کلیاتی از متابازیت‌های خیلی ضعیف و انواع آن در منطقه ساوه

نوشته: فریده حلمی *

چکیده

دگرگونی بسیار ضعیف پدیده‌ای است که برسنگ‌های سطح زمین و بخش‌های فوقانی پوستهٔ آن به طور همیشگی و در همه جا اعمال می‌شود. تبلور مجدد حادث شده در این مرحله از دگرگونی در حدی است که سبب تغییرات ساختاری و بافتی سنگ‌ها نمی‌شود برحسب شرایط فیزیکوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی در سنگ‌های آتش‌فشانی بازالتی- آندزیتی با سنبرا و اشکال مختلف انواع دگرگونی دمای پایین: پشته اقیانوس- بستر اقیانوس، انباشتی، دگرگونی پهنه فرورانش، حرارتی و گرمابی روی می‌دهد که در ترکیب شیمیایی آن‌ها به طور عموم تأثیری جزیی دارد. مجموعه کانی‌های سنگ‌های بازالتی- آندزیتی که در معرض دگرگونی دمای پایین قرار گرفته عبارت است از: یک یا دو هیدرو سیلیکات Ca- Al بعلاوهٔ آلبیت و میکا، کوارتز، کلریت (یا اسمکتیت)، اسفن، کربناتها، پیریت، هماتیت و یا منیتیت. در دگرگونی بسیار ضعیف انواع رخساره‌های زئولیت، پرهنیت- پومپلئیت، پرهنیت - اکتینولیت، پومپلئیت- اکتینولیت و شیست آبی وجود دارد که رخسارهٔ زئولیت در آن شامل تمام مجموعه‌هایی است که در شرایط فیزیکی محتوی کوارتز- آنالیم، کوارتز- هولاندیت و کوارتز- لومونتیت باشد؛ رخساره‌های زئولیت دمای پایین و بالاداری مجموعه‌های متفاوتی است.

رخساره پرهنیت - پومپلئیت متابازیت‌ها در کلیه موقعیت‌های تکتونیکی متداول می‌باشد این رخساره با تجمع پایدار پومپلئیت + اپیدوت ± پرهنیت و فقدان لومونتیت و اکتینولیت مشخص است. پومپلئیت معمولاً در اغلب نواحی که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده همراه اکتینولیت می‌باشد، در ولکانیک‌هایی که ستبرای زیاد دارند و در ژرفا مدفون شده‌اند مجموعهٔ پومپلئیت+ اکتینولیت+ اپیدوت (+ کلریت+ آلبیت + کوارتز) بوقوع می‌پیوندد.

CO_2 بر دیاژنز و دگرگونی نقش بسزایی دارد که مهمترین اثرات آن برپاراژنزهای دگرگونی بسیار ضعیف شامل کاهش دمای آبزدایی هیدروسیلیکات‌های Ca- Al و سایر هیدروسیلیکات‌ها و پایدارکردن کربناتها به خرج سیلیکات‌های Ca- Al است.

در غالب سنگ‌های آتش‌فشانی ترسی‌یر منطقه ساوه پدیده‌های مربوط به دگرسانی- دگرگونی خیلی ضعیف قابل مشاهده است. دگرگونی‌ها مربوط به فرایندهایی هستند که از نظر زمانی به ترتیب دگرسانی هیدروترمال، دگرسانی فومرولی، دگرگونی انباشتی و دگرگونی حرارتی عمل کرده است.

۱ - مقدمه

سنگ‌ها در سطح و بخش‌های فوقانی پوسته تحت تأثیر محلول‌های آبکی با خاستگاه مختلف قرار می‌گیرند. حد تأثیرپذیری با شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم از قبیل دما، فشار، کانی‌شناسی، پترولوژی، ترکیب کلی، بافت، نفوذ پذیری و در نهایت مدت زمان تأثیر سیالات مشخص می‌شود؛ با توجه به نوع: سنگ، کانی‌شناسی، بافت، ترکیب ایزوتوپی و عناصر نادر و ترکیب کلی آن‌ها در سنگ‌ها تبلور مجددی رخ می‌دهد این تغییر در دگرگونی خیلی ضعیف در حدی نیست که منجر به تغییرات ساختاری و یا بافتی آن‌ها گردد.

فرایندهای دگرگونی به گمان به این دلیل که کمتر می‌تواند مورد مشاهدهٔ مستقیم قرار گیرد نسبت به پدیده‌های رسوبی و آتش

An outline of very low-grade Metabasites and its kinds in Saveh region.

By: F. Helmi*

Abstract

Very low- grade metamorphism is an ubiquitious process in the upper portion of the earth's crust. Limit of recrystallization that has occurred in this stage of metmorphism does not cause structural and textural changing in rocks. Depending on the tectonic setting and physico- chemical conditions, various types of low temperature metamorphism are hence produced in both basaltic- andesitic volcanic rocks with different thickness and shapes: Ocean ridge + ocean- floor, burial, subduction- zone metamorphism, thermal and hydrothermal metamorphism. Those generally have slightly effect on the chemical composition of rocks. Mineral assemblages of low- T metamorphism of basaltic and andesitic rocks commonly consist of one or two Ca-Al hydrosilicates together with albite, white mica, quartz, chlorite (or smectite), sphene, carbonates, pyrite, haematite and/or magnetite. Zeolite, prehnite- pumpellyite, prehnite- actionolite, pumpellyite- actinolite and blueschist are facies kinds in very low-grade- metamorphism. Zeolite Facies all those assemblages produced under physical conditions in which the following are commonly formed: guartz- analcime, quartz- heulandite, and quartz- laumontite. Low and high T zeolite facies have different assemblages.

Prehnite- pumpellyite facies metabasites are common in all tectonic settings and characterized by the stable association of Pumpellyite + Epidote ∓ Prehnite and the absenc of laumontite and actinolite. In many regionally metamorphosed terranes, Pumpellyite commonly coexists with actinolite. The assemblage pumpellyite + actinolite + epidote (+ chlorite + albite + quartz)occurs in deeply buried volcanics with considerable thickness.

CO2 has an important role in diagenesis and metamorphism. The most significant effects of CO2 on very low- grade metamorphic parageneses indlude (i) decreasing the dehydration temperatures of Ca-Al and other hydrosilicates; and(ii) stabilizing carbonates at the expense of Ca- Al silicates.

Phenomena related to alteration or very low- grade metamorphism are visible in the most Tertiary volcanic rocks of Saveh region. Hydrothermal and fumerolle alterations, burial and thermal metamorphismes have produced in the temporal order in Saveh.

فشانی مورد توجه کمتری بوده است. اساس مطالعات دگرگونی را اصول اساسی شیمی- فیزیک و بررسی‌های آزمایشگاهی آن‌ها می‌سازد و مشاهدهٔ مستقیم فرایندهای مربوط به آن‌ها کمتر میسر است. طی سال‌های اخیر مسئله آبدارشدن و دگرسانی سنگ‌های آذرین تحت دماهای پایین برای پترولوژیست‌های آذرین و دگرگونی مشکل بزرگی به شمار می‌آمد Coombs (1950) برای نخستین بار اعلام نمود که سنگ‌های بازیکی که در دماهای پایین دگرگون می‌شوند فاقد منطقه‌بندی سیستماتیک دگرگونی هستند متابازیت‌ها به ویژه به دلیل عدم تنوع کانی‌شناسی کمتر مورد توجه بوده است اما این سنگ‌ها در درک دگرگونی دماهای پایین- فشارهای نسبتاً بالا حائز اهمیت می‌شوند چون تحت شرایط فوق در بازالت‌ها و آندزیت‌ها تغییرات کانی‌شناسی مهمی روی می‌دهد که نسبت به تغییراتی که در پلیت‌ها

در همان شرایط رخ داده قابل توجه می‌باشد.

مدت‌ها عدم تنوع کانی‌شناسی سنگ‌های بازیک، مانع بزرگی بر سر راه مطالعهٔ آن‌ها فراهم آورده بود اما اکنون با توسعهٔ دستگاه میکروپروب و امکان تجزیهٔ سریع کانی‌ها در مقاطع نازک می‌توان تغییرات تدریجی کانی‌های محلول جامد را در تعداد زیادی نمونه مطالعه نمود و دامنه تغییرات درجه دگرگونی را در آن‌ها مشخص ساخت. مهم‌ترین کانی برای این کار آمفیبول است (Yardley 1989) که به طور معمول به استثنا متابازیت‌های درجات خیلی پایین، در سایر متابازیت‌ها و در تمامی درجات دگرگونی بوقوع می‌پیوندد.

۲- ویژگی‌های متاولکانیک‌های خیلی ضعیف

سنگ‌های آتش فشانی بازالتی و آندزیتی بصور مختلف از قبیل گدازه‌های بالشی (Pillow lavas)، روانه‌های ستبر، برش‌های هیالو کلاستیکی و توف می‌توانند باشند که با توجه به جایگاه تکتونیکی از ستبرای متفاوتی نیز برخوردارند. برخی از ردیف‌های آتش‌فشانی مثل ردیف‌های آتش‌فشانی افیولیت‌ها و یا آن‌دسته از ولکانیک‌هایی که در محل بازشدگی بوجود می‌آیند، از ستبرای زیادی برخوردارند از سوی دیگر آذرآواری‌های آندزیتی- بازالتی جزایر قوسی (مثل آذرآواری‌های ژاپن و نیوزیلند) تا ۲۰ کیلومتر ستبرا دارند (Liou et al, 1987).

از این دیدگاه که در تشکیل کانی‌های ثانوی هم شرایط متعدد فیزیکوشیمیایی و هم موقعیت تکتونیکی نقش دارد از چندین نوع دگرگونی خیلی ضعیف می‌توان نام برد (جدول یک).

۱- دگرگونی پشته اقیانوس + بستر اقیانوس پشته اقیانوسی در هنگام فاصله گرفتن پشته‌ها از یکدیگر؛

۲- دگرگونی انباشتی (burial metamorphism) در توده‌های ستبر آتش فشانی؛

۳- دگرگونی منطقه فرورانش پوسته اقیانوسی و گوه‌های آواری روی آن؛

٤- دگرگونی حرارتی در سنگ‌های ولکانیکی که در مجاورت توده‌های نفوذی قرار می‌گیرند؛

۵- دگرگونی گرمابی یا هیدروترمال سنگ‌های آذرآواری که در سیستم‌های زمین گرمایی فعال یا فسیل حادث می‌شوند.

