Archive of SID

متالوژنی پرکامبرین در ایران و مقایسه آن با رخداد های پان آفریکن در کندوانا

بهرام سامانی
bahramsamani@gmail.com
موسسه علوم و فناوری هامون، تهران

پیشگفتار

بارزترین نمادهای کانی‌سازی پان آفریکن در زون متالوژنی بافق – ساغند و گوه زمین ساختی تکنار دیده می شود که گام اصلی آن مربوط به چرخه های ریفتی اصلی و پسین رخداد تکتونو-ترمال پان آفریکن می‌باشد که در حقیقت متعاقب فاز تفریق ماگمایی فرابازی – قلیایی کهن (حدود ۸۵۰–۸۰۰) میلیون) و در چرخه پسین پان افریکن بوقوع پیوسته است. در مرحله تفریق تفتال فرابازی – قلیایی کانسارهای منیتیت (آپاتیت) منطقه بوجود آمده است.

کانسارهای‌اکسید آهن- مس- طلا (Hitzman 2000) یا کانی‌سازی نوع Fe-oxide (-REE-Cu-Au-U) (Barton & Johnson 1996) به عنوان رده خاصی از منابع معدنی مطرح هستند که با ذخایر بزرگ و نمایندگانی چون المپیک دام (استرالیا)، کایرونا (سوئد)، بایان اوبو (چین)، معادن بنسون (امریکای شمال خاوری)، ال لاکو (شیلی) و غیره معرفی می‌شوند. ویژگیهای کانی‌سازیهای شناخته شده در زون متالوژنی بافق – ساغند قابل قیاس با مشخصاتی است که برای این گونه‌ها ذکر می شود. عمده‌ترین ویژگی‌های این تیپ کانی‌سازیها به شرح زیر است (Hitzman 2000) :

- جایگاه تکتونیک :

الف) فروریختگی (Collaps) کوهزادی درون قاره‌ای

ب) ماگماتیسم غیر کوهزادی درون قاره‌ای

پ) زونهای کششی در کناره‌های قاره‌ای منسوب به فرورانش

ت) زونهای پویایی تکتونو – ماگمایی (کافتی، دیوا)(سامانی ۱۳۸۲)

- سن :

از زمان آرکئن تا پلیوسن

- کانی شناسی دگرسانی (لیتولوژی میزبان و عمق تشکیل):

الف) دگرسانی سدیک در ترازهای ژرف

ب) دگرسانی پتاسیک در ترازهای میانی تا کم عمق

پ) دگرسانی هیدرولیتی (سریسیتی) و سیلیسیفیکاسیون در ترازهای بسیار کم عمق

دگرسانی سدیک و Na-Ca به وسعت چند ده تا ۱۰۰ کیلومتر مربع، به سمت بالا به سیستم‌های غنی از هماتیت که با دگرسانی هیدرولیتی و پتاسیم همراه است تبدیل می‌شود. فراوان‌ترین کانه‌ها شامل اکسید آهن و آپاتیت بدون سولفیدهای آهن در ژرفا است که در ترازهای بالاتر به کانی‌سازیهای U, Ag, Mo, Co, As & Zn و بی‌هنجاریهای گروه REE تبدیل می‌شود. گرچه پژوهشگران مختلف

www.SID.ir

Archive of SID

(Haynes et.al.1995,Vivalo et.al.1994,Chao et.al.1992,Barton et.al.1996,Hitzman 2000)

اگرچه جایگاه ژئودینامیکی متفاوتی برای این تیپ کانی‌سازی قائل شده و با الگوهای خاصی توجیه نموده‌اند، اما هنوز جایگاه زمین‌ساختی مشخصی که بتواند نماینده آنها به حساب آید معرفی نشده است. بدلیل آنکه این تیپ کانی‌سازیها با مشخصات عمومی مشترک اما متفاوت در جزئیات از زمان آرکئن تا پلیوسن رخداده، می‌توان همگان را در یک رده، اما در گروههای مختلف طبقه‌بندی نمود که برحسب میزان تعامل جبه با پوسته، سبترای پوسته و عمق موهو، سن زمین‌شناسی و قائل شدن اختلاف در سرشت و ماهیت رویکردهای درونی زمین، وضعیت پالئوژگرافی و غیره ... می‌توانند متغیر باشند. باید توجه نمود که کره زمین از آغاز شکل‌گیری تا کنون همواره دستخوش تغییر بوده، حجم و ابعاد آن افزایش و چگالی تقلیل یافته، بر حجم جبه افزوده و مقدار هسته کاستی نشان می‌دهد. نتیجه این تغییرات درونی، بروز پدیده‌ها و رویکردهای متفاوت در سیر تکوینی این گوی ملتهب است که در هر گام از تاریخ، ویژه آن زمان بوده و در جزئیات قابل تکرار نمی‌باشد، مثل تشکیل گرانولیت، BIF، کانسارهای منتسب به دگرشیبی اورانیوم، کانسارهای قلع، کانسارهای پورفیری مولیبدن، کانسارهای مس – مولیبدن پورفیری، کیمبرلیت‌ها و غیره ... که عموماً در دوره خاصی بوجود آمده و برتری داشته، اما در ادوار دیگر اگر هم وجود داشته باشند، متفاوت از «دوره غالب» می‌باشند.

در زون متالوژنی بافق – ساغند و گوه تکنار(به عنوان قطعه ای از زمینگان پان آفریکن)در یک دوره زمین شناسی (حدود ۳۰۰ میلیون سال) با بروز اولین رویکرد جبه غنی شده تا دوره میرایی کافتی شدن و دخالت Si در تشکیل حجره‌های ماگمایی کم عمق و دگرنهادی Si با وابسته‌های چرخه متاسماتیسم (دگر نهادی Fe، Mg، Ca، P، CO_3^{2-} و ...) رخداده و سبب تشکیل کانسارهای منیتیت – آپاتیت (REE) تفریق ماگمایی؛ کانسارهای متاسماتیت از منیتیت، و آپاتیت؛ کانی سازیهای متاسماتیت U-Ti-Th-REE؛ کانی سازی U-Ti-REE نوع آلبیتیت؛ منابع هیدروترمال پلی متال(Pb,Zn,Ag,Au)-Fe-Cu, [U-Mo(Co,As,Au)] یا زیر رده هایIOCG و سولفید توده‌ای نوع کوشک (سامانی ۱۳۸۲، ۱۳۸۰، ۱۳۷۸، ۱۳۷۷ و Samani 1998a,b) گردیده است. قابل قیاس بودن کانی سازیهای شناسایی شده در زون متالوژنی بافق – ساغند با انواع جهانی و بخصوص وجود منابع اورانیوم، فلزات پایه و فلزات گرانبها در این دوره تکوینی از تاریخ زمین در قاره افریقا (زامبیا، کنگو، ماداگاسکار)، اهمیت قابل توجهی بدان می‌بخشد و نشان از آن دارد که هنوز به جز منابع منیتیت – آپاتیت، دیگر منابع احتمالی این زون ناشناخته مانده و موارد محدودی (منابع اورانیوم) مورد کاوش قرار گرفته است. گستردگی پدیده‌ها و قابل تفکیک بودن رویکردها در این زون متالوژنی به گونه‌ای است که می‌تواند شناخت کامل‌تر و بهتری از سیر تکویتی و متالوژنی این رده از کانسارها و کانی‌سازیها بدست دهد.

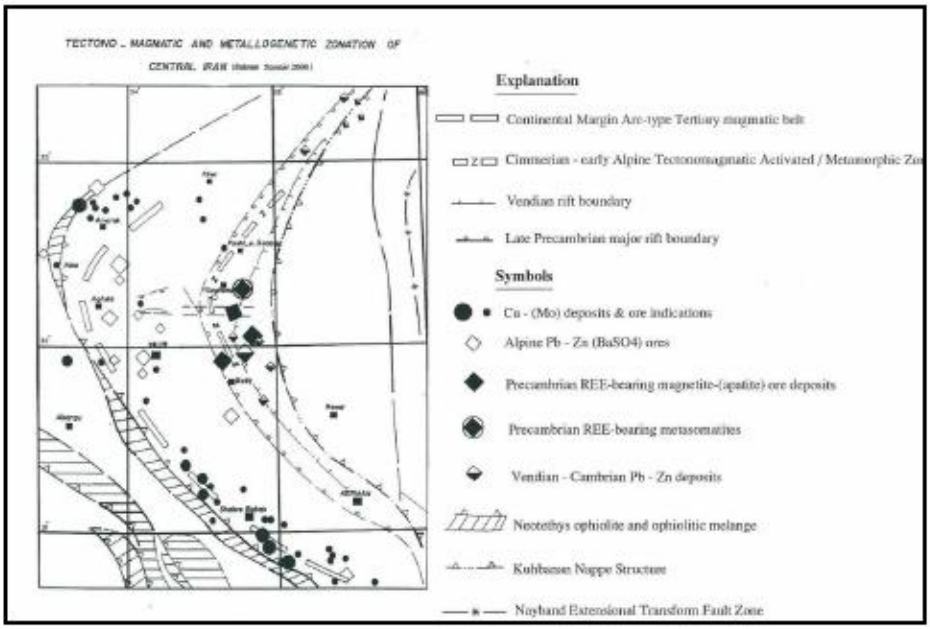
۱ – متالوژنی پان آفریکن در ایران

مطابق اطلاعات موجود، برداشت‌های میدانی و بررسی‌های آزمایشگاهی سرزمین ایران به عنوان بخشی از ابرقاره گندوانا با شکل‌گیری اولین پوسته سیالی (۱–۱/۳ میلیارد سال سن) و گرانیتیزاسیون پتاسیک در فاصله زمانی ۸۰۰–۸۵۰ میلیون سال قبل و همگام با رخداد لوفیلی (جدول شماره ۱) بوجود آمده است. این سرزمین از درجه مچوریتی پایین، دگرگونی ضعیف و دوره پایداری۱ محدودی برخوردار بوده است. اولین پوشش سکویی با فروهشته مولاسی روی آن که به عنوان اولین طبقات قرمز رنگ۲ در ارزیابی پوسته‌های قاره‌ای مورد ارزیابی قرار می‌گیرد با سازند ناتک در ایران مرکزی (سامانی ۱۳۷۱ و ۱۳۷۲) و سازند کهار قابل قیاس است.

1- Time of stability 2-Red beds 3 - Enriched – mantle 4- TMA(Tectono- Magnatic- Activization)

www.SID.ir

Archive of SID



این سرزمین تازه شکل گرفته و جوان همانند دیگر بخش‌های سرزمین گندوانا دستخوش خیزش آستنولیت، به عنوان فرآیندی از ماگماتیسم ناشی از جبه غنی شده۳ گردیده و پدیده پویایی تکتونو – ماگمایی۴ در آن رویداده است. نماد این رخداد تشکیل ریفت پرکامبرین (سامانی و همکاران ۱۳۷۲، سامانی ۱۳۷۱، ۱۳۶۴، Samani 1984, 1985, 1988a, b, 2003) بوده که همراه با ماگماتیسم دوگانه، سریهای ریفتی، تفریق کمپلکس‌های اولترابازیک – قلیایی و تشکیل منابع و کانسارهای منیتیت، منیتیت – آپاتیت، آپاتیت و دگرنهادی مجاورتی (فنیت‌زایی) و دایکهای کربناتیت – متاسماتیت (سامانی ۱۳۶۴) شده است(جدول ۲).

میادین معدنی زون متالوژنی بافق-ساغند در تقاطع گسلهای ژرف خاوری- باختری با شمالی-جنوبی و تلاقی روندهای NWW و NEE با آنها جای دارد که عموماً گونه‌ای ساختمان حلقوی به خود گرفته است . ساختمانهای حلقوی حداقل در چهار گام شکل گرفته و از یکدیگر قابل تفکیک هستند. گروه اول تعلق به آغاز شکل‌گیری و قبل از تشکیل کانسارهای منیتیت- آپاتیت دارد. گروه دوم حاصل پویایی تکتونو- ماگمایی و کانسارسازی مرتبط با گام اول متالوژنی(۸۰۰-۸۵۰) میلیون سال داشته، پراکندگی کانسارهای ماگماتوژن منیتیت- آپاتیت را در کنترل دارد. سومین گروه بازتاب پویایی تکتونو-ماگمایی و متاسماتیسم پرکامبرین پسین (حدود ۵۱۵-۵۸۳ میلیون سال) است که متالوژنی اورانیم و عناصر همراه با زایش دگرنهادی و گرمابی را موجب شده است. گروه چهارم رویکرد پویایی تکتونو- ماگمایی آلپی است و ماگماتیسم – متامورفیسم ائوسن آغازی را منعکس می‌سازد.کانی سازی عناصر نادر خاکی به همراه آپاتیت،ماگنتیت،اورانیوم ،توریوم، و تیتانیوم در چرخه فلز زایی پان آفریکن،در فرگردی نسبتا طولانی از ماگماتیسم قلیایی تا متاسماتیسم پی آمد آن، صورت گرفته است. رویکردهای متفاوت این پدیده ها به صورت های ذیل بروز کرده است (جدول یک) :

۱ –متاسماتیسم درون ماگمایی،غنی شدگی و ماگماتیسم تا تفریق مگنتیت – آپاتیت (کانسارهای چغارت،اسفوردی،لکه سیاه،چاه گز و نا هنجاری شماره ۱۰ سه چاهون به همراه عناصر نادر خاکی عموما از نوع LREE..

www.SID.ir

Archive of SID

۲ -متاسماتیسم حجره ای(نوع مرکزی)با پدیده ایجاد گرانیتوئید در مرکز ،و زون متاسماتیت بازیک در حاشیه (basic front) با تشکیل کانسارهای سنگ آهن،و U-Th-Ti-REE$_{Ce}$ (کانسار های ساختد،زریگان، سه چاهون و...).

۳ -متاسماتیسم -هیدروترمال در یک سیستم نیمه باز با تشکیل کانسارهای(Mo,REE$_Y$)- U-Mo در ساغند ۱و۲، و ناریگان.

- سن کانی سازی از حدود30 ± 820 میلیون سال تا حدود ۵۱۴ میلیون سال بطول انجامیده و تیپ های سه گانه مورد اشاره را ساخته است.
- در کانی سازی نوع تفریق ماگمایی(تیپ یک) عناصر نادر خاکی بصورت همریخت(ایزومورف) وارد شبکه آپاتیت و جایگزین Ca گشته است،ولی در کانسنگ های آپاتیت محصول جای گیری پنوماتو- هیدروترمال، REE به صورت میانبار درون آپاتیت ظاهر شده و تفریق REE در آن نداده است. غلبه LREE به HREE از نمود های بارز آپاتیت های ماگمازاد محسوب می شود. غنی شدگی REE$_{Ce}$ و ناهنجاری ضعیف حاصل از افت Eu ،تک مرحله ای بودن ماگماتیسم جبه ای را نشان می دهد.
- در کانی سازی نوع متاسماتیت در رخساره آلبیت- ترمولیت هم آیندی U-Th-Ti-REE$_{Ce}$ با کانی های دیویدیت،چوکینیت،توریانیت،زیرکن،آلانیت، ایلمنیت،اسپکولاریت،آنساتیت،باستناسیت،روتیل،ایلمنوروتیل،و... دیده می شود .در نمودار نرمالیزه شده مقدار REE$_{Ce}$ دارای ناهنجاری بالا است اما نسبت LREE به HREE اندک می باشد. گرایش REE$_{Ce}$ به هم آیندی با کانی های توریوم دار و غلبه REEy در هم آیندی با اورانیوم ویژگی بارز این تیپ است.
- در کانی سازی نوع سوم (گرمابی) عمده ترین کانی ها شامل سرپاتین، تالک،و کلریت است که با کانی های پیریت، باستناسیت،کوارتز،مولیبدنیت و کانی اورانیوم دار کلوئیت ، اورانینیت،و توریانیت بصورت محلی همراهی می شود. نمودارهای تغییرات REE به کندریت با غنی شدگی HREE یاREEy نمایانگر دخالت محلول های گرمابی با سیالات درونی و بیرونی می باشد که منجر به افت شدید **Eu**شده است.

