

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

مریم عبدی^۱، مجید قادری^{۲*}، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۱ و ابراهیم راستاد^۱

^۱بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۴/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۵/۱۲

چکیده

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع است. این منطقه در پهنه ساختمانی سهندج- 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 نیمه‌پلیتی، در توالی آتشفشان- رسوبی تریاس‌پسین، 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، کلوفرم، نواری، جانیشینی و پرکننده فضاهای خالی هستند. کانی‌زایی در چند نسل مختلف مشاهده می‌شود که بر اثر وقایع دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره شیست سبز بالایی- آمفیبولیت)، چین‌خوردگی و میلوئیتی شدن پهنه برشی (شکل‌پذیر) 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 نیک تنگستن proximal در فلدبرتال و آلپین و distal در پروکن 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

رخداد معدنی تنگستن (مس) ازنا، در ۲ کیلومتری باختر ازنا، در استان لرستان، واقع شده است. محدوده کانی‌سازی شده، در ترانسه جاده، در حاشیه جاده قدیم شازند- ازنا- درود، و در موقعیت $33^{\circ} 27' 03''$ تا $33^{\circ} 27' 07''$ طول‌خاوری و $49^{\circ} 24' 29''$ تا $49^{\circ} 24' 34''$ عرض شمالی، رخنمون دارد. این محدوده، در طی پژوهشی که در منطقه جنوب‌باختری شازند، به منظور بررسی منشأ کانی‌سازی تنگستن صورت گرفت، برای اولین بار شناسایی و معرفی می‌شود.

۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی، در پهنه زمین‌ساختی سهندج- سیرجان (Stocklin, 1968) و زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده (Mohajjel et al., 2003) واقع شده است. این زیرپهنه از سنگ‌های به شدت دگرشکل یافته و دگرگون شده تشکیل شده که با ویژگی‌هایی چون چندین مرحله دگرگونی، دگرشکلی و چین‌خوردگی 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 پالئوزویک بوده که به طور عمده از متاریولیت و آمفیبولیت به همراه دولومیت مرمری تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها توسط گسلی از دیگر واحدهای سنگی جدا می‌شوند. واحدهای سنگی احاطه کننده آنها، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون شده 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 پروجرود (یا نظام آباد- مال میر)، توده نفوذی استوک ماندان آستانه و توان‌دشت- گوشه، هستند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵). بیشتر توده‌های نفوذی منطقه، ترکیب گرانودیوریتی و گرانیتی دارند و به طور شاخص کلسیمی- قلیایی هستند (Masoudi, 1997). البته توده‌های یادشده، در نزدیکی منطقه مورد مطالعه، رخنمون ندارند.

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 نیمه‌پلیتی 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 Pc.mr) نسبت داده شده بود (Berthier et al., 1992) که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند که به تازگی منتشر شد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵)، به سن تریاس (TRIph.) 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 استنادی در حدود N35W 40 NE دارند و از قدیم به جدید عبارتند از: متاریوداسیت به شدت خرد شده، متاریوداسیت با آثار اکسیدمنگنز، متاریوداسیت سیلیسی شده تورمالین دار، میکاشیست، میان‌لایه‌های آمفیبولیت، میکاشیست و متاریوداسیت با ساخت باقلایی (pinch & swell)، آمفیبولیت سبز تیره، متاریوداسیت میلوئیتی، شیست سیاه‌رنگ (شیل سیاه دگرگون شده)، متاریولیت میلوئیتی دگرسان (قهوه‌ای‌رنگ)، متاریولیت خاکستری‌رنگ، شیست نیمه پلیتی خاکستری تیره، شیست نیمه پلیتی دگرسان، شیست نیمه پلیتی تیره، ریولیت که تا رخساره شیست سبز- آمفیبولیت، دگرگون شده‌اند. این واحدها به صورت 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 به طور متناوب با سنگ‌های متاولکانیک اسیدی (متاریوداسیت و متاریولیت) به رنگ کرم روشن، بویژه در بخش ابتدایی این توالی، افق‌های تیره و روشنی تشکیل شده است، که به همراه حضور رسوبات پلیتی،

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

در نمونه‌های شیبست نیمه‌پلیتی، بافت شیبستوز و لیدوبلاستیک دانه متوسط مشاهده می‌شود (شکل ۶). کانی‌شناسی آن شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز (آلیت)، مسکوویت، بیوتیت، کلریت و کانی‌های کدر است. این واحد نیز تحت تأثیر زون برشی قرار گرفته، کانی‌ها دچار جهت‌یافتگی شده و سنگ فابریک میولیتی به خود گرفته است. دگرسانی‌های مشاهده شده در مجاورت رگه‌های کوارتز-بیوتیت، شامل انواع بیوتیتی، سریسیتی 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- کان‌زایی

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؛ کان‌زایی سولفید-تنگستن شناسایی و بررسی شده است. در این توالی، سنگ‌ها بیشتر حاوی کانه‌های کدر و پیریت هستند، اما کان‌زایی تنگستن-سولفید (پیریت و کالکوپیریت) به همراه دو نوع رخساره:

۱- شیبست نیمه‌پلیتی خاکستری رنگ و ۲- متاریولیت میولیتی، مشاهده می‌شود. کان‌زایی در این محدوده به صورت اولیه و هم‌روند با برگوارگی و پهنه برشی و همراه با درز و شکاف‌ها مشاهده می‌شود. واحد متاریولیت میولیتی، بخش چیره‌ای از کانی‌سازی اولیه تنگستن را در محدوده ازنا به خود اختصاص داده است. کانه‌های مشاهده شده در این واحد عبارتند از: ولفرامیت، شلیت، 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 میولیتی است اما ولفرامیت فراوانی کمتری دارد.

در یک مقطع عرضی از این منطقه که نمونه‌برداری و بررسی شد، یک زون خاکستری رنگ کانه‌دار به صورت 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 (۲)، 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 به رنگ قهوه‌ای برجای نهاده است. رنگ قهوه‌ای این پهنه، ناشی از حضور هیدروکسیدهای آهن است که از دگرسانی و هوازدگی 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 متاریولیت 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 آندریت، کلسیت، گوتیت و گوگرد آزاد، به همراه 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 دو قطبی اسیدی-بازی، در یک حوضه آتشفشانی-رسوبی در تریاس پسین بوده باشد. در این منطقه کانی‌سازی تنگستن-مس، در بخش بالایی این توالی، به همراه سنگ درونگیر متاریولیت میولیتی 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 در Mohajjel, 1997)، تحت تأثیر یک زون برشی قرار گرفته است و سنگ‌های موجود در پهنه برشی، خرد شده و یا تغییر شکل یافته‌اند. خردشدگی در سنگ‌های متاریولیتی، به خوبی 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، میولیتی شدن تأثیر داشته است. میولیتی شدن سبب پدید آمدن ساخت‌های چشمی، ایجاد کانی‌های جدید (new grains)، خمش و تغییر شکل میکاها و همچنین تمرکز کانه‌زایی در نوارهای میولیتی شده است.

زون‌های میولیت با ویژگی کلی تغییر شکل خیلی بزرگ و ناگهانی مشخص می‌شوند که به طور معمول منجر به شیبستوزیته اناستاموسینگ (anastomosing schistosity) گسترده در مقیاس وسیعی در مقایسه با برگوارگی مناطق غیر میولیتی می‌شود. این ژئومتری نسبت به تغییر شکل، طی میولیتی 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 میولیتی با محورهای موازی، نسبت به خطوارگی کششی در بخش احاطه‌کننده میولیت، توسط چرخش محور چین، با زاویه بزرگ درون صفحات محوری شان، نمی‌تواند شکل بگیرد. ایشان معتقدند نبود تقارن چین در زون‌های میولیتی، 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 میولیتی تشکیل می‌شوند که در بخش‌های با تغییر شکل پایین، خطوارگی‌های اولیه، حفظ می‌شوند.

۳- سنگ‌شناسی

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

شده‌اند (شکل ۱۷).

در بخش‌های با تغییرشکل 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). نوارهای تیره بیشتر شامل بخش‌های حاوی مواد آلی و با میزان سولفید بالا و نوارهای روشن شامل بخش‌های سیلیسی-کلریتی و مقداری تنگستن و سولفید است. بدین سبب، کانه‌زایی به دو صورت نوار تنگستن-سولفیددار (ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت) که شامل کانه‌زایی اولیه است و نوار سولفیدی (نسل‌های ۳ پیریت و کالکوپیریت و به مقدار کمتر شیلیت نسل ۳، در کنار کانه‌های نسل اول و دوم)، مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). به نظر می‌رسد این نوارها، از یک لایه‌بندی (لامینه) اولیه پیروی می‌کنند که در بخش‌های با تغییرشکل پایین مشاهده می‌شود.

