

## ارتباط شورابه های تبخیری کامبرین آغازین با ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی در شمال بافق (ایران مرکزی)

رسول صادقی<sup>\*</sup>، بهزاد مهربانی<sup>۲</sup>، زهرا بنیادی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> تهران، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

\*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: [Rasolsadeghi@yahoo.com](mailto:Rasolsadeghi@yahoo.com)

(دریافت: ۸۸/۹/۲۸؛ پذیرش: ۸۹/۳/۸)

### چکیده

کانسار آنومالی شمالی یکی از ذخایر آهن ناحیه بافق با ذخیره ۲۵۰ میلیون تن سنگ آهن و عیار متوسط ۲۸٪ Fe است. سنگ میزبان کانسار سنگ های گرانیتی و میکروگرانیتی با سن احتمالی کامبرین آغازین است. بررسی های پتروگرافی دو نوع دگرسانی اصلی سدیک و کلسیک را مرتبط با کانه زایی آهن نشان می دهد. دگرسانی های سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی، سرسیتی و کربناته شدن نیز در منطقه مشاهده می شوند که از اهمیت کمتری برخوردار هستند و بعد از فازهای اصلی کانه زایی ایجاد شده اند. دگرسانی سدیک با تشکیل آلیت صفحه شطرنجی یکی از وسیع ترین دگرسانی هاست که با ژنز کانسنگ فلدسپار-مگنتیت و دگرسانی کلسیک با تشکیل اکتینولیت-ترمولیت با ژنز کانسنگ مگنتیت-آمفیبول همراه است. کانسنگ مگنتیت-آمفیبول دارای عیار بالاتر و حجم ذخیره پایین تری نسبت به کانسنگ فلدسپار-مگنتیت است. بررسی های ژئوشیمیایی نشان داد که در دگرسانی سدیک مقدار عناصر قلیایی (Na, K) افزایش و مقدار عناصر غیرمتحرک Fe, V, Ni کاهش و در دگرسانی کلسیک مقدار عناصر غیرمتحرک Fe, V, Ni افزایش می یابد. همچنین بررسی ایزوتوپ پایدار گوگرد نشان داد که منشاء سیالات از شورابه های تبخیری است و نقش سیالات ماگمایی ناچیز است. در اواخر پرکامبرین در نتیجه فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر صفحه ی ایران مرکزی ماگماتیسیم گرانیتوئیدی رخ می دهد و به تبع آن در پشت کمان های ماگمایی حوضه های کششی ایجاد می شود که محل مناسبی برای نهشته شدن سکانس های تبخیری ریزو و دزو بوده است. کانه زایی آهن در کانسار آنومالی شمالی مرتبط با شورابه های تبخیری و ماگماتیسیم گرانیتوئیدی کامبرین آغازین ایران مرکزی شکل گرفته است.

واژه‌های کلیدی: آنومالی شمالی، بافق، مگنتیت-آمفیبول، دگرسانی سدیک، شورابه های تبخیری

### مقدمه

می دانند. (Samani 1988) آن را در ارتباط با ماگماتیسیم کربناتیتی در یک محیط ریفتی می داند. (Daliran 2002) تکامل سیالات گرمایی را عامل اصلی کانه زایی مگنتیت-آپاتیت در سطح منطقه پیشنهاد کرده است. (رمضانی و قادری ۱۳۸۱) کانی زایی آهن در ناحیه بافق را در ارتباط با گرانیت زایی مهم کامبرین آغازین می-دانند زیرا کانسنگ آهن-آپاتیت در معدن چغارت با لوکوگرانیت زیرگان از نظر سنی دارای همپوشانی منطقی هستند. جمی (Jami et al. 2007) با بررسی کانسار اسفوردی منشاء سیالات کانه ساز را شورابه های تبخیری و در مرحله دوم اهمیت سیالات منشا گرفته از توده های گرانیتی می داند.

### روش مطالعه

در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی میدانی، مطالعات کانی-شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی در کانسار آنومالی شمالی و تلفیق آن با

کانسار آنومالی شمالی یکی از کانسارهای آهن با عیار پایین، در منطقه معدنی بافق است. این کانسار در ۱۰ کیلومتری شمال غرب کانسار چغارت به مختصات جغرافیایی  $31^{\circ}46'6''$  و  $55^{\circ}26'12''$  طول شرقی و عرض شمالی واقع شده است. دسترسی به منطقه مورد نظر از طریق جاده آسفالته یزد- بافق- چغارت امکان پذیر است (شکل ۱). مطالعات گسترده ای بر روی منشاء کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق انجام شده است اما تاکنون نظریه واحدی برای ژنز کانسارهای آهن این ناحیه از ایران ارائه نشده است. کارشناسان روسی شرکت Technoexport (1984) برای کانسارهای این ناحیه از ایران مرکزی منشاء متاسوماتیسیم در نظر گرفته اند (Forster & Jafarzadeh 1994). شکل گیری این کانسارها را در ارتباط با تشکیل کالدرها در سرزمین های پرکامبرین و تکامل مذاب های ملانفیلینیتی در یک محیط ریفتی

تریاس بالایی و در بخش غربی واحد های سنگی (گرانیت های خشومی و سازند چاپدون) به سن ائوسن رخنمون دارند. کانسارهای آهن ناحیه بافق در محدوده شرقی بافق-ساغند واقع شده اند. کانی-زایی آهن در ناحیه بافق به احتمال زیاد در ارتباط با ماگماتیسم کامبرین آغازین است، زیرا شواهد پتروژنتیک و سن سنجی های انجام شده توسط (رمضانی و قادری ۱۳۸۱) (Torab 2006) بر روی کانی سازی آهن-آپاتیت و سنگهای گرانیتوئیدی منطقه همپوشانی منطقی از خود نشان می دهند.

### زمین شناسی منطقه

کانسار آنومالی شمالی توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده و کانسار از طریق گمانه های اکتشافی حفر شده قابل مطالعه است. حفاریهای انجام شده در منطقه نشان می دهد که سنگهای گرانیتی و میکروگرانیتی سنگ میزبان اصلی کانه زایی آهن در منطقه بوده که به درجات مختلفی تحت تاثیر متاسوماتیسم قرار گرفته اند. کانه زایی آهن در محدوده ای به طول چهار کیلومتر و به عرض ۵۰۰ متر صورت گرفته است. در این محدوده سری های کربناتی، رسوبات کواترنر و سنگهای نفوذی اسیدی نیمه عمیق و معادل خروجی آنها وجود دارد (Technoexport 1984).

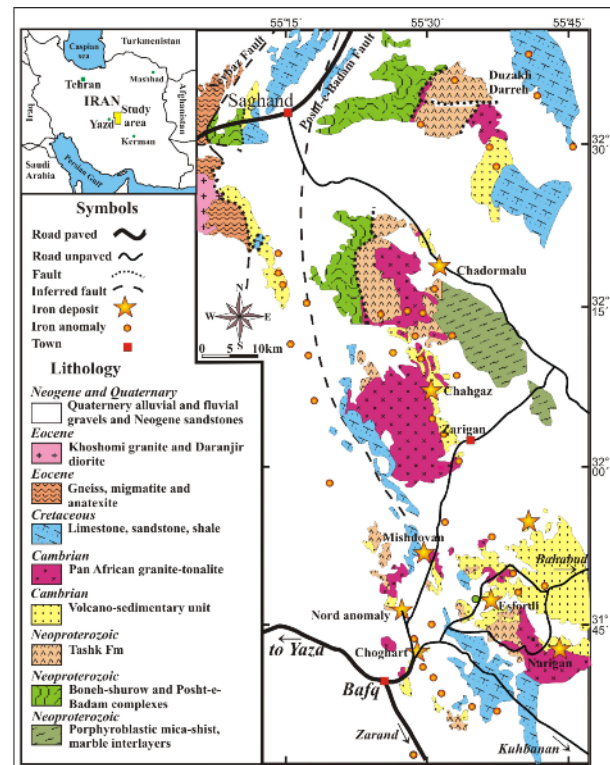
### دگرسانی های مرتبط با کانه زایی

دگرسانی سدیک در کانسار آنومالی شمالی بر روی سنگهای گرانیتی و میکروگرانیتی تاثیر کرده و باعث تغییرات کانی شناسی در این سنگها شده است. با تاثیر سیال گرمابی غنی از عناصر قلیایی ترکیب کانی شناسی گرانیت ها تغییر کرده و کانی های جدیدی با توجه به شرایط سیال گرمابی در آنها به وجود آمده است. با افزوده شدن  $Na^+$  و  $K^+$  به ساختمان کانیهای مثل پلاژیوکلاز، بافت صفحه شطرنجی در پلاژیوکلاز تشکیل شده است. تیغه های آلبیتی کوچک طوری قرار گرفته اند که بافتی شبیه صفحه شطرنج ایجاد می کنند گرچه هر یک از این واحدها به صورت یک مربع منظم نبوده بلکه حالتی نامنظم دارد. این بافت توسط بسیاری از زمین شناسان به متاسوماتیسم سدیک یک فلدسپار پتاسیک اولیه نسبت داده شده است (Smith 1974, Carten 1986). این بافت نتیجه تاثیر متاسوماتیسم سدیک بر سنگهایی با ترکیب اسیدی است (Moore & Liou 1979). این دگرسانی در کانسار آهن کلانکری استرالیا (Rotherham 1997) گزارش شده است.