جدول شماره ۱- روند تکوینی متالوژنی پان- افریکن در زون بافق- ساغند

www.SID.ir

Archive of SID

Endogenic Regime			Geodynamic Characters	Magmatic, and Ore Complexes	Ore- Formation and Geochemical Enrichment		Age (m.y.)
Silane – Crust Interaction			Volcanism	SEDEX-type alteration	Exhalative Pb-Zn and SEDEX-type ore formation		<516
	Silane oxidation	Crustal Metasomatism and Granitoid Magmatism	Acidic sudvolcanism	Hydrolitic alteration (dacite -rhyolitey/felssite-porphyries)	"U-polymetal" hydrothermal ore – formation	Chalcophile elements enrichement	550-516
			Granitoid magmatism	Si-(Na, K,Fe,Mg,Ca,P,…) Metasomatism (granitoid formation)	Magnetite/apatite , -(REE, U, Th, Ti) ore-formation	Geochemical enrichment in basic – front	583
Mantle – Crustal Interaction			Subcrustal rift - associated magmatism	Gabbro, diorite, granodiorite associated sulfides formation & bimodal volcanism	Base-metal sulfides	Geochemical foundation for chalcophile element Co/ Au & U/Th/REE	700-650
Silane – Mantle Interaction (Mantle doming)			Enriched mantle, asthenolite doming, rifting, and magmatic differentiation	Magmatogenic magnetite/ magnetite – apatite and apatite formation	Fe-Oxide/Apatite Ore, with REE, Th, (U)	Geochemical foundation for REE,U,Co, Ni, Th, Ti, TR and Base – metals	828±75.5
Epi- Continental Red beds (Natk Fm)			Continental Slope	K- granite (Lufilian)	Microuraninite in K- granite		850-800
Formation of Continental Sialic Crust			Sialic Crust Evolution		Primary migration of Uranium		1300-1000

منابع عناصر نادر خاکی در تیپ های کانساری بخصوص نوع متاسماتیت از بزرگترین پتانسیل های دارای تناژ بالا و عیار پایین تا متوسط می باشد که می تواند به همرا ه عناصر اورانیوم،توریوم، و تیتانیوم در مقیاس صنعتی تولید گردد. اجرای این مهم مستلزم بررسی های همه جانبه در اکتشاف و استخراج این منابع می باشد.

۲ - کمپلکس‌های ماگمایی و تشکیل کانسارهای منیتیت – (آپاتیت)

مطابق بررسی‌های به عمل آمده در نواحی چغارت، سه چاهون، اسفوردی، لکه سیاه و چادرملو مجموعه وسیعی از سنگ‌های آذرین به وجود آمده از تفریق مذاب اولترابازیک – آلکالن دیده می‌شود(نمودار شماره یک) که خود قابل تقسیم به دو گره اصلی است. مجموعه سنگ‌های قبل و همزاد با کانه‌سازی (شامل ۴ دسته) و بعد از کانه‌سازی (یک دسته) است. سنگ‌های مجموعه اول شامل انواع زیر می‌باشد:

۲ ـ ۱ - سنگ‌های اولترابازیک – قلیایی کانه‌ساز

سنگ‌ها فرابازی از نوع کلینوپیروکسنیت و هورنبلندیت بوده، کلینوپیروکسنیت متشکل از اوژیت، ترمولیت (کانی دگرسانی) است و شکستگی‌ها و درزه‌های آن بعد از کلسیت، از کانی‌های آهن و اورتیت – اپیدوت پر شده است. هورنبلندیت‌ها اغلب و به شدت ترمولیتی و اکتینولیتی شده و گاهی بقایای هورنبلندیت به صورت جزیره‌هایی در متن دگرسانی‌ها باقیمانده است. همراه هورنبلندیت، اپیدوت نیز دیده می‌شود.

تعیین سن ایزوتوپی U-Th-Pb, Nd-Sm روی کانی‌های زیرکن و ایزوتوپهای پایدار $Sr87/Sr86$ وابستگی ذاتی، مکانی و زمانی بین زایش این منابع را با ماگماتیسم نشئت یافته از جبه در زمان تکوین ریفت اصلی نشان می‌دهد(. *سامانی ۱۳۷۷*).

سازند ساغند (سامانی ۱۳۷۱) به عنوان ردیف سنگ چینه‌ای همزاد و میزبان کانسارهای ماگماتوژن مناسب‌ترین واحد زمین‌شناسی میزبان کانسارهای مورد اشاره بوده که عموماً سازندگان آن از عناصر سیدروفیل می‌باشد که با عناصر نادر خاکی و

www.SID.ir

Archive of SID

گاه توریم ونیوبیوم همراهی می‌شود. در این تیپ کانی‌سازی نسبت توریم به اورانیم بسیار بالا بوده، اما از تناژ و ذخیره قابل توجهی برخوردار نمی‌باشد.

تشکیل کانسنگ‌های منیتیت، منیتیت – آپاتیت و آپاتیت به انواع ذیل قابل تفکیک است:

کانسارهای سنگ آهن آپاتیت‌دار تفریقی از مذاب ماگمایی با هاله دگر نهادی از آمفیبول(ترمولیت، اکتینولیت)، آلبیت و پلاژیوکلاز با سریهای تفریق ماگمایی از پیروکسنیت تا سینیت، که تشکیل تنه‌های معدنی به آخرین مرحله تفریقی آن تعلق دارد. این کانسارها و تنه‌های معدنی به شکلهای استوک و دایک، گدازه و استوک و رگه‌های منیتیت با روباره آپاتیت در گدازه و بروز آپاتیت بصورت بلور و رگه در سقف و کناره‌ها و یا گسستگی‌های درون سری‌های تفریقی دیده می‌شود.

تنه‌های معدنی نوع استوک، دایک و استوک ورک در چغارت، لکه سیاه، اسفوردی و سه چاهون از این گونه بوده، حال آنکه در کانسارهای چادرملو و میشدوان ویژگی‌های ولکانوژنیک غلبه دارد.

علاوه بر دو گونه کانه سازی مذکور، در سازند ساغند و بخصوص در عضوهای چهارم و پنجم لایه‌هایی از پیروکلاستیت‌های منیتیت دیده می‌شود (منطقه ساغند) که در فراگرد متاسماتیسم می‌تواند منجر به تشکیل کانسارهای نوع متاسماتیت گردد.

۲ ۴ -سن ماگماتیسم و کانه‌سازی منیتیت – آپاتیت

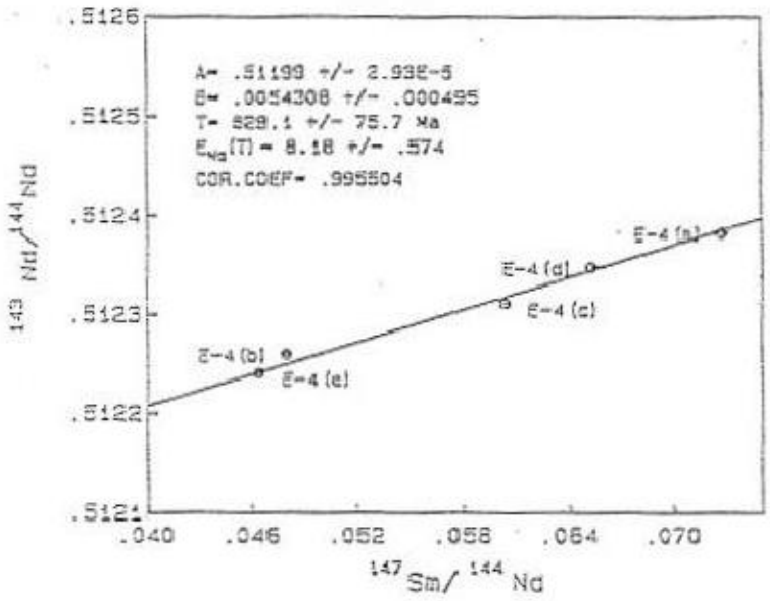
روی سنگ‌های فوق بازی زاینده منیتیت – آپاتیت (تمام‌سنگ و هماتیت، آمفیبول – ترمولیت، اکتینولیت، گرونا، فلدسپار و کوارتز جدا شده و از سنگ‌های فوق بازی (سنگ‌های سبز) تعیین سن رادیو ایزوتوپ به روش Sm-Nd به عمل آمده (نمودار شمارهٔ ۱) و سن ایزو کرون 828.1±75.7 میلیون سال تعیین شده است. وجود انطباق $R = 0.9955$ نشاندهنده آنست که دگرسانی نتوانسته تغییرات فاحشی در میزان Nd-Sm به وجود آورد لذا سن تعیین شده، سن مرحله تفریق ماگمایی مذاب اولترابازیک به حساب می‌آید.

روی ۵ نمونه آپاتیت از کانسار اسفوردی، یک نمونه آپاتیت از بیوتیت پلاژیوکلازیت و یک نمونه زیرکن از سینیت، تعیین سن ایزوتوپی Th-U-Pb به عمل آمده (نمودار شمارهٔ ۲) و سن کنکوردیایی U-Pb برابر 839±36 میلیون سال نشان داده که دقیقاً منطبق و همزمان با سن مجموعه ماگمایی اولترابازیک است. این قرابت سنی نشانگر متاسماتیسم گوشته، تفریق مذاب و تشکیل سری‌های ماگمایی و کانی‌های آهن- آپاتیت در دوره زمانی بسیار کوتاه است و وابستگی ذاتی بین مجموعه ماگمایی و مجموعه کانه‌سازی منیتیت – آپاتیت را نشان داده و ارتباط هر دو را به یک ماگمای واحد مشخص می‌سازد. براین اساس، در تفریق ماگمایی نهایی آخرین گام تشکیل منیتیت – آپاتیت و آپاتیت است که بعد از تشکیل سری‌های سینیتی حاصل شده است. وجود منیتیت فراوان در سنگ‌های تفریقی، وجود حتی گدازه‌های تفریقی به منیتیت همگی دال بر آن است که سرشت منیتیت – آپاتیت ریشه در ماگمای نشئت گرفته از جبه غنی شده دارد.

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd (Atoms)	143Nd/144Nd (2)	T(Chur) (Ma)	T(DM) (Ma)
E-4(a)	21.431	178.239	.072718	.512382+/-28	317.86	832.24
E-4(b)	12.828	161.864	.047932	.512260+/-37	390.07	820.06
E-4(c)	25.100	251.546	.060349	.512311+/-21	360.50	835.71
E-4(d)	22.947	212.824	.065212	.512347+/-13	340.34	826.13
E-4(e)	75.777	998.481	.046364	.512241+/-15	405.28	829.67

www.SID.ir

Archive of SID



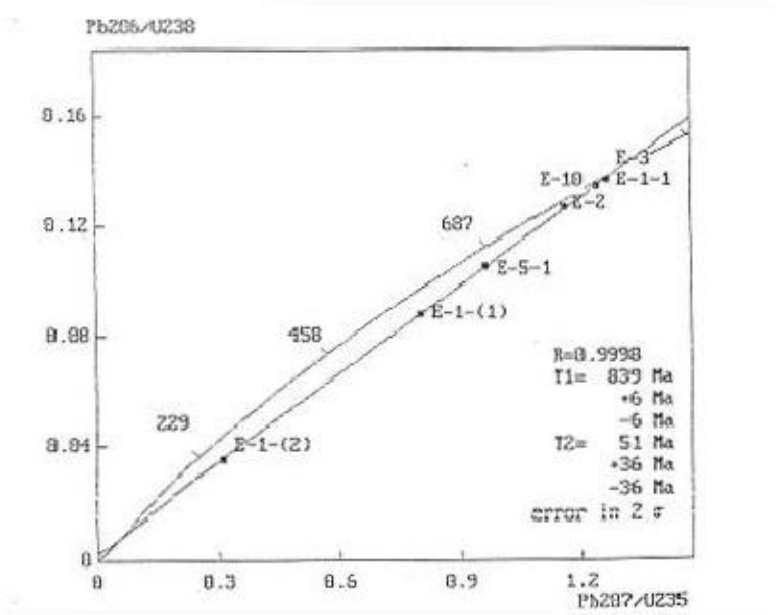
نمودار ۱- ایزوکرون Sm-Nd کل سنگ از نمونه های فوق بازی (سنگهای سبز) کانسار اسفوردی

	U (μg/g)	Th (μg/g)	Pb (μg/g)	^{204}Pb (%)	^{206}Pb (%)	^{207}Pb (%)	^{208}Pb (%)
E-5-1	651.65	—	198.02	0.801	43.865	14.472	40.865
E-1-(1)	2.25	—	1.54	0.878	26.454	14.424	58.246
E-1-(2)	14.88	—	9.00	1.204	26.001	19.089	53.708
E-1-1	0.93	—	1.97	1.156	25.726	18.395	54.725
E-2	4.22	—	2.52	0.505	27.204	9.092	63.201
E-3	2.11	—	3.02	1.015	25.958	16.378	56.652
E-10	5.25	—	10.52	1.141	25.686	18.174	55.001

	Age(Ma)			
	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{232}Th$
E-5-1	644	687	830	—
E-1-(1)	542	598	818	—
E-1-(2)	219	272	757	—
E-1-1	819	835	878	—
E-2	770	786	832	—
E-3	823	837	874	—
E-10	804	813	839	—

www.SID.ir

Archive of SID



نمودار ۲- نمودار کنکوردیای نمونه های زیرکن و آپاتیت از کانسار اسفوردی

تشکیل کانسنگ‌های منیتیت، منیتیت – آپاتیت و آپاتیت به انواع ذیل قابل تفکیک است:

کانسارهای سنگ آهن آپاتیت‌دار تفریقی از مذاب ماگمایی با هاله دگر نهادی از آمفیبول(ترمولیت، اکتینولیت)، آلبیت و پلاژیوکلاز با سریهای تفریق ماگمایی از پیروکسنیت تا سینیت، که تشکیل تنه‌های معدنی به آخرین مرحله تفریقی آن تعلق دارد.

این کانسارها و تنه‌های معدنی به شکلهای استوک و دایک، گدازه و استوک و رگه‌های منیتیت با روباره آپاتیت در گدازه و بروز آپاتیت بصورت بلور و رگه در سقف و کناره‌ها و یا گسستگی‌های درون سری‌های تفریقی دیده می‌شود.

تنه‌های معدنی نوع استوک، دایک و استوک ورک در چغارت، لکه سیاه، اسفوردی و سه چاهون از این گونه بوده، حال آنکه در کانسارهای چادرملو و میشدوان ویژگی‌های ولکانوژنیک غلبه دارد.

علاوه بر دو گونه کانه سازی مذکور، در سازند ساغند و بخصوص در عضوهای چهارم و پنجم لایه‌هایی از پیروکلاستیت‌های منیتیت دیده می‌شود (منطقه ساغند) که در فراگرد متاسماتیسم می‌تواند منجر به تشکیل کانسارهای نوع متاسماتیت گردد.

۳ - متاسماتیسم وکانی سازی های نوع متاسماتیت

در گستره ایران مرکزی رخنمون‌های متعددی از سنگ‌های گرانیتی نوع متاسماتیت (لوکومتاسماتیت) و توده‌های آذرین فلسیک از نوع نیمه عمیق تا ساب ولکانیک و ولکانیک وجود دارد که عموماً در رخساره ماگمایی معروف به گرانیت زریگان شهرت یافته و معرفی شده است (حقی پور ۱۹۷۸). این مجموعه سنگ‌های اسیدی را اصولاً می‌باید از یکدیگر تفکیک و به دو دسته متاسوماتیک و ماگمایی طبقه‌بندی نمود. مجموعه متاسوماتیک در نمودارهای گسترده‌ای از منطقه اورانیم خیز ساغند تا محور چادرملو – زریگان و در منطقه ناریگان و سه چاهون – میشدوان دیده می‌شود که عموماً در گستره وسیعی رخنمون داشته و سن زایش ۵۸۳ میلیون سال را نشان می‌دهد (سامانی و همکاران ۱۳۷۲).

۳ ۱ -کانسارهای نوع متاسماتیت سنگ آهن و آپاتیت

کانسارهای نوع متاسماتیت به هنگام تشکیل کانه‌های متاسماتیسم Si روی می‌دهد که رویکرد آن بوجود آمدن مجموعه‌های متاسماتیت از کوارتز – میکروکلین – آلبیت (لوکومتاسماتیت یا هم ارز آن گرانیت زریگان) در مرکز و تبدیل آن به رخساره‌های

www.SID.ir

Archive of SID

پلاژیوکلاز – ترمولیت – اکتینولیت – آمفیبول – آپاتیت متاسماتیت، اپیدوت – آمفیبول متاسماتیت، میکا – اسکاپولیت – متاسماتیت، میکا – آلبیت متاسماتیت، آلبیت – آمفیبول متاسماتیت، تالک – سرپانتین – منیتیت – متاسماتیت و کلریت – فلوگوپیت متاسماتیت می‌باشد. کوارتز آخرین و قدرتمندترین کانی حاصل از متاسماتیسم است که جایگزین کانی‌هایی مثل ترمولیت – اکتینولیت و آپاتیت می‌شود. در این تیپ متاسماتیسم از مرکز به حاشیه، عناصر Fe, Mg, Ca فزونی یافته و جبه (طلایه) بازیک بوجود می‌آید. دراین تغییرات عناصر موجود در سازند ساغند یعنی Th, U, P, REE, Ti, Fe و کمیاب از درون کانون به پیرامون بازیک منتقل شده و کانی‌سازیهای آپاتیتیت، منیتیت، U-Th-REE-Ti-Fe بوجود می‌آید که شاخص‌ترین وجود آن در حوزه معدنی ساغند، زریگان، بخش‌هایی از ناریگان و حوالی چادرملو دیده می‌شود.