۲-۵. کانه‌ها

ولفرامیت (Fe,Mn)WO₃: در محدوده ازنا، کانه ولفرامیت به فراوانی مشاهده می‌شود. این کانه به صورت نیمه‌شکل‌دار و خودشکل، فاقد منطقه‌بندی (zoning) و گاه دارای ماکل دوقلوبی (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 شیلیت، پیریت و کالکوپیریت، به صورت ادخال در کانی‌های کوارتز نسل ۱، ارتوز و پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۲۰). جانشینی کانی شیلیت نسل ۱، به جای ولفرامیت نسل ۱، در تعدادی از مقاطع مشاهده می‌شود.

ولفرامیت دانه‌های 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.

شیلیت (CaWO₄): این کانی سفیدرنگ و نیمه‌شفاف است و به همین سبب در مطالعات کانه‌نگاری با درصد انعکاس پایین و شبیه باطله مشاهده می‌شود. آنیزوتروپی و انعکاس داخلی سفیدرنگ از دیگر خواص این کانی است (Ramdohr, 1970). در محدوده ازنا، شیلیت به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، در ۳ نسل، مشاهده می‌شود. شیلیت در این محدوده، فاقد مولیدن است. شیلیت فاقد مولیدن، نشانه فوگاسیته پایین اکسیژن در محیط تشکیل است (Hsu & Galli, 1973). رخداد کانه‌زایی سولفیدی به همراه شیلیت نیز به دلیل پایین بودن fO_2 محیط، امکان‌پذیر است.

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

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

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

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، کلورفرم و ادخال مشاهده می‌شود. زون قهوه‌ای رنگ دیگری، در میان واحد شیلیت 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 با تغییرشکل 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 شیلیت نیمه‌پلیتی مشاهده می‌شود (شکل ۱۱)، نواری (شکل ۱۲)، کلورفرم و ریتمیک (شکل ۱۳)، جانشینی (شیلیت به جای ولفرامیت، کالکوپیریت به جای پیریت، ژل سولفیدی در پیریت و مگمیت به جای پیریت)، (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) و بافت پرکننده 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 تغییرشکل بالا (high strain) و تغییرشکل پایین (low strain) است.

در بخش‌های با تغییرشکل پایین (و دمای پایین)، بافت‌های اولیه نسبتاً به‌خوبی 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 به‌طور متناوب نمایش می‌دهند که بیشتر در توف‌های ریولیتی مشاهده می‌شود. تغییرات بافتی مشاهده شده در این لامینه‌ها، شامل بافت دانه‌ریز کانی‌ها (کوارتز، پتاسیم‌فلسپار و پلاژیوکلاز و ...) با شلیت‌زایی کانی‌های میکایی است که به تدریج به بافتی درشت‌بلور (کانی‌های مشابه) و با شلیت‌زایی مشخص‌تر تبدیل می‌شود که به احتمال، روند تدریجی درشت‌بلور شدن هم متأثر از سنگ اولیه بوده و همچنین همراه با شلیت‌زایی 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 کلورفرم و خودشکل دارند. به نظر می‌رسد بافت کلورفرم، 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 کلورفرم 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

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 چینه‌گران، همراه با کوارتز و کانه‌های نسل ۴، مشاهده می‌شود (شکل c-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

گوارتز: در محدوده ازنا، کوارتز از کانی‌های اصلی سنگ‌ساز در واحدهای متاریولیت میولینیتی 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، دانه پراکنده، کلورفرم و لامینه (۹) همراه این نسل از کوارتز، مشاهده می‌شوند. (شکل a-۲۵).

- کوارتز نسل دوم که بلورهای کوارتز زردرنگ درشت‌بلور نیمه‌شکل دار و به نسبت 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 نیمه‌شکل دار 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 به شکل درز و شکاف‌ها و رگه-رگچه‌های قطع‌کننده واحدهای سنگی کانه‌دار و غیرکانه‌دار مشاهده می‌شود. این درز و شکاف‌ها و رگه-رگچه‌های کوارتز-بیوتیت، روند میولینیتی 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، به طور معمول بین دیگر بلورها را فراگرفته است. بلورهای ارتوز، دگرسانی آرزلیکی (یا کائولینیتی) نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز در محدوده ازنا، از نوع آلبیت و الیگوکلاز است. این پلاژیوکلازها، با بلورهای منشوری قطور، فاقد ماکل و یا حاوی ماکل پلی‌سنتیک و آلیتی مشخص می‌شوند و به طور معمول دچار دگرسانی سرسیتی شده‌اند که در برخی نوارهای زمین‌ساختی شدیدتر است. کانه‌های نسل ۱ (ولفرامیت، شلیت، پیریت و کالکوپیریت)، به صورت ادخال در این کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

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

بیوتیت: بیوتیت، در واحدهای کانه‌دار منطبق 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).

پیرویت (FeS): در محدوده ازنا، پیریت به صورت کانی‌های نیمه‌شکل دار تا خودشکل مشاهده می‌شود. این کانه، به شکل لامینه‌های اولیه (۹) و نوارهای میولینیتی میزالیزه (سولفید-تنگستن دار و سولفیدی) در واحد متاریولیت میولینیتی و شلیت نیمه‌پلیتی کانه‌دار، حضور دارد. کانه پیریت در این محدوده، بافت‌های ادخال، لامینه (۹)، دانه پراکنده، کلورفرم و پرکننده فضاهای خالی دارد. در این محدوده، چهار نسل پیریت قابل تشخیص است:

- پیریت نسل اول: پیریت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار ریزبلور، در لامینه‌های اولیه سولفید-تنگستن دار به شکل دانه پراکنده، کلورفرم و به شکل 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 ملبنیوکویت (melnikovite or greigite: Fe₃S₄)، بافت کلورفرم (colloform) و گاهی حالت ریتمیک (rhythmic) دارند (شکل c, d-۲۳). این پیریت‌ها در واحد متاریولیت میولینیتی، 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. به نظر می‌رسد بافت کلورفرم، 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 میولینیتی 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 گرفته است. 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، به شکل منحنی و خمیده، هم سو با سوی میولینیتی شدن، مشاهده می‌شود که بلورها در سوی میولینیتی شدن کشیدگی نشان می‌دهند و در این سو ردیف شده‌اند (شکل ۲۴). همچنین نوارهای میولینیتی تیره سولفیدی و روشن (سیلیسی شده) سولفید-تنگستن، نشانه‌ای از تمرکز کانه‌زایی است.

- پیریت نسل چهارم: این نسل از پیریت‌ها به شکل شکافه پرکن، در رگه-رگچه‌ها، همراه با شلیت نسل ۴، مشاهده می‌شوند (شکل e, f-۲۳).

کالکوپیریت (CuFeS₂): 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 دانه پراکنده و به ندرت کلورفرم در متن سنگ، فضای بین کانی‌های باطله را پر کرده است، یا به صورت ادخال در کانی‌های کوارتز نسل ۱، ارتوز و در کانه پیریت مشاهده می‌شود (شکل a, c, d-۲۳). نسل دوم: کالکوپیریت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار رشد دوباره یافته که درشت‌بلورتر

نیمه شکل دار و هم اندازه با دیگر کانی های اصلی سنگ ساز هستند (شکل a-26). آنها دچار دگرسانی کلریتی شده اند.

- نسل دوم: این بیوتیت، به شکل منشورهای قطور مشاهده می شود که گاه کلریتی شده اند. این بیوتیت ها در طی دگرگونی ناحیه ای پیش رونده پدید آمده اند (شکل 26-b). گاه بیوتیت ها، با فرو رفتن در یکدیگر، بافت دیاپلاستیک (diablastic) ایجاد کرده اند. این بافت، متعلق به سنگ های دگرگونی است که شامل رشد در هم پیچیده و اجزای در هم فرورفته است. در نمونه AZ5، این کانی در سطح مقطع به خوبی رشد کرده است.

- نسل سوم: بلورهای خمیده بیوتیت (bent mica) که بیشتر به شکل میکافیش (mica fish)، بلورهای پورفیروبلاست کوارتز و ارتوز را دور می زنند (شکل 26-c,d). در امتداد رخ این بیوتیت ها، کانی ولفرامیت نسل ۳، به صورت رشته های ظریفی مشاهده می شود (با توجه به اینکه بیوتیت، کانی فرومنیزیم است، تنها کانی ولفرامیت در آن مشاهده می شود).

- نسل چهارم: بیوتیت پولکی درشت بلور خود شکل، در رگه- رگچه ها، همراه با کانی کوارتز نسل چهارم (شکل e-26).

کلریت و ایدوت: کانی کلریت بویژه کلینوکلر (نتایج آزمایش XRD)، کانی ثانویه حاصل از دگرگونی قهقرایی و دگرسانی کانی های آمفیبول و بیوتیت، به فراوانی مشاهده می شود که جهت یافتگی دارند و از جمله جوان ترین کانی ها، در این منطقه بوده است که کلیه کانی های سنگ و نسل های کانی سازی را به غیر از رگه های کانه دار، قطع می کند. در محدوده ازنا، ایدوت به شکل کانی حاصل از دگرسانی فلدسپارها، تشکیل شده است.