### دگرسانی سدیک شدید

در آنومالی شمالی، سنگهایی که دچار متاسوماتیسم سدیک شدید شده اند دارای ترکیب کانی شناسی آلبیت ۶۰٪، کوارتز ۱۰ تا ۲۰٪، میکروکلین صفر تا ۵٪، کلسیت و کلریت بین ۱۰ تا ۱۵٪ و مقادیر متغیری از آپاتیت، اسفن و زیرکن هستند. بلورهای آلبیت صفحه شطرنجی بصورت بی شکل بوده و اندازه آنها بین ۱ تا ۲ میلی متر است

سایر داده های منتشر شده توسط محققین مختلف مدلی برای دگرسانی، کانه زایی و منشاء سیال کانه ساز ارائه شود. در مدل ارائه شده سعی شده است با در نظر گرفتن داده های موجود تصویر روشن-تری از نحوه تشکیل این کانسار ارائه شود.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی، پراکندگی کانسارهای آهن و راههای دسترسی ناحیه بافق-ساغند. (اقتباس از (Forster & Jafarzadeh 1994), (Ramezani & Tucker 2003) و (Haghipour et al. 1977)).

### زمین شناسی ناحیه بافق

ناحیه بافق تا ساغند دربرگیرنده مهمترین کانسارهای آهن در ایران مرکزی و ذخایر دیگری مانند فسفات، اورانیوم، منگنز، سرب و روی است. این ناحیه بر اساس تقسیم بندی ایران مرکزی توسط (Ramezani & Tucker 2003) جزئی از کمربند تکنونیک کاشمر-کرمان است. براساس مطالعات سن سنجی به روش U/Pb بر روی کانی زیرکن توسط (Ramezani & Tucker 2003) این ناحیه به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم بندی شده است (شکل ۱). در محدوده شرقی واحدهای سنگی شامل دگرگونی های بنه شور و تاشک با سن پرکامبرین پسین و توده های گرانیتوئیدی (زریگان، ناریگان، سفید، دوزخ دره، پلو و آریز) با سن کامبرین آغازین رخنمون دارند. گرانیتوئید ها ماهیت کالکوالکالن دارند، که در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتیس به زیر صفحه ی ایران مرکزی ایجاد شده اند. در بخش مرکزی واحدهای سنگی (گرانیت های اسماعیل آباد و چامقو) به سن

تورمالین است و زیرکن نیز به مقدار بسیار کمی وجود دارد. مهمترین کانی آپک مگنتیت است که نسبت به دگرسانی سدیک شدید فراوانی بیشتری دارد. دگرسانی سدیک در منطقه با وزن کانسنگ آلیت-مگنتیت (کانسنگ کم عیار) در ارتباط است.

### دگرسانی کلسیک

دگرسانی کلسیک با حضور کانیهای مگنتیت+آمفیبول±آپاتیت مشخص می شود. این دگرسانی جوانترین فاز همراه با کانه زایی آهن با حجم کم و عیار متغیر است که دگرسانی سدیک را قطع می کند و گسترش کمتری نسبت به آن دارد. بررسی های کانی شناسی نشان می دهد که ترمولیت-اکتینولیت مهمترین کانیهای سیلیکاته در این نوع کانسنگ با بافت دندریتی هم رشد با مگنتیت است (شکل 2 D). این دگرسانی نیز با وزن کانسنگ مگنتیت-آمفیبول در ارتباط است.

### دگرسانی های بعد از کانه زایی آهن

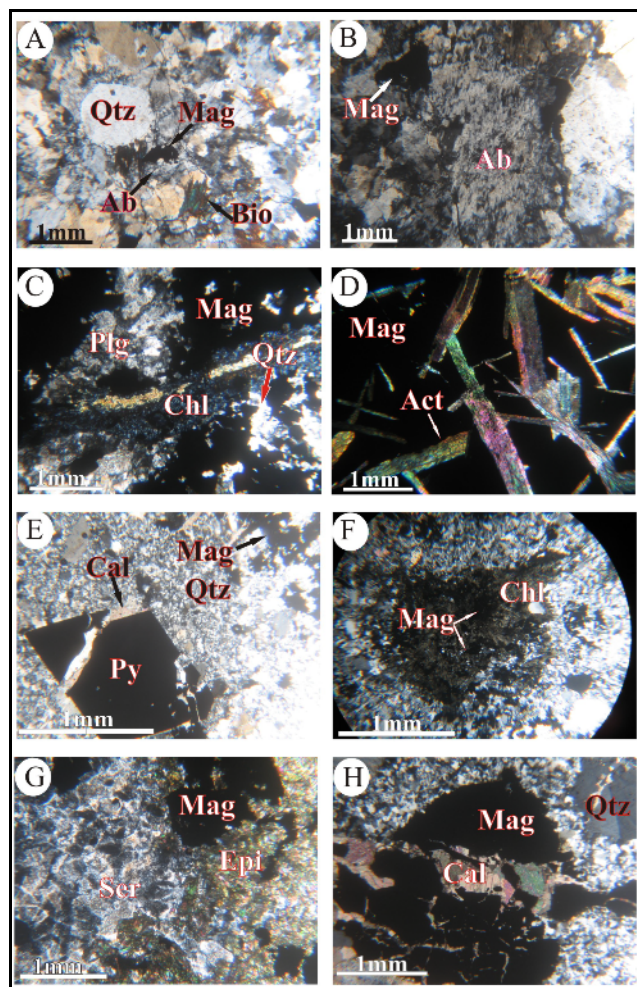
دگرسانی سیلیسی در منطقه به صورت گسترده مشاهده می شود اما این دگرسانی با کانه زایی ارتباط مستقیمی ندارد و از لحاظ زمانی بعد از دگرسانی های سدیک، کلسیک و کانه زایی آهن تشکیل شده است. سیلیسی شدن به صورت رگه و رگچه تقریباً در تمامی مغزه ها مشاهده می شود. همراه با کوارتز معمولاً پیریت نیز دیده می شود که می توان آن را یکی از اختصاصات دگرسانی سیلیسی در این کانسار دانست. این دگرسانی توسط رگه و رگچه هایی از کلسیت قطع شده است (شکل 2 E). همچنین در امتداد شکستگیها و متن سنگهای سیلیسی شده پیریت های خود شکل نیز دیده می شود، شکل گیری این پیریت ها احتمالاً در نتیجه فعالیتهای گرمایی است که پس از تشکیل هر دو کانسنگ (آلیت-مگنتیت و مگنتیت-آمفیبول) را تحت تاثیر قرار داده است.

در کانسار آنومالی شمالی در نتیجه تجزیه بیوتیت و کلریت اکسید آهن تشکیل شده است (شکل 2 F). این پدیده معمولاً در دماهای پایین تا متوسط انجام می گیرد (Shelly 1993). تجزیه شدن بیوتیت و آمفیبول با شکل گیری کلریت و محصولات جانبی اسفن، اپیدوت، سرسیت، کوارتز و اکسید آهن آزاد همراه است (Shelly 1993).

اپیدوت یکی دیگر از کانی های حاصل از دگرسانی در کانسار آنومالی شمالی است. اپیدوت به همراه کانیهای کلریت، کوارتز و سرسیت بیشتر در قسمت های سطحی وجود دارد. این کانی در نتیجه کلریتیزاسیون بیوتیت و سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها که معرف دگرسانی های دمای پایین است به وجود می آید (Shelly 1993). این کانی بر روی پلاژیوکلازها رشد کرده است (شکل 2 G).