کلیهٔ دگرگونی‌های فوق بجز دگرگونی‌ای که در مناطق ژرف فرورانش رخ می‌دهد به فقدان دگرشکلی فراگیر و گسترده و عدم تنش برشی (shear stress) مشخص است، بعلاوه ترکیب شیمیایی غالب آن‌ها تغییر قابل توجهی نخواهد داشت، از اینرو ساخت‌ها و

نوع دگرگونی	مثالی از منطقه با نام نمونه	سریهای رخساره وتوزیع منطقه ای	گرادیان ° دگرگونی	منابع
۱- کف اقیانوسی	۱- بازالت های لایروی شده اقیانوسی	ZEO-PP-PrA - GS Lm-Pm-Ep	درهر کیلومتر ۱۰۰ تا ۵۰۰ C	هامفریس وتاسون (۱۹۸۵)
	۲ - ضولیت دل پیوارتو کالیفرنیا ۳- ضولیت هوروکانی ژاپن	ZEO - PP - PrA - GS Hu-Lm-pm-Ep	درهر کیلومتر ۱۰۰ تا ۲۰۰ C	اوارت و شیمی (۱۹۸۳)
		ZEO-(pp)- PrA - GS شابازیت - Lm-Wr-Ep	در هر کیلومتر ۱۰۰ تا ۲۰۰C	ای ـــ اکا (۱۹۸۵)
۲- گرمابی	۱- ایسلند	ZEO-PP-PrA- GS Lm-Pm-Act	درهر کیلومتر ۸۰ تا ۹۰ C	وبریک وهمکار (1982) میگان وهمکار(۱۹۸۲)، اکبلی (۱۹۸۲)
	۲ - اونیکاب ژاپن	ZEo-PrA-Gs Mo-Lm-Yu-Wr	درهر کیلومتر ۸۰ تا ۹۰C	سکی وهمکار(۱۹۸۳)ولیووهمکار(۱۹۸۵)
۳- حرارتی	۱- کوه تاناوا ژاپن	ZEO-PP-PrA-GS St-Lm-Wr-Pm-Act	درهر کیلومتر ۵۰ C	سکی وهمکار(۱۹۶۹)
	۲- ولکانیک های کارماسن برینیش کلمبیا	ZEO -PP -PrA- GS	درهر کیلومتر ۵۰ تا ۶۰ C	جوروهمکار(۱۹۸۶) جوداو(۱۹۸۷)
	۳- ولکانیک های تاکیتو، سوریک	ZEO-PP-PrA-GS	درهر کیلومتر ۴۰-۵۰ C	هاتون (۱۹۸۲)
۴- انباشتی	۱- نوارواکانیپونیوزیلند	ZEO-PP-PA-GS	درهر کیلومتر ۲۵ تا ۳۵ C	کومبز(1954) مکداجی و جوداو (۱۹۸۷)
	۲- ساربه‌توف سیزژاپن	ZEO-PP-(PA) -GS	درهر کیلومتر ۲۵ تا ۳۵ C	اوتادا (۱۹۶۵) سکی (۱۹۷۱)
۵- فرورانش	۱- فرانسیسکن کالیفرنیا	ZEO-(PP)-BS Lm-Lw-Pm-Ep	درهر کیلومتر ۱۰ تا ۱۵ C	کوانمان ولی (1963) ماریوماول و(1978)
	۲- نوارسانباگاوازاپن	ZEO- PP-PA-(BS) -GS Lm-Pm-Ep	درهر کیلومتر ۱۵ تا ۲۰ C	ماکاجیماوهمکار(1977)

جدول ۱- نمایش شماتیک سریهای رخساره وروناسبون سیلیکاتهای کلسیم - آلومینیوم - در انواع مختلف دگرگونی درجه خیلی ضعیف.

° گرادیان های دگرگونی برای انواع این دگرگونی ها ضرورتاً در سرتاسر سریهای رخساره ثابت نیست

ترکیبات اولیه آذرین در غالب متاولکانیک‌های خیلی ضعیف آنچنان حفظ می‌گردد که در روی زمین حتی ممکن است دگرگون نشده به نظر آیند.

دیگر اشکال معمول در متاولکانیک‌های خیلی ضعیف شامل: گسترش قابل توجه آن‌ها در مقایسه با گستردگی‌های اولیه، پراکندگی کانی‌های ثانوی، رشد انتخابی این کانی‌ها در حفرات و شکستگی‌ها و بالاخره رشد توپوتاکسیکی (topotaxic) کانی‌های ثانوی از کانی‌های اصلی نظیر پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیوین، هورنبلند، کانی‌های اپاک و شیشه‌های ولکانیکی است. با آن که در یک ردیف دگرگونی فزاینده (Progressive) رابطه بین کانی‌های ثانوی به صورت الگویی سیستماتیک و مشخص نمی‌باشد اما به ظاهر با افزایش درجه دگرگونی بر شدت تبلور مجدد و میزان جانشینی افزوده می‌گردد. به دلیل قلمروهای محلی با ترکیبات شیمیایی مختلف ممکن است حتی تنها در یک مقطع نازک شاهد مجموعه‌های مختلف از کانی‌های ثانوی در حفرات، رگه‌ها و داخل فازهای اصلی باشیم. پایداری فازهای آذرین و تفاوت‌های موجود در قلمرو مجموعهٔ کانی‌ها، تشخیص ترکیبات تعادلی و تطابق کانی‌های همیافت را در سنگ‌های دگرگونی خیلی ضعیف دشوار می‌سازد.

در مناطقی که دگرگونی خیلی ضعیف رخ می‌دهد بقایای فازهایی مثل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن متداول است. در برخی از رویدادها درشت بلورهای پلاژیوکلاز کاملاً با آلبیت به همراه سیلیکات‌های Ca- Al یا کربنات کلسیم جانشین شده اما کلینوپیروکسن‌ها کم و بیش سالم و دست نخورده مشاهده می‌شوند. برعکس با آن که کلینوپیروکسن‌ها در برخی مقاطع کلریتی شده اما در همان مقطع پلاژیوکلاز تقریباً دگرسان نشده است (Coleman 1977). وفور بقایای فازهای آذرین در متابازالت‌ها و متاآندزیت‌ها (یا کلاً متابازیت‌ها) را می‌توان به‌عنوان مجموعه‌های پایدار تلقی نمود اما دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن در واقع ممکن است نشانهٔ تفاوت در ترکیب سیال‌ها، نسبت‌های متفیر سیال/ سنگ و سایر پارامترهای فیزیکوشیمیایی باشد. بی‌تردید تغییر در ترکیب شیمیایی سیال مؤثر بر سنگ به نسبت‌های فاز، ترکیب شیمیایی کانی‌ها و حتی احتمالاً بر مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی خیلی ضعیف اثر خواهد گذاشت (Liou et al. 1987). در سنگ‌های دگرگونی خیلی ضعیف این فرض را که مجموعه در مقیاس مقطع نازک نشانگر تعادل است نمی‌توان به کار گرفت Nakajima et al. 1977، Zen 1974 و Kawachi 1975 کانی‌ها را در همبری فیزیکی نشانه تعادل می‌دانند، اگرچه در عمل و به هنگام تجزیه و تحلیل ترکیب شیمیایی تعدادی از کانی‌های یک حفره بادامی شکل به قطر چند میلیمتر تا یک سانتی‌متر، یا کانی‌های رگه‌ای به ضخامت ۱۰ تا ۵۰ میلی‌متر و یا کانی‌هایی که در یک مقطع نازک جانشین فازهای اصلی می‌شود معمولاً به صورت ترکیبات شیمیایی فرض می‌شوند که روند آن‌ها با افزایش درجه دگرگونی به تعادل نزدیکتر می‌گردد.

۳- تغییرات شیمیایی

سنگ‌های آندزیتی و بازالتی براثر دگرگونی خیلی ضعیف به طور عموم دستخوش تغییر شیمیایی جزیی یا اندک می‌شوند و مطالعات اخیر بر روی جا به‌جایی عناصر در طول دگرگونی خیلی ضعیف حاکی از آن است که اکثر عناصر اصلی و فرعی تا حدی به فرایندهای ثانوی حساس و مستعد تغییرند (Humphris and Thompson 1976; Smith 1976). از نشانه‌های پتروگرافی در اثبات جا به‌جایی اکثر عناصر اصلی ظهور کوارتز، کلریت، آلبیت و برخی از سیلیکات‌های Ca- Al در حفرات و شکستگی‌های قلمروهای کوچک مقیاس است. جانشین شدن اولیوین با کلریت یا پومپلئیت و تجزیه پلاژیوکلاز به آلبیت و سیلیکات‌های Ca- Al و کمی فلدسپارپتاسیم یا سریسیت حاکی از جا به‌جایی مقدار معتنابهی پتاسیم و آهن از محلول به فلدسپار اولیه و انتقال آلومینیوم، آهن و یا کلسیم به اولیوین است. علیرغم این که عناصر کم و بیش کم تحرک و غیرفعال از قبیل Ti, Zr, P, Ce, La, Nb و Y در ارزیابی و تعیین جایگاه تکتونیکی احتمالی و نیز تشخیص قرابت پتروژنتیکی می‌توانند مفید باشد اما Sr, Rb, K2O, Na2O, MgO, SiO2 و REE سنگ‌ها ممکن است به طور متغیری کاهش یافته و مبین تمرکزهای اولیه آذرین آن‌ها نباشد (Pearce and Cann 1973, Wood et al. 1979). عواملی چون نسبت آب تأثیرگذار (effective water) به سنگ (Seyfried et al. 1979) ترکیب شیمیایی محلول، شدت دگرسانی و شرایط فشار- دما جا به‌جایی و تحرک عناصر را به طور مشخص تحت کنترل دارد. مهم‌ترین تغییرات شیمیایی عبارت از: آبگیری- آبزدایی کربناتیزاسیون- دکربناتیزاسیون، اکسیداسیون- احیا است که دامنه جابه‌جایی عناصر انتخابی را محدود می‌نماید (برای نمونه Smith 1968). ترکیب شیمیایی سنگ‌هایی نظیر اسپیلیت‌ها و برخی از سنگ‌های متاسوماتیسمی (مثل رودنگیت‌ها) تغییر قابل توجهی نسبت به سنگ اولیه داشته که خارج از بحث این مقاله است.

چنان که سنگ‌های بازالتی و آندزیتی در معرض دگرگونی دمای پایین قرار گیرند مجموعه کانی‌های آن‌ها معمولاً شامل یک یا دو هیدروسیلیکات Ca- Al بعلاوهٔ آلبیت و میکا، کوارتز، کلریت (یا اسمکتیت)، اسفن، کربنات‌ها، پیریت، هماتیت و یا منیتیت می‌باشد. آمفیبول‌های کلسیم و سدیم به ترتیب مشخصه شیست‌های سبز و آبی است. کانی کلسیم- آلومینیوم‌دار متعارف دمای پایین عبارت است از: زئولیت کلسیم‌دار، لاوسونیت، پرهنیت، پومپلئیت و اپیدوت. حضور گرونا (آندرادیت- گروسولر) در سیستم‌های ژئوترمالی که تحت دمای پایین تبلور مجدد یافته گزارش شده است (Coombs etal. 1977, Malley etal. 1983, Schiffman 1985). اسمکتیت، ایلمنیت، کورنزیت و سایر کانی‌های لایه مخلوط (mixed- layer) رسی نیز متداول می‌باشد. پیروکسن‌های ژادئیتی و آمفاسیتی فقط در شیست‌های آبی یعنی در فشارهای بالا می‌تواند بوجود آید. ترکیبات و علائم اختصاری فازهای فوق در جدول ۲ آمده است.

