

# شواهد لیتوزئوشیمیایی و تحولات ماگمایی سنگ‌های آذرین میزبان کانی‌سازی در نشانه‌های معدنی شمال کبودان، کمپلکس تکنار

ابراهیم طالع فاضل<sup>\*۱</sup>

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۰۴

## چکیده

کانی‌سازی‌های چندفلزی آهن ( $\pm$  فلزات پایه، نقره و طلا) محدوده شمال کبودان (خاور روستای سربرج)، در میزبان ریولیت‌های برشی-پورفیری و سنگ‌های پلیتیک‌شیست سازند تکنار تشکیل شده است. بر اساس شواهد صحرایی، سه افق سنگی شامل افق ریولیت ریزبلور زیرین (کمبرابین)، افق ریولیت پورفیری کانه‌دار و سنگ‌های گرانیتوئیدی تا آندزیت تأخیری (کمبرالا) در منطقه تشخیص داده شد. شواهد لیتوزئوشیمی حاکی از آن است که ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین با ماهیت ساب‌آلکالن ( $Nb/Y < 0.7$ ) و نسبت‌های  $Zr/TiO_2$  (۶۰۸ تا ۹۳۰) و  $Zr/Sc$  (۱۳/۳ تا ۳۶/۳) به تدریج در افق‌های فوقانی توسط ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار با ماهیت آلکالن ( $Nb/Y > 0.7$ ) و نسبت‌های  $Zr/TiO_2$  (۳۸۰ تا ۱۱۱۶) و  $Zr/Sc$  (۲۲/۵ تا ۱۱۶)، جایگزین می‌شوند. کنترل حرارتی ماگما و ذوب بخشی مذاب ریولیتی در دمای بالا، موجب افزایش نسبت HFSE به عناصر سازگار (نظیر  $Zr/Sc$  و  $Zr/TiO_2$ ) و در پی آن، رخداد عناصر کانه‌ساز در ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار شده است. طبق شواهد، رخدادهای معدنی چندفلزی در منطقه شمال کبودان به ویژه در مرز افق ریولیتی زیرین و افق کانه‌دار، احتمالاً متأثر از وقوع تحولات لیتوزئوشیمیایی سنگ میزبان فلسیک و به ویژه افق ریولیت پورفیری شکل گرفته است.

**کلیدواژه‌ها:** ژئوشیمی سنگ کل، لیتوزئوشیمی، HFSE-REE، تحولات ماگمایی، شمال کبودان.

**\*نویسنده مسئول:** ابراهیم طالع فاضل

E-mail: tale.fazel@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

۱۰ نمونه پودر سنگ با عبور از الک ۲۰۰ مش (ابعاد ۷۵ میکرون) توسط تجزیه دستگاهی پراش اشعه ایکس (XRD) مدل فیلیپس X'pert (مدت زمان ۳۰ دقیقه)، در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه قرار گرفت.

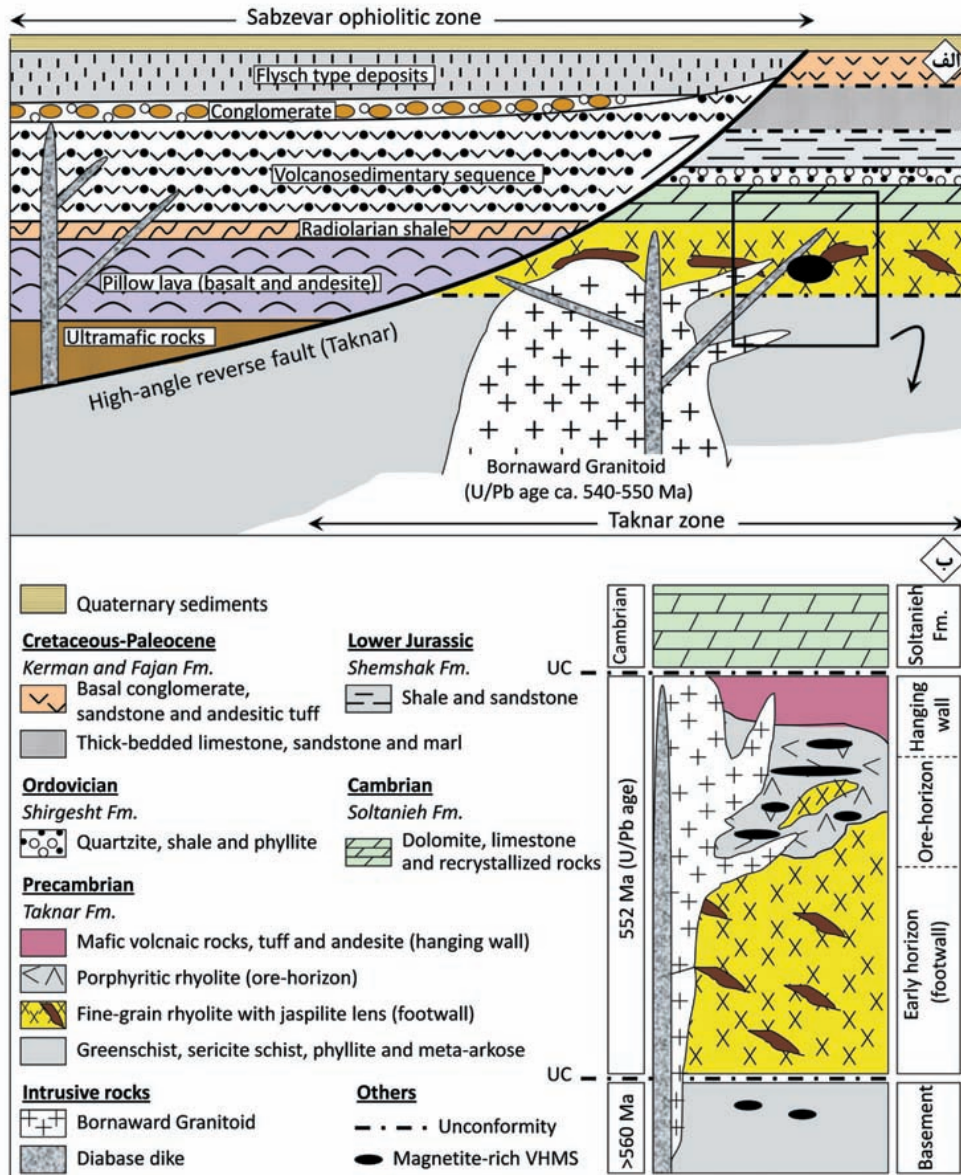
کمپلکس آتشفشانی-نفوذی تکنار، به صورت یک باریکه بالاآمده گوه‌ای شکل در شمالی‌ترین برنزد خرده‌قاره ایران مرکزی، میان گسل‌های تکنار و درونه محصور شده است. مطالعات انجام شده توسط طالع فاضل (۱۳۹۵)، مهرابی و همکاران (۱۳۹۰)، صفری (۱۳۸۸) و حیدریان‌شهری و همکاران (۱۳۸۵) گویای رخداد کانسارهای مختلف در این منطقه بوده که اغلب به صورت متروک رها شده و برخی از آنها مورد پی‌جویی قرار گرفته است. کانی‌سازی چندفلزی آهن ( $\pm$  فلزات پایه، نقره و طلا) شمال کبودان یا خاور روستای سربرج با مختصات  $56^{\circ} 58'$  تا  $57^{\circ} 57'$  طول خاوری و  $22^{\circ} 24'$  تا  $35^{\circ} 24'$  عرض شمالی، از جمله این ذخایر است. عیار کانی‌سازی به‌طور میانگین در این ذخیره شامل آهن (۱۵ تا ۳۵ درصد وزنی)، مس (۵ تا ۵ درصد وزنی)، سرب و روی (۵ درصد وزنی)، منگنز (متوسط ۰/۳ درصد وزنی)، نقره (متوسط ۳۰ گرم در تن) و طلا (متوسط ۶۰ میلی‌گرم در تن) است (صفری، ۱۳۸۸). در این پژوهش سعی شده است با استفاده از داده‌های لیتوزئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) بر روی سنگ‌های آذرین میزبان کانی‌سازی (شامل افق‌های ریولیتی و سنگ‌های نفوذی-نیمه نفوذی تأخیری) به عواملی نظیر نحوه توزیع REE، تحولات ماگمایی-کانی‌سازی و ارتباط زایشی کانی‌سازی با ماگماتیسم در منطقه، دست یافت.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

زون گوه‌ای شکل یا پنجره فرسایشی تکنار (Lindenberg and Jacobshagen, 1983) در خراسان رضوی، بخشی از پهنه‌ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳) که به صورت یک باریکه بالا آمده از پی‌سنگ پرکامبرین-پالئوزویک توسط واحدهای سنگی مزوزویک تا سنوزویک پوشیده شده است. توالی افیولیتی سبزوار در شمال کمپلکس تکنار اغلب از سنگ‌های الترامافیک، بازالت‌های بالشی، شیل‌های رادیولاریتی، توالی آتشفشانی-رسوبی و فلیش تشکیل شده که طبق ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسکن (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵) توسط گسل معکوس تکنار (ریوش) از کمپلکس تکنار جدا می‌شود (شکل ۱). زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه تکنار نخستین بار توسط افتخارزاد و همکاران (۱۳۵۵)، Muller and Walter (1983) و Lindenberg and Jacobshagen (1983) مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات افتخارزاد و همکاران (۱۳۵۵)، پی‌سنگ کمپلکس تکنار از شیست، متاولکانیک‌های گدازه آندزیتی و توف به سن پرکامبرین تشکیل شده که گرانیته برنورد آنها را قطع کرده است. بر اساس مطالعات Muller and Walter (1983) کمپلکس تکنار با ضخامت تقریبی ۱۸۰۰ متر از سنگ بستر شیست سبز و ماسه‌سنگ دگرگون تشکیل شده که بر روی آن سه عضو شامل عضو زیرین (گدازه‌های ریولیتی و توف)، میانی (تناوبی از سنگ‌های کربناته و متاآرکوز) و بالایی (سنگ‌های آتشفشانی همراه با تناوب دولومیت ریزبلور و شیل) قرار گرفته است (شکل ۱). عضو زیرین اغلب از متاریولیت تشکیل شده که بر اساس سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده بر روی بلورهای زیرکن موجود در آنها، سن معادل  $552 \pm 5/67$  میلیون سال (اواخر نئوپروتریویک) برای آن به دست آمده است (منظمی باقرزاده و همکاران، ۱۳۹۵). به عقیده Muller and Walter (1983) بر روی کمپلکس تکنار توالی سنگ‌های رسوبی-آواری و کربناته معادل سازندهای سلطانیه، شیرگشت، شمشک و نظایر آن نهشته شده است (شکل ۱).

## ۲- روش پژوهش

هدف اصلی در این پژوهش دستیابی به ماهیت لیتوزئوشیمیایی سنگ‌های آذرین سازند تکنار و بررسی ارتباط این واحدها با رخداد فلزازی در منطقه است. بر این اساس، پس از تهیه حدود ۷۰ مقطع نازک و اطمینان از غیر هوازده بودن نمونه‌ها، تجزیه شیمیایی ۲۵ نمونه با روش‌های دستگاهی طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) (کد ME-MS81) برای عناصر کمیاب و نادر خاکی و فلورسانس اشعه ایکس (XRF) (کد ME-XRF26) برای عناصر اکسیدی اصلی، در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا انجام شد. خطای تجزیه در نمونه‌ها اغلب کمتر از ۲٪ و حد تشخیص تجزیه دستگاهی برای عناصر اکسیدی اصلی بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد وزنی، برای عناصر کمیاب بین ۰/۱ تا ۱ گرم در تن و برای عناصر نادر خاکی بین ۰/۰۱ تا ۰/۳ گرم در تن است. برای تکمیل داده‌ها و شناسایی دقیق کانی‌های دگرسان،



شکل ۱- الف) تصویر شماتیک از واحدهای چینه‌شناسی- ساختمانی زون‌های تکنار و افیولیت سبزووار (با مقیاس فرضی)؛ ب) ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی شمال کبودان. برگرفته از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسکن (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ کبودان (صفری، ۱۳۸۸).

