

# معرفی رخداد کانه‌زایی تنگستن (مس) چینه‌سان - چینه‌کران در باختر ازنا، استان لرستان

مریم عبدی<sup>۱</sup>، مجید قادری<sup>۱\*</sup>، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران<sup>۱</sup> و ابراهیم راستاد<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup>بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۵/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۴/۲۴

## چکیده

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع است. این منطقه در پهنه ساختاری سندانج-سیرجان، در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد. در منطقه ازنا، کانی‌سازی تنگستن (مس) به صورت چینه‌سان و چینه‌کران، در سنگ‌های درونگیر متاریولیت میلوئیتی و شیست نیمه پلیتی، در توالی آتشفشان-رسوبی تریاس پسین، رخ داده است. در این توالی سنگ‌های متاریوداسیت، آمفیبولیت (متاولکانیک بازی)، شیست سیاه، متاریولیت و شیست پلیتی، حضور دارند و نسبت حجمی سنگ آتشفشانی به سنگ رسوبی، بیشتر است. کانه‌های شیلیت، ولفرامیت، پیریت و کالکوپیریت، دارای بافت‌های ادخال (افق متاریولیتی)، لامینه (۴)، دانه پراکنده، کلو فرم، نواری، جان‌شینی و پرکننده فضاهای خالی هستند. کانی‌زایی در چند نسل مختلف مشاهده می‌شود که بر اثر وقایع دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره شیست سبز بالای-آمفیبولیت)، چین خوردگی و میلوئیتی شدن پهنه برشی (شکل پذیر) و شکستگی‌های حاصل از دگرشکلی شکنا، تمرکز یافته است. در این رخداد معدنی، فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی، تشخیص proximal و distal بودن کانه‌زایی را با مشکل مواجه کرده‌اند. اما بر اساس مقایسه‌ای که بین کانه‌زایی تنگستن در ازنا و کانسارهای تیبیک تنگستن proximal در فلبرتال و آلپین و distal در بروکن هیل و کلینرتال صورت گرفت، رخداد معدنی ازنا، شباهت بیشتری با کانسارهای proximal دارد.

**کلیدواژه:** تنگستن (مس)، چینه‌سان، چینه‌کران، آتشفشانی-رسوبی، تریاس پسین، ولفرامیت، شیلیت، ازنا، لرستان.

\*نویسنده مسئول: مجید قادری

## ۱- مقدمه

مجموعه آتشفشانی-رسوبی تریاس پسین در منطقه مورد بررسی، با سنگ‌شناسی متاولکانیک‌ها (متاریوداسیت، متاریولیت و آمفیبولیت‌های تیره) و مجموعه سنگ‌های رسوبی دگرگونه از جمله میکاشیست، شیست سیاه و شیست نیمه پلیتی تیره‌رنگ، رخنمون دارد. از این منطقه، مقطعی تهیه و مطالعه شده است که با راستای N65E، مجموعه تریاس پسین را (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) در یک زون برشی قطع می‌کند (شکل ۱). محل مجموعه مورد بحث، پیش‌تر در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، به پرکامبرین (با نشانه Pe.mr) نسبت داده شده بود (Berthier et al., 1992)، که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند که به‌تازگی منتشر شد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵)، به سن تریاس (TRJ.ph.1)، اصلاح شده است. اما به دلیل آنکه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، این محدوده را پوشش نمی‌دهد، از همان نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، برای نمایش محدوده مورد بررسی، استفاده شد.

همان‌طور که گفته شد، این منطقه تناوب به هم پیوسته‌ای است (شکل‌های ۲ و ۳) که شیب و امتدادی در حدود N35W 40 NE دارند و از قدیم به‌جدید عبارتند از: متاریوداسیت به‌شدت خرد شده، متاریوداسیت با آثار اکسیدمنگنز، متاریوداسیت سیلیسی شده تورمالین‌دار، میکاشیست، میان‌لایه‌های آمفیبولیت، میکاشیست و متاریوداسیت با ساخت باقلائی (pinch & swell)، آمفیبولیت سبز تیره، متاریوداسیت میلوئیتی، شیست سیاه‌رنگ (شیل سیاه دگرگون‌شده)، متاریولیت میلوئیتی دگرسان (قهوه‌ای‌رنگ)، متاریولیت خاکستری‌رنگ، شیست نیمه پلیتی خاکستری تیره، شیست نیمه پلیتی دگرسان، شیست نیمه پلیتی خاکستری تیره، ریولیت که تا رخساره شیست سبز-آمفیبولیت، دگرگون شده‌اند. این واحدها به‌صورت هم‌شیب بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند و ستبراهای متغیری از چند سانتی‌متر تا چند ده متر دارند. به دلیل قرارگیری واحدهای متاولکانیک بازیک (آمفیبولیت) سبز رنگ و میکاشیست‌های تیره‌رنگ به‌طور متناوب با سنگ‌های متاولکانیک اسیدی (متاریوداسیت و متاریولیت) به‌رنگ کرم روشن، بویژه در بخش ابتدایی این توالی، افق‌های تیره و روشنی تشکیل شده است، که به‌همراه حضور رسوبات پلیتی،

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع شده است. محدوده کانی‌سازی شده، در ترانشه جاده، در حاشیه جاده قدیم شازند-ازنا-درود، و در موقعیت "۰۳' ۲۷' ۳۳۰" تا "۰۷' ۲۷' ۳۳۰" طول‌خاوری و "۲۴' ۲۹' ۴۹۰" تا "۲۴' ۳۴' ۴۹۰" عرض شمالی، رخنمون دارد. این محدوده، در طی پژوهشی که در منطقه جنوب‌باختری شازند، به‌منظور بررسی منشأ کانی‌سازی تنگستن صورت گرفت، برای اولین بار شناسایی و معرفی می‌شود.

## ۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی، در پهنه زمین‌ساختی سندانج-سیرجان (Stocklin, 1968)، و زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003)، واقع شده است. این زیرپهنه از سنگ‌های به‌شدت دگرشکل یافته و دگرگون شده تشکیل شده که با ویژگی‌هایی چون چندین مرحله دگرگونی، دگرشکلی و چین خوردگی که بعضی از آنها با نفوذ توده‌های بسیاری همراه بوده است، فراوانی شیست سبز، فیلیت و آمفیبولیت، از دیگر زون‌ها متمایز می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در این منطقه، مربوط به دوران پالئوزوئیک بوده که به‌طور عمده از متاریولیت و آمفیبولیت به همراه دولومیت مرمی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها توسط گسلی از دیگر واحدهای سنگی جدا می‌شوند. واحدهای سنگی احاطه‌کننده آنها، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون‌شده تریاس و سنگ‌های عمدتاً رسوبی دگرگونه ژوراسیک هستند (رادفر، ۱۳۶۶ و سهندی و همکاران، ۱۳۸۵). سنگ‌های تریاس، بیشتر در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت، دچار دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. توده‌های نفوذی رخنمون یافته در این منطقه، بخشی از کمپلکس بروجرد (یا نظام‌آباد-مالمیر)، توده نفوذی استوک مانند آستانه و توان‌دشت-گوشه، هستند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵). بیشتر توده‌های نفوذی منطقه، ترکیب گرانودیوریتی و گرانیتی دارند و به‌طور شاخص کلسیمی-قلیایی هستند (Masoudi, 1997). البته توده‌های یادشده، در نزدیکی منطقه مورد

توف ریولیتی است که به شکل هم‌روند در لابه‌لای مجموعه سنگ‌های رسوبی تریاس بالا، قرار گرفته است.

در نمونه‌های شیبست نیمه‌پلیتی، بافت شیستوز و لپیدوبلاستیک دانه متوسط مشاهده می‌شود (شکل ۶). کانی‌شناسی آن شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز (آلبیت)، مسکوویت، بیوتیت، کلریت و کانی‌های کدر است. این واحد نیز تحت تأثیر زون برشی قرار گرفته، کانی‌ها دچار جهت‌یافتگی شده و سنگ فابریک میولونیتی به‌خود گرفته است. دگرسانی‌های مشاهده شده در مجاورت رگه‌های کوارتز-بیوتیت، شامل انواع بیوتیتی، سریستی و آرژیلی است. در این نمونه‌ها، ۵ تا ۳۰ درصد از حجم کل سنگ را کانه سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) تشکیل می‌دهد و لامینه‌های دانه‌ریز پیریت در آنها، قابل تشخیص است.

#### ۴- کانهای زایی

در منطقه ازنا، در یک توالی آتشفشانی-رسوبی، با حجم بیشتر سنگ‌های آتشفشانی (اسیدی و بازی) و نبود رسوبات کربناتی، به سن تریاس پسین (منطبق بر واحد TRJphl در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند)، کانهای زایی سولفید-تنگستن شناسایی و بررسی شده است. در این توالی، سنگ‌ها بیشتر حاوی کانه‌های کدر و پیریت هستند، اما کانهای زایی تنگستن-سولفید (پیریت و کالکوپیریت) به‌همراه دو نوع رخساره:

۱- شیبست نیمه‌پلیتی خاکستری رنگ و ۲- متاریولیت میولونیتی، مشاهده می‌شود. کانهای زایی در این محدوده به‌صورت اولیه و هم‌روند با برگوارگی و پهنه برشی و همراه با درز و شکاف‌ها مشاهده می‌شود. واحد متاریولیت میولونیتی، بخش چیره‌ای از کانی‌سازی اولیه تنگستن را در محدوده ازنا به‌خود اختصاص داده است. کانه‌های مشاهده شده در این واحد عبارتند از: ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت. در واحد شیبست نیمه‌پلیتی، کانی‌ها و کانه‌های اولیه در سنگ، اندازه کوچک‌تری دارند. کانه‌های مشاهده شده در این واحد مشابه واحد متاریولیت میولونیتی است اما ولفرامیت فراوانی کمتری دارد.

در یک مقطع عرضی از این منطقه که نمونه‌برداری و بررسی شد، یک زون خاکستری رنگ کانه‌دار به‌صورت اولیه و دو زون کانه‌دار قهوه‌ای رنگ دگرسان‌شده، مشخص شد (شکل‌های ۳ و ۷). در زون کانه‌دار خاکستری رنگ (شکل ۷)، سنگ‌های متاریولیت و شیبست نیمه‌پلیتی به حالت لایه‌ای و متناوب بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند و حاوی لامینه‌ها (۹)، نوارها و دانه‌های پراکنده تنگستن-سولفید (پیریت و کالکوپیریت) هستند که در نمونه دستی نیز قابل شناسایی و مشاهده‌اند. زون کانه‌دار قهوه‌ای رنگ (شکل‌های ۸ و ۹)، در اصل یک زون دگرسانی است که در آن، سنگ‌های گروه اول (متاریولیت و شیبست نیمه‌پلیتی) تحت تأثیر پهنه برشی (دگرشکلی شکنا) و درز و شکاف‌دار شدن و ایجاد رگه‌های سیلیسی-بیوتیتی؛ یک پهنه دگرسان شده را به‌رنگ قهوه‌ای برجای نهاده است. رنگ قهوه‌ای این پهنه، ناشی از حضور هیدروکسیدهای آهن است که از دگرسانی و هوازگی سولفیدها حاصل شده‌اند.

اولین پهنه قهوه‌ای رنگ (شکل ۸)، در کمربین سنگ‌های متاریولیتی، در مجاورت یک گسل امتدادلغز قرار دارد. گسل امتدادلغز، بین توالی سنگ‌های آمفیبولیت و متاریوداسیت با شیبست سیاه‌رنگ (شکل ۶) و متاریولیت قرار دارد. این گسل از واحد شیبست سیاه‌رنگ عبور می‌کند، که آن را به شدت خرد کرده و آثار کانی‌های انیدریت، کلسیت، گوتیت و گوگرد آزاد، به‌همراه اکسیدهای آهن در سطح گسل و اطراف آن، با رنگ‌های سفید، زرد و نارنجی مشاهده می‌شود. بلافاصله بر روی این شیبست سیاه، واحد متاریولیتی کانه‌دار قرار دارد و بر روی آن، توالی شیبست‌های نیمه‌پلیتی کانه‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۹). زون قهوه‌ای رنگ در

اکسیدهای آهن و منگنز و بخش‌های چرتی، می‌تواند نشانگر فعالیت متناوب و مداوم آتشفشانی دوقطبی اسیدی-بازی، در یک حوضه آتشفشانی-رسوبی در تریاس پسین بوده باشد. در این منطقه کانی‌سازی تنگستن-مس، در بخش بالایی این توالی، به‌همراه سنگ درونگیر متاریولیت میولونیتی و شیبست نیمه‌پلیتی، مشاهده می‌شود. در سنگ درونگیر متاریولیتی، در اثر دگرگونی ناحیه‌ای درجه متوسط، کانی‌ها و کانه‌های اولیه موجود در سنگ، تبلور دوباره یافته و بافت سنگ کمی درشت‌بلورتر شده است. همچنین تأثیر این درجه دگرگونی ناحیه‌ای در سنگ درونگیر شیبست نیمه‌پلیتی، سبب تبلور دوباره (بوژه در بخش‌های چرتی)، جهت‌یافتگی کانی‌ها و کانه‌ها و ایجاد برگوارگی در سنگ شده است.

