

دانشگاه پیام نور

ماگماتیسیم و دگرگونی ایران

کارشناسی ارشد پترولوژی

مؤلفان

دکتر علیرضا نجف زاده

دکتر علی اکبر بهاری فر

۱۳۹۰

فهرست مطالب

فصل اول

کلیات

۱-۱ نگاهی اجمالی بر پتروژنز سنگ های آذرین و دگرگونی

۲-۱ تکامل ایران در طول زمان

فصل دوم

ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین

۱-۲ مقدمه

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۱-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۱-۱-۲-۲ ماگماتیسم سازند هرمز

۲-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون سنندج- سیرجان

۱-۲-۲-۲ منطقه نیریز

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

۳-۲-۲-۲ منطقه گلپایگان

۳-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی

۱-۳-۲-۲ سنگهای خروجی

۲-۳-۲-۲ سنگهای خروجی

۱-۱-۳-۲-۲ سنگهای خروجی سری مراد

۲-۱-۳-۲-۲ کمپلکس پشت بادام

۳-۱-۳-۲-۲ کمپلکس بنه شورو

۴-۱-۳-۲-۲ سازند تاشک

۵-۱-۳-۲-۲ سازند ریزو

۶-۱-۳-۲-۲ سنگهای ماگمایی منطقه ساغند- یزد

۷-۱-۳-۲-۲ منطقه تکاب

۸-۱-۳-۲-۲ منطقه سرو

۹-۱-۳-۲-۲ ریولیت های سازند کهر

۲-۳-۲-۲ سنگهای نیمه عمیق

۳-۳-۲-۲ سنگهای نفوذی

۱-۳-۳-۲-۲ سنگ های نفوذی منطقه ساغند- یزد

۲-۳-۳-۲-۲ توده های گرانیتی سازند مراد

۳-۳-۳-۲-۲ منطقه خور

۴-۳-۳-۲-۲ گرانیت برنورد جنوب سبزوار

۵-۳-۳-۲-۲ منطقه تکاب و مریوان

۶-۳-۳-۲-۲ منطقه سرو

۴-۲-۲ ماگماتیسیم پرکامبرین در زون البرز- آذربایجان

۱-۴-۲-۲ سنگهای خروجی

۱-۱-۴-۲-۲ منطقه طالقان

۲-۱-۴-۲-۲ شیست های گرگان

۳-۱-۴-۲-۲ بندرانزلی (ماسوله)

۴-۱-۴-۲-۲ کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم

۲-۴-۲-۲ سنگهای نفوذی

۱-۲-۴-۲-۲ کوههای طالش

۲-۲-۴-۲-۲ منطقه ماکو

۵-۲-۲ ماگماتیسیم پرکامبرین در شرق ایران

۱-۵-۲-۲ سنگهای خروجی

۲-۵-۲-۲ سنگهای نفوذی

۱-۲-۵-۲-۲ منطقه قائن

۲-۲-۵-۲-۲ منطقه تربت جام

۱-۳-۲ مقدمه

۳-۲ دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۲ پراکندگی جغرافیایی سنگهای دگرگونی پرکامبرین

۱-۲-۳-۲ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در ایران مرکزی

۱-۱-۲-۳-۲ ناحیه ساغند و پشت بادام

۲-۱-۲-۳-۲ ناحیه ترود

۳-۱-۲-۳-۲ انارک

۴-۱-۲-۳-۲ منطقه تکاب

۳-۳-۲ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در زون سنندج - سیرجان

۱-۳-۳-۲ سنگ های دگرگونی منطقه نیریز

۲-۳-۳-۲ منطقه گلپایگان

۳-۳-۳-۲ سنگهای دگرگونی منطقه مریوان - مهاباد

۴-۳-۲ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در البرز

۱-۴-۳-۲ شیست های گرگان

۲-۴-۳-۲ دگرگونی های علم کوه

۲-۳-۴-۳ کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم

۲-۳-۴-۴ منطقه ماکو

۲-۳-۶ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در شرق ایران

۲-۳-۶-۱ منطقه قائن

۲-۳-۶-۲ منطقه تربت جام

فصل سوم

ماگماتیسم و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک

۳-۱ مقدمه

۳-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۲-۱-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

۳-۲-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ناحیه سنندج - سیرجان

۳-۲-۲-۱-۱ ناحیه اقلید

۳-۲-۲-۱-۲ ناحیه حاجی آباد

۳-۲-۲-۲-۱ نفوذی‌های جنوب باختری سیرجان

۳-۲-۲-۲-۲ ماگماتیسم پرمین در زون سنندج - سیرجان

۳-۲-۳ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ایران مرکزی

۳-۲-۳-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در البرز - آذربایجان

۳-۲-۳-۱-۱ کلیات

۳-۲-۳-۱-۱-۱ بازالت سلطان میدان

۳-۲-۳-۱-۱-۲ بازالت‌های سازند جیرود

۳-۲-۳-۱-۱-۳ بازالت‌های پرمین

۳-۲-۳-۱-۱-۴ نفوذی‌های تالش

۳-۲-۳-۱-۱-۵ اولترامافیک‌های باختر تبریز

۳-۲-۳-۱-۱-۶ سینیت‌های مرنند - جلفا

۳-۲-۳-۵ ماگماتیسم پالئوزوئیک در شرق ایران و مناطق شمال خاوری ایران

۳-۲-۳-۵-۱ سنگ‌های خروجی

۳-۲-۳-۵-۲ سنگ‌های نیم ژرف مشهد

۳-۲-۳-۵-۳ سنگ‌های عمیق مشهد

۳-۲-۳-۵-۴ اولترابازیک‌های مشهد

۳-۲-۳-۶ نتیجه‌گیری از ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک

- ۱-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه مشهد
- ۲-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه لاهیجان
- ۳-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک ناحیه طالش
- ۴-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه ماکو

فصل چهارم

ماگماتیسیم و دگرگونی مزوزوئیک

- ۱-۴ کلیات
- ۲-۴ سنگهای ماگمائی تفکیک نشده
- ۱-۲-۴ سنگهای آذرین نفوذی
- ۲-۲-۴ مجموعه سنگهای افیولیتی
- ۳-۲-۴ سنگهای ماگمائی دگرگونه
- ۳-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی تریاس
- ۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس
- ۱-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون سنندج - سیرجان
- ۱-۱-۳-۴ ناحیه اقلید
- ۲-۱-۳-۴ سایر سنگهای آذرین تریاس زون سنندج - سیرجان
- ۲-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون ایران مرکزی
- ۳-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون البرز - آذربایجان
- ۴-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون شرق ایران
- ۲-۳-۴ دگرگونی تریاس
- ۱-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در زون سنندج - سیرجان
- ۲-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در ایران مرکزی
- ۳-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در شرق ایران
- ۴-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی ژوراسیک
- ۱-۴-۴ مقدمه
- ۲-۴-۴ سنگهای آتشفشانی ژوراسیک
- ۳-۴-۴ توده‌های نفوذی ژوراسیک
- ۱-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک البرز
- ۲-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی
- ۳-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک بلوک لوت
- ۴-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک زون سنندج - سیرجان
- ۴-۴-۴ دگرگونی ژوراسیک

- ۴-۴-۱ دگرگونی ژوراسیک در جنوب سنندج - سیرجان
- ۴-۴-۲ دگرگونی ژوراسیک در ایران مرکزی و بلوک لوت
- ۴-۵-۵ ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
- ۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
- ۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین
- ۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی
- ۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه
- ۴-۵-۲-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری
- ۴-۵-۳ دگرگونی کرتاسه
- ۴-۶-۶ دگرگونی و ماگماتیسم مزوزوئیک در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان
- ۴-۶-۱ چینه‌شناسی مزوزوئیک
- ۴-۶-۲ ماگماتیسم
- ۴-۶-۳ تکتونیک و دگرشکلی در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان
- ۴-۶-۴ جمع‌بندی داده‌ها
- ۴-۶-۶-۱ ژوراسیک میانی - پسین
- ۴-۶-۶-۲ ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین
- ۴-۶-۶-۳ کرتاسه میانی - بالایی

فصل پنجم

ماگماتیسم و دگرگونی سنوزوئیک (ترشیری)

- ۵-۱ کلیات
- ۵-۲ ماگماتیسم ترشیری
- ۵-۲-۱ ولکانیسم ترشیری
- ۵-۲-۱-۱ ولکانیسم پالئوژن
- ۵-۲-۱-۲ ولکانیسم پالئوسن
- ۵-۲-۱-۲-۱ ماگماتیسم ائوسن
- ۵-۲-۱-۲-۲ ولکانیسم الیگومیوسن
- ۵-۲-۱-۲-۳ ولکانیسم نئوژن
- ۵-۲-۱-۲-۴ ولکانیسم میوسن
- ۵-۲-۱-۲-۵ ولکانیسم پلیوسن
- ۵-۲-۲ پلوتونیسم ترشیری
- ۵-۲-۲-۱ توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن
- ۵-۲-۲-۲ زون البرز
- ۵-۲-۲-۳ زون آذربایجان

۳-۱-۲-۲-۵ زون سنندج - سیرجان

۴-۱-۲-۲-۵ زون شرق ایران

۵-۱-۲-۲-۵ زون ایران مرکزی

۲-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن

۳-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی پلیوسن

۳-۵ دگرگونی ترشیری

فصل ششم

ولکانیسم کواترنری

۱-۶ کلیات

۲-۶ آتشفشان دماوند

۳-۶ سنگهای آتشفشانی بازیک کواترنر در منطقه آذربایجان

۱-۳-۶ آتشفشان سهند

۱-۱-۳-۶ سهند از نظر مراکز آتشفشانی

۲-۱-۳-۶ نتیجه گیری

۲-۳-۶ آتشفشان سبلان

۱-۲-۳-۶ فازهای آتشفشانی سبلان

۲-۲-۳-۶ سری های آتشفشانی در کوه سبلان

۳-۲-۳-۶ تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان

۳-۳-۶ آتشفشانهای کواترنر در منطقه تکاب - قروه

۴-۳-۶ ولکانیسم لامپروئیتی قلعه حسنعلی راین

۵-۳-۶ فعالیت آتشفشانی خاور و جنوب خاوری ایران

۱-۵-۳-۶ آتشفشان تفتان

۱-۱-۵-۳-۶ ساختمان زمین شناسی تفتان

۲-۱-۵-۳-۶ تحولات ماگمایی آتشفشان تفتان

۶-۳-۶ آتشفشانهای بازالتی پیرامون تفتان

۷-۳-۶ آتشفشان بزمان

فصل اول

کلیات

۱-۱ نگاهی اجمالی بر پتروژنز سنگ های آذرین و دگرگونی

هرگاه بخواهیم از ماگماتیسم و دگرگونی هر منطقه صحبت به میان آوریم، لازم است در ابتدا جایگاه ژئودینامیکی انواع ماگماتیسم و دگرگونی را بخوبی دانسته و سپس بر این اساس به تبیین جایگاه زمین شناختی منطقه مورد نظر پرداخته شود. از آنجایی که مبحث مذکور در دروس متعددی مورد بحث و بررسی قرار گرفته است، لذا در اینجا تنها به ذکر مطالبی چند بصورت فهرست وار پرداخته می شود.

سنگ های آذرین در موقعیت های تکتونیکی مختلفی تشکیل می گردند که از مهم ترین آن ها می توان به موارد ذیل

اشاره نمود (شکل ۱-۱):

۱- پشته میان اقیانوسی

۲- ریفت های درون قاره ای

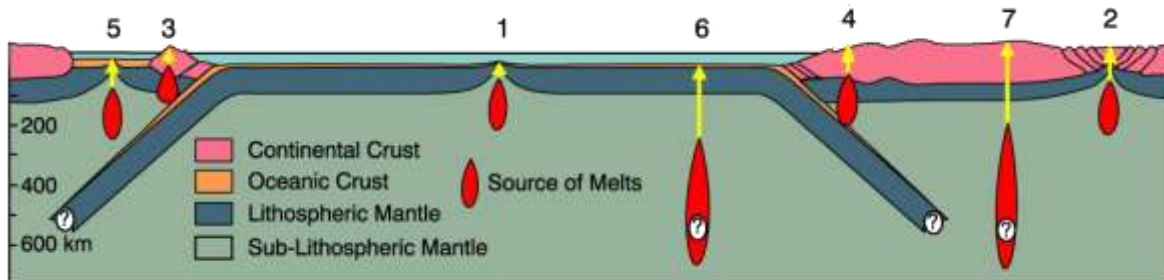
۳- جزایر قوسی

۴- حواشی فعال قاره ای

۵- حوضه های پشت قوسی

۶- بازالت های جزایر اقیانوسی

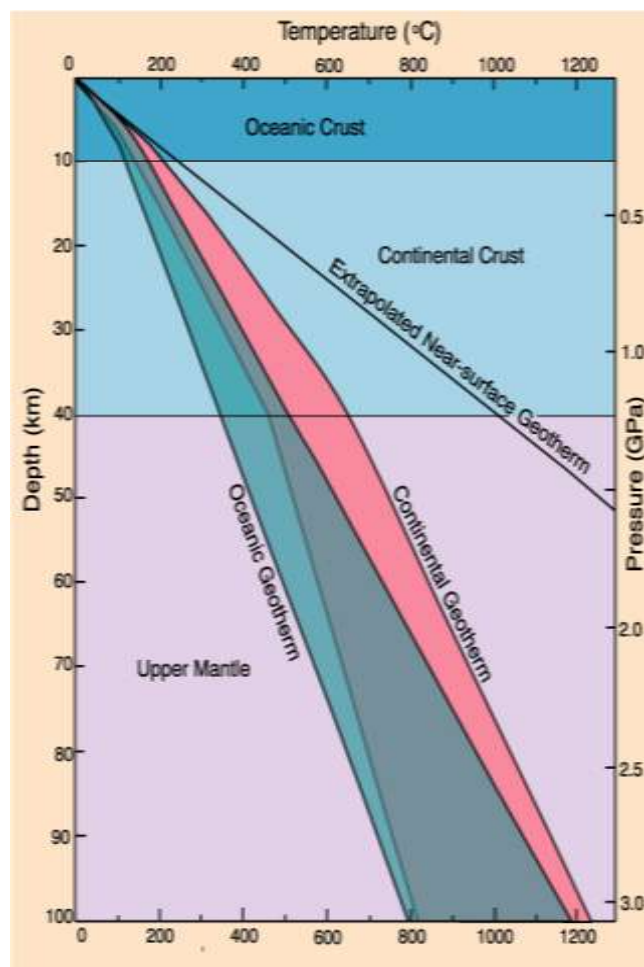
۷- فعالیت های غیر عادی درون قاره ای



شکل ۱-۱ موقعیت های مختلف تکتونیکی سنگ های آذرین. ۱- پشته میان اقیانوسی، ۲- ریفتهای درون قاره ای، ۳- جزایر قوسی، ۴- حواشی فعال قاره ای، ۵- حوضه های پشت قوسی، ۶- بازالتهای جزایر اقیانوسی، ۷- فعالیت های غیر عادی درون قاره ای.

در هر یک از انواع موقعیت های تکتونیکی مذکور، انواع گوناگون و خاصی از سنگ های آذرین تشکیل می گردند که از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی با یکدیگر متفاوتند و همین امر تا حدود زیادی می تواند در تبیین جایگاه ژئودینامیکی انواع سنگ های مذکور به ما کمک نماید.

در تشکیل انواع سنگ های دگرگونی، دو عامل فشار و دما نقش بسیار مهمی را ایفا می کنند. با افزایش اندک عمق، شیب زمین گرمایی (گرادیان ژئوترمال) در بخش پوسته قاره ای و پوسته اقیانوسی زمین به میزان قابل ملاحظه ای افزایش می یابد (حدود ۳۰ درجه سانتیگراد در هر کیلومتر) که با افزایش بیشتر عمق، این شیب به میزان قابل توجهی کاهش می یابد؛ بطوری که مقدار متوسط شیب زمین گرمایی از سطح به مرکز زمین بالغ بر حدود یک درجه سانتیگراد در هر کیلومتر است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۲ تخمین تغییرات ژئوترم اقیانوسی و قاره ای تا عمق ۱۰۰ کیلومتری که بر اساس اندازه گیری جریان گرمایی در نزدیک سطح زمین، حد بالایی و پایینی ژئوترم ها نشان داده شده است (نقل از اسکلاتر و همکاران، ۱۹۸۰).

تقسیم بندی انواع دگرگونی بر دو مبنای مختلف می تواند صورت پذیرد که عبارتند از:

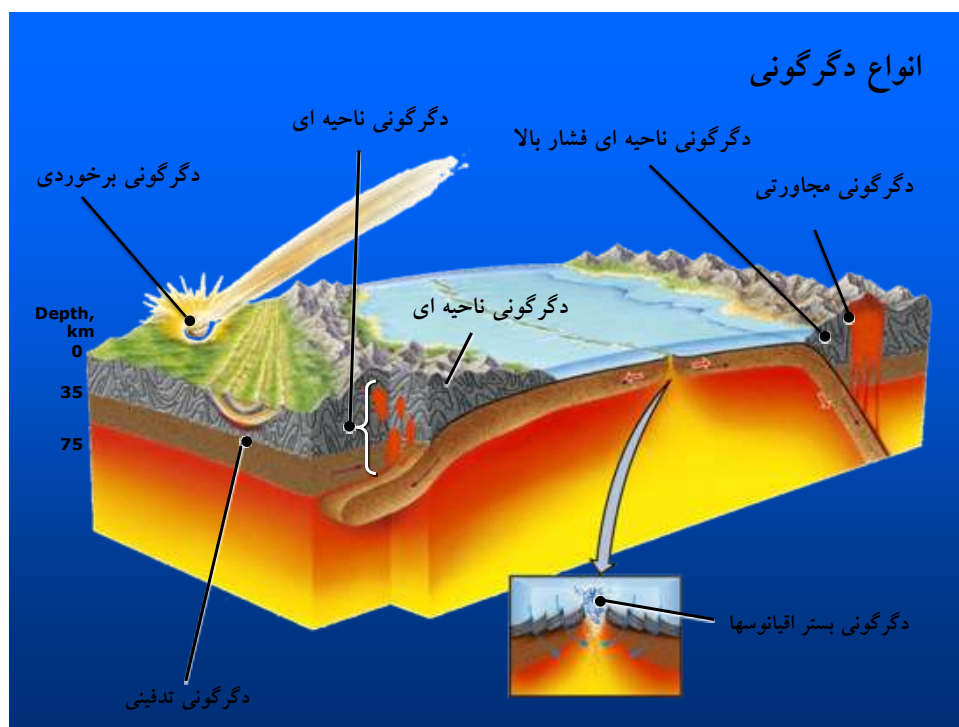
الف) تقسیم بندی بر مبنای فرایندها یا عوامل اصلی دگرگون ساز شامل:

- ۱) دگرگونی دینامیکی
- ۲) دگرگونی حرارتی
- ۳) دگرگونی دینامیکی - حرارتی

ب) تقسیم بندی بر مبنای جایگاه

- ۱) دگرگونی مجاورتی
 - پیرومتامورفیسم
- ۲) دگرگونی ناحیه ای
 - دگرگونی اوروژنیک
 - دگرگونی دفنی
 - دگرگونی کف اقیانوس
- ۳) دگرگونی هیدروترمال
- ۴) دگرگونی زون های گسلی
- ۵) دگرگونی برخوردی

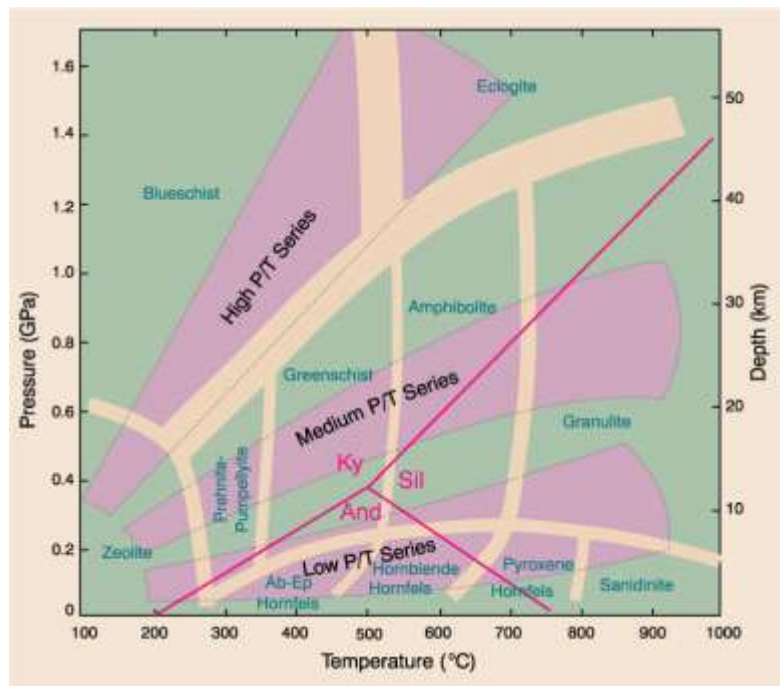
در شکل ۱-۳ انواع دگرگونی و موقعیت های خاص زمین شناختی و ژئودینامیکی آن ها نشات داده شده است.



شکل ۱-۳ انواع دگرگونی و موقعیت های خاص زمین شناختی و ژئودینامیکی آن ها.

از جمله مباحث مهم در پترولوژی سنگ های دگرگونی، سری های رخساره ای است. در تقسیم بندی میاشیرو (۱۹۶۱، ۱۹۷۳، ۱۹۹۴) پنج سری رخساره ای بر اساس میزان درجه حرارت و فشار تشخیص داده شده است که عبارتند از (شکل ۱-۴):

- ۱) سری های رخساره ای مجاورتی (فشار بسیار پایین)
- ۲) سری های رخساره ای بوچان یا ابوکوما (ناحیه ای فشار پایین)
- ۳) سری های رخساره ای بارووین (ناحیه ای فشار متوسط)
- ۴) سری های رخساره ای سانباگوا (فشار بالا- دما متوسط)
- ۵) سری های رخساره ای فرانسيسکن (فشار بالا- دما پایین)



شکل ۱-۴ نمودار دما- فشار که بر روی آن انواع رخساره های دگرگونی نمایش داده شده است.

۲-۱ تکامل ایران در طول زمان

کشوری که امروزه بنام ایران شناخته می شود، از دیدگاه زمین شناسی، بخشی از قاره های زمین است که تکامل آن، بی ارتباط به تکامل قاره های دیگر نیست. تاریخچه زمین شناسی ایران را می توان بعنوان بخشی از ابر قاره های موجود در ابتدای تشکیل پوسته و تحولات بعدی آنها، خلاصه کرد.

در طول تاریخ زمین، قاره ها و اقیانوسهای متعددی بوجود آمده یا از بین رفته اند. در همین مسیر، سرزمینی بنام ایران از بهم پیوستن بخشهای مختلف، ایجاد شده است. بدون تردید، ماگماتیسم و دگرگونی این کشور پهناور، در ارتباط با تحولات مذکور است. در این مبحث بطور خلاصه تکامل ابرقاره های قدیمی و وضعیت تکوین اقیانوس های مابین آنها تا رسیدن به وضعیت کنونی، در قالب اشکال متوالی به نمایش گذاشته خواهد شد.

اقیانوس های بین قاره های قدیمی تحت عنوان اقیانوس های تتیس نامیده شده اند و یکی از بهترین مطالعات انجام شده در خصوص اقیانوس های تتیس توسط اشتامپفلی (Stampfli, 2000) صورت پذیرفته است. هنوز ابهاماتی در مورد اینکه در هر زمان زمین شناسی، کدامیک از تتیسها گسترش داشته اند، وجود دارد. بر اساس مطالعات انجام شده چهار اقیانوس تتیس از زمان ۱/۷ میلیارد سال پیش وجود داشته اند که عبارتند از:

۲) پالئوتتیس: اقیانوس پالئوزوئیک در شمال قاره های کیمیرین

۳) نئوتتیس: اقیانوس پالئوزوئیک - مزوزوئیک واقع در جنوب قاره های کیمیرین

۴) تتیس آلپی: اقیانوس ژوراسیک میانی

در اینجا بطور خلاصه به تشریح نحوه و زمان باز شدگی و بسته شدن اقیانوس های مذکور و تبیین جایگاه زمین شناختی ایران و موقعیت آن در ابرقاره های قدیمی می پردازیم.

۱) اقیانوس پروتوتتیس: در زمان اردوئیسین آغازی (۴۹۰ م ق) بالتیک و سیبری از بخش آمریکای جنوبی گندوانا یا از بخش هندی گندوانا جدا شد. این جدایش منجر به تشکیل پروتوتتیس گردید (شکل ۱-۵). در زمان جدایش این قاره ها و تشکیل پروتوتتیس، ایران در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته است.

۲) اقیانوس پالئوتتیس: در زمان دونین میانی (۳۸۰ م ق) بخش دیگری از قاره گندوانا جدا شده و به سمت لوراسیا حرکت کرده و بدین طریق اقیانوس پالئوتتیس متولد می شود (شکل ۱-۶).

۳) اقیانوس نئوتتیس: در زمان پرمین آغازین (۲۸۰ م ق) و یا به عبارتی در مرز بین کربونیفر- پرمین (۲۹۰ م ق) ایران در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار داشت، اما شکافهایی در امتداد زاگرس کنونی ایجاد می شود که شرایط جدا شدن بخش دیگری از گندوانا را فراهم می کند. در این زمان است که اقیانوس نئوتتیس شروع به باز شدن می کند (شکل ۱-۷).

۴) گسترش نئوتتیس و آغاز بسته شدن پالئوتتیس: در مرز بین پرمین و تریاس (۲۴۸ م ق) ایران از قاره گندوانا جدا شده است و اقیانوس نئوتتیس بین ایران و صفحه عربی تشکیل می شود. در ای زمان است که اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن کرده و کم کم از بین می رود (شکل ۱-۸). در شکل ۱-۹ ادامه گسترش اقیانوس نئوتتیس و بسته شدن بیشتر اقیانوس پالئوتتیس در لادنین (۲۳۰ م ق) نشان داده شده است.

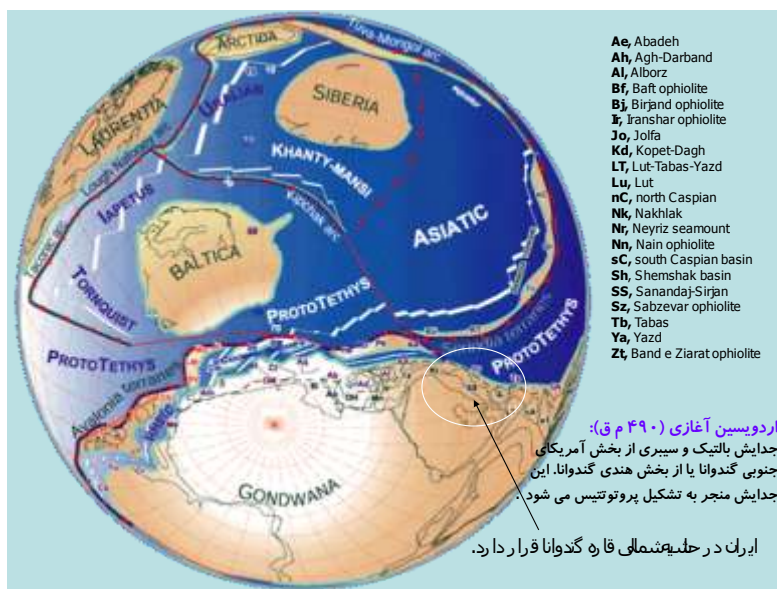
۵) بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتتیس و بیشترین گسترش اقیانوس نئوتتیس: در زمان نورین آغازین (۲۲۰ م ق) پالئوتتیس بسته شده و صفحه ایران به صفحه توران برخورد می کند. در این زمان، اقیانوس نئوتتیس به بیشترین گسترش خود رسیده است (شکل ۱-۱۰).

۶) تشکیل اقیانوس آلپی: در زمان سینمورین (۲۰۰ م ق) اقیانوس آلپی در بخش شمال غرب اقیانوس نئوتتیس شروع به تشکیل می کند (شکل ۱-۱۱).

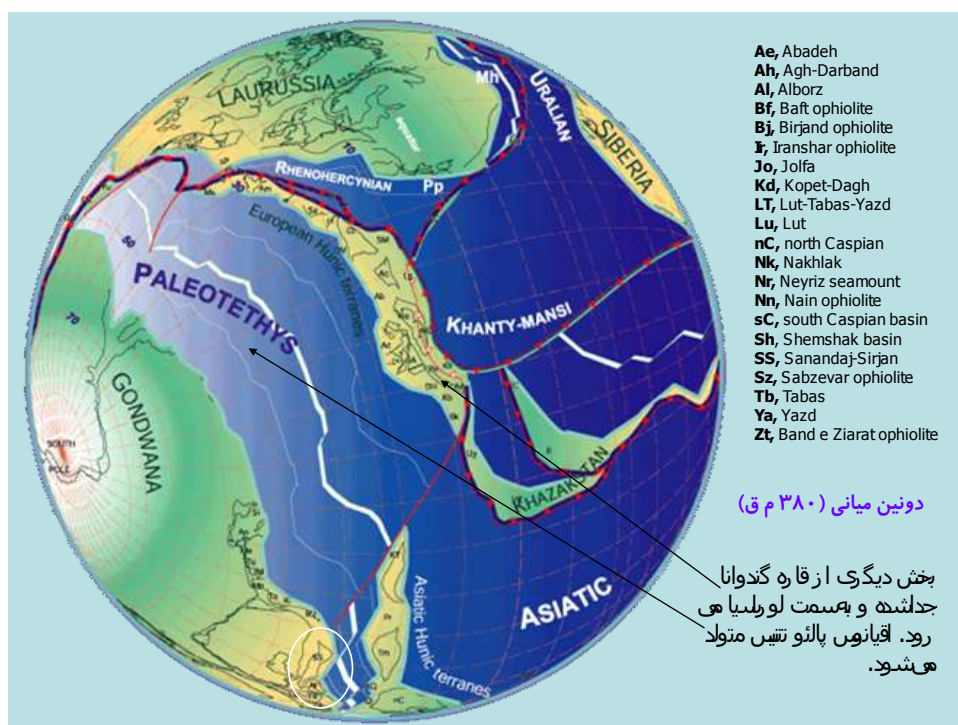
۷) گسترش اقیانوس آلپی و آغاز تشکیل اقیانوس اطلس و هند: در زمان آکسفوردین (۱۵۶ م ق) اقیانوس آلپی گسترش می یابد. بعلاوه شکافهایی در گندوانا ایجاد شده و زمینه تشکیل اقیانوس اطلس و هند فراهم می شود. در این زمان، فرورانش در حاشیه شمالی نئوتتیس آغاز شده است (شکل ۱-۱۲). در شکل ۱-۱۳ ادامه گسترش اقیانوس آلپی و هند و اطلس و نیز ادامه فرورانش نئوتتیس به زیر پوسته ایران زمین نشان داده شده است.

۸) بسته شدن اقیانوس آلپی: در زمان سانتونین (۸۴ م ق) نئوتتیس کوچک و کوچکتر شده و اقیانوس های هند و اطلس گسترش می یابند. اقیانوس آلپی نیز بسته می شود و زمینه تشکیل کوههای آلپ - هیمالیا فراهم می گردد (شکل ۱-۱۴). در شکل ۱-۱۵ وضعیت قاره ها در زمان ماستریشتن (۶۹ م ق) نشان داده شده است.

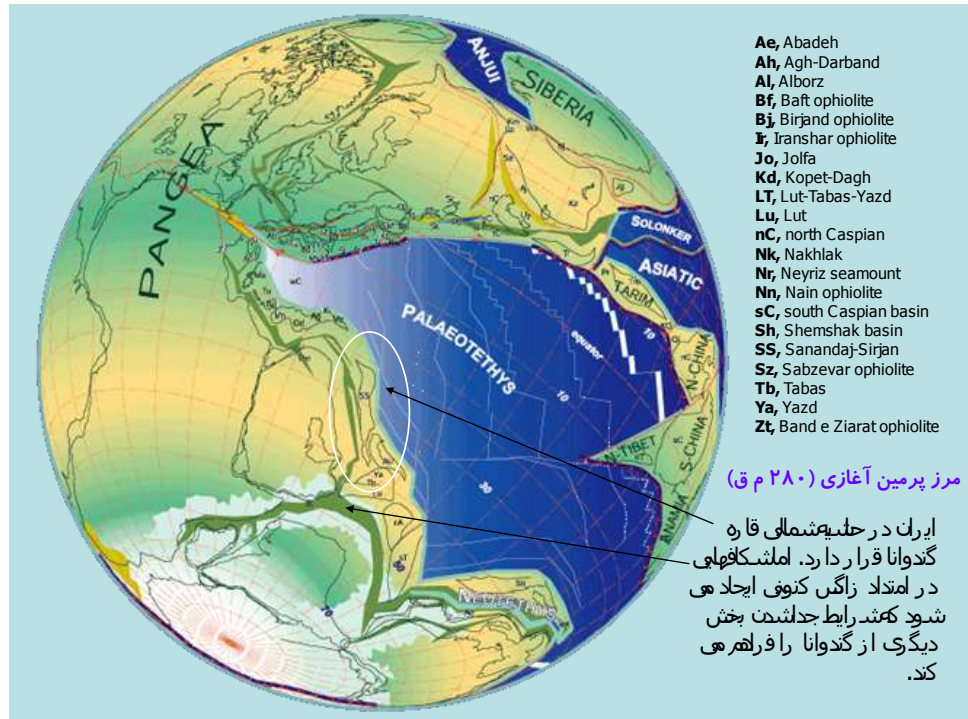
۹) عهد حاضر: با توجه به فرایندهای زمین شناسی، نهایتا کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا، به شکل کنونی خود دست یافت. نئوتتیس بسته شده و صفحه عربی به صفحه ایران برخورد کرده و کوههای زاگرس شکل گرفته اند (اشکال ۱-۱۶ و ۱-۱۷).



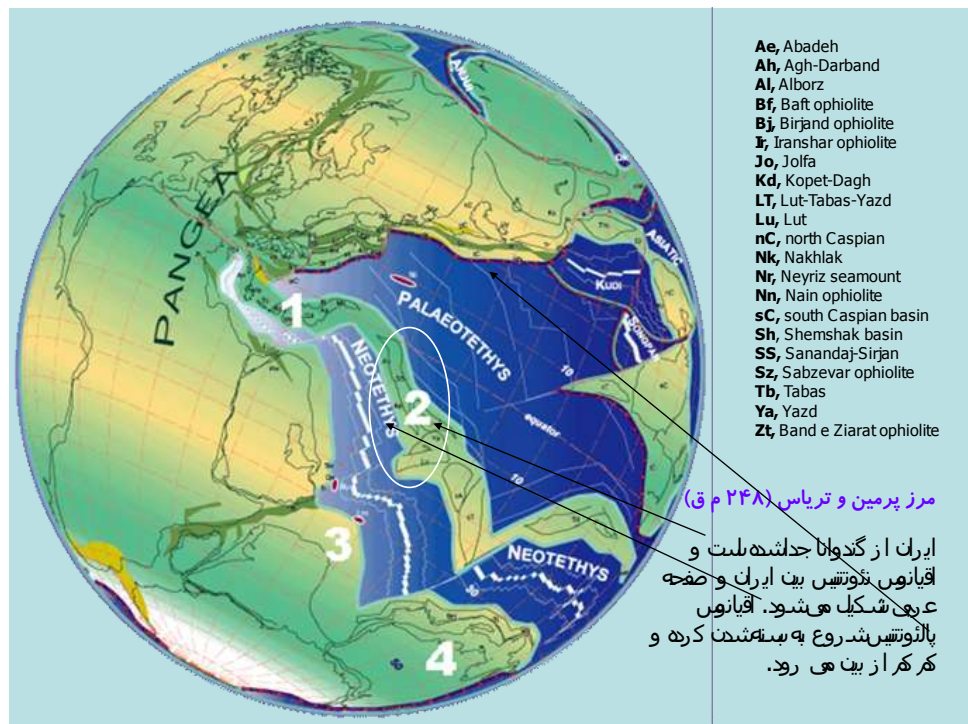
شکل ۱-۵



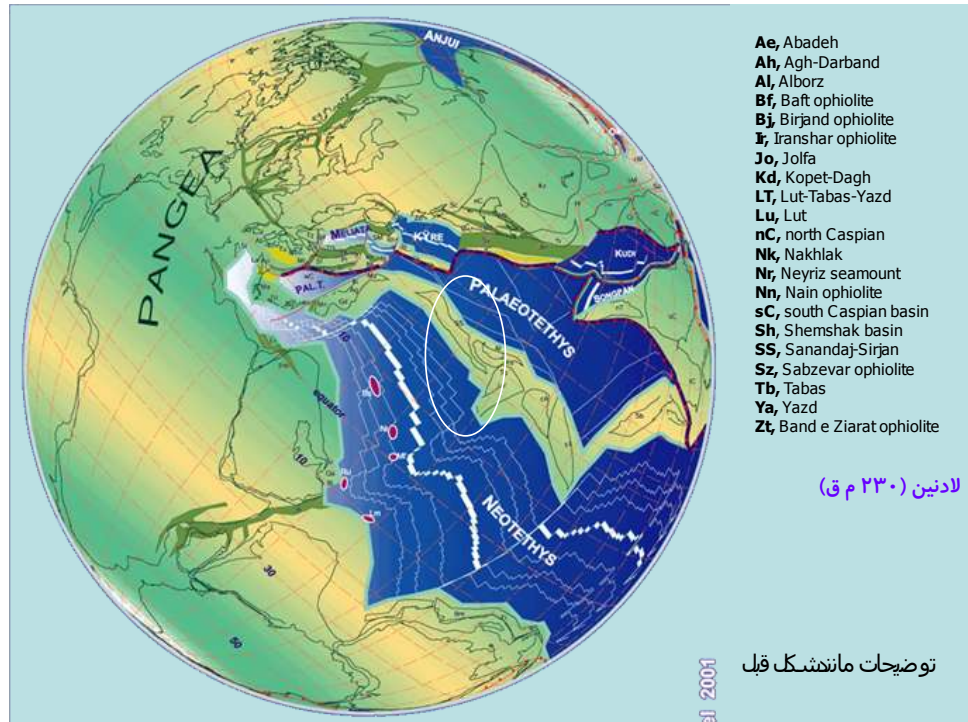
شکل ۱-۶



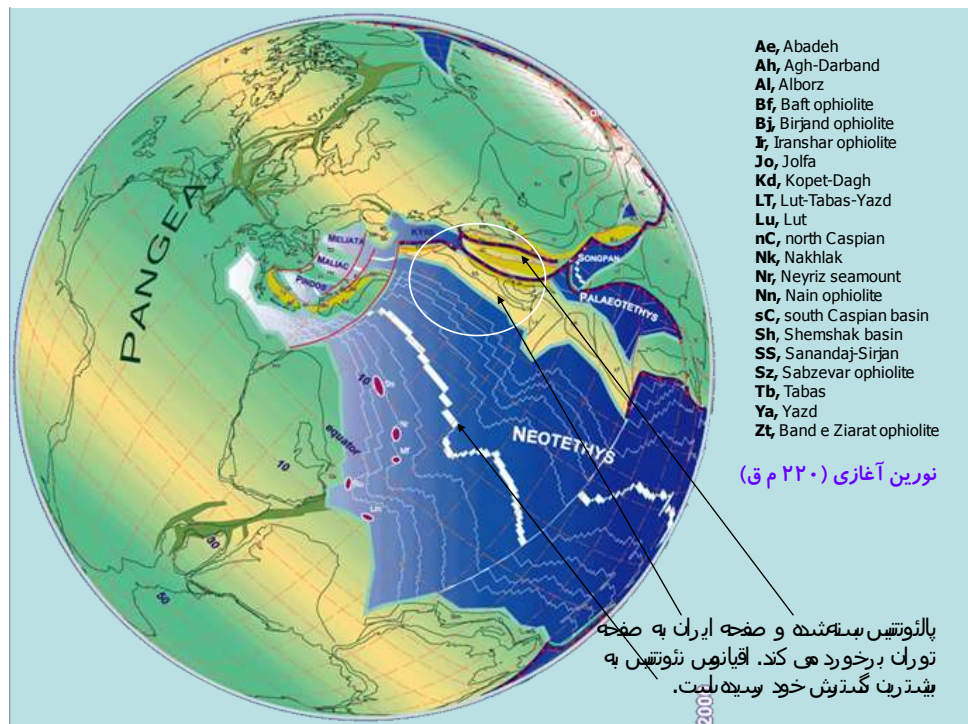
شکل 7-1



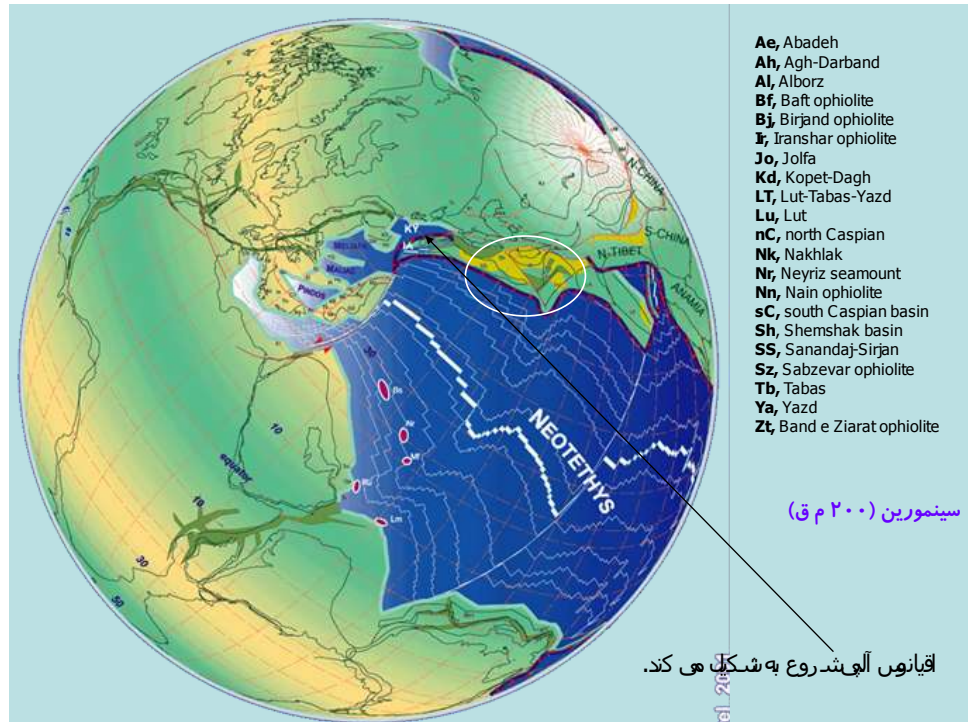
شکل 8-1



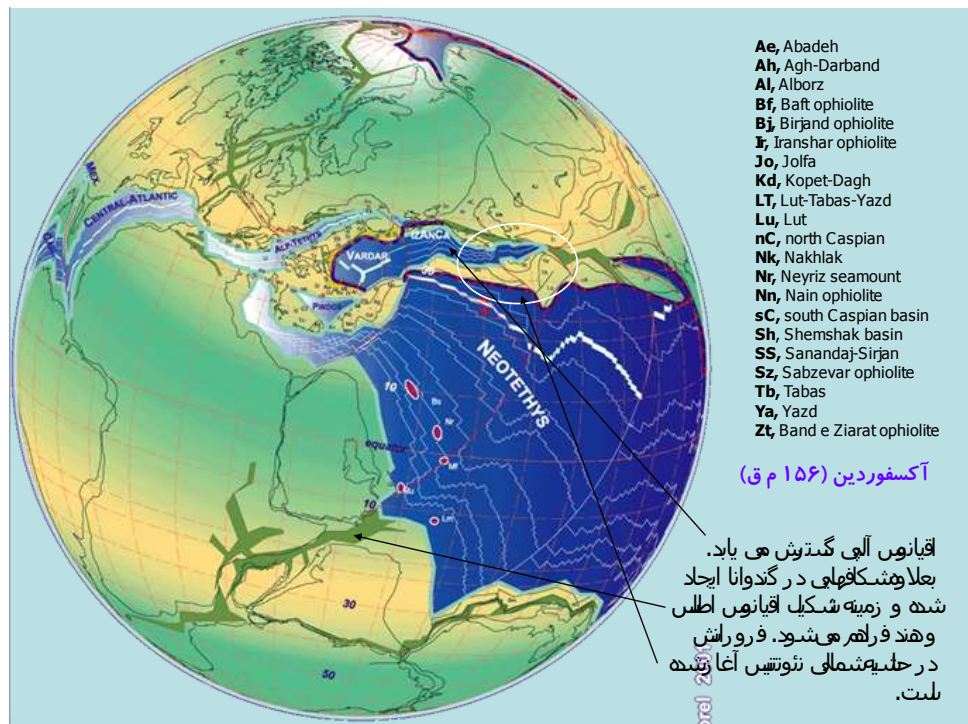
شکل 9-1



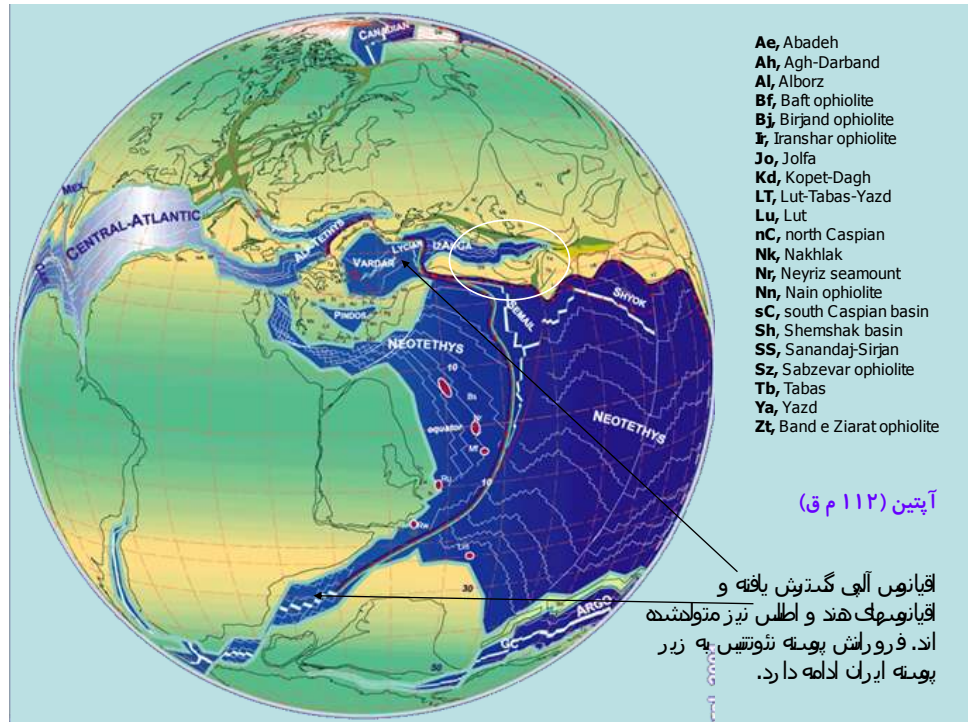
شکل 10-1



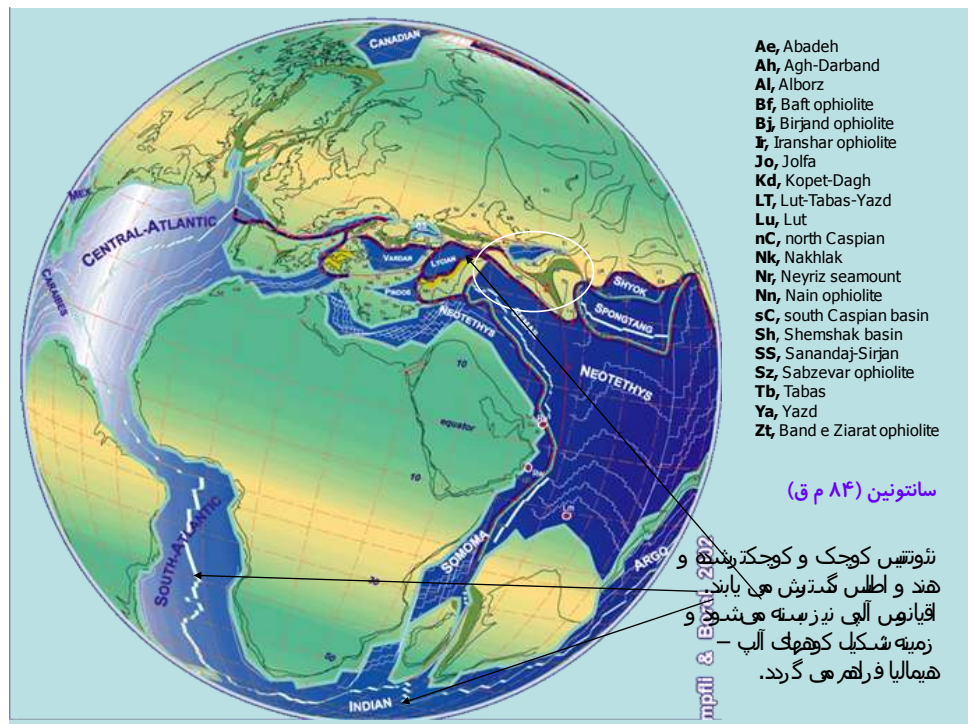
شکل 11-1



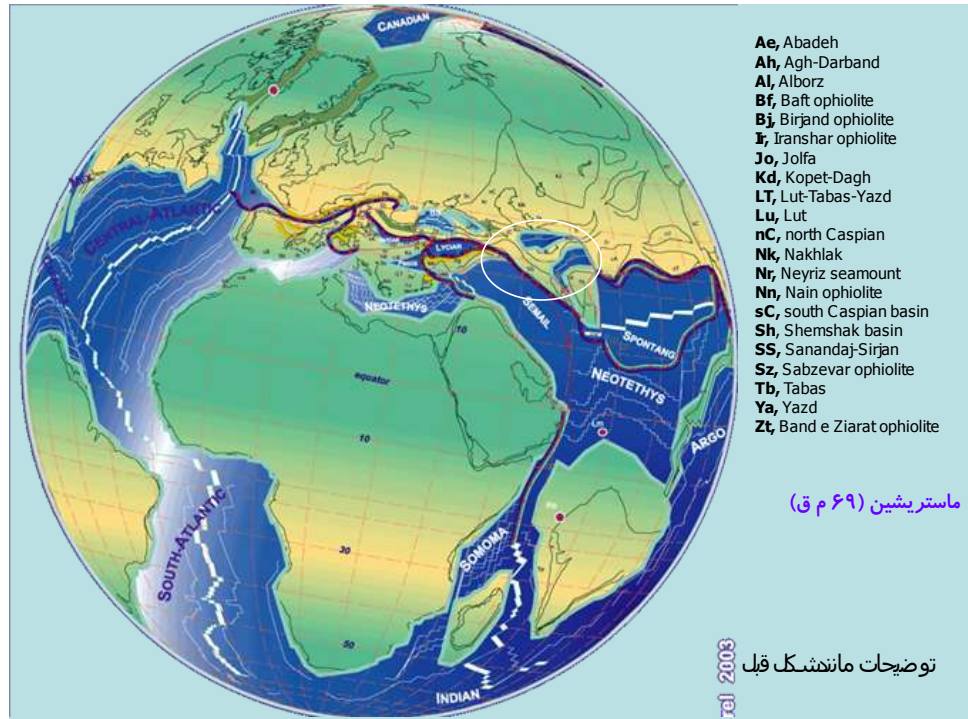
شکل 12-1



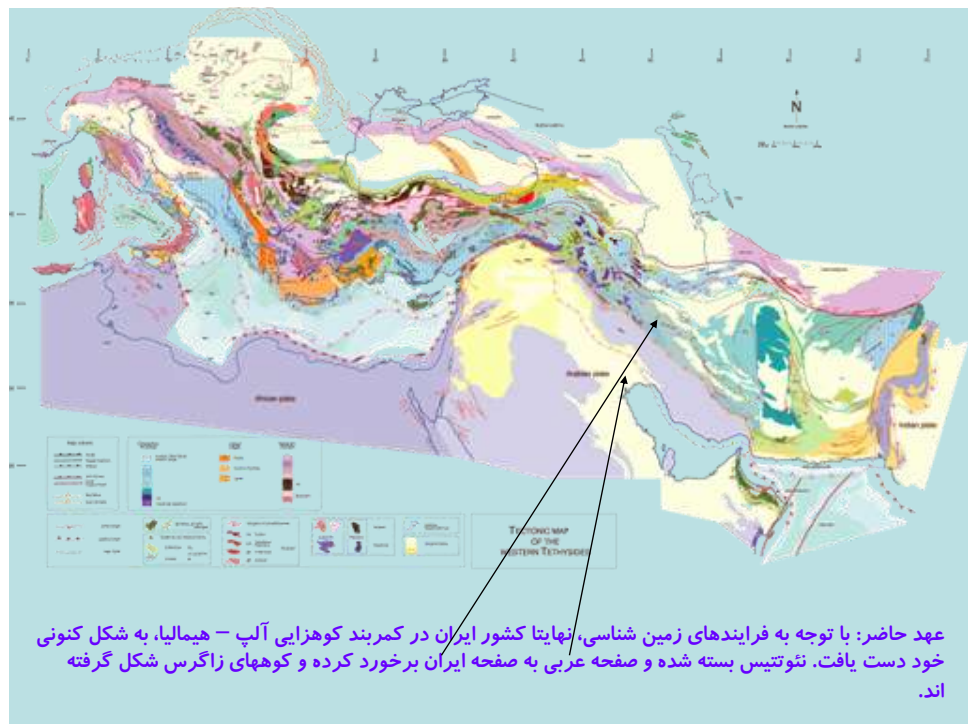
شکل 13-1



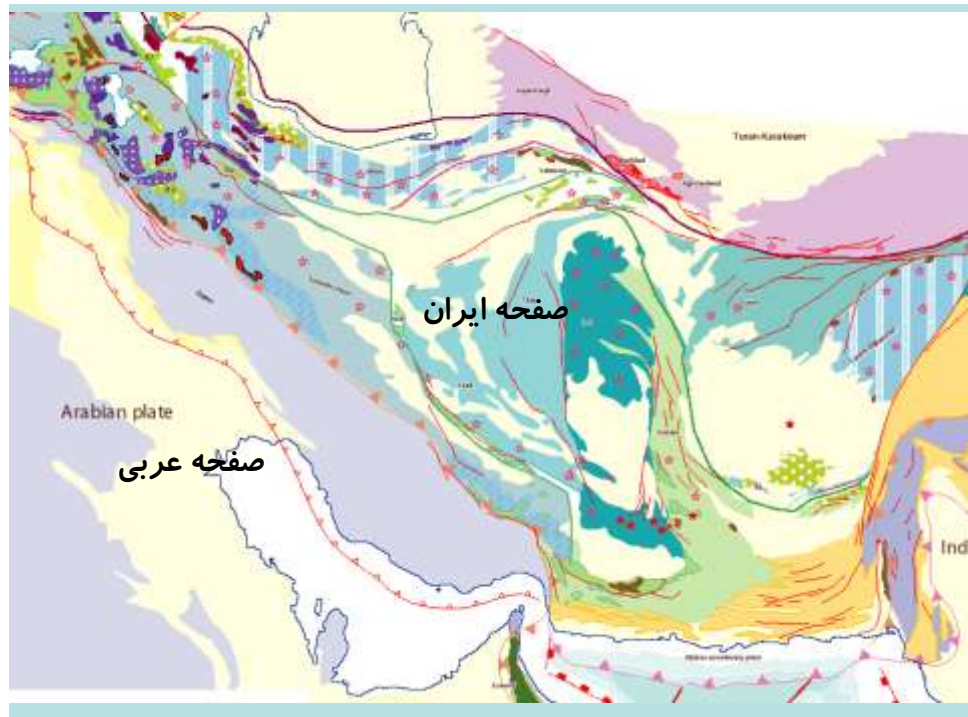
شکل 14-1



شکل 15-1

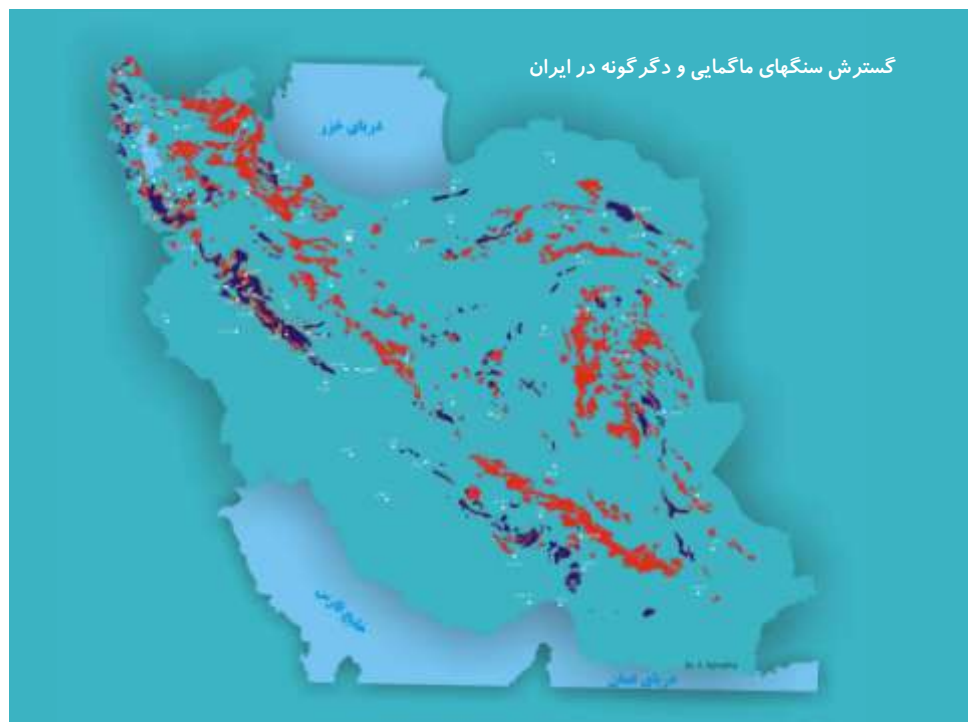


شکل 16-1



شکل 1-17 موقعیت صفحه ایران و صفحه عربی در عهد حاضر.

در شکل 1-18 گسترش سنگ های ماگمایی و دگرگونی ایران در دوران های مختلف زمین شناسی آورده شده است.



شکل 1-18 گسترش سنگ های ماگمایی و دگرگونی ایران در دوران های مختلف زمین شناسی.

دانشگاه پیام نور

ماگماتیسیم و دگرگونی ایران

مولفان

دکتر علی اکبر بهاری فر

دکتر علیرضا نجف زاده

تابستان ۱۳۹۰

فهرست مطالب

فصل اول

مقدمه و کلیات

۱-۱ مروری بر پتروژنز آذرین و دگرگونی

۲-۱ منشاء و ارزش داده ها در زمین شناسی ایران

۳-۱ تکامل ایران در طول زمان

۴-۱ ماگماتیسم و دگرگونی ایران در یک نگاه

فصل دوم

ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین

۱-۲ مقدمه

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۱-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۱-۱-۲-۲ ماگماتیسم سازند هرمز

۲-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون سنندج- سیرجان

۱-۲-۲-۲ منطقه نیریز

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

۳-۲-۲-۲ منطقه گلپایگان

۳-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی

۱-۳-۲-۲ سنگهای خروجی

۲-۳-۲-۲ سنگهای خروجی

۲-۲-۳-۱-۱ سنگهای خروجی سری مراد

۲-۲-۳-۱-۲ کمپلکس پشت بادام

۲-۲-۳-۱-۳ کمپلکس بنه شورو

۲-۲-۳-۱-۴ سازند تاشک

۲-۲-۳-۱-۵ سازند ریزو

۲-۲-۳-۱-۶ سنگهای ماگمایی منطقه ساغند- یزد

۲-۲-۳-۱-۷ منطقه تکاب

۲-۲-۳-۱-۸ منطقه سرو

۲-۲-۳-۱-۹ ریولیت های سازند کهر

۲-۲-۳-۲ سنگهای نیمه عمیق

۲-۲-۳-۳ سنگهای نفوذی

۲-۲-۳-۱-۱ سنگ های نفوذی منطقه ساغند- یزد

۲-۲-۳-۲-۲ توده های گرانیتی سازند مراد

۲-۲-۳-۳-۳ منطقه خور

۲-۲-۳-۳-۴ گرانیت برنورد جنوب سبزوار

۲-۲-۳-۳-۵ منطقه تکاب و مریوان

۲-۲-۳-۳-۶ منطقه سرو

۲-۲-۴-۲-۴ ماگماتیسم پرکامبرین در زون البرز- آذربایجان

۲-۲-۴-۱-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۴-۱-۱ منطقه طالقان

۲-۲-۴-۱-۲ شیست های گرگان

۲-۲-۴-۱-۳ بندرانزلی (ماسوله)

۲-۳-۴ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در البرز

۲-۳-۴-۱ شیست‌های گرگان

۲-۳-۴-۲ دگرگونی‌های علم کوه

۲-۳-۴-۳ کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم

۲-۳-۴-۴ منطقه ماکو

۲-۳-۶ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در شرق ایران

۲-۳-۶-۱ منطقه قائن

۲-۳-۶-۲ منطقه تربت جام

فصل سوم

ماگماتیسم و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک

۳-۱ مقدمه

۳-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

۳-۲-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ناحیه سنندج - سیرجان

۳-۲-۲-۱ ناحیه اقلید

۳-۲-۲-۲ ناحیه حاجی آباد

۳-۲-۲-۳ نفوذی‌های جنوب باختری سیرجان

۳-۲-۲-۴ ماگماتیسم پرمین در زون سنندج - سیرجان

۳-۲-۳ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ایران مرکزی

۳-۲-۴ ماگماتیسم پالئوزوئیک در البرز - آذربایجان

۳-۲-۴-۱ کلیات

۳-۲-۴-۲ بازالت سلطان میدان

۳-۲-۴-۳ بازالت‌های سازند جیروود

۳-۲-۴-۴ بازالت‌های پرمین

۳-۲-۴-۵ نفوذی‌های تالش

۳-۲-۴-۶ اولترامافیک‌های باختر تبریز

۳-۲-۴-۷ سینیت‌های مرنند - جلفا

۳-۲-۵ ماگماتیسم پالئوزوئیک در شرق ایران و مناطق شمال خاوری ایران

۳-۲-۵-۱ سنگ‌های خروجی

- ۲-۵-۲-۳ سنگهای نیم ژرف مشهد
- ۳-۵-۲-۳ سنگ های عمیق مشهد
- ۴-۵-۲-۳ اولترابازیک های مشهد
- ۶-۲-۳ نتیجه گیری از ماگماتیسیم پالئوزوئیک
- ۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک
- ۱-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه مشهد
- ۲-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه لاهیجان
- ۳-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک ناحیه طالش
- ۴-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه ماکو

فصل چهارم

ماگماتیسیم و دگرگونی مزوزوئیک

- ۱-۴ کلیات
- ۲-۴ سنگهای ماگماتی تفکیک نشده
- ۱-۲-۴ سنگهای آذرین نفوذی
- ۲-۲-۴ مجموعه سنگهای افیولیتی
- ۳-۲-۴ سنگهای ماگماتی دگرگونه
- ۳-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی تریاس
- ۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس
- ۱-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون سنندج- سیرجان
- ۱-۱-۳-۴ ناحیه اقلید
- ۲-۱-۳-۴ سایر سنگهای آذرین تریاس زون سنندج- سیرجان
- ۲-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون ایران مرکزی
- ۳-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون البرز- آذربایجان
- ۴-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون شرق ایران
- ۲-۳-۴ دگرگونی تریاس
- ۱-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در زون سنندج - سیرجان
- ۲-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در ایران مرکزی
- ۳-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در شرق ایران
- ۴-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی ژوراسیک
- ۱-۴-۴ مقدمه
- ۲-۴-۴ سنگهای آتشفشانی ژوراسیک
- ۳-۴-۴ توده های نفوذی ژوراسیک

۴-۴-۳-۱ نفوذی‌های ژوراسیک البرز
۴-۴-۳-۲ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی
۴-۴-۳-۳ نفوذی‌های ژوراسیک بلوک لوت
۴-۴-۳-۴ نفوذی‌های ژوراسیک زون سنندج - سیرجان

۴-۴-۴ دگرگونی ژوراسیک
۴-۴-۱ دگرگونی ژوراسیک در جنوب سنندج - سیرجان
۴-۴-۲ دگرگونی ژوراسیک در ایران مرکزی و بلوک لوت
۴-۵-۵ ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین
۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی
۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه
۴-۵-۲-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری
۴-۵-۳ دگرگونی کرتاسه
۴-۶-۶ دگرگونی و ماگماتیسم مزوزوئیک در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان
۴-۶-۱ چینه‌شناسی مزوزوئیک
۴-۶-۲ ماگماتیسم
۴-۶-۳ تکنونیک و دگرشکلی در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان
۴-۶-۴ جمع‌بندی داده‌ها
۴-۶-۴-۱ ژوراسیک میانی - پسین
۴-۶-۴-۲ ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین
۴-۶-۴-۳ کرتاسه میانی - بالایی

فصل پنجم

ماگماتیسم و دگرگونی سنوزوئیک (ترشیری)

۵-۱ کلیات
۵-۲ ماگماتیسم ترشیری
۵-۲-۱ ولکانیسم ترشیری
۵-۲-۱-۱ ولکانیسم پالئوژن
۵-۲-۱-۱-۲ ولکانیسم پالئوسن
۵-۲-۱-۱-۲-۱ ماگماتیسم ائوسن
۵-۲-۱-۱-۲-۲ ولکانیسم الیگومیوسن
۵-۲-۱-۲ ولکانیسم نئوژن
۵-۲-۱-۲-۱ ولکانیسم میوسن

- ۲-۲-۱-۲-۵ ولکانیسم پلیوسن
- ۲-۲-۵ پلوتونیسم ترشیری
- ۱-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن
- ۱-۱-۲-۲-۵ زون البرز
- ۲-۱-۲-۲-۵ زون آذربایجان
- ۳-۱-۲-۲-۵ زون سندج - سیرجان
- ۴-۱-۲-۲-۵ زون شرق ایران
- ۵-۱-۲-۲-۵ زون ایران مرکزی
- ۲-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن
- ۳-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی پلیوسن
- ۳-۵ دگرگونی ترشیری

فصل ششم ولکانیسم کواترنری

- ۱-۶ کلیات
- ۲-۶ آتشفشان دماوند
- ۳-۶ سنگهای آتشفشانی بازیک کواترنر در منطقه آذربایجان
- ۱-۳-۶ آتشفشان سهند
- ۱-۱-۳-۶ سهند از نظر مراکز آتشفشانی
- ۲-۱-۳-۶ نتیجه گیری
- ۲-۳-۶ آتشفشان سبلان
- ۱-۲-۳-۶ فازهای آتشفشانی سبلان
- ۲-۲-۳-۶ سری های آتشفشانی در کوه سبلان
- ۳-۲-۳-۶ تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان
- ۳-۳-۶ آتشفشانهای کواترنر در منطقه تکاب - قروه
- ۴-۳-۶ ولکانیسم لامپروئیتی قلعه حسنعلی راین
- ۵-۳-۶ فعالیت آتشفشانی خاور و جنوب خاوری ایران
- ۱-۵-۳-۶ آتشفشان تفتان
- ۱-۱-۵-۳-۶ ساختمان زمین شناسی تفتان
- ۲-۱-۵-۳-۶ تحولات ماگمایی آتشفشان تفتان
- ۶-۳-۶ آتشفشانهای بازالتی پیرامون تفتان
- ۷-۳-۶ آتشفشان بزمان

فصل دوم

ماگماتیسیم و دگرگونی پرکامبرین

۱-۲ مقدمه

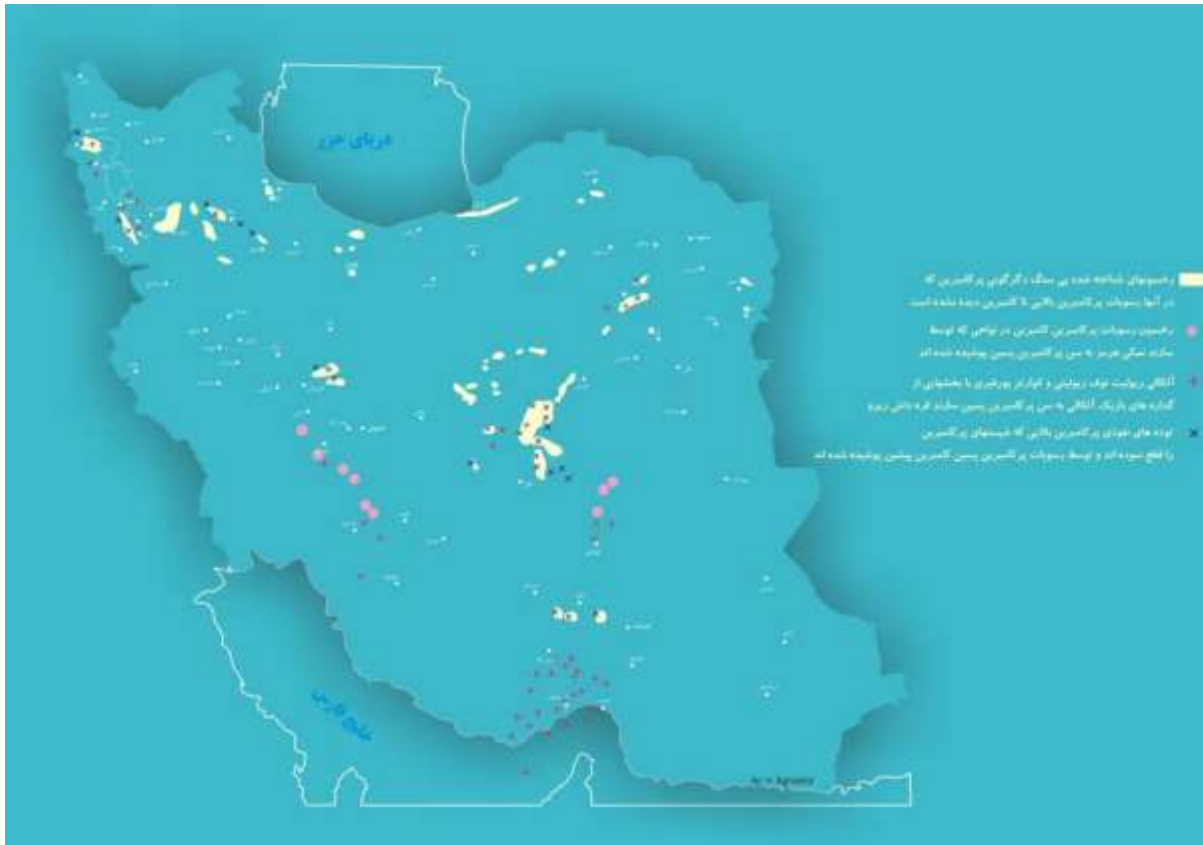
از جمله رویدادهای زمین‌ساختی عمده و سرنوشت‌ساز که زمین‌شناسی ایران را تحت تأثیر قرار داده است می‌توان به حرکات کوهزایی اشاره نمود. چنین حرکاتی با رخداد کاتانگایی (Katangan) در قاره گندوانا و یا رخداد بایکالی (Baikalian) در قاره اوراسیا قابل قیاسند.

سن‌سنجی سنگ‌های پرکامبرین ایران به روش پرتوسنجی، به ویژه شواهد سنگی و حتی زیستی نشان می‌دهد که کوهزایی کاتانگایی در زمان پروتروزوئیک پسین و به احتمال زیاد در فاصله زمانی دو آشکوب ریفتن (Riphean) و وندین (Vendian) رخ داده است. پیامدهای کوهزایی وابسته به این رویداد سبب گردیده تا بتوان تمامی سنگ‌های پرکامبرین ایران را به دو گروه بزرگ تقسیم نمود:

الف) گروه نخست مجموعه‌های دگرگون و دگرشکل‌اند که به طور عموم از آنها به عنوان پی‌سنگ پرکامبرین (Precambrian Basement) ایران یاد می‌شود. این سنگ‌ها در زیر ناپیوستگی کاتانگایی قرار دارند.

ب) گروه دوم بیشتر شامل ردیف‌های کنار قاره‌ای هستند که پس از رخداد کاتانگایی انباشته شده و سنگ‌های پرکامبرین پسین (Late Precambrian) نام دارند. سنگ‌های قدیمی‌تر از پرکامبرین پسین ایران، به لحاظ نبود و یا کمبود آثار حیاتی قابل استناد و به ویژه تأثیر فرآیندهای دگرگونی و دگرشکلی، با ابهام توصیف شده‌اند؛ به گونه‌ای که مقایسه و هم‌ارزی آنها در نقاط مختلف دشوار است. با این حال، در نقاطی که کمتر تحت تأثیر فرآیندهای کوهزایی قرار گرفته‌اند، نتایج پرتوسنجی سنگ‌ها، بیانگر سنی بین ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال می‌باشد. با استناد به نتایج پرتوسنجی می‌توان نتیجه گرفت که بخش درخور توجهی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران، سن نئوپروتروزوئیک دارد. به عبارت دیگر، وجود هسته‌های قدیمی آرکنن در ایران، پرسش‌آمیز است. نکته درخور توجه آن است که در بیشتر نقاط ایران، سنگ‌های پرکامبرین متشکل از سنگ‌های رسوبی - آذرین دگرگون شده و یا سنگ‌های غیردگرگونی با خاستگاه قاره‌ای است (شکل ۱-۲).