متآرکوز بوده که این سنگ‌ها در مواردی دچار چین خوردگی و دگرگونی درجه ضعیف (رخساره شیست سبز) شده‌اند (شکل ۲). سن این شیست‌ها ضمن تطابق با سایر گستره‌های سنگی پرکامبرین در ایران مرکزی، به پرکامبرین نسبت داده شده است (Muller and Walter, 1983). این سنگ‌ها با یک ناپوستگی زاویه‌دار توسط سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و به ویژه رپولیت‌های ریزبلور زیرین پوشیده شده‌اند (شکل ۳). طبق شواهد، ۳ افق سنگی شامل رپولیت‌های ریزبلور (افق زیرین)، رپولیت‌های پورفیری (افق کانه‌دار) و سنگ‌های گرانیتوئیدی و آندزیتی (افق بالایی) در این منطقه به شرح زیر از یکدیگر تفکیک شد:

#### ۴-۱. افق زیرین

این افق با ضخامت متغیر بین ۳۰ تا ۲۰۰ متر به‌طور عمده متشکل از شیست و دولومیت‌های سازند تکنار، رپولیت‌های ریزبلور همراه با مجموعه سنگ‌های ولکانیک برشی و گدازه‌های مافیک هیالوکلاستیک است. رپولیت‌ها در این افق با رنگ خاکستری روشن با ساخت جریانی (شکل ۴-الف) و بافت‌های اسفرولیتیک و آمیگدال (کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر) مشاهده می‌شوند که کوارتز اغلب حفرات

این کمپلکس به‌طور وسیع توسط مجموعه گرانیتوئیدی برنورد شامل سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و دیوریت، مورد هجوم قرار گرفته که بر اساس سن‌سنجی‌های رادیوژنیک U-Pb انجام شده بر روی بلورهای زیرکن، سن معادل ۵۵۰ تا ۵۴۰ میلیون سال یا اواخر نئوپروتروزویک برای آنها به دست آمد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015). در مراحل پایانی تکوین زمین‌شناسی منطقه تکنار طی پالتوزویک، دایک‌های دولریتی و آندزیتی، بخش‌های مختلف کمپلکس تکنار و مجموعه گرانیتوئید برنورد را مورد هجوم قرار داده‌اند که در منطقه مورد مطالعه با راستای غالب NE-SW رخنمون دارند (شکل ۲).

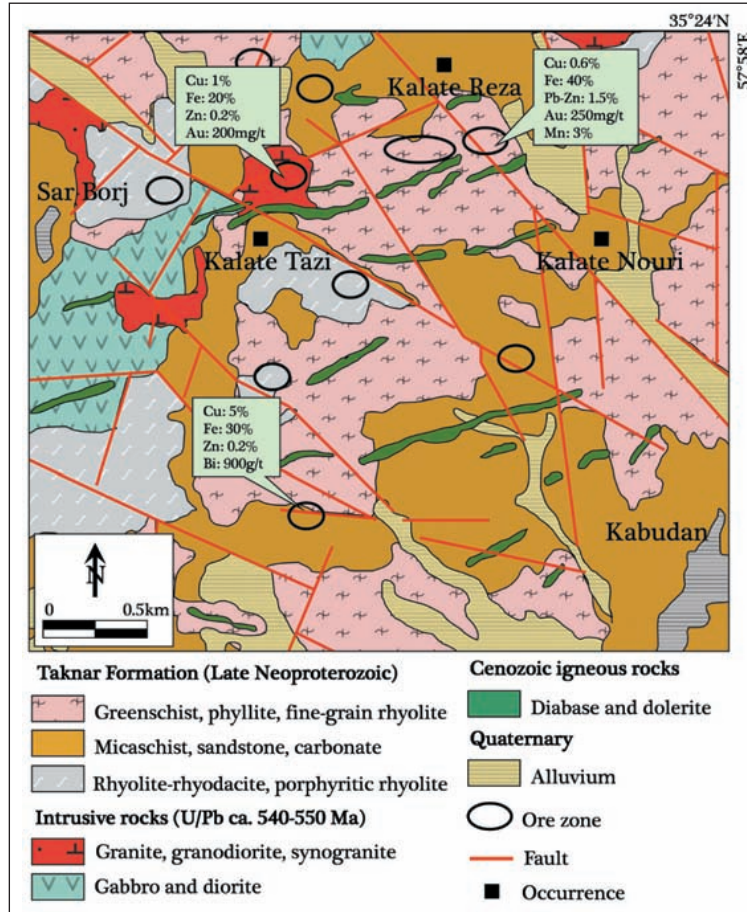
#### ۴-۲ زمین‌شناسی منطقه معدنی

منطقه مورد مطالعه در برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ کبودان (صفری، ۱۳۸۸) با سه منطقه امیدبخش کلاته‌تازی، کلاته‌نوری و کلاته‌رضا مشخص می‌شود که موقعیت آنها در نقشه زمین‌شناسی شکل ۲ آمده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی شامل شیست و فلیت‌های پلیتیک با میان‌لایه‌هایی از سرسیت شیست، کلریت شیست و

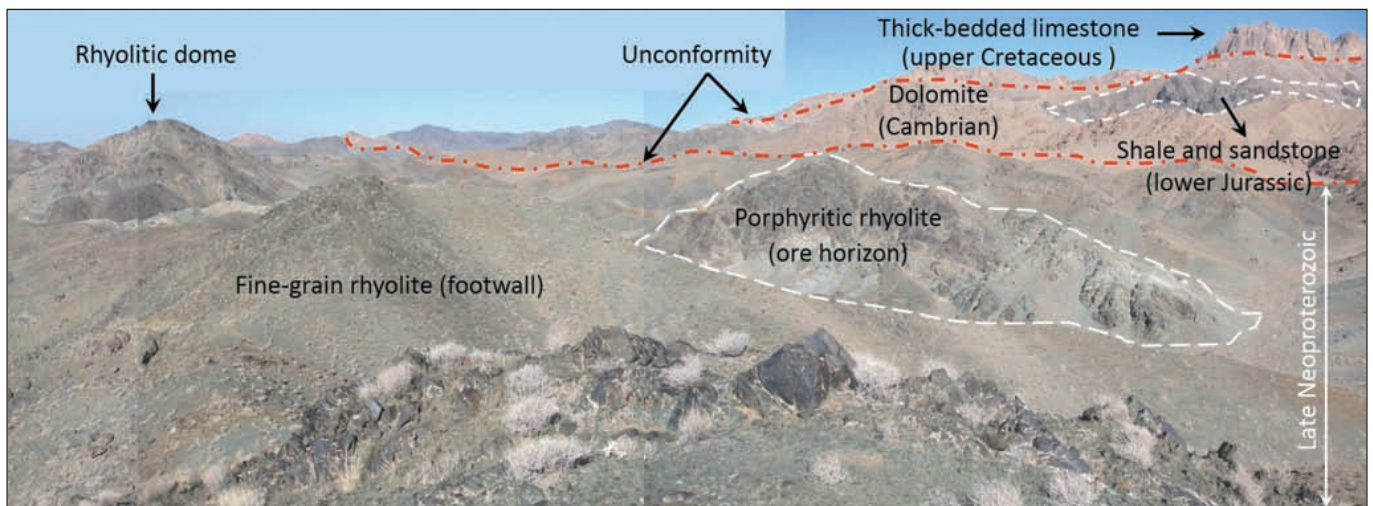


ژاسپیلیتی نیز با ابعاد مختلف در میزبان ریولیت‌های افق زیرین رخنمون دارد (شکل ۴-ب). دگرسانی‌های کلریتی، پروپیلیتیک و اپیدوتی شاخص‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در این افق هستند.

این آمیگدال‌ها را اشغال کرده است (شکل ۴-ب). بخش زیادی از این سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی در اثر جابه‌جایی واحدهای سنگی منطقه از محل اولیه خود جابه‌جا شده و موجب تشکیل برش‌های زمین‌ساختی شده‌اند. عدسی‌های آهن



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدوده شمال کیودان (خاور روستای سربرج) که در آن واحدهای سنگی و عیار متوسط عناصر کانه‌ساز در بخش‌های مختلف نشان داده شده است (با تغییرات کلی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ کیودان توسط صفری، ۱۳۸۸).



شکل ۳- دورنمایی کلی از ارتباط واحدهای سنگی مختلف منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال). تصویر شماتیک این واحدها در شکل ۱ نشان داده شده است.

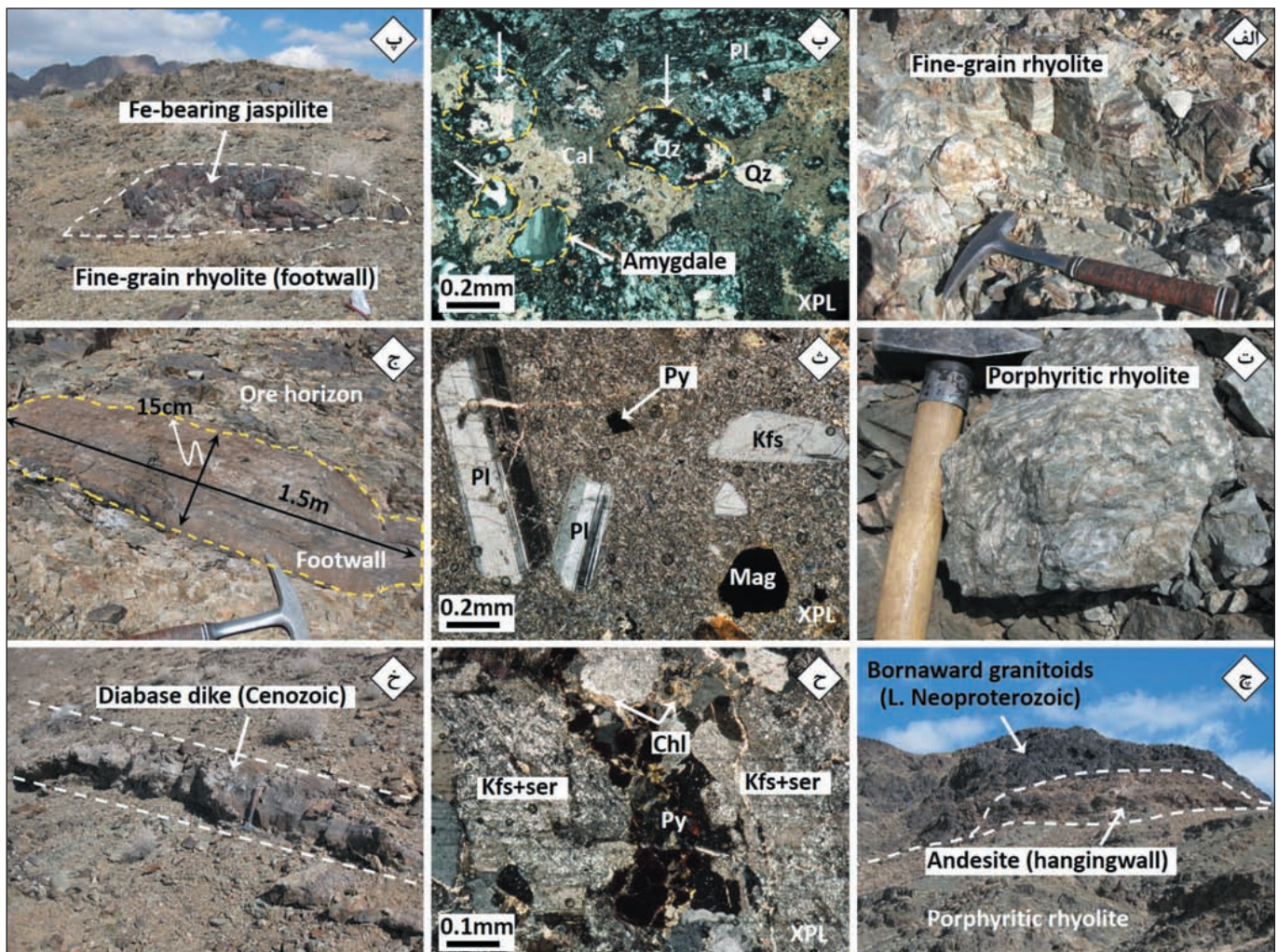


#### ۴-۲. افق کانهدار

این افق با ضخامت تقریبی ۵۰ تا ۱۰۰ متر متشکل از توف‌های ریولیتی جوش خورده، ماسه‌سنگ و کنگلومرا با قطعات آتشفشانی، سنگ‌های آتشفشانی هیالوکلاستیک و ریولیت پورفیری است (شکل ۴-ت). از خصوصیات بارز این ریولیت‌ها حضور کانی‌های کدر فراوان (اغلب مگنتیت و پیریت) در ساختمان آنهاست (شکل ۴-ث). ریولیت‌های پورفیری در این افق توسط ریولیت‌های افق زیرین قطع شده‌اند. علاوه بر این، ریولیت‌های افق زیرین در مواردی به صورت عدسی‌هایی با ابعاد تقریبی ۲۰ تا ۷۰ سانتی‌متر توسط ریولیت‌های افق کانهدار در برگرفته شده‌اند که نشان از قدیمی بودن ریولیت‌های افق زیرین در منطقه دارد (شکل ۴-ج). کانی‌سازی‌های آهن و مس همراه با عناصر فرعی سرب، روی و طلا به صورت انتشاری، عدسی‌شکل و رگه-رگچه‌ای در سنگ میزبان ریولیت پورفیری و کلریت‌شست‌های سازند تک‌کار رخ داده است. دگرسانی‌های کلریت-سریسیت (±پیریت) و آرژلیک در این افق مشاهده شد.