همزمان با دگرگونی ناحیه‌ای، منطقه ازنا (شواهد موجود و Mohajjel, 1997)، تحت تأثیر یک زون برشی قرار گرفته است و سنگ‌های موجود در پهنه برشی، خرد شده و با تغییر شکل یافته‌اند. خردشدگی در سنگ‌های متاریوداسیتی، به‌خوبی مشخص است. ساختارهای باقلایی (pinch & swell) ایجاد شده، می‌تواند نشانگر موازی بودن محور لایه‌بندی با برگوارگی باشد که همان برگوارگی چیره و مشهود در شیبست‌های نیمه‌پلیتی این منطقه است. در هر دو سنگ درونگیر در این منطقه، میولونیتی شدن تأثیر داشته است. میولونیتی شدن سبب پدید آمدن ساخت‌های چشمی، ایجاد کانی‌های جدید (new grains)، خمش و تغییر شکل میکاها و همچنین تمرکز کانهای زایی در نوارهای میولونیتی شده است.

زون‌های میولونیت با ویژگی کلی تغییر شکل خیلی بزرگ و ناگهانی مشخص می‌شوند که به‌طور معمول منجر به شیستوزیته اناستاموسینگ (anastomosing schistosity) گسترده در مقیاس وسیعی در مقایسه با برگوارگی مناطق غیرمیولونیتی می‌شود. این ژئومتری نسبت به تغییر شکل، طی میولونیتی شدن پیشرونده بسیار حساس است که منجر به ژئومتری چین‌های پیچیده مرکب و نامعمول، خطوارگی، برگوارگی و ارتباط متقابل بین آنها می‌شود (Bell & Hammond, 1984). از دیدگاه (Bell & Hammond, 1984)، چین‌های باز برگوارگی میولونیتی با محورهای موازی، نسبت به خطوارگی کششی در بخش احاطه‌کننده میولونیت، توسط چرخش محور چین، با زاویه بزرگ درون صفحات محوری شان، نمی‌تواند شکل بگیرد. ایشان معتقدند نبود تقارن چین در زون‌های میولونیتی، یک شاخص بالقوه رفتار برشی در سراسر یک زون است، اگر محور چین، با نسبت به سوی عمده خطوارگی کششی با زاویه‌ای قرار بگیرد و بهترین رفتار برشی، در صفحات نامتقارن C و S مشخص می‌شود (شکل ۴). بدین ترتیب بخش‌های با تغییر شکل بالا (high strain) و تغییر شکل پایین (low strain) در یک زون میولونیتی تشکیل می‌شوند که در بخش‌های با تغییر شکل پایین، خطوارگی‌های اولیه، حفظ می‌شوند.

#### ۳- سنگ‌شناسی

گفته شد که سنگ درونگیر کانهای زایی در این منطقه بر دو نوعند: متاریولیت میولونیتی و شیبست نیمه‌پلیتی. نمونه‌های متاریولیت، بافت لپیدوبلاستیک تا میولونیتی دارند (شکل ۵). کانی‌شناسی این نمونه‌ها شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز (آلبیت)، بیوتیت، کانی‌های کدر، آپاتیت، زیرکن، سریست و کلریت است. در این نمونه‌ها به‌دلیل تأثیر دگرگونی قهقرایی، رشته‌های کلریتی شده بیوتیت، مشاهده می‌شود. کانی‌های بیوتیت و مسکوویت، به‌دلیل خاصیت انعطاف‌پذیری، در اثر اعمال تنش، حالت خمیده گرفته (bent mica) و چشم‌های میولونیتی را دور می‌زند. دگرسانی‌های مشاهده شده در این واحد شامل سریستی، سیلیسی، بیوتیتی، آرژیلی، مسکوویت‌زایی و کلریتی است. شواهد موجود نشانگر آن است که این سنگ، گدازه‌ای اسیدی یا

اینجا، حاصل دگرسانی بخش‌هایی از هر دو رخساره کانه‌دار است اما در بخش‌هایی که از تأثیر رگه‌ها دور مانده‌اند، کانه‌زایی اولیه به شکل لامینه (۹)، دانه‌پراکنده، کلوform و ادخال مشاهده می‌شود. زون قهوه‌ای رنگ دیگری، در میان واحد شلیست نیمه‌پلیتی مشاهده می‌شود. در اینجا نیز دگرسانی و تبلور دوباره و تمرکز کانه‌زایی دیده می‌شود (شکل ۷).

گفته شد که این منطقه، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای (درجه متوسط تا بالا) و یک زون برشی قرار گرفته است و سنگ‌های موجود در پهنه برشی، خرد شده و یا تغییر شکل یافته‌اند. این حوادث موجب پیچیدگی و مشکلات تفکیک عوامل تشکیل و تمرکز کانی‌سازی در این منطقه شده است.

## ۵- بافت و ساخت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنتیک

مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های این منطقه، نشان‌دهنده کانی‌شناسی ساده این کانه‌زایی است. کانی‌ها از نوع سولفیدی، تنگستات و یا اکسیدی بوده که به صورت اولیه و همچنین تمرکز بعدی آن، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای، پهنه برشی و رگه-رگچه‌های ثانوی چینه‌کران است.

### ۱-۵. بافت و ساخت

بافت‌های مشاهده شده در این محدوده عبارتند از: بافت ادخال (کانه‌ها در داخل کانی‌های باطله) که تنها در واحد متاریولیت میلوئیتی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰)، دانه‌پراکنده (شکل ۱۱)، لامینه (۹) که در واحد شلیست نیمه‌پلیتی مشاهده می‌شود (شکل ۱۱)، نواری (شکل ۱۲)، کلوform و ریتمیک (شکل ۱۳)، جانشینی (شلیت به جای ولفرامیت، کالکوپریت به جای پیریت، ژل سولفیدی در پیریت و مگهمیت به جای پیریت)، (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) و بافت پراکنده فضای خالی در رگه-رگچه‌ها، در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۱۱).

تغییرات بافتی در واحد متاریولیت-میلوئیتی، در مقیاس چند میلی‌متر در زیر میکروسکوپ تا چند سانتی‌متر در نمونه دستی مشاهده می‌شود. تغییرات مشاهده شده شامل تغییرات بافت سنگ و بافت کانه‌ها در بخش‌های با تغییر شکل بالا (high strain) و تغییر شکل پایین (low strain) است.

در بخش‌های با تغییر شکل پایین (و دمای پایین)، بافت‌های اولیه نسبتاً به خوبی حفظ شده‌اند و تنها تأثیرات دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده (برگوارگی) مشخص است (شکل ۱۶). در این بخش، تغییرات بافتی مشاهده شده، به شکل تدریجی است و لامینه‌های ظریفی در حد چند میلی‌متر را به طور متناوب نمایش می‌دهند که بیشتر در توف‌های ریولیتی مشاهده می‌شود. تغییرات بافتی مشاهده شده در این لامینه‌ها، شامل بافت دانه‌ریز کانی‌ها (کوآرتز، پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز و ...) با شلیستوزیته کانی‌های میکایی است که به تدریج به بافتی درشت‌بلور (کانی‌های مشابه) و با شلیستوزیته مشخص‌تر تبدیل می‌شود که به احتمال، روند تدریجی درشت‌بلور شدن هم متأثر از سنگ اولیه بوده و همچنین همراه با شلیستوزیته مشاهده شده، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده است. کانه‌ها در هنگامی که بافت سنگ دانه‌ریز است، دانه‌ریز هستند و بافت ادخال و دانه‌پراکنده نشان می‌دهند. در بخش‌های درشت‌بلور، کانه‌ها درشت‌بلورتر هستند و بافت کلوform و خودشکل دارند. به نظر می‌رسد بافت کلوform، در هنگامی که در تناوب فوران توف ریولیتی، محیط اشباع از سولفید بوده است، نهشته شده است (شکل ۱۷- تصاویر a، b، c). نتایج به دست آمده از مطالعه کانه‌نگاری مقاطع مختلف از نمونه‌های این محدوده نشان می‌دهد که بافت خودشکل، از تجمع دانه‌های کلوform تشکیل شده است؛ این بافت، فابریک برگوارگی را دربر گرفته است که به احتمال، همزمان تا پس از حادثه دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در دمای بالاتر تبلور یافته و درشت‌بلور

شده‌اند (شکل ۱۷).

در بخش‌های با تغییر شکل بالا، سنگ میلوئیتی شده است و تغییرات نواری (باند‌های تیره و روشن) و بافتی شدید در آن مشاهده می‌شود (شکل ۱۸) و در ضمن آن، کانه‌زایی تمرکز یافته که نسل ۳ کانی‌سازی بافت نواری دارد (شکل ۱۹). نواری‌های تیره بیشتر شامل بخش‌های حاوی مواد آلی و با میزان سولفید بالا و نواری‌های روشن شامل بخش‌های سیلیسی-کلریتی و مقداری تنگستن و سولفید است. بدین سبب، کانه‌زایی به دو صورت نوار تنگستن-سولفیددار (ولفرامیت، شلیت، پیریت و کالکوپریت) که شامل کانه‌زایی اولیه است و نوار سولفیدی (نسل‌های ۳ پیریت و کالکوپریت و به مقدار کمتر شلیت نسل ۳، در کنار کانه‌های نسل اول و دوم)، مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). به نظر می‌رسد این نواری‌ها، از یک لایه‌بندی (لامینه) اولیه پیروی می‌کنند که در بخش‌های با تغییر شکل پایین مشاهده می‌شود.

### ۲-۵. کانه‌ها

**ولفرامیت (Fe, Mn)WO<sub>۳</sub>**: در محدوده ازنا، کانه ولفرامیت به فراوانی مشاهده می‌شود. این کانه به صورت نیمه‌شکل‌دار و خودشکل، فاقد منطقه‌بندی (zoning) و گاه دارای ماکل دوقلویی (twining) و در اندازه‌های دانه‌ریز تا متوسط، در سه نسل مشاهده می‌شود؛ البته بیشتر دانه‌ها قطری در حدود ۲ میکرون دارند.

کانی ولفرامیت نسل ۱، به صورت اولیه و به شکل ادخال مشاهده می‌شود. این نسل از ولفرامیت همراه با نسل ۱ کانه‌های شلیت، پیریت و کالکوپریت، به صورت ادخال در کانی‌های کوآرتز نسل ۱، ارتوز و پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۲۰). جانشینی کانی شلیت نسل ۱، به جای ولفرامیت نسل ۱، در تعدادی از مقاطع مشاهده می‌شود.

ولفرامیت دانه‌ای نسل ۲، بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، تبلور یافته و فضای بین دیگر کانی‌ها را در سنگ متاریولیت میلوئیتی پر کرده است و در برخی موارد، به شکل سدی، مانع رشد دیگر کانی‌های دگرگونی ناحیه‌ای، از جمله بیوتیت و پیریت خودشکل نسل ۲، شده است (شکل ۲۱).

کانی ولفرامیت نسل سوم، به شکل رشته‌ها و سوزن‌های ظریفی (needle-like)، در امتداد رخ‌های کانی بیوتیت نسل سوم مشاهده می‌شود (شکل ۲۱). این نسل از بیوتیت بر اثر دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده و بیوتیت‌زایی در سنگ‌های منطقه تشکیل شده‌اند و طی میلوئیتی شدن جهت‌یابی یافته‌اند.

**شلیت (CaWO<sub>۳</sub>)**: این کانی سفیدرنگ و نیمه‌شفاف است و به همین سبب در مطالعات کانه‌نگاری با درصد انعکاس پایین و شبیه باطله مشاهده می‌شود. انیزوتروپی و انعکاس داخلی سفیدرنگ از دیگر خواص این کانی است (Ramdohr, 1970). در محدوده ازنا، شلیت به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، در ۳ نسل، مشاهده می‌شود. شلیت در این محدوده، فاقد مولیدن است. شلیت فاقد مولیدن، نشانه فوگاسیته پایین اکسیژن در محیط تشکیل است (Hsu & Galli, 1973). رخداد کانه‌زایی سولفیدی به همراه شلیت نیز به دلیل پایین بودن fO<sub>۲</sub> محیط، امکان‌پذیر است.

شلیت در واحدهای متاریولیت میلوئیتی و شلیت نیمه‌پلیتی حضور دارد که در واحد متاریولیت، در همراهی با شلیت، کانه‌های ولفرامیت، پیریت و کالکوپریت، مشاهده می‌شود. کانی شلیت در این نمونه‌ها، در چهار نسل قابل بررسی است.

نسل ۱: شلیت اولیه با بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه خودشکل، به صورت ادخال (در سنگ درونگیر متاریولیت میلوئیتی) در کانی‌های کوآرتز نسل ۱، ارتوز و مسکوویت (و گاه پلاژیوکلاز) (شکل ۱۰)، دانه‌پراکنده و به شکل جانشینی در کانه ولفرامیت نسل ۱ مشاهده می‌شود.