در این فصل، ابتدا فرایندهای ماگماتیسیم و سپس فرایندهای دگرگونی رخ داده در زمان پرکامبرین، به تفکیک در زون‌های ساختاری مختلف ایران از جمله زاگرس، سنندج-سیرجان، ایران مرکزی، زون البرز-آذربایجان و شرق ایران مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.



شکل ۲-۱ گسترش رخمون های سنگ های مختلف دگرگونی، آذرین بیرونی و توده های نفوذی در بخش های مختلف ایران.

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۱-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۱-۱-۲-۲ ماگماتیسم سازند هرمز

آثار فعالیت‌های ماگمایی در مرحله تکوینی اولیه در توده های دیابیری گچی - نمکی ، بویژه آنچه بنام سازند هرمز معروف است، مشاهده می گردد. سنگهای ماگمایی موجود در این سازند، شامل دو گروه سنگهای آذرین خروجی و سنگهای آذرین نیمه عمیق می گردد. سنگهای آذرین خروجی، بصورت توف و یا گدازه، مابین سنگهای رسوبی سازند هرمز مشاهده می گردند؛ در حالیکه سنگهای نیمه عمیق بصورت دایک و توده های کوچک، سنگهای مزبور را قطع می کنند. بافت دانه ریز این سنگها نشان می دهد که در ژرفای کم سرد شده اند. بنابراین، رخداد فعالیت‌های ماگمایی در سازند هرمز، به دو صورت خروجی و درونی دیده می شوند.

الف) سنگهای آذرین خروجی

۱) سنگهای آذرین خروجی اسیدی: در این گروه، بطور عمده، سنگهای ریولیتی، توف ریولیتی و سنگهای ایگنیمریتی وجود دارند. ریولیت های موجود در سازند هرمز به رنگهای سفید، صورتی، خاکستری و سبز مایل به خاکستری دیده می شوند. سنگهای مزبور، معمولاً دارای بلورهای درشت بوده و مقدار آنها بالغ بر ده درصد می باشد. درشت بلورها، شامل کوارتز شکل دار - نیمه شکل دار (عمدتاً) و فلدسپات کم و بیش تجزیه شده به سریسیست، موسکویت و گاه کانیهای رسی و کلریت است.

خمیره سنگهای ریولیتی، شامل مجموعه ای از کانی های کوارتز، فلدسپات آلکالن، کانیهای اوپاک و گاه آپاتیت است. هردو روند سدیک یا پتاسیک در سنگهای اسیدی سازند هرمز حضور داشته و حتی برخی از این سنگ ها اولتراپتاسیک بوده و بطور کلی روند پتاسیک برتری دارد. بیشتر این سنگها از نظر میزان آلکالینیته دارای درصد بالایی از Na_2O و K_2O بوده و در قلمرو آلکالن فرارمی گیرند. بنابراین برتری با سنگهای اسیدی آلکالن (آلکالی ریولیت ها) است.

(۲) سنگهای آذرین خروجی بازیک: شامل سنگهای بازالتی اولیوین دار و دیگر انواع سنگهای بازالتی است. بازالت ها همراه با ریولیت ها در گنبد های نمکی سازند هرمز ملاحظه میگردند. بافت سنگهای بازالتی پورفیریتیک با زمینه اینترگرانولار و یا تنها اینترگرانولار است. کانیهای اصلی این سنگ ها، شامل اولیوین به صورت درشت بلور و یا در متن سنگ، پیروکسن به شکل درشت بلور، پلاژیوکلاز به صورت درشت بلور و یا در خمیره سنگ می باشد. در سنگهای موجود در سازند هرمز آثاری از بازالت های بالشی (کوه انگوران) نیز ملاحظه شده است که بیانگر محیط زیر دریایی است. همچنین، سنگهای بازیک گنبد گچین اصولاً بازالتی بوده و غالباً از نوع آلکالن هستند و روند آلکالینیته سدیک در این سنگها رایج تر است. به علاوه، پاره ای از سنگهای بازی موجود در سازند هرمز ماهیت لامپروفیری دارند. این سنگها تحت اشباع از سیلیس بوده و اساساً در ترکیب خود حاوی نفلین نورماتیو (تا حدود ۱۳ درصد) می باشند. مقدار اولیوین نورماتیو نیز در این سنگ ها بالغ بر ۲۲ درصد می باشد. در سازند هرمز، گاه سنگهای کربناتیبی نیز توسط محققین مختلف گزارش شده اند؛ ولی اثبات وجود آن ها، نیازمند بررسی های بیشتری است.

ب) سنگهای نفوذی - نیمه عمیق

از مهم ترین سنگ های نفوذی تا نیمه عمیق موجود در سازند هرمز می توان به سنگهای گرانیتی پورفیری و سنگهای دیابازی - گابروئی اشاره نمود.

(۱) سنگهای گرانیتی پورفیری: این سنگها بصورت توده های نفوذی نیمه عمیق تظاهر داشته و گاه تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته اند. بافت این سنگها پورفیریتیک با زمینه گرافیک و یا گرانولار بوده و کانیهای اصلی آن ها را کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز تشکیل می دهد. در بعضی موارد، این سنگهای نفوذی بصورت توده کوچک نفوذی درون سنگهای نمکی و آهکی و توف سازند هرمز ظاهر شده و یا مانند دایک به درون آهکهای سازند مذکور نفوذ کرده اند (مانند کوه گچین) که در این صورت تا حدودی جوانتر از آهکها بوده و شاید به کامبرین تعلق داشته باشند. سنگهای نفوذی مذکور، نیم ژرف و دانه ریز بوده و زمینه اصلی سنگ از کوارتز و فلدسپات های بسیار دانه ریز تشکیل شده و شبیه به آپلیت بنظر می رسند. این سنگهای نفوذی از نظر ترکیبی با ریولیت های موجود در این سازند مشابه بوده، لذا وابستگی آنها به یکدیگر دور از ذهن نمی باشد. بطور کلی سنگهای گرانیتی - آپلیتی گچین روند پتاسیک داشته و در بعضی موارد نیز با داشتن بیش از ۸ درصد عناصر آلکالن، تمایل آلکالن پیدا می کنند.

(۲) سنگهای دیابازی - گابروئی: این سنگها به شکل دایک یا سیل و در بعضی موارد به شکل توده های کوچک در مجاورت توده های

نیم ژرف گرانیتی و یا سنگهای ریولیتی و بالاخره درون سنگهای رسوبی موجود در گنبد های نمکی سازند هرمز مشاهده می گردند. بافت این گروه از سنگها افیتیک - اینترسرتال و کانیهای اصلی آنها شامل اولیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز می باشد. از میان ۵ نمونه از سنگهای دیابازی - بازالتی سازنده هرمز که به شیوه K/Ar (پتاسیم - آرگن) تعیین سن شده است (پلی یر ۱۹۶۹) یک نمونه آن سنی حدود یک میلیارد سال را نشان می دهد؛ ولی بقیه سنی جوانتر از $10 \pm 560 \pm 103$ میلیون سال را نشان می دهند.

گاه سنگهای نیم ژرف بازیگ (دیابازی - دولریتی) بصورت توده های کوچکی ، درون توده های نمکی - گچین مربوط به سازند هرمز جایگزین شده اند. بافت میکروسکوپی این سنگها در توده گچین افیتیک تا بادامکی است و به علت دگرگونی استاتیک، کانیهای اولیه به کانیهای ثانویه همچون اپیدوت، کلریت، آکتینوت، آلبیت و غیره تبدیل شده اند (مشابه بازالت ها).

سنگهای نفوذی بازیگ دانه درشت بصورت گابروئی نیز در سازند هرمز گزارش شده است. این سنگها تحت اشباع از سیلیس و سرشار از اولوین نورماتیو می باشند (حدود ۲۷ درصد). بجز سنگهای دیابازی- گابروئی، برخی سنگهای نفوذی آلکالن از نوع مونزونیتی نیز در سازند هرمز گزارش شده است.

۲-۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین در زون سندج- سیرجان

فعالتهای ماگمایی واقع در زون سندج- سیرجان در مناطق مختلفی همچون منطقه نیریز، منطقه اصفهان و منطقه گلپایگان پدیدار شده اند.

۲-۲-۲-۱ منطقه نیریز

الف) کمپلکس چاه بند: شامل سنگهای دگرگونی است که تصور می شود بخشی از آمفیبولیتها از گابرو، پیروکسنیت یا دیوریت منشاء گرفته باشند (شکل ۲-۲).

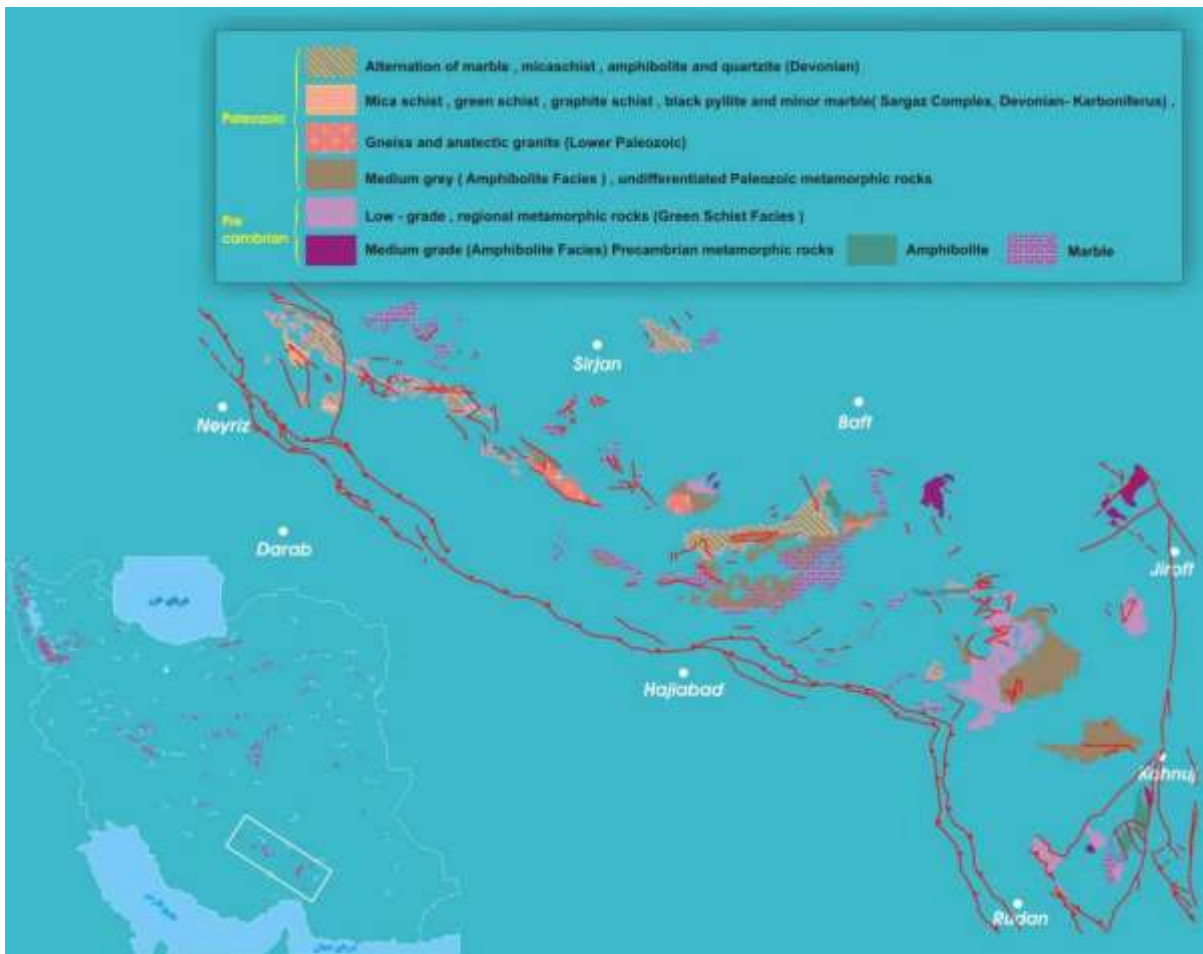
ب) کمپلکس کوه ریزو: در این کمپلکس دگرگونی، در برخی نقاط، سنگها بوسیله سنگهای نفوذی بازیگ و اولترابازیگ که خود دگرگون شده اند، قطع می گردد. همچنین در بعضی نقاط سنگهای دگرگون شده نفوذی دیوریتی مشاهده می گردد.

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

در حدود ۶۰ کیلومتری باختر اصفهان کهنترین سنگهای منطقه بصورت مجموعه ای از سنگهای شیبستی، گنایسی، سنگهای آتشفشانی آندزیتی و کربناته دگرگونه (آهکی، دولومیتی) رخنمون دارد.

۲-۲-۲-۳ منطقه گلپایگان

مجموعه ای از سنگهای دگرگونه در این منطقه وجود دارد، که برخی به پرکامبرین نسبت داده شده اند (شکل ۲-۳). این مجموعه دارای سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط می باشد. سنگهای کوارتز پورفیری و آتشفشانی نسبتا بازیگ، به همراه سنگهای دگرگونه شده از منشاء آتشفشانی - رسوبی در تشکیل این مجموعه شرکت دارند. کانیهای عمده آنها شامل کوارتز، فلدسپات، کلریت، اپیدوت، بیوتیت، موسکویت و گارنت بوده که در حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده اند. در این مجموعه، اندکی سنگهای آمفیبولیتی نیز وجود دارد، که بصورت رگه ای درون سری مزبور رخنمون داشته و به احتمال زیاد سنگهایی دیابازی بوده اند که تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته اند.



شکل ۲-۲ گسترش سنگ های دگرگونی پرکامبرین در ناحیه نیریز.



شکل ۲-۳ گسترش سنگ های پرکامبرین در منطقه گلپایگان.

۲-۲-۳ ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی

در زون ایران مرکزی، سنگهای نسبت داده شده به پرکامبرین (و در مواردی کامبرین و پالئوزوئیک) مورد بحث و اختلاف نظر محققین بوده و موضوعی است که می بایست با بررسیهای صحرائی- آزمایشگاهی، مورد بازنگری قرار گیرد. به عنوان مثال، هوشمندزاده و همکاران، سنگهایی شامل دو مجموعه که یکی ردیف افیولیتی و دیگری قاره ای است را به زمان پیش از کامبرین بدون ابهام وابسته می دانند. ردیف اخیر همراه با سنگهای ماگمائی اسیدی آکالن و تا حدودی سنگهای بازیک است. به علاوه، هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) در ایران مرکزی و در نواحی کرمان، دو واحد سنگی را که دارای شباهتهای سنگ شناسی شایان توجهی بوده اند، بنام سری ریزو در زیر و سری دزو در بالا معرفی می نمایند. اشتوکلین (۱۹۷۲) سری راور را مترادف با سری ریزو گزارش نموده است. همچنین، نبوی و عمیدی (۱۹۷۲) در منطقه نائین، سازندهای درین، هشم و عقدا را معرفی نموده و سن آنها را به همراه سازندهای سلطانیه و باروت به پرکامبرین پایانی نسبت داده اند. از سوی دیگر، حقی پور و دیگران (۱۹۷۷) برخی مجموعه های دگرگونه در ایران مرکزی را به پرکامبرین نسبت داده اند، که درون این واحدها آثار ماگماتیسم کهن (که دگرگون شده اند) وجود دارد.

در این مبحث، ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی را در سه بخش جداگانه شامل سنگ های خروجی، سنگ های نیمه عمیق و سنگ های نفوذی مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۳-۳-۲-۲ سنگهای خروجی

۱-۱-۳-۲-۲ سنگهای خروجی سری مراد

تناوب شیل- ماسه سنگ، کوارتزیت و کربنات نازک لایه با سنگهای آتشفشانی، سن رادیوژنیک کانه های سرب و روی کوشک (۷۶۰ میلیون سال، هوکریده و همکاران ۱۹۶۲) و نخلک (۸۰۰ میلیون سال- گزارش شما ره ۱۶ تکنواکسپورت) احتمالاً بیانگر کانی سازی فاز ماگمایی همزمان با سری مراد است که در همین زمان استقرار یافته است.

۵-۱-۳-۲-۲ کمپلکس پشت بادام

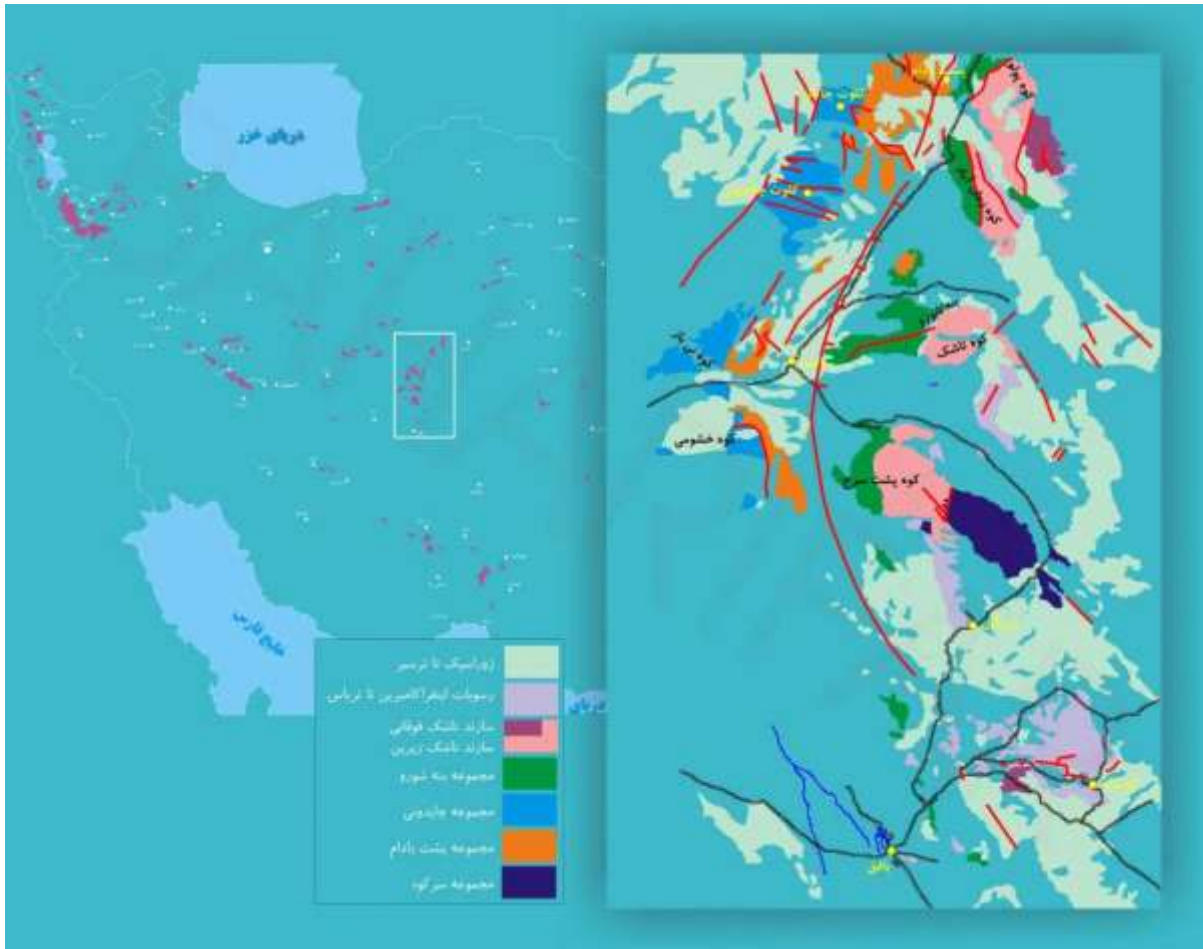
بخشهای دگرگونه (درجه بالا) در کمپلکس پشت بادام که منسوب به پرکامبرین هستند، دارای سنگهای متاولکانیکی و همچنین گنیسی می باشند که از سنگهای آتشفشانی مشتق شده و با نفوذیهای دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و اولترابازیکی با سنهای متفاوت مورد هجوم قرار گرفته اند. در سنگهای جوانتر کمپلکس که دگرگونی خفیف تری دارند، متابازالت و سنگهای آذرآواری با درجه دگرگونی پایین نیز ملاحظه میگردد (شکل ۴-۲).

۶-۱-۳-۲-۲ کمپلکس بنه شورو

در کمپلکس بنه شورو بنظر می رسد آمفیبولیت ها از دگرگونی سنگهای آتشفشانی و آذرآواری بوجود آمده باشند (شکل ۴-۲).

۷-۱-۳-۲-۲ سازند تاشک

در بخش بالایی سازند تاشک ندرتا سنگهای آتشفشانی اسیدی نیز مشاهده میگردد. بعلاوه در بخش پایینی سازند، میان لایه هایی از سنگ های آذر آواری نیز وجود دارد (شکل ۴-۲).



شکل ۲-۴ گسترش مجموعه های پرکامبرین در منطقه شمال بافق.

۲-۲-۳-۱-۵ سازند ریزو

در ایران مرکزی سنگهای سری ریزو توسط هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) معرفی شده که علاوه بر سنگهای رسوبی شیلی و ماسه سنگ (بخش زیرین) و دولومیت و ماسه سنگ (بخش بالایی)، دارای سنگهای ریولیتی در بخش زیرین است. سنگهای با ترکیب ریولیتی شامل دو گروه توف و گدازه می باشند.

الف) توف ریولیتی: متشکل از قطعات کوارتز و فلدسپات در زمینه ای از کلریت، کانیهای رسی، آلبیت، میکای سفید و کوارتز است، که نسبتاً تجزیه شده اند.

ب) ریولیت ها: حاوی درشت بلورهای کوارتز در زمینه ای از کوارتز، آلبیت و کانیهای فلسیک می باشد که در نتیجه تبلور شیشه اولیه خمیره سنگ پدیدار شده اند. حجم سنگهای آتشفشانی سری ریزو در محدوده نریگان، اسفوردی و زریگان چشمگیر است و به صدها متر از سنگهای بازالتی، آندزیتی و داسیتی می رسد .

ویژگی سنگهای آتشفشانی موجود در این ردیفها معلوم می دارد که یک محیط رسوبی کم عمق با گرایش قاره ای حاکم بوده است. همچنین سنگهای کوارتز پورفیری سفید رنگ با درشت بلورهای مشخص کوارتز وجود دارند که بیشتر در بخش بالایی واحد رخنمون داشته و لایه ای با ضخامت حدود ۲۵ الی ۳۵ متر را تشکیل می دهد.

در منطقه عقدا (یزد) یعنی کوههای میان نایین و یزد نیز ردیفهایی حاوی سنگهای آذر آواری - گدازه ای وجود دارند که به سازند ریزو نسبت داده شده اند. به علاوه، در منطقه بافق نیز تناوبی از سنگهای کربناته و آواری (ماسه سنگ، کنگلومرا) وجود دارد و قطعات آتشفشانی اسیدی تا حدواسط، جزو سازندگان سنگهای آواری هستند (هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۶۷). آنها نمودی از سنگهای توفی، توف برشی و لیتیک توف سازند ریزو می باشند. بخش بالایی آن را مانند منطقه کرمان، ردیف ضخیمی از سنگهای آتشفشانی تشکیل داده است، اما برخلاف منطقه کرمان در اینجا سنگها رنگ تیره دارند، در حالیکه سرشتی چندان بازیگوش نشان نمی دهند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۷). ردیف فوق بیش از ۵۰۰ متر ضخامت دارد. در شمال معدن اسفوردی، چاه فیروزی و جنوب زیرگان سنگهای مذکور ملاحظه شده و صخره ساز می باشند. این سنگها در جنوب زیرگان به حدود ۱۰۰۰ متر رسیده و ظاهراً ماهیت داسیتی تا آندزیتی داشته و دارای بافت پورفیری می باشند.

۲-۲-۳-۱-۶ سنگهای ماگمایی منطقه ساغند- یزد

دوستی و بدیع زادگان (۱۳۶۱) مجموعه سنگهای آتشفشانی منطقه ساغند (کوه چاه ریگ، کوه دوزخ دره) را که به پرکامبرین پسین نسبت داده شده، شامل چهار بخش متوالی بشرح زیر می دانند:

الف) بخش آندزیتی بازالتی زیرین: شامل سنگهای آندزیتی فرسوده با بافت پورفیری همراه مقدار کمتری بازالت تیره رنگ است. برخی کانیهای موجود در این شکل ها جهت یافتگی نشان می دهند کانیهای مافیک سنگ لیمونیتی شده، می باشد. در مجاورت دایکها کانی سازی آهن پدیدار شده و میزان کانی آمفیبول فزونی می یابد.

ب) بخش ریولیتی تا کوارتز پورفیری: این سنگها برنگ روشن می باشند و گاه درشت بلورهای کوارتز در نمونه های دستی نیز دیده می شود.

ج) بخش سنگهای آتشفشانی - رسوبی و سنگهای تبخیری: در قسمت زیرین این بخش، ژئیس های سفیدرنگ همراه با توف و نمک وجود دارد، ولی در بالا بیشتر سنگهای رسوبی مانند سنگهای دولومیتی مشاهده می شوند. توف ها عمدتاً اسیدی و برنگهای سفید، آبی و سبز دیده می شوند دایک های دیابازی سبزرنگ، سنگهای این بخش، بویژه دولومیت های زرد قهوه ای راقطع میکنند.

د) بخش دولومیتی و بازالتی بالایی: شامل تناوب دولومیت های چرت دار قهوه ای و سنگهای شبه بازالتی به رنگ سبز تیره می باشد. شبه بازالت ها تشکیل دایک نیز می دهند. بنظر می رسد فعالیت آتشفشانی در این منطقه همزمان با رسوب گذاری دولومیتی بوده و مواد آتشفشانی در محیط کم عمق پلاتفرمی جایگزین شده باشد.

ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی منطقه ساغند- یزد

سنگهای کوارتز پورفیری منطقه یزد نیز غنی از سیلیس بوده و تا حد زیادی قابل مقایسه با انواع ریولیتی می باشند و معلوم می دارند که از یک منشاء ماگمایی مشتق شده اند. روند آنها از نظر آلکالینیته بطور مشخص پتاسیک است که با حضور قابل توجه فلدسپات

پتاسیک در این سنگها تطابق دارد. به علاوه، مقایسه مجموع آلکالن در برابر سیلیس، این سنگها را در محدوده سنگهای آلکالن (پتاسیک) تا کالکوآلکالن قرار می دهد.

ترکیب سنگهای اسپیلیتی منطقه یزد نیز عمدتاً بازیگ (بازالتی) تا متمایل به حدواسط (آندزی بازالتی) است. بازالت ها بویژه از نظر آلکالن- سیلیس در محدوده سنگهای آلکالن قرار دارند.

در منطه یزد، سازندهای اسفوردی و تکنار معرفی شده که سازند اخیر (تکنار) از سه بخش زیرین، میانی و بالایی تشکیل شده است (مولر و والترز ۱۹۸۳). بخش زیرین از ریولیت، داسیت، آندزیت همراه با کوارتزیت تشکیل شده است. این بخشها از نظر چینه ای، نه با واحد سنگی قره داش قابل مقایسه اند و نه با واحدهای سنگی کهر یا مراد که بیشتر از شیل و ماسه سنگ تشکیل شده اند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷). همچنین، سازند اسفوردی بصورت ریولیت هایی توام با کانه های آهن و آپاتیت گزارش شده است که در زیر سازند ریزو قرار می گیرد (برومندی، ۱۹۷۳).

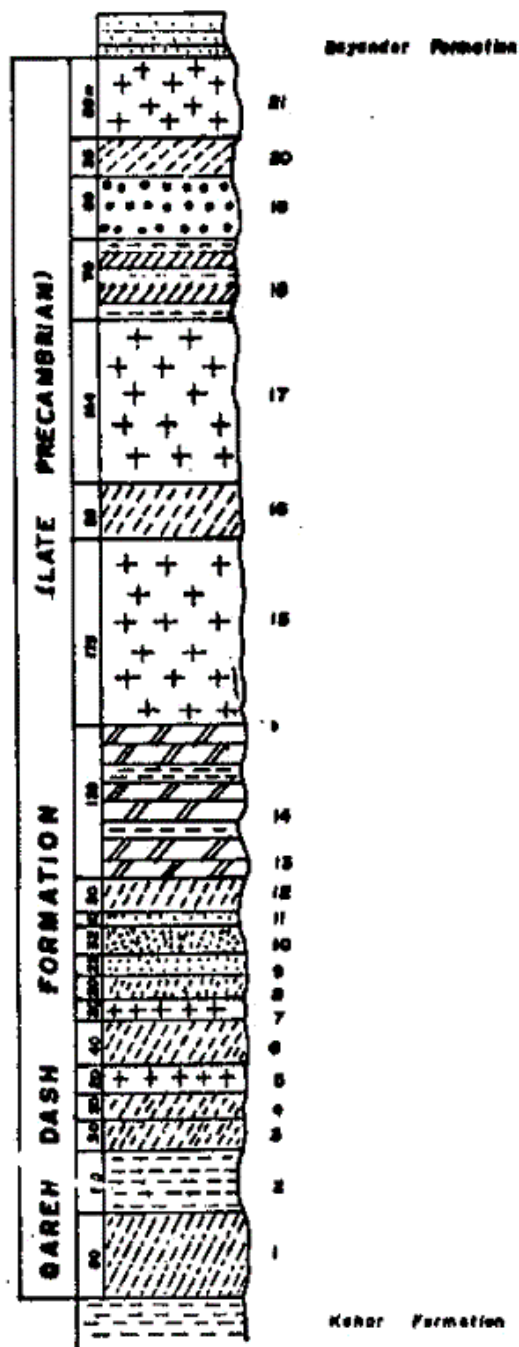
۲-۲-۳-۱-۷ منطقه تکاب

سنگهای دگرگونی منطقه تکاب که به پرکامبرین نسبت داده شده اند، شامل برخی از دگرگونه ها و سنگهای گنیسی می باشند که در واقع از سنگهای آواری با منشاء ولکانوژنیک و یا از برخی سنگهای آتشفشانی بازیگ بوجود آمده اند. به علاوه، برخی از سنگهای آذرآواری اولیه به آمفیبولیت و آمفیبول شیبست تبدیل شده اند. سنگهای آذرین منطقه تکاب را می توان در دو گروه سنگهای آتشفشانی و سنگهای نفوذی طبقه بندی نمود.

الف) سنگهای آتشفشانی منطقه تکاب

سنگهای آتشفشانی منطقه تکاب را عمدتاً دو گروه اصلی تشکیل می دهند. گروه اول شامل سنگهای ریولیتی قره داش است که از آن تحت عنوان سازند قره داش نام برده شده است (شکل ۲-۵). گروه دوم را سنگ های بازیگ به خود اختصاص می دهند.

۱) سازند قره داش: این سازند شامل ردیف هائی از توف های ریولیتی، گدازه و رسوبات توفی همراه با نوار ضخیمی از دولومیت در بخش میانی می باشد (شکل ۲-۶). از لایه های فوقانی واقع بر روی سازند قره داش می توان به سازند بایندر و از لایه های زیرین، می توان به شیل های مربوط به سازند کهر اشاره نمود.



شکل ۲-۶ ستون چینه شناسی سازند قره داش.

۲) سنگ های بازیک منطقه تکاب: این سنگها در حد بازالت تا متمایل به حدواسط (عمدتا آندزیت بازالتی) متغیر می باشند. روند

آلکالینیت سنگهای بازیک آتشفشانی منطقه بطور کلی سدیک بوده و در قلمرو سنگهای کاکوآلکالن قرار می گیرند.

۲-۳-۱-۸ منطقه سرو

این منطقه بعنوان غربی ترین بخش از ایالت زمینی ساختی ایران مرکزی، حاوی تشکیلات دگرگون شده پرکامبرین پیشین است که در برآمدگیهای موجود رخنمون یافته و توسط رسوبات جوانتر از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر احاطه و یا پوشیده شده است. مجموعه سنگهای آتشفشانی دگرگون شده از دو بخش تفکیک شده قدیم و جدید تشکیل شده است.

بخش قدیم، در جنوب غربی منطقه (کوه شهیدان) رخنمون یافته و بخش جوانتر آن در شمال شرقی چهار گوش گسترش یافته و تا خوی نیز امتداد می یابد. ضخامت تقریبی نهشته های اولیه بیش از ۳۰۰۰ متر تخمین زده شده است. شدت دگرگونی در این مجموعه علیرقم قدمت آن نسبتا پائین است و از رخساره شیست سبز در کوه شهیدان و رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت در بخش شمالی منطقه تجاوز نمی کند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷ گسترش سنگ های آتشفشانی دگرگون شده در منطقه سرو.

۲-۳-۱-۹ ریولیت های سازند کهر

سنگهای آتشفشانی و اسیدی (مشابه سازند قره داش، ولی با موقعیت چینه ای متفاوت، یعنی در قاعده و همراه سازند کهر) وجود دارند که مستقیما بر روی گنیس های آرکوزی قدیمتر قرار می گیرند. این سازند، دگرگونی نسبتا خفیفی را تحمل نموده است.

در حال، تغییر دگرگونی از گنیس ها (آرکوز دگرگونی شده) به این سنگهای آتشفشانی و سازند اصلی کهر، تدریجی است. وجود دگرشیبی بین گنیس ها و سنگهای آتشفشانی محتمل است، ولی با توجه به اثرات تکتونیکی جوانتر بدشواری می توان آنرا ثابت نمود (شکل ۲-۷).

۲-۲-۲ سنگهای نیمه عمیق

سنگهای مربوط به زمان پرکامبرین، بعلت قدمتی که دارند، تحولات مکرر و متعددی را پشت سرگذاشته اند. آنچه امروزه برای مطالعه در دسترس ما قرار می گیرد، بسیاری صفات و خصوصیات اولیه خود را ازدست داده و عمدتاً نیز دگرگون شده است. با توجه به این امر، از آنجایی که استناد ما مبتنی بر شواهد موجود می باشد، از این رو با محدودیت اطلاعاتی مواجه خواهیم شد. این مطلب در مورد سنگهای نیمه عمیق بیشتر صادق است.

سنگهای آذرین نیمه عمیق پرکامبرین ایران بیشتر به شکل سیل، دایک و توده های کوچک دیابازی رخنمون یافته اند. سنگهایی با ترکیب شبه بازالتی (دیاباز با منشاء تراکی آندزیتی)، بصورت دایک در بین سنگهای رسوبی و آذرین واقع در منطقه ساغد رخنمون یافته است. همچنین توده های دیابازی نیز بصورت دایک در سازند درین (واقع در کوههای جنوب عقدا، ۶۰ کیلومتری نائین- یزد) بیرون زدگی دارند.

۲-۲-۳ سنگهای نفوذی

۲-۲-۳-۱ سنگ های نفوذی منطقه ساغد- یزد

توده های بزرگی از سنگهای آذرین اسیدی تا قلیائی در منطقه ساغد- یزد گسترش دارند که قسمت عمده آنها را سنگهای حدواسط دیوریتی و گرانیتی تشکیل می دهد (اشکال ۲-۸ و ۲-۹). در محل تداخل این توده ها، انواع دیگر سنگهای آذرین اسیدی، حد واسط و قلیائی مانند گرانودیوریت، تونالیت، سینیت و گابرو در مقیاس محلی دیده می شود. به علاوه، نفوذ دایک های قلیائی و حدواسط با منشاء آندزیتی، تراکی آندزیتی و رگه های آپلیتی در میان توده های فوق، باعث پیدایش پدیده های متنوعی گردیده و مجموعه دره می از سنگهای متفاوت و گوناگون آذرین را تشکیل داده است. از جمله توده های نفوذی اسیدی این منطقه می توان به توده های گرانیتی زیرگان و زیرگان، و از نفوذی های حد واسط می توان به نفوذی های دیوریتی اشاره نمود.

الف) گرانیت زیرگان: گرانیت زیرگان، توده های نسبتاً بزرگی را در سطح منطقه تشکیل داده اند. رنگ معمولی آن روشن تا صورتی دارای بلورهای نسبتاً درشت و در بعضی نقاط فاقد ترکیب کانی شناختی گرانیت است که مربوط به موقعیت انجماد و زمان سرد شدن و تشکیل این بلورها در وضعیتی بین حالت درونی و خروجی (حدواسط) می باشد. این توده گرانیتی بر روی سایر سنگهای منسوب به پرکامبرین (تاشک) نیز تاثیر گذاشته و عامل اصلی کانی سازی در این منطقه است.

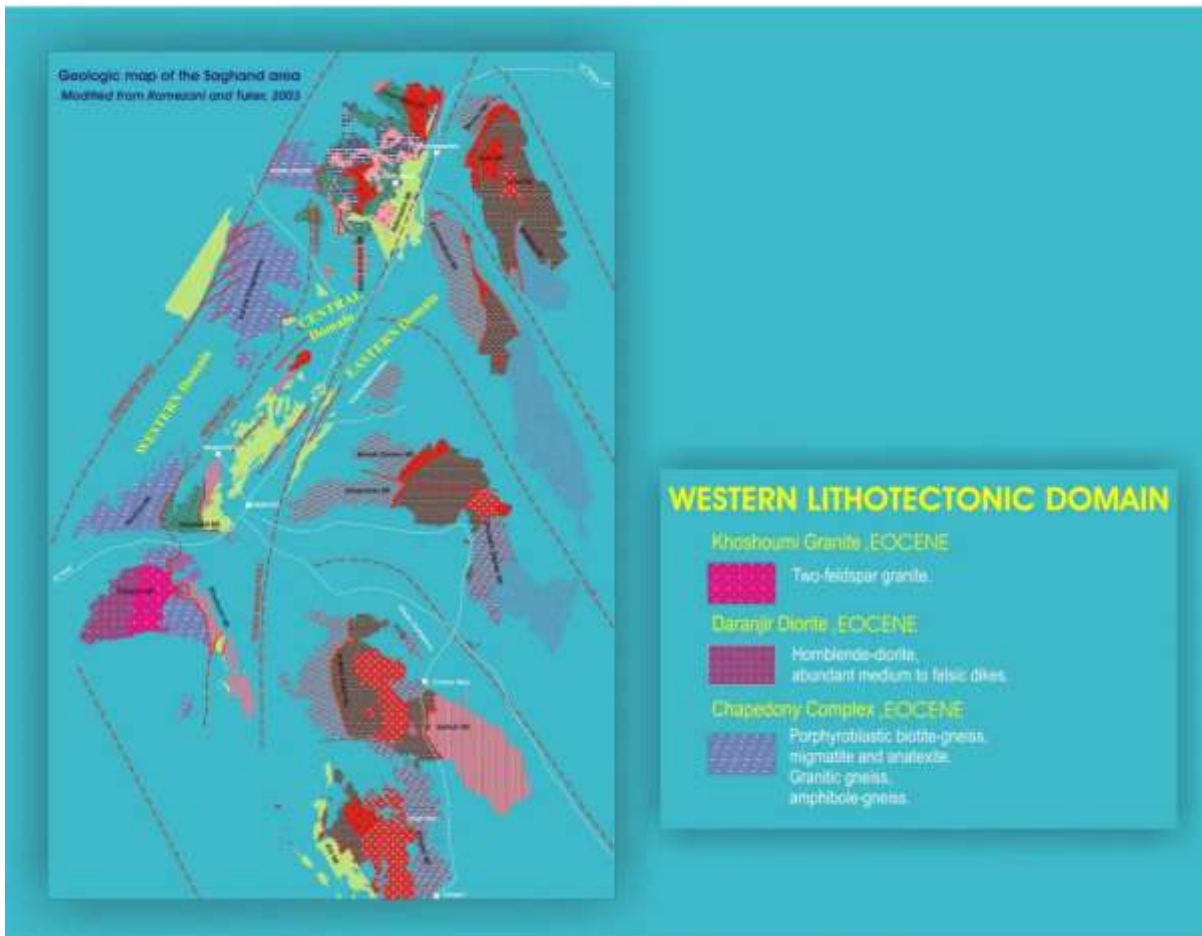
ب) گرانیت زیرگان: گرانیت پورفیری زیرگان در داخل سنگهای دگرگونی همین ناحیه بیرون زدگی دارد و در سری پرکامبرین پایانی - کامبرین، دگرگونی مجاورتی بوجود آمده است. این گرانیت از نوع آلکالن و از نظر پیدایش وابسته به ریولیت های ناحیه کرمان و بافق است. به این ترتیب به نظر می رسد که گرانیت مزبور به اواخر پرکامبرین پایانی تعلق دارد (مانند زیرگان).

ج) نفوذی های دیوریتی: این سنگ ها بصورت توده های بزرگ با وسعت چندین کیلومتر مربع، عموماً به رنگ تیره مایل به سبز و خاکستری در منطقه ساغند- یزد رخنمون دارند. معمولاً نفوذ این توده های بزرگ در میان سنگهای منسوب به پرکامبرین (مجموعه بنه شور- تاشک) با تغییر شکل ظاهری و شیمیائی سنگهای دگرگون شده مزبور همراه است.

گاهی در میان توده های دیوریتی، به سنگهای گابروئیدی اولیوین دار و توده های کوچک میکرودیوریتی برمی خوریم که جدا از توده های اصلی بوده و بر اثر دگرسانی، در سطح آنها و یا درون درز و شکافهای گسلی موجود در آن ها سرپانتین بوجود آمده است. همچنین، توده های نفوذی گرانیتی و دایک های مختلف قلیائی تا اسیدی، توده های دیوریتی و گابروئی را قطع نموده اند.



شکل ۲-۸ نقشه زمین شناسی منطقه ساغند که در آن واحدهای محدوده لیتوتکتونیک شرقی نشان داده شده اند.



شکل ۲-۹ نقشه زمین شناسی منطقه ساغند که در آن واحدهای محدوده لیتوتکتونیک غربی نشان داده شده اند.

ترکیب ژئوشیمیائی سنگهای نفوذی منطقه ساغند-یزد

در مجموع، ترکیب شیمیایی سنگ های مختلف منطقه ساغند- یزد را می توان به شکل زیر خلاصه نمود:

گرانیت ها: توده های گرانیتی از نظر آلکالن ها، همگی روند پتاسیک دارند و در مجموع آلکالن ها در برابر سیلیس، در محدوده های متفاوت قرار می گیرند.

سنگهای گرانودیوریتی: در مجموع از نظر آلکالینته، روند پتاسیک که مشابه سنگهای گرانیتی است، وجود دارد. کل آلکالن های سنگ در برابر سیلیس، سنگهای گرانودیوریتی را عمدتاً در محدوده سنگهای ساب آلکالن قرار می دهد.

سنگهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی: اگر چه انواع بازیک (متمایل به گابرو-دیوریتی) تمایل به قرار گیری در محدوده سنگهای آلکالن دارند، ولی سنگهای حدواسط- اسیدی (کوارتز دیوریتی - گرانو دیوریتی) در محدوده ساب آلکالن یا کالکوالکالن واقع می گردند.

سنگهای دیابازی: از نظر آلکالن ها اساساً، روند سدیک در آن ها دیده می شود.

توده های گرانیتی: این سنگها غنی از سیلیس بوده و با توجه به کمبود اکسیدهای منیزیم، آهن و کلسیم، بنظر میرسد که فقیر از کانیهای مافیک بوده و بیشتر هولولوکوکرات باشند. غالب نمونه ها روند سدیک داشته ولی برخی نیز پتاسیک اند. در مجموع، آلكالن های موجود در سنگ زیاد نبوده و در برابر سیلیس در محدوده سنگهای ساب آلكالن قرار می گیرند.

توده های گابرو دیوریتی: این سنگها از محدوده سنگهای گابروئی ساب آلكالن تا دیوریتی ساب آلكالن نوسان دارند. سنگهای مذکور، عموماً فقیر از پتاسیم بوده و تمایل سدیک دارند.

توده های آلكالی گابروئی - سینوگابروئی: این توده ها برخلاف نمونه های گابرو دیوریتی، بطور نسبی غنی از آلكالن ها، بویژه سدیم می باشند و در حد آلكالی گابرو تا متمایل به سینوگابرو می باشند. از نظر میزان آلكالن ها در برابر سیلیس، این سنگها جزو سری ماگمائی آلكالن بشمار می آیند.

۲-۲-۳-۲ توده های گرانیتی سازند مراد

در شمال باختری کرمان (آب مراد)، توده های گرانیتی به درون سازند مراد نفوذ کرده و با آن درآمیخته، نتیجه این آمیزش، پیدایش سنگهای ماگمائی سبزرنگی است که سنگهای بیگانه فراوانی از واحد مراد را در خود گرفته و در پیرامون آنها، شیبست های لکه دار را پدید آورده است. در مناطق با آلودگی کمتر، گرانیت از کانیهای کوارتز، فلدسپات های قلیایی و پلاژیوکلاز سدیک تشکیل شده است. طبق نظر هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷)، این همان ترکیب ریولیت های سازند ریزو است و چه بسا تمامی این پدیده ها، یعنی نفوذ گرانیت در میان سازند مراد و پیدایش ایگنیمبریت در این واحد (ریزو) بیانگر یک رویداد گرمایی میباشد که در زمان پایانی تشکیل واحد ریزو اتفاق افتاده و احتمالاً می تواند از نظر زمانی هم ارز گرانیت دوران باشد.

۲-۲-۳-۲ منطقه خور

در منطقه خور، کمپلکسی از سنگ های آذرین - دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین دیده می شوند (شکل ۲-۱۰). در این کمپلکس، سنگهای اسیدی بصورت گرانیت - گنایس رخنمون دارد. سنگ های این کمپلکس در کلات چاتک، یعنی جائیکه توده های نیمه هم شیب را تشکیل می دهند، با ضخامتهای متفاوت از چندین متر تا صدها متر حضور داشته و در بین گنایس و شیبست های پروتروزوئیک فوقانی کمپلکس چاپدونی دیده می شود. همبری بین گرانیت - گنایس و سنگهای دگرگون بصورت زونهای میلیونیتی به عرض دهها سانتی متر است که در معرض متاسوماتیسم شدید پتاسیم - سدیم (در پورفیروبلاست های بزرگ فلدسپات) قرار گرفته است. گرانیت - گنایس معمولاً بصورت سنگی دانه درشت به رنگ خاکستری روشن و همراه با بیوتیت می باشد. گرانیت - گنایس از کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل یافته و بافت آن پورفیروبلاستیک یا گرانوبلاستیک است.

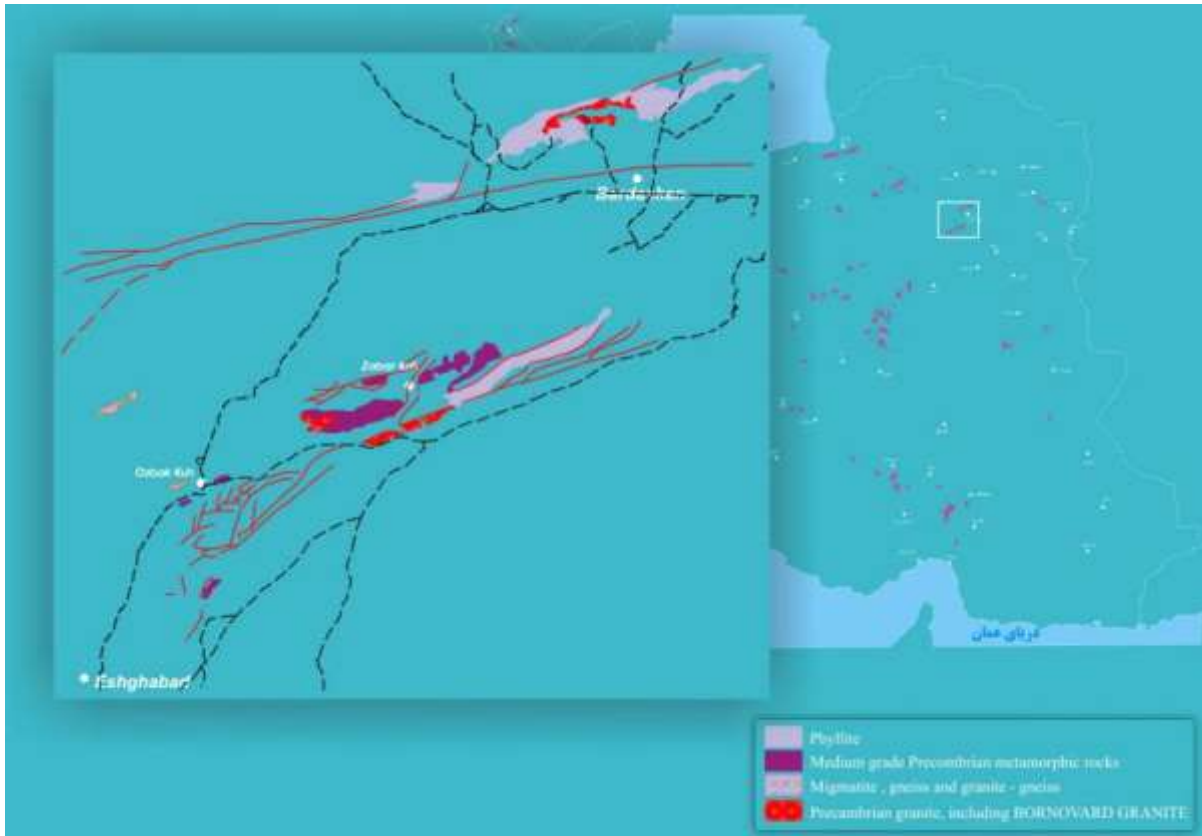
آنالیز گرانیت - گنایس ها و میگماتیت های خور نشان می دهد که میزان سیلیس این سنگ ها از حدود ۶۳ درصد الی ۷۸ درصد متغیر است. لذا با توجه به رده بندی ژئوشیمیائی، ترکیب سنگ شناسی آن ها از حدود گرانودیوریتی (نزدیک به کوارتز دیوریت) تا گرانیت متفاوت می باشند. از نظر آلكالن های موجود در سنگ، تعادل ما بین سدیم و پتاسیم وجود دارد؛ بطوریکه برخی نمونه ها سدیک و پاره ای دیگر پتاسیک هستند. از نظر مجموع آلكالن ها در برابر سیلیس نیز سنگهای گرانیتی - گنایسی در محدوده های گوناگون پراکندگی نشان می دهند؛ ولی اکثراً تمایل به تمرکز در محدوده سری سنگهای آلكالن دارند. پاره ای نیز بطور نسبی، فقیر از آلكالن ها بوده و در قلمرو سری سنگهای ساب آلكالن قرار می گیرند.



شکل ۲-۱۰ گسترش کمپلکس های آذرین- دگرگونی پروتروزوئیک پسین در منطقه خور.

۲-۲-۳-۴ گرانیت برنورد جنوب سبزوار

گرانیت برنورد، گرانیتی آلکالن می باشد که درون سازند تکنار برنورد یافته است (شکل ۲-۱۱). از نظر سنی و ترکیب بنظر می رسد هم ارز و همانند ریولیت های تکنار باشد. در کوه اسبی و قلعه ملاحسین در فردوس، رخنمون این گرانیت ها مشاهده می گردد.



شکل ۲-۱۱ گسترش گرانیت برنورد به سن پرکامبرین در منطقه جنوب سبزواری.

۲-۳-۵ منطقه تکاب و مریوان

از جمله توده های نفوذی اسیدی منطقه تکاب و مریوان می توان به گرانیت دوران و یک سری توده های گرانیت آتاکسی اشاره نمود.

الف) گرانیت دوران:

مقطع تیپ این گرانیت در منطقه زنجان قرار گرفته و بزرگترین برونزدهای آن اطراف دهکده های پیچاقچی، اوچ دره و قزل بولاغ وجود دارد. رخنمونهای پراکنده و کوچک نیز در شرق رودخانه قزل اوزن به چشم می خورد (شکل ۲-۱۲). در برخی نقاط بعلت آغستگی با مواد بازیگ و قدیم، رنگ سنگ تیره شده، اما در حالت عادی این توده نفوذی از نظر پتروگرافی، بصورت لوکوگرانیت دانه درشت تا پورفیریک سفید مایل به صورتی است که با عدم حضور کانیهای تیره قابل تشخیص می باشد. بافت سنگ دانه ای است (گاه پورفیروئید) و از کانیهای کوارتز، پرتیت، پلاژیوکلاز، مسکویت (بسیار نادر) و بیوتیت (که بخشی از آن به کلریت تجزیه شده) تشکیل شده است.

گرانیت دوران فقیر از روبیدیم بوده و کوشش جهت تعیین سن آن با استفاده از نمونه های سنگ کل و پلاژیوکلاز ناموفق بوده است. بیوتیت های موجود، سنی معادل 5 ± 175 میلیون سال را برای این گرانیت برآورد کرده است (کرافورد ۱۹۷۷). از نظر سنی، گرانیت دوران سازند کهر را قطع می کند، ولی بخشی از آن بوسیله رسوبات بایندر پوشیده می شود. بنابراین به حد کهر و بایندر منسوب شده و پذیرفته اند که گرانیت دوران، جداکننده پی سنگ پرکامبرین از پرکامبرین پایانی است.

در منطقه شاهین دژ، گرانیت دوران برحسب رخساره های سنگی، شامل انواع زیراست (خلقی ۱۳۷۰):

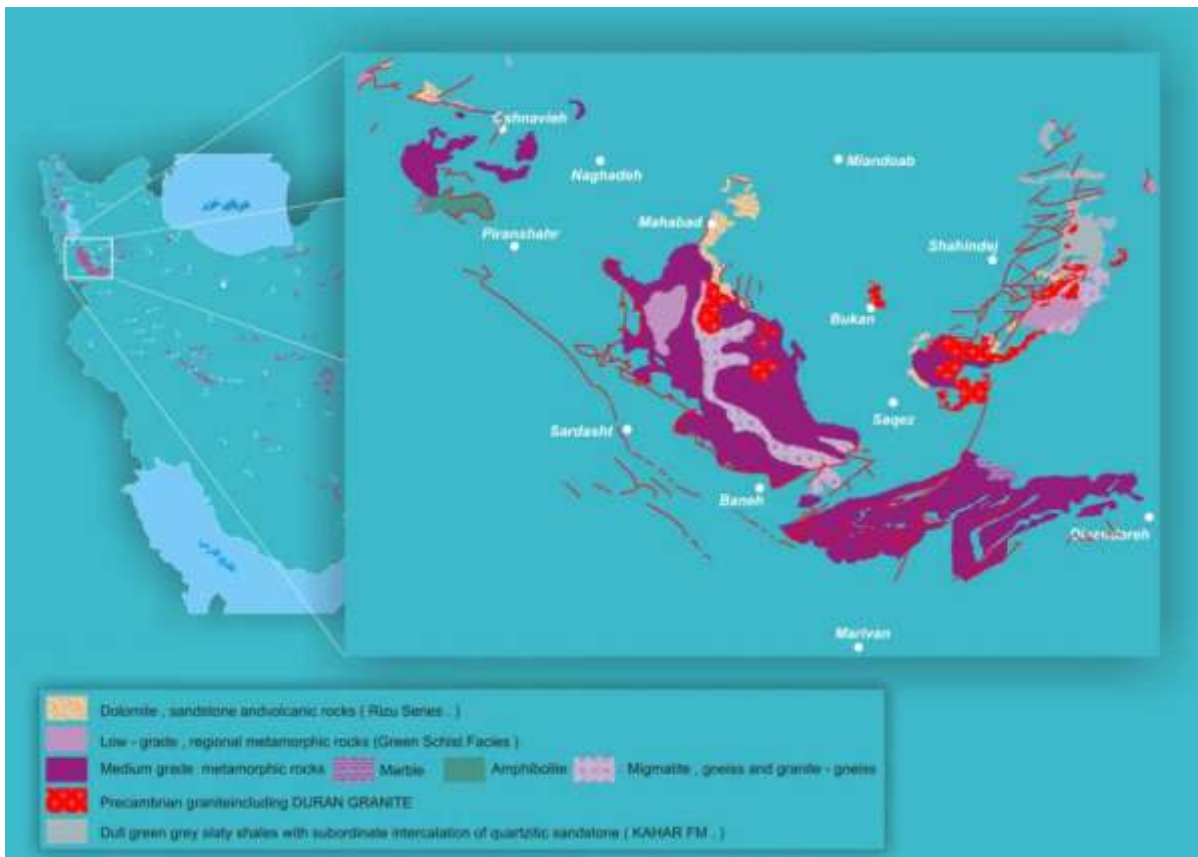
(۱) لوکوگرانیت آلکالن، (۲) گرانیت آلکالن، (۳) پگماتیت-گرانیت.

در تمامی رخساره ها، کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز از کانی های عمده تشکیل دهنده سنگ بوده و ندرتاً بیوتیت نیز وجود

دارد.

(ب) گرانیت آناتکسی: این واحد سنگی در شمال دهکده قاضی، اطراف اینچه و شمال شرقی زید کنده رخنمون یافته است. سنگ مزبور،

دارای کانیهای اصلی مسکویت، کوارتز، اورتوکلاز، میکروکلین و پلاژیوکلاز است.



شکل ۲-۱۲ گسترش رخنمون های گرانیت دوران در منطقه تکاب و مریوان.

۲-۲-۳-۶ منطقه سرو

سنگهای نفوذی این منطقه، شامل رخساره های زیراست:

- گرانیت: گرانیت و گرانیت آلکالن با رخساره های مشابه گرانیت دوران (شکل ۲-۱۳).

- دیوریت ها: عمدتاً، شامل هورنبلند دیوریت، به مقدار کمتر، بیوتیت هورنبلند دیوریت و ندرتاً، پیروکسن دیوریت با بافت دانه ای و بعضاً نیمه افیتیک می باشد.

- گرانودیوریت ها: دارای بافت دانه ای بوده و شامل کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز سوسوریتی شده، هورنبلند (بخشی از آن به اکتینوت و بیوتیت تبدیل شده)، میکروکلین، میکروکلین پرتیتی و اورتوز است.

هورنبلند گابروها: با بافت نیمه افیتیک، شامل کانیهای پلاژیوکلاز (آندزین بازیک تا لابرادور)، بیوتیت (که بخشی از آن به مجموعه اپیدوت-زوئیزیت-سریسیت تجزیه شده است)، پسدومورف های هورنبلند در پیروکسن های اولیه، بقایای کلینوپیروکسن در نمونه هایی به آمفیبول تبدیل شده است.

پریدوتیت ها: دارای دو پیروکسن (لرزولیت) با بافت دانه ای، متشکل از اولیوین، اورتوپیرکسن (احتمالاً انستاتیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می باشد.



شکل ۲-۱۳ گسترش گرانیت و گرانیت آکالن با رخساره های مشابه گرانیت دوران در منطقه سرو.

۲-۲-۴ ماگماتیسم پرکامبرین در زون البرز- آذربایجان

برخلاف ایران مرکزی که در آن شاهد رخنمون های وسیع سنگهای آذرین خروجی، نیمه عمیق و درونی هستیم، در زون البرز- آذربایجان فقط مناطق محدودی واجد عملکرد ماگماتیسم در زمان پرکامبرین- کامبرین می باشند که در زیر به معرفی آنها می پردازیم. برای این منظور ابتدا سنگهای خروجی و سپس سنگهای نفوذی مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

۲-۲-۴-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۴-۱-۱ منطقه طالقان

قدیمی ترین سنگهای منطقه طالقان مربوط به سازند کهر است. تنها نشانه فعالیت همزمان آذرین، یک گدازه حفره دار نازک بازیک در نزدیکی قاعده سازند زاگون است.

۲-۲-۴-۲-۲ شیست های گرگان

این سنگها در دامنه شمالی البرز، از حوالی گرگان تا حدود ۱۲۰ کیلومتری غرب آن گسترش دارد (شکل ۲-۱۴). این سنگها مشتمل بر تناوبی از سنگهای ولکانیک بازیک دگرگون شده، شیست ها، کوارتزیت ها، دیاباز، دولومیت، و گرانوفیر بوده که حدود ۱۰۰۰ متر از ضخامت این توالی در پرونده‌ها دیده می شود. لازم به ذکر است که شیست های گرگان را تناوب ۴۰۰ متری از سنگ های گرانوفیری، شیست آرنایتی، کوارتز آرنایت و لیت آرنایت بنام سازند محمد آباد می پوشاند که شاید قابل مقایسه با سازند قره داش در ناحیه تکاب باشد.



شکل ۲-۱۴ نحوه گسترش شیست های گرگان در محدوده بین کردکوی و علی آباد.

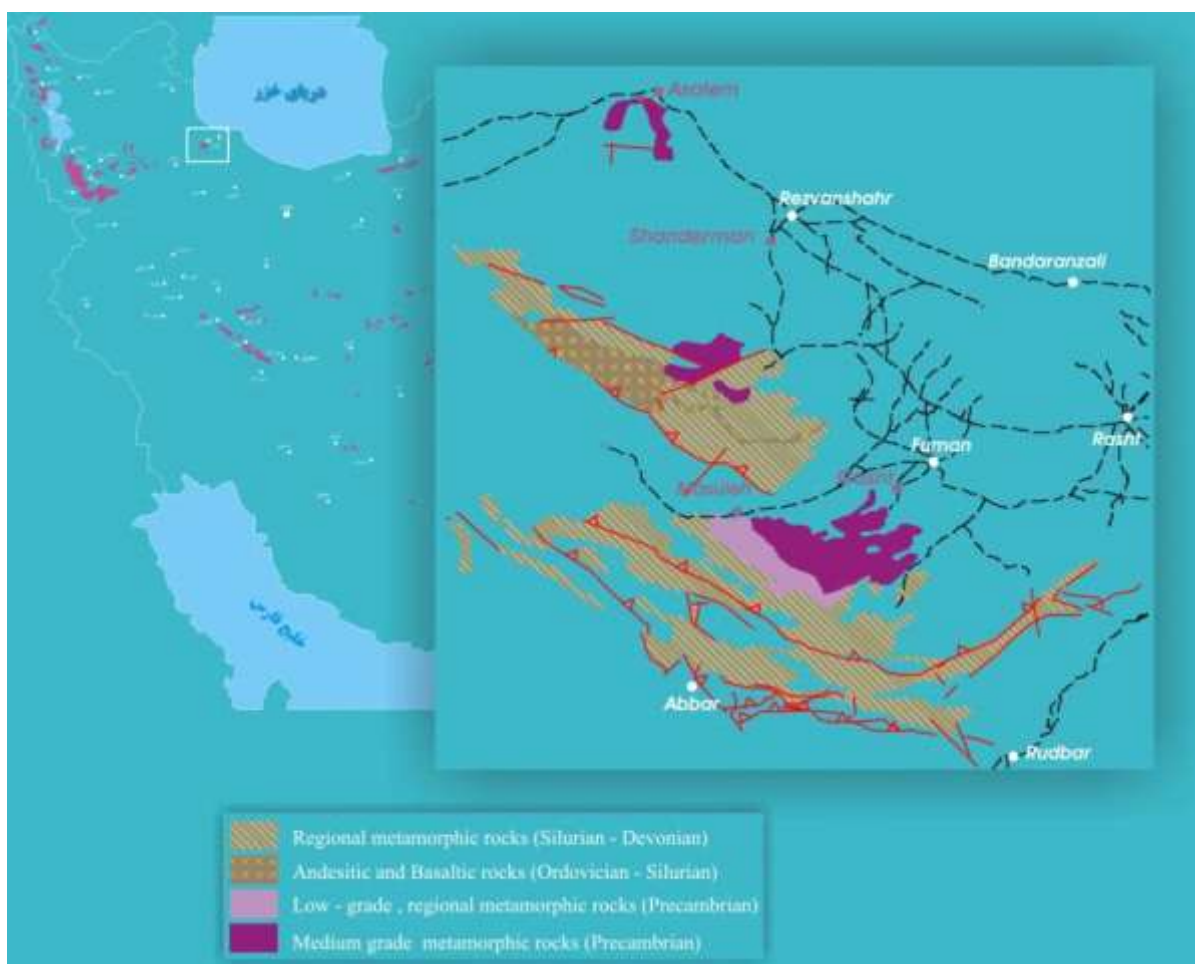
۲-۲-۴-۳ بندرانزلی (ماسوله)

در منطقه ماسوله، دو نوار باریک سرپانتینی، با روند شمال غربی - جنوب شرقی، در شرق لچور وجود دارد که در بین انواع سنگ شناختی دیگر کمتر تجزیه شده، آمفیبول ترمولیتی جانشین اوژیت شده و به همراه اپیدوت و کلریت دیده می شوند. شواهدی دال بر منشاء گرفتن سنگهای مذکور، از سنگهای اولترابازیک تا بازیک اوژیت دار وجود دارد. جایگزینی کامل این سنگها در شیست، خود گواه خوبی از وجود چنین خاستگاهی برای توده های اولترابازیک است. این توده ها احتمالاً در پرکامبرین نفوذ نموده، سپس در نتیجه یک مکانیسم تکتونیکی به موقعیت فعلی خود نقل مکان یافته اند. این فرآیند ممکن است حتی در بیش از یک مرحله و

در زمانهایی کاملاً متفاوت صورت گرفته باشد. در سرپانتین های شاندرمن رود، زیر لچور، توده های دایک مانند سفیدی از رودنگیت وجود دارد که در مقطع نازک از پوششهای گارنت هیدروگروسولر، اوژیت همراه با کلریت، اپیدوت و کلسیت تشکیل یافته اند.

۴-۲-۱-۴-۲-۲ کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم

سنگهای دگرگونی ای که اکنون تحت عنوان کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم خوانده می شود، قبلاً برای مناطق شاندرمن رود و شفارود بصورت یک کمپلکس رخساره شیست سبز، گنایس و سرپانتین توصیف شده اند (دیویس و دیگران ۱۹۷۲، جونز ۱۹۷۱). شواهد بافتی و کانی شناسی سنگهای اولیه، نشان دهنده حضور رسوبات آهکی آواری و رسوبات توفی همراه با گدازه های بازیک بین لایه ای، سنگهای منیزیم دار و پلیت هایی به رنگ روشن می باشد. سنگهای برشی اولترابازیک، عموماً بصورت سرپانتینیت ها دیده می شوند. این سنگها از نظر میزان سیلیس، درحد بازالت بوده و غنی از سدیم می باشند و مجموع آلکالن های آنها در برابر سیلیس، آنها را در محدوده سری سنگهای آلکالن قرار می دهد (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵ موقعیت کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم.

۲-۲-۲-۲ سنگهای نفوذی

۱-۲-۲-۲-۲ کوههای طالش

در منطقه شمال گشت- رودخان و در مناطق آبریز بین این حوضه و گیله و ندرود و رود کوروبارس، نوارهای میگماتی و سنگهای گرانیتی، حائز اهمیت بیشتری میباشند. در این منطقه عدسی های بزرگی از پگماتیت ها و لوکوگرانیت پگماتی وجود دارد که روند کلی شمال غربی را نشان می دهند. همچنین در نزدیکی شوالم (دره کوچکی بین گشت-رودخان و گیله و ندرود-رود کوروبارس)، رخنمون هایی از سنگ های دگرگونی نیمه پلیتی و پسامیتی تا کوارتزیتی بوسیله رگه های گرانیتی، پگماتی و گرانوفیری قطع شده اند.

در رود کوروبارس (دره ماسوله) توده های کوچکتر پریدوتیتی در تماس با یک زون کوارتزیتی قرار دارند. این احتمال وجود دارد که هضم این مواد کوارتزیتی، سبب ایجاد یک فاز حاشیه ای دیوریتی تا اسیدی شده باشد. به سمت غرب زون کوارتزیتی، سنگ های دگرگونی درجه پائین از نوع فیلیت ظاهر شده و در قاعده رخنمونهای پالئوزوئیک به سمت غرب و شمال غرب گسترش یافته است.

در مورد سن سنگهای کمپلکس دگرگونه (گشت) و توده های متنوع گرانیتی، پریدوتیتی و دیگر نفوذی های منطقه، با استناد بر شواهد موجود، بنظر می رسد که سن رسوبگذاری اولیه سازندهای تشکیل دهنده کمپلکس را بتوان به پرکامبرین نسبت داد. با توجه به اینکه حوادث متامورفیکی، سبب ایجاد سنگهای شیستی و گنایسی می گردد، سن برخی از آنها به بعد از پرکامبرین نسبت داده می شود.

۲-۲-۲-۲-۲ منطقه ماکو

در منطقه ماکو کمپلکسی دگرگون شده، حاوی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی وجود دارد که در مناطق زیر، رخنمونهای آن ها قابل مشاهده است:

الف) جنوب شرقی سیاه چشمه: سنگهای دگرگونی این حوضه از نظر سنگ شناختی، به دو واحد زیر تقسیم می شوند:

واحد اول، سنگهای دگرگونی درجه بالا که در برخی نقاط از گرانیت شدیداً تجزیه شده (احتمالاً گنایس گرانیتی، و پگماتیت های گارنت دار) تشکیل شده است. بررسی پتروگرافی نشان می دهد که گنایس گرانیتی در بیشتر نقاط شدیداً شکسته و خرد شده و بافت آنها گرانیتوئیدی است.

واحد دوم، سنگهای آتشفشانی بازیک که حالت پروپیلیتی داشته و خرد شده اند. بافت اولیه سنگها نامعلوم بوده و بافت کریستالوبلاستیک در آن ها بخوبی گسترش یافته است. این سنگها همراه با سنگهای گرانیتی خرد شده گزارش شده اند.

ب) کوه آق بابا: این سنگها به سه واحد زیر تقسیم می گردند:

بخش زیرین: این بخش اساساً از تعداد متغیری سنگهای با درجه دگرگون پایین، شامل سنگهای شیستوز اسیدی تا ولکانیکی حد واسط، میکروگرانیت یا گرانیت دگرگون شده، میکرودیوریت برشی شده که تا حدودی نیز تبلور دوباره یافته، دیاباز کمی دگرگون شده و مقداری سنگهای غیر دگرگون شده، تشکیل یافته است. سنگهای میکرودیوریتی بشدت برشی شده و تا حدودی نیز تبلور دوباره و دگرگونی دینامیکی را تحمل نموده اند (دگرگونی تا درجه تبدیل این سنگها با رخساره شیست سبز ادامه یافته است).

قسمت میانی این بخش، از اسلیت کمی دگرگون شده، فیلیت، کوارتز-آلیت-شیست و ماسه سنگ، همراه با میان لایه هایی از سنگ آهک و دولومیت که کم و بیش تبلور دوباره یافته اند، تشکیل شده است. بعلاوه سنگهای کم دگرگون شده با منشاء آذرین، متشکل از آندزیت برشی شده، داسیت و میکروگابروپورفیریتیک دگرگون شده، متعلق به این واحد هستند.

بخش بالایی: شامل سنگ آهک تبلور یافته و دولومیت می باشد.

۲-۲-۵-۵ ماگماتیسیم پرکامبرین در شرق ایران

از نظر زمین شناسی، لوت مرکزی و ناحیه شرق ایران به دو بخش مختلف تقسیم می شوند :

- ۱) بلوک لوت: بلوک لوت دارای ساختار تکتونیکی نسبتاً ساده تر و چین خوردگی ملایم می باشد. این سادگی در محل اتصال بلوک لوت به منطقه فلیش، بهم خوردگی بیشتری پیدا می کند. گستره پهناوری از بلوک لوت، توسط نهشته های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی و داسیتی پوشیده شده است. البته سریهای قدیمی تر از این سنگهای آتشفشانی (از پرمین تا ترشیری) نیز در برخی از نقاط قطعه لوت رخنمون دارد که بیشتر مترادف با آهکهای دریایی کم عمق و رسوبات تخریبی (متعلق به پرموتریاس و کرتاسه با ضخامت کم)، شیل ها و ماسه سنگهایی به ضخامت زیاد و با آثار گیاهی بوده و متعلق به تریاس و ژوراسیک زیرین می باشد.
- ۲- منطقه آمیزه رنگین (Coloured Melange) و فلیش که اصطلاحاً آنرا «منطقه فلیش» می نامند. برخلاف بلوک لوت، منطقه فلیش، شدیداً تحت تأثیر تکتونیک قرار گرفته و از رسوبات دریایی عمیق با ضخامت زیاد (شیل و رسهای سیلیسی، رادیولاریت، آهکهای پلاژیک، سنگهای نفوذی دیابازی و آندزیتی زیردریایی، توف ها و قطعاتی از سنگهای اولترابازیک سرپانتینی شده) تشکیل شده که با توجه به فسیلهای موجود در آن سن کرتاسه را برای آن تعیین کرده اند. در اینجا ماگماتیسیم پرکامبرین شرق ایران در دو بخش سنگ های خروجی و سنگ های نفوذی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۲-۵-۱-۵ سنگهای خروجی

این سنگها منحصر در منطقه لکرکوه بیرون زدگی دارند. سازند هرمز قدیمترین مجموعه سنگها را در این منطقه تشکیل می دهد. سازند مزبور، در زیر ماسه سنگهای قرمز کامبرین سازند لالون، در طول نیمه شمالی منطقه در بند- لکرکوه قرار می گیرد. رخمنوهای کوچکی از ماسه سنگهای سیلتی صورتی تا قرمز و لایه بندی شده نیز وجود دارد که در آنها یک سیل کوچک گابروئی جایگزین شده است.

سنگهای مشابه با موارد فوق، در منطقه کرمان- ساغند یافت شده که هوکریده و دیگران (۱۹۶۲) آنها را تحت عنوان سری دزو نامیده اند. به علاوه، اشتوکلین (۱۹۶۱) واحد مشابهی را در «راور کرمان» تحت عنوان سازند راور بررسی و توصیف

نموده که شامل رخنمونهای لکروه می باشد. اشتوکلین نتیجه گرفته که این واحد مربوط به زمان قبل از سازند لالون یعنی پرکامبرین پسین و احتمالاً معادل با سازند هرمز می باشد.