سوسیت: کانی سوسیت در این محدوده عمومیت دارد. این کانی به اشکال سوسیت های حاصل از دگرسانی کانی های پلاژیوکلاز و ارتوز، سوسیت های حاصل از دگرسانی سوسیتی (نسل ۱)، طی دگرگونی قهقرایی و در حاشیه رگه- رگچه های کوارتز- بیوتیت (نسل ۲) تشکیل شده است. سوسیت در اثر تنش برشی، جهت یافتگی پیدا کرده است و به شکل های خمیده (bent mica) و میکافیش (mica fish) مشاهده می شود و چشم های میلوئیتی را در سنگ دور می زند که بیانگر تأثیر زون برشی بر آنهاست.

گوبین آزاده: افق سیاه رنگ شیبست دانه ریز، سرشار از کربن آزاد، به صورت بین لایه، همراه با افق های کانه دار قرار گرفته است. در تجزیه XRD این نمونه، کانی های آلپیت، کوارتز، مسکوویت (ایدولیت)، به مقدار جزئی کلسیت و مونت موریلونیت مشخص شده و با توجه به آن، کربن آزاد به صورت بی شکل است. آثار سطحی کلسیت و گوتیت نیز مشاهده می شود.

۴-۵. توالی پاراژنتیک کانه ها و کانی های سنگ ساز

تعیین توالی پاراژنتیک کانه ها در منطقه ازنا بسیار مشکل است؛ این امر به دلیل حوادث متعدد رخ داده در این منطقه، از جمله دگرگونی ناحیه ای، 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 کانه زایی است. بدین ترتیب، توالی پاراژنتیک ارائه شده برای این محدوده، پاراژنز کلی بر اساس اطلاعات موجود است (جدول های ۱ و ۲).

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

- مرحله اول (مرحله تشکیل): تشکیل کانه ها و کانی های اولیه در سنگ که همزمان با تبلور در واحد متاریولیت میلوئیتی (توف ریولیتی) و نهشت مواد آذرآواری و رسوبی، همراه با مواد آلی در واحد شیبست نیمه پلیتی، صورت گرفته است. در این مرحله کانی های سنگ ساز (از جمله کوارتز نسل ۱)، به همراه کانه های

ولفرامیت، شیلیت، پیریت (ملنیکوویت) و کالکوپیریت با بافت های دانه پراکنده، لامینه (۲)، ادخال و کلو فرم و ریتمیک (دما پایین)، در واحد متاریولیت میلوئیتی ادخال، دانه پراکنده، کلو فرم و لامینه (۲)، پدید آمده اند. کانه ها در این مرحله بسیار ریزبلور اما فراوانند (شکل های ۱۰، ۱۱، ۱۲ و ۱۶).

- مرحله دوم (دگرگونی ناحیه ای پیش رونده): در این مرحله طی دگرگونی ناحیه ای پیش رونده، کانی ها و کانه ها تبلور دوباره یافته و درشت بلور شده اند. کانی های کوارتز نسل ۲ و بیوتیت نسل ۲ از جمله کانی های مشخص کننده این مرحله هستند. بافت ورقه ای (foliation) که با کانی های میکایی در این مرحله مشخص می شوند، نشان دهنده دگرگونی ناحیه ای پیش رونده در این مرحله هستند (شکل ۱۶). همچنین حضور ولفرامیت نسل ۲ (شکل ۲۱)، پیریت خود شکل (نسل ۲)، (شکل ۱۷)، شیلیت (شکل ۲۲) و کالکوپیریت (نسل ۲)، نشانگر درجه بالاتر تبلور این کانه ها، از کانه های ریزبلور اولیه و تشکیل آنها بر اثر تبلور دوباره در این مرحله است. این کانه ها، کانی های متن سنگ را قطع کرده اند. بافت دانه پراکنده در این کانه ها مشاهده می شود.

- مرحله سوم (مرحله میلوئیتی شدن): طی این مرحله فعالیت زون برشی به شکل بافت میلوئیتی سنگ مشاهده می شود. البته بخش هایی از سنگ که در زون های با تغییر شکل کم (low strain) قرار گرفته اند، تغییر شکل کمی نشان می دهند یا نشان نمی دهند و بافت های اولیه حفظ شده اند. کانی کوارتز نسل ۳ در این مرحله مشاهده می شود که تبلور دوباره یافته است و به طور مشخص خاموشی موجی نشان می دهد (شکل ۲۵، c) که از نشانه های فعالیت زون برشی در این محدوده است. کانه های نسل ۳ ولفرامیت، شیلیت، پیریت و کالکوپیریت، بر اثر میلوئیتی شدن (با تأثیر بر کانه های از قبل موجود ۲) در این مرحله تمرکز یافته اند. بافت های ادخال (ولفرامیت در کانی بیوتیت)، دانه پراکنده، نواری، میلوئیتی (شکل های ۱۲، ۱۸ و ۱۹) و تبلور دوباره در این مرحله مشاهده می شوند. این نسل از کانه ها، همروند با سوی میلوئیتی شدن هستند که گاه در این سو، کشیدگی نشان می دهند. بافت نواری ممکن است بر اثر دگرشکلی لامینه های کانه دار اولیه باشد.

- مرحله چهارم (رگه- رگچه): این مرحله با دگرگونی قهقرایی و پیدایش درز و شکاف ها و رگه- رگچه های کوارتز- بیوتیت کانه دار مشخص می شود که بافت میلوئیتی سنگ را قطع می کند. طی دگرگونی قهقرایی، کلریتی شدن (کلینوکلر) کانی های اکتینولیت و بیوتیت با ایدوتی و سوسیتی شدن همراه بوده است. در این مرحله، کوارتز نسل ۴ و بیوتیت نسل ۴ به وجود آمده اند. همچنین کانه های شیلیت نسل ۴ و پیریت نسل ۴، در این مرحله شکل گرفته اند (شکل های f-23، d-25، e-26). دگرسانی آرزلیک و سوسیت در اطراف این رگه- رگچه ها مشاهده می شود.

۶- شواهد ژئوشیمیایی

به منظور 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 سنگ های مختلف پوسته زمین با مقادیر تجزیه شده برای هر واحد مشخص نتایج زیر به دست آمد (جدول ۳):

- در سنگ های رسوبی و دگرگونی غیر کانه دار به سن تریاس و ژوراسیک در مناطق کانی سازی نشده، مقادیر عناصر فلزی قلع، مس، سرب و روی نسبت به کلارک این عناصر در این نوع سنگ ها، افزایشی در حدود ۲ برابر نشان می دهد. در ارتباط با عنصر تنگستن، گاه این افزایش به ۲۰ برابر نیز می رسد که نشانگر غنی بودن

بوکی و آق‌بلاغ 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 میلونیتی 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 تپ بروندی-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 ظرف کانه‌زایی شلیت را نشانه‌ای قاطع بر آتشفشانی-رسوبی بودن کانه‌زایی تنگستن در نظر گرفته است. انواع بافت‌های اداخل (در کانی‌های سنگ‌ساز افق متاریولیتی) نواری، دانه پراکنده، لامینه، جانشینی (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) بروکن‌هیل و بوهمین مسیف استرالیا (Plimer, 1987, 1994; Kwak, 1987; Barnes, 1983; Beran et al., 1985) Austroalpine Crystalline Complex و (Mittersill) 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، بزرگ تنگستن است (برای نمونه در مناطق قلمه‌خلیفه و مسعودآباد در جدول ۴).

- 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 ۴) و حتی گاه میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (پگماتیت نظام آباد در جدول ۴).

- در مناطق کانه‌دار، در توالی‌های رسوبی-آتشفشانی تریاس-پسین-ژوراسیک، در محدوده ازنا (در سنگ‌های متاریولیت و شیست نیمه‌پلیتی، مطابق جدول ۴)، 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، سرب، کبالت، کروم، مس، فلونور، نیکل، سرب، قلع، توریم، اورانیم، وانادیم، روی و زیرکن است. در حالی که با آلومینیم، کلسیم، منیزیم، تیتانیم، باریوم، لانتانیم، نئودیمیم، روییدیم، امترانسیم و ایتیریم 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 (Sun & McDonough, 1989) بهنجار و نمودارهای مربوط به الگوی عناصر خاکی کمیاب در نرم‌افزارهای Icpet 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، تهی‌شدگی کمی را نشان می‌دهد که علت آن را می‌توان به افزوده شدن مقادیر بالای سیلیس در طی دگرگونی و میلونیتی شدن نسبت داد. Eu در این نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. این مسئله می‌تواند نتیجه دگرسانی فلدسپارها به سرسیت 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