#### ۴-۳. نفوذی‌های تأخیری

ریولیت‌های افق‌های زیرین و کانهدار که به سکانس ریولیتی تک‌کار نیز معروف هستند توسط مجموعه‌ای از دایک‌های دیابازی، آندزیتی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی متعلق به گرانیت برنورد قطع شده‌اند. مجموعه گرانیتوئیدی برنورد متشکل از سنگ‌های حدواسط تا اسیدی گرانودیوریت، تونالیت و آلکالی‌گرانیت (در حاشیه) و بیوتیت گرانودیوریت (در مرکز) است. توده‌های گرانیتوئیدی متناسب به گرانیت برنورد همراه با واحد نیمه نفوذی آندزیت (افق بالایی، شکل ۱) ریولیت‌های پورفیری افق کانهدار را قطع کرده است (شکل ۴-چ). دگرسانی کوارتز-سریسیت ± پیریت ± کلریت شاخص‌ترین دگرسانی در این واحد است (شکل ۴-ح). آخرین فاز ماگماتیسیم در منطقه، طی سنوزویک به صورت دایک‌های دیابازی با راستای غالب شمال خاور-جنوب باختر نفوذ کرده است (شکل ۴-خ).



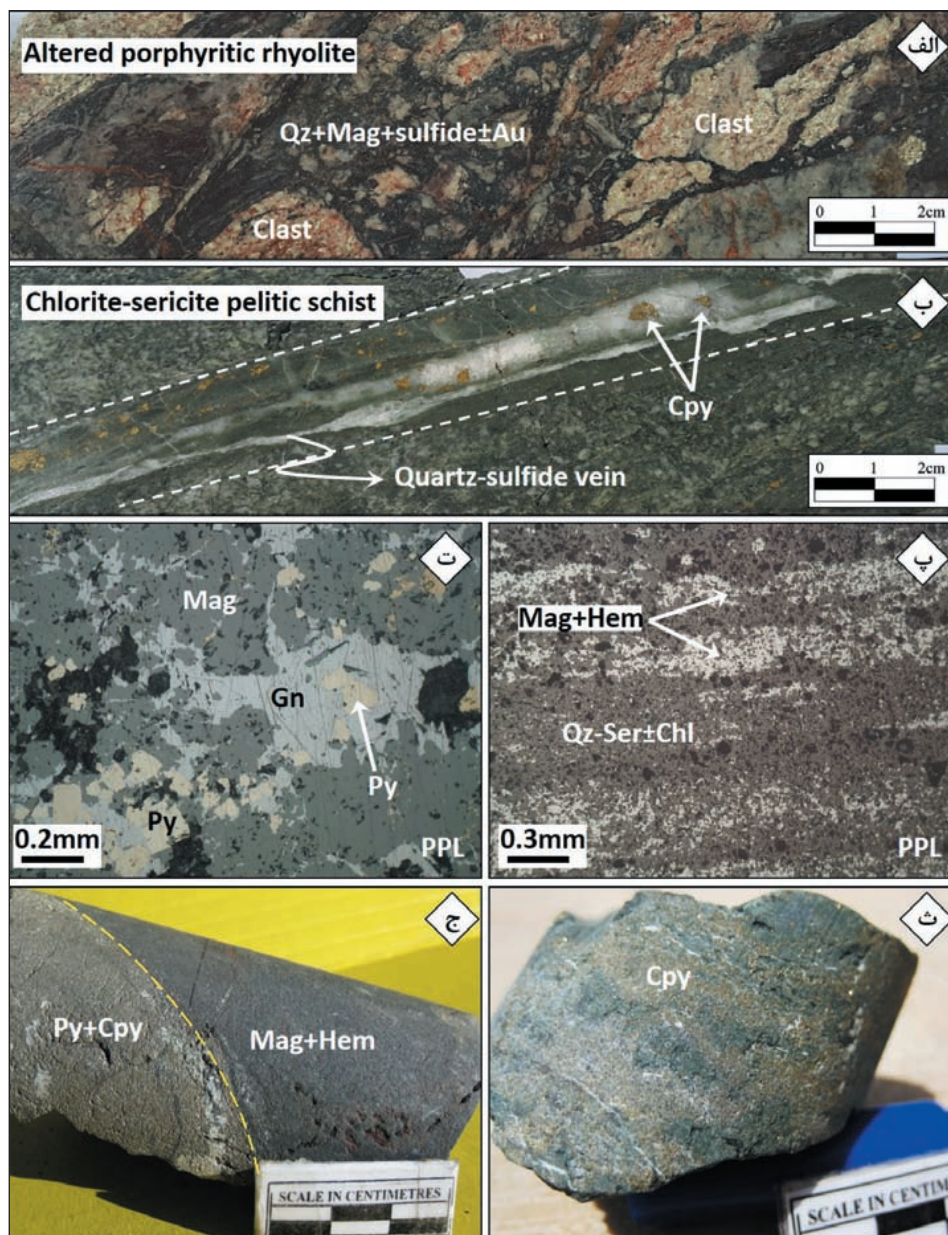
شکل ۴- الف) رخنمون واحد ریولیت ریزبلور عمیق با ساخت جریان‌ی در جنوب کلاته‌تازی؛ ب) تصویر میکروسکوپی عبوری از بافت اسفرولیتیک یا آمیگدالی در ریولیت افق زیرین؛ پ) رخنمون عدسی‌های ژاسپیلیتی آهن‌دار در میزبان ریولیت‌های افق زیرین (دید به سمت شمال؛ ت) نمونه صحرایی از ریولیت پورفیری افق کانهدار؛ ث) تصویر میکروسکوپی عبوری از بافت پورفیری ریولیت همراه درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های فلزی کدر؛ ج) در برگرفتن ریولیت‌های عدسی شکل افق زیرین توسط ریولیت‌های افق کانهدار؛ چ) دورنمایی از قطع واحد ریولیت پورفیری توسط واحدهای آندزیت و گرانیت تأخیری (دید به سمت شمال باختر)؛ ح) تصویر میکروسکوپی عبوری از دگرسانی کوارتز-سریسیت ± پیریت ± کلریت در واحد گرانیت؛ خ) رخنمون دایک دیابازی. حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) شامل: Kfs=فلدسپار پتاسیم، Chl=کلریت، Ser=سریسیت، Py=پیریت، Cal=کلسیت، Mag=مگنتیت، Pl=پلاژیوکلاز، Qz=کوارتز.



### ۵- کانه‌زایی و ژئومتری کانسنگ

از گالن و پیریت‌های خودشکل به‌صورت تأخیری اغلب فضای خالی مگنتیت‌ها را اشغال می‌کند (شکل ۵-ت). نشانه‌های معدنی منطقه کبودان از این نظر بسیار شبیه کانسار VHMS غنی از مگنتیت تکنار (Karimpour and Maleckzadeh, 2005) هستند. کانی‌سازی در میزبان پلیتیک شیسست‌های پر کامبرین به‌صورت استوک‌ورک شامل رگچه‌های سانتی‌متری پیریت و کالکوپیریت در میزبان سریسیت‌شیسست و کلریت-سریسیت‌شیسست‌های سازند تکنار تشکیل شده است (شکل ۵-ث). ابعاد این کانی‌سازی‌ها نسبتاً کوچک است و احتمالاً تنها بخشی از یک کانسنگ سولفید توده‌ای بزرگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-ج). کوارتز، کلسیت، کلریت، انیدریت و باریت مهم‌ترین کانی‌های باطله همراه کانسنگ هستند.

نشانه‌های معدنی چندفلزی آهن ( $\pm$  فلزات پایه، نقره و طلا) شمال کبودان در میزبان ریولیت‌های برشی-پورفیری دگرسان (شکل ۵-الف) و سنگ‌های کلریت-سریسیت پلیتیک شیسست (شکل ۵-ب) سازند تکنار رخ داده است. کانی‌سازی به‌صورت عدسی شکل (توده‌ای)، استوک‌ورک و افشان، تحت کنترل عناصر ساختاری و گسل‌های فرعی منطقه تشکیل شده است. کانی‌سازی در میزبان سنگ‌های فلسیک ریولیتی با ماهیت توده‌ای یا عدسی شکل و حضور باندهای متناوب مگنتیت-هماتیت (شکل ۵-پ) همراه گوتیت و لیمونیت و کانی‌های سولفیدی فرعی پیریت، پروتیت، بورنیت، کالکوپیریت و گالن مشاهده شد (شکل ۵-ت). مگنتیت بیش از ۶۰ درصد حجم کانه‌زایی را به خود اختصاص می‌دهد که کانی‌سازی بخش سولفیدی متشکل

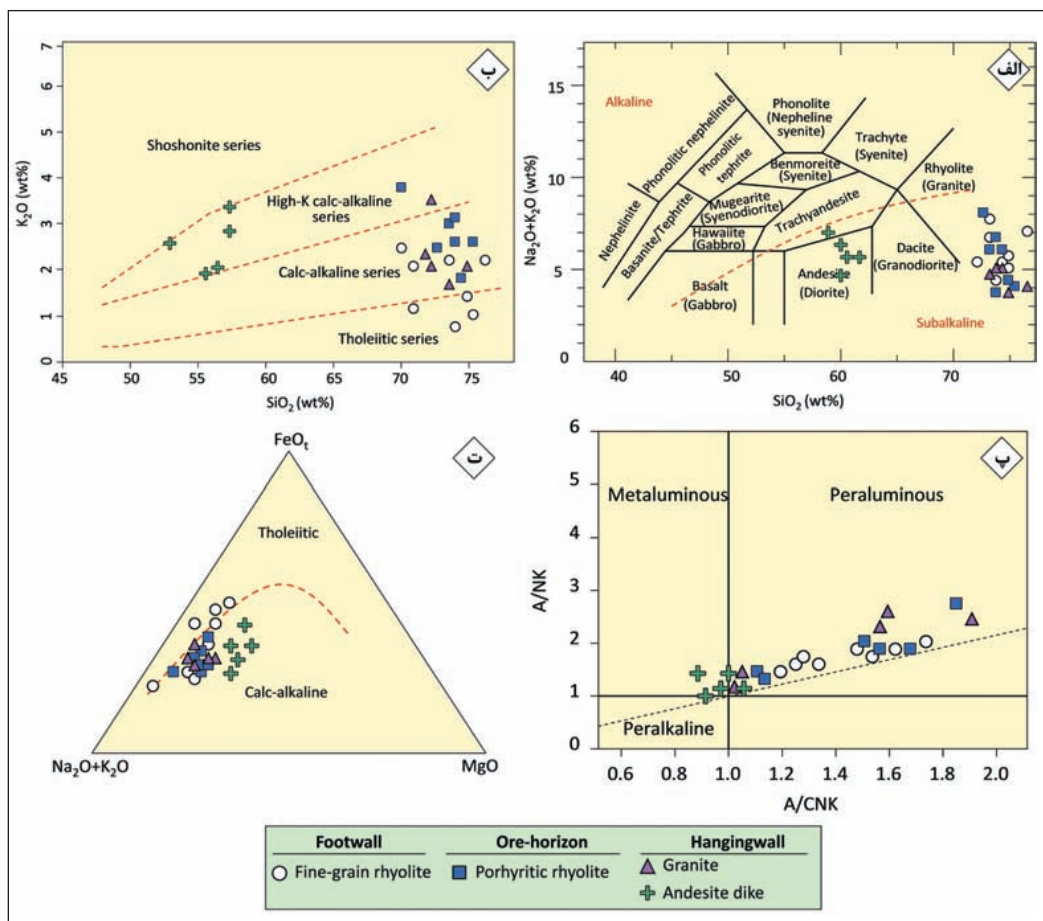


شکل ۵- تصاویر بافت و ساخت کانه‌زایی. الف) کانی‌سازی برشی کوارتز-مگنتیت-سولفید در میزبان ریولیت پورفیری؛ ب) رگه کوارتز-سولفید در میزبان کلریت-سریسیت پلیتیک شیسست؛ پ) تصویر میکروسکوپی بازتابی از باندهای متناوب مگنتیت-هماتیت در میزبان باطله کوارتز-سریسیت  $\pm$  کلریت؛ ت) تصویر میکروسکوپی بازتابی از پاراژنز کانی‌های سولفیدی گالن و پیریت همراه با مگنتیت؛ ث) کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای کالکوپیریت در میزبان کلریت شیسست؛ ج) کانی‌سازی سولفید توده‌ای در مجاورت کانسنگ مگنتیت-هماتیت. حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) شامل Hem=هماتیت، Chl=کلریت، Ser=سریسیت، Py=پیریت، Cpy=کالکوپیریت، Mag=مگنتیت، Gn=گالن، Qz=کوارتز.