۲-۲-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۵-۱ منطقه قائن

درکوه زال (حدود ۱۸ کیلومتری جنوب- جنوب غربی قائن) مجموعه ای از گنایس و گرانیت قابل مشاهده است. گنایس ها معمولاً به رنگ خاکستری مایل به سبز تا صورتی و دانه درشت بوده در حالیکه رنگ گرانیت ها سفید تا صورتی رنگ بوده و معمولاً هوازده اند. در صحرا دو نوع گرانیت تشخیص داده می شود:

الف) لوکوگرانیت: گرانیتی ریزدانه با ترکیب متمایل به آلکالن که واجد کانی های مسکویت و تورمالین است.

ب) بیوتیت گرانیت: کانیهای اصلی تشکیل دهنده آن عبارتند از کوارتز و فلدسپات همراه با فلدسپات های پتاسیم، الیگوکلاز..

با توجه به منطقه ای بودن پلاژیوکلاز و بافت مونزونیتی، برای گرانیتها منشاء ماگمایی تصور شده است. انکلاوهای کوارتز-دیوریتی احتمالاً نشان دهنده تفریقهای بازیک در برخی نقاط می باشد. گرانیت نیز، همانند گنایس، در مرحله بعدی میلونیتی شدن قرار گرفته است.

۲-۲-۵-۲ منطقه تربت جام

در دو منطقه واقع در شرق خراسان، سربهای دگرگونی درجه بالا به سن پروتروزوئیک وجود دارد.

الف) تربت جام: کمربند دگرگونی، مستعمل بر سنگهای رسوبی و آتشفشانی، همراه با گرانیت آذرین به سن ۶۵۰-۶۳۰ میلیون سال.

ب) شاهرخت: پی سنگ مربوط به قبل از ژوراسیک، شامل آناتکسیتیت همراه با کوردیوریت و سیلیمانیت، گرانیت مونزونیتی، آمفیبولیت های پیروکسن دار و غیره می باشد. رخساره لوکوگرانیت منطقه، ممکن است با گرانیت دوران واقع در شمال غربی و ایران مرکزی (اشتوکلین و افتخار نژاد، ۱۹۶۹) منطبق باشد.

سن ژنوکرونولوژیکی پیشنهادی برای این مجموعه (گنایس-گرانیت)، پروتروزوئیک است. تعیین سن صورت گرفته با روش

U/Pb (برروی زیرکن های دگرگونه های بیوتیت- گارنت دار) معادل ۶۵۵ میلیون سال را تعیین می کند. این نتیجه برای

متامورفیسم به سن آستتیک اشاره می نماید که طی آن گنایس ها و احتمالاً گرانیت بوجود آمده است. سن سنگهای رسوبی،

دگرگونی و متاولکانیکی احتمالاً به پروتروزوئیک پسین مربوط می گردد.

۲-۳ دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۱ مقدمه

تا سال های اخیر، زمین شناسان کلیه سنگ های دگرگونی ایران را منتسب به پرکامبرین می دانستند، چرا که این سنگ ها از نظر درجه و رخساره دگرگونی، با سنگ های غیردگرگونی پالئوزوییک شناخته شده ایران، تفاوت داشتند. ولی، امروزه پذیرفته شده که بسیاری از دگرگونی های منسوب به پرکامبرین، به واقع سنگ های جوان تری از پرکامبرین هستند که در زمان های بعد از پرکامبرین تغییر شکل و جنس داده اند.

فرآیندهای دگرگونی تحمیل شده بر سنگ های قاره ای پرکامبرین ایران چندزادی است و در همه جا اثرات یکسانی را بجا نگذاشته است؛ به طوری که از نظر رخساره دگرگونی، می توان این سنگ ها را به دو گروه مجزا تقسیم نمود. گروه اول، انواعی از آمفیبولیت، گنایس، شیست و سنگ مرمر را می توان نام برد که نشانگر دگرگونی از نوع فشار بالا و دمای پایین هستند. اما گروه دوم که در جایگاه چینه شناختی بالاتری قرار دارند، از نوع فیلیت، اسلیت، شیست و نشانگر رخساره دگرگونی از نوع دمای بالا و فشار پایین می باشند.

۲-۳-۲ پراکندگی جغرافیایی سنگ های دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۲-۱ سنگ های دگرگونی پرکامبرین در ایران مرکزی

۲-۳-۲-۱-۱ ناحیه ساغند و پشت بادام

توالی ستبری (حدود ده هزار متر) از سنگ های دگرگونی درجه بالا و یا پایین دگرگونی در منطقه ساغند و پشت بادام وجود دارد که حقی پور (۱۹۷۴)، با توجه به فرآیندهای دگرگونی، سنگ رخساره و همچنین جایگاه چینه شناسی، آنها را به چهار واحد سنگ چینه ای تقسیم کرده است (اشکال ۲-۱۶ و ۲-۱۷):

الف) سری های اولیه (Earlier Series):

واحد موسوم به سری های اولیه در منطقه ساغند - پشت بادام برونزد نداشته، اما وجود برخی قطعات سنگی و کانی های دگرگونی، در ردیف های جوان تر، حاکی از یک مجموعه دگرگونه قدیمی دانسته شده که خاستگاه ماگمایی و یا سنگ های دگرگونی داشته اند.

ب) مجموعه چاپدوننی (Chapedony Complex):

مجموعه چاپدوننی به دلیل دارا بودن بیشترین درجه دگرگونی، کهن ترین سنگ های پرکامبرین ناحیه ساغند - پشت بادام دانسته شده است. ستبری این واحد حدود چهار هزار متر برآورد شده که بیشتر آن گنیس است. تمام مجموعه حالت میگماتیته داشته و مقدار درخور توجهی گرانیت آناتکسی نیز به همراه دارد. حفظ بقایای لایه بندی، وجود میان لایه های مرمر و کانی های تخریبی سبب شده تا خاستگاه اولیه دگرگونی های چاپدوننی، آواری - آتشفشانی در نظر گرفته شود.

ج) مجموعه بُنه شورو (Bonehshuro Complex):

مجموعه بَنه‌شورو با سترای ۲۰۰۰ متر شامل تناوبی از شیست، آمفیبولیت، گنیس، کمی سنگ‌های کوارتزی و به ندرت مرمر است. فراوانی آمفیبولیت از ویژگی‌های این مجموعه است. از نظر سنگ شناسی، آمفیبولیت‌های مزبور بافت گرانو-نماتوبلاستیک داشته و کانیهای زیر در آن مشاهده می‌شوند: هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز (اولیگوکلاز-آندزین) + کومینگتونیت + بیوتیت + گارنت، اپیدوت، کلینوزویت + کوارتز.

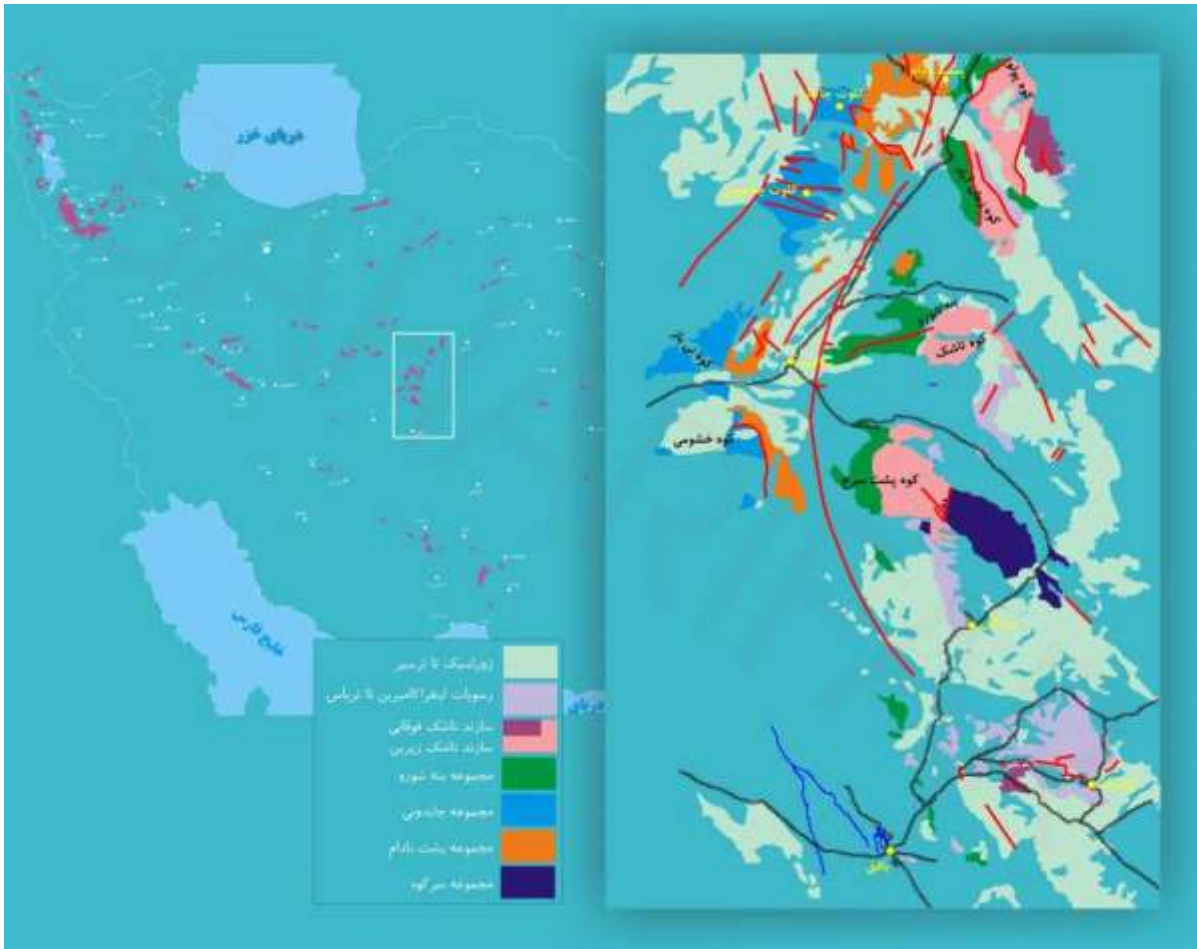
درجه دگرگونی مجموعه بَنه‌شورو خفیف‌تر از مجموعه چاپدونی بوده و لذا جوان‌تر از آن است و وجود دگرشیبی و افق‌های کنگلومرایی در حد فاصل مجموعه چاپدونی در زیر و مجموعه بَنه‌شورو در بالا مؤید این نظر است. گفتنی است که مرز بالای مجموعه بَنه‌شورو با یک افق شاخص (Marker Bed) شامل مرمر دولومیتی همراه با کمی شیست و گنیس مشخص شده است.

د) سازند تاشک (Tashk Formation):

سازند تاشک که به طور ناپیوسته و با حضور یک افق کنگلومرایی بر روی مجموعه بَنه‌شورو قرار دارد، شامل حدود ۲۰۰۰ متر پلیت‌های همگن، گریواک دانه‌ریز و ماسه‌سنگ آرکوزی است که در اثر دگرگونی، به شیست، فیلیت، اسلیت، میکا شیست و متاگریواک تبدیل شده‌اند. تفاوت رخساره دگرگونی سبب شده تا این سازند (تاشک) به دو بخش تقسیم شود:

الف) بخش زیرین (تاشک ۱) بیشتر گریواکی با رخساره آمفیبولیت تا شیست است.

ب) بخش بالایی (تاشک ۲) منشأ پلیتی و درجه پایین رخساره شیست سبز دارد. تاشک ۲، با سازندهای کهر، کلمرد، تکنار و سری مراد هم‌ارز و قابل قیاس است. در خاور ایران مرکزی، تاشک بالایی، با دگرشیبی زاویه‌ای مشخص، به وسیله سنگ‌های پرکامبرین پسین (سازند ساغند - سری ریزو) پوشیده شده است که نشانگر عملکرد فاز کوهزایی کاتانگایی (مُرادین) است.



شکل ۲-۱۶ نقشه موقعیت سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در ایران مرکزی (ناحیه ساغند و پشت بادام).

به غیر از واحدهای یاد شده، در ناحیه ساغند - پشت بادام، دو واحد سنگ‌چینه‌ای شامل مجموعه پشت بادام و مجموعه سرکوه نیز به سن پرکامبرین گزارش شده‌اند (حقی پور، ۱۹۷۴).

ه) مجموعه پشت بادام

این کمپلکس در کوه‌های پشت بادام، شمال کوه سفید دنبه و کوه ساغند رخنمون دارد. در کوه گلمانده نیز رخنمون کوچکی از سنگ‌های مشابه وجود دارد. بخش کهنتر این کمپلکس از نظر سنی به بخش دگرگونه پرکامبرین و بخش جوانتر آن احتمالاً به پالئوزوئیک نسبت داده شده است (حقی پور و همکاران ۱۹۷۷). این کمپلکس دارای نفوذی‌های فراوان با سن‌های متفاوت است.

بخش‌های دگرگونه (درجه بالا) که منسوب به پرکامبرین هستند، دارای سنگ‌های متاولکانیکی و همچنین گنیسی می باشند که از سنگ‌های آتشفشانی مشتق شده و با نفوذی‌های دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و اولترابازیکی با سن‌های متفاوت مورد هجوم قرار گرفته‌اند. در سنگ‌های جوانتر کمپلکس که دگرگونی خفیف تری دارند، متابازالت و سنگ‌های آذرآواری کم دگرگون شده نیز ملاحظه میگردد. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷) گزارش کرده‌اند که در کمپلکس پشت بادام، فسیل‌های دونین وجود دارد و این کمپلکس با سازند شیشتو در تداوم کامل است. دیوریت‌ها و گابروهای که در کوه چمگو در این کمپلکس نفوذ کرده‌اند، سنی معادل $10 + 187$ میلیون سال دارند، که اواخر تریاس را نشان می‌دهد.

و) مجموعه سرکوه

سنگ های دگرگونی تشکیل دهنده مجموعه سرکوه از نوع میکاشیست های حاوی کیانیت، سیلیمانیت، گارنت و آندالوزیت است که به طور محلی، واجد مقادیر اندکی مرمر و چند بین لایه آمفیبولیتی و سنگ های اسکاپولیتی می باشد. در این مجموعه، نفوذی هایی از نوع اسید، دایک های قلیایی و گاهی رگ های پگماتیته دیده می شود. پایین بودن درجه و رخساره دگرگونی مجموعه سرکوه، سبب گردیده تا هوشمندزاده (۱۳۶۸) نسبت به قدیمی بودن آن تردید داشته باشد. از سوی دیگر، در تناوب های مرمری این مجموعه، جلبک هایی پیدا شده که ممکن است سن پالئوزویک داشته باشند. گفتنی است که سن پرتوسنجی این شیست ها، ۱۸۰ میلیون سال (ژوراسیک) گزارش شده است.

مطالعات سازمان انرژی اتمی

وجود کانی های گروه اورانیم در ناحیه ساغند سبب گردیده تا پی سنگ پرکامبرین ناحیه توسط گروه مشترک سازمان انرژی اتمی و کارشناسان چینی، با استفاده از روش های نوین رادیوایزوتوپی و ژئوفیزیکی بررسی و از پی سنگ پرکامبرین ایران مرکزی دیدگاه نوینی ارائه شود. بر اساس مطالعات انجام شده، دو سازند ناتک و ساغند نیز به مجموعه تشکیلات واقع در منطقه ساغند- پشت بادام اضافه گردیده است.

ز) سازند ناتک:

بنا به نوشته سامانی (۱۳۷۱) کهن ترین واحد دارای رخنمون در ایران مرکزی، انباشته های فلیشی - تخریبی، با رخساره شیب قاره ای، به نام « سازند ناتک (Natk Formation) » است که سن پرتوسنجی آن بروش Sm/Nd ۷۵۰ تا ۸۷۴ میلیون سال گزارش شده است. همچنین سن مطلق گرانیت و گرانودیوریت های همراه آن به روش اورانیوم سرب ۶۱۹ - ۶۲۹ میلیون سال و بلورهای زیرکن همراه آنها به روش اورانیوم سرب، ۶۵۲ - ۸۴۶ میلیون سال تعیین شده است. سازند ناتک، با دگرشیبی زاویه دار، در زیر سنگ هایی با رخساره کافت قاره ای قرار دارد که میزبان کانسارهای عمده آهن، آپاتیت، مواد پرتوزا و عناصر خاکی کمیاب است و به نام «سازند ساغند» نام گذاری شده است.

ح) سازند ساغند:

سازند ساغند با ستبرایی از ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر، دارای ماگماتیسم با سرشت دوگانه، رسوبات گرمایی، سنگ های آواری، آذرآواری و شیمیایی - رسوبی بوده و قابل تقسیم به ۵ عضو جداگانه است که سن آنها در محدوده زمانی بین ۷۸۰ تا ۵۸۳ میلیون سال است (داده های ایزوتوپی زیرکن های لوکوگرانیت ساغند سن ۵۸۰ میلیون سال را مشخص نموده اند). سازند ساغند در زیر لایه هایی قرار دارد که مشخصه رخساره کافتی دارد و هم ارز سازندهای ریزو، دزو و سلطانیه است.

بحث

آیا سنگ های دگرگونی، ماگمایی و رسوبی ایران مرکزی و ناحیه ساغند که به پرکامبرین نسبت داده می شوند، براستی دارای سن پرکامبرین هستند؟ به منظور پاسخ به پرسش مذکور، مجموعه ها و سازندهای مختلف این منطقه را به تفکیک مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۱) کمپلکسهای چاپدونی و بنه شورو

سامانی و دیگران، (۱۳۶۷) بر این باورند که کمپلکسهای دگرگونی (چاپدونی، بنه شورو و سازند تاشک) همان طبقات سازند ناتک است که در زمان مزوزوییک و سنوزوییک دگرگون شده و ماگماتیسیم گرانیتهی در آن نفوذ کرده است. در ضمن، ایشان برای مجموعه‌های چاپدونی، بنه شورو و تاشک نام «گروه تاشک» را پیشنهاد می‌کنند؛ مشروط بر آن که سازند تاشک به سازند ناتک تغییر نام دهد.

شرکت تکنو اکسپورت در تهیه نقشه زمین شناسی بیاضه، سن دیوریت چنگو را با روش پتاسیم - آرگون 10 ± 187 میلیون سال و گرانودیوریت های مخلوط با آن را ۱۶۰ میلیون سال تعیین کرده اند. همین کارشناسان برای گرانیته اسماعیل آباد سنی حدود ۱۴۰ میلیون سال پیشنهاد کرده اند که با سن بدست آمده از روش روییدیم - استرانسیم کراوفورد (Crawford, 1977) مطابقت دارد.

۲) سازند تاشک

اگرچه حقی پور و همکاران (۱۹۷۴، ۱۹۷۷) سازند تاشک را معادل سازند کهر در شمال و غرب، و سری مراد در جنوب شرقی ایران مرکزی دانسته اند، هوشمند زاده و دیگران (۱۳۶۷) و حمدی (۱۳۷۴) هر دو بخش را به پرکامبرین موسوم نمی دانند و در نقاط مختلف چاه شور، سرکوه و کوه سربالا فسیل های مربوط به سن پالئوزوئیک زیرین تا بالائی را گزارش نموده اند.

حمدی (۱۳۷۴) از لایه های سیلتی و شیلی چاه شور، فسیل *Planolites* متعلق به کامبرین زیرین را گزارش نموده است.

۳) مجموعه پشت بادام

هوشمند زاده و همکاران (۱۳۶۷) فسیل کندونت گونه *Polygnathus Sp.* از لایه های مرمری متناوب با سنگ های ولکانیک بازالتی دگرگون شده از مجموعه پشت بادام را گزارش کرده اند که تعلق این بخش از این مجموعه را به پالئوزوئیک بالایی نشان می دهد. به علاوه، هوشمندزاده (۱۳۶۸) برای مجموعه پشت بادام سن پالئوزوئیک و مزوزوئیک را قائل بوده و تفاوت در درجه دگرگونی را نتیجه نفوذ توده های گرانیته می داند که گاه در بعضی مناطق اثر بیشتر و در بعضی نقاط، اثر گذاری کمتری داشته اند.

۴) مجموعه سرکوه

بر اساس مطالعات حمدی (۱۳۷۴) در ناحیه سرکوه، جنوب معدن آهن چادرملو (در برش گردنه سرکوه) از لایه های مرمر که تحت عنوان لایه های کلیدی در نقشه ۱:۵۰۰۰۰۰ بیابانک بافق (حقی پور و همکاران، ۱۹۷۷) نشان داده شده، فسیل *Papillomembrana sp.* توسط کارشناسان روسی تشخیص داده شده است که متعلق به کامبرین بالائی است. علاوه بر آن، لایه های متناوب مرمر و اسلیت در برش همین گردنه، (با توجه به فسیل یاد شده) رسوبات مشابه سازند میلا را تداعی می کند. رسوبات مشابه سازند میلا در ناحیه سرکوه واقع در جنوب معدن آهن چادرملو متشکل از تناوب سنگهای کربناتی و شیل که بشدت دگرگونه شده اند (مرمر و شیست) بخشی از کمپلکس سر کوه را تشکیل می دهد. مشابه همین رسوبات در جنوب چاه شور واقع در شمال معدن آهن چادرملو بر روی کنگلومرای کوارتزیتی سازند لالون بطور همشیب قرا ردارند.

پایین بودن درجه و رخساره دگرگونی مجموعه سرکوه، سبب گردیده تا (هوشمندزاده و دیگران، ۱۳۶۸) نسبت به قدیمی بودن آن تردید داشته باشند. از سوی دیگر در تناوب‌های مرمری این مجموعه، جلبک‌هایی پیدا شده که ممکن است سن پالئوزوئیک داشته باشند. گفتنی است که سن پرتوسنجی این شیست‌ها، ۱۸۰ میلیون سال (ژوراسیک) گزارش شده است.



شکل ۲-۱۷ نقشه زمین‌شناسی منطقه ساغند.

مطالعات جدید در مورد ایران مرکزی

در جدول زیر، نتایج حاصل از جدیدترین سن سنجی‌های مربوط به مجموعه‌ها، سازندها و واحدهای سنگی واقع در منطقه ساغند- پشت بادام بطور خلاصه نشان داده شده است.

جدول ۲-۱ نتایج جدیدترین سن سنجی‌های مربوط به مجموعه‌ها، سازندها و واحدهای سنگی واقع در منطقه ساغند- پشت

بادام.

توده های نفوذی			سازندها و کمپلکسها		
سن	نمونه سن سنجی شده	ناحیه لیتوتکتونیک	سن	نمونه سن سنجی شده	واحد سن سنجی شده
۵۳۳	گراتودیوریت آریز، گراتودیوریت کوه پلو	شرقی	۵۴۴	کوارتز فلدسپار گنایس	کمپلکس ینه شورو
۵۲۵	توده زیرگان		۵۴۷	گارنت آمفیبولیت	
۵۲۶	لوکو گرانیت دوزخ دره		۵۴۷	کوارتز دیوریت	
۵۲۵	گرانیت سفید		۶۰۲ - ۶۱۷	میکا شیت	
۲۱۵	گراتودیوریت چامگو، گراتودیوریت انرگ	مرکزی	۵۳۳ - ۶۲۷	توف ولکانی کلاستیک	سازند تاشک
۲۱۸	گراتودیوریت اسماعیل آباد		۵۲۸	ربو داسیت	واحد ولکانوسدیمنتاری کامبرین
۴۳	دیوریت دره انجیر	غربی	۵۲۷	داسیت	
۴۴	گرانیت خشومی		۵۲	گنیس کلوت چاپدونی	
			۴۶	گنیس نی باز	

۲-۳-۲-۱-۲ ناحیه ترود

در ناحیه ترود، دگرگونی های منسوب به پرکامبرین، بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیت های گارنت و هورنبلنددار است که از نظر شدت دگرگونی، بالاترین رخساره آمفیبولیت را دارا می باشند. از همین رو، تفریق دگرگونی پیشرفت چشمگیری داشته و حاصل آن، ایجاد بافت چشمی و سیمای نوار مانند تاریک و روشن در گنیس ها است. این مجموعه که ریخت گنبدی دارد، به طور دگرشیب توسط رسوبات با درجه دگرگونی پایین به سن تریاس - ژوراسیک (گروه شمشک)، پوشیده شده است. تفاوت سنگ شناسی و همچنین اختلاف ناگهانی و شدید نوع و درجه دگرگونی سبب گردیده تا هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) دگرگونی های درجه بالا را به پرکامبرین نسبت دهند. هرچند که پدیده دگرگونی ممکن است مربوط به رخداد تریاس پسین باشد (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۸ بیرون زدگی سنگ های دگرگونی پرکامبرین در ناحیه ترود.

۳-۲-۳-۱-۳-۲ انارک

در ناحیه انارک، از شمال نایین تا حوالی ساغند - پشت‌بادام، یک مجموعه شیستی تیره رنگ برونزد دارد که با سنگ‌هایی از جنس فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ آهک‌های متبلور، کلریت اپیدوت شیست، میکا شیست و اپی‌گنیس همراهند. اشتال (۱۹۱۱) سن این مجموعه را به آرکئن نسبت داده است. داودزاده و همکاران (۱۹۶۹) ضمن اعتقاد به سن پرکامبرین، این مجموعه را « دگرگونی‌های انارک» نام نهاده‌اند. بر اساس کار زمین‌شناسان شرکت تکنواسپورت، در ناحیه انارک این مجموعه شامل ۵ کمپلکس چاه‌گربه، مرغاب، پتیار، محمدآباد و دوشاخ است؛ ولی در ناحیه خور، ۵ کمپلکس چاه‌گربه، پتیار، کبودان، دوشاخ و پشت‌بادام، از جمله سازندگان دگرگونی‌های انارک بشمار می‌روند (شکل ۲-۱۹). الماسیان (۱۹۹۷)، شیست‌های انارک را به شرح زیر تقسیم نموده است:



شکل ۲-۱۹ نقشه زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین منطقه انارک.

سن	قابل قیاس با	سنگ‌شناسی	واحد سنگ‌چینه‌ای (غیر رسمی)		
کامبرین پیشین	تویونین	- میکایی	واحد مرغاب	-	
	یوتومین	سازند باروت	شیست (کلریتی، اپیدوتیتی، میکایی) دولومیت		واحد پتیار
	آتابانین	دولومیت بالایی سلطانیه	مرمرهای نازک تا ضخیم‌لایه با کمی شیست کربناتی		مرمرهای لاک
	توماتین	شیل بالایی سلطانیه	شیست‌های اپیدوتیتی، کلریتی، مسکووتیتی	شیست بالایی	شیست‌های انارک
	مالی‌کای	دولومیت میانی سلطانیه	مرمرهای مطبق و شیست	مرمرهای میانی	
تویروتروزویک	شیل پایینی سلطانیه	شیست مسکووتیتی، کلریتی، یوتیتی	شیست زیرین	گروه چاه‌گره	
	دولومیت پایینی سلطانیه	تتاوب، مرمرهای خاکستری تیره و روشن، میکا شیست	مرمرهای زیرین		
	-	شیست روشن رنگ	شیست سبرز		

با توجه به جدول فوق، « شیست‌های انارک » سن نئوپروتروزویک - کامبرین پیشین داشته که در زمان تریاس پسین، و در اثر رویداد سیمبرین پیشین، دگرگون شده‌اند.

۲-۳-۱-۴ منطقه تکاب

در منطقه تکاب، سنگهای دگرگونه شامل مجموعه‌ها و واحدهای متعددی می‌باشند که به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند. برخی از این سنگ‌های دگرگونی، در واقع از سنگهای آواری با منشاء ولکانوژنیک و یا از برخی سنگهای آتشفشانی بازیگ بوجود آمده‌اند. همچنین، برخی از سنگهای آذرآواری اولیه به آمفیبولیت و آمفیبول شیست تبدیل شده‌اند. در سنگهای هم‌ارز سازنده کهر، لایه‌های ریولیتی، توف و گدازه‌های آندزیتی وجود دارد، که برخی تا حدودی دگرگونه‌اند. بنابراین یک ماگماتیسم مقدم بر متامورفیسم وجود داشته‌است. مجموعه‌های دگرگونی واقع در منطقه تکاب نسبتاً فراوان بوده و از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به مجموعه‌ها و واحدهای زیر اشاره نمود (شکل ۲-۲۰):



شکل ۲-۲۰ نقشه زمین شناسی سنگ های دگرگونی پرکامبرین منطقه تکاب.

الف) مجموعه سورسات: توسط رسوبات اینفراکامبرین پوشیده شده است. به دو واحد تقسیم می شود:

- ۱) واحد اینچه: شامل گنایس، میگماتیت و گرانیت است.
- ۲) واحد بلاغ اصلی: شامل میکاشیستهای متنوعی است که بطور هم شیب بر روی واحد اینچه قرار می گیرد.

ب) مجموعه امیر آباد: این مجموعه دارای سه واحد است:

۱) گنیس داوه یاتاقی: شامل گنایسهای آلماندن داری است که به اعتقاد پلسیر و همکاران (۱۹۸۲)، قدیمیترین واحد منطقه تکاب بشمار می رود. لایه هایی از میکاشیست و گنیس دیوریتی نیز در داخل آن وجود دارد.

۲) آمفیبولیتهای علم کندی: واحد گنایسهای داوه یاتاقی را می پوشاند و عمدتاً از آمفیبولیت تشکیل شده و دارای واحدهایی از گنیس و مرمر نیز می باشد.

۳) شیست انگوران: بشدت چین خورده بوده و حاوی کانی سازی سرب و روی است. این واحد اساساً از شیستهای مختلف تشکیل شده است که با مرمر، کوارتزیت، گنایس و سنگهای متاولکانیک همراه است. از نظر سنی گاه آنها به پالئوزوئیک و مزوزوئیک نیز نسبت داده اند.

ج) مجموعه ماه نشان: این مجموعه شامل دو واحد گنیس آق کند و شیست پشتوک است.

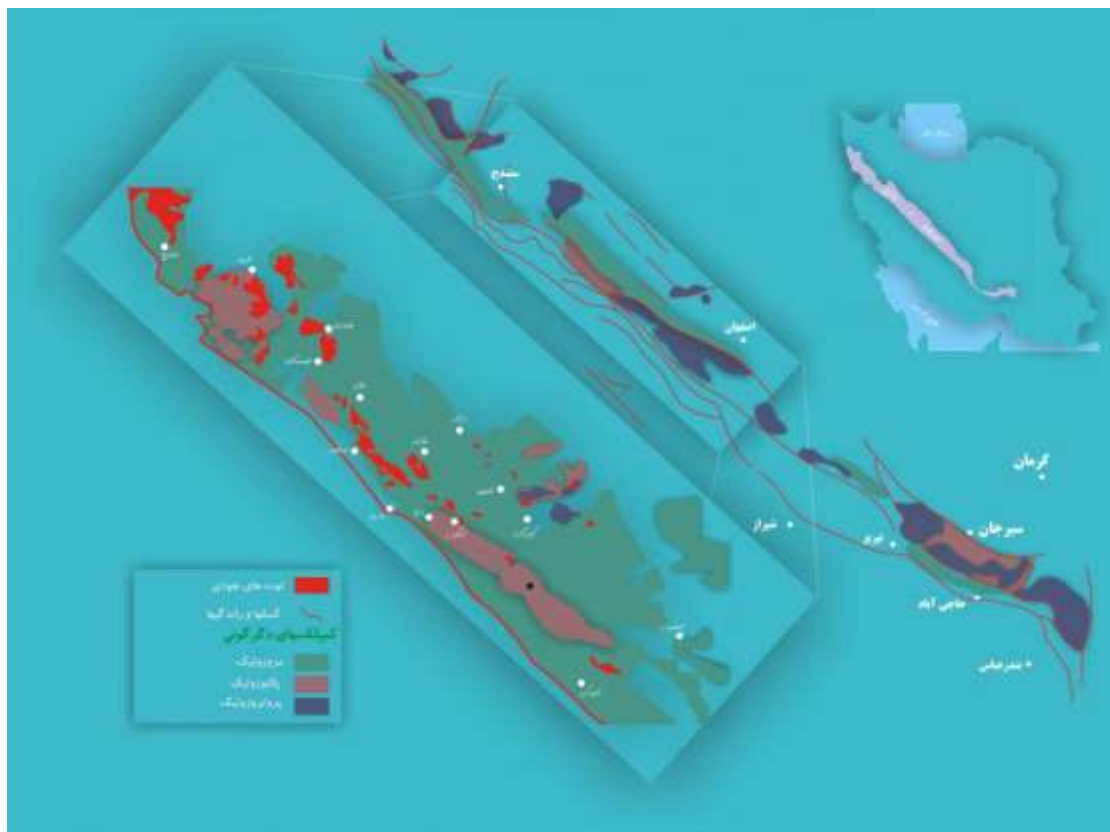
(۱) گنیس آق کند: به رنگ صورتی تا خاکستری و اصولاً دارای بافت چشمی است.

(۲) شیست پشتوک: در جنوب گنیس آق کند واقع شده و شامل توالی ضخیمی از شیستهای تیره، میکاشیست، شیستهای کردیریت دار، آمفیبول شیست و مرمر است که دو مرحله دگرگونی را تحمل کرده است.

(د) مجموعه خیر آباد: متشکل از گنیس و میگماتیت است که بوسیله میکاشیست پوشیده شده است. برخی از زمین شناسان آنرا به مزوزوئیک نسبت داده اند.

۳-۳-۲ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در زون سنندج - سیرجان

زون سنندج - سیرجان به عنوان پرتکاپوترین حوضه ساختمانی - رسوبی ایران، یک کافت میانه بلوک است که بیشتر سنگ‌های آن دگرگون است (شکل ۲-۲۱). از گذشته، بسیاری از دگرگونی‌های موجود در مناطق سیرجان، حاجی‌آباد، کولی‌گش، شهرکرد، بویین، ازنا، گلپایگان، موته، مهاباد، مریوان، تکاب و باختر دریاچه ارومیه به پرکامبرین نسبت داده شده اند (جدول ۲-۲). از این بین، سنگ‌های دگرگونی مناطق نیریز، گلپایگان و مریوان - مهاباد مورد بررسی قرار خواهند گرفت.



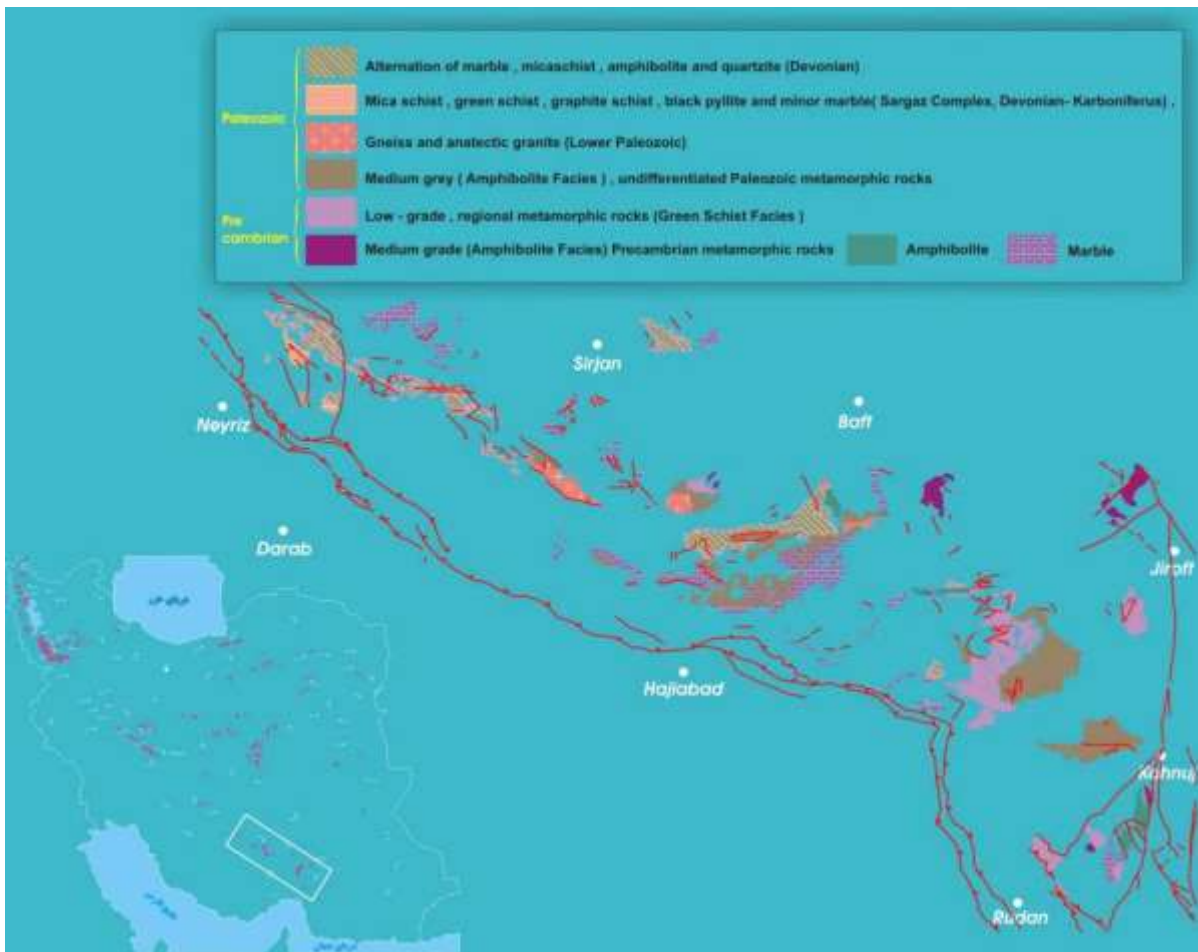
شکل ۲-۲۱ موقعیت سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در زون سنندج - سیرجان.

جدول ۲-۲ مهم‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی دگرگونی در منطقه سنندج - سیرجان.

منطقه	مؤلف	واحد سنگ‌چینه‌ای (غیررسمی)	سنگ‌شناسی
حاجی آباد	بربریان - نوگل (۱۹۷۴)	بره خوشان	آمفیبولیت
		زرآب	میکا، شست، گنیس، آمفیبولیت
نیریز	ریکو (۱۹۷۴)	شاه‌عباس	گنیس، میکا شست
		کوه سفید	مرمر، پارا آمفیبولیت، گنیس
ازنا	تپه (۱۹۶۶)	کمپلکس ازنا	پاراگنیس، ارتوگنیس، آمفیبولیت
بوین	تپه (۱۹۶۶)	کمپلکس بوین	آمفیبولیت، گنیس، شست، مرمر
گلپایگان	تپه و همکاران (۱۹۶۸)	کمپلکس گلپایگان	گنیس، فیلیت، گارنت‌دار، مرمر، میکا شست
مریوان	نوگل سادات (۱۳۵۶)	بایره - ویشکین	متاولکاتیک، فیلیت، گنیس، میکا شست
		دککا	
تکاب	علوی نایینی، عمیدی (۱۹۸۲)	خیرآباد	انگوران شست
		ماموشان	علم‌کندی آمفیبولیت
			داده‌یانی گنیس
			پشتوک مرمر
			آفی‌کند - گنیس
		امیرآباد	گنیس، میگماتیت، میکا شست
ارومیه	حقی‌پور - آقالبانی (۱۳۶۷)	-	گنیس
			آمفیبولیت
			سنگ‌های آتشفشانی اسید

۲-۳-۱ سنگ‌های دگرگونی منطقه نیریز

دگرگونی ناحیه نیریز (مجموعه قوری، ریکو، ۱۹۷۴) شامل تشکیلات کوه سفید و تشکیلات شاه‌عباس است که در اولی مرمر و پارا آمفیبولیت فراوان بوده و بصورت بین لایه ای دارای گنیس و میکاشیست نیز هستند. در تشکیلات شاه‌عباس، گنیس و میکاشیست گسترش زیادی داشته و در داخل آنها مرمر و بندرت آمفیبولیت وجود دارد.



شکل ۲-۲۲ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه نیریز.

به علاوه، در حدود ۲۰ کیلومتری شرق قوری کمپلکس چاه بند واقع شده است و شامل سنگهای گوناگون بازیگ و اولترابازیک غنی از آمفیبول می باشد. بهترین رخنمون آن در سه قلاتون، نزدیکی ده چاه در جنوب غرب کوه انجیران با ۲۰۰ الی ۳۰۰ متر ضخامت می باشد. از نقطه نظر سنگ شناسی بیشتر شامل پلاژیوکلاز آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، کومینگتونیت آمفیبولیت و غیره است. در برخی نمونه های موجود در کوه انجیران هنوز ساخت اولیه گابروهای لایه ای مادر، بخوبی حفظ شده است. آمفیبولیت هایی از تیپ های گوناگون نیز وجود دارد که احتمالاً از پریدوتیت و پیروکسنیت اولیه مشتق شده است.

رخنمون های منطقه ده چاه در سه قلاتون و کوه انجیران دارای انواعی از آمفیبولیت است که بطور بخشی از سنگهای پریدوتیتی مشتق شده اند. بخش عمده سنگهای مزبور را کومینگتونیت تشکیل داده که از اورتوپیروکسن و اولیوین منشاء یافته است. اورتوپیروکسن، احتمالاً از نوع انستاتیت است. اندکی کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید نیز در این سنگ ها وجود دارد. اولیوین احتمالاً فورستریتی بده که کاملاً به آمفیبول و اسپینل یا به کلریت، سرپانتین و اکسیدهای آهن تجزیه شده است. نکته قابل ذکر آن است که آمفیبولیت هایی که بطور کامل از هورنبلند سبز تشکیل شده، احتمالاً از یک پیروکسنیت یا هورنبلندیت آذرین مشتق شده اند؛ درحالیکه آمفیبولیت یا آمفیبول شیبست با بیش از ۸۰ درصد هورنبلند سبز، احتمالاً نشاندهنده منشاء اولیه گابروئی یا دیوریت بازیگ می باشد

مجموعه ای از سنگهای دگرگونه در منطقه گلپایگان وجود دارد، که برخی به پرکامبرین نسبت داده شده اند. این مجموعه شامل ارتوگنایس، پاراگنایس، مرمر، مرمرهای دولومیتی، شیست سبز، کوارتزیت و فیلیت می باشد. گرانیت های نزدیک مونه جوانتر از این سنگ های دگرگونی هستند ولی می بایست سنی همانند آنها یعنی پرکامبرین داشته باشند. گرانیت های مونه همراه با کانه سازی بصورت پیریت طلا دار می باشند. در منطقه گلپایگان، مجموعه های دگرگونی پرکامبرین بطور کلی بلافاصله در زیر ماسه سنگ ها، شیست های رسوبی، سنگ های آهکی و شیست های سبز پرمین قرار دارند (شکل ۲-۲۳).



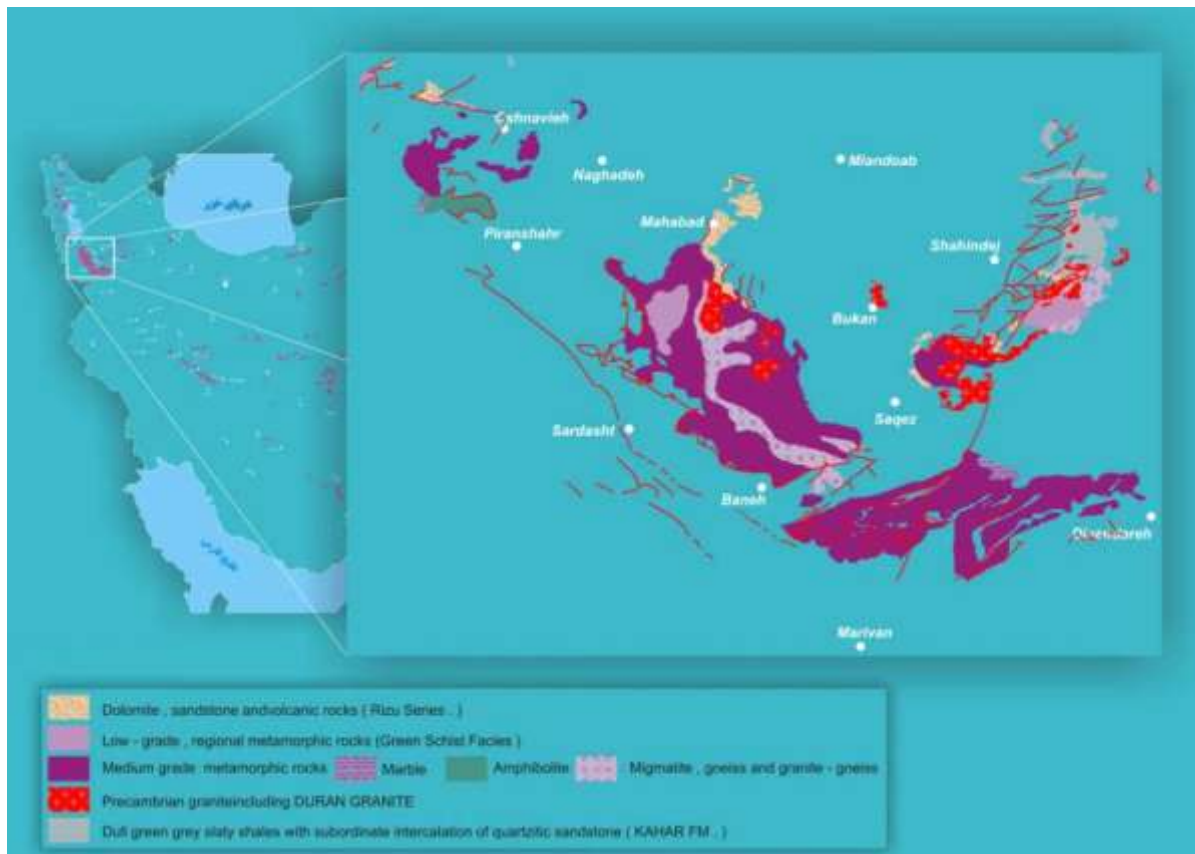
شکل ۲-۲۳ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه گلپایگان.

۲-۳-۳-۳ سنگهای دگرگونی منطقه مریوان - مهاباد

از نظر اشتوکلین (۱۹۷۱) منطقه مریوان - بانه بخشی از زون سندج - سیرجان و شامل سه زیر زون بصورت زیر است:

- ۱) زیر زون سنگهای دگرگونی قدیمی تر
- ۲) زیر زون سنگهای رسوبی ناحیه پلاتفرمی (کرتاسه تا ائوسن)
- ۳) زیر زون رسوبات فلیشی کمی دگرگون شده

قدیمی ترین سنگها شامل سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک و احتمالاً قدیمی تر است که شمال متاولکانیک، فیلیت، میکا شیست، گنایس و مرمرهای لایه لایه است (شکل ۲-۲۴).



شکل ۲-۲۴ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه مریوان- مهاباد.

۲-۳-۴ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در البرز

دگرگونی های منسوب به پرکامبرین کوه های البرز، تنها در دامنه شمالی این رشته کوه ها بروز دارند که از آن جمله می توان به شیست های گرگان، دگرگونی های اسالم - شاندرمن در جنوب باختری انزلی و دگرگونی های علم کوه (باختر کلاردشت) اشاره نمود. بر خلاف گزارش های متعدد موجود، پرکامبرین بودن سنگ های دگرگونی نواحی یاد شده چندان محرز نیست و به نظر می رسد که در فرآیند دگرگونی این نواحی، زمین ساخت برخوردی صفحه های ایران و توران، در زمان تریاس پسین و یا دگرگونی همبری (در ناحیه علم کوه) نقش اساسی داشته اند.

۲-۳-۴-۱ شیست های گرگان

از حوالی گرگان تا حدود ۱۲۰ کیلومتری باختر این شهرستان تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، کوارتزیت و به ویژه شیست‌های تیره رنگ، برونزد دارد که مرز شمالی آن محدود به گسل خزر و در جنوب به وسیله همبری گسل بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی رانده شده است که بخش قابل رؤیت آنها، حدود ۱۰۰۰ متر ستبراً دارد (شکل ۲-۲۵). گانسر (۱۹۵۱) و اشتوکلین (۱۹۶۸)، زمین‌شناسانی هستند که به طور استنباطی، شیست‌های گرگان را پی‌سنگ پرکامبرین کوه‌های البرز دانسته‌اند.



شکل ۲-۲۵ موقعیت سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در منطقه گرگان.

ژنی (۱۹۷۷) ضمن مقایسه شیست‌های گرگان با مجموعه بُنه‌شورو با ارائه دلایل زیر، شیست‌های گرگان را به سن پرکامبرین منسوب دانسته است:

- ۱- سن پرتوسنجی، که در حدود 1278 ± 300 تا 985 ± 100 میلیون سال برآورده شده است،
- ۲- پوشیده شدن شیست‌های گرگان با تناوبی از کراتوفیر، شیست آرنایتی و کوارتز آرنایت، به نام « سازند محمدآباد»، که به باور ژنی، قابل قیاس با سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کوهزایی پرکامبرین پسین (سازند قره‌داش) است.
- ۳- پوشیده شدن شیست‌های گرگان با تناوبی در حدود ۱۲۰ متر از ماسه‌سنگ سُرخ با یک افق کوارتزی سفید رنگ در بالا که قابل قیاس با سازند لالون (کامبرین پیشین) دانسته شده است.

هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷) قدیمی بودن شیست‌های گرگان را مردود دانسته و با توجه به فرآیندهای دگرگونی تدریجی از رخساره شیست سبز شیست‌های گرگان تا رخساره پرهنیت - پومپله ایت سازند محمدآباد و سازند لالون، تمام این مجموعه را متعلق به

اواخر پرکامبرین تا میانه پالئوزوئیک می‌دانند. از سوی دیگر، حمدی (۱۳۷۴) با کشف فسیل‌های پالئوزوئیک، شیست‌های گرگان را به سن پالئوزوئیک (اوردوسین، دونین، کربنیفر) منسوب می‌کند.

علوی (۱۹۹۱) شیست‌های گرگان را شامل بخش‌هایی از سنگ‌های ماگمایی اردوسین - دونین و توالی سکوی دونین - تریاس میانی می‌داند که در تریاس پسین و در اثر برخورد صفحه ایران و توران به شدت دگرشکل و دگرگون شده است. همچنین، افتخارنژاد و بهروزی (۱۳۷۰) مجموعه شیست‌های گرگان را با منشورهای برافزاینده بقایای تئیس کهن مشهد قابل قیاس و به سن پرمین منسوب دانسته و عامل دگرگونی را با رویداد سیمین پیشین وابسته می‌داند. بر اساس مطالعات جدیدتر، ولایتی (۱۳۸۱)، بر پایه هاگ‌های شبه قارچ، شیست‌های گرگان را به سن ترشیری منسوب نموده است.

به نظر می‌رسد که شیست‌های گرگان یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبه سازند نیست؛ بلکه این انباشته‌ها، مجموعه درهمی از اولیستولیت‌های گوناگون به سن‌ها و جنس‌های متفاوت است که به لحاظ فرارگیری اتفاقی در محل زمیندرز تئیس کهن، با یکدیگر مخلوط شده‌اند.

۲-۳-۴-۲ دگرگونی های علم کوه

در ناحیه علم کوه یک مجموعه دگرگونی به نام سازند بریر یا باریر متشکل از اسلیت، کوارتزیت، تالک شیست، مرمر و ... گزارش شده که با کمپلکس ضخیم مرمری، توف‌های دگرگونی، هورنفلس‌های بازیک، تالک شیست و سنگ‌های سیلیسی آهکی پیوند پیچیده و نامشخص دارند. در سال ۱۹۶۲، گانسر و هوپر، سن این مجموعه دگرگونی را پرکامبرین عنوان نموده‌اند.

بررسی‌های بعدی نشان داد که دگرگونی‌های علم کوه دارای سنگواره‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند که در اثر فرآیند همبری مجاورتی ناشی از تزریق گرانیات علم کوه به سن حدود ۵ میلیون سال، دگرگون شده‌اند.

۲-۳-۴-۳ کمپلکس دگرگونی شاندرمن - اسالم

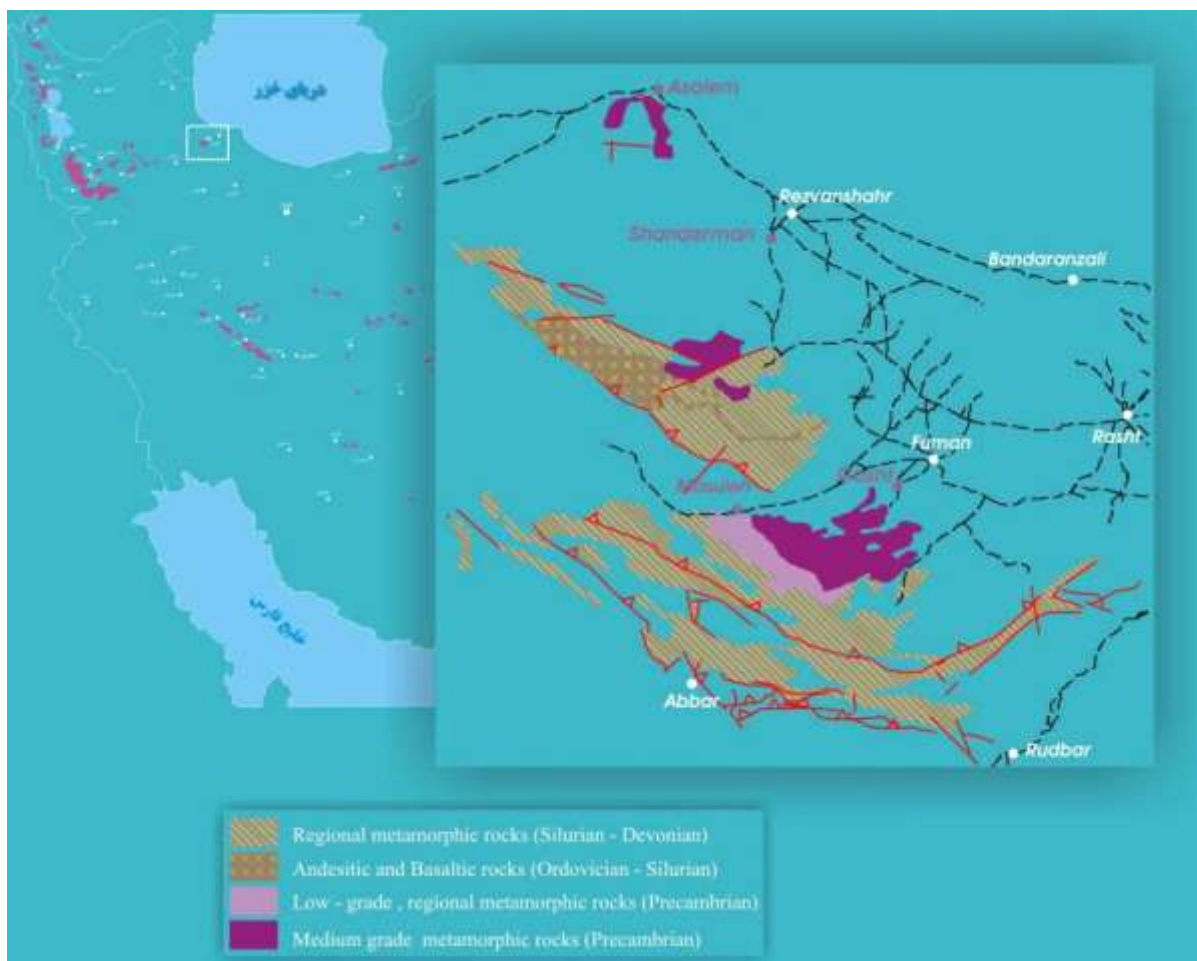
سنگ‌های این کمپلکس از نظر توزیع، توسط گسل‌های موجود محدود شده و سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه آنها را پوشانده است. سنگ‌های دگرگونه ای که اکنون تحت عنوان کمپلکس دگرگونی شاندرمن-اسالم خوانده می‌شود، قبلاً برای مناطق شاندرمن رود و شفارود بصورت یک کمپلکس رخساره شیست سبز، گنایس و سرپانتین توصیف شده است (دیویس و دیگران، ۱۹۷۲، جونز، ۱۹۷۱). این کمپلکس از سنگ‌های شیستی و گنایسی «اپی زونال» دانه متوسط به رنگ خاکستری مایل به سبز، دربرخی نقاط همراه با نوارهای مشخصی از سنگ‌های برشی اولترابازیک تشکیل شده است (شکل ۲-۲۶).

از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های این کمپلکس معمولاً شامل اکتینولیت-گارنت-زوئیزیت-مسکویت شیست یا گنایس ریزدانه با مقادیری کوارتز و آلبیت است. زونهای مهم ولی نادر سریسیت-مسکویت شیست نقره دار نیز وجود دارد. مجموعه مزبور، به رخساره شیست سبز-آمفیبولیت تعلق دارد (ترنر، ۱۹۶۸). شواهد بافتی و کانی‌شناسی سنگ‌های اولیه، نشان دهنده حضور رسوبات آهکی آواری و رسوبات توفی همراه با گدازه‌های بازیک بین لایه‌ای، سنگ‌های منیزیم دار و پلیت‌هایی به رنگ روشن می‌باشد.

در کوه‌های طالش، بخش تحتانی سنگ‌های تشکیل دهنده این منطقه، از سنگ‌های رسوبی دگرگونه شیستی تا گنایسی و مقداری سنگ‌های متاولکانیکی تشکیل شده است. بیوتیت درهمه جا حضوردارد و تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای را از نظر لیتولوژی و بافت نشان می‌دهد.

دهد. سنگهای رسوبی دگرگونه پسامیتی، نیمه پلیتی نیز با انواع آهکی تر وجود دارند. درمقطع نازک، آندالوزیت- کیانیت و سیلیمانیت دیده شده، همچنین درنقاطی که ترکیب مناسب باشد، کانی های استارولیت، گارنت، تورمالین دانه ای، میکای تیره و روشن، آمفیبول و اپیدوت در سنگ تشکیل شده است.

کلارک و همکاران (۱۹۷۵) این دگرگونی ها را یک فرازمین کهن پرکامبرین دانسته اند که به طور دگرشیب با سنگ های ژوراسیک پوشیده شده است؛ اما افتخارنژاد (۱۳۷۱) و علوی (۱۹۹۱)، این مجموعه را نوعی پوسته اقیانوسی وابسته به تئیس کهن و به سن پرمین می دانند که در طول کوهزایی سیمین پیشین، بر روی حاشیه غیرفعال قاره ای البرز، فرارانش کرده است.



شکل ۲-۲۶ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه شاندرمن - اسالم.

۲-۳-۴ منطقه ماکو

در این منطقه کمپلکسی دگرگونه، حاوی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی وجود دارد که در مناطق زیر معرفی می شود:

الف) جنوب شرقی سیاه چشمه: سنگهای دگرگونی این حوضه از نظر سنگ شناختی، به دو واحد زیر تقسیم می شوند:

۱) واحد اول، شامل سنگهای با دگرگونی درجه بالا (شامل گنایس آمفیبول دار، شیست غنی از آمفیبول، شیست غنی از بیوتیت، شیست گارنت دار، شیست کوارتز-آلبیت-کلریت دار و کالک شیست) که در برخی نقاط از گرانتید شدیداً تجزیه شده (احتمالاً گنایس گرانتیتی، و پگماتیت های گارنت دار) تشکیل شده است. مجموعه کانیهای تشخیص داده شده در زیر میکروسکپ برای برخی از سنگهای این واحد نمایانگر رخساره شیست سبز است. برخی از نمونه ها منشاء رسوبی داشته و کانیهای اختصاصی آنها کوارتز-آلبیت-مسکویت-کلریت و اپیدوت می باشد. بعضی نمونه های دیگر می توانند از سنگهای ولکانیکی بازیک یا توف ها مشتق شده باشند. رخساره های شیست سبز تا آمفیبولیت بخصوص در جنوب دهکده بابا احمد، جائیکه شیست غنی از آمفیبول و گنایس آمفیبول دار رخنمون دارد، دیده می شوند.

۲) واحد دوم، شامل سنگهای آتشفشانی بازیکی است که حالت پروپیلیتی و شکسته شده دارند. بافت اولیه سنگ ها نامعلوم بوده و بافت کریستالوبلاستیک در آن ها گسترش یافته است. این سنگها همراه با سنگهای گرانتیتی خردشده گزارش شده اند.

ب) کوه آق بابا: این سنگها به سه واحد زیر تقسیم می گردند:

۱) بخش زیرین: این بخش اساساً از تعداد متغیری سنگهای با درجه دگرگونی پایین، شامل سنگهای شیستوز اسیدی تا ولکانیکی حد واسط، میکروگرانتیت یا گرانتید دگرگون شده، میکرودیوریت برشی شده که تا حدودی نیز تبلور دوباره یافته، دیاباز کمی دگرگون شده و مقداری سنگهای غیر دگرگون شده، تشکیل یافته است.

۲) بخش میانی این واحد از اسلیت کمی دگرگون شده، فیلیت، کوارتز-آلبیت-شیست و ماسه سنگ، همراه با میان لایه هایی از سنگ آهک و دولومیت که کم و بیش تبلور دوباره یافته اند، تشکیل شده است. کانیهای اصلی آن شامل کوارتز-آلبیت-مسکویت و کلریت است و در رخساره شیست سبز قرار می گیرد. بعلاوه سنگهای با درجه دگرگونی پایین با منشاء آذرین، متشکل از آندزیت برشی شده، داسیت و میکروگابروپورفیریتیک دگرگون شده، متعلق به این واحد هستند.

۳) بخش بالایی: شامل سنگ آهک تبلور یافته و دولومیت می باشد. این واحد همچنین دارای کوارتز-آلبیت-مسکویت و شیست در دره مولی است.

۲-۳-۵ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در زاگرس

پی سنگ پرکامبرین زاگرس در هیچ نقطه ای رخنمون ندارد؛ ولی با توجه به اندازه گیری های مغناطیس هوایی، گرانی سنجی و بررسی های چینه شناختی، این باور وجود دارد که پی سنگ زاگرس دنباله شمال - شمال خاوری سپر عربی است که از شمال خاور آفریقا تا عربستان و حتی تا حوضه زاگرس ادامه دارد. اطلاعات ژئوفیزیکی نشان می دهد که در فروافتادگی دزفول، سطح پی سنگ در عمق ۱۵ کیلومتری زیر سطح دریای آزاد است. در ناحیه لرستان این سطح در ژرفای ۶ کیلومتر از سطح دریا قرار دارد ولی به سمت راندگی اصلی زاگرس، سطح پی سنگ به سرعت بالا می آید. بر اساس اندازه گیری های گرانی سنجی، در فارس داخلی قاعده پی سنگ در ژرفای ۳۵ کیلومتر و در کوه دینار - زردکوه در ژرفای ۵۵ کیلومتر است. تلفیق نتایج مغناطیس هوایی و گرانی سنجی گویای آن است که ضخامت پی سنگ زاگرس در حدود ۲۵ تا ۵۰ کیلومتر است، (مطیعی، ۱۳۷۲).

۲-۳-۶ سنگهای دگرگونی پرکامبرین در شرق ایران

۲-۳-۶-۱ منطقه قائن

درکوه زال (حدود ۱۸ کیلومتری جنوب- جنوب غربی قائن) مجموعه ای از گنایس و گرانیت قابل مشاهده است که دارای خصوصیات زیر می باشند:

الف) گنایس: این سنگها معمولاً به رنگ خاکستری مایل به سبز تا صورتی و دانه درشت است. زیرمیکروسکوپ انواع زیر را در آنها می توان تشخیص داد :

۱- گنایس کوارتز، فلدسپات، بیوتیت دار.

۲- گنایس کوردیریت، سیلیمانیت، گارنت، بیوتیت دار.

۳- گنایس میگماتیته بیوتیت، گارنت دار با بافت چشمی.

۴- گنایس مشتق از سنگهای آذرین و یا آرکوزیک.

ترکیب اصلی آنها شامل پاراژنز ارتوکلاز، بیوتیت، کوردیریت، سیلیمانیت و گارنت می شود. وجود آنتی پرتیت در ارتوگنایس و حضور فرآیند گرانیتیزاسیون (میگماتیت ها) در آنها نشان دهنده شرایط دگرگونی کاتازون است. در رخساره گرانولیت، زیر رخساره کوردیریت- گارنت (ادوارد، ۱۹۵۹) نشان دهنده درجه حرارتی بیش از ۷۰۰ درجه سانتی گراد و فشاری بیش از ۴ کیلوبار است.

ب) گرانیت: در برخی نقاط همبری بین گرانیت و گنایس گسله نیست، بلکه تدریجی و یا کاملاً مشخص می باشد. سنگ مزبور سفید تا صورتی رنگ، معمولاً هوازده و شکسته است.

۲-۳-۶-۲ منطقه تربت جام

در دو منطقه واقع در شرق خراسان، سریهای دگرگونی درجه بالا به سن پروتروزوئیک وجود دارد که عبارتند از:

الف) تربت جام: کمربند دگرگونی، مشتمل بر سنگهای رسوبی و آتشفشانی، همراه با گرانیت آذرین به سن ۶۵۰-۶۳۰ میلیون سال.

ب) شاهرخت: پی سنگ مربوط به قبل از ژوراسیک، شامل آتاکسیتیت همراه با کوردیریت و سیلیمانیت، گرانیت مونزونیتی، آمفیبولیت های پیروکسن دار و غیره می باشد. رخساره لوکوگرانیت منطقه، ممکن است با گرانیت دوران واقع در شمال غربی و ایران مرکزی (اشتوکلین و افتخار نژاد، ۱۹۶۹) منطبق باشد.

سن ژئوکرونولوژیکی پیشنهاد شده برای این مجموعه (گنایس و گرانیت)، پروتروزوئیک است. تعیین سن صورت گرفته با روش U/Pb (برروی زیرکن های دگرگونه های بیوتیت- گارنت دار) معادل ۶۵۵ میلیون سال را تعیین نموده است. این نتیجه منطبق بر متامورفیسیم به سن آستیک است که طی آن گنایس ها و احتمالاً گرانیت بوجود آمده اند. سن سنگهای رسوبی، دگرگونی و متاولکانیکی این منطقه احتمالاً به پروتروزوئیک پسین مربوط می گردد.

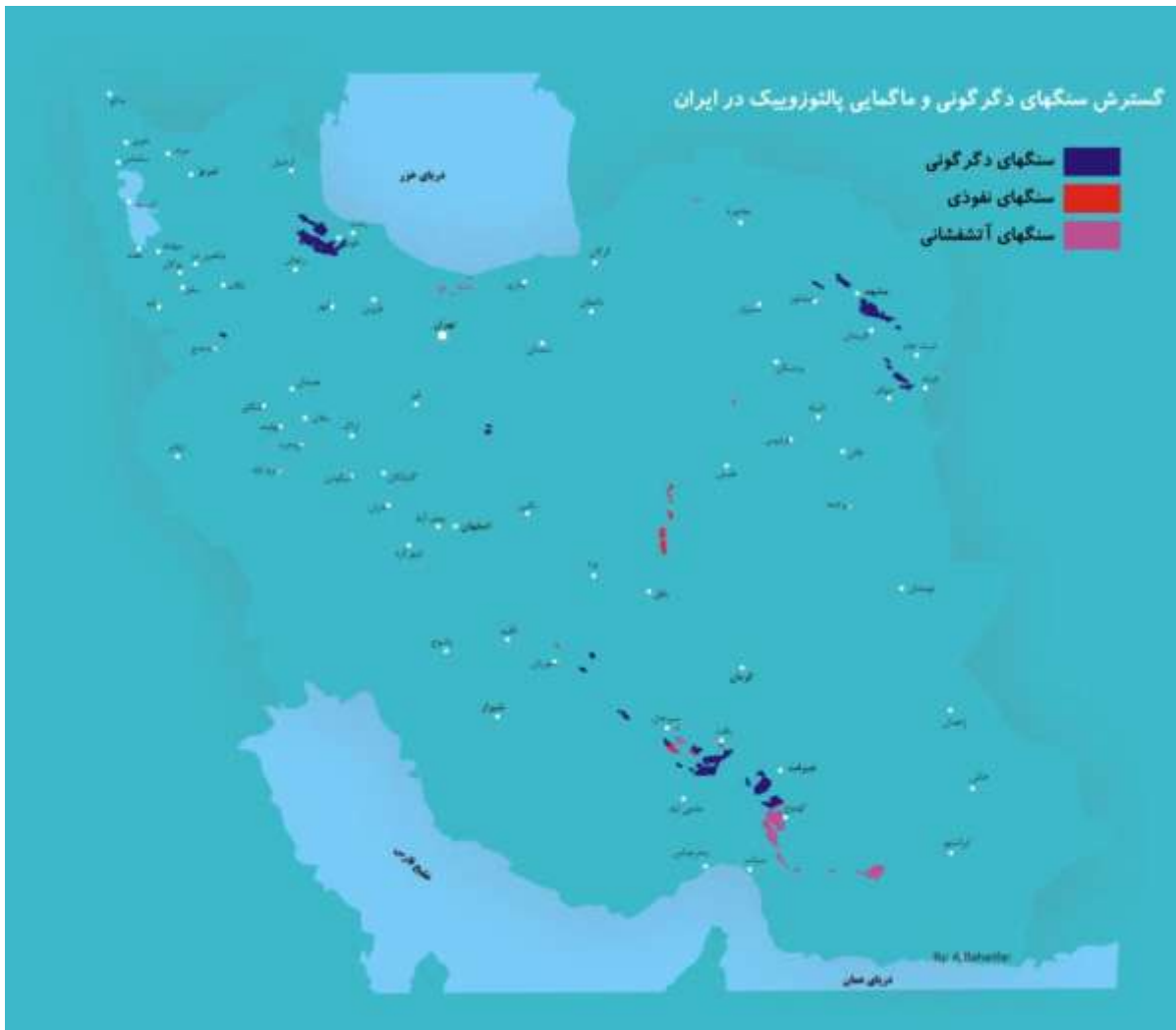
فصل سوم

ماگماتیسم و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک

۱-۳ مقدمه

بررسی‌های دیرینه جغرافیایی نشان می‌دهد که پس از کوهزایی پرکامبرین پسین (کاتانگایی) و سخت شدن پوسته قاره‌ای، از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، پوسته ایران به عنوان سکویی با ثبات، با دریایی کم ژرفا پوشیده می‌شد که گاه در اثر حرکت رو به بالای زمین و یا دوره‌های یخبندان، دریا وسعت کمتری داشته و یا به طور کامل پس نشسته است. به همین دلیل، توالی پالئوزوئیک ایران کامل نبوده ولی با وجود ایست‌های رسوبی مکرر و گاه بسیار طولانی، ردیف‌های پالئوزوئیک به طور قابل ملاحظه‌ای هم‌شیب هستند. این هم‌شیبی نسبی می‌تواند گویای شرایط رسوبی به نسبت آرام و ضعف فرآیندهای وابسته به رخدادهای زمین‌ساختی کالدونین و هرسی نین باشد.

به همین دلیل، سنگ‌های آتشفشانی به ویژه توده‌های نفوذی و پدیده دگرگونی در پالئوزوئیک ایران از کمترین گسترش برخوردار بوده و این باور وجود دارد که در زمان پالئوزوئیک، آرامشی نسبی بر سرزمین ایران حاکم بوده است (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳ گسترش سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی پالئوزوئیک در ایران.

در خصوص ولکانیسم پالئوزوئیک می توان چنین اذعان نمود که بر خلاف نتایج حاصل از سن سنجی های پرتوسنجی که نتایج رضایت بخش نداشته، جایگاه چینه شناسی سنگ های آتشفشانی مذکور کمک شایانی به برآورد سن آنها نموده است. جدا از سنگ های آتشفشانی با جایگاه چینه شناسی مشخص، در نواحی جنگلی دامنه شمالی البرز، به ویژه در کوه های طالش، سنگ های پالئوزوئیک مقدار درخور توجهی سنگ آتشفشانی و یا آذرآوری دارند. مطالعه سنگ شناسی این آتشفشانی ها نشان می دهد که گدازه های کهن تر، از نوع روانه های اسپیلیتی و روانه های جوان تر از نوع آندزیتی می باشند. حضور سنگ های آتشفشانی مذکور، به همراه ستبرای زیاد رسوبات پالئوزوئیک وجود یک کافت پر تحرک را در دامنه شمالی البرز قوت می بخشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

در مورد پلوتونیسیم پالئوزوئیک ذکر این نکته ضروری است که در شرایط زمین ساختی به نسبت آرام پالئوزوئیک ایران، جایگیری توده های نفوذی چندان درخور انتظار نیست. با این حال، بر اساس موقعیت چینه شناسی، سن پرتوسنجی و یا از راه مقایسه با نفوذی های کشورهای همسایه، بعضی از توده های نفوذی ایران به سن پالئوزوئیک منسوب شده اند؛ هرچند که در بسیاری از حالات، بازنگری سنی این توده ها می تواند راهگشا باشد.

نکته قابل توجه در خصوص دگرگونی پالئوزوئیک آن است که در برخی نقاط ایران، سنگ های پالئوزوئیک دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ های غیردگرگونی همان دوران پوشیده شده اند. از این رو، به رغم آرامش نسبی، در پاره ای از نقاط، عملکرد نیروهای زمین ساختی به ظاهر با دگرگونی همراه بوده است. در این فصل، ماگماتیسیم ایران در پالئوزوئیک را به تفکیک در مناطق زاگرس، ایران مرکزی و البرز- آذربایجان، و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک را در نواحی مشهد، لاهیجان، طالش و ماکو مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۲-۳ ماگماتیسیم پالئوزوئیک

۱-۲-۳ ماگماتیسیم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

همانگونه که می دانیم، زون ساختاری زاگرس در دوران پالئوزوئیک، وضعیت پلاتفرمی داشته است. شواهدی از فعالیت ماگماتی در استان چهارمحال و بختیاری در نزدیکی دوپلان وجود دارد که شامل قطعاتی از بازالت با ساخت ریسمانی در گنبد نمکی گنجون است. در نزدیکی این گنبد نمکی، بین سنگهای پرمین و تریاس زاگرس، ترادف نسبتاً ضخیمی از بازالت و ریولیت با موقعیت چینه شناسی بسیار روشن دیده می شود.

