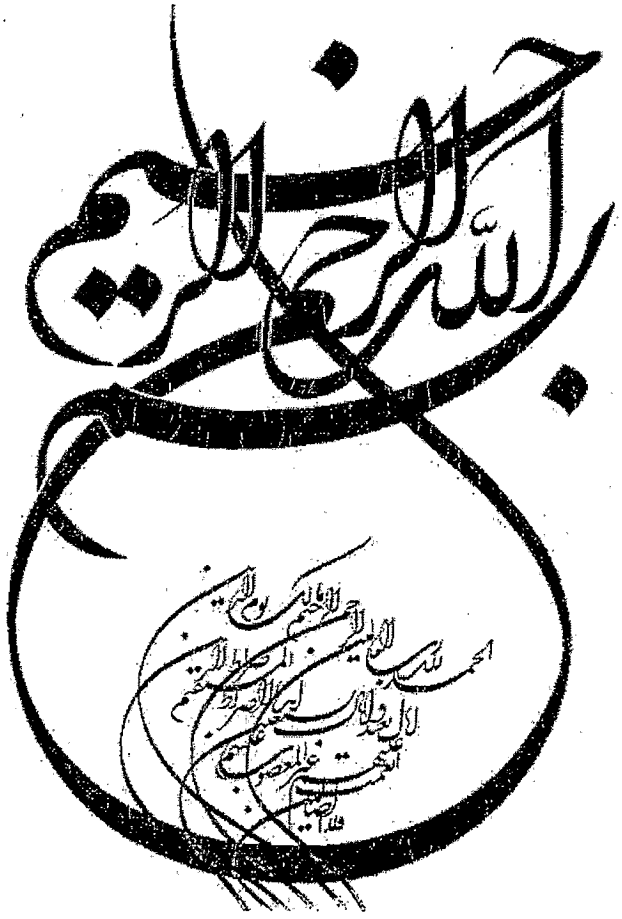


٩٢٨٨٩

دانشگاه تبریز
دانشکده علوم طبیعی
گروه زمین‌شناسی

پایان‌نامه

برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین‌شناسی
(گرایش پترولوژی)

عنوان

مطالعه پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی با نگرشی بر وجود مس، سرب و روی مرتبط با آن‌ها در منطقه قوزلو واقع در استان زنجان

استادان راهنما
دکتر احمد جهانگیری
دکتر منصور مجتهدی

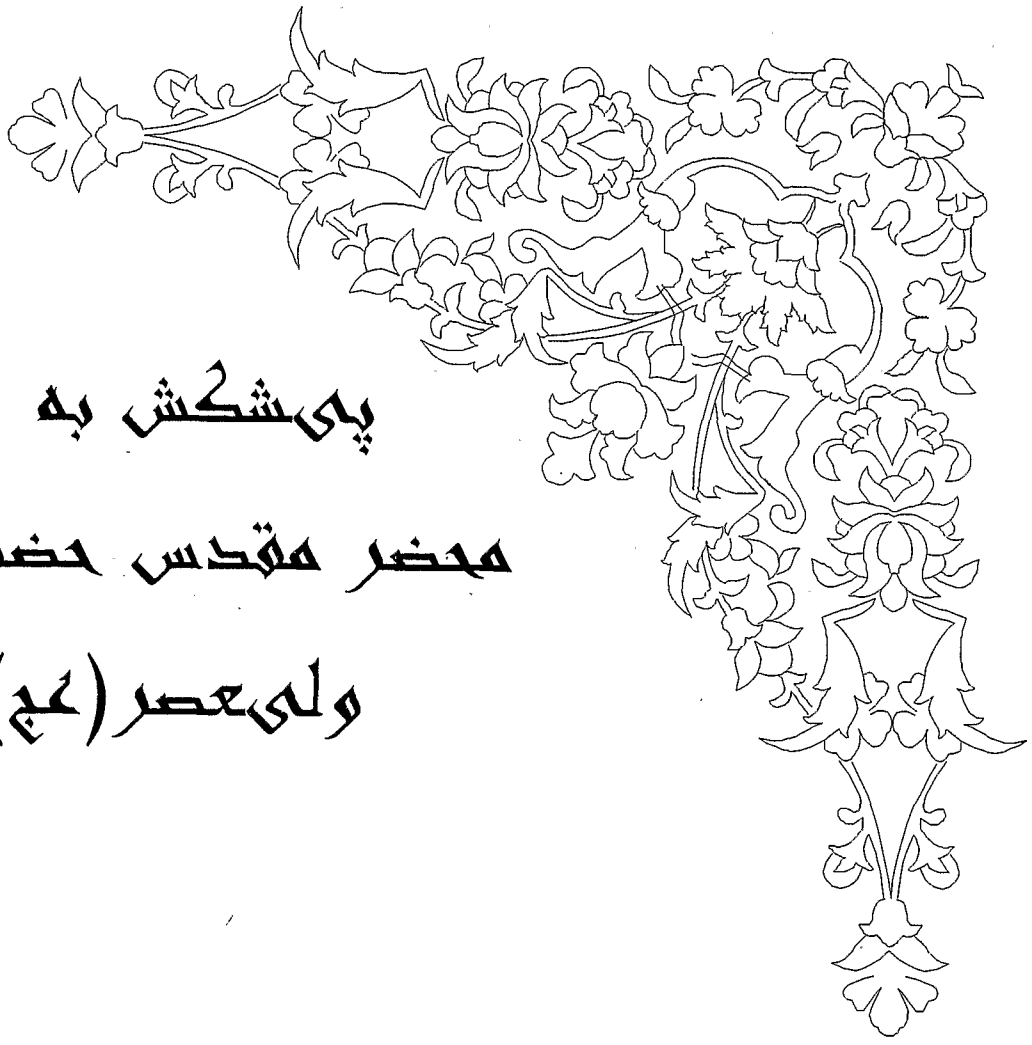
استادان مشاور
دکتر محسن مؤذن
مهندس رامین محمدی نیائی

پژوهشگر
رقیه تقی‌لو

۱۳۸۶/۹/۲۵

شهریور۸۶

۸۲۸۹



پیشکش به

محضر مقدس حضرت

ولی‌عصر(عج)

و تقدیم به

پدر مهربان

و مادر عزیزم

تقدیر و تشکر

ستایش خدایی را سزاست که با آفرینش مخلوقات، بر انسان‌ها تجلی کرد، و با برهان و دلیل، خود را بر قلب‌هایشان آشکار کرد. مخلوقات را بدون نیاز به فکر و اندیشه آفرید، که فکر و اندیشه مخصوص کسانی است که دلی درون سینه داشته باشند و او چنین نیست، که علم خداوند ژرفای پرده‌های غیب را شکافته است، و به افکار و عقاید پنهان احاطه دارد.
ترجمه خطبه ۱۰۶ نهج البلاغه

بر خود وظیفه می‌دانم که طبق فرمایش امام علی (ع) که می‌فرمایند: هر کس جمله‌ای به من بیاموزد من را بنده خود نموده، از اساتید و دوستان گرامی که در این دوره از محضرشان کسب علم نموده‌ام، تقدیر و تشکر نمایم.