نسل ۲: شلیت‌های درشت‌بلور بی‌شکل، که در طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، تبلور دوباره یافته‌اند. این نسل از شلیت، همراه با پیریت‌های خودشکل

از کالکوپیریت نسل ۱ بوده و طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده تشکیل شده است. این نسل از کالکوپیریت، در همراهی با پیریت خودشکل نسل ۲ و شلیت نسل ۲، مشاهده می‌شود (شکل b-۲۳).

- نسل سوم: کالکوپیریتی که همانند پیریت نسل ۳ و همراه با آن، در نوار سولفیدی مشاهده می‌شود.

- نسل چهارم: کالکوپیریت بی‌شکل با بافت پرکننده فضای خالی که درون رگه-رگچه‌های چینه‌کران، همراه با کوارتز و کانه‌های نسل ۴، مشاهده می‌شود (شکل e-۲۳).

**انیدریت، کلسیت و گوگرد:** در زون گسلی، انیدریت، کلسیت، گوتیت و گوگرد آزاد به همراه اکسید آهن، در سطح و اطراف گسل، با رنگ‌های سفید، زرد و نارنجی مشاهده می‌شوند. این کانی‌های سولفاتی، اکسید آهنی و گوگرد، بر اثر دگرسانی پیریت و آزاد شدن گوگرد و آهن موجود در آن، در زون گسلی تشکیل شده‌اند.

### ۳-۵. کانی‌های سنگ‌ساز

**کوارتز:** در محدوده ازنا، کوارتز از کانی‌های اصلی سنگ‌ساز در واحدهای متاریولیت میلوئیتی و شلیت-نیمه‌پلیتی است که در چهار نسل کوارتز، قابل مشاهده است:

- کوارتز نسل اول: بلورهای دانه‌ریز بی‌شکل و کثیف خاکستری کوارتز حاصل از تبلور و یا ته‌نشست که کانه‌های نسل ۱ شامل ولفرامیت، شلیت و سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت)، به صورت ادخال، دانه‌پراکنده، کلوفرم و لامینه (۹) همراه این نسل از کوارتز، مشاهده می‌شوند. (شکل a-۲۵).

- کوارتز نسل دوم که بلورهای کوارتز زردرنگ درشت‌بلور نیمه‌شکل‌دار و به‌نسبت تمیز حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده را شامل می‌شوند. نسل ۲ کانی‌ها (پیریت، کالکوپیریت، شلیت و ولفرامیت) همراه با کوارتز نسل ۲ مشاهده می‌شود (شکل b-۲۵).

- کوارتز نسل سوم که در اثر عملکرد زمین‌ساخت برشی در سنگ ایجاد شده است، و بر اثر آن، کانی‌های کوارتز با مرزهای مضرسی، خاموشی موجی شدید نشان داده، برخی از آنها ساب‌گرین شده‌اند. برخی بلورهای خودشکل کوارتز به نیمه‌شکل‌دار تغییر شکل داده و در حاشیه آنها، کانی‌های جدید (new grains)، کوارتز شروع به رشد و تبلور دوباره کرده‌اند (شکل c-۲۵).

- کوارتز نسل چهارم که به‌شکل درز و شکاف‌ها و رگه-رگچه‌های قطع‌کننده واحدهای سنگی کانه‌دار و غیرکانه‌دار مشاهده می‌شود. این درز و شکاف‌ها و رگه-رگچه‌های کوارتز-بیوتیت، روند میلوئیتی موجود در سنگ را قطع می‌کند و هنگام حضور در افق‌های کانه‌دار، واجد کانی‌سازی (پیریت، کالکوپیریت و شلیت) هستند (شکل d-۲۵).

**فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز:** فلدسپار قلیایی که بیشتر از نوع ارتوز است، با بلورهای بی‌شکل و با خاموشی موجی، به‌طور معمول بین دیگر بلورها را فراگرفته است. بلورهای ارتوز، دگرسانی آرژیلیکی (یا کائولینیتی) نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز در محدوده ازنا، از نوع آلیت و الیگوکلاز است. این پلاژیوکلازها، با بلورهای منشوری قطور، فاقد ماکل و یا حاوی ماکل پلی‌سنتتیک و آلیتی مشخص می‌شوند و به‌طور معمول دچار دگرسانی سریستی شده‌اند که در برخی نوارهای زمین‌ساختی شدیدتر است. کانه‌های نسل ۱ (ولفرامیت، شلیت، پیریت و کالکوپیریت)، به‌صورت ادخال در این کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

**آمفیبول:** کانی آمفیبول به شکل اکتینولیت مشاهده می‌شود که طی دگرگونی قهقرایی به کینوکلر تبدیل شده‌اند.

**بیوتیت:** بیوتیت، در واحدهای کانه‌دار منطقه ازنا، در سه نسل مشاهده می‌شود: - نسل اول: بیوتیت حاصل از تبلور و ته‌نشست اولیه. این بلورهای بیوتیت،

نسل ۲ و کالکوپیریت‌های رشد دوباره یافته نسل ۲، مشاهده می‌شود و گاه کانی‌های باطله، کوارتز نسل ۱ موجود در متن سنگ را قطع می‌کند. همچنین این نسل از شلیت، گاه داخل شکستگی‌های پیریت نسل ۲ را نیز پر می‌کند؛ بنابراین زمان تشکیل آن، همزمان تا پس از تشکیل پیریت‌های خودشکل نسل ۲، در نظر گرفته شد (شکل ۲۲).

- نسل ۳: کانی شلیت به شکل‌های کشیده که در نوارهای تنگستن-سولفید تمرکز یافته است.

- نسل ۴: شلیت به صورت بلورهای بی‌شکل در رگه-رگچه‌ها، همراه با پیریت نسل ۴ و کوارتز نسل ۴ (شکل f-۲۳).

**پیریت (FeS<sub>2</sub>):** در محدوده ازنا، پیریت به صورت کانی‌های نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل مشاهده می‌شود. این کانه، به شکل لامینه‌های اولیه (۹) و نوارهای میلوئیتی مینرالیزه (سولفید-تنگستن‌دار و سولفیدی) در واحد متاریولیت میلوئیتی و شلیت-نیمه‌پلیتی کانه‌دار، حضور دارد. کانه پیریت در این محدوده، بافت‌های ادخال، لامینه (۹)، دانه‌پراکنده، کلوفرم و پرکننده فضاهای خالی دارد. در این محدوده، چهار نسل پیریت قابل تشخیص است:

- پیریت نسل اول: پیریت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار ریزبلور، در لامینه‌های اولیه سولفید-تنگستن‌دار به‌شکل دانه‌پراکنده، کلوفرم و به‌شکل ادخال در کانی‌های باطله (کوارتز نسل ۱، ارتوز و پلاژیوکلاز) قابل مشاهده است. این نسل از پیریت، همراه با کانه‌های نسل ۱ ولفرامیت، شلیت و کالکوپیریت است (شکل a-۲۳). پیریت ملنیکوویت (melnikovite or greigite: Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>)، بافت کلوفرم (colloform) و گاهی حالت ریتمیک (rhythmic) دارند (شکل c,d-۲۳). این پیریت‌ها در واحد متاریولیت میلوئیتی، تنها در نوارهای سولفیددار (در بخش‌های با تغییر شکل پایین) و در همراهی با کوارتز و کانه‌های نسل ۱، و در واحد شلیت-نیمه‌پلیتی در متن سنگ همروند با روند لامینه‌های اولیه (۹) مشاهده می‌شوند. به‌نظر می‌رسد بافت کلوفرم، در هنگامی که محیط اشباع از سولفید بوده است، نهشته شده است.

- پیریت نسل دوم: پیریت خودشکل درشت‌بلور در متن سنگ و در نوارهای سولفیدی (حاصل از میلوئیتی شدن لامینه‌های اولیه سولفیددار ۹) است. این پیریت، بافت غربالی دارد و در طی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده، بر اثر تبلور دوباره پیریت نسل ۱، شکل گرفته‌است. این نسل پیریت، همراه کانه‌های نسل ۲ شلیت و کالکوپیریت، مشاهده می‌شود (شکل b-۲۳). پیریت‌های خودشکل، در هنگام رشد، فابریک بر گوارگی را در بر گرفته‌اند.

- پیریت نسل سوم: این نسل از پیریت، در اثر تنش زمین‌ساخت برشی، به‌شکل منحنی و خمیده، هم‌سو با سوی میلوئیتی شدن، مشاهده می‌شود که بلورها در سوی میلوئیتی شدن کشیدگی نشان می‌دهند و در این سو ردیف شده‌اند (شکل ۲۴). همچنین نوارهای میلوئیتی تیره سولفیدی و روشن (سیلیسی شده) سولفید-تنگستن، نشانه‌ای از تمرکز کانه‌زایی است.

- پیریت نسل چهارم: این نسل از پیریت‌ها به‌شکل شکافه پرکن، در رگه-رگچه‌ها، همراه با شلیت نسل ۳، مشاهده می‌شوند (شکل e, f-۲۳).

**کالکوپیریت (CuFeS<sub>2</sub>):** در محدوده ازنا، کانه کالکوپیریت بیشتر بی‌شکل بوده و نسبت به پیریت در این نمونه‌ها، از فراوانی کمتری برخوردار است. این کانی، در این محدوده، در چهار نسل قابل مشاهده است:

- نسل اول: کالکوپیریت اولیه بی‌شکل که با بافت دانه‌پراکنده و به‌ندرت کلوفرم در متن سنگ، فضای بین کانی‌های باطله را پر کرده است، یا به‌صورت ادخال در کانی‌های کوارتز نسل ۱، ارتوز و در کانه پیریت مشاهده می‌شود (شکل a, c, d-۲۳). نسل دوم: کالکوپیریت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار رشد دوباره یافته که درشت‌بلورتر

نیمه‌شکل‌دار و هم‌اندازه با دیگر کانی‌های اصلی سنگ‌ساز هستند (شکل a-26). آنها دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند.

نسل دوم: این بیوتیت، به‌شکل منشورهای قطور مشاهده می‌شود که گاه کلریتی شده‌اند. این بیوتیت‌ها در طی دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده پدید آمده‌اند (شکل b-26). گاه بیوتیت‌ها، با فرو رفتن در یکدیگر، بافت دیابلاستیک (diablastic) ایجاد کرده‌اند. این بافت، متعلق به سنگ‌های دگرگونی است که شامل رشد درهم‌پیچیده و اجزای درهم‌فرورفته است. در نمونه AZ5، این کانی در سطح مقطع به خوبی رشد کرده است.

نسل سوم: بلورهای خمیده بیوتیت (bent mica)، که بیشتر به‌شکل میکافیش (mica fish)، بلورهای پورفیروبلاست کوارتز و ارتوز را دور می‌زنند (شکل c,d-26). در امتداد رخ‌این بیوتیت‌ها، کانی ولفرامیت نسل ۳، به‌صورت رشته‌های ظریفی مشاهده می‌شود (با توجه به اینکه بیوتیت، کانی فرومنیزیم است، تنها کانه ولفرامیت در آن مشاهده می‌شود).  
نسل چهارم: بیوتیت پولکی درشت بلور خودشکل، در رگه-رگچه‌ها، همراه با کانی کوارتز نسل چهارم (شکل e-26).

**کلریت و اپیدوت:** کانی کلریت بوژه کلینوکلر (نتایج آزمایش XRD)، کانی ثانویه حاصل از دگرگونی قهقرایی و دگرسانی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت، به‌فراوانی مشاهده می‌شود که جهت‌یافتگی دارند و از جمله جوان‌ترین کانی‌ها، در این منطقه بوده است که کلیه کانی‌های سنگ و نسل‌های کانی‌سازی را به غیر از رگه‌های کانه‌دار، قطع می‌کند. در محدوده ازنا، اپیدوت به‌شکل کانی حاصل از دگرسانی فلدسپارها، تشکیل شده است.

**سرسیت:** کانی سرسیت در این محدوده عمومیت دارد. این کانی به اشکال سرسیت‌های حاصل از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و ارتوز، سرسیت‌های حاصل از دگرسانی سرسیتی (نسل ۱)، طی دگرگونی قهقرایی و در حاشیه رگه-رگچه‌های کوارتز-بیوتیت (نسل ۲) تشکیل شده است. سرسیت در اثر تنش برشی، جهت‌یافتگی پیدا کرده است و به شکل‌های خمیده (bent mica) و میکافیش (mica fish) مشاهده می‌شود و چشم‌های میولیتی را در سنگ دور می‌زند که بیانگر تأثیر زون برشی بر آنهاست.

**کربن آزاد:** افق سیاه‌رنگ شیبست دانه‌ریز، سرشار از کربن آزاد، به‌صورت بین‌لایه، همراه با افق‌های کانه‌دار قرار گرفته است. در تجزیه XRD این نمونه، کانی‌های آلپیت، کوارتز، مسکوویت (اپیدولیت)، به‌مقدار جزئی کلسیت و مونت‌موریلونیت مشخص شده و با توجه به آن، کربن آزاد به‌صورت بی‌شکل است. آثار سطحی کلسیت و گوتیت نیز مشاهده می‌شود.

