٩٥ ٨٨٧

دانشکده علوم طبیعی

گروه زمین شناسی

پایان‌نامه

برای دریافت درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی (گرایش پترولوژی)

عنوان

بررسی سنگهای دگرگونی منطقه آبدشت، جنوب کرمان

استاد راهنما

دکتر محسن موءذن

استادان مشاور

دکتر محسن مؤید

مهندس حسام الدین معین زاده

پژوهشگر

احد زلفی پور سیس

۱۳۸۷/۲/۸

شهریور ۸۶

۹۵۸۸۷

تقدیم به

روح پاک پدرم

و

مادر دلسوزومهربانم

تقدیر و تشکر

سپاس فراوان خدای منان را که هر چه داریم از اوست و اکنون نیز که توانسته ام در جهت پیشرفت علمی خود ، گامی به جلو بردارم همه از الطاف بیکران الهی اوست. در کنار اینها، این موفقیت را مرهون عزیزان و دوستانی می باشم که از نخستین روزهای زندگیم مشوق، معلم و راهنمای بنده بوده اند. لازم می دانم به وظیفه ی خود عمل کرده و مراتب سپاس و قدر دانی صمیمانه خود را به حضور تک تک شان تقدیم نمایم و امید آن دارم که روزی بتوانم زحماتشان را جبران نمایم.

از استاد گرامی و دلسوزم ، جناب آقای دکتر محسن موٴذن که همواره از راهنمائیهای ارزنده شان بهره برده ام و مشوق و راهنمای بنده در انجام این پژوهش بوده اند و همچنین همواره برای بنده وقت گذاشته و با کمال مهربانی راهنمایی نموده اند بی نهایت سپاسگزارم. همچنین امتنان قلبی خود را تقدیم به اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر محسن موٴید و مهندس حسام الدین معین زاده می نمایم که بدون کمکهای ایشان انجام این مهم بسیار دشوار می نمود.

حضور یکایک اساتید گرانقدرم در گروه زمین شناسی، که از تجربه های باارزششان استفاده نمودم خصوصاً از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر مجتهدی دکتر جهانگیری و دکتر عامری به جهت راهنمائیهای ارزنده و مفیدشان در طول تحقیقم نهایت سپاس و تشکر را دارم.

از کلیه کارکنان دانشکده علوم خصوصاً آقای مسیب زاده، آقای جهانیار و مسئولین محترم کتابخانه خصوصاً آقای جعفر پورو خانم مختاری به جهت همکاری ایشان در این مدت صمیمانه سپاسگزارم.

از کلیه دوستان و هم دانشکده ای های عزیزی که به نحوی در طول مدت تحصیل و تدوین پایان نامه مرا یاری نموده اند سپاسگزارم بویژه آقایان عمرانی، جلالی ، عابدینی ، احمدزاده، اشرفی، حبیبی، ادوای، ساکی ، کرد، ندیری، صادقی، حامدی و خانمها تقی لو، حاج علی اوغلی ، محمد زاده، عبادی، سیمیاب، بهرامیان، کاظمی و تمام کسانی که ذکر نامشان مقدور نمی باشد تشکر می نمایم.

در نهایت ، عشق و سپاس بی پایان خود را تقدیم به روح پاک پدرم که بزرگترین آموزگار دوران زندگیم بود می نمایم و همچنین بالندگی و شکوفائی خود را مرهون محبتهای بی نظیر مادر دلسوز و مهربانم می دانم که همواره حامی و مشوقم در راهی بوده که بدان پای نهاده ام.

از سایر اعضاء خانواده ام ، که با صبر و حوصله فراوان ، زحمتهای بی شمارم را پذیرفته و در رسیدن به هدفهایم مرا یاری نموده اند با تمام وجود سپاسگزارم.

نام خانوادگی: زلفی پور سیس **نام:** احد

عنوان پایان‌نامه: بررسی سنگهای دگرگونی منطقه آبدشت ، جنوب کرمان

اساتید راهنما: دکتر محسن موٴذن **استاد مشاور:** دکتر محسن مؤید – مهندس حسام الدین معین زاده

مقطع تحصیلی: کارشناسی ارشد **رشته:** زمین‌شناسی(گرایش پترولوژی) **دانشگاه:** تبریز

دانشکده: علوم طبیعی **تاریخ فارغ التحصیلی:** ۸۶/۶/ ۲۱ **تعداد صفحه:** ۹۴

کلید واژه‌ها : شیست آبی – آبدشت – گلوکوفان شیست – بارویزیت – آشین بالا و پایین – پیکنو کلریت

چکیده:

