمال نوع HS).



شکل ۹. تغییرات در فراوانی عناصر اصلی در سنگ‌های دگرسان شده در برابر سنگ‌های با دگرسانی‌های ضعیف [۷].

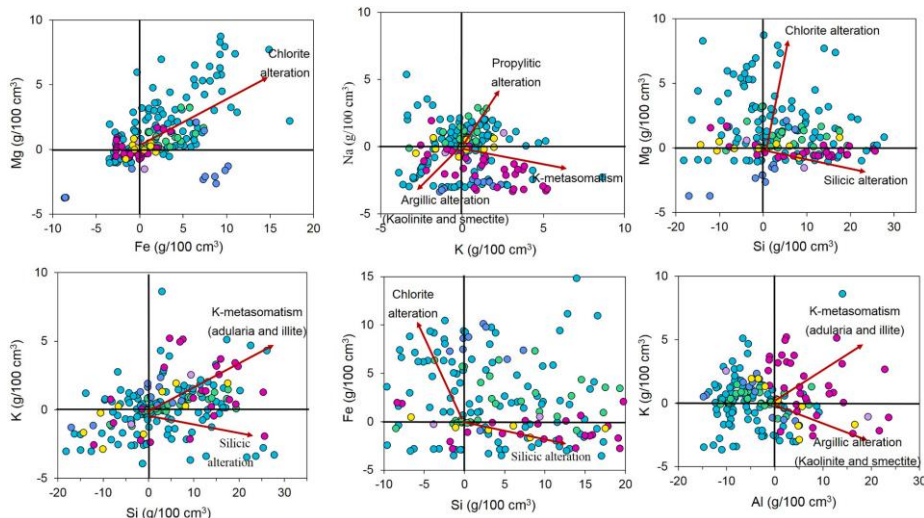
۵. بحث

به منظور هدف‌یابی اکتشاف ناحیه‌ای برخی از عناصر، زمین‌شناسی ناحیه‌ای و محلی و نشانه‌های ژئوشیمیایی دگرسانی برای مکان‌یابی ذخایر معدنی اقتصادی به عنوان راهنمای اکتشاف حیاتی هستند [۴۰]. قاسمی سیانی و لنتز [۷] تغییرات جرمی اکسید عناصر اصلی را در ایالت فلززایی طارم- هشتجین برای سنگ‌هایی که از شدت متاسوماتیسم K برخوردار باشد استفاده نموده‌اند. این سنگ‌ها که دارای ترکیبات آندزیتی و ریولیتی/داسیتی هستند، میزان برخی از ذخایر پورفیری- اپی‌ترمال در ایالت فلززایی طارم- هشتجین هستند [۴]. این واحدها، با متاسوماتیسم کلی پتاسیم و از دست دادن Na و Ca به دلیل سیالات کانسنگ‌ساز دما بالاتر همراه هستند. قاسمی سیانی و لنتز [۷] با بررسی محل متاسوماتیسم K با $K/(2Ca + Na + K)$ (مولار) در مقابل برخی از فلزات پایه اصلی و نقره، دریافتند که این عناصر به طور فزاینده‌ای با شدت متاسوماتیسم K مطابقت دارند. همچنین، شدت افزایش Si در نمونه‌های ریولیتی/داسیتی بیشتر است. از طرفی سنگ‌های آندزیت، داسیت و ریولیت دارای Fe کمتر و Si و K بالاتر بوده و شدت متاسوماتیسم K و دگرسانی سیلیسی بیشتری را نشان می‌دهند. بر اساس پهنه‌بندی دگرسانی گرمابی در اطراف انواع مختلف رگه‌ها از دگرسانی سیلیسی تا پروپلیتیک (گسل‌ها و شکستگی‌ها)، اکتشاف ناحیه‌ای در ایالت فلززایی طارم- هشتجین باید بر متاسوماتیسم کلی K و دگرسانی سیلیسی در سنگ‌های آندزیتی-داسیتی متمرکز شود که بردارهایی را به سمت مکان‌های آینده نگر ارائه می‌دهد. با این حال، شدت متاسوماتیسم K و به طور کلی دگرسانی توده به طور بالقوه تحت‌تأثیر انواع سنگ میزان قرار می‌گیرد، به طوری که بازالت‌ها و بازالت‌های آندزیتی بیشتر احتمال دارد که نسبتاً غنی از سولفید آهن، کلریت غنی از آهن، کلسیت، آلبیت باشند و به طور کلی کوارتز، آدولاریا، آلونیت و اپلیت-سریسیت (متاسوماتیسم پتاسیم ضعیف) را تشکیل دهند. قاسمی سیانی و لنتز [۷]، با مقایسه محل خاص بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی در پژوهش پیشین خود [۴] به این نتیجه رسیدند که سنگ‌های ریولیتی و داسیتی میزان ذخایر اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون بالا (HS) در همراهی با انواع دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیک/آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی قرار دارند. در حالی که بازالت دگرسان شده کلریتی و پروپلیتیک و آندزیت بازالتی میزان انواع LS می‌باشند. علاوه بر این، سنگ‌های آندزیتی بیشتر مربوط به انواع IS و مربوط به انواع دگرسانی آرژیلیک، کلریت و سریسیت است. بیشترین غلظت سرب، روی و نقره مرتبط است. با افزایش متاسوماتیسم پتاسیم معمولاً در نزدیکی رگه‌های معدنی همراه با دگرسانی سریسیتی و آرژیلیک رخ می‌دهد که مطابق با وقوع بیشترین دگرسانی غنی از K شامل آدولاریا، آلونیت، کانی‌های رسی و سریسیت است. روندهای واضحی را با شدت متاسوماتیسم پتاسیم نشان می‌دهد که احتمالاً به دلیل اشباع Cu و As در سطوح عمیق‌تر تشکیل کانسنگ نسبت به سطح دیرینه است. مقادیر Au برای سنگ‌های میزان برای تفسیر کافی نیست، اما محتوای پایین‌تر آن‌ها نشان می‌دهد که فرآیندهای گرمابی - ماگمایی در طول کانی‌سازی مهم هستند (Connors et al., 1993). بررسی تغییرات