۴- رخساره‌های دگرگونی خیلی ضعیف و مجموعه کانی‌ها

چون در بیشتر سنگ‌های پلیتی و سایر سنگ‌های آواری غالباً سیلیکات‌های Ca-Al شاخص بوجود نمی‌آید پس تقسیمات فرعی

Zeolites
Ch = Chabazite, $CaAl_2Si_6O_{16}\ 4H_2O$
Lm = Laumontite, $CaAl_2Si_4O_{12}\ 4H_2O$
Wr = Wairakite, $CaAl_2Si_4O_{12}\ 2H_2O$
Hu = Heulandite, $CaAl_2Si_7O_{18}\ 6H_2O$
St = Stilbite, $CaAl_2Si_7O_{18}\ 7H_2O$
Yu = Yugawaralite, $CaAl_2Si_6O_{16}\ 4H_2O$
Na = Natrolite, $Na_2Al_2Si_{13}O_{10}\ 2H_2O$
Th = Thomsonite $NaCa_2Al_5Si_5O_{20}\ 6H_2O$
Am = Analcime, $NaAlSi_2O_6\ H_2O$
Mo = Mordenite, $(Na_2Ca)Al_2Si_{10}O_{24}\ 7H_2O$

Other Ca-Al silicates
Pr = Prehnite, $Ca_2(Al, Fe)\ AlSi_3O_{10}(OH)_2$
Lw = Lawsonite, $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2\ H_2O$
Gr = Grossular, $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
And = Andradite, $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
Grd = Grandite, $Ca_3(Al, Fe)_2Si_3O_{12}$
Zo = Zoisite, $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$
Cz = Clinozoisite, $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$
Ep = Epidote, $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$
Pm = Pumpellyite, $Ca_4(Al, Fe)_5MgSi_6O_{21}(OH)_7$

Amphibole (Amp) and clinopyroxenes (Cpx)
Di = Diopside, $CaMgSi_2O_6$
Jd = Jadeite, $NaAlSi_2O_6$
Ac = Acmite, $NaFeSi_2O_6$
Aug = Augite
Cr = Crossite
Tr = Tremolite, $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Act = Actinolite, $Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Gl = Glaucophane, $Na_2(Mg, Fe)_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$
MRi = Magnesioriebeckite, $Na_2(Mg, Fe)_3Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Hb = Hornblende, $NaCa_2(Mg, Fe, Al)_5Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$

Other phases
Ab = Albite, $NaAlSi_3O_8$
An = Anorthite, $CaAl_2Si_2O_8$
Ol = Oligoclase
Pl = Plagioclase, $(CaAl, NaSi)AlSi_2O_8$
Mt = Magnetite, Fe_3O_4
Ht = Haematite, Fe_2O_3
F = fluid
Cc = Calcite, $CaCO_3$
Ar = Aragonite, $CaCO_3$
Do = Dolomite, $(CaMg)CO_3$
Qz = Quartz, SiO_2
Py = Pyrope, $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
Sph = Sphene, $CaTiSiO_5$
Chl = Chlorite, $(Fe, Mg)_{6-x}Al_x(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$

Metamorphic facies
ZEO = Zeolite facies
BS = Blueschist facies
GS = Greenschist facies
AM = Amphibolite facies
PA = Pumpellyite-actinolite facies
PrA = Prehnite-actinolite facies
EA = Epidote-amphibolite facies
PP = Prehnite-pumpellyite facies

جدول ۲- علائم اختصاری و ترکیب فازها و رخساره‌های استفاده شده در این مقاله (Liou et al, 1987).

شیست‌های سبز ناقص (subgreenschists) مختلف به طور عمده برمبنای مجموعه‌های متابازالتی و متاآندزیتی می‌باشد با آن که اثبات تعادل در مجموعه‌های خیلی ضعیف دگرگونی دشوار است، اما به سبب افزایش درجه دگرگونی تغییرات سیستماتیک و قابل تشخیصی در پاراژنز و ترکیب کانی‌ها رخ می‌دهد که حاکی از آن است که مجموعه مشخص شده‌ایی از کانی پایدار به اندازه کافی به تعادل نزدیک شده است.

۱-۴- رخساره زئولیت (ZEO)

رخساره زئولیتی که توسط (Coombs et al. 1959) توصیف شده شامل کلیه مجموعه‌هایی است که تحت شرایط فیزیکی واجد کانی‌های: کوارتز- آنالسیم، کوارتز- هولاندیت و کوارتز- لومونتیت شده است. در رخساره‌های زئولیت دمای پایین و بالا به ترتیب مجموعه‌های شاخص: آنالسیم+ هولاندیت (یا استیلبیت)+ کوارتز+ کلریت/اسمکتیت (مشخصه دمای پایین) و لومونتیت+ آلبیت+ کلریت/اسمکتیت+ کوارتز(∓ پومپلئیت+ پرهنیت∓ اپیدوت) (مشخصه دمای بالا) بوجود می‌آید. حرارت ۱۸۰ درجه سانتی گراد یعنی وقتی که آنالسیم+ کوارتز به آلبیت تبدیل شود و هولاندیت هم به لومونتیت+ کوارتز تجزیه گردد به گمان مرز این زیر رخساره را تعیین می‌کند (Liou 1977a, Cho et al. 1987). در رخساره زئولیت پیدایش وایراکیت الزامی نیست.

مجموعه‌های رخساره زئولیت اساساً با توجه به حدود قلمرو تعادل و ترکیب کلی تغییر می‌کند با این وجود در رخساره زئولیت متابازیت‌ها وقوع لومونتیت بعلاوهٔ پومپلئیت آهندار+ کلریت متداول بوده و دو مجموعهٔ لومونتیت+ پومپلئیت+ اپیدوت و لومونتیت+ پومپلئیت+ پرهنیت هم تایید شده است.

۲-۴- رخساره پرهنیت - پومپلئیت (PP)

Coombs (1960) و Seki (1961) رخساره پرهنیت- پومپلئیت را پلی‌بین خلأ موجود در رخساره‌های زئولیت و شیست سبز می‌دانند. مجموعه‌های بازالتی شاخص این رخساره عبارت از: پومپلئیت+ پرهنیت، پومپلئیت+ اپیدوت، پرهنیت+ پومپلئیت+ هماتیت و پومپلئیت+ پرهنیت+ اپیدوت است که در معیت (آلبیت+ کوارتز+ کلریت) می‌باشند سنگ‌های رخساره پرهنیت- پومپلئیت نیوزیلند

توسط (Sivell 1984, Coombs et al. 1977) به صورت مجموعه‌های آندرادیت+ پرهنیت+ هماتیت و گراندیت+ اپیدوت+ هماتیت گزارش شده است. رخساره پرهنیت- پومپلئیت متابازیت‌ها در کلیه موقعیت‌های تکتونیکی متداول است که با تجمع پایدار پومپلئیت+ اپیدوت+ پرهنیت و فقدان لومونتیت و اکتینولیت مشخص می‌شود. پرهنیت گاهی به دلیل فعالیت بالای CO2 و ترکیب کلی سنگ‌های آندزیتی و بازالتی متداول نیست و معمولاً به نواحی غنی از کلسیم مثل رگه‌ها و حفرات محدود می‌شود.

۳-۴- رخساره پرهنیت- اکتینولیت (Pr A)

Liou et al. (1985a) برای توصیف مجموعهٔ متابازیت پرهنیت+ اکتینولیت+ اپیدوت (+ کلریت+ آلبیت+ کوارتز+ اسفن) که در شرایط فشار- دمای تبدیل رخساره زئولیت یا پرهنیت- پومپلئیت به رخساره شیست سبز فشارهای پایین بوقوع می‌پیوندد، از رخساره پرهنیت- اکتینولیت استفاده می‌کنند. مجموعهٔ دیگر که خاص سیستم‌های زمین گرمایی فعال است عبارت از اپیدوت+ پرهنیت+ منسیتیت می‌باشد (Schiffman et al. 1985a, Bird et al. 1984). مجموع‌های این رخساره با همیافتی پایدار پرهنیت و اکتینولیت و فقدان پومپلئیت مشخص است. در گذشته این رخساره به دلیل وقوع نسبتاً نادر پرهنیت+ اکتینولیت در سنگ‌های بازالتی شناخته نشده بود اما (Liou et al. 1985a) با مطالعهٔ تجربی سیستم مدال بازالتی مشاهده نمودند که مجموعه‌های شاخص این رخساره در فشارهای پایین قلمرو فشار- دمای وسیعی را اشغال می‌نماید در نتیجه برای مجموعه پرهنیت+ اکتینولیت+ اپیدوت (+کلریت+ آلبیت+ کوارتز+ اسفن) که غالباً آن را به رخساره شیست سبز وابسته می‌دانند رخساره جدیدی معرفی نموده‌اند.

۴-۴- رخساره پومپلئیت - اکتینولیت (PA)

پومپلئیت معمولاً در اغلب نواحی که تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای واقع شده همراه اکتینولیت می‌باشد. مجموعهٔ پومپلئیت+ اکتینولیت+ اپیدوت (+کلریت+ آلبیت+ کوارتز) در ولکانیک‌های ضخیم و مدفون شده در اعماق بوقوع می‌پیوندد و به عنوان مجموعهٔ شاخصی در رخساره اکتینولیت- پومپلئیت استفاده می‌شود (Hashimoto 1966)، بیشتر توصیفات اولیه از روابط این سنگ‌ها در روی زمین و پاراژنز کانی‌ها، شیمی و بافت‌های آن‌ها. نگاه کنید به (Bishop 1974, Zen 1974, Cawachi 1975, Coombs et al. 1976) حاکی از آن است که قلمرو فشار- دما در رخساره پومپلئیت- اکتینولیت حدفاصل رخساره پرهنیت- پومپلئیت، رخساره شیست آبی و شیست سبز را اشغال می‌نماید. برخی از متابازیت‌های غنی از آهن (Fe^{3+}) در رخساره پومپلئیت- اکتینولیت ممکن است محتوی آمفیبول سدیک باشند (Nakajima et al 1977, Maruyama and Liou 1985).

مجموعه رخساره شیست آبی ضمن فروراندگی مجموعه‌های آذرین به اعماق بوجود می‌آید. دامنه وسیع فشار- دما در رخساره شیست آبی از ظهور لاوسونیت در فشار حدود ۳ کیلوبار و دمای ۱۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تا همیافتی اپیدوت+ کوارتز+ آلبیت+ آمفاسیت در فشار حدود ۱۵ کیلوبار و دمای ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. پایداری مجموعه‌های لاوسونیت+ آمفیبول سدیک+ کلریت (زون لاوسونیت)، پومپلئیت+ گلوکوفان+ کلریت (زون پومپلئیت) و اپیدوت+ گلوکوفان+ کلریت+ اکتینولیت (زون اپیدوت) در این رخساره سه قلمرو فشار- دما را مشخص می‌سازد. آراگونیت و پیروکسن ژادئیتی تا آمفاسیتی معمولاً به همراه این مجموعه‌ها مشاهده می‌شودو در زون اپیدوت شیست‌های آبی نیز ممکن است گرونا و وینچیت (winchite) بوجود آید.

رخساره شیست آبی را Winkler (1967) براساس واکنش ژادئیت+ کوارتز= آلبیت به دو زیر رخساره لاوسونیت- آلبیت و لاوسونیت- گلوکوفان- ژادئیت تقسیم کرده که برای متاگری وکهای نیوزیلند (Kawachi 1975)، و نیوکالدونیا (Brothers 1970) چنین تقسیم‌بندی مفید بوده است. با وجود این تحقیقات اخیر روی سنگ‌های رخساره شیست آبی حاکی از آن می‌باشد که پیروکسن‌ها و آمفیبول‌های سدیک در فشارهای پایین‌تر هم ممکن است تحقق یابد و تجمع لاوسونیت- آلبیت- کلریت در شیست‌های آبی همیشگی و فراگیر است (Liou and Maruyama 1987).