منطقه آبدشت ، به عنوان بخشی از زون ساختاری سنندج – سیرجان در ۱۴۰کیلومتری شرق حاجی آباد، استان کرمان واقع گردیده است. توده پریدوتیتی آبدشت یکی از بیرون زدگیهای بزرگ است که در کمپلکس دگرگونه پالئوزوئیک جای گرفته است. این توده از تپه و کوههای به نسبت مرتفعی به درازای ۸ کیلومتر و پهنای نزدیک به ۵ کیلومتر تشکیل شده است و همچنین از سنگهای الترامافیک با تناوبی کم و بیش منظم از پریدوتیتها، دونیت و هارزبورژیت پدید آمده است. سنگهای دگرگونی که در رخساره آمفیبولیت و سپس در رخساره شیست آبی دگرگون شده اند در اطراف روستاهای آشین بالا وپایین در شمال شرق آبدشت برونزد دارند. نمونه سنگهای مورد مطالعه در منطقه مورد نظر، سنگهای رسی – نیمه رسی دگرگون شده، متابازیتها، مرمرها، سرپانتینیتها و اپیدوسیتها می باشد. سنگهای متابازیت، بافت شاخص آمفیبول سدیک دور آمفیبول سبز را نشان می دهد که پس از آنالیزهای الکترومیکروپروب، مشخص گردید که آمفیبول سدیک از نوع گلوکوفان و اندکی نیز از نوع کروسیت و فروگلوکوفان می باشند و آمفیبول سبز نیز از نوع بارویزیت هستند. حضور بافت آمفیبول سدیک نواری به دور بارویزیت در اغلب سنگها نشان از افزایش فشار از فشارهای پایین تا متوسط به فشارهای بالا(رخساره شیست آبی) در تشکیل این سنگها دارد بافت واکنشی تیتانیت به دور روتیل در سنگها نشان دهنده کاهش فشار پس از قرار گیری در رخساره شیست آبی است. تلفیق نتایج حاصل از بررسیهای پتروگرافیکی وشیمی کانیها نشان می دهد سنگهای دگرگونی منطقه ابتدا دگرگونی رخساره آمفیبولیت را متحمل شده و سپس در اثر فرورانش تحت شرایط حرارت پایین- فشاربالا دگرگونی رخساره شیست آبی را تجربه نموده اند. سپس در طی بالا آمدن این سنگها ، روتیل به تیتانیت تبدیل شده است.کلریتهای موجود در سنگهای متابازیت، از نوع پیکنو کلریت می باشد. در الگوهای مختلف زمین ساختی ، رخدادهای زمین شناسی جنوب ایران به باز شدگی و کافتش پوسته اقیانوسی نئوتتیس (حرکات کششی) در حوضه زاگرس و سنندج – سیرجان در این زمانها، نسبت داده شده اند.

مطالعات حاضر نشان می دهد که سنگهای فشار بالا- دما پایین منطقه آبدشت در یک سیستم فرورانشی به علت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس تشکیل شده اند. فشار تشکیل سنگها، ۱۲/۵ کیلو بار و دمای تشکیل آنها۵۶۰- ۴۱۷ درجه سانتیگراد بوده است.

