

# مطالعه کانهزایی کانسار مس جیان، استان فارس، با استفاده از دادههای پتروگرافی و ژئوشیمیایی

محمدعلى رجبزاده\*، سهيلا اسماعيلى

بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۲/۳۱، پذیرش: ۱۳۹۱/۷/۲۴

#### چکیدہ

واژههای کلیدی: کانهزایی، مس جیان، پتروگرافی، ژئوشیمی، استان فارس.

## مقدمه

با توجه به تنوع کانسارهای مس، بررسی نحوهٔ تشکیل و محیط زایشی آنها در پیجویی نهشتههای معدنی مس و بهرهبرداری از این ذخایر اهمیت فراوانی دارد. مجموعه سنگهای آتشفشانی-رسوبی کمپلکس سوریان از پهنه سنندج-سیرجان بهصورت نوار باریکی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق به موازات دره بوانات در شمال شرق استان فارس رخنمون دارد. وجود سربارههای ذوب و آثار گسترده شدادی به همراه آثار کانهزایی مس، روی و نقره در جنوب غرب و جنوب شرق *شهر سوریان* نشانگر سابقه و رونق معدن کاری در زمانهای قدیم در این منطقه است. از طرحها و تحقیقات متعددی که با اهداف پیجویی و تعیین منشأ مس، سرب، روی و باریت در منطقه بوانات صورت گرفته می توان به

کارهای اویسی و یوسفی (۱۳۷۵) و هچنین تقی پور (۱۳۷۹) و موسیوند (۱۳۸۲) در قالب پایاننامههای کارشناسی ارشد اشاره کرد [۱، ۲ و ۳]. بر اساس این مطالعات منشأ متفاوتی برای کانهزایی فلزات در منطقه بوانات و اغلب با تأکید بر پتروگرافی ارائه شده و به مطالعه دقیق ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی و رسوبی دگرگونشده محدوده مس جیان پرداخته نشده است. با توجه به این که در مناطقی که متحمل دگرگونی و دگرسانی متعددی شدهاند، دادههای ژئوشیمیایی با تأکید بر عناصر نامتحرک از پایههای اساسی بررسی منشأ نهشتههای معدنی می باشند، این مقاله با هدف ارائه الگویی از چگونگی تشکیل این نوع کانسار بر اساس داده های پتروگرافی به همراه نتایج ژئوشیمیایی بر روی نمونههای معدنی و سنگهای میزبان تهیه شده است.

روش مطالعه

روی سنگ مرمر اسپاریتی-میکاشیستی مربوط به کمیلکس توتک با سن دونین بالایی-کربونیفر زیرین قرار می گیرد. بر اساس پیشینه زمین دینامیکی پهنه سنندج-سیرجان، منطقـه مورد مطالعه در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک حوضه سکویی حاشیه قارهای و کششی بوده که با رخداد نازکشدگی پوستهای در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است. اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی در پهنه سنندج - سیرجان با یدیده کافتش و نهشت کربناتها ،گدازههای بالشی و برشهای همزمان با رسوبگذاری مشخص میشود کے نشانگر رژیم زمینساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس است [۴ و ۵]. مجموعه گسلها در محدوده معدنی در دو مقیاس و با روندهای متفاوت عمل کردهاند. گسلهای بزرگ مقیاس دارای امتداد NW-SE به موازات امتداد عمومی زاگرس میباشند. گسل تراستی بزرگ سوریان در بخش شمالی محدوده معدنی در مرز بین پهنه سنندج- سیرجان و ایران مرکزی و گسل بزرگ جیان لبه کمشیب یک گسل قاشقی با ساز و کار انقباضی است که مرز بین پهنه سنندج- سیرجان با زاگرس خردشده را مشخص میکند [۶ و ۷]. گسلهای کوچک مقیاس دارای امتدادهای مختلفی هستند که از روند کلی منطقه پیروی نمی کنند (شکل۱). سنگهای متابازالتی اغلب در بخشهای میانی و بالایی كمپلكس سوريان همراه با ميان لايـههايي از ميكاشيست و کوارتز-کلریت شیست دیده میشوند. کانهزایی مـس اغلـب در بخشهای فوقانی واحدهای سنگی میانی و بالایی کمپلکس سوریان اتفاق افتاده است؛ نظیر نهشتههای مس دیده بانکی، مزایجان، بنو و چیر که نشان میدهند کانهزایی مس در کمپلکس سوریان به افقهای خاصی محدود میشود [۸]. کانهزایی مس همراه با فعالیتهای هیدروترمالی بوده اند که به دنبال افزایش شدت فعالیتهای آتشفشانی در منطقه ایجاد شدهاند. این افزایش فعالیتهای آتشفشانی در واحدهای سـنگی بخشهای میانی و بالایی کمپلکس سوریان با افزایش میزان متابازالت نشان داده می شود که بیانگر رابطه مستقیم بین ولكانيسم و كانهزايي است. بخـش بـالايي واحـد متابـازالتي در منطقه کانهزایی مس جیان با افزایش میزان سنگهای کوارتز-کلریت شیست و کلریت- مسکویت شیست همراه بوده و در انتها توسط گرافیت شیست پوشیده می شوند. ماده معدنی در کانسار مس جیان در قالب پیکرههای عدسے و ورقهایشکل

تعداد ۷۸ نمونه در امتداد ۸ پیمایش هدفمند عمود بر جهت طولی محدوده کانهزایی شده از سنگهای مختلف شامل انواع کانسنگ و سنگهای میزبان برداشت گردید. تعداد ۳۲ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی از نمونههای شاخص با استفاده از روشهای میکروسکپی نور انعکاسی و انکساری مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۱۵ نمونه مناسب (۶ نمونه کمتر دگرسان شده از متابازالت، ۶ نمونه از سنگهای کوارتز-کلریت شیست و کلریت-مسکویت شیست و ۳ نمونه ماده معدنی) با استفاده از دستگاه آسیاب کاربید تنگستن پودر شده و جهت تعیین ویژگیهای ژئوشیمیایی به آزمایشگاه شرکت ACME در ونکوور کانادا برای آنالیز به دو روش ICP-AES با کد آنالیزی 4A برای اندازه گیری اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی و ICP-MS با كد آناليزي 4B براي تعيين عناصر نادر خاكي و عناصر پایه و برخی عناصر فرعی ارسال گردیدند. در هر یک از این دو روش میزان ۲/۲ گرم از پودر نمونه سنگ برای تهیه محلول با مقدار کافی از لیتیوم متابورات و لیتیوم تترابورات در یک بوته گرافیتی مخلوطشده و سپس در یک کوره القایی در دمای ۱۱۵۰ درجه سانتی گراد گداخته شدند. از محلول نیتریک اسید جهت انحلال کامل کیک حاصل از ذوب در زیر یک هود استفاده شد. علاوه بر این در روش کد آنالیزی 4B برای اندازه گیری عناصر پایه و قیمتی با دقت بالا ۰/۵ گرم از پودر نمونه سنگ در تیزاب سلطانی حل شده و سپس محلولهای تهیهشده جهت تعیین اکسیدهای اصلی، پایه، عناصر کمیاب و نادر خاکی مورد آنالیز قرار گرفت. همچنین در روش 4A میزان مواد فرار LOI نمونه سنگ در ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد اندازه گیری شد. داده های شیمیایی در جدول ۱ ارائه شدهاند.

