دانشگاه پیام نور

ماگماتیسم و دگرگونی ایران

کارشناسی ارشد پترولوژی

مولفان

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

۱-۲ تکامل ایران در طول زمان

فصل دوم

ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین

۲-۱ مقدمه

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۲-۲-۱ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۲-۲-۱-۱ ماگماتیسم سازند هرمز

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

۲-۲-۲-۱ منطقه نیریز

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

۲-۲-۲-۳ منطقه گلپایگان

۲-۲-۳ ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی

۲-۲-۳-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۳-۲ 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

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

۲-۲-۳-۳-۲ 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 ماگماتیسم پرکامبرین در زون البرز- آذربایجان

۲-۲-۴-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۴-۱-۱ منطقه طالقان

۲-۲-۴-۱-۲ شیست های گرگان

۲-۲-۴-۱-۳ بندرانزلی (ماسوله)

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

۲-۲-۴-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۴-۲-۱ کوههای طالش

۲-۲-۴-۲-۲ منطقه ماکو

۲-۲-۵ ماگماتیسم پرکامبرین در شرق ایران

۲-۲-۵-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۵-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۵-۲-۱ منطقه قائن

۲-۲-۵-۲-۲ منطقه تربت جام

۲-۳-۱ مقدمه

۲-۳ دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۲ پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

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

۲-۳-۲-۱-۱ ناحیه ساغند و پشت بادام

۲-۳-۲-۱-۲ ناحیه ترود

۲-۳-۲-۱-۳ انارک

۲-۳-۲-۱-۴ منطقه تکاب

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

۲-۳-۳-۱ سنگ های دگرگونی منطقه نیریز

۲-۳-۳-۲ منطقه گلپایگان

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

۲-۳-۴ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در البرز

۲-۳-۴-۱ شیست های گرگان

۲-۳-۴-۲ 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 ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

۳-۲-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ناحیهٔ 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 بازالت های سازند جیرود

۳-۲-۴-۴ بازالتهای پرمین

۳-۲-۴-۵ نفوذی‌های تالش

۳-۲-۴-۶ اولترامافیک‌های باختر تبریز

۳-۲-۴-۷ سینیت‌های مرند – جلفا

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

۳-۲-۵-۱ سنگ های خروجی

۳-۲-۵-۲ سنگهای نیم ژرف مشهد

۳-۲-۵-۳ سنگ های عمیق مشهد

۳-۲-۵-۴ اولترابازیک‌های مشهد

۳-۲-۶ نتیجه گیری از ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک

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

فصل چهارم
ماگماتیسم و دگرگونی مزوزوئیک

۴-۱ کلیات
۴-۲ سنگهای ماگمائی تفکیک نشده
۴-۲-۱ سنگهای آذرین نفوذی
۴-۲-۲ مجموعه سنگهای افیولیتی
۴-۲-۳ سنگهای ماگمائی دگرگونه
۴-۳ ماگماتیسم و دگرگونی تریاس
۴-۳-۱ ماگماتیسم تریاس
۴-۳-۱-۱ ماگماتیسم تریاس در زون سنندج- سیرجان
۴-۳-۱-۱-۱ ناحیه اقلید
۴-۳-۱-۱-۲ سایر سنگهای آذرین تریاس زون سنندج- سیرجان
۴-۳-۱-۲ ماگماتیسم تریاس در زون ایران مرکزی
۴-۳-۱-۳ ماگماتیسم تریاس در زون البرز- آذربایجان
۴-۳-۱-۴ ماگماتیسم تریاس در زون شرق ایران
۴-۳-۲ دگرگونی تریاس
۴-۳-۲-۱ دگرگونی تریاس در زون سنندج - سیرجان
۴-۳-۲-۲ دگرگونی تریاس در ایران مرکزی
۴-۳-۲-۳ دگرگونی تریاس در شرق ایران
۴-۴ ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک
۴-۴-۱ مقدمه
۴-۴-۲ سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک
۴-۴-۳ توده‌های نفوذی ژوراسیک
۴-۴-۳-۱ نفوذی‌های ژوراسیک البرز
۴-۴-۳-۲ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی
۴-۴-۳-۳ نفوذی‌هـای ژوراسیک بلـوک لـوت
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 ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ زیرین
۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی
۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه
۴-۵-۲-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری
۴-۵-۳ دگرگونی کرتاسه
۴-۶ 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
۴-۶-۴-۱ 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
۵-۲-۱-۱-۱ ولکانیسم پالئوسن
۵-۲-۱-۱-۲ ماگماتیسم ائوسن
۵-۲-۱-۱-۳ ولکانیسم الیگومیوسن
۵-۲-۱-۲ ولکانیسم نئوژن
۵-۲-۱-۲-۱ ولکانیسم میوسن
۵-۲-۱-۲-۲ ولکانیسم پلیوسن
۵-۲-۲ پلوتونیسم ترشیری
۵-۲-۲-۱ توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن
۵-۲-۲-۱-۱ زون البرز
۵-۲-۲-۱-۲ زون آذربایجان