فهرست مطالب

عناوین مطالب — صفحه

چکیده فارسی

فصل اول: پایه های نظری و پیشینه پژوهش

دگرگونی ۱

مقدمه ای بر دگرگونی ناحیه ای (کوهزایی) ۲

۱- رده بندی دگرگونی ناحیه ای بر اساس نسبت P/T ۳

۱-۱- تعریف سه نوع دگرگونی ناحیه ای بر اساس نسبت P/T ۳

۱-۱-۱- مقدمه ۳

۱-۱-۲- رده بندی سه گانه ۴

۱-۲- ویژگیهای زمین شناسی سنگهای دگرگونی در ارتباط با سه نوع نسبتP/T ۶

۱-۲- ۱- ویژگیهای زمین شناسی دگرگونی نوع P/T بالا ۶

۱-۲-۲- دگرگونی رخساره شیست آبی ۷

۱-۳- سنگهای الترامافیک دگرگون شده ۹

۱-۴- انواع بارز سنگهای الترامافیک دگرگون شده ۱۰

۱- ۵ – دگرگونی کربناته ۱۰

۱- ۶- متا بازیتها ۱۱

۱- ۷- پیشینه پژوهشی منطقه مورد مطالعه ۱۱

فصل دوم : مواد و روشها

۲-۱- زمین شناسی منطقه ۱۳

۲-۲- راههای دسترسی به منطقه ۱۵

۲-۳- کمپلکس الترامافیک – مافیک صوغان ۱۷

۲-۳-۱- واحد دونیت گچین ۱۸

۲-۳-۲- واحد پریدوتیت اصلی صوغان ۱۹

۲-۳-۳- واحد زون عبوری ۲۱

۲-۳-۴- گابروهای لایه ای ۲۲

۲-۴- سنگهای سازنده توده آبدشت ۲۲

۲-۵- کمپلکس سیخوران ۲۴

۲-۶- روش مطالعه ۲۶

۲-۶ -۱- کارهای صحرایی ۲۶

۲ – ۶- ۲- کارهای آزمایشگاهی ۲۶

فصل سوم : بحث و نتایج

زمین شناسی عمومی منطقه ۲۷

۳- پتروگرافی ۳۶

۳-۱- پترو گرافی سنگهای دگرگونی رسی ۳۸

۳-۱-۱- مجموعه کانیهای گلوکوفان و گارنت دار ۳۸

۳-۱-۲- مجموعه های بیوتیت و کلریت دار ۴۰
۳-۲- پتروگرافی سنگهای دگرگونی بازیک(متا بازیتها) ۴۱
۳-۲-۱- مجمو عه کانی گلوکوفان دار ۴۲
۳-۲-۲- مجمو عه کانی گارنت دار ۴۴
۳-۲-۳- مجمو عه کانیهای گلوکوفان و لاوسونیت دار ۴۵
۳-۳- پتروگرافی اپیدوسیت ها ۴۶
۳-۴- پترو گرافی مرمرها ۴۸
۳-۵- پترو گرافی سرپانتینیتها ۴۸
۳-۶- مینرال شیمی سنگهای دگرگونی ۵۰
۳-۶-۱-مقدمه ۵۰
۳-۶-۲- مینرال شیمی سنگهای متابازیک ۵۰
۳-۶-۲-۱- آمفیبولها ۵۱
۳-۶-۲-۲-محاسبه حالتهای مختلف اکسیداسیون آهن با استفاده از نتایج آنالیزهای میکرو پروب ۵۱
۳-۶-۲-۳- تخمین حداقل میزان Fe^{3+} ۵۳
۳-۶-۲-۴- تخمین حداکثر میزان Fe^{3+} ۵۳
۳-۶-۲-۵- آمفیبولهای آبی رنگ ۵۴
۳-۶-۲-۶- آمفیبولهای سبز رنگ ۵۵
۳-۶-۲-۷- کلریتها ۵۷
۳-۶-۲-۸- فلدسپاتها ۵۸
۳-۶-۲-۹- اکسیدهای آهن - تیتان ۵۸
۳-۶-۲-۱۰- گارنتها ۵۹
۳-۶-۲-۱۱- میکاها ۶۱
۳-۶-۲-۱۲- پیروکسنها ۶۲
۳-۷- ژئوترموبارومتری ۶۷
۳-۷-۱- اصول ترمودینامیک در ترموبارومتری ۶۸
۳-۷-۲- روابط کسر مولی - اکتیویته ۷۰
۳-۷-۳- ترموکالک ۷۱
۳-۷-۴- تخمین خطا در محاسبات ترموبارومتری ۷۳
۳-۷-۵- تعادل در سنگها ۷۴
۳-۷-۶- ملاک انتخاب نمو نه ها برای محاسبات P/T ۷۵
۳-۸- محاسبه ی اکتیویته ی اعضای نهایی کانیها ۷۵
۳-۹- نمودارهای P-T و واکنشهای موجود در سنگها ۷۸
۳-۱۰- نمودارهای P – T برای تعیین رخساره های دگرگونی ۸۲
۳-۱۱- الگوی تکتو نو متامور فیسم ۸۵
۳-۱۲- جایگاه تکتونیکی رخدادهای رخساره شیست آبی ۸۶
جایگاه تکتونیکی ۸۶

فصل چهارم نتیجه‌گیری

۴-۱- نتیجه گیری ۸۸
منابع فارسی ۸۹

منابع انگلیسی ۸۹
پیوست
چکیدهٔ انگلیسی

فهرست شکل‌ها

شکل ۱-۱- نمودار P/T ساده نشاندهنده منحنیهای P/T ناحیه ای (خطوط منقطع) سه نوع اصلی دگرگونیهای ناحیه ای بر مبنای نسبت P/T ۴
شکل ۱-۲- نمودار ساده دما – فشار دگرگونی فشار بالا ۸
شکل۲-۱- نقشه تقسیمات زمین شناسی ۱۴
شکل ۲-۲- نقشه محل برداشت نمونه ها ۱۴
شکل۲-۳- راه های ارتباطی منطقه مورد مطالعه و موقعیت منطقه ۱۵
شکل۲-۴- نقشه زمین شناسی منطقه آبدشت ۱۶
شکل۳-۱- دور نمایی از منطقه ۲۷
شکل۳-۲- مقطع زمین شناسی از توالی سنگهای دگرگونی منطقه آبدشت ۲۹
شکل ۳-۳- لایه بندی تناوب لایه های آهکی و متابازیتها ۳۱
شکل ۳-۴- فولیاسیون در تناوب بین متا کربناتها و متابازیتها ۳۱
شکل۳- ۵- کنتاکت تکتونیکی بین سنگهای آهکی و متا بازیتها ۳۲
شکل ۳-۶- a) فولیاسیون در شیستهای آبی ۳۴
b) دو بار چین خوردگی در سنگهای کربناتی دگرگون شده ۳۴
c) مرز بین آهکها و متا بازیکها در آشین بالا ۳۴
d)چین خوردگی مرکب در کربناتهای حاوی آمفیبولهای آبی رنگ ۳۴
شکل ۳-۷- a) آمفیبولهای درشت در سطح سنگهای کربناتی ۳۵
b) عدسیهای کوارتزی در سنگهای متا بازیک که به شکل بودین در آمده اند. ۳۶
c) فولیاسیون در سنگهای متا بازیک که توسط رگه های سیلیسی قطع شده اند. ۳۶
d) آمفیبولهای سدیک در شیستهای آبی ۳۶
e) رگه های کوارتزی در سنگهای متابازیک ۳۶

شکل۳-۸- کانیهای موجود در نمونه های با مجموعه کانیایی گلوکوفان و گارنت دار ۳۹
a,b) پورفیروبلاست گارنت و انکلزیونهایی ازجنس کوارتز ۳۹
c) رشته های گرافیت که داخلشان مسکویت وجود دارد. ۳۹
d) مسکویت و کلریت در کنار هم ۳۹
e) مسکویتها در داخل کلریت ها ۳۹
f) کوارتز با بافت مضرسی ۳۹
شکل۳- ۹-a ,b) کانیهای بیوتیت و کلریت و مسکویت ۴۰

شکل ۳-۱۰- a) آمفیبول سدیک و کانیهای کوارتز و فنژیت ppl ۴۴
b) بافت گلو کوفان نواری به دور بارویزیت PPL ۴۴
c) بافت واکنشی روتیل و تیتانیت یا کاهش فشار PPL ۴۴
d) گلوکوفان و گارنت در یک نمونه و کانیهای کوارتز و تیتانیت و فنژیت PPL ۴۴
شکل۳- ۱۱- پورفیرو بلاست گارنت ۴۵

a) بلورهای درشت گارنت همراه با کلریتppl ۴۵
b) گارنت و انکلزیونهای موجود در آن XPL ۴۵
شکل۳- ۱۲- آمفیبولهای سدیک و کلریت و تیتانیتPPL ۴۶