**۶- لیتوژئوشیمی**  
**۱-۶. عناصر متحرک**

در گستره سری‌های تولیتی تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار گرفتند (شکل ۶-ب). با استفاده از اندیس اشباع آلومین شاند (Shand index)، نمونه‌های با ماهیت مت‌آلومین تا پرآلومین مقادیر مختلفی از نسبت‌های A/NK و A/CNK دارند. به نظر می‌رسد که این ویژگی ناشی از تحرک عناصر قلیایی طی تجزیه فلدسپار پتاسیم در سنگ‌هاست که طبق مطالعات Lentz (1999) نمونه‌های اولیه فاقد دگرسانی اغلب در نسبت A/CNK نزدیک ۱ قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). تحرک پذیری عناصر قلیایی همچنین با استفاده از معیارهایی نظیر نسبت بالای  $Al_2O_3/Na_2O$  (Spitz and Darling, 1978)، اندیس دگرسانی هاشیموتو (Ishikawa et al., 1976) و اندیس سریستی اغلب (Saeki and Date, 1980) در جدول ۲ ارایه شده است. در نمودار سه‌تایی AFM، اغلب نمونه‌های سنگی شمال کبودان روند کالک‌آلکان نمایش می‌دهند (شکل ۶-ت).

تجزیه فلدسپار پتاسیم و جانشینی آن توسط سریست، به کاهش عناصر قلیایی (نظیر Na و Ca) می‌انجامد در حالی که جانشینی آن توسط عناصر آهنی، موجب رخداد کلریت و افزایش محتوای  $Mg \pm Fe$  در سنگ‌ها می‌شود (Saeki and Date, 1980). با توجه به این، به منظور نام‌گذاری دقیق سنگ‌های منطقه از نمودار عناصر قلیایی کل در مقابل سیلیس ارائه شده توسط (Lentz, 1999; Piercey et al., 2001). Le Bas et al. (1986) استفاده شد که سنگ‌های منطقه با پراکندگی نسبتاً وسیع در محور عناصر قلیایی  $(Na_2O+K_2O)$  (به دلیل تحرک بالا)، در محدوده ریولیت قرار گرفتند (شکل ۶-الف). برای تعیین سری‌های ماگمایی از نمودار دوتایی  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  ارائه شده توسط (Le Maitre et al. 1989) استفاده شد که سنگ‌های منطقه



شکل ۶- نمودارهای ژئوشیمی عناصر اصلی در واحدهای سنگی آذرین منطقه کبودان. الف) نمودار دوتایی  $SiO_2$  در مقابل عناصر قلیایی (Le Bas et al., 1986)؛ ب) تعیین میزان آلکالینته سنگ‌ها با استفاده از نمودار دوتایی  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  (Le Maitre et al., 1989)؛ پ) گستره مت‌آلومین تا پرآلومین سنگ‌های منطقه در نمودار دوتایی A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ ت) روند کالک‌آلکان تا کمی تولیتی در نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971).

**۶-۲. عناصر غیر متحرک**

متوسط نسبت  $Zr/TiO_2$  (۶۰۸ تا ۹۳۰) و  $Nb/Y$  (۰/۲ تا ۰/۶) هستند که طبق نمودار (Pearce 1996) ماهیت ساب‌آلکان دارند (شکل ۷-الف). مقادیر HFSE (شامل Y و Nb) در ریولیت‌های این افق متوسط تا کم بوده و ناظر بر محیط‌های قوس آتشفشانی با تیپ I است (شکل‌های ۷-ب و پ). این ریولیت‌ها با نسبت متوسط  $Zr/Y$  (۵/۵ تا ۱۰/۶) اغلب در محدوده سری انتقالی قرار می‌گیرند (Leat et al., 1986). (Lentz, 1998 and 1999) (شکل ۷-ت). ریولیت‌های افق زیرین با مقادیر متوسط نسبت‌های  $Zr/Nb$  (۱۱/۵ تا ۲۵) (شکل ۷-ث)،  $Zr/Sc$  (۱۳/۳ تا ۳۶/۳) (شکل ۷-ج)،

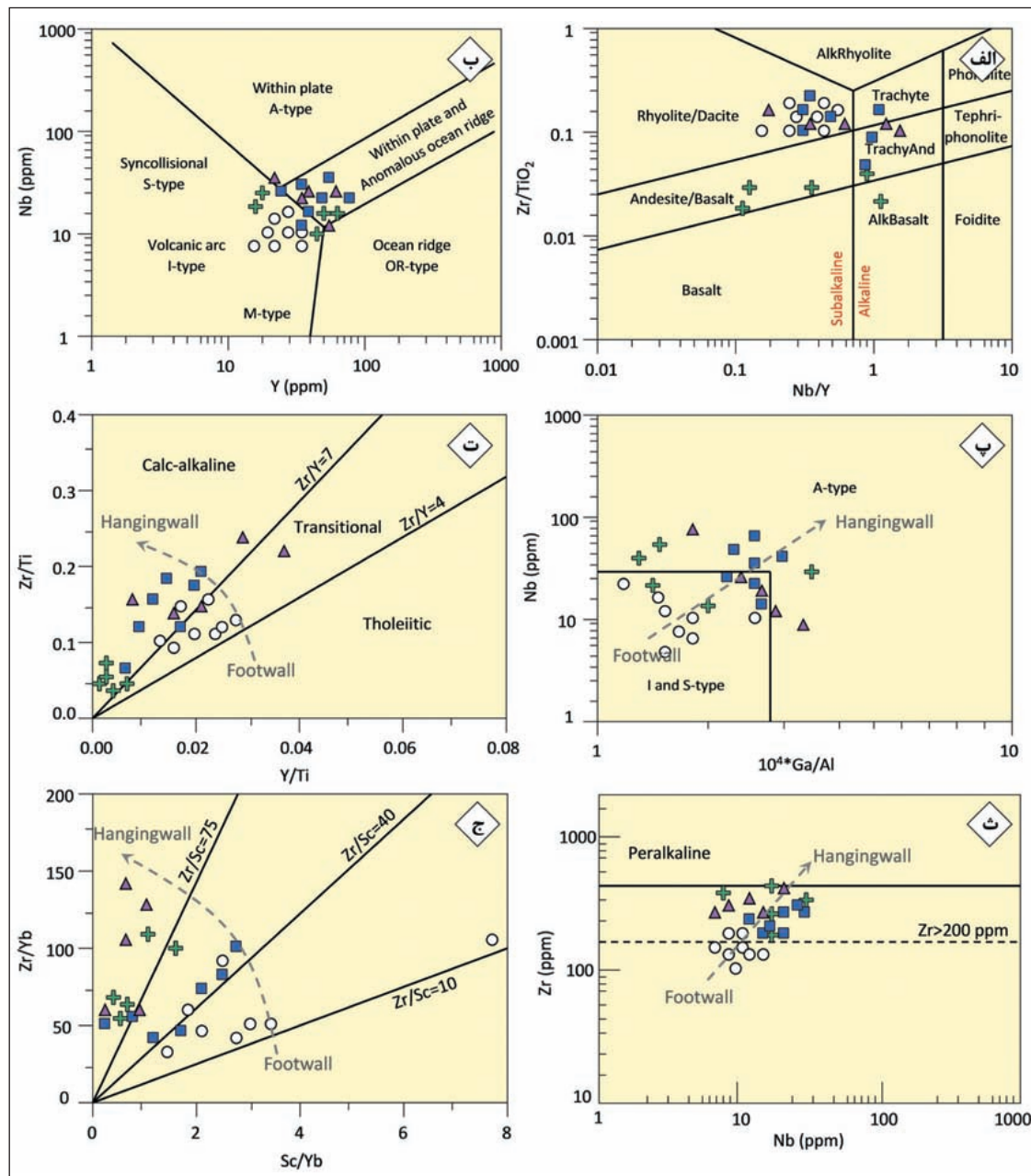
از آنجایی که بخش عمده عناصر اصلی و LFSE (نظیر Cs، Rb، Ba، Sr) طی عملکرد دگرسانی‌های گرمایی دچار تحرک می‌شوند؛ لذا به منظور تعبیر و تفسیر داده‌های لیتوژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین از عناصر کمیاب غیر متحرک HFSE شامل (نظیر Y و Nb، Ta، Zr، Hf، Ga) استفاده شده است. مقادیر این عناصر و نمودارهای مرتبط، به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ و شکل‌های ۶ تا ۹ ارایه شده است. — **افق زیرین (کم‌ریابین کانسنگ):** ریولیت‌های ریزیلور زیرین در این افق دارای مقادیر



اغلب در حوزه سنگ‌های فلسیک درون صفحه‌ای قرار گرفته (شکل ۷-ب) و احتمالاً از سنگ‌های فلسیک پوسته‌ای تیپ A منشأ گرفته‌اند (شکل ۷-پ). واحد ریولیت افق کانه‌دار با نسبت متغیر Zr/Y (۶ تا ۱۴) در نمودار دوتایی Zr/Ti در مقابل Y/Ti ارائه شده توسط Lentz (1998 and 1999) در حوزه ماگمای انتقالی تا کالک‌آلکانل قرار می‌گیرد (شکل ۷-ت). ریولیت‌های افق کانه‌دار دارای مجموع REE کل (میانگین ۲۳۰ ppm در ریولیت‌های افق کانه‌دار نسبت به میانگین ۱۳۰ ppm در ریولیت‌های افق زیرین) هستند (شکل ۷-ث) (جدول ۱). همچنین، ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار، تغییرات قوی عناصر Zr، Sc و Ti همراه با نسبت بالای Zr/Sc (۲۲/۵ تا ۱۱۶) (شکل ۷-ج)، Zr/TiO<sub>2</sub> (۳۸۰ تا ۱۱۱۶) و همچنین محتوای بالای Th در مقایسه با ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین نشان می‌دهند (جدول‌های ۱ و ۲).

مقدار پایین نسبت Ti/Sc (۰/۰۱ تا ۰/۰۳) و نسبت Nb/Ta (متوسط ۲۱/۴) شناخته می‌شوند (جدول ۲). الگوی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته نخستین، غنی‌شدگی نسبی در موقعیت LREE همراه با آنومالی منفی در موقعیت عناصر Nb، Ti و Eu نمایش می‌دهد (شکل ۸-الف). همچنین طبق الگوی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت نیز نوعی تهی‌شدگی در موقعیت عنصر Eu در ریولیت‌های افق زیرین مشاهده شد (شکل ۸-ب).