۳ ۲ -کانه سازی عناصر پرتوزا و نادر خاکی نوع متاسماتیت

در زون متالوژنی بافق- ساغند کانی سازی‌های گوناگونی از اورانیم، توریم، اورانیم- توریم همراه عناصر نادر خاکی و تیتانیوم شناخته شده است که به طور کلی به رده‌های زیر قابل تقسیم است:

- کانی سازی U-Th با REE-Ti در رخساره آمفیبول- کلسیت- آلبیت متاسماتیت
- کانی سازی U-Ti با Ti و REE در آلبیتیت قرمز رنگ با ساختار لکه ای- رگه ای به همراه آمفیبول، کلریت، فلوگوپیت
- کانی سازی توریم و عناصر نادر خاکی در کوارتز (سیلیکولیت)
- کانی سازی اورانیم با عناصر نادر خاکی در فلوگوپیتیت

این گروه از کان سازندها عمده‌ترین منابع نوع متاسماتیت برای عناصر P, Th, U, Ti, REE را می‌سازد که در آنها نسبت توریم به اورانیم در حدود یک می‌باشد (آنومالیهای VII, VI, V و IX در ساغند، و آنومالیهای منطقه زریگان). در این تیپ کانی‌سازیهای رادیواکتیو بصورت شدیداً غنی از توریم نیز بوجود می‌آید (منطقه ناریگان) که خود نوعی هماهنگی بافزونی Si دارد. فراوان‌ترین کانیها شامل آلانیت، چوکینیت، برانریت، توریت، دیویدیت، توریانیت، لانتانیت و ... است.

شاخص‌ترین نماد این تیپ کانی‌سازی و دگرنهادی افزایش Si به مقدار بسیار زیادی است که نمی‌تواند از ماگماتیسم آغاز فاز ریفتی شدن بوجود آید بلکه تعلق به پدیده‌ای دارد که می‌باید از غنای بسیار بیشتری از Si برخوردار باشد. در بسیاری از مناطق دارای مشخصات مشابه، فزونی سیلیسی متعاقب زایش منیتیت‌های ماگمایی دیده می‌شود که فورستر و جعفرزاده (۱۹۹۴) آنها را به دیاپیرسیلیسی نسبت داده و قابل مقایسه با Quaternary Valles در نیومکزیکو می‌دانند.

علاوه بر تفاوت ذاتی در سرشت ماگمایی و کان سازندها، سن مجموعه ماگمایی – دگرنهادی – سیلیکا در حدود ۵۸۰-۵۱۰ میلیون سال می‌باشد که حدود ۳۰۰-۳۵۰ میلیون سال جوانتر از مجموعه ماگمایی فوق بازی – قلیایی و کان‌سازندهای مربوط به آن است.

۳ ۳ -کانی سازی اورانیم نوع آلبیتیت رگه‌ای

در ایران مرکزی سه رده متفاوت از سنگهای آلبیتیت وجود دارد و هر کدام متعلق به گام معینی از تکوین زمین شناسی این سرزمین دارد. این سه رده آلبیتیت دارای ویژگی متفاوت و از نظر محتوای اورانیم نیز کاملاً ناهمگون و متغیر می باشد. علاوه بر تفاوت در سرشت، اختلاف در خاستگاه و زمان تشکیل نیز از ویژگی های بارز آنها است. آلبیتیت های شناخته شده در این زون به سه رده سنی و مدل زایشی قابل تفکیک و تقسیم هستند و عبارتند از:

۱ -آلبیتیت های تشکیل شده در گام زایش منابع آپاتیت و منیتیت- آپاتیت به عنوان محصولی از پدیده دگرنهادی هم بری که از تعامل سیالات پرمایه از Na_2O با سنگهای پیرامون و میزبان حاصل شده اند. این گونه آلبیتیت گستره محدود به جوار تنه معدنی داشته و قرابت خاصی با توده های آپاتیت ماگماتوژن نشان می دهد. بافت دانه ریز و

www.SID.ir

Archive of SID

فشرده و رنگ خاکستری از ویژگی آنهاست و با انواع آمفیبول متاسماتیت همراهی می شوند. میزان عناصر رادیواکتیو در این گونه آلبیتیت ها ناچیز بوده و در حد غنای زمینه سنگ به حساب می آیند.

۲ -آلبیتیت های نواری با گستردگی خطی زیاد، اغلب دارای طول بیشتر از چند صد متر و پهنای چندین ده متر بوده رنگ سفید نواری، بافت دانه ریز و حاوی حدود ۷-۵ درصد Na_2O ،و حدود ۷۵ درصد SiO_2 می باشند. گسترش ناحیه ای داشته و عموماً در سازند ناتک ودر بخشهایی در سازند ساغند دیده می شود. رنگ سفید و خاکستری روشن و وجود بافت و ساختمان اولیه سنگ میزبان (سنگ مادر) از ویژگی آنهاست. ترکیب مینرالوژی ساده و یکنواخت داشته و میزان تغییرات از حاشیه به درون زون آلبیتیت اندک است وشکل لایه ای دارند. میزان اورانیم و توریم نیز در این تیپ آلبیتیت که می تواند لوکومتاسماتیت نیز نامیده شود بسیار ناچیز و در حد زمینه طبیعی است.

۳ -آلبیتیت های رنگین عموماً در زونهای تکتونیزه با دارابودن صفات میلونیتی شدن ، برشی شدن، کاتاکلاستی با گستره خطی و به صورت نواری، عدسی و لایه ای شکل دیده می شود. دارای زونالیته رنگی بوده و از صورتی کم رنگ تا قرمز تیره دیده می شوند. میزان پرتوزایی با شدت و درجه رنگی بودن نوعی هم خوانی نشان می دهد. به عبارت دیگر درجه خلوص یا به بیانی رجه رسیدگی (مچوریتی) نشانه شدت آلبیتی شدن بوده و میزان عناصر رادیواکتیو به خصوص اورانیم با آن هم بستگی آشکاری دارد.

از ویژگی های دیگر این تیپ آلبیتیت که آنها را می توان آلبیتیت کانه دار (پرتوزا) نامید وفور عناصر REE, U, Th, Ti و Fe در آنهاست که اغلب به صورت سوزنی یا لکه‌ای، قلوه‌ای و گاه به شکل پراکنده و انتشاری ریزدانه دیده می شود.

نوع آلبیتیت لکه ای به رنگ صورتی روشن در کناره کویر گورآخور و در کناره آنومالی سه چاهون نیز وجود که به صورت محسوسی میزان پرتوزایی آنها نسبت به زمینه تیره افزایش یافته و گاه تا ۲-۳ برابر می شود. افزایش پرتوزایی مستقیماً باافزایش اورانیم در حد چند ده گرم در تن در لکه ها است.

۳-۳-۱- کانی سازی اورانیم نوع آلبیتیت در زریگان

در منطقه زریگان، اطلاعات ژئوفیزیک هوابرد حاکی از وجود پرتوزایی بالا (Th, U) در بستری از سنگهای متاسماتیت است . در این منتطقه پرتوزایی در دو پهنه توریم وار و اورانیم دار در تغییر است. سنگ میزبان مجموعه ای از رویکردهای متاسماتیسم با لیتولوژی آمفیبول متاسماتیت، کوارتز متاسماتیت، فلدسپار متاسماتیت و آلبیت متاسماتیت است و میزان اورانیم و توریم بر حسب لیتولوژی سنگ میزبان متغیر بوده، در نوع آمفیبول متاسماتیت، و منیتیت متاسماتیت میزان توریم به مراتب بیشتر از اورانیم بوده، حال آنکه در نوع آلبیتیت متاسماتیت میزان اورانیم و توریم تقریباً برابر و در مواردی اورانیم فزونی دارد. صورت تجزیه نمونه های برگرفته از بی هنجاری های جنوبی مجموعه ای از سه رده متفاوت کانی سازی اورانیم و توریم را نشان می دهد. بررسی مقادیر عناصر، نشان می دهد که کانی سازی اورانیم با پرمایه شدن Ni, Ba, Ce, Ti, V, Th و Fe توام بوده است.

۳-۳-۲- کانی سازی اورانیم نوع آلبیتیت در چاه چوله

این یافته در باختر معدن سنگ آهن چادرملو جای دارد. کانی سازی اورانیم در سنگ آلبیت متاسماتیت با رنگ قرمز کم رنگ تا قهوه ای متمایل به صورتی رخداده است. میزان پرتوزایی در این سنگها که به خوبی از سنگهای پیرامون قابل تفکیک و تشخیص هستند، بر حسب شدت و خلوص آلبیت در آنها و بر حسب مقادیر کانی های فلزی سیاه رنگ منتشر شده در متن، دارای پرتوزایی متفاوت از چند صد شمارش در ثانیه (cps) با پرتوسنج SPP-2 تا چند هزار متغیر است. شکل کانی سازی به صورت زون خطی کشیده از جنوب معدن چادرملو تا باختر این یافته ادامـــه دارد و به صورت یک زون متفاوت از جنبه ابعاد و شدت پرتوزایی دیده می شود/

www.SID.ir

Archive of SID

ترکیب مینرالوژی سنگ میزبان ساده بوده و تماماً از کانی آلبیت ساخته شده که بدین روی با واژه آلبیتیت معرفی می گردد. کانی های پرتوزایی در این یافته از نوع اکسیدهای Fe, U, Ti همراه با Y, Ba, Ca, Th و دیگر عناصر نادر خاکی است که به صورت افشان و پراکنده در سنگ دیده می شود. رنگ متمایل به قرمز پریده، میزان پرتوزایی بالا و وجود درجه خلوص بالای آلبیتیت، CRC خاص این تیپ کانی سازی محسوب می شود. شکل نسبتاً منظم، یکنواختی، و همگنی در لیتولوژی و ترکیب کانی شناسی و درجه آزادی خوب کانسنگ از دیگر ویژگی های در خور توجه این منطقه پرتوزا است. عملیات اکتشافی انجام شده روی این یافته عموماً محدودبه رخنمون بوده، هنوز عملیات مهندسی اکتشافی در ژرفای آنومالی ها انجام نگرفته است.

درنتایج آنالیز اکسیدهای اصلی و مقادیر اورانیم و توریم بر حسب پرتوزایی متفاوت سنگهای آلبیتیت مشخصات جالبی نشان می دهند میزان Na_2O تقریباً همواره بیش از ۸ درصد و میزان Al_2O_3 حدود ۱۷-۱۵ درصد بوده و قرابت زایشی بین مقادیر TiO_2 با اورانیم آشکار است. نسبت Na_2O به K_2O نسبتاً بزرگ بوده و از حدود ۶ تا ۲۲ در تغییر است، تقریباً در تمامی آنالیزهای انجام شده روی این نمونه ها مقدار اورانیم به مراتب بیشتر از توریم بوده است.

مطابق ارقام آنالیز با پدیده متاسماتیسم Na، کانی سازی و پرمایه شدن Ce, Ba, Ti و Ni دیده می شود و بالا بودن نسبت U/Th، در گرو بالا بودن و افزایش مقادیر Na_2O نسبت به K_2O است و این تیپ را به عنوان نمونه های بارز آلبیتیت معرفی می نماید. این تیپ کانی سازی بیش از ۱۷ درصد ذخایر اورانیم کره زمین را می سازد و این یافته می تواند هم ارز جهانی داشته باشد.

۳ ۴ - کانسارهای نوع IOCG با همزادی U-Mo-(Co,As,Au,REEy)

چهارمین گام، زایش اورانیم همراه فلزات As,Co, Mo و در پاره ای موارد Cu, Ag, Au در زمان کامبرین و همراه با ماگماتیسم اسیدی (دیوریت پورفیری، ریولیت پورفیری و...) روی داده است و از گامهای اصلی تشکیل کانسارهای گرمابی – رگه‌ای است که در آن کان سازندهای اورانینیت همراه با سولفیدها رخداده و دگرسانی هیدرولیتی – پتاسیم آنها را همراهی می‌نماید. این گام کانه‌سازی در متالوژنی نوع Fe-Oxide (-U-Cu-Au) در بسیاری از حوزه‌های معدنی و کانسارها گزارش گردیده و آنها را فرآیند یک سیستم شناخته‌اند (*Hitzman* 1992, *Oreskes & Einaudi* 1990, *Forster* 1994, *Daliran* 2002) اما برپایه یافته‌ها و شواهد موجود گرچه در یک جایگاه ژئودینامیکی جای دارد ولی سرشت ماگمایی، همزادی کان سازند و سن، تفاوت داشته و از فراگرد تکوینی متفاوتی بوجود آمده‌اند. شکل‌گیری این سیستم‌های ماگمایی نمی‌تواند با مدل ساده‌ای از تفریق یا به علت تفاوت سنی با صفات غیرقابل امتزاج بودن توجیه شود و لذا می‌باید از منشأ و خاستگاه متفاوتی حاصل شده است.

با توجه به یافته‌های اخیر درباره ترکیب هیدریدی هسته زمین (*Larin*, 1991) و سیال بودن هسته خارجی‌گوی زمین (*Letnikov*, 2001) چنین پنداشته می‌شود که به واسطه شکل‌گیری کلاله جبه۵ در اثر نفوذ و تصعید سیالات هیدریدی و از جمله سیلانها $(..., Si_2H_6, SiH_4)Si_nH_2n^{+2}$ هیدروکربورها، ژرمانیدها و ... متاسماتیسم جبه و غنی شدگی آن با انباشت این سیالات رخداده و در نتیجه منجر به تشکیل لکه‌های داغ جبه۶ و کمپلکس‌های ماگمایی اولترابازیک – قلیایی شده است که به عنوان پیش درآمد و طلایه آن در حدود ۸۰۰-۸۵۰ میلیون سال به پوسته زمین رهیافته و منجر به تشکیل آستنولیت و در پی آن ریفت اصلی و تشکیل مجموعه‌های ماگمایی – متالوژنی مربوطه گردیده است. به دنبال این رخداد و تخلیه سیستم کمپلکس‌های ماگمایی طلایه از آستنولیت مربوطه، سیالات صعودی از هسته به تراز پوسته رسیده و با اکسیده شدن موجب

۱- Mantle Plume 2 - Mantle hot spot

www.SID.ir

Archive of SID

فزونی حرارت، افزوده شدن آب و ایجاد آنیونهای Si گردیده که بهمراه پویایی سیالاتی پیرامونی (شورابه‌های ریفت و آبهای شور سازندی) و تشکیل سیستم‌های ولکانو – پلوتونی شده است. نتیجه آن بوجود آمدن پورفیریها و وابسته‌های آتشفشانی و هیدروترمال مرتبط با آنها بوده است(Barton et al 1996,2000). این گام از کانی‌سازی اورانیم از استعداد تشکیل کان سازندهای اورانینیت بهمراه مولیبدنیت، کبالتیت و ... شده که رویکرد آن در کانسارهای شماره یک و دو ساغند، یافته ناریگان و بی‌هنجاری پرتوزای اورانیم سه چاهون دیده می‌شود و از اعتبار خاصی برای اکتشاف اورانیم و احتمالاً Cu,Mo,Co, Au می‌تواند برخوردار باشد.