اگرچه فاز ماگماتی اواخر پرمین و آغاز تریاس در همه جای ایران فاز شناخته شده ای می باشد، اما آثار چین فعالیتی، در همه جای زاگرس گزارش نشده است. ریچاردسون (۱۹۷۲) اندازه گیری سنی بر روی گرانوفیرهای جزیره هرمز بعمل آورده که به نقل از احمدزاده و دیگران (۱۳۶۹) سن اواخر پرمین- اوایل تریاس را به آنها نسبت داده است.

۲-۲-۳ ماگماتیسیم پالئوزوئیک در ناحیه سنندج - سیرجان

یکی از ویژگی های آشکار پهنه سنندج - سیرجان به عنوان یک کافت درون قاره ای، همراهی سنگ های پالئوزوئیک با سنگ های آتشفشانی است. مجموعه های رسوبی و همراهان آتشفشانی پالئوزوئیک این پهنه، به ویژه در حوالی سیرجان، اسفندقه و حاجی آباد دگرگون شده اند و در مواردی پیشرفت دگرگونی به حدی است که گدازه های بازالتی به آمفیبولیت و سنگ های کربناتی به مرمر تبدیل گردیده اند.

همچنین، بخش بزرگی از سنگ های سیلورین زون سنندج - سیرجان، به ویژه در ناحیه سیرجان از نوع گدازه های اسپیلیتی است و چنین به نظر می رسد که فاز کششی سیلورین، در زون سنندج - سیرجان، بیشترین اثر را داشته است.

۱-۲-۳ ناحیه اقلید

هوشمند زاده و سهیلی (۱۳۶۹) ماگماتیسیم ناحیه اقلید را به دو گروه پیش از دگرگونی و پس از دگرگونی تقسیم می کنند که سنگهای ماگمایی پیش از دگرگونی، در پالئوزوئیک شکل گرفته اند (شکل ۲-۳).

الف) سنگهای ولکانیک

نتیجه فعالیت ولکانیسم پالئوزوئیک، تشکیل سنگهای آذرین خروجی، شامل گدازه، برش ولکانیکی، توف و بطور کلی انواع سنگهای آذرآواری در ردیفهای سنگی زون سندج- سیرجان است. پاره ای از آنها بافت اولیه خویش را علیرغم فازهای تغییر شکل و دگرگونی حفظ کرده و بخوبی سرشت ماگمایی را نشان می دهند؛ ولی اکثراً چنان متحول شده اند که جز با مطالعات سنگ شناسی و ژئوشیمیائی دقیق، نمی توان به اصل آنها پی برد. آنچه در مورد ترکیب شمیایی این سنگها قابل توجه است، بازیک یا حدواسط بودن آنهاست که در حال حاضر بصورت آمفیبولیت و شیست سبز در معرض دیدگان قرار گرفته است. از میان بافتهای باقیمانده در سنگهای بازیک می توان به بافت گدازه های پورفیری اشاره کرد که تحت تاثیر دگرگونی قرار ننگرفته و متشکل از پسودومورف آلبیت، اپیدوت و کلریت است که بجای بلورهای درشت پلاژیوکلاز اولیه حاصل شده اند. سنگهای اسیدی بطور نسبی غنی یا بسیار غنی ازپتاسیم بوده دامنه متغیری از سری ساب آلکالن تا آلکالن را به خود اختصاص می دهند. این ناهمگونی وغنی بودن از عنصر لیتوفیلی مانند پتاسیم، شاید منشاء ذوب بخشی پوسته را در منطقه تداعی نماید.



شکل ۲-۳ ماگماتیسیم پیش از دگرگونی در ناحیه اقلید.

در مورد سنگهای حدواسط، ترکیب ژئوشیمیایی سنگها در حد داسیت تا آندزیت بازالت است. با توجه به میزان آلکالن ها، سنگها نسبتا فقیر و در حد سری تولیتی تا کالکوآلکالن می باشند. در این سنگها، برتری روند سدیک بر پتاسیک چشمگیر بوده و سنگها، نسبتا غنی از آهن می باشند. احتمالا منیزیم بواسطه جدایش پاره ای از کانیهای منیزیم دار مانند اولیون و پیروکسن ها در مراحل اولیه تفریق، کاهش یافته است.

سنگهای بازیک منطقه، علیرغم تحمل پدیده متامورفیسم، کم و بیش سرشت اولیه آلکالن خود را نشان می دهند. عناصری مانند تیتانیوم که تحرک کمتری دارند، مربوط به سنگهای سری آلکالن پرمایه تر می باشند.

ب) سنگهای نفوذی بازیک

سنگهای آذرین نیمه عمیق بصورت دایک، سیل و آپوفیزهایی از توده های بزرگتر موجود در عمق حاصل شده اند که سپس به درون مجموعه کولی کش واقع در غرب هشتک نفوذ کرده و هم اکنون در شمالشرق حسن آباد رخنمون دارند. این سنگها توده ای مانند بوده و با رنگ سبز تیره و ترکیب بازیک مشخص می شوند. بافت ماگمایی در این سنگها تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته است؛ اما پاره ای از ساختارهایی که ناشی از تبلور دوباره کانیهاست، روی بافت اصلی تاثیر گذاشته است.

نتایج حاصل از مطالعات پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگهای بازیک مربوط به پیش از دگرگونی، گواه این واقعیت است که این سنگها از یک ماگمای بازالتی نتیجه شده اند. این ماگمای تفریق شده، گدازه ای از نوع بازالتی قلیائی قاره ای با نسبت $Ni/Co > 1$ می باشند. این مواد مذاب، نیمه ولکانیک بوده بصورت دایک و سیل و آپوفیزهای دولریتی در میان رسوبات نفوذ کرده یا بصورت فورانهائی ازگدازه، برش و توف در لابلای آنها جای گرفته اند.

ج) سنگهای نفوذی روشن رنگ

در این منطقه، گرانیت کاتاکلاستی و سنگهای نفوذی به رنگ روشن وجود دارد که براساس ترکیب کانی شناسی می توان آنها را به سه دسته تقسیم کرد:

۱) متاگابروها و متادیوریت ها (کوارتز آزاد ۱۰ تا ۱۲ درصد)

۲) متاگرانودیوریت ها (کوارتز آزاد ۲۵ تا ۳۵ درصد)

۳) متاگرانیت ها (کوارتز آزاد تا ۴۵ درصد)

سنگهای فوق، دارای ساخت چشمی هستند که در اثر تکتونیک شکسته تر شده و به میلونیت تبدیل شده اند. سنگهای نفوذی روشن رنگ با ویژگیهای زیر از سنگهای نفوذی بازیک متمایز می گردند:

- بافت اصلی آنها احتمالا دانه ای است که در اثر دگرگونی بهم خورده و به بافت گرانوبلاستیک با گرایش گنیسی تبدیل شده اند لازم به ذکر است که برگ وارگی نیز در این سنگها مشهود است.
- شیمی این سنگها متغیر بوده واز یک قطب گابرو- دیوریتی $SiO_2=15-60\%$ تا قطب گرانیتی $SiO_2=79\%$ با عبور از یک شیمی متوسط گرانودیوریتی $SiO_2=65-69\%$ تغییر می کند.
- حتی در بازیک ترین سنگهای این گروه، کوارتز آزاد به مقدار نسبتا فراوانی وجود دارد.

با توجه به توضیحات فوق، می توان سنگهای نفوذی را در پنج گروه طبقه بندی نمود که ویژگیهای سنگ شناسی آنها

بشرح زیر است:

۱) گرانیت کاتاکلاستی

در این سنگها کوارتز در اطراف بلورهای فلدسپات بصورت موزائیک قرار گرفته است. فلدسپاتها بصورت گسترده، توسط سریسیت، آلبیت جدید تشکیل و اپیدوت جایگزین شده و گاهی اوقات کلسیت و بیوتیت نیز تغییر شکل یافته با کلریت جایگزین شده اند.

(۲) متاگبروها و متادیوریت ها

بافت این سنگها، گرانوبلاستیک بوده و حضور کانیهای هورنبلند سبز کشیده، کلینوزوئیزیت و پلاژیوکلاز به سنگ یک ساختار دگرگونه بخشیده و در برخی از این سنگها بجای هورنبلند، گروناهایی ظاهر شده است که در اثر فازهای بعدی دگرگونی و دگرسانی به مجموعه ای از کانیهای کلریت، کلینوزوئیزیت، هماتیت، کوارتز، میکای سفید و اسفن تبدیل شده اند.

(۳) متاگرانودیوریت

بافت این سنگها، گرانوبلاستیک است و فنوبلاست هائی شامل کوارتز، آلبیت، کمی کلسیت و سریسیت در یک جهت معین کشیده شده اند. خمیره سنگ کانیهای کوارتز، آلبیت، کلریت، هماتیت و میکای سفید تشکیل شده است و آپاتیت بصورت ادخال در پلاژیوکلازها دیده می شود.

(۴) متاگرانیت ها

فنوبلاست ها در این سنگها از فلدسپات و کوارتز تشکیل شده و بعلا بالا بودن محتوای سیلیس آن (SiO_2)= 79%)، کانی کوارتز بصورت آزاد در آنها بسیار زیاد است. متاگرانیت فوق در بقیه موارد شباهت زیادی با متاگرانودیوریت دارد.

(۵) ارتوگنایس بندنو

این توده بعنوان گرانیت متورق معرفی شده و بشکل بیضی با قطری معادل ۲/۱۶ و ۲ کیلومتر از ساختار تاقدیسی منطقه تبعیت کرده و با شیبست های سیاه رنگ بطور هم شیب قرار گرفته و ظاهراً بصورت پیوسته و تدریجی، به طبقات ضخیم گنایس های کوارتز- فلدسپاتی و سپس به گرانیت می پیوندد. از نظر میکروسکوپی، بافت این سنگ گرانولیدوبلاستیک است و تیغه های میکا فنوبلاست ها را احاطه کرده و تنها در یک جهت برگ وارگی مشهود است. ترکیب کانی شناختی سنگ فوق به قرار زیر است: کوارتز، بیوتیت، فنزیت، کلریت، اولیگوکلاز+ فلدسپات پتاسیک، آپاتیت، زیرکن، اپیدوت، اسفن، روتیل، هماتیت+ مگنیتیت.

نتیجه گیری از ماگماتیسزم اقلید

الف) سنگهای بازیک:

از مطالعات پترولوژی- ژئوشیمیایی سنگهای بازیک پیش از دگرگونی نتیجه می شود که این سنگها از یک ماگمای بازالت آلکالن قاره ای نتیجه شده اند. کانیهای اولیه این ماگما پلاژیوکلاز کلسیک، پیروکسن منیزیم دار و احتمالاً اولیوین بوده که در اثر تفریق ماگما، شیمی آن متحول شده است. در نتیجه از محتوای Mg, Ni, Cr کاسته و بر محتوای Fe و Ti آن افزوده شده است. کانیهایی که در این مرحله پدید آمده اند عبارتند از: پیروکسن هایی از نوع اوژیت تیتان دار و پلاژیوکلازهایی که کلسیم کمتری دارند. اولیوین نیز در این مرحله ناپدید شده و در فازهای پایانی، تبلور آهن از مایع باقیمانده، شدت یافته و سنگهایی با ۷/۴۴ درصد آهن حاصل می شود و در مقابل از نیکل، کبالت، کرم و منیزیم نسبتاً تهی شده؛ اما از فسفر و سیلیس غنی گشته اند.

ب) سنگهای نفوذی به رنگ روشن

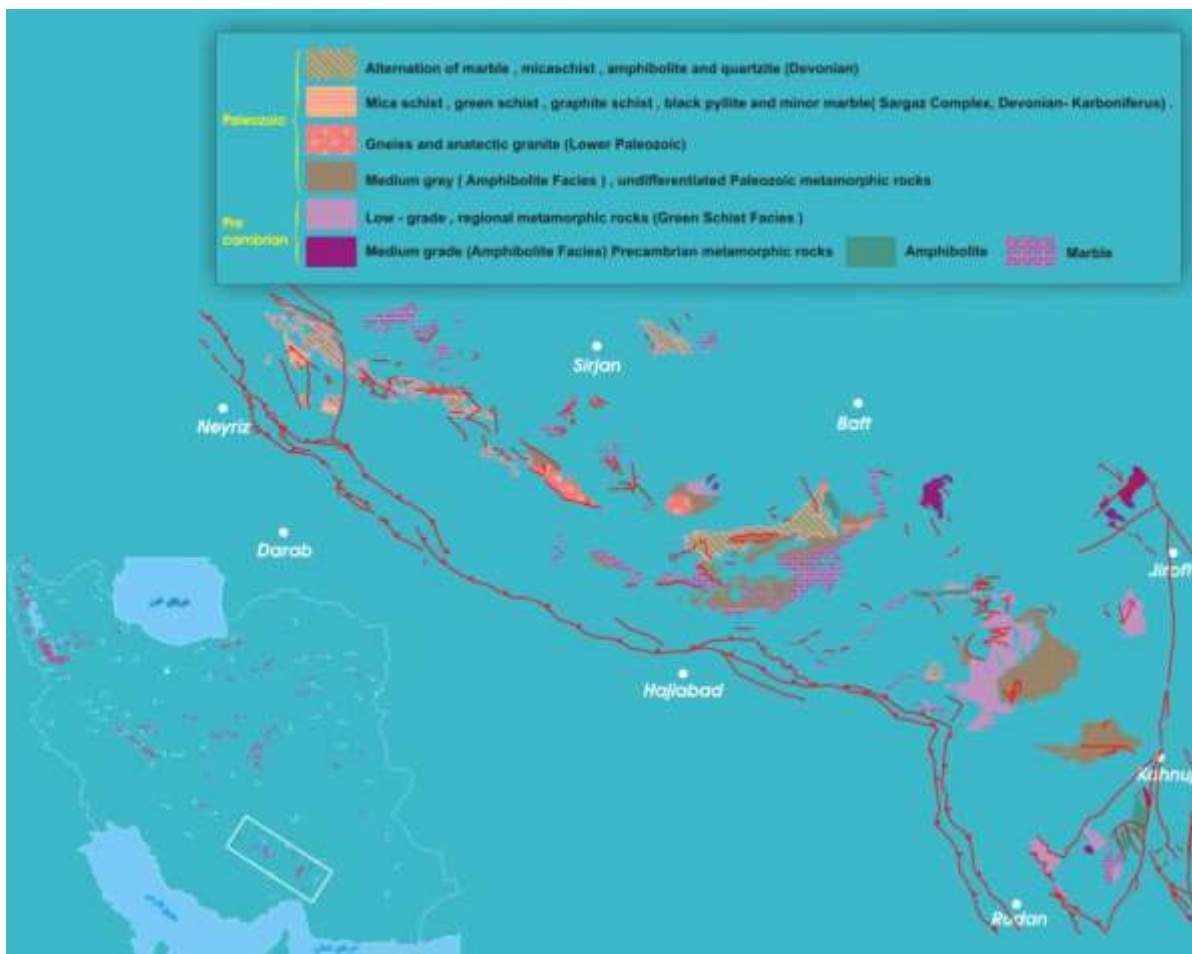
این سنگها، نمایانگر تبلور یک ماگمای به ظاهر کالکوالکالن هستند که بشدت تفریق یافته و دارای رخساره گابروئی تا گرانیتی است. فرض اشتقاق این سنگها، در پی تفریق یک ماگمای بازالتی بیشتر مورد قبول است زیرا اولاً سنگهای بازالتی بگونه ای وسیع در این زون پدید آمده اند و ثانياً در میان این سنگها رخساره هایی با مقدار زیاد Cr, Ni وجود دارد و این می تواند دلیلی بر تفریق ماگمای بازالتی که سنگهای نفوذی با رنگ روشن از آن حاصل شده است، باشد.

ج) ارتوگنیس بندنو

سنگهای ارتوگنیس بندنو توسط رگه هایی با ترکیب آپلیتی قطع شده اند که تا سنگ درون گیر امتداد یافته و دارای ادخالهایی از میکای سیاه است. از ویژگیهای آنها چنین برمی آید که این توده های نفوذی، گرانیت بوده و بعدها به ارتوگنیس تبدیل شده اند؛ سپس همزمان با فاز اصلی دگرگونی یافته و همراه با تغییر شکلهای حاکم بر ناحیه، با شیستهای مجاور همشیب شده اند. از آنجائی که در هیچ جا، آثاری از یک دگرگونی همبری، در جوار توده گرانیتی دیده نشده، فرض دگرگونه شدن توده نفوذی اولیه حین دگرگونی اصلی منطقه صحیح تر بنظر می رسد. چه آنکه در شرایط حاکم بر عمق، بین میهمان و میزبان تفاوت چندانی وجود ندارد تا بدین طریق، در یکی، ویژگیهای دیواره و در دیگری لکه های حرارتی ایجاد شود.

۲-۲-۳ ناحیه حاجی آباد

در ناحیه حاجی آباد، واقع در پهنه سنندج - سیرجان، سنگهای دونین (کمپلکس سرگز) دارای تناوبهای مکرر از گدازه های بازالتی به ضخامت های متفاوت با برتری سری سنگهای بازیک آلکالن با روند سُدیک است. تکرار روانه های بازالتی می تواند نشانه تکرار فازهای کششی باشد. اوج ماگماتیسیم در دونین بالایی است که حجم قابل ملاحظه ای از سنگ های ماگمایی را به صورت گدازه، برش آتشفشانی و توف در میان رسوبات جا داده است. در این آتشفشانی ها، پدیده دگرگونی پیشرفته است؛ به طوری که بیشتر آنها چنان متحول شده اند که جز با مطالعات سنگ شناسی و ژئوشیمیایی دقیق، نمی توان به اصل آنها پی برد. با این حال، سنگ های مذکور ضمن حفظ بافت اولیه، سرشت ماگمایی خود را به خوبی حفظ کرده اند، هر چند که در حال حاضر خصلت آمفیبولیت و شیست سبز دارند (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳ موقعیت سنگ های ماگمایی پالئوزوئیک در منطقه حاجی آباد.

۳-۲-۲-۳ نفوذی های جنوب باختری سیرجان

در جنوب باختری سیرجان، نفوذی هایی با ترکیب لرزولیت تا گرانیت همراه با سنگ های دگرگونی به سن پیش از پرمین وجود دارد. این مجموعه شباهت به جزایر کمانی و یا حاشیه فعال قاره ها دارد ولی سن آنها به درستی مشخص نیست. نبوی (۱۹۷۶) و هوشمندزاده (۱۹۷۷) این توده ها را با کوهزایی کالدونین مرتبط دانسته اند؛ اما، بربریان بر این باور است که این ناحیه از کمربند کوهزایی کالدونی فاصله دارد.

۴-۲-۲-۳ ماگماتیسیم پرمین در زون سنندج - سیرجان

در زون سنندج - سیرجان، به ویژه در نواحی گلپایگان، الیگودرز و حاجی آباد، بخش بزرگی از سنگ های پرمین از نوع بازالت و یا دیابازهای قلیایی با ستبرا و گستردگی زیاد دارای رخنمون می باشند و گاه با رسوبات نوع فلیش همراه هستند.

بر اساس فراوانی سنگ های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج - سیرجان این باور به وجود آمده است که فازهای دیررس هرسی نین موجب تجدید فعالیت کافت های درون قاره ای در سنندج - سیرجان شده که خود مقدمه ای برای نازک شدگی پوسته و جدایش صفحه ایران از عربستان بوده است.

۳-۲-۳ ماگماتیسیم پالئوزوئیک در ایران مرکزی

همانند غالب نواحی ایران، ایران مرکزی نیز در دوران اول، دارای ویژگیهای پلاتفرمی بوده است. ماگماتیسم ایران مرکزی در دوره های مختلف دوران پالئوزوئیک را میتوان بصورت زیر خلاصه نمود.

- **دوره کامبرین:** پاره ای از سنگهای گرانیتی در منطقه اردکان و گابرو دیابازی مربوط به این دوره در منطقه تربت جام وجود دارند ولی در مجموع تظاهرات ماگمائی محدودی مشاهده شده است.
- **دوره اردوئیسین:** در اردوئیسین، پاره ای از سنگهای آتشفشانی- رسوبی دگرگونه در منطقه خور به این زمان نسبت داده شده است. بعلاوه سنگهای گدازه ای بازیک نیز قابل ذکر می باشند. این سنگهای بازیک متمایل به حدواسط و غنی از سدیم بوده و بالعکس بسیار فقیر از پتاسیم اند. این سنگها به سری سنگهای آلکالن تعلق دارند. میزان نسبی TiO_2 نیز در آنها شایان توجه است و بعلاوه اکسیدهای آهن سه ظرفیتی به فراوانی مشاهده می شوند. با توجه به کمبود MgO و CaO در این سنگها در مجموع بنظر می رسد تحول ماگمای بازیک اولیه در جهت افزایش سیلیس و افزایش نسبی فوگاسیته اکسیژن، به همراه تظاهر کانیهای اکسیدی و اسپینل ها بوده است و بالعکس کانیهای منیزیم دار و کلسیم دار مانند پیروکسن ها تا حدودی کاهش یافته اند.
- **دوره اردوئیسین و سیلورین:** در این دوره، سنگهایی از جنس دیوریت های هورنبلنددار که با تغییر تدریجی ترکیب گابرویی پیدا کرده اند در این زون رخنمون دارند. این سنگ ها متشکل از کانیهای آکتینولیت، هورنبلند، فلدسپات سوسوریتی شده و ندرتاً بلورهای کوآرتز می باشند. این سنگها مربوط به اردوئیسین و سیلورین بوده و بشدت خرد شده و ترک دارند.
- **دوره سیلورین:** در سیلورین، فعالیت ماگمائی شدیدتر بوده و بنظر می رسد در رابطه با حرکات زمین ساختی کالدونین باشد. آثار این ماگماتیسم در سازند نیور وجود دارد. بعلاوه سنگهای بازیک در منطقه کرمان، تراکی آندزیتی در منطقه تروود و سنگهای میانه در منطقه کاشان وجود دارند.
- **دوره دونین:** در دونین، سنگهای بازیک در منطقه کرمان و همچنین سنگهای دیابازی به همراه مجموعه سنگهای رسوبی در منطقه انارک وجود دارد. در دونین، عمده فعالیت ها بصورت ولکانیسم و نیمه ژرف می باشد؛ بگونه ای که سنگهای آتش فشانی را بازالت های پورفیری شدیداً دگرسان شده (به ضخامت حدود ۴۰۰۰ متر) تشکیل می دهد که بطور بین لایه ای با سازند بهرام قرار گرفته است. سنگهای نیمه ژرف، بصورت دایک های تغذیه کننده بازالتی و سیل های نازک بازالتی می باشد.
- **دوره کربونیفر:** در کربونیفر، ماگماتیسم بسیار محدود بوده ولی در منطقه تربت جام و همچنین پاره ای از سنگهای آتشفشانی- رسوبی دگرگونه در منطقه خور به این زمان نسبت داده شده است.

۳-۲-۴ ماگماتیسم پالئوزوئیک در البرز- آذربایجان

۳-۲-۴-۱ کلیات

مهم ترین خصوصیات ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون البرز- آذربایجان را می توان بصورت زیر عنوان نمود:

- تنها در ناحیه ماکو، سنگهای دونین با ضخامت زیاد وجود دارند که بر روی سنگهای دگرگونه پرکامبرین قرار گرفته اند. سنگهای دونین با ناپیوستگی همشیب بر روی سنگهای کامبرین- اردویسین قرار داشته و بازالت اولیوین دار، بطور محلی در داخل سنگهای دونین تشکیل شده است.
- نبود چینه شناسی دیگری که واجد اهمیت فراوانی است در زیر سنگهای پرمین واقع گردیده و در همین زمان، در قسمتی از آذربایجان (کوههای میشو و مورو که در محدوده ماکو- تبریز واقعند) سنگهای آذرین درونی از جنس سینیت بالا آمده است.
- در البرز مرکزی، بطور محلی سنگهای آتشفشانی و آذرآواری آندزیتی، به همراه سنگهای پرمین رخنمون دارند.
- از ویژگی زون بینالود، آثار فعالیت آتش فشانی شایان توجه در دوره سیلورین است که بمراتب مهمتر از ایران مرکزی بوده و در البرز نیز چنین وضعیتی صادق بوده است.
- در ناحیه گرگان، سنگهای دگرگونی گسترش قابل ملاحظه ای داشته و تشکیل آن ها احتمالاً مربوط به رخداد کالدونی می باشد. در ناحیه رشت نیز سنگهای دگرگونی پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارند که بر روی آنها واحدهای مختلفی قرار گرفته است. به علاوه، در داخل سنگهای شیلی، آهکی و آتشفشانی دگرگون شده، فسیلهای سیلورین و دونین پائین یافت شده است.
- فعالیتهای ماگماتیسم در این زون، شامل سنگهای خروجی، نیمه ژرف و درونی می باشد که در زیر به بررسی هریک از آنها می پردازیم.

۲-۴-۲-۳ بازالت سلطان میدان

به نظر می رسد یکی از مهم ترین فعالیت های ماگمایی پالئوزوئیک، در سیلورین رخ داده باشد؛ زیرا در نقاطی از ایران، به ویژه در البرز خاوری و خاور ایران مرکزی که ردیف های رسوبی سیلورین برونزد دارند، واحد سنگ چینه ای این زمان (سازند نیور) با گدازه های بازالتی همراه است.

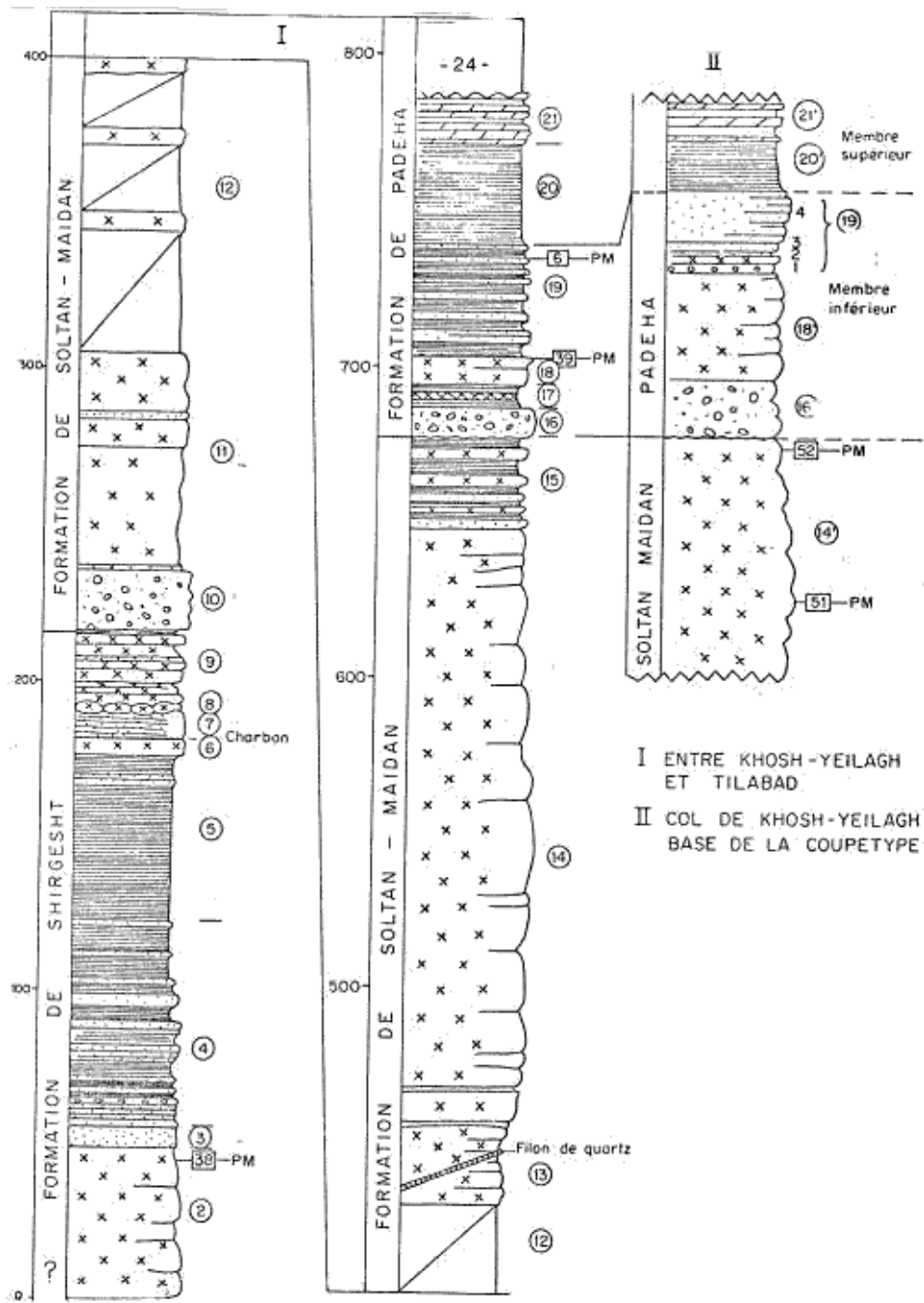
همچنین از جنوب گرگان، (دشت سلطان میدان در جنوب باختری گرگان، مینودشت) تا شمال شاهرود (گردنه خوش بیلاق، تیل آباد)، گدازه های سیلورین حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت دارند و ژنی (۱۹۷۷) برای این گدازه ها نام بازالت های سلطان میدان را انتخاب کرده است. سن پرتوسنجی این گدازه ها به زمان های گوناگون (کامبرین، کربنیفر، اوایل ژوراسیک، آغاز تریاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه شناسی آن هماهنگی ندارد (شکل ۳-۴).

گدازه های بازالتی سیلورین به طور عموم تیره رنگ بوده و ساخت بالشی دارند که نشانگر تکاپوهای آتشفشانی زیر دریایی است. ترکیب شیمیایی این گدازه ها قلیایی است، به همین رو روانه های مورد نظر حاصل نخستین شکستگی سکوی پالئوزوئیک ایران دانسته شده اند. ژنی (۱۹۷۷) به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و عناصر قلیایی بالا، این بازالت ها را از نوع قاره ای می داند. لازم به ذکر است که گدازه های سیلورین تنها از نوع بازالتی نبوده، بلکه انواع سنگ های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز در این منطقه وجود دارد.

جدا از البرز خاوری (گرگان، شاهرود، اسفراین، رباط قره بیل و ...)، در نواحی شیرگشت، ترود، جام، سُه (کاشان) و خور (انارک) نیز سنگ های سیلورین (سازند نیور) دارای روانه های بازالتی هستند. جایگاه چینه شناسی گدازه های سیلورین و پوشیده شدن آنها با ردیف های پیشرونده دریایی دونین سبب گردیده است تا اشتامغلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به رویداد زمین ساختی تاکنون در ایران اعتقاد داشته باشند. در شکل ۳-۵ مقطع چینه شناسی سازندهای شیرگشت و سلطان میدان نشان داده شده است.



شکل ۳-۴ موقعیت سنگ های بازالتی پالئوزوئیک در منطقه علی آباد.

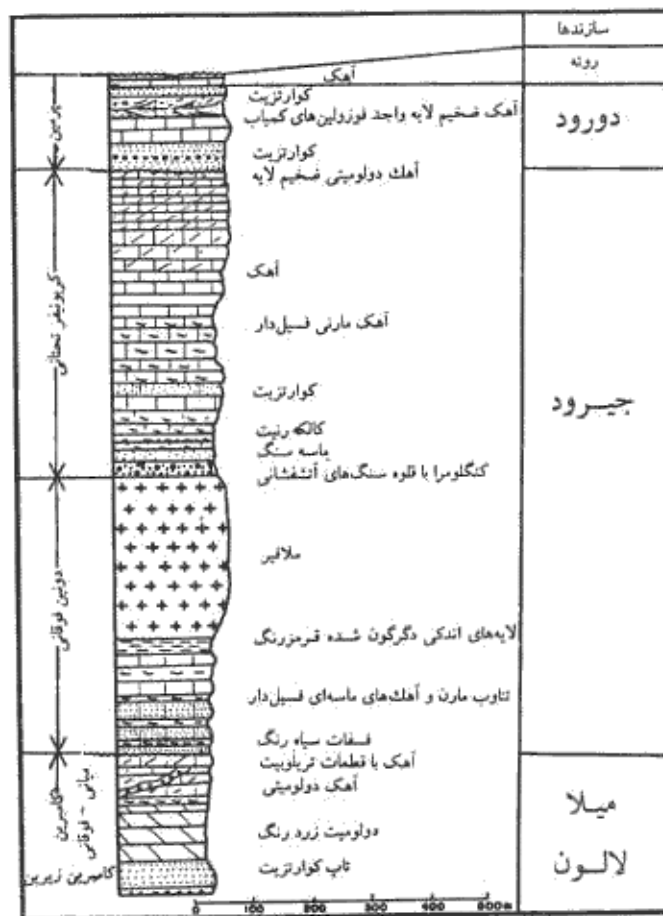


شکل ۳-۵ مقطع چینه شناسی سازندهای شیرگشت و سلطان میدان (اشتامفلی ۱۹۷۸).

۳-۴-۲-۳ بازالت های سازند جیرود

در پاره‌ای نقاط ایران، نهشته‌های رسوبی دونین، همراهی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دارند. سازند جیرود شناخته شده‌ترین واحد سنگ چینه‌ای دونین بالای ایران است که همراهان بازالتی آن، گاه تا حدود ۱۵۰ متر ستبراً دارند. در شکل ۳-۶ مقطع چینه‌شناسی سازند جیرود واقع در دره جیرود نشان داده شده است.

لازم به ذکر است که جدای از دره جاجرود (بُرش الگوی جیرود)، سنگ‌های دونین نواحی آمل، شمال قزوین، علم‌کوه، کوه‌های طالش و نواحی لکرکوه و انارک نیز با سنگ‌های بازالتی همراهند.



شکل ۳-۶ مقطع چینه‌شناسی سازند جیرود در دره جیرود

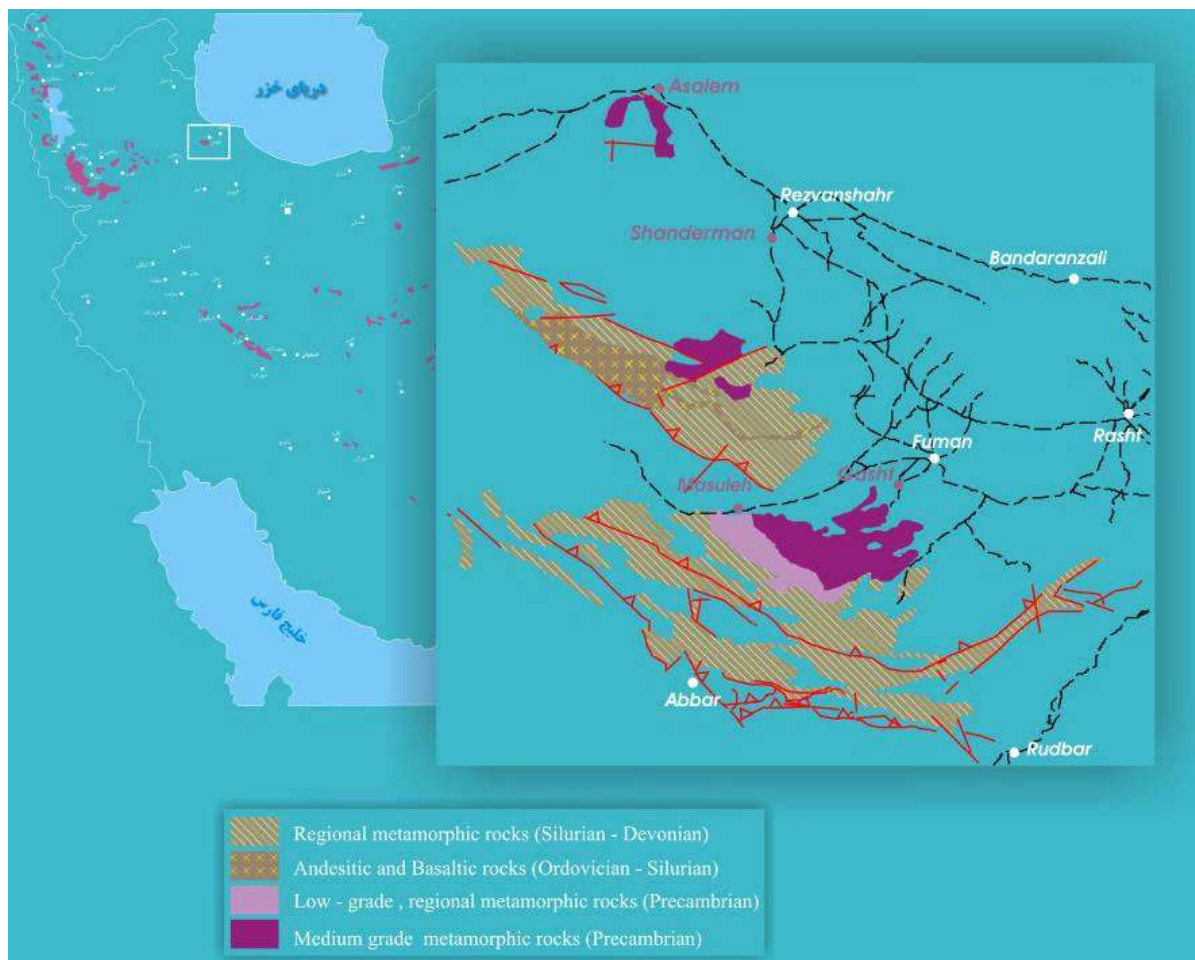
۴-۴-۲-۳ بازالت‌های پرمین

در کوه‌های البرز، به ویژه در دره چالوس و دره جاجرود، در مرز بالای سازند روته و یا به صورت میان‌لایه در سازند نسن، گدازه‌های بازی وجود دارد که اغلب در اثر دگرسانی به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت ولاتریت تبدیل شده‌اند. اگرچه در آذربایجان و در ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی پرمین گزارش نشده‌اند، ولی وجود افق‌های

بوکسیت و لاتریت در نقاط مختلف نواحی مذکور، ممکن است حاصل هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی پرمین باشد. هرچند هوازدگی سنگ‌های کربناتی نیز نقش داشته است.

۵-۴-۲-۳ نفوذی‌های تالش

در ناحیه ماسوله و تالش، اگرچه بعضی از توده‌های نفوذی از نوع دیوریت، گابرو و پریدوتیت (مانند توده‌های گرانیته خاور گشترودخان و حوالی ماسوله) به دونین میانی و یا دوره‌های قدیمی‌تر نسبت داده شده‌اند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۵) ولی در بسیاری از موارد سن آنها قطعی نیست. همچنین، گدازه‌های بازالتی و آندزیتی به سن اردویسین و سیلورین نیز در منطقه ماسوله گسترش دارند که معادل سازند نیور می‌باشند (شکل ۷-۳).



شکل ۷-۳ گسترش توده‌های نفوذی پالئوزوئیک در منطقه تالش.

۶-۴-۲-۳ سینیت‌های مرند - جلفا

در ناحیه مرند و جلفا چند توده سینیتی ریز دانه واجد رخنمون می‌باشند که به لحاظ داشتن اُرتوکلزهای صورتی، سیمای سُرخ‌گون دارند. این نفوذی‌ها در سنگ‌های دونین تزریق شده و به ظاهر با دگرشیمی آذرین پی، با ردیف‌های پرمین پوشیده شده‌اند و لذا جایگیری آنها در ارتباط با رخداد کوهزایی هرسی نین در نظر گرفته شده است (قرشی، ۱۳۶۸).

۷-۴-۲-۳ اولترامافیک‌های باختر تبریز

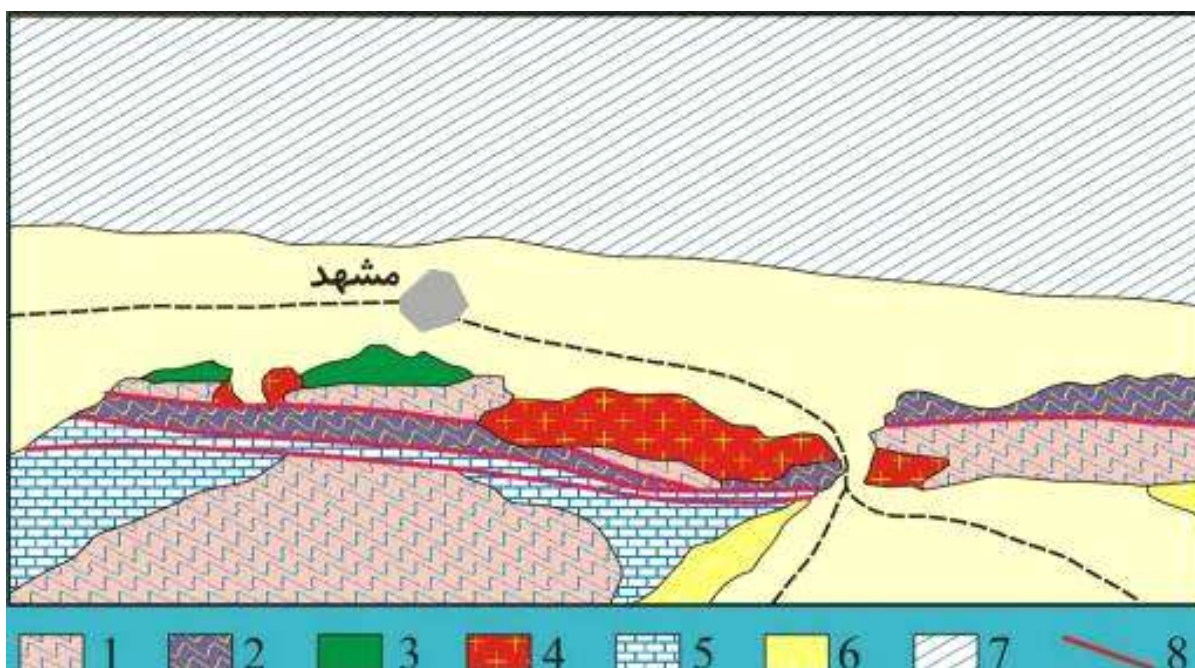
افزون بر سینیت‌های یاد شده در کوه مورو، مجموعه‌ای از دونیت تا گرانودیوریت وجود دارد که مجتهدی (۱۳۶۹) آن را یک توده اولترابازی می‌داند. علوی (۱۹۹۱)، گسل شمال تبریز را زمیندرز بین کمان ماگمایی ارومیه - دختر و کمان ماگمایی البرز می‌داند که در فصل مشترک آنها، سنگ‌های اولترا بازیکی میشو و مورو برونزد دارند.

۳-۲-۵ ماگماتیسم پالئوزوئیک در شرق ایران و مناطق شمال خاوری ایران

فعالیت ماگماتیسم دوران اول در زون شرق و مناطق شمال خاوری ایران، از گسترش محدودی برخوردار است؛ به گونه‌ای که تنها در مشهد و اطراف آن می‌توان این پدیده را جستجو کرد. فعالیت‌های ماگماتیسم این بخش از ایران متنوع بوده و شامل انواع سنگ‌های خروجی، سنگ‌های نیمه عمیق و سنگ‌های نفوذی می‌باشد.

۳-۲-۵-۱ سنگ‌های خروجی

الف) منطقه مشهد: در محدوده نسبتاً وسیعی، پی‌سنگ‌هایی متشکل از سنگ‌های دگرگونی وجود دارد که از دو بخش قدیمی و جدید تشکیل شده است. بخش قدیمی دارای روند شرقی - غربی بوده و شیب آن به سمت جنوب است که از پیروکسن آمفیبولیت با نمایشی از گدازه‌های بازیک دگرگون شده، تشکیل شده است. بخش جدید نیز با تعقیب همان روند به سمت شمال شیب دارد. بر روی این واحدها، سنگ آهک کریستالی سفید رنگ، شیست‌های آمفیبول دار که اکثراً از توفهای آندزیت - داسیت دار منشاء گرفته اند، واقع شده و مجموعه فوق، به درون سنگ‌های درشت دانه هتروژن، گرانودیوریت تا مونزونیت همراه با هورنبلند (بصورت کانی اصلی مافیک) نفوذ کرده است. در کوه سه پستان، پی سنگ کهن رخنمون داشته و سربهای رسوبی (شیل، ماسه سنگ فلدسپاتی) و سنگ‌های آتشفشانی (توف و جریان گدازه) به ضخامت حدود ۳۷۰ متر وجود دارند (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸ نقشه زمین شناسی مشهد. ۱- سربهای دگرگونی (دونین بالایی تا کربونifer زیرین)، ۲- شیست ماسه سنگی

(کربونifer میانی تا بالایی)، ۳- افیولیت‌های مشهد، ۴- گرانیتوئید، ۵- مزوزوئیک، ۶- ترشیری، ۷- کپه داغ، ۸- گسل‌های اصلی.

ب) شرق ایران: در منطقه چهارگوش لکرکوه، سنگ‌های بازالتی وجود دارند که به دونین نسبت داده شده اند.

۲-۵-۲-۳ سنگهای نیم ژرف مشهد

درکوه خواجه مراد مشهد، رگه های آپلیتی و رگه های ارتوزی واجد کوارتز رخنمون دارند. رگه های آپلیتی، گاه چین خورده و گاه بوسیله رگه های دیگر قطع شده اند. این مساله نشانگر فازهای مختلف آپلیت زایی در منطقه است که از نظر ترکیب، باهم فرق دارند؛ بطوریکه رگه های ثانوی، اصولاً فلدسپات کمتر و تورمالین زیادتری دارند که این امر با قوانین تبلور توده های نفوذی تطبیق می کند.

۳-۵-۲-۳ سنگ های عمیق مشهد

این سنگها به دوشکل نواری (با طول ۷۰ و عرض ۱۰ کیلومتر) و توده ای (به ابعاد ۱۵×۱۰ کیلومتر) قابل پیگیری هستند. سنگهای نفوذی و نواری شکل گرانیتوئیدی، شیسستوزیته و فولیاسیون دارند. وجود این خصوصیت احتمالاً اولین نشانه از سین سینماتیک بودن آنهاست. اگر در سطح زمین، به رگه های آپلیتی که توده های نفوذی را قطع می نمایند توجه کنیم با دو نوع سنگ گرانیتی مواجه می شویم که از نظر ترکیب، بافت و سن با هم متفاوتند:

- انواع قدیمی یا گرانیت های پورفیروئید
- انواع جدید یا لوکوگرانیت
- انواع رگه ای

الف) انواع قدیمی یا گرانیت های پورفیروئید

گسترش و بیرون زدگی گرانیت های پورفیروئید، بیش از انواع دیگر است. بخشهای حاشیه ای این گرانیتها، چندان مشخص نیست و از توده اصلی، جدا و دور مانده است. ویژگی سنگ شناسی گرانیت های فوق به قرار زیر است:

گرانیت های پورفیروئیدی بعلت دارابودن بیوتیت و فلدسپات، جهت یافتگی خاصی را نشان می دهند. هسته مرکزی توده شیسستوزیته ضعیفی داشته که آن نیز منوط به حضور بیوتیت است. این سنگها، در بخشهای دیگر به گرانودیوریت هورنبلند دار تبدیل شده و رخساره گنیسی را به خود گرفته است. تونالیت و کیل آباد، رخساره گنیسی و یا حتی رخساره کاتاکلاستیکی دارد که مربوط به فاز تکتونیکی دیررس بوده و این امر سبب تغییر شکل بیوتیت و هورنبلند اولیه شده است. عملکرد این فاز تکتونیکی در ناحیه طبقه شدیدتر است و به همین دلیل سنگ منظره شیسستی بخود گرفته است. شواهد موجود، بیانگر عملکرد همزمان تغییر شکلهای تکتونیکی با تبلور کانیها است.

گرانیت های پورفیروئید انواع مختلفی دارند که از نظر ترکیب و بافت با هم متفاوت بوده ولی از نظر ژنتیک و هم خونی ارتباط نزدیکی بهم دارند و شامل انواع زیر می باشند:

- ۱) تونالیت یا گرانیت کوارتزار که دانه متوسط بوده و بیوتیت های آن جهت دار می باشند.
- ۲) تونالیت طبقه و وکیل آباد که ظاهر گنیسی دارند.
- ۳) گرانودیوریت سنگ بست که بیوتیت فراوان داشته و فاقد تغییر شکل تکتونیکی است.
- ۴) گرانیت پورفیروئید که دارای آنکلاوهای بازیک و فلدسپات های دانه درشت است.
- ۵) گرانودیوریت خواجه مراد که شبیه گرانیت پورفیروئید است و منظره گنیس چشمی دارد.

ب) انواع جدید یا لوکوگرانیت

از آنجائیکه این گرانیت های توده ای، داخل گرانیت های پورفیروئید تزریق شده اند، جواتر از آنها هستند. با در نظر گرفتن فاکتورهایی که در زیر به آنها اشاره می شود، می توان این دو نوع گرانیت را از یکدیگر تشخیص داد:

گرانیت های قدیمی، دارای بافت پورفیروئید بوده و بعلت حضور کانی بیوتیت و آنکلاوهای مختلف، تیره رنگ هستند. گرانیت های جدید، دارای کانیهای هم اندازه، دانه متوسط و برنگ روشن می باشند (به استثنای آنهایی که بیوتیت تنها کانی تیره آنها است). از نظر رنگ و رخساره، نوع اخیر را می توان گرانیت یکنواختی محسوب داشت که فقط در مقدار بیوتیت آن، تغییراتی پدید آمده است. بعلاوه، مهمترین فرق آن با گرانیت های قدیمی در این است که اولاً فاقد جهت یافتگی اند و ثانیاً از نظر شیمیائی، واجد سیلیس زیادتری هستند.

ج) انواع رگه ای

در ناحیه خواجه مراد، رگه های آپلیتی متعددی توده های نفوذی دو فاز گرانیت زایی مشهد را بریده اند. سن نسبی و ترکیب شیمیایی آپلیت ها حاکی از دو مرحله آپلیت زایی است. آپلیت های مرحله نخست به داشتن فلدسپار فراوان و آپلیت های فاز بعدی به داشتن تورمالین فراوان شاخص هستند.

ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی پورفیروئید مشهد

مهم ترین خصوصیات ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی پورفیروئید مشهد را می توان به صورت زیر خلاصه نمود:

- ترکیب سنگی توده گرانیتوئیدی پورفیروئید مشهد طبق رده بندی میدل موس (۱۹۸۵) از حد گرانیت و کوارتز مونزونیت تا گرانودیوریت متغیر است.
 - از نقطه نظر میزان آلکالن ها، در این سنگ ها کم و بیش تعادل وجود داشته، بطوریکه میزان Na_2O و K_2O تا حدودی ارقام نزدیک بهمی را نشان می دهند؛ اگرچه تا حد کمی سدیم فزونی دارد، ولی در انواع پرمایه از سیلیس (گرانیتی)، مقدار پتاسیم افزایش نشان داده و در مواردی نیز میزان Na_2O بیشتر می شود.
 - این سنگها از نظر میزان آلکالن ها در برابر اکسید سیلیسیم، جزو سری سنگهای کالکوآلکالن محسوب می گردند. در نورم غالب این سنگها، کورندون ظاهر شده است و در مواردی به حدود ۸ درصد می رسد. شاید بتوان ذوب پوسته سیالیک را در امر تشکیل این توده ماگمایی مسئول دانست و در نتیجه این سنگها به انواع گرانیتوئیدی تیپ S نزدیک می شوند.
 - ترکیب ژئوشیمیایی انواع گرانیتی (نوع جدید)، تا حدودی همگن تر بوده و از نقطه نظر رده بندی میدل موس (۱۹۸۵)، همگی در حد گرانیت ظاهر می شوند. در این سنگها میزان پتاسیم (K_2O) بوضوح به سدیم (Na_2O) برتری داشته و بعلاوه، در نورم سنگهای این گروه، کانی کورندون تشکیل شده است. غنی بودن نسبی این سنگها از عنصر ناسازگار و لیتوفیل پتاسیم و همچنین آلومین، احتمال منسوب بودن منشاء آنها را به تیپ S تقویت می کند و احتمالاً از ذوب بخشی پوسته و یا مشارکت آن حاصل شده اند.
 - سنگهای آپلیتی منطقه نیز، با سنگهای گرانیتوئیدی منطقه همخوانی نشان می دهند. افزایش سیلیس در این سنگها، چمشگیر بوده اما در عوض، بطور نسبی از سهم فلدسپاتهای آلکالن کاسته می شود. در این شیره های باقیمانده گرانیتی نیز کورندون نورماتیو تشکیل شده است.
 - سن: در خصوص سن توده های گرانیتوئیدی پورفیروئید مشهد، تا کنون نظریات گوناگونی توسط محققین مختلف پیشنهاد شده است که در اینجا به تعدادی از آن ها اشاره می شود.
- الف) مجیدی (۱۹۷۸) با توجه به سن پرتوسنجی و مقایسه با افغانستان و توران، گرانیتوئیدهای مشهد به ویژه انواع قدیمی را به سن کربنیفر و رخداد هرسی نین مشهد را نوعی کوهزایی همراه با گرانیت زایی دانسته است.

ب) بر پایه یافته‌های مجیدی، زمین‌شناسانی مانند درویش‌زاده (۱۳۷۰) و شهرابی (۱۳۸۲) نیز سن کربنیفر توده‌ها و عملکرد کوهزایی هرسی‌نین را پذیرفته‌اند؛ ولی، آلبرتی و همکاران (۱۹۷۴) سن بیوتیت‌های گرانتیت مشهد را با روش پتاسیم-آرگون، ۱۴۶ ± ۳ تا ۱۲۰ ± ۳ میلیون سال برآورد کرده‌اند. سن یاد شده بیانگر مرز تقریبی ژوراسیک - کرتاسه است ولی وجود قله‌های فرسوده شده گرانتیت مشهد در درون رسوبات شیلی - ماسه‌سنگی زغالدار لیاس و یا در پایه دریای پیشرونده ژوراسیک میانی، سن سنجی انجام شده توسط آلبرتی را پرسش‌آمیز کرده و نشانگر سن پیش از لیاس برای گرانتیت‌هاست.

ج) گرانتیویدهای مشهد در رسوبات پلاژیک دگرگون شده و همراهان اولترامافیک جنوب باختری مشهد جای گرفته‌اند. در ناحیه سفیدسنگ، سنگ‌آهک‌های موجود در مجموعه پلاژیک و اولترامافیکی، سنگواره‌های پرمین دارند و لذا گرانتیویدهای مورد نظر باید سنی پس از پرمین و پیش از لیاس داشته باشند.

د) با توجه به نارسایی‌ها و تضادهای موجود در سن پرتوسنجی به ویژه با تکیه بر شواهد روی زمین (پس از پرمین) سن تریاس پسین، با فاز کوهزایی سیمرین پیشین و در نتیجه زمان برخورد نهایی صفحه ایران و توران همزمان و هماهنگ است و لذا گرانتیویدهای مشهد را می‌توان نوعی نفوذی برخوردی و حاصل برخورد دو صفحه یاد شده دانست.

ه) با توجه به چند مرحله‌ای بودن گرانتیت‌زایی، این احتمال نیز وجود دارد که گرانتیت‌های پورفیروئیدی قدیمی به سن تریاس پسین و لوکوگرانتیت‌های جوان، وابسته به رویداد سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) باشند.

۳-۲-۴ اولترابازیک‌های مشهد

اولترابازیک‌های مشهد شامل دونیت، ورلیت، بازالت و گابرو است که به ظاهر با دگرگونی‌های مشهد تناوب دارند. مجیدی (۱۹۷۸)، ضمن مقایسه اولترابازیک‌های جنوب مشهد با سنگ‌های کربنیفر شمال افغانستان و توران، سنگ‌های مذکور را به سن دونین - کربنیفر نسبت داده که در اثر رخداد هرسی‌نین، گاهی تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. سنگهای اولترامافیکی ورلیتی دارای ترکیب نسبتاً همگنی بوده و تغییرات اکسیدی، دامنه محدودی را نشان می‌دهند. غنی بودن سنگ از MgO، حکایت از میزان شایان توجه اولیوین مودال و نورماتیتو سنگ است؛ بطوریکه در برخی به حدود ۵۰ درصد بالغ می‌شود. سنگهای مافیک به صورت دولریتی، گروه سنگهای نیم ژرف را تشکیل می‌دهند و سنگهای خروجی بازالتی، وابسته به فعالیت آتش فشانی محیط ژرف اقیانوسی می‌باشند.

اولترامافیک‌های مذکور ترکیب شیمیایی تولییتی دارند و تناوب ظاهری آنها با سنگ‌های رسوبی پیرامون سبب گردیده تا سنگ‌های یاد شده نوعی جریان‌های گدازه‌ای همزمان با رسوبگذاری در نظر گرفته شوند؛ ولی علوی (۱۹۹۱) تکرار سنگ‌های اولترامافیک و ردیف‌های رسوبی دگرگون شده را حاصل عملکرد راندگی‌ها در یک منشور برافزاینده می‌داند.

اگرچه اولترابازیک‌های مشهد حاصل یک پدیده اقیانوس‌زایی دانسته شده که در پالئوزوئیک پسین در اثر جدایش دو صفحه ایران و توران جایگیر شده‌اند؛ ولی سبزه‌ئی (۱۳۷۳)، محیط ژئودینامیکی این مجموعه را نوعی اولاکوژن می‌داند که به کافت‌های اقیانوسی شباهتی ندارد. به علاوه، در ناحیه سفیدسنگ، میان لایه‌های آهکی پلاژیک همراه با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، حاوی سنگواره‌های مشخص پرمین میانی - پسین بوده و لذا، سن دونین - کربنیفر و دگرگونی هرسی‌نین برای این سنگ‌ها پذیرفتنی نیست.

امروزه این باور وجود دارد که سنگ‌های یاد شده که سیمای آلوکتون‌های توریدایتی دارند، بازمانده‌های اقیانوس تیتیس کهن هستند که در تریاس پسین به صورت یک مجموعه برافزایشی (Accretionary Complex) در زون فرورانش ورق توران تشکیل و پس از دگرگون شدن به روی زون غیر فعال ورق ایران فرارانش کرده‌اند.

با توجه به پراکندگی سنگهای پالئوزوئیک و دانسته های کنونی، در مورد ماگماتیسزم پالئوزوئیک می توان جمع بندی زیر را انجام داد:

- ۱) بطور کلی، سنگهای ماگمایی پالئوزوئیک از توسعه و گسترش محدودتری نسبت به زمان های ما قبل پالئوزوئیک (پراکامبرین) و ما بعد آن (مزوزوئیک و سنوزوئیک) برخوردار بوده اند.
- ۲) در خلال پالئوزوئیک، ماگماتیسزم دارای شدت و ضعف فراوان بوده و محدودترین فعالیتهای ماگمایی طی دوره های کامبرین- اردویسین و کربونیفر رخ داده اند؛ در حالیکه در سیلورین- دونین، بطور نسبی و در ارتباط با حرکات زمین ساختی کالدونین و همچنین در دوره پرمین، مرتبط با جنبش های هرسی نین تظاهرات ماگمایی، شایان توجه است.
- ۳) با توجه به ردیف های چینه نگاری پالئوزوئیک دو وضعیت پارینه جغرافیایی برای تظاهرات ماگمایی این زمان می توان در نظر گرفت:

الف) فعالیت های ماگمایی در محیطهای نیمه قاره ای- دریایی کم عمق و بطور کلی شرایط پلاتفرمی: در این شرایط سنگهای آتشفشانی نهشته شده، درون واحدهای رسوبی و ته نشست های مربوط به محیطهای پلاتفرمی پالئوزوئیک قرار دارند که بطور نمونه می توان از سنگهای آتشفشانی مافیک درون سازند جیروود در البرز مرکزی و غیره نام برد.

ب) فعالیتهای ماگمایی محیطهای رسوبی ژرف تا نیمه ژرف: در این شرایط سنگهای آتشفشانی اسپیلیتی و مجموعه سنگهای متاولکانیکی و یا رسوبی- آتشفشانی دگرگونه، گاه همراه با سنگهای اولترامافیکی (مانند مناطق تربت حیدریه- خور و غیره) ملاحظه می گردند. فعالیتهای ماگمایی همراه با جریان های حرارتی در این حوضه های رسوبی، نسبتاً ژرف و گرابن مانند و به دنبال آن فعالیتهای دینامیکی، موجب پدیداری دگرگونی ناحیه ای دیناموترمال در این ردیفهای رسوبی- آتشفشانی شده است (نظیر منطقه خور و جنوب خاوری چهارگوش آران). این حوضه ها توسط محیطهای رسوبی پلاتفرمی پالئوزوئیک محدود شده اند که در شرایط ژئودینامیکی اخیر، فاقد تأثیرات حرارتی- دینامیکی عمده بوده اند. وجود سنگهای اولترامافیک- مافیکی همراه با ته نشست های پالئوزوئیک بالایی در مناطق شمال خاوری ایران (مناطق مشهد و مجاور آن) نیز نشانه شرایط ژرف اقیانوسی در بخشهایی از ایران زمین است.

۴) فعالیت های آتشفشانی، طی پالئوزوئیک گسترده تر از تظاهرات پلوتونیک بنظر می رسد و سنگهای درونی، رخنمون های محدودتری را بخود اختصاص داده اند؛ در حالیکه فعالیتهای آتشفشانی سیلورین- دونین در نقاط مختلفی مانند مناطق شاهرود (ابرسج)، البرز مرکزی (جیروود)، شرق ایران، ایران مرکزی (کاشان) و غیره گزارش شده است.

۵) انواع سنگهای ماگمایی با ترکیب سنگ شناسی اسیدی (گرانیتی- ریولیتی)، حدواسط (تراکی آندزیتی- آندزیتی) و بازیک (بازالتی، گابرو- دیابازی) و حتی اولترامافیکی در طول پالئوزوئیک از طریق مناطق ضعف پوسته و شکستگیهای عمیق، به سطح زمین راه یافته و یا درون پوسته جایگزین شده اند. فعالیت های آتشفشانی بازالتی که ناشی از ذوب بخشی گوشته بالایی بوده است، در این میان سهم شایان توجهی دارد.

- ۶) ترکیب ژئوشیمیائی سنگهای مافیک (بازالتی)، در انواع نیمه قاره ای- کم عمق و بطور کلی پلاتفرمی، عمدتاً آلکالن بوده و در مورد سنگهای مافیک دولریتی- دیابازی و یا بازالتی محیطهای ژرف و احیاناً شرایط اقیانوسی، از نوع ساب آلکالن (تولیتی) است. سنگهای درونی و توده های گرانیتوئیدی، بعضاً کالکوالکالن (مانند پاره ای از گرانیتوئیدی های مشهد) و برخی آلکالن (مانند گرانیت های منطقه اردکان) هستند.
- ۷) حضور پاره ای از افق های بوکسیتی- لاتریتی در پالئوزوئیک (بویژه پرمین) می تواند در ارتباط با دگرسانی شدید سنگهای ماگمایی (بویژه سنگهای ماگمایی بازیک)، در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب باشد. تمرکز عنصر بصورت فسفریت در سنگهای تخریبی- کربناته سازند جیروود که در یک محیط رسوبی کم ژرفا نهشته شده اند، نمی تواند بی ارتباط با ماگماتیسزم بازیک آلکالن پالئوزوئیک که پرمایه از عناصر ژئوشیمیائی ناسازگار (از جمله عنصر فسفر) است، باشد.

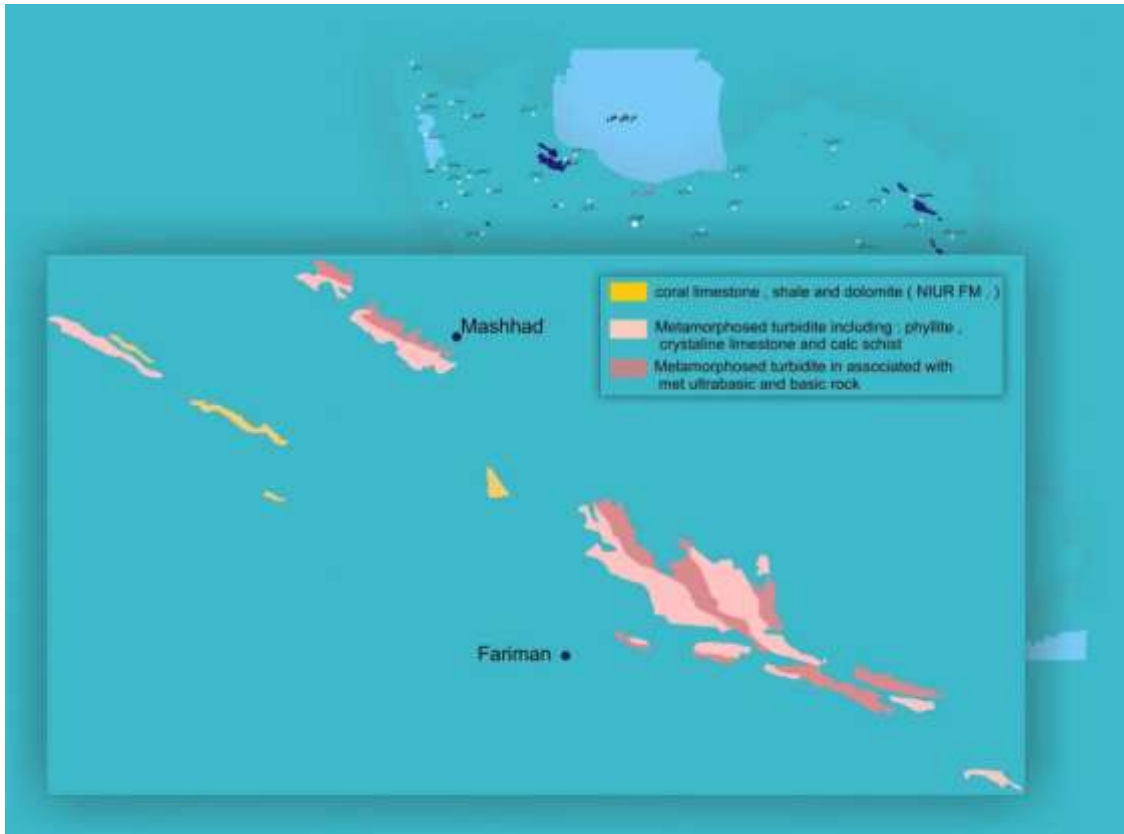
۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک

سنگ های دگرگونی پالئوزوئیک ایران تنها در مناطق محدودی از ایران گسترش دارند که از جمله این مناطق می توان به دگرگونی های ناحیه مشهد، لاهیجان، طارم و ماکو اشاره نمود. در این مبحث، به بررسی نواحی دگرگونی مذکور خواهیم پرداخت.

۱-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه مشهد

در جنوب باختری مشهد، مجموعه ای از رسوبات پلیتی و سنگهای اولترابازی دگرگون شده وجود دارد که با رسوبات دگرگون نشده لیاس پوشیده شده اند (شکل ۳-۹). در مورد سن این سنگ ها و زمان رخداد دگرگونی اتفاق نظر وجود ندارد. اشتوکلین (۱۹۶۸) سن سنگ ها و رخداد دگرگونی را به پرکامبرین نسبت داده است. مجیدی (۱۹۷۸) بر این باور است که سنگهای دگرگون شده، سن دونین - کربنیفر داشته و عامل دگرگونی، رخداد هرسی نین است. بازنگری دوباره دگرگونی ها توسط مجیدی (۱۳۷۵) با پیدا شدن سنگواره های پرمین در ناحیه سفیدسنگ همراه بود و لذا، طرح دگرگونی هرسی نین قابل قبول واقع نگردیده و مسلم است که عامل دگرگونی را بایستی در فاصله زمانی پس از پرمین و پیش از لیاس محدود کرد.

امروزه این باور وجود دارد که پدیده دگرگونی در ناحیه مشهد حاصل یک رویداد برخوردی است که با برخورد دو صفحه ایران و توران شکل گرفته و لذا، کلیه فازهای دگرگونی منسوب به پالئوزوئیک مشهد، مربوط به سیمین پیشین و فازهای جوان تر (سیمین میانی) است.



شکل ۳-۹ گسترش سنگ های دگرگونی در منطقه مشهد.

۲-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه لاهیجان

آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، شیست‌ها و فیلیت‌های دگرگونی جنوب لاهیجان را پیامد رخداد کوهزایی هرسی‌نین دانسته‌اند. قرارگیری اتفاقی این دگرگونی‌ها در محل تقریبی زمیندرز تئیس کهن و نفوذ گرانیت‌های تریاس (گرانیت لاهیجان) در این مجموعه، تصور زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین و عملکرد فاز سیمین پیشین را قوت می‌بخشد.

۳-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک ناحیه طالش

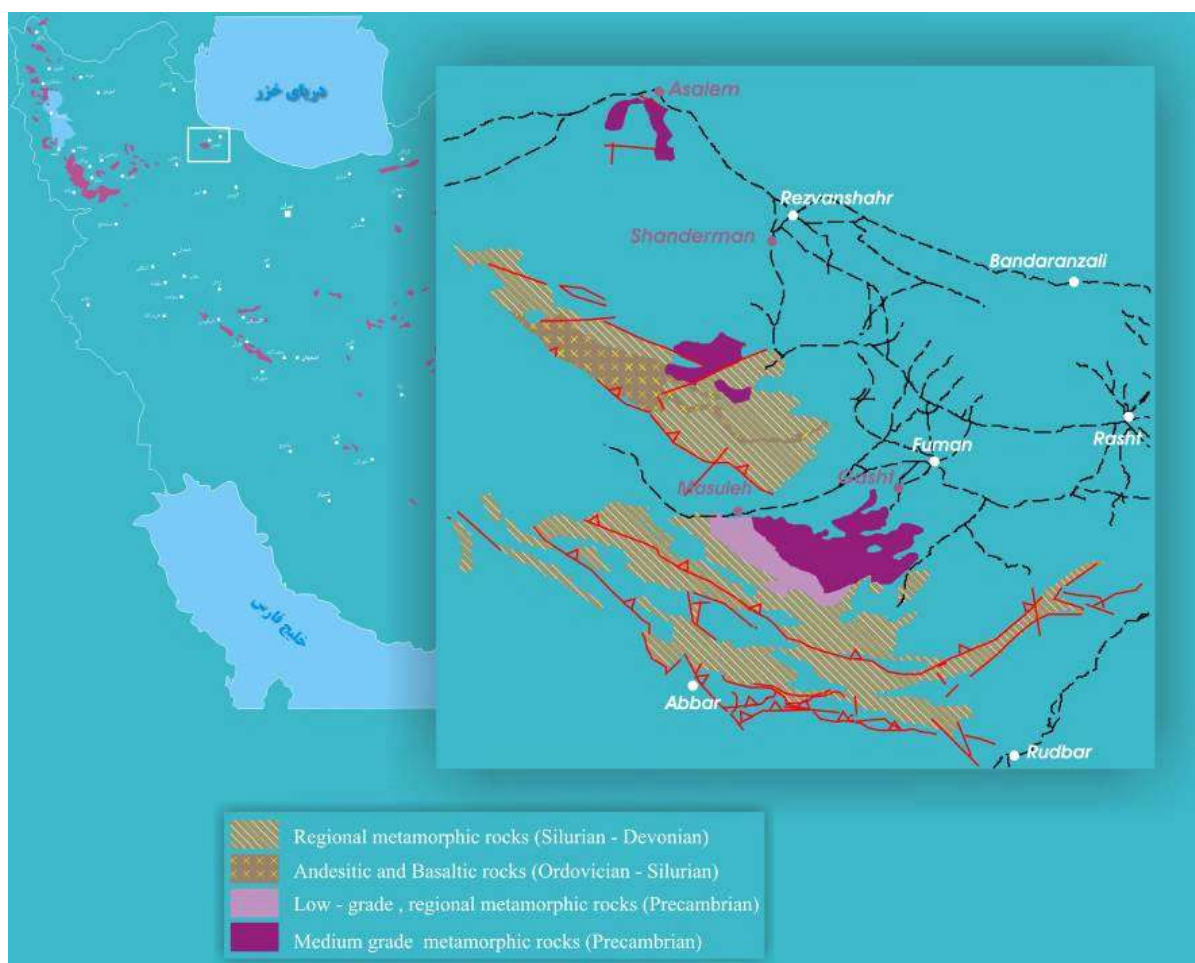
در منطقه طالش، مجموعه ای از سنگ های دگرگونی پالئوزوئیک بیرون زدگی دارند که تحت عنوان مجموعه گشت نامگذاری شده اند (شکل ۳-۱۰). این مجموعه (مجموعه گشت) دارای دو بخش جداگانه به شرح زیر است:

الف) بخش پایینی: این بخش، از میکا شیست و گنایس‌های دانه درشت بیوتیت‌دار تشکیل شده است.
 ب) بخش بالایی: این بخش که با یک دگرشیبی فرسایشی بر روی واحد پایینی قرار دارد، شامل فیلیت‌های شیستی، شیست‌های مسکویت‌دار است که بیشترین سهم را شیست‌های پلیتی به خود اختصاص داده اند. در مجموعه بالایی، بلورهای کیانیت تخریبی وجود دارد که از سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر منشأ گرفته‌اند و لذا پذیرفته شده که مجموعه گشت، دست کم در دو زمان متفاوت دگرگون شده است.