۵- نقش CO_2 در دگرگونی خیلی ضعیف

CO_2 بر دیاژنز و دگرگونی خیلی ضعیف اثر می‌گذارد که نقش آن بر این پدیده‌ها با مطالعات و بررسی‌های تئوری، آزمایشگاهی و سنگ‌شناسی ثابت شده است (Seki and Liou 1981). برای نمونه احتمال دارد از سیستمی ایزوشیمیایی در ماورأ دامنه محدود حرارتی و تحت فشاری ثابت با توجه به نسبت H_2O mol% / CO_2 mol% به عنوان تابعی از آن، مجموعه‌های متفاوتی بوجود آید. افزون بر آن که آمیختگی فاز سیال به CO_2 بر مجموعه کانی‌ها اثر می‌گذارد، تأثیری قابل توجه بردمای واکنش، سرعت تحولات و عکس‌العمل‌های فیزیکی- شیمیایی و فرایندهای انتشار و انتقال نیز خواهد داشت. از مجموعهٔ کائولینیت- کلسیت- کوارتز در شرایطی که فشار و دما مشابه اما H_2O mol% نسبت به CO_2 mol% زیاد شود احتمال دارد که مجموعه‌های محتوی لومونتیت و هولاندیت رخساره زئولیت بوجود آید. در شرایطی که X_{CO_2} فاز سیال تنها کمتراز حدود ۰/۱ باشد زئولیت‌های کلسیم و لاوسونیت از مجموعه کلسیت- کوارتز- کانی‌های رسی پایدارتر است. تأثیر مشابهی از CO_2 بر پرهنیت، پومپلئیت، اپیدوت و سایر سیلیکات‌های Ca-Al و نیز مجموعه رخساره شیست آبی (BS) استنتاج شده است. در بعضی نواحی زمین گرمایی فعال که فشار CO_2 در آن جزیی است یا به عبارت دیگر P_{CO_2} برآورد شده در فاز سیال آن از چندبار هم متجاوز نبوده به نبود پرهنیت یا زئولیت‌های کلسیم اشاره شده است.

مهم‌ترین اثرات CO_2 با پاراژنزهای دگرگونی خیلی ضعیف عبارت است از:

۱- درجه حرارت لازم جهت آبزدایی هیدروسیلیکات‌های Ca-Al و سایر هیدروسیلیکات‌ها را کاهش می‌دهد؛ ۲- کربنات ها را به خرج سیلیکات‌های Ca-Al پایدار می‌نماید.

۶- نمونه‌هایی از پاراژنزهای طبیعی

۶-۱- دگرگونی بستر اقیانوس

۶-۱-۱- دگرسانی و دگرگونی بازالت‌های اقیانوسی

سنگ‌های بازالتی بستر اقیانوس یا نزدیک به کف دریا در تمام محدوده‌ای که آبگرم می‌تواند جریان داشته باشد دچار دگرسانی گرمابی (hydrothermal altration) می‌شوند. در سنگ‌های بازالتی واقع در منطقه محوری یک مرز کششی یا به عبارت دیگر در جایی که میزان خروج ماگمای بازالتی و جریان آب گرم دریا قابل توجه باشد، انواع دگرگونی گرمابی، حرارتی و به طور محلی دینامیک و در نتیجه تبلور مجدد شدید بوقوع می‌پیوندد. این نوع دگرگونی گرمابی با تبلور مجدد ناکامل و ایستا(Static) و حضور مجموعه‌های نامتعادل مشخص است بنابراین بافت‌های اولیه آذرین و اولین فازهای متبلور شده بویژه کلینوپیروکسن به میزان قابل توجه حفظ می‌شود. بنظر می‌رسد که در محور پشته اقیانوسی گرادیان دگرگونی از ۵۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر تغییر کند و آب دریا هم که در سیستم پشته جریان دارد تا ۵۰۰ درجه می‌تواند گرم شود(Humphris and Thompson 1978b). حجم آب دریای در گردش و یا به‌عبارتی نسبت آب- سنگ، پراکندگی کانی‌های ثانوی و وسعت محدوده‌ایی را که تبلور مجدد فزاینده دارد به میزان زیاد تحت کنترل دارد.

Thompson (1983) در بستر اقیانوس دو نوع دگرسانی گرمابی را مشخص ساخته که اولی دگرسانی، سنگ‌های بازالتی در دمای کم و حدود ۱۰۰ درجه سانتیگراد است که در واقع فرایندی است که همیشه در تمام نقاط در بستر روی می‌دهد. بیشتر بازالت‌هایی که بستر اقیانوس را پوشانده تنها به خاطر تغییرات جزیی در کانی‌شناسی اولیه آذرین آن‌ها تحت عنوان «بازالت‌های هوازده» نامیده شده‌اند. دگرسانی در دمای پایین طی چهار مرحله تحقق می‌یابد: ۱- تشکیل پالاگونیت، ۲- تشکیل اسمکتیت، ۳- تشکیل کربنات‌ها و ٤- تراکم و آبزدایی.

بی‌تردید «رخساره براونستون» (Brownstone Facies) که تحت دگرسانی دیاژنتیک واقع شده فاقد کانی‌های دگرگونی مثل لومونتیت و کلریت است.

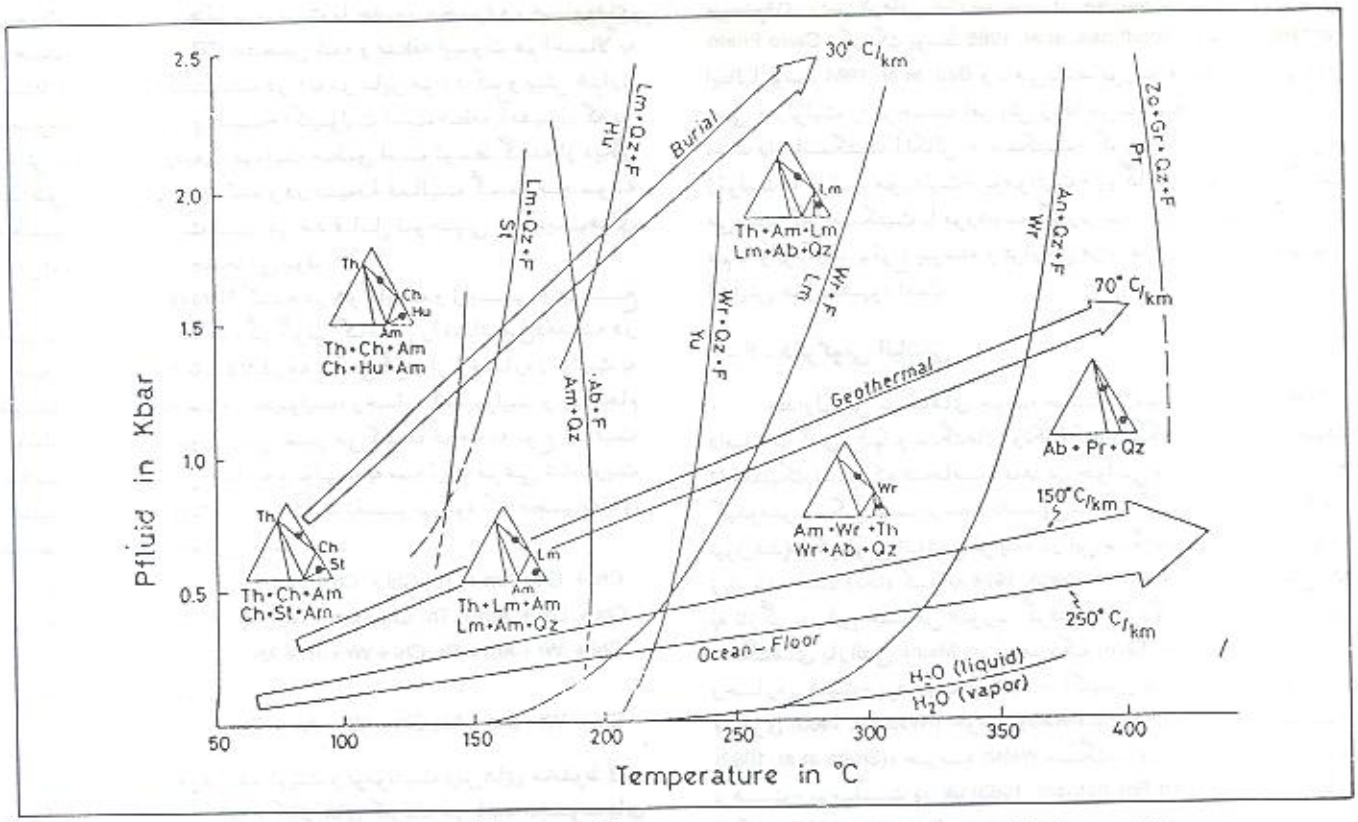
دگرسانی دیگری هم در بستر اقیانوس وجود دارد که طی آن سنگ‌های بازالتی در دمای بالاتر و شرایط فشار- حرارتی رخساره زئولیت تا آمفیبولیت دگرسان شده و انواع آن در سنگ‌های پوشاننده بستر اقیانوس وجود دارد. این نوع دگرسانی یا این قبیل متابازیت‌ها به طور عمده در دره محوری پشته‌های میان اقیانوسی دورشونده و نیز در محل شیب تند گسله اصلی گسله‌های تبدیلی (transform faults) می‌تواند بوجود آید. در متابازالت‌های بیرون کشیده شده از آب گرین ستون‌ها (greenstones) خیلی متداول‌ترند. برای مشخص ساختن آن دسته از بازالت‌هایی که در نتیجه گردش آب گرم در بخش فوقانی پشته اقیانوسی متاسوماتیسمی شده از واژه دگرگونی «اسپیلیتی» استفاده می‌شود (Coleman 1977) با مقایسه تجزیه شیمیایی بین توله‌ایت‌های دگرسان نشده و بازالت‌های اسپیلیتی آشکار می‌گردد که اسپیلیت‌ها نسبت به توله‌ایت‌ها غالباً غنی از Na2O و تهی از CaO شده‌اند.

Humphris and Thompson (1987b) متابازیت‌های «رخساره شیست سبز» را به دو مجموعه غنی از اپیدوت و کلریت تقسیم کرده‌اند. در مجموعه غنی از کلریت تغییرات شیمیایی نسبت به ترکیب اولیهٔ بازالت قابل توجه است که این مسئله برخلاف مجموعه غنی از اپیدوت است که تغییرات ایجاد شده توسط آن ناچیز می‌باشد. مجموعه‌های فوق تواماً در گدازه‌های بالشی حضور دارند یعنی در پیرامون آن مجموعه غنی از کلریت و MgO زیاد بوجود می‌آید اما مرکز پیلولاوا با مجموعه غنی از اپیدوت و درصد SiO2, CaO, Na2O بالا مشخص است. چنین تفاوتی احتمالاً همان‌گونه که از نتایج آزمایشات متعدد مربوط به بازالت‌ها و آب دریا استنباط شده، حاصل دگرسانی در شرایط متفاوت از نسبت آب/ سنگ است (Mottle 1983a). به این معنا که با توجه به وضعیت نفوذپذیری در گدازه‌ی بالشی بازالت، آب دریا تنها بطور محدود می‌تواند به هسته گدازه بالشی راه یابد در نتیجه دگرسانی در شرایطی که نسبت آب به سنگ ناچیز است رخ می‌دهد، اما حاشیه شیشه‌ای گدازه بالشی به ظاهر در معرض حجم‌های زیادی از آب دریا بوده لذا دگرسانی حاشیه در شرایطی که نسبت آب به سنگ بالا است روی می‌دهد. با توجه به شدت دگرسانی هیدروترمال و تغییر در نسبت‌های آب/ سنگ ممکن است ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی برخی از سنگ‌های بازالتی دچارتغییرات زیادی گردد از این‌رو نمی‌توان انتظار داشت که مجموعه‌های شاخص رخساره زئولیت و پرهنیت- اکتینولیت کامل باشد، و از نمونه‌های برداشت شده از بستر اقیانوس به تفاوت ژرفای پیدایش مجموعه کانی‌ها نمی‌توان پی‌برد به این جهت مطالعات پترولوژیکی ردیف‌های افیولیتی روی زمین دریچه‌ای مهم به روی مطالعه دگرگونی کف اقیانوس گشاده است.