۵-۲-۲-۱-۳ زون سنندج - سیرجان
۵-۲-۲-۱-۴ زون شرق ایران
۵-۲-۲-۱-۵ زون ایران مرکزی
۵-۲-۲ توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن
۵-۲-۳ توده‌های نفوذی پلیوسن
۵-۳ دگرگونی ترشیری

فصل ششم

ولکانیسم کواترنری

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

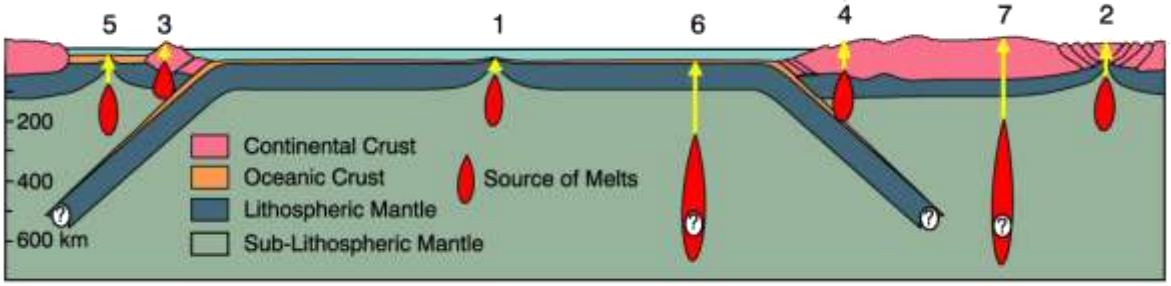
۳- جزایر قوسی

۴- حواشی فعال قاره ای

۵- حوضه های پشت قوسی

۶- بازالتهای جزایر اقیانوسی

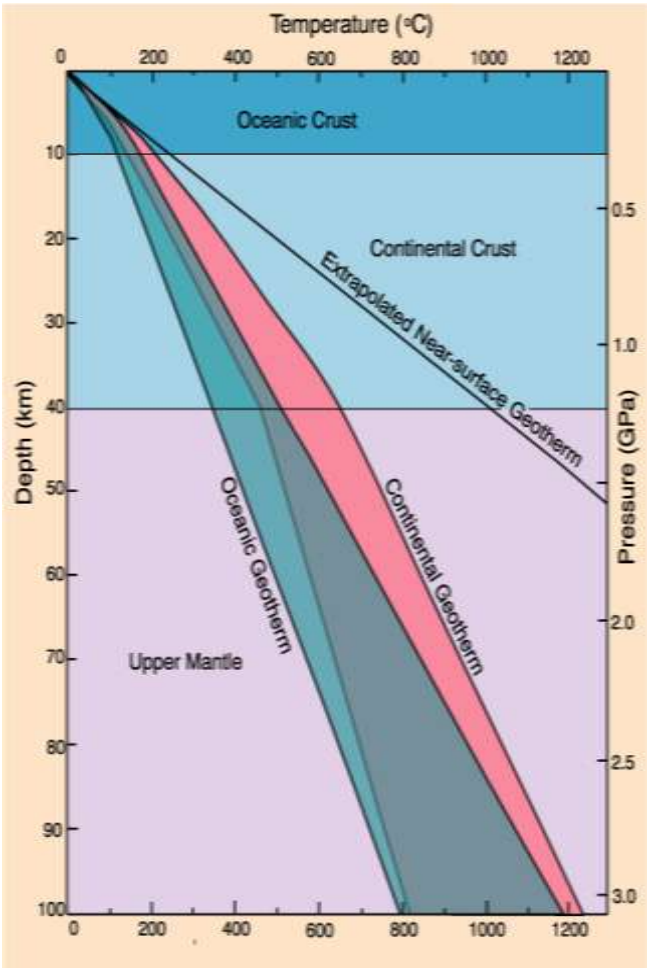
۷- فعالیتهای غیر عادی درون قاره ای



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- فعالیتهای غیر عادی درون قاره ای.

درهر 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 سانتگراد در هر کیلومتر است (شکل ۱-۲).