در ابتدا از استاد راهنمای ارجمندم جناب آقای دکتر احمد جهانگیری که با سعه صدر در تمام مراحل مطالعاتی، صحرایی و آزمایشگاهی قدم به قدم همراه من بودند و در طی این راه، همزمان درس علم و زندگی را از ایشان آموختم، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

در این راستا از استاد راهنمای بزرگوارم، جناب آقای دکتر منصور مجتهدی که همواره با صحبت‌ها و دلسوزی‌های پدرانه-اشان، مرا مورد حمایت و لطف خویش قرار می‌دادند سپاسگذارم.

همچنین از بذل توجه و عنایت اساتید مشاور بزرگوارم، جناب آقای دکتر محسن مؤذن و جناب آقای مهندس رامین محمدی نیائی که در اجرای این پروژه با صبر و حوصله بسیار راهنمای اینجانب از نظر علمی و اخلاقی بودند بینهایت سپاسگذارم.

از داور ارجمند پایان‌نامه جناب آقای دکتر محسن مؤید مدیر گروه محترم زمین‌شناسی که زحمت بازخوانی این پایان‌نامه را پذیرفته و موجب پربار شدن آن شده‌اند سپاسگذارم.

از دوست بسیار ارزشمندم خانم دکتر رباب حاج‌علی اوغلی که در مراحل مختلف پایان‌نامه اینجانب را یاری نمودند و با راهنمایی ارزنده‌اشان موجب پیشرفت کارهایم بودند بسیار سپاسگذارم.

از اساتید بزرگوارم در دانشگاه زنجان آقایان دکتر حاج‌ابوالفتح، ایزدیار، ابراهیمی و عباسی که در دوران کارشناسی از محضرشان استفاده نمودم سپاسگذارم.

از مدیریت محترم شرکت معدن‌کاران انگوران جناب آقای مهندس چنگیز خسروی که با اختیارات خود برای پیشبرد این پروژه مرا یاری دادند و همچنین از جناب آقای مهندس رامین محمدی نیائی کارشناس اکتشاف این شرکت که در تمامی مراحل این پروژه خصوصاً در عملیات صحرایی یاریگر بنده بودند، و تمامی کارکنان این شرکت کمال تشکر را دارم.

از تمامی کارکنان محترم دپارتمان زمین‌شناسی دانشکده علوم طبیعی دانشگاه تبریز خصوصاً آقایان جهانیار و مسیب‌زاده و جعفرپور و خانم مختارزاده قدردانی می‌کنم.

از تمامی همکلاسی‌ها و دوستان عزیزم در سایت کارشناسی ارشد و دکتری که در مراحل مختلف پایان‌نامه همراه من بودند و همچنین از جناب آقای ناصر ناصری که در تهیه عکس‌های میکروسکوپی اینجانب را یاری نمودند، سپاسگذارم.

در نهایت از پدر و مادرم که استوارترین تکیه‌گاه زندگانیم هستند و خانواده عزیزم که با صبر و بردباری فراوان زحمات دوران تحصیلم را تحمل نمودند بی‌نهایت سپاسگذارم.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

چکیده

فصل اول: بررسی منابع(پایه های نظری پیشینه پژوهش)

۱- پایه های نظری ۱

۱-۱- تعریف دگرگونی ۱

۱-۲- تعریف دگرگونی پیشرونده و پسرونده ۱

۱-۲-۱- دگرگونی پیشرونده ۱

۱-۲-۲- دگرگونی پسرونده ۲

۱-۳- مقدمه‌ای بر دگرگونی ناحیه‌ای ۲

۱-٤- رده‌بندی دگرگونی ناحیه‌ای بر اساس فشار و حرارت ۳

۱-٥- زمین‌شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه‌ای ۳

پیشرونده در مناطق با نسبت P-T متفاوت

۱-٥-۱- زمین‌شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در مناطق با ۳

نسبت P-T پایین

۱-٥-۲- زمین شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در مناطق با ٤

نسبت P-T متوسط

۱-٥-۳-زمین شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در مناطق با ٥

نسبت P-T بالا

۱-٦- دگرگونی ترکیبات سنگی مختلف ٥

۱-٦-۱- دگرگونی سنگ‌های اولترامافیک ٥

۱-٦-۲- دگرگونی سنگ‌های آهکی و دولومیتی ٦

۱-٦-۳- دگرگونی سنگ‌های پلیتی (متاپلیت‌ها) ٦

۱-٦-٤- دگرگونی سنگ‌های پلیتی-آهکی (مارن‌ها) ۷

۱-٦-٥- دگرگونی سنگ‌های مافیک ۷

۱-۷- کانسارهای‌دگرگونی ۷

۱-۸- رابطه دگرگونی ناحیه‌ای و کانسارها ۱۰

۱-۹- کانسارزایی مس و سرب و روی ۱۲

۱-۹-۱- کانسارهای مس ۱۲

۱-۹-۱-۱-کانسارهای اسکارن مس ۱۲

۱-۹-۱-۲- کانسارهای مس نوع کوپناوی و مس نوع آندزیت (اپی ترمال) ۱۳

۱-۹-۱-۳- کانسارهای مس پورفیری ۱۳
۱-۹-۱-٤- کانسارهای ما سیوسولفید ۱٤
۱-۹-۱-٥- کانسارهای مس استراتیفورم ۱٤
۱-۹-۱-٦- کانسارهای مس رگه‌ای کردیلرایی ۱٥
۱-۹-۱-۷- کانسارهای مس توده‌ای همراه با توده‌های آذرین مافیک ۱٥
۱-۹-۱-۷-۱- کانسارهای سولفید ماگمایی ۱٥
۱-۹-۱-۷-۲- کانسارهای مس - نیکل همراه با سنگ‌های نفوذی ۱٥
۱-۹-۲- کانسارهای سرب و روی ۱٦
۱-۹-۲-۱-کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی ۱٦
۱-۹-۲-۱-۱-منشأ کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی ۱۷
۱-۹-۲-۲- کانسارهای سرب وروی با سنگ میزبان ولکانیک (ماسیو سولفید) ۱۷
۲- پیشینه پژوهشی ۱۹