جرمی توسط قاسمی سیانی و لنتز [۴] نشان می‌دهد که K، Si، Ca و Na مرتبط با دگرسانی گرمایی در ایالت فلززایی طارم- هشتجین با کانی معمولی مرتبط با دگرسانی گرمایی (آدولاریا در نوع LS، آلبیت، آلونیت در نوع HS، ایلیت، اسمکتیت، کلسیت، کوارتز مرتبط است). نمودارهای تغییر جرم عنصری اکسیدهای اصلی (شکل ۱۰) می‌تواند به نشان دادن فرآیندهای مسئول تغییرات شیمیایی در نمونه‌های دگرسان شده کمک کند. به عنوان مثال، تغییرات در تغییرات جرمی Fe و Mg نشان‌دهنده تشکیل کلریت به‌ویژه در نمونه‌های آندزیتی و بازالتی آندزیت است. علاوه بر این، دگرسانی تغییر جرم Si و Mg و Si و Fe مربوط به دگرسانی سیلیسی در نمونه‌های ریولیت و داسیت است، در حالی که دگرسانی کلریت (مرتبط با پیریت) در نمونه‌های آندزیتی و بازالتی به شدت دگرسان شده رخ می‌دهد. متاسوماتیسم K به ویژه در انواع LS و HS (سریسیت، آدولاریا، آلونیت و کانی رسی غنی از K) توسط دگرسانی تغییر جرم Na در مقابل K، K در مقابل Al و Si در مقابل K قابل تشخیص است، که بیشتر آنها در مجاورت با رگه‌های معدنی (به طور عمده تلفات Na و Ca و افزایش K و Al)، که در نزدیکی رگه‌های کانهدار، K کاهش می‌یابد (متاسوماتیسم K) و Si افزایش می‌یابد (دگرگونی سیلیسی). به سمت رگه‌های سنگ، مقادیر Al مطابق با متاسوماتیسم K افزایش می‌یابد، در حالی که مقادیر CCPI روند افزایشی رو به بیرون از رگه‌های سنگی مطابق با دگرسانی پروپلیتیک را نشان می‌دهند، که مفیدترین بردارهای ژئوشیمیایی برای کانی‌سازی اپی‌ترمال در ایالت فلززایی طارم- هشتجین هستند.