#### ۴-۵. توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌های سنگ‌ساز

تعیین توالی پاراژنتیک کانه‌ها در منطقه ازنا بسیار مشکل است؛ این امر به‌دلیل حوادث متعدد رخ داده در این منطقه، از جمله دگرگونی ناحیه‌ای، قرارگیری در زون برشی، گسل خوردگی، دگرسانی و... است. از طرفی همزمانی و همپوشی برخی از این حوادث با یکدیگر و همچنین نبود اطلاعات عمقی و نبود اطلاعات پیشین از این کانه‌زایی است. بدین ترتیب، توالی پاراژنتیک ارائه شده برای این محدوده، پاراژنز کلی بر اساس اطلاعات موجود است (جدول‌های ۱ و ۲).

در این محدوده، ۴ مرحله کانه‌زایی مشاهده شده است که هر مرحله با توجه به شواهد بافتی و ساختی زیر مشخص شده است:

مرحله اول (مرحله تشکیل): تشکیل کانه‌ها و کانی‌های اولیه در سنگ که همزمان با تبلور در واحد متاریولیت میولیتی (توف ریولیتی) و نهشت مواد آذرآواری و رسوبی، همراه با مواد آلی در واحد شیبست نیمه‌پلیتی، صورت گرفته است. در این مرحله کانی‌های سنگ‌ساز (از جمله کوارتز نسل ۱)، به همراه کانه‌های

ولفرامیت، شیلیت، پیریت (ملنیکوویت) و کالکوپیریت با بافت‌های دانه‌پراکنده، لامینه (۹)، ادخال و کلوفرم و رتیمیک (دما پایین)، در واحد متاریولیت میولیتی ادخال، دانه‌پراکنده، کلوفرم و لامینه (۹)، پدید آمده‌اند. کانه‌ها در این مرحله بسیار ریزبلور اما فراوانند (شکل‌های ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۶).

مرحله دوم (دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده): در این مرحله طی دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده، کانی‌ها و کانه‌ها تبلور دوباره یافته و درشت‌بلور شده‌اند. کانی‌های کوارتز نسل ۲ و بیوتیت نسل ۲ از جمله کانی‌های مشخص‌کننده این مرحله هستند. بافت ورقه‌ای (foliation) که با کانی‌های میکایی در این مرحله مشخص می‌شوند، نشان‌دهنده دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده در این مرحله هستند (شکل ۱۶). همچنین حضور ولفرامیت نسل ۲ (شکل ۲۱)، پیریت خودشکل (نسل ۲)، (شکل ۱۷)، شیلیت (شکل ۲۲) و کالکوپیریت (نسل ۲)، نشانگر درجه بالاتر تبلور این کانه‌ها، از کانه‌های ریزبلور اولیه و تشکیل آنها بر اثر تبلور دوباره در این مرحله است. این کانه‌ها، کانی‌های متن سنگ را قطع کرده‌اند. بافت دانه‌پراکنده در این کانه‌ها مشاهده می‌شود.

مرحله سوم (مرحله میولیتی‌شدن): طی این مرحله فعالیت زون برشی به‌شکل بافت میولیتی سنگ مشاهده می‌شود. البته بخش‌هایی از سنگ که در زون‌های با تغییر شکل کم (low strain) قرار گرفته‌اند، تغییر شکل کمی نشان می‌دهند یا نشان نمی‌دهند و بافت‌های اولیه حفظ شده‌اند. کانی کوارتز نسل ۳ در این مرحله مشاهده می‌شود که تبلور دوباره یافته است و به‌طور مشخص خاموشی موجی نشان می‌دهد (شکل ۲۵، c) که از نشانه‌های فعالیت زون برشی در این محدوده است. کانه‌های نسل ۳ ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت، بر اثر میولیتی‌شدن (با تأثیر بر کانه‌های از قبل موجود ۹) در این مرحله تمرکز یافته‌اند. بافت‌های ادخال (ولفرامیت در کانی بیوتیت)، دانه‌پراکنده، نواری، میولیتی (شکل‌های ۱۲، ۱۸ و ۱۹) و تبلور دوباره در این مرحله مشاهده می‌شوند. این نسل از کانه‌ها، همروند با سوی میولیتی‌شدن هستند که گاه در این سو، کشیدگی نشان می‌دهند. بافت نواری ممکن است بر اثر دگرشکلی لامینه‌های کانه‌دار اولیه باشد.

مرحله چهارم (رگه-رگچه): این مرحله با دگرگونی قهقرایی و پیدایش درز و شکاف‌ها و رگه-رگچه‌های کوارتز-بیوتیت کانه‌دار مشخص می‌شود که بافت میولیتی سنگ را قطع می‌کند. طی دگرگونی قهقرایی، کلریتی شدن (کلینوکلر) کانی‌های اکتینولیت و بیوتیت با اپیدوتی و سرسیتی شدن همراه بوده است. در این مرحله، کوارتز نسل ۴ و بیوتیت نسل ۴ به‌وجود آمده‌اند. همچنین کانه‌های شیلیت نسل ۴ و پیریت نسل ۴، در این مرحله شکل گرفته‌اند (شکل‌های f-۲۳، d-۲۵، e-۲۶). دگرسانی آرزلیک و سرسیت در اطراف این رگه-رگچه‌ها مشاهده می‌شود.

#### ۶- شواهد ژئوشیمیایی

به‌منظور بررسی و مطالعه رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در این محدوده، ۱۷ نمونه برای تجزیه XRF، در دانشگاه تربیت مدرس و تجزیه ۳۸ عنصری، به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex در ونکوور کانادا ارسال شد. در بررسی ژئوشیمیایی منطقه و مقایسه مقادیر کلارک عناصر فلزی ارزشمند چون تنگستن، قلع، مس، سرب و روی در سنگ‌های مختلف پوسته زمین با مقادیر تجزیه شده برای هر واحد مشخص نتایج زیر به‌دست آمد (جدول ۳):

در سنگ‌های رسوبی و دگرگونی غیر کانه‌دار به سن تریاس و ژوراسیک در مناطق کانی‌سازی نشده، مقادیر عناصر فلزی قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در این نوع سنگ‌ها، افزایشی در حدود ۲ برابر نشان می‌دهد. در ارتباط با عنصر تنگستن، گاه این افزایش به ۲۰ برابر نیز می‌رسد که نشانگر غنی بودن

بوکی و آق بلاغ با توده نظام آباد و پگماتیت‌های فاز نهایی است، شیب منفی HREE در این دو محدوده و شیب مثبت آن در نمونه‌های توده نظام آباد است. با توجه به اختلاف در روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب در این دو محدوده با توده نفوذی، می‌توان پی‌برد که منشأ عناصر در این نمونه‌ها یکسان نیست (عبدی، ۱۳۸۶).

#### ۹- نتیجه‌گیری

در منطقه ازنا، کانی‌سازی تنگستن - سولفید به صورت چینه‌سان و چینه‌کران، در سنگ‌های درونگیر متاریولیت میلیونیته شده و شیست‌های نیمه‌پلیتی، در توالی آتشفشانی - رسوبی تریاس پسین، اتفاق افتاده است. محیط تشکیل در این کانسار حوضه کافت درون قاره‌ای بوده است که محیط مناسبی را برای فعالیت آتشفشانی زیردریایی و رسوبگذاری مجموعه‌های آتشفشانی رسوبی فراهم کرده است. وجود مقادیر زیادی از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازی (دو قطبی) و سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده (شیست پلیتی، شیست سیاه و میکاشیست) در توالی آتشفشانی - رسوبی این مناطق، وجود یک حوضه کافتی (ریفیتی) را تأیید می‌کند. اساساً حوضه‌های ریفیتی، مناسب‌ترین مکان برای تشکیل کانسارهای تنگستن تیپ برونومی - آتشفشان‌زاد است (Cheilletz, 1988). در منطقه ازنا، سنگ‌های کربناتی مشاهده نشده‌اند که ممکن است به دلیل پوشیده بودن رخنمون و یا قرارگیری در ژرفای کمتر از تشکیل کربنات باشد. با توجه به حضور گسترده و سهم بیشتر آتشفشانی به رسوبی در توالی منطقه ازنا، به نظر می‌رسد این منطقه در نزدیکی مرکز کافت واقع بوده است. افق‌های کانه‌دار در منطقه ازنا، بیشتر حالت چینه‌سان دارند. ژئومتری ماده معدنی، لامینه، نواری، رگچه‌ای و هم‌روند با شیستوزیته (و لایه‌بندی) سنگ‌های درونگیر است. ژئومتری لایه‌ای افق‌های کانه‌دار، بر تشکیل همزمان با آتشفشانی و رسوب‌گذاری کانسار دلالت دارد. (Maiden 1981) ماهیت لامینه‌ای ظریف کانه‌زایی شلیت را نشانه‌ای قاطع بر آتشفشانی - رسوبی بودن کانه‌زایی تنگستن در نظر گرفته است. انواع بافت‌های اداخل (در کانی‌های سنگ‌ساز افق متاریولیتی) نواری، دانه‌پراکنده، لامینه، جانیشینی (به جای کانی‌های سنگ‌ساز) و پرکننده فضاهای خالی در افق‌های کانه‌دار قابل مشاهده است. ساخت و بافت‌های مشاهده شده در این رخداد معدنی (بجز بافت پرکننده فضاهای خالی)، همگی خاص کانسارهای سین‌ژنتیک آتشفشانی - رسوبی است که در کانسارهای تنگستن چینه‌سان آلپ خاوری (Holl, 1975, 1976; Maucher, 1976; Raith, 1991, 1995) بروکن هیل و بوهمین مسیف استرالیا (Plimer, 1987, 1994; Kwak, 1987; Barnes, 1983;) و Austroalpine Crystalline Complex و (Beran et al., 1985) اتریش (Raith, 1991; Thalhammer et al., 1989)، نیز مشاهده و گزارش شده است. براساس (Maiden 1981)، تحرک دوباره تنگستن بیش از آن که به شدت دگرگونی بستگی داشته باشد، به شدت دگرشکلی وابسته است و بنابراین تحرک و تمرکز دوباره حجم زیاد تنگستن در طی دگرگونی ناحیه‌ای، به دماهای بالا و ذوب بخشی ارتباطی ندارد. (Stein & Raith 2006) عقیده دارند که نهشته‌های تنگستن چینه‌کران، در کمپلکس‌های زمین‌ساختی رخ می‌دهند و بیشتر با توالی چندمرحله‌ای دگرگونی همراهند و بیشتر در توالی‌های آتشفشانی - رسوبی قرار می‌گیرند. تبلور و تحرک دوباره شلیت و کانی‌های فلزی همراه در کانسارهای چینه‌سان و چینه‌کران تنگستن، امری طبیعی بوده و در بیشتر این کانسارها مشاهده شده است (Gilbert et al., 1992). در کانسارهای تنگستن چینه‌سان، برون‌دمی‌ها (exhalites)، تأمین‌کننده اصلی عناصر کانه‌ساز

سنگ‌های تریاس - ژوراسیک در این ناحیه، از عناصر فلزی یادشده، بویژه تنگستن است (برای نمونه در مناطق قلعه خلیفه و مسعودآباد در جدول ۳).

- در توده‌های آذرین موجود، مشاهده می‌شود که مقادیر عناصر فلزی قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در این نوع سنگ‌ها، افزایش بسیار کمی (نسبت به حد ناحیه‌ای) نشان می‌دهد (توده‌های گرانیتوئید نظام آباد و ده‌حسین آستانه در جدول ۳) و حتی گاه میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (پگماتیت نظام آباد در جدول ۳).

- در مناطق کانه‌دار، در توالی‌های رسوبی - آتشفشانی تریاس پسین - ژوراسیک، در محدوده ازنا (در سنگ‌های متاریولیت و شیست نیمه‌پلیتی، مطابق جدول ۳)، افزایش قابل توجهی در میزان عناصر تنگستن، قلع، مس، روی و سرب مشاهده می‌شود. بنابراین مشخص می‌شود که حوضه رسوبی، در زمان تشکیل این رخساره‌ها، از نظر مقادیر این عناصر غنی بوده است که منجر به تمرکز این عناصر در برخی رخساره‌ها و انواع سنگی خاص شده است.

#### ۷- پراکندگی و ضریب همبستگی عناصر کانسار ساز

بر اساس ماتریس همبستگی عناصر (عبدی، ۱۳۸۶)، تنگستن دارای همبستگی مثبت با سیلیس، آهن، منگنز، سدیم، فسفر، سریم، کبالت، کروم، مس، فلوئور، نیکل، سرب، قلع، توریم، اورانیم، وانادیم، روی و زیرکن است. در حالی که با آلومینیم، کلسیم، منیزیم، تیتانیم، باریم، لانتانیم، نئودیمیم، روییدیم، استرانسیم و ایتریم همبستگی منفی نشان می‌دهد. همبستگی مثبت تنگستن در افق‌های کانه‌دار با سیلیس و در عین حال با نیکل و وانادیم می‌تواند شاهدهی بر ماهیت رسوبی سیلیس در این افق‌ها باشد؛ چرا که در صورت ماگمایی بودن سیلیس، همراهی این عنصر با عناصر سازگار (compatible) همچون نیکل و وانادیم توجیه‌ناپذیر است.