فصل دوم: مواد و روش‌ها

۲-۱- موقعیت جغرافیایی ۲۰
۲-۲- راه‌های ارتباطی ۲۰
۲-۳- آب و هوای منطقه ۲۱
۲-٤- جغرافیای طبیعی ۲۱
۲-٥- جغرافیای انسانی و اقتصادی ۲۱
۲-٦- وضعیت آب‌های زیر زمینی و چشمه‌های موجود ۲۱
۲-۷- زمین‌شناسی عمومی منطقه تکاب ۲۱
۲-۷-۱-ماگماتیسم در منطقه تکاب ۲۱
۲-۷-۲- دگرگونی در منطقه تکاب ۲۳
۲-۷-۳- ذخایر فلزی و غیر فلزی تکاب ۲٥
۲-۸- زمین‌شناسی‌منطقه‌ی قوزلو ۲٦
۲-۹- موقعیت منطقه در زمین‌شناسی ایران ۳۰
۲-۱۰- تکتونیک کلی منطقه ۳۱
۲-۱۰-۱- گسل‌ها ۳۲
۲-۱۱- روش مطالعه ۳۳

فصل سوم: بحث و نتایج

۳-۱- مطالعات پتروگرافی ۳٤
۳-۱-۱- سنگ‌های آمفیبولیت ۳۵
۳-۱-۱-۱- (نرمال) آمفیبولیت ۳۵
۳-۱-۱-۲- اپیدوت – آمفیبولیت ۳۸
۳-۱-۱-۳- اپیدوسیت (آمفیبولیت‌های برگشتی) (Retrograde Amphibolite) ۳۹
۳-۱-۲-پتروگرافی سنگ‌های ترمولیت - اکتینولیت شیست ٤۲
۳-۱-۳- پترو گرافی سنگ‌های مرمر ٤٤
۳-۱-٤- پتروگرافی سنگ های اولترامافیک ٤۵
۳-۱-٤-۱- پتروگرافی سنگ‌های متااولترامافیک (پریدوتیت) ٤٦
۳-۱-۵- پتروگرافی سنگ های کوارتز- فلدسپاتی ٤۸
۳-۲- ژئوترموبارومتری ۵۰
۳-۲-۱- مهمترین روش‌های ترموبارومتری ۵۰
۳-۲-۲- تعیین خطا در ترموبارومتری ۵۱
۳-۲-۳- ملاک انتخاب نمونه برای محاسبات P-T ۵۱
۳-۲-٤- نقش سیال ۵۲
۳-۲-۵- ترمو کالک ۵۲
۳-۳- واکنش‌های دگرگونی ۵٤
۳-۳-۱- واکنش‌های دگرگونی در مرمرها ۵٤
۳-۳-۲- واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های بازیک ۵۵
۳-۳-۲-۱- سنگ‌های آمفیبولیت ۵٦
۳-۳-۳- سنگ‌های ترمولیت-اکتینولیت شیست ۵۷
۳-۳-٤- واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های متااولترامافیک (پریدوتیت) ۵۷
۳-٤- روابط کانی‌شناسی و شواهد بافتی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های آمفیبولیت قوزلو ۵۸
۳-۵- ژئوشیمی ۵۸
۳-۵-۱- ترکیب شیمیایی پروتولیت آمفیبولیت های قوزلو ٦۱
۳-۵-۲- سری ماگمایی ٦۲
۳-۵-۳- محیط تکتونیکی ٦۳
۳-۵-٤- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه یا نمودارهای عنکبوتی (Spider diagram) ٦٤
۳-٦- زمین شناسی اقتصادی ٦۸
۳-٦-۱-فازهای کانی‌سازی در منطقه تکاب ٦۸

۳-٦-۱-۱- فاز کانی زایی پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین	٦٨
۳-٦-۱-۲- فاز کانی زایی پالئوزوئیک پسین-تریاس پیشین	٦٩
۳-٦-۱-۳- فاز کانی زایی مزوزوئیک	٦٩
۳-٦-۱-٤- فاز کانی‌زایی ترشیاری	٦٩
۳-٦-۲- رگه سیلیسی منطقه	٧٢
۳-٦-۳- مینرالوژی و مینرالوگرافی	٧٢
۳-٦-۳-۱- کانه سازی هیپوژن منطقه	٧٢
۳-٦-۳-۲- کانی های زون اکسیداسیون	٧٤
۳-٦-٤- منشأ عناصر	٧٧
۳-٦-٥- کلیاتی در مورد نحوه انتقال سیالات	٧٧
۳-٦-٦- ته نشینی مواد معدنی از سیالات کانه دار	٧٧
۳-٦-۷- ساختمان‌های مناسب برای تشکیل ذخیره	٧٨
۳-٦-۸- دگرسانی سنگ دیواره	٧٨
۳-٦-۹- بافت	٧٩
۳-٦-۹-۱- بافت ثانویه جانشینی	٨٠
۳-٦-۱۰- منشأ سیالات کانه ساز	٨٠
۳-٦-۱۰-۱- منشأ دگرگونی	٨١
۳-٦- ۱۰-۲- منشأ ماگمایی	٨١
۳-٦-۱۰-۳- منشأ کربناته	٨٢
۳-٦-۱۱- همبستگی عناصر	٨٣
۳-٦-۱۲- بررسی‌های ژئوشیمیایی	٨٥
۳-۷- نتیجه گیری	٨٦
۳-۸- پیشنهادات	٨٨
منابع فارسی	٨٩
منابع انگلیسی	٩٠
پیوست	
چکیده انگلیسی	