– **افق کانه‌دار:** طبق شواهد ژئوشیمیایی، ریولیت‌های پورفیری میزان عناصر کانه‌دار در مقایسه با ریولیت‌های ریزبلور زیرین از نسبت‌های Zr/TiO<sub>2</sub> (۳۸۰ تا ۱۱۱۶) و Nb/Y (۰/۴ تا ۱/۳) بالاتری برخوردار هستند و اغلب ماهیت آلکانل-ساب‌آلکانل HFSE دارند (شکل ۷-الف). ریولیت‌های این افق با محتوای بالای



شکل ۷- نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر کمیاب غیرمتحرک در واحدهای سنگی منطقه کیودان. الف) نمودار دوتایی نسبت Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)؛ ب) تعیین جایگاه زمین‌ساختی در نمودار دوتایی Nb در مقابل Y (Pearce et al., 1984)؛ پ) تعیین تیپ سنگ‌ها در نمودار دوتایی Nb در مقابل Ga/Al (Whalen et al., 1987)؛ ت) تعیین سری‌های ماگمایی و نسبت Zr/Y سنگ‌ها در نمودار دوتایی Zr/Ti در مقابل Y/Ti (Lentz, 1998 and 1999)؛ ث) بررسی محتوای HFSE واحدهای سنگی مختلف در نمودار دوتایی Zr در مقابل Nb (Leat et al., 1986)؛ ج) مقایسه نسبت HFSE به عنصر سازگار (نظیر نسبت Zr/Sc) با استفاده از نمودار دوتایی Zr/Yb در مقابل Sc/Yb (Piercey et al., 2001). نمادها مانند شکل ۶.

جدول ۱- نتایج تجزیه سنگ کل از ۲۵ نمونه سنگی معرف منطقه شمال کبودان توسط تجزیه‌های دستگاهی XRF و ICP-MS

Sample	Tk01	Tk02	Tk03	Tk04	Tk05	Tk06	Tk07	Tk08	Tk09	Tk10	Tk11	Tk12	Tk13
Units	Fine-grain rhyolite (footwall)								Porphyritic rhyolite (ore horizon)				
SiO <sub>2</sub>	76.2	70.32	74.3	75.4	71.23	75.05	74.32	71.23	72.76	74.32	75.32	73.87	74.04
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.17	0.23	0.26	0.25	0.28	0.35	0.32	0.34	0.38	0.36	0.59	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.3	12.5	13.05	14.03	12.54	13.23	14.32	13.2	12	13.5	13.7	14.2	12.3
FeO	0.9	1.2	1.1	0.8	1.34	1.54	0.76	1.3	1.3	1.25	0.89	1.76	1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.8	1.37	2.54	2.23	1.65	2.54	3.45	4.32	2.45	1.23	0.84	1.23	0.34
MnO	0.03	0.05	0.1	0.04	0.06	0.03	0.04	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
MgO	0.55	1.23	1.05	1.05	1.11	0.89	0.76	1.12	0.86	0.67	0.43	1.05	0.8
CaO	0.82	0.6	0.7	0.6	0.76	0.66	1.3	1.04	0.66	1.32	0.67	0.87	0.67
Na <sub>2</sub> O	4.23	3.21	2.45	3.21	4.2	3.2	3.12	3.12	2.68	2.13	1.23	2.54	0.86
K <sub>2</sub> O	2.6	2.7	2.5	1.5	2.7	1.9	1.03	1.6	2.5	1.23	2.65	3.1	2.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	1.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.08	0.08	0.12	0.03	0.03	0.04
LOI	1.14	5.32	1.33	0.98	3.45	0.87	0.65	2.37	4.78	3.25	3.81	1.04	6.54
Total	99.81	99.74	99.41	100.14	99.34	100.24	100.17	99.78	100.44	99.43	99.95	100.31	99.95
Cr	24	8	14	54	12	32	17	NA	2	1	16	26	45
Ni	5	12	5	10	NA	3	NA	7	2	16	NA	2	7
Co	5	NA	6	6	7	4	3	8	15	20	3	16	NA
Sc	4.6	7.5	12.6	12	9	6	6.6	13	5.6	7.8	2	10	5
V	13	43	65	37	55	65	32	17	16	23	36	NA	18
Cu	16	8	NA	19	NA	10	5	32	11	NA	5	17	NA
Pb	10	7	5	NA	6	1	12	17	11	23	6	15	16
Zn	23	28	NA	32	33	NA	45	67	32	54	NA	23	16
Sn	2.6	3.6	NA	2.7	3.6	3.2	1.5	3.3	4.54	NA	7.4	5.6	4.7
Mo	0.6	0.4	0.3	0.2	NA	0.5	0.5	0.3	1.2	NA	1.5	0.8	0.5
Rb	67.3	45.4	76.4	54.8	33.4	78.4	55.4	34.87	132	143	156	87	67
Cs	2.34	1.43	3.13	2.4	2.5	1.34	2.65	3.3	1.43	0.98	NA	2.13	1.03
Ba	765	564	434	213	78	766	856	502	765	1234	1032	1034	886
Sr	132	123	67	45	105	23	176	112	43	48	67	88	103
Ga	12	16	10	8	10	11	12.6	13	16	15	18	22	16
Ta	0.5	0.4	0.8	0.4	0.5	0.6	0.3	0.9	2.1	4.6	1.65	1.9	1.7
Nb	8.7	9.5	12.3	15.4	11.4	7.6	8.8	10.2	22.3	18.6	16.5	23.5	32.5
Hf	3.4	5.4	6.6	3.7	3.2	1.3	5.4	6.5	10.3	7.6	5.4	4.4	3.7
Zr	167	134.6	167.5	175.9	232.5	189.6	212.8	198	278.9	234.9	232.7	223.8	324.7
Y	15.8	23.6	30.8	24.3	28.7	33.8	23.8	18.9	27.5	32.3	34.9	23.3	47.7
Th	13.6	10.6	15.7	13.45	12	23.5	10.43	12.8	25.7	15.8	32.7	54.6	23.6
La	32.4	31.4	36.4	23.5	34.3	32.1	28.7	23.5	45.3	53.2	56.4	34.3	28.5
Ce	47.4	56.4	34.3	33.2	24.3	54.3	47.4	46.1	65.4	78.4	121.2	118	76.4
Pr	5.6	7.6	8.6	10.3	12.5	10.4	6.6	4.8	12.7	15.3	16.8	13.4	18.4
Nd	15.8	17.8	16.9	21.8	25.7	34.7	33.2	27	54.8	34.7	16.9	45.8	74.3
Sm	4.6	5.6	3.8	7.8	6.5	5.9	4.3	2.7	8.5	9.5	6.5	11.4	12.3
Eu	0.8	0.6	0.5	1.2	1	0.8	1.1	0.7	0.6	0.4	0.8	1.2	1.1
Gd	2.3	3.5	4.7	5.4	8.5	3.3	2.8	7.6	6.8	5.7	6.9	9.6	10.3
Tb	0.6	0.4	0.8	0.5	0.5	0.6	0.9	1.2	1.3	1.5	1.4	1.6	0.8
Dy	3.0	3.5	4.3	4.6	2.5	8.3	7.3	1.5	2.5	7.6	8.9	6.6	2.6
Ho	0.7	0.8	1.3	0.4	0.5	0.8	1.4	1	0.9	1.6	1.5	1.2	1.4
Er	1.6	2.3	1.8	2.1	3.5	1	1.7	4.3	3.4	4.2	2.6	4.7	4.8
Tm	0.5	0.4	0.3	0.5	0.4	0.6	0.4	0.3	0.5	0.7	0.6	0.8	0.5
Yb	1.8	2.5	1.6	3.5	4.6	4.3	3.6	4.7	4.5	3.5	4.6	5.3	3.2
Lu	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6	0.4	0.6	0.8	0.6	0.5	0.7	0.5	0.7
ΣREE	117	133	116	115	125	158	140	126	208	217	246	255	235



Sample	Tk14	Tk15	Tk16	Tk17	Tk18	Tk19	Tk20	Tk21	Tk22	Tk23	Tk24	Tk25
Units	Porphyritic rhyolite		Late intrusive rocks (granite)					Late sub-volcanic rocks (andesite)				
SiO <sub>2</sub>	70.21	74.13	72.34	75.16	72.04	73.65	72.13	57.43	55.6	57.45	56.43	53.05
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.25	0.24	0.33	0.18	0.37	0.24	1.34	2.15	1.47	2.23	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.1	13.2	13.5	12.5	11.87	12.3	13.3	14.8	15.3	16.01	14.6	16.3
FeO	1.23	1.65	0.89	1.45	1.6	0.8	1.2	1.8	1.2	1.4	1.23	1.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.01	2.23	2.13	0.43	0.87	1.02	0.89	3.68	2.23	3.13	4.15	2.7
MnO	0.01	0.04	0.07	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
MgO	0.77	0.52	0.57	0.89	0.67	0.66	0.8	3.56	4.17	3.02	5.01	3.87
CaO	1.23	1.03	0.78	0.77	2.3	1.6	1.45	4.78	5.23	5.06	4.12	4.78
Na <sub>2</sub> O	3.24	2.12	1.05	1.23	2.13	1.87	2.12	2.05	2.98	2.34	2.45	3.2
K <sub>2</sub> O	3.9	3.1	3.5	2.1	2.4	1.5	2.1	2.98	2.1	3.4	2.1	2.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.04	0.06	0.03	0.06	0.04	1.1	0.1	0.09	0.12	0.11	0.18
LOI	4.82	1.05	3.56	3.77	4.78	4.32	3.36	6.07	7.59	4.34	5.87	7.87
Total	100.03	99.36	98.69	98.69	98.92	98.17	98.72	98.6	98.66	97.76	98.31	97.07
Cr	32	NA	8	5	1	27	15	28	43	27	22	17
Ni	10	10	NA	34	2	15	44	14	23	NA	12	18
Co	2	10	NA	17	2	14	10	5	NA	12	14	10
Sc	5	4.3	1.6	2.6	1.3	2.3	2.8	3.4	2.6	8.4	4.6	7.4
V	10	16	15	11	8	34	44	12	54	32	12	16
Cu	6	23	30	NA	8	16	21	23	12	34	42	12
Pb	NA	7	2	NA	43	16	NA	22	10	NA	23	15
Zn	33	17	23	35	NA	27	17	NA	22	16	10	4
Sn	5.5	4.5	3.3	6.4	NA	4.6	7.6	3.3	4.4	2.3	7.6	4.5
Mo	1.5	1.4	NA	2.1	1.4	1.5	1	NA	0.8	0.6	1.1	1.4
Rb	88	145	178	213	321	178	218	213	103	78	66	NA
Cs	1.06	1	1	2.16	4.32	3.2	2.1	1.32	2.1	NA	NA	2.6
Ba	323	213	1045	1213	887	679	456	231	435	278	654	345
Sr	23	44	56	58	75	NA	32	45	67	43	28	NA
Ga	14	17	21	23	17	11	17	15	8	12	10	32
Ta	2.1	1.5	1.4	2.1	1	1.6	1.3	0.7	0.6	1.2	2.1	1.4
Nb	30.5	12.4	10.3	7.9	15.8	32.1	17.6	12.6	8.9	17.6	21.3	17.6
Hf	5.6	7.6	3.6	10	3.2	11.5	6.5	15.4	12.1	8	5.7	4.4
Zr	334.8	278.9	321	303.8	257.8	343.9	189.6	356.9	441.7	498	467.8	289.5
Y	23.8	32.7	54.7	45.8	32.6	18.7	23.8	67.5	45.6	32.2	16	15.7
Th	17.8	23.2	48.7	21.2	18.8	22.9	18.9	12.8	21.8	17.8	32.1	18.8
La	55.4	46.4	45.3	65.4	34.3	28.4	34.3	58.4	67.4	33.2	65.4	44.3
Ce	84.3	67.4	65.4	55.4	101	103	102.4	134.3	76.4	67.4	66.3	98.4
Pr	7.9	5.6	7	4.3	10	11.3	12.3	13.5	15.8	14	8.8	9
Nd	65.3	43.7	23.6	43.7	23.7	43.6	76.4	32.8	66.4	45.8	33	28.6
Sm	8.7	5.3	3	6.9	7.8	10.2	11	3.8	7.8	7.4	5.8	5.9
Eu	0.4	0.9	1.3	0.5	0.9	1.6	0.7	0.4	0.9	1.6	0.8	0.5
Gd	6.5	7.9	8.6	5.6	4.7	6.6	5.9	8.7	5.6	4.7	5.7	4.4
Tb	1.1	0.6	1	0.9	0.7	0.8	0.5	1	1.2	0.9	0.8	0.9
Dy	3.3	5	6.8	9	5.6	2.3	5.4	2.3	4.6	7.8	6.5	4.4
Ho	1.2	1.7	1.2	1.3	1.2	1	1.2	1.5	1.2	1	1.7	2
Er	3.2	1.8	2.3	3.6	2.2	2	1.8	2.1	2.6	3.2	3.3	1.6
Tm	0.4	0.3	0.6	0.4	0.8	0.8	0.9	0.4	0.6	0.5	0.6	0.4
Yb	4.5	5.4	2.3	2.4	4.3	3.3	3.5	5.4	6.5	5	4.3	6.4
Lu	0.8	0.4	0.6	0.5	0.8	0.6	0.4	0.6	0.5	0.3	0.4	0.5
ΣREE	243	193	170	200	198	216	257	265	258	193	203	207

توضیحات: مقادیر عناصر اکسیدی اصلی بر حسب درصد وزنی (wt%) و مقادیر عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) است. NA=مقادیر ثبت نشده.