#### ۸- بررسی تغییرات عناصر خاکی کمیاب

به منظور مطالعه و بررسی رفتار عناصر خاکی کمیاب در منطقه، داده‌ها بر حسب کندریت C<sub>1</sub> (Sun & McDonough, 1989) بهنجار و نمودارهای مربوط به الگوی عناصر خاکی کمیاب در نرم‌افزارهای Iqpet و Minpet رسم شد. نمودار ۱، الگوی عناصر خاکی کمیاب را، در نمونه‌های ازنا نشان می‌دهد. الگوی پراکندگی REE، در این نمونه‌ها با شیب کم و ضریب تفریق LaCn/LuCn به نسبت پایین مشخص است. LREE در این الگو، تهی شدگی کمی را نشان می‌دهد که علت آن را می‌توان به افزوده شدن مقادیر بالای سیلیس در طی دگرگونی و میلیونیته شدن نسبت داد. در این نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. این مسئله می‌تواند نتیجه دگرسانی فلدسپارها به سرسیست و کاهش میزان فلدسپار پتاسیمی باشد. دگرگونی می‌تواند از راه تخلیه انتخابی عناصر خاکی کمیاب سبک، موجب تشکیل الگوی با شیب کم و نسبت LaCn/LuCn پایین شود (Griffin & Bruckner, 1985). ضمن اینکه الگوی HREE نسبت به LREE یک تخت‌شدگی (flat) نسبی از خود نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از وجود کانی‌های زیرکن و آپاتیت باشد که میزبان‌های مناسبی برای این عناصر هستند.

الگوی تغییرات در نمونه‌های فاز اسیدی گرانیت نظام آباد و پگماتیت نظام آباد (عبدی، ۱۳۸۶)، دارای REE به نسبت پایین به ترتیب ۱۶/۵ و ۲۳/۱ گرم بر تن است؛ ضمن این که پگماتیت نظام آباد دارای بی‌هنجاری مثبت Eu (ناشی از تبلور فلدسپارها و تورمالین نوع سدیم و پتاسیم) است (عبدی، ۱۳۸۶). نکته قابل توجه دیگر که دلیلی بر اختلاف آشکار الگوی عناصر خاکی کمیاب در محدوده‌های

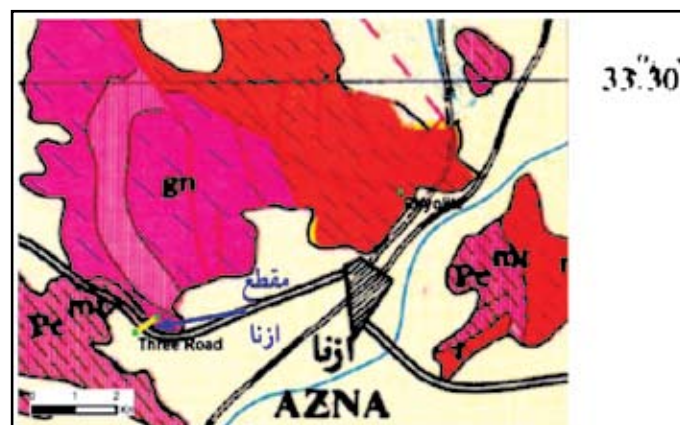
تقسیم‌بندی کانسارهای تنگستن برون‌دمی بر اساس فاصله زمانی و مکانی با مرکز آتشفشانی به proximal و distal است. (Cheiletz, 1988). در مقاله خود با عنوان "مروری بر کانسارهای تنگستن چینسان، ضمن برشمردن ویژگی‌های تیپ‌های مختلف تنگستن چینسان"، تقسیم‌بندی جامعی از این کانسارها ارائه داده است. نزدیکی به مرکز آتشفشان با شدت فعالیت انفجاری آتشفشانی، نسبت آتشفشانی به رسوب بالا، رخداد پلوتونیزم و توسعه دگرسانی سنگ دیواره در کانسارهای proximal بروز می‌کند (Cheiletz, 1988; Plimer, 1978). در منطقه ازنا، فعالیت انفجاری شدید و پلوتونیزم مشاهده نمی‌شود، اما نسبت آتشفشانی به رسوب بالا است و گاه در اثر نفوذ رگه‌های کوارتز-بیوتیتی ثانویه، دگرسانی سنگ دیواره رخ داده است که نشانه‌ای از proximal بودن این رخداد معدنی است. در برخی کانسارهای تنگستن چینسان (دگرگونی-آمفیبولیتی)، به‌علت دگرشکلی، دگرگونی و چین‌خوردگی فشرده، که در طول چرخه‌های کوهزایی متنوع رخ داده است، ویژگی‌های proximal یا distal قابل تشخیص نیست (Cheiletz, 1988). در رخداد معدنی تنگستن ازنا نیز فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی، تشخیص distal و proximal بودن آن را با مشکل مواجه کرده است. به هر حال، بر اساس مقایسه‌ای که بین کانسار تنگستن ازنا و کانسارهای تیبیک تنگستن proximal در ناحیه فلبرتال و آلپین و distal در ناحیه بروکن هیل و کلینرتال صورت گرفت (جدول ۴)، کانسار ازنا شباهت بیشتری با کانسارهای proximal دارد.

### سپاسگزاری

بدین وسیله بر خود لازم می‌دانیم تا از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس و همچنین آقایان دکتر لطفی و دکتر محجل که ما را در انجام این پژوهش یاری رساندند، تشکر و قدردانی کنیم.

تنگستن، قلع، مس، روی، آهن و ... بوده‌اند (Raith, 1995, 1991). تنگستن و فلزات پایه که از برون‌دمی‌های غنی از فلز، منشأ گرفته‌اند، به آتشفشانی دوگانه داسیتی-تولیتی وابسته هستند (Barnes, 1983). به عقیده (Saez et al. (1999)، کانه‌زایی، تنها با برون‌دمی‌های ناشی از آتشفشانی مربوط به مراحل پایانی هر دوره آتشفشانی دیده می‌شود. در منطقه ازنا، مشاهده می‌شود که کانه‌زایی تنها، با سنگ‌های متاریولیت و شیست نیمه‌پلیتی، مشاهده می‌شود که در بالای توالی آتشفشانی-رسوبی رخ‌نمون یافته‌اند.

مشخصات شیمیایی گرانیت نظام آباد (نزدیک‌ترین توده گرانیتی در شمال باختر منطقه) که یک فلدسپار قلیایی گرانیت کاهیده (با کانی مافیک هورنبلند و بیوتیت) است، به‌صورت درصد بالای  $\text{SiO}_2$  (۷۳% - ۷۹)، درصد متغیر  $\text{K}_2\text{O}$  (۰/۰۷% - ۵/۷، متوسط ۲/۵%)، درصد بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  (۲/۴% - ۸/۴، متوسط ۴/۸%) و مقدار Rb پایین (۱۰۵ ppm) و Sr بالا (۹۸/۵ ppm) است که نشانگر تفریق اندک در این توده است و فاز سیال ایجاد شده، کم اهمیت است (عبدی، ۱۳۸۶)، مقدار F موجود در این توده، پایین‌تر از حد تفکیک است و مقدار B تنها در پگماتیت (حاشیه شمال خاوری) اهمیت معنی‌دار (ایجاد کانی تورمالین) می‌یابد. دگرسانی شاخصی در اطراف توده نفوذی مشاهده نمی‌شود و توده‌ها، تنها تأثیر دگرگونی مجاورتی به شکل شیست لکه‌ای بر سنگ‌های اطراف داشته‌اند. این توده در منطقه گرانیت‌های قلع‌دار واقع نمی‌شود و مقادیر عناصر فلزی تنگستن، قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در سنگ گرانیتی، افزایش بسیار کمی نشان می‌دهند و حتی گاه (پگماتیت نظام آباد) میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (عبدی، ۱۳۸۶). بنابراین با توجه به این شواهد، توده گرانیتی‌بیدی نظام آباد نمی‌تواند منشأ کانی‌سازی تنگستن در منطقه شازند باشد و به‌نظر می‌رسد، توده‌های نفوذی تنها نقش موتور گرمایی را در منطقه برای چرخش سیال‌های گرمایی و آب‌های زیرزمینی داشته‌اند.



شکل ۱- قسمتی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد که محل مقطع ازنا، روی آن در محل Three Road، مشخص شده است.

جدول ۲- توالی پاراژنزی در منطقه ازنا، افق شیبست نیمه پلیتی

Mineral	Mineralization				Weathering
	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	
Organic matter, clay, pyroclastic fragments	█				
Wolframite	█	█	█		
Scheelite	█	█	█	█	
Pyrite	█	█	█	█	
Chalcopyrite	█	█	█	█	
Iron oxides and hydroxides					█
Quartz	█	█	█	█	
K-Feldspar	█				
Plagioclase	█				
Muscovite	█				
Biotite	█	█	█	█	
Actinolite	█				
Chlorite (Climochlor)			█		
Epidote	█			█	
Sericite			█	█	
Argillite				█	
Anhydrite & Sulfur					█
Textures	Disseminated	█	█	█	
	Laminated	?			
	Foliation		█		
	Recrystallization		█		
	Banded			█	
	Mylonite			█	
	Open space filling				█
	Vein-Veinlet				█

جدول ۱- توالی پاراژنزی در محدوده ازنا، افق متاریولیت میلونیتی

Mineral	Mineralization				Weathering
	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	
Organic matter	█				
Wolframite	█	█	█		
Scheelite	█	█	█	█	
Pyrite	█	█	█	█	
Chalcopyrite	█	█	█	█	
Iron oxides and hydroxides					█
Quartz	█	█	█	█	
K-Feldspar	█				
Plagioclase	█				
Actinolite	█				
Muscovite	█				
Biotite	█	█	█	█	
Chlorite (Climochlor)			█	█	
Epidote	█			█	
Sericite			█	█	
Argillite				█	
Zircon	█				
Anhydrite & Sulfur					█
Textures	Inclusion	█		█	
	Disseminated	█	█	█	
	Choloform	█			
	Laminated	?			
	Foliation		█		
	Diablastique		█		
	Recrystallization		█		
	Banded			█	
	Mylonite			█	
	Open space filling				█
Vein-Veinlet				█	

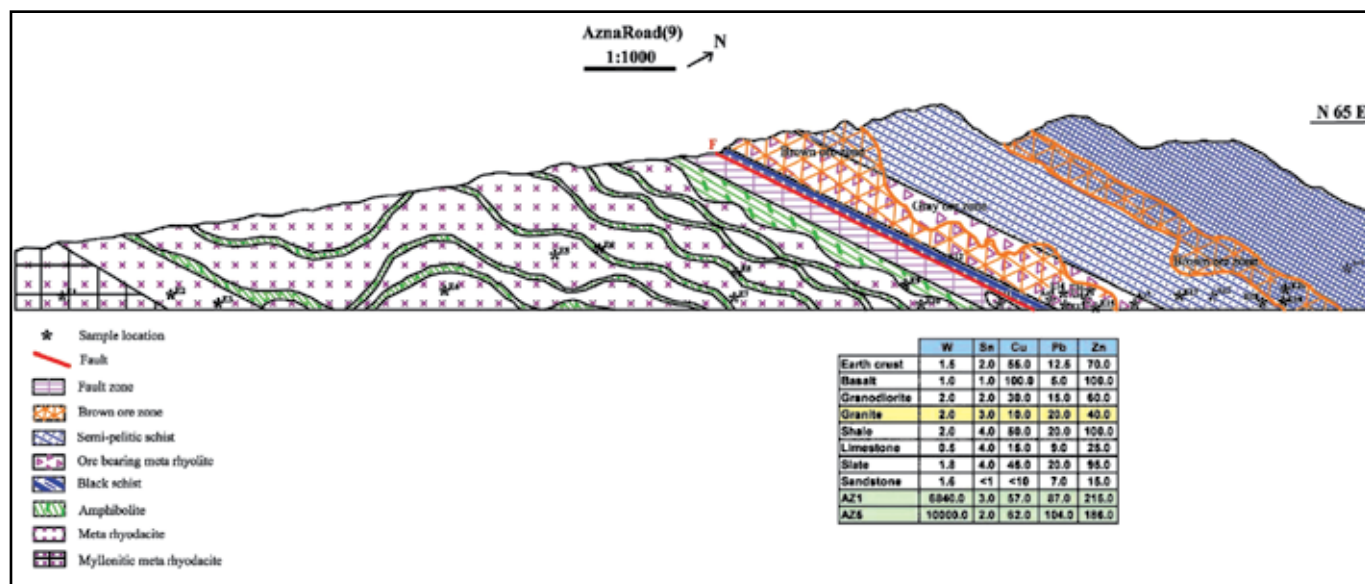
جدول ۳- مقادیر عناصر فلزی در نمونه‌های منطقه و کلارک آنها در سنگ‌های مختلف