فهرست اشکال

صفحه

شکل۲-۱- راه‌های دسترسی به منطقه ۲۰
شکل۲-۲- برونزد سنگ‌های آمفیبولیتی در منطقه قوزلو ۲۷
شکل۲-۳- کانی زایی مس در سنگ‌های آمفیبولیتی ۲۸
شکل۲-٤- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تهیه شده توسط شرکت معدن‌کاران انگوران زنجان ۲۹
شکل ۲-۵- واحدهای زمین‌ساختاری ایران (Stocklin,1968) ۳۰
شکل۲-٦- واحدهای زمین‌ساختی ایران (نبوی،۱۳۵۵) ۳۱
شکل۲-۷- واحدهای زمین‌ساختی ایران(Gilg, et al 2006) و علوی (۲۰۰۴) ۳۱
شکل۲-۸- زون‌بندی چهارگوش تکاب از نظر زمین‌شناسی ۳۳
شکل۳-۱- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ‌های آمفیبولیت ۳۷
شکل-۳-۲-تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی اپیدوت-آمفیبولیت ۳۹
شکل۳-۳- نمونه دستی و میکروسکوپی اپیدوسیت ٤۱
شکل۳-٤- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی ترمولیت-اکتینولیت شیست ٤۳
شکل۳-۵-تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ مرمر ٤۵
شکل۳-٦- پریدوتیت همراه با لایه‌های سرپانتینیت ٤٦
شکل۳-۷-تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ‌های متاپریدوتیت ٤۷
شکل۳-۸- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی سنگ‌های کوارتز-فلدسپات ٤۹
شکل۳-۹ دیاگرام فشار-دما هراه با منحنی های ذوب بازالت و گرانیت و موقعیت های تکتونیکی ۵۳
شکل۳-۱۰ دیاگرام فشار-دما به همراه فاسیس های دگرگونی ۵٤
شکل-۳-۱۱- فاز دیاگرام و ایزوگراد در مرمرها ۵۵
شکل۳-۱۲- فاز دیاگرام‌ها و ایزوگرادها در سنگ‌های آمفیبولیت ۵٦
شکل۳-۱۳- فاز دیاگرام‌ها و ایزوگرادها در سنگ‌های ترمولیت-اکتینولیت شیست ۵۷
شکل۳-۱٤ فاز دیاگرام‌ها و ایزوگرادها در سنگ‌های سرپانتینیت ۵۷

شکل۳-۱۵- نمودار Cr در برابر TiO_2 (Leake, 1964) ٦١
شکل۳-۱٦- نمودارهای ترکیب شیمیایی پروتولیت در سنگ های آمفیبولیت منطقه قوزلو ٦٢
شکل۳-۱۷- نمودارهای ترکیب تولئیتی ماگمای اولیه در سنگ های آمفیبولیت منطقه قوزلو ٦٣
شکل ۳-۱۸- نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی منطقه ٦٤
شکل۳-۱۹- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیزه شده به MORB ٦٦
شکل۳-۲۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیزه شده به گوشته اولیه ٦٦
شکل۳-۲۱-نمودار عنکبوتی عناصر REE نرمالیزه شده به کندریت ٦٧
شکل ۳-۲۲- تصاویر میکروسکوپی کانه‌ها ٧٦
شکل ۳-۲۳- نمودارهای ضریب همبستگی در رگه‌های کانه‌زایی ٨٤
شکل۳-۲٤-نمودارهای ضریب همبستگی در سنگ میزبان آمفیبولیت ٨٤

فهرست جداول

	صفحه
جدول۱-۱- تغییراتی که ضمن دگرگونی در کانسار ایجاد می شود	۹
جدول۱-۲- کانسارهای دگرگونی در رخساره های مختلف دگرگونی	۱۰
جدول۱-۳- تقسیم بندی کانسارهای سولفید توده‌ای	۱۸
جدول۳-۱علائم اختصاری کانی‌ها. کانی‌هایی که بصورت*مشخص شده‌اند از Kretz(1983) می‌باشد.	۳٤
جدول ۳-۲ -پاراژنز کانی‌ها در سنگ‌های آمفیبولیت منطقه قوزلو	۳٦
جدول ۳-۳ -پاراژنز کانی‌ها در سنگ‌های اپیدوت-آمفیبولیت	۳۸
جدول ۳-٤- پاراژنز موجود در سنگ‌های اپیدوسیت	٤۰
جدول ۳-۵ -پاراژنزکانی‌های دگرگونی در ترمولیت-اکتینولیت شیست	٤۲
جدول ۳-٦- پاراژنز کانی های دگرگونی در سنگ های مرمر منطقه قوزلو	٤٤
جدول ۳-۷- پاراژنز کانی‌های دگرگونی درمتا-اولترامافیک (پریدوتیت)	٤٦
جدول ۳-۸- پاراژنزکانی‌های سنگ‌های کوارتز-فلدسپاتی	٤۸
جدول ۳-۹ -داده های تجزیه XRFسنگ‌های آمفیبولیت برحسب درصد	۵۹
جدول ۳-۱۰-داده های مربوط به عناصر نادر خاکی و کمیاب در سنگ-های آمفیبولیت به روشICPبرحسب ppm	٦۰
جدول ۳-۱۱- داده های مربوط به تجزیه رگه‌های کوارتز-فلدسپاتی به روشICPبرحسبppm	٦۰
جدول۳-۱۲ -معرفی علائم نمونه های تجزیه شده	٦۱
جدول۳-۱۳- مقادیر ضریب همبستگی (R) بین عناصر فلزی در رگه ها	۸٤

نام خانوادگی دانشجو: تقی لو **نام:** رقیه

عنوان پایان نامه: مطالعه پترولوژی و پتروگرافی سنگهای دگرگونی با نگرشی بر وجود مس، سرب و روی مرتبط با آنها در منطقه قوزلو واقع در استان زنجان

استادان راهنما: دکتر احمد جهانگیری-دکتر منصور مجتهدی

استادان مشاور: دکتر محسن مؤذن-مهندس رامین محمدی نیائی

مقطع تحصیلی: کارشناسی ارشد **رشته:** زمین شناسی **گرایش:** پترولوژی **دانشگاه:** تبریز