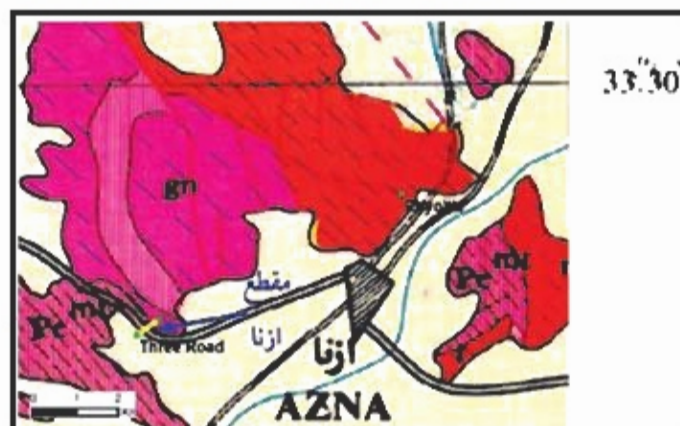
تنگستن، قلع، مس، روی، آهن و ... بوده‌اند (Raith, 1995, 1991). تنگستن و فلزات پایه که از پروندمی‌های فنی از فلز، منشا گرفته‌اند، به آتشفشانی دوگانه داسیتی- تولیتی وابسته هستند (Barnes, 1983). به عقیده Socz et al. (1999)، کانه‌زایی، تنها با پروندمی‌های ناشی از آتشفشانی مربوط به مراحل پایانی هر دوره آتشفشانی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

مشخصات شیمیایی گرانیت نظام‌آباد (نزدیک‌ترین توده گرانیتی در شمال باختر منطقه) که یک فلدسپار فلپایی گرانیت کانه‌ده (یا کانی مافیک هوربلند و بیوتیت) است، به صورت درصد بالای SiO_2 (۷۳% - ۷۹%)، درصد مقعر K_2O (۰.۷% - ۵.۷%) متوسط (۱.۵% - ۲.۸%)، درصد بالای Na_2O (۲.۳% - ۸.۴%)، متوسط (۲.۸%) و مقدار Rh پایین (۱۰۵ ppm) و Sr بالا (۹۸۵ ppm) است که نشانگر تفریق اندک در این توده است و فلز سیال ایجاد شده، کم اهمیت است (حیدی، 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 شپست 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 نظام‌آباد) میزان آنها از حد کلارک نیز کمتر است (حیدی، ۱۳۸۶). بنابراین با توجه به این شواهد، توده گرانیتی‌ی نظام‌آباد نمی‌تواند منشأ کانی‌سازی تنگستن در منطقه شازند باشد و بمنظر می‌رسد، توده‌های نفوذی تنها نقش موتور گرمایی را در منطقه برای چرخش سیال‌های گرمایی و آب‌های زیرزمینی داشته‌اند.

تقسیم‌بندی کانسارهای تنگستن پروندمی بر اساس فاصله زمانی و مکانی با مرکز آتشفشالی به proximal و distal است. (Cheilletz, 1988). در مقاله خود با عنوان "مروری بر کانسارهای تنگستن چیتسان، ضمن برشمردن ویژگی‌های تپ‌های مختلف تنگستن چیتسان"، 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 (Cheilletz, 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 رگ‌های کوارتز- بیوتیتی ثانویه، دگرسانی سنگ دیواره رخ داده است که نشانه‌ای از proximal بودن این رخداد معنی است. در برخی کانسارهای تنگستن چیتسان (دگرگونی-آمفیبولیتی)، به‌علت دگرشکلی، دگرگونی و چین‌خوردگی فشرده، که در طول چرخه‌های کوهزایی متنوع رخ داده است، ویژگی‌های distal یا proximal قابل تشخیص نیست (Cheilletz, 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 تپیک تنگستن proximal در ناحیه فلرتال و آلبین و distal در ناحیه پروکن هیل و کلپرتال صورت گرفت (جدول ۴)، کانسار ازنا شباهت بیشتری با کانسارهای proximal دارد.

سپاسگزاری

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



شکل ۱- قسمتی از نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ شم‌آباد که محل مقطع ازنا، روی آن در محل Three Road، مشخص شده است.

جدول ۱- توالی پاراژنزی در محدوده ازنه، افق متاریولیت میلوئیتی

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	█				
Muscovite	█				
Biotite	█	█	█	█	
Chlorite (Clinochlor)			█	█	
Epidote	█			█	
Sericite			█	█	
Argillite				█	
Anhydrite & Sulfur					█
Textures	Inclusion	█		█	
	Disseminated	█	█	█	
	Choloform	█			
	Laminated	?			
	Foliation		█		
	Diablastique		█		
	Recrystallization		█		
	Banded			█	
	Mylonite			█	
	Open space filling				█
Vein-Veinlet				█	

جدول ۲- توالی پاراژنزی در منطقه ازنه، افق شپست نیمه پلیتی

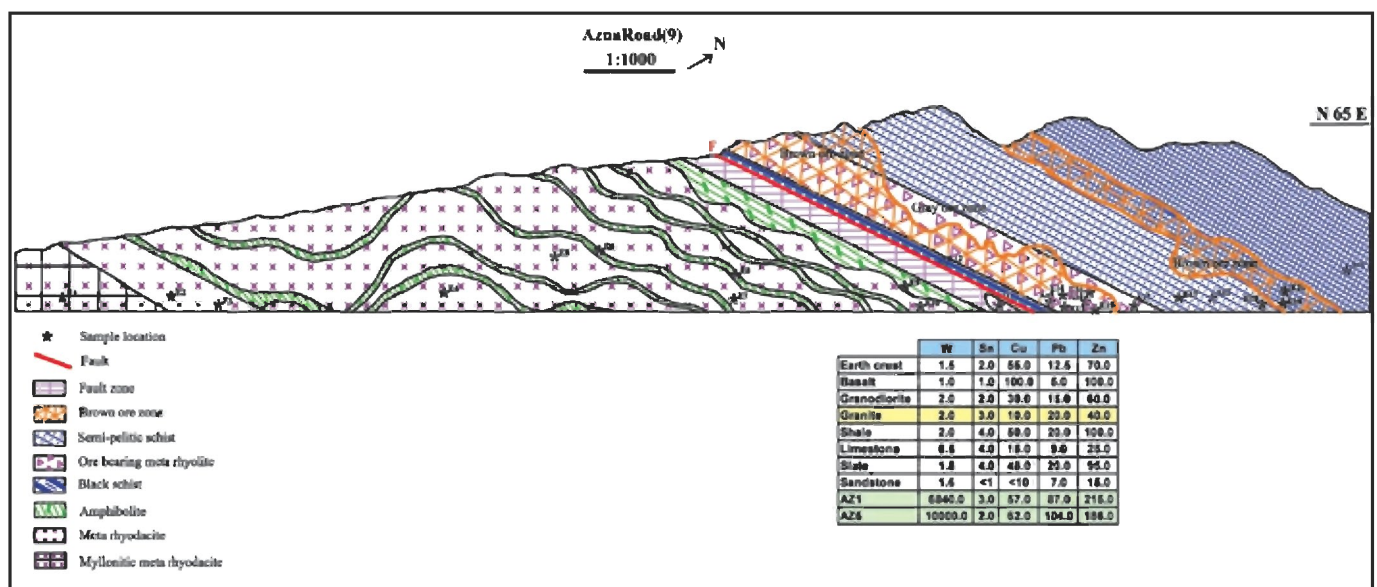
Mineral	Mineralization				Weathering
	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	
Organic matter, clay, pyroclastic fragments	█				
Wolframite	█	█	█		
Scheelite	█	█	█	█	
Pyrite	█	█	█	█	
Chalcopyrite	█	█	█	█	
Iron oxides and hydroxides					█
Quartz	█	█	█	█	
K-Feldspar	█				
Plagioclase	█				
Muscovite	█				
Biotite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

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

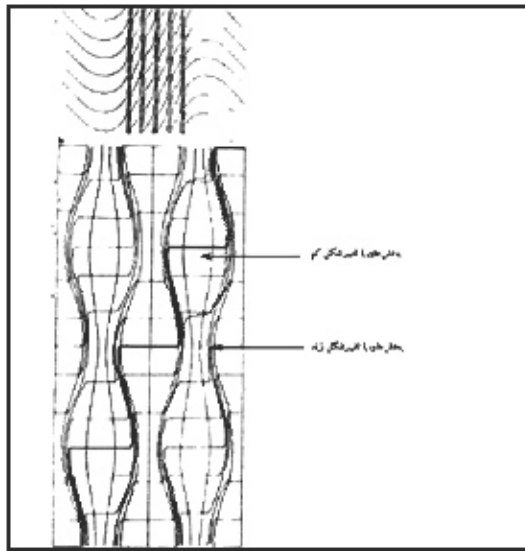
Location	Lithology	Sample	Elements (ppm)				
			W	Sn	Cu	Pb	Zn
Clark	Earth crust		1.5	2.0	55.0	12.5	70.0
	Basalt		1.0	1.0	100.0	5.0	100.0
	Granodiorite		2.0	2.0	30.0	15.0	60.0
	Granite		2.0	3.0	10.0	20.0	40.0
	Shale		2.0	4.0	50.0	20.0	100.0
	Limestone		0.5	4.0	15.0	9.0	25.0
	Sandstone		1.6	<1	<10	7.0	15.0
Azna	Rhyolite	R	13	23	42	56	80
Azns road	Meta rhyolite (ore bearing)	AZ1	6840	3	57	87	215
Azns 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 khalife	Sandy limestone	B2	11	9	55	28	53
Masoud abad	Calkachist	Ms 0-3	27	9	45	27	52
Nezam abad	Spotted schist	De1	26	20	17	52	109
Nezam abad	Calcareous spotted schist	De12	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 ویژگی‌های کانه‌زایی تنگستن منطقه ازنا با کانسارهای تنگستن چینه‌سان جهان و ایران (اقتباس از شعله، ۱۳۸۲)