شکل۳- ۱۳-a)بافت واکنشی روتیل و تیتانیت ۴۷
b,c) اپیدوت در امتداد با آمفیبولها ۴۷
d) بافت گلوکوفان نواری به دور بارویزیتها ۴۷
e) کلریتها و میکای درون آنها ۴۷
f) کلریتها و اپیدوتها در اپیدوسیت ۴۷
شکل ۳-۱۴- a) الیوین بصورت Relict در داخل سرپانتینیتها ۴۹
b) کلینو پیروکسنهای موجود در سرپانتینیتها ۴۹
C,d) بافت نمدی و فولیاسیون کانیهای اپاک در سرپانتینیتها ۴۹

فهرست نمودارها

نمودار ۱- ترکیب آمفیبولهای سدیک ۵۵
نمودار ۲- ترکیب آمفیبولهای سدیک و کلسیک ۵۶
نمودار ۳- کلریتهای تجزیه شده ۵۸
نمودار ۴- نمودار فشار – حرارت تشکیل نمونه R2,R9 ۸۰
نمودار ۵- نمودار P-Tتشکیل سنگ R22,3F ۸۱
نمودار ۶- نمودار P-T برای تعیین رخساره های دگرگونی ۸۲

فهرست جداول

جدول ۱- مجموعه کانیهای سنگهای دگرگونی منطقه مورد مطالعه ۳۷
جدول ۲- مجموعه کانیایی در متا بازیتهای آبدشت ۴۱
جدول ۳- تجزیه های میکروپروب حاصل از کانیهای آمفیبول ۶۴
جدول ۴- آنالیزهای میکروپروب کانیهای کلریت ، فلدسپار و فنژیت ۶۵
جدول ۵- آنالیزهای میکروپروب حاصل از گارنت و کلینوپیروکسن ۶۶
جدول ۶- اکتیویته و انحراف معیارهای محاسبه شده کانیها و اعضای نهایی نمونه R2 ۷۶
جدول ۷- اکتیویته و Sd کانیها در R22 ۷۶
جدول ۸- اکتیویته و Sd کانیها در R9 ۷۷
جدول۹- اکتیویته و انحراف معیارهای کانیهاو end member آنها در R8 ۷۷
جدول ۱۰- اکتیویته و انحراف معیارهای کانیهاو end member آنها در 3F ۷۷
جدول ۱۱ - اکتیویته و انحراف معیارهای کانیهاو end member آنها در R13 ۷۸
جدول ۱۲- اکتیویته و انحراف معیارهای کانیهاو end member آنها در R15 ۷۸

فصل اول

بررسی منابع

دگرگونی

سنگهای آذرین که در دماهای بالا بین ۶۵۰ درجه تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد تشکیل می گردند وسنگهای رسوبی که در سطح زمین نهشته می شوند نمایانگر حدود نهایی دماهایی هستند که در فرایند تشکیل سنگ شناخته شده است . در طی رخدادهای زمین شناختی این سنگها ممکن است در جاهایی از پوسته زمین قرار گیرند که دمای آنها مغایر با دمای تشکیل آنها باشد، بدین روال فشار محیط جدید این سنگها معمولا با فشار تشکیل این سنگها یکسان نخواهد بود. بسیاری از کانیهای موجود در این سنگها در شرایط تازه ی دما و فشار پایدار نیستند وبا واکنش خود به مجمو عه جدیدی تبدیل خواهند شد که با شرایط جدید در حال تعادل ویا دست کم متمایل به تعادل باشند. از اینرو ترکیب شیمیایی یک سنگ نمایانگر مجموعه جدید کانیهای آن است.

در برخی از موارد با افزایش دما، تغییرات کانی شناسی ایجاد نمی شود، با وجود این تبلور دوباره کانیها ، ساخت(Structure) جدید به سنگ می بخشد. مثل تبدیل سنگ آهک به مرمر یا ماسه سنگ به کوارتزیت، چنین تغییراتی ممکن است در یک طیف گسترده دمایی صورت گیرد، صرفنظر از فرایند هوازدگی سنگها در سطح زمین، این میدان دما به دو بخش مجزا تقسیم می شود:

۱) از دماهای رسوب شروع شده وبه تغییر حالت دیاژنتیک ختم می شود(diagenetic)

۲) دیگری که باتغییر حالتهای دگرگونی آغاز می شود(metamorphic) (وینکلر، ۱۹۷۳)

دگرگونی واژه ای است که برای تغییرات فیزیکوشیمیایی رخداده در سنگها در حالت جامد به کار می رود. وقتی مجموعه کانیهای سنگهای رسوبی و آذرین تحت تاثیر حرارت وفشار قرار می گیرند از لحاظ ترمودینامیکی ناپایدار می شوند. در نتیجه منجر به تغییر کانیها یا ساخت سنگ متناسب باشرایط حاکم می شوند. (کرتز، ۱۹۹۴)

مقدمه ای بر دگرگونی ناحیه ای(کوهزایی)

دگرگونی کوهزایی مشخصه نوارهایی است که در آنها کوهزایی با دگر شکلی و تبلور مجدد همراه است. این سنگهای دگرگونی به طور کامل فابریک نافذی را نشان داده که با جهت یافتگی ترجیحی کانیها همراه می باشند. دگرگونی کوهزایی بصورت فرایند طولانی مدت ظاهر می شودکه دوره استمرار آن از میلیونها تا دهها میلیون سال طول می کشد وچندین فاز تبلور و دگر شکلی رادر بر می گیرد.