جدول ۲- نسبت‌های بین عنصری در عناصر اصلی و کمیاب مرتبط با واحدهای سنگی آذرین منطقه.

Units	Sample	A/N <sup>1</sup>	HF <sup>2</sup>	SF <sup>3</sup>	Sc/Nb	Ti/Sc	Zr/Y	Zr/Sc	Zr/TiO <sub>2</sub>	Nb/Y	Nb/Ta	La/Ybn <sup>4</sup>	ZST <sup>5</sup>	
Fine-grain rhyolite	Tk01	2.9	38	38	0.53	0.02	10.57	36.3	879	0.55	17.4	12.0	799	
	Tk02	3.9	51	46	0.79	0.01	5.70	17.9	792	0.40	23.8	8.4	796	
	Tk03	5.3	53	51	1.02	0.01	5.44	13.3	728	0.40	15.4	15.2	832	
	Tk04	4.4	40	32	0.78	0.01	7.24	14.7	677	0.63	38.5	4.5	841	
	Tk05	3.0	43	39	0.79	0.02	8.10	25.8	930	0.40	22.8	5.0	828	
	Tk06	4.1	42	37	0.79	0.03	5.61	31.6	677	0.22	12.7	5.0	840	
	Tk07	4.6	29	25	0.75	0.03	8.94	32.2	608	0.37	29.3	5.3	855	
	Tk08	4.2	40	34	1.27	0.01	10.48	15.2	619	0.54	11.3	3.3	839	
Porphyritic rhyolite	Tk09	4.5	50	48	0.25	0.04	6.13	49.8	820	0.81	10.6	6.7	874	
	Tk10	6.3	36	37	0.42	0.03	5.89	30.1	618	0.58	4.0	10.2	876	
	Tk11	11.1	62	68	0.12	0.11	6.67	116.4	646	0.47	10.0	8.2	887	
	Tk12	5.6	55	55	0.43	0.04	9.61	22.4	379	1.01	12.4	4.3	855	
	Tk13	14.3	70	76	0.15	0.04	5.94	64.9	1015	0.68	19.1	6.0	922	
	Tk14	3.7	51	55	0.16	0.05	14.07	67.0	744	1.28	14.5	8.2	854	
	Tk15	6.2	53	59	0.35	0.03	8.53	64.9	1116	0.38	8.3	5.7	877	
Late intrusive unites	Granite	Tk16	12.9	69	77	0.16	0.09	5.87	200.6	1338	0.19	7.4	13.2	911
		Tk17	10.2	60	63	0.33	0.08	6.63	116.8	921	0.17	3.8	18.2	915
		Tk18	5.6	41	53	0.08	0.08	7.91	198.3	1432	0.48	15.8	5.3	846
		Tk19	6.6	38	45	0.07	0.10	18.39	149.5	929	1.72	20.1	5.8	908
		Tk20	6.3	45	50	0.16	0.08	7.97	67.7	790	0.74	13.5	6.6	842
	Andesite	Tk21	7.2	49	59	0.27	0.24	5.29	105	266	0.19	18.0	7.2	830
		Tk22	5.1	43	41	0.29	0.50	9.69	170	205	0.20	14.8	6.9	837
		Tk23	6.8	46	59	0.48	0.10	15.47	59.3	339	0.55	14.7	4.4	858
		Tk24	6.0	52	46	0.22	0.29	29.24	101.7	210	1.33	10.1	10.2	866
		Tk25	5.1	45	45	0.42	0.08	18.44	39.1	308	1.12	12.6	4.6	802

<sup>1</sup>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O

<sup>2</sup>Hashimoto index= 100\*(MgO+K<sub>2</sub>O)/(MgO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O+CaO) (Ishikawa et al., 1976)

<sup>3</sup>Sericite index= 100\*[K<sub>2</sub>O/(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)] (Saeki and Date, 1980)

<sup>4</sup>Normalized to chondritic values (Nakamura, 1974)

<sup>5</sup>Zircon Saturation Temperature (°C) (Watson and Harrison, 1983)

الگوی بهنجار شده این سنگ‌ها نسبت به گوشته نخستین با غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی عناصر Nb و Ti و تهی‌شدگی Eu مشخص می‌شود (شکل ۸-ث). الگوی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت در سنگ‌های بخش تأخیری نیز تهی‌شدگی مشابهی از عنصر Eu در مقایسه با ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار نشان می‌دهد (شکل ۸-ج). همچنین سنگ‌های این واحد با نسبت بالای Zr/Sc (۴۰ تا ۲۰۰) و Zr/TiO<sub>2</sub> (۲۰۵ تا ۱۴۳۲) مشابه واحد ریولیت پورفیری افق کانه‌دار بوده که از نظر نسبت بالای Ti/Sc (۰/۱ تا ۰/۵) نیز مشابه ترکیب پوسته قاره‌ای و میانگین نسبت Nb/Ta (۱۳) گویایی منشأ این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985; Green, 1995; Barth et al., 2000).

#### ۷-۱. پتروژنز و جایگاه ژئودینامیکی

متاریولیت‌های منطقه تکنار با سن ۵۵۲ میلیون سال، پی سنگ نئوپروتروزویک سازند تکنار را قطع می‌کنند و خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماهای ریفتی تا حاشیه قوس قاره‌ای را نشان می‌دهند (منظمی باقرزاده و همکاران، ۱۳۹۵). تهی‌شدگی HFSE و REE همراه با آنومالی منفی عناصر Nb و Ti در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته نخستین، گویای رخداد سنگ‌های فلسیک منطقه در محیط‌های قوس آتشفشانی است (Pearce and Peate, 1995). با این وجود، برخی پژوهشگران فرایندهای ذوب مجدد

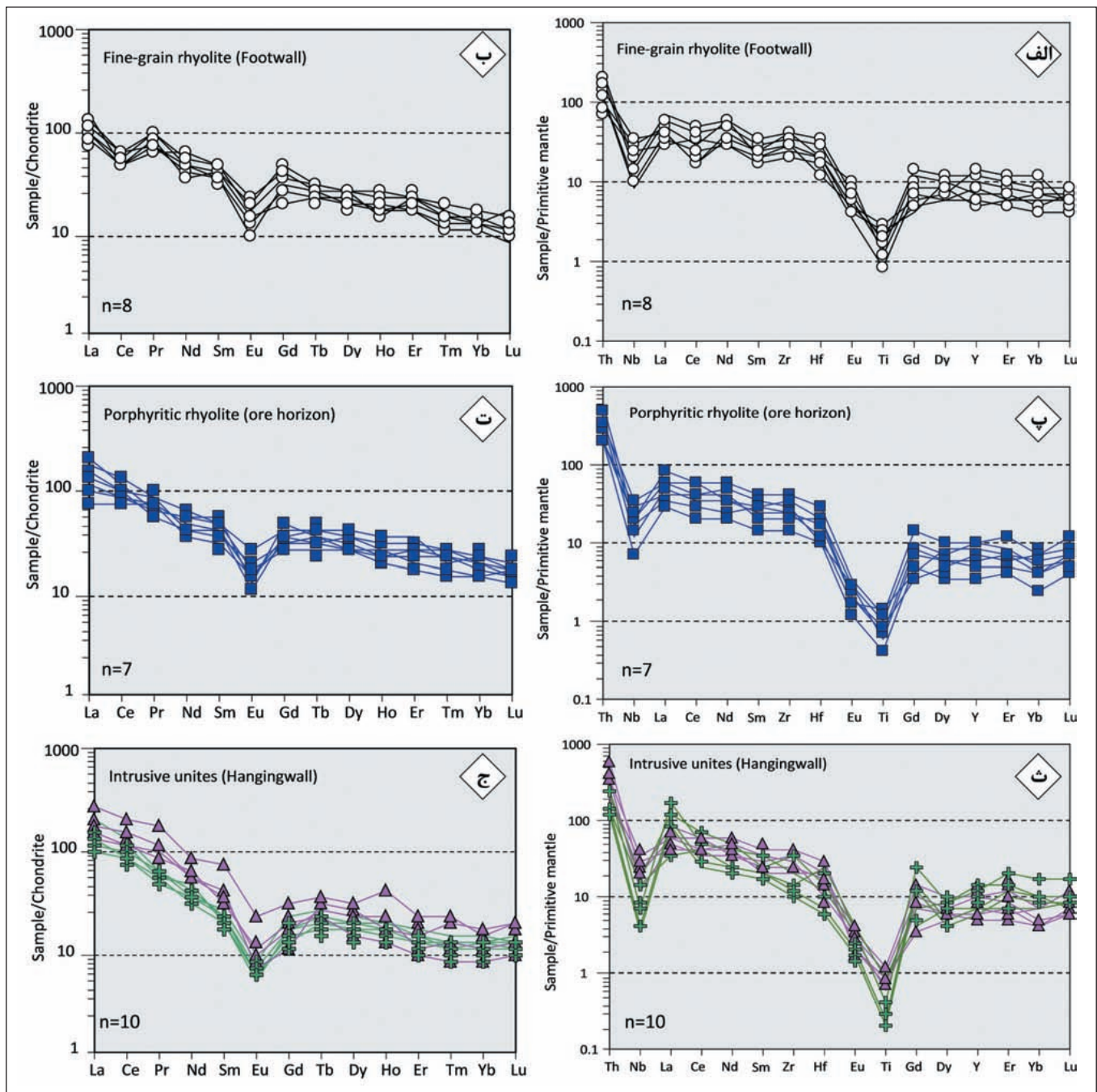
الگوی بهنجار شده نسبت به ترکیب گوشته نخستین در این ریولیت‌ها مشابه الگوی بهنجار شده در ریولیت‌های افق زیرین بوده که در آن غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی Nb و Ti و نیز تهی‌شدگی بالای Eu قابل مشاهده است (شکل ۸-پ). الگوی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت نیز، تهی‌شدگی نسبتاً بیشتری در موقعیت عنصر Eu ریولیت‌های پورفیری در مقایسه با ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین نشان می‌دهد (شکل ۸-ت). طبق مطالعات، میانگین نسبت Nb/Ta (۱۲) در ریولیت‌های پورفیری مشابه سنگ‌های منشأ گرفته از پوسته قاره‌ای است (نسبت Nb/Ta بین ۷ تا ۱۹ و اغلب کمتر از ۱۷) (Taylor and McLennan, 1985; Green, 1995; Barth et al., 2000) (جدول ۲).

– **نفوذی‌های تأخیری (کمبر بالای کانسنگ):** سنگ‌های این بخش از دیدگاه لیتوژئوشیمیایی با تغییرات زیاد و محتوای بالای Zr/TiO<sub>2</sub> (۲۰۵ تا ۱۴۳۲) و متوسط Nb/Y (۰/۲ تا ۱/۷) شناخته می‌شوند که نمونه‌های سنگی مرتبط با این بخش، مشابه ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار اغلب در مرز سری‌های ماگمایی آلکالن-ساب آلکالن (Nb/Y=۰/۷) قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق تأخیری با محتوای HFSE نسبتاً بالا، منطبق با سنگ‌های فلسیک تیپ A هستند که مرتبط با قوس آتشفشانی درون صفحه‌ای است (شکل‌های ۷-ب و ۷-پ). محتوای Zr و Nb در این واحد بالاست و بنابراین تغییرات Zr/Y (۵/۳ تا ۲۹) در گستره سری‌های ماگمایی انتقالی تا کالک آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۷-ت).