از طرفی قاسمی سیانی و لنتز [۷]، رابطه مستقیم بین شدت بالای متاسوماتیسم K و مقادیر بالاتر سرب، روی و نقره را به عنوان یک عامل کلیدی برای اکتشاف منطقه‌ای در ایالت فلززایی طارم- هشتجین در نظر می‌گیرند. متاسوماتیسم K در اطراف رگه‌های معدنی مدفون را می‌توان با سنجش از دور و اکتشافات ژئوفیزیکی هابرد شناسایی کرد [۴۱]. علاوه بر این، تعدادی مکانیسم مانند سردشدن، جوشش، رقیق‌سازی و خنثی‌سازی سیالات کانهدار توسط واکنش‌های هیدرولیز سنگ میزبان و متعاقباً افزایش pH (احیای H^+) و احیای SO_4^{2-} و H_2SO_4 به H_2S منجر به کاهش حلالیت $AuCl^-$ ، $Au(HS)_2^-$ ، $CuCl_2$ ، $PbCl_2$ و $ZnCl_2$ و نهشت فلزات مرتبط با متاسوماتیسم K می‌شود [۴۲]. غلظت فلزات گرانبها و پایه و شدت متاسوماتیسم پتاسیک به سمت سنگ‌هایی که کمترین دگرسانی را دارند بیشتر از رگه‌های معدنی دورتر کاهش می‌یابد. در مقابل، محتوای Sr به شدت با افزایش کلی متاسوماتیسم K، به ویژه در نمونه‌های ریولیت/داسیت به دلیل تجزیه شیشه و پلاژیوکلاز در طول دگرسانی به شدت کاهش می‌یابد. محتوای Sr می‌تواند به عنوان کلیدی در اکتشاف منطقه‌ای و همچنین افزایش محتوای Ba و Rb در نظر گرفته شود. افزایش فلزات پایه، فلزات گرانبها، و سایر عناصر ردیاب (به عنوان مثال، As، Sb) و کاهش عناصر متحرک (به عنوان مثال، Sr) مرتبط با افزایش شدت متاسوماتیسم K قبلاً گزارش شده است [۴۳].



شکل ۱۰. نمودارهای دوتغیری از ارتباط مقادیر اصلی موازنه جرم انتخاب شده با سنگهای اطراف کانسارهای اپی‌ترمال در ایالت فلززایی طارم-هشتجین (THMP) که روندهای اصلی دگرسانی را نشان می‌دهد [۴۴]. نمادها همانند شکل ۶ هستند.



۶. نتیجه گیری

ماگماتیسم سنوزوئیک ایران را می توان برای اکتشاف کانسارهای اپی ترمال- پورفیری مطلوب دانست. کانسارهای پورفیری یا مرتبط با پورفیری عمدتاً در ماگماتیسم کمانی فشارشی به سمت ماگماتیسم کششی، به ویژه در محیط های ماگمایی پس از برخوردی بالغ تشکیل می شوند. نتایج این مطالعه نشان می دهد که ایالت فلززایی طارم-هشتجین به یک سیستم کششی پشت کمانی با فعالیت آتشفشانی گسترده در ارتباط است. اکتشاف موفقیت آمیز کانی سازی پورفیری پنهان مس- طلا در ایالت فلززایی طارم-هشتجین باید بر گسل های کششی شرقی، شمال غربی و شمال شرقی و تقاطع های آنها و همچنین نفوذی های با ترکیبات حدواسط و نسبت Sr/Y بالای سنگ کل متمرکز باشد. به ویژه در مجاورت کانسارهای اپی ترمال از نوع HS و IS موجود. در نتیجه، امیدوارکننده ترین اهداف اکتشافی، سنگ های آذرین با ترکیبات فلسیک تا حدواسط هستند، زیرا کانسارهای اپی ترمال مرتبط با این سنگ ها معمولاً بیشترین فلزات پایه مرتبط با طلا و نقره را دارند. رابطه مستقیم بین عناصر فلزات پایه، Ag و As با متاسوماتیسم K [مقادیر مولی $K/(2Ca + Na + K)$ مؤید این است که متاسوماتیسم K و کانی سازی اپی ترمال رابطه هموزنتیکی نزدیکی را نشان می دهند. افزایش فلزات پایه، فلزات گرانبها و سایر عناصر ردیاب (مانند As, Sb) و کاهش Sr با متاسوماتیسم K را می توان به عنوان کلیدی در اکتشاف منطقه ای در نظر گرفت.