سرسیتی شدن در کانسار آنومالی شمالی در قسمتهای سطحی کانسار همراه با دگرسانی اپیدوتی دیده می شود (شکل 2 G). رشد سرسیت نیازمند افزایش آب و K+ است و سرسیتیزاسیون فقط در صورتی

(شکل 2 A,B). آپاتیت مهمترین کانی فرعی است. در این دگرسانی مگنتیت بصورت پراکنده و ناچیز در متن سنگ دیده می شود.



شکل 2: فازهای دگرسانی کانسار آنومالی شمالی، 2A: سنگ میزبان گرانیتی متاسوماتیزه شده، 2B: دگرسانی سدیک شدید و شکل گیری آلیت صفحه شطرنجی، 2C: دگرسانی سدیک ضعیف با کانیهای اصلی مگنتیت، فلدسپار و کوارتز (کانسنگ مگنتیت-فلدسپار)، 2D: دگرسانی کلسیک با کانیهای ترمولیت-اکتینولیت هم رشد با مگنتیت (کانسنگ پرعیار)، 2E: دگرسانی سیلیسی و همراهی پیریت های اتومورف و کوارتز، 2F: تجزیه بیوتیت به کلریت و شکل گیری مگنتیت های اتومورف بر روی کلریت، شکل 2G: اپیدوت و سرسیت در قسمتهای سطحی کانسار، 2H: پرشدگی شکستگی های مگنتیت توسط رگچه های کلسیت.

### دگرسانی سدیک ضعیف

در سنگهایی که دچار متاسوماتیسم سدیک با شدت کم شده اند، کانیهای اصلی شامل کوارتز و فلدسپارهای پرتیتی اولیه است. کلریت فراوانترین کانی دگرسانی و ناشی از تجزیه بیوتیت و یا آمفیبول سنگهای گرانیتی است (شکل 2 C). در این سنگها آثاری از آلیت صفحه شطرنجی مشاهده نمی شود. مهمترین کانی فرعی اسفن و

کلسیت دگرسانی دمای پایین کلریتی را قطع و شکستگی های مگنتیت ها را پر کرده است (شکل ۲ H).

### ژئوشیمی کانسنگ

به منظور بررسی های ژئوشیمیایی، از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و کمیاب تعداد ۵۳ نمونه از کانسنگهای آهن (مگنتیت-اکتینولیت و آلپیت-مگنتیت) که در سال ۱۹۸۲ توسط کارشناسان روسی و شرکت ملی فولاد ایران به روش XRF تجزیه شده (جدول ۱) و همچنین برای عناصر کمیاب از داده های تجزیه شیمیایی (بهرزادی ۱۳۸۵) و (تقوی ۱۳۸۵) استفاده شده است (جداول ۲ و ۳).

پیشرفت می کند که محلولهای سرشار از آب وجود داشته باشد (Oreskes & Hitzman 1993). یک منبع مهم K+ در منطقه محصولات فرآیند کلریتیزاسیون بیوتیت است که قبلاً مورد بحث قرار گرفت.

کلسیت آخرین کانی تشکیل شده در آنومالی شمالی است که در اثر نفوذ محلولهای حاوی کربنات به درون سنگهای میزبان و دایکها، رگه و رگچه های کلسیتی ایجاد شده است. این پدیده در مناطق حاوی سنگهای رسوبی کربناته امری عادی است، زیرا محلول های موجود در منطقه در اثر حل کردن کربنات و سپس در اثر تغییر pH درون سنگهای دیگر رسوب داده و کلسیت ثانویه ایجاد می شود. رگه های

جدول ۱: تجزیه شیمیایی ۵۳ نمونه از کانسنگهای آهن به روش XRF (Technoexport.1984). (مقدار بر حسب درصد).

BH	SiO <sub>2</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
77	14.85	52.20	1.02	0.63	2.76	4.37	0.12	0.14	0.56	0.07	0.00
77	32.74	44.47	2.40	0.43	6.13	7.02	0.13	0.37	1.20	0.06	0.00
77	30.69	49.39	4.10	0.35	4.38	5.89	0.13	1.42	0.80	0.10	0.00
87	47.47	28.36	7.47	0.30	3.64	3.77	0.07	3.53	1.41	0.11	0.01
87	13.89	76.61	1.06	0.43	2.24	2.97	0.12	0.12	0.50	0.11	0.01
87	35.37	43.21	3.19	0.30	6.27	5.15	0.11	0.40	1.20	0.12	0.01
87	49.41	30.53	3.99	0.23	5.08	3.95	0.09	0.79	1.49	0.11	0.03
87	45.48	33.62	3.67	0.15	4.86	6.49	0.16	1.27	0.72	0.22	0.21
89	46.80	29.04	7.26	0.23	4.34	4.47	0.12	1.20	0.72	0.08	0.01
89	42.09	34.63	6.88	0.23	4.54	5.18	0.16	0.74	3.62	0.08	0.04
89	21.87	66.68	3.48	0.15	1.71	1.73	0.03	0.60	2.82	0.83	0.11
89	43.31	35.89	6.79	0.15	3.19	4.02	0.06	1.04	0.62	0.29	0.01
89	31.39	52.94	4.95	0.23	3.09	3.09	0.10	0.42	2.98	0.66	0.02
89	45.13	33.38	8.83	0.15	1.08	1.08	0.03	4.74	2.47	0.65	0.08
89	49.07	27.44	7.82	0.43	2.23	2.22	0.06	3.25	1.21	0.44	0.13
78	18.43	70.89	1.70	0.63	2.59	2.56	0.10	0.54	0.56	0.16	0.02
78	36.96	48.02	2.82	0.30	3.81	3.78	0.06	0.42	0.09	0.36	0.07
78	44.68	34.98	6.41	0.16	3.54	3.54	0.06	0.24	3.89	0.18	0.03
78	37.79	40.76	6.31	0.22	4.56	2.54	0.09	0.21	3.43	0.21	0.03
78	45.24	29.17	6.71	0.22	6.30	2.26	0.11	0.33	2.84	0.78	0.01
78	47.08	23.71	7.16	0.22	7.70	1.74	0.14	0.33	2.84	0.60	0.04
78	44.08	36.61	4.82	0.13	4.28	1.08	0.09	0.85	1.69	0.35	0.05
78	51.10	32.46	1.04	0.13	2.56	1.20	0.06	0.85	1.28	0.69	0.82
80	29.13	54.34	4.46	0.32	3.64	4.73	0.09	1.13	1.01	0.10	0.02
80	32.57	43.64	5.88	0.19	2.32	3.35	0.07	2.52	1.28	0.18	0.05
80	34.97	47.55	5.42	0.19	2.77	2.92	0.07	1.93	1.16	0.06	0.13
80	33.34	50.19	4.42	0.56	4.51	5.11	0.10	0.39	1.82	0.30	0.05
80	35.48	42.40	4.93	0.38	5.17	5.71	0.12	1.87	1.01	0.18	0.00
80	30.69	43.04	6.54	0.44	5.99	2.92	0.06	1.39	1.24	0.14	0.05
80	43.06	29.27	7.82	0.25	4.82	3.70	0.07	0.15	2.97	0.19	0.07
80	47.57	30.70	7.56	0.18	2.88	2.26	0.08	2.63	1.13	0.23	0.06
80	36.62	44.47	5.80	0.31	3.57	3.27	0.11	0.38	2.05	0.14	0.02
80	52.26	24.28	8.94	0.31	2.41	4.20	0.11	0.10	0.63	0.15	0.01
91	43.53	28.96	8.26	0.25	4.38	8.96	0.14	2.48	1.89	0.09	0.01
91	12.67	80.08	2.10	0.31	2.45	4.43	0.06	0.30	5.71	0.06	0.06
91	38.80	40.70	4.86	0.58	5.96	6.06	0.09	0.37	1.36	0.15	0.01
91	57.01	20.12	9.66	0.43	2.53	4.55	0.13	0.96	0.74	0.11	0.11
91	41.11	35.01	5.86	0.43	4.91	7.84	0.07	0.37	2.36	0.20	0.01
91	33.45	42.76	5.78	0.50	6.13	5.71	0.06	0.03	2.36	0.20	0.06
91	42.37	29.96	3.43	0.58	3.77	5.40	0.09	1.04	2.03	0.18	0.00
91	50.61	28.93	8.39	0.13	2.45	3.17	0.05	0.90	2.36	0.29	0.08
91	33.88	50.46	4.88	0.35	3.29	4.08	0.11	0.31	2.03	0.10	0.08
91	43.19	39.10	6.94	0.12	2.59	3.29	0.12	1.03	2.36	0.16	0.03
91	37.28	43.79	5.69	0.58	4.28	5.64	0.14	0.29	2.03	0.14	0.03
94	21.70	61.96	3.52	0.43	3.68	4.55	0.10	0.14	1.16	0.15	0.05
94	39.35	33.15	6.62	0.35	6.44	6.41	0.14	0.44	2.70	0.15	0.01
94	21.49	64.94	1.95	0.28	2.18	7.97	0.13	0.19	0.34	0.25	0.01
94	30.71	49.28	3.53	0.28	5.60	8.25	0.07	0.37	0.84	0.38	0.04
94	33.81	43.67	6.12	0.20	6.22	9.21	0.06	0.25	1.17	0.35	0.01
94	16.33	66.92	2.36	0.28	3.15	7.15	0.07	0.11	0.41	1.58	0.00
94	36.44	50.65	5.20	0.28	1.48	5.40	0.06	0.96	1.42	0.35	0.05
94	17.51	73.97	2.55	0.20	1.97	3.25	0.07	0.02	0.52	0.19	0.04
94	38.67	41.04	8.13	0.28	1.97	4.27	0.02	0.04	2.19	0.35	0.05

