۳-۱- مطالبی پیرامون کانسارهای مس پرفیری

نهشته های مس پرفیری، نهشته هایی با تناژ بالا و عیار متوسط تا کم هستند که همراه نفوذیهای آذرین کم عمق با بافت پرفیری و معادلهای بیرونی آنها تشکیل می شوند. کانیهای هیپوژن (اولیه) در نهشته های مس پرفیری اساسا توسط شکستگیها کنترل شده و از لحاظ ژنتیکی و فضایی در ارتباط با نفوذیهای پرفیری فلسیک تا حد واسط هستند. کانه زایی در این نهشته ها شامل سولفیدهای مس ـ آهن و نیز سولفیدهای مس با تمرکزهای متنوعی از طلا و یا مولیبدن می باشد.

اندازه بزرگ این نهشته ها و کنترل های ساختاری کانه ها (رگه ها، مجموعه رگه ای، استوک ورک، شکستگیها، زونهای شکستگی و پایپ های برشی) جهت تشخیص آنها از نهشته های دیگر که در ارتباط نزدیک با آنها هستند، نظیر اسکارن ها، کانسارهای مانتویی دما بالا، رگه های مزوترمال یا حد واسط، رگه های اپی ترمال فلزات گرانبها و... بکار می روند.

در نهشته های مس پرفیری، کانه های ثانویه مس در زون غنی شده سوپرژن می توانند در اثر هوازدگی کانه های سولفیدی هیپوژن توسعه یافته و لذا این زونها دارای عیار مس بالاتری بوده و در نتیجه دارای پتانسیل زیادی جهت بهره برداری اقتصادی هستند.

نهشته های پرفیری مهم ترین منابع برای عناصر با ارزش مس، مولیبدن و رنیم بوده و بعنوان یکی از منابع اصلی طلا، نقره و قلع مورد بهره برداری قرار می گیرند. عناصر تنگستن، ایندیم، پلاتین، پالادیم و سلنیم بصورت محصولات جانبی از این ذخایر قابل استخراجند. لازم بذکر است، حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد تولید مس دنیا از این کانسارها بدست می آید.

بیشتر نهشته های مس پرفیری متعلق به زمان ژوراسیک و یا جوانتر هستند، لیکن ذخایری با سن آرکئن نیز یافت می شوند. بر پایه داده های جهانی، ماکزیمم زمان برای توسعه نهشته های مس پرفیری ژوراسیک تا میوسن بوده است. مطالعات سن سنجی نشان می دهد که کانسار

مس ـ مولیبدن *Coppin Gap* قدیمی ترین نهشته پرفیری شناخته شده در جهان است (ویلیامز و کولینز، ۱۹۹۰).

نهشته های پرفیری، کانسارهای بزرگی بوده و بصورت تیپیک دارای صدها میلیون تن کانه بوده، اگرچه آنها دارای دامنه ای از دهها میلیون تا بیلیون تن کانه می باشند، لیکن عیار فلزات مختلف دارای تنوع زیادی بوده ولی عموما در حدود کمتر از ۱ درصد می باشند.

در نهشته های مس پرفیری، عیار مس از ۰/۲ درصد تا ۱ درصد، مولیبدن از تقریبا ۰/۰۰۵ درصد تا حدود ۰/۰۳ درصد، طلا از ۰/۰۰۴ تا ۰/۳۵گرم بر تن و نقره از ۰/۲ تا ۵ گرم بر تن در تغییر می باشد. لازم بذکراست برخی از نهشته های مس غنی از طلا دارای محتوای بالایی از عناصر گروه پلاتین (*PGE*) می باشند (موشلر و مونی، ۱۹۹۵؛ ترکیان و استریبنی، ۱۹۹۹).

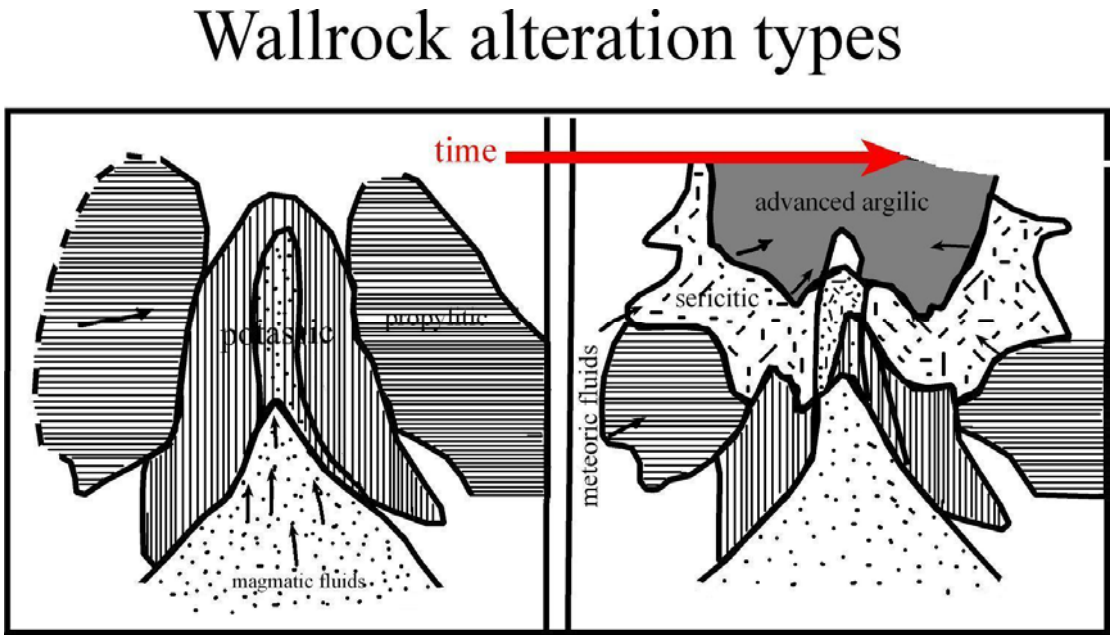
سیلیتو (*b* ۱۹۹۳) پیشنهاد کرد، نهشته های مس پرفیری که دارای بیش از ۰/۴ گرم بر تن طلا می باشند، می توانند بعنوان نهشته های مس پرفیری غنی از طلا نامیده شوند.

طبق نظر کسلر (۱۹۹۴) نهشته های جوانتر مس پرفیری اساسا در کناره های صفحات فعال حاشیه اقیانوس آرام تمرکز یافته اند. لیکن نهشته های مس پرفیری در ریشه زونهای استراتو ولکان آندزیتی مرتبط با فرورانش در موقعیت کمان قاره ای و جزایر قوسی تشکیل شده اند.