بخش پایینی مجموعه گشت سن پرتوسنجی 12 ± 375 میلیون سال یعنی دونین میانی دارد. بخش بالایی در زیر سنگ‌آهک‌های میکروفسیل‌دار پرمو - تریاس نادگرگونی قرار دارند ولی به باور کلارک (۱۹۷۵)، مجموعه پایینی سنگ‌های

پرکامبرین هستند که در اثر رویداد کالدونین دگرگون شده‌اند و پیامد دگرگونی در مجموعه بالایی مدیون رخداد هرسی نین است.

از سوی دیگر، علوی (۱۹۹۱) بین مجموعه گشت و سنگ‌های پالئوزوئیک شناخته شده البرز شباهتی ندیده و قرارگیری اتفاقی آنها در محل زمیندرز تئیس کهن سبب شده تا نامبرده بر این باور باشد که دگرگونی‌های مورد سخن پی‌سنگ دگرگونی هرسی نین توران هستند که در نتیجه عملکرد گسل‌های راندگی بر روی صفحه غیرفعال البرز رانده شده‌اند.



شکل ۳-۱۰ گسترش سنگ‌های دگرگونی در ناحیه تالش.

۳-۳-۴ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیه ماکو

در ناحیه ماکو، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی اسید دگرگونی (در زیر)، شیسیت، فیلیت، اسلیت (در وسط) و سنگ‌آهک و دولومیت بلورین شده (در بالا) وجود دارد که با همبری دگرشیب در زیر سنگ‌های نادگرگونی دونین (سازند مولی) قرار دارند.

اگرچه دگرگونی‌های موردنظر در گذشته به سن پرکامبرین دانسته شده‌اند، ولی بازوپایان، کنودونت و کرینوئیدهای پیدا شده، گویای سن اردوئیسین برای آنها است. به همین دلیل، حمدی و بربریان (۱۹۷۷)، قرار داشتن دگرگونی‌های اردوئیسین در زیر رسوبات دونین نادگرگونی را نتیجه عملکرد فاز کوهزایی کالدونین دانسته‌اند.

فصل چهارم ماگماتیسیم و دگرگونی مزوزوئیک

۱-۴ کلیات

بررسی جغرافیای دیرینه مزوزوئیک ایران در مکان، نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزوئیک بی هیچ‌گونه رویداد زمین‌ساختی مهم تا تریاس میانی ادامه یافته است. از همین رو، سنگ‌های اوایل مزوزوئیک ایران همچنان از نوع نزدیک قاره‌ای هستند که به جز نخلک و کپه‌داغ، کم و بیش در بیشتر نقاط ایران رخساره همسان دارند.

در تریاس پسین، پس از رخداد زمین‌ساختی معادل سیمین پیشین، چهره حوضه‌های رسوبی ایران تغییر کرده و از این هنگام، حوضه‌هایی جداگانه شکل گرفته‌اند که شرایط جغرافیای دیرینه و رسوبی آنها با حوضه‌های رسوبی مجاور متفاوت بوده است.

افزون بر رخداد سیمین پیشین، جنبش‌های زمین‌ساختی سیمین میانی (بازوسین - باتونین)، سیمین پسین (کرتاسه آغازی)، فاز اتریشی و رخداد لارامین (کرتاسه پایانی) هر یک به تنهایی بر جغرافیای دیرینه و به ویژه تحولات زمین‌ساختی مزوزوئیک ایران اثرگذار بوده‌اند. نمونه‌های زیر نشانه‌هایی از پیامد رخدادهای یاد شده بر ژئودینامیک ایران است:

(۱) جدا شدن کامل صفحه ایران از صفحه زاگرس در آغاز تریاس پسین، همراه با تکوین دریای تیتیس جوان، در محل راندگی اصلی زاگرس.

(۲) حرکت صفحه ایران به سوی صفحه توران و برخورد این دو همراه با بسته شدن کامل تیتیس کهن.

(۳) سرانجام گرفتن محیط‌های پلاتفرمی پالئوزوئیک - تریاس میانی و شکل‌گیری حوضه‌های رسوبی پیش‌بوم تریاس پسین - ژوراسیک میانی.

(۴) شکل‌گیری اشتقاق‌های درون قاره‌ای از نوع تیتیس جوان همراه با اقیانوس‌زایی در امتداد گسل‌های طولی و عمده ایران مرکزی.

(۵) بسته شدن سیستم‌های کافتی تیتیس جوان در زمان کرتاسه پسین همراه با فرارانش مجموعه‌های افیولیتی ایران به روی لبه ورق‌ها و یکی شدن دوباره صفحه زاگرس و صفحه ایران.

موارد مذکور نشان از آن دارد که بر خلاف آرامش نسبی پالئوزوئیک، در زمان مزوزوئیک پوسته ایران زمین بسیار پویا و جنبا بوده است. ماگمازایی، دگرگونی، کافت‌زایی همراه با جدا شدن صفحات، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی، همگرایی صفحه‌های جدا شده و یکی شدن دوباره آنها، گواه بر پویایی مزوزوئیک صفحه ایران است.



شکل ۴-۱ موقعیت صفحه ایران و عربستان در تریاس فوقانی.

توده های نفوذی سینیتی - دیوریتی نیز در منطقه خور (ایران مرکزی)، توده های دیوریتی و یا دیوریتی گابروئی در مناطق خوی (آذربایجان)، ده سلم (بلوک لوت، شرق ایران) و اقلید (زون سنندج- سیرجان)، گابروئی در مناطق کرمانشاه، ده سلم و انار (ایران مرکزی) و دیابازی در نواحی تبریز و آباءه از جمله سنگهای ماگمایی نفوذی منسوب به دوران مزوزوئیک هستند.

۲-۲-۴ مجموعه سنگهای افیولیتی

مجموعه سنگهای افیولیتی شامل ردیف سنگهای اولترامافیکی، گابرو- دیابازی و سنگهای آتش فشانی مافیک است. این سنگها به واسطه در هم آمیختگی تکنونیک، در مواردی بصورت آمیزه های افیولیتی رنگین (کالرد ملانژ) ظاهر می گردند.

الف) سنگهای اولترامافیکی

سنگهای اولترامافیکی در ایران مرکزی و شرق ایران (مناطق جاجرم، انارک، سبزوار، کاشمر، تربت حیدریه، قائن، بیرجند، شاهرخت، گزیک، آب سرد دریاچه هامون، خاش، ده سلم)، مکران (منطقه میناب) و زون سنندج- سیرجان (مناطق اقلید، کرمانشاه، مهاباد، ارومیه، خوی، سرو، ماکو) برونزد دارند.

ب) سنگهای مافیک

سنگهای مافیکی وابسته به ردیف افیولیتی بوده و در مناطق فوق غالباً وجود دارند که از جمله می توان مناطق کرمانشاه، خوی و غیره را نام برد.

ج) آمیزه های افیولیتی

این گروه از سنگها که بطورکلی به دوران مزوزوئیک نسبت داده شده اند، در مناطق خوی، میناب، سبزواران، انار و اقلید ظاهر می گردند.

۳-۲-۴ سنگهای ماگمایی دگرگونه

این گروه از سنگها، غالباً همراه با گروه سنگهای آذرین نفوذی و یا مجموعه سنگهای افیولیتی مشاهده گردیده اند، و ضمناً متحمل پدیده متامورفیسیم نیز شده اند. البته شدت متامورفیسیم به حدی نیست که بافت اصلی سنگها را از بین برده باشد ولی ماهیت اولیه آنها دقیقاً معلوم نیست.

مهمترین سنگهای این گروه عبارتند از سنگهای متاولکانیکی به ویژه متابازالتها (مناطق کرمانشاه، خوی) و متا دیاباز- متاگابرو (منطقه تبریز) و غیره.

۳-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی تریاس

۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس

اولین دوره مزوزوئیک از ۲۳۰ الی ۱۹۵ میلیون سال قبل یعنی حد ود ۳۵ میلیون سال به طول کشیده است و طی این مدت حوادث گوناگون از جمله فعالیت های ماگمایی و دگرگونی، به وقوع پیوسته که سرزمین ایران نیز از آن بی نصیب نبوده است. در این مبحث، ماگماتیسیم تریاس را به تفکیک در زون های مختلف ساختاری ایران از جمله زون سنندج- سیرجان، زون ایران مرکزی، زون البرز- آذربایجان و زون شرق ایران مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۱-۱-۳-۴ ماگماتیسیم تریاس در زون سنندج- سیرجان

عمده ترین فعالیت ماگمایی تریاس میانی در بخش جنوبی زون سنندج- سیرجان مشاهده می شود. همچنین اسلیت های با درجه دگرگونی پایین همراه با شیست و ولکانیک های تریاس، کهن ترین سنگهای موجود در این زون هستند که توسط دایکهای دیابازی قطع شده اند.

مجموعه های افیولیتی، گابرو، گرانیت، آمفیبولیت (ظاهراً از منشاء آذرین) و سنگهای آذرآواری دگرگون شده در جنوب شرقی این زون مشاهده می شوند. این سنگها بعضاً توسط ته نشست های آذرآواری ژوراسیک زیرین پوشیده شده اند. بسیاری از سنگهای ماگمایی که در زون سنندج- سیرجان پدیدار گشته اند، تحت تأثیر فاز اصلی دگرگونی که همانا فازسیمیرین پیشین است قرار گرفته اند؛ ولی سنگهایی نیز وجود دارند که پس از فاز اصلی دگرگونی بوجود آمده اند و فقط یک دگرگونی ضعیف و یا دگرسانیهائی از نوع دئوتریک و یا پروپیلیتی شدن را تحمل نموده اند. از اینرو، زمین شناسان، سنگهای ماگمایی تریاس را در دو گروه سنگهای ماگمایی پس از دگرگونی و سنگهای ماگمایی پیش از دگرگونی تقسیم نموده اند.

۴-۳-۱-۱ ناحیه اقلید

هوشمند زاده و سهیلی (۱۳۶۹) ماگماتیسیم ناحیه اقلید را به دو گروه پیش از دگرگونی و پس از دگرگونی تقسیم نموده اند که سنگهای ماگمایی پیش از دگرگونی، در پالئوزوئیک و سنگهای ماگمایی پس از دگرگونی در مزوزوئیک شکل گرفته اند. الف) سنگهای خروجی

این سنگها که در تریاس بالایی پدید آمده اند، بعنوان سنگهای ماگمایی پس از دگرگونی معروف بوده و گسترده ترین رخنمون آنها در شرق خونخورده مشاهده می شود. در قسمتهای بالائی این واحد یک زون ولکانیک قابل تشخیص است (طراز ۱۹۷۲) که شامل گدازه های ریولیتی، آندزیتی و بازالتی با توف و سنگهای توفی می باشد. علاوه بر آن شیلهای توفی سبز- زرد رنگ با ظاهری شکسته و فرسوده، که گاه بسیار سیلیسی هستند و نیز وجود گدازه های بالشی بیانگر یک ولکانیسم زیردریایی است که می تواند با اولین حرکات آپی (کیمیرین پیشین) در ارتباط باشد.

طراز (۱۹۷۲) با شرح مختصری که از پتروگرافی این سنگها بعمل آورده آنها را در دو دسته زیر خلاصه کرده است.

دسته اول: اولیون بازالت اسپیلیتی

دسته دوم: کراتوفیر- ریولیتهای آلکالن

از نظر پتروگرافی، بافت اولیون بازالتها بیشتر پورفیری با زمینه ای جریانی و گاه دارای بافت سنگهای دیابازی است. پاره ای از این بازالتها بافت بادامکی نیز نشان می دهند که بادامک ها از کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شده اند. ترکیب کانی شناسی این سنگها، در پلاژیوکلازا (لابرادوریت- آندزین) و اولیون خلاصه می شود که ندرتاً پیروکسن منوکلینیک نیز آنها را همراهی می کند.

اولیون بازالت ها، عمدتاً دگرسان شده هستند و به مجموعه ای از پلاژیوکلاز سدیک، کلسیت، کلریت و اکسیدهای آبدار آهن تبدیل می شوند که چنین وضعی را می توان دگرسانی از نوع دئوتریک، دگرگونی کف دریا و یا اسپیلیتی شدن توصیف نمود.

در سنگهای دسته دوم بافت غالب، گرانوفیری است و بیشتر کانیهای آن را فلدسپاتهای آلکالن (گاه از نوع پرتیت) و اندکی کوارتز تشکیل می دهند. آمفیبولهای آبی از نوع ریکیت یا آرفودسونیت به همراه سایر کانیها در این سنگها مشاهده می شوند. همانند اولیون بازالت ها، این گرانوفیرها نیز فرسوده شده و به مجموعه کانیهای کلسیت، کلریت، کانیهای رسی و کوارتز تبدیل شده اند.

در جنوب شرقی دهکده گوستی از توابع اقلید، ریولیت بصورت پشته هایی بزرگ و کوچک در میان دولومیت های آهن دار که به شدت خرد شده اند نفوذ کرده است. این دولومیتها حاوی عدسیهای فراوان آهن دار هستند و بدین جهت ریولیتها نیز از لیمونیت و هماتیت بارور می باشند. اگرچه رخداد این ریولیت ها در پهنه گسترده ای بوجود آمده ولی از نظر ویژگیهای سنگ شناسی (ساخت، بافت، ترکیب کانی شناسی) تا حدودی همگن هستند. از نظر ماکروسکپی، این سنگها جزو ریولیتهای بافت پورفیری یا به عبارت دیگر کوارتز پورفیریها به شمار می آیند. خمیره سنگ تبلور دوباره یافته و بلورهای درشت کوارتز و فلدسپاتهای آلکالن در آن خودنمایی می کنند.

از نظر میکروسکوپی، نمونه های گوناگون این سنگها، یک بافت اولیه شیستهای- درشت بلورین را دارا می باشند که خمیره آنها تبلور مجدد یافته است. شدت این عمل در انواع متعدد آنها مختلف است آن گونه که در برخی از سنگها تا محو کامل بافت اولیه، پیشرفته است. در برخی دیگر خمیره بسیار دانه ریز و ندرتاً فلستیک است که با پیشرفت عمل تبلور دوباره، خمیر گرانوبلاستیک شده و فولیاسیونی توسط میکای سفید از خود نشان می دهد. ترکیب کانی شناسی این ریولیت ها بدین قرار است:

کوارتز + آلپیت + فلدسپات پتاسیک + میکای سفید + کانیهی اوپاک
هماتیت + بیوتیت + کلریت + اپیدوت + زیرکن + اسفن + پیریت + آپاتیت
سه نوع پاراژنز در این سنگها قابل تشخیص است:

(۱) فقط با درشت بلورهای آلپیت

(۲) فقط با درشت بلورهای فلدسپات پتاسیک

(۳) فقط با درشت بلورهای گوناگون و به نسبتهای مختلف که بسته به شدت تبلور مجدد سنگ، فلدسپاتهای پتاسیک آنها کمابیش آلپیتی شده و به تدریج از تعداد و مقدار آنها کاسته شده، تا آنجا که تنها اثری از آنها باقی مانده است.

از نظر ژئوشیمیایی، ریولیتهای روشن به گونه ای بارز، آلکالن بوده و دارای روند سدیک و پتاسیک می باشند. با توجه به نسبت عناصر اصلی و کمیاب (Trace elements) موجود در این سنگها و مجموعه شواهد زمین شناسی، می توان نتیجه گرفت که:

ریولیتهای روشن، مظاهر سطحی فرآیند آناتکسی مواد ناهمگون است که از ماگمایی پرمایه از آلکالن ها، خواه سدیم دار و یا پتاسیم دار حاصل شده اند. این ماگمای آناتکتیک فرآیندهای جزء به جزء شدگی (Fractionation) را از سرگذرانده و احتمالاً پدیده باروری از عناصری مانند پتاسیم (K)، سرب (Pb) و استرانسیم (Sr) در آن پدیدار گشته و ضمناً موجب تشدید ویژگیهای پتاسیک یا سدیک سنگهای مربوطه شده است.

پس از جایگیری، خمیره این ریولیت ها از حالت شیشه ای خارج شده، تبلوری دوباره یافته و پس از آن دچار یک دگرگونی بسیار ضعیف شده است. می توان پذیرفت که این سنگهای ریولیتی آلکالن از ذوب بخشی یا آناتکسی سنگهای ژرف پوسته ای حاصل شده اند و همراهی آنها با سنگهای بازالتی بیانگر نفوذ و هجوم این گونه ماگمای گرم گوشته ای به درون پوسته و ایجاد ذوب بخشی سنگهای پوسته ای و در نتیجه تولید ماگمای اسیدی آناتکتیک است.



شکل ۳-۴ گسترش ماگماتیسم تریاس در ناحیه اقلید.

ب) سنگهای آذرین نیم ژرف

در این زون سنگهای آذرین نیم ژرف با سن تریاس بسیار محدود و تقریباً فاقد تنوع می باشند. این سنگها تنها به شکل سیل رخمون یافته اند. سیل ها (Sill) کم ضخامت (چند ده متر) بوده و در میان صفحات شیست وارگی، پیچ و تاب نشان می دهند. در غرب هشتک یکی از این سیل ها با روند شمال غربی- جنوب شرقی وجود دارد که دارای ضخامتی حدود ۴۰۰ متر و طولی حدود ۲۳۰۰ متر است. در پای سیل، برشهای گرانوفیری دیده می شود که معلول مکانیزم تشکیل چنین توده هائی است که در ژرفای کم با گرانروی بسیار و در عین حال سرشار از مواد پرتحرک یا فرار، نفوذ کرده است. سیل بزرگ غرب هشتک، با پیشروی نهشته های ژوراسیک بالا پوشیده شده است.

برخی از ریولیت های اقلید، بصورت سیلهای کم ضخامت با بافت جریان یافته دیده می شوند. ولی سیلهای با ضخامت بیشتر، توده مانند بوده و هیچ جهت ترجیحی در آنها مشاهده نمی شود. معمولاً حاشیه هائی با بافت جریان یافته آفیریک به ضخامت ۲۰ سانتی متر و یا یک متر در اطراف سیل ها دیده می شود که گاه قطعاتی از دولومیت ها را در خود فرا گرفته اند. این ریولیت ها در جوار عدسیهای آهن دار، با رنگ خاکستری مایل به آبی مشخص می شوند و کم و بیش از هماتیت و لیمونیت بارور شده اند.

۳-۱-۱-۳-۴ سایر سنگهای آذرین تریاس زون سنندج- سیرجان

علاوه بر سنگهای آتش فشانی و نیم ژرف و پاره ای از برشهای ولکانیکی زون سنندج - سیرجان در منطقه اقلید، برخی از سنگهای آذرین دگرگون شده نیز وجود دارند. این قبیل سنگهای آتش فشانی دگرگونه در مناطق خرم آباد و اصفهان گزارش شده اند.

۴-۳-۱-۲ ماگماتیسیم تریاس در زون ایران مرکزی

رخداد زمین ساختی کیمیرین پیشین در تریاس پسین صورت گرفته و موجب تغییر رژیم رسوبی در سراسر ایران زمین شده است. در بخشهایی از ایران مرکزی، نخست پاره ای گدازه های بازالتی تشکیل شده است و سپس شرایط آب وهوائی گرم و مرطوب موجب پدیدار شدن لایه قرمز رنگ آهن دار شده است. به احتمال فراوان این لایه های غنی شده از آهن و در مواردی آلومینیم، به واسطه فرسودگی، هوازگی و دگرسانی سنگهای بازالتی و دیگر سنگهای همراه به وجود آمده اند. در این بخش ها عدسیهای کوچک و بزرگی از لاتریت و یا بوکسیت مشاهده می گردد که در برخی مناطق به عنوان ماده نسوز، بهره برداری می شوند (منطقه سنگسر). این واحد قرمز رنگ و همچنین سنگهای بازالتی که رنگ سبز تیره دارند، توسط سنگهایی از قبیل شیل، ماسه سنگ و آهک پوشیده می شوند.

الف) سنگهای خروجی

در منطقه نخلک ته نشست های تریاس تحت عنوان گروه نخلک شهرت دارند. در این گروه، سنگهای با منشأ رسوبی و آذرآواری و توفی (زیر گروه Alam) شامل ماسه سنگ، سنگ آهک، ماسه سنگ توفی، توف همراه با میان لایه های شیلی، سیلتستون، کنگلومرای دانه ریز و توفیت وجود دارند. این ته نشستهای رسوبی - آتشفشانی، معادل ردیفهای مشابه تریاس منطقه آق دربند (شمال خاوری ایران) یعنی هم ارز سنگهای آتشفشانی - رسوبی سینائی (توف، توفیت، توربیدیت ها، شیل، ماسه سنگ و غیره) متصور شده اند و شرایط حوضه های رسوبی بر فعالیت این حوضه ها، حکمفرما بوده است.



شکل ۴-۴ نقشه زمین شناسی ناحیه نخلک.

ب) سنگهای نیم ژرف

این سنگها به شکل دایک، مابین سرپانتینیت های منطقه انارک، نفوذ کرده اند. علاوه بر سنگهای دیابازی موجود بین سرپانتینیت های منطقه، دایکهایی با روند شمالی- جنوبی نیز قابل مشاهده هستند. در شمال کوه دره انجیر و در مجاورت محدوده چاه درختک، دایکهایی کوچک با ترکیب سنگ شناسی پلاژیوگرانیت و گاه پلاژیوگرانیت پورفیری، کوارتز دیوریت و تونالیت در ارتباط با اولترامافیک های منطقه مشاهده می شوند. این سنگها مابین سرپانتینیت ها رخنمون یافته اند و در مواردی، دایک ها با سایر سنگهای اولترامافیکی و سنگهای دگرگونه پروتروزوئیک بالائی که بعداً هورنفلسی شده اند، همراه بوده و یا محدود شده اند.

ج) سنگهای نفوذی

در زون ایران مرکزی و در منطقه انارک، سنگهای درونی و نیم ژرف که در بالا بدانها اشاره گردید، مشتمل بر سنگهای اولترامافیکی، گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت حضور دارند که سن چندان مشخصی نداشته و درون سنگهای دگرگونه قدیمی (متامورفیک های پروتروزوئیک بالائی و پالئوزوئیک بالائی و پالئوزوئیک پائینی) مشاهده می گردند. سنگهای اولترامافیکی شامل سرپانتینیت و پریدوتیت سرپانتینیتی شده است که همراه با سنگهای پروتروزوئیک بالائی دیده می شوند. قسمت عمده این سنگها بصورت یک کمربند ممتد و نیمه عریض در طول یال شمالی کوه دره انجیر با وسعت حدود ۴۰ کیلومتر مربع رخنمون یافته است. سنگهای اولترامافیکی با سنگهای در برگیرنده خود ارتباط درهمی را نشان می دهند که به نظر می رسد فعالیتهای تکتونیکی در منطقه و پدیده های دگرسانی و متاسوماتیزم بعدی در این امر دخالت داشته است.

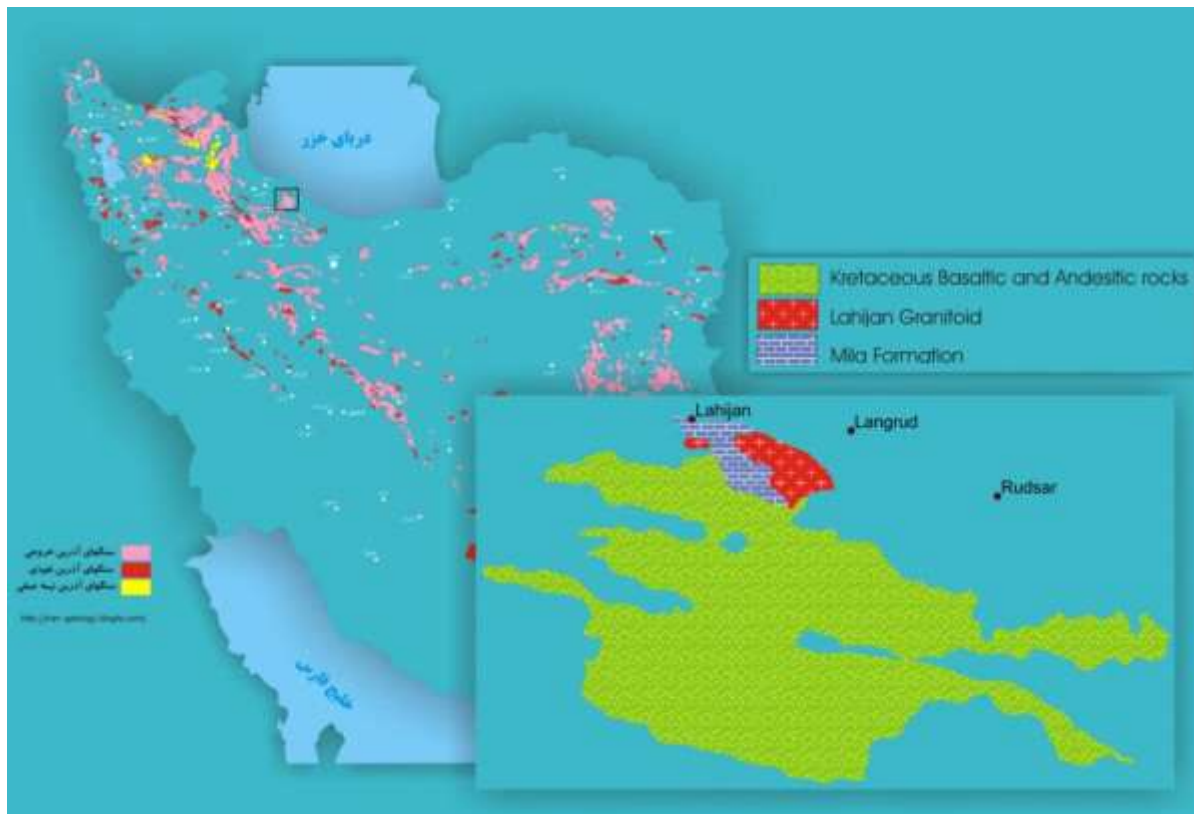
از سایر سنگ های واقع در زون ایران مرکزی میتوان به گرانیت بیوتیت دار اسماعیل آباد واقع در منطقه ساغند اشاره نمود. این گرانیت، رسوبات پرمین را قطع نموده و توسط کنگلومرای کرتاسه پوشیده شده است. تعیین سن نمونه ای از گرانیت مذکور به روش روبیدیم- استرانسیم سن ۲۴۰ میلیون سال را بدست داده است (Crawford 1977)، ولی به عقیده حقی پور و دیگران (۱۹۷۷) شباهت این گرانیت با گرانیت های ژوراسیک ایران مرکزی، مرکز و غرب ایران، این سن را مشکوک جلوه می دهد.

در ایران مرکزی و در منطقه خور، سنگهای نفوذی- نیم ژرف لوکوکراتی رخنمون دارند که فوق اشباع از سیلیس بوده و از نقطه نظر میزان سیلیس در برابر آلکالن ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، جزو قلمرو سری سنگهای کالکوالکالن قرار دارند. میزان اکسیدتیتانیم (TiO_2) که ظاهراً در ساختمان کانیهای اوپاک مانند تیتانومگنتیت و ایلمنیت تمرکز دارد، قابل بررسی است. نکته قابل توجه آن است که در تحولات ماگمایی، ضمن تشکیل کانیهای مافیک مانند پیروکسن ها، کانیهای اوپاک نیز، با توجه به فوگاسیته کافی اکسیژن، در این سنگ ها تشکیل و تمرکز یافته اند.

در ایران مرکزی در منطقه آباده نیز، سنگهای بازیکی وجود دارند که به تریاس نسبت داده شده اند. همچنین در بلوک ایران مرکزی- شرق ایران، مجموعه های آتشفشانی- رسوبی در منطقه تربت جام و سنگهای دیابازی متعلق به تریاس نیز رخنمون دارند.

۳-۱-۳-۴ ماگماتیسم تریاس در زون البرز- آذربایجان

در این زون فعالیت ماگماتیسم، عمدتاً بصورت سنگهای نفوذی است. به عنوان مثال وسیع ترین توده نفوذی در البرز شمالی، شامل توده گرانیتوئیدی لاهیجان است. این توده نفوذی درون رسوبات دگرگون شده کربونیفر تزریق شده و قطعاتی از آن در کنگلومراهای ژوراسیک مشاهده گردیده است (Annells et al. 1975). بنابراین گرانیت مذکور، بعد از کربونیفر و قبل از ژوراسیک جایگزین شده است. سقف این گرانیت بوسیله فیلیت ها متوقف مانده است و زوئندی از این سنگهای گرانیتوئیدی درون فیلیتها تزریق شده اند. در مناطق خرد شده و گسله، بافت کاتاکلاستیکی وجود داشته و نشانه هائی از تبلور دوباره و پدیده میلوئیتی شدن ملاحظه می گردد. شواهد روی زمین، نشانگر پیدایش این توده گرانیتوئیدی در فاز زمین ساختی کیمیرین پیشین، یعنی تریاس بالائی است. این توده، سنگ آهک ناخالص سازند کهر را به مرمر گرانوبلاستی تبدیل نموده و در آن لکه های ناشی از حضور بروسیت دیده شده است و درجه دگرگونی در اطراف آن به حدود رخساره هورنبلند هورنفلس می رسد (Annells et al. 1975).



شکل ۴-۵ نقشه زمین شناسی توده گرانیتوئیدی لاهیجان.

موسوی (۱۳۷۳) توده گرانیتوئیدی لاهیجان را با کمی تردید به مراحل پایانی فاز کوهزائی هرسی نین نسبت داده است. وی عمده سنگهای نفوذی گرانیتوئیدی را از نوع مونزوگرانیت و گرانودیوریت می داند که اختصاصات سنگهای گرانیتوئیدی تیپ (I) را نشان می دهند. این سنگها متآلومینه بوده و از یک ماگمای کالکوآلکالن ناشی شده اند. از نقطه نظر محیط تکتونیکی چنین به نظر می رسد که توده گرانیتوئیدی لاهیجان، جزو توده های نفوذی بعد از کوهزائی (POG) باشد. به علاوه، روابط فازی سیستم آلبیت- اورتوز- سیلیس و آب معلوم می دارد که سنگهای گرانیتوئیدی منطقه در محدوده مینیمم حرارتی، تحت شرایط فشار بخار آب ۱/۵ کیلو بار و دمای حدود ۷۰۰ الی ۷۵۰ درجه سانتی گراد، تشکیل گردیده اند.

در ناحیه گشت- ماسوله، گرانیت تورمالین داری نیز وجود دارد که شواهد زیر دال بر سن تریاس آن است:

- (۱) مجموعه دگرگونه و آذرین منطقه گشت را قطع می کند.
 - (۲) جایگزینی توده در امتداد گسله هائی است که آهکهای پرمین بالائی را جابجا نموده است و ضمناً دگرگونی مجاورتی در آنها پدید آورده است.
 - (۳) هیچگونه اثری از نفوذ آن در پوشش رسوبی تریاس و کرتاسه دیده نمی شود.
- تعیین سن مطلق به روش روبیدیم- استرانسیم (کرافورد، ۱۹۷۷-۱۹۷۲) سن 180 ± 5 میلیون سال را برای مسکویت ها نشان داده است. در منطقه ماسوله توده های دیوریتی وجود دارند که سنگهای گابروئی منطقه را قطع نموده و توسط بخشی از سازند شمشک پوشیده شده اند (Clark et al. 1975 Davis et al. 1972).

از بین کلیه مناطقی که در شرق ایران واقعند، تنها در قائن، فعالیت ماگماتیسیم از نوع نفوذی مشاهده می گردد. شمال غرب- جنوب شرق کوه زال واقع در قائن، اساساً از گنیس و گرانیت تشکیل شده که توسط پوشش ناهماهنگی از سنگهای رسوبی- آتشفشانی و دگرگونی احاطه شده است. گنیس و گرانیت بطور محلی، به سنگهای میلوئیتی و متبلور شده بلاستومیلونیت تغییر یافته است. همچنین، همبری بین گرانیت و گنیس تدریجی بوده و گاه توسط میگماتیت های نفوذی بریده شده اند. رنگ گرانیت، سفید متمایل به صورتی، قهوه ای روشن تا قهوه ای تیره می باشد. اکثراً بافت پورفیریک داشته و به دنبال فرایند هوازدگی، به شکل هیپ ایدیومورف در آمده اند. کانیهای اصلی آن شامل کوارتز، فلدسپات آلکالن و اورتوکلاز همراه با مقادیر معتابهی اولیگوکلاز، بیوتیت دانه ریز و مسکویت است. کانیهای فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن، آلانیت، سیلیمانیت و گارنت می باشد. البته در برخی از مناطق، تورمالین بصورت فرعی دیده می شود. سن این سنگهای اسیدی، می بایست مورد بررسی ژئوکرونولوژیکی قرار گیرد تا تعلق آنها به این زمان محرز شود.

بطرف شمال و شمال شرقی ایران و در منطقه جنوب و جنوب غرب مشهد، توده های نفوذی متعددی وجود دارند که پاره ای، منسوب به پالئوزوئیک بالائی تا تریاس می باشند. مجیدی (۱۹۷۷) آنها را به انواع پورفیروئید کهن و لوکوگرانیت ها طبقه بندی نموده است. گرانیت های کهن شامل گرانیت پورفیری، بیوتیت، گرانیت، گرانودیوریت و هورنبلند- بیوتیت تونالیت هستند. با تعیین سن به روش K-Ar بر روی بیوتیت تعدادی از گرانیت های پورفیری، سن 10 ± 256 و 9 ± 215 میلیون سال (پرمین- تریاس) به دست آمده است. تعیین سن بیوتیت در نمونه ای از لوکوگرانیت، به روش پتاسیم- آرگن سن 10 ± 245 میلیون سال را معرفی نموده است. بنابراین توده های نفوذی این منطقه، ظاهراً دامنه سنی بین پرمین تا تریاس را نشان می دهند و لذا شاید به صورت طپش های نفوذی چند فازه، جایگزین بخشهایی از این توده های نفوذی گردیده است که به نظر می رسد بی ارتباط با جنبشهای زمین ساختی هرسی نین و پس فازهای آن نباشد. ترکیب ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها همانگونه که در ذیل ملاحظه می گردد، متمایل به پتاسیک آلکالن است. وجود پگماتیت ها و بطور کلی عناصر ناسازگار در این توده ها متصور می باشد.

چنانچه از ترکیب شیمیایی این سنگها معلوم است، عمدتاً سنگها واجد ترکیب گرانیتی (طبق طبقه بندی میدل موسست ۱۹۸۵) بوده و یا ندرتاً گرایش به سمت گرانودیوریت و یا کوارتز مونزونیت دارند. این سنگهای نفوذی از نقطه نظر طبقه بندی سریهای ماگماتی، در نمودار سیلیس- آلکالن کونو (Kuno.1959) اساساً در محدوده سنگهای آلکالن قرار می گیرند.

اکسیدهای آلکالن (K_2O و Na_2O) تا بیش از ۹ درصد وزنی سنگ را تشکیل می دهند و می توان سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مشهد را عمدتاً از نوع آلکالن پتاسیک قلمداد نمود. دامنه تغییرات اکسید سیلیسیم SiO_2 بین حدوداً ۶۵ الی ۷۵ درصد است. غنی بودن نسبی این سنگها از عنصر لیتوفیلی مانند پتاسیم و عنصر آلومینیم (گاه ظهور کروندون نورماتیو)، فراوانی کانیهای پتاسیم و آلومین دار مانند بیوتیت، فلدسپات پتاسیک را نشان می دهد و شاید بیانگر دخالت پوسته و آناتکسی آن در تشکیل ماگمای مربوطه باشد. احتمالاً این توده های نفوذی با تمایل آلکالن پتاسیک، می توانند بعد از جنبشهای زمین ساختی هرسی نین با مشارکت و دخالت پوسته تشکیل شده باشند.

۴-۳-۲ دگرگونی تریاس

فشردهگی های ناشی از رخدادهای زمین ساختی تریاس پسین، سبب شده است تا در پاره ای نقاط ایران، به ویژه در بخش جنوب خاوری زون سنندج - سیرجان، سنگهای تریاس میانی و کهن تر، دگرگون و دگرشکل باشند. برای سنگهای دگرگونه کهن تر (پرکامبرین) پیامد دگرگونی تریاس پسین از نوع بازگشتی و قهقرایی و همراه با کاهش درجه دگرگونی است. پیامدهای دگرگونی تریاس را بیشتر در صفحه ایران (سنندج - سیرجان، ایران مرکزی، لوت و ۰۰۰) می توان دید. در این مبحث، سنگ های دگرگونی

تریاس در زون های مختلف ساختاری ایران از جمله زون سنندج - سیرجان، ایران مرکزی و شرق ایران را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۴-۳-۲-۱ دگرگونی تریاس در زون سنندج - سیرجان

در « زون سنندج - سیرجان »، به ویژه در نواحی سیرجان، حاجی آباد و اسفندقه در اثر دگرگونی سیمین پیشین سنگ‌های تریاس میانی و کهن‌تر در طی دو فاز دگرگون شده‌اند. پیامد نخستین فاز دگرگونی (که از نوع فشار بالا و دمای پایین بوده) ایجاد چین‌های به شدت فشرده، شیستوزیته سطوح محوری و یک جهت یافتگی با روند خاوری - باختری است. در پایان این فاز، تغییرات متاسوماتیک شدید به سیلیسی و اسکاپولیتی شدن مجموعه دگرگونه انجامیده است. در ضمن، در ناحیه ده‌بید، یکی از پیامدهای فاز نخست دگرگونی تشکیل گرانیت مونزونیتی است که زیر تأثیر فاز دگرگونی بعدی قرار گرفته است. (آلریک، ۱۹۷۷). فاز دوم دگرگونی، فشار کمتری داشته است که فرجام آن جهت یافتگی جدید در راستای N40E و در بعضی نقاط بیرون‌ریزی ریولیت‌های آلکالن است که خود از آناتکسی پوسته‌ای به وجود آمده‌اند.

شایان ذکر است که دگرگون و دگرشکل شدن کمپلکس‌های سرگز - آبشور، چاه چغوک، خَبر و ۰۰۰ حاصل عملکرد دو فاز یاد شده است. دو فاز دگرگونی مذکور، پیش از پیشروی چرخه رسوبی تریاس پسین - ژوراسیک میانی (گروه شمشک) پایان یافته است.

درباره عامل دگرگونی دو دیدگاه متفاوت وجود دارد. سبزه‌ئی به جایگیری هسته‌های گرم و علوی به فازهای کششی باور دارند. نکته قابل ذکر آن است که فراوانی دگرگونه‌های ناشی از رخداد سیمین پیشین در بخش جنوب خاوری سنندج - سیرجان بیشتر از بخش شمال باختری این زون است. شاید این ویژگی مدیون بالاآمدگی و فرسایش بیشتر بخش جنوب خاوری سنندج - سیرجان باشد.

۴-۳-۲-۲ دگرگونی تریاس در ایران مرکزی

در « ناحیه ساغند - پشت‌بادام »، سنگ‌های تریاس بالایی و کهن‌تر، در نتیجه یک فاز دیناموتامورفیسم، همراه با چین‌خوردگی، گسلش و راندگی‌های فراوان دگرگون شده‌اند. دگرگونی‌های مورد سخن، به گونه دگرشیب به وسیله رسوبات لیاس غیردگرگونه پوشیده شده‌اند. حقی‌پور (۱۹۷۴) نتایج فاز دگرگونی تریاس را بشرح زیر عنوان نموده است:

(۱) کاهش درجه دگرگونی در برخی از سنگ‌های پرکامبرین که با دگرسانی و کلریتی شدن همراه بوده است.

(۲) دگرگون شدن ردیف‌های پرکامبرین پسین - تریاس میانی در رخساره شیست سبز.

(۳) تبدیل پلیت‌های تریاس بالا (سازند ناینند) به میکا شیست‌های گارنت، کلریت و اپیدوت‌دار.

(۴) ایجاد جهت یافتگی جدید با روند خاوری - باختری با شیب زیاد.

(۵) کانی‌سازی سرب در بازپسین گامه‌های فاز دگرگونی.

گفتنی است که به باور حقی‌پور (۱۹۷۴) دگرگونی تریاس، پس از تریاس پسین و پیش از لیاس انجام گرفته است. نمونه‌هایی مشابه نیز از تفرش (حاجیان، ۱۹۷۰) و کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳) گزارش شده ولی شواهدی وجود دارد که دگرگون شدن

ردیف‌های تریاس بالایی را مدیون رویداد زمین‌ساختی جوان‌تری می‌داند که سن ژوراسیک میانی (فاز موسوم به سیمین میانی) دارد. بازنگری انجام شده در ناحیه تفرش تأییدی بر این نظر است.

در « ناحیه تکنار » (جنوب سبزوار)، سنگ‌های سازند تکنار، (پرکامبرین) و نفوذی‌های همراه آن (گرانیت برونورد) نشانه‌هایی از درجه خفیفی از دگرگونی رخساره پرهنیت - پومپله ایت تا شیست سبز دارند. رزاق‌منش (۱۹۶۸) رویداد کاتانگایی را مؤثر دانسته ولی مطالعات مولر و والتر (۱۹۸۳) نشانگر یکسانی درجه دگرگونی سنگ‌های پرکامبرین و پرمین است و بدین‌سان، می‌توان نتیجه گرفت که دگرگونی سازند تکنار در زمانی پس از پرمین و پیش از ژوراسیک و به گفته دیگر در زمان تریاس پسین رخ داده است.

در « ناحیه انارک »، شیست‌های دگرگونه تیره رنگی وجود دارند که در گذشته سنگ و عامل دگرگونی را به پرکامبرین نسبت می‌دانند (داودزاده، ۱۹۶۹). مطالعات زمین‌شناسی جدید (الماسیان، ۱۹۹۷) نشان داده که بخشی بزرگ از دگرگونه‌های انارک سنگ‌های پالئوزوئیک پایین‌اند که در زمان تریاس پسین دگرگون شده‌اند. رادیومتری این دگرگونه‌ها نشانگر عدد 203 ± 13 میلیون سال است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) که با زمان تریاس پسین مطابقت دارد.

در « لوت خاوری »، مجموعه دگرگون شده‌ای به نام « دگرگونه‌های ده‌سلم » وجود دارد که با ردیف‌های پیشرونده سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه پایین، به طور دگرشیب، پوشیده شده‌اند. در سال ۱۹۷۲، اشتوکلین و همکاران، دگرگونه‌های ده‌سلم را به دو بخش تقسیم کرده‌اند:

« بخش پایینی یا واحد قدیمی » که بیشتر شامل مرمر با همراه با شیست و آمفیبولیت است.

« بخش بالایی یا واحد جوان‌تر » که شامل فیلیت و میکا شیست گرونادار می‌باشد.

لازم به یادآوری است که رخساره و درجه دگرگونی در هر دو مجموعه یکسان است؛ ولی در هر دو مجموعه، شدت دگرگونی از غرب به شرق افزایش می‌یابد؛ به گونه‌ای که در حاشیه غربی، آمفیبولیت‌های بخش پایینی از نوع آبی ولی در حاشیه شرقی از نوع سبز است و یا میکاشیست‌های بخش بالایی در غرب، دانه ریزتر از شرق می‌باشند.

در باره سن دگرگونه‌های ده‌سلم اتفاق نظر وجود ندارد. اشتوکلین (۱۹۶۸) این دگرگونی‌ها را منسوب به پرکامبرین می‌داند. در سال ۱۹۷۰، ری‌یر و محافظ با دستیابی به سن رادیومتری (۲۱۰ میلیون سال) به سن تریاس اشاره داشتند. همچنین، اشتوکلین و همکاران (۱۹۷۲) بخش پایینی دگرگونی‌های ده‌سلم را به سن تریاس پسین (سازند نایبند) و بخش بالایی را به سن ژوراسیک پایینی - میانی منسوب دانسته و با توجه به هم‌شیبی و هماهنگی درجه دگرگونی نتیجه گرفتند که دگرگونه‌های ده‌سلم، ردیف‌های تریاس بالا - ژوراسیک میانی (گروه شمشک) هستند که در زمان پس از ژوراسیک میانی دگرگونه شده‌اند.

یافته‌های زمین‌شناختی جدید نشان داده که یک فاز دگرشکلی همراه با گرانیت‌زایی، به سن ژوراسیک میانی، در گستره‌های وسیعی از صفحه ایران به ویژه نواحی یزد، اصفهان، طبس وجود دارد که در زمین‌شناسی ایران «سیمین میانی» نام دارد. ویژگی‌های سنگی و دگرگونی مجموعه ده‌سلم و تزریق باتولیت شاه‌کوه در این مجموعه، یادآور نواحی شیرکوه یزد است که سنگ‌های گروه شمشک (تریاس پسین - ژوراسیک میانی) به دو روش ناحیه‌ای و مجاورتی دگرگون شده‌اند.

۳-۲-۳-۴ دگرگونی تریاس در شرق ایران

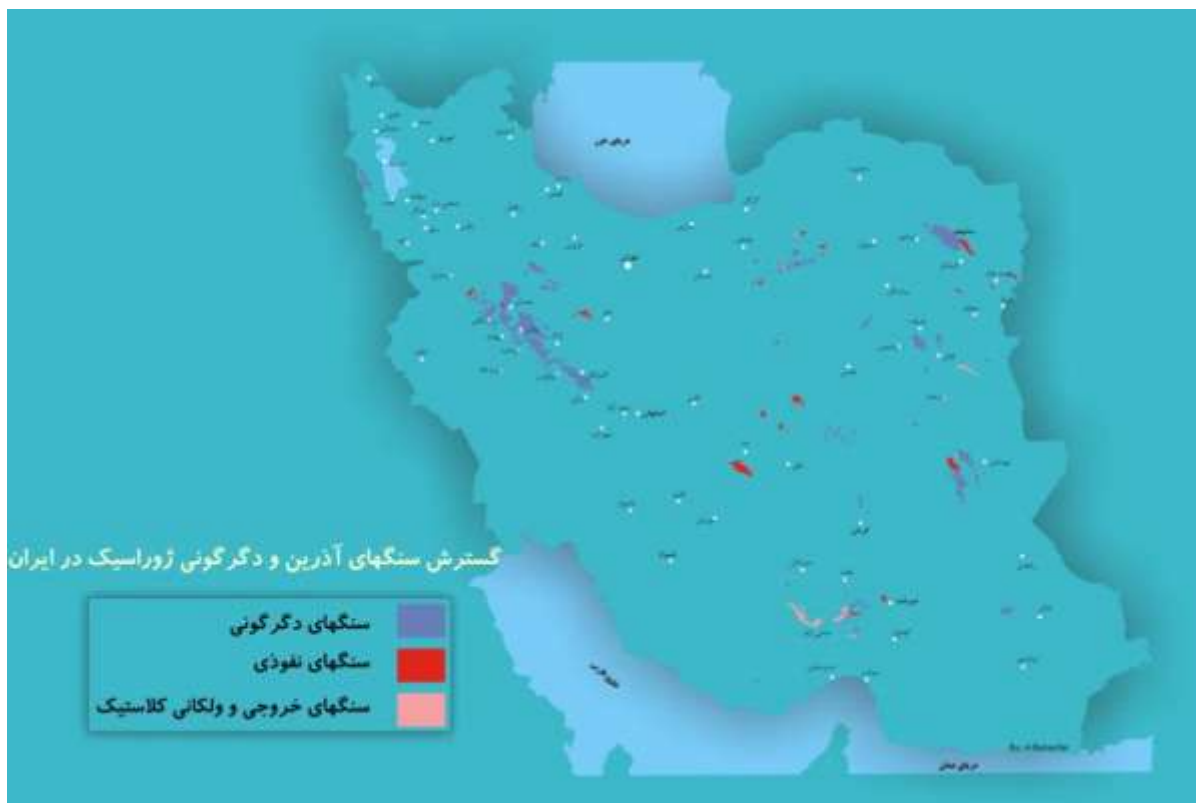
در ناحیه مشهد، مجیدی (۱۹۷۸) سه فاز دگرگونی شناسایی کرده است که دو فاز نخست، مربوط به پالئوزوئیک و فاز سوم مربوط به تریاس است. این باور به دلیل نسبت دادن دگرگونه‌های مشهد به زمان دونین - کربنیفر و عملکرد رخداد هرسی‌نین است؛ ولی، در حال حاضر این باور نیز وجود دارد که دگرگونه‌های مشهد و همراهان اولترامافیکی آنها به سن پرمین‌اند که در

زمان تریاس پسین، و در اثر تصادم دو صفحه ایران و توران دگرگون شده‌اند. جدا از دگرگونی برخوردی، اثر جایگیری گرانیتوئیدهای مشهد بر دگرگونی می‌تواند قابل مطالعه باشد. در ضمن، فیلیتی شدن پلیت‌های تریاس بالا - ژوراسیک میانی و پوشیده شدن آنها با ردیف‌های نادگرگونه ژوراسیک میانی مربوط به فازهای جوان‌تر از تریاس است که در زمین‌شناسی ایران «رویداد سیمین میانی» نام دارد.

۴-۴ ماگماتیسیم و دگرگونی ژوراسیک

۴-۴-۱ مقدمه

ویژگی‌های سنگی و زیستی ژوراسیک ایران نشانگر چند ناآرامی زمین‌ساختی است که در بین آنها سه رویداد سیمین میانی، به سن باژوسین - باتونین، طبسین به سن ژوراسیک پسین و سیمین پسین به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین از همه مهم‌تر است. در بین رویدادهای زمین‌ساختی یاد شده، فاز سیمین میانی نشانه‌هایی از چین‌خوردگی، ماگماتیسیم و دگرگونی دارد. شواهد رویداد طبسین بیشتر به صورت ناپیوستگی در رسوبگذاری است که گاه به ویژه در زون سنندج - سیرجان، با ماگمازایی همراه است؛ اما رویداد سیمین پسین، تنها با پسروی دریا و برقراری حوضه‌های رسوبی قاره‌ای همراه بوده است. از این‌رو، بخش درخور توجهی از تکاپوی ماگمایی و دگرگونی ژوراسیک ایران، در ارتباط با رویداد سیمین میانی است و بر خلاف باور موجود، فاز سیمین پسین در این مهم بی‌نقش بوده و یا در آتشفشان‌زایی اثر ناچیزی داشته است. نکته قابل توجه آن است که پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی و توالی دگرگونی ژوراسیک ایران، نشانگر آن است که این پدیده‌ها، به ویژه در زون سنندج - سیرجان و بلوک لوت از بیشترین حد برخوردار است.



شکل ۴-۶ گسترش سنگ های آذرین و دگرگونی ژوراسیک در ایران.

۴-۴-۲ سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک

در پاره‌ای از نواحی ایران از جمله قزوین، سیاه‌بیشه، فیروزکوه، دماوند، ترکمن‌دره (خاور تهران)، گل‌گهر، اسفندقه، سیرجان، شهرکرد، تروند، دامغان و ۰۰۰ گدازه‌های تیره‌رنگی از بازالت‌های گاه‌زیردریایی وجود دارد که به سن ژوراسیک نسبت داده شده‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که بسیاری از گدازه‌های بازالتی منسوب به ژوراسیک، جایگاه‌های چینه‌شناسی ویژه‌ای بین کربنات‌های سکویی تریاس میانی و رسوبات شیلی - ماسه‌سنگی، گاه‌زغالدار، صفحه‌ای ایران دارند. امروزه این باور وجود دارد که این گدازه‌ها، پیوند نزدیکی با رویداد سیم‌رین پیشین داشته و سن تریاس پسین دارند؛ ولی رخساره‌سنگی مشابه بین توالی تریاس بالا و ژوراسیک پایین سبب گردیده تا برای گدازه‌های یاد شده، سن ژوراسیک در نظر گرفته شود. با وجود این، در برخی نقاط، جایگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی به گونه‌ای است که تعلق آنها را به ژوراسیک قطعی می‌سازد که از آن جمله می‌توان به پیروکسن‌آندزیت‌های ژوراسیک میانی در خاور تروند (روستای سَهَل)، آندزیت، اسپلیت‌نواحی سنقر - کامیاران، توف‌های بازیگ لایه‌لایه شمال کوه خاشاچال (رامسر - جواهرده)، بازالت‌ها و آذرآواری‌های اسپیلیتی ناحیه اسفندقه اشاره کرد که به رویداد سیم‌رین میانی نسبت داده شده‌اند.

افزون بر آن، در ارومیه، مهاباد، سنندج، دماوند، راور و در طول نوار سنندج - سیرجان روانه‌های بازیکی وجود دارد که گاه مانند دماوند و راور با مجموعه‌های تبخیری و گاه مانند جنوب خاوری سنندج - سیرجان، با رسوبات پلاژیک همراه هستند و

سن ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین دارند. درویش زاده (۱۳۷۰)، همراهی رسوبات تبخیری با سنگ‌های آتشفشانی را با گنبدی شدن زمین، پیش از کافت‌های درون‌قاره‌ای، دور از ذهن نمی‌داند.

۳-۴-۴ توده‌های نفوذی ژوراسیک

در پاره‌ای نواحی ایران، به ویژه البرز، ایران مرکزی، لوت و زون سنندج - سیرجان توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده که در نهشته‌های رسوبی ژوراسیک تزریق شده و با رسوبات پیشرونده کرتاسه پایین (آپتین - آلبین)، با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، این توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمین پسین دانسته شده‌اند اما در این ارتباط بایستی چند مورد زیر را مد نظر قرار داد:

- ۱) تقریباً تمامی توده‌های مذکور، تنها در رسوبات پیش از ژوراسیک بالایی به ویژه سنگ‌های تریاس بالایی - دوگر پایینی (گروه شمشک) تزریق شده‌اند و هیچ‌گاه نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالایی دیده نشده است.
- ۲) در چند مورد (گرانیت آیرکان، گرانیت شیرکوه و ۰۰۰) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است.
- ۳) در ناحیه یزد، بخشی از نهشته‌های رسوبی واقع بر روی یکی از این توده‌ها (باتولیت شیرکوه) دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین است.
- ۴) در ناحیه میامی شاهرود، یکی از این نفوذی‌ها با توالی رسوبی ژوراسیک بالا پوشیده شده‌اند.
- ۵) یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشانگر یک رخداد زمین‌ساختی مهم به سن باژوسین - باتونین (رویداد سیمین میانی) است که در پاره‌ای نقاط با چین‌خوردگی (یزد، طبس و اقلید)، تکاپوی ماگمایی (تروود و میامی) و نیز دگرگونی (اقلید و همدان) همراه است.
- ۶) با تکیه بر موارد یاد شده باید در سن پیشین توده‌های نفوذی ژوراسیک بازنگری و نفوذی‌های مورد نظر را به سن ژوراسیک میانی و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمین میانی دانست که در مناطق البرز، ایران مرکزی، بلوک لوت و سنندج - سیرجان گزارش شده است.

۱-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک البرز

وجود توده‌های نفوذی ژوراسیک در البرز پرسش‌آمیز است و به طور معمول یکی از تفاوت‌های آشکار با ایران مرکزی، عدم حضور نفوذی‌های ژوراسیک در منطقه البرز است. با وجود این، برخی از زمین‌شناسان، فاز نفوذی‌های البرز شمالی مانند گرانیت لیاسر (در مسیر انزلی به آستارا)، دایک‌های خاور شهرستان دماوند (بایی‌جان) را بدون داشتن شاهد مطمئن به ژوراسیک نسبت داده‌اند. همچنین، بنا به گزارش کرافورد (۱۹۷۷) سن پرتوسنجی گرانیت تالش ۱۷۵ میلیون سال است که می‌تواند با رویداد سیمین میانی در ارتباط باشد.

۲-۳-۴-۴ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی

از جمله مهم‌ترین توده‌های نفوذی ژوراسیک ایران مرکزی می‌توان به گرانیتوئیدهای آیرکان، شیرکوه، کلاه قاضی و اسماعیل آباد اشاره نمود.

الف) گرانیت آیرکان

این گرانیت در شمال خور - بیابانک برونزد دارد. نتایج سن‌سنجی انجام شده بر روی این گرانیت متفاوت است. پرتوسنجی کل سنگ، به روش روبیدیم - استرانسیم 8 ± 168 میلیون سال (ژوراسیک میانی) است؛ در حالی که سن بیوتیت و فلدسپارهای آن به روش پتاسیم - آرگون، در حدود 9 ± 113 میلیون سال (کرتاسه پیشین) را بدست داده است.

ب) گرانیت شیرکوه:

گرانیت شیرکوه باتولیت بزرگی است که در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری یزد (نزدیک شهرستان تفت) رخنمون دارد و از نوع گرانیت‌های دانه درشت است که به داشتن بیوتیت فراوان و گارنت شاخص است. فراوانی گارنت می‌تواند به منشأ آناتکتیکی این توده اشاره داشته باشد (درویش‌زاده، ۱۳۶۳). اگرچه گرانیت شیرکوه به سن ژوراسیک بالایی معرفی شده، ولی سن پرتوسنجی ۱۷۶ میلیون سال (فورستر، ۱۹۷۵) و ۱۵۹ تا ۱۸۶ میلیون سال (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) و همچنین جایگاه چینه‌شناسی این باتولیت نشانگر آن است که گرانیت شیرکوه، سن ژوراسیک میانی داشته و حاصل عملکرد رخداد سیمین میانی است.



شکل ۴-۷ نقشه زمین‌شناسی گرانیت شیرکوه.

ج) گرانودیوریت کلاه‌قازی

گرانودیوریت کلاه‌قازی در ۵۰ کیلومتری جنوب خاوری اصفهان به درون سنگ‌های گروه شمشک (تریاس پسین - ژوراسیک میانی) تزریق شده و با آواری‌های پیشرونده سُرخ‌رنگ کرتاسه پیشین با دگرشیمی آذرین پی پوشیده شده است. ترکیب این توده، گرانیتوئیدی بوده و سه گروه گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت در آن مشارکت دارند. نمودارهای ژئوشیمیایی نشانگر ماگمای نوع کلسیمی - قلیایی و سرشت پُرآلومینیوم با خاستگاه نوع S برای این توده است. در ضمن، نمودارهای ژئوشیمیایی و شواهد منطقه‌ای، محیط زمین‌ساختی بعد از کوهزایی را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند.



شکل ۴-۸ نقشه زمین شناسی گرانیت کلاه قاضی

(د) گرانیت اسماعیل آباد

گرانیت اسماعیل آباد از نوع گرانیت‌های فلدسپار قلیایی و دو میکایی است که در ناحیه پشت‌بادام در سنگ‌های پرمین تزریق شده و با رسوبات پیشرونده کرتاسه پایین پوشیده شده است. برخی زمین‌شناسان، گرانیت اسماعیل آباد را جزو توده‌های نفوذی ژوراسیک می‌دانند و حتی پور (۱۹۷۴) سن تریاس و رویداد سیمین پیشین را برای آن پذیرفته است. بر اساس داده‌های سنی، رضانی (۲۰۰۳) سن گرانیت اسماعیل آباد را ۲۱۸ میلیون سال و برابر با تریاس پسین برآورد نموده است.



شکل ۴-۹ نقشه زمین شناسی گرانیت اسماعیل آباد.

۴-۳-۳-۳ نفوذی‌های ژوراسیک بلوک لوت

از جمله مهم ترین نفوذی‌های ژوراسیک واقع در بلوک لوت می توان به توده های گرانیتی شاه کوه و چهارفرسخ اشاره نمود.

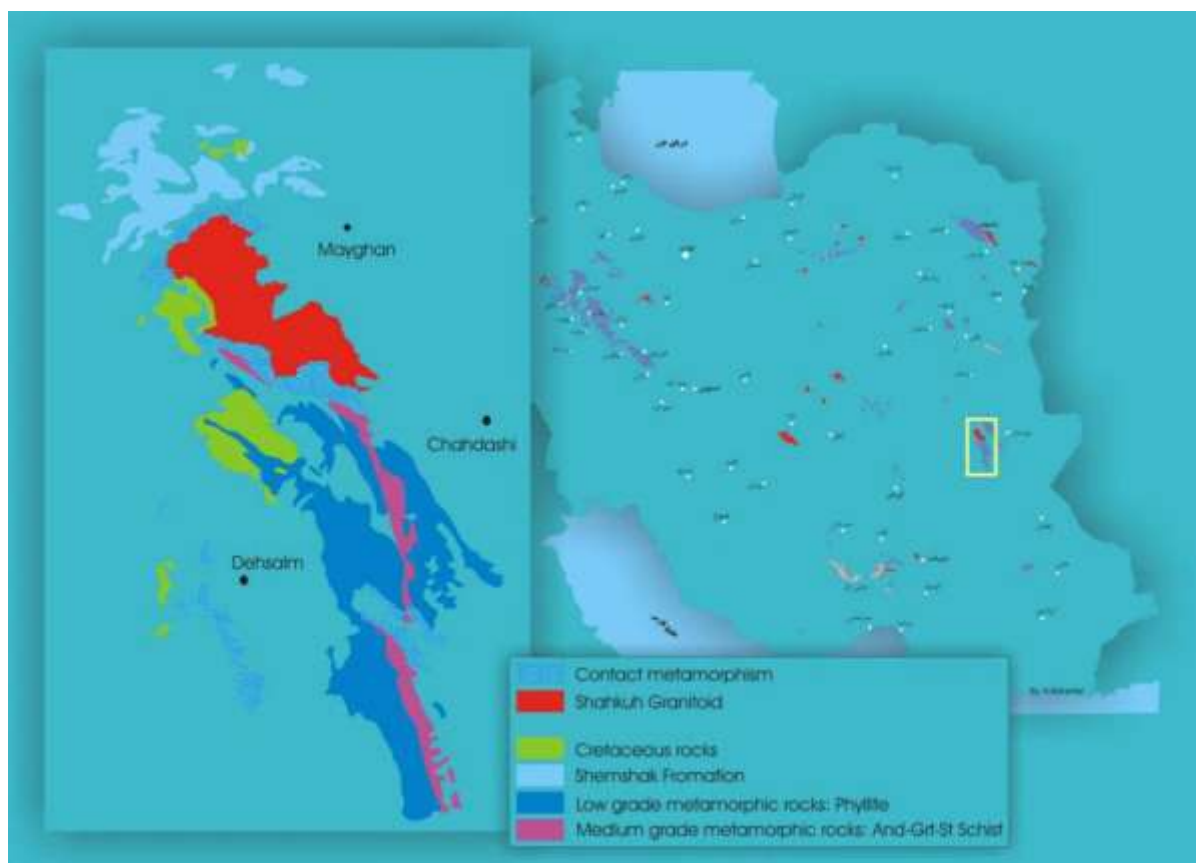
الف) گرانیت شاه کوه

توده گرانیتی شاه کوه با ۴۵ کیلومتر درازا، یکی از بزرگ ترین باتولیت های ایران است که از نوع گرانیت بیوتیت دار و دانه درشت بوده و دارای بلورهای بزرگ صورتی رنگ از فلدسپار پتاسیم (اورتوکلاز) است. بخش اصلی توده گرانیتوئیدی شاه کوه (جنوب بیرجند) از دو واحد مونوزوگرانیت - گرانودیوریت و سینوگرانیتی تشکیل شده است که آنکلاوهای بزرگ میکروگرانیتی را در بر می گیرند. گرانیت های گرایزنی به طور محدود در بخش خاوری توده رخنمون داشته و تعداد کمی از دایک های داسیتی، آندزیتی و آپلیتی و همچنین رگه های کوارتز - تورمالین کانه دار نسبتاً فراوانی این توده گرانیتی را قطع کرده اند.

در حاشیه شمالی باتولیت، اثر گرمایی این توده، منحصر به سیلیسی شدن سنگ های ژوراسیک است. در حاشیه جنوبی و در همبری با دگرگونی های ده سلم، حاشیه ای از هورنفلس گردپریت دار به رنگ سبز تیره دیده می شود. در همبری توده، گردپریت ها

به سریسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند؛ ولی در فاصله حدود ۲۰۰ متری از توده، گردیریت‌ها به طور کامل تازه بوده و تجزیه نشده‌اند.

به نظر اسماعیلی و همکاران (۱۳۸۰) ویژگی‌های کانی‌شناسی این توده مشابه با گرانیت‌های تیپ I است و پرتوسنجی بیوتیت‌های ۱۳ نمونه به روش پتاسیم - آرگون، گویای سن میانگین $۱۶۵ \pm ۳/۱$ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است. به نظر بریریان (۱۹۸۳)، گرانیت شاه‌کوه، همراه با سنگ‌های دگرگونی ده‌سلم، وجود « فرورانش نهبندان» با شیب به سوی باختر را دست کم در ژوراسیک - کرتاسه پیشنهاد می‌کند و گسترش سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی پالئوژن در پهنه لوت، نشانه‌ای از ادامه فرورانش نهبندان در پالئوژن است.



شکل ۴-۱۰ نقشه زمین‌شناسی گرانیت شاه کوه

ب) گرانیت چهارفرسخ

این گرانیت، توده نفوذی بزرگی به طول حدود ۴۰ کیلومتر و عرض حداکثر ۲ کیلومتر است که در ۱۶۵ کیلومتری جنوب بیرجند و در بخش خاوری بلوک لوت، در بین رسوبات شیلی - ماسه‌سنگی ژوراسیک زیرین - میانی، تزریق شده است. شکل کشیده این توده نشانگر جایگیری در امتداد شکستگی‌های اصلی و طولی منطقه است. ویژگی‌های سنگی و جایگاه چینه‌شناختی گرانیت چهارفرسخ مشابه شاه‌کوه است و می‌تواند حاصل فاز زمین‌ساختی سیمین میانی باشد.

۴-۳-۴ نفوذی‌های ژوراسیک زون سنندج - سیرجان

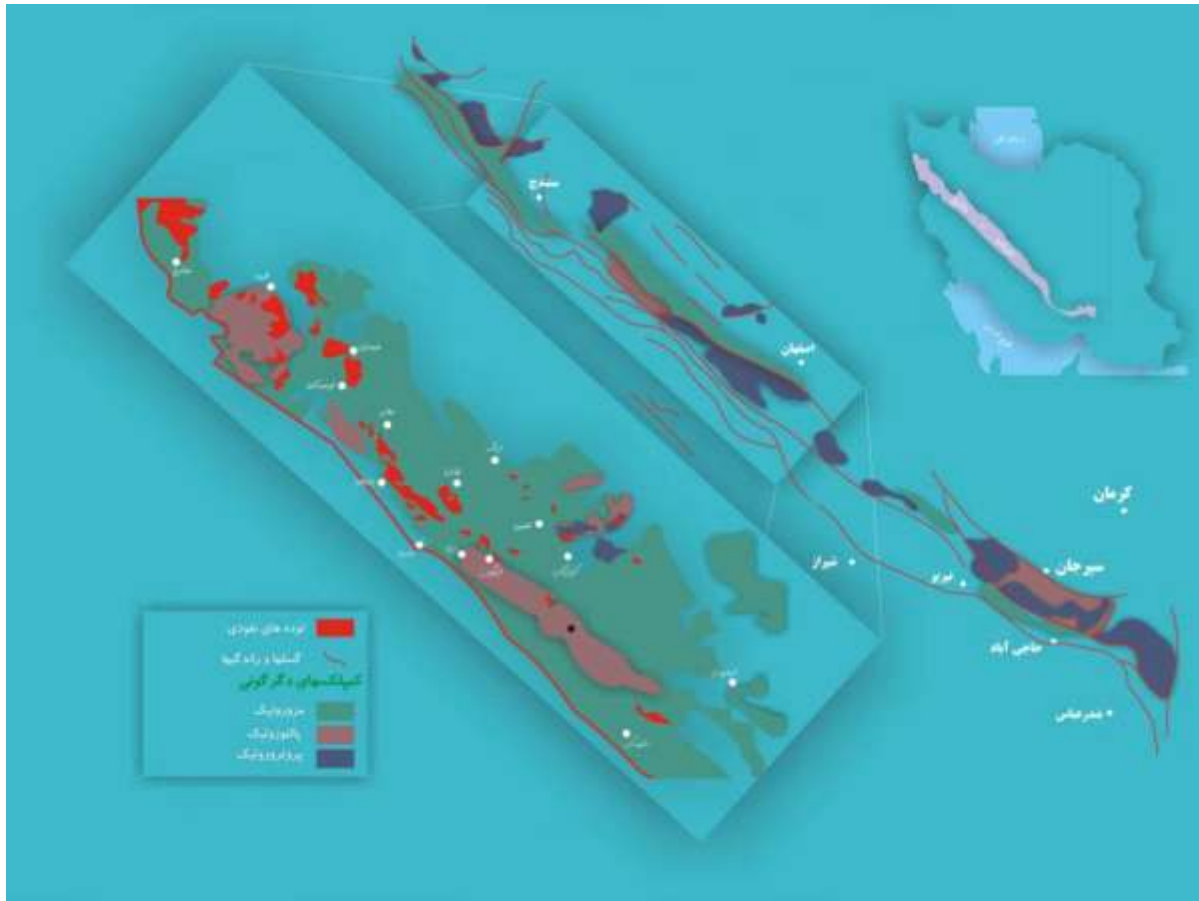
در زون سنندج - سیرجان، ترکیب توده‌های نفوذی ژوراسیک بیشتر از نوع بازیک است که گاه با توده‌های نفوذی اسیدی کرتاسه بالایی - پالئوسن عجین گردیده و مجموعه آنها، نفوذی‌های حلقوی را تداعی می‌کند. مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک سنندج - سیرجان عبارتند از:

الف) توده‌های نفوذی چاه دزدان و چاه بازرگان

در ناحیه شهر بابک، توده‌های نفوذی از نوع گابرو تا گرانیت بوده که بیرون‌زدگی روشنی نداشته و تنها با توجه به پوشیده شدن با سنگ‌های کرتاسه، جزو نفوذی‌های ژوراسیک در نظر گرفته شده‌اند. مسکویت‌های کوه چاه دزدان، سن پرتوسنجی $15 \pm$ ۱۱۸ میلیون سال داشته، در حالیکه بیوتیت‌های گرانیت - گنیس چاه بازرگان، $4 + 164$ میلیون سال سن دارند (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۹۷۰). توده بزرگ گرانیتی - گرانودیوریتی چاه دزدان ویژگی ژئوشیمیایی کلسیمی - قلیایی دارد (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۸۱).

ب) دیوریت شمال ده‌بید

این توده دیوریتی در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و بر سنگ‌های کرتاسه و ترشیری بی اثر است. به همین دلیل، طراز (۱۹۷۴) این توده را منسوب به ژوراسیک می‌داند. دیوریت شمال ده‌بید به شدت بُرش خورده Sheared و دگرگونی خفیف دینامیکی را تحمل نموده است.



شکل ۴-۱۱ گسترش توده های نفوذی ژوراسیک زون سنندج- سیرجان.

۴-۴-۴ دگرگونی ژوراسیک

۴-۴-۱ دگرگونی ژوراسیک در جنوب سنندج - سیرجان

در زون سنندج - سیرجان، پدیده دگرگونی ژوراسیک، در مقایسه با تریاس، کمی به سمت شمال باختری حرکت کرده است. در ناحیه سبزواران، ردیفی از سنگ‌های تخریبی ریزدانه، شیل و مارن‌های آهکی کم دگرگونی وجود دارد که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک میانی پوشیده شده‌اند (دیمتریویچ، ۱۹۷۴). توالی دگرگونی هم‌ارز سنگ‌های لیاس است و دگرشیبی و دگرگونی یاد شده، می‌تواند حاصل رویداد سیمین میانی باشد. در ناحیه اقلید، سنگ‌های آواری ژوراسیک پایین دگرگونی است و روی آنها را رسوب‌های ژوراسیک بالا، به گونه‌ای ناپیوسته و با کنگلومرا می‌پوشاند (هوشمندزاده، ۱۳۶۹). این دگرگونی که از درجه به نسبت پایین (شیست سبز) است، به رویداد زمین‌ساختی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا مربوط است.

۴-۴-۲ دگرگونی ژوراسیک در ایران مرکزی و بلوک لوت

دگرگون شدن رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک، محدود به نوار سنندج - سیرجان نیست. در نواحی چهارفرسخ، ده‌سلم، آبگرم (در بخش خاوری و شمال بلوک لوت)، خاور ازبکوه، ناحیه گناباد، جنوب خاوری نهبندان، جنوب خاوری سمنان و تروند، سنگ‌های ژوراسیک پایینی - میانی سرگذشت مشابهی دارند.

۴-۵ ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه

یافته‌های زمین‌شناسی ایران نشانگر آن است که ماگمازایی و دگرگونی کرتاسه به طور عمده نتیجه سه جنبش زمین‌ساختی سیمیرین پسین (نئوکومین - آلبین)، فاز اتریشی (سنومانین - سانتونین) و رخداد لارامید (ماستریشتین پایانی) است. ماگمازایی کرتاسه زیرین گسترش محدودی دارد، در حالی که جنبش‌های کرتاسه پسین با دگرگونی و ماگماتیسم و به ویژه افیولیت‌زایی همراه بوده و مسایل جالبی در ارتباط با اقیانوس‌زایی مطرح می‌کند. افزون بر دگرگونی و ماگماتیسم، بسته شدن زمین‌درزهای کهن و فرارانش آمیزه‌های افیولیتی بر روی حاشیه ریزقاره‌ها، از ویژگی‌های کرتاسه ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی از نواحی تا پالئوسن ادامه داشته است.



شکل ۴-۱۲ گسترش سنگ‌های آذرین و دگرگونی کرتاسه در ایران

۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه

از نظر زمانی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه ایران را می‌توان به دو گروه کرتاسه زیرین و کرتاسه بالایی تقسیم کرد. گدازه‌های کرتاسه بالایی، دو خاستگاه متفاوت دارند. بخشی از آنها حاصل ذوب پوسته‌های قاره‌ای و بخش دیگر مربوط به آخرین مراحل ماگماتیسم اقیانوسی است. از ترکیب تکاپوهای آتشفشانی کرتاسه جز در موارد نادر، اطلاع دقیقی در دست نیست. به گزارش کازمین و همکاران (۱۹۸۶)، گدازه‌های ژوراسیک پسین - نئوکومین و کرتاسه پسین ایران ترکیب کلسیمی - قلیایی دارند و به

طور عمده به صورت تکپوهای آتشفشانی پس از کوهزایی بوده و شامل سنگ‌های بازیک قلیایی می باشند. سنگ‌های بازالتی این زمان در مناطق قاین، خارتوران، تهران، قزوین، رشت، ارومیه، سنندج و ۰۰۰ گزارش شده است.

۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین

در آمل و ساری، بازالت‌های کرتاسه زیرین با مواد آذرآواری همراه است. جدا از بازالت، گاهی گدازه‌های کرتاسه زیرین از نوع آندزیتی - تراکیتی (منطقه سنندج)، بازالتی - آندزیتی (منطقه خوی)، آندزیتی (منطقه انار) و آندزیتی همراه با توف (مناطق اقلید و نایین) است.

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین را بیشتر در زون سنندج - سیرجان، یا کمان ماگمایی ارومیه - بزمان و پهنه البرز می توان دید. نواحی زیر از جمله مناطقی است که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پایین در آن گزارش شده است:

- در اقلید، در میان سنگ‌های کرتاسه زیرین، گدازه‌های بازالتی، همراه با برش آتشفشان و توف وجود دارد که دستخوش دگرسانی ثانویه شده‌اند. (هوشمندزاده، ۱۳۶۷)

- در نایین، یک مجموعه رسوبی - آتشفشانی در قاعده آهک‌های اریبتولین دار کرتاسه زیرین دیده می‌شود (عمیدی، ۱۹۷۵)

- در سرو بالا، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی کرتاسه پایین با لایه‌ها و یا عدسی‌های آهکی از یکدیگر تفکیک می‌شوند (عمیدی، ۱۹۷۵).

- در گلپایگان، از نوع تراکیت‌های غنی از فلدسپار و بازالت است (تيله و همکاران، ۱۹۶۸).

- در مهاباد، از نوع آندزیت، ریولیت و توف است (افتخارنژاد، ۱۹۷۸).

- در حاجی‌آباد، از نوع آندزیت است (هوشمندزاده).

- در کبودرآهنگ (شمال همدان) از نوع آندزیت با ترکیب متنوع بازالت، توف‌های آندزیتی و کراتوفیر به ضخامت ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر است (بلورچی، ۱۹۷۵).

- در ناحیه زنجان، از نوع آندزیت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های اریبتولین دار است (اشتوکلین، ۱۹۶۹).

- در شرق دماوند، از نوع گدازه‌های بازیک مخلوط با گچ (سازند گچ و ملافیر) است (اشتایگر، ۱۹۶۶).

- در جنوب چالوس، از نوع بازالت‌های آندزیتی و بازالت‌های اولیوین دار است که کارتیه (۱۹۷۱) به آن سازند چالوس نام داده است.

- در بندرانزلی، از نوع گدازه‌های زیردریایی و توف‌های آندزیتی همراه با آهک‌های ریفی (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲)

- در جواهرده، همراه با نهشته کربناتی آهکی کرتاسه زیرین، لایه‌های توفی نیز وجود دارد.

- در پل رود، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پایین حدود ۱۱۰۰ متر بازالت حفره دار همراه با لایه‌های نازک آگلومرایی است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

- در البرز مرکزی، گدازه‌های کرتاسه زیرین شامل دیاباز البوین و اوژیت دار و دیاباز هماتیتی (ملافیر) است که گاهی در قاعده سنگ‌آهک‌های اریبتولین دار سازند تیزکوه قرار دارند.

۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی به طور عمده به صورت گستره‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مانند سنگ‌های بازالتی - اسپیلیتی دیده می شوند. اثرات دگرسانی بر این مجموعه، موجب بروز پاراژنز ثانویه و تشکیل سنگ‌های ماگمایی دگرگونی و یا دگرسان، گردیده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی به ویژه در نواحی زیر گزارش شده‌اند:

- در اهر از نوع بازالت‌های زیردریایی، آندزیت، تفریت‌های آنالیم‌دار همراه با مواد آذرآواری است (لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸).
- در سنندج - مهاباد، از نوع سنگ‌های آتشفشانی با خصلت متوسط تا بازیگ است (افتخارنژاد، ۱۹۸۰).
- درکمان ماگمایی ارومیه - بزمان به ویژه سورک نطنز و ناین از نوع ریولیت (درزیر)، آندزیت و داسیت (دربالا)، به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر می باشد (عمیدی، ۱۹۷۵).
- دردمنه شمالی البرز مرکزی به ویژه عَلم‌کوه، پل رود، چم‌رود، لاهیجان، املش از نوع آتشفشان‌های اسید تا بازیگ است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).
- در زنجان از نوع آندزیت‌های پیروکسن و هورنبلنددار است (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴).
- در البرز شرقی دایک‌هایی سازند لار را قطع کرده‌اند که سن پرتوسنجی آنها $۹۶ \pm ۱/۸$ ، $۱۰۸ \pm ۱/۶$ و $۱۰۰ \pm ۱/۶$ است که از نوع قلیایی گاهی سدیمی و گاهی پتاسیمی است (اشتامفلی، ۱۹۷۸).
- در خارتوران در مرز میان کرتاسه زیرین - بالایی تکاپوهای آتشفشانی همراه با رسوبات پلاژیک گزارش شده است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲).
- در شمال تبریز، فلیش‌های کرتاسه بالایی، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی دارند (افتخارنژاد و همکاران، ۱۹۷۵).
- در ماسوله، سنگ‌های آتشفشانی به صورت میان‌لایه‌ای همراه با سنگ‌های ماستریشترین بیرون زدگی دارند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲).
- در باریکه‌های افیولیتی نواحی گوناگون ایران از جمله شمال سبزوار، شرق کاشمر، تربت حیدریه، ماکو، غرب ارومیه و ۰۰۰، گدازه‌های آندزیتی - بازالتی گسترده‌ای وجود دارد که اغلب با رسوبات پلاژیک کرتاسه بالا و یا سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی همراه است. این گدازه‌ها مربوط به آخرین تکاپوی ماگمایی کرتاسه بالایی، از توالی افیولیتی دانسته شده‌اند. ماهیت ماگماتیسزم بازالتی وابسته به این مجموعه، از نوع تولیتی است.

۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه

تمامی توده‌های نفوذی کرتاسه دارای سن کرتاسه پسین و در ارتباط با فاز کوهزایی لارامید هستند که ممکن است ناشی از ذوب پوسته سیالیک باشند. توده‌های نفوذی کرتاسه بالایی، به ویژه در امتداد حاشیه قاره‌ای فعال ایران مرکزی، یعنی در زون سنندج - سیرجان رخمون دارند. افزون بر آن، توده نفوذی بزمان در حاشیه جنوبی بلوک لوت و نیز یک بیرون‌زدگی در ناحیه البرز باختری گزارش شده است. به نفوذهای یاد شده، باید دایک‌ها و گاه توده‌های استوک مانند را افزود که به طور معمول ترکیب حدواسط - بازیگ دارند.

۴-۵-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری

الف) مونزونیت سرده

توده های نفوذی کرتاسه پسین منحصر به یک توده کوچک از سینیت و مونزونیت است که سنگ‌های گروه شمشک را بریده اند. این توده کوچک را آنلز (۱۹۷۵) به نام «مونزونیت سرده» نامگذاری و به زمان کرتاسه نسبت داده شده است.

ب) گرانیت بزمان

باتولیت بزمان در شمال جازموریان و در پایانه کمان ماگمایی - بزمان، شامل گرانیت قلیایی و گرانیت‌های هورنبلنددار است که توده‌های کوچک‌تری از گابرو و دیوریت آن را احاطه کرده‌اند. باتولیت بزمان ساختاری حلقوی دارد؛ بدین‌سان که گرانیت در وسط و سنگ‌های بازیک در حاشیه قرار دارند. هر سه نوع سنگ گابرو، دیوریت و گرانیت با رگه‌های آپلیتی قطع شده‌اند. افزون بر آن، دایک‌های دیابازی همه مجموعه را بریده‌اند. بدین‌سان، باتولیت بزمان در یک زمان جایگیر نشده، بلکه تزریق آن در مراحل متوالی بوده است.

باتولیت بزمان سنگ‌های پرمو - تریاس را بریده و با رسوبات فیلشی ائوسن - میوسن پوشیده شده است. مطالعات پرتوسنجی پورحسینی (۱۳۶۰) نشانگر آن است که سن این توده حدود 2 ± 74 میلیون سال است. گفتنی است که ترکیب شیمیایی توده نفوذی بزمان از نوع کلسیمی - قلیایی و نشانگر انواع نفوذی‌های حاشیه‌قاره‌ای و حاصل ذوب گوشته و یا پوسته اقیانوسی است. به باور پورحسینی (۱۳۶۰)، توده کلسیمی - قلیایی بزمان بر روی منطقه فرورانش عمان قرار دارد و در کوتاه‌تری نیز تکاپوی ماگمایی با فوران‌های کلسیمی - قلیایی بزمان و تفتان دنبال شده است. این نکته نشانگر آن است که فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر لبه قاره‌ای جنوب خاوری ایران (مکران)، دست کم در پایان مزوزوئیک آغاز شده و تا امروز ادامه دارد.

۴-۵-۳ دگرگونی کرتاسه

در ایران، دگرگونی کرتاسه به طور عمده ناشی از حرکات کوهزایی کرتاسه پسین (رخداد لارامید) و از درجه ضعیف است و گستره زیر پوشش آن نیز محدود به بخش شمالی کمربند سنندج - سیرجان (سنندج، صحنه، همدان، شهرکرد، بروجرد، اراک و گلپایگان) می‌شود. عامل این دگرگونی همان است که سبب گرانیت‌زایی کرتاسه پسین در الوند، بروجرد، گلپایگان و ملایر شده است. افزون بر آن، در پاره‌ای از کافت‌های درون‌قاره‌ای (مجموعه‌های افیولیتی)، رسوبات کرتاسه بالایی دگرگون شده‌اند.

۴-۶ دگرگونی و ماگماتیسم مزوزوئیک در بخش شمالی زون سنندج - سیرجان

براساس گزارش‌های موجود، احتمالاً تاریخچه تکامل بخش شمالی و جنوبی زون سنندج - سیرجان در طول زمان با یکدیگر تفاوت‌هایی دارد؛ بنحوی که در بخش جنوبی، اثرات دگرگونی پرکامبرین، پالئوزوئیک و تریاس پیشین مکرراً گزارش شده، اما در بخش‌های شمالی‌تر، بیشتر دگرگونی‌ها به مزوزوئیک نسبت داده شده‌اند. به همین علت، برخی زمین‌شناسان تکامل این دو بخش را بطور جداگانه بررسی می‌کنند.

بعنوان مثال، افتخارنژاد (۱۳۵۹) بخش‌های شمالی‌تر را به نام تراف همدان - ارومیه نامگذاری کرده و چرون (۱۹۸۶) نیز آنرا حوضه اصفهان می‌نامد که از سنندج تا اصفهان گسترش دارد. حوضه اصفهان در ژوراسیک پایانی و کرتاسه زیرین تغییر شکل شدیدی پیدا می‌کند که با ماگماتیسم و ولکانیسم آندزیتی و دگرگونی همراه است (چرون، ۱۹۸۶).

۴-۶-۱ چینه‌شناسی مزوزوئیک

در این مبحث، چینه‌شناسی سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک در نواحی مختلف بخش شمالی زون سنندج - سیرجان بطور مختصر تشریح خواهد شد.

- (۱) در ناحیه اصفهان، شیست ها یا رسوبات ژوراسیک زیرین گسترش فراوانی دارند. بر روی این سنگها که ادامه فیلیت‌های همدان (اشتوکلین و ستوده‌نیا، ۱۹۷۲) هستند، رسوبات کرتاسه با دگرشیبی زاویه‌دار قرار می‌گیرند (همدانیان و جعفریان، ۱۳۷۹). پیشروی کرتاسه با نئوکومین شروع شده، تا آلبین-آپسین ادامه می‌یابد (خسرو تهرانی و صیدی ساروئی، ۱۳۷۹).
- (۲) در ناحیه گلپایگان، سنگهای شیلی و ماسه‌سنگی رتو-لیاس، سنگهای قدیمی‌تر را می‌پوشانند و اگرچه فاقد کنگلومرای قاعده‌ای هستند، اما باید گفت که در قاعده آنها ناپیوستگی وجود دارد. قاعده این سنگها براساس فسیلهای یافت شده به سن تریاس پایانی است و فسیلهای دیگری که از بخش بالایی آن بدست آمده، سن آنها را تا دوگر معرفی می‌کند. سنگهای کرتاسه بر روی سازندهای بالا قرار داشته و هیچگونه دگرشیبی در محدوده چهارگوش مشاهده نشده است؛ اما در بیرون از چهارگوش گلپایگان، دگرشیبی وجود دارد. کرتاسه با قاعده ماسه‌سنگ-کنگلومرا و ولکانیت شروع شده، به آهکهای اربیتولین‌دار ختم می‌شود. سنگهای کرتاسه بالایی به طور مشکوک گزارش شده‌اند که به صورت شیلهای آهکی بوده، بر روی آهکهای اربیتولین‌دار قرار دارند و در قاعده آنها یک ناپیوستگی وجود دارد (تبله و همکاران، ۱۹۶۸). واعظی‌پور و اقلیمی (۱۳۶۳) نیز در داخل شیست‌های پلیتی آمونیت‌هایی یافتند که سن آنها را به توارسین (لیاس) نسبت می‌دهند.
- (۳) در ناحیه ازنا قدیمی‌ترین واحدهای توصیف شده توسط محجل و فرگوسن (۲۰۰۰) به نام کمپلکس ژان نامیده شده‌اند. نهشته‌های کمپلکس ژان به سن تریاس میانی-فوقانی بوده و شامل بخش زیرین که عمدتاً کوارتزیتی است، بخش میانی که متاکربنات و کوارتزیت بوده و بخش فوقانی که آمفیبولیت-اپیدوت آمفیبول و شیست است. بخش بالایی کمپلکس ژان به تدریج به فیلیت‌های همدان تبدیل می‌شود (محجل و سهندی، ۱۳۷۷). سنگهای ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین که شامل گدازه‌های آندزیتی و سنگهای پیروکلاستیک بوده و در ادامه به آهکهای آلبین-آپسین ختم می‌شوند، فیلیت‌های همدان را می‌پوشانند (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰).
- (۴) در ناحیه بروجرد، ردیف رسوبی تریاس از دو بخش زیرین و فوقانی تشکیل شده است که بخش زیرین ولکانیک‌های دگرگون شده و بخش فوقانی آهک متبلور است. سن این سنگها تریاس فوقانی است و به تدریج به اسلیت‌ها تبدیل می‌شوند (ادامه اسلیت‌های همدان) که برای آنها سن لیاس در نظر گرفته شده است (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۰). سنگهای کرتاسه که به سن کرتاسه پایین تا سنومانین هستند و در قاعده دارای آندزیت و توف به ضخامت ۷-۶ متر می‌باشند، اسلیت‌ها را می‌پوشانند (رادفر، ۱۳۶۶).
- (۵) در ناحیه ملایر، سکانس تریاس-ژوراسیک با دگرشیبی مشخص، سنگهای قدیمی‌تر را می‌پوشاند (رنجبران، ۱۳۷۰). سنگهای تریاس شامل دو بخش زیرین و فوقانی هستند که بخش زیرین عمدتاً سنگهای آتشفشانی سبزرنگ، توف و دیگر سنگهای رسوبی دگرگونه بوده، در حالیکه بخش فوقانی از سنگ آهک دگرگون شده تشکیل شده است. این سنگها بتدریج و پیوسته به فیلیت‌های همدان تبدیل می‌شوند. فیلیت‌های همدان که شامل اسلیت، فیلیت در قاعده و اسلیت و ماسه‌سنگ دگرگون شده در بالاست، سنی در حدود تریاس بالایی تا شروع دوگر دارد. سنگهای ژوراسیک توسط واحدهای کرتاسه بدون دگرشیبی مشخص، پوشانده می‌شوند. کرتاسه با قاعده‌ای ماسه‌سنگی آغاز شده و با آهکهای اربیتولین‌دار آلبین-آپسین پایان می‌پذیرد (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۹). رضایی و پورکرمانی (۱۳۸۱) رسوبات قاعده کرتاسه را به نئوکومین نسبت داده‌اند.

- ۶) در منطقه همدان، فیلیت‌های همدان توسط سنگهای ژوراسیک فوقانی پوشانده می‌شوند که به اعتقاد فرهپور (۱۳۷۶) بین ژوراسیک فوقانی و فیلیت‌های همدان، دگرشیبی وجود دارد. نهشته‌های ژوراسیک فوقانی بطور هم‌شیب و تدریجی به کرتاسه تبدیل می‌شود. کرتاسه با سنگهای آهکی دارای فسیلهای نئوکومین شروع شده و با آهکهای اربیتولین‌دار آلبین-آپسین خاتمه می‌یابد (معین وزیری و بهاری فر، ۱۳۷۵؛ بهاری فر، ۱۳۷۶).
- ۷) در چهارگوش کبودرآهنگ در استان همدان، آمونیت‌های تریاس بالایی در قاعده اسلیت‌ها یافت شده است. در نزدیکی غار علیصدر، سنگهای ژوراسیک بالایی با کنگلومرا و ماسه‌سنگ آغاز شده و با آهکهای فسیل‌دار ژوراسیک بالایی خاتمه می‌یابد. کرتاسه به صورت ناپیوستگی بر روی شیست‌های همدان قرار می‌گیرد و شامل ماسه‌سنگ و آهک و در بعضی مناطق گدازه‌های آندزیتی است. سن این بخشها آلبین-آپسین است (بلورچی، ۱۹۷۹).
- ۸) در منطقه کرمانشاه پی سنگ دگرگونی شامل دو بخش است: سری ولکانیکی-آهکی سنقر و شیستهای همدان. سری ولکانیکی-آهکی سنقر دارای فسیلهایی است که سن ژوراسیک پایانی و مالم دارند، ولی شیستها فاقد فسیل هستند. این دو سری هم‌ارز بوده و در شمال کنگاور به داخل هم نفوذ می‌کنند. کرتاسه در کوه ام‌الله با یک افق ناپیوسته از ماسه‌سنگ آهکی، بطور دگرشیب بر روی سنگهای ولکانیکی-آهکی ژوراسیک (سری سنقر) قرار می‌گیرد و بدنبال آن آهکهای نئوکومین و آهکهای اربیتولین‌دار بارمین-آپسین هستند که سن آنها تا سنومانین نیز می‌رسد (برو، ۱۳۶۹).
- ۹) در چهارگوش سنندج، رسوبات تریاس گسترش چندانی نداشته و منحصر به چند برونزد در پیرامون شهر قروه هستند که دولومیت می‌باشند. بر روی آنها، شیل با میان لایه‌های آهکی به صورت همساز قرار می‌گیرد. سری تریاس بالایی و ژوراسیک شامل شیل و ماسه‌سنگ است که در جنوب قروه گسترش زیادی دارند. در نیمه شرقی چهارگوش که جزئی از زون سنندج-سیرجان محسوب می‌شود، شیلها و ماسه‌سنگهای ژوراسیک با همسازی و با یک مرز تدریجی بر روی رسوبات تریاس قرار دارند. سنگهای آتشفشانی نیز در بخش بالایی آنها دیده می‌شود. براساس فسیل‌های یافت شده، سن شیلها ژوراسیک زیرین تا میانی است. کرتاسه زیرین به صورت دگرشیبی بر روی ژوراسیک قرار گرفته، دارای قاعده‌ای ماسه سنگی است که به آهکهای اربیتولین‌دار ختم می‌شود. کرتاسه بالایی با شیل حاوی میان لایه‌های کنگلومرایی و ولکانیک شروع شده و با سنگهای آتشفشانی پورفیری آندزیتی، آهک و کنگلومرا ادامه می‌یابد. کرتاسه به صورت تدریجی به ترسیری تبدیل شده و تا ائوسن پیوستگی رسوبات ادامه می‌یابد (زاهدی، ۱۳۶۹).

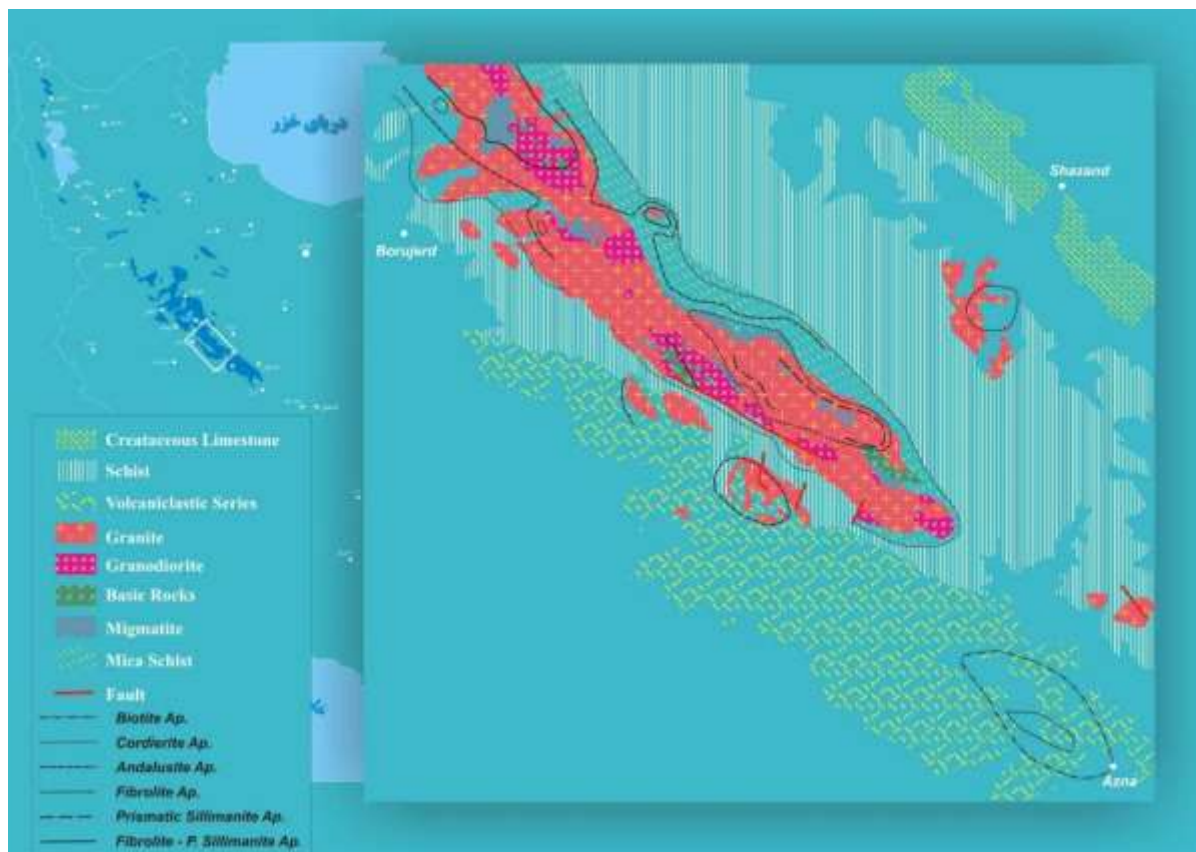
۴-۶-۲ ماگماتیسیم

- ماگماتیسیم خروجی و نفوذی در طی مزوزوئیک در بخشهای مختلف سنندج-سیرجان فعال بوده است که از جمله مهم ترین این نواحی می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:
- ۱) در ناحیه شهرکرد، بین کرتاسه و ژوراسیک ناپیوستگی آذرین پی وجود داشته و فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک به صورت زیردریایی وجود دارد (امامی، ۱۳۷۷).
- ۲) توده‌های نفوذی مزوزوئیک در ناحیه کلاه قاضی، حسن‌رباط و الیگودرز دیده می‌شوند که در ناحیه حسن‌رباط به سن بعد از تریاس بالایی، در کلاه قاضی به سن ژوراسیک بالایی و در الیگودرز به سن کرتاسه هستند (خلیلی و باقری، ۱۳۸۰).
- ۳) در ناحیه موله (شمال ورزنه) سهندی و همکاران (۱۳۶۰) منشاء گنیس‌های شمال ورزنه را گرانیتی دانسته‌اند که قبل از دگرگونی تزریق شده است.

۴) در ناحیه گلپایگان، تيله و همکاران (۱۹۶۸) توده‌های نفوذی درگیر در دگرگونی را به پرکامبرین نسبت داده‌اند. گروه دیگری از سنگهای گرانیتی به علت اینکه هیچگاه سنگهای کرتاسه را قطع نمی‌کنند، به سن قبل از کرتاسه میانی در نظر گرفته شده و ماگماتیسیم دیوریتی و گابرویی منطقه گلپایگان نیز به بعد از کرتاسه بالایی نسبت داده شده است. فعالیت‌های ماگمایی خروجی نیز در قبل از کرتاسه میانی وجود داشته‌اند. نوربهشت و شریفی (۱۳۷۶) معتقدند که گرانیتوئیدهای ماته از نوع پس از کوهزایی بوده و در طی مرحله پایانی حادثه کوهزایی لارامین پس از خاتمه دگرشکلی نفوذ کرده‌اند. بنابراین همانگونه که برو (۱۳۶۹) نیز اشاره می‌کند، سن ارائه شده برای گرانیت‌های ماته توسط تيله و همکاران صحیح به نظر نمی‌رسد. رشید نژاد و همکاران (۱۳۸۱) بر اساس داده‌های ایزوتوپی پتاسیم - آرگون، ماگماتیسیم گسترده‌ای از کرتاسه میانی تا پالئوسن - ائوسن را در منطقه ماته گزارش نمودند. البته با توجه به اینکه سن کرتاسه میانی برای ماگماتیسیم بر مبنای سنگ کل بدست آمده است، قابل قبول به نظر نمی‌رسد.

۵) در ناحیه ازنا، توده گرانیتوئیدی ازنا که در حین دگرشکلی تزریق شده است به سن کرتاسه است (محجل، ۱۳۷۷).

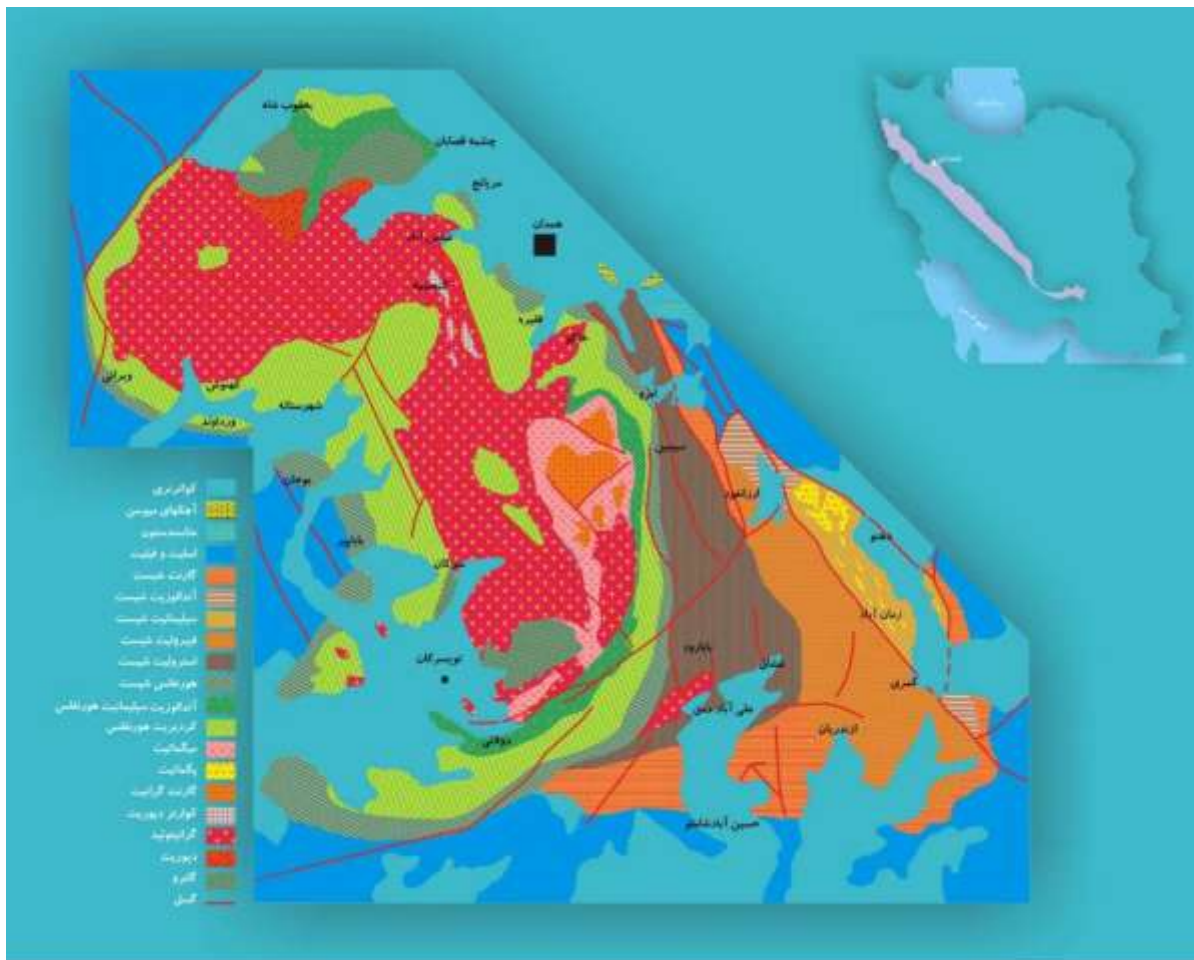
۶) بخش مهمی از ماگماتیسیم مزوزوئیک در حوالی بروجرد تا همدان دیده می‌شود. توده‌های بزرگ نفوذی با ترکیب دیوریت کوارتزار تا گرانیت از جنوب بروجرد تا ملایر و با روندی شمال‌غربی - جنوب شرقی به منطقه تزریق شده‌اند (برتیه و همکاران، ۱۹۷۶). سن گرانیت‌های قدیمی ناحیه بروجرد در حدود ۱۲۰ میلیون سال براساس روش روبیدیم - استرانسیم تعیین شده است. در ناحیه آستانه نیز توده‌های گرانیتوئید در حدود ۹۹ میلیون سال دارند که همزمان با کوهزایی هستند. در نهایت گرانیت‌های جوان کمپلکس بروجرد در طی کرتاسه - پالئوسن (۷۰ تا ۵۲ میلیون سال پیش) تشکیل شده‌اند (مسعودی، ۱۹۹۷).



شکل ۴-۱۳ نقشه زمین شناسی توده های نفوذی بروجرد.

۷) توده های گرانیتی سامن نیز که ادامه توده بروجرد محسوب می شوند به کرتاسه نسبت داده شده اند (مدنی ایوری، ۱۳۵۹؛ حسین پور، ۱۳۸۲). بدنه اصلی توده نفوذی سامن را سنگهای تونالیتی-گرانودیوریتی تشکیل می دهند. سنگهای مافیک شامل دو گروه بوده که گروه اول به صورت توده های کوچک گابرویی در میان سنگهای پلیتی نفوذ کرده و گروه دوم دایکهای دیوریتی هستند که توده نفوذی را قطع نموده اند. در نهایت، گرانیت های روشن آخرین فاز پیدایش گرانیت هستند (مجیدی فیض آبادی، ۱۳۷۵).

۸) در ناحیه همدان نیز طیف گسترده ای از ماگماتیسزم از گابرو تا گرانیت مشاهده می شود که براساس شواهد صحرايي، گابروها قدیمی ترین تزریقات هستند. بدنبال آنها تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت دیده می شود (سپاهی گرو، ۱۳۷۸). در ناحیه آماقولاق در شمال همدان، اولین تزریقات دیوریتی بوده و براساس سن سنجی روبیدیم-استرانسیم، سنی در حدود ۱۴۰ میلیون سال دارند (ولی زاده، ۱۳۵۵). امیری (۱۳۷۴) به دلیل وجود شواهد قطع شدگی آهکهای میوسن توسط بخشهای اسیدی توده آماقولاق سن بخش اسیدی را بعد از اکتانین ذکر می کند.



شکل ۴-۱۴ نقشه زمین شناسی همدان.

۹) در ناحیه کرمانشاه توده‌های نفوذی گابرو- دیوریتی به سن الیگوسن آغازی بر مبنای سن سنجی پتاسیم- آرگون، توسط برو (۱۳۶۹) گزارش شده و توسط صادقیان و احمدی (۱۳۷۹) نیز بر مبنای مشاهدات صحرایی، تأیید شده است. توده‌های فوق مانند گابروی خارسره (خرزهره)، ترکیبی بازیک دارند. بخش‌هایی از برونزدهای محدود گرانودیوریتی نیز در چهارگوش کرمانشاه مشاهده می‌شود که هم سن با گابروی خارسره در نظر گرفته شده است (برو، ۱۳۶۹).

۱۰) در نزدیکی قروه نیز سنگهای درونی بازیک با ترکیب گابرو نوریت تا کوارتز مونزونیت وجود دارد و بخشهایی نیز اسیدی تر بوده، شامل گرانیت و آلکالی گرانیت نیز هستند. سنگهای گرانیتی و گرانیت گنیس ها قبل از گابروها تزریق شده و مربوط به فاز استرین و لارامین هستند و گابروها نیز احتمالاً هم سن با توده گابروی خارسره می‌باشند (سنگ قلعه، ۱۳۷۴).

۱۱) در چهارگوش سنج، سنگهای نفوذی به دو دسته قدیمی تر از کرتاسه (احتمالاً ژوراسیک بالا) و ترسیر تقسیم شده‌اند. سنگهای نفوذی ژوراسیک در جنوب شرقی منطقه گسترش داشته و شامل گرانودیوریت، گابرو و گرانیت هستند. در ناحیه جنوب غربی، گابرو دیوریتی وجود دارد که احتمالاً در اواخر دوران سوم نفوذ کرده است (زاهدی، ۱۳۶۹).

۱۲) در ناحیه سقز، گرانیت‌هایی گزارش شده‌اند که قبلاً گرانیت گنيس یا گنيس نامیده شده بود، اما ولی‌زاده و همکاران (۱۳۸۰) آنها را گرانیت میلونیت در نظر گرفتند.

۱۳) در ناحیه کامیاران، ماگماتیسیم ائوسن دیده می‌شود. سن تزریق توده‌های نفوذی سنقر- مریوان به داخل افیولیت‌ها ۴۰ میلیون سال یعنی ائوسن پایانی است و گرانیت‌ها هم بعداً تزریق شده‌اند. سن ماگماتیسیم اسیدی احتمالاً ائوس بالای است (آرین و معین وزیری، ۱۳۷۹).

۴-۶-۳ تکنونیک و دگرشکلی در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان

محققین مختلف به وجود فازهای کوهزایی مختلف در طول مزوزوئیک در نواحی مختلف بخش شمالی سنندج- سیرجان اشاره نموده‌اند که عبارتند از:

۱) در ناحیه اصفهان، سن دگرگونی ها پالئوزوئیک بوده و دگرشکلی جدیدتر از دگرگونی ناحیه‌ای است (داویدیان و همکاران، ۱۳۷۹).

۲) در ناحیه گلپایگان سه مرحله دگرشکلی گزارش شده است. اولین دگرشکلی در شمال گلپایگان با دگرگونی ناحیه‌ای دمای بالا- فشار پایین بوده و طی فروانش پوسته اقیانوس تیس جوان به زیرخردده قاره ایران در ژوراسیک پایانی شکل گرفته است (احدی دزکی، ۱۳۷۸). دومین دگرشکلی که مهمترین دگرشکلی است، با چینهای خوابیده همراه است و مربوط به برخورد قاره‌ای در کرتاسه پایانی است (صبا، ۱۳۷۸؛ صدیق، ۱۳۷۸). دگرشکلی سوم منجر به تشکیل چینهای باز شده است. گرانیت‌ها همزمان با دگرشکلی دوم تزریق شده و میلونیتی شده‌اند (محجل، ۲۰۰۳). بنابراین سن پرکامبرین برای گرانیت‌های میلونیتی که قبلاً توسط تپله و همکاران (۱۹۶۸) گزارش شده بود، از نظر دگرشکلی نیز تأیید نمی‌شود.

۳) مهمترین مطالعه دگرشکلی در بخش شمالی سنندج- سیرجان مربوط به محجل (۱۹۹۷) است که در ناحیه ازنا صورت گرفته است و بطور کلی می‌توان گفت که سن دگرشکلی در مناطق دیگر، با مطالعه مذکور مقایسه شده و نتیجه‌گیری شده است. در ناحیه ازنا، چهار دگرشکلی تشخیص داده شده است (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). دگرشکلی اول، هم در کمپلکس ژان و هم در فیلیت‌های همدان مشاهده می‌گردد و از طرف دیگر، در سنگهای آتشفشانی و آهکهای ژوراسیک پسین - کرتاسه دیده نمی‌شود. بنابراین سنی پس از ژوراسیک و پیش از کرتاسه دارند. این دگرشکلی، با دگرگونی پیشروند همراه بوده و شرایط فشار- حرارت آن ۶۵۰ درجه سانتیگراد در حدود ۷ کیلو بار است (محجل، ۱۳۷۸). دگرشکلی دوم که مهمترین دگرشکلی منطقه است، در سنگهای کرتاسه نیز دیده می‌شود. این دگرشکلی توسط محجل و فرگوسن (۲۰۰۰) به برخورد قاره‌ای در کرتاسه نسبت داده شده؛ اما بعداً زمان برخورد را محجل و همکاران (۲۰۰۳) میوسن در نظر گرفتند. دگرشکلیهای سوم و چهارم اهمیت کمتری داشته و بیشتر از نوع کلیواژ خمیده هستند.

۴) در ناحیه بروجرد، برتیه و همکاران (۱۹۷۴) معتقدند که شیست‌ها و آهکهای اوریتولین‌دار توسط اولین شیستوزیته (S_1) متأثر شده‌اند و بنابراین زمان تشکیل S_1 ، کرتاسه فوقانی- پالئوس است. نامبردگان معتقدند که فاز ژوراسیک فوقانی در این ناحیه چین‌خوردگیهای مهمی را نشان نمی‌دهد. علاوه بر فاز اصلی که به سن کرتاسه بالایی- پالئوسن است؛ نامبردگان فاز دیگری را گزارش کرده‌اند که به سن بعد از میوسن است و با یک کلیواژ همراه است. آخرین فاز، تأثیرات امتداد لغز است. بعداً احمدی در مطالعات خود به این نتیجه رسید که S_1 همراه با دگرگونی ناحیه‌ای است. جایگزینی

بخش اصلی گرانیته‌ها که دارای فولیاسیون هستند در طی S_2 صورت گرفته و توده‌ها همزمان با تکنونیک هستند (احمدی و درویش‌زاده، ۱۳۷۸، ۱۳۸۰).

(۵) در منطقه سامن نیز آثار فولیاسیونهای اول و دوم در توده تونالیتی-گرانودیوریتی دیده می‌شود (مجیدی فیض‌آبادی، ۱۳۷۵). حسین‌پور (۱۳۸۲) معتقد به وجود ۳ فولیاسیون در منطقه سامن است که دگرشکلی دوم غالب بوده و توده‌ها همزمان با آن نفوذ کرده‌اند.

(۶) در ناحیه همدان، بربریان و علوی تهرانی (۱۹۷۷) دو فولیاسیون گزارش نموده‌اند که اولی همراه با حرکات لارامین و دومی در طی حرکات پیرنه تشکیل شده است. فرهپور (۱۳۷۶) نیز معتقد است که دگرشکلی اول در منطقه همدان قبل از ژوراسیک بوده و دگرشکلی دوم جوانتر است. بهاری‌فر و معین‌وزیری (۱۳۷۸، ۱۳۷۵) ضمن بررسی چینه‌شناسی منطقه و بدلیل عدم وجود دگرشیبی بین ژوراسیک بالایی و کرتاسه، دگرشکلی اول را به کرتاسه میانی تا بالایی نسبت دادند. دگرشکلی دوم و سوم نیز به ترتیب در طی لارامین و فازهای جدیدتر شکل گرفته‌اند. محجل و همکاران (۲۰۰۶)، ۵ فولیاسیون در منطقه همدان (چشمه پهن) تشخیص داده‌اند.

(۷) بلورچی (۱۹۷۹) زمان دگرگونی در کبودرآهنگ را بین کرتاسه تا ائوسن در نظر می‌گیرد و به فاز لارامین نسبت می‌دهد. نامبرده معتقد است که سنگهای کرتاسه در این ناحیه، از نظر دگرشکلی و دگرگونی، همراه با سنگهای ژوراسیک تکامل یافته‌اند و بنابراین، سن دگرگونی بعد از کرتاسه زیرین است. در منطقه قروه، حریری (۱۳۷۴) دو دگرگونی فشار بالا و فشار پایین را گزارش می‌کند، اما از مراحل دگرشکلی، اطلاعی در دست نیست.

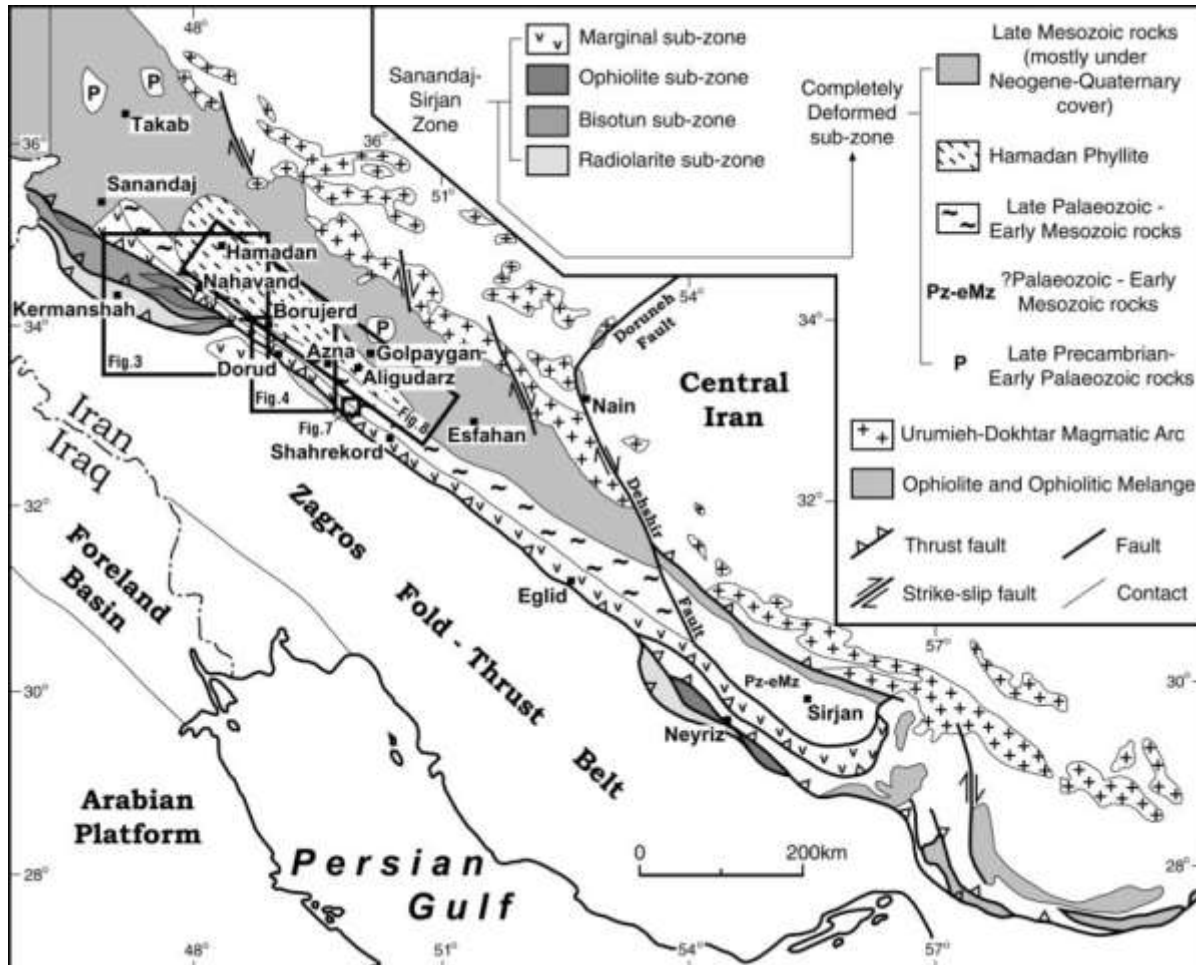
(۸) در چهارگوش کرمانشاه، برو (۱۳۶۹) معتقد است که رسوبات ژوراسیک، در پایان ژوراسیک و پیش از نئوکومین دستخوش تکنونیک و دگرگونی بوده‌اند. در ناحیه سنقر و کنگاور این فاز ساختاری دارای شدت متوسط بوده است و با دگرگونی خفیف و شیستوارگی خشن و دگرشیبی ضعیف کرتاسه همراه است؛ ولی برعکس در خاور اسدآباد، رسوبات ژوراسیک شیستوزیته قوی دارند. یکی از مهمترین فعالیت‌های کوهزایی منطقه کرمانشاه در کرتاسه پایانی-پالئوسن آغازی شکل می‌گیرد که با تغییر شکلهای شدید و چینهای خوابیده همراه است. در پایان ائوسن نیز چین‌خوردگی جدیدی در منطقه رخ می‌دهد.

(۹) مهمترین جنبش کوهزایی سنندج، کیمیرین پسین است که در مرز میان ژوراسیک بالا و کرتاسه روی داده و با خروج ماگمای آندزیتی و بازالتی در ژوراسیک (پیش از رسوبگذاری کرتاسه) پایان می‌پذیرد. این فاز با نفوذ ماگمای اسیدی (گرانیته و گرانودیوریت) همراه است. در کرتاسه بالایی جنبشها از نوع اپیروژنیک بوده و سبب پیدایش هورست و گرابن می‌شود. جنبشهای لارامین باعث می‌شود که نهشته‌های ائوسن با یک دگرشیبی روی سنگهای کهن‌تر جای بگیرند. در اواخر ائوسن نیز جنبشهای اوروژنیک رخ می‌دهد (زاهدی، ۱۳۶۹).

۴-۶-۴ جمع‌بندی داده‌ها

با توجه به مطالب ارائه شده، می‌توان نتیجه گرفت که در اکثر نقاط بخش شمالی زون سنندج-سیرجان، رسوبات ولکانیکی و فیلیت‌های همدان گسترش وسیعی دارند که معمولاً بطور دگرشیب بر روی سنگهای قدیمتر قرار می‌گیرند. سن فیلیت‌های همدان در اکثر گزارشات تا لباس و حداکثر اوایل دوگر معرفی شده است. سنگهای کرتاسه زیرین که گاه با نئوکومین و گاه با آلبین-آپسین شروع می‌شوند، بطور دگرشیب بر روی فیلیت‌های همدان قرار دارند و نهشته‌های کرتاسه در اکثر موارد، به سن

آلبین- آپسین و حداکثر سنوماین هستند. استثنائاتی در این زمینه وجود دارد که مثلاً دگرشیبی بین ژوراسیک بالا و کرتاسه در بعضی مناطق مشاهده نمی‌شود و تنها در منطقه کرمانشاه است که بین ژوراسیک بالایی و کرتاسه دگرشیبی ذکر شده است. با توجه به داده‌های فوق، محجل و همکاران (۲۰۰۳) زون سندج سیرجان را به ۵ زیر زون به نامهای ایزیر زون رادیولاریت، ۲- زیرزون بیستون، ۳- زیر زون افیولیت، ۴- زیر زون حاشیه‌ای و ۵- زیر زون دگرشکلی پیچیده تقسیم کرده‌اند.



شکل ۴-۱۵ زیرتقسیم بندی های زون سندج- سیرجان.



شکل ۴-۱۶ نتایج سن سنجی های انجام شده در زون سنندج - سیرجان

خلاصه مهمترین سن های ارائه شده برای توده های نفوذی اراک - بروجرد

سن (میلون سال)	روش تعیین سن	نام توده نفوذی	
$130 \pm 1/4$	<i>Rb -Sr</i>	گرانیت‌های قدیمی بروجرد	
$117/2 \pm 1/2$			
$127/3 \pm 1/3$		پگماتیت قدیمی بروجرد	
$119/2 \pm 1/3$			
$98/9 \pm 1/5$			
$60-70 \pm 0/7$		<i>Rb -Sr</i>	گرانیت‌های جوان
$52 \pm 0/5$			پگماتیت‌های جوان بروجرد
$170/7 \pm 1/6$	کوارتز دیوریت		
$169/6 \pm 0/2$	گرانودیوریت		
$171/3 \pm 1/1$			
$170/3 \pm 1$			
$171/7 \pm 1/5$			
$170/7 \pm 1/5$	<i>Rb -Sr</i>	مونزودیوریت	
180 ± 9 سن		پگماتیت	
$92/6+5/1$	<i>Rb -Sr</i>	توده آستانه	
$168/30 \pm 0/41$	<i>U-Th</i>	توده آستانه	
$169/15 \pm 0/65$		کمپلکس بروجرد	
$169/63 \pm 0/27$			
$34/87 \pm 0/08$			توده تواندشت

خلاصه مهمترین سن های ارائه شده برای توده نفوذی الوند و سنگهای وابسته به آن

سن (میلون سال)	روش تعیین سن	نام توده نفوذی
۷۸-۸۹	<i>Rb-Sr</i>	نوریت
$۸۹/۱ \pm ۳$	<i>K-Ar</i>	
۱۰۴ ± ۳	<i>Rb-Sr</i>	پگماتیت
$۸۲/۸ \pm ۳$	<i>K-Ar</i>	
۶۸ ± ۲	<i>Rb-Sr</i>	گرانیت پورفیروئید
$۶۳/۸-۸۰/۸ \pm ۳$	<i>K-Ar</i>	
۱۴۴ ± ۱۷	<i>Rb-Sr</i>	دیوریت الموقلاق
۶۴ ± ۲	<i>K-Ar</i>	گرانیت پورفیروئید
$۸۱/۸ \pm ۱/۹$	<i>K-Ar</i>	گرانیت پورفیروئید
$۷۴/۷ \pm ۱/۸$	<i>K-Ar</i>	پگماتیت
$۷۳/۲ \pm ۳/۱$	<i>K-Ar</i>	کوارتز دیوریت
$۱۳۵/۲ \pm ۳/۱$	<i>K-Ar</i>	دیوریت

از نظر ماگماتیسیم، شواهد فعالیت‌های ماگمایی از تریاس به صورت میان لایه‌های مختلف در داخل توالی رسوبی مشخص است و در ژوراسیک نیز دیده می‌شود. در بعضی نقاط، در قاعده کرتاسه یک گدازه آندزیتی گزارش شده است. بخش مهمی از فعالیت‌های آذرین درونی در بخش شمالی، به کرتاسه نسبت داده شده‌اند، هرچند اثراتی از پلوتونیسیم ژوراسیک پایانی نیز دیده می‌شود. ماگماتیسیم نفوذی در این قسمت شامل فازهای بازیک، حدواسط و اسیدی است. ماگماتیسیم بازیک و حدواسط اکثراً قبل از اسیدی شروع شده و تا پس از آن هم ادامه داشته است. نهایتاً در مورد دگرشکلی، اولین دگرشکلی معمولاً به ژوراسیک پایانی-کرتاسه زیرین نسبت داده شده است و در اکثر نقاط، دگرشکلی دوم که منجر به تشکیل چینهای خوابیده می‌شود اهمیت بیشتری داشته، با نفوذ گرانیت‌های همزمان با دگرشکلی همراه است. سن این دگرشکلی کرتاسه پایانی-پالئوسن است.

۴-۶-۴-۱ ژوراسیک میانی-پسین

سن دگرشکلی اول که به اعتقاد محجل و فرگوسن (۲۰۰۱) و محجل و همکاران (۲۰۰۳) در مرز ژوراسیک-کرتاسه رخ می‌دهد، ژوراسیک میانی-بالایی است. این مسئله دلایل متعدد دارد. اولاً در اکثر مطالعات انجام شده در مورد سن فیلیت‌های همدان فسیلهای یافت شده، سنی در حد لیاس داشته و بندرت تا دوگر نیز می‌رسند. محجل و فرگوسن (۲۰۰۱) نیز به این مطلب اشاره نموده‌اند. در زیر زون دگرشکلی پیچیده، مناطقی که سنگهای ژوراسیک پایانی وجود دارد، بین ژوراسیک و کرتاسه دگرشیبی وجود نداشته و مجموعه سنگهای ژوراسیک پایانی-کرتاسه زیرین بر روی فیلیت‌های همدان به صورت ناپیوسته یا دگرشیب قرار می‌گیرند. آثار حرکات کوهزایی ژوراسیک میانی توسط محققین مختلف در بخشهای مختلف ایران و از جمله زون سنندج-سیرجان اشاره شده و به نظر صحیح می‌رسد. این رخداد کوهزایی در باجوسین (سید امامی و علوی نائینی، ۱۹۹۰) رخ داده است. اثرات این رخداد در کوههای شرقی ازبک کوه، طبس، لوت و نای‌بندان شناخته شده و در نواحی شرقی ایران، دگرشیبی زاویه‌ای

را به صورت پیشرونده بر روی سازند شمشک یا قدیمی تر بوجود آورده است. آثار این فاز در کپه داغ و بینالود بیشتر از سایر نقاط است (علوی نائینی، ۱۳۷۱). این فاز به نام لوتین (سیدامامی و علوی نائینی، ۱۹۹۰) یا کیمیرین میانی (آقانباتی، ۱۳۷۱) نامیده شده است. نکته مهم، عملکرد مؤثر این فاز در نواحی شرقی ایران و البرز است که به سمت غرب نیز ادامه می‌یابد. از طرف دیگر احتمال دارد فرورانش در نئوتیس نیز در این زمان شروع شده باشد. عملکرد مؤثر این فاز در شرق ایران، احتمالاً نشاندهنده این است که این فاز آخرین تظاهرات تکامل پالئوتیس در شمال و شرق ایران بوده و پس از آن، فشار وارده بر خرده قاره ایران مرکزی از جانب نئوتیس، با فرورانش پوسته اقیانوسی، به تعادل می‌رسد.

شواهد آغاز فرورانش در ژوراسیک میانی تا بالایی، گسترش ولکانیسم آندزیتی در قاعده سنگهای نئوکومین است که این سنگهای آتشفشانی و گدازه‌ها، معمولاً به ژوراسیک پسین نسبت داده می‌شوند. برای اینکه شرایط تولید ماگمای فوق در اثر پدیده های فرورانش حاصل شود، باید فرورانش قبل از ژوراسیک پسین آغاز شده باشد، تا بتواند ماگماتیسیم آندزیتی اواخر ژوراسیک را تولید کند. آغاز فرورانش به گسترش دگرشکلی نیز کمک می‌کند و در نهایت دگرشکلی اول در زیر زون دگرشکلی پیچیده تشکیل می‌شود. بعلاوه احتمال دارد این مسئله به چین خوردگی خفیف در زیر زون حاشیه‌ای نیز منجر شود. با توجه به اینکه در ناحیه کرمانشاه، نئوکومین با دگرشیبی بر روی سری ولکانیکی- آهکی سنقر به سن مالیم پایانی قرار می‌گیرد و این دگرشیبی در زیر زون دگرشکلی پیچیده مشاهده نمی‌شود، احتمالاً زمان دگرشکلی در این دو زیر زون همزمان نیست. آنچه که مسلم است فشار ناشی از توقف حرکت خرده قاره ایران به سمت شمال، و آغاز فرورانش و نیز افزایش نرخ همگرایی بین آفریقا و اوراسیا در باجوسین (کازمین و همکاران، ۱۹۸۶) علل اصلی دگرشکلی اول در منطقه هستند.

این دگرشکلی احتمالاً با دگرگونی و ماگماتیسیم نیز همراه است. با فرض اینکه اکثر محققین زمان آغاز فرورانش نئوتیس به زیرپوسته قاره‌ای ایران را ژوراسیک فوقانی در نظر گرفته و در این مطالعه حداقل از ژوراسیک میانی در نظر گرفته شده است و نیز با توجه به اینکه در طی تریاس پسین و ژوراسیک پیشین، شرایط رسوبگذاری فیلیت‌های همدان فراهم شده و ماگماتیسیم زیردریایی به سن تریاس بالایی- ژوراسیک پیشین در نقاط مختلف این زون وجود داشته و گاه ماگماها ماهیت تولییتی پیدا می‌کنند (علوی و مهدوی، ۱۹۹۴؛ یوسف زاده، ۱۳۸۲)، در حین تریاس بالایی و ژوراسیک پیشین، زیر زون دگرشکلی پیچیده در حال سوبسیدانس بوده و شواهد ماگماتیسیم نشان می‌دهد که این سوبسیدانس پیامد یک حادثه ماگمایی در تریاس پسین یا آغاز ژوراسیک است. این مرحله نوعی ریفت محسوب می‌شود که احتمالاً به دلیل گسترش نئوتیس، امکان گسترش نیافته و در ژوراسیک میانی تا پسین بسته شده است. فرایندهای ماگماتیسیم ژوراسیک پایانی نیز به دو بخش تقسیم می‌شوند. بخشی از آنها ماگماتیسیم بازیک نفوذی در زیر زون دگرشکلی و بخش دیگر ولکانیسم آندزیتی در زیر زون حاشیه‌ای است. به نظر می‌رسد که با توجه به زمان آغاز فرورانش، پلوتونیسیم بازیک زیرزون دگرشکلی ارتباط مستقیمی با فرورانش نداشته، اما ماگماتیسیم آندزیتی اولین تظاهرات ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش است. بطور خلاصه، دگرشکلی و دگرگونی احتمالی ناشی از آن در ژوراسیک میانی- بالایی در زیر زون دگرشکلی، اگرچه از فرایند گسترش نئوتیس متأثر شده است، اما در یک ریفت درون قاره‌ای که احتمالاً فرصت گسترش نیافته، رخ داده است.

۴-۶-۲ ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین

در این زمان حرکات گسلها، منجر به فروافتادگی زیر زون دگرشکلی و پیشروی دریای کرتاسه می‌شود که با توجه به وضعیت ناهمواریهای قدیمی، این پیشروی پس از ماگماتیسیم، در نئوکومین یا آپسین آغاز می‌شود. همزمان در زیر زون حاشیه‌ای نیز رسوبگذاری صورت می‌گیرد.

۴-۶-۳ کرتاسه میانی- بالایی

با توجه به اینکه رسوبات کرتاسه زیرین در اکثر نقاط به سن آلبین- آپسین تا حداکثر سنومانین هستند، دگرشکلی دوم احتمالاً در مرز کرتاسه زیرین و بالایی آغاز می‌شود که البته در تمام نقاط همزمان نبوده و ممکن است کمی تفاوت سنی داشته باشد. آنچه که مسلم است دگرشکلی دوم در سنگهای کرتاسه زیرین ثبت شده است و گرانیتهای همزمان با این دگرشکلی در نقاط مختلف وجود دارند. عدم وجود رسوبات جوانتر از آلبین در اکثر نقاط و سن ۱۲۰ میلیون سال برای گرانیتهای قدیمی بروجرد که واجد S₂ هستند، نشان می‌دهند که دگرشکلی دوم حداقل از کرتاسه میانی آغاز شده و با توجه به اینکه گرانیتهای اصلی همدان احتمالاً قبل از دگرشکلی دوم نفوذ کرده‌اند ولی در حدود ۸۱ میلیون سال دارند، دگرشکلی دوم پیش از پایان کرتاسه، پایان یافته است. دگرشکلیهای دیگر بعد از این دگرشکلی رخ می‌دهند. توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی دوم یا جوانتر از آن در طول کرتاسه میانی- بالایی گسترش می‌یابند. بعضی از این توده‌ها از زونهای برشی تبعیت می‌کند، اما سایر توده‌ها بدون ارتباط با زونهای برشی و دگرشکلی تزریق شده‌اند. با توجه به اینکه گرانیتهای احتمالاً ساختارهای قبلی را جهت صعود انتخاب می‌کنند، به صورت پلوتونهای مایل بوده و قائم نیستند. این مسئله باعث می‌شود که گرادیان حرارتی در سمت شرقی توده‌ها شدیدتر باشد و دگرگونی مجاورتی در این سمت بیشتر توسعه یابد، همانگونه که در بروجرد و همدان این چنین است.

۴-۶-۳- کرتاسه میانی- بالایی

اما نکته مهم، علت دگرشکلی دوم است. این دگرشکلی قبلاً به برخورد قاره‌ای نسبت داده می‌شد، اما بسیاری از محققین، زمان برخورد را کرتاسه نمی‌دانند (کازمین و همکاران، ۱۹۸۶؛ درکور و همکاران، ۱۹۸۶؛ محجل و همکاران، ۲۰۰۳ و مراجع داخل آن) و حتی معین وزیری (۱۹۸۵) معتقد است که برخورد به مفهوم واقعی آن رخ نداده است. تنها پدیده‌ای که در کرتاسه بالایی گزارش شده است، افزایش مجدد نرخ همگرایی صفحات اوراسیا و آفریقا است (کازمین و همکاران ۱۹۸۶). آیا این مسئله می‌تواند منجر به دگرشکلی دوم شود یا خیر؟ پاسخ به این سؤال در حال حاضر امکان‌پذیر نیست. آنچه که مسلم است در زیر زون حاشیه‌ای مانند سندج و کرمانشاه، کرتاسه بالایی- هرچند با آثار ناپیوستگی- بر روی کرتاسه زیرین قرار گرفته و رسوبگذاری تا بعد از کرتاسه نیز ادامه می‌یابد. اگر عامل این دگرشکلی از سمت اقیانوس نئوتتیس بر منطقه تحمیل شده باشد، باید آثار آن در زیر زون حاشیه‌ای شدیدتر باشد، در حالی که برعکس است. آیا در ژوراسیک پایانی تا کرتاسه پایانی نیز تحول ناقص یک ریفت پشت قوسی در زیر زون دگرشکلی، منجر به این دگرشکلی، دگرگونی و ماگماتیسم می‌شود یا تحول نئوتتیس پیچیده‌تر از آن چیزی است که ما تصور می‌کنیم؟

فصل پنجم

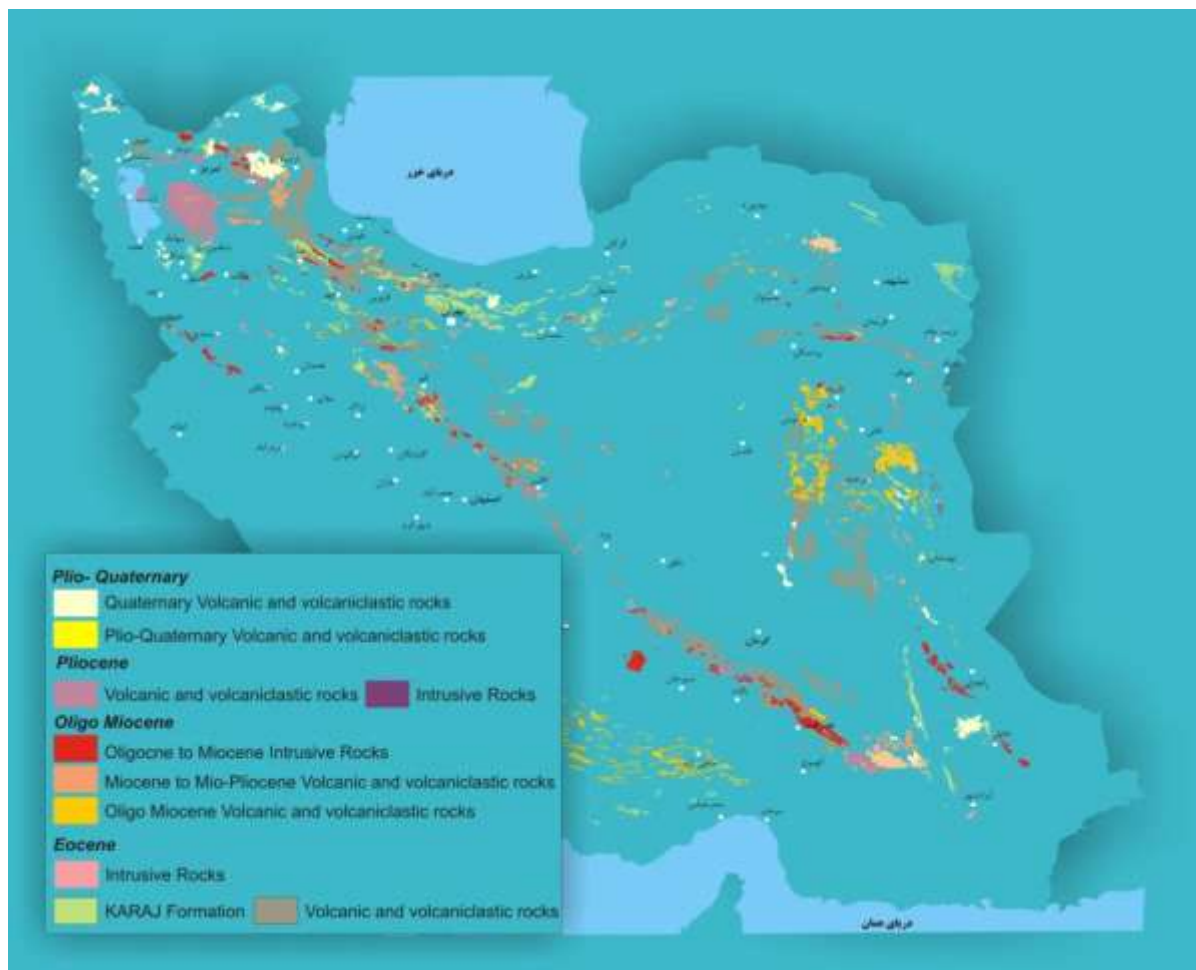
ماگماتیسیم و دگرگونی ایران در سنوزوئیک (ترشیری)

۱-۵ کلیات

۲-۵ ماگماتیسیم ترشیری

در زمان سنوزوئیک، نیروهای فشارشی و تنش‌های رهایی ناشی از دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، موجب ماگمازایی شدید در گستره‌های پهناوری از ایران شده به گونه‌ای که ماگماتیسیم ترشیری با حجم بیش از چند هزار متر مکعب، بیشترین سنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل می‌دهند. از این‌رو، به سنوزوئیک ایران «دوران ماگماتیسیم» نام داده‌اند. در بسیاری از حالات، به ویژه فعالیت‌های ماگمایی ائوسن - الیگوسن، تکاپوی ماگمایی با کانی‌زایی مس، مولیبدن، سرب، روی، منگنز، آنتیموان، جیوه، طلا و ... همراه بوده و لذا، از ترشیری ایران به عنوان «دوره فلززایی» نیز یاد می‌شود.

بر اساس مطالعات امامی (۱۳۷۹) شدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در اوایل ترشیری، به ویژه ائوسن، اتفاق افتاده است. همچنین، ماگماتیسیم ترشیری، دارای تنوع سنگ‌شناسی از انواع اسیدی تا بازیک است و از نظر ژئوشیمیایی روندهای قلیایی و کلسیمی - قلیایی عمومیت بیشتر دارد. با این حال، برخی آتشفشانی‌ها ویژگی‌های شوشونیتی و گاه تولیتی دارند. ماگماتیسیم ترشیری به دو صورت نفوذی - آتشفشانی است. نفوذی‌های این گروه به طور عمده از نوع گرانیتوئیدی و تکاپوهای خروجی نیز به هر دو صورت گدازه‌ای و آذرآواری می‌باشد. آذرآواری‌های ترشیری گاه منشأ مستقیم ماگمایی دارند و گاه بر اثر فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری بعدی (اپی‌کلاستیک) نهشته شده‌اند. در اواخر ترشیری، در بسیاری از نقاط ایران شرایط قاره‌ای حکمفرما بوده و همین امر سبب گردیده است تا در میوسن - پلیوسن پویایی سنگ‌های آتشفشانی، متفاوت از پالئوسن - ائوسن باشد.



شکل ۵-۱ گسترش سنگ های ماگمایی ترشیری در ایران

۵-۲-۱ ولکانیسم ترشیری

در گستره های وسیعی از ایران، به ویژه در ایران مرکزی، بلوک لوت و دامنه های جنوبی البرز سنگ های آتشفشانی ترشیری گسترش و ستبرای درخور توجهی دارند و چنین به نظر می رسد که به دنبال فشردگی های ناشی از رخداد کرتاسه پایانی (رویداد لارامین) و جریان های گرمایی وابسته، فازهای کششی سراسری، موجب ماگمازایی گسترده به صورت روانه های آتشفشانی و یا ردیف های آذرآواری شده که به ویژه در زمان ائوسن در بیشترین مقدار بوده و کم و بیش، همچنان در زمان های الیگوسن آغازی (۴۰ - ۳۷ میلیون سال پیش)، میوسن میانی (۲۲ - ۱۹ میلیون سال پیش) و پلیوسن (۱۲ میلیون سال پیش) تکرار شده و حتی آتشفشان های فعال و نیمه فعال کنونی ایران را می توان ادامه ای از همین تکاپوهای ماگمایی دانست (درویش زاده، ۱۳۷۰).

گفتنی است که روانه ها و آذرآواری های ترشیری ایران، آرایشی نزدیک به مثلث قائم الزاویه دارند که وتر آن کمان ماگمایی ارومیه - بزمان است و نوگل (منتشر نشده) به آن ماگماتیسم مرکزی **Central Magmatic** نام داده است.

داده های پرتوسنجی سنگ های آتشفشانی ترشیری ایران چندان زیاد نیست و نتایج پاره ای از آن پرسش آمیز است. به همین رو، بیشتر مقایسه سنی بر مبنای جایگاه چینه نگاری است که بررسی آنها را در دو زمان پالئوژن و نئوژن ممکن می سازد.

۵-۲-۱-۱ ولکانیسم پالئوژن

آتشفشانی‌های تفکیک نشده پالئوژن به ویژه در بلوک لوت و ایران مرکزی رخنمون دارند. در بلوک لوت، سنگ‌های مذکور انواعی از سنگ‌های اسید (آذرآواری، روانه‌های ایگنیمبریتی و گدازه‌ها) تا سنگ‌های حدواسط با روند کلی سنگ‌های کلسیمی-قلیایی (داسیت آندزیتی، آندزی بازالت) و قلیایی (بازالت قلیایی) می‌باشند. در ایران مرکزی، سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان به ویژه در نواحی شهربابک، اردستان، کاشان، آران، ساوه و غیره دید که در بعضی نقاط (شهربابک) سنگ‌های زیر اشباع قلیایی (فنولیت، تفریت، بازالت) در کنار سنگ‌های فوق اشباع (داسیت‌ها) دیده می‌شوند.

۵-۲-۱-۱-۱ ولکانیسم پالئوسن

سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن در مناطق زیر گسترش دارند:

الف) تکاپوهای خروجی پالئوسن، شامل پاره‌های سنگ‌های آتشفشانی و یا آتشفشانی - رسوبی به طور عمده با ترکیب آندزیتی هستند که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های آندزیتی (قائن، تبریز)، آندزیت همراه با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی (منطقه اردبیل) و پاره‌ای از سنگ‌های متاآندزیتی (منطقه بیرجند) اشاره کرد.

ب) در حوضه فلیشی خاور ایران سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن در سه ناحیه گزارش شده‌اند. در حوالی دریاچه هامون، آتشفشانی پالئوسن مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی است. در کوه دوپشتی، سنگ‌های موردنظر خاستگاه آذرآواری و تخریبی - آتشفشانی دارند و شامل توف و گری‌واک‌های آتشفشانی در زیر، گری‌واک آتشفشانی و گل‌سنگ توفی در وسط و گدازه‌های جوش خورده به همراه آواری‌های آتشفشانی وابسته در بالا هستند. در جان‌چی، خروجی‌های پالئوسن از نوع توف جوش خورده یا ایگنیمبریت با ترکیب تراکی بازالت است.

ج) در پهنه لوت آندزیت‌های پیروکسن‌دار کوه عبداللهی و سنگ‌های نیمه اسیدی با ترکیب داسیتی و تراکیتی - داسیتی شمال لوت (خاور بشرویه) و سرانجام سنگ‌های بازالتی و رسوبی منطقه الله‌آباد، سن پالئوسن دارند.

۵-۲-۱-۱-۲ ماگماتیسم ائوسن

فعالیت آتشفشانی ایران مرکزی در سنوزوئیک و بویژه در ائوسن، به اوج خود می‌رسد. فورانهای اولیه بعضاً زیر دریایی بوده (مانند جنوب یزد از نوع اسپیلیت آندزیتی) و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی با حجمهای مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در ائوسن بالائی، گاه ترکیب گدازه‌ها بطرف آلکالن (سدیک و یا پتاسیک) و شدیداً آلکالن متمایل می‌شود که از جمله آن‌ها می‌توان به سری پتاسیک جنوب نائین و شمال شهر بابک و سری شدیداً سدیک اطراف کاشان و ایبانه (حسن زاده، ۱۳۵۷؛ مهدوی، ۱۳۵۷) اشاره نمود.