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از کانسنگ های آهن به روش ICP-MS (بهزادی، ۱۳۸۵). (مقدار عناصر بر حسب ppm).

sample no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	1360	3140	3510	495	877	4790	6560	1320	655	427
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1750	3060	1820	1530	11900	60500	65800	6980	41900	39300
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	582000	583000	603000	626000	294000	253000	162000	270000	171000	155000
MnO	180	398	233	249	956	404	367	159	133	424
MgO	2570	23300	3870	9830	46000	13100	19000	9630	744	5900
CaO	5160	23300	17000	4570	34200	28700	30800	585	9900	12600
Na <sub>2</sub> O	288	1130	314	507	3880	38700	45800	61300	43200	31400
K <sub>2</sub> O	83	293	106	136	3860	14900	14100	2650	45400	28400
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	24	24	514	155	117	804	204	24	43	178
Ag	0.02	0	0.08	0	0.03	0.11	0.7	0.01	0.02	0.05
As	2.4	2.1	4.9	3.2	3	4.8	5.9	1.5	0	7.3
S	0	0	190	90	0	410	11700	70	60	430
Cd	0.4	0.4	0.7	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1
Pb	0.8	0.6	3.9	0.6	0.7	0.9	1.4	1	2	0.9
Zn	17.6	45	24.9	27.9	99.6	27.2	47	15.3	57.8	53.4
Cu	25.4	4.4	18.3	5	5	16.7	17.5	11.4	7.2	12.2
W	0.5	0.2	0.8	0	0.3	1.4	1.4	0.4	0.5	0.8
Mo	1.3	0.4	1.5	0.4	1	3.3	1.6	3.2	4.1	12.2
Ni	112	112	128	131	62	49	38	69	38	28
Co	18.1	25.3	11.7	10.9	17.4	11.2	39.6	6.8	6.5	3.4
Cr	30	7	20	5	24	120	73	100	105	97
V	697	1420	2010	850	568	604	477	1090	619	99
Ba	19.5	11.7	11.5	20.4	77.3	106	264	10.2	765	701
Be	0.3	2	0.2	1.2	5.2	2	1.9	0	0	0.5
Li	15.6	2.7	1.7	2.4	11.5	5.9	2.9	10.1	1.6	0.5
Sc	2	7	1	0	0	9	9	0	0	0
Rb	0.4	0.8	0.3	0.8	9.6	25.1	23.8	0.8	67.1	42.7
Sr	4.9	7	16.9	7.4	14.7	37.3	71.3	6.9	15.7	20.7
Nb	0	1.2	0.9	3.8	0	2.5	2.8	0.5	0	0
Zr	0	0	0	0	6	19	47	16	0	16
U	0.29	0.49	0.71	0.96	0.36	1.57	0.66	0.45	0.17	1.92
Th	0.76	3.3	3.17	3.45	5	6.67	7.86	2.73	3.45	2

جدول ۳: نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از کانسنگ های آهن به روش ICP-MS (تقوی، ۱۳۸۵). (مقدار عناصر بر حسب ppm).

sample no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO <sub>2</sub>	2370	647	1700	864	2490	3450	4160	333	14700	580
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1730	1010	7090	6880	2800	6350	17100	50100	72900	44600
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	679000	720000	565000	592000	427000	515000	364000	172000	96800	146000
MnO	146	249	361	495	689	615	427	214	1150	303
MgO	743	700	21200	15100	45000	16300	39400	1890	35200	3550
CaO	985	6560	20900	12300	30000	12700	37900	20800	29400	37300
Na <sub>2</sub> O	121	210	1480	4020	1210	979	628	31200	27900	36700
K <sub>2</sub> O	174	149	3300	305	229	398	2670	20500	15000	1090
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5	15	1730	27	1	1	9220	60	1900	27
Ag	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.16	0.01	0.03	0.3	0.02
As	5.9	3.1	9.4	2.1	3.4	3.6	20.9	3.9	3	1.8
S	460	470	230	70	70	1	1220	1490	1150	1000
Cd	0.3	0.4	0.6	0.3	0.3	0.4	0.6	0.01	0.01	0.01
Pb	1.1	0.2	1.5	1.1	0.5	1.1	1.4	1.3	2.1	1.1
Zn	12	8.4	15.9	25.4	37.2	54	19.7	21.8	80	7.8
Cu	32.4	17.7	11	0.2	3.7	4.8	4.3	2.6	35.7	3.1
W	0.5	9	42.9	0.1	74.1	105	1.4	22.4	7	2.6
Mo	1.6	0.6	0.6	0.5	0.8	1.2	1.1	7.5	2.9	2
Ni	116	154	88	94	75	101	64	30	20	25
Co	18.2	9	23.3	23.1	30.6	25	32.5	16	29.3	12.8
Cr	58	14	10	4	12	5	21	80	21	91
V	2180	1760	1160	1280	1130	1840	1130	359	313	248
Ba	100	2	23	2	1	1	4	305	347	17
Be	1	1	6	1	3	1	4	1	3	1
Li	0.8	0.8	7.5	2.8	7.2	5.5	22.7	2	40.6	5.4
Sc	1	2	3	7	30	2	8	1	36	3
Rb	1.1	0.3	11.5	0.7	0.6	1	13.8	33.6	49.5	2.6
Sr	279	22	26	20	15	31	40	15	94	15
Nb	1	0.6	9.3	1.5	1.3	0.6	1.2	0.7	9.7	0.5
Zr	5	5	5	5	6	5	10	32	200	16
U	1.3	0.38	1.78	0.64	0.28	0.21	0.82	1	1.2	0.53
Th	39.2	7.27	20.3	11.4	10.9	1.49	11.7	21.2	5.93	7.47

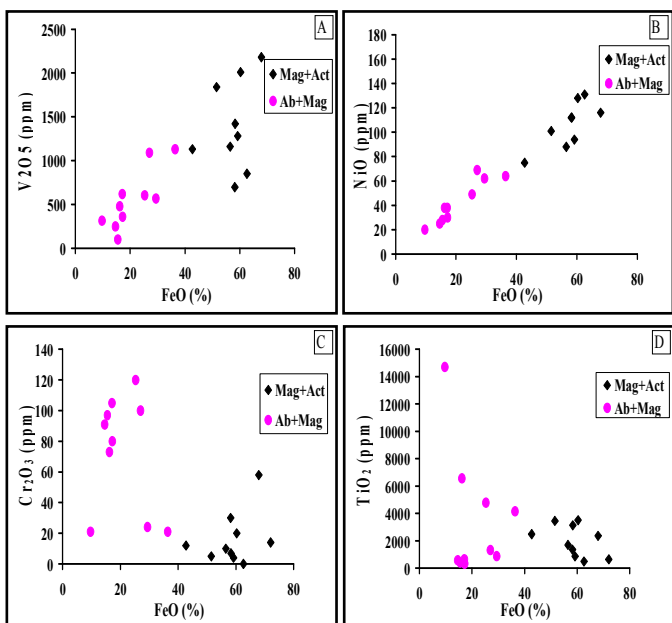
### عناصر اصلی

نشان می دهد. مقدار منگنز در هر دو تیپ پر عیار مگنتیت-اکتینولیت و فلدسپار-مگنتیت تقریباً ثابت است و با افزایش عیار آهن با شیب بسیار ملایمی کاهش می یابد (شکل D, E3).