دانشکده: علوم طبیعی **تاریخ فارغ التحصیلی:** شهریور ماه ۱۳۸۶ **تعداد صفحات:**۹۴

کلید واژه ها: قوزلو-میرمکیت-سرپانتینیت-آمفیبولیت

چکیده:

منطقه قوزلو در قسمت مرکزی تا شمالی چهار گوش تکاب در محدوده مختصاتی ´۱۴ ,°۴۷ تا ´۳۰ ,°۴۷ طول جغرافیایی شرقی و ´۴۸ ,°۳۶ تا ´۴۹ ,°۳۶ عرض جغرافیایی شمالی قرار دارد. این منطقه از لحاظ تقسیم بندی ساختاری در زون ایران مرکزی واقع شده است. انواع سنگ‌های دگرگونی در منطقه مورد مطالعه شامل، آمفیبولیت، مرمر, اپیدوت - آمفیبولیت، اپیدوسیت، ترمولیت - اکتینولیت شیست، اولترامافیک (سرپانتینیت) و رگه‌های کوارتز فلدسپاتی، می‌باشد. سنگ‌های آمفیبولیت بیشترین برونزد سنگی را در منطقه داشته و بر اساس درصد مودال و فراوانی کانی‌های اصلی در ۳ گروه قابل تقسیم بندی می‌باشند. ۱) (نرمال) آمفیبولیت. ۲) اپیدوت-آمفیبولیت. ۳) اپیدوسیت یا (آمفیبولیت پسرونده). سنگ‌های (نرمال) آمفیبولیت: آمفیبول و پلاژیوکلاز فراوانترین کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند، مجموعه کانی‌های دگرگونی در این سنگ‌ها عبارتند از هورنبلند (vol%)۵۰٪، پلاژیوکلاز (vol%)۳۰٪, تیتانیت (vol%)۷ ٪ و کوارتز (vol%) (۷-۳)٪ و کانی‌های فرعی (.vol%)۳٪. . سنگ‌های اپیدوت – آمفیبولیت علاوه بر هورنبلند و پلاژیوکلاز دارای مقادیر فراوان اپیدوت می‌باشند. مجموعه کانی‌های دگرگونی این سنگ‌ها اپیدوت(vol%) ۳۵٪، آمفیبول(vol%) ۳۰٪، پلاژیوکلاز(vol%) ۱۵٪, کوارتز(vol%) ۱۰٪، تیتانیت (vol%) ۵٪، و کانی‌های فرعی (vol%)۵٪ هستند. سنگ‌های اپیدوسیت حاصل آلتراسیون کامل سنگ‌های آمفیبولیت می-باشد کانی اصلی این سنگ اپیدوت بوده (۹۰٪ <) وکانی‌های هورنبلند پیشین به صورت بقایای بی‌شکل و دانه ریز دیده می-شود. سنگ‌های (نرمال) آمفیبولیت و اپیدوت-آمفیبولیت تحت تاثیر فرایندهای پسرونده دگرگونی شده‌اند. برخی از شواهد کانی‌شناسی و بافتی دال بر این فرایند عبارتند از: ۱- تشکیل اپیدوت ثانویه در مقادیر فراوان به علت آلتراسیون کانی‌های هورنبلند. ۲ - تشکیل تیتانیت ثانویه به صورت لکه‌های پراکنده در داخل کانی‌های هورنبلند. ۳- تشکیل تیتانیت به صورت کرونا در اطراف ایلمنیت. ٤- تشکیل بافت میرمکیتی (همرشدی کوارتز و پلاژیوکلاز). شرایط P-T محاسبه شده بر اساس برنامه THERMOCALC برای دگرگونی پسرونده بترتیب ۵/۸kb و۶۰۰°C می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمیایی, ترکیب شیمیایی پروتولیت آمفیبولیت‌های قوزلو بازالت تولئیتی و سنگ‌های ترمولیت-اکتینولیت شیست بازالت‌های منیزیم بالا تعیین شده است. از لحاظ مطالعات محیط تکتونیکی براساس نمودار Nb*2-Zr/4- Y و نمودار Th/Yb,Ta/Yb ترکیب شیمیایی نمونه‌های تجزیه شده در محدوده مورب و قوس آتشفشانی واقع می‌شود. همزمان با فعالیت‌های ولکانیکی سنوزوئیک در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌های اصلی منطقه با روند شمالی _ جنوبی، کانی‌زایی نسبتا وسیعی در مرز بین آمفیبولیت و مرمر صورت گرفته است که با تشکیل کانه‌های اصلی کالکوپیریت، پیریت، گالن، اسفالریت و کانی‌های فرعی هماتیت، مگنتیت،

ادامه چکیده

گوتیت و کوپریت همراه می‌باشد. با توجه به مقدار بالای Cu در آمفیبولیت‌ها می‌توان گفت که بخش عمده Cu موجود در رگه‌ها توسط سیالات از این سنگ‌ها شسته و در رگه‌ها تجمع پیدا کرده است ولی مقادیرZn, , Ag, Pb نشان دهنده این مطلب است که این عناصر در سنگ‌های آمفیبولیت کم بوده و مقدار زیاد آن‌ها در رگه‌های کوارتز فلدسپاتی نشانه انتقال این عناصر توسط سیالات از یک منشأ ماگمایی و یا سنگ‌های مرمر موجود درمنطقه و تجمع آن‌ها در رگه‌های کوارتز فلدسپات می‌باشد. در نهایت اینکه نتیجه آنالیزهای شیمیایی نشانگر افزایش,Zn, , Pb Ag از آمفیبولیت‌ها به سمت مرمر و کاهش مقدارCu در این جهت می‌باشد.

فصل اول

بررسی منابع

۱- پایه های نظری

۱-۱- تعریف دگرگونی

سنگ‌های آذرین که در دماهای بالا بین ۶۵۰° C تا ۱۲۰۰° C تشکیل می شوند و سنگ‌های رسوبی که در سطح زمین نهشته می شوند نمایانگر حدود نهایی دماهایی هستند که در فرآیند تشکیل سنگ شناخته شده است. در طی رخدادهای زمین شناسی این سنگ‌ها ممکن است در جاهایی از پوسته زمین قرار گیرند که دمای آنها مغایر با دمای تشکیل آنها باشد، بدین روال فشار و دمای محیط جدید این سنگ‌ها معمولاًبا فشار و دمای تشکیل آنها نیزیکسان نخواهد بود. بسیاری از کانی‌های موجود در این سنگ‌ها در شرایط تازه‌ی دما و فشار پایدار نیستند و با واکنش خود به مجموعه جدیدی تبدیل خواهند شد که با شرایط جدید در حال تعادل یا دست کم متمایل به تعادل باشند از این رو ترکیب شیمیایی یک سنگ نمایانگر مجموعه جدید کانی‌های آن است.