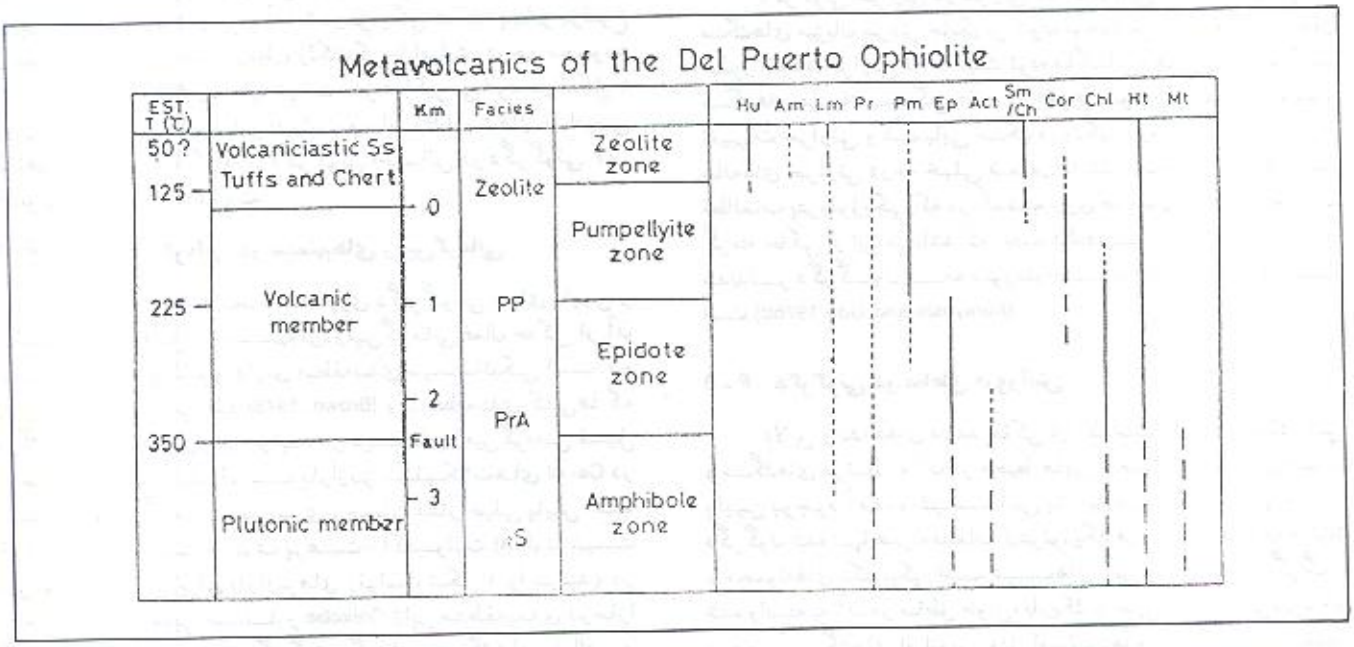
۶-۲-۱- افیولیت‌های روی زمین

حضور پاژانز کانی‌های ثانوی (حاصل دگرگونی در کف اقیانوس) در بسیاری از افیولیت‌های روی زمین گزارش شده است (برای نمونه Liou, 1979, Evarts and Schiffman 1983). کانی‌های ثانوی موجود در یک الگوی تیپیک افیولیت (شکل‌های ۱ و ۲) آشکار می‌سازد که با افزایش ژرفا درجه دگرگونی هم زیاد می‌شود اما شدت یا فراوانی آن‌ها به طور عموم کاهش می‌یابد. در بخش فوقانی ردیف افیولیت (درپیلوها) مجموعه رخساره‌های زئولیت و کمی پرهنیت- اکتینولیت بوجود می‌آید و در ردیف‌های آتش‌فشانی زیر آن مجموعه رخساره‌های پرهنیت- اکتینولیت و شیست سبز و در نفوذی‌های زیر آن هم رخساره آمفیبولیت درجه ضعیف بوقوع می‌پیوندد که مجموع ستبرای آن‌ها ۳ تا ٤ کیلومتر با گرادیان دگرگونی ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه در هر کیلومتر می‌باشد.

همان‌گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود در یک ردیف افیولیت چهار منطقه دگرگونی مشخص می‌گردد (افیولیت Del Puerto): اولین منطقه که در رسوبات ولکانوکلاستیک و بالاترین بخش ولکانیک‌ها است با وقوع هولاندیت یا لومونتیت مشخص می‌شود و در زیر آن یعنی بخش‌های فوقانی و تحتانی ردیف‌های ولکانیکی به‌ترتیب مناطق پومپلئیت و



شکل ۱- نمودار فشار- دما برای پاراژنزهای زئولیت و پرهنیت در طول گرادیان‌های دگرگونی در انواع مختلف دگرگونی کف اقیانوس، حرارتی، زمین گرمایی و انبارشتی (Liou et al. 1987) (برای نام کامل علائم اختصاری به جدول ۲ رجوع شود).



شکل ۲- پاراژنز کانی‌های ثانوی در افیولیت دل‌پیوارتو، کالیفرنیا (Evarts and Schiffman, 1983).

اپیدوت قرار دارد. منطقه پومپلئیت با حضور مجموعه رخساره‌های پرهنیت- پومپلئیت (PP) مشخص شده و منطقه اپیدوت هم احتمالاً به استثنای عدم وجود اکتینولیت در آن در سایر موارد کم و بیش هم‌ارز مجموعه رخساره‌های پرهنیت- اکتینولیت است. منطقه آمفیبول که بر بخش نفوذی‌های ردیف افیولیت منطبق است توسط گسله از دیگر مناطق دگرگونی جدا شده و در نتیجهٔ فعالیت گسله مجموعه رخساره‌های شیست سبز در حد قابل توجهی در ردیف‌های آتش‌فشانی و نفوذی جابجا می‌شود.

افیولیت Horokanai که در هوکایدو ژاپن واقع است (Ishizuka, 1985) دگرگونی کاملی را نشان می‌دهد که در فاصله حرارتی ۱۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد از رخساره زئولیت به شیست سبز، شیست سبز- آمفیبولیت، رخساره آمفیبولیت و سرانجام رخساره پیروکسن هورنفلس تغییر می‌کند با توجه به نوع زئولیت حاصل از دگرگونی منطقه زئولیت به سه زون فرعی شابازیت (استیلبیت)، لومونتیت و وایراکیت تقسیم می‌شود که مجموعه‌های شاخص آن به صورت زیر است:

زون فرعی شابازیت: Chl + Ch + Am + Th; Chl + Ch + Am + St

زون فرعی لومونتیت: Chl + Lm + Am + Th; Chl + Lm + Th + Ab

Chl + Wr + Am + Th; Chl + Wr + Th + Ab

زون فرعی وایراکیت

Chl + Wr + pm + Ab; Chl + Wr + Ab + Qz

در زون‌های فرعی شابازیت و لومونتیت رس‌های مخلوط لایه اسمکتیت/ کلریت از انواع کانی‌های کلریت می‌باشد. مجموعه‌های فاقد زئولیت مثل Pr + Act + Chl; Pr + Pm + Chl (برای نام کامل از جدول ۲ استفاده نمایید) که در زون فرعی وایراکیت می‌تواند رخ دهد در ماتریکس بین پیلوها بوجود می‌آید در حالی که مجموعه کانی‌های زیرزون وایراکیت (در فوق آمده) در نزدیکی هسته پیلو بوقوع می‌پیوندد. در قسمت میانی ردیف ولکانیکی با افزایش درجه مجموعه Act + Ab + Ep + Chl رخساره شیست سبز فراگیر می‌شود. در شکل ۱ پاراژنزهای زئولیت که در این افیولیت و سایر متابازیت‌های اقیانوسی مشاهده شده همراه با گرادیان دگرگونی احتمالی در دگرگونی کف اقیانوس گردآوری شده است.

۲-۶- دگرگونی گرمابی در سیستم‌های زمین‌گرمایی

اکثر مطالعات انجام شده روی دگرگونی دمای پایین و متاسوماتیسم حاصل از سیستم‌های زمین‌گرمایی فعال حاکی از آن است که کانی‌های ثانوی دارای منطقه‌بندی سیستماتیکی است که تابع درجه حرارت می‌باشد (Brown, 1978) و با منطقه‌بندی کانی‌ها که در اثر دگرگونی دمای پایین فزاینده در سیستم‌های زمین‌گرمایی فسیل بوجود آمده قابل انطباق است. پاراژنز سیلیکات‌های Ca-Al در سیستم‌های زمین‌گرمایی مبین سری رخساره فشار خیلی پایین است که از رخساره زئولیت به طرف پرهنیت- اکتینولیت (PrA) تا شیست سبز تغییر می‌کند (برای پاراژنزهای زئولیت شکل ۱ را ببینید). در نواحی زمین‌گرمایی ایسلند و Onikobe ژاپن منطقه‌بندی درجازا کانی‌ها به‌ترتیب حاصل دگرگونی گرمابی سنگ‌های بازالتی و آندزیتی است. دیگر مطالعات پترولوژیکی روی دگرگونی گرمابی سیستم‌های زمین‌گرمایی عبارت است از: مطالعه ناحیه زمین‌گرمایی Cerro Prieto مکزیک توسط Schiffman, et al. 1985، ناحیه Larderello ایتالیا توسط Bird, et al. 1984 و ... می‌باشد. توزیع منطقه‌ای کانی‌های رسی و زئولیت را برحسب افزایش ژرفا می‌توان به صورت سادهٔ زیر نشان داد: اسمکتیت آلکالن یا اسمکتیت- کورنزیت- کلریت و برای زئولیت‌ها ترتیب موردنیت- لومونتیت- یوگاوارالیت- وایراکیت می‌باشد. کلاً اسمکتیت با موردنیت، کورنزیت با لومونتیت و کلریت هم با وایراکیت بوقوع پیوسته و فراوانی فزایندهٔ اپیدوت و پرهنیت با افزایش عمق مشهود است.

۳-۶- دگرگونی انباشتی

متداول‌ترین سنگ‌های حوضه حاشیه‌ای، درازگودال (trench) و دامنه آن گری‌وکها و سنگ‌های ولکانوکلاستیک با ترکیب مافیک تا فلسیک است که ضخامت آن‌ها در حواشی قاره‌ها به بیش از ۲۰ کیلومتر ممکن است برسد (مانند پی‌سنگ گری‌وک Torlesse در نیوزیلند). دگرگونی انباشتی فزاینده در این سنگ‌ها سبب جلب توجه زیاد شده است (نگاه کنید به Zen and Thompson, 1974). مطالعاتی که به تازگی در این خصوص صورت گرفته شامل دگرگونی انباشتی در سنگ‌های بازالتی Maine شرق امریکا (Richter and Roy, 1976) در رخساره پرهنیت- پومپلئیت، پرهنیت- اکتینولیت و شیست سبز، سوئد مرکزی (Nystrom, 1983) حوضه Hamersley باختر استرالیا (Smith et al. 1982)، حوضه Welsh سنگ‌های رخساره زئولیت و پرهنیت- پومپلئیت در uk (Bevins and Rowbotham, 1983) و شیلی مرکزی (Levi et al. 1982) می‌باشد.