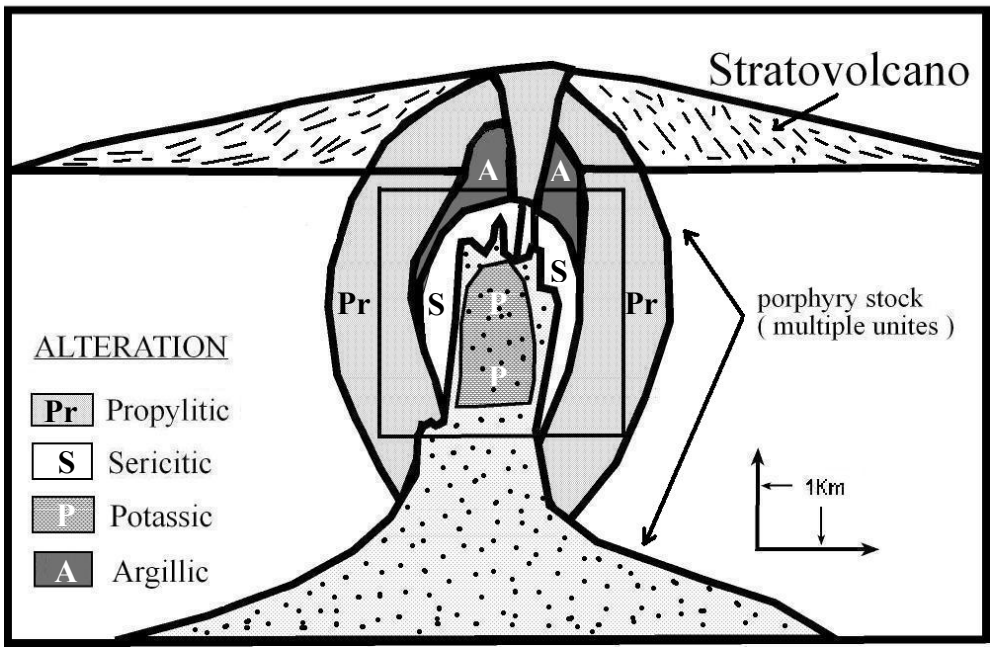
سنگهای نفوذی همراه با کانسارهای مس پرفیری، مس ـ مولیبدن پرفیری، مس ـ طلای پرفیری تمایل به داشتن سیلیکای کمی هستند (نفوذیهای دیوریتی تا گرانودیوریتی). این کانسارها عموما در ارتباط با نفوذیهای گرانیتوئیدی سری مگنتیتی هستند.

۳-۱-۱- دگرسانی مرتبط با کانسارهای مس پرفیری

دگرسانی گرمابی در نهشته های مس پرفیری، هم در مقیاس کانساری و هم در اطراف رگه ها و شکستگیهای منفرد گسترده است. در بسیاری از نهشته های مس پرفیری، زونهای دگرسانی در مقیاس کانساری شامل یک زون دگرسانی پتاسیک درونی و یک زون دگرسانی خارجی پروپیلیتیک است. زونهای دگرسانی آرژیلیک و فیلیک می توانند در بین زونهای دگرسانی پتاسیک و پروپیلیتیک قرار گرفته و یا بصورت بی قاعده و یا بصورت صفحه ای بر روی زونهای دگرسانی قدیمی تر و مجموعه های سولفیدی قرار گیرند (شکل ۳-۱ و ۳-۲).



شکل ۳-۱- مقطع عرضی که تقدم و تأخر فازهای دگرسانی و حرکت سیالات را در کانسار مس پرفیری ال سالوادور (شیلی) نشان می دهد (هانت، ۱۹۷۵)



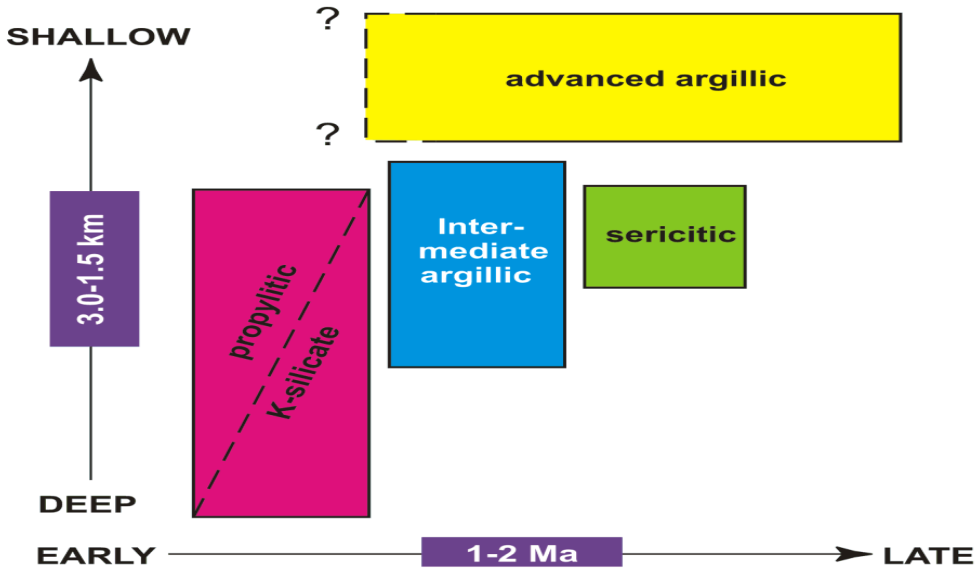
شکل ۳-۲- زونه بندی دگرسانی در توده نفوذی واقع در زیر استراتو ولکان آندزیتی
(برگرفته از سیلیتو، ۱۹۷۳)

در شکل ۳-۳ دگرسانیهای تشکیل شده در اطراف نهشته های مس پرفیری از لحاظ تقدم و تأخر زمانی و نیز عمق تشکیل آورده شده است.

در زون دگرسانی پتاسیک، k - فلدسپار و بیوتیت جانشین پلاژیوکلاز و برخی کانیهای مافیک می گردد. در اثر تشکیل این نوع دگرسانی، برخی از عناصر متحرک شده و از سیستم خارج می شوند.

در زون دگرسانی پروپیلیتیک، اپیدوت، کلریت و کلسیت تشکیل شده و برخی از عناصر فرار به سیستم اضافه می گردند. در زون دگرسانی سریسیت (فیلیک)، فلدسپارها توسط سریسیت

جانشین شده و مقدار اندکی کانیهای رسی نیز تشکیل می شوند. در اثر این دگرسانی برخی عناصر متحرک شده و از سیستم خارج می شوند.