از خصوصیات کانسنگ آنومالی شمالی پایین بودن مقدار فسفر و گوگرد آن است. پیریت اصلی ترین کانی سولفیدی در هر دو تیپ کانسنگ است. دو نسل پیریت در کانسار آنومالی شامل نسل اول به صورت پیریت هم رشد با مگنتیت و نسل دوم پس از فاز اصلی کانه

روند تغییرات SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O در مقابل Fe نشان می دهد که با افزایش مقدار این عناصر مقدار Fe کاهش می یابد (شکل A, B, C 3). احتمالاً بالا بودن مقدار این عناصر در تیپ کم عیار ناشی از سیلیسی شدن و گسترش دگرسانی سدیک است.

مقادیر CaO و MgO تا حد معینی با افزایش عیار آهن افزایش می یابد و در کانسنگ هایی با عیار بیش از ۴۰ درصد مقدار این عناصر کاهش



شکل ۴: دیاگرامهای پراکندگی عناصر کمیاب در مقابل آهن در کانسنگ های کانسار آنومالی شمالی (داده ها از تقوی ۱۳۸۵، و بهزادی ۱۳۸۵).

#### مقایسه آنومالی شمالی با تیپ های جهانی

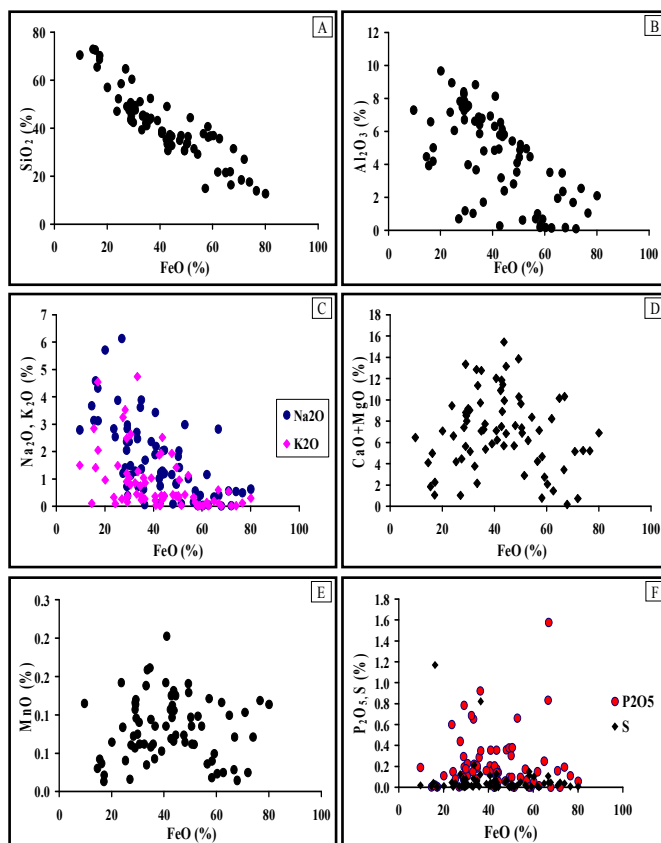
با استفاده از تغییرات V در مقابل Ni (شکل 5 A) می توان کانسارهای آهن آپاتیتی و تیتانیوم دار را از سازندهای آهن نواری جدا کرد. ملاک جدایش این دو گروه از کانسارها میزان V در نظر گرفته شده که مقدار آن (V=100 ppm) است (Lohberg & Horndal 1983). حد پایینی مقدار V در محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی را از حدود 650 ppm (نیستروم و هنریکوئیز ۱۹۹۴) تا 100 ppm (Lohberg & Horndal 1983) در نظر گرفته اند. بر اساس تغییرات V در مقابل Ti و تغییرات میزان V/Ti نسبت به میزان Ni/Ti (شکل 5 B,C) می توان محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی، کانسارهای آهن تیتانیوم دار و سازندهای آهن نواری را از یکدیگر جدا کرد (Lohberg & Horndal 1983). طبق این نمودارها کانسار آنومالی شمالی در محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی قرار می گیرد. عنصر آهن نیز به عنوان معیاری برای طبقه بندی انواع کانسارهای آهن بکار گرفته شده است. بر این اساس نسبت Ti/Fe و V/Fe در کانسنگ مگنتیت سنجیده می شود (Lohberg & Horndal 1983). بر اساس این نسبتها کانسار آنومالی شمالی در محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی واقع می شود (شکل 5 D).

(Hitzman et al. 1992) کانسارهای آهن هیدروترمالی را در دو گروه اصلی تقسیم بندی کرده است.

۱- کانسارهای تیپ IOCG که در آنها کانه زایی اکسیدی همراه با فاز سولفیدی مس دیده می شود. از این تیپ کانسارها می-توان به کانسار کلانکری (Rotherham et al. 1998، Pollard et al. 1998، Mark & Foster 2000)، ارنست هنری (Mark et al. 2000)، اِسترا

زایی و همراه با سیلیسی شدن تشکیل شده است. به طور کلی با افزایش آهن مقدار گوگرد با شیب نسبتاً ملایمی کاهش پیدا می کند (شکل F3).

بیشترین مقدار P2O5، 668/0 درصد و مربوط به تیپ کانسنگ پر عیار مگنتیت-آمفیبول است که به صورت کانی آپاتیت دیده می شود. در تیپ کم عیار مقدار P2O5 با افزایش مقدار آهن کاهش می یابد (شکل F3).

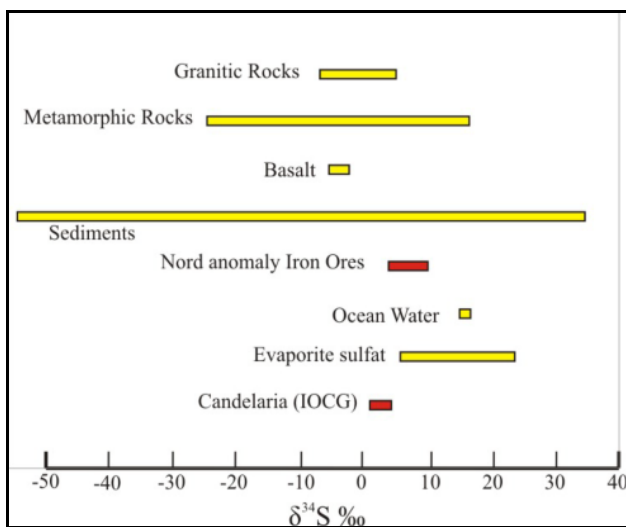


شکل ۳: دیاگرامهای پراکندگی عناصر اصلی در مقابل آهن در کانسنگ های کانسار آنومالی شمالی (داده ها از Technoexport.1984).

#### ژئوشیمی عناصر کمیاب

بررسی عناصر کمیاب در کانسنگ های کانسار آنومالی شمالی نشان می دهد که مقدار وانادیوم و نیکل با افزایش عیار آهن افزایش می یابد (شکل 4 A,B) و بیشترین مقدار وانادیوم و نیکل به کانسنگ مگنتیت-آمفیبول اختصاص دارد. بیشترین مقدار کروم در کانسنگ آلبیت-مگنتیت و کمترین مقدار در کانسنگ مگنتیت-آمفیبول اندازه گیری شده است. با افزایش عیار آهن در هر دو کانسنگ مقدار کروم کاهش می یابد (شکل 4 C). مقدار کبالت در هر دو تیپ کانسنگ آنومالی شمالی پایین است، یکی از علل آن محدود بودن فاز سولفیدی در هر دو تیپ کانسنگ است. مقدار تیتانیوم در هر دو کانسنگ پایین است و با افزایش مقدار آهن مقدار تیتانیوم کاهش می یابد (شکل 4 D).

گوگرد قرار گرفت.  $\delta^{34}\text{S}$  این نمونه ها در محدوده ی  $+۳.۷\%$  تا  $+۹.۷\%$  است که از لحاظ ایزوتوپی به طور قابل ملاحظه ای با گوگرد مشتق شده از گوشته زمین ( $\delta^{34}\text{S}=0\%$ ) فاصله دارد و با گوگرد سنگهای تبخیری و آب دریا شباهت نشان می دهد (شکل ۶). (Barton & Johnson 2004) عقیده دارند که کانسارهای آهنی که منشأ سیالات شان از شورابه های تبخیری است دارای ایزوتوپ های سنگین گوگرد هستند و مقدار آن ( $\delta^{34}\text{S} \geq 5\%$ ) است. لازم به ذکر است که ترکیب ایزوتوپی همه کانسارهای تیپ آهن اکسیدی مس و طلا دار این قدر سنگین نیست به طور مثال مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  در کانسار کندلاریا در کشور شیلی از یک تا سه در هزار است که نشان دهنده دخالت مهم سیالات هیدروترمال ماگمایی است (Marschik & Fontebote 2001).