در برخی موارد با افزایش دما تغییرات کانی‌شناسی ایجاد نمی‌شود با این وجود این تبلور دوباره کانی‌ها ساخت (structure) جدید به سنگ می‌بخشد مثل تبدیل سنگ آهک به مرمر یا ماسه‌سنگ به کوارتزیت ، چنین تغییراتی ممکن است در یک طیف گسترده دمایی صورت گیرد، صرفنظر از فرآیند هوازدگی سنگ‌ها در سطح زمین این میدان دما به دو بخش مجزا تقسیم می شود :

۱- از دماهای رسوب شروع و به تغییر حالت دیاژنتیکی ختم می شود (diagenetic).

۲- با تغییر حالت‌های دگرگونی آغاز می شود (metamorphic).

(Winkler, 1974)

دگرگونی واژه‌ای است که برای تغییرات فیزیکوشیمیایی رخداده در سنگ‌ها در حالت جامد به کار می-رود. وقتی مجموعه کانی‌های سنگ‌های رسوبی و آذرین تحت تأثیر حرارت و فشار قرار می‌گیرند از لحاظ ترمودینامیکی ناپایدار می‌شوند. در نتیجه منجر به تغییر کانی‌ها یا ساخت سنگ متناسب با شرایط حاکم می شود (Kretz, 1996).

۱-۲- تعریف دگرگونی پیشرونده و پسرونده

۱-۲-۱- دگرگونی پیشرونده

قسمت‌های مختلف یک دگرگونی ناحیه‌ای معمولاً بیشینه دمایی یا شرایط دما - فشار متفاوتی را نشان می‌دهد و در ضمن تغییرات مکانی و شرایط دما و فشار بیشینه دمایی بصورت پیوسته می باشد. معمولاً در یک سرزمین دگرگونی تغییرات دما در مقایسه با تغییرات فشار به بروز تغییرات کانی‌شناسی بیشتری

منجر می‌گردد. این تغییرات کانی‌شناسی با افزایش پیشرونده بیشینه دمایی، دگرگونی پیشرونده نامیده می شود (Miyashiro, 1994).

کانی‌های جدید توسط واکنش‌هایی تشکیل می‌شود که سرعت واکنش آنها با افزایش دما زیاد می‌شود بنابراین هرگاه سنگ بالاتر از دمای آستانه (Thermal Peak) نگه داشته شود کانی‌های جدیدی در آن تشکیل می‌شود. بیشینه دمایی در واقع بیانگر حداکثر دمایی است که سنگ در طی دگرگونی در معرض آن قرار گرفته است (Miyashiro, 1994).

۱-۲-۲- دگرگونی پسرونده

نوعی تبلور دگرگونی است که پس از بیشینه دمایی و همراه کاهش دما صورت می‌گیرد. در مرحله قهقرایی واکنش‌هایی که با کاهش دما صورت می‌گیرد بطور کلی معکوس واکنش‌هایی است که پیشرونده هستند و اغلب کانی‌هایی را بوجود می‌آورند که دارای آب و دی اکسید کربن هستند. برای انجام چنین واکنش هایی بایستی H_2O, CO_2 در سنگ حضور داشته باشند و اگر تمام H_2O, CO_2 آزاد شده در مرحله پیشرونده قبل از رسیدن به بیشینه دمایی و یا در خود بیشینه دمایی سیستم را ترک نمایند، واکنش‌های قهقرایی صورت نمی‌گیرند(Miyashiro, 1994).

۱-۳- مقدمه‌ای بر دگرگونی ناحیه‌ای

واژه دگرگونی ناحیه‌ای که توسط(1973) Miyashiro پیشنهاد گردید، مترادف واژه دگرگونی دینامو ترمال است. با توجه به اینکه واژه دگرگونی ناحیه‌ای متداول‌تر است از این واژه بیشتر استفاده می‌شود. دگرگونی ناحیه‌ای مشخصه نوارهایی است که در آنها کوهزایی با دگرشکلی و تبلور مجدد همراه است. سنگ‌های دگرگونی به طور کامل فابریک نافذی نشان می‌دهند که با جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها همراه است. مهم‌ترین انواع سنگ‌های این نوع دگرگونی شامل فیلیت، شیست و گنایس می‌باشد. این دگرگونی بصورت فرایند طولانی ظاهر می‌شود که دوره استمرار آن از میلیون‌ها تا ده‌ها میلیون سال طول می‌کشد و چندین فاز تبلور دگرگونی را در بر می‌گیرد. فازهای دگرشکلی منفرد با دارا بودن مشخصات دقیق و روشن نظیر وضعیت و جهت شیستوزیته، چین‌ها و خطواره‌ها ظاهر می‌شوند .بنابراین در بررسی‌های صحرایی میتوان چندین فاز دگرشکلی را در یک توالی زمانی مشخص نمود(Bucher and Frey, 1994).

۱-٤- رده‌بندی دگرگونی ناحیه‌ای بر اساس فشار و حرارت

بنظر Harker (1932) تمام کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از لحاظ خصوصیات کانی‌شناسی کم و بیش به یکدیگر شبیه هستند. رده‌بندی مطرح شده در زیر یک رده‌بندی مقدماتی از کمپلکس‌های دگرگونی ناحیه‌ای است که بر مبنای موقعیت منحنی های دما – فشار صورت گرفته است. این سه رده ذکر شده در زیر با توجه به روابط پایداری پلی‌مورفهای (Al_2SiO_5)، آمفیبول از نوع گلوکوفان، و ژاده ئیت + کوارتز معرفی شده‌اند و به شرح زیر می‌باشند: (Miyashiro, 1994)

۱- نوع P/T پایین (یا سری آندالوزیت- سیلیمانیت)

۲- نوعP/T متوسط (یا سری کیانیت- سیلمانیت)

۳- نوعP/T بالا (یا دگرگونی گلوکوفانی)

۱-۵- زمین‌شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در مناطق با نسبت **P/T** متفاوت

از قرن نوزدهم مشخص شده بود که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کمربندهای گسله و چین خورده قرار گرفته‌اند، در نتیجه دگرگونی ناحیه‌ای مربوط به کوهزایی است.