جدول ۲- مراحل کانی زایی و هم آیندها در در زون بافق- ساغند

نوع دگرسانی	کانیهای همزاد	کانی سازی عناصر
۳- دگرسانی هیدرولیتی (Hydrolitic-Alteration) و متاسماتیسم پتاسیک	بیوتیت سریسیت، کوارتز، کلریت، سولفیدها، باریت، آلبیت، هماتیت، فلدسپارپتاسیک، فلوگوپیت، تالک، سرپانتین، دولومیت، کلسیت و کانی‌های رسی، اورانینیت، مولیبدنیت، کبالتیت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، ارسنوپیریت، پیریت، پیروتیت	Cu, Mo, U, Pb, As, Co, Ag, Au, Zn, Mn, Ba
۲- تکتونو – متاسماتیت (آلبیتیت) (Na-Metasomatism)	آلبیت (کوارتز،کلریت، کلسیت)، توریت، برانریت، چوکینیت، توریانیت، دیویدیت، آلانیت	U,(U -Th),REE, Ti, Fe
۱- متاسماتیت منطقه‌ای (Si-Metasomatism)	پلاژیوکلاز، آلبیت، میکروکلین، کوارتز، ترمولیت، اکتینولیت، اسکاپولیت، آپاتیت، فلوگوپیت، سرپانتین، تالک، منیتیت، توریت، توریانیت، چوکینیت، برانریت، اورانوتوریانیت، تیتانومنیتیت، لانتانیت، اورتیت و ...	U, Th, Ti, REE, P, Nb, Co- Fe-ore

۳ ۴ ۱ - کانی‌سازیهای گرمابی در میدان معدنی ساغند

در میدان اورانیم خیز ساغند، مهم‌ترین عامل کانه‌ساز وجود منبع حرارتی[۷] برای بوجود آوردن شرایط لازم تولید محلول گرمابی کانه‌ساز است زیرا پیش از آن و در فراگرد متاسماتیسم غنی‌شدگی ژئوشیمیایی و جابجایی اورانیم برای در اختیار گذاشتن اورانیم رویداده و با پویایی فاز گرمایی پتاسیک اسیدی (فلسیک) و تغییرات و تنش ساختمانی ناشی از آن توانسته گذرگاههای مناسب را برای جابجایی سیالات کانه‌ساز فراهم آورد. مطابق ارقام محاسبه شده برای سن رادیوایزوتوپ، این فاز ماگمایی در حدود ۱۰/۱۸±۵۵۳ میلیون سال بوده و سن ایزوتوپی تعیین شده برای کانسنگ اورانیم ۶±۵۱۶ میلیون سال تعیین گردیده که مطابقت نسبی با این چرخه ماگمایی دارد. بارزترین ویژگی این نوع کانی‌سازی مغناطیس‌زدایی[۸] در توده‌های منیتیت، تشکیل سولفیدها، دگرسانی هیدرولیتی، دگرسانی Si، بوجود آمدن بی‌هنجاریهای ژئوشیمیایی از Co,Pb ,As, Mo و ... است که

1- Heat Source 2- demagnetization

www.SID.ir

Archive of SID

می‌توانند به عنوان رهیافت های اکتشافی (ژئوفیزیکی، ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی) بکار رود، قرابت آنها با بی‌هنجاریهای اسپکترومتری پتاسیک و وجود پورفیری‌های فلسیک درخور اهمیت است.

۳ ۴ ۴ - کانی‌سازیهای گرمابی در ناریگان

در منطقه ناریگان، ساختار تاقدیس مانندی با هسته‌ای متشکل از عضو سوم سازند ساغند با لیتولوژی رسوبات ریتمی قرار دارد که روندی تقریباً SE-NW دارد و در تصاویر ماهواره‌ای ساختمانی حلقوی نشان می‌دهد که با ساختارهای خطی شمالی – جنوبی و شمال باختری – جنوب خاوری قطع شده است. (نقشه متالوژنی زون بافق- ساغند)

در این محدوده سه پدیده متفاوت دیده می‌شود که سازند ساغند را تحت تأثیر قرار داده است. این پدیده‌ها عبارتند از:

الف- متاسماتیسم Si با سیما و رخساره تولید لوکومتاسماتیت و ایجاد گرانیت‌هایی که هنوز بافت و ساختمانهای اولیه طبقه سازنده در آنها دیده می‌شود. این پدیده موجب جابجایی P, Mg, Fe و دیگر عناصر به حاشیه گشته و انباشته‌های محدودی از منیتیت و آثاری از کانی‌سازی آپاتیت در کربنات‌های دستخوش متاسماتیسم ار بوجود آورده است.(عکس شماره) در این فاز آثار کانی سازی ضعیفی از تیپ متاسماتیت با پاراژنز عناصر REE- Ti- Th- U وجود دارد که مشخصات معرفی شده برای کانی سازی نوع متاسماتیت منطقه ای دارد.

ب- بروز فاز ماگمایی فلسیک با دو رویکرد متفاوت، یکی به صورت گرانیت با پورفیر کوارتز و شواهدی از آثار تورمالین، دگرسانی گرمابی در پیرامون و سولفیداسیون رد سنگ میزبان در جنوب دره ناریگان – تلخاب، و دیگری به صورت نفوذ دایکها و پورفیری‌های فلدسپار – کوارتز با روند تقریباً شمال باختری و ایجاد دگرسانی پتاسیک و هیدرولیتی در سنگای سر راه و کانی‌سازیهای فلزی

پ- فوران آتش‌فشانی و ایجاد انباشته‌های آذر آواری – آگلومرایی اسیدی به عنوان اولیه واحد سازنده ریزو یا دزو.

ویژگی‌های عمومی حاکی از آنست که استعداد کانی‌سازی تابع قدرت میدان گرمابی و قابلیت میزبانی در سنگهای سر راه است. عضو سوم سازند ساغند فاقد قابلیت برای واکنش باسیال کانی‌ساز و شرایط لازم برای انباشته شدن کانسنگ است.

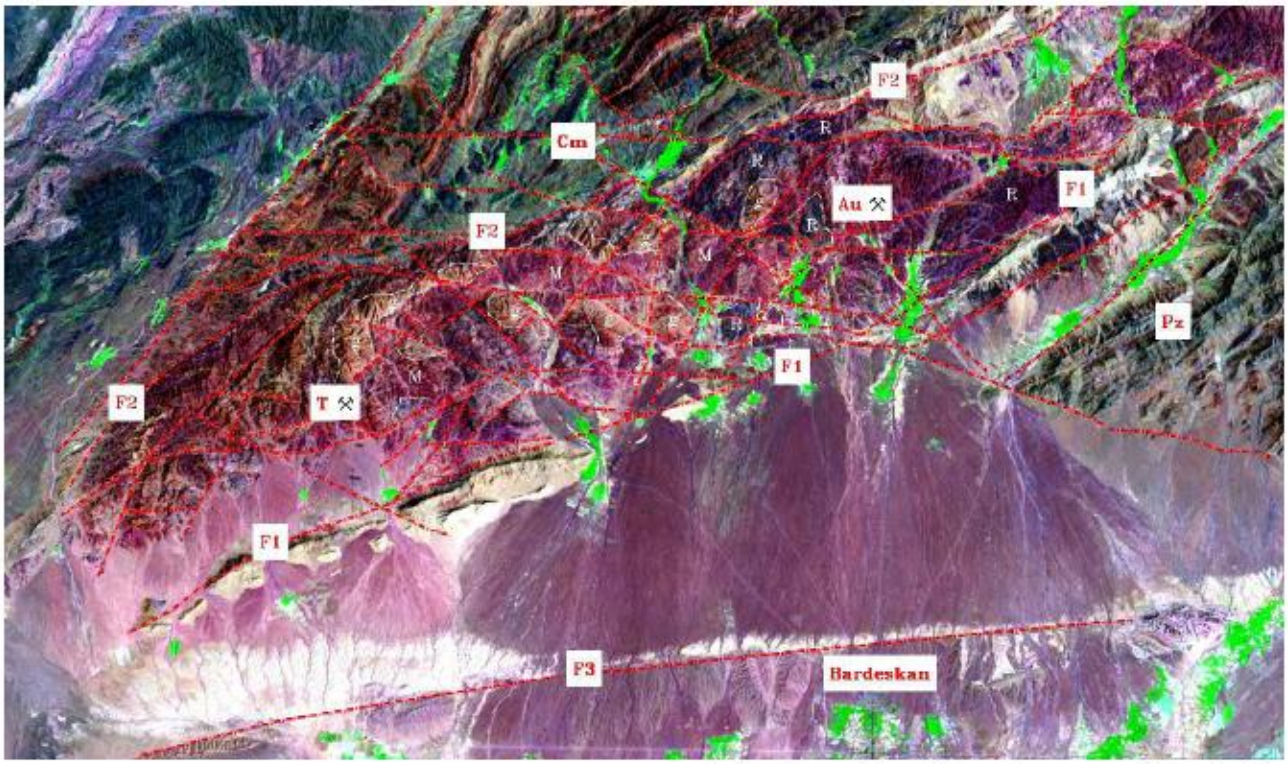
مهم‌ترین واحد قابل ایفای نقش میزبانی، عضو چهارم سازند ساغند است که در آن آثاری از کانی سازیهای U، Co، Cu، Zn، Pb، As و درمواردی Au و Ag دیده می‌شود.

۴ - متالوژنی پرکامبرین در زون تکنار

زون تکنار در شمال گسل درونه، در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر و بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشمر (طاهری و شمانیان، ۱۳۷۷) قرار می‌گیرد. این زون به صورت یک بلوک گوه‌ایی شکل و بالا آمده است که متشکل از مجموعه سنگ‌های پرکامبرین- پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشد. همه واحدهای سنگی در این زون تفاوت‌های رخساره‌ای و ساختمانی، نسبت به نواحی مجاور را نشان می‌دهند؛ بنابراین شکل گیری زون تکنار با موقعیت کنونی آن مرتبط نیست. زون تکنار توسط دو گسل اصلی محدود شده است که عبارتند از: گسل درونه و گسل تکنار (ریوش) که هر دو روندی تقریباً شرقی ـ غربی دارند. گسترش شرقی زون تکنار دقیقاً مشخص نمی‌باشد ولی حد غربی آن محل تلاقی گسل تکنار (ریوش) با گسل درونه است.سنگهای آتشفشانی رسوبی بخش مرکزی زون تکنار تحت نفوذی مجموعه گرانیت بورنورد قرار گرفته‌است. این مجموعه شامل سنگهای مختلف اسیدی و حدواسط متاسماتیت با ترکیب شیمیایی هم ارز گرانیت – گرانودیوریت – تونالیت – گابرودیوریت است.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲- جایگاه زمین شناسی و قالب ساختاری گوه تکنار

قسمت عمده محدوده معدنی و زون تکنار را سریهای رسوبی- آتشفشانی (پروترزوئیک بالایی) موسوم به سازند تکنار در برگرفته است . این سری‌ها توسط توده گرانیتوئید قطع شده است. سن توده گرانیتوئیدی جوانتر از مجموعه فروهشته‌های رسوبی – آتشفشانی می باشد. با توجه به سن بیش از ۶۲۴ میلیون سال برای گرانیت بورنورد ، وجود طبقات معادل سازند ساغند ،گستره بسیار واحد های متاسماتیت، و متالوژنی هم ارز پان آفریکن در این گوه تکتونیکی می توان این مجموعه را دنباله زون متالوژنی بافق- ساغند دانست که با گسل های ناحیه ای محدود گشته است. این سازند که بخش عمده محدوده معدن تکنار را به خود اختصاص داده شامل مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشانی اسیدی- حدواسط، توده‌های ساب‌ولکانیک و سنگهای رسوبی برون دمی(exhalative) یا ریتمی است. این مجموعه تحت‌تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف و در بخش های عمده ای دستخوش متاسماتیسم Si-Na-(Ca,Mg) قرار گرفته است. سازندتکنار در محدوده معدن شامل سریسیت اسلیت دانه‌ریز تا دانه متوسط ، کلریت – سریسیت اسلیت ، کلریت اسلیت ، مجموعه‌ای از ساب ولکانیکهای بازیک درحد متاگابرو – دیوریت تا متادیاباز می‌باشد. کلریت متاسماتیت ها در محدوده معدن میزبان کانه‌سازی بوده و مجموعه ساب‌ولکانیک های پورفیری عامل کانی‌سازی سولفیدی هستند.

سازند تکنار براساس خصوصیات لیتولوژی به سه بخش زیرین ،میانی و فوقانی تقسیم می‌شود. بخش زیرین در قسمت مرکز پنجره تکتونیکی تکنار با تناوب توفهای تیره و خاکستری و رسوبات برون دمی و یک توده کوارتز-آلبیت متاسماتیت رخنمون دارد. بخش میانی در طول حواشی شمالی و جنوبی با تناوبی از کربنات و ماسه‌سنگ رخنمون دارد. ولکانیکهای بخش زیرین و میانی سازند تکنار را کوارتز-آلبیت متاسماتیت های، خاکستری و سبز روشن ، توفهای خاکستری تا سبز تیره و توفهای نواری سبز روشن(رسوبات ریتمی) تشکیل می‌دهند. در قسمت فوقانی نیز دولومیتهای دانه‌ریز سیاه تا خاکستری و شیلهای سیاه و ماسه‌سنگهای کوارتزیتی دیده می‌شود.

محلولهای گرمابی وماگمایی در سازند تکنار موجب دگر نهادی هایی از نوع آلبیت – کوارتز- پلاژیوکلاز متاسماتیت های روشن رنگ ،کلریت متاسماتیت، سریسیت- کوارتز متاسماتیت ، اپیدوت- کوارتز- کلریت متاسماتیت شده است. درمتاسماتیسم ناحیه‌ای این محدوده جهت‌یابی و بافت اولیه طبقات محفوظ مانده که با جهت یافتگی دگرگونی به اشتباه گرفته

www.SID.ir

Archive of SID

می شود. آنچه بنام متاگرانیت‌پورفیرهای لکه‌ای در شرق تک II از آنها یاد می شود در واقع لوکومتاسماتیت هایی هستند که در آنها بقایای سنگ مادر اولیه باقی مانده است. به خود گرفته و شیستها را به وجود آوردند.

رخنمون توده‌های متاسماتیت این در بخش های مختلف مشاهده می‌شوند که کریم پور و همکاران (۱۳۸۶) آنها را متاگرانودیوریت پورفیری ، متابیوتیت گرانودیوریت پورفیری ،متاگرانیت پورفیری ، متاگابرودیوریت پورفیری، بیوتیت گرانیت گرافیکی ،متاکوارتزمونزونیت پورفیری، متاگرانیت پورفیری لکه‌ای، و متاگرانودیوریت پورفیری لکه‌ای نامیده اند حال آنکه همگان سنگ های متاسماتیت با میترالوژی متفاوت در زون های رخساره ای معین و به تبعیت از سرشت اولیه سنگ های دستخوش متاسماتیسم تشکیل شده اند و در واقع فرایند متاسماتیسم Si-Na-(Ca,Mg ,K) می باشند.

۱ – در فاکتور اول عناصر Al، Cr، Li، Mg، Mn، Ni، P و V دارای بار فاکتوری بزرگی هستند که می‌توانند نشانگر تغییرپذیری مرتبط با پدیده های سنگ سازی باشد. بیشترین تمرکز این فاکتور در قسمت جنوبی تک ۲ و درون واحد ولکانوسدیمنت قرار دارد. این فاکتور از نقطه نظر کانیسازی نمی تواند مهم تلقی گردد زیرا اغلب عناصر دارای بار فاکتوری بزرگ عناصر غیر متحرک در خلال فرایندهای آلتراسیون می باشند (به جز Mn و Mg).

۲ – فاکتور دوم نشانگر تغییر پذیری عناصر K، La، Na، Rb، Sn، Te، Tl، Y، Yb، Zr، می‌باشد این فاکتور در توده‌های نفوذی شرق و غرب تک ۲ حداکثر مقدار خود را نشان می‌دهد. این فاکتور میتواند در ارتباط با تغییرپذیری سنگی و آلتراسیون قلیایی در واحد گرانیتی باشد.

۳ – فاکتور سوم به طرز جالبی تغییر پذیری عناصر کانساری را نشان می‌دهد وجود عناصر Cu، Pb، Zn، S و Cd در این فاکتور نشان از همبستگی قوی این عناصر کانساری می‌باشد کانیسازی سولفیدی مس، سرب و روی درون باند ولکانوسدیمنت مخصوصاً درون محدوده‌های تک ۱ ، ۲ ، ۴ کاملا مشهود بوده و نکته جالب عدم آنومالی در تک ۳ است ولی در شمال شرق تک ۳ آنومالی قابل توجهی مشاهده می‌گردد که در مراحل بعدی اکتشاف باید بیشتر مورد بررسی قرار گیرد.

۴ – در فاکتور شماره ۴ عناصر Co، Fe، U و تا حدودی W بار فاکتوری بالایی دارند آنومالیهای این فاکتور می‌تواند نشانگر مناطق تحت کانساری و دما بالا باشد که فرسایش باعث پدیدار شدن آنها گشته است.

۵ – فاکتور شماره ۵ شامل عناصر Be، Ce، Cs و تا حدودی La می‌باشد. بیشترین مقادیر این فاکتور بر روی توده‌های نفوذی شرق محدوده قرار گرفته و نکته جالب تهی شدگی توده‌های نفوذی غرب از این عناصر می‌باشد که می‌تواند به عنوان وجه تمایز آنها قلمداد شود.