فازهای دگرشکلی منفرد بادارا بودن مشخصات دقیق و روشنی نظیر وضعیت وجهت شیستوزیته، چین ها وخطواره ها ظاهر می شوند. سنگهایی که تحت شرایط دگر گونی کوهزایی(ناحیه ای) قرار گرفته اند معمولا" نوارهایی باوسعت زیادرا تشکیل می دهند که طول آنها به صدها یا هزاران کیلومتر و عرضشان به دهها یا صدها کیلومتر می رسد. دگرگونی ناحیه ای باعث به وجود آمدن مناطق وسیعی از سنگهای دگرگونی می شود ودر آن ازدیاد گرما ارتباط مستقیمی با حضور توده های آذرین ندارد (یاردلی، ۱۳۷۲). وسعت دگرگونی ناحیه ای صدها تا هزاران کیلومتر مربع است. (میاشیرو، ۱۹۹۴) ، انواع دگرگونی را براساس علل اصلی دگرگونی (حرارتی، دینامومترمال و دینامیک) ، موقعیت زمین شناسی (مجاورتی، کاتاکلاستیک و ناحیه ای) ، موقعیت دگرگونی نسبت به کوهزایی (کوهزایی یا غیر کوهزایی)و موقعیت آنها نسبت به صفحات(حاشیه صفحه یا داخل صفحه ای) تقسیم بندی کرده است.

دگرگونی دینامو ترمال ، دگرگونی است که هم فشار و هم حرارت در تکوین آن نقش دارد اما از نظر وسعت ، تعریف خاصی ندارد و نوعی دگرگونی ناحیه ای به شمار می رود(اسپیر، ۱۹۹۳). کمر بند های دگرگونی ناحیه ای، سرگذشت حوادث تکتونو ترمال پیچیده و چندین فاز دگرگونی و دگر شکلی را نشان می دهند که این امر باعث پیچیده شدن بررسی ارتباطات فازی و واکنشهای دگرگونی ناحیه ای می شوند، در صورتیکه در دگرگونی مجاورتی ، سنگها در هاله های دگرگونی، سرگذشت تکتونیکی و حرارتی بسیار ساده تری را تحمل می کنند(رید، ۱۹۴۹).

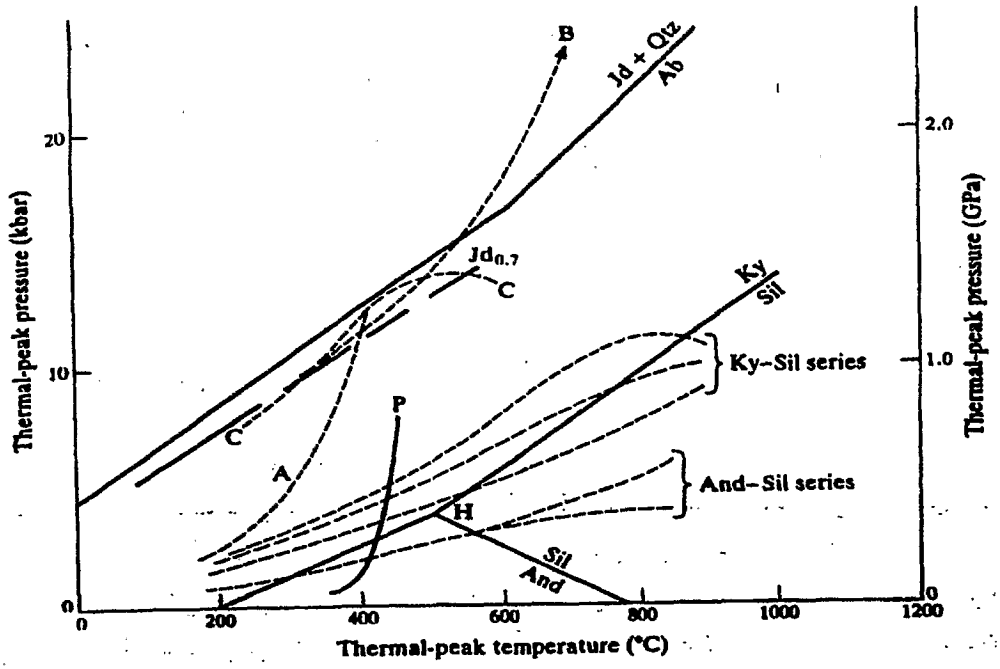
۱- رده بندی دگرگونی ناحیه ای براساس نسبتP/T

۱-۱) تعریف سه نوع دگرگونی ناحیه ای بر اساس نسبت P/T

۱-۱-۱- مقدمه: هارکر (۱۹۳۲) اظهار داشت که کلیه کمپلکسهای دگرگونی ناحیه ای پیشرونده موجوددر کره ی زمین ، از لحاظ خصوصیات کانی شناسی کم و بیش با یکدیگر شبیه هستند. او دگرگونی ناحیه ای منطقه بارووین سرزمینهای مرتفع اسکاتلند را به عنوان بارزترین مثال در نظر گرفت واین نوع دگرگونی را دگرگونی ناحیه ای عادی نامید.

میاشیرو(۱۹۶۱)، بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده در ژاپن، نظریه متفاوتی اظهار داشت که براساس آن به علت اختلاف فشار، کمپلکسهای دگرگونی ناحیه ای از لحاظ ویژگیهای کانی شناسی بسیار متنوع می باشند. در سنگهای متاپلیتی ، زونهای درجه متوسط ودرجه بالای نواحی دگرگونی پیشرونده، سه پلیمرف Al_2SiO_5 (آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت) از حضور گستردهای برخوردار هستند. روابط فازی بین این سه پلی مرف در طیف دمایی ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد ، شاخص ارزشمندی برای فشار محسوب می گردند(شکل۱-۱).