## زمين شناسي منطقه معدني

کانسار مس جیان در فاصله ۱۹۵ کیلومتری شمال شرق شیراز و در ۵ کیلومتری غرب شهر سوریان واقع شده است. کانهزایی مس بهصورت کالکوپیریت در مجموعه آتشفشانی-رسوبی دگرگونشده سوریان با سن پرموتریاس شامل متابازالت، میکاشیست، گرافیت شیست، کلریت-کوارتز شیست و کلریت-مسکویت شیست در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده است. از نظر چینهشناسی این مجموعه بهصورت دگرشیب بر متابازالتها رخ داده است. این افقها، دچار دگرشکلی شده و امتداد آنها توسط گسلهای متعدد جابهجا شده است. بهصورت افشان ، رگهچهای و رگهای در امتداد برگوارگی اصلی در درون سنگهای کلریت-کوارتز شیست، کلریت-مسکویت شیست و به میزان کمتر در میکاشیست و



شکل۱. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (بر گرفته شده از نقشه زمین شناسی ۲۵۰٬۰۰۰: ۱ اقلید) [۶].

تشکیلدهنده این سنگ بوده و اغلب به صورت نیمه خودشکل و گاهی نیز همراه با لغـزش دوقلـویی (Twin gliding) دیـده میشود (شکل۲-الف). این ماکل نشـان مـیدهـد کـه سـنگ متحمل دگرشکلیهایی شده است [۹]. بلورهای کلینوپیروکسن در اثر دگرسانی، اورالیتی شده و به کلریت و اکتینولیت تبدیل شدهاند. کانی باستیت در نمونههای با دگرسانی شدید از کانی کلینوپیروکسن ایجاد شدهاست. علاوه بر کانیهای ثانویه حاصل از دگرسـانی پلاژیـوکلاز و کلینوپیروکسـن، کانیهای ثانویه حاصل دیگری نیز شامل آپاتیت، کـوارتز و کانیهای اوپک (معمولاً کالکوپیریت و پیریت) در مقـاطع میکروسکپی ایـن سـنگها مشاهده میشوند. بافتهای غالب در سـنگ متابازالت شـامل افیتیک، ساب افیتیک و پورفیری میباشند. بافتهای پـورفیری اغلب بهصورت میکرولیتی پورفیری با زمینه ریزدانه متشکل از میکرولیـتهـای پلاژیـوکلاز و فنوکریسـتهـایی از نـوع

مطالعات پتروگرافی و مجموعه های دگرسانی متابازالت در نمونههای دستی به رنگ سبز تیره بوده و اغلب به شکل سیل، دایک و گدازه دیده می شود. حضور دایک های همزمان با فعالیت آتشفشانی و گسلهای عمیق همزمان با رسوب گذاری در کانسار جیان محل مناسبی برای عبور سیال کانهساز را فراهم آوردهاند. مطالعه نمونههای شاخص کمتر دگرسان شدہ نشان مےدھد کے کانیہای اصلی اولیہ تشكيل دهنده اين سنگ اغلب شامل فلدسيات، كلينوييروكسن و به میزان کمتر اولیوین میباشند. پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۸۰ درصد عمدهترین کانی این سنگ بوده که در اندازههای ۱ تا ۶ میلیمتر به صورت خودشکل و نیمه خودشکل با ماکل تیغهای مشاهده میشود. بلورهای پلاژیوکلاز در اثـر دگرسـانی به سریسیت، کلسیت، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت تجزیه شدهاند و در بعضی از نمونههای به شدت دگرسانشده، فقط آثار جزئی از آنها باقی مانده است. کلینوپیروکسن با فراوانی ۲۰ تـا ۴۰ درصـد پـس از پلاژیـوکلاز، عمـدهتـرین کـانی

مجله زمینشناسی اقتصادی

رجبزاده، اسماعیلی

**جدول ۱**. کلریت- مسکویت شیست: IB-2B، کلریت-کوارتزشیست: 6B-3B، متابازالت: Ch-1C، (عناصر اصلی و LOI بر حسب درصد و عناصر جزئی بر حسب ppm می باشند) (میزان عناصری که زیر حد اندازهگیری قرار میگیرند با علامت – نشان داده شده است).