جدول شماره ۲– روند تکوینی فلز زایی و متاسماتیسم – ماگماتیسم در کانسار تکنار

www.SID.ir

Archive of SID

Stages	Stages		Types of Metasomatism	Increased Elements	Released Elements	Ore-forming Elements
3 rd stage	Hydrothermal system		Biotite-chlorite-sericite-sulfide metasomatites (hydrolytic H- alteration)	(Cu ,Au,As,Pb,Zn) K,S,H,Si,	(,Cu,Pb,Zn,-Au,As,REE)	Au,As,Ag,Pb,Zn S-Fe-Cu,Bi
2nd stage	Sub-volcanic Felsic porphyry		Fluids changing from oxidized to reductive-type System changing from semi-closed to open - type			
1st stage	Metasomatism	Outer	Chorite- magnetite metasomatites	Mg,Si,Fe,Bi	(Co,Mo,Au,As,REE)	Fe,(Co,U-, Bi,Cd,W)
		Intermediate	Albite-scapolite-tremolite-actinolite metasomatites	Si, Ca,Mg,P,Fe,Ti	Ca,Mg,P,Fe	
		Central	Quartze-albite-microcline metasomatites	Si,Na,Ca,Mg	Fe,P,Ti,REE	
				Si,Na,K	Fe,P,Ca,Mg	

۶ – فاکتور ششم بیانگر تغییرات عناصر Ca، Sc، Ti و تا حدودی V، Na و Sr می‌باشد این فاکتور می‌تواند تا حدودی بیانگر تغییرات عناصر سنگ‌ساز باشد بطوریکه در نقشه مشاهده می‌گردد اکثر مناطق آنومال این فاکتور در خارج محدوده‌های تک ۱ تا ۴ واقع شده‌اند و ارتباط نزدیکی را با توده‌های نفوذی و مناطق آلتره شده نشان می‌دهند.

۷ – در فاکتور شماره ۷ بیشترین بارهای فاکتور متعلق به عناصر Ag، Au، Bi می‌باشد گسترش زیاد آنومالی این فاکتور در تکنار حاکی از پتانسیل بالای طلا و نقره برای کانسازی است از آنجائیکه مهمترین آنومالیهای این فاکتور در خارج محدوده‌هیا تک ۱ تا ۴ واقع گردیده در بررسیهای آتی باید اهمیت بیشتری برای بررسی و مطالعه آنها قائل شد.

۸ – فاکتور هشتم تغییر پذیری عناصر Ba، Sr را نشان می‌دهد نقشه این فاکتور نشانگر غنی‌شدگی نسبی باند ولکانوسدنمیت می‌باشد هر چند در توده‌های نفوذی واقع در شمال غرب تک ۱ آنومالی های قابل ملاحظه ای وجود دارد. این نقشه ها حاکی از ارتباط نزدیک آنومالیها با گسلها و ساختارهای اصلی منطقه است. همچنین وجود انومالیهای قوی بر روی توده معدنی تک ۱ و در حاشیه جنوبی گسل، می تواند آنرا به عنوان فاکتوری با اهمیت در پیش بینی محل کانیسازی مشابه مطرح سازد.

۹ – تغییر پذیری عناصر As ، Mo ، Sb ، توسط فاکتور نهم قابل توجه است. به نظر می‌رسد این فاکتور نیز ارتباط نزدیکی با گسلهای منطقه داشته باشد که در اینصورت بیانگر عبور سیالات هیدروترمال از این مجاری است.

۱۰ – در فاکتور دهم تنها عنصر W بار فاکتوری بالایی دارد نقشه این فاکتور حاکی از مقادیر کم آن در محدوده تکهای ۱ تا ۴ داشته و بیشترین مقادیر هم مربوط به توده‌های نفوذی – متاسماتیت واقع در شرق و غرب محدوده می‌باشد.

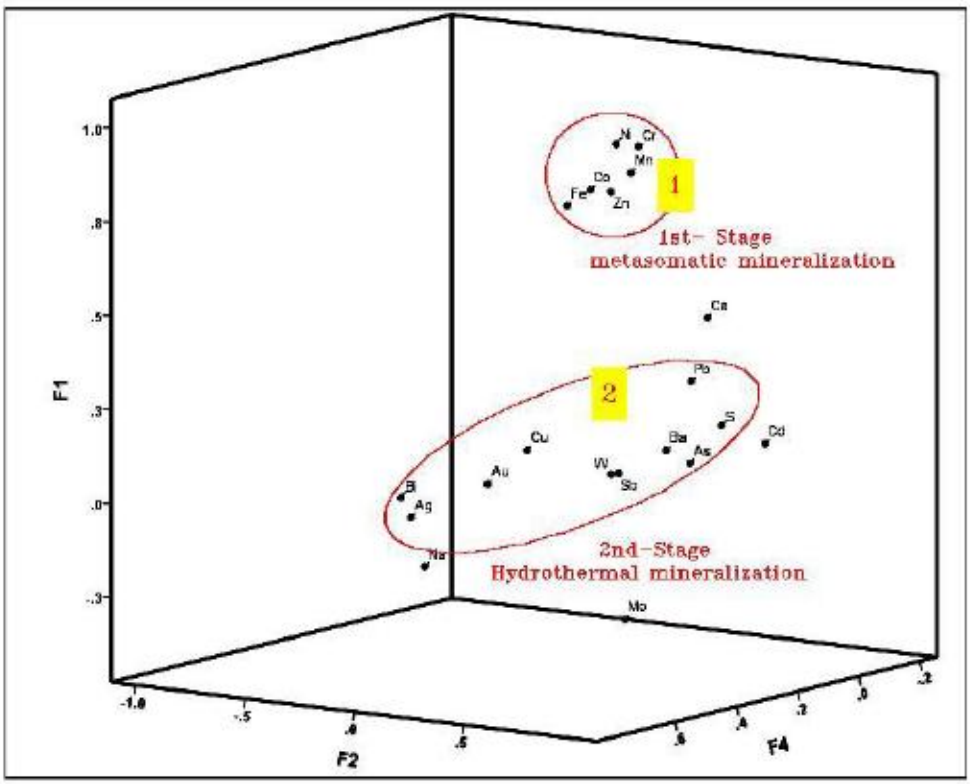
روند تکوین متالوژنی زون تکنار را در جدول۲ می توان ملاحظه نمود که شباهت بسیار به زون بافق– ساغند دارد و صورت دو گانه ای را نشان می دهد(شکل۳).براساس نوشته‌های کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۶) سه گونه متفاوت ازکانی‌سازی برای این محدوده معرفی شده که عبارتند از کانه‌سازی پلی‌متال همزاد (Syngenetic) ، کانی‌سازی در توده‌های نفوذی بعد از پالئوزوئیک بصورت مالاکیت و اکسیدهای آهن و کانی‌سازی دیرزاد (epigenetic) در زون‌های گسلی . بر پایه تصور این پژوهشگران کانی‌سازی از نوع سولفید توده‌ای با ریشه استوک‌ورک و کلاهک توده‌ای قلمداد شده و همه تفاسیر براساس مدل

www.SID.ir

Archive of SID

مورد نظر انجام گرفته است.برپایه بررسی‌های بعمل‌آمده پدیده‌های بسیاری در این محدوده دیده می‌شود که در گذشته بدان‌ها توجه نشده و یا آنکه از چشم کاوشگران دور مانده است . این پدیده‌ها و مشخصات ذاتی در محدوده کانسار تکنار به صورت ذیل می‌تواند خلاصه شود:

۱ -براساس تعیین سن بعمل آمده به روش ایزوتوپ‌های سرب از کانی‌های زیرکن ، سن توده گرانیتوئید بورناورد ۶۲۵ میلیون سال می‌باشد و رویکردی ازنفوذی‌های پالئوزوئیک در اینجا وجود ندارد . مجموعه همتافت‌های ماگمایی تعلق به پرکامبرین پسین – کامبرین آغازی دارند.



شکل ۳- دو گانه بودن هم آیند های زایشی در کانسار تکنار

۲ -گونه‌های مختلفی از نامگذاری‌های سنگی با پیشوند متا (متادیوریت ، متاگرانیت و -----)عموما رخساره‌های مختلف سنگ‌های متاسماتیک هستندکه به تبعیت از فاصله نسبت به کانون متاسماتیسم و زونالیته حاصل از آن در ترکیب مینرالوژی – شیمیایی و برحسب سرشت اولیه سنگ‌های دستخوش این پدیده ، رخساره‌های گوناگون و متغیر یافته‌اند . بدین روی انتساب آنها به سنگ‌ها ماگمایی و با پیشوند (متا) نمی‌تواند منطقی باشد.

۳ -در پدیده دگرنهادی حفظ بافت و ساختار اولیه سنگ دستخوش دگرنهادی امر شناخته شده‌ای است و بدین جهت جهت‌یافتگی سنگی نه معلول دگرگونی بوده ، بلکه بافت اسلیتی قبلی در فراگرد متاسماتیسم حفظ شده است.

۴ -در این محدوده بخش بزرگی از طبقات معرفی شده با نام توف‌های نواری ، در حقیقت سریهای رسوبی ریتمی (Exhalative rhythmic) هستند که پس از پویایی آتشفشانی و در شرایط آرامش بعد از آن به واسطه بالا رفتن درجه اشباع مواد در محیط رسوبی ، تشکیل میگردند . این تیپ سنگی بارزترین ویژگی عضو سوم سازند ساغند با رخساره ریفتی در زون بافق – پشت‌بادام می‌باشد.

۵ -در این محدوده مجموعه گسترده‌ای از سنگ‌های متاسماتیت با لیتولوژی و مینرالوژی غالب کوارتز – پلاژیوکلاز – آلبیت متاسماتیت وجود دارد که از توده‌های حجیم تا رگه‌های محدود دیده می‌شود . گاهی در این منطقه با افزایش

www.SID.ir

Archive of SID

مچوریتی ، آلبیتیت ساخته شده است. در بسیاری از نوشته‌ها این مجموعه تعیین کننده مدل فلززایی با عنوان متاریولیت معرفی شده و همان موجب اندیشیدن به وجود کانه‌سازی نوع سولفید توده‌ای گشته است . ویژگی متاسماتیت‌ها Si-Na-Ca در ترکیب شیمیایی و مینرالوژی این سری کاملا با تیپ‌های شناخته شده همانندی داشته و با پندارهای پیشین تفاوت نشان می‌دهند.

۶ -کانی‌سازی محدوده را کریم‌پور و همکاران (۱۳۸۶) با مدل سولفید توده‌ای معرفی کرده‌اند و آنرا از گونه لایه‌ای قلمداد می‌نمایند که به واسطه بالا بودن مقدار منیتیت شکل‌توده‌ای یافته است . علاوه برآن، این باور در آنها وجود دارد که منیتیت در تراز بالاتر قرار گرفته و مقدار کالکوپیریت و پیریت در عمق بیشتر می‌باشد. در این مدل عدم وجود دیگر هم‌آیندهای سولفید توده‌ای نظیر پیریت – چرت – طلا ، باریت – طلا و عدم غلبه Pb-Zn به مس در محدوده توضیح داده نشده است.

۷ -در تمامی رخنمون‌ها و توده‌های کانسنگ کانی‌سازی منیتیت مقدم بر تشکیل سولفیدهای مس و آهن توده و در واقع کانی‌سازی سولفوره در فضای برشی منیتیت – کلریت همراه با کوارتز تشکیل شده است. این ویژگی بیانگر آنست که ابتداد کانسنگ منیتیت تشکیل شده و در بارکاری بعدی میزبان کانی‌سازی سولفوره شده است.

۸ -کانی‌سازی سولفوره در محدوده گسترش بیشتری از هم‌آیندی منیتیت – کالکوپیریت – پیریت نشان می‌دهد و در قرابت مکانی با نفوذی‌های پورفیری فلسیک پتاسیک جای‌گیر شده است.

۹ -درهم‌آیندهای ژئوشیمیایی مطابق نمودارها و داده‌های مندرج در مبحث ژئوشیمی دو گروه مستقل از کانه‌سازی بروز نموده که با مدل معرفی شده برای کانی‌سازی نوع IOCG همخوانی دارد.

۱۰ پدیده‌های متاسماتیسم این محدوده قرابت بسیاری با محدوده طلادار کبودان در شمال بردسکن نشان می‌دهد که در آنجا کانی‌سازی طلا در فاز متاسماتیسم Si-K-S موخر نسبت به فاز متاسماتیسم Si-Na تشکیل گردیده است.

۱۱ مطابق با مندرجات جدول شماره ۲ پدیده متاسماتیسم و دنبال شدن با ماگماتیسم فلسیک پتاسیک همانند ذاتی و سنی بسیاری با آنچه که در مناطق ناریگان و ساغند رخداده ، نشان می‌دهد . تنها تفاوت این دو فزونی یا کاستی عناصر ذاتی و غنای آنها در سیستم کانی‌سازی بوده که به صورت همایندهای مختلف تجلی یافته است.

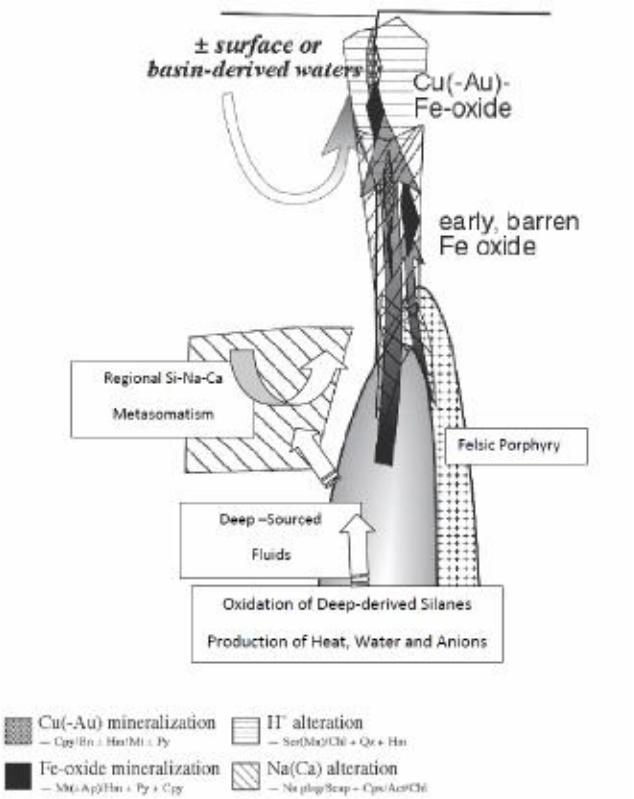
۱۲ در مقایسه با گسترش و تراکم آنومالی‌های ژئوشیمیایی ، مغناطیسی ، الکتریکی و شواهد و آثار کانه‌زایی و معدنی تمامی پتانسیل و منابع شکل گرفته در جبهه بازیک (basic front) سیستم متاسماتیسم رخداده که در آن متاسماتیسم Fe-Mg پدیده غالب بوده و غنی‌شدگی فلزات پایه منابع مناسب را برا کانه‌سازی سولفیدی مرتبط با ساب‌ولکانیک‌های فلسیک پورفیری پتاسیک فراهم ساخته است.

۱۳ براساس معیارهای مذکور کانی‌سازی در محدوده کانسار تکنار شباهت و قرابت بسیاری با کانسارها نوع IOCG نشان می‌دهد و با مدل زایشی این تیپ از کانه‌سازی‌ها قابل توجیه است . نادیده گرفتن مجموعه‌های متاسماتیسم و قلمداد کردن آنها به عنوان ریولیت ، علت اصلی تصور مدل سولفید توده‌ای برای کانه‌سازی در این محدوده بوده است. این تناقض پنداری ، در بیانات آقای دکتر سیلیتو و تردید و وی بر معرفی تیپ سولفید توده‌ای توسط زمین‌شناسان – ایرانی بخوبی دیده می‌شود.

۱۴ مدل زایشی مورد نظر برای کانی‌سزای در محدوده کانسار تکنار شباهت بسیار با آنچه که در شکل ۵ نمایش داده شده است . در این شکل منشاء سیالات بانی متاسماتیسم شورابه‌های حوضه در نظر گرفته شده است حال آنکه بر پایه پژوهش‌های نوین منشاء سیالات می‌تواند نتیجه‌ای از اکسیداسیون سیلانها (silanes) در ترازهای بالای پوسته زمین باشد که حاصل آن تولید دما ، آنیون‌های سیلیکا و آب فراوان می‌باشد . این سه مولفه سازندگان عمده یک سیستم متاسماتیسم محسوب می‌شوند .