شکل ۳-۳- تصویر شماتیک ارتباط زمان – عمق انواع دگرسانیهای اصلی در سیستم های مس پرفیری غنی از طلا و انواع دیگر نهشته های مس پرفیری (برگرفته از سیلیتو*b*،۱۹۹۳)

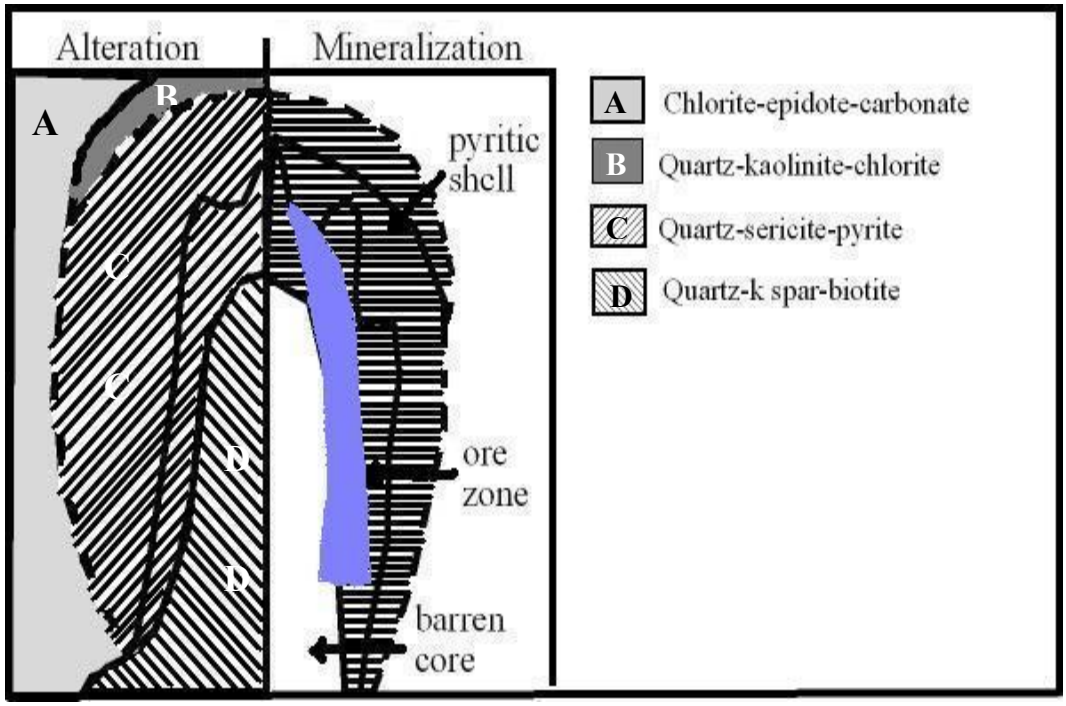
در زون دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته، فلدسپارها توسط کانیهای رسی نظیر کائولینیت، مونت موریلونیت، دیکیت و دیگر فازهای غنی از آلومینیوم نظیر آلونیت، آندالوزیت و... جانشین می شوند. در اثر این دگرسانی اکثر کاتیونها از محیط شسته شده و خارج می گردند.

۳-۱-۲- ارتباط کانه زایی و دگرسانی در کانسارهای مس پرفیری

در کانسارهای مس پرفیری، زونهای سولفیدی اقتصادی دارای ارتباط نزدیکی با دگرسانی پتاسیک می باشند. دگرسانی سدیک (اساسا با آلبیت ثانویه) در برخی کانسارهای مس ـ طلای پرفیری، نظیر کانسار آژاکس در بریتیش کلمبیا در همراهی دگرسانی پتاسیک حضور داشته و این دگرسانی

قسمتی از زون دگرسانی پتاسیک را پوشانده و بیشترین عیار مس در نزدیکی و نه در خود زون دگرسانی آلبیتیک رخ داده است.

زون دگرسانی فیلیک در همه کانسارهای مس پرفیری حضور نداشته ولی در اکثر آنها وجود دارد و از لحاظ موقعیت فضایی زون دگرسانی پتاسیک را می پوشاند (شکل ۳-۴).



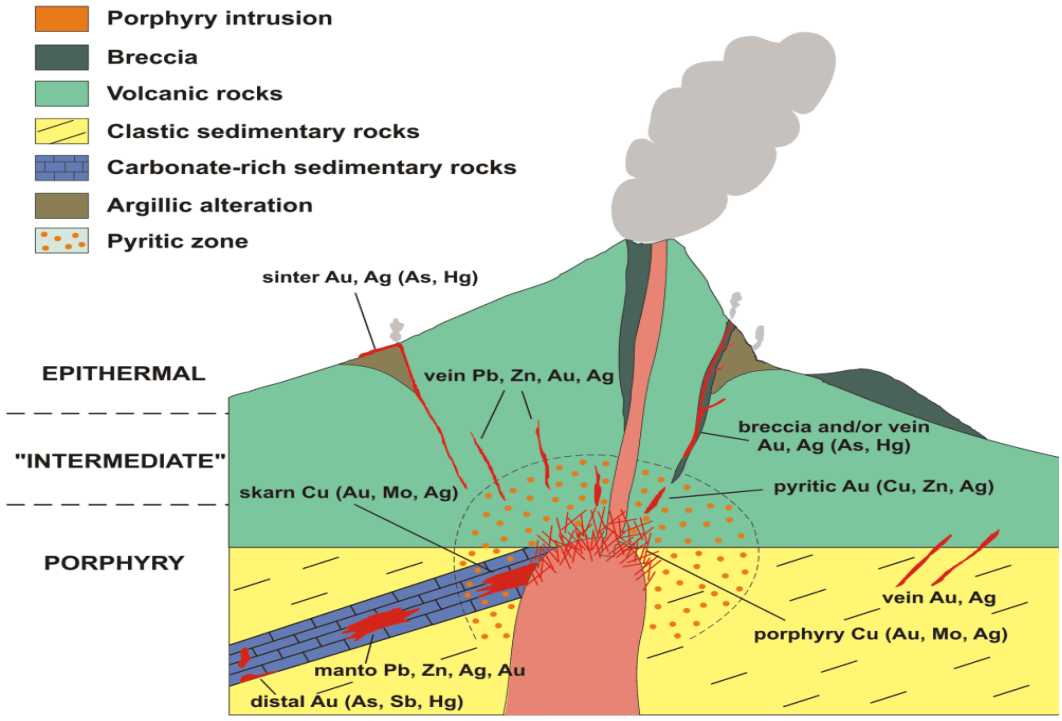
شکل ۳-۴- کانه زایی و دگرسانی توسعه یافته در سیستم های مس پرفیری (برگرفته از بین و تیتلی، ۱۹۸۱)

زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (سولفیدیزاسیون بالا) و دگرسانی نوع آدولاریا (سولفیدیزاسیون پایین) بهمراه نهشته های فلزات گرانبها در قسمت فوقانی و نزدیک چندین نهشته مس و مس ـ مولیبدن رخ داده است.

سیلیتو (۱۹۹۳ *a*) اظهار داشت، زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته یا سیستم های اپی ترمال سولفیدیزاسیون بالا می توانند در ارتباط فضایی با کانسارهای مس، مس ـ مولیبدن، مس ـ طلا و

طلای پرفیری باشند، ولی با کانسارهای مولیبدن پرفیری دیده نمی شوند. سیستم های اپی ترمال سولفیدیزاسیون پایین (نوع آدولاریا) احتمالا در اثر رقت بیشتر سیالات کانه دار تشکیل شده و احتمال حضور آنها در پیرامون سیستم های پرفیری وجود دارد. همچنین سیلیتو (*a* ۱۹۹۳) پیشنهاد کرد، نهشته های اپی ترمال غنی از فلزات پایه از تغلیظ بیشتر شورابه های *Nacl* دار تشکیل می شوند و لذا مشابه نهشته های پرفیری بوده و این نهشته ها جزء سیستم های ماگمایی ـ گرمابی هستند.