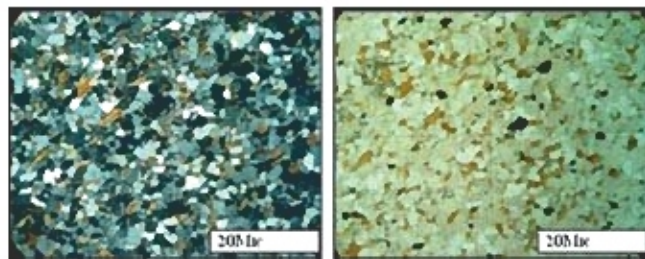
محدوده ازنا	Austroalpine Crystalline Complex اتریش	Felbertal اتریش	Kleinartal اتریش	Broken Hill استرالیا	کانسار
متاریولیت و شیبست‌نیمه پلینی	مرمر، تورمالینیت، رگه‌های کوارتز	باند‌های کوارتزیت درون سنگ‌های متابازیک	سنگ آهک، باند‌های کوارتزیتی، شیل‌های سیاه، دولومیت	کوارتز-فلدسپار-بیوتیت گنایس، تورمالینیت، آمفیبولیت، تبخیری‌های دگرگون‌شده	سنگ درونگیر
تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین	پالئوزویک پایینی	پالئوزویک پایینی	پالئوزویک پایینی	پروتروزویک میانی	سن سنگ میزبان
آمفیبولیت-شیست سبز	آمفیبولیت پایینی	آلماندین-شیست سبز	آلماندین-شیست سبز	آمفیبولیت بالایی-گرانولیت	رغساره دگرگونی
کافت درون قاره‌ای	کافت درون قاره‌ای	کافت درون قاره‌ای	فلات قاره‌ای	کافت درون قاره‌ای	موقعیت زمین‌ساختی
تناوب ولکانیسم بازی و اسیدی با ماهیت تولوئیتی و کلسیمی-قلیایی	اسیدی تا حد واسط	تناوب ولکانیسم فوق‌بازی، بازی و اسیدی با ماهیت تولوئیتی و کلسیمی-قلیایی	اسیدی	ولکانیسم تولوئیتی داسیتی، ریوداسیتی	ولکانیسم همراه
ولفرامیت، شلیت، پیریت و کالکوپیریت	شلیت، گرافیت، ایلمنیت	شلیت، پیروتیت، کالکوپیریت، مولیدنیت، بریل، بیسموتینیت، بیسموت خالص، نقره و طلا	شلیت	شلیت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، مارکاسیت، کورولیت، پیریت، پیروتیت، آرسنوپیریت، مولیدنیت	کانی‌شناسی ماده معدنی
_____	۲ کیلومتر	۲۵۰۰ متر	؟	۲ کیلومتر	گسترش کانه‌زایی
چینه‌سان و چینه‌کران	چینه‌سان و چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌سان و چینه‌کران	ژئومتری ماده معدنی
لامینه، دانه‌سراکنده، ادخال، نواری، رگه‌ای	لامینه، دانه‌پراکنده، رگه‌ای	لایه‌ای، لامینه، عدسی‌های همخوان	لایه‌ای، لامینه و عدسی‌های همخوان، رگه و رگچه‌ای	لایه‌ای، دانه‌پراکنده، توده‌ای (سولفید)، رگه‌ای	ساخت و بافت
۱-برون‌دمی رسوبی ۲-دیاژنز ۳- دگرگونی ناحیه‌ای	۱-برون‌دمی رسوبی ۲-دیاژنز ۳-دگرگونی ناحیه‌ای	۱-برون‌دمی رسوبی ۲-دیاژنز ۳-دگرگونی ناحیه‌ای	۱-رسوبی-دیاژنتیک ۲-دگرگونی ناحیه‌ای	۱-رسوبی-دیاژنتیک ۲-دگرگونی ناحیه‌ای	مراحل تشکیل
فرایندهای برون‌دمی رسوبی	فرایندهای برون‌دمی، گرمایی	فرایندهای برون‌دمی زیردریایی	فرایندهای برون‌دمی زیردریایی	فرایندهای برون‌دمی، رسوبی و تبخیری	منشأ
برون‌دمی آتشفشان‌زاد پروکسیمال	برون‌دمی آتشفشان‌زاد پروکسیمال	برون‌دمی آتشفشان‌زاد پروکسیمال	برون‌دمی آتشفشان‌زاد دیستال	برون‌دمی آتشفشان‌زاد دیستال	تیپ
عبدی، ۱۳۸۶	Raith, 1991	Holl & Schenk, 1987	Holl et al., 1972	Plimer, 1994	منبع



شکل ۲- مقطع عرضی از پرونده‌های تراشه جاده ازنا که محل نمونه‌ها، مقادیر عناصر فلزی کلارک مدنظر، نمونه‌های AZ1 (متاریولیت) و AZ6 (شیست‌نیمه پلینی) (در جدول زیر شکل) بر روی آن مشخص شده است.



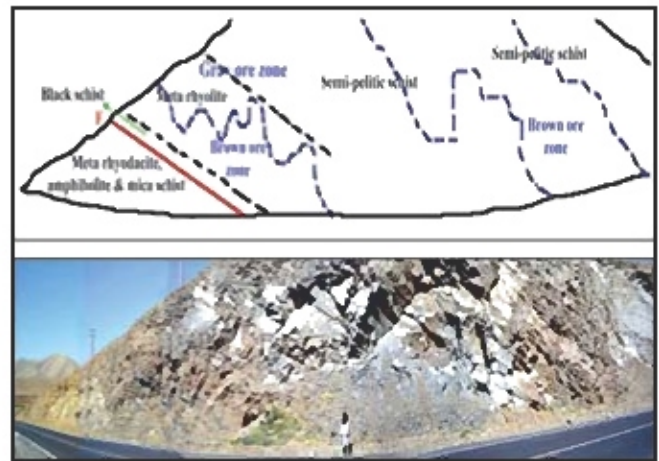
شکل ۲- شکل شماتیکی که نمایانگر زوئومتری صفحات S و C است؛ ایجاد شده توسط صداگرد برش ساده (simple stress) تحت‌تأثیر نامم‌محور پیش‌رونده و (b) کوتاه‌شدگی نامتوازن چیره پیش‌رونده است. به عبارت دیگر، خلیقه‌های دانه‌های گروارتر و ظلم‌سازه، نبرد نظارن را مشخص می‌سازد صفحات C، با خطوط با فواصل کم مشخص می‌شود (Bell & Hammond, 1984).



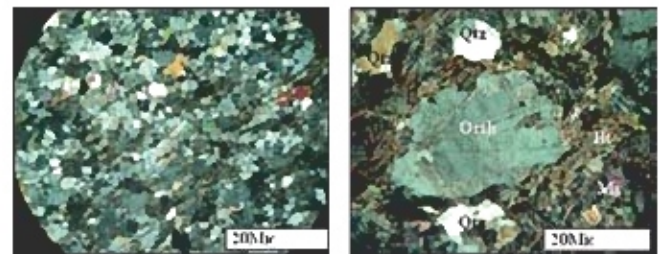
شکل ۳- بافت شیشه‌وار و نئیدوبلاستیگ دانه‌موسط در نمونه A21، کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl)، ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt)، مسکویت (Ms) و دانه‌های کدر (Opaque) (پیریت) در آن قابل تشخیص است. (نور پپل عبوری در سمت راست و نور xpl عبوری در سمت چپ بزرگمایی 5x*10x*0.09)



شکل ۴- زون کانه‌دار شماره یک در مقطع جاده اژنا- شازند (دید به سمت باختر)



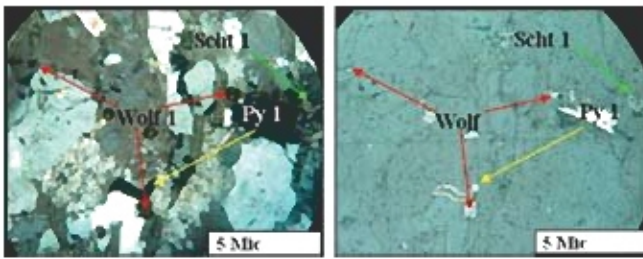
شکل ۵- تصویر ترانسه حاشیه جاده اژنا که واحدهای کانه‌دار (متاریوتیت و شیت نیمه‌پالیتی) و خیر کانه‌دار (متاریوتیت، آمفیبولیت و میکاشیت) بر روی آن مشخص شده است. (دید به سمت شمال‌باختری).