Sampls	1B	2B	3B	4B	5B	6B	1C	2C	3C	4C	5C	6C	Ore	Ore	Ore
SiO <sub>2</sub>	۶۸/۷۶	44/54	54/81	44/•1	44/31	49/81	۴۵/۰۸	41/21	48/80	40/89	40/89	40/29	۱ • / ۷ •	۵/۳۰	۱۶/۰۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13/29	۶/۵۳	۱۲/۰۰	17/08	۹/۳۰	٩/٢٧	13/44	۱۷/۹۳	۱۵/۷۰	14/09	14/•9	14/08	1/17	٨٩/٠٠	۱/۳۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶/۰۳	۲۸/۱۵	22/92	21/24	۲۷/۹۰	۲۵/۵۴	14/11	۹/۲۵	۱۱/۶۸	۱۲/۹۰	17/98	۱۳/۵۰	49/21	49/10	۴۹/ <i>۸۶</i>
MgO	37/48	۲/۳۰	۳/۸۵	۴/۲۷	٣/٢٩	۳/۰۸	4/94	۷/۳۵	۶/۱۵	۵/۵۴	۵/۴۴	۵/۲۴	• /٣ ١	•/٣٢	٠/٣٠
CaO	۱/۰۰	1/41	٠/١٩	١/۴٩	۱/۴۵	•/A •	٧/•۴	٩/١٢	λ/•λ	۷/۵۶	٧/٩۶	۷/۳۰	۲/۲۱	• /Y •	۳/۲۱
Na <sub>2</sub> O	١/٧٣	۱/۵۳	•/• \	• /YA	1/18	•/YY	41.4	۲/۹۲	۳/۴۸	۳/۷۶	٣/٨٧	٣/٩٠	-	•/• 1	٠/٢٧
K <sub>2</sub> O	١/٩٩	۱/۰۲	•/•٢	•/• ١	•/•٢	۰/۰۲	•/\•	•/•٣	•/•Y	۰/۰۸	•/•٨	٠/٠٩	-	•/• 1	-
TiO	• 188	۰/۳۰	•/ <b>Δ</b> •	۰/۵۰	•/*•	•/۴•	۲/۹۷	1/54	۲/۱۲	۲/۵۵	7/47	۲/۷۶	•/• ٢	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	۰/۱۵	•/•Y	•/17	•/17	•/\•	•/\•	۰/۳۹	•/\٨	•/٢٩	•/٣۴	۰/۳۵	•/٣۶	•/• ٢	•/•٢	•/•٢
MnO	•/14	•/14	۰/۳۷	۰/۳۱	•/٢٣	•/79	۰/۲۸	•/14	•/٢١	۰/۲۵	•/74	•/79	•/\۵	•/\٨	•/١٢
CroO	•/• \	_	•/• \	•/• \	•/• )	•/• )	•/• )	•/•*	•/•٢	•/• \	•/• \	•/• )	_	_	_
	۶/۳۰	14/8.	۵/۱۰	٧/٩٠	11/50	٩/٨٥	٧/٣٠	۴/۰۰	۵/۶۵	8/FA	8181	۶/۸۹	TT/VA	۲۳/۰ .	54/0.
Sum	99/79	99/80	99/79	99/17	99/88	99/17.	99/77	99/71	99/07	99/07	99/77	99/07	٨٨/٢١	٨٠/١٧	98/84
Ni	FF/	47/	۳۳/۰۰	۳۷/۰۰	٣٩/۵٠	۳۷/۵۰	۲۷/۰۰	181	08/D.	£1/VA	FT/TA	۳۴/۳۸	148/0.	۵۱/۰۰	747/
Sc.	14/	γ/••	17/••	11/••	۹/۰۰	٩/۵٠	۳۷/۰۰	۳۵/۰۰	86/	878/00	878/87	36/20	۲/۵۰	۳/۰۰	۲/۰۰
Ba	۳.٩/	17/••	٨/٠٠	۴/۰۰	٨/٠٠	۱۰/۰۰	44/	۹/۰۰	۲۶/۵۰	۳۵/۲۵	۳۳/۲۶	89/88	۳/۵۰	۴/۰۰	٣/٠٠
Hf	۶/۲۰	۱/۲۰	۳/۲۰	۳/۰۰	۲/۵۵	۲/۶۵	۵/۱۰	۲/۵۰	۳/۸۰	۴/۴۵	4/47	۴/۷۸	•/١•	•/١•	•/١•
Nb	11/5.	۵/۴۰	۷/۴۰	۷/۶۰	۶/۵۰	۶/۴۰	٧/••	۷/۵۰	۷/۲۵	٧/١٣	٧/٢١	۷/۰۶	•/8۵	• / ٣ •	۱/۰۰
Rb	۷۲/۰۰	۳/۰۰	۴/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰	۳۵/۰۰	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۶/۱۰	۵/۹۰	٨۵/١٠	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Sr	43/	22/80	۲/۵۰	۱۳/۵۰	۱۵/۰۵	۱۲/۵۵	۱۹۷/۱۰	۳۱۵/۵۰	۲۵۶/۳۰	779/7.	784/14	511/9.	۴/۳۵	۱/۰۰	٧/٧٠
Та	۱/۸۰	۱/۵۰	٠/٩٠	•/ <b></b> .	1/10	۱/۲۰	• / ۶ •	•/٩•	۰/۷۵	•/8N	۰/۶۵	•/84	•/۴•	• /Y •	•/١•
Th	۱۰/۲۰	۵/۱۰	۹/۵۰	٨/٩٠	٧/••	۷/۳۰	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۱۰	1/10	1/14	1/18	•/٢•	•/٢•	•/٢•