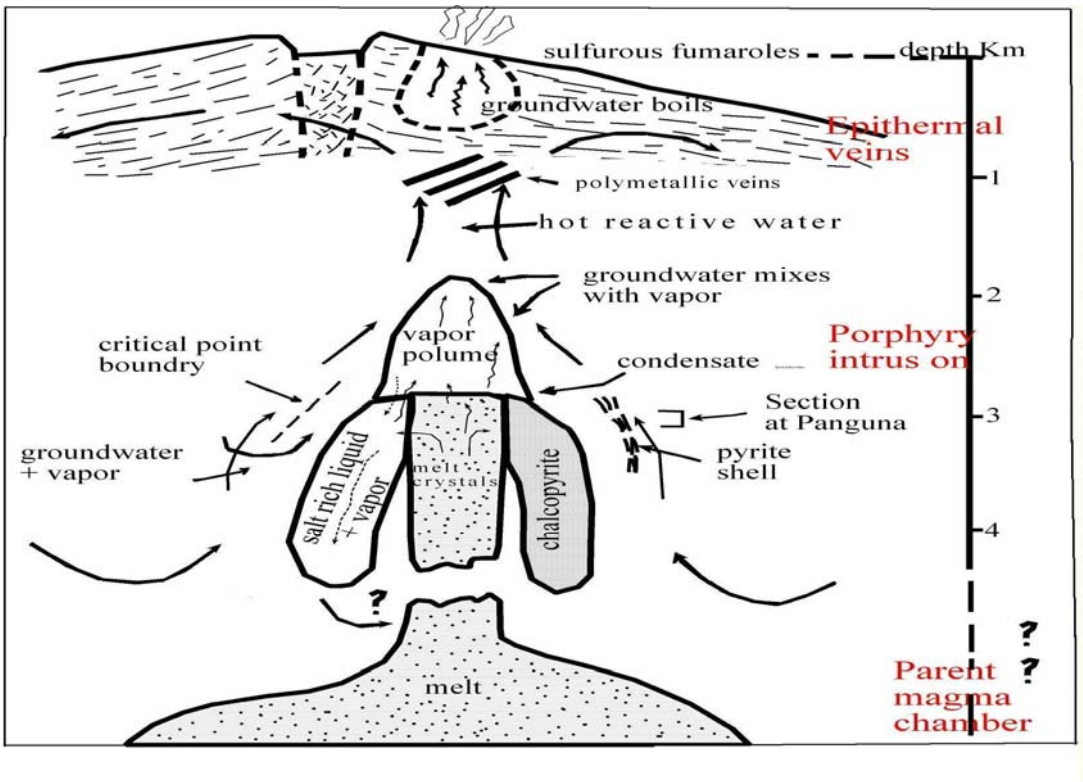
نهشته های مس پرفیری در همراهی با توده های نفوذی پرفیری ساب ولکان کوچک بوده که بوسیله یک زون پیریتی گسترده احاطه می گردند. این نهشته ها در مقیاس وسیع تر در ارتباط با نهشته های اسکارنی مس، نهشته های مانتویی سرب، روی، نقره و طلا و انواع مختلفی از نهشته های رگه ای فلزات پایه و گرانبها و نهشته های با میزبان برشی هستند (شکل ۳- ۵).



شکل ۳-۵-تصویر شماتیک یک سیستم مس پرفیری در ریشه زون استراتو ولکان آندزیتی که نشانگر زونه بندی کانیایی و ارتباط آن با نهشته های اسکارنی، مانتویی، نهشته های رگه ای و جانشینی مزوترمال یا حد واسط فلزات گرانبها و فلزات پایه و نهشته های اپی ترمال فلزات گرانبها است (سین کلایر، ۲۰۰۴)

۳-۱-۳- ژنز کانسارهای مس پرفیری

این نهشته ها از لحاظ ژنتیکی از نوع ماگمایی ـ گرمابی بوده که در آن سیستم های هیدروترمالی چند فازی بزرگ، در داخل و بالای نفوذیهای مولد توسعه یافته و با سیالات جوی در اطراف و بالای نهشته ها واکنش داده اند. در طول مراحل افول فعالیت هیدروترمال، سیستم های ماگمایی ـ گرمابی به سمت داخل توده ریزش کرده و توسط آبهای با منشأ غالبا جوی جایگزین شده اند که در برخی از نهشته ها عمل توزیع مجدد و احتمالا تمرکز فلزات در مراحل افول فعالیت سیستم های ماگمایی ـ گرمابی رخ داده است (شکل ۳-۶).



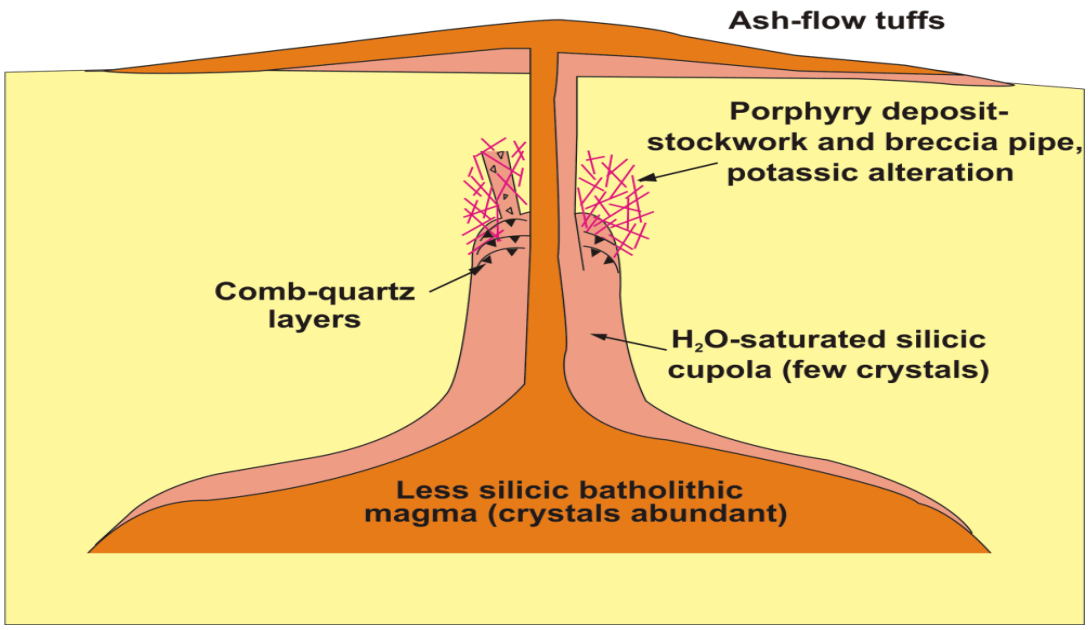
شکل ۳-۶- مدل ارائه شده توسط *Easto* که نقش سیالات جوی در نهشته های مس پرفیری را بر روی سیالات ماگمایی – گرمابی در مراحل افول فعالیت آنها نشان می دهد. مدل فوق زونه بندی دگرسانی، گرادیان دمایی و مخلوط شدن سیالات ماگمایی و جوی را نشان می دهد. زونه بندی کانیایی در نهشته های مس پرفیری از یک هسته غنی از بورنیت به سمت بورنیت – کالکوپیریت بوده که توسط غشای پیریتی احاطه میگردد