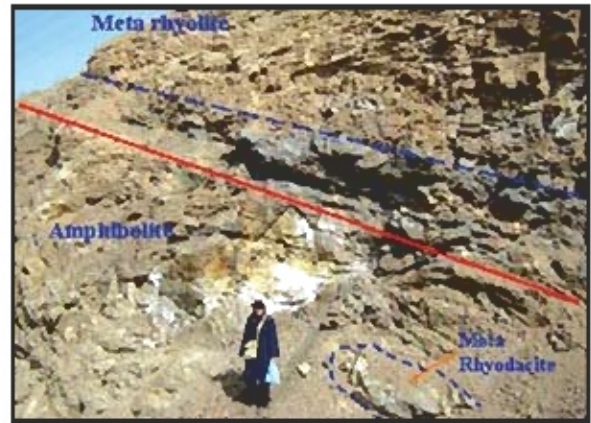
شکل ۶- بافت نئیدوبلاستیگ تا میولیتی در نمونه متاریوتیت-میولیتی، کانی‌های ارتوز (Orth)، آزبلی شده (سست چپ) و کوارتز (Qtz)، یا خاموشی موجی، که به دلیل مقاومت بالا به صورت چشمی در میان توارهای میولیتی باقی مانده است، کانی‌های بیوتیت (Bt) کاربیدی شده و مسکویت (Ms) به دلیل مقاومت کمتر در جهت امتداد تنش خمیده گرفته و چشم‌های میولیتی را دور می‌زند (سست راست). (نور پپل عبوری بزرگمایی 5x*10x*0.09)



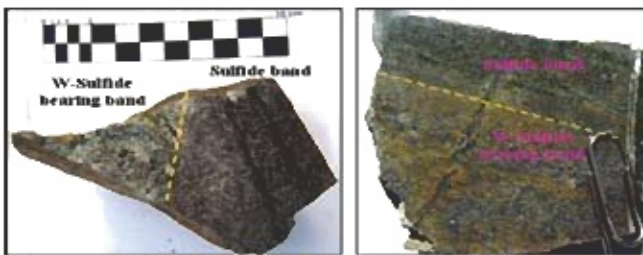
شکل ۷- زون کانه‌دار خاکستری رنگ (gray ore zone) در کنار زون کانه‌دار قهوه‌ای رنگ (Brown ore zone) در مقطع جاده اژنا- شازند (دید به سمت شمال‌باختری)



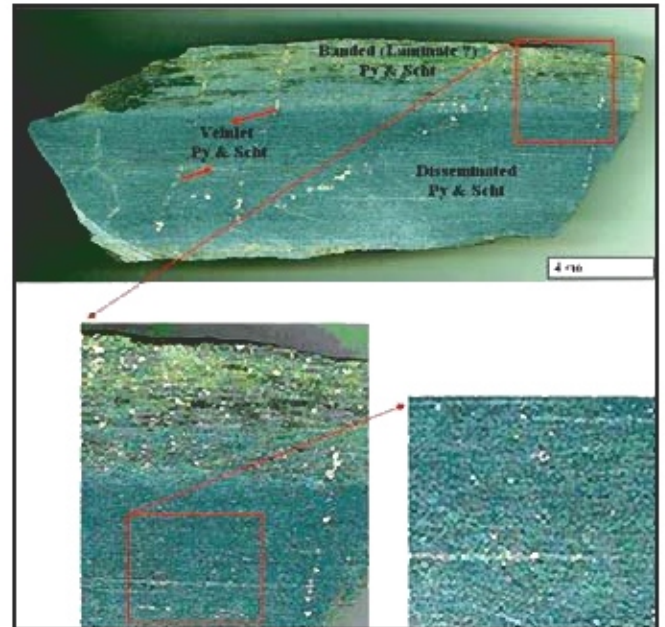
شکل ۱۰- کانی و قرمایت (Wolf) شیلیت (Sch1) و پیریت (Py) نسل اوله به شکل انداختن در کانی های کوارتز و لرونز، در متارولیت مایلریتی ازنا. (نور ppl انعکاسی در سمت راست و نور ppl عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی 20x*10x*0.40, Oil



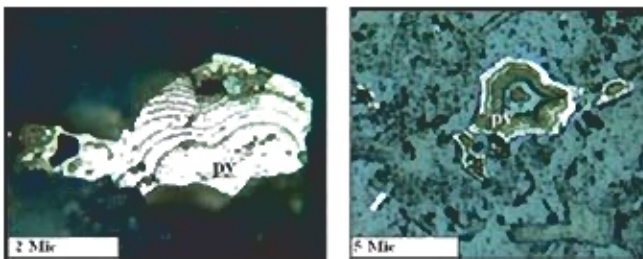
شکل ۹- اتم شیبست سیاه رنگ که در فرادریاره گسل امتدادلتر رخنمون داره، همچنین رخنمون کوچک متاروداسیت مایلریتی در فرودریاره گسل، در کنار واحد آمفیبولیتی، در مقطع چاده ازنا-خازنه (دید به سمت باختر)



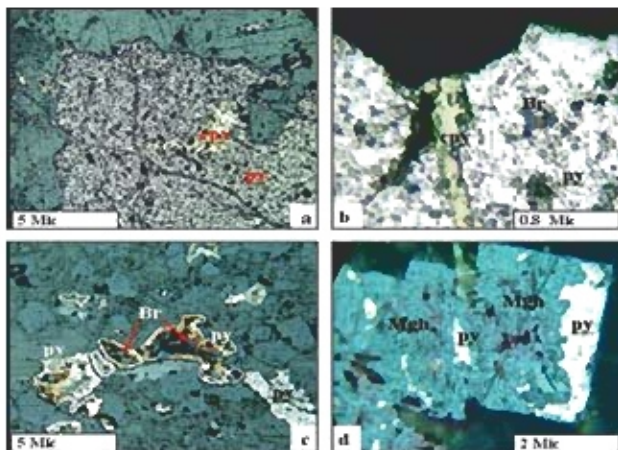
شکل ۱۲- تصویر لولر تکگستن- سولفیدلور و توار سولفیدی لمرنه های ویولیت مایلریتی ازنا



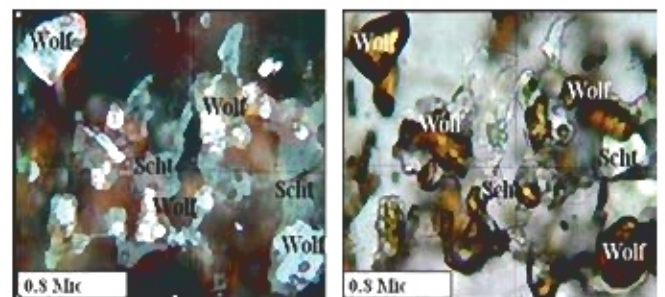
شکل ۱۱- بانفت لامینه (P) دانه پراکنده و رگچه های چینه کران پیریت (Py) و شیلیت (Sch1) در نمونه شیبست نیمه پستی ازنا. تصاویر بزرگ شده بانفت لامینه و دانه پراکنده از شکل ۱۱.



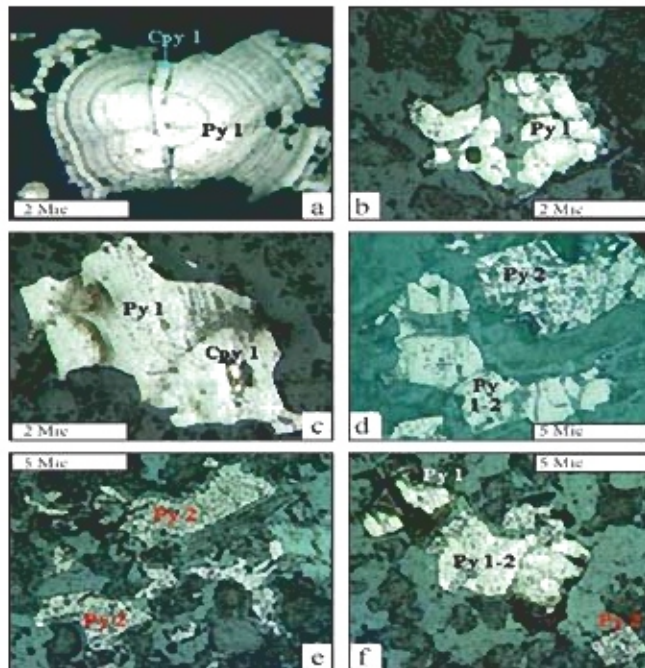
شکل ۱۳- تصاویر پیریت کفرفرم در نمونه های ازنا (Ax3, E17) (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی 20x*10x*0.45



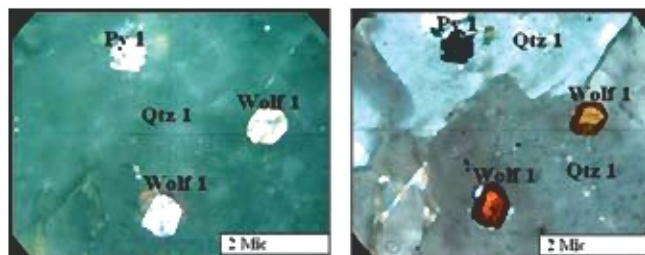
شکل ۱۵- تصاویر a) چاشنی کالکوپیریت (ppp) در پیریت (py) b) چاشنی ازنا سولفیدی بصورت برونیت (Br) درون بلور پیریت و کالکوپیریت در شکستگی بلور پیریت، c) چاشنی منگنیت (Mgh) به جای پیریت، نمونه های ازنا (نور ppl انعکاسی، بزرگنمایی تصاویر: a: 20x*10x*0.45 و تصویر b: 30x*10x*0.85, Oil