بنابراین ، میاشیرو رده بندی سه گانه ای از دگرگونی های ناحیه ای (یا سه سری رخساره دگرگونی) ارائه نمود و تفاوتهای بین آنها را به اختلافات بین فشارهای تشکیل آنها نسبت داد.



شکل ۱- ۱- نمودار P-T ساده نشاندهنده منحنیهای P-T ناحیه ای (خطوط منقطع) سه نوع اصلی دگرگونی های ناحیه ای بر مبنای نسبت P/T .منحنی های A، B و C معرف دگرگونی ناحیه ای نوع P/T بالا می باشندو عبارتند از: فرانسیسکن(A) ، آلپ غربی(B) ، و کالدونیای جدید(C) . حد فشار پایین میدان پایداری محلول جامد ژادئیت دارای ۷۰ درصد متشکله ژادئیت + کوارتز نیز نشان داده شده است. منحنی P ، معرف منحنی یک متغیره واکنش زیر می باشد:

$Pyrophyllite = andalusite(or\ kyanite) + 3quartz + H_2O$ (اقتباس از کریک، ۱۹۶۸)

۱-۱-۲) رده بندی سه گانه

رده بندی سه گانه مطرح شده در زیر ، یک رده بندی مقدماتی از کمپلکسهای دگرگونی ناحیه ای است که بر مبنای موقعیت منحنی های دما- فشار صورت گرفته است، این رده بندی نسبت به آنچه میاشیرو

(۱۹۶۱) ارائه نموده ، فقط اندکی تغییر یافته است. این سه رده که باتوجه به روابط پایداری پلی مرفهای Al_2SiO_5 ، آمفیبول از نوع گلوکوفان و ژادئیت + کوارتز تعریف شده اند به شرح زیر می باشد:

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

در این نوع آندالوزیت در دماهای پایین و سیلیمانیت در دماهای بالاتر پایدار است. مثالهایی از منحنیهای دما – فشار ناحیه ای این نوع دگرگونی ، به صورت خطوط منقطع (خط چین شده)در شکل (۱-۱) نشان داده شده اند.

۲) نوع P/T متوسط(یا سری کیانیت – سیلیمانیت) :

در این سری کیانیت در دماهای پایین تر و سیلیمانیت در دماهای بالاتر ، پایدار است. سه منحنی دما – فشار ناحیه ای احتمالی معرّف این نوع دگرگونی در شکل ۱-۱ نشان داده شده است. منحنیهای مزبور در مقایسه با منحنیهای دما – فشار ناحیه ای دگرگونی نوع P/T پایین، در رخساره های فشار بالاتر واقع می گردند.

۳) نوع P/T بالا(یا دگرگونی گلوکوفانی یا گلوکوفان دار):

این نوع دگرگونی با ظهور آمفیبول گلوکوفانی در بعضی از سنگهای یک توالی دگرگونی پیش رونده مشخص می گردد. مثال هایی از منحنی های دما – فشار ناحیه ای مشاهده شده دگرگونی نوع P/T بالا ، توسط خطوط منقطع A, B, C در شکل ۱-۱ نشان داده شده است. با توجه به مشاهداتی که در مورد چگونگی تشکیل آمفیبول گلو کوفانی و پیروکسن ژادئیتی در بسیاری از نواحی دگرگونی صورت گرفته است، میاشیرو (۱۹۶۱) ، فرض نمود که تشکیل مجموعه ی پیروکسن ژادئیتی + کوارتز نسبت به آمفیبول گلوکوفانی ، مستلزم وجود فشارهای بالاتری می باشد.

۱-۲) ویژگیهای زمین شناسی سنگهای دگرگونی در ارتباط با سه نوع نسبت P/T

در یک نگاه کلی ، انواع سنگهای دگرگونی P/T پایین و متوسط در قوسهای قدیمی ، مناطق برخوردی قاره ای و مناطق کششی قاره ای مشاهده می شوند، در حالیکه نوع P/T بالا در مناطق فرورانشی قدیمی مشاهده می گردند.

۱-۲-۱- ویژگیهای زمین شناسی دگرگونی نوع P/T بالا

همانند آنچه در فرانسیسکن کالیفر نیا صورت گرفته است ، به نظر می رسد که بیشتر نواحی دگرگونی نوع P/T بالا در اثر فرورانش یک ورقه اقیانوسی سرد به زیر یک لیتوسفر قاره ای تشکیل شده اند(ارنست۱۹۷۰، ۱۹۷۵) . فرورانش یک ورقه اقیانوسی سرد، در درون ورقه فرورونده و بخش بالایی بلافصل آن ، توزیع دمایی معکوس را به وجود می آورد. اگر برای مدتی طولانی ، فرآیند فرورانش با نرخ ثابتی ادامه یابد، توزیع دمایی معکوس ، به حالت عادی باز می گردد هر چند بستگی به مکانیسم بالا آمدگی (بالا راندگی) کمپلکس دگرگونی، این گونه ساختهای گرمایی اولیه ، در جریان تشکیل و توزیع مجموعه های کانی شناسی سنگهای دگرگونی در آنها محفوظ مانده اند، ولی هنوز بخوبی شناخته نشده اند. این نواحی دگرگونی معمولا ویژگیهای نواحی دگرگونی پیشرونده دو زمانه را نشان می دهند.

اگر بین دو پوسته قاره ای یک حوضه اقیانوسی وجودداشته باشد، در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر یکی از پوسته های قاره ای ، پوسته مذکور ، کاملاً مصرف می شود ، احتمالا" پوسته قاره ای متصل به پوسته اقیانوسی فرو رونده نیز می تواند در اولین مراحل برخورد قاره ای، به مقدار محدودی به زیر پوسته قاره ای دیگر رانده می شود. در این حالت ، در ورقه قاره ای فرو رونده، دگرگونی P/T بالا صورت می گیرد.