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۵– مدل کانه زایی نوع IOCG در تکنار تحت شرایط اکسیده شدن سیلان ها، متاسماتیسم و نفوذ پورفیری فلسیک

۴-۲- یافته طلای کبودان

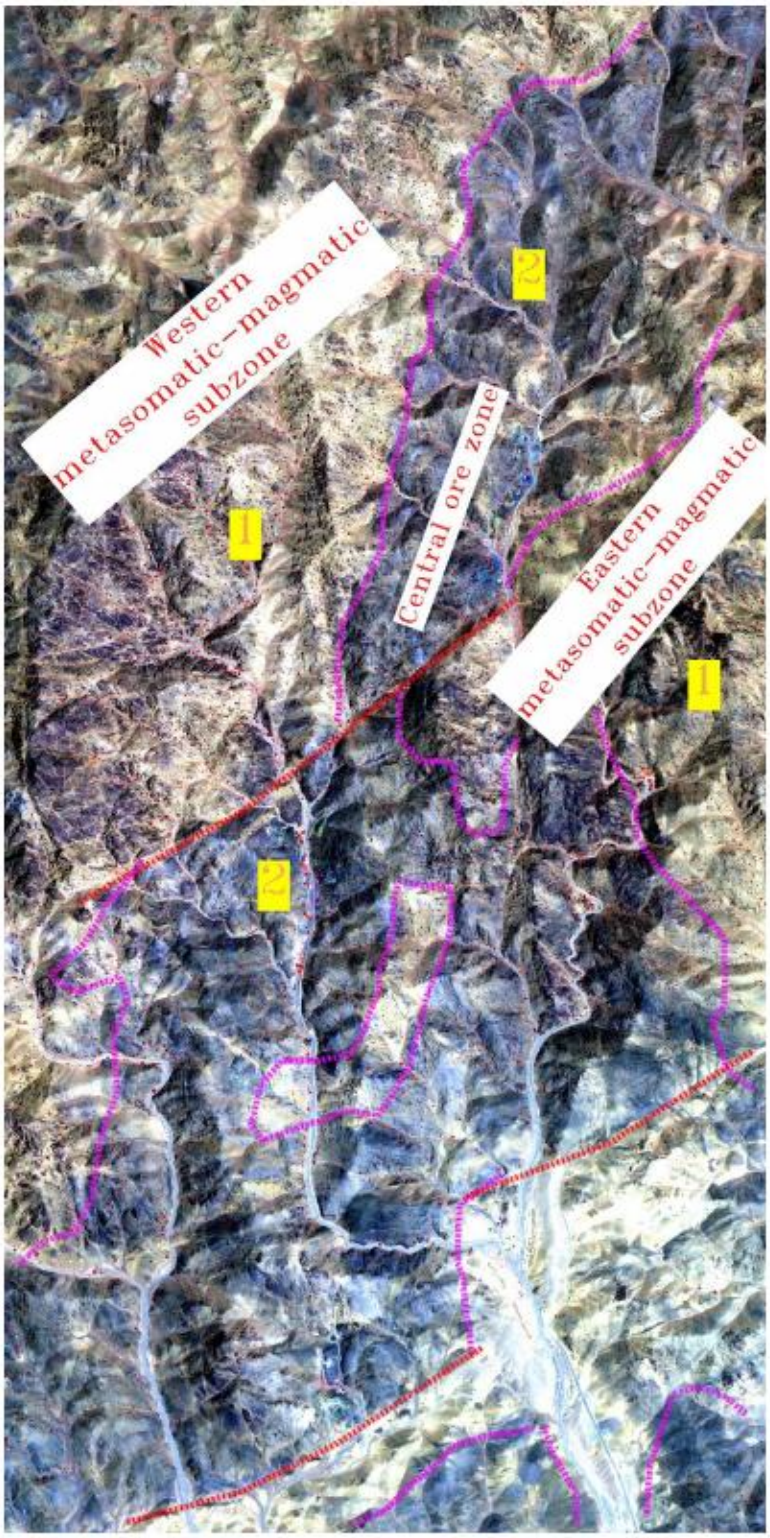
پی سنگ و پیکره زمین‌شناسی این محدوده از طبقات کهن ساخته شده که مطابق بررسی‌های مولر و والتر (۱۹۸۳) متشکل از لایه‌های پرکامبرین و طبقات پالئوزوئیک و ژوراسیک ساخته شده است (شکل ۱-۱). این مجموعه توسط توده گرانیتوئید برنورد و انشعابات آن پاره پاره گشته و در مواردی دستخوش متاسوماتیسم Si-Na-K شده است.

متاسوماتیسم عمده‌ترین دگرسانی حاکم در مقیاس منطقه‌ای و محلی است که با دو چرخه متعاقب یکدیگر یعنی ابتدا متاسوماتیسم Si-Na و سپس متاسوماتیسم K-Si قابل شناخت بوده، گرچه در جبهه بازیک (basic front) دارای ویژگی‌هایی است که متاسوماتیسم Mg و Fe را تأیید می‌کند. کانی‌سازی طلا و عناصر همراه همگان مربوط با فاز موخر متاسوماتیسم بوده و کان سازند طلا – سریسیت – سولفید را نشان می‌دهد. علاوه بر این پدیده دگرسانی و پویایی محلول‌های گرمابی نشأت گرفته از سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی متوسط تا بازیک به سن احتمالی ائوسن موجب زایش کان سازند کالکوپیریت – کوارتز شده است که در مقایسه با کانه‌سازی طلا از اهمیت و ارزش کمتری برخوردار است.

کانی‌سازی طلا بر پایه اطلاعات موجود در خور توجه بوده و از گونه کانه‌زایی‌های نوع متاسوماتیک – گرمابی به حساب می‌آید که دقیقاً از زونالیته شکل گرفته از پدیده دگرنهادی (متاسوماتیسم) تبعیت می‌نماید و متفاوت از کانه‌سازی‌های طلای نوع رگه‌ای – گرمابی جای گرفته در زون‌های گسسته و با ساختار خطی می‌باشد

www.SID.ir

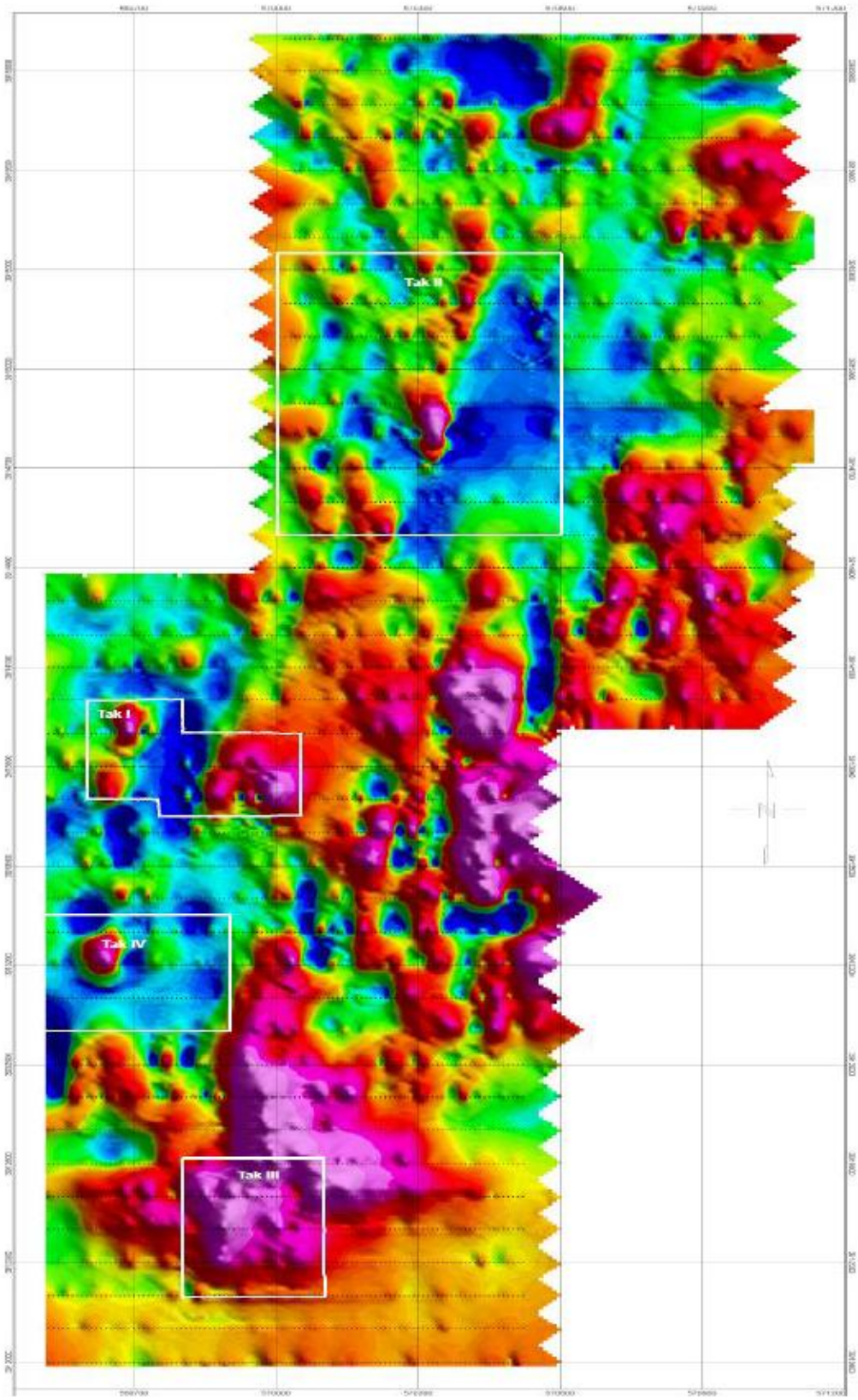
Archive of SID



شکل ۶- زون مینرالیزه با رنگ تیره (۲) در تصویر میزبان اصلی تنه های معدنی و بی هنجاری های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی است

www.SID.ir

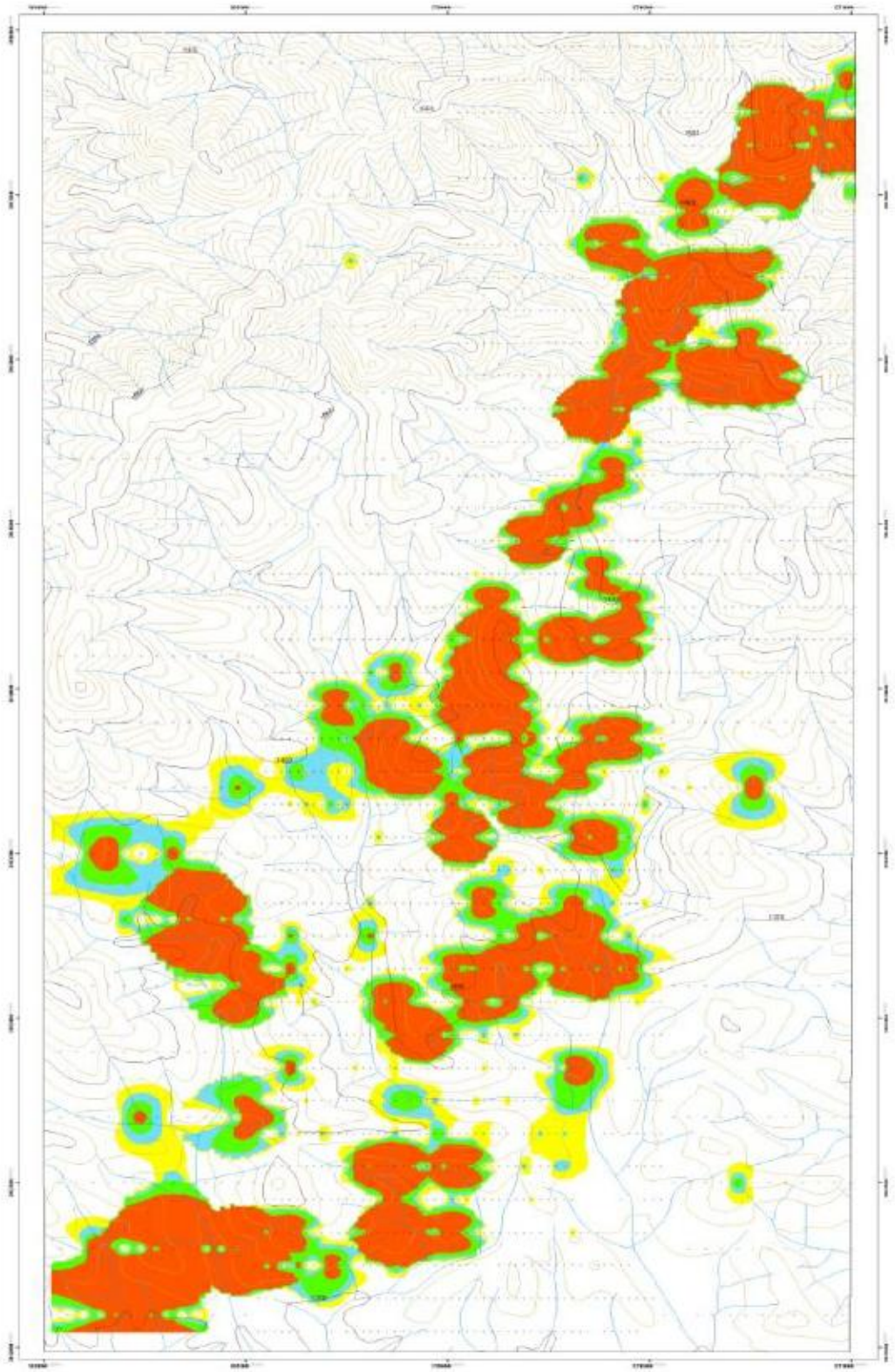
Archive of SID



شکل ۷- محل معادن با رنگ سفید مغناطیسی منطبق با کانه زایی

www.SID.ir

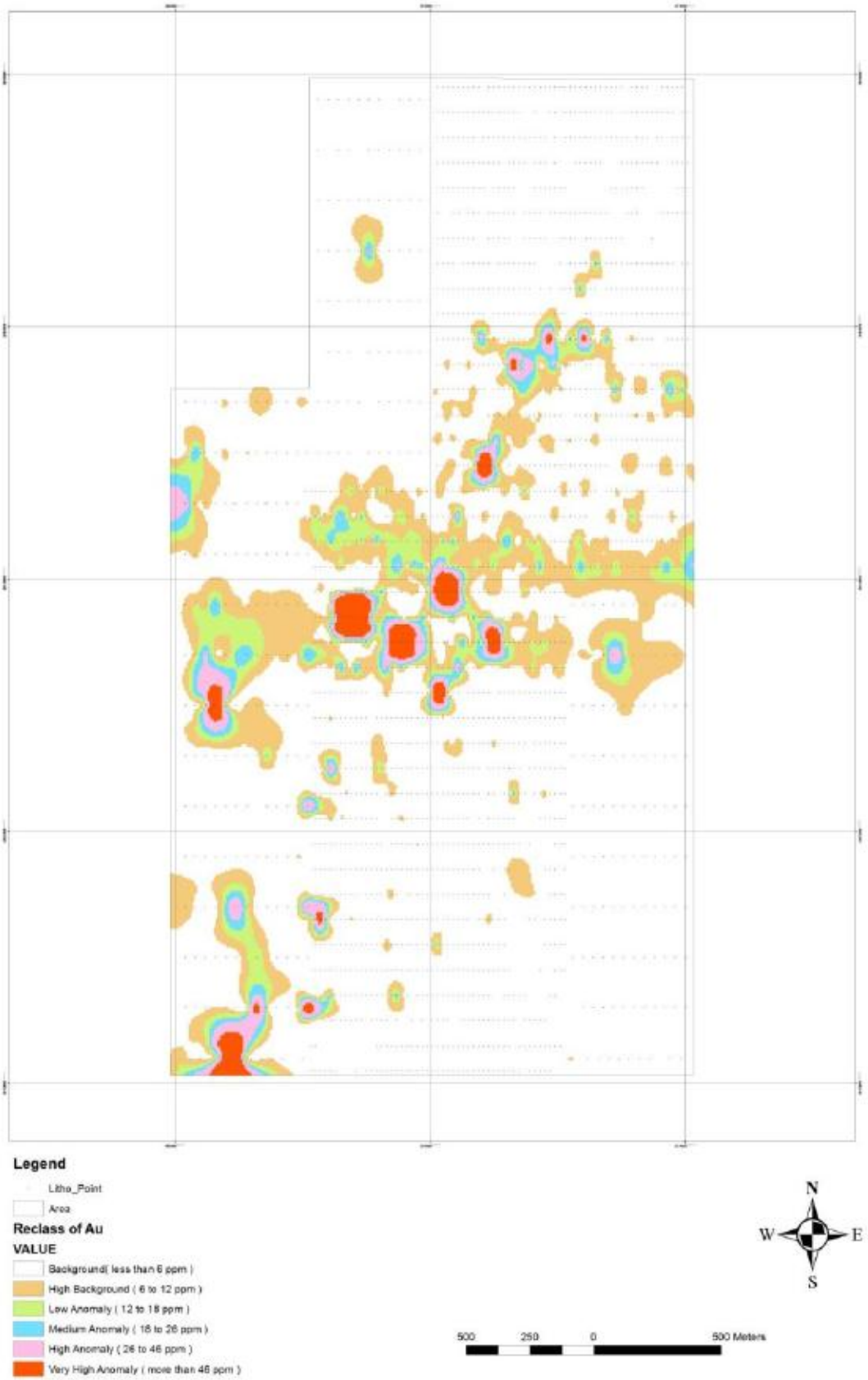
Archive of SID



شکل ۸- بی هنجاری مس در برداشت های لیتوژئوشیمی و انطباق آن با آنومالی های مغناطیسی