شکل ۶: تغییرات ایزوتوپی گوگرد  $\delta^{34}\text{S}$  (در مقایسه با CDT) در کانسار آنومالی شمالی

### بحث و بررسی

#### فازهای دگرسانی کانسارهای آهن هیدروترمالی

(Barton & Johnson 2004) بر اساس شواهد زمین شناسی و ژئوشیمی، منشأ سیالات کانی ساز کانسارهای آهن هیدروترمال وابسته به سنگهای آذرین و غنی از اکسید آهن را به دو گروه متفاوت تقسیم کرده اند.

الف) سیالاتی با منشأ ماگمایی

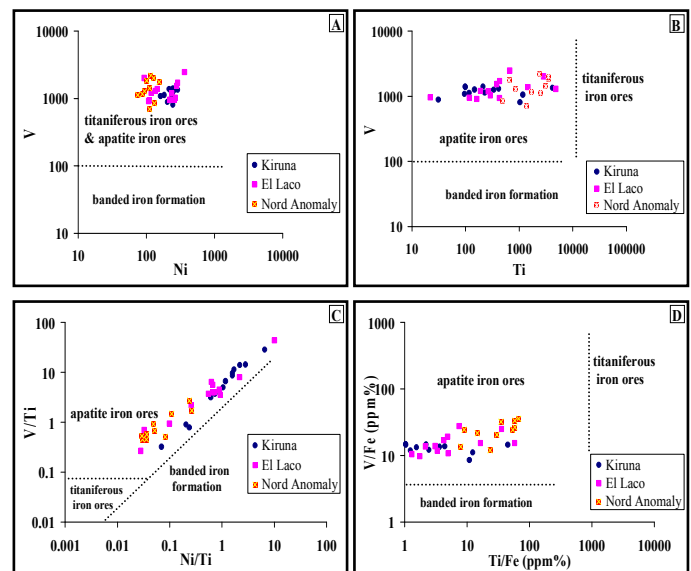
ب) سیالاتی با منشأ تبخیری

اگر منشأ سیالات ماگمایی باشد دگرسانی در این تیپ کانسارها شامل دگرسانی عمقی سدیک-کلسیک، دگرسانی نیمه عمقی پتاسیک و دگرسانی کم عمق تر سیلیسی و سرسیتی است. دگرسانی سدیک-کلسیک گسترش محدود و دگرسانی پتاسیک از گسترش وسیعی برخوردار است (شکل ۷). در این تیپ کانسارها کانه زایی سولفیدی و اکسیدی صورت گرفته است (Barton & Johnson 2004).

(Rotherham 1997) و آلپیک دم در استرالیا (Oreskes & Einaudi 1992, 1993) پنتادل کوبر و کندلاریا در شیلی (Marschik & Fontebote 2001)، سالبو در برزیل (Requia et al. 2003) و کانسار NICO در کانادا اشاره کرد. این کانسارها علاوه بر ذخایر اقتصادی آهن دارای ذخایر با ارزشی از مس، طلا و نقره هستند.

۲- کانسارهای تیپ IOA که در آنها تنها فاز اکسیدی غالب است و فاز سولفیدی بسیار ناچیز بوده و یا دیده نمی شود. از این تیپ کانسارها می توان به کانسار ال رومرال (Bookstrom 1977) و ال لاکو در شیلی (Nystrom & Henriquiz 1994)، کانسار کایرونا در سوئد (Parak 1975) و کانسار پی ریج در ایالت میسوری آمریکا و کانسارهای آهن بزرگی در مناطقی مانند مغولستان داخلی، چین، دریاچه گریت بیر (کانادا)، شمال سودان و ترکیه، که بر اساس شواهد بافتی و ترکیبی در این گروه کانسارها طبقه بندی می شوند، اشاره کرد.

کانسار آهن آنومالی شمالی در ناحیه بافق، ایران مرکزی در رده کانسارهای اکسید آهن-آپاتیتی (IOA) موسوم به کانسارهای تیپ کایرونا طبقه بندی می شود. کانسارهای این تیپ به وسیله مجموعه کانی های مگنتیت، فلونور آپاتیت و اکتینولیت شناخته می شوند که معمولاً فقیر از سولفید هستند، مقدار تیتانیم مگنتیت آنها پائین است و مقدار ذخیره این کانسارها از چند صد میلیون تن با عیار بالای آهن تا رگه ها و رگچه های کوچک می رسد (Nystrom & Henriquiz 1994، Hildebrand 1986).



شکل ۵: مقایسه کانسار آنومالی شمالی با کانسارهای آهن کایرونا و ال لاکو (Nystrom & Henriquiz 1994).

### ایزوتوپ پایدار

در این مطالعه تعداد ۶ نمونه از پیریت های همراه با کانسنگ آهن از کانسار آنومالی شمالی در آزمایشگاه اُتاوای کانادا مورد تجزیه ایزوتوپی



مگنتیت-آمفیبول مقدار عناصر (Na, K, Si, Al, Cr, Ti) کاهش و مقدار عناصر (Ca, Mg, P, Fe, V, Ni) افزایش می‌یابد. (Nystrom & Henriquize 1994) بر این عقیده هستند که مقادیر بالای عناصر غیر متحرک V, Ni, P یکی از نشانه‌های کانسنگ‌های آهن ماگمایی است. اما باید توجه داشت که بالا بودن وانادیوم یک شرط ضروری برای ماگمایی بودن یک کانسار آهن نیست، به عنوان مثال در کانسار آهن آپاتیتی (ال رومرال شیلی) با منشاء گرمایی مقدار وانادیوم ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ ppm گزارش شده است (Bookstrom 1977). همچنین در دگرسانی سدیک کانسارهای آهن هیدروترمالی که در نتیجه تاثیر سیالی با شوری بالا و غنی از عناصر قلیایی به وجود می‌آید Fe, V, Ni, P از سنگهای دگرسان شده خارج می‌شود و در مرحله کانه زایی، کانسنگ مگنتیت با مقادیر بالا از وانادیوم (ppm2860) تشکیل می‌شود (Edfelt et al. 2005).

(Parak 1975) یکی از تفاوت‌های کانسارهای آهن رسوبی با کانسارهای آهن ماگمایی را بالا بودن مقدار کروم در کانسارهای آهن رسوبی می‌داند. اما مقدار کروم کانسنگ‌های آهن هیدروترمالی متغیر است، به عنوان مثال مقدار کروم کانسنگ مگنتیت-آپاتیت ال رومرال شیلی که دارای منشاء گرمایی است از ۱۰-۳۰۰ ppm در تغییر است (Bookstrom 1977).

(Shao-Yong et al. 2005) عقیده دارند که سیالاتی که دارای شوری و دمای بالا، pH بالا و حضور فعال یون فلئورید و بره‌هستند می‌توانند به راحتی عناصر غیرمتحرک و یا عناصری با انرژی میدان بلوری بالا را که در بسیاری از شرایط زمین‌شناسی به راحتی قابل انحلال و انتقال نیستند را منتقل کنند.

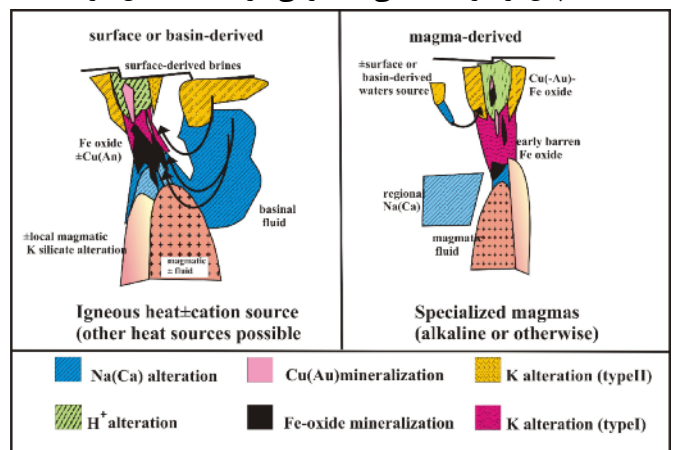
مقادیر بالای عناصر غیر متحرک V, Ni, P در کانسار آهن آنومالی شمالی نمی‌تواند بطور قطع تعیین کننده منشاء ماگمایی برای این کانسار باشد. همانطور که اشاره شد این عناصر می‌تواند توسط سیالات گرمایی با شوری بالا از سنگهای منطقه شسته شده و در مکانی مناسب کانسنگ‌های آهن با مقادیر بالا از V, Ni, P تشکیل شود. عملکرد سیالات گرمایی با شوری بالا از منشاء تبخیری امکان انتقال عناصر غیرمتحرک را فراهم می‌کند.