سنگهای دگرگونی P/T بالا که اکنون در نواحی غرب آلپ رخنمون یافته اند، نسبت به نوارهای دگرگونی P/T بالای موجود در نواحی حاشیه اقیانوس آرام ، در فشار بیشتر و احتمالا در اعماق بیشتر ، دگرگون شده اند. این امر نشان می دهد که میزان بالا آمدگی بعد از دگرگونی کمپلکسهای دگرگون

شده موجود در نواحی غرب آلپ ، بیشتر بوده است. این تفاوت را می توان به تفاوتهای موجوددر میزان شناوری پوسته قاره ای فرو رونده آلپ غربی و ستونی از رسوبات دراز گودال اقیانوسی در حال فرورانش و واقع برروی پوسته اقیانوسی موجود در نواحی حاشیه اقیانوس آرام نسبت داد.

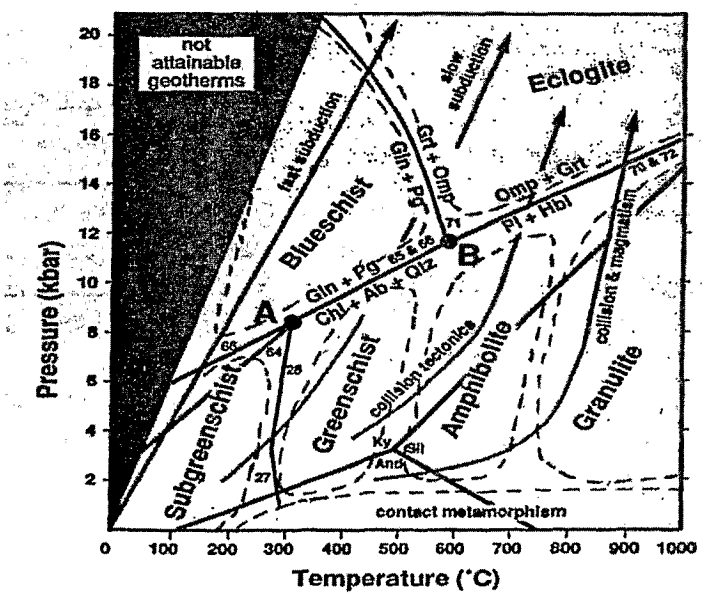
نواحی دگرگونی P/T بالا با حضور توده های نفوذی گرانیتوئیدی همراه نیستند، ولی مقادیر زیادی متابازیت و سنگهای ا لترامافیک در آنها یافت می شود. اگرچه دردو نوع ناحیه دگرگونی دیگر نیز عموما مقادیر کمی متابازیت وسنگهای ا لترامافیک وجوددارد ولی وجود مقدار زیادی از این گونه سنگها ، بویژه ترکیبات الترامافیک، از اختصاصات این نوع دگرگونی محسوب می شود.

۱ – ۲ –۲– دگرگونی رخساره شیست آبی

شیستهای آبی ، سنگهایی هستند که حاوی مقادیر قابل ملاحظه ای آمفیبول آلکالی آبی رنگ می باشند. این آمفیبولها دارای مقادیر زیادی گلوکوفان (به عنوان سازند اصلی) هستند. این گونه سنگها از لحاظ ماکروسکوپی آبی رنگ هستند. با این وجود گلوکوفان خالص در زیر میکروسکوپ بی رنگ می باشد. اگر در مقطع نازک سنگی ، آمفیبول پلی کروئیک آبی رنگ وجودداشته باشد، این امر بدین معنی است که آمفیبول مذبور از نوع گلوکوفان خالص نیست و حاوی مقادیر قابل ملاحظه ای ریبکیت می باشدو حضور سایر سازندهای آمفیبولهای فرو – فریک – سدیک(از جمله کروسیت) نیز در آنها از اهمیت خاصی برخوردار می باشند. لازم به یادآوری است که هورنبلند غنی از کلر نیز می تواند در زیر میکروسکوپ به رنگ آبی باشد.

نوع فشار پایین رخساره ی شیست آبی توسط مجموعه گلوکوفان (آمفیبول سدیک + لاوسونیت + کلریت) مشخص می شود. در رخساره ی شیست آبی درجه ی بالاتر سنگهای مافیک دگرگون شده بارز حاوی مجموعه های مختلفی از بین کانیهای گلو کوفان (آمفیبول سدیک)، زوئیزیت(کلینوزوئیزیت + اپیدوت)، گارنت، پاراگونیت، فنژیت، کلریت، تالک، کیانیت، روتیل، آنکریت وسایر کانیها می باشد.

نواحی رخساره شیست آبی به طور گسترده ای با دگرگونی زون فرورانش همراه می باشند و در امتداد حاشیه مخرب ورقه ها یعنی جایی که پوسته اقیانوسی (بازالت)در طی یک مرحله جدید به درون گوشته (واقع در زیر لیتوسفر قاره ای) فرو می رود تشکیل می گردند. دو ژئو ترم بارز مرتبط باتکتونیک فرورانشی در شکل(۱-۲)نشان داده شده اند. ژئوترم فرو رانش کند (آهسته) صرفاً به صورت حاشیه ای از درون منطقه دما – فشار رخساره شیست آبی عبور می نماید و در فشارهای پایین یعنی در حدود ۱۳ الی ۱۴ کیلوبار ، مجموعه های کانی شناسی معرف اکلوژیت در امتداد آن تشکیل می گردند. اگر فرورانش سریع صورت گیرد، سرزمینهای رخساره شیست آبی از توسعه قابل ملاحظه ای برخوردار خواهند بود و تا موقعی که فشار به ۱۸ تا ۲۰ کیلوبار(که باعمق فرورانش۵۰تا۶۰ کیلومتر مطابقت می نماید) نرسد، اکلوژیت تشکیل نمی شود. به علت اینکه برای دست یابی به سرعتهای فرورانش در طی فرایندهای تکتونیکی کلی (بزرگ مقیاس) محدودیتهای طبیعی وجود دارد ، بنابراین ، شرایط دما – فشارگوشه ی بالایی سمت چپ شکل(۱-۲) شرایط قابل دسترسی برای سنگهای دگرگونی محسوب نمی شوند.