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۹- بی هنجاری طلا در برداشت های لیتوژئوشیمی و انطباق آن با آنومالی های مغناطیسی و مس

www.SID.ir

Archive of SID

شکل ۱۰- قرار گرفتن زون مینرالیزه با متاسوماتیسم K در بین دو کانون با غلبه متاسوماتیسم Na(کوارتز – آلبیت متاسوماتیت)

شکل ۱۱- وضعیت تبدیل و تغییر مینرالوژی از کوارتز-آلبیت متاسماتیت(C)به زون واسطه(B) و سنگ میزبان(A) ،B – زون واسطه با غلبه شدن آلبیت -کوارتز متاسوماتیت بر کوارتز متاسوماتیت واسطه ، و A – زون کوارتز متاسوماتیت واسطه که در معرض جایگزینی با رخساره B است

بارزترین و گسترده ترین پدیده متاسوماتیسم در منطقه پروژه آلبیتیزاسیون (آلبیت متاسماتیت) و کوارتزیفیکاسیون (کوارتز متاسماتیت) است که با سیمای روشن و سفید رنگ در زمینه تیره بروز نموده است. این پدیده از دو نوع ویژگی یکی به صورت کانونی به شکل هندسی مخروطی (Central- type structure) و دیگری خطی با کنترل گسستگی‌های ساختاری (linear-

www.SID.ir

Archive of SID

(structure برخوردار است و دارای زونالیته قائم و جانبی می‌باشد. مکانیسم دگرسانی کوارتز – آلبیت به عنوان یک رویکرد همزاد رخداده است. کوارتز متاسوماتیت در طلایه زون با بافت ریز و آلبیت متاسوماتیسم در قفای آن دیده می‌شود . مچوریتی سیستم متاسوماتیسم در مرکز کانون، یا مرکز همرفتی (Convection center) بالا می‌رود. کانون‌های متاسوماتیسم به صورت مجرد با ابعاد متغیر از حدود چندین ده متر یا حد سانتی متر دیده می‌شود ولی همگان از یک سیستم کلان تبعیت می نمایند. به عبارت دیگر سیستم آلبیت – کوارتز متاسماتیسم یک سیستم کلان است که خود متشکل از سیستم‌های خرد می‌باشد. این پدیده رویکردی با مکانیسم یا پالایش انتشار بوده که از طریق نفوذ (Infilteration) سیال به درون سنگ میزبان، عناصر بازیک فرو شسته ، ابتدا کوارتزو سپس آلبیت –کوارتز را جایگزین آنها می‌سازد ، ودر پایان کوارتز رگه ای در سیستم باز بوجود آمده و همه را قطع میکند.

با تکوین سیستم در فاز کوارتز– آلبیت و در دوره میرایی آن، رگه‌های کوارتزرگه ای شیری رنگ(مذکور)، بدون هر گونه کانی سازی فلزی تشکیل شده که در یک سیستم باز جای گرفته‌اند (رگه‌های کوارتز)(شکل شماره). در فرایند متاسوماتیسم Na-Si با کاهش نسبی Na در اثر تشکیل کانی آلبیت و کوارتز، مقدار نسبی K افزایش یافته و در نتیجه کانی‌های پتاسیم دار (سریسیت) همراه با کوارتز و سولفید تشکیل می‌شود .در این مرحله غنی‌شدگی طلا و کانی‌سازی آن نیز انجام شده است . این رویکرد موخر نسبت به پدیده اول بوده، از گسترش و ابعاد کمتری برخوردار است و عموما در حاشیه و کناره‌های سیستم‌های کانونی دیده می‌شود و می‌توان گفت که از مکانیسم انتشار و گرمابی با کنترل گسستگی های خطی(گسله) تبعیت می نماید(تبدیل سیستم نیمه بسته به سیستم نیمه باز). فراگرد بنیادی در چنین پدیده ای توازن ظرفیت در دو قطبی شدن (Valence dipolarization) و رفتار شیمیایی عناصر است که به صورت رفتار متضاد یا متقابل تجلی می یابد و نظام تناوبی به خود می گیرد مثل عناصر قلیایی خاکی با عناصر قلیایی، یا عناصر هر گروه با یک دیگر مانند Rb-Sr، Ca-Mg، Na-Kو(Ca-Mg) با(Na-K) و نظایر آن. این رویکرد تابع پویایی سیستم و میزان حضور عناصر یا درجه اشباع (Saturation) است که از روند سینوسی تبعیت می نماید. در چنین وضعیتی زایش کوارتز عموما زمانی رخ می‌دهد که Na یا K فعال نبوده و میزان غنای آن‌ها در تعادل باشد. رویکردها و محصولات دگرسانی تابع وفور عناصر و میدان پایداری (Field stability) هر یک در دامنه تغییرات مولفه‌های شاخص ژئوشیمیایی، فراوانی عناصر یا صفات فیزیکو – شیمیایی (pH و Eh) و حرارت است.

شناخت و تیپ بندی دگرسانی‌ها در زمان برداشت زمین شناسی و نمونه برداری‌ها، صورت گرفته و بر مبنای آن دگرسانی‌های اصلی در محدوده پروژه به سه تیپ تفکیک شده است:

- دگرنهادی کوارتز – آلبیت
- دگرسانی کوارتز – مسکویت – سولفید
- دگرسانی کلریت – اپیدوت

که از آن میان گسترده ترین، شدیدترین و بارزترین آن‌ها دگرسانی آلبیت – کوارتز می‌باشد. این تیپ بر حسب درجه مچوریتی، تراز رخنمون و سیستم شکل گیری (خطی یا مرکزی) متفاوت بوده و رخساره‌های از نوع کوارتز، میکروکلین – آلبیت، آلبیت – کوارتز، کوارتز – آلبیت و کوارتز متاسوماتیت دارد. برای تایید و کنترل تیپ دگرسانی‌ها علاوه بر مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌هایی نیز برای شناسایی کانیها به روش پراش اشعه ایکس (XRD) ارسال و بررسی شده است. نتایج حاصل از این بررسی‌ها در جدول شماره ۳ درج گردیده و رخساره‌های تشخیص داده شده در برداشت میدانی، تایید گردیده است. دگرسانی نوع کوارتز– مسکویت – سولفید دومین و از نظر کانی سازی طلا مهم ترین پدیده دگرسانی در محدوده طرح بوده که غنی شدگی طلا را به همراه دارد. این تیپ دگرسانی از نوع کوارتز – مسکویت یا K-Si متاسماتیت است که موخر نسبت به متاسوماتیسم Si-Na بوده و با سولفید آهن، گاهی مس همراهی می‌شود و در حقیقت دگرسانی مرتبط با کانه‌سازی و تمرکز طلا محسوب می‌شود. کانی‌های سولفوره (احتمالا پیریت) اکسیده شده و امروزه فقط بقای آنها قابل دید است. کانی‌سازی مس

www.SID.ir

Archive of SID

نسبت به رخدادهای مذکور فاز موخر بوده و احتمالا جوانتر می‌باشد.در جدول شماره ۲-۲- نتایج آنالیز و مقادیر طلا و دگرسانی مرتبط با آن‌ها نیز نشان داده شده است. مطابق این جدول، وابستگی کانه‌سازی فلزی، به ویژه طلا با متاسوماتیسم Si-K (دگرسانی کوارتز- مسکویت – سولفید) تایید شده است. بر این اساس تنها معیار قابل تشخیص (Critical Recognition Criteria)(CRC) کانه‌سازی طلا این تیپ دگرسانی می‌باشد و می‌تواند عملیات اکتشافی را هدایت نماید. سومین نوع دگرسانی از نوع کوارتز – کلریت – اپیدوت و اصولا دگرسانی پروپیلیتی است که ارتباط ذاتی با دو تیپ مذکور در بالا نداشته و کاملا مستقل از آن‌ها عمل کرده است. این تیپ دگرسانی فرآیندی از ماگماتیسم احتمالا ترشیر به حساب می آید و با کانه‌سازی مس همراهی می‌شود که نتوانسته پتانسیل بالقوه ای از کانی سازی طلا را تدارک نماید.

جدول شماره ۳ – نتایج مینرالوگرافی XRD و آنالیز Au در نمونه‌های دگرسان و متاسوماتیت

Sample no.	Major phase (s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)	Au(ppb)
85-BS06	Quartz, orthoclase	Calcite	Chlorite, muscovite	6
85-BS09	Quartz, albite, orthoclase	-	-	133
85-BS19	Albite, quartz	-	-	5
85-BS23	Quartz	Montmorillonite, goethite	Albite	8
85-BS29b	Albite, Quartz	-	-	0
85-BS33a	Quartz, microcline, albite	-	-	2
85-BS34b	Orthoclase	Muscovite	-	50
85-BS44b	Albite, quartz	-	-	7
85-BS47	Albite ,quartz	-	-	-
85-BS48a	Quartz	Albite-Chlorite	-	0
85BS64	Albite, quartz	-	-	18
85BS72	Albite, quartz,chlorite	-	-	0
85BS75	Quartz	muscovite	-	10100

بحث و نتیجه گیری

سرزمین تازه شکل گرفته و جوان در پرکامبرین پسین همانند دیگر بخش‌های سرزمین گندوانا دستخوش خیزش آستنولیت، به عنوان فرآیندی از ماگماتیسم ناشی از جبه غنی شده[۹] گردیده و پدیده پویایی تکتونو – ماگمایی[۱۰] در آن رویداده است. نماد این رخداد تشکیل ریفت پرکامبرین (سامانی و همکاران ۱۳۷۲، سامانی ۱۳۷۱، ۱۳۶۴، Samani 1984, 1985, 1988a, b, 2003) بوده که همراه با ماگماتیسم دوگانه، سریهای ریفتی، تفریق کمپلکس‌های اولترابازیک – قلیایی و تشکیل منابع و کانسارهای منیتیت، منیتیت – آپاتیت، آپاتیت و دگرنهادی مجاورتی (فنیت‌زایی) و دایکهای کربناتیت – متاسماتیت (سامانی ۱۳۶۴) شده است.

- تعیین سن ایزوتوپی U-Th-Pb, Nd-Sm روی کانی‌های زیرکن و ایزوتوپهای پایدار $Sr87/Sr86$ وابستگی ذاتی، مکانی و زمانی بین زایش این منابع را با ماگماتیسم نشئت یافته از جبه در زمان تکوین ریفت اصلی نشان می‌دهد

www.SID.ir

Archive of SID

(1990, 1992a, 1992b . سامانی ۱۳۷۷).

- سازند ساغند (سامانی ۱۳۷۱) به عنوان ردیف سنگ چینه‌ای همزاد و میزبان کانسارهای ماگماتوژن مناسب‌ترین واحد زمین‌شناسی میزبان کانسارهای مورد اشاره بوده که عموماً سازندگان آن از عناصر سیدروفیل می‌باشد که با عناصر نادر خاکی و گاه توریم ونیوبیوم همراهی می‌شود. در این تیپ کانی‌سازی نسبت توریم به اورانیم بسیار بالا بوده، اما از تناژ و ذخیره قابل توجهی برخوردار نمی‌باشد.

- کانسارهای منیتیت، منیتیت – آپاتیت و آپاتیت نتیجه تفریق از مذاب ماگمایی با هاله دگر نهادی از آمفیبول(ترمولیت، اکتینولیت)، آلبیت و پلاژیوکلاز با سریهای تفریق ماگمایی از پیروکسنیت تا سینیت است که تشکیل تنه‌های معدنی به آخرین مرحله تفریقی آن تعلق دارد. این کانسارها و تنه‌های معدنی به شکلهای استوک و دایک، گدازه و استوک و رگه‌های منیتیت با روباره آپاتیت در گدازه و بروز آپاتیت بصورت بلور و رگه در سقف و کناره‌ها و یا گسستگی‌های درون سری‌های تفریقی دیده می‌شود. تنه‌های معدنی نوع استوک، دایک و استوک ورک در چغارت، لکه سیاه، اسفوردی و سه چاهون از این گونه بوده، حال آنکه در کانسارهای چادرملو و میشدوان ویژگی‌های ولکانوژنیک غلبه دارد. علاوه بر دو گونه کانه سازی مذکور، در سازند ساغند و بخصوص در عضوهای چهارم و پنجم لایه‌هایی از پیروکلاستیت‌های منیتیت دیده می‌شود (منطقه ساغند) که در فراگرد متاسماتیسم می‌تواند منجر به تشکیل کانسارهای نوع متاسماتیت گردد.

- کانسارهای نوع متاسماتیت سنگ آهن به هنگام تشکیل کانه‌های متاسماتیسم Si روی می‌دهد که رویکرد آن بوجود آمدن مجموعه‌های متاسماتیت از کوارتز – میکروکلین – آلبیت (لوکومتاسماتیت یا هم ارز آن گرانیت زریگان) در مرکز و تبدیل آن به رخساره‌های پلاژیوکلاز – ترمولیت – اکتینولیت – آمفیبول – آپاتیت متاسماتیت، اپیدوت – آمفیبول متاسماتیت، میکا – اسکاپولیت – متاسماتیت، میکا – آلبیت متاسماتیت، آلبیت – آمفیبول متاسماتیت، تالک – سرپانتین – منیتیت – متاسماتیت و کلریت – فلوگوپیت متاسماتیت می‌باشد. کوارتز آخرین و قدرتمندترین کانی حاصل از متاسماتیسم است که جایگزین کانی‌هایی مثل ترمولیت – اکتینولیت و آپاتیت می‌شود. در این تیپ متاسماتیسم از مرکز به حاشیه، عناصر Fe, Mg, Ca فزونی یافته و جبه (طلایه) بازیک بوجود می‌آید. دراین تغییرات عناصر موجود در سازند ساغند یعنی Th, U, P, REE_{Ce}, Ti, Fe و کمیاب از درون کانون به پیرامون بازیک منتقل شده و کانی‌سازیهای آپاتیتیت، منیتیت، U-Th-REE_{Ce}-Ti-Fe بوجود می‌آید که شاخص‌ترین وجود آن در حوزه معدنی ساغند، زریگان، بخش‌هایی از ناریگان و حوالی چادرملو دیده می‌شود. این گروه از کان سازندها عمده‌ترین منابع نوع متاسماتیت برای عناصر P, Th, U, Ti, REE را می‌سازد که در آنها نسبت توریم به اورانیم در حدود یک می‌باشد . در این تیپ کانی‌سازیهای رادیواکتیو بصورت شدیداً غنی از توریم نیز بوجود می‌آید (منطقه ناریگان) که خود نوعی هماهنگی بافزونی Si دارد. فراوان‌ترین کانیها شامل آلانیت، چوکینیت، برانریت، توریت، دیویدیت، توریانیت، لانتانیت و ... است.
- کانی‌سازی اورانیم آلبیتیت یا تکتونومتاسماتیت سومین گام کانی سازی اورانیم (نوع اوکراین) و اورانیم – توریم (نوع زریگان) می‌باشد که مشخصات آن در مبحث کانسارهای نوع آلبیتیت معرفی خواهد شد که از عمده‌ترین منابع نوع دگرنهادی اورانیم در زون بافق – ساغند به شمار و نمونه بارز آن یافته چاچوله است .
- چهارمین گام زایش اورانیم همراه فلزات As,Co, Mo و در پاره ای موارد Cu, Ag, Au در زمان آغازکامبرین و همراه با ماگماتیسم اسیدی (دیوریت پورفیری، ریولیت پورفیری و...) روی و از گامهای اصلی تشکیل کانسارهای

www.SID.ir

Archive of SID

گرمابی – رگه‌ای است که در آن کان سازندهای اورانینیت همراه با سولفیدها رخداده و دگرسانی هیدرولیتی – پتاسیم آنها را همراهی می‌نماید. این گام کانه‌سازی در متالوژنی نوع Fe-Oxide (-U-Cu-Au) در بسیاری از حوزه‌های معدنی و کانسارها گزارش گردیده و آنها را فرآیند یک سیستم شناخته‌اند اگرچه در جایگاه ژئودینامیکی مشابهی جای دارند ولی سرشت ماگمایی، همزادی کان سازند و سن، تفاوت داشته و از فراگرد تکوینی متفاوتی بوجود آمده‌اند.