نسبت Nb/Ta با محتوای تقریبی ۱۷/۵ اغلب در ارتباط با سنگ‌های گوشته‌ای است و در مقابل سنگ‌های پوسته قاره‌ای با مقدار ۱۱ تا ۱۲ (Taylor and McLennan, 1985; Green, 1995)، شناخته می‌شوند. نسبت بالای این عناصر در ریولیت‌های ریزبلور منطقه گویای شکل‌گیری آنها از یک ماگمای مافیک با منبع مشابه گوشته‌ای (mantle-like crustal) است. همچنین این موضوع را می‌توان با استفاده از نسبت Ti/Sc تفسیر کرد؛ به‌صورتی که با توجه به سازگاری بیشتر Sc در مقایسه با Ti، ماگمای مافیک منشأ گرفته از منابع گوشته‌ای نسبت به ماگمای فلسیک، اغلب مقادیر پایین‌تری از نسبت Ti/Sc نمایش می‌دهد.

سنگ‌ها در محیط‌های قوس آتشفشانی (Whalen et al., 1998; Morris et al., 2000)، با افزایش تفریق ماگمایی فازهای فرعی غنی از HFSE (نظیر زیرکن، اسفن و روتیل) (Green and Pearson, 1987; Lentz, 1999) را نیز در این موضوع مؤثر می‌دانند. شواهد لیئوژئوشیمی این پژوهش احتمال رخداد یک پی‌سنگ ترکیبی یا تحول یافته را برای منطقه کبودان اثبات می‌کند که نسبت‌های HFSE از قبیل Ti/Sc و Nb/Ta از آن جمله است. طبق شواهد، سنگ‌های فلسیک افق زیرین با نسبت بالای Nb/Ta (۱۱ تا ۴۰) و پایین Ti/Sc (۰/۰۱ تا ۰/۰۳)، نسبت به دیگر افق‌های منطقه شناخته می‌شوند. بر اساس مطالعات (Sun and McDonough (1989) و Green (1995)،



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته نخستین (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Boynnton, 1984) به ترتیب در واحدهای سنگی منطقه شامل الف و ب) ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین؛ پ و ت) ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار؛ ث و ج) آندزیت و گرانیت‌های افق تأخیری. نمادها مانند شکل ۶.

$$\ln D_{Zr}^{Zr/melt} = \{-3.80 - [0.85(M-1)]\} + 12900/T \quad (1)$$

در این رابطه  $D_{Zr}^{Zr/melt}$  غلظت نسبی عنصر زیرکیم در زیرکن استوکیومتری موجود در مذاب، T مقدار دمای مطلق و M نسبت کاتیونی  $(Na+K+2Ca)/(Al+Si)$  است. بر این مبنا، دمای ZST سنگ‌های فلسیک منطقه مورد محاسبه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقادیر ZST نیز مؤید دمای نسبتاً بالای رخداد ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار (میانگین  $880^\circ C$ ) در مقایسه با ریولیت‌های افق زیرین است (میانگین  $810^\circ C$ ). طبق مطالعات (Lentz, 1996 and 1999)، با بهره‌گیری از نسبت HFSE به عناصر سازگار (HFSE/compatible elements) نظیر نسبت‌های  $Zr/Sc$  و  $Zr/TiO_2$ ، نیز می‌توان تا حدودی به محتوای دمایی رخداد مذاب‌های فلسیک دست یافت؛ به‌طوری که افزایش این نسبت‌ها گویای شکل‌گیری مذاب در دمای بیشتری است. با توجه به نسبت بالای HFSE به عناصر سازگار در ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار (جدول ۲)، به نظر می‌رسد که کنترل حرارتی ماگما و ذوب بخشی سنگ میزبان ریولیتی در دمای بالا، عاملی مؤثر در رخداد عناصر کانه‌ساز است. در مجموع با توجه به مطالب ذکر شده، دست کم می‌توان دو فرضیه برای فقیر بودن محتوای عناصر HFSE و REE در ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین منطقه کبودان برشمرده که یکی ناشی از منابع پوسته‌ای یکسان (ذوب بخشی سنگ‌های ریولیتی در دمای پایین) و دیگری ناشی از منابع پوسته‌ای متفاوت (ناشی از اختلاط ماگمایی مذاب‌های مافیک فقیر از HFSE نظیر بازالت‌های N-MORB با پوسته تحول یافته) است. طبق این پژوهش با توجه به عدم وجود ماگمای مافیک در توالی چینه‌شناختی سازند تکنار و به ویژه در واحد سنگی افق زیرین (شکل ۱-ب)، به نظر می‌رسد که عامل نخست یعنی فرایند ذوب بخشی سنگ‌های ریولیتی در دمای پایین، دلیل اصلی محتوای پایین HFSE در ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین و متعاقباً عدم رخداد کانی‌سازی در این سنگ‌هاست.

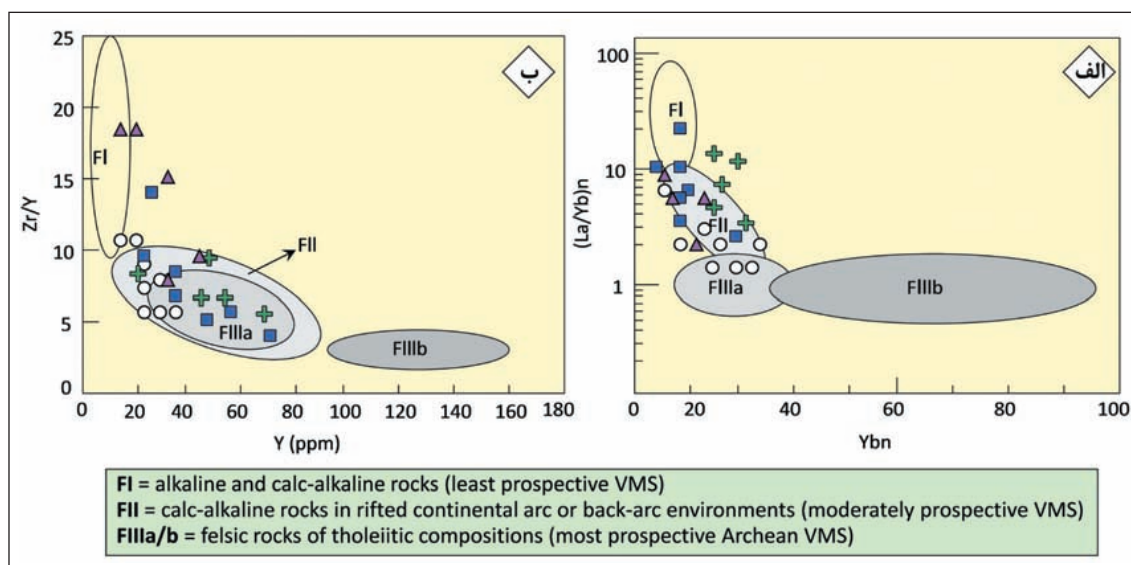
### ۳-۲. مقایسه با خصوصیات لیتوژئوشیمیایی سنگ میزبان ذخایر VHMS فانروزویک و آرکن

استفاده از خصوصیات لیتوژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی فلسیک برای تشخیص محیط‌های ولکانیکی کانه‌زا و عقیم توسط نمودارهای تمایزدهنده ژئوشیمیایی (شکل ۹) معرفی شده است (Leshner et al., 1986; Barrie et al., 1993; Lentz, 1998).

نسبت Ti/Sc در ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین منطقه نسبت به سنگ‌های فلسیک دیگر افق‌ها از پایین‌ترین مقدار برخوردار است (جدول ۲) که احتمال منشأ گرفتن این افق از یک ماگمای مافیک با ترکیب مشابه گوشته‌ای را تأیید می‌کند. توده‌های گرانیتیویدی و آندزیتی تأخیری در منطقه کبودان به‌طور شاخص حاوی مقادیر پایینی از نسبت Nb/Ta (۴ تا ۱۹) و مقادیر بالایی از نسبت Ti/Sc (۰/۱ تا ۰/۵) در مقایسه با ریولیت‌های افق زیرین و از این نظر قابل قیاس با ترکیب پوسته قاره‌ای هستند (Taylor and McLennan, 1985; Green, 1995; Barth et al., 2000). با استفاده از شواهد ایزوتوپی Nd-Sm و مقادیر  $\epsilon Nd = -3$  در گرانیتیوید برنورد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015)، منشأ این توده‌ها، سنگ‌های پوسته قاره‌ای بیان شده است. همان‌طور که اشاره شد، نسبت‌های Nb/Ta و Ti/Sc در ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار به ترتیب پایین‌تر و بالاتر از ریولیت‌های افق زیرین است که از این نظر دارای ترکیب مشابه با مقادیر پوسته قاره‌ای هستند و احتمالاً ریولیت‌های افق کانه‌دار از ذوب پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند.

### ۲-۲. نقش دما در رخداد ریولیت‌ها

به عقیده Watson and Harrison (1983) و Bea (1996) فرایندهای ذوب و انحلال مجدد کانی‌های فرعی غنی از HFSE (نظیر زیرکن، اسفن و روتیل) طی ذوب بخشی پوسته، عامل مهم در تأمین بودجه HFSE-REE ماگماهای فلسیک خواهد بود. مطالعات (Watson and Harrison, 1983), Whalen et al. (1987) و Watson (1996)، حاکی از آن است که طی فرایند ذوب بخشی، بودجه HFSE-REE مذاب ماگمایی رابطه مستقیم با دمای گداخت پوسته دارد؛ به‌صورتی که در دمای بالا سنگ‌ها از این عناصر غنی می‌شوند. با توجه به محتوای بالای HFSE-REE در ریولیت‌های افق کانه‌دار نسبت به افق زیرین، به نظر می‌رسد ذوب فازهای فرعی حاوی عناصر HFSE-REE در ماگمای سازنده افق کانه‌دار، تحت دمای بالاتری به وقوع پیوسته باشد. با استفاده از دمای اشباع‌پذیری زیرکن (ZST) در مذاب ماگمایی که از شاخص‌های مهم برای محاسبه دمای تقریبی ماگمای ریولیتی است می‌توان تا حدودی دمای شکل‌گیری این دو واحد ریولیتی را با یکدیگر مقایسه کرد. بر این اساس، طبق رابطه ۱ ارائه شده توسط Watson and Harrison (1983) میزان ZST قابل محاسبه است:



شکل ۹- نمودارهای دوتایی الف)  $(La/Yb)_n$  در مقابل  $Y_{bn}$ ؛ ب) نسبت  $Zr/Y$  در مقابل  $Y$  (به منظور تفکیک سنگ‌های آتشفشانی فلسیک کانه‌دار (prospective) و عقیم (barren). محدوده‌ها از Leshner et al. (1986) و با تغییرات از Hart et al. (2004). در نمودار الف مقادیر نسبت به کندریت به‌نچار شده‌اند (Nakamura, 1974). همان‌طور که مشاهده می‌شود سنگ‌های منطقه اغلب در گستره‌های سنگی FII (تا حدودی کانه‌دار) و FIIIa (اغلب کانه‌دار) قرار می‌گیرند.

نمادها مانند شکل ۶.



احتمالاً ناشی از شکل‌گیری پوسته منطقه در شرایط متفاوت (پوسته تحول یافته در مقابل پوسته جوان) است. این ویژگی در کانسارهایی نظیر Que River (تاسمانیا)، Kuroko (ژاپن)، Tobique (کانادا) و Mount Windsor (کویزلند) نیز گزارش شده است (Ohmoto and Skinner, 1983; Corbett, 1992; Stoltz, 1995; Lentz, 1999). Whalen et al., 1998). آنچه به عنوان یکی از دستاوردهای این تحقیق می‌توان به آن اشاره کرد این است که خصوصیات مشاهده شده در ذخایر VHMS شاخص دنیا اغلب قابل تعمیم به کلیه ذخایر مشابه این تیپ نیست و به ویژه فهم دقیق کنترل‌کننده‌های پتروژنتیک، زمین‌ساخت دیرینه و تحولات پوسته‌ای در هر منطقه نقش مهمی نسبت به نمودارهای تمایزدهنده ژئوشیمیایی (geochemical discriminant diagrams) خواهد داشت.