Zr	788/••	۸۲/۵۰	۱۰۵/۵۰	۱۰۲/۵۰	۹۲/۵۰	۹۴/۰۰	۱۹۶/۷۰	۸۸/۲۰	147/00	189/80	۱۶۹/۵۸	۱۸۳/۱۰	۲/۴۵	۳/۸۰	۱/۱۰
Y	۲۱/۸۰	۱۵/۹۰	۱۸/۰۰	۱۳/۳۰	14/80	18/90	49/4.	۲۳/۳۰	۳۴/۸۵	4.188	۴۰/۵۳	43/01	۲/۲۵	۳/۲ •	۱/۳۰
La	۳۱/۸۰	۱۸/۸۰	۱۵/۵۰	۱۶/۷۰	۱۳/۳۵	14/10	۱۴/۵۰	λ/λ •	۱۱/۶۵	۱۳/۰۸	۱۳/۰۲	۱۳/۷۹	۳/۱۰	۵/۲۰	۱/۰۰
Ce	۵۷/۵۰	۳۶/۳۰	۳۶/۲۰	۱۹/۹۰	۲۸/۱۰	36/20	۳۵/۴۰	۱۸/۹۰	21/10	۳۱/۲۸	۳۱/۳۱	۳۳/۳۴	۴/۶۰	٧/٨٠	۱/۴۰
Pr	8/88	4/41	۴/۵۸	۲/۹۲	٣/۶٧	۴/۵۰	۵/۲۵	۲/۶۱	۳/۹۳	۴/۵۹	418.	4/97	۰/۵۱	•/٨۵	٠/١۶
Nd	74/9.	۱۵/۸۰	۱۷/۲۰	17/4.	14/1.	18/00	74/4.	۱۱/۵۰	۱۷/۹۵	۲۱/۱۸	۲۱/۲۸	۲۲/Y۹	۲/۰۰	۳/۳۰	•/Y•
Sm	4/52	۳/۳۵	۳/۶۹	۲/۹۴	۳/۱۵	۳/۵۲	۶/۶۵	۳/۲۶	4/98	۵/۸۰	۴/۹۸	۶/۲۳	•/٣٣	<ul> <li>/۵۱</li> </ul>	•/14
Eu	1/17	•/٩•	Υ۸/۰۰	۰/۴۸	•/۶٩	٠/٨۴	7/74	1/51	١/٧٣	۱/۹۸	١/٨٨	7/11	•/١٢	•/17	•/•۶
Gd	۴/۱۵	۲/۹۶	٣/٣۵	7/88	۲/۸۱	۳/۱۶	٧/٩١	۳/۹۱	۵/۹۱	۶/۹۱	$\Delta/\Lambda\Upsilon$	٧/۴١	•/۴١	•/۵A	۰/۲۳
Tb	•/88	•/۵	•/۵V	•/۴۶	۰/۴۸	•/۵۴	1/88	• /۶X	۱/۰۲	1/19	1/71	١/٢٨	•/•۶	•/•A	•/•۴
Dy	۳/۸۲	۲/۹۶	۳/۱۲	7/44	۲/۷	۳/۰۴	۸/۱۳	4/19	8/18	Υ/۱۵	۷/۲۲	۷/۶۴	• /٣١	۰/۳۸	•/٢۴
Но	•/YA	• /۶	•/۶٧	۰/۴۸	•/۵۴	•/84	١/٧٧	•/94	۱/۳۶	1/08	١/۵٧	1/87	•/• A	•/11	•/•۴
Er	۲/۲۲	1/89	1/97	۱/۳۸	1/67	١/٧٩	۴/۹۵	۲/۵۴	۳/۷۵	۴/۳۵	4/47	4/90	•/١٧	•/٢۴	•/١•
Tm	•/٣٣	•/٢۴	•/٣١	•/٣٣	•/٢۴	•/٢٨	•/Y۵	•/٣٧	•/۵۶	•  99	•/۵٩	•/Y•	•/• ٢	•/•٣	•/• 1
Yb	7/77	1/24	1/88	1/88	1/11	1/84	4/89	7/24	۲/۵۴	1/17	4/17	۴/۲۰	•/١٧	•/14	•/\•
Lu	•/٣۴	•/٢١	•/٣١	•/٢•	•/٢٣	•/٢۶	•/٧٢	•/٣۶	•/۵۴	•/9٣	•/94	•/88	•/• ٢	•/•٢	•/• 1
Cu	9/80	1/2.	199/9.	117/5.	110/**	٩٨/٧۵	F9/···	91/90 210	00/T·	۵۲/۱۵	۵۲/۲۱	۵۰/۵۸	>1	1>	1>
Pb	17/7 •	01/Y·	17/20	140/00	77/7•	10/10		1/1.	11/90	19/31	11/51	1.0	1941/	1841/**	۵۲۶٦/۰۰
Zn	ω <i>τ</i> /•••		2002		v 1/6+	19/	17/	71/**	× 1/4 ·	11/10	11/71	111-/11-	~ //	~~~~	
Y/Ho	9/20	9/29	17/14	N 4/4 1	1 V/1 ·	17/7A	17/11	1 F/Y7	10/00	1 W/NP	T1/11	17/05	1 •/٨•	17/07	11/00
La/Lu <sub>(N)</sub>	141/1.	۹./.۸	9.1.5	ω, 11 ΔΔ/λ.Υ	VT/9 A	9./.V	11.11.12.	\$1/85	9./19	1,10	117/84	1/11	11/20	19/01	۴/۲۳
ZKEE Eu/Eu*	•///٩	./94	•/\/٣	•/۵۶	•/\/	•///٣	1/• 1	•/\\	1/.5	1/•۴	1/•*	١/٠٣	1/.8	1/•٣	)/)•
CCP	۵۸/۳۵	٩٨/٠٨	18/22	٨٧/٣٢	۷۸/۳۱	91/140	۶۵/۳۱	٩٨/٧٢	٨٧/۴١	9./10	٨۵/۴١	٨٣/٧١	_	_	_
	97776	9.11.1	9.7/1	14/51	VV/\ A	V1/14	9/144	19/161	14/44	fV/fr	14/140	5V/TT	_	_	
AI	11/17	11/11	11/1	A1/11	11/10	11/11	111	1 1/1 1	A1/11	11/11	ω1/17	/ 1/11	-	-	-