شکل ۱-۲-نمودار ساده دما – فشار دگرگونی فشار بالا.

۱ -۳- سنگهای الترامافیک دگرگون شده

قطعات سنگهای گوشته ای الترامافیک در طی جایگزینی خود در پوسته ، در اثر دگرشکلی پوسته ای بعدی و دگرگونی ، تغییرات کانی شناسی و ساختاری شدیدی رامتحمل شده اند. برای این گونه سنگها دو حالت کاملا متفاوت را می توان تصور نمود که عبارتند از:

۱)- قطعات گوشته ای بخشهایی از کانی شناسی و ساختمان اولیه خودرا حفظ می کنند. به علت محدود بودن آب اضافی یا فعالیت جنبشی کند واکنشها در دمای پایین ، این گونه قطعات از تعادل ناقصی برخوردار هستند. الترامافیک ها، مجموعه های کانی شناسی را که با سنگهای پوسته ای در بر گیرنده خود ، در شرایط مشابهی به تعادل رسیده باشند، نشان نمی دهند(یا فقط بصورت جزئی نشان می دهند). این گونه سنگ های الترامافیک رامی توان ، سنگهای غیر هم رخساره (Allofacial) نامید. الترامافیک های غیر هم رخساره جلوه های ویژه ای از کمپلکسهای افیولیتی دگرگون شده تحت شرایط دگرگونی درجه پایین می باشند.

۲)سنگهای الترامافیک با سنگهای پوسته ای در بر گیرنده شان ، در شرایط دما – فشار مشابهی، به طور کامل به تعادل رسیده اند. این گونه سنگهای الترامافیک فقط آثار نادری از کانی شناسی و ساختمان اولیه (نظیر هسته های اسپینلی کروم دار موجود در مگنتیت های دگرگونی) را نشان می دهند. سنگهای الترامافیک، مشابه سنگهای پوسته ای در بر گیرنده خود، تاریخچه دما – فشار یکسانی را ثبت می نمایند. سنگهای الترامافیکی که چنین خصوصیاتی را نشان می دهند سنگهای هم رخساره نامیده می شوند. بیشتر الترامافیکها در نواحی دگرگونی درجه بالاتر ، ماهیت گوشته ای خودرا بسیار کم حفظ می کنند. از طرف دیگر ، بین دو حالت کلی فوق، معمولا حالات حدواسطی نیز وجوددارد(یا احتمالا از قاعده خاصی پیروی می کنند). برای مثال مجموعه Fo + Atg + Di یافت شده در آنتیگوریت شیست ها می تواند جزء سنگهای هم رخساره محسوب گردد ولی اغلب با

توجه به ساختها و کانیهای به ارث رسیده، می توانیم با اطمینان وضعیت ماقبل پوسته ای الترامافیک ها(تشکیل کلریت از کلینوپیروکسن گوشته ای دارای مقدار Al بالا ، اسپینل کرم دار ، چند گوش شدن مگا کریستهای الیوین گوشته ای وغیره) را بازسازی نمائیم.

۱-۴- انواع بارز سنگهای الترا مافیک دگرگون شده

سرپانتینیت ها، سنگهای متراکم یا متورقی هستند که حاوی مقادیر زیادی از کانیهای گروه سرپانتین می باشند. سرپانتینیت ها معرف لرزولیت ها وهارزبورژیت های هیدراته دمای پایین می باشند. واژه پریدوتیت اغلب برای معرفی سنگهای الترامافیک الیوین دار مورد استفاده قرار گرفته است. در نتیجه سنگهای دگرگونی حاوی الیوین وانستاتیت ، انستاتیت + فرستریت فلس ها نامیده شده اند. سرپانتینیت های کربنات دار غالبا افی کربناتها(افی کلسیتها وغیره) نامیده می شوند. تالک شیستهای کربنات دار (تالک فلسها) تحت عنوان سوپستون(سنگ صابونی) شناخته می شوند. نام سگوندیت اغلب برای فلس های انستاتیتی کربنات دار مورد استفاده قرار می گیرد.

۱ – ۵ - دگر گونی کربناته

سنگهای کربناته رسوبی عمدتا از کانیهای کربناته تشکیل شده اند. سنگهای آهکی ودولومیتها دو رده اصلی سنگهای کربناته هستندو از لحاظ ترکیب مدال ، سنگهای آهکی عمدتا" از کلسیت و دولومیت تشکیل گردیده اند. معادل دگرگونی آنها مرمر (marble) نامیده شده اند. مرمرها در نواحی دگرگونی وابسته به نوارهای کوهزایی به طور بسیار گسترده ای یافت می شوند. همچنین مرمرها در هاله های دگرگونی مجاورتی اطراف توده های نفوذی ماگمایی کم عمق نیز یافت می شوند. وجود سیالات حاوی K_2O در شکستگیهای مرمرها باعث ایجاد بیوتیت می گردد(بوخر وفری ، ۱۹۹۴).