مدلهای ماگمایی ـ گرمابی متنوعی برای نهشته های مس پرفیری ارائه شده که عموما بعنوان مدل " ارتوماگمایی " مطرح می گردد که از این جمله می توان به نظریات بورنهام (۱۹۷۹)، فیلیپس (۱۹۷۳) و لیتنی (۱۹۸۴) اشاره نمود. بر طبق نظریات ایشان یک ماگمای فلسیک تا حد واسط در سطوح فوقانی پوسته جایگیری کرده و این ماگما در زونهای کناری در طول دیواره ها و بالای اطاقک ماگمایی در حال تبلور بوده است که در نتیجه تبلور کانیهای دما بالای فاقد آب، فاز بخار فوق اشباع در درون ماگما بوجود آمده و بدلیل جوشش طغیانی (اول) و یا جوشش ثانویه مواد

فرار جدا شده اند و در نتیجه این فرآیند خیلی از فلزات در قسمت سرپوش (قسمت فوقانی) اطاقک ماگمایی تمرکز یافته اند (کلین و بودنار، ۱۹۹۱). هنگامی که فشار سیال بر فشار لیتواستاتیکی و مقاومت کششی سنگهای رویی غلبه کرد، شکستگی در این سنگهای رویی اتفاق افتاده و موجب رهایی و صعود سریع محلولهای هیدروترمال به فضاهای خالی جدیدا ایجاد شده می گردد. کنترل کننده اساسی در ته نشست کانه، سرد شدن آدیاباتیک سیال کانه دار بخاطر انبساط ناگهانی در شکستگیها و یا سیستم های برشی است. بافت های آپلیتی و میکروگرافیکی در سنگهای گرانیتی مرتبط با نهشته های پرفیری در اثر تبلور در نتیجه برداشته شدن فشار، منتج از فرار ناگهانی سیالات کانه دار است (شانون و همکاران، ۱۹۸۲؛ کیرخام و سین کلایر، ۱۹۸۶؛ کلاین، ۲۰۰۳).

مدل ارتوماگمایی ارائه شده در بالا توسط کارتن و همکاران (a ۱۹۸۸) و شینوهارا و همکاران (۱۹۹۵) دچار تغییراتی گردید. این مؤلفان نتیجه گرفتند که در بسیاری از کانسارهای پرفیری، نفوذیهای مرتبط با آنها باید دارای فاز مایع زیادی در قسمت فوقانی خود باشند تا اینکه کانه زایی بصورت کامل انجام پذیرد. کیرخام و سین کلایر (۱۹۸۸) پیشنهاد کردند تبلور عمیق باتولیت در درون یک اطاقک ماگمایی می تواند نسبت به تبلور حاشیه ای محلی توده، بیشتر باعث جوشش طغیانی (اولیه) گردد. مطابق این مدل مواد فرار از میان حجم عظیمی از ماگما گذشته و محتوای فلزی ماگما را شسته و با خود حمل کرده و در قسمتهای فوقانی اطاقک ماگمایی بصورت گنبدهای کوچک جمع کرده است. این سیالات کانه ساز (غنی از مواد فرار) موجب پایین آمدن دمای لیکوئیدوس ماگما در قسمت گنبدی شده و در نتیجه موجب نگهداری آنها بصورت مایع در طول پروسه تشکیل کانه می گردد. منطقه ای که این سیالات کانه ساز در قسمت گنبدی توده های سیلیسی همراه با کانسارهای مس ـ مولیبدن و مولیبدن پرفیری تجمع می یابند، پرشدگی رگه ای شانه مانند فراوانی نشان می دهد (شانون و همکاران، ۱۹۸۲؛ کرتن و همکاران، a ۱۹۸۸؛ کیرخام

و سین کلایر، ۱۹۸۸). چنین مدلی با یک سکانسی از فوران حجم بزرگی خاکستر جریانی کـه در مرحله اول سیلیس بالا و کم کریستال بـوده و در مرحلـه بعـدی مافیـک تـر و غنـی از کریـستال، همراهی می گردد (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷-دیاگرام شماتیک یک توده باتولیتی در حال تبلور با یک گنبد اشباع از مواد فرار و توف های خاکستر جریانی که محیط تشکیل نهشته های پرفیری را شرح می دهد (اصلاح شده از کیرخام و سین کلایر، ۱۹۸۸)

تغییری که اخیـرا در مـدل ارتوماگمـایی داده شـده اسـت، شـامل آمیـزش ماگماهـای مافیـک بـا ماگماهای فلسیک تا حـد واسـط اسـت. کـرتن و همکـاران (۱۹۹۳) پیـشنهاد کردنـد کـه بـرای نهشته های مولیبدن پرفیری عیـار بـالا، مـواد فـرار (F، Cl، S و CO_2) آزاد شـده از ماگماهـای مافیک اشباع زیرین، مسئول لیچ و انتقال فلزات از ماگماهای فلسیک بالایی هستند.

موگـان و همکـاران (۲۰۰۲)، نتیجـه گرفتنـد کـه پرفیریهـای مـرتبط بـا کانـه زایـی در کانـسار مس ـ مولیبدن بینگهام با ماگماهای مافیک قبلی ترکیب شده تا کانه زایی اتفاق بیفتد و در مـورد

این نهشته بیش از نیمی از گوگرد و مقادیر مهمی از مس، طلا و عناصر گروه پلاتین از ماگماهای مافیک تأمین شده است.

بر اساس نظریات مختلف در مورد کانسارهای مس پرفیری، سنگهای اطراف و دیواره توده های نفوذی و نهشته ها منبع مهمی برای فلزات در این نهشته ها نیستند (مدل همرفت).

۳-۱-۴- کلیدهای اکتشافی کانسارهای پرفیری:

اندازه بزرگ نهشته های پرفیری یکی از کلیدهای اکتشافی این نوع کانسارها به شمار می آید، چرا که اندازه بزرگ این کانسارها موجب گسترده بودن کانه زایی و دگرسانی آنها می گردد. برای مثال هاله پیریتی بزرگ می تواند جهت مشخص کردن وسعت نهشته ها و نیز شدت و پیچیدگی سیستم های هیدروترمالی بکار رود. در یک مقیاس ناحیه ای حضور نفوذیهای پرفیری فلسیک تا متوسط و کم ژرف تا متوسط ژرف مخصوصا همراهی آنها با زون دگرسانی بزرگ پیریتی می تواند نشاندهنده نهشته های پرفیری در منطقه باشد. از طرف دیگر نهشته های مس پرفیری تمایل به داشتن هاله های پراکندگی ژئوشیمیایی بزرگی بوده و بررسی رسوبات رودخانه ای و نیز بررسی ژئوشیمیایی خاک می تواند ابزار اکتشافی مهمی در خیلی از مناطق باشد. مطالعات ژئوفیزیکی پلاریزاسیون القایی می تواند در توزیع سولفیدها در نهشته های پرفیری و نیز مطالعات ژئوفیزیکی مگنتیتی در کانسارهای مس و مس ـ طلای دارای مقادیر فراوان مگنتیت گرمابی و زونهای پیروتین و یا مگنتیت دار اطراف کانسارهای پرفیری (در سنگهای نفوذی) بکار رود. برعکس برخی از نهشته ها بوسیله پایین بودن میزان مگنتیت در زون فیلیک مشخص می شوند.