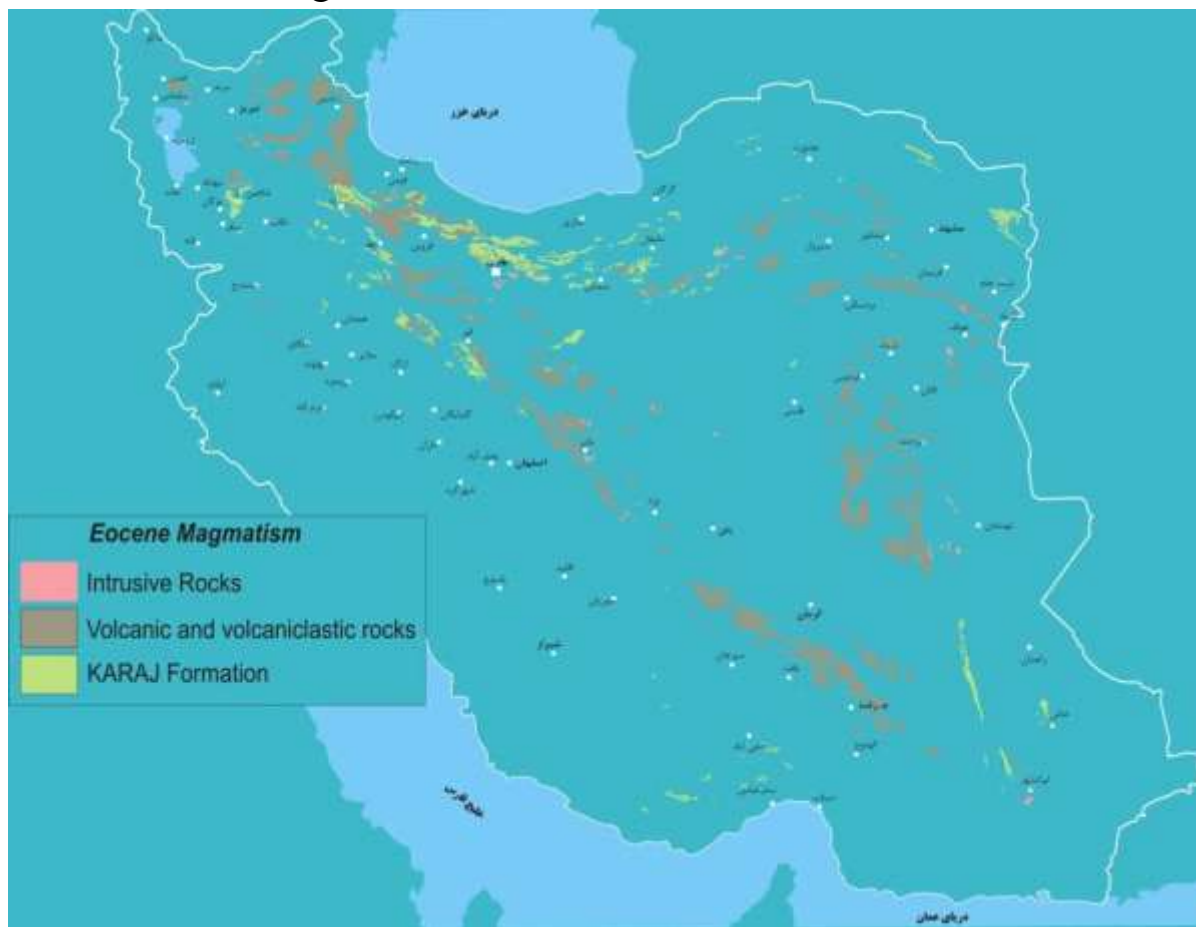
مرحله اصلی فعالیت آتشفشانی البرز از ائوسن آغاز گردیده است و بخش مهمی از آن را سری آتشفشانی-رسوبی (Volcano-sedimentary) ویژه ای تشکیل می‌دهد که بنام توف و توفیت‌های سبز نامگذاری شده است.

در بلوک لوت ضخامت واحدهای آتشفشانی ترشیری حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر تخمین زده می‌شود و سنگهائی از قبیل داسیت‌ها، آندزیت‌ها، ایگنمبریت‌ها و توفهای وابسته دارای اهمیت بوده و بخش مهمی از شرق ایران را تحت پوشش قرار داده‌اند. کانسارهای شرق ایران نیز غالباً در رابطه با همین فعالیت‌های ماگماتی تشکیل شده‌اند.

در یک جمع بندی ساده، شاید بتوان آتشفشانهای بلوک لوت را به دو بخش کهن و جوان تفکیک نمود:

- سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن که بیشتر متمایل به اسیدی-حدواسط بوده و شامل سنگ‌های ریولیتی تا آندزیتی می‌شود.

- سنگهای آتشفشانی نئوژن و کواترنر که کم و بیش بازیک و عمدتاً از نوع بازالتی هستند. این ماگماتیسم، بطور مشخصی محدود به گسلها و شکستگی های محدوده کننده بلوک لوت می باشد. در منتهی الیه جنوبی گسل نایبند و سایر گسلهای شمالی- جنوبی فوران های آکالن نوینی صورت گرفته (بین ۵۰۰۰ الی ۵۰۰۰۰ سال پیش) که بیشتر از نوع بازالتیت و تفریت می باشد.



شکل ۵-۲ گسترش سنگ های ماگمایی ائوسن در ایران

مهمترین انواع سنگ های ائوسن را می توان به شرح زیر طبقه بندی نمود:

- سنگهای گدازه ای شامل انواع سنگهای اسیدی تا بازیک،
- سنگهای گدازه ای و آذرآواری شامل انواع سنگهای فوق بهمراه برش و آگلومرا و توف،
- سنگهایی که منحصرآذرآواری بوده و ردیف های آتشفشانی و رسوبی شامل ردیف های ضخیم آتشفشانی - رسوبی که در محیطهای دریائی نهشته شده اند،
- سنگهای نفوذی دارای ترکیبهای مختلف.

در ادامه این مبحث، ماگماتیسم ائوسن در زون های مختلف ساختاری ایران را به تفکیک مورد بررسی قرار خواهیم داد.

الف) ماگماتیسم ائوسن در ایران مرکزی

در جدول ۵-۱ انواع مختلف سنگ های آذرین نفوذی و آتشفشانی واقع در زون ایران مرکزی آورده شده است.

نوع ماگماتیسم	منطقه	شرح
ولکانیسم	شهر بابک	فلزاول ماگمایی شامل آگلومرا، لایلی توف و جریان گدازه ای با ترکیب تراکی اندزیت و بازالت
		فلز دوم ماگمایی شامل نهشته های آذرآواری و سپس فورانهای بازالت
		فلز سوم ماگمایی به سن ائوسن میانی ولکانیتهایی از جنس قنولیت و تقریت
		فلز چهارم به سن ائوسن بالایی شامل پرشهای آتشفشانی با ترکیب بازالتی و آندزی بازالتی
	راوند - نراق	در ائوسن زیرین عمدتاً توف و خاکستر با ترکیب اندزیت، داست و ریولیت
		در ائوسن میانی توفهای شیلی به رنگ زرد و سبز با میان لایه های آهکی
		در ائوسن بالائی سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی و واحدهای ایگنمبریتی با ترکیب ریوداسیتی
	دوازده امام آران	گدازه ها شامل بازالت الیوین دار، آندزیتهای بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، ریولیت
		سنگهای آذرآواری شامل توفیتها و توفهای سبز، ایگنمبریت
	ساوه	مجموعه زیرین شامل سنگهای آتشفشانی قاره ای با ترکیب ریولیت و داسیت تا آندزیت و بازالت
مجموعه میانی شامل سنگهای آتشفشانی سبز رنگ با میان لایه رسوبی شامل توفهای سبز، توفهای خاکستر دار سفید		
مجموعه فوقانی شامل سنگهای آتشفشانی با شواهد پسروری دریا شامل روانه های آندزیتی و لایتی		
کوه مزاحم	سنگهای اندزیتی و بازالتی، توفهای قرمز، تراکیت و تراکی بازالت	
پلوتونیسم	سبزواران	از شهر بابک تا حوالی جنوب بم، مانند گرانیت و گرانودیوریت جبال بارز
	کوه لطیف	گابرو
	منطقه خور	گرانیت، گرانو دیوریت با تمایل کالک آلکالن و کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت با تمایل آلکالن

ب) ماگماتیسم ائوسن در شرق ایران

در جدول ۵-۲ انواع مختلف سنگ های آتشفشانی واقع در زون شرق ایران آورده شده است.

توفهای سبز و سنگهای رسوبی وابسته	بشرویه	ولکانیسم
آندزیتهای بیوتیت دار و توفهای وابسته		
جریانهای داسیتی و آندزیتی همراه با آذرآواری	سه چنگی در نایندگان	
جریانهای داسیتی همراه با آذرآواری با کمی آندزیت		
برش آذرآواری		
آذرآواریهای فلسیک با سن ۴۹ میلیون سال		
جریانهای اندزیتی		

ج) ماگماتیسم ائوسن در البرز

در جدول ۵-۳ انواع مختلف سنگ های ماگمایی ائوسن واقع در زون البرز نشان داده شده است.

کلا ۳۳۲۰ متر و شامل ۵ بخش:	توفیتهای کرج
شیل کندوان	
توف بالایی	
شیل آسارا	
توف میانی	
شیل زیرین	
عمدتا از نوع پیروکسن آندزیت	گدازه های طالش

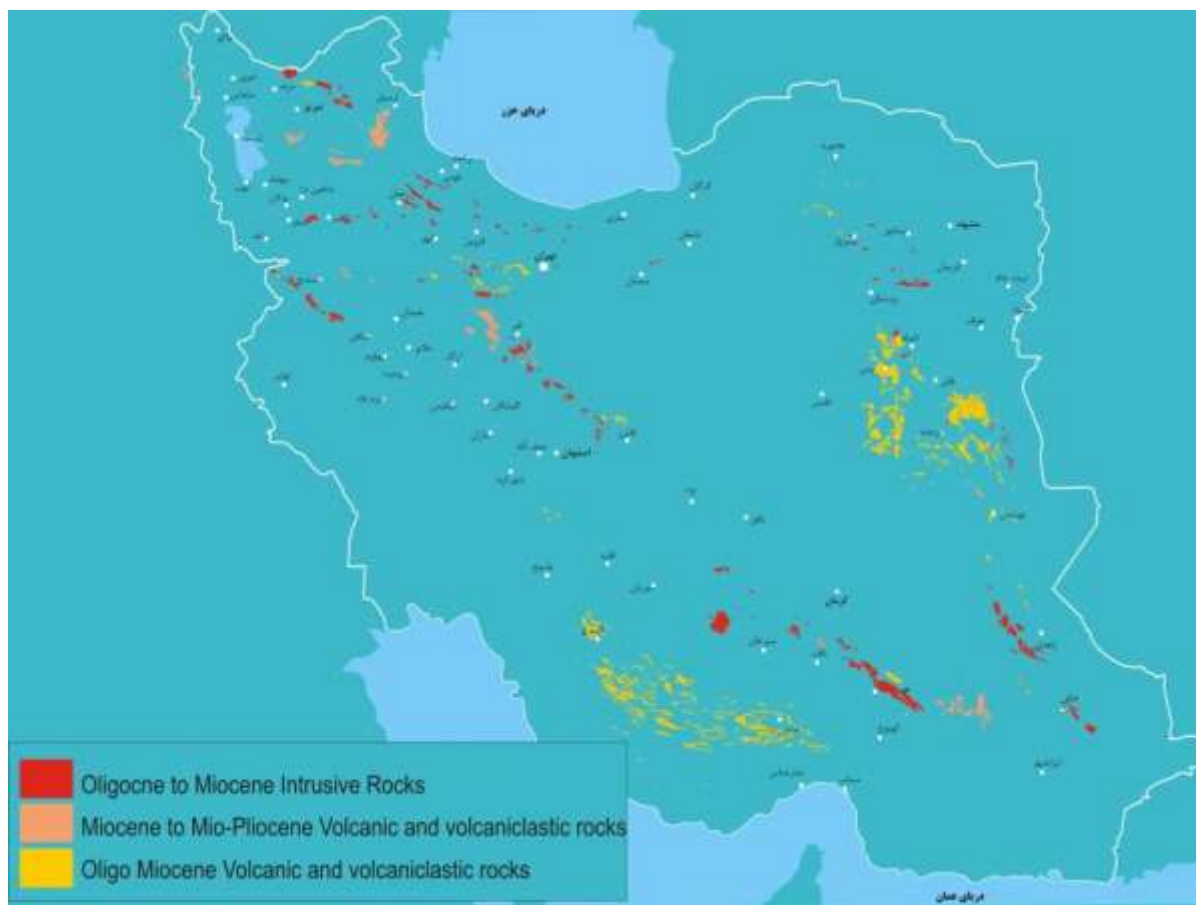
۳-۱-۱-۲-۵ ولکانیسم الیگومیوسن

در زمان الیگوسن - میوسن فعالیت‌های کشتی محدود سبب گردیده تا بخشی از سنگ‌های این زمان از نوع روانه‌های گدازه ای باشند. مهم‌ترین سنگ‌های حاصل از ولکانیسم ائوسن در زون‌های ساختاری زیر گسترش دارند:

الف) در ایران مرکزی: گدازه‌های الیگوسن - میوسن در این بخش از ایران بیشتر از نوع داسیت، آندزیت، آندزیتی - بازالتی و برخی سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی بوده که به ویژه از نواحی ساوه، کاشان و سبزواران گزارش شده‌اند. در مناطق بویین زهرا و کبودرآهنگ، گدازه‌های موردنظر از نوع فوق اشباع از سیلیس است که در قلمرو سنگ‌های کلسیمی - قلیایی قرار دارند.

ب) در بلوک لوت: در این بلوک و به ویژه در نواحی تایباد، بیرجند، قائن و گزیک، روانه‌های الیگوسن - میوسن از نوع ریولیت، ریوداسیت، داسیت و گدازه‌های آندزیتی و آندزی بازالت هستند که همراهی از سنگ‌های آذرآواری دارند. این سنگ‌ها به طور عمده متعلق به سری سنگ‌های کلسیمی - قلیایی بوده و روند سدیمی نشان می‌دهند.

ج) حوضه فلیشی شرق ایران: در این حوضه، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی نتیجه فعالیت‌های ماگمایی اولیگو - میوسن است که از آن جمله می‌توان به بازالت‌ها و ردیف‌های آتشفشانی - رسوبی محدوده دریاچه هامون اشاره کرد.



شکل ۳-۵ گسترش سنگ های ماگمایی الیگوسن- میوسن در ایران

۲-۱-۲-۵ ولکانیسم نئوژن

برخلاف زمان پالئوژن که فعالیت های آتشفشانی از نوع فوران شکافی و یا به صورت دایک های تغذیه کننده است، آتشفشانی نئوژن ایران از نوع مرکزی همراه با تشکیل گروهی از آتشفشان های چینه ای است. در هر حال، در مواردی نیز، شکستگی های کششی خروج ماگما را ممکن ساخته اند (امامی، ۱۳۷۹).

الف) در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان، مخروط بزرگ آتشفشان کوه مزاحم، از جمله آتشفشانی های نئوژن شمال شهر بابک است که با مواد آتشفشانی (داسیت و داسیتوئید) و آذرآواری آغاز می شود و با کنگلومرا و ماسه سنگ و سرانجام با ۲۰ متر روانه آندزیتی پوشیده می شود. سنگ های رگه ای، در ارتباط با آتشفشان نئوژن این ناحیه، با حضور هورنبلند داسیتوئید و آندزیت مشخص می شوند. از ویژگی های این آتشفشانی، کانی سازی سولفیدی همراه با دگرسانی پیشرفته است که به ویژه در دهانه آتشفشان کوه مزاحم و ناحیه میدوک گسترش دارند.

افزون بر آتشفشان کوه مزاحم، بعضی از نفوذی های نیمه آتشفشانی شمال شهر بابک را می توان از جمله فعالیت های آتشفشانی نئوژن دانست که از آن جمله می توان به استوک نرکوه جَوزَم (داسیت و آندزیت)، کوه قرمز (داسیت - آندزیت)، کوه دم (داسیت و آندزیت) اشاره کرد که در آن سنگ های آتشفشانی ائوسن میانی رخنمون دارند.

ب) در بلوک لوت به ویژه در حد فاصل فردوس - بشرویه، آتشفشانی نئوژن شامل دو گروه آندزیتی، یک گروه داسیتی و تعدادی دایک شعاعی و دایک حلقوی است که به طور دگرشیب، روانه‌های گدازه‌ای پالئوژن را می‌پوشانند. جریان‌های آندزیتی جوان و دایک‌های کوچک سیمای مخروط آتشفشانی دارند. در جنوب کوه شورآب، کویر رباط، اطراف کوه شیسویی و کوه تخیک، در بیش از چهل محل، می‌توان رخنمون‌های مخروطی شکل آتشفشانی نئوژن را دید که بیشتر آنها فقط چند صد متر ضخامت دارند. بزرگ‌ترین مخروط که گواه یک دهانه آتشفشان مرکزی است در شمال خاوری رباط - شور دیده می‌شود.

۵-۲-۱-۱ ولکانیسم میوسن

بخشی از سنگ‌های میوسن ایران از نوع روانه‌های گدازه‌ای و سنگ‌های آذرآواری است که به طور عمده در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان و یا بلوک لوت دیده می‌شوند.

الف) در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان، سنگ‌های آتشفشانی میوسن به ویژه در حد فاصل قم - کاشان - اردستان رخنمون دارند. گدازه‌ها و آذرآواری‌های نیاسر، شامل چند صد متر مواد آذرآواری و روانه‌های آندزیتی - داسیتی است که بر روی ردیف‌های معادل سازند قم قرار دارند. در جنوب قهرود (روستای بارونق) سنگ‌های آتشفشانی میوسن به شکل‌های مختلف (سیل و روانه) بیشتر درون و یا بر روی سازند قم و به ندرت روی سازند سُرخ پایینی قرار دارند. سیل‌ها رنگ کرم روشن دارند ولی بیشتر توسط جلای سیاه رنگ پوشیده شده‌اند و دگرگونی ناشی از آنها حداکثر به ۲۵ متر می‌رسد. گدازه‌ها از نوع ریولیت و ریوداسیت‌اند که بر روی لایه‌های چین‌خورده سازند قم و یا سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارند (امامی، ۱۳۷۹).

ب) در ناحیه نطنز - تسوج، نیز آتشفشانی میوسن را می‌توان به صورت سیل و دایک‌های آندزیتی متعدد در داخل ردیف‌های رسوبی سازند قم دید. در حوالی اردستان، شدت این فعالیت آتشفشانی بیشتر از سایر مناطق است. افزون بر نواحی مذکور، گدازه‌های بازیک قلیایی (آنالیسم‌دار)، آندزیت و آذرآواری‌های شمال تفرش، ریوداسیت‌های منطقه ساوه، سنگ‌های بازیک منطقه کبودرآهنگ و تکاب، روانه‌های گدازه‌ای حدواسط، به سن میوسن هستند.

۵-۲-۱-۲ ولکانیسم پلیوسن

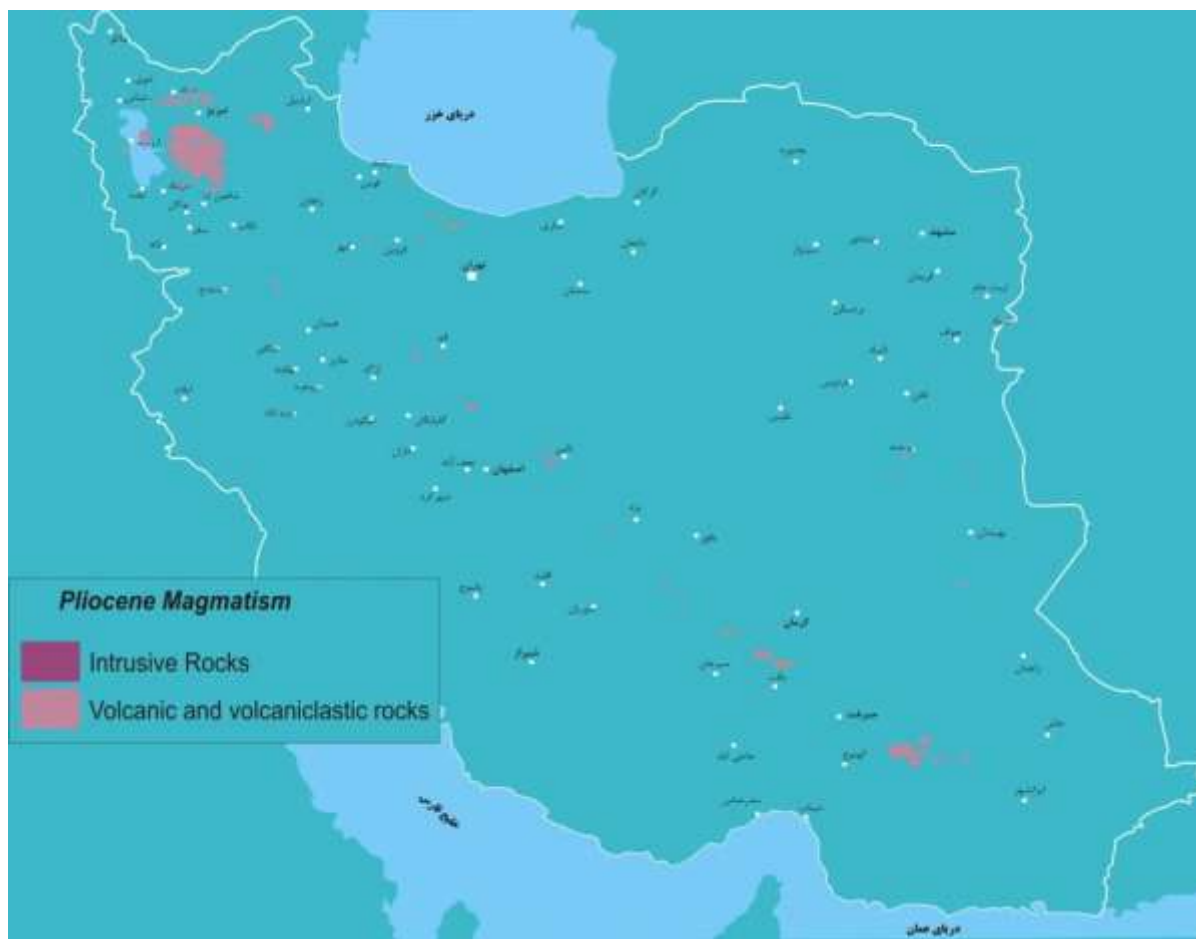
سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن ایران سه سیمای گنبدی‌خروجی، روانه‌های گدازه‌ای و یا ردیف‌های آذرآواری و آتشفشانی رسوبی دارند که به ویژه در سه پهنه زیر دیده می‌شوند:

الف) در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان، در بیشتر جاها آتشفشانی پلیوسن با تکاپوهای انفجاری آغاز شده که با خروج مقدار توجهی خاکستر آتشفشانی و همچنین لایلی و بمب آتشفشانی همراه بوده است. پس از گام انفجاری، با کاهش گاز موجود، قطعات آتشفشانی در حد بمب دوکی شکل و کروی پرتاب شده‌اند که بر روی هم مخروط‌های آذرآواری گنبدی شکل را به وجود آورده‌اند که ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی آنها ریولیتی - داسیتی و گاه آندزیتی - تراکی آندزیت است. از آن جمله می‌توان به گنبدی‌خروجی مناطق سولقان، شکر بند، راهجرد و راونج در جنوب باختری قم اشاره کرد.

ب) در آذربایجان، مانند ایران مرکزی، ماگماتیسم پلیوسن به صورت جریان گدازه و یا توده‌های کوچک گنبدی است که یا سنگ‌های کهن‌تر از پلیوسن را می‌پوشانند و یا درون لایه‌های سُرخ نئوژن جایگیر شده‌اند. گدازه‌های آندزیتی شمال خاوری میانه و یا گنبدی‌خروجی نواحی اهر و خواجه (خاور تبریز) از آن جمله است که بیشتر ترکیب اسیدی تا حدواسط دارند

و از نوع سنگ‌های فوق اشباع از سیلیس و آلومین هستند. در منطقه سهند، افزون بر سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، که در برپایی ساختار آتشفشان چینه‌ای اولیه سهند نقش داشته‌اند، سنگ‌های داسیتی نیز فراوان است.

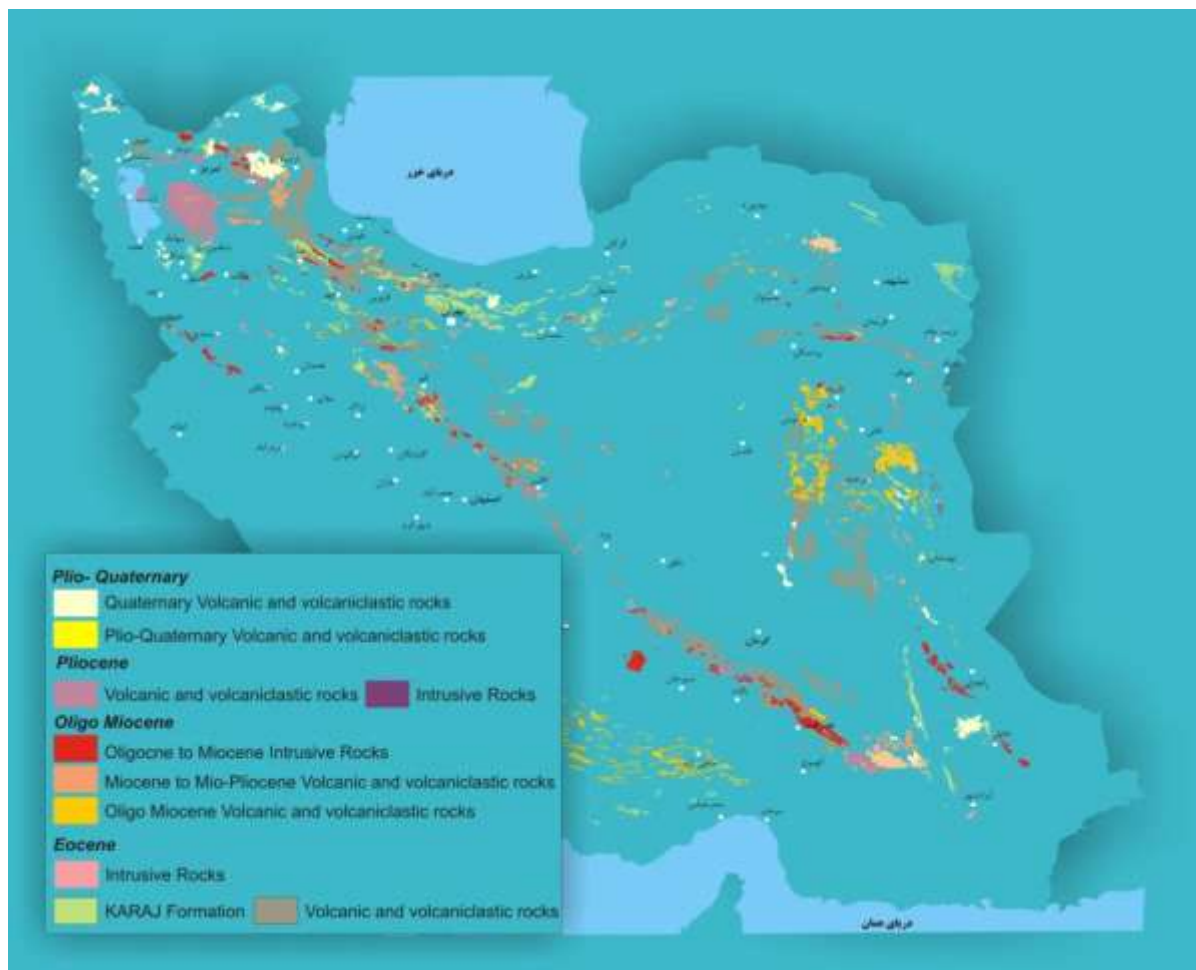
ج) در بلوک لوت، آتشفشانی پلیوسن در محیط قاره‌ای فوران کرده و نهشته‌های کهن‌تر را می‌پوشاند. از سنگ‌های گدازه‌ای این زمان می‌توان انواع سنگ‌های داسیتی - گاه تراکیتی شمال بلوک لوت، سنگ‌های داسیتی - آندزیتی و آندزیتی مناطق بشرویه و ده‌سلم و بازالت قلیایی مناطق قائن، شهرخت، بیرجند، گزیک را نام برد. سنگ‌های بازالتی، به صورت روانه‌های گسترده دیده می‌شوند که به طور معمول جزو سری بازالت‌های قلیایی قاره‌ای هستند.



شکل ۴-۵ گسترش سنگ‌های ماگمایی پلیوسن در ایران

۲-۲-۵ پلوتونیزم ترشیری

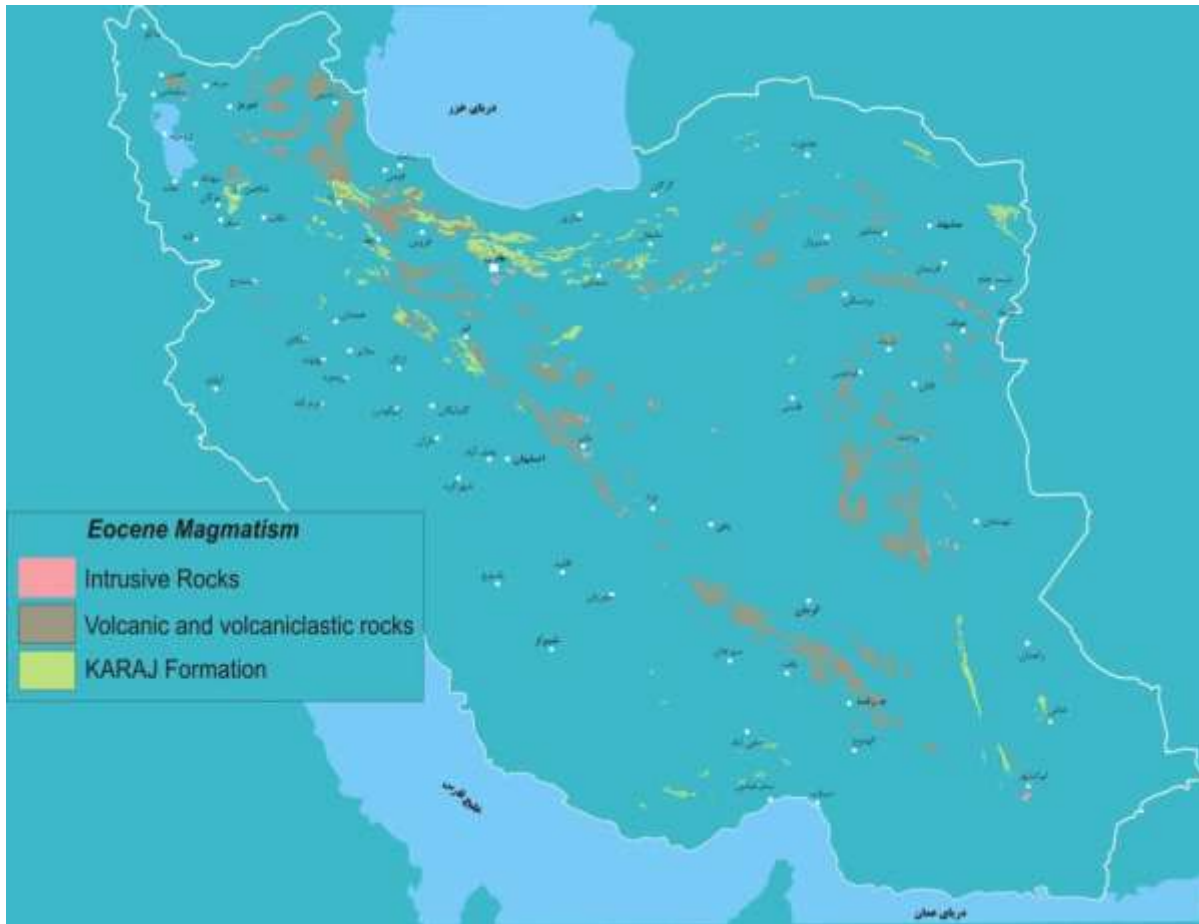
توده‌های نفوذی ترشیری ایران دارای تنوع زمانی و مکانی زیادی هستند و به جز موارد محدود، مطالعات سنگ‌ژئوشیمیایی و پرتوسنجی انجام شده بر روی این توده‌ها چندان زیاد نیست. لذا، در خصوص خاستگاه و حتی سن این توده‌ها پرسش‌های زیادی وجود دارد که هنوز پاسخ نهایی به آنها داده نشده است. با این حال، از نظر زمانی، توده‌های نفوذی ترشیری ایران را می‌توان به سه گروه ائوسن - الیگوسن، الیگوسن - میوسن و پلیوسن تقسیم کرد که با فازهای زمین‌ساختی و جایگاه چینه‌شناسی آنها انطباق دارد.

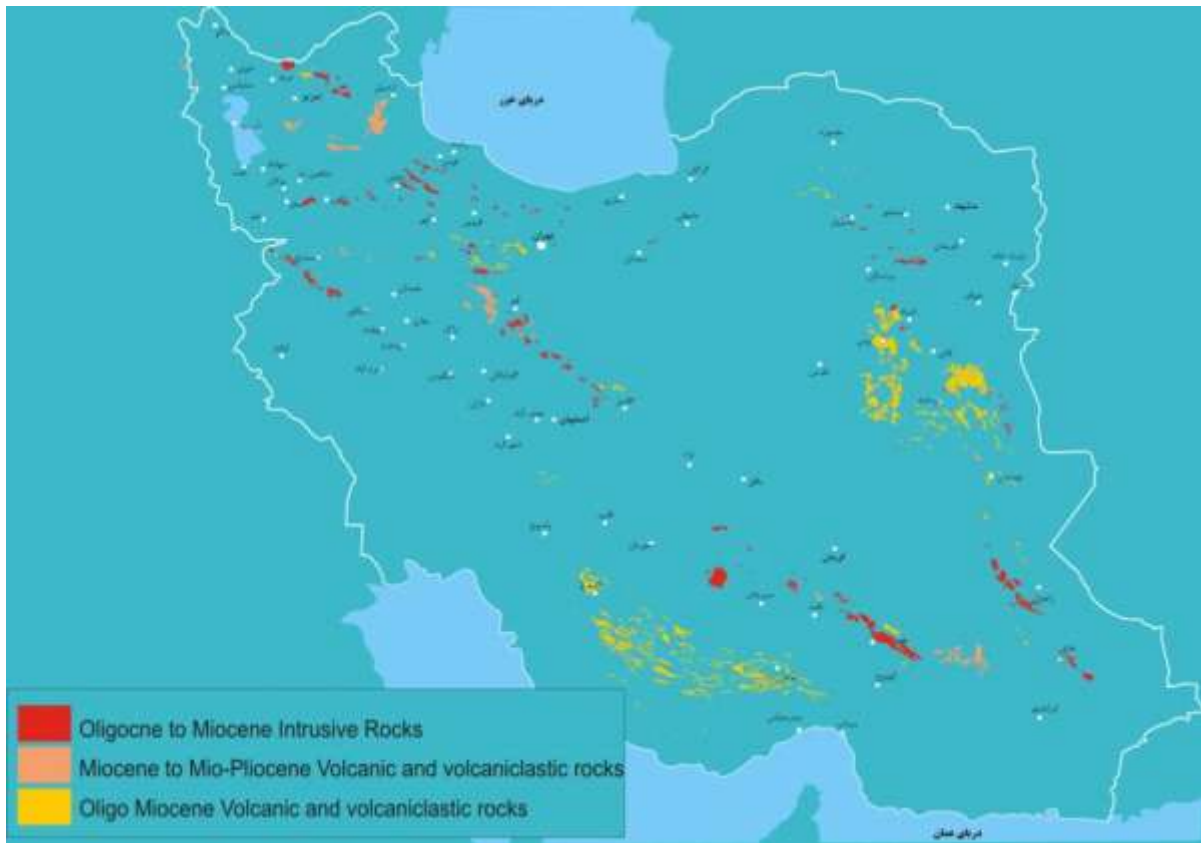


۱-۲-۲-۵ توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن

نسبت دادن این توده‌ها به زمان ائوسن پسین - الیگوسن پیشین بیشتر به لحاظ جایگیری آنها در سنگ‌های آذرآواری و یا ردیف‌های رسوبی ائوسن است که گاه با داده‌های پرتوسنجی تأیید شده و این باور وجود دارد که توده‌های نفوذی موردنظر حاصل ماگمازایی وابسته به رخدادهای کوهزایی پیرنئن است.

نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن ایران بیشتر از نوع گرانیت‌های میکادار، دانه درشت تا متوسط دانه، گرانودیوریت‌های هورنبلند - بیوتیت‌دار، مونزونیت و دیوریت هستند؛ ولی، در شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان و همچنین در اطراف تهران، این توده‌ها بیشتر ترکیب بازیک دارند.





مهم‌ترین نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن در زون‌های مختلف ساختاری ایران نظیر البرز، آذربایجان، سندج - سیرجان، شرق ایران و ایران مرکزی رخنمون دارند.

۱-۲-۲-۵-۱ زون البرز

الف) درکوه‌های طارم، توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که در درون آذرآواری‌ها و گدازه‌های ائوسن (سازند کرج) جای گرفته‌اند. سن بعد از ائوسن برای بیشتر این توده‌ها محرز است ولی سن دقیق آنها مشخص نیست و این باور وجود دارد که نفوذی‌های مذکور، ریشه‌ها و منابع ماگمایی گدازه‌های ائوسن هستند. نفوذی‌های طارم ترکیب گرانودیوریتی دارند، ولی به طور محلی تا دیوریت و حتی گابرو تغییر جنس می‌دهند. رخنمون این توده‌ها به صورت دو نوار موازی است که با گسل‌های طولی و چین‌های ناحیه هم روند می‌باشند و به باور خایین (۱۹۷۵)، این توده‌ها ادامه جنوب خاوری نفوذی‌های ائوسن بالایی - الیگوسن کوه‌های قره‌داغ و قفقاز کوچک هستند.

ترکیب شیمیایی قلیایی، شکل نوار مانند، وابستگی به سنگ‌های آتشفشانی اسید و وجود شکستگی‌های عمیق سبب گردیده تا شکل‌گیری توده‌های نفوذی طارم نتیجه ذوب بخش پایینی پوسته و پیدایش ماگمایی گرانیته‌ای، توسط مواد گرم گوشته دانسته شود. از ویژگی‌های بارز نفوذی‌های طارم، ایجاد دگرسانی پیشرفته در سنگ‌های درون‌گیر است که در نقاط زیادی با تمرکز ذخایری از مس، طلا، سرب - روی (معدن زه‌آباد)، آهن و ۰۰۰ همراه می‌باشند.

ج) **گرانیت دودره**، که در جنوب خاوری بیرجند، به درون آمیزه‌های افیولیتی تزریق شده، از جمله نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن خاور ایران است که به دلیل داشتن قطعات کوچک و بزرگی از آمیزه‌های افیولیتی سن پس از کرتاسه پسیین آن محرز است. تنش‌های وارد بر زون برخوردی بلوک لوت و کوه‌های خاور ایران سبب شده تا این گرانیت خردشدگی شدید داشته باشد.

د) **گرانیت گنسی ده زالو**، همچنان از نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن خاور ایران است که در زون برخوردی بلوک لوت و حوضه فلیشی خاور ایران برونزد دارد. این توده، نوعی گرانیت بیوتیت‌دار با سیمای گنسی است و دگر شکلی آن نتیجه برخورد نهایی دو صفحه لوت و بلوک هیلمند در پایان ائوسن و تنش‌های بعدی است.

۵-۲-۲-۵-۱ زون ایران مرکزی

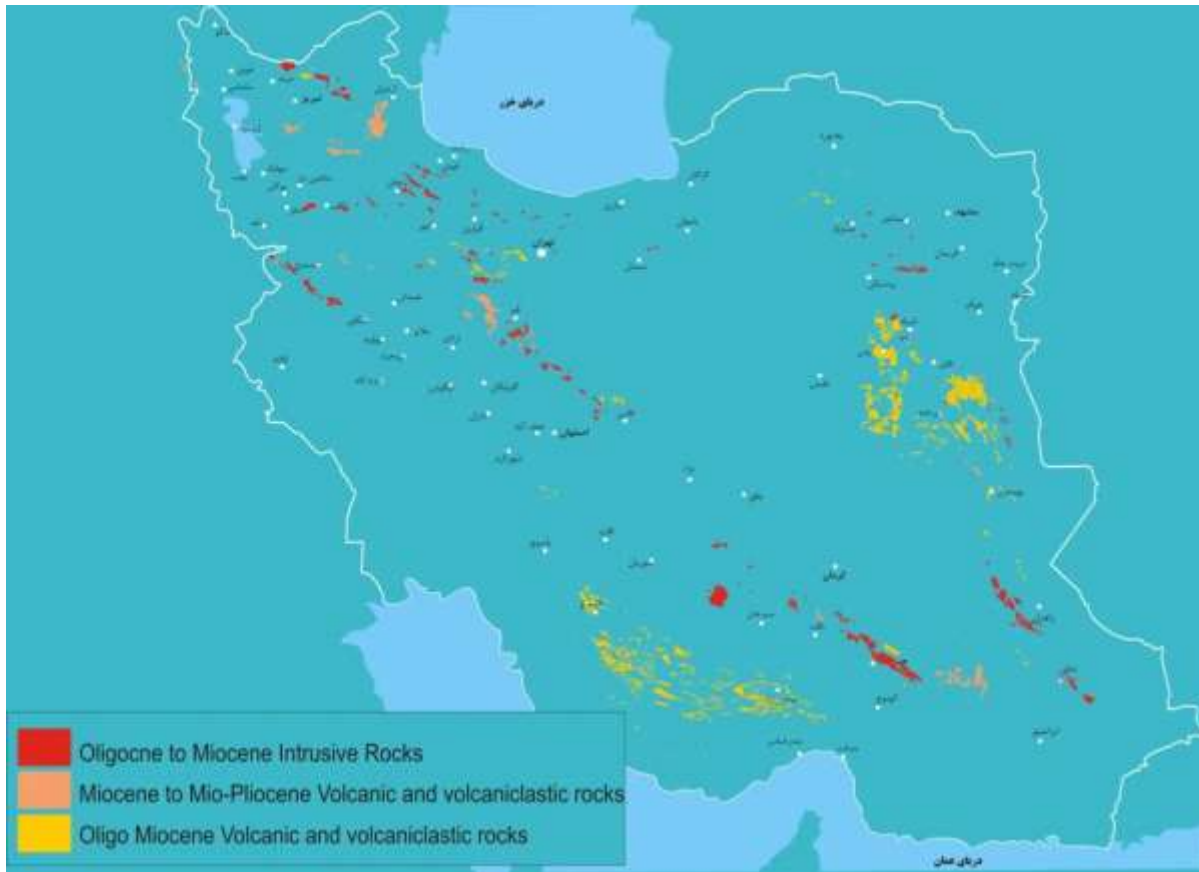
در ایران مرکزی، توده‌های نفوذی نسبت داده شده به ائوسن - الیگوسن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان و یا در بلوک لوت دید.

الف) **در کمان ماگمایی ارومیه بزمان**، مونزوگرانیت ناحیه زرنند ساوه و گرانیت - دیوریت‌های ساوه - اشتهارد با سن پرتوسنجی ۳۷ تا ۴۰ میلیون سال (کایا و همکاران، ۱۹۷۸) به سن الیگوسن پیشین هستند و در ضمن گرانیت گابروی حوالی شهربابک و گرانیت جبال بارز به سن ائوسن میانی تا پسیین دانسته شده‌اند. از ویژگی‌های بارز نفوذی‌های ساوه - اشتهارد، تأثیر سیال‌های ماگمایی گرم برگدازه‌های مجاور است که با نوعی دگرسانی گرمایی به ویژه کانی‌زایی همراه است.

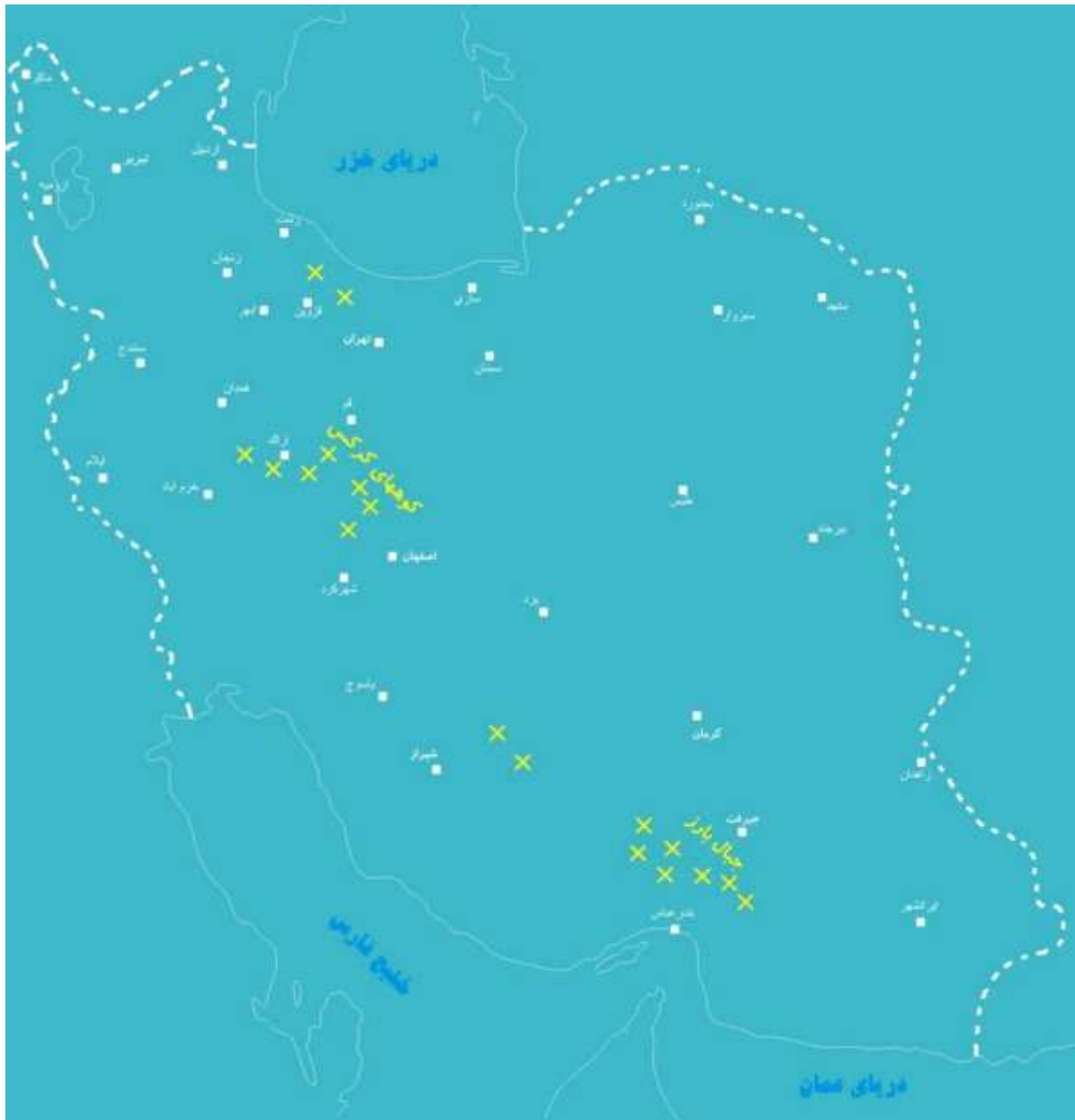
ب) **در بلوک لوت (مرکزی)**، دیوریت کوه ریجی (ریگی) و دیوریت کوه عبدالهی از نفوذی‌های گروه ائوسن - الیگوسن است.

۵-۲-۲-۵-۲ توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن

نفوذی‌های الیگوسن - میوسن به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان دیده می‌شوند که در زمان ائوسن - الیگوسن حوضه در حال نشستی را تشکیل می‌داد که حدود ۱۱ تا ۱۸ هزار متر رسوبات آواری - آتشفشانی در آن نهشته می‌شده (دیمتریویچ، ۱۹۷۳) و در زمان الیگوسن - میوسن، در امتداد نوار پلوتونیک کرکس - جبال‌بارز، توده‌های نفوذی متعددی در آن جایگیری شده‌اند.



شکل /// پراکندگی توده های نفوذی الیگو - میوسن در ایران



شکل /// پراکندگی توده های نفوذی الیگوسن پیشین در ایران



از مهم ترین نفوذی های الیگوسن - میوسن نوار کرکس - جبال بارز، می توان به توده های مندرج در جدول ////// اشاره کرد.

ویژگی‌ها	جایگاه	سنگ‌شناسی	نام توده	منطقه
ایجاد حانه دگرگونی وسیع	نفوذ در سنگهای کهن‌تر از میوسن پیشین	تودانیت	اسخوک توریچی جنوب قصر	قصر - قهرود
ایجاد حانه دگرگونی وسیع همراه با کاتولین	نفوذ در سنگهای پالئوزوئیک تا اوسن	دیوریت کوارتزدار	تودانیت شمال باختری هنجین	
-	نفوذ در توفها و رابیت‌های اوسن	دیوریت	دیوریت جنوب کهره	
تمرکز مگنتیت و همایت در سنگهای مجاور	نفوذ در گدازه‌ها و توفهای پالتولین	گابرو - دیوریت کوارتزدار	توده جنوب گلسدانه	
سری کاتک قلیارین فلینز از پلنیم 200 m.a.24	نفوذ در آتشفشانی کرتاسه و توفها اوسن	گراپتیت تا گابرو، گراپتیت جوان‌تر است	گراپتیت نظنز	توده‌های نفوذی نظنز
-	نفوذ در دولومیت‌های کرتاسه بیانی	دیوریت	توده جنوب خاوری نظنز	
-	نفوذ در آتشفشانی کرتاسه	دیوریت آسفیل‌دار	توده جنوب خاوری نظنز	
دارای مایکهای آتپن فراوان	نفوذ در توفها و گدازه‌های اوسن	گرافودیوریت	توده دایمیان شمال باختری نظنز	
دگرگونی در سنگهای سازند قم	نفوذ در توفهای اوسن بیانی	دیوریت - گرافودیوریت	اسخوک غرب روستای حرق	توده‌های نفوذی حرق
-	نفوذ در سازند قم	گرافودیوریت تا دیوریت کوارتزدار	توده خاور حرق	
-	نفوذ در گدازه‌های اوسن و سنگهای کهن‌تر	دیوریت، گراپتیت، گراپتیت‌های آبی	-	نفوذی های ناپین (شاوغوبی)
به سن میوسن بیانی	نفوذ در گدازه‌های اوسن و لیگوس	گابرو کوارتزدار، دیوریت، گرافودیوریت	-	نفوذی های اربستان
کانی‌سازی مس (معدن سرچشمه)، همراه با فلز نقره، مولیبدن، تفریق در گدازه‌ها و پروکلاسیک‌های اوسن	گرافودیوریت پورفیری، دیوریت کوارتزدار	-	-	توده نفوذی سرچشمه
سن‌های پرتوسنجی، 5±15، 01±18 و 5±24 میلیون سال	نفوذ در سنگهای اوسن و سازند قم	گراپتیت و گرافودیوریت حوریلنددار	توده‌های جبالبارز	نفوذی‌های شهر بایگ - بم

گفتنی است که روند توده‌های نفوذی کرکس - جبال بارز، با روند ساختاری ناحیه هماهنگی و همخوانی دارد. جایگاه چینه شناسی و همچنین سن‌های پرتوسنجی سبب گردیده تا پورحسینی (۱۹۸۳) بر این باور باشد که جایگیری این توده‌ها از حدود الیگوسن میانی آغاز شده و در میوسن پیشین - میانی به بیشترین شدت خود رسیده است. نامبرده به دو دلیل زیر، توده‌های الیگوسن - میوسن را نتیجه همگرایی صفحه‌های ایران و عربستان می‌داند.

(۱) روند توده‌های نفوذی مذکور با امتداد زون فرورانش تیس جوان هماهنگی دارد.

(۲) در این توده‌ها نسبت بنیادی استرونیسیم پایین است و به نظر می‌رسد که ماگما از ذوب گوشته و یا پوسته اقیانوسی حاصل شده باشد و لذا حاصل یک رژیم زمین‌ساختی کافتی نیست.

با توجه به سن پرتوسنجی توده نفوذی نظنز (24 ± 5 میلیون سال) می‌توان نتیجه گرفت که فرورانش احتمالی پوسته اقیانوسی تیس جوان به زیر صفحه ایران، در پالتورژن نیز فعال بوده است.

۵-۲-۳- توده‌های نفوذی پلیوسن

بعضی از توده‌های نفوذی ایران به استناد سن پرتوسنجی و یا جایگاه چینه‌شناسی (تزریق در سنگ‌های میوسن) سن پلیوسن دارند. این گونه توده‌ها کوچک و پراکنده هستند و عمده‌ترین آنها عبارتند از:

الف) سینیت لواسان شامل دو توده سینیتی پورفیروئید مجزاست که در شمال روستای لواسان به داخل توفیت‌های سبز اوسن نفوذ کرده‌اند. سن این توده‌ها چندان مشخص نیست. به باور آسرتو (۱۹۶۶)، نفوذی‌های مذکور همزمان با راندگی مشا - فشم و در مرز میوسن - پلیوسن، تزریق شده‌اند.

ب) **گرانیت عَلم‌کوه** که در فاصله کمی از قلّه عَلم‌کوه (به بلندی ۴۸۶۰ متر) قرار دارد نوعی گرانیت توده‌ای قلیایی است که با رگه‌هایی از آپلیت‌های غنی از تورمالین، رگه‌های گرانوفیر، پورفیرهای بیوتیتی و دولریت‌های هورنبلنددار قطع شده است. ساختار این توده، شبه باتولیت با قطر حدود ۶ تا ۷ کیلومتر و پهنای هاله دگرگونی آن (رخساره آلپیت - اپیدوت) بین ۱ تا ۲ کیلومتر است؛ ولی، به صورت محلی، دگرگونی همبری تا رخساره آمفیبول - هورنفلس و حتی پیروکسن - هورنفلس است. گانسر و هوبر (۱۹۶۲)، سن این توده را بعد از دونین دانستند. سن پرتوسنجی این توده (۵-۳ میلیون سال) گویای جوان بودن آن است. در ضمن، نفوذ رگه‌های این گرانیت در سطوح راندگی سنگ‌های پالئوزوئیک بر روی ردیف‌های ژوراسیک پایینی - میانی (سازند شمشک) نشان می‌دهد که توده مذکور پس از جابه‌جایی‌های پلیوسن جایگیر شده است.

گفتنی است که گرانیت‌های پورفیری قلّه تخت سلیمان، (به بلندی ۴۲۰۰ متر)، سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند و بیوتیت (واقع در خاور عَلم‌کوه) و سنگ‌های مونزونیتی از همزادهای گرانیت عَلم‌کوه هستند. سنگ‌های مونزونیتی به صورت عدسی‌هایی بین توف‌های نئوژن رخنمون دارند که حاکی از جوان بودن آنها است.

ج) **باتولیت آکاپل** از نوع کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت دانه متوسط تا درشت دانه و غنی از فلدسپارهای آلکالی پرتیتی و اولیگوکلاز - آلپیت است که در ۵ کیلومتری شمال خاوری عَلم‌کوه برونزد دارد. این باتولیت را رگه‌های آپلیتی - دیابازی و لامپروفیری قطع کرده‌اند. به باور گانسر (۱۹۶۲) دیابازها جوان‌تر از لامپروفیرها و آپلیت‌ها هستند. این باور وجود دارد که مونزونیت آکاپل و گرانیت عَلم‌کوه هم‌زمان (پلیوسن) اند.

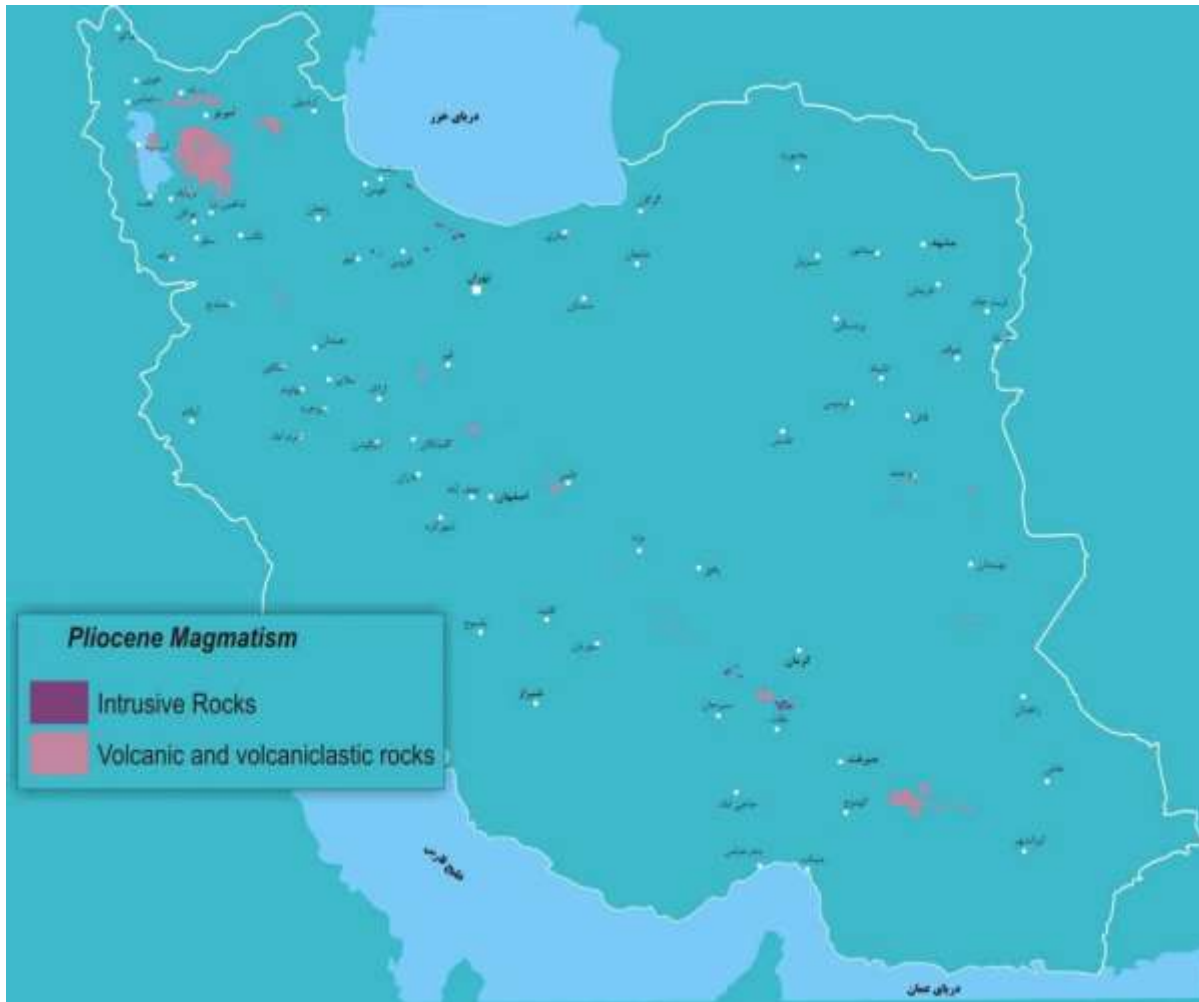
د) **کوارتز پورفیر جنوب دریای خزر**، توده کوچکی است که رسوبات سُرخ‌رنگ نئوژن را قطع کرده است. این توده می‌تواند از جمله نفوذی‌های پلیوسن باشد.

ه) **داسیت‌های درّه نور** گنبدی‌های نیمه آتشفشانی هستند که برونزد آنها روند خطی دارد و جایگیری آنها در زون گسلی درّه نور را تداعی می‌کند.

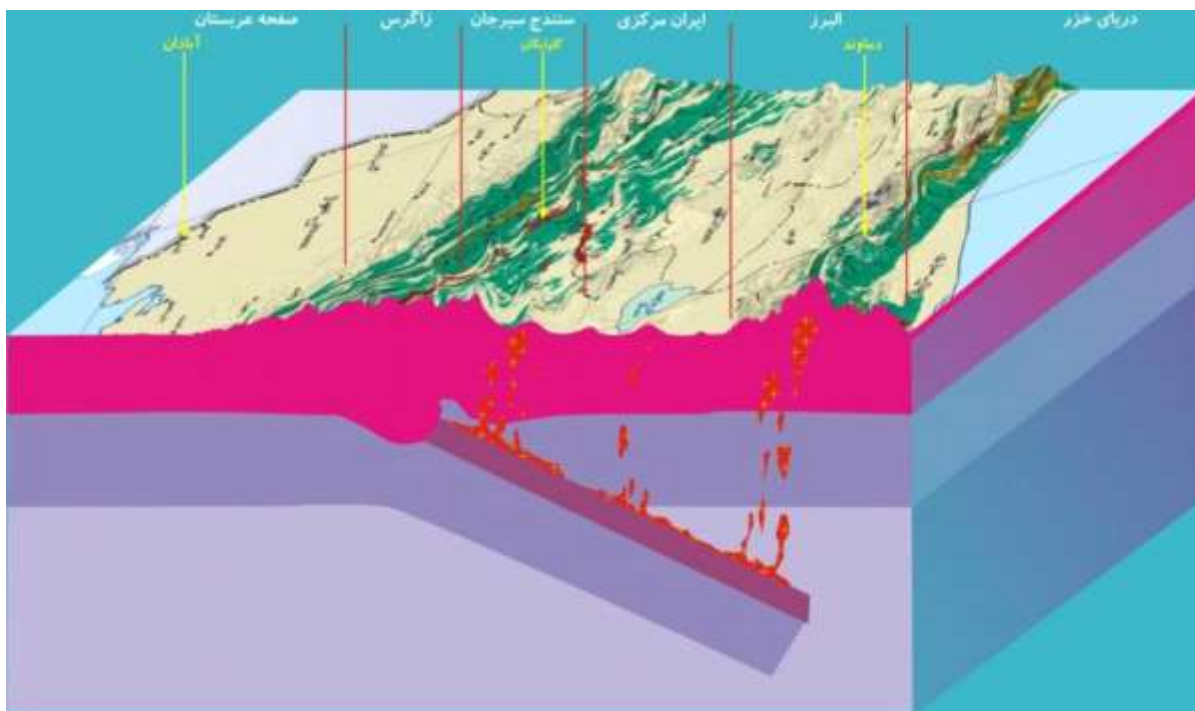
و) **در نوار افیولیتی عباس‌آباد (شاهرود) - سبزوار**، ریوداسیت‌های آمفیبول‌دار در آمیزه‌های افیولیتی، سنگ‌های ائوسن و حتی نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ نئوژن تزریق شده‌اند و جوان بودن آنها قطعی است.

ز) **توده‌های قُهرود** در جنوب کاشان، از نوع گرانیت، گرانودیوریت و میکرو گابرو هستند که گدازه‌ها و توف‌های پلیوسن را با ایجاد هاله دگرگونی، به پهنای ۱/۵ تا ۲ کیلومتر، بریده‌اند. زاهدی (۱۹۷۳)، این توده‌ها را به سن پلیوسن می‌داند. حسن‌زاده (۱۳۵۷) ضمن مقایسه این توده‌ها با گرانیت کرکس، سن آنها را بعد از میوسن پیشین می‌داند.

ح) **جبال بارز**: بعضی از دیوریت‌ها و دایک‌های گرانودیوریت پورفیری جبال‌بارز، به دلیل جایگیری و نفوذ درکنگلومرای میوسن و نئوژن از جمله نفوذی‌های پلیوسن هستند (دیمتریویچ، ۱۹۷۳).



علل ماگماتیسم سنوزوئیک



۳-۵ دگرگونی ترشیری

در بسیاری از نواحی ایران، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری دارای کانی‌های دگرگونی مانند آلپیت، پومپله ایت، زئولیت و آنالسیم هستند. جدا از روانه‌های آتشفشانی، وجود کانی‌های اپیدوت، کلریت و مونت‌موریلونیت در آذرآواری‌های ائوسن (سازند کرج) نیز می‌تواند نشانگر دگرگونی کلی و خفیف باشد (یوانو و هوشمندزاده، ۱۹۷۱). کانی‌های مذکور نشانگر آن هستند که سنگ‌های آتشفشانی ترشیری ایران، دگرگونی گرمابی ضعیف اما بزرگ مقیاسی را تحمل کرده‌اند.

گفتنی است که دگرگونی ترشیری ایران، بیشتر از نوع دگرگونی استاتیک و نتیجه افزایش دما در پوسته ایرانزمین بوده که در ایجاد ماگماتیسیم عظیم ترشیری نقش اساسی داشته ولی تنها موجب تغییرات کانی‌شناسی شده و به تقریب از دگرشکلی به دور بوده است. مطالعات پاراژنز کانی‌های دگرگونی یاد شده دلالت بر پدیده دگرگونی در دو مرحله بسیار ضعیف رخساره زئولیت و مرحله ضعیف رخساره شیبست سبز دارد.

بدیهی است که جدا از دگرگونی استاتیک ناحیه‌ای، فعالیت‌های نفوذی (عمیق و نیمه‌عمیق) بعدی، به ویژه توده‌های نفوذی مرز ائوسن - الیگوسن، در ناپایداری کانی‌های اصلی و برهم کنش‌های یونی همچنان مؤثر بوده‌اند؛ به گونه‌ای که سنگ‌های آتشفشانی و توف‌های وابسته، همچنان از یک دگرگونی گرمابی ناشی از سیالات ماگمایی متأثرند که گاه با کانی‌زایی مس، مولیبدن، آلومینیم، طلا، بیسموت، منگنز و کائولن همراه است.



فصل ششم

ولکانیسم کواترنری

۶-۱ کلیات

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اند که شکل‌گیری آتشفشان‌های لایه ای (استراتوولکان) عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان و ... حاصل آن است. برخی از این آتشفشان‌ها، از جمله بزمان و سبلان از زمان‌های پیش از کواترنری فعال بوده‌اند، ولی مخروط اصلی آنها در کواترنری در طی فازهای تناوبی گدازه‌ای و انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی بر روی هم شکل گرفته است.

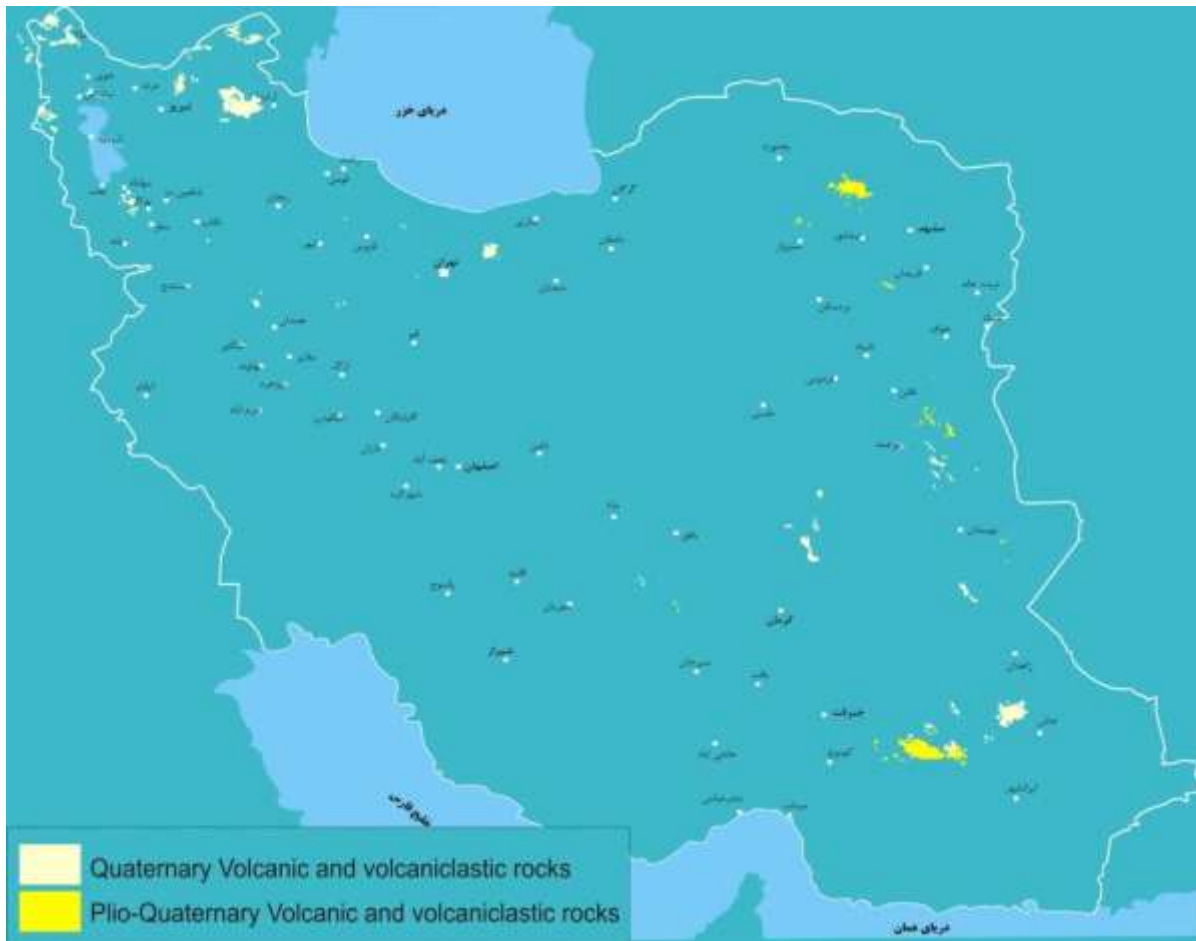
افزون بر آن، در این زمان، گدازه‌های بازالتی قلیایی کواترنری نیز، از طریق شکستگی‌های عمده، به سطح زمین رسیده‌اند تا روانه‌ها و سرتخت‌های بازالتی شمال باختر (ماکو، ارومیه) و خاور ایران (بلوک لوت) را بسازند.

نوع و ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آن است که منشأ بازالت‌ها از گوشته است که گاه در اثر پدیده تفریق بخشی و یا ذوب پوسته، سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیتی تا تراکیتی را به وجود آورده‌اند.



شکل ۶-۱ آتشفشان های پلیو - کواترنری ایران

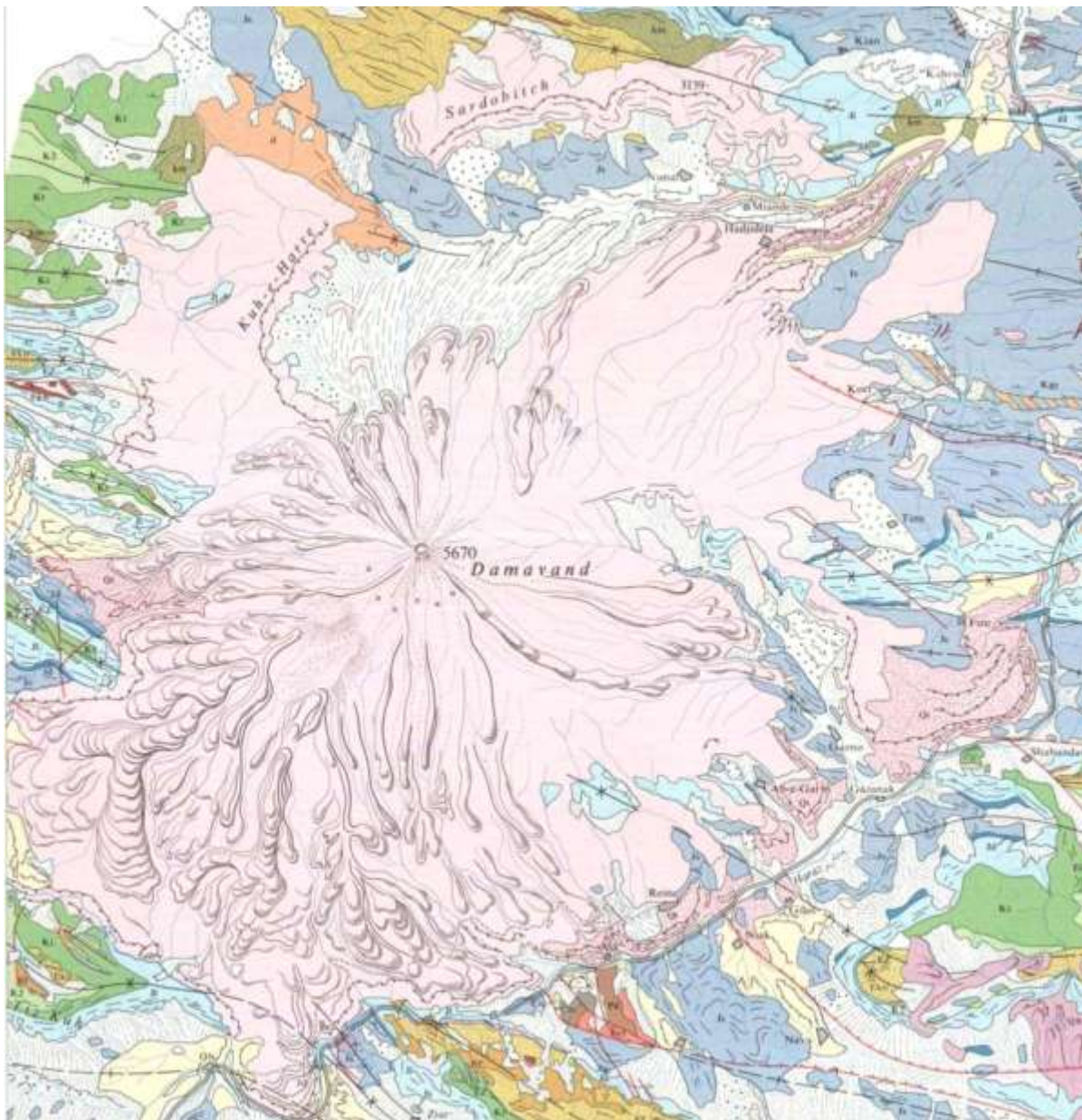
در این فصل، عمده ترین مراکز آتشفشانی پلیو کواترنری ایران مورد بررسی قرار خواهند گرفت.