۴-۶- دگرگونی حرارتی

دگرگونی حرارتی درصورتی که حجم‌هایی از ماگمای گرم در سنگ‌های میزبان سردتر جایگزین شود، بوجود می‌آید که حد و اندازه تبلور مجدد حرارتی به ماهیت توده ماگمایی، عمق آن و ترکیب سنگ‌های میزبان بستگی دارد. در اطراف توده‌های نفوذی به دلیل تغییرات حرارتی و شیمیایی سنگ درونگیر، زوناسیون منظمی از هاله‌های حرارتی درجه خیلی ضعیف تا شدید بوجود می‌آید. غالب مطالعات پترولوژیکی که در گذشته روی هاله‌های حرارتی صورت گرفته حاکی از این می‌باشد که اغلب هاله‌هایی که به میزان شدیدتر دگرگون شده موردتوجه بیشتری واقع شده است (Kuniyoshi and Liou 1976b).

۵-۶- دگرگونی در مناطق فرورانش

دلایل و نشانه‌های متعدد حاکی از آن است که شیست‌های آبی و سنگ‌های مرتبط به آن در محیط هایی با فشاربالا و دمای نسبتاً پایین بوجود آمده و شیست آبی یا سرزمین‌هایی که در حد آن دگرگون شده تنها همراه قطعات لیتولوژیک فرورانده شده و یا مرتبط با محموله‌های تکتونیکی است. شیست‌های آبی و سنگ‌های دگرگون شده وابسته به آن در مناطق طویل، باریک و جایی تشکیل می‌شود که در معیت سنگ‌های اقیانوسی مثل افیولیت‌ها و رسوبات ژرف باشد. این نوارها در پیرامون اقیانوس آرام (پاسیفیک) گسترش مشخص

دارد و حاکی از مراحل اولیهٔ تبلور مجدد آلپی (یا تتیسی) است. چنین زوج‌های دگرگونی را اغلب محققین مشابه کمپلکس‌های زون فرورانش که مشخص کنندهٔ محل اتصال ورق لیتوسفری قدیمی است در نظر می‌گیرند. با آن که به تازگی موقعیت‌های فراوان و جدید از شیست‌های آبی کشف شده (در شرق آمریکا، آلاسکا، چین، عمان و ...) اما مطالعات اخیر روی دگرگونی رخساره شیست آبی به طور عمده منحصر به نوارهای سیرکیوم- پاسیفیک (Circum- Pacific)، هیمالیا- آلپ (Ernst, 1975) و کوه‌های اورال روسیه صورت گرفته است. علیرغم این که شیست‌های آبی همیشه در مناطق از هم گسیخته اصلی یا مناطق جوش‌خوردگی (Suture Zones) واقع‌اند با این وجود منشأ و نحوهٔ جایگزینی آن‌ها بحثی پایان نیافته در مدل‌های تکتونیکی است.

۷- انواع دگرگونی ضعیف- خیلی ضعیف درسنگ‌های آذرین منطقه ساوه

در ترسی‌یر گستره ساوه مشابه سایر نقاط ایران مرکزی و البرز در معرض فعالیت شدید آذرین قرار داشته که نتیجهٔ آن وقوع انواع مختلفی از سنگ‌های آذرین در آنجاست (برای اطلاع بیشتر می‌توانید به حلمی ۱۳۷۱، Caillat et al. 1978 رجوع کنید). با توجه به این که در ابتدا ویژگی‌های متابازیت‌ها شرح داده شد ترجیحاً دگرگونی‌های خیلی ضعیف- ضعیف اعمال شده بر سنگ‌های بازالتی- آندزیتی و گاه انواع حدواسط ولکانیک‌های ساوه مورد توجه قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های آذرین ترسیر ایران عموماً تحت تأثیر دگرگونی حرارتی‌ضعیفی‌واقع‌شده‌که بر پایه دیدگاه عمیدی و امامی (۱۳۶۱) در حد تغییرات کانی‌شناسی و در شرایط استاتیک تحقق یافته و فاقد هرگونه تغییر شکل، شیستوزیته و منطقه‌بندی کانی‌شناسی می‌باشند. در البرز هم سری سنگ‌های سبز ائوسن در اثر یک دگرگونی ناحیه‌ای بسیار ضعیف دگرگون شده‌اند که در نتیجهٔ آن کانی‌های اپیدوت، کلریت و مونت موریونیت و در بخش‌هایی با دگرگونی ضعیف‌تر گاهی رخساره زئولیتی (وفور لومونتیت) بوجود آمده است و سن آن را Iwao et al. (1971) به اولیگوسن آغازی نسبت می‌دهند.

به نظر Pourhosseini (1983) اگرچه مجموعه سنگ‌های آتش‌فشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن میانی- بالایی در نتیجهٔ فاز چین‌خوردگی بعد از ائوسن بالایی متحمل دگرگونی حرارتی شده‌اند اما تزریق توده‌های نفوذی مربوط به فاز میوسن میانی نیز سبب دگرگونی حرارتی خفیفی در مجموعه سنگ‌های آتش‌فشانی و ولکانوکلاستیک شده است. رخساره دگرگونی سنگ‌های مربوط به ائوسن و نیز سنگ‌های بازیک که بر اثر نفوذ توده‌های اسیدی دگرگون شده‌اند، مربوط به رخسارهٔ آلبیت، اپیدوت بوده و حداکثر از رخساره هورنبلند- هورنفلس تجاوز نمی‌کند.

در گستره نطنز- سورک هم Amidi (1977) گزارش کرده که کلیه تشکیلات موجود در منطقه از سنگ‌های دگرگونی متعلق به پالئوزوئیک و پی‌سنگ بخش افیولیتیک تا تمامی تشکیلات پالئوژن تحت تأثیر یک نوع دگرگونی با شرایط استاتیک و ناحیه‌ای بدون این که دگرشکلی و چین‌خوردگی داشته باشند واقع شده‌اند که کانی‌های دگرگونی موجود در آن‌ها مشخصه دگرگونی در رخساره شیست سبز با درجه خیلی ضعیف تا ضعیف می‌باشند و به طور استثنا در بعضی نواحی تا مرز رخساره آمفیبولیت پیش می‌رود.

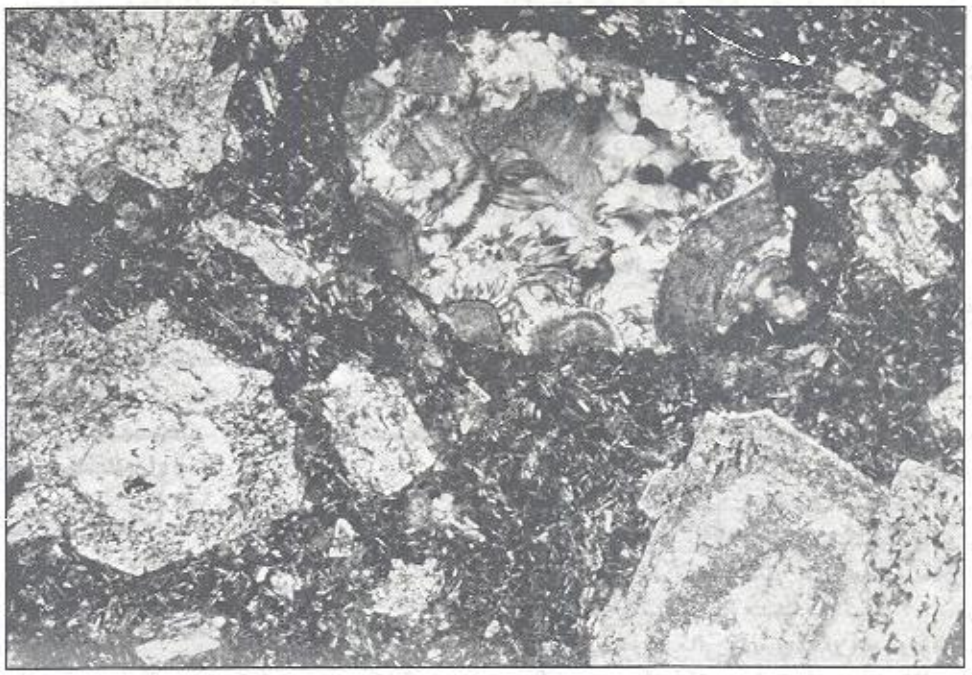
انواع مختلف دگرگونی ضعیف- خیلی ضعیف در گستره ساوه بوقوع پیوسته است و در غالب سنگ‌های آتش‌فشانی ترسیر پدیده‌های مربوط به دگرگونی- دگرسانی قابل مشاهده می‌باشد. Caillat et al. (1978) دگرگونی‌ها را مربوط به فرایندهایی می‌دانند که از نظر زمانی به ترتیب زیر عمل کرده است:

۷-۱- دگرسانی هیدروترمال

این نوع دگرسانی سبب پیدایش پاراژنز دگرگونی خیلی ضعیف (رخساره زئولیتی) در اغلب سنگ‌های ولکانیکی شده و در واقع در ارتباط با محیط زیردریایی بعضی از فوران‌ها می‌باشد. دگرسانی هیدروترمال در سنگ‌های آتش‌فشانی با عدم پایداری برخی از کانی‌ها مثل فلدسپارها، بیوتیت، آمفیبول و ... همراه بوده و سبب پیدایش کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت، اپیدوت، کربنات و ترمولیت- اکتینولیت در آن‌ها می‌گردد. وجود شکستگی‌ها و نیز فعالیت گسله‌ها در سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن عبور محلول‌های هیدروترمال را که از ماگمای اعماق زمین منشأ می‌گیرد آسان‌تر کرده در نتیجه دگرسانی هیدروترمالی را به ویژه در محدوده شکستگی‌ها شدیدتر می‌کند بنحوی که اکثر درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه سبز (تجزیه به اپیدوت و کلریت) و یاقهوه‌ای (نشانه تجزیه به کانی‌های رسی) قرار دارند، حفرات و رگچه‌های کلسیتی یا کوارتزی در گدازه‌ها و توف‌های منطقه متداول است. حفرات در سنگ با کانی‌های سیلیسی و کربناته پرشده (عکس یک) و گاهی با نوار نازکی از کلریت سبز احاطه می‌شود. در بعضی نمونه‌ها زئولیت‌های اتومورف سفیدرنگ پرکنندهٔ حفرات می‌باشد. روانه‌های آندزیتی- بازالتی در نتیجهٔ آلتراسیون هیدروترمال منظره‌ای بسیار فرسوده پیدا می‌کنند و سنگ حالت شکننده‌ایی دارد اما بافت پورفیری در آن‌ها حفظ شده است (عکس یک).

فشار سیالات و دما از عوامل اصلی ایجاد دگرسانی هیدروترمال است. وفور کانی‌های آبدار در اکثر سنگ‌هایی که تحت تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفته‌اند، تاییدی بر تأثیر مهم فشار سیالات در دگرسانی هیدروترمال موجود می‌باشد که با توجه به شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل کانی‌های دگرگونی و عدم وجود کانی‌های فشار بالا (از قبیل ژادئیت، گلوکوفان، آراگونیت و لاوسونیت) فشار حاکم بر محیط زایش دگرگونی فوق را کمتر از ۳ کیلوبار می‌دانند. سیالات به کمک حرارت محیط عاملی مؤثر در ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی بوجود آورده و نقل و انتقالات یونی را سرعت بخشیده که منجر به پیدایش کانی‌های جدید شده است. همان‌طور که اشاره شد این کانی‌ها یا پرکننده رگه‌ها و حفرات موجود در سنگ است و یا به صورت پسودومرف جانشین کانی‌های اولیه سنگ می‌گردد.