در برخی از کانسارها نیز طیف سنجی پرتوی گاما برای شناسایی زون پتاسیک که دارای ارتباط نزدیک با زون کانه زایی است بکار می رود.

۳-۲- کانسارهای مس اسکارنی

اسکارن سنگهای دگرگونه درشت دانه ای است که از کانیهای سیلیکاته آلومینیوم، منگنز، منیـزیم، آهن و کلسیم (کالک سیلیکاتها) تشکیل شده است. اسکارن در اغلب موارد از جانشینی سـنگهای کربنات دار در طـول فراینـدهای دگرگـونی مجـاورتی، دگرگـونی ناحیـه ای و متاسـوماتوز بوجـود می آید. اکثریت نهشته های اسکارنی تصور می گـردد در ارتبـاط بـا سیـستم هـای هیـدروترمالی باشند (اینودی و دیگران، ۱۹۸۱). اسکارن ها می توانند عقیم و یا شامل فلزات با ارزش اقتـصادی باشند و لذا این اصطلاح بدون توجه به وجود یا عدم وجود کانه زایی اساسا اقتصادی بکار مـی رود. نهشته های اسکارنی، منابع مهم فلزات پایه و گرانبها بهمراه قلع، تنگستن و آهن بوده و لذا فلـزات مختلف موجود در کانسارهای اسکارن محصول تفاوت در ترکیب، وضعیت اکـسیداسیون و گـرایش فلززایی توده نفوذی همراه این کانسارها می باشد.

اسکارنها نهشته های کانیایی نسبتا دما بالای مرتبط با فعالیتهـای ماگمـایی ـ گرمـابی مربـوط بـه نفوذیهای گرانیتوئیدی در جایگاههای تکتونیکی کوهزایی است. اسکارنها عمومـا در جایگـاهی کـه یک توده گرانیتوئیدی به داخل سنگهای رسوبی نظیر آهک و یـا دیگـر سـنگهای غنـی از کربنـات نفوذ کرده تشکیل می گردد.

بعنوان یک اصل کلی، ذخایر اسکارن آهن و طلا بیشتر تمایل به همراهی بـا نفوذیهـای مافیـک تـا حد واسط دارند. مس، سرب، روی و تنگـستن بـا نفوذیهـای گرانیتـی کالـک آلکـالن مگنتیـت دار اکسیده (نوع I) و مولیبدن و قلع با گرانیتهای تفریق یافته ایلمینیت دار احیـاء (نـوع S) همـراه باشند.

اسکارنهای مس اغلب همراه با نفوذیهای کم عمق نوع پرفیری بوده و لذا بسیاری از سیـستم هـای مس پرفیری که به داخل سنگهای کربناته نفوذ کرده اند، اسکارنهای مس مرتبط با خـود را دارنـد. مثال شاخص جهانی آن، ناحیه بینگهام در ایالـت یوتـای آمریکاسـت کـه نـه تنهـا شـامل ذخیـره

مس پرفیری غول آسایی است، بلکه بزرگترین کانسار مس اسکارن جهان را نیز شامل می شود. علاوه بر کانه زایی فوق، بینگهام شامل ذخایر غیر پرفیری اقتصادی سرب، روی و نقره درون آهک و دور از کانه زایی مس می باشد (اینودی، ۱۹۸۲). از مثالهای منطقه ای این نوع ذخایر می توان به کانسار پرفیری ـ اسکارن سونگون در شهرستان ورزقان استان آذربایجانشرقی اشاره نمود که قبل از شناسایی و کشف بخش پرفیری آن، استخراج مس از بخش اسکارنی آن انجام می گرفت. جالب توجه است که بزرگترین معدن طلای دنیا، گراسبرگ در منطقه ارسبرگ در غرب پاپوآ نیز همراهی پرفیری ـ اسکارن را نشان می دهد و طلا بعنوان محصول جانبی، عملا از فرآیند معدنکاری مس تولید می شود (مینرت، ۲۰۰۰). اسکارنهای طلا دار عموما کلسیک بوده و در قسمت اگزو اسکارن نهشته ها تشکیل شده و معمولا بوسیله دگرسانیهای پسرونده شدید همراهی می گردد. اسکارنهای طلا دار ممکن است شامل مقادیر مهمی از سایر فلزات نظیر مس، سرب، روی و آهن بوده که این اسکارنها قبلا بخاطر آن فلزات استخراج می شدند.

در مورد ژئوشیمی عناصر جزئی در نهشته های اسکارن مس باید گفت که مس، طلا و نقره در زونهای نزدیک خاستگاه بوده، سرب، روی و نقره در زونهای دور از خاستگاه بوده و در برخی از این کانسارها کبالت، آرسن، آنتیموان، بیسموت و مولیبدن وجود دارد. در اسکارنهای کلسیک مس، اگزو اسکارن عموما دارای آهن و سولفور بالایی بوده و آلومینیوم و منگنز پایینی دارند.

گوسان در قسمتهای رویی نهشته های اسکارنی توسعه یافته و می تواند موجب تمرکز فلزات گردد. دگرسانی سوپرژن منجر به تشکیل رس ها، هماتیت و گوتیت (از دگرسانی پیریت و سایر کانه های سولفیدی) و کانه های ثانویه مس (از دگرسانی کالکوپیریت) می گردد. کانیها در زون آرژیلیکی شامل انواع مختلفی از رس ها (مونت موریلونیت، نانترونیت، اسمکتیت و ایلیت) و کانیهای اکسیدی آهن هیدراته است. علاوه بر این، لیمونیت و سیلیکای آمورف در سطح

نهشته های اسکارنی تشکیل شده که این کانیها از هوازدگی اسکارنها و کانیهای سولفیدی نتیجه گردیده و این دگرسانیهای سوپرژن، سطح و اطراف نهشته های اسکارنی را نشان می دهند.

بطور مشخص ذخایر اسکارن در نتیجه عملکرد سه فرآیند متوالی شکل می گیرند (اینودی و دیگران، ۱۹۸۱؛ مینرت، ۱۹۹۲). این فرایندها شامل دگرگونی مجاورتی در یک سیستم واکنشی بسته در طی مراحل ابتدائی جایگیری توده همراه با تبلور می باشد که با متاسوماتیسم و دگرسانی در یک سیستم باز، در خلال اشباع سیال ماگمایی ادامه یافته و در مرحله سوم به سمت دما پایین کشیده شده و با سیالات جوی در طی سرد شدن توده نفوذی مخلوط می شود.