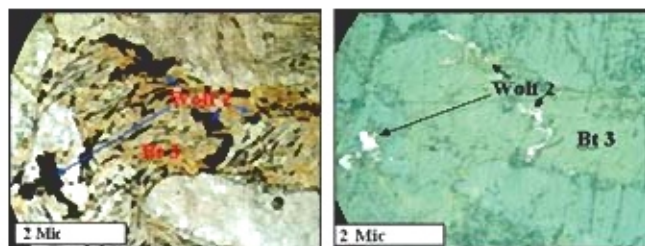
شکل ۱۴- چاشنی حاشیه های کانی شیلیت (Sch1) به جای و قرمایت (Wolf) نسل اوله، نمونه Ax3. (نور ppl انعکاسی در سمت چپ و نور ppl عبوری در سمت راست، بزرگنمایی 50x*10x*0.85, Oil



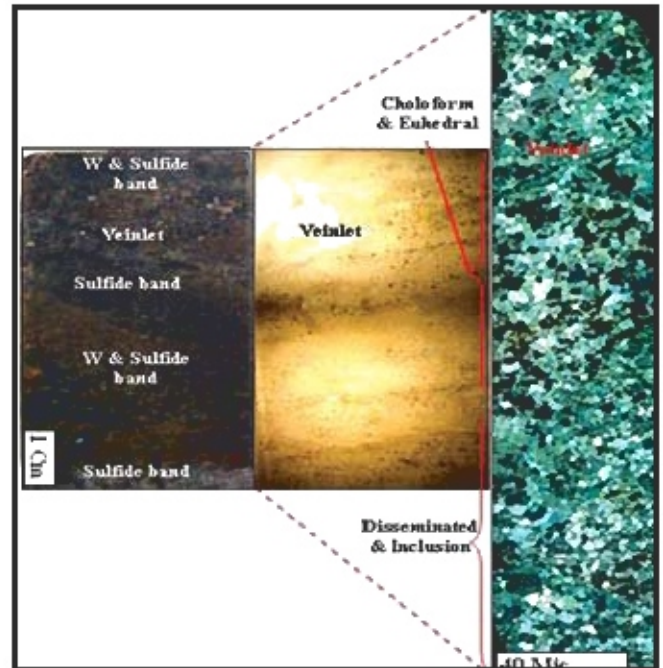
شکل ۱۷- تغییرات باقی‌مانده کانی پیریت و تبدیل پیریت کلورفرم (Py 1) به پیریت خودشکل (Py 2) (Py 1) پیریت کلورفرم. (b) تجمع پیریت‌های کلورفرم. (c) تغییرات باقی‌مانده در اثر دما درون پیریت کلورفرم که حاوی بلور کالکوپیریت است. باقیمانده خطوط منحنی پیریت کلورفرم مشخص است و حالت منبسط بلوری خودشکل در حال شکل‌گیری است. (d) پیریت حل‌واسط (Py 1-2) که تجمع پیریت‌های کلورفرم در حال تبدیل به پیریت خودشکل را نشان می‌دهد. (e) پیریت خودشکل با حاشیه‌های بلوری منحنی. (f) پیریت کلورفرم، پیریت حل‌واسط و پیریت خودشکل. نمونه‌های ازب (تور اپل آنسکاسی، تصاویر گره‌ب، b, a - بزرگنمایی 50x*10x*0.85، Oil)



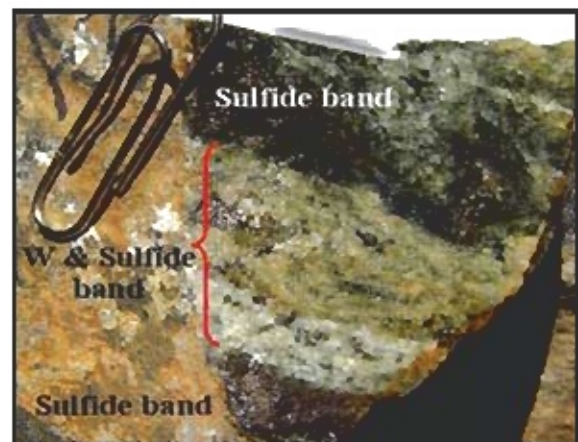
شکل ۲۰- تصویر ولفرامیت (Wolf) نسل اول، همراه با پیریت (Py) نسل اول، به شکل ادخال در کربوات (Qtz) نسل اول، در ریولیت میلویتی نمونه A23. (تور اپل آنسکاسی در سمت چپ و تور اپل جوری در سمت راست، بزرگنمایی 50x*10x*0.85، Oil)



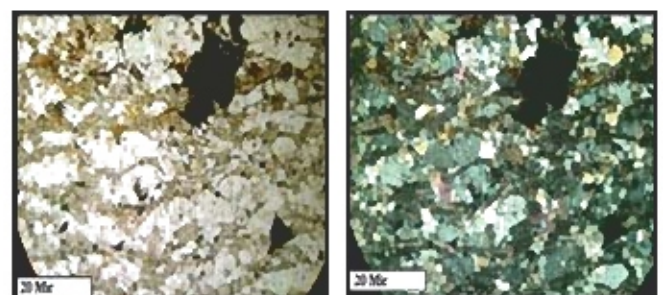
شکل ۲۱- تصویر کانی ولفرامیت (Wolf) سوزن حاتمه و خسیده نسل دوم، در رخ‌های پیریت (Bt) خسیده نسل سوم. (تور اپل آنسکاسی در سمت راست و تور اپل جوری در سمت راست، بزرگنمایی 20x*10x*0.45)



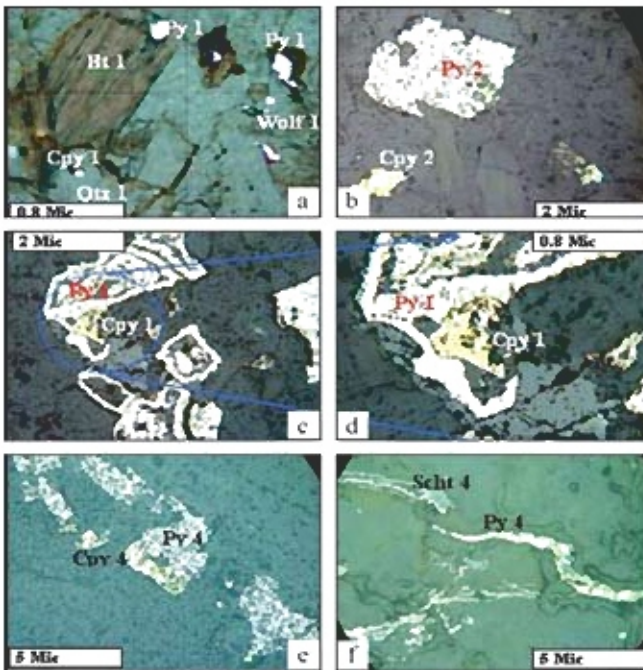
شکل ۱۶- تغییرات باقی‌مانده در طول یک مقطع، همچنین نوارهای سولفیدی و تنگستن- سولفید، نمونه A23 ازب (تصویر سمت راست تور اپل جوری؛ بزرگنمایی 5x*10x*0.09)



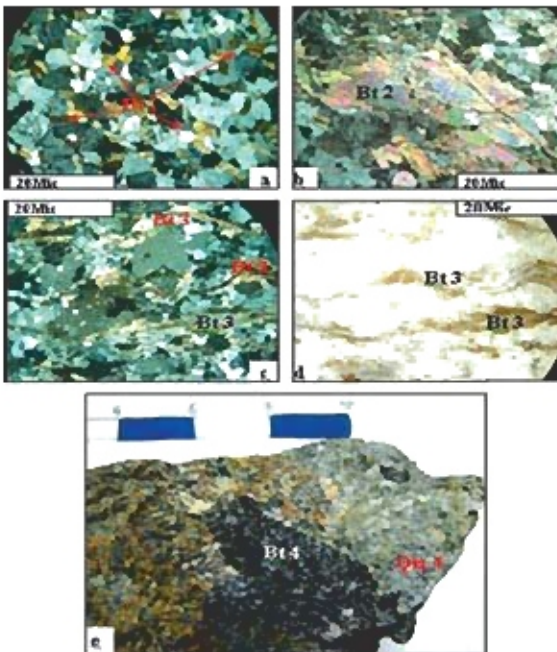
شکل ۱۸- تصویر تغییرات باقی‌مانده و نواری شدن سنگ به پخش‌های توده (سولفیدار) و روشن (سیلیس و تنگستن‌دار)، در بطن یا تغییر شکل بالا بر روی نمونه متاریولیت میلویتی.