٩٧

گسترش فراوانی بوده و سنگ میزبان اصلی ماده معدنی محسوب می شوند. در این سنگها کانیهای کربناتی به صورت پراکنده و بی شکل مشاهده می شوند. کانیهای اوپک نیز به صورت افشان در متن سنگ مشاهده میشوند. پیریت و کالکوپیریت مهمترین این کانیها را تشکیل داده و در برخی از نمونهها دارای بافت چرخشی میباشند. وجود حالت چرخشی در این کانیها احتمالاً نشانگر تشکیل آنها قبل از دگرگونی است. همچنین دگرشکلی شکننده اغلب در درجات دگرگونی پایین و در پیریتهای دانهدرشت رخ می دهد و باعث خردشدن و گسترش بافت کاتاکلاستیک می شود [۱۳]. یایین بودن درجه دگرگونی در کانسار مس جیان با رایج بودن بافت کاتاکلاستیک در پیریت نشان داده می شود. در کانسار جیان کانهزایی مس به صورت کانی سولفیدی کالکوپیریت در اشکال افشان و رگهچهای در متن سنگ میزبان رخ دادهاست. در نمونههای کانسنگ مس جیان، کانیهای اولیه (هیپوژن) شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و پیروتیت (شکل۲-ث)

و کانیهای ثانویه (سوپرژن) حاصل از عملکرد هوازدگی شامل كالكوسيت، كووليت، كويريت، مس آزاد، مالاكيت، آزوريت، هماتیت و لیمونیت میشوند. پیریت فراوانترین کانی سولفیدی در کانسار مس جیان است و در تمام سنگهای مختلف میزبان به صورت بی شکل، نیمه شکل دار و شکل دار وجود دارد. از دیگر بافتهای موجود در پیریت می توان به بافت اتصال سه گانه، طویل شدگی، سایه فشاری وکاتاکلاستیک اشاره کرد که از ویژگیهای بارز کانسارهای سولفیدی دگرگون شدهای می باشند که قبل از دگرگونی وجود داشتهاند.کالکوپیریت مهمترین کانی مسدار در کانسار جیان است که اغلب به صورت افشان همراه با رگههای کوارتزی و همچنین به صورت سولفید شکافه پرکن در کانی پیریت مشاهده می شود (شکل۲-ج). این پدیده در کانسارهای سولفیدی دگرگونشده به دلیل رفتار شکل پذیر کالکوپیریت حین دگرگونی رواج دارد [۱۴ و ۱۵] که بیانگر تحرک مجدد کالکوپیریت است. از مهمترین دگرسانیهای همراه با کانهزایی در منطقه مورد مطالعه دگرسانی کلریتی است (شکل۲-چ). در فرآیند دگرسانی کلریتی، سیال گرمابی عموماً دارای دماهای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی گراد و ۵/۵-۴/۵pH اسـت [۱۶]. دگرسـانی سریسـیتی در محـدوده کانسار مس جیان کم میباشد. همچنین دگرسانی سلیسی در

کانسار مس جیان با افزایش سلیس بهصورت رگهای در

سنگهای میکاشیست در افقهایی به ضخامت ۰/۵ تا ۴ متـر در محدوده معدن مس جیان ایجاد شدهاند. این سنگها اغلب حاوی کوارتز و میکای سفید هستند. در برخی از نمونهها مقادیر زیادی از کانی گرافیت حضور دارد که عامل ایجاد رنگ خاکستری تیره در سنگ است. میزان گرافیت در برخی از نمونهها به حدی است که میتوان نام گرافیت شیست را به سنگ اطلاق كرد بافت اغلب آنها گرانولييدوبلاست با برگوارگی مشخص S1 بوده و گاهی نیز دچار چینخوردگی شدهاند. در این سنگها، رگههای کوارتزی فراوانی دیده می شوند که در جهت برگوارگی سنگ میزبان قرار گرفتهاند. در بخشهای غنی از میکا، بلورهای آندالوزیت به شکل مربع در متن سنگ مشاهده می شوند. بلور آندالوزیت از نوع کیاستولیت با ادخالهای گرافیت به حالت صلیبی با بیرفرنژانس خاکستری در زیر میکروسکپ مشاهده میشود (شکل۲-ت). آندالوزیت یکی از کانیهای شاخص در سنگهای پلیتی دگرگونشده به شمار میرود که تحت شرایط دما- فشار بالا پلیمورفهای دیگر این کانی (کیانیت و سیلیمانیت) مشاهده خواهد شد. حضور مقادير قابل ملاحظه ميكا و آندالوزيت نشانگر تشكيل این سنگها از دگرگونی دما و فشار پایین شیلهای سیاه است. وجود شیستهای سیاه و میکاشیستهای ریزدانه به همراه سنگهای آتشفشانی از نشانههای ژرفای زیاد حوضه بوده و نشان میدهند که پهنه سنندج- سیرجان در این زمان به صورت کافتی ژرف، در میانه بلوک بوده است [۱۰]. به عقیده پیتر و اسکات [۱۱] حضور گسترده گرافیت شیست در افقهای معدنی به همراه متایلیتها در کانسار ویندی کراگی در کلمبیا نشانگر محیطهای پلاژیک هستند. در چنین محیطهایی، آبهای غیر اکسیدی کف دریا همراه با شیلهای سیاه به عنوان سرپوش برای سیال گرمابی عمل کرده و از پراکندهشدن سیال گرمابی در ستون آب جلوگیری می کند و به عنوان عامل مهم در تشکیل کانسارهای سولفید تودهای با میزبان آتشفشانی (VHMS) و کانسارهای سولفید تودهای با میزبان رسوبی-آتشفشانی (VSHMS) محسوب می شوند. این شرایط در نقاط دیگر جهان نظیر حوضه میسیسی ای در طول دوران دونین نیز گزارش شدهاند و فراوانی کانسارهای سولفیدی جهانی در این زمان به این طریق توضیح داده می شوند [۱۲]. سنگهای کلریت-کوارتز شیست و کلریت- مسکویت شیست کمپلکس سوریان در محدوده معدنی مس جیان دارای

www.SID.ir

سنگهای درون گیر دیده میشود. این فرآیند باعث افزایش خاصیت شکنندگی سنگ در طی دگرشکلی شده است. گـاهی اوقات دگرسانی کربناتی همراه با دگرسانی کلریتی در این کانسار دیده می شود. این نوع دگرسانی در سنگهای آتشفشانی از شدت کمی برخودار بوده و باعث تخریب بافتهای اولیه سنگ نشده است. دگرسانی کربناتی بیشتر بهصورت افشان یا شکافه پـرکن و گـاهی نیـز بـه صـورت جانشـینی در حاشـیه فنوکریست های پلاژیوکلاز مشاهده می شود (شکل۲-ح). از انديس آلتراسيون ايشى كاوا جهت تعيين ميزان دگرساني استفاده فراوانی شده است [۱۷]. هر چند دو محدودیت برای استفاده از آن وجود دارد: ۱- این اندیس قادر به اندازه گیری دگرسانی کربناتی نیست، درحالی که این دگرسانی یکی از انواع دگرسانی های مهم در کانسارهای نوع VHMS محسوب می شود، و باعث کاهش میزان AI حتی در دگرسانیهای با شدت بالا می گردد. ۲- این اندیس قادر نیست دگرسانی کلریتی را از دگرسانی سریسیتی تفکیک کند. بنابراین استفاده از جعبه دگرسانی (Box Plot Alteration) که از هر دو انديس آلتراسيون ايشي كاوا (Ishikawa AI) و انديس کلریت-کربنات-پیریت (CCP) استفاده می کند در متابازالتها و سنگهای کلریت - کوارتز شیست و کلریت - مسکویت شیست با نزدیکشدن به کانسنگ مس جیان سودمندتر است و می تواند در شناخت دگرسانیهای وابسته به فرآیند دگرگونی از دگرسانیهای مرتبط با فعالیتهای گرمابی مورد استفاده قرار گیرد [۱۸]. استفاده از جعبه دگرسانی در کانسار مس جیان نشانگر توسعه شدید دگرسانی کلریتی وابسته به سیال گرمایی در این کانسار است (شکل۳).

$$\begin{split} AI &= 100^*(K_2O + MgO)/(K_2O + MgO + Na_2O + CaO) \\ CCP &= 100^*(MgO + FeO_{total})/(MgO + FeO_{total} + Na_2O + K_2O) \end{split}$$