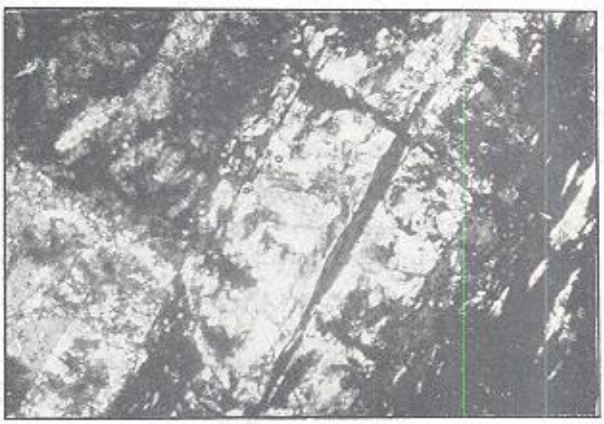
دو عامل فشار سیالات و میزان دما در تشکیل پاراژنزهای ثانوی سنگ‌های آذرین نقش اساسی دارد چنان که با توجه به اجتماع کانی‌های ثانوی دو مرحله دگرگونی بسیار ضعیف و ضعیف در آن‌ها تشخیص داده شده است. مرحله بسیار ضعیف در دمای ۲۰۰ تا ۴۰۰ و مرحله ضعیف در دمای ۴۰۰ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد بوقوع پیوسته



عکس ۱- بافت پورفیریتیک، پلاژیوکلازهای تماماً تجزیه شده، حفره محتوی کانی‌های سیلیسی و کربنات (متابازیت بسیار ضعیف منطقه ساوه).

است (عمیدی و امامی ۱۳۶۱).

استقرار و جایگزینی توده‌های نفوذی در اعماق مختلف در آلتراسیون هیدروترمال ولکانیک‌های ائوسن منطقه ساوه نیز مؤثر بوده است. درشت بلورهای موجود در متابازیت‌های خیلی ضعیف منطقه ساوه غالباً با کانی‌های ثانوی جانشین شده چنان که پلاژیوکلازها عموماً به کانی‌های فیلوسیلیکاته و کربنات تجزیه گشته و در برخی از پلاژیوکلازهای کلسیک پرهنیت بوجود آمده است (عکس‌های ۱ و ۲). رگه‌ها و حفرات این سنگ‌ها یا با کانی‌های سیلیسی و کربنات (عکس ۱) و یا با اپیدوت، کربنات و کلریت پرشده است (عکس ۳). درشت بلورهای فرومانیزین (اولیوین، پیروکسن، بیوتیت)



عکس ۲- پدیده پرهنیتی شدن در پلاژیوکلازهای کلسیک (متابازیتی از منطقه ساوه).

متابازیت‌های منطقه ساوه ندرتاً سالم می‌باشد، این بلورها اغلب به سرپانتین، کلریت، کانی کدر و اکسیدآهن و گاه کربنات و اپیدوت تجزیه می‌شوند (عکس‌های ٤ و ٥)، درهر صورت تغییرات کانی‌شناسی و تبلور مجدد حادث شده در حد تغییر بافت اولیه در این ولکانیک‌ها نبوده است (عکس یک). برای نمونه به شرح میکروسکپی یک متابازیت درجه خیلی ضعیف از گستره شمال باختری ساوه اشاره خواهد شد:

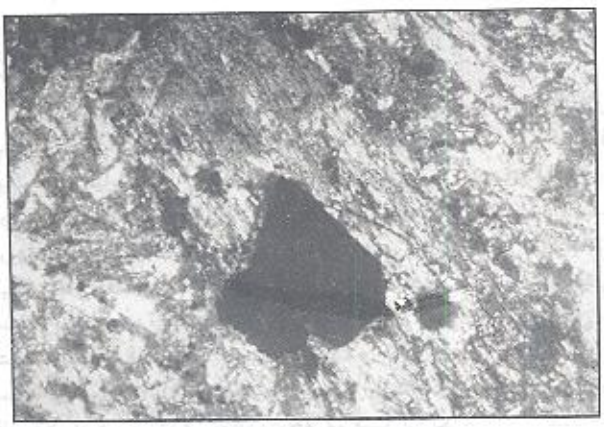
بافت سنگ: پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی

نام سنگ : متاآندزی بازالت

فنوکریستال: ۱- پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا بی‌شکل که در

عکس ۳- پلاژیوکلاز تجزیه شده و حفره‌ای محتوی اپیدوت و کربنات (در مرکز) و کلریت (در حاشیه تیره‌رنگ) (متابازیتی از منطقه ساوه).

عکس ۴- اولیوین تبدیل شده به سرپانتین - کلریت، کانی کدر و اکسید آهن (متابازیتی از منطقه ساوه).



عکس ۵- بیوتیت تبدیل شده به کلریت و کانی کدر (آندزیت فلسی از منطقه ساوه).

نتیجهٔ شدت تجزیه ماکل در آن‌ها دیده نمی‌شود اما در برخی آثار ساختمان منطقه‌ای مشاهده می‌شود. در حاشیه بعضی آلبیت بوجود آمده و بقیه کانی کم و بیش به طور کامل به کانی‌های فیلوسیلیکاته و کربنات تبدیل شده است. ۲- معدود بلور کلینوپیروکسن نسبتاً سالم بعضی با کمی کربنات جانشین شده‌اند.

زمینه: اساس زمینه را میکرولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد گاهی در حدفاصل آن‌ها به‌نظر می‌رسد شیشه وجود داشته که در نتیجهٔ تبلور مجدد به کلریت و کانی رسی تبدیل شده، جدای از این‌ها در زمینه آلبیت، کربنات، کوارتز کم، کانی کدر و اکسیدآهن فراوان (می‌تواند از تبدیل کانی فرومانیزین اولیه بوجود آمده باشد) وجود دارد.

در سطح نمونه حفراتی تا ۳ میلی‌متر قطر وجود دارد که معمولاً با کانی‌های سیلیسی و کربنات پرشده و حاشیهٔ آن‌ها هم تجمع کانی‌های اپاک و میکرولیت‌های خیلی ریز پلاژیوکلاز مشهود است. نوع آلتراسیون و وفور کانی‌های آبدار در این سنگ حکایت از دگرگونی درجه خیلی ضعیف دارد که در زیر آب بر آن اعمال شده است.

۲-۷- دگرسانی فومرولی

این نوع دگرسانی سبب شده که در مراکز آتش‌فشانی ائوسن منطقه پاراژنزهایی نظیر آلبیت- مسکویت- کوارتز- میکروکلین و زئولیت بوجود آید، آخرین کانی متبلور شده زئولیت است که به شکل سوزن‌های بسیار طویل در تمام متن گدازه‌ها دیده می‌شود(Caillat et al. 1978). این پاراژنزهای ثانوی بریک دگرگونی درجه خیلی ضعیف یا رخساره زئولیت منطبق می‌شود (Miyashiro, 1973; Winkler, 1976). بیشینه دما برای تشکیل این پاراژنزها ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و نسبت پتانسیل شیمیایی CO_2/H_2O باید ناچیز باشد. پژوهش‌های آزمایشگاهی نقش فشار آب و دما را در تعادل ترمودینامیکی لازم برای پایداری برخی از زئولیت‌ها در حضور سیلیس و پلاژیوکلاز کلسیک را آشکار ساخته به عنوان مثال فشار آب در تشکیل لومونتیت از ۳ کیلو بار نباید تجاوز کند (Thompson, 1970). البته آن گونه که در قبل اشاره شد پایداری زئولیت به نسبت پتانسیل شیمیایی CO_2/H_2O وابسته است (Coombs et al. 1970, Zen, 1960). در فشار آبی ثابت و دمای معین افزایش نسبی پتانسیل شیمیایی CO_2 باعث ناپایداری زئولیت‌های کلسیم شده (درصورتی که مقدار آهن کم باشد) و کائولن و کلسیت بوجود می‌آید و چنان که آهن زیاد باشد مونت موریونیت و کلسیت تشکیل می‌شود.

۳-۷- دگرگونی عمومی یا انباشتی

این دگرگونی در اثر تدفین تدریجی سنگ‌های آتش‌فشانی رخ داده است. این پدیده در حوضه‌های فرونشسته‌ای که در آن سری‌های سبز روی‌هم قرار گرفته دیده می‌شود و در مورد سنگ‌های آتش‌فشانی که در خشکی و بر روی هورست ائوسن بیرون ریخته‌اند با حداقل تغییر دیده می‌شود زیرا تدفین در ژرفای کمتری انجام شده است. در البرز همان‌گونه که اشاره شد Iwao et al (1971) در سری‌های ستبر ائوسن (توف‌های کرج) یک دگرگونی با درجه ضعیف را گزارش کرده‌اند که در اثر فرونشینی بوجود آمده و با ظهور پاراژنزهای رخساره زئولیتی مشخص می‌شود. در گستره ساوه رژیم فرونشینی ائوسن نسبت به البرز کمتر بوده و تنها در حوضه‌های حاشیه‌ای هورست‌های آتش‌فشانی است که پدیده تدفین اهمیت پیدا می‌کند. با توجه به کاهش ستبرای سری‌های ائوسن در گستره ساوه می‌توان پذیرفت که تدفین از ۵۰۰ متر تجاوز نکرده است که خود حاکی از فشار آب در حدود ۵۰۰ متر بوده است. در گستره ساوه پاراژنزهای زئولیتی و یا رسی هم دیده شده و دگرگونی از آغاز مرحله بسیار ضعیف دگرگونی تجاوز نمی‌کند و بیشتر به قلمرو دیاژنتیک بستگی دارد تا دگرگونی. پس می‌توان گفت که مقدار فرونشینی سری‌های سبز گستره ساوه نسبت به البرز بسیار کمتر است و در نتیجه دگرگونی گزارش شده بوسیله Iwao et al (1971) در این منطقه زیاد اهمیت ندارد و شاید در منطقه ساوه درجه زمین گرمایی نسبت به البرز پایین‌تر باشد.

۴-۷- دگرگونی حرارتی (مجاورتی)

در پی تزریق توده‌های نفوذی اولیگو- میوسن سنگ‌های حاشیه آن‌ها در شدت‌های مختلف دگرگون شده‌اند اما با توجه به این که متابازیت‌های خیلی ضعیف مورد بحث است پس به دگرگونی حرارتی ایجاد شده در آندزیت یا آندزی بازالت‌های ائوسن در حاشیهٔ بزرگترین تودهٔ نفوذی چهارگوش ساوه اشاره می‌شود.

توده بزرگ گرانودیوریتی شمال باختری ساوه درون توف‌ها و گدازه‌های ائوسن تزریق شده است، با افزایش دما در پی نفوذ این توده، سنگ‌های آندزیتی مجموعه ائوسن زیرین و فوقانی به طور محلی و محدود دگرگون شده‌اند که در مجاورت بلافصل توده معمولاً هاله کوچکی را پدید آورده است (حلمی ۱۳۷۰ و ۱۳۷۱). در این سنگ‌های آندزیتی دگرگون شده بافت و ساخت پورفیریتیک و زمینه میکرولیتی غالباً حفظ شده به نحوی که نمی‌توان به آن هورنفلس اطلاق نمود. تشخیص و تفکیک ولکانیک‌های دگرگون شده از آندزیت‌های پروپیلیتی شده به دلیل تشابه ظاهری (بافت و ساخت) و یکسان بودن پاراژنز کانی‌های ثانوی (که مبین دگرگونی خیلی ضعیف است) دشوار می‌باشد و تنها با نوع خردشدگی به نظر قابل تفکیک می‌رسند چون انواع مجاورتی برخلاف انواع پروپیلیتی شده به سختی و ناصاف می‌شکنند. Caillat et al. (1978) این گونه آندزیت‌ها را «آندزیت فلس» نامیده‌اند تا ضمن این که یادآور ساخت قدیمی گدازه‌های آندزیتی باشد مسئله دگرگون شدگی آن‌ها را نیز در برگیرد.