Location	Lithology	Sample	Elements (ppm)				
			W	Sn	Cu	Pb	Zn
Clark	Earth crust		1.5	2.0	55.0	12.5	70.0
	Basalt		1.0	1.0	100.0	5.0	100.0
	Granodiorite		2.0	2.0	30.0	15.0	60.0
	Granite		2.0	3.0	10.0	20.0	40.0
	Shale		2.0	4.0	50.0	20.0	100.0
	Limestone		0.5	4.0	15.0	9.0	25.0
Sandstone		1.6	<1	<10	7.0	15.0	
Azna	Rhyolite	R	13	23	42	56	80
Azna road	Meta rhyolite (ore bearing)	AZ1	6840	3	57	87	215
Azna road	Meta rhyolite (ore bearing)	AZ5	10000	2	62	104	186
Deh Hossein	Sandstone	CD1	17	34	338	361	125
Deh Hossein	Ore vein	D3	45127	3152	2065	603	
Deh Hossein	Granite (Astaneh)	ED5	16	1	12	19	12
Deh Hossein	Hornfels	ED3	21	36	463	64	83
Ghaleh khalfife	Sandy limestone	B2	11	9	55	28	53
Masoud abad	Calkschist	Ms 0-3	27	9	45	27	52
Nezam abad	Spotted schist	Ds1	26	20	17	52	109
Nezam abad	Calcareous spotted schist	Ds12	8	34	74	36	80
Nezam abad	Granite	HS1	5	5	31	32	104
Nezam abad	Granite-aplite	HS2	7	133	27	85	22
Nezam abad	Leucogranite	HS3	7	11	27	27	9
Nezam abad	Pegmatite	CD17	1	2	18	20	45
Nezam abad	Granite (hosted ore vein)	GnZT2	12	107	1382	51	116
Nezam abad	Ore Vein	NzT2	47532	6906	25332	1756	

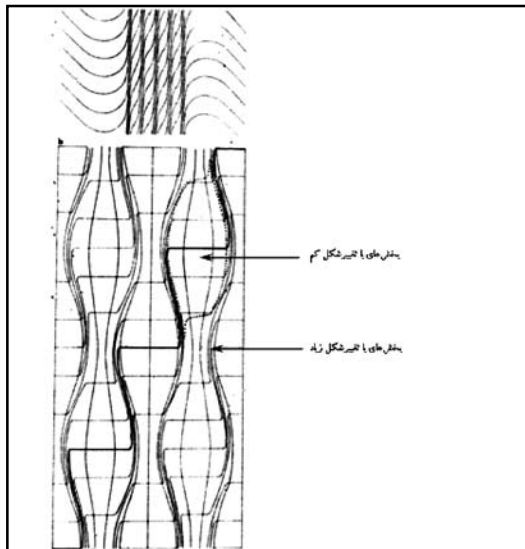


جدول ۴- مقایسه ویژگی های کانه زایی تنگستن منطقه ازنا با کانسارهای تنگستن چینه سان جهان و ایران (اقتباس از شعله، ۱۳۸۲)

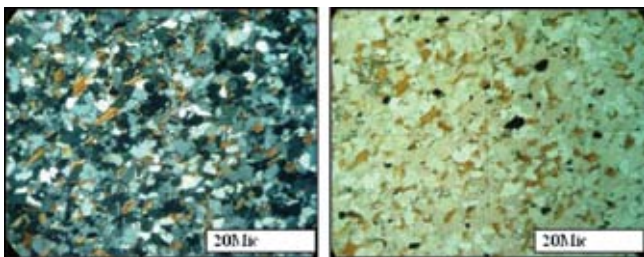
محدوده ازنا	Austroalpine Crystalline Complex اتریش	Felbertal اتریش	Kleinartal اتریش	Broken Hill استرالیا	کانسار
متاریولیت و شیت نیمه پلیتی	مرمر، تورمالینیت، رگه های کوارتز	باندهای کوارتزیت درون سنگ های متابازیک	سنگ آهک، باندهای کوارتزیتی، شیل های سیاه، دولومیت	کوارتز-فلدسپار-بیوتیت گنایس، تورمالینیت، آمفیبولیت، تبخیری های دگرگون شده	سنگ درونگیر
تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین	پالئوزویک پایینی	پالئوزویک پایینی	پالئوزویک پایینی	پروتروزویک میانی	سن سنگ میزبان
آمفیبولیت-شیت سبز	آمفیبولیت پایینی	آلماندین-شیت سبز	آلماندین-شیت سبز	آمفیبولیت بالایی- گرانولیت	رخساره دگرگونی
کافت درون قاره ای	کافت درون قاره ای	کافت درون قاره ای	فلات قاره ای	کافت درون قاره ای	موقعیت زمین ساختی
تناوب ولکانیسم بازی و اسیدی با ماهیت تولویتی و کلسیمی-قلیایی	اسیدی تا واحد واسط	تناوب ولکانیسم فوق بازی، بازی و اسیدی با ماهیت تولویتی و کلسیمی-قلیایی	اسیدی	ولکانیسم تولویتی داسیتی، ریوداسیتی	ولکانیسم همراه
ولفرامیت، شلیت، پیریت و کالکوپیریت	شلیت، گرافیت، ایلمنیت	شلیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیدنیت، بریل، بیسموتینت، بیسموت خالص، نقره و طلا	شلیت	شلیت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، مارکاسیت، کولیت، پیریت، پیروتیت، آرسنوپیریت، مولیدنیت	کانی شناسی ماده معدنی
_____	۲ کیلومتر	۲۵۰۰ متر	؟	۲ کیلومتر	گسترش کانه زایی
چینه سان و چینه کران	چینه سان و چینه کران	چینه کران	چینه کران	چینه سان و چینه کران	ژئومتری ماده معدنی
لامینه، دانه پراکنده، ادخال، نواری، رگه ای	لامینه، دانه پراکنده، رگه ای	لايه ای، لامینه، عدسی های همخوان	لايه ای، لامینه و عدسی های همخوان، رگه و رگچه ای	لايه ای، دانه پراکنده، توده ای (سولفید)، رگه ای	ساخت و بافت
۱-برون دمی-رسوبی ۲-دیاژنز ۳- دگرگونی ناحیه ای	۱-برون دمی-رسوبی ۲-دیاژنز ۳-دگرگونی ناحیه ای	۱-برون دمی رسوبی ۲-دیاژنز ۳-دگرگونی ناحیه ای	۱-رسوبی-دیاژنتیک ۲-دگرگونی ناحیه ای	۱-رسوبی-دیاژنتیک ۲-دگرگونی ناحیه ای	مراحل تشکیل
فرایندهای برون دمی-رسوبی	فرایندهای برون دمی، گرمایی	فرایندهای برون دمی زیردریایی	فرایندهای برون دمی زیردریایی	فرایندهای برون دمی، رسوبی و تبخیری	منشأ
برون دمی آتشفشان زاد پروکسیمال	برون دمی آتشفشان زاد پروکسیمال	برون دمی آتشفشان-زاد پروکسیمال	برون دمی آتشفشان-زاد دیستال	برون دمی آتشفشان زاد دیستال	تیپ
عبدی، ۱۳۸۶	Raith, 1991	Holl & Schenk, 1987	Holl et al., 1972	Plimer, 1994	منبع



شکل ۲- مقطع عرضی از برنزدهای ترانشه جاده ازنا که محل نمونه ها، مقادیر عناصر فلزی کلارک مدنظر، نمونه های AZ1 (متاریولیت) و AZ6 (شیت نیمه پلیتی) (در جدول زیر شکل) بر روی آن مشخص شده است.



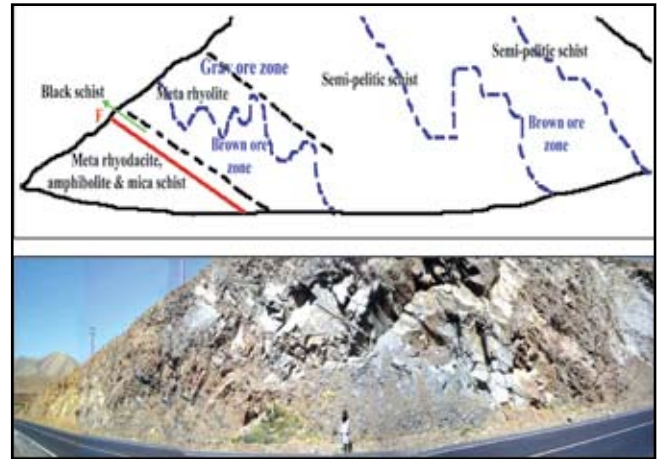
شکل ۴- شکل شماتیکی که نمایانگر ژئومتری صفحات S و C و a ایجاد شده توسط عملکرد برش ساده (simple shear) نامتقارن نا هم‌محور پیشرونده و (b) کوتاه‌شدگی نامتقارن چیره پیشرونده است. به عبارت دیگر، دنباله‌های دانه‌های کوارتز و فلدسپار، نبود تقارن را مشخص می‌سازد. صفحات C، با خطوط با فواصل کم مشخص می‌شود (Bell & Hammond, 1984).



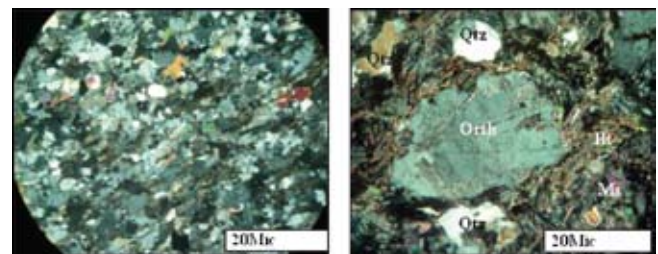
شکل ۶- بافت شیتوز و لپیدوبلاستیک دانه متوسط در نمونه AZ1، کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt)، مسکوویت (Ms) و دانه‌های کدر (Opaqe) (پیریت) در آن قابل تشخیص است. (نور ppl عبوری در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09)



شکل ۸- زون کانه‌دار قهوه‌ای شماره یک، در مقطع جاده ازنا- شازند (دید به سمت باختر)



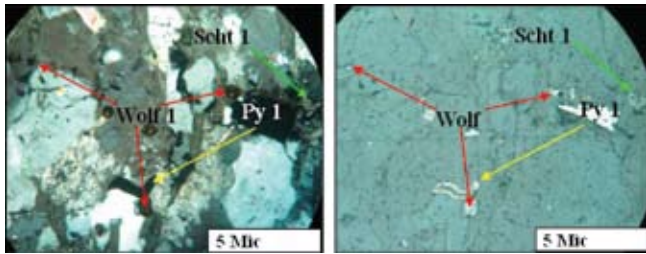
شکل ۳- تصویر ترانشه حاشیه جاده ازنا، که واحدهای کانه‌دار (متاریولیت و شیت نیمه‌پلیتی) و غیرکانه‌دار (متاریوداسیت، آمفیبولیت و میکاشیت) بر روی آن مشخص شده است (دید به سمت شمال باختری).



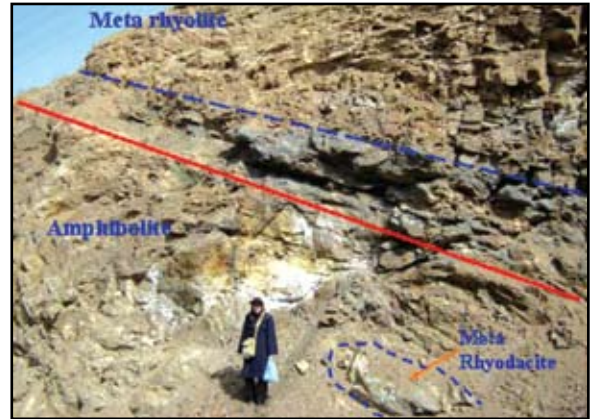
شکل ۵- بافت لپیدوگرانوبلاستیک تا میلونیتی در نمونه متاریولیت میلونیتی، کانی‌های ارتوز (Orth)، آرژیلی شده (سمت چپ) و کوارتز (Qtz)، با خاموشی موجی، که به دلیل مقاومت بالا به صورت چشمی در میان نوارهای میلونیتی باقی مانده است، کانی‌های بیوتیت (Bt) کلریتی شده، و مسکوویت (Ms) به دلیل مقاومت کمتر در جهت اعمال تنش حالت خمیده گرفته و چشم‌های میلونیتی را دور می‌زند (سمت راست). (نور xpl عبوری، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09)



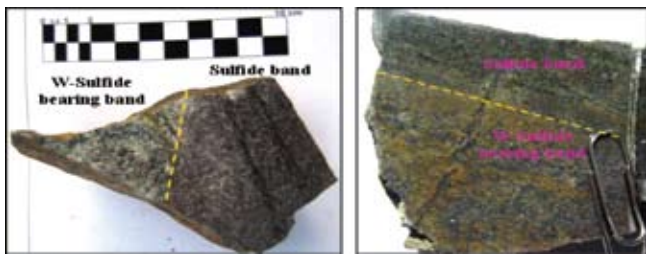
شکل ۷- زون کانه‌دار خاکستری رنگ (gray ore zone)، در کنار زون کانه‌دار قهوه‌ای رنگ (Brown ore zone)، در مقطع جاده ازنا- شازند (دید به سمت شمال باختری)