۳-۲-۱- دگرگونی مجاورتی با سیستم واکنشی بسته ـ پیشرونده

چنانکه توده گرانیتوئیدی به داخل سنگهای رسوبی میزبان نفوذ می کند، این سنگها در معرض دگرگونی مجاورتی قرار گرفته و تشکیل طیفی از بافت های هورنفلسی را می دهد. مجموعه کانیهایی که در این مرحله تشکیل می گردد، منعکس کننده ترکیب نوع سنگهایی است که در آن تشکیل می شوند. طبق نظر گلاس و دیگران (۱۹۸۲)، سنگهای میزبان غالبا به چهار دسته قابل تقسیم می باشند: ۱) سنگهای رسوبی که دارای آهک بالایی هستند ۲) سنگهای دگرگون حاصل از سنگهای رسوبی آهک دار که این دو دسته دارای خاصیت بافرینگ بالایی هستند سنگهای کمتر معمول شامل ۳) چرت، سنگهای ولکانیکی (داسیت، آندزیت و یا بازالت) و سنگهای آذرآواری و ۴) سنگهای دگرگونی نظیر اسلیت، فیلیت، کوارتزیت و آمفیبولیت که این دو دسته توانایی بافرینگ کم تا متوسطی دارند.

معمولا بافت هورنفلسی دارای گسترش نسبتا زیادی در نهشته های اسکارنی است. دگرگونی مجاورتی بیشتر تأثیر حرارتی داشته و سبب گردش سیالات جوی می شود. واکنشهای صورت گرفته در این مرحله از دگرگونی سبب تشکیل H_2O و CO_2 می شود.

منطقه بندی کانیایی در واحدهای دولومیتی شامل توالی گارنت ـ کلینو پیروکسن ـ ترمولیت ـ تالک / فلوگوپیت می باشد. این توالی متأثر از افزایش فاصله از توده نفوذی بوده، بطوریکه در فواصل دورتر مجموعه کانیهای آبدار شکل می گیرند.

منطقه بندی کانیایی، در واحدهای آهکی، گراندیت ـ وزویانیت ـ ولاستونیت ـ مرمر می باشد. هیچ کانه زایی با این مرحله در ارتباط نبوده، گرچه آب زدایی در نزدیکی حاشیه های توده نفوذی می تواند برای افزایش تخلخل سنگ و تسهیل جریان سیال در خلال کانه زایی های بعدی مهم باشد.

۳-۲-۲- متاسوماتیسم و جانشینی – پیشرونده

مرحله دوم در تشکیل ذخایر اسکارن، شامل سیال ـ H_2O و اشباع بخار ماگمای نفوذ کرده (حاصل عملکرد جوشش اول یا دوم یا هر دو) و خروج فاز سیال به داخل هاله اطراف دگرگونی مجاورتی می باشد. در سطوح عمیق تر پوسته، سنگها تمایل دارند تا بصورت شکل پذیر (*Ductile*) تغییر شکل یابند. لذا در این سطوح، جریان احتمالی سیال در طول مجاری ساختاری یا لایه بندی موازی تمرکز دارد. در مقابل، سنگهای میزبان در سطوح فوقانی پوسته تمایل به تغییر شکل بوسیله شکستگی های هیدرولیکی و گسلش دارند. این شکستگیهای هیدرولیکی می توانند بدلیل فشار جریان سیال ایجاد شوند، لذا گسترش وسیعتری در اطراف و داخل توده نفوذی خواهند داشت و ایجاد ساختارهای رگه مانند خواهد نمود (نیتا و همکاران، ۱۹۷۱، کاوازاکی و همکاران، ۱۹۸۵).

مجموعه کانیهای متاسوماتیک در این مرحله مشابه آنچه در طی دگرگونی مجاورتی شکل گرفته خواهد بود، ولی دگرسانی نافذتر و دانه درشت تر جانشین مجموعه شکل گرفته اولیه خواهد شد. سیلیس، آلومینیوم و آهن توسط سیال ماگمایی آبگون بداخل رسوبات آهکی نفوذ خواهد کرد، در

حالیکه کلسیم، منیـزیم و دی اکـسید کـربن بـصورت محلـی بـه حرکـت در آمـده و بـه سیـستم متاسوماتیکی وارد خواهند شد. کانه زایی سولفیدی عموما در ایـن مرحلـه ایجـاد نخواهـد شـد. در حالیکه مگنتیت و شیلیت (در اسکارنهای تنگستن) در مراحـل رو بـه محـو شـدن متاسوماتیـسم پیشرونده تشکیل خواهند شد (شکل ۳-۸-*a*). گارنت و پیروکسن های موجود در اسـکارنها بـرای طبقه بندی و اکتشاف ایـن کانـسارها مهـم مـی باشـند. بـرای مثـال پیروکـسن هـای منگنـز دار (ژوهانسیت) منحصرا در اسکارن های روی یافت می شود و وجود آن بدون هـیچ گونـه اطلاعـات اضافی دیگر شاخص این نوع اسکارنها می باشد (مینرت، ۱۹۹۲). پیروکسن های نوع فروسالیت – دیوپسید در ذخایر اسکارنی مس – آهن دیده می شوند. زوسمن، دیر (۱۹۶۶) تـشکیل گارنـت و پیروکسن را در این مرحله به ورود Fe_2O_3, FeO, SiO_2 به سنگ آهک مربوط می دانند:

$$4CaCO_3 + 2Fe_2O_3 + FeO + 5SiO_2 \leftrightarrow CaFe_2Si_3O_{12} + CaFeSi_2O_6 + Fe_3O_4 + 4CO_2$$

اینودی (۱۹۸۱) وجود گارنتها و پیروکسن های همزیست را طبق معادله زیر توجیه نموده است:

$$Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + H_4SiO_4 + 2H^+ \leftrightarrow 2CaFeSi_2O_6 + Ca^{2+} + 3H_2O + 0.5O_2$$

دیر و همکاران (۱۹۹۲) تشکیل گارنت را بوسیله اضافه شدن آهن (بصورت Fe_2O_3 و FeO و یا هر دو) و سیلیس (توسط سنگ دیواره و یا سیالات هیدروترمالی) توجیه کرد که واکنش مربوطه را می توان بصورت زیر نوشت:

$$3CaCO_3 + Fe_2O_3 + 3SiO_2 \leftrightarrow CaFe_2Si_3O_{12} + 3CO_2$$

۳-۲-۳- هجوم سیالات جوی و تشکیل فلزات اصلی ـ پسرونده

همه سیستم های ماگمایی ـ گرمابی، تحت تأثیر سرد شـدن پیـشرونده و واپاشـی سیـستم سـیال ماگمایی دما بالا قرار می گیرند. همچنانکه بطور فزاینده آبهای جوی کـم عمـق در سـیالات غالـب می شوند، یکسری از واکنش های پیچیده پسرونده، بهمراه مرحلـه اصـلی تـشکیل فلـزات پایـه و قیمتی و کانه زایی سولفیدی مرتبط رخ می دهند (اینودی و دیگران، ۱۹۸۲).