## مطالعات ژئوشيميايي

با توجه به این که بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی گرمابی قرار گرفته و سپس متحمل دگرگونی شدهاند و در نهایت نیز فرآیند هوازدگی بهطور وسیعی مجموعه سنگی مورد مطالعه را متأثر ساخته است، از عناصر اصلی نامتحرک مانند Ti و عناصر با شدت میدان بالا ( High اصلی نامتحرک مانند Zr، Nb، Zr به همراه عناصر نادر

خاکی REE در تعیین محیط اولیه تشکیل کانسار مس جیان استفاده شده است. دادههای شیمیایی بر روی نمودارهای استاندارد ژئوشیمیایی برگرفته از [۱۹ و ۲۰] برای طبقهبندی و تعیین سریهای ماگمایی سنگهای آذرین دگرگونشده پیاده شدهاند (شکل۴- الف و ب) که نشانگر محدوده بازالتهای تولئیتی برای سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه میاشند. الگوی فراوانی REE به هنجار شده با مقادیر آنها در کندریت [۲۱] در شکل ۵ الف نشان داده شده است. این الگو در تمامی سنگها مشابه بوده و با توزیع فراوانی کمشیب تا نسبتاً مسطح LREE مشخص مے باشد. عناصر سبک (La/Lu) نسبت به عناصر سنگین HREE غنی شدگی ناچیزی نشان میدهند و آنومالی خفیفی نیز در عنصر یورپیوم مشاهده می شود. وجود این ویژگی در الگوی REE نشانگر ماگمای تولئیتی با منشأ جبهای همراه با تفریق ناچیز است [۲۲ و۲۳]. تغییر ترکیب ژئوشیمیایی از بازالتهای درونقارهای (WPB) به سمت بازالتهای نوع میاناقیانوسی غنی شده (E-MORB) از ویژگیهای مهم بازالتهای محیطهای ریفتی است که با الگوی REE یکنواخت دارای شیب کم، از بازالتهای محیط حاشیه مخرب با شیب تند در LREE (احتمالاً نشانگر تفریق پلاژیوکلاز و ذوببخشهایی از سنگهای لبه فرورونده در مذاب) متمایز میگردند [۲۴].

استفاده از نمودار سهتایی Zr-Ti/100-3Y از مؤثرترین روشها برای تفکیک بازالتهای درونقارهای (WPB) از پوسته اقیانوسی مخرب (VAB) است[۲۳]. در این نمودار موقعیت ميانگين يوسته بالايي (UC) و ميانگين بازالتهاي نوع میان اقیانوسی معمولی (MM) نشان داده شدهاست. نمونههای نزدیک به بازالتهای نوع میاناقیانوسی معمولی (N-MORB) نشانگر تشکیل آنها از ماگمایی با منشأ ذوب جبهای بوده و نمونههایی با ترکیبی نزدیک به میانگین پوسته بالایی نشان میدهند که ماگمای بازالتی در اثر هضم پوسته شدیداً آلوده شدهاست [۲۵] . متابازالتهای منطقه جیان در این نمودار در محدوده بازالتهای نوع میاناقیانوسی (ناحیه B) قرار می گیرند که نشانگر عدم آلودگی پوستهای بوده ولیکن نشانگر درجه ذوب بخشی یایین تری نسبت به N-MORB هستند (شـكل۶- الـف). نمـودار سـهتـايي Th-(Zr/39)/4-Nb/16 على رغم تشابه به نمودار Zr-Ti/100-3Y داراى مزيت تفكيك بین موقعیت بازالتهای نوع میاناقیانوسی معمولی و نوع

میاناقیانوسی غنیشده (یا تحولی) است [۲۶]. دادههای بهدست آمده از متابازالتهای مورد مطالعه در محدوده

بازالتهای نوع میاناقیانوسی غنیشده قرار می گیرند که مشخص کننده محیط کششی (ریفتی) هستند (شکل۶- ب).



شکل۲. الف: ماکل پلهای کانی پیروکسن در سنگ متابازالت محدوده معدن مس جیان، ب: بافت میکرولیتی پورفیری با فنوکریست پیروکسن در زمینه ریزبلور پلاژیوکلاز در سنگ متابازالت محدوده معدن مس جیان، پ: شیستهای سیاه در محدوده کانسار مس جیان با رگههای کوارتزی سفیدرنگ، ت: شیستهای حاوی بلور آندالوزیت و میکا در زمینه کوارتز ریزدانه ، ث: حضور پیریت ، کالکوپیریت ، اسفالریت و بورنیت با بافت رگهچهای، ج: پرشدگی شکستگیهای پیریت توسط کالکوپیریت در کانسنگ مس جیان، چ: دگرسانی کلریتی با حضور کانیهای ایک در شیستهای رمهچهای، ج: پرشدگی شکستگیهای پیریت توسط کالکوپیریت در کانسنگ مس جیان، چ: دگرسانی کلریتی با حضور کانیهای ایک در شیستهای منطقه مورد مطالعه، ح: جانشینی کانی کربناتی دولومیت به جای بلورهای پلاژیوکلاز در سـنگ متابازالت. (پیروکسـن xp، پلاژیـوکلاز اP، کـوارتز Otz، آندالوزیت And، مسکویت Ms، پیریت yP، کالکوپیریت Cpy، اسفالریت Sp، بورنیت Bn، کلریت Anl ایک ولومیت (DP)، دولومیت ای ای کرفت. از آ ۳۳و P۴]. (عکسهای ث و ج در نور انعکاسی و عکسهای الف، ب، ت، ح در نور انکساری AN و عکس چ در نور انکساری (PP).

## Archive of SID

مجله زمينشناسي اقتصادى

رجبزاده، اسماعیلی



شكل ٣. جعبه دگرساني انديس ألتراسيون ايشي كاوا (Ishikawa AI) و انديس كلريت-كربنات- پيريت (CCP) برگرفته از [١٨].



شکل۴. موقعیت نمونههای سنگ آذرین دگرگون شده منطقه مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 برگرفته از [۱۹]، ب: موقعیت نمونههای متابازالت منطقه مورد مطالعه در نمودار Y در برابر Zr برگرفته از [۲۰].

1.1



شکل۵. الف: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در متابازالت (۰) به هنجار شده با کندریت [۲۱] منطقه مطالعاتی، ب: الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی به هنجار شده با کندریت [۲۱] انواع شیست های( ◊) منطقه مطالعاتی.