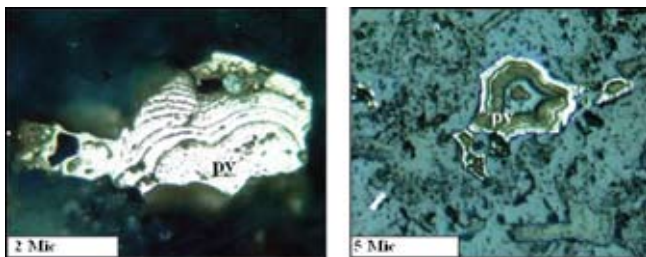
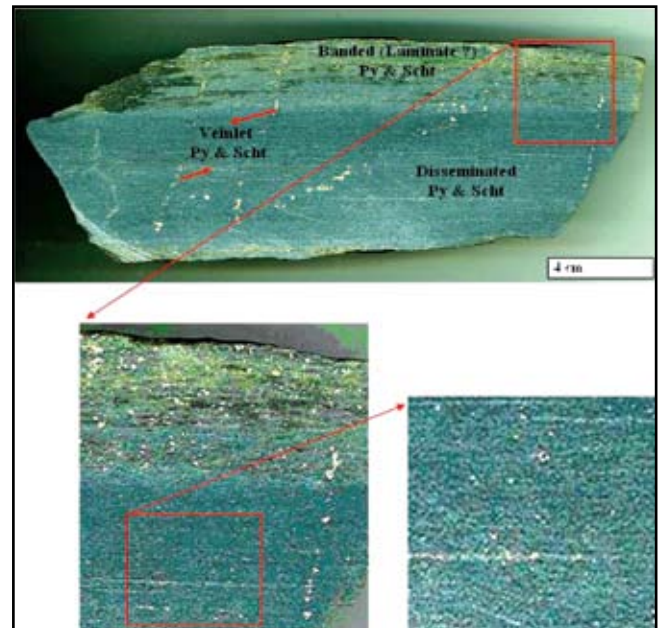
شکل ۱۰- کانی ولفرامیت (Wolf)، شیلیت (Scht) و پیریت (Py) نسل اول، به شکل ادخال در کانی‌های کوارتز و ارتوز، در متاریولیت میلوئیتی ازنا. (نور ppl انعکاسی در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.40. Oil)



شکل ۹- افق شیست سیاه‌رنگ که در فرادواره گسل امتدادلغز رخنمون دارد، همچنین رخنمون کوچک متاریوداسیت میلوئیتی در فرودواره گسل، در کنار واحد آمفیبولیتی، در مقطع جاده ازنا-شازند (دید به سمت باختر)

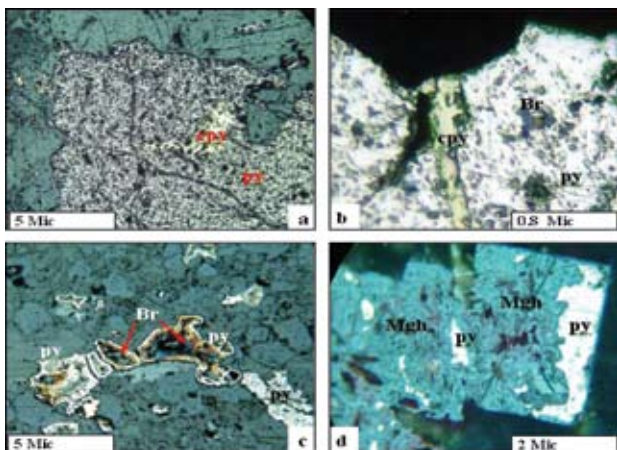


شکل ۱۲- تصویر نوار تنگستن- سولفیددار و نوار سولفیدی نمونه‌های ریولیت میلوئیتی ازنا

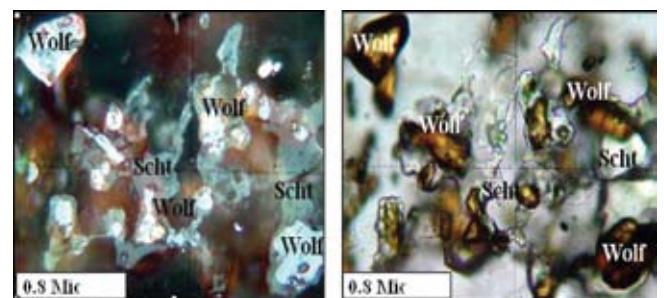


شکل ۱۳- تصاویر پیریت کلوفرم در نمونه‌های ازنا (Az3, E17)، (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.45)

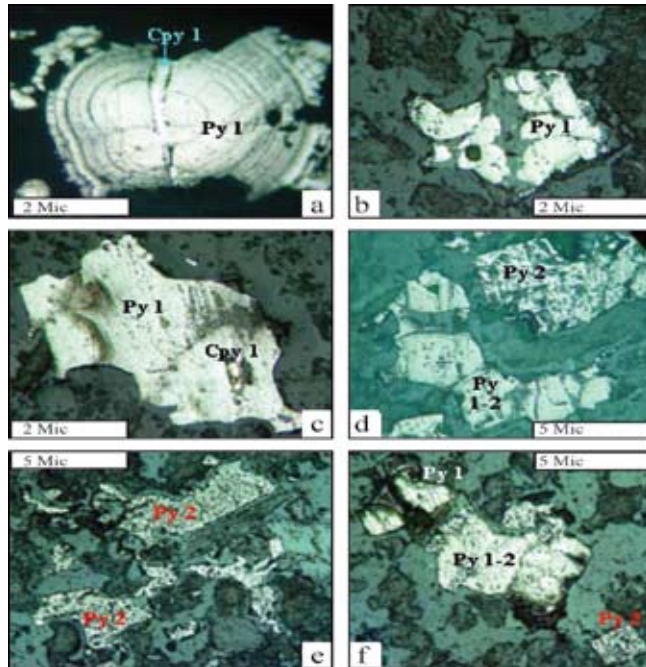
شکل ۱۱- بافت لامینه (؟)، دانه پراکنده و رگچه‌های چینه کران پیریت (Py) و شیلیت (Scht)، در نمونه شیست نیمه پلیتی ازنا. تصاویر بزرگ شده بافت لامینه و دانه پراکنده از شکل ۱۱.



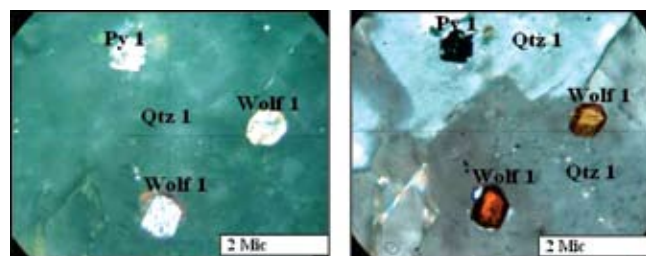
شکل ۱۵- تصاویر (a) جانیشینی کالکوپیریت (cPy) در پیریت (py)، (b, c) جانیشینی ژل سولفیدی به صورت بورنیت (Br) درون بلور پیریت و کالکوپیریت در شکستگی بلور پیریت، (d) جانیشینی مگهیمیت (Mgh) به جای پیریت، نمونه‌های ازنا (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی تصاویر d, c, a: 20x\*10x\*0.45 و تصویر b: 50x\*10x\*0.85, Oil)



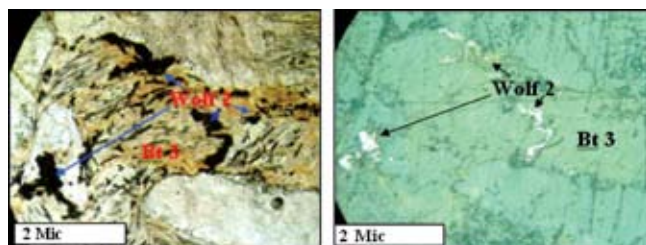
شکل ۱۴- جانیشینی حاشیه‌ای کانی شیلیت (Scht)، به جای ولفرامیت (Wolf) نسل اول، نمونه Az3. (نور ppl انعکاسی در سمت چپ و نور ppl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی 50x\*10x\*0.85, Oil)



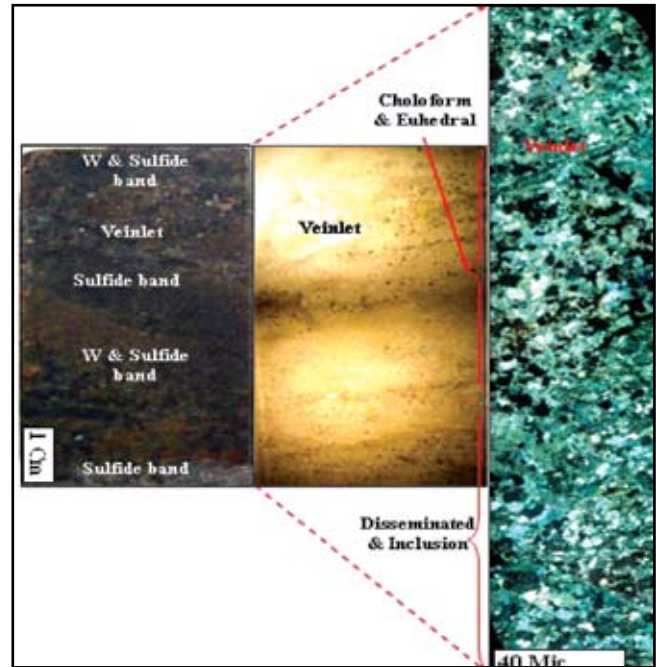
شکل ۱۷- تغییرات بافتی در کانی پیریت و تبدیل پیریت کلوفرم (Py 1) به پیریت خودشکل (Py<sub>2</sub>) (a). پیریت کلوفرم. (b) تجمع پیریت‌های کلوفرم. (c) تغییرات بافتی در اثر دما درون پیریت کلوفرم که حاوی بلور کالکوپیریت است. باقیمانده خطوط منحنی پیریت کلوفرم مشخص است و حالت صفحات بلوری خودشکل در حال شکل‌گیری است. (d) پیریت حدواسط (Py 1-2) که تجمع پیریت‌های کلوفرم در حال تبدیل به پیریت خودشکل را نشان می‌دهد. (e) پیریت خودشکل با حاشیه‌های بلوری منحنی. (f) پیریت کلوفرم، پیریت حدواسط و پیریت خودشکل. نمونه‌های ازنا (نور ppl انعکاسی، تصاویر a,b,c,d,e,f بزرگنمایی Oil - 50x\*10x\*0.85).



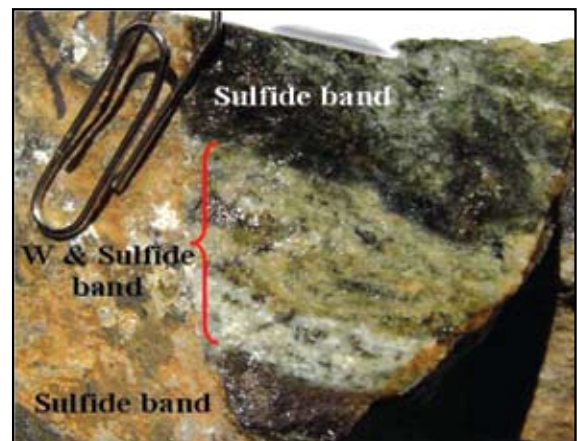
شکل ۲۰- تصویر ولفرامیت (Wolf) نسل اول، همراه با پیریت (Py) نسل اول، به شکل اداخل در کوارتز (Qtz) نسل اول، در ریولیت میلونیتی نمونه AZ3. (نور ppl انعکاسی در سمت چپ و نور xpl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی Oil - 50x\*10x\*0.85).



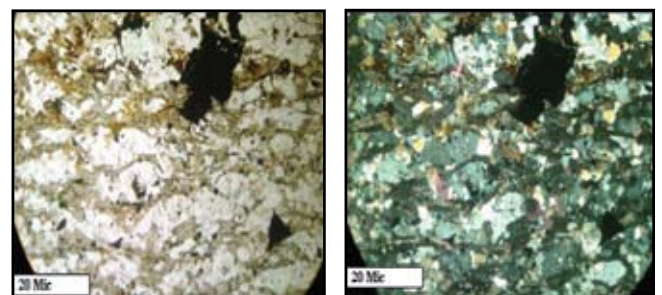
شکل ۲۱- تصویر کانی ولفرامیت (Wolf) سوزن مانند و خمیده نسل دوم، در رخ‌های بیوتیت (Bt) خمیده نسل سوم. (نور ppl انعکاسی در سمت راست و نور ppl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی Oil - 20x\*10x\*0.45).