مرحله اسکارن پسرونده که با کانیهای اپیدوت، گروه آمفیبول، کلریت، کلسیت، کوارتز و... مشخص می شود، بصورت ساختاری کنترل شده و سکانس زونه بندی اسکارن پیشرونده نظیر گارنت، پیروکسن و الیوین را می پوشاند که در برخی موارد کانیهای اسکارن پسرونده ساختار رگه ای از خود نشان می دهند. کانه های سولفیدی و همینطور مگنتیت و هماتیت بصورت دیسیمینه و یا رگه ای، حضور دارند که مجموعه کانیهای اولیه را قطع می کنند. حضور رگه ها یکی از سیماهای مشخص تشکیلات اسکارنی در محیط های کم عمق است. در چنین محیط هایی گسل و شکستگی محتمل ترین کنترل کننده فعالیت هیدروترمالی همراهی کننده تشکیل اسکارن و کانه ها است. شکستگیهای آبی (*Hydrofracturing*) مرتبط با نفوذیهای کم عمق به شدت نفوذپذیری سنگهای میزبان را افزایش داده و این افزایش نفوذپذیری نه فقط برای سیالات متاسوماتیک مرتبط با توده های نفوذی است بلکه در مورد سیالات جوی سردتر نیز مهم است (مینرت، ۱۹۹۲). تفاوت اصلی در بین آمفیبولهای انواع اسکارنها، تنوع در مقدار *Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Na* و *K* است. بطوریکه آمفیبول اسکارنهای قلع، طلا و تنگستن بطور پیشرونده دارای آلومینیوم بیشتر (هورنبلندیت ـ اکتینولیت) و آمفیبول اسکارنهای مس، مولیبدن و آهن بطور پیشرونده غنی از آهن (سری ترمولیت ـ اکتینولیت) می باشند. آمفیبول اسکارنهای سرب و روی غنی از منگنز و فقیر از کلسیم بوده و در حد دانموریت هستند.

در رخداد اسکارن پسرونده کانه هایی نظیر پیریت ـ کالکوپیریت ـ مگنتیت ته نشست های نزدیکتری نسبت به منشأ هستند تا بورنیت ـ اسفالریت ـ گالن که عمدتا در فاصله دورتری از منشأرخ می دهند.

ته نشست پاراژنتیکی تأخیری اغلب کانه های وابسته به اسکارن نشانگر آنست که ته نشست فلز با کاهش دمای سیالات کانه دار (افت حلالیت)، اختلاط سیال و یا خنثی شدن سیال کانه دار توسط واکنش با واحدهای سنگی کربناته مرتبط می باشد. اختلاط سیال ماگمایی کانه دار، با

متشکله های تأخیری سیال جوی و واکنش های احیایی مرتبط با این سیال، می تواند کنترل های بیشتری بر فرایند تشکیل کانه داشته باشد (۳-۸-*b*).

- بعضی از واکنش هایی که منجر به تشکیل کانه های سولفیدی می شوند (پارک و مک دیارمید، ۱۹۷۵) عبارتند از:

پیروتین یا پیریت + کوارتز + انیدریت + ولاستونیت ↔ گوگرد + آندرادیت

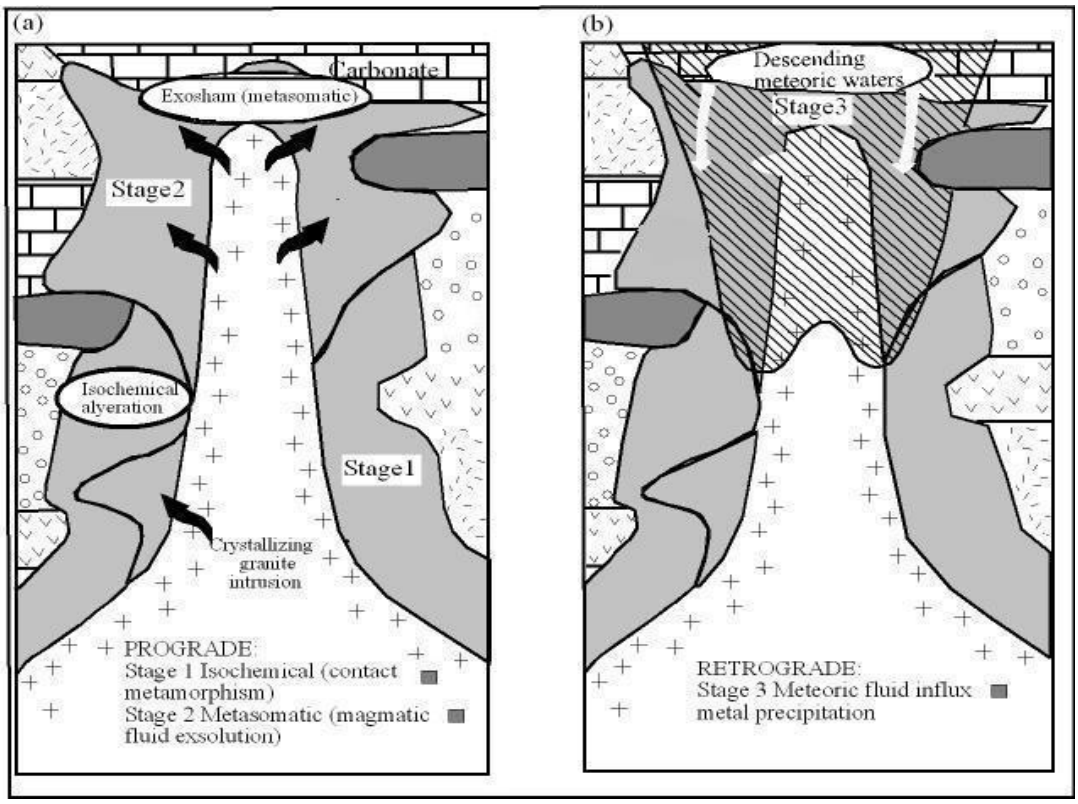
پیروتین یا پیریت + کوارتز + انیدریت ↔ گوگرد + مگنتیت + آندرادیت

پیروتین + کوارتز + آندرادیت ↔ گوگرد + هدنبرژیت

- واکنشهایی که منجر به تشکیل کانیهای اکسیدی می شوند (یعقوب پور، ۱۳۶۶) عبارتند از:

$CaCO_3 \rightarrow CO_2 + CaO$ (سنگ دیواره کربناتی)

$CO_2 \rightarrow Fe_3O_4 + CO$ (حاصل ازتجزیه سنگ دیواره کربناتی) $+ 3FeO$ (آهن فروی موجود در ماگما)



شکل ۳-۸- تکوین توده نفوذی مرتبط با ذخایر اسکارنی که سه مرحله متوالی تشکیل این کانسارها را نشان می دهد (*a*) مرحله پیشرونده شامل دگرگونی مجاورتی ایزوکمیکال و متعاقب آن آزاد شدن سیالات ماگمایی (*b*) مرحله پسرونده شامل ریزش سیالات جوی و سر انجام ترسیب سولفید (برگرفته از کربت و لیچ، ۱۹۹۸)