### نتیجه گیری

با تلفیق شواهد و بررسی‌های پتروگرافی، دگرسانی و ژئوشیمی مدل زیر برای ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی پیشنهاد می‌شود: در اوایل کامبرین (۵۳۳ میلیون سال پیش) ماگماتیسزم گرانیتوئیدی (گرانیت-تونالیت) در ارتباط با زون فرورانشی در ایران مرکزی رخ داد، به تبع آن در حوضه‌های پشت کمان‌های ماگمایی حاصل از فرورانش که محیط مناسبی برای نهشته شدن سکانس‌های تبخیری بود سری

دگرسانی در کانسارهای آهن گرمایی که منشاء سیال شان از شورابه‌های تبخیری است با توجه به نوع سنگ میزبان متفاوت است. به عنوان مثال اگر سنگ میزبان ترکیبی حدواسط تا مافیک داشته باشد دگرسانی اولیه اسکاپولیتی شدن و در ادامه کلریتی و کربناتی شدن وسیع صورت می‌گیرد و اگر سنگ میزبان ترکیب اسیدی داشته باشد دگرسانی اولیه سدیک است که دارای حجم و گسترش وسیع بوده و در ادامه با دگرسانی پتاسیک، سیلیسی و سرسیتی مشخص می‌شود. در این تیپ کانسارها منشاء سیالات از شورابه‌های تبخیری بوده و توده نفوذی منبع حرارتی، منشاء فلزات و کنترل کننده نوع دگرسانی است (شکل ۷). سیال بوجود آورنده این کانسارها فقیر از گوگرد، اکسیدان و با شوری بالا است (Barton & Johnson 2004). (Arencibia & Clark 1996) عقیده دارند که دگرسانی سدیک توسط سیالاتی با شوری بالا ایجاد می‌شود که یکی از فراگیرترین دگرسانی‌ها در کانسارهای آهن گرمایی است.

بررسی‌های پتروگرافی و دگرسانی در کانسار آنومالی شمالی نشان داد که دگرسانی سدیک، وسیع‌ترین دگرسانی در سنگ‌های گرانیتی و میکروگرانیتی است که با تشکیل آلبیت صفحه شطرنجی و دگرسانی کلسیک با گسترش محدودتر با شکل‌گیری کانیهای ترمولیت-اکتینولیت مشخص می‌شود. دگرسانی‌های دمای پایین سیلیسی، کلریتی، سرسیتی، اپیدوتی و کلسیتی دگرسانی‌های کم اهمیت تری هستند که پس از فازهای اصلی کانه زایی در منطقه شکل گرفته‌اند.

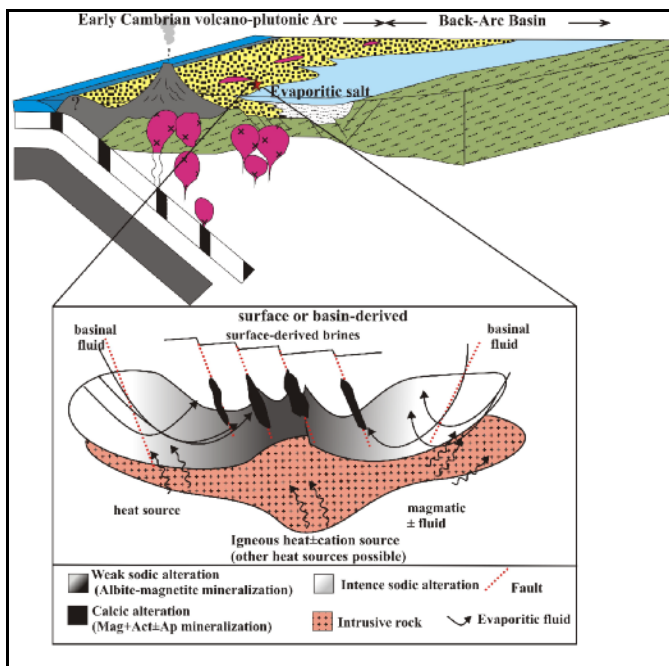


شکل ۷: مدل شماتیک از گسترش دگرسانی در کانسارهای آهن گرمایی با منشاء سیالات ماگمایی و غیر ماگمایی (اقتباس از Barton & Johnson 2004).

### بررسی‌های ژئوشیمیایی

کانسار آنومالی شمالی بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی از دو نوع کانسنگ مگنتیت-آمفیبول و کانسنگ آلبیت-مگنتیت تشکیل شده است. بررسی مقدار عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که مقدار عناصر (Na, K, Si, Al, Cr, Ti) در کانسنگ آلبیت-مگنتیت افزایش و مقدار عناصر (Ca, Mg, P, Fe, V, Ni) کاهش می‌یابد. در کانسنگ

مگنتیت-آمفیبول، کنترل کننده های ساختمانی (گسل) است. برخورد سیال فوق اشباع از آهن با گسل ها و افت سریع دمای سیال منجر به ایجاد بافت دندریتی آمفیبول هم رشد با مگنتیت می شود. کانه زایی سولفیدی فلزات پایه در آنومالی شمالی صورت نگرفته که علت آن پایین بودن محتوی گوگرد و فلزات پایه در سیال و سنگ میزبان است. عدم کانه زایی سولفیدی نیز می تواند شاهدی دیگر بر نقش شورابه های تبخیری در کانه زایی اکسیدی در کانسار آنومالی شمالی باشد. همچنین بررسی های ایزوتوپی گوگرد در کانسار آنومالی شمالی نشان می دهد که احتمالاً منشاء سیالات از شورابه های تبخیری است. دگرسانی پتاسیک در کانسارهای IOCG یکی از وسیع ترین دگرسانی ها است که با کانه-زایی سولفیدی همراه است اما در مغزه های مطالعه شده کانسار آنومالی شمالی دگرسانی پتاسیک و کانه زایی سولفیدی دیده نمی-شود. عدم حضور دگرسانی پتاسیک احتمالاً به منشاء سیالات کانه ساز بستگی دارد. بررسی های ایزوتوپی نشان می دهد که منشاء سیالات در کانسار های IOCG از ماگما بوده و بررسی های ایزوتوپی Cl, S و O نشان می دهد که در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا منشاء سیالات از شورابه های تبخیری است (Chiaradia *et al.* 2006).



شکل ۸: ارتباط ژنتیکی شورابه های تبخیری و ماگماتیسیم گرانیوتوئیدی کامبرین آغازین ناحیه بافق با ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی (صادقی، ۱۳۸۶).

### تشکر و قدردانی

بدینوسیله بر خود لازم می دانیم از آقای عبدالحسین دهقانی کارشناس زمین شناسی شرکت سنگ آهن مرکزی در معدن چغارت که در فراهم آوردن مغزه های آنومالی شمالی موجود در انبار آن