در نیمه اول قرن بیستم ارتباط دگرگونی و دگر شکلی با استفاده از تئوری ژئوسینکلینال تفسیرمی‌شد (Barrow, 1893). در سی سال گذشته پیشرفت تکتونیک صفحه‌ای و پیشرفت‌های بعدی در مطالعه محیط تکتونیکی دگرگونی ناحیه‌ای نشان داد که دگرگونی ناحیه‌ای در محیط‌های تکتونیکی متفاوتی صورت می‌گیرد.

دگرگونی ناحیه‌ای زمانی صورت می‌گیرد که درجه حرارت پوسته قاره‌ای زمین در مقیاس ناحیه‌ای افزایش یابد. افزایش درجه‌ی حرارت در پوسته زمین در محیط‌های مختلف تکتونیکی به دلایل متفاوت انجام می‌پذیرد و توسط عوامل متعددی کنترل می شود از جمله ضخامت، ترکیب پوسته زمین، میزان و انتشار عناصر رادیو اکتیو، جریان ماگمایی گوشته به پوسته زمین، هدایت گرمایی سنگ‌ها، میزان فرسایش و غیره (Miyashiro, 1994).

۱-۵-۱- زمین‌شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده در مناطق با نسبت **P/T** پایین

به علت آنکه در دگرگونی ناحیه ای نوع P/T پایین فشار و ترکیب شیمیایی سنگ از ناحیه‌ای به ناحیه دیگر تغییر می‌کند، بنابراین، این نوع دگرگونی تنوع لیتولوژی زیادی نشان می‌دهد. انواع سنگ‌های نوعP/T پایین در قوس‌های قدیمی، مناطق بر خوردی و مناطق کشش قاره‌ای مشاهده می‌شوند. در متاپلیت‌های دگرگون شده در این شرایط وجودکردیریت در درجات دگرگونی پایین و بالا امری متداول

است ولی استارولیت وجود ندارد یا اینکه بسیار نادر است. درمتاپلیت‌های عادی این دگرگونی، گارنت فقط در بخش بسیار درجه بالا یافت می‌شود. حضور گارنت در درجات پایین و متوسط به متاپلیت‌های غنی از MnO محدود می‌گردد. گارنت در این سنگ‌ها حاوی مقادیر زیادی اسپسارتین می‌باشد (Miyashiro, 1994).

زون معرف بالاترین درجه دگرگونی این توالی در نوارهای کوهزایی فانروزوئیک بندرت یافت می‌شود اما در نواحی گنیس درجه بالای پرکامبرین زون مذکور بصورت پراکنده مشاهده می‌گردد. نواحی دگرگونیP/T پایین دیگری نیز وجود دارند که در مقایسه با حالات بحث شده در بالا در فشارهای بالاتری دگرگون شده‌اند و ویژگی‌های نواحی معرف گذر از دگرگونی P/T پایین به نوع P/T متوسط می‌باشند. در این نواحی استارولیت تقریباً در زون آندالوزیت و زون سیلیمانیت-مسکویت تحتانی تشکیل می‌گردد و گارنت در درجات دگرگونی پایین‌تر و کردیریت در درجات دگرگونی بالاتر تشکیل می‌شوند. بعضی از سری‌ها به استثنای تشکیل آندالوزیت در سری مورد بحث ویژگی‌های کانی‌شناسی بسیار مشابهی با نوع P/T متوسط نشان می‌دهند. (Helms and Labotka, 1991) در کل نواحی P/T پایین در قسمتی از پوسته که در اعماق کم گرمای شدیدی حاکم باشد یافت می‌شوند (Miyashiro,1994).

نواحیP/T پایین با توده‌های گرانیتوئیدی همراه هستند، این توده‌ها همزمان با دگرگونی یا پس از دگرگونی تشکیل می‌گردند.

۱-۵-۲- زمین شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در مناطق با نسبت P/T متوسط

نوع دگرگونی P/T متوسط را می‌توان از دیدگاه مجموعه‌های زمین‌شناسی همراهشان به ۳ دسته تقسیم نمودکه عبارتند از:

۱-۵-۲-۱- یک ناحیه P/T متوسط به طور پیوسته وبه تدریج به یک ناحیه دگرگونی P/T پایین تبدیل می‌شود تفاوت دو ناحیه فقط از نظر نسبت P/T می‌باشد. نواحی P/T متوسط این دسته باتوده‌های نفوذی گرانیتوئیدی زیادی همراه بوده و به نظر می‌رسد که نسبت به نواحی P/T پایین موجود در اعماق کم زون های برخوردی قاره‌ای یا قوسی، به وسیله مکانیسم مشابهی تشکیل شده‌اند ولی در اعماق بیشتری تشکیل گردیده‌اند و فقط نسبت به نواحی P/T پایین از گرادیان ژئوترمال کمتری برخوردارند (1994 Miyashiro,).

۱-۵-۲-۲- بعضی از نوارهای دگرگونیP/T متوسط با نوارهای دگرگونی نوع انتقالی فشار بالا همراه هستند. به نظر می‌رسد که در بعضی از نوارها، تغییرات ناحیه‌ای مقیاس شرایط دما- فشار به تولید سری-های P/T متوسط منجر می‌گردد.در این نواحی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی حضور ندارند.

.(Miyashiro,1994)

۱-۵-۲-۳- به نظر می‌رسد یک سری نواحی دگرگونی P/T متوسطی وجود دارد که با نواحی دگرگونی P/T پایین یا بالا هیچ گونه ارتباطی ندارد بنظر (Bickle et at ,1975) فرآیند گرم شدن به علت ضخیم شدن پوسته قاره‌ای حاصل از روراندگی صورت گرفته در طی برخورد قاره‌ای ناشی شده است. توالی بارووین موجود در سرزمین‌های مرتفع اسکاتلند با روابط کانی‌شناسی موجود در طیف زون‌های کلریت تا مسکویت این نوع دگرگونی مطابقت می نماید. در ناحیه تیپ بارو اصولاً کلریتوئید وجود ندارد. معمولاً نواحی دگرگونی P/T متوسط با افزایش دما بخشی از توالی رخساره‌های زئولیت، پرهنیت- پمپئلیت، شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت را نشان می‌دهد (Miyashiro,1994).