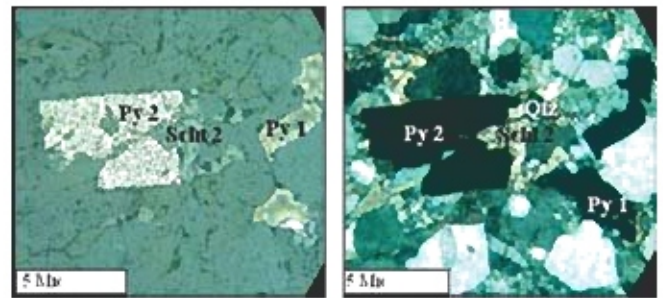
شکل ۱۹- تصویر بافت میلویتی در نمونه متاریولیت میلویتی ازب نمونه B13



شکل ۲۲- تصاویر (a) کانی کالکوپیریت (Cpy) نسل ۱ به شکل ادرمال در کانی کوارتز (Qtz) نسل ۱ همراه با نسل ۱ پیریت (Py) و انفرامیت (Wolf) بیوتیت (Bt) و مسکرویت. (b) کالکوپیریت نسل ۲، در کنار پیریت نسل ۱، ۲، ۳، ۴ (c، d، e) کالکوپیریت نسل ۱ به شکل چالشی همراه با کانی پیریت کلوآرم نسل ۱ (e، ۱) پیریت نسل ۲ همراه کالکوپیریت نسل ۲ در رگه‌های کانه‌دار. (f) پیریت نسل ۳ همراه با شلیت نسل ۴. (تور اپل) اسکالی، بزرگنمایی ۲۰x*10x*0.45، Oil



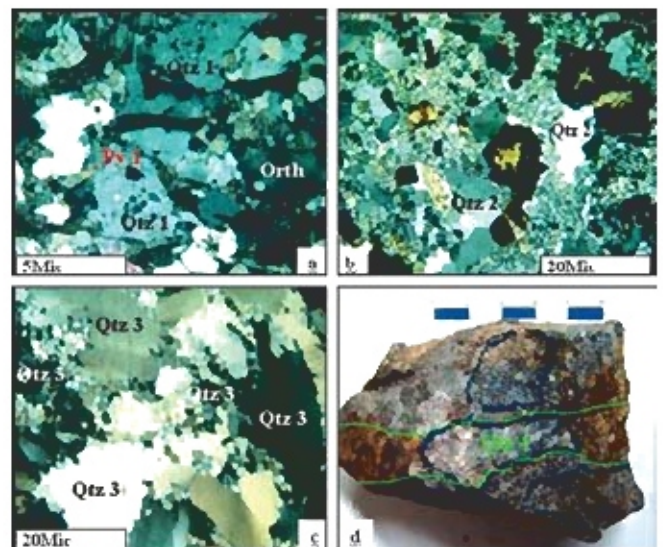
شکل ۲۳- تصویر (a) کانی بیوتیت (Bt) نسل اول به شکل لوبه در سنگه همراه با کانی‌های ارتوز (Orth)، کوارتز (Qtz) و پلاژیوکلاز (Pl) (b) کانی بیوتیت نسل دوم، بلورهای درشت حاصل دگرگونی جدید (c) بلورهای جدید (new grains) کوارتز نسل سوم در اطراف بلورهای سیلیسی شده، کشیدگی بلورهای کوارتز نسل سوم از ناله‌های قرارگیری در زون برشی است. (d) کوارتز نسل چهارم در رگه‌های کوارتزی منطقه ازنا (تصاویر مربوطه تور اپل) عبوری، بزرگنمایی ۲۰x*10x*0.45، Oil



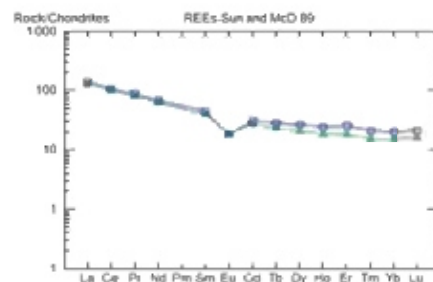
شکل ۲۴- تصویر کانی شلیت (Scht) نسل دوم، که درون شکستگی پیریت (Py) نسل دوم را پر کرده است و کانی کوارتز (Qtz) واقع می‌کند که بیانگر تشکیل آن، همزمان با پس از تشکیل پیریت نسل دوم است. پیریت نسل سوم نیز، در این تصویر مشخص است. نمونه کتف (تور اپل) اسکالی در سمت چپ و تور اپل عبوری در سمت راست، بزرگنمایی ۲۰x*10x*0.45، Oil



شکل ۲۵- تصویر بلورهای پیریت (Py) نسل سوم که در سری میولیتی شده، کشیدگی نشان می‌دهد و در این مورد به شکل شلیت (Scht) نسل ۱ (تور اپل) عبوری در سمت راست و تور اپل عبوری در سمت چپ، بزرگنمایی ۲۰x*10x*0.45، Oil



شکل ۲۶- تصویر (a) کانی کوارتز (Qtz) نسل اول یا ادرمال از پیریت، همراه با کانی ارتوز (Orth). (b) بلورهای درشت و تمیز کوارتز نسل دوم، حاصل از دگرگونی پیشرونده. (c) بلورهای جدید (new grains) کوارتز نسل سوم در اطراف بلورهای سیلیسی شده، کشیدگی بلورهای کوارتز نسل سوم از ناله‌های قرارگیری در زون برشی است. (d) کوارتز نسل چهارم در رگه‌های کوارتزی منطقه ازنا (تصاویر مربوطه تور اپل) عبوری، بزرگنمایی ۲۰x*10x*0.45، Oil و (e) بزرگنمایی ۵x*10x*0.09، Oil



نمودار ۱- الگوی عناصر خاکی کمیاب در متاریولیت منطقه ازاد

کتابنگاری

رادفر، ج. ۱۳۶۶- بررسی های زمین شناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتیولیت ناحیه آمستهر و گوشه (در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ شازند)؛ پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. سهندی، م. حسیبی دوست، س. ج. وادفر، ج. و محجل، م. ۱۳۸۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند و گزارش آن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. عهدی، م. ۱۳۸۶- بررسی لیتولوژیکی و شاستگاه کانی سازی در کالسا تنگستن- مس (للم) ده حسین و نظام آباد و مقایسه آن با کالسا باسره، جنوب غرب شازند اراک، پایان نامه 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., Getzinger, M. & Zeman, J., 1985- A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Australia, Mineral. Dep. 20:16-22.
- Berthier, F., Billault, J. P., Halbronn, B., Maurizot, P., N.L.O.C., Sahandi, M. R., Jafariz, M. B., Hajmolla Ali, A. & Soheili, M., 1992- Geological map of Khammabed, 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 syngensis: a contribution to the debate based on the stratiform tungsten skarn mineralization of Djebel Aoum, 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 Felbertal 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.
- Malden, K. J., 1981- A discussion of the paper by I.R. Flinzer '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.
- Mäucher, A., 1976- The strata-silicate-bound sennabar-scheelite deposits, in Wolf, K.H., (ed), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Elsevier, v.7, p. 247-256.
- Flinzer, I. R., 1978- Proximal and distal stratabound ore deposits. Mineral. Dep., 13: 345-353.
- Flinzer, I. R., 1987- The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. Min. Dep., 22: 282-291.
- Flinzer, 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: 1934-1934.
- Raith, J. G. & Stein, A.J., 2006- Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralization 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., Toccano, 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., Sp. Pub. 42: 313-345, Thalhhammer et al., 1989.

Introduction of Stratiform-Stratabound Tungsten (Copper) Mineral Occurrences in West of Azna, Lorestan Province

M. Abdil, M. Ghobad, N. Eshbakejad-Ozuru & E. Rashti

Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received 2007 July 13

Accepted: 2008 August 02

Abstract

Azna tungsten (copper) ore occurrence is located 2 km west of Azna, in Lorestan province. The region is placed in Kizilsudaj-Kirjan structural zone of Iran, at the complex deformation sub-zone. In this area, tungsten-copper mineralization occurs as stratiform-stratabound in mylonitic meta-rhyolite and semi-pelite country rock within upper Triassic volcano-sedimentary sequence. The sequence consists of meta-rhyolite, amphibolite (basal meta-volcanic), black schist, meta-rhyolite and pelitic schist with a pseudotachinite of volcanics over schists. Crustal tectonics cover a wide variety from laminated, disseminated, chevron, banded to open space filling. Mineralization occurs in several stages concentrated through regional (medium to high grade facies) metamorphism, folding and mylonitization of shear zone (schists) and fractures of brittle deformation events. In this ore occurrence, metamorphism and deformation processes had confused detection of proximal or distal mineralization. However comparison of Azna tungsten mineralization with both typical proximal on Falkland and Australia Alps and distal on Broken Hill and Kizilsudaj tungsten mineralization has shown that these are more similar to the proximal mineral deposits.

Keyword: Tungsten (copper), Stratiform, Stratabound, Volcano-sedimentary, Upper Triassic, Wolframite, Scheelite, Azna, Lorestan.

For Further Version see pages 107 to 120

*Corresponding author: M. Ghobad; E-mail: mghobad@modares.ac.ir