شکل ۶. الف: موقعیت نمونه های متابازالت منطقه مورد مطالعه در نمودار سه تایی Zr-Ti/100-3Y بر گرفته از [۳۳]، A: میدان تولئیت های بازالت های جزایر کمانی، B: میدان بازالت های میان اقیانوسی و تولئیت های درون صفحه ای، C: میدان بازالت های کلسیمی – قلیایی، C: میدان بازالت های میان بازالت های میان اقیانوسی و تولئیت های درون صفحه ای، C: میدان بازالت های کلسیمی – قلیایی، D: میدان بازالت های میان از الت های میان اقیانوسی و تولئیت های درون صفحه ای، C: میدان بازالت های کلسیمی – قلیایی، D: میدان بازالت های میان قاره ای، این از الت های میان اقیانوسی و تولئیت های درون صفحه ای، C: میدان بازالت های کلسیمی – قلیایی، D: میدان بازالت های میان قلیانوسی و تولئیت های نوع میان اقیانوسی معمولی، [۲۵] ب: موقعیت نمونه های متابازالت منطقه مطالعاتی در نمودار سه تایی محمولی، B(X) برگرفته از [۲۶]، A: موقعیت بازالت های نوع میان اقیانوسی معمولی، و C

همچنین الگوی بههنجار شده فراوانی عناصر REE در کلریت-

۳۰]. وجود همبستگی منفی بین فراوانی Zr و عناصر متحرک (Ba, Rb, Sr, Na) در نمودارهای دوتایی Zr در مقابل عناصر متحرک نشانگر واکنش سیال گرمابی کانهساز با سنگهای میزبان و خروج عناصر متحرک از محیط است (شکل ۷). همچنین با در نظر گرفتن نسبت REE بههنجار شده با کندریت در سنگهای کلریت-مسکویت شیست و کلریت- کوارتز شیست کانسار جیان، با تغییرات میزان <sub>N</sub>(La/Lu) از ۹ کوارتز شیست کانسار جیان، با تغییرات میزان <sub>N</sub>(La/Lu) از ۹ کوارتز شیست کانسار میان که درجه دگرگونی منطقه مورد مطالعه در حد رخساره شیست سیال به سنگ تأیید می شود سیال گرمابی با نسبت REE نسبت به هرود این عناصر تا حد رخساره مطالعه در حد رخساره شیست سیال به سنگ تأیید می شود سیال گرمابی با نسبت بالای سیال به سنگ تأیید می شود MEE توضیح داده می شود.

دو عنصر Y و Ho به عنوان دو قلوهای ژئوشیمیایی در فرآیندهای ماگمایی با دمای بالا و دگرگونی از هم تفریق نمییابند [۳۱]. میزان میانگین نسبت Y/Ho در بازالتهای میاناقیانوسی (MORB) و بازالتهای جزایر اقیانوسی (IAB) ۲۵/۴، در شیلها ۲۶/۵ و در آب دریا بین ۴۰-۷۰ در تغییر است [۳۲]. این میزان در کانسنگ کانسار مس جیان ۲۲/۵ است ۲۹/۰۹ است که نشانگر حضور گسترده آب دریا در سیال گرمابی و سیستم کانهزایی میباشد [۳۱].

کوار تز شیست و کلریت - مسکویت شیست در محدوده کانسار مس جیان نسبت به غلظت این عناصر در کندریت [۲۱] نشانگر غنیشدگی LREE نسبت به HREE بـا بـیهنجـاری منفى از Eu است (شكل۵- ب). الگوى توزيع عناصر REE در سنگهای مورد مطالعه، علاوه بر شباهت، دارای تفاوتهایی نیز با الگوی توزیع REE در شیلها می باشند. این تفاوتها ناشی از اختلاف کانی شناسی، حضور اجزای آذرآواری و نیز تأثیر دگرسانی بر روی سنگهای دگرگونی نسبت به شیلهای امریکای شمالی است [۲۷]. میزان کلی عناصر ΣREE در این نمونهها پایین تر بوده که نشانگر تأثیر شدید سیال گرمایی بر آنهاست [۲۸]. بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر و میزان تحرک آنها در سنگهای میزبان کانهزایی نقش مهمی در تعیین تغییرات شیمیایی و روند تکامل سیال گرمابی دارد بهطوریکه اگر یک عنصر جزئی طی پدیدہ کانہزایی نامتحرک باقی بماند، اضافه شدن مواد به سنگ میزبان باعث رقیق شدن غلظت عنصر نامتحرک می گردد، در حالی که خروج مواد از سنگ میزبان با افزایش غلظت آن عنصر همراه خواهد شد. عنصر Zr به عنوان یکی از نامتحرکترین عناصر در محیطهای دگرگونی و دگرسانی معرفی شدہ است بهطوری کے تا درجات بالای دگرگونی (رخساره گرانولیت) نامتحرک باقی میماند [۲۹ و



شکل۷. همبستگی خطی منفی بین Zr و عناصر متحرک در انواع شیست.

1.٣

*complexes metamorphiques de la region deNeyriz* (*Zone de Sanandaj-Sirjan*)", These, universite de Brest, Ph.D thesis (2002) 194p.

[5] Alavi M., "Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran", American Journal of Science 13 (2007) 1064–1095.

[۶] هوشــمندزاده ع.، ســهیلی م.، حمــدی ب.. "نقشــه
 [۶] هوشــمندزاده ع.، سـهیلی م.، حمــدی ب.. "نقشــه
 ۲/۲۵۰۰۰۰۰ القلید"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۶۹).
 [۷] اویسـی ب.، همکـاران،. "نقشــه ۱/۱۰۰۰۰ سـوریان"،
 سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۸۰).

[8] Mousivand F., Rastad E., Hoshino K., Watanabe M., "*The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody: first recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran*", Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen 183 (2007) 297-315.

[9] Hekinian R., Juteau T., Gracia E., Sichler B., Sichel S., Udintsev G., Apprioual R., Ligi M., "Submersible observation of Equatorial Atlantic Mantal: St.Paul fracture Zone region", Mar Geophys Res 21 (2002) 529-660.

[10] Mousivand F., Rastad E., Meffre S., Jan P., Solomon M., Zaw Kh., "U-Pbgeochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulphide deposit, southern Iran", International Geology Review 53 (2010) 1-24.

[11] Peter J. M., Scott S. D., "Windy Craggy, northwestern British Columbia: the world's largest Besshi deposit", Reviews in Economic Geology 8 (1999) 261-295.