۱-۵-۳-زمین شناسی و پتروگرافی دگرگونی ناحیه ای پیشرونده در مناطق با نسبت **P/T** بالا

همانند آنچه در فرانسیسکن کالیفرنیا صورت گرفته، به نظر می‌رسد که بیشتر نواحی دگرگونی نوعP/T بالا در اثر فرورانش یک ورقه اقیانوسی سرد به زیر یک لیتوسفر قاره‌ای تشکیل شده‌اند (1970.1975 .(Ernest,

نواحی دگرگونی P/T بالا با حضور توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی همراه نیستند ولی مقادیر زیادی متابازیت و سنگ‌های اولترامافیک در آنها یافت می‌شود. اگر چه در دو نوع دگرگونی دیگر نیز عموماً مقادیر کمی متابازیت و سنگ‌های اولترامافیک وجود دارد ولی وجود مقادیر زیاد این گونه سنگ‌ها بویژه ترکیبات اولترامافیک از اختصاصات این دگرگونی محسوب می‌شود. دگرگونی فرانسیسکن یک دگرگونی پیشرونده چند زمانه است که توالی زون‌های متعلق به رخساره‌های پرهنیت- پمپئلیت و شیست آبی را نشان می دهد (Maruyama et al. 1992, Ernest 1970, 1975).

۱-٦- دگرگونی ترکیبات سنگی مختلف

۱-٦-۱- دگرگونی سنگ‌های اولترامافیک

این سنگ‌ها غالباً از سیلیکات‌های آهن و منیزیم‌دار تشکیل شده‌اند. سنگ‌های اولترامافیک بی آب حاوی مقادیر مختلفی از سه کانی الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن می‌باشد. گوشته زمین عمدتاً از سنگ‌های اولترامافیک تشکیل شده است بیشتر سنگ‌های اولترامافیک یافت شده در پوسته زمین در نتیجه‌ی رخنمون‌های سطحی قطعاتی از گوشته هستند. سنگ‌های اولترامافیک دارای منشأ ماگمایی در پوسته نیز تشکیل می‌گردند ولی کمیاب هستند و بیشتر از طریق تبلور بخشی ماگماهای بازیک تشکیل می‌شوند. قطعات سنگ‌های گوشته ای اولترامافیک در طی جایگزینی در پوسته، دراثر دگرشکلی پوسته‌ای

ودگرگونی، تغییرات کانی‌شناسی و ساختاری شدیدی را متحمل شده‌اند .برای این گونه سنگ‌ها دو حالت را می توان تصور کرد:

۱ـ قطعات گوشته‌ای بخش‌هایی از کانی‌شناسی و ساختمان اولیه خود را حفظ می‌کنند. وبه علت محدود بودن آب اضافی یا فعالیت جنبشی کند واکنش‌ها در دمای پایین از تعادل ناقص برخوردارند، این سنگ‌ها مجموعه‌های کانی‌شناسی مشابهی با سنگ‌های پوسته‌ای در بر گیرنده خود که نشان دهد در شرایط مشابهی به تعادل رسیده‌اند را نشان نمی‌دهند. این گونه سنگ‌ها را سنگ‌های غیر هم رخساره می‌نامند.

۲ـ سنگ‌های اولترامافیک با سنگ‌های پوسته‌ای در برگیرنده، در شرایط فشار و دمای مشابه به تعادل رسیده‌اند، این گونه سنگ‌ها آثار نادری از کانی‌شناسی و ساختمان اولیه را نشان می‌دهند که این‌ها را سنگ‌های هم رخساره می نامند(Bucher and Frey, 1994).

۱-٦-۲- دگرگونی سنگ‌های آهکی و دولومیتی

سنگ‌های کربناته رسوبی عمدتاً از کانی‌های کرناته تشکیل شده اند. سنگ‌های آهکی و دولومیت‌ها دو رده‌ی اصلی سنگ‌های کربناته هستند. این سنگ‌ها از لحاظ ترکیب مدال سنگ‌های آهکی عمدتاً از کلسیت($Ca\ CO_3$) و دولومیت‌ها از دولومیت $Ca\ Mg\ (CO_3)_2$ تشکیل گردیده‌اند. این سنگ‌ها علاوه بر دو کانی اصلی، حاوی مقادیر متغیری کوارتز می‌باشند. سنگ‌های کربناته رسوبی منیزیت‌دار کمیاب هستند ولی سنگ‌های آهکی سیلیسی و دولومیت های سیلیسی بخش گسترده‌ای از سنگ‌های کربناته رسوبی را تشکیل می‌دهند. معادل‌های دگرگونی آن‌ها مرمر نامیده می شود. کانی‌های آب‌دار اغلب در سنگ‌های کربناته رسوبی حضور ندارند ولی در معادل‌های دگرگونی آنها حضور دارند. بنابراین آب در درجات پایین به صورت آب منفذی در سنگ‌ها یافت می‌شود، یا اینکه تحت شرایط دگرگونی در تشکیل مرمر شرکت می‌کند(Bucher and Frey, 1994).

۱-٦-۳- دگرگونی سنگ‌های پلیتی (متاپلیت‌ها)

متاپلیت‌ها سنگ‌های هستند که از رسوبات غنی از رس که رسوبات سخت نشده نظیر گل، رس و رسوبات سخت شده نظیر شیل‌ها و رس سنگ‌ها و گل‌سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. پس از دگرگونی اولیه کلیه این سنگ‌های رسوبی آرژیلیت نامیده می‌شود. دگرگونی ضعیف این سنگ‌ها را به اسلیت تبدیل می کند. متا پلیت‌های شاخص، سنگ‌های دگرگونی شناخته شده‌ای شامل: کیانیت ـ کلریت شیست‌ها، گارنت ـ استارولیت میکاشیست‌ها، گارنت ـ کلریتوئید میکاشیست‌ها، استارولیت ـ کیانیت شیست‌ها، کردیریت ـ گارنت ـ بیوتیت گنایس‌ها و...را در بر می‌گیرند(Bucher and Frey, 1994).