های تبخیری ریزو-دزو و سازند اسفوردی با سن کامبرین زیرین تا میانی نهشته شد (Ramezani & Tucker 2003). کانه زایی آهن با سن کامبرین زیرین در آنومالی شمالی دارای ارتباط ژنتیکی با توده های نفوذی و رسوبات تبخیری همزمان خود است. بر این اساس نفوذ توده های گرانیوتی و میکروگرانیوتی با سن کامبرین زیرین در منطقه آنومالی شمالی به عنوان یک موتور حرارتی باعث گرم شدن شورابه های حوضه های تبخیری همزمان خود شده است (شکل ۸). از مهمترین ویژگی ژئوشیمیایی این شورابه ها بالا بودن مقادیر Na/K و Cl/S است. این شورابه های داغ شده غنی از عناصر قلیایی، فقیر از گوگرد و اکسیدان بوده و در حین عبور از سنگهای مسیر فلزات Fe, V, Ni, Co, Ca, Mg و فلزات پایه را شسته و با خود منتقل می کند. نتیجه این کار شکل گیری متاسوماتیسیم سدیک (آلبیت شطرنجی) و تهی شدگی از فلزات یاد شده است. با جایگزین شدن عناصر قلیایی Na+ و به مقدار کمتر K+ در سنگها و همچنین با عبور این سیال داغ از سنگهای سرد مسیر و یا اختلاط با سیالات سطحی دمای پایین، شوری و دمای سیال و مقدار قلیائیت آن کاهش پیدا می کند. این امر باعث ناپایداری کمپلکس های کلریدی حمل کننده فلزات شده و بخشی از فلزات در سنگهایی دارای متاسوماتیسیم ضعیف سدیک ته نشین می شوند. این فرآیند کانسنگ آلبیت-مگنتیت را تشکیل می-دهد که دارای بیشترین حجم ذخیره در کانسار آنومالی شمالی است. از مهمترین ویژگیهای کانی شناسی و ژئوشیمیایی این کانسنگ می-توان به بافت جاننشینی مگنتیت و مقادیر پایین از عناصر Fe, V, Ni, REE و غنی شدگی از عناصر Na, K, Si, Al, Cr, Ti اشاره کرد. هرچه به سمت مناطقی با متاسوماتیسیم شدید می رویم درصد آلبیت صفحه شطرنجی، عناصر قلیایی و سیلیس افزایش و در مقابل مقدار آهن، وانادیوم و نیکل کاهش می یابد. حرکت این سیال اکسیدان فقیر از گوگرد و حاوی فلزات به مناطق سطحی با دگرسانی کلسیم-منیزیومی همراه است. در این مرحله کانی سیلیکاته آبدار اکتینولیت-ترمولیت همزمان با کانه زایی مگنتیت-آمفیبول کانسنگ پرعیار و کم حجم آنومالی شمالی را تشکیل می دهد. این کانه زایی به صورت پرکننده شکستگی های کانسنگ آلبیت-مگنتیت شکل گرفته در مرحله اول است. مهمترین ویژگی کانی شناسی این کانسنگ بافت هم رشدی آمفیبولهای دندریتی با مگنتیت است و از ویژگیهای ژئوشیمیایی آن می توان به بالا بودن مقدار عناصر Fe, Ca, Mg V, Ni, REE اشاره کرد. بافت دندریتی آمفیبول هم رشد با مگنتیت در کانسار ال لاکو شیلی که دلیلی بر سرد شدن سریع یک مذاب فرض شده بود نیز می تواند در نتیجه سرد شدن سریع از یک سیال هیدروترمال فوق اشباع از آهن ایجاد شود (Hildebrand 1986). مهمترین عامل فیزیکوشیمیایی نهشت ماده معدنی در کانسنگ

شرکت یاری رسانمان بودند تشکر و قدردانی کنیم.

### منابع:

بهزادی م. ۱۳۸۵: ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم.  
 تقوی م. ۱۳۸۵: بررسی کانی شناسی و ژئوشیمی کانسار آهن آنومالی شمالی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم.  
 رضانی ج.، قادری م. ۱۳۸۱: کانی سازی آهن- فسفات کامبرین در ناحیه معدنی بافق، شرق ایران مرکزی: یافته های جدید از تعیین سن به روش اورانیوم- سرب. بیستمین گردهمایی علوم زمین.  
 صادقی ر. ۱۳۸۶: بررسی ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی، شمال بافق (ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده زمین شناسی.

- Arencibia O.N., Clark. A.H. 1996: Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration- mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Econ. Geol.* **93**: 402-438.
- Barton M.D., Johnson D.A. 2000: Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In T.M. Porter (ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, a global perspective. Australian Mineral Foundation, Glenside, South Australia. 43-60.
- Barton M.D., Johnson D.A. 2004: Footprints of Fe oxide (Cu-Au) systems. Centre for Global Metallogenic. *Spec. Pub.* 33.
- Bookstrom A.A. 1977: The magnetite deposit of El Romeral, Chile. *Econ. Geol.* **72**:1101-1130.
- Carten B.R. 1986: Sodium-Calcium metasomatism: Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Econ. Geol.* **8**: 1795-1519.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., Haller A.D. 2006: Origin of iron oxide-copper-gold deposit: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and Cl/Br. *Mineralium Deposita.* **41**: 565-573.
- Daliran .F. 2002: Kiruna-type iron oxide-apatite ores and "Apatitites" of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their Apatitites. PGC publishing. **2**: 303-320.
- Edfelt A., Armstrong. R.N., Martinsson M.S.O. 2005: Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu (-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden. *Mineralium Deposita.* **40**: 409-434.
- Forster H., Jafarzadeh A. 1994: The Bafq mining district in Central Iran—a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Econ. Geol.* **89**: 1697-172.
- Haghipour A. 1974: Etude geologique de la region de Biabanak Bafq (Central Iran). These, Univercite scientifique et medicate de Grenoble, France. 403.
- Haghipour A., Pelissier V.N., Davoudzadeh M. 1977: "Eplanatory text of the Ardekan quardrangle map, 1/250000". GSI, HB. 114.
- Hildebrand R.S. 1986: Kiruna-type deposits: Their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Canada. *Econ. Geol.* **81**: 640-659.
- Hitzman M W, Oreskes N., Einaudi M.T. 1992: Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide, copper-uranium-gold-REE deposits. *Precambrian Research* 58:241-287.
- Jami M., Dunlop A.C., Cohen D.R. 2007: Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposite, Central Iran. *Econ. Geol.* **102**: 1111-1125.
- Lohberg B.E.H., Horndal A.K. 1983: Ferried geochemistry of Swedish Precambrian iron ore. *Mineralium Deposita.* **48**: 480-504.
- Marschik R., Fontebote L. 2001: The Candelaria-Penta del Kobre iron oxide Cu-Au(-Zn-Ag) deposit. *Econ. Geol.* **96**: 1799-1826.
- Mark G., Foster D.R.W. 2000: Magmatic-hydrothermal albite-actinolite-apatite-rich rocks from the Cloncurry district, NW Queensland, *Australia:Lithos.* **5**: 223-245.
- Mark G., Oliver N.H.S., Williams P.J., Valenta R.K., Crookes R.A. 2000: The evolution of the Ernest Henry hydrothermal system, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective: Adelaide, *Australian Mineral Foundation.* 132-136.
- Moore D.E., Liou J.G. 1979: Chessboard-tinned albite from Fransiscan metaconglomerates of the Diablo Range, California. *American Mineralogist.* **64**: 329-336.
- Nystrom J.O., Henriquiz F. 1994: Magmatic features of iron ore of Kiruna type in Chile and Sweden. *Econ. Geol.* **89**: 820-839.
- Oreskes N., Hitzman M.W. 1993: A Model for the Olympic Dam-type Deposit. Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada. Special Paper **40**: 615-633.
- Oreskes N., Einaudi M.T. 1992: Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes: *Econ. Geol.* **87**: 64-90.
- Parak T. 1975: Kiruna iron ore are not intrusive-magmatic ore of the Kiruna type. *Econ. Geol.* **70**: 1242-1258.
- Pollard P.J., Mark G., Mitchell L.C. 1998: Geochemistry of post 1540 Ma granites in the Cloncurry distrcet, northwest Queensland. *Econ. Geol.* **93**: 1330-1344.

- Ramezani J., Tucker R.D. 2003: The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, Petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*. **303**: 622-665.
- Requia K., Stein H., Fontbotét, Chiaradia M. 2003: Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*. **38**: 727-738.
- Rotherham J.F. 1997: A metasomatic origin for the iron-Oxide Au-Cu Starra ore deposits, eastern fold Belt. Mount Isa in lier *Mineralium Deposita*. **93**: 205-218.
- Rotherham J.F., Blake K.L., Cartwright I., Williams P.J. 1998: Stable isotope evidence for the origin of the Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district. *Econ. Geol.* **93**: 1435-1449.
- Samani B.A. 1988: Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*. **39**: 85-106.
- Shelly D. 1993: Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman & Hall.
- Shao-Yong J., Ru-Cheng W. 2005: Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic, metamorphic and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth* **30**: 1020-1029.
- Smith J.V. 1974: Feldspar mineral-chemical and textural properties. Springer-verlag, Berlin Hidelberg New York. 286.
- Technoexport. 1984: On the results of search-evaluation work at the deposit of North and other anomalies located near the Choghart mine. (Anomalous zone II, VI) Bafq, V. I, III.
- Torab F.M. 2006: Iron oxide-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: An overview form geology to mining. World of Mining.