قبل از بیان شرایط ترمودینامیک این دگرگونی مجاورتی پتروگرافی یک آندزیت فلس شرح داده می‌شود:

بافت: پورفیریتیک نام: آندزیت فلس با آلبیت- اپیدوت

درشت بلورهای سنگ را پلاژیوکلاز، آمفیبول کم و بیوتیت تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها گاه آلبیتی شده‌اند و عموماً شدیداً به کانی‌های فیلوسیلیکاته تجزیه شده‌اند. کانی‌های فرومانیزین نیز شدیداً کلریتیزه‌اند و به کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند.

زمینه: زمینه کلاً فلدسپاتیک با آثار تبلور مجدد می‌باشد، کانی‌های کدر- اکسیدآهن زیاد، کلریت، کانی‌های رسی، آپاتیت و تمرکزهایی از اپیدوت در زمینه موجود است.

کانی‌های ثانوی: کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت، اپیدوت، آلبیت، کوارتز

۵-۷- شرایط ترمودینامیکی دگرگونی حرارتی

عوامل مؤثر در ایجاد دگرگونی فوق فشار لیتواستاتیک، فشار سیالات و دما می‌باشد با توجه به شواهد روی زمین فشار سنگ‌های فوقانی هرگز از یک پوشش آتش‌فشانی- رسوبی با حداثر ۲۰۰۰ متر ضخامت بیشتر نبوده که فشاری معادل با ۵۰۰ بار تولید کرده است Caillat et al. (1978) فشار سیالات هم با توجه به مطالعات کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی (به ویژه انواع هورنبلنددار) نیز عدم وجود رگه‌های متقاطع در آن‌ها، ناچیز و جزیی بوده، در واقع واکنش بین کانی‌ها در مقیاس کوچک بوقوع پیوسته و تغییرات بیشتر محدود به متن سنگ است.

بی‌تردید درجه حرارت یا دما عامل اصلی دگرگونی حرارتی است. با افزایش کم و بیش دما واکنش‌هایی بین کانی‌ها بوقوع خواهد پیوست که نتیجه‌اش تولید کانی‌های خاص خواهد بود؛ چنان که در دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد واکنش زیر رخ می‌دهد:

یک آب + یک پیروفیلیت ⇌ دو کوارتز + یک کائولینیت

پیدایش این پیروفیلیت نزدیک به مسکویت شاخص دگرگونی مجاورتی رخساره هورنفلس آلبیت- اپیدوت دار است که این رخساره به عقیده Winkler (1974) در فشار کم و درجه حرارت ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تقریباً پایدار بوده با افزایش دما واکنش زیر بوقوع می‌پیوندد و رخساره هورنفلس هورنبلند دار را بوجود می‌آورد:

هورنبلند ⇌ کوارتز + اپیدوت + ترمولیت + کلریت

معمولاً واکنش فوق تا محو کامل یکی از کانی‌های تشکیل دهنده اولیه یا کوارتزهای اولیه ادامه می‌یابد.

مطالعه پتروگرافی آندزیت فلس‌های هورنبلنددار نشانگر هم‌زیستی نیمه‌پایدار (metastable) پنج تشکیل دهنده واکنش‌های فوق یعنی هورنبلند- کوارتز- اپیدوت- ترمولیت- کلریت حتی در یک نمونه می‌باشد. این مسئله مبین کندی سرعت واکنش‌ها در مقایسه با سردشدن سریع توده نفوذی در نزدیکی سطح زمین است، همچنین این پدیده می‌تواند پاسخگوی علت مقاومت و حضور آلبیت در برخی از نمونه‌ها باشد چون به علت حضور هورنبلند در دگرگونی مجاورتی در اعماق کم آلبیت نیز بایستی به اولیگوکلاز تبدیل شود.

۸- نتیجه

دگرگونی بسیار ضعیف در بخش فوقانی پوسته زمین فرایندی همیشگی و فراگیر است که با توجه به جایگاه تکتونیکی و شرایط فیزیکو- شیمیایی انواع متفاوتی خواهد داشت. ویژگی‌های بافتی و حدود تبلور مجدد در متابازیت‌هایی که در مراحل اولیهٔ تبلور مجدد قرار دارند، یکسان است. در مجموعه کانی‌های متابازیت‌ها ترکیبات سیلیکات‌های کلسیم- آلومینیوم شامل زئولیت‌های مختلف کلسیم، پرهنیت، پومپلئیت، اپیدوت، لاوسونیت، آمفیبول سدیک و پیروکسن و اکتینولیت به اضافه کلریت، آلبیت و کوارتز وجود دارد. چون مجموعه کانی‌ها دارای زوناسیون عمقی است که از نظر مکانی و زمانی تکرار می‌شود، می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات ترکیب و پاراژنز کانی‌ها در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی کلاً سیستماتیک است و می‌توان در آن‌ها برحسب شرایط فشار- دما رخساره‌های متعدد دگرگونی را تعیین نمود. هر مجموعهٔ مشخص دارای موقعیت معینی در قلمرو فشار- دما است در نتیجه هرگونه تغییر در مجموعه بازالت مؤید تغییری در فشار یا دما و/ یا پتانسیل شیمیایی اجزأ متحرک فاز سیال می‌باشد.

با نگاهی اجمالی بر حجم کارهای انجام شده روی متامرفیسم ایران این نکته آشکار می‌شود که دگرگونی ضعیف و به ویژه بسیار ضعیف روی داده بر سنگ‌های آتش‌فشانی بازیک یا حدواسط کمتر مورد مطالعهٔ دقیق پترولوژی قرار گرفته و داده‌های موجود ناچیز است. جدای از دگرگونی درجه ضعیف روی داده بر مجموعه‌های افیولیتی ایران که در واقع مرتبط به دگرگونی بستر اقیانوس می‌شود انواع دگرگونی ضعیف و بسیار ضعیف مثل گرمابی، حرارتی و انباشتی را در سنگ‌های آتش‌فشانی حدواسط تا بازیک که در ترسی‌یر بوجود آمده می‌توان مشاهده نمود. تبلور مجددی که در این سنگ‌ها رویداده در واقع تابعی از جایگاه تکتونیکی، نوع لیتولوژی، گرادیان دگرگونی، ترکیب سیال و دیگر پارامترها می‌باشد در گستره ساوه و در بیشتر سنگ‌های آتش‌فشانی ترسی‌یر آن انواع مختلف دگرگونی ضعیف- بسیار ضعیف و یا پدیده‌های مربوط به دگرگونی- دگرسانی مشهود است. بررسی دقیق متابازیت‌های درجه ضعیف مستلزم آن

است که (۱) مجموعه‌های شاخص متابازالتی و متاآندزیتی را شناسایی نمود؛ (۲) واکنش‌های بحرانی حاصل از تبدیل و تحول رخساره‌ها را به یکدیگر مشخص نمود؛ (۳) نقش فشار سیال و XCO2 را در مجموعه کانی‌های شاخص تعیین کرد؛ و (٤) از شبکه پتروژنزی ویژه دگرگونی دمای پایین سنگ‌های آندزیتی- بازالتی و نمودارهای مربوط به آن استفاده نمود.

سپاس گزاری

برخورداری از رهنمودهای علمی و ارزنده استاد محترم آقای دکتر امامی و نیز لطف و مساعدت سرکار خانم عزتیان در تهیه عکس‌های میکروسکپی جای امتنان و تشکر دارد که بدین وسیله از ایشان سپاس گزاری می‌شود.

کتاب نگاری

حلمی- فریده (۱۳۷٤)- دگرگونی خیلی ضعیف سنگ‌های آتش‌فشانی- آذرآواری و نظری اجمالی بر متاولکانیک‌های ضعیف ایران. سازمان زمین‌شناسی.

حلمی- فریده (۱۳۷۱)- مروری بر سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه؛ فصل‌نامه علوم زمین، سال اول شماره ٤.

حلمی- فریده (۱۳۷۰)- بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین شمال غربی ساوه (شمال نیوشت) رساله فوق لیسانس. دانشگاه تهران- دانشکده علوم.

عمیدی- سیدمهدی (۱۳۵۵)- چینه شناسی- سنگ‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های ماگمایی منطقه نطنز- نائین- سورک. سازمان زمین‌شناسی.

عمیدی- سیدمهدی- امامی، محمدهاشم (۱۳٦۱)- بررسی دگرگونی حرارتی در رخساره زئولیت و شیست سبز موجود در سنگ‌های آذرین ترسیر ایران و جایگزینی ژئودینامیکی آن. سازمان زمین‌شناسی.

کنعانیان، علی- قاسمی، حبیب‌اله- آسیابان‌ها، عباس (۱۳۷۲)- مبانی پترولوژی دگرگونی تالیف بروس یاردلی (ترجمه). انتشارات ماجد.

مهدیزاده تهرانی، سیمین (۱۳۷۰)- بررسی زمین شناسی و پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتش فشانی منطقه مردآباد، بخشی از ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ کرج. رسالهٔ فوق لیسانس. دانشگاه تهران، دانشکده علوم.

References

Amidi. S. M., 1977- Etude geologique de la region de Natanz- Surk (Iran Central). Stratigraphie et petrologic. Geol. Surv. Iran. Report No. 42. 316p.

Caillat, C., Dehlavi, P. Martel Jantin, B., 1978- Geologie de la region de Saveh (Iran). Contribution a 'L' e'tude du Volcanisme et du Plutonisme tertiares de la zone de L'Iran Central (These de Doctorat de specialities).

Coombs, D. S et al. 1970- Occurrence of Prehnite- Pumpellyite facies metamorphism in northern Maine. Amer. J. Sci. 268.

Frey, M. 1987- Low temperature metamorphism. Published in the USA by Chapman and Hall.

Iwao,s. Hushmand- Zadeh, A., 1971- Stratigraphy and Petrography of the low grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene formation in the Alborz range. North of Tehran Iran. J. Jap. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 6515), 265- 285.

Liou, J, G, Maruyama, S, Cho, M. 1988- Very low- grade metamorphism of Volcanic and Volcaniclastic rocks- mineral assemblages and mineral Facies

Miyashiro, A., 1973- Metamorphism and metamorphic Belts- Allen and uniun , London.

Nakajima, T. 1983- Phase relations of Pumpellyite- actinolite facies metabasites in the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan- Lithos 15, 267- 280.

Pourhosseini F., 1981- Petrogenesies of Iranian Plutons, Study of the Natanz and Bazman intrusive complexes, Geol. Surv. Iran. Report, No. 53.

Thompson, A. B., 1971- PCO2 in low- grade metamorphism: Zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO- Al2O3- SiO2- CO2- H2O. Contrib- Miner. Petro. 33, 145- 161.

Winkler, H. C.F. 1976- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4th edn., Springerverlag New York.

Yardley, B. W. D., 1989- An introduction to metamorphic Petrology. Longman earth Science series. 284.p.

Zen, E. an 1961- The zeolite facies: An interpretation. Amer. J. Sci. 259, 401-409.

* سازمان زمین شناسی کشور

* Geological Survey of Iran