– با توجه به یافته‌های اخیر درباره ترکیب هیدریدی هسته زمین (*Larin*,1991) و سیال بودن هسته خارجی‌گوی زمین (*Letnikov*, 2001) چنین پنداشته می‌شود که به واسطه شکل‌گیری کلاله جبه[11] در اثر نفوذ و تصعید سیالات هیدریدی و از جمله سیلانها $Si_nH_2n^{+2}(SiH_4, Si_2H_6, ...)$ هیدروکربورها، ژرمانیدها و ... متاسماتیسم جبه و غنی شدگی آن با انباشت این سیالات رخداده و در نتیجه منجر به تشکیل لکه‌های داغ جبه[12] و کمپلکس‌های ماگمایی اولترابازیک – قلیایی شده است که به عنوان پیش درآمد و طلایه آن در حدود ۸۰۰–۸۵۰ میلیون سال به پوسته زمین رهیافته و منجر به تشکیل آستنولیت و در پی آن ریفت اصلی و تشکیل مجموعه‌های ماگمایی – متالوژنی مربوطه گردیده است. به دنبال این رخداد و تخلیه سیستم کمپلکس‌های ماگمایی طلایه از آستنولیت مربوطه، سیالات صعودی از هسته به تراز پوسته رسیده و با اکسیده شدن موجب فزونی حرارت، افزوده شدن آب و ایجاد آنیونهای Si گردیده که بهمراه پویایی سیالاتی پیرامونی (شورابه‌های ریفت و آبهای شور سازندی) و تشکیل سیستم‌های ولکانو – پلوتونی شده است. نتیجه آن بوجود آمدن پورفیریها و وابسته‌های آتشفشانی و هیدروترمال مرتبط با آنها بوده است. این گام از کانی‌سازی اورانیم دارای استعداد تشکیل کان سازندهای اورانینیت بهمراه مولیبدنیت، کبالتیت ،طلا،مس، و... که رویکرد آن در کانسارهای شماره یک و دو ساغند، یافته ناریگان و بی‌هنجاری پرتوزای اورانیم سه چاهون، کانسار تکنار، و یافته طلای کبودان دیده می‌شود و به عنوان چرخه فلززایی نوع IOCG-(U,Mo,Co,Pb,Zn,REEY) در پان آفریکن ایران مطرح است.

فهرست منابع

ALA M.A. 1974. Salt diapirism in southern Iran. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 58, 9, 1758-770.

Al-Siyabi, H. A., 2005, Exploration history of the Ara intrasalt carbonate stringers in the South Oman salt basin: GeoArabia (Manama), v. 10, p. 39-72.

Amthor, J. E., Grotzinger, J. P., Schroeder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W., and Matter, A., 2003, Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman: Geology (Boulder), v. 31, p. 431-434.

BÖCKH H. de, LEES G.M. and RICHARDSON F.D.S. 1929. Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges. In Gregory J.W. (ed.): The structure of Asia, 58-176. Methuen. London.

BÖCKH H. de, LEES G.M. and RICHARDSON F.D.S. 1929. Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges. In Gregory J.W. (ed.): The structure of Asia, 58-176. Methuen. London.

BOSÁK P., SPUDIL J., SULOVSKÝ P. and VÁCLAVEK V. 1993. Regional Geological Reconnaissance of Salt Plugs in the eastern Zagros. Final Report. MS, GMS, 1-190+1-254. Praha.

۱- Mantle Plume 2 - Mantle hot spot

www.SID.ir

Archive of SID

BOWRING S. A, GROTZINGER J. P., CONDON D. J., RAMEZANI J., NEWALL M. J., and ALLEN P. A., 2007, Geochronologic Constraints On The Chronostratigraphic Framework Of The Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate Of Oman, American Journal of Science.

Brasier, M., McCarron, G., Tucker, R., Leather, J., Allen, P. A., and Shields, G. A., 2000, New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman: Geology (Boulder), v. 28, p. 175-178.

Burns, S. J., and Matter, A., 1993, Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 86, p. 595-607.

Clarke, M. W. H., 1988, Stratigraphy and rock-unit nomenclature in the oil-producing area of interior Oman: Journal of Petroleum Geology, v. 11, p. 5-59.

David L.H.,Pehrsson S.,Egliington B.M.,and Zaw K.,2010,The Geology and Metallogeny of Volcanic – Hosted Massive Sulphide Deposits: Variat,ions through Geologic Time with Tectonic setting.Economic Geology,v.105,no.1,pp.571-591

DAVOUDZADEH M. 1990. Some dynamic aspects of the salt diapirism in the Southern Iran. Proc. Symp. on Diapirism with Special Reference to Iran, 2, 97-107. Geol. Surv. Iran. Tehran.

FÜRST M. 1976. Tektonik und Diapirismus der östlichen Zagrosketten. Z. dtsch. geol. Ges., 127, 183-225.

GANSSER A. 1960. Über Schlammvulkane und Salzdome. Vjrschr. Naturforsch. Gesel. Zürich, 105, 1, 1-46.

Gansser A., 1960. Über Schlammvulkane und Salzdome. - Vjrschr. Naturforsch. Gesel. Zürich, 105, 1, 1-46. Zürich.

Gorin, G. E., Racz, L. G., and Walter, M. R., 1982, Late Precambrian-Cambrian sediments of Huqf Group, Sultanate of Oman: AAPG Bulletin, v. 66, p. 2609-2627.

HARRISON J.V. 1930. The geology of some salt plugs in Laristan (southern Persia). Quart. J. Geol. Soc. London, 86, 4, 463-522.

HARRISON J.V. 1931. Salt domes in Persia. J. Inst. Petrol. Technol., 17, 9, 300-320.

HAYNES S.J. and MCQUILLAN H. 1974. Evolution of the Zagros Suture Zone, southern Iran. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 5, 739-744.

HIRSCHI H. 1944. Über Persiens Salzstöcke. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 24, 1, 30-57.

Immerz, P., Oterdoom, W. H., and El Tonbary, M., 2000, The Huqf/Haima hydrocarbon system of Oman and the terminal phase of the Pan-African Orogeny; evaporite deposition in a compressive setting: GeoArabia (Manama), v. 5, p. 113-114.

JACKSON M.P.A. and TALBOT C.J. 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. Geol. Soc. Amer. Bull., 97, 3, 305-323

Karimpour M.H., A. Malekzadeh Shafaroudi,2005,Taknar Polymetal (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) Deposit: A New Type Magnetite-Rich VMS Deposit, Northeast of Iran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 16(3): 239-254

KENT P.E. 1958. Recent studies of south Persian salt plugs. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 42, 12, 2951-2979.

KENT P.E. 1970. The salt of the Persian Gulf region. Trans. Leics. Lit. Philos. Soc., 64, 56-88.

KENT P.E. 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. J. Petrol. Geol., 2, 2, 117-144.

KENT P.E. 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. J. Petrol. Geol., 2, 2, 117-144.

Knuckey, M.J., and J.J. Watkins, 1982; The geology of the Corbet massive sulphide deposit, Noranda district, Quebec ; Canada, in Precambrian sulphide Deposits , R. W. 4.Hutchinson . C. 4.D., Spence and J.M. Franklin eds., Geological Association of Canada , Special paper 25 , P. 297-317

Knuckey , M.J., C.D.A. Comba and G. Rivertin , 1982; Structure, metal Zoning and alteration at the Millnbach deposit, Noranda , Quebeck , in Precambrian ,

KING W.B.R. 1930. Notes on the Cambrian fauna in Persia. Geol. Mag., 67, 793, 316-327.

www.SID.ir

Archive of SID

KING W.B.R. 1937. Cambrian trilobites from Iran (Persia). Mem. Geol. Surv. India, Palaeontol. Indica, n.s., 22, 5, 1- 22. Calcutta. (n.v.)
KING W.B.R. and FALCON N.L. 1961. Cambrian of Persia. Proc. Int. Geol. Congr., 20th Sess., Sect. 3, 410-413. Mexico City.
LADAME G. 1945. Les ressources métalliferes de l'Iran. Schweizer. mineral. petrogr. Mitt., 25, 166-303.
Le Guerroue, E., Allen, P., and Cozzi, A., 2005, Two distinct glacial successions in the Neoproterozoic of Oman: GeoArabia (Manama), v. 10, p. 17-34.

Leather, J., Allen, P. A., Brasier, M. D., and Cozzi, A., 2002, Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny; evidence from the Fiq Glaciation of Oman: Geology (Boulder), v. 30, p. 891-894.
LEES G.M. 1927. Salzgletcher in Persien. Mitt. Geol. Gesel. Wien, 20, 29-34. Wien.
Lees G.M., 1927. Salzgletcher in Persien. - Mitt. Geol. Gesel. Wien, 20, 29-34. Wien.
Lindenberg H.G. and Jacobshagen V. ,1983, Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran, Khorasan, GSI. Rep. No. 51, p. 145-163.
Loosveld, R. J. H., Bell, A., and Terken, J. J. M., 1996, The tectonic evolution of interior Oman: GeoArabia (Manama), v. 1, p. 28-51.
Lydon J.W., 1984; Ore Deposit Model – 8. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, part I: A Descriptive Model ; Geoscience Canada, Vol.11, Number 4,pp.195-202
McCarron, M. E. G., ms, 2000, The sedimentology and chemostratigraphy of the Nafun Group, Huqf Supergroup, Oman: Oxford, England, University of Oxford, Ph. D. thesis, p. 181.
PATRICK J. WILLIAMS،MARK D. BARTON, DAVID A. JOHNSON,LLUÍS FONTBOTÉ, ANTOINE DE HALLER,GEORDIE MARK, NICHOLAS H.S. OLIVER,and ROBERT MARSCHIK;2005; Iron Oxide Copper-Gold Deposits:Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin,Economic Geology, pp. 371–405
PILGRIM G.E. 1908. The geology of the Persian Gulf and the adjoining portion of Persia and Arabia. Mem. Geol. Surv. India, 34, 4, 1-177.
Pilgrim G.E., 1908. The geology of the Persian Gulf and the adjoining portion of Persia and Arabia. - Mem. Geol. Surv. India, 34, 4, 1-177. Calcutta.
PLAYER R.A. 1969. The Hormuz Salt Plugs of southern Iran. MS, PhD. Thesis, 300 pp. Reading Univ. Reading. (n.v.)
Razzaghmanesh B., 1968, Die Kupfer-Blei-Zink-Erzlagerstatten von Taknar und ihr geologischer Rahmen (NE-Iran). Diss. Aachen, 131 p, Aachen.
RICHARDSON R.K. 1926. Die Geologie und die Salzdome in südwestlichen Teil des Persischen Golfes. Verh. nat. hist. Ver. Heidelberg., n.F., 15, 1-49. Heidelberg.
RICHARDSON R.K. 1928. Weitere Bemerkungen zu der Geologie und der Salzaufbrüchen am Persischen Golf. Centralbl. Mineral. Geol. Palaeontol., Abt. B., 13, 43-49. Stuttgart.
Rivertin G., and C.J . Hodgson , 1980; Wall-rock alteration at the Millubach Cu-Zn mine , Noranda, Quebec , Economic Geology , V.75, P.424-444
SAMANI B.A. 1981a. Geological review of the salt plugs on Gachin and Qalat-e Bala (Bandar Abbas region). MS, AEOI Internal Rep., 91, 1-10. Tehran.
SAMANI B.A. 1981b. Precambrian geology in Iran, Oman and Zhofar. MS, AEOI Internal Rep., 85. Tehran.
SAMANI B.A. 1981c. Report on observations of salt plugs Gachin and Qalat in Bandar Abbas area and review on geology of salt plugs in that area. MS, AEOI Internal Rep. No. 91. Tehran.
SAMANI B.A. 1983. A discussion to the "A review of radioactive elements and uranium mineralization in the Iranian salt plugs (Gachin and Qalat-e Bala)". MS, AEOI Sci. Bull., Fall 1983, 3, 96-99. Tehran.
SAMANI B.A. 1988a. Metallogeny of the Precambrian in Iran. Precambrian Res., 39, 85-106.

www.SID.ir

Archive of SID

SAMANI B.A. 1988b. Recognition of uraniferous provinces from the Precambrian in Iran. Krystalinikum, 19, 147-165.
SAMANI B.A. 1990. Formational pecularities of the Late Precambrian- Cambrian strata in Middle East, Problem of tillites and salt formation. Proc. Symp. on Diapirism with Special Reference to Iran, 2, 357-380. Geol. Surv. Iran. Tehran.
Sangster . D. F., 1980b; Quantitative Characteristics of Volcanogenic massive sulphide deposits:1.Metal content and size distribution of massive sulphide deposits in volcanic centres: CIM Bulletin, V.73,PP.74-81

Schroeder, S., Grotzinger, J. P., Amthor, J. E., and Matter, A., 2005, Carbonate deposition and hydrocarbon reservoir development at the Precambrian-Cambrian boundary; the Ara Group in south Oman: Sedimentary Geology, v. 180, p. 1-28.
STÖCKLIN J. 1961. Lagunäre Formationen und Salzdome im Ostiran. Eclogae Geol. Helv., 52, 1-27.
STÖCKLIN J. 1968a. Salt deposits of the Middle East. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 88, 15, 1-81.
STÖCKLIN J. 1968b. Structural history and tectonics of Iran: A review. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 52, 7, 1229-1258.
STÖCKLIN J. 1971. Stratigraphic Lexicon of Iran, Part I. Geol. Surv. Iran, Rep., 18, 1-283.
STÖCKLIN J. 1972. Iran central, septentrional et oriental. Lexique stratigr. Int., III, 9b, 283 pp. Paris.
STÖCKLIN J. 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In BURK C.A. and DRAKE C.L. (ed.): The geology of continental margins, 873-877. Springer. New York.
STÖCKLIN J. 1976. The Vendian-Lower Cambrian salt basins of Iran, Oman and Pakistan, stratigraphy, correlation, paleogeography. Sci. Terre Mém., 47, 329-345. (n.v.)
STÖCKLIN J. 1977a. Stratigraphic Lexicon of Iran, Part I. 2nd Ed. (reprint) Geol. Surv. Iran, Rep., 18, 283 pp. Tehran.
STÖCKLIN J. 1977b. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. In: Livre a la memoire de Albert de Lapparent (1905-1975). Mem. hors- Ser. No 8. Soc. Geol. France, 333-353.
Tavernier J.B., 1642. Les six voyages de Jean Baptiste Tavernier en Turquie, en Perse, et aux Indes. Pt. 1, livre 5. Paris.
TRUSHEIM T. 1974. Zur Tektogenese der Zagros-Ketten Süd- Irans. Z. dtsch. geol. Ges., 125, 1, 119-150.

- مجموعه گزارش های تهیه شده توسط کریم پور و همکاران ۱۳۸۶، گزارش های شرکت توسعه علوم زمین، گزارش ها و نقشه های شرکت احیای خراسان، و فایل های قدیمی معدن
- کریم‌پور ، حیدریان ، رحیمی و مظاهری،۱۳۸۶؛ گزارش اکتشاف تکمیلی در محدوده معدنی تکنار (محدوده‌های تکنار III,II)
- سامانی، بهرام، ۱۳۶۸- پدیده‌های زمین‌شناسی و کانی سازی اورانیوم در منطقه ساغند (ایران مرکزی) مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد – وزارت معادن و فلزات، صفحات ۱۹۰ تا ۲۳۳.
- سامانی، بهرام، ۱۳۷۲- زمین شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه نگاری، ماگماتیسم و دگرگونی - فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰، صفحات ۶۶۳-۴۰.
- سامانی، بهرام، ۱۳۷۷- متالوژنی پرکامبرین در ایران (بخش اول) – نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۱۷، صفحات ۱۶-۱.
- سامانی، بهرام، ۱۳۸۱- متالوژنی کانسارهای آبزاد در ایران، گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

www.SID.ir