منابع

- [1] Richards, J. P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323-345.
- [2] Castro, A., 2014. The off-crust origin of granite batholiths. *Geosci Front*, 5, 63-75.
- [3] du Bray, E. A., 2017. Geochemical characteristics of igneous rocks associated with epithermal mineral deposits—a review. *Ore Geology Reviews*, 80, 767-783.
- [4] Ghasemi Siani, M. G., Lentz, D. R. and Nazarian, M., 2020. Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: an analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization. *Ore Geology Reviews*, 126, 103753.
- [5] Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review*, 52(4-6), 608-630.
- [6] Mollai, H., Pe-Piper, G., Dabiri, R., 2014. Genetic relationships between skarn ore deposits and magmatic activity in the Ahar region, Western Alborz, NW Iran. *Geological of Carpath*, 65, 207-225.
- [7] Ghasemi Siani, M. G. and Lentz, D. R., 2022. Lithochemochemistry of various hydrothermal alteration types associated with precious and base metal epithermal deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: Implications for regional exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 232, 106903.
- [8] Ghasemi Siani, M. and Ebrahimi Fard, H., 2023. Geochemistry and petrogenesis of granitoid rocks in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, western Alborz. *Petrological Journal*, 14(1), 139-194.
- [9] Ghorbani, M., 2007. *Economic Geology of Mineral Deposits and Natural Resources of Iran*, 1st edition, Arian Zamin Publishers, p. 492.
- [10] Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P. and Schmid, R., 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Cambridge, 2.
- [11] Middlemost, E. A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- [12] Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- [13] Hallberg, J. A., 1984. A geochemical aid to igneous rock type identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geochemical Exploration*, 20(1), 1-8.



- [14] Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- [15] Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.
- [16] Shand, S. J., 1943. *Eruptive rocks: Their genesis, composition classification and their relation to ore-deposits*, 3rd edition. John Wiley Sons, New York, 488pp.
- [17] Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- [18] Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955–1969.
- [19] Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sciences*, 83, 1–26.
- [20] Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326–336.
- [21] Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341–2357.
- [22] Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345.
- [23] Doe, B.R. and Zartman, R.E., 1979. Plumbotectonics I, the Phanerozoic, In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed. John Wiley and Sons, New York, 22–70 pp.
- [24] Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14, 493-571.
- [25] Chen, C. H., Chung, S. H., Hwang, H. H., Chen, C. H. and Chung, S. L., 2001. Petrology and geochemistry of Neogene continental basalts and related rocks in northern Taiwan (III): Alkali basalts and tholeiites from Shiting-Yinko area. *Western Pacific Earth Sciences*, 1(1), 19-46.
- [26] Temel, A., Gündoğdu, M. N. and Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of volcanology and geothermal research*, 85(1-4), 327-354.
- [27] Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- [28] Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H., Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (19), 4115–4137.
- [29] Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, 12, Geological Association of Canada, pp. 79–113.
- [30] Wood, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification. *Earth Planet. Sci. Lett*, 50, 1–30.
- [31] Stanley, C.R., Madeisky, H.E., 1996. Lithogeochemical exploration for metasomatic zones associated with hydrothermal mineral deposits using molar element ratio analysis. In: *Introduction, Lithogeochemical Exploration Research Project*, Mineral Deposit Research Unit, 200. University of British Columbia.
- [32] Davies, J.F., Whitehead, R.E., 2006. Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of altered and unaltered rhyolites. *Exploration of Mineral Geology*, 15, 77–90.
- [33] Lentz, D.R., 1996. Recent advances in lithogeochemical exploration for massive-sulphide deposits in volcano-sedimentary environments: petrogenetic, chemostratigraphic, and alteration aspects with



- examples from the Bathurst Camp, New Brunswick. In: Carroll, B.M.W. (Ed.), Current Research 1995, 96. New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Minerals and Energy Division, pp. 73–119.
- [34] Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Min. Geol.* 26, 105–117.
- [35] Large, R.R., Gemmel, J.B., Paulick, H., Huston, D.L., 2001a. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 96, 957–971.
- [36] Mathieu, L., 2018. Quantifying hydrothermal alteration: a review of methods. *Geosciences*, 8, 245.
- [37] MacLean, W.H., Barrett, T.J., 1993. Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 109–133.
- [38] Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2, 47–65.
- [39] Grant, J.A., 2005. Isocon analysis: a brief review of the method and applications. *Phys. Chem. Earth*, 30, 997–1004.
- [40] Franklin, J.M., Duke, J.M., 1997. Litho-geochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. In: Gubins, A.G. (Ed.), *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, pp. 191–208.
- [41] Booyesen, R., Gloaguen, R., Lorenz, S., Zimmermann, R., Nex, P.M., 2020. Geological remote sensing. In: *Encyclopedia of Geology*, 2nd edition.
- [42] Zhu, Y., An, F., Tan, J., 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: a review. *Geosci. Front*, 2 (3), 367–374.
- [43] MacDonald, P. J. and Piercey, S. J., 2019. Geology, litho-geochemistry, and significance of porphyry intrusions associated with gold mineralization within the Timmins–Porcupine gold camp, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(4), 399–418.
- [44] Lentz, D. R. and Gregoire, C., 1995. Petrology and mass-balance constraints on major-, trace-, and rare-earth-element mobility in porphyry-greisen alteration associated with the epizonal True Hill granite, southwestern New Brunswick, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 52(3), 303–331.