[12] Piercey S. J., Jan M., Peter J. M., Mortensen J. K., Paradis S., Murphy D. C., Tucker T. L., "Petrology and U-Pb Geochronology of Footwall Porphyritic Rhyolites from the Wolverine Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Yukon, Canada: Implications for the Genesis of Massive Sulfide Deposits in Continental Margin Environments", Economic Geology 103 (2008) 5-33.

[13] Cox S. F., Ethridge M. A., Hobbs B. E., "*The* experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite", Economic Geology 76 (1981) 2105-2117.

[14] Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G., *"volcanic massive sulfide deposit"*, Economic Geology 100 (2005) 485-627.

[15] McClay K. R., Ellis P. G., "Deformation of pyrite", Economic Geology 79 (1984) 400-403.
[16] Schardt C., Cooke D. R., Gemmell J. B., Large R. R., "Geochemical modeling of the zoned footwall alteration pipe.Hellyer volcanic-hosted

برداشت

مشاهدات پتروگرافی بر روی سنگهای محدوده کانسار مس جیان نشانگر حضور سنگهای بازالتی و رسوبی دگرگونشده با درجات متفاوتی از دگرسانی میباشند. متابازالتهایی با ماهیت E-MORB مشخص كننده يك محيط ريفتي با فعاليت سيال گرماہی با دمای مناسب جہت آبشویی فلزات از سنگھا هستند. کانهزایی مس بهصورت کالکوپیریت در شکلهای افشان و رگهچهای درون سنگهای کلریت-کوارتز شیست، کلریت-مسکویت شیست و به میزان کمتر در میکاشیست و متابازالتها رخ داده است. دادههای ژئوشیمیایی از زونهای دگرسانی حاکی از دگرسانی های کلریتی، سیلیسی و به میزان کمتـر دگرسـانی سریسـیتی در سـنگهای محـدوده کانسـار می باشند. حضور مقادیر زیادی گرافیت شیست در کمر بالای ماده معدنی می تواند نشان دهنده حضور آبهای غیر اکسیدی همراه با شیلهای سیاه باشد که سریوش مناسبی برای سیال گرمابی فراهم می آورد. همچنین میانگین Y/Ho نشانگر شرکت آب دریا در سیستم کانهزایی است که میتواند بیانگر تشکیل کانسار سولفید تودهای با سنگ میزبان آتشفشانی-سوبی (VSHMS) در ناحیه جیان باشد. افزایش اندیس آلتراسيون ايشي كاوا (Ishikawa AI) و انديس كلريت-کربنات-پیریت (CCP) می توانند برای رسیدن به کانسارهای سولفید تودهای در منطقه به عنوان کلید اکتشافی مورد استفاده قرار گیرند.

مراجع

[۱] اویسی ب.، یوسفی ط.، " پیجویی و اکتشاف نیمه تفصیلی نخایر معدنی سرب و باریت (منطقه بوانات استان فارس)"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۵).
[۲] تقی پور ن.، "زمین شناسی و ژنز رخداد مس جیان- استان فارس"، پایان نامه کار شناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز، (۱۳۷۹) ص۱۶۱.
[۳] موسیوند ف.، "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان در منطقه بوانات فارس"، پایان نامه کار شناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، (۱۳۸۲) ص ۲۴۷.

[4] Sheikholeslami M. R., "Evolution structural etmetamorphique de la marge suddelamicroplaque de l'Iran central: les

[26] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11–30.

[27] Kolb J., Hellmann A., Rogers A., "The role of transcrustal shear zone in orogenic gold mineralization at the Ajjanahalli mine, Dharwarcraton, south India", Economic Geology 99 (2004) 743-759.

[28] Franklin J. M., Lydon J. W., Sangster D. M., "Volcanic associated massive sulfide deposit", Economic Geology 75 (1981) 485-627.

[29] Nielsen R. L., Forsythe L. M., Gallhan W. E., FiskMR., "The major element controls on the partitioning of HFSE between magnetite and mafic to intermediate composition natural silicate liquids at atmosphere", Chemical Geology 117 (1994) 167-193.

[30] Bao Zh., Zhao Zh., Guha J., Williams-Jones A. E., "HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China", Geochemical Journal 38 (2004) 368-381.

[31] Lixing L., Houmin L., Denghong W., Changqing Z., "Trace Elements and Rare Earth Elements Geochemistry and its Metallogenic Significance for Cu-Zn Ore Deposits in Tongbai Area, Henan Province, China", Earth Science Frontiers 16 (2009) 325–336.

[32] Byrne R. H., Lee J. H., "Comparative yttrium and rare earth element chemistries in seawater", Marin chemistry 44 (1993) 121-130.

[33] Mackenzie W. S., Donaldson C. H., Guilford C., "Atlas of Igneous Rocks and Their Textures ", (1982) 148.

[34] Oelsner O., "Atlas of the most important ore mineral parageneses under the microscope", (1996) 122. massive sulfide deposit, western Tasmania, Australia", Economic Geology 96 (2001) 1037-1054.

[17] Ishikawa K., Kanisawa S ., Aoki K., "Content and behavior of fluorine in Japanese Quaternary volcanic rocks and petrogenetic application", Journal of Volcanology and Geothermal Research 8 (1980) 161-175.

[18] Large R. R., Gemmell J. B., Paulic H., Huston D. L., "The alteration box: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposit", Economic Geology 96 (2001) 957-971.

[19] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[20] Barrett T. J., MacLean W. H., "Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area", Exploration and Mining Geology 3 (1994) 131-160.

[21] Pearce J., "Sources and settings of granitic rocks", Episodes 19 (1996) 120-125.

[22] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", Chemical Geology 56 (1986) 207-218.

[23] Pearce J. A., CannJ. R., "*Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*", Earth and Planetary Science Letters 2 (1973) 290-300.

[24] Taylor C. D., Premo W. R., Meier A. L., Taggart E. T., "The Metallogeny of Late Triassic Rifting of the Alexander Terrain in Southeastern Alaska and Northwestern British Columbia", Economic Geology 103 (2008) 89-115.

[25] Finamore S. M., Gibson H. L., Thurston P. C., "Archean Synvolcanic Intrusions and Volcanogenic Massive Sulfide at the Genex Mine Kamiskotia Area, Timmins, Ontaria", Economic Geology 103 (2008) 1203-1218.