## ۸- نتیجه‌گیری

نسبت‌های لیتوزئوشیمی HFSE روی ریولیت‌های برشی-پورفیری نشانه‌های معدنی کبودان، احتمال رخداد یک پی‌سنگ ترکیبی یا تحول یافته را برای این منطقه نشان می‌دهد. نسبت بالای Nb/Ta (۱۱ تا ۴۰) و پایین Ti/Sc (۰/۱ تا ۰/۳) در ریولیت‌های ریزبلور افق زیرین، گویای شکل‌گیری آنها از یک ماگمای مافیک با منبع مشابه گواشته‌ای است. در حالی که همین نسبت‌ها در ریولیت‌های پورفیری افق کانه‌دار به ترتیب پایین‌تر و بالاتر از ریولیت‌های افق زیرین است که از این نظر دارای ترکیب مشابه با مقادیر پوسته قاره‌ای هستند و احتمالاً ریولیت‌های افق کانه‌دار در منطقه کبودان از ذوب پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. در مجموع به نظر می‌رسد که وقوع تحولات لیتوزئوشیمیایی سنگ میزبان فلسیک به ویژه در مرز افق‌های ریولیتی زیرین و کانه‌دار، نقش مهمی در رخداد عناصر چندفلزی در منطقه کبودان داشته است.

همچنین در مواردی استفاده از این نمودارها با توجه به شرایط زمین‌شناسی متنوع ذخایر VHMS اغلب توسط پژوهشگرانی نظیر Bissig et al. (2008)، Piercy et al. (2001) و Mercier-Langevin et al. (2007) مورد انتقاد قرار گرفته است. شاخص تفکیک محیط‌های کانه‌زا و عقیم اغلب با بهره‌گیری از نسبت عناصر غیرمتحرک HFSE-REE در سنگ میزبان‌های فلسیک و استفاده از نسبت‌های عنصری  $Zr/Y$  و  $La/Yb$  انجام می‌شود. به عقیده Leshner et al. (1986) ذخایر VHMS با میزبان کمرنده‌های سنگ سبز آرکتن (نظیر آیتیبی) اغلب همراه با سنگ‌های فلسیک تولیتی با محتوای بالا تا متوسط HFSE و نسبت‌های پایین  $Zr/Y$  و  $La/Yb$  تشکیل می‌شوند (گستره FIII شکل ۹). طبق مطالعات (Hart et al. 2004) این موضوع اغلب به دلیل پایین بودن نرخ ذوب ماگما یا پدیده ذوب ماگما در فشار بالا (ذوب بخشی در سطوح عمیق پوسته) رخ می‌دهد.

طبق مطالعات Lentz (1998) تغییرات لیتوزئوشیمیایی HFSE-REE در سنگ‌های فلسیک مرتبط با ذخایر VHMS فانروزویک، رفتار مشابهی با این تیپ ذخایر در آرکتن دارد؛ با این تفاوت که مقادیر بالاتری از نسبت‌های عنصری  $Zr/Y$  و  $La/Yb$  نمایش می‌دهد (محدوده FI و FII شکل ۹). نمودار دوتایی  $Yb$  در مقابل  $(La/Yb)_n$  ارائه شده توسط Leshner et al. (1986) و Hart et al. (2004) نشان‌دهنده موقعیت اغلب نمونه‌های سنگی منطقه کبودان در گستره‌های سنگی FI و FII با ماهیت کالک‌آلکالین است (شکل ۹-الف). در نمودار دوتایی  $Zr/Y$  در مقابل  $Y$  (Leshner et al., 1986) نیز سنگ‌های منطقه در گستره‌های سنگی FII (نسبتاً کانه‌دار) و FIIIa (اغلب کانه‌دار) قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب). رفتارهای لیتوزئوشیمیایی مشابه میان ریولیت‌های افق زیرین و ریولیت‌های پورفیری کانه‌دار و عدم تفکیک مشخص آنها در مقایسه با سنگ میزبان‌های فلسیک عقیم و کانه‌دار ذخایر VHMS

## کتابنگاری

- افتخارنژاد، ج.، آقباتی، س. ع. و حمزه‌پور، ب.، ۱۳۵۵- بر گره زمین‌شناسی کاشمر در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. آقباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۶۰۶ ص.
- حیدریان‌شهری، م.، ر.، کریم‌پور، م. ح. و ملک زاده، آ.، ۱۳۸۵- اطلاعات مغناطیسی-ردیاب کانسار مسیوسولفید پلی‌متال تکنار، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۲، شماره ۲، صص. ۱ تا ۱۴.
- شهرابی، م.، حسینی، ح. و شعبانی، ک.، ۱۳۸۵- بر گره زمین‌شناسی بردسکن در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صفری، م.، ۱۳۸۸- گزارش پی‌جویی بر گره ۱:۲۵۰۰۰ کبودان (منطقه بردسکن)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت منطقه شمال خاور.
- طالع فاضل، ا.، ۱۳۹۵- خصوصیات لیتوزئوشیمیایی و تحولات ماگمایی مرتبط با کانی‌سازی در ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد: مطالعه موردی نشانه‌های معدنی شمال کبودان (کمپلکس تکنار)، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه زنجان.
- منظلی باقرزاده، ر.، کریم‌پور، م. ح.، فارمر، ج. ل.، استرن، ج.، سانتوس، ژ. ف.، ریبرو، س.، رحیمی، ب. و حیدریان‌شهری، م. ح.، ۱۳۹۵- ژئوکرونولوژی (U-Pb) زیرکن، پتروگرافی، ژئوشیمی و رادیوایزوتوپ‌های متاریولیت‌های برنورد (مرکز زون تکنار-شمال باختر بردسکن)، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۱، صص. ۲۳۹ تا ۲۶۴.
- مهرابی، ب.، حیدرپور، ر.، طالع فاضل، ا. و صفری، م.، ۱۳۹۰- مطالعه کانی‌سازی و رخداد ذخایر سولفید توده‌ای غنی از آهن شمال کبودان (بردسکن)، با استفاده از شواهد زمین‌شناسی کانسنگ و ژئوشیمی، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه لرستان.

## References

- Barrie, C. T., Ludden, J. N. and Green, T. H., 1993- Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi sub-province. *Economic Geology*, 88, 1341-1358.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L., 2000- Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165, 197-213.
- Bea, F., 1996- Controls on the trace element composition of crustal melts: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 87, 33-41.
- Bissig, T., Mortensen, J. K. and Tosdal, R. M., 2008- The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide district of Cuale, Guerrero Terrane, West-Central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology*, 103, 141-159.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P., ed., *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63-114.
- Corbett, K. D., 1992- Stratigraphic-volcanic setting of massive sulfide deposits in the Cambrian Mount Read volcanics, Tasmania. *Economic Geology*, 87, 564-586.
- Green, T. H. and Pearson, N. J., 1987- An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 55-62.
- Green, T. H., 1995- Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359.
- Hart, T. R., Gibson, H. L. and Leshner, C. M., 2004- Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99, 1003-1013.

- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Ywaya, S. and Horiuchi, M., 1976- Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26, 105–117.
- Karimpour, M. H. and Maleckzadeh, A., 2005- Taknar polymetal (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) deposit: A new type magnetite-rich VMS deposit, northeast of Iran. *Journal of sciences, Islamic Republic of Iran*, 16, 239-254.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zannetin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. R. and Zanetti, B., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. and Stillman, C. J., 1986- Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*, 143, 259–273.
- Lentz, D. R., 1996- Trace element systematics of felsic volcanic rocks associated with massive-sulfide deposits in the Bathurst mining camp: Petrogenetic, tectonic and chemostratigraphic implications for VHMS exploration. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 12, 359–402.
- Lentz, D. R., 1998- Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic hosted massive sulphide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*, 12, 289–327.
- Lentz, D., 1999- Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic and related rocks hosting the Brunswick 6 and 12 massive sulfide deposits (Brunswick belt), Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, 94, 57–86.
- Leshner, C. M., Goodwin, A. M., Campbell, I. H. and Gorton, M. P., 1986- Trace element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 222–237.
- Lindenberg, H. G. and Jacobshagen, V., 1983- Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, Hart, T.R., Gibson, H.L., and Leshner, C.M. (2004). Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99, 1003–1013.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Mercier-Langevin, P., Dube, B., Hannington, M. D., Davis, D. W., Lafrance, B. and Gosselin, G., 2007- The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geology and geochronology. *Economic Geology*, 102, 585–609.
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M. H., Farmer, G. L., Stern, C. R., Santos, J. F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M. R., 2015- U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 11, 54–71.
- Morris, G. A., Larson, P. B. and Hooper, P. R., 2000- Subduction style” magmatism in a non-subduction setting: The Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA. *Journal of Petrology*, 41, 43–67.
- Muller, R. and Walter, R., 1983- Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier north east of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran. *Geological Survey of Iran (GSI)*, 51, 165-183.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757–775.
- Ohmoto, H. and Skinner, B. J. (eds.), 1983- The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology Monograph* 5, 604 p.
- Pearce, J. A., 1996- A user’s guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 12, 79–113.
- Pearce, J. A., and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 23, 251–285.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Piercey, S. J., Paradis, S., Murphy, D. C. and Mortensen, J. K. 2001- Geochemistry and paleotectonic setting of felsic volcanic rocks in the Finlayson Lake volcanic-hosted massive sulfide district, Yukon, Canada. *Economic Geology*, 96, 1877–1905.
- Saeki, Y. and Date, J., 1980- Computer application to the alteration data of the footwall dacite lava at the Ezuri Kuroko deposits, Akito Prefecture. *Mining Geology*, 30, 241–250.
- Spitz, G. and Darling, R., 1978- Major and minor element lithochemical anomalies surrounding the Louvem copper deposit, Val d’Or, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1161–1169.
- Stoltz, A. J., 1995- Geochemistry of the Mount Windsor Volcanics: Implications for the tectonic setting of Cambro-Ordovician volcanic-hosted massive sulfide mineralization in northeastern Australia. *Economic Geology*, 90, 1080–1097.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication* 42, 313–345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1983- Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304.
- Watson, E. B., 1996- Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance: Transitions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences*, 87, 43–56.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 420–436.
- Whalen, J. B., Rogers, N. Van Staal, C. R., Longstaffe, F. J., Jenner, G. A. and Winchester, J. A., 1998- Geochemical and isotopic (Nd, O) data from Ordovician felsic plutonic and volcanic rocks of the Miramichi Highlands: Petrogenetic and metallogenic implications for the Bathurst mining camp. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 237–252.
- Whitney, D. L. and Evans, B. V., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.



# Lithochemistry and magmatic evolution of mineralized-hosted igneous rocks in the mineral occurrences of northern Kabudan, Taknar complex

E. Tale Fazel<sup>1</sup>\*

<sup>1</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 2016 October 19

Accepted: 2017 November 25

## Abstract

The polymetallic Fe ( $\pm$ Base metal, Ag and Au) of northern Kabudan (eastern of Sarborj village), occurs within breccia-porphyry rhyolite and pelitic-schist of the Taknar Formation. Based on field evidence, three rock units including: fine-grain rhyolite (footwall), porphyritic rhyolite (ore horizon) and late granitoid-andesitic rocks (hangingwall), are recognized in this area. Lithochemical signatures reveal that the fine-grain rhyolite of lower horizon with sub-alkaline geochemical signatures of  $(Nb/Y < 0.7)$ , low  $Zr/TiO_2$  (608-930) and  $Zr/Sc$  (13.3-36.3) is successive replaced by ore-bearing porphyritic rhyolite with alkaline  $(Nb/Y > 0.7)$ , slightly higher values of  $Zr/TiO_2$  (380-1116) and  $Zr/Sc$  (22.5-116). Are thought to be the magma thermal control and partial melting of rhyolite in high temperature can be increasing HFSE/compatible element ratio (e.g.,  $Zr/TiO_2$  and  $Zr/Sc$ ) and eventually metal occurrence in porphyritic rhyolite are interpreted to have been concentration of ore minerals. Finally, the polymetallic mineralization in northern Kabudan, adjacent to lower rhyolitic unit and ore horizon is probably occurs as a result of lithochemical evolution of porphyritic rhyolite felsic rocks.

**Keywords:** Whole-rock geochemistry, Lithochemistry, HFSE-REE, Magmatic evolution, Northern Kabudan

For Persian Version see pages 305 to 318

\*Corresponding author: E. Tale Fazel; E-mail: tale.fazel@gmail.com