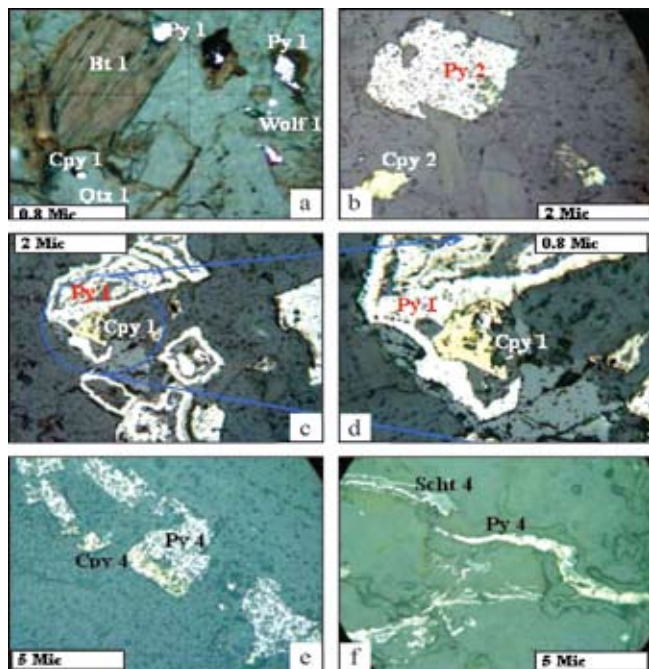
شکل ۱۶- تغییرات بافتی در طول یک مقطع، همچنین نوارهای سولفیدی و تنگستن - سولفید، نمونه AZ3 (تصویر سمت راست نور xpl عبوری، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09)



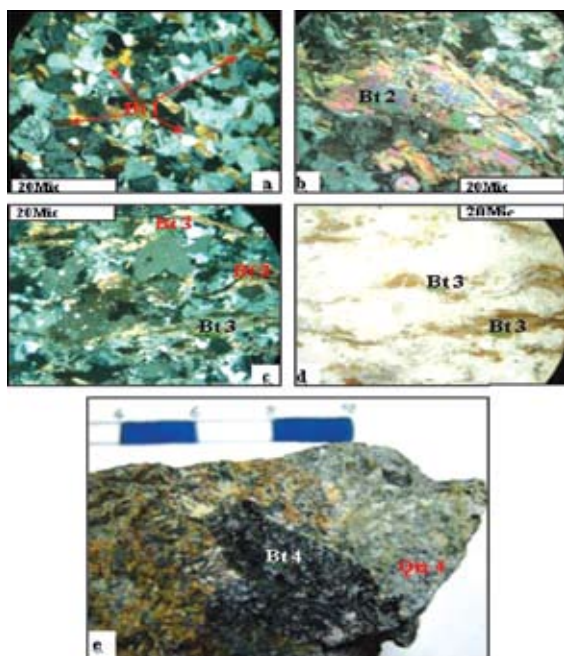
شکل ۱۸- تصویر تغییرات بافتی شدید و نواری شدن سنگ به بخش‌های تیره (سولفیددار) و روشن (سیلیسی و تنگستن‌دار)، در بخش با تغییرشکل بالا بر روی نمونه متاریولیت میلونیتی.



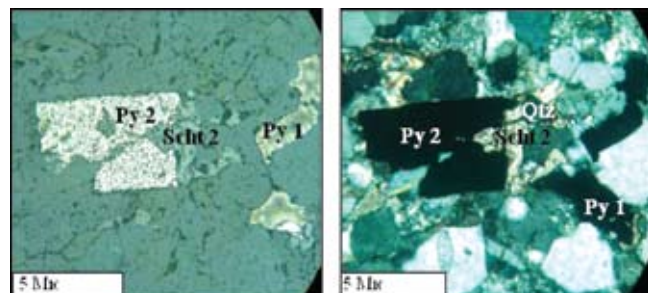
شکل ۱۹- تصویر بافت میلونیتی در نمونه متاریولیت میلونیتی ازنا نمونه E14.



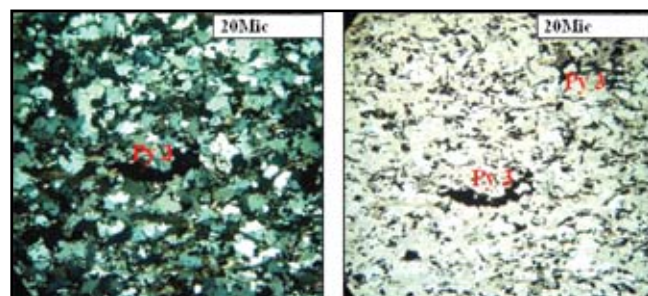
شکل ۲۳- تصاویر (a) کانی کالکوپیریت (Cpy) نسل ۱ به شکل ادخال در کانی کوارتز (Qtz) نسل ۱، همراه با نسل ۱ پیریت (Py)، ولفرامیت (Wolf)، بیوتیت (Bt) و مسکوویت. (b) کالکوپیریت نسل ۲، در کنار پیریت نسل ۲. (c, d) کالکوپیریت نسل ۱ به شکل جانمایی همراه با کانی پیریت کلو فرم نسل ۱. (e) پیریت نسل ۴ به همراه کالکوپیریت نسل ۴ در رگه های کانه دار. (f) پیریت نسل ۴، همراه با شلیت نسل ۴. (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی تصاویر a, d, 20x\*10x\*0.45, Oil؛ تصاویر b, c, e, f، 50x\*10x\*0.85, Oil).



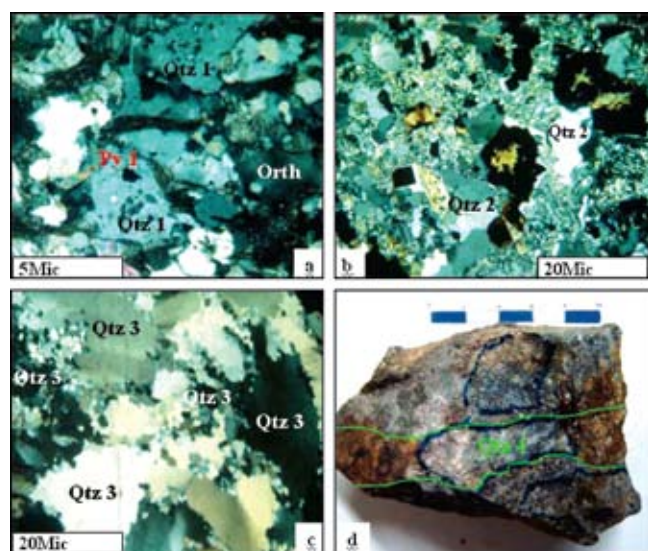
شکل ۲۴- تصاویر (a) کانی بیوتیت (Bt)، نسل اول به شکل اولیه در سنگ، همراه با کانی های ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz) و پلاژیوکلاز (Pl) (b) کانی بیوتیت نسل دوم، بلورهای درشت حاصل دگرگونی ناحیه ای. (c, d) بیوتیت نسل سوم، بلورهای خمیده حاصل دگرگونی ناحیه ای. (e) بیوتیت نسل چهارم، همراه با کوارتز در رگه های کوارتز-بیوتیت (تصویر d، نور ppl عبوری و a, b, c، نور xpl عبوری، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09).



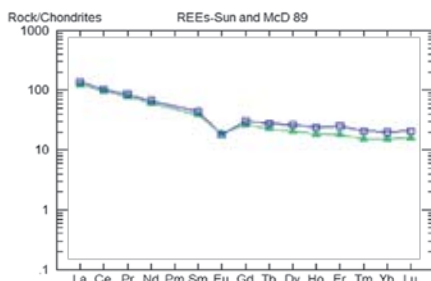
شکل ۲۵- تصویر کانی شلیت (Scht) نسل دوم، که درون شکستگی پیریت (Py) نسل دوم را پر نموده است و کانی کوارتز (Qtz)، را قطع می کند که بیانگر تشکیل آن، همزمان تا پس از تشکیل پیریت نسل دوم است. پیریت نسل سوم نیز، در این تصویر مشخص است. نمونه AZ3. (نور ppl انعکاسی در سمت چپ و نور xpl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.45).



شکل ۲۶- تصویر بلورهای پیریت (Py) نسل سوم که در سوی میلیونیتی شدن، کشیدگی نشان می دهند و در این مورد ریدیف شده اند؛ نمونه E. (نور ppl عبوری در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 5x\*10x\*0.45, Oil).



شکل ۲۷- (a) کانی کوارتز (Qtz)، نسل اول با ادخال از پیریت، همراه با کانی ارتوز (Orth). (b) بلورهای درشت و تمیز کوارتز نسل دوم، حاصل از دگرگونی پیش رونده. (c) بلورهای جدید (new grains) کوارتز نسل سوم در اطراف بخش های سیلیسی شده، کشیدگی بلورهای کوارتز نسل سوم، از نشانه های قرارگیری در زون برشی است. (d) کوارتز نسل چهارم در رگه های کوارتز. منطقه از (a, b, c) تصاویر xpl عبوری، بزرگنمایی 20x\*10x\*0.45؛ بزرگنمایی 5x\*10x\*0.09).



نمودار ۱- الگوی عناصر خاکی کمیاب در متاریولیت منطقه ازنا

## کتابنگاری

رادفر، ج.، ۱۳۶۶- بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه و گوشه (در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.  
 سهندی، م.، حسینی‌دوست، س.ج.، رادفر، ج. و محجل، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند و گزارش آن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 عبدی، م.، ۱۳۸۶- بررسی لیتوژئوشیمیایی و خاستگاه کانی‌سازی در کانسار تنگستن- مس (قلع) ده حسین و نظام آباد و مقایسه آن با کانسار بامسر، جنوب غرب شازند اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

## References

- Barnes, R. G., 1983- Stratiform and Stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill Block, N.S.W., J. Geol. Soc. Austr., 30: 225-239.  
 Bell, T. H. & Hammond, R. L., 1984- On the internal geometry of mylonite zones. Journal of Geology, 92: 667-686.  
 Beran, A., God, R., Gotzinger, M. & Zemann, J., 1985- A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Australia, Mineral. Dep. 20:16-22.  
 Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.I.O.C., Sahandi, M. R., Jafarian, M. B., Hajmolla Ali, A. & Soheili, M., 1992- Geological map of Khorramabad, Geological quadrangle map No. D7, Geological survey of Iran.  
 Cheilletz, A., 1988- Stratiform tungsten deposits: a review. Geologie en Mijnbouw, 67: 293-311.  
 Cheilletz, A. & Giuliani, G., 1988- Epigenesis versus syngenesi: a contribution to the debate based on the stratiform tungsten skarn mineralization of Djebel Aouam, central Morocco. Seventh quadrennial IAGOD symposium, D-7000 Stuttgart.  
 Gilbert, F., Moine, B., Schott, G. & Dandurand, G. L., 1992- Modeling of transport and deposition of tungsten in the scheelite-bearing calc-silicate gneisses of the Montagne Noire, France. Contr. Mineral. Petrol., 112: 371-384.  
 Griffin, W. L. & Bruckner, H. K., 1985- REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites. Chem. Geol., 52: 249-271.  
 Holl, R., 1975- Die scheelit-lagerstätte Felbetal und der Vergleich mit anderen scheelitvorkommen in den Ostalpen: Bayrischen Akademie der Wissenschaften Abhandlungen, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 157A: 1-114.  
 Holl, R., 1976- The strata-bound ore deposits in the eastern Alps. in K.H. Wolf (ed.), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam, 5: 1-36.  
 Hsu, L. C. & Galli, P. E., 1973- Origin of the scheelite-powellite series of minerals. Economic Geology, 68: 681-696.  
 Kwak, T. A. P., 1987- W-Sn Skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids, Elsevier, 451 p.  
 Maiden, K. J., 1981- A discussion of the paper by I.R. Plimer 'Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites'. Mineral. Dep., 16: 455-456.  
 Masoudi F., 1997- Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. PhD Thesis, The University of Leeds, UK.  
 Mohajjel, M., 1997- Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. PhD Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia.  
 Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. J. Asian Earth Sci. 21: 397-412.  
 Maucher, A., 1976- The strata-stibnite-bound cinnabar-scheelite deposits, in Wolf, K.H., (ed), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Elsevier, v.7, p. 247-256.  
 Plimer, I. R., 1978- Proximal and distal stratabound ore deposits. Mineral. Dep., 13: 345-353.  
 Plimer, I. R., 1987- The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. Min. Dep., 22: 282-291.  
 Plimer, I. R., 1994- Stratabound scheelite in meta-evaporites, Broken Hill, Australia. Eco. Geol., 89: 423-437.  
 Raith, J. G., 1991- Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic Calc-Silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. Mineral. Dep., 26: 72-80.  
 Raith, J. G. & Prochaska, W., 1995- Tungsten deposits in the wolfram schist Namaqualand, South Africa: stratabound versus granite-related genetic concepts. Econ. Geol., 90: 1934-1954.  
 Raith, J. G. & Stein, A.J., 2006- Variscan ore formation and metamorphism at the Felbortal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re-Os dating of molybdenite, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 152, pp: 505-521.  
 Ramdohr, P., 1970- The ore minerals and their intergrowths, 2 volumes, Pergamon press.  
 Saez, R., Pascual, E., Toscano, M. & Almodovar, G.R., 1999- The Iberian type of volcano-sedimentary massive sulfide deposits. Mineral. Dep., 34: 549-570.  
 Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran, a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG), Vol 52, No.7, p. 1229-1258.  
 Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lon., Spe. Pub. 42: 313-345, Thalhhammer et al., 1989.