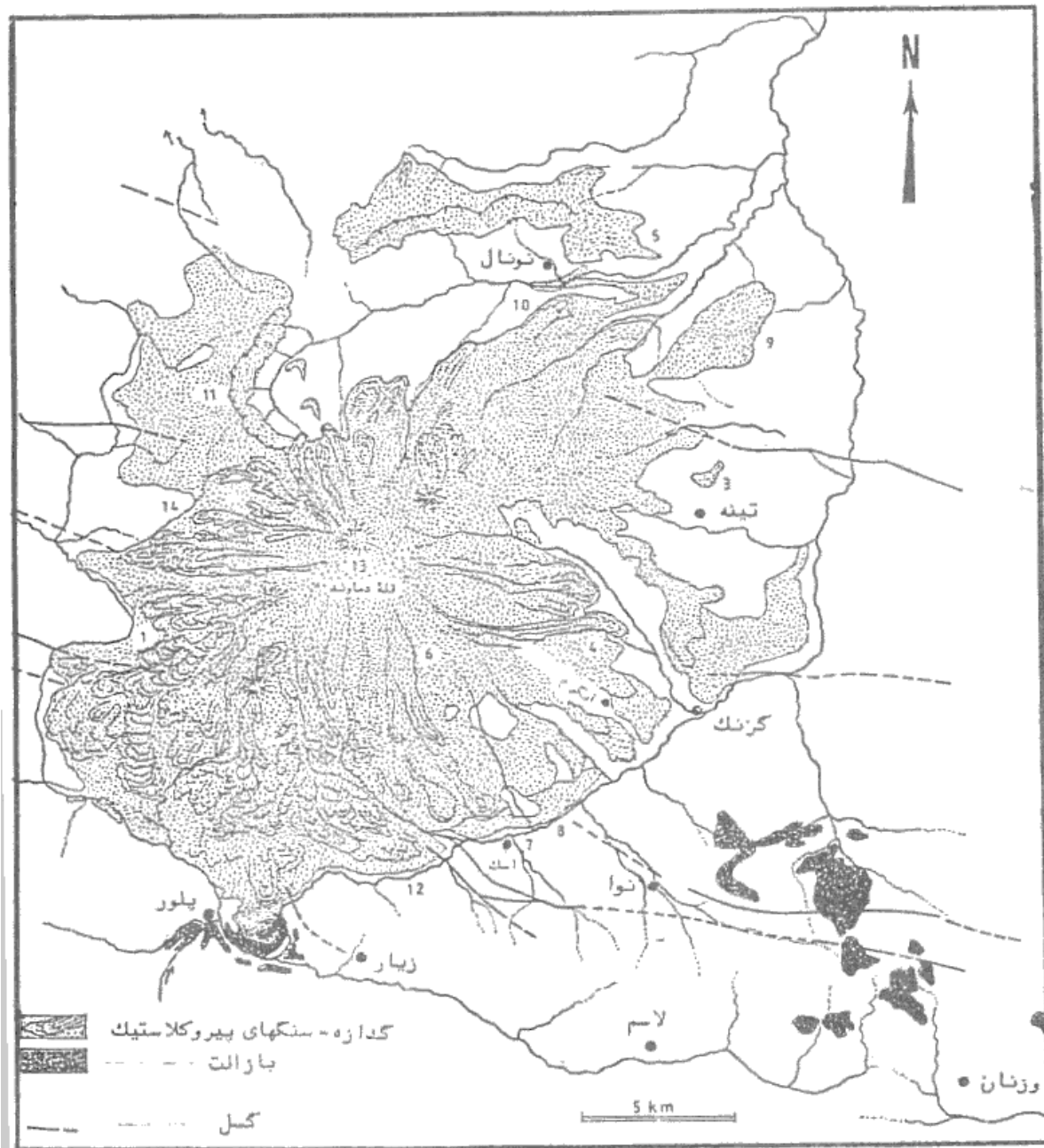
شکل ۲-۶ گسترش سنگ های آتشفشانی پلیوکواترناری و کواترناری در ایران

۲-۶ آتشفشان دماوند

مخروط دماوند، شاخص ترین آتشفشان لایه ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر ولی از زمین های اطراف ۲۰۰۰ - ۱۶۰۰ متر است. دامنه کوه، به وسیله جریان های گدازه ای مکرر که بارها از قله و یا از مخروط های فرعی سرازیر شده اند و همچنین مواد آذرآواری شامل پامیس، توف و رسوبات لاهار پوشیده شده است. گدازه های دماوند گستره ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش داشته و قطر دهانه آتشفشان در حدود ۴۰۰ متر است. قسمت مرکزی دهانه، به وسیله دریاچه ای از یخ پوشیده شده و در حاشیه آن دودخان هایی وجود دارد که زمین های اطراف را به رنگ زرد در آورده اند.



شکل ۳-۶ نقشه زمین شناسی دماوند.



شکل ۴-۶ نقشه زمین شناسی دماوند.

جدا از دهانه فعلی، شواهدی از دهانه‌های قدیمی را نیز می‌توان دید. یکی از این دهانه‌های قدیمی در پهلوی جنوبی و در ارتفاع ۱۰۰ متر قرار دارد که در حال حاضر، محل خروج گازها و دودخان‌ها است. در پهلوی شمالی دماوند اثر دیگری از یک دهانه قدیمی به قطر حدود ۹ کیلومتر دیده می‌شود که امروزه رودخانه نونال در آن جریان دارد. سنگ‌های دهانه قدیمی کمی بازیک‌تر از گدازه‌های جوان دماوند است.

اگرچه بروس و همکاران (۱۹۷۷) با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌ها، دماوند را آتشفشانی دیررس و دور از زاگرس می‌دانند که در تشکیل آن، برخورد صفحه‌ها و پدیده فرورانش از نوع خاص و ذوب پوسته اقیانوسی نقش داشته، ولی جایگاه این مخروط در محل تلاقی البرز خاوری و باختری این ذهنیت را تقویت می‌کند که تلاقی گسل‌های عمیق پوسته، به ویژه انواع امتداد لغز شمال باختری و شمال خاوری، محل مناسبی برای رسیدن ماگما به سطح زمین بوده است.

آلن باخ (۱۹۶۶) و گانسر (۱۹۶۶) اقسام مهم گدازه‌های دماوند را به شرح زیر خلاصه کرده اند:

- تراکی آندزیت هورنبلنددار که حاوی بیوتیت و اوژیت است.
- تراکی آندزیت اولیوین، بیوتیت و اوژیت دار.
- تراکیت هیپرستن، بیوتیت، اوژیت دار.
- تراکیت هورنبلاند، پیروکسن و پلاژیوکلازدار.

بعلاوه، آنکلاوهای فراوان با ترکیبات متنوع در گدازه‌های دماوند پیدا شده که اکثراً از نوع هموژن بوده و اجتماعی از کانیهای متعدد می باشد که آنها را کومولیت (cumulate) نامیده اند. وجود این آنکلاوها نشانه ای از تبلور و تفریق ماگمای سازنده دماوند در طی فعالیت آن بوده است.

تراکی آندزیت ها، عموماً به فازهای قدیمی تر و تراکیت ها، به فازهای جدیدتر آتشفشانی دماوند تعلق دارند. مطالعات جدید بعمل آمده، نشان می دهد که کهن ترین گدازه های کواترنری منطقه دماوند از نوع بازالت آلکان است که بواسطه تفریق ماگمایی، انواع پرمایه تر از سیلیس، بعداً ظاهر می گردند.

به طور کلی، سنگهای دماوند به سه رخساره بازیک، حدواسط و اسیدی تفکیک می شوند.

الف) رخساره بازیک

سنگهای بازالت آلکان پلور و تینه مربوط به رخساره بازیک می باشند. تراکی بازالتهای پلور، اولین گدازه هایی هستند که تشکیل دهنده آتشفشان دماوند می باشد.

ب) رخساره میانه و اسیدی

از مهم ترین سنگ های مربوط به این رخساره ها میتوان به گدازه های تراکی آندزیت، تراکی داسیت بیوتیت و هورنبلنددار، گدازه های قطعه ای (Block Lava) و انواع توف های شیشه ای و تراکیتی اشاره نمود.

بررسی کانی شناختی سنگهای آتشفشانی دماوند، نشانگر فرآیند تفریق ماگمایی است که ماگمای مذکور گدازه های بازیک پلور را ایجاد کرده است. حضور کانی اولیوین در سنگ های بازیک و کاهش یا عدم وجود آن در سنگهای رخساره حدواسط و اسیدی، کاهش میزان پیروکسینها و افزایش بیوتیت به سمت سنگهای اسیدی، بوجود آمدن آمفیبول در سنگهای رخساره حدواسط-اسیدی، کاهش کلی مقدار پلاژیوکلازها و نیز افزایش مقدار فلدسپات های آلکان در گدازه های تراکی آندزیتی- تراکیتی گواهی بر این ادعاست.

سنگهای ولکانوکلاستیک دماوند به دو دسته آذرآواری و اپی کلاستیک تقسیم می گردند. با توجه به ساخت ستونی و وجود حفرات کشیده جهت دار و نیز حفرات پوشیده شده از مواد حاصل از گازهای آتشفشانی، احتمال اینکه نوعی جریان آذرآواری، باعث تشکیل این توده ها شده اند را قوت می بخشد. همچنین توفهای مزبور را جریان خاکستری دار (Ash flow tuffs) نیز می نامند.

از نظر ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگهای آتشفشانی دماوند در نمودار (Kuno) همگی در قلمرو سری آلکالن قرار دارند. همچنین، بررسی موقعیت سنگهای آتشفشانی دماوند در نمودار A.F.M نشان می دهد که ضمن تحول از سمت گدازه های بازالتی آلکالن به سمت گدازه های تراکیتی، پدیده غنی شدن از آهن وجود ندارد، لذا بطور نسبی تفریق تحت فشار بخشی کافی اکسیژن صورت گرفته است.

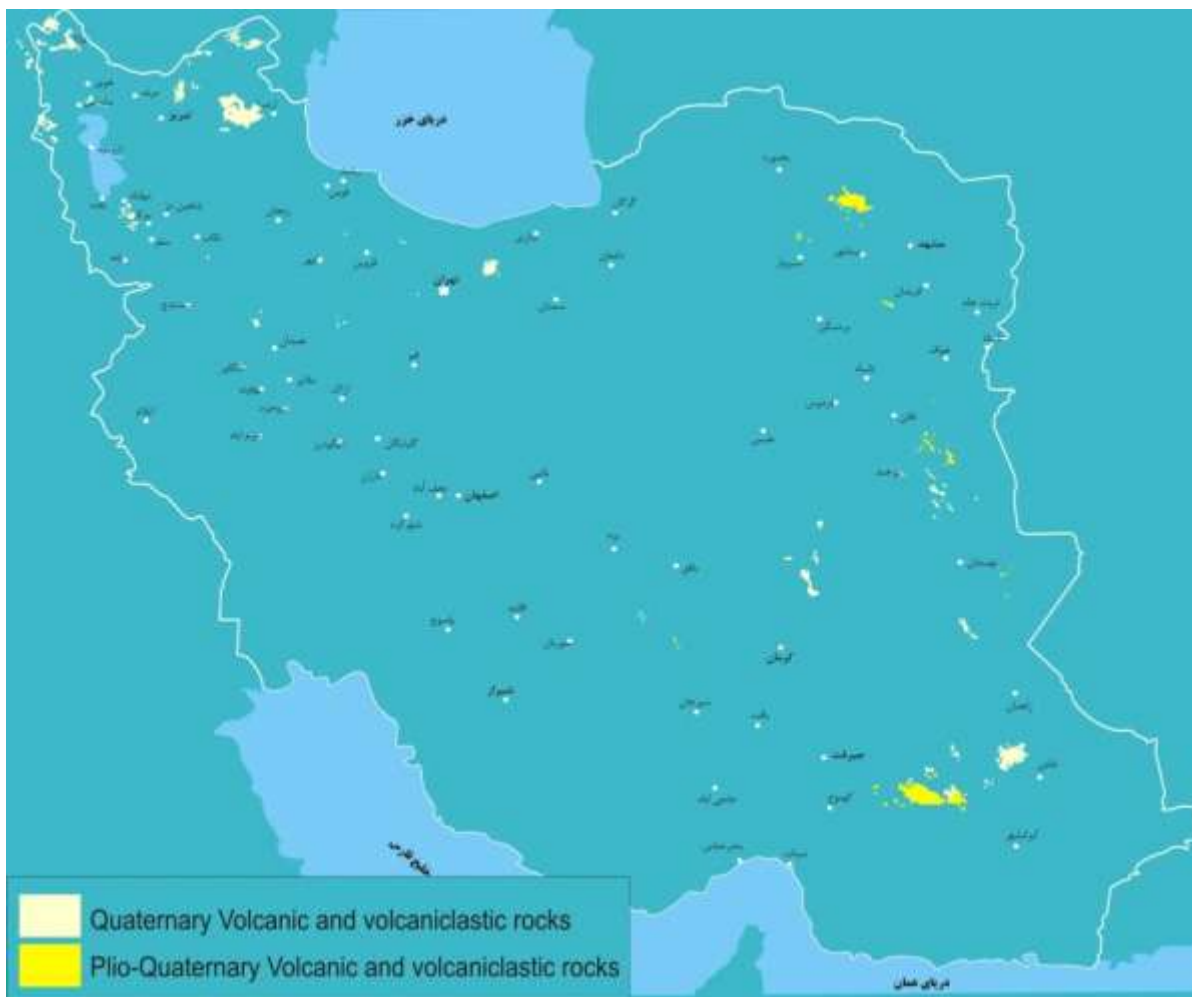
ضرایب آلکالینیته در سنگهای بازیک دماوند و نیز در آنکلاوها کمتر از ۵۰ درصد است (حدود ۴۰ درصد) و به سمت سنگهای رخساره حدواسط-اسیدی، بر مقدار آن افزوده شده و غالباً دارای ضرایبی در حدود ۵۰ درصد هستند (حداکثر حدود ۵۶ درصد). یعنی در واقع در نمونه های تفریق یافته دماوند از نظر میزان آلکالینیته تعادل مابین میزان سدیم و پتاسیم ماگما بوجود آمده و بطور نسبی ضمن پدیده تفریق، پتاسیم تمرکز بیشتری نسبت به سدیم پیدا نموده است این مسأله در نمودار K_2O/Na_2O در مقابل SiO_2 نیز با افزایش این نسبت بدنبال افزایش SiO_2 ، مشخص است نمودارهای تغییرات اکسیدها و عناصر در مقابل اندیس تفریق، حاکی از یک روند منظم تفریق، از سمت سنگهای بازیک بطرف سنگهای اسیدی می باشند.

در جریان افزایش اندیس تفریق مقدار، $CaO, Zn, MgO, FeO + Fe_2O_3, MnO, TiO_2, Ni, Co$ کاهش و مقدار K_2O, Na_2O, SiO_2 افزایش یافته اند، مقدار Al_2O_3 از سنگهای بازیک به طرف سنگهای متوسط افزایش یافته و با اضافه شدن اندیس تفریق به سمت سنگهای اسیدی از میزان آن کاسته می شود.

بطور کلی ماگمای آلکالن از اعماق زیاد منشاء گرفته و مربوط به گوشته بالائی می باشد. با توجه به موارد فوق که سنگهای آتشفشانی دماوند در سری آلکالن قرار می گیرند، می توان آنها را حاصل ماگماتیسیم آلکالن داخلی قاره ای دانست که در اثر فعالیت گسلهای عمیق منطقه دماوند، لایه بارور گوشته بالائی با سطح مرتبط شده و خروج ماگمای آتشفشانی دماوند را میسر ساخته است.

۳-۶ سنگهای آتشفشانی بازیک کواترنر در منطقه آذربایجان

سنگهای آتشفشانی مربوط به این زمان، عمدتاً دارای ترکیب کانی شناسی اولیوین بازالت هستند. این سنگها، حاصل آخرین مرحله آتشفشانی در ایران هستند. این نوع بازالت در منطقه آذربایجان با وسعت متفاوت و به فراوانی یافت می شوند؛ بطوریکه سنگهای آتشفشانی کواترنر آذربایجان در مناطق ماکو، سیه چشمه، اهر-کلپیر، منطقه مشکین شهر و غیره ملاحظه می گردند.



شکل ۵-۶

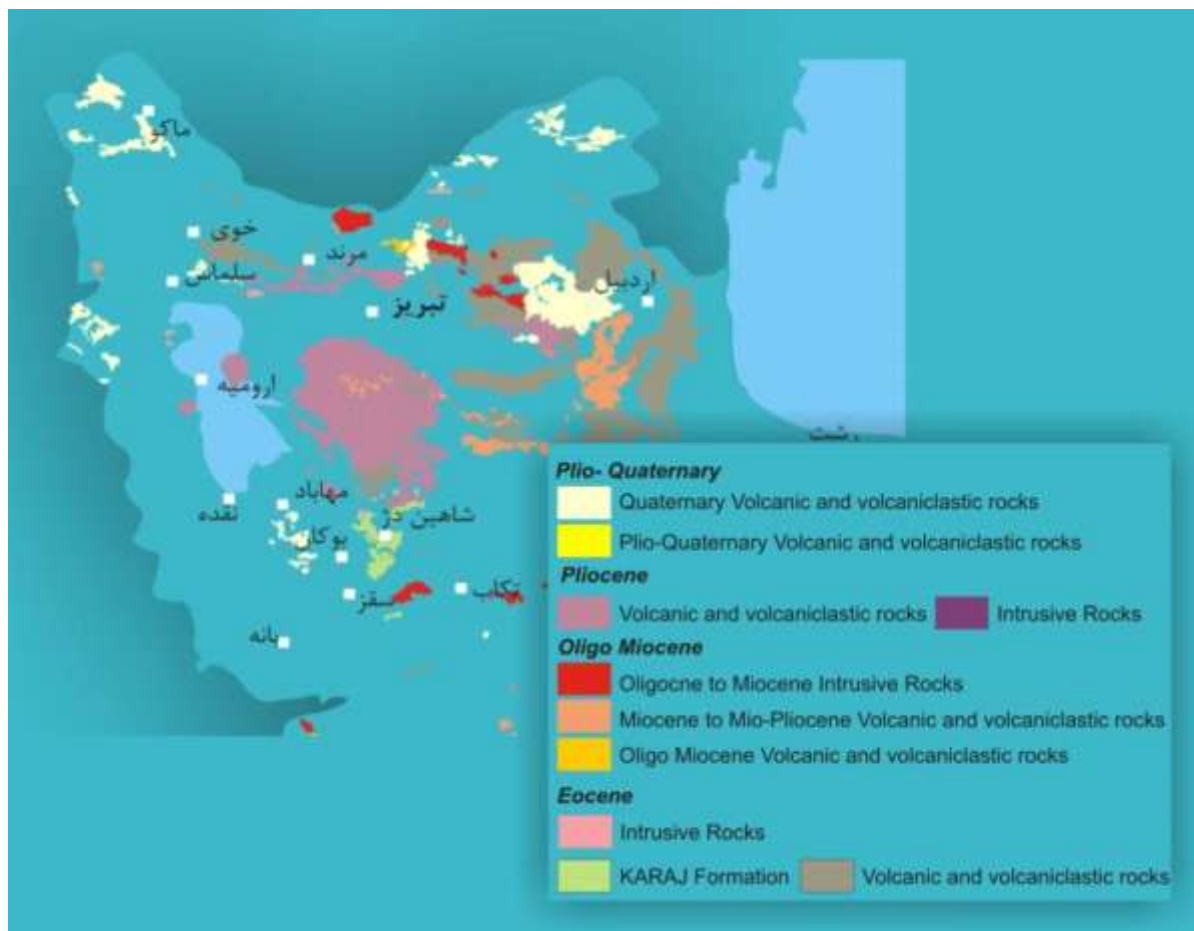
اگرچه همه سنگ‌های مورد نظر، ترکیب کانی‌شناسی بازالتی دارند، ولی ترکیب شیمیایی آنها یکسان نیست و از این نظر می‌توان آنها را به دو گروه زیر تقسیم نمود:

- ۱) بازالت‌های نوع اول با بافت پورفیری که ترکیب شیمیایی آنها مانند بازالت‌های قلیایی است.
 - ۲) بازالت‌های نوع دوم که به ندرت پورفیری بوده و ترکیب شیمیایی آنها از نوع غنی از آلومین است.
- جدا از مناطق آذربایجان و کردستان، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری را می‌توان در گستره‌های وسیعی از خاور ایران (جنوب طبرستان، جنوب بیرجند، نهبندان و ...) دید که به طور عموم به نام بازالت‌های کواترنری شهرت دارند؛ اما وثوقی عابدینی (۱۳۷۶) بر این باور است که به جز جنوب بیرجند و جنوب فردوس، در دیگر مناطق، روانه‌های مذکور از انواع آندزیت تا داسیت با ماهیت قلیایی هستند و از این دیدگاه، پیوند ماگمای اولیه با کافت حتمی است.

۳-۱ آتشفشان سهند

آتشفشان سهند در ۴۰ کیلومتری جنوب تبریز قرار دارد و ارتفاع آن از سطح دریا ۳۶۹۵ متر است. سهند مخروط بسیار پهن و گسترده‌ای از تناوب منظم گدازه و خاکستر است که چینه‌بندی منظم داشته و گستره‌ای حدود ۴۵۰۰ کیلومترمربع را زیر

پوشش دارد. پی سنگ رسوبی و قدیمی توده آتشفشانی سهند، در انتهای دره چینی بلاغ چای قابل مشاهده می باشد که مطمئناً در نتیجه فعالیتهای تکتونیکی، بالا آمده است.



شکل ۶-۶

سهند توده آذرین خروجی است که بصورت کلاهکی بر روی پایه ای رسوبی قرار گرفته است. این پایه متشکل از رسوبات دورانهای مختلف است که یک قسمت از آن در ارتفاع ۳۱۰۰ متری و در انتهای دره چینی بلاغ چای (دره شرقی سهند)، نمایان گشته است. ضخامت مواد آتشفشانی که روی این پایه را می پوشاند، بیش از ۸۰۰ متر تخمین زده شده است؛ زیرا اختلاف ارتفاع، مابین بلندترین مخروطهای آتشفشانی سهند و دره های اطراف آن در همین حدود می باشد که تمامی آن از مواد آتشفشانی تشکیل شده است. واضح است که این ضخامت، درمحل برجستگیهای قدیمی سهند، کمتر و درمحل دره های قدیمی، بیشتر می باشد.

بطور کلی مواد آتشفشانی تشکیل دهنده سهند، به ترتیب از پائین به بالا عبارتند از :

- کنگلومرای آتشفشانی
- افق های پامیس دار و گدازه های برشی و لاهار
- گدازه های داسیتی

۶-۳-۱-۱ سهند از نظر مراکز آتشفشانی

باتوجه به وضع چینه شناسی سهند، می توان توده عظیم سهند را یک استراتوولکان معرفی نمود. با در نظر گرفتن مراحل و نحوه فعالیت، مراکز آتشفشانی سهند را می توان به دو دسته آتشفشانهای چند مرحله ای و آتشفشانهای یک مرحله ای تقسیم نمود:

الف) آتشفشان های چند مرحله ای

در این نوع آتشفشانها، خروج گدازه در چند مرحله صورت گرفته است. در بعضی از آنها فعالیتها، پیوسته و در پاره ای دیگر، منقطع بوده است. در مورد اخیر، در زمان انقطاع فعالیتهای گدازه ای، فرصت کافی برای ایجاد نهشته های آتشفشانی- رسوبی که نشانه دوره آرامش آتشفشانی می باشد، وجود داشته است.

آتشفشانهای چند مرحله ای سهند عبارتند از:

۱) مراکز آتشفشانی قرمز گل: فعالیت آتشفشانی قرمز گل حدود ۱۲ میلیون سال قبل (میوسن میانی) صورت گرفته است.
۲) آتشفشان عظیم سلطان- قارمش داغ: باتوجه به توپوگرافی محل ونحوه انتشار مواد آتشفشانی، بخصوص دامنه گسترش پامیس، استنباط کرده اند که دهانه این آتشفشان بزرگ، در زیر مخروط آتشفشانی قارمش داغ کنونی، قرار گرفته باشد. قارمش داغ، یک مخروط آتشفشانی جوانتر است که قطر آن در حدود ۲ کیلومتر و دارای دهانه یا کراتر ناقص می باشد. در نهشته های آتشفشانی «سلطان-قارمش داغ» رخساره های زیر برحسب قدمت مشاهده می گردد:

- ایگنبریت که در سه مرحله انتشار یافته است.

- طبقات کنگلومرا، لاهار و روانه های برشی داغ (برش روانی)

- گدازه ها

با توجه به سن گدازه های آندزیتی، در دو نهشته پامیس دار (سنی حدود ۱۰ میلیون سال) و گدازه داسیتی قارمش داغ (سنی حدود پنج میلیون سال)، معلوم می شود که دوره فعالیت آتشفشان «سلطان- قارمش داغ» از اواخر میوسن شروع و در اوایل پلیوسن خاتمه یافته است.

۳) کوه سهند: پایه قدیمی و رسوبی این آتشفشان که بدون فسیل می باشد و از نظر لیتولوژی به پالئوزوئیک تحتانی شباهت دارد، در ارتفاع ۳۱۰۰ متری در انتهای دره چینی بلاغ چای، ظاهر شده است. این بیرونزدگی از طبقات برش آذرآواری، سنگ ماسه قرمز و آهک سیلیسی تشکیل گردیده که بوسیله نفوذی ها و دایکهای آندزیتی قطع شده است.

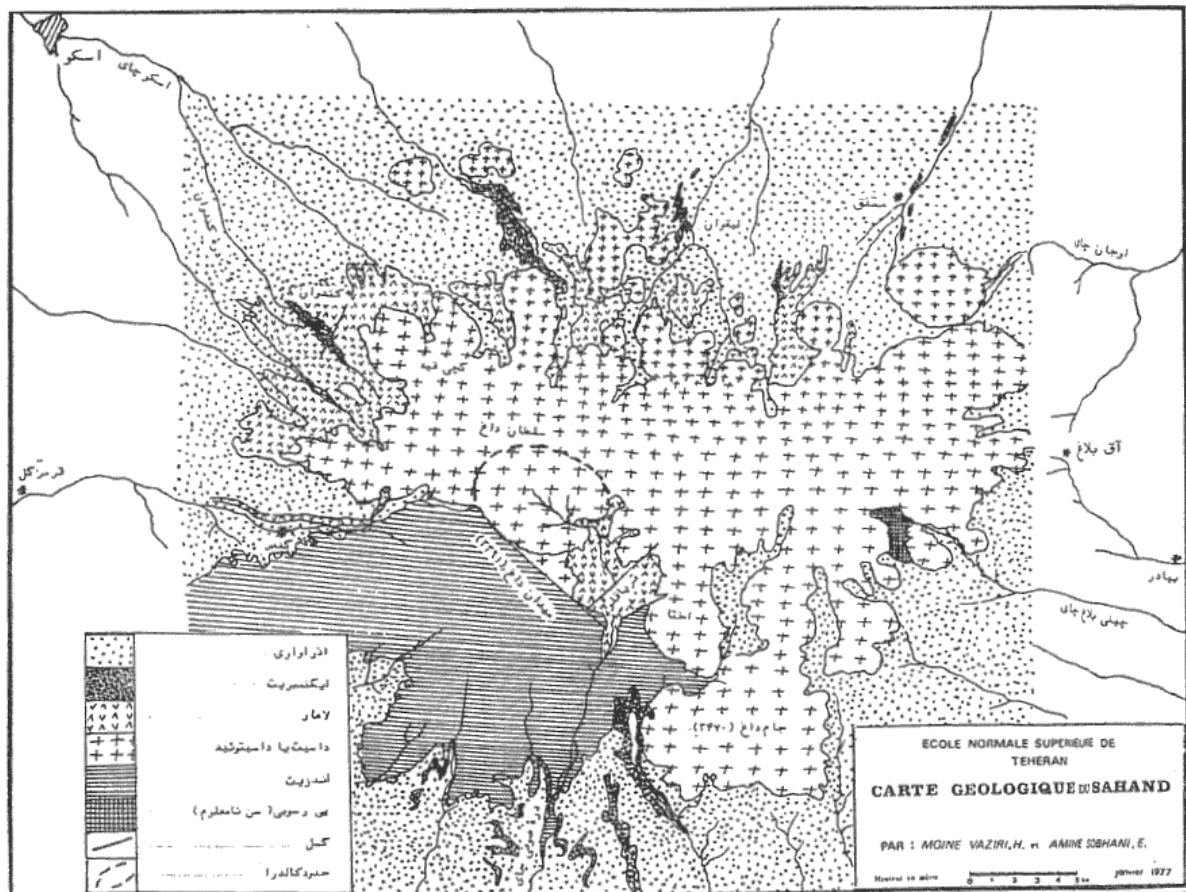
آتشفشان کوه سهند در دو مرحله فعالیت داشته که عبارتند از:

- مرحله اول: انتشار روانه های برشی که در قعر دره فوق الذکر نمایان است.

- مرحله دوم: خروج گدازه های داسیتی که قله های بلند این آتشفشان را ساخته است.

ب) آتشفشانهای یک مرحله ای

این آتشفشانها که اکثراً جوانتر از آتشفشانهای چند مرحله ای می باشند، بطور منفرد و پراکنده، در دامنه آتشفشان بزرگ سهند بوجود آمده اند. هریک از این آتشفشانها، در یک مرحله، مواد مذاب خود را به خارج ریخته اند. غلظت زیاد گدازه ها شکل کله قندی به مخروطهای این آتشفشانها داده است؛ به طوریکه اکثراً، قله های نوک تیز دارند. این آتشفشانها تقریباً هم سن بوده و متعلق به پلیوسن- کوآترنری می باشند.



شکل ۶-۷ نقشه زمین شناسی آتشفشان سهند

۶-۳-۱-۲ نتیجه گیری

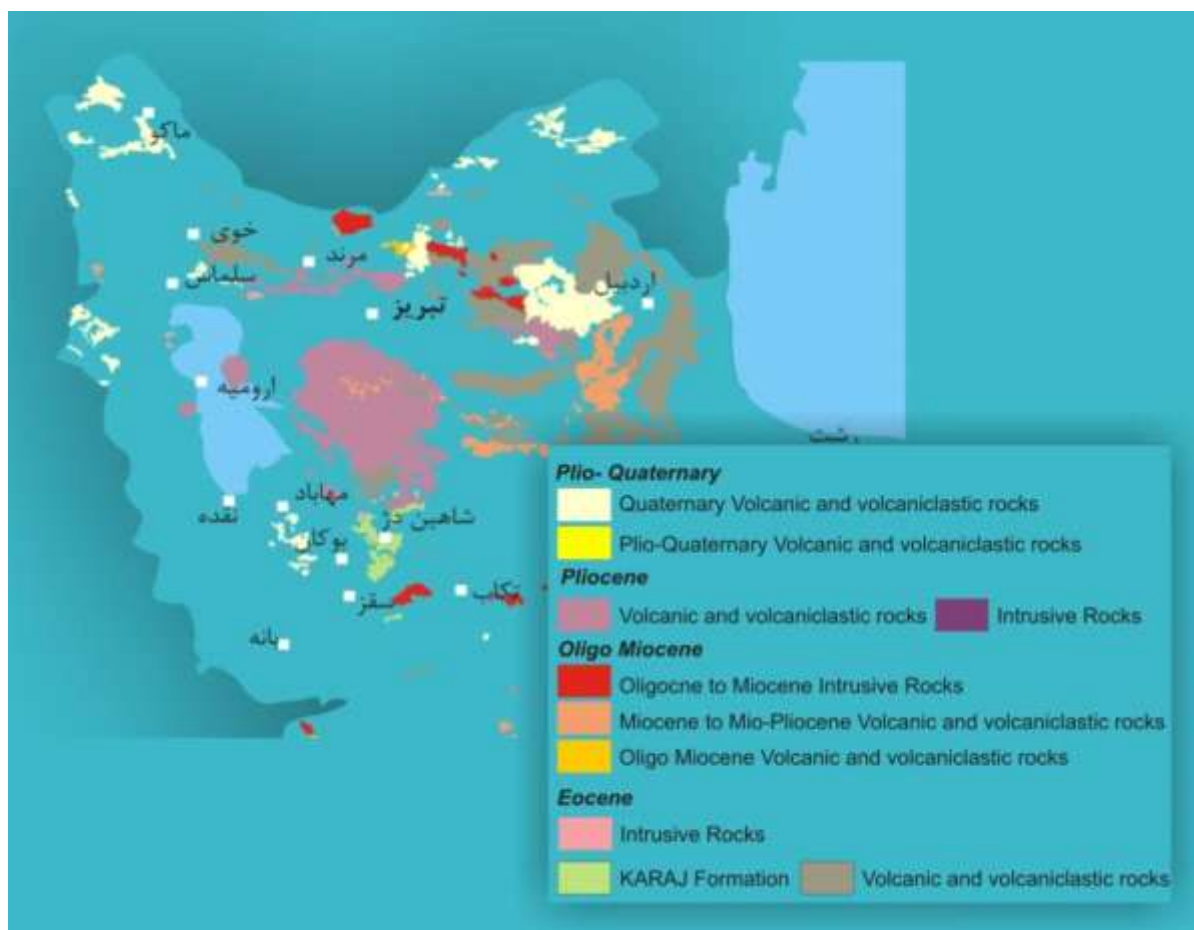
مطالعه سنگهای آتشفشانی سهند از لحاظ دبی و از نظر کانی شناسی نشان می دهد که ولکانیسم این منطقه در خشکی صورت گرفته است. به علاوه، مطالعه نهشته های آتشفشانی- رسوبی، بخصوص حجم و ضخامت این رسوبات نشان می دهد که اولاً فعالیتهای آتشفشانی سهند بصورت منقطع صورت گرفته، ثانیاً فاصله زمانی مابین فعالیتهای گدازه ای طولانی بوده است. در فعالیتهای آتشفشانی سهند سه مرحله تشخیص داده شده است:

- ۱) مرحله خروج گدازه های آندزیتی که قطعات تخریبی آن در ساختمان کنگلومرای قرمز گل شرکت نموده است.
- ۲) انتشار متناوب ایگنمبریت- پامیس با ترکیب داسیتی و گدازه های آندزیتی
- ۳) خروج گدازه های داسیتی که آخرین مرحله فعالیت آتشفشانی سهند می باشد.

همانگونه که قبلاً نیز عنوان گردید، در سهند تغییر و تحولات ماگمایی در طول زمان مشاهده می شود. این تحولات ناشی از تفریق ماگمایی اصلی و مادر بر اثر ثقل می باشد. در اینصورت در حجره ماگمایی، از ماده مذاب اولیه با ترکیب آندزیتی (آندزیت قرمزگل)، ترمهای اسیدی، شامل داسیت و ریوداسیت بوجود آمده است. با توجه به ترکیب شیمیایی سنگها، چنین بنظر می رسد که ماگمای تشکیل دهنده سنگها، از ذوب بخشی پوسته زیرین حاصل شده که مراکز آتشفشانی سهند از اواسط میوسن تا اواخر پلیستوسن، بطور متناوب فعالیت می نموده اند.

۶-۳-۲ آتشفشان سبلان

کوه آتشفشان سبلان، در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب اردبیل، ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی مشکین شهر در شمال استان آذربایجان شرقی واقع است.

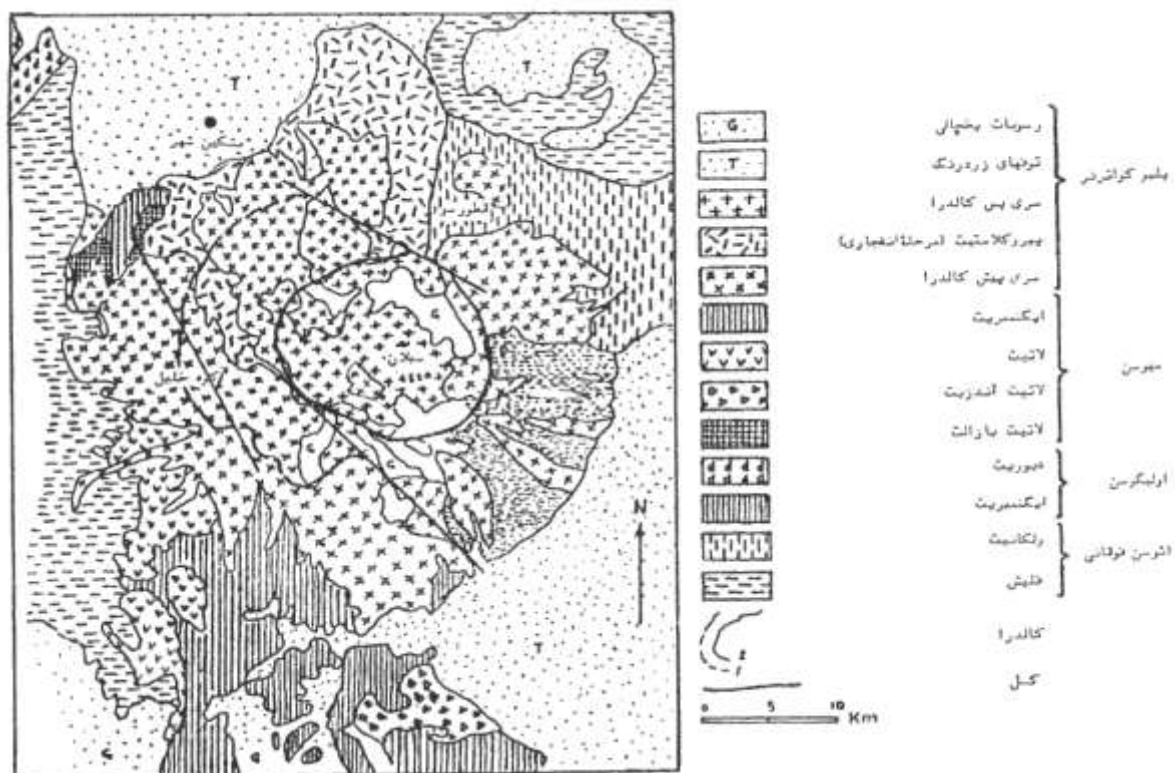


شکل ۶-۸

کوه سبلان بطور کلی سه قله داشته، بطوریکه قله بزرگتر (با ارتفاع ۴۸۲۰ متر از سطح دریا) را سبلان سلطان و دو قله دیگر را (هرم داغ) سبلان کوچک و (آقام داغ) کسری می نامند.

آتشفشان سبلان از نوع آتشفشان نقطه ای و مخروط آن استراتوولکانی است. گدازه های سطحی و مواد آذر آواری سبلان، معادل ۱۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال نموده و به علت فروریختگی و ریزش کالدار، ساختمان آتشفشان شکسته شده و تزریق ماگمای فازهای نهایی موجب پایداری سبلان اصلی، سبلان کوچک، کوه سلطان و آقام داغ، یعنی قله های آتشفشانی متعدد این کوه گردیده است.

آتشفشان مرکزی سبلان بر روی یک آهیکته بوم (horst) شرقی- غربی، به ارتفاع حدود ۲۷۰۰ مترکه از سنگهای آتشفشانی ائوسن تشکیل شده فوران نموده است.



شکل ۶-۹

۶-۳-۱ فازهای آتشفشانی سبلان

دیدون و ژمن (۱۹۷۶) در رساله دکترای خود شرح مفصلی درباره سنگ شناسی، ژئوشیمی و مکانیسم فوران این آتشفشان نوشته‌اند. تقسیم بندی فازهای مختلف آتشفشانی سبلان، بر پایه آنچه در رساله بالا ذکر گردیده و توسط لسکویه-ریو-باباخانی (۱۹۷۸) تصحیح شده است را می‌توان بصورت مراحل زیر خلاصه نمود:

- جریانهای گدازه ای سبلان قدیم
- فرونشینی کالدرا و فعالیت انفجاری
- گنبدها و جریانهای گدازه سبلان جدید
- تحولات ماگمائی آتشفشان سبلان

الف) جریانهای گدازه ای سبلان قدیم

اولین مرحله از فعالیت آتشفشانی سبلان، قبل از فرونشینی بخش مرکزی اتفاق افتاده و باعث جریان گدازه ای وسیعی گردیده که بیشترین قسمت کوه سبلان را تشکیل می‌دهند. این گدازه‌ها، بطور کلی بر روی سنگهای آتشفشانی ائوسن بالائی، یا توده‌های کوارتز مونزونیتی اولیگوسن (دربخش غربی) قرار می‌گیرند. در برخی موارد نیز، بر روی سنگهای آتشفشانی پلیوسن و کواترنر پائین (بخش جنوبی) قرار گرفته‌اند.

براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، ۵ مرحله فعالیت آتشفشانی را در این گدازه‌ها تشخیص داده‌اند که در اینجا تحت عنوان سه واحد عمده خلاصه و معرفی می‌شوند.

- ردیفهای آندزیتی زیرین: که در دامنه های شمالی و شرقی آتشفشان برونزد دارند. این ردیف بصورت گدازه هایی به طول ۲۰ کیلومتر و عرض ۳۰ متر، همراه با بین لایه هایی از پامیس و خاکستر دیده می شوند.
 - تراکی آندزیت های میانی: بخش اصلی آتشفشان سبلان را تشکیل می دهند و در تمامی حواشی کوه سبلان گسترش دارند. گدازه های مربوطه بدون اینکه در فعالیت قبلی وقفه ای ایجاد شده باشد، جریان پیدا کرده اند. در نزدیکی موهیل، برشهای آتشفشانی، نهشته های خاکستر و بهمن سوزان، افق قابل توجهی را در این گدازه ها تشکیل می دهند.
 - گدازه های داسیتی انتهایی: تکامل ترادف آتشفشانی قبل از کالدرا با فوران یک جریان گدازه قطعه سنگی ضخیم (حدود ۱۰۰ متر) با ترکیب داسیتی و گسترش کمتر از ۶ کیلومتر در دامنه شمالی سبلان (چای داغ) به پایان می رسد.
- ب) فروریختن دهانه و تشکیل کالدرا:** پس از خروج گدازه های سبلان قدیم و سایر مواد آتشفشانی، حجره ماگمایی زیر دهانه آتشفشانی خالی از گدازه شده و در اثر سنگینی سنگهای سقف، در بخش مرکزی، فروریخته و یک گودال دایره ای شکل به قطر حدود ۲۰ کیلومتر ایجاد کرده است. اختلاف ارتفاع بین لبه و کف گودال به ۴۰۰ متر می رسد. فروریزش در دو مرحله صورت گرفته که مرحله دوم با فعالیت انفجاری شدید همراه بوده است.



شکل ۶-۱۰ فازهای آتشفشانی سبلان

ج) فرونشینی کالدرا و فعالیت انفجاری

فروریزی آتشفشانی در مرحله دوم، همزمان با فعالیت اصلی انفجاری می باشد. در خلال این فاز انفجاری، دو دره بزرگ واقع در دامنه شمالی سبلان، توسط جریانهای آذرآواری پر شده اند. لایه هایی از خاکستر سفیدرنگ، با ضخامت متغیر، بر روی جریان آذرآواری قرار گرفته اند و بعضی از بقایای برشی در شیب دامنه دره دیده می شوند. این بهمن های سوزان (توده های ملتهب)، از تخریب گندهای آتشفشانی آقام داغ و جانور داغ، در اثر فعالیت شدید انفجاری حاصل شده اند.

برشهای زیرین توسط روانه های ایگنیمبریتی پوشیده می شوند. ایگنیمبریت ها بصورت روانه واضح رخنمون دارند که روانه بالایی سخت تر بوده و دارای درزه های ستونی و نامنظم می باشد. بخشهای بالایی توفهای جوش خورده، دارای سخت شدگی کمتری هستند و حاوی مقادیر زیادی از قطعات پامیس باد کرده داسیتی می باشند. به دنبال فوران و خروج این جریان پامیسی، انفجارهای شدیدی صورت گرفته است. تجمع بمب های کم و بیش جوش خورده ابسیدین، نشاندهنده مرکز فوران کوچکی می باشد. توفهای پامیسی منظم لایه، حاوی بمبهای آتشفشانی قشرنانی با ضخامت زیاد، عمدتاً در بخش پائین دره مجتمع شده اند.

بطور خلاصه، فعالیت انفجاری سبلان را می توان به شرح زیر خلاصه نمود:

بهمن های سوزان و مخرب که قطعات سری های قدیمی تر را حمل می کرده در دره های یخچالی کانالیزه شده قرار گرفته اند. سپس فوران مواد انفجاری، همراه با خروج ماگمای کم حرارت بصورت جریانهای ایگنیمبریتی و پامیسی در دره قطور سویه، انتشار یافته، و در انتها انفجاری شدید، نهشته های گسترده ای از خاکستر آتشفشانی را ایجاد نموده است.

فعالیت انفجاری: به دنبال حجم وسیع مواد بیرون ریخته شده (تقریباً ۱۰ کیلومتر مکعب) دو دره بزرگ شمالی سبلان به نامهای قطورسویی، شیروان دره و دره موهیل در شمالغرب توسط جریانهای آذرآواری پرشده اند. بطورکلی فعالیت انفجاری، با خروج بهمین های سوزان و ویرانگر و برش های آتشفشانی نوع پله همراه بوده است. سپس ماگمای کم حرارت، بصورت جریانهای ایگنیمبریتی و پامیسی در دره های قطور سوئی و شیروان دره جریان یافته که در انتها انفجارهای شدید باعث تشکیل نهشته های خاکستر شده است. شمال دهکده آلگیر نهشته های بمب، اسکوری، لاپیلی و شیشه های آتشفشانی را می توان دید.

د) گنبدها و جریانهای گدازه سبلان جوان

پس از فروریزش کالدار، همراه یا بلافاصله پس از فعالیت انفجاری، گنبدها و جریانهای گدازه خارج شده و بلندترین بخشهای مرکزی سبلان را تشکیل داده اند. ترکیب این گنبدها و گدازه ها، تراکی آندزیت تا داسیتی است. از نظر زمین شناسی، منطقه سبلان، روی هورست بزرگ اولیگوسن بنا شده است. فعالیت قدیمی سبلان از ائوسن شروع گردید، ولی آنچه کوه سبلان را بوجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت نموده و تا آخرین دوره بین یخچالی ادامه داشته است. مواد سازنده این آتشفشان از یک ماگمای عمیق حاصل گردیده است؛ ولی تحت تأثیر فرآیندهای کم و بیش پیچیده ای قرار داشته که تبلور بخشی، هضم و اختلاط دو ماگما از اهم آنها است (دیدون و ژومن ۱۹۷۶). بعد از ائوسن، مرحله بعدی فعالیت این کوه، متعلق به میوسن است. بنابراین، تکامل در طی زمان طولانی انجام شده است.

۶-۳-۲-۲ سری های آتشفشانی در کوه سبلان

درکوه سبلان سه سری آتشفشان قابل تشخیص هستند که عبارتند از:

- ۱) سری پیش از پیدایش کوه سبلان که در واقع شامل گدازه های میوسن می باشد و از جنس لاتیت-بازالت است.
- ۲) سری قبل از پیدایش کالدار که در آن لاتیت- آندزیت فراوان می باشد که به داسیت متحول شده اند.
- ۳) سری بعد از پیدایش کالدار یا سری فوقانی که بخش اصلی آن، ترکیب نیمه اسیدی (داسیتی) دارد. دوسری اخیر در پلیو- کوآترنر بوجود آمده اند.

۶-۳-۲-۳ تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان

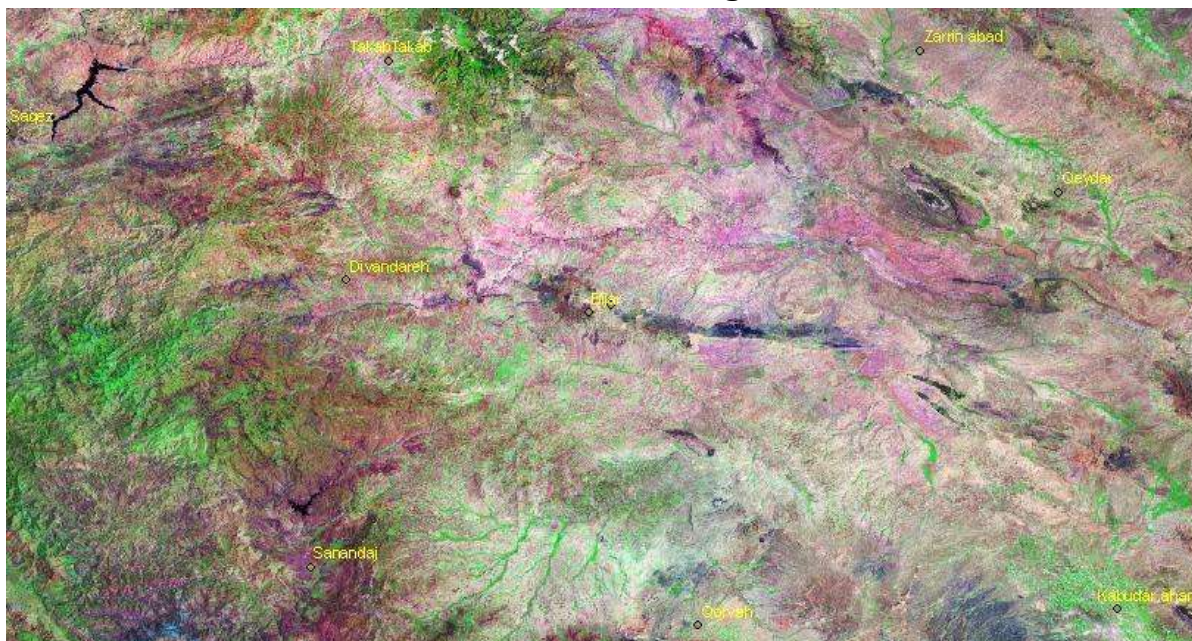
تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان براساس مطالعات ژئوشیمی به شرح زیر است:

از آنجایی که بازالتها و آندزیت های کوآترنر پیشین، با مراکز آتشفشانی متعدد، در بسیاری از نقاط منطقه پراکنده بوده و به سرعت، مراحل تکامل خود را طی نموده اند، بنابراین تمام آتشفشانهای پلیو- پلنیستوسن قبل از سبلان که در طول کوآترنری تکامل یافته اند، باید در یک ساختمان بزرگ مرکزی آتشفشانی واقع شده باشند. در هر حال، تحولات ماگمایی در آتشفشان سبلان را نباید بصورت یک تفریق ساده در نظر گرفت؛ بلکه احتمالاً در طی روند عادی افزایش اسیدیته درحین تفریق، بازگشت به خصوصیت بازیک نیز صورت گرفته است. دراین رابطه جدایش پیروکسن و پلاژیوکلاز در آشیانه ماگمایی، نقش مهمی را در تشکیل این روند ایفا نموده است. چنین تحولی، منجر به خروج بیشتر داسیت ها و ایگنیمبریت هایی شده است که در خلال یا بلافاصله بعد از دومین فروریزش کالدار جایگزین شده اند. نکته لازم به ذکر آن است که به دلیل بالا بودن مقادیر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

Ba و Sr، خصوصیت آلکالن سدیک سنگهای سبلان بالاست؛ که این خصوصیت را از ماگمای بازیک آلکالن اولیه به ارث برده اند.

۳-۳-۶ آتشفشانهای کواترنر در منطقه تکاب - قروه

ما بین تکاب و قروه چندین مرکز آتشفشانی دیده می شود که بعضی از آنها در میوسن فوقانی و پاره ای دیگر در پلیستوسن فوران نموده اند. این آتشفشانها در زون سنندج - سیرجان واقعند.



شکل ۱۱-۶



شکل ۶-۱۲ آتشفشانهای ناحیه قروه - بیجار



شکل ۶-۱۳



شکل ۶-۱۴

ترکیب سنگ شناسی

سنگهای بازیک

بازانیتها

تراکی بازالت (آبساروکیت)

سنگهای اسیدی

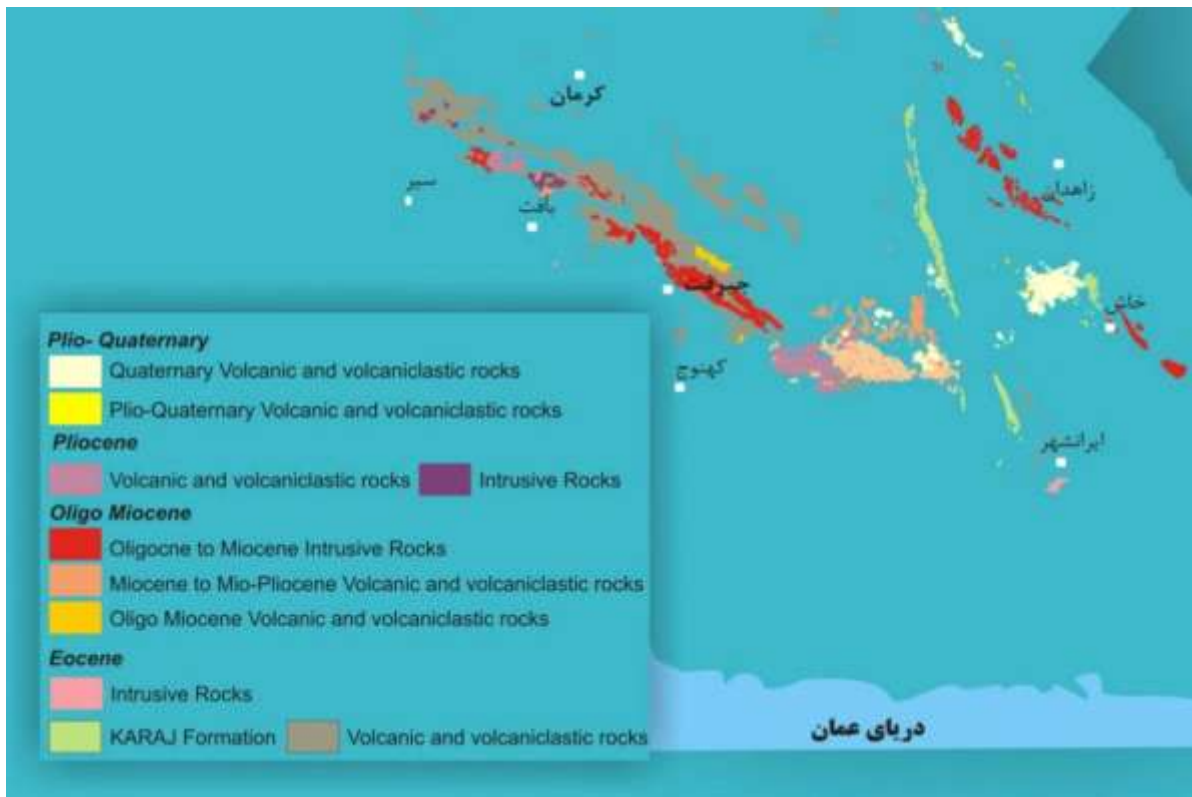
تراکی آندزیت

داسیت

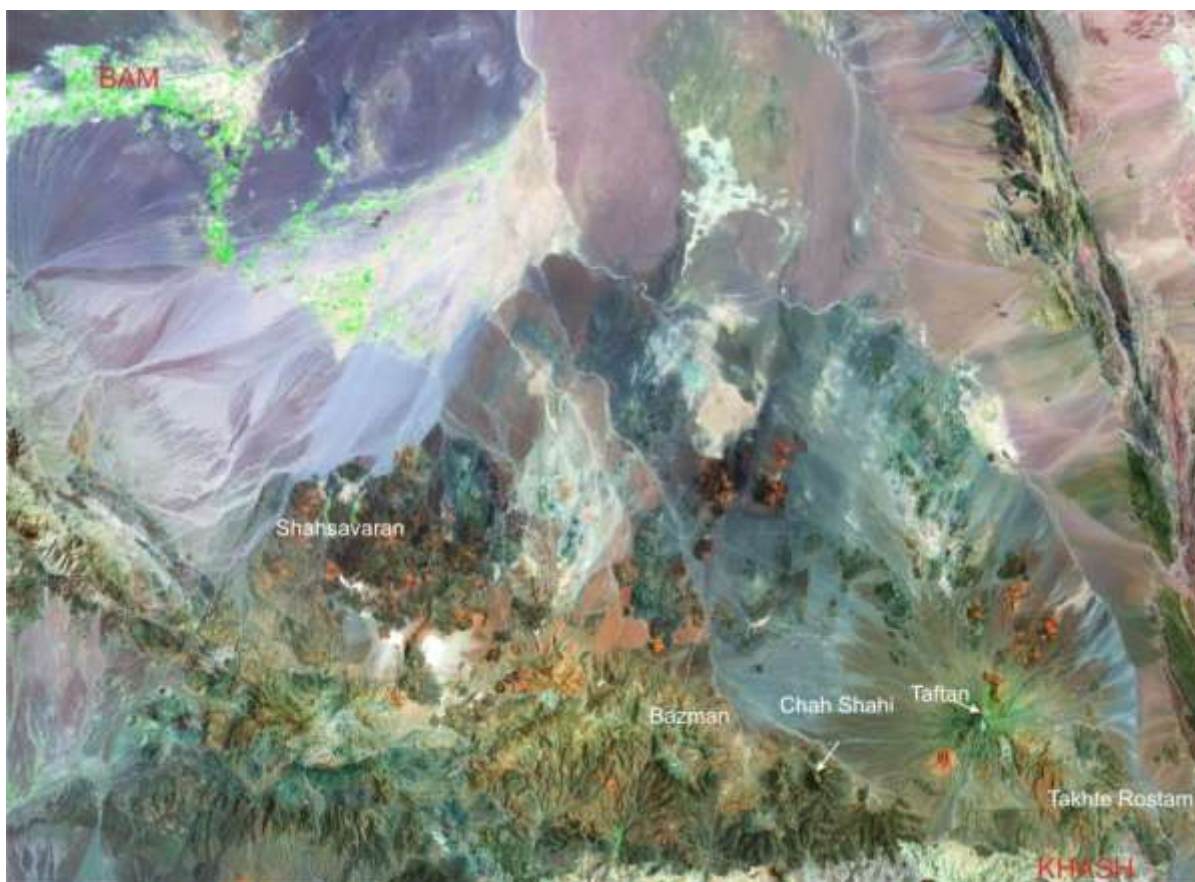
آنکلاوهای گنیس

۴-۳-۶ ولکانیسم لامپروئیتی قلعه حسنعلی راین

در مجموع ۱۴ کراتر در منطقه قلعه حسنعلی راین وجود دارد که در ولکانیتهای ائوسن ایجاد شده اند. تنها کراتر شماره ۹ ماگمای جوان با ترکیب اولترامافیک بیرون ریخته است. نکته قابل توجه آن است که ماگمای اولترامافیک و غنی از پتاسیم قلعه حسنعلی، اختصاصات لامپروئیت را نشان می دهد.



شکل ۶-۱۶



شکل ۶-۱۷

۶-۳-۵-۱ آتشفشان تفتان

آتشفشان تفتان در زون ساختاری نهبدان - خاش (کوه‌های خاور ایران)، در ۵۰ کیلومتری شمال خاش و ۹۹ کیلومتری جنوب - جنوب خاوری زاهدان قرار دارد. بلندی آن از سطح دریا ۳۹۴۰ متر و نسبت به زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ متر است. ساختار اصلی کوه شامل دو قله مجزا است که با بخشی زین مانند و باریک به هم وصل می‌شوند (گانسر، ۱۹۶۶). قله جنوب خاوری تا اندازه‌ای شکل مخروطی خود را حفظ کرده و با گدازه‌های آندزیتی ضخیم و جوان پوشیده شده است. دهانه در دامنه جنوبی قله قرار دارد که قسمتی از آن در اثر انفجار و هوازدگی بعدی ویران شده است. خروج دودخان از دامنه و قله، ابرسفید و مشخصی را تشکیل می‌دهد که منظره یک آتشفشان فعال را به خوبی به نمایش می‌گذارد. گدازه‌های تفتان مساحتی حدود ۱۳۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند. نخستین تکاپوی آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمال باختری قله فعلی بوده و سپس مراکز دیگری در خاور این نقطه فعال شده‌اند.

تفتان بر روی پایه ای رسوبی و آذرین که متعلق به کرتاسه فوقانی و ائوسن می باشد، قرار گرفته است. بخش رسوبی پایه آتشفشان شامل فلیش و آهکهای محتوی آلوتولین و نومولیت است و بخش آذرین آن، از سنگهای اولترابازیک (افیولیت) تشکیل شده است. فعالیت آتشفشانی تفتان در خارج از آب صورت گرفته و از پلیوسن تا پلیستوسن ادامه داشته است. در ابتدا فورانها عمدتاً انفجاری و در پایان اساساً گدازه ای بوده اند.

اولین فعالیت آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمالغربی قله فعلی تفتان به وقوع پیوسته، سپس مراکز دیگری در شرق این نقطه، شروع به فوران نموده اند. فعالیت این مراکز، بصورت فورانهای انفجاری می باشد و محصول آن برشهای داسیتی و آگلومراهائی است که یکی از آنها در محل قله فعلی تفتان صورت گرفته است. در این انفجارات، از یک طرف روانه های ابر سوزان بر دامنه های جنوبی کوه تفتان سرازیر شده (ایگنمبریت شمال ترشاب) و از طرف دیگر پهنه های وسیع توف، دامنه ها و دشتهای اطراف آتشفشان را پوشانده است.

فعالیت گدازه ای تفتان، در کوتاهترین صورت گرفته که شامل گدازه های آندزیتی است. در طول فعالیت گدازه های تفتان، کراتر حاصل از آخرین انفجار، توسط گدازه های آندزیتی پر شده است. این گدازه ها، در دامنه های کوه تفتان، بروی افق توف ریخته شده اند بنابراین، افق وسیع توف تفتان، در حد فاصل فعالیتهای انفجاری و فورانهای گدازه ای قرار گرفته است.

۶-۳-۵-۱-۱ ساختمان زمین شناسی تفتان

با توجه به موارد فوق، تفتان یک استراتوولکان است که از پائین به بالا دارای ساختمان زمین شناسی زیر می باشد:

الف) سنگهای پیروکلاستیک و گدازه های داسیتی تفتان

این مواد که قسمت اعظم حجم توده آتشفشانی تفتان را تشکیل می دهند، شامل برشهای آتشفشانی، آگلومرا و گدازه های داسیتی می باشد که مستقیماً بر روی سنگهای رسوبی و آذرین کرتاسه بالائی قرار گرفته اند. برشهای آتشفشانی، از قطعات گوشه دار سنگهای آتشفشانی و سیمانی از خاکسترهای آتشفشانی تشکیل شده است. با توجه به وضع ظاهری قطعات، می توان دریافت که قطعه سنگها و خاکسترهای آتشفشانی، به ارتفاع زیاد پرتاب نشده اند.

جنس قلوه سنگهای آگلومرا، از نوع داسیت و اکثراً فرسوده می باشد که بوسیله قطعات سازنده و خمیره ای هتروژن به یکدیگر چسبیده اند. در برشها و آگلومراهای قدیمی تر، سطح خارجی قطعات سازنده و خمیره بین آنها به رنگ زرد مشاهده می شود. این رنگ بعلت وجود گوتیت و لیمونیت است که از تجزیه کانیهای آهن و منیزیم دار سنگ حاصل شده است.

ب) توف و ایگنمبریت

انتشار توف در جهت غرب تفتان، وسعت کمتری دارد. این توف، با ضخامتی تقریباً یکنواخت و به رنگ سفید مایل به زرد رخنمون دارد.

ایگنمبریت از نظر ماکروسکپی، سنگی است سفید و حفره دار که در آن درشت بلورهای آمفیبول و بیوتیت دیده می شود. در حفره های سنگ، فیبرهای شیشه ای متفاوت که کشیده و پیچ خورده اند، مشاهده می گردد. در این سنگها، آنکلاوهایی از جنس خود سنگ اما نسبتاً فشرده تر و محکم تر، همراه آنکلاوهایی از شایست سبز و میکرودیوریت آمفیبول و هیپرستن دار، وجود دارد. شایست سبز از سقف اتاق ماگمایی و میکرودیوریت ازدودکش آتشفشان جدا و به پیرون پرتاب شده است.

ایگنمبریت تفتان از نظر میکروسکپی، سنگی شیشه ای با حالت پورفیریتیک حفره دار است. درشت بلورهای کم و بیش شکسته پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، هیپرستن و آپاتیت در خمیره ای **ویتروکلاستیک** قرار گرفته اند. در این جا مسئله مهم، ساختمان خمیره شیشه ای سنگ است که از رشته ها و تکه های شیشه ای بهم چسبیده، تشکیل شده است. فیبرهای کشیده و پیچ خورده شیشه ای، ظاهراً ساخت جریانی به خمیره سنگ داده اند.

ج) گدازه های آندزیتی

برروی خاکسترهای آتشفشانی تفتان، گدازه های آندزیتی جریان یافته است. سن گدازه های آندزیتی تفتان، خیلی کمتر از یک میلیون سال است؛ بطوری که هنوز روانه ها، مورفولوژی ابتدائی خود را از دست نداده اند. درعکس های تفتان، گدازه های آندزیتی هنوز دارای آثار و چین و چروک که معمولاً در گدازه ها بعلت غلظت نسبتاً زیاد و مقدار کم، قادر نبوده به دره ها و نقاط پست تر سرازیر شود. در این گدازه مقدار زیادی آنکلاو (میکرودیوریت آمفیبول و هیپرستن دار) یافت می شود.

آنکلاوهای فوق الذکر، از لحاظ ترکیب کانی شناسی با گدازه های آندزیتی تفتان شبیه اند (آندزین + آمفیبول + هیپرستن + بیوتیت)؛ تنها اختلاف آنها در ساخت میکروگرانولار می باشد. بنابراین می توان گفت که این آنکلاوها، گدازه های آندزیتی قبلی می باشند که در اعماق زمین و در دودکش آتشفشان با ساخت میکروگرانولار منجمد شده و بعداً قطعاتی از آن توسط آخرین فوران تفتان بیرون ریخته است.

خروج گدازه های آندزیتی از دهانه تفتان، تقریباً بطور متوالی و بدون انقطاع صورت گرفته است؛ زیرا در حد فاصل روانه ها، اثری از فرسایش یا خاک قدیمی مشاهده نمی گردد.

۶-۳-۵-۱-۲ تحولات ماگمایی آتشفشان تفتان

تفتان آتشفشانی است کالکو آلکالن که ماگمای آن در نتیجه نیروهای فشاری و فاز کوهزایی نئوژن حاصل شده است. فعالیت آتشفشانی تفتان، در فاز کششی بعد از کوهزایی صورت گرفته و از پلیوسن بالائی تا عهد حاضر ادامه داشته است. فعالیت این آتشفشان مداوم بوده، این انفجارات پی در پی شروع و با خروج گدازه، پایان پذیرفته است.

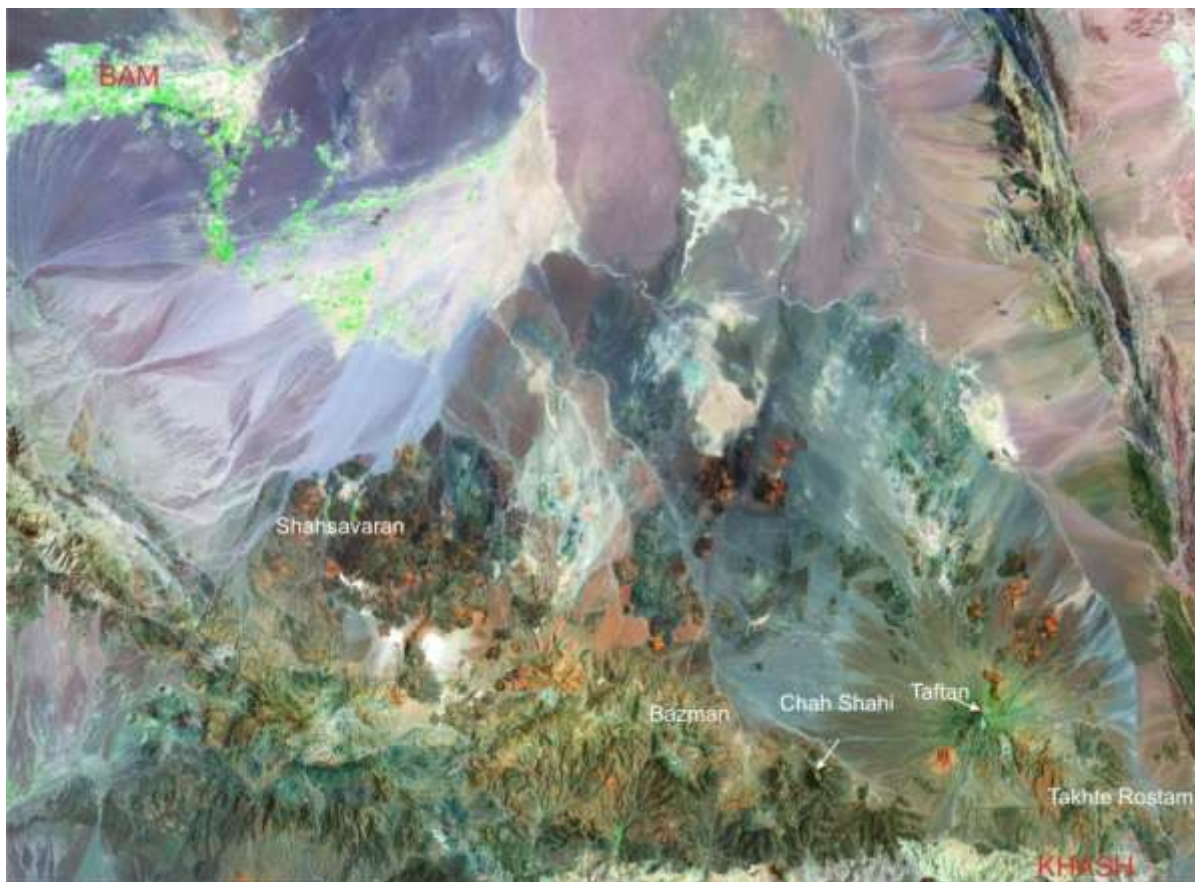
محصول آتشفشان تفتان در بدو فعالیت آندزیتی، برشهای انفجاری با ترکیب داسیتی، سپس ایگنیمبریت و توف، و در پایان گدازه های آندزیتی همراه با بمب های قشر نانی بوده است. افق توف که گدازه های آندزیتی بر روی آن ریخته اند؛ می تواند حد سنگ های جوانتر و قدیم تر از دو میلیون سال باشد.

نتایج مطالعات پتروژنز سنگهای آتشفشانی تفتان، نظریه گانسر را که ماگمای اصلی دارای ترکیب شیمیائی هم ارز دیوریت کوارتزار بوده است، تأیید می نماید.

مطالعات تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگهای آتشفشانی تفتان نشان می دهد که ماگمای اصلی با ترکیب دیوریت کوارتزار، از ذوب بخشی پوسته حاصل شده و در حجه زیرزمینی، (داسیت) و حدواسط (آندزیت)، تفریق حاصل نموده است. سپس ماگما در یک فاز کششی بعد از کوهزایی از طریق سقف مخزن به بیرون راه یافته است.

۶-۳-۶ آتشفشانهای بازالتی پیرامون تفتان

آتشفشان بازالتی تخت رستم در ۲۰ کیلومتری جنوب تفتان و آتشفشان کوه چاهشاهی در شمال ایرانشهر، از جمله بازالت های جوان کواترنری ایران هستند. بازالت های چاه شاهی بسیار جوان است به گونه ای که روانه های آن، در مسیل ها، هنوز به طور کامل تخریب نشده اند. در هر حال، سن پرتوسنجی این بازالت ها به روش پتاسیم - آرگون، کمتر از نیم میلیون سال است که این سن نیاز به بازنگری دارد و سن های حدود چند ده هزار سال پذیرفتنی است.



شکل ۶-۱۸

۶-۳-۷ آتشفشان بزمان

آتشفشان بزمان، در ۱۱۵ کیلومتری شمال باختری ایرانشهر و ۱۲۹ کیلومتری باختر خاش، شمال جازموریان و در پایانه جنوبی بلوک لوت قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۳۴۹۰ متر و از زمین‌های اطراف ۲۱۰۰ متر است. مخروط اصلی بزمان، از نوع آتشفشان چینه‌ای است که گدازه‌های آن از چند دهانه خارج شده است. این آتشفشان ساختار پیچیده‌ای دارد و انواع گدازه‌ها، مانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت به ویژه در دامنه خاوری آن فراوان است. مخروط اصلی مجموعه‌ای از برش‌های ایگنیمبریتی، پامیسی و گدازه است که به طور متناوب قرار گرفته‌اند. تجزیه شیمیایی گدازه‌های جدید مقدار SiO_2 را بیش از ۶۲ درصد (داسیت و ریوداسیت) و مقدار K_2O را کمتر از ۲ درصد نشان می‌دهد (درویش‌زاده، ۱۹۶۵). از این نظر شباهت زیادی به آتشفشان‌های جزایر کمانی دارد.

گفتنی است که آتشفشان بزمان بخش باختری زنجیره آتشفشانی کمان ماگمایی زون فروانش مکران است که در مقایسه با تفتان، فاصله کمتری تا ژرفنا (Trench) دارد؛ به همین رو به نظر می‌رسد که صفحه فرورونده بخش بزمان، جدا از بخش تفتان بوده و شیب بیشتری داشته است. بنابراین، شاید بتوان پذیرفت که ماگماتیسم بزمان کهن‌تر از تفتان است.