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

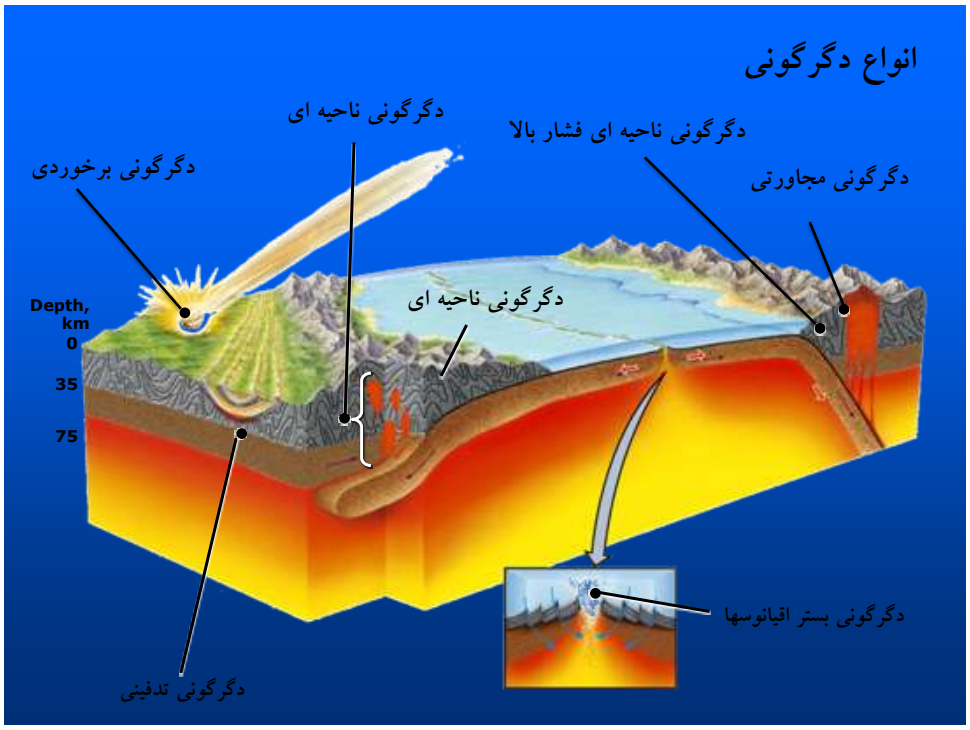
- دگرگونی کف اقیانوس

۳) دگرگونی هیدروترمال

۴) دگرگونی زون های گسلی

۵) دگرگونی برخوردی

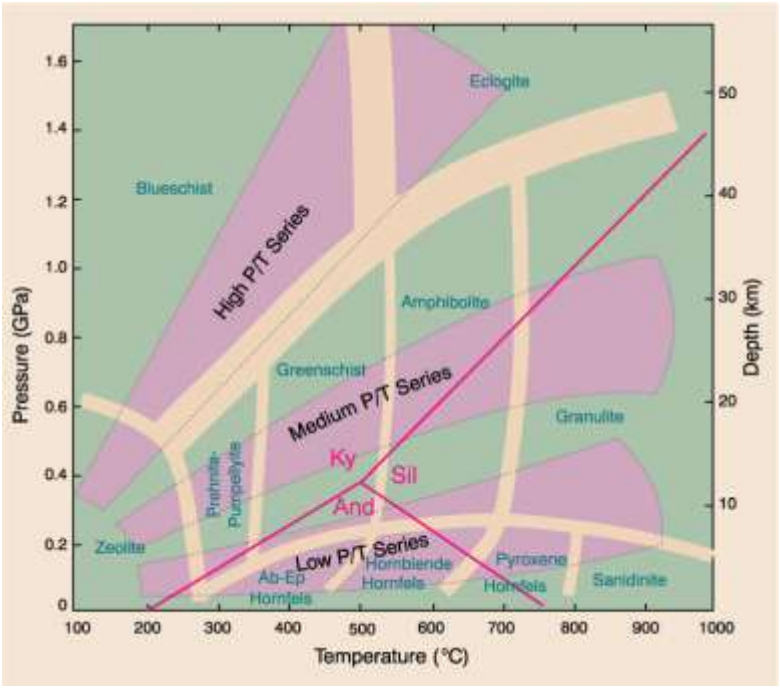
در شکل ۱-۳ انواع دگرگونی و موقعیت های خاص زمین شناختی و ژئودینامیکی آن ها نشات داده شده است.



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 باروین (ناحیه ای فشار متوسط)
۴) سری های رخساره ای سانباگاوا (فشار بالا- دما متوسط)
۵) سری های رخساره ای فرانسیسکن (فشار بالا- دما پایین)



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

۱-۲ 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:

۱) پروتوتتیس

۲) پالئوتتیس: اقیانوس پالئوزوئیک در شمال قاره های کیمرین

۳) نئوتتیس: اقیانوس پالئوزوئیک – مزوزوئیک واقع در جنوب قاره های کیمرین

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 اردویسین 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 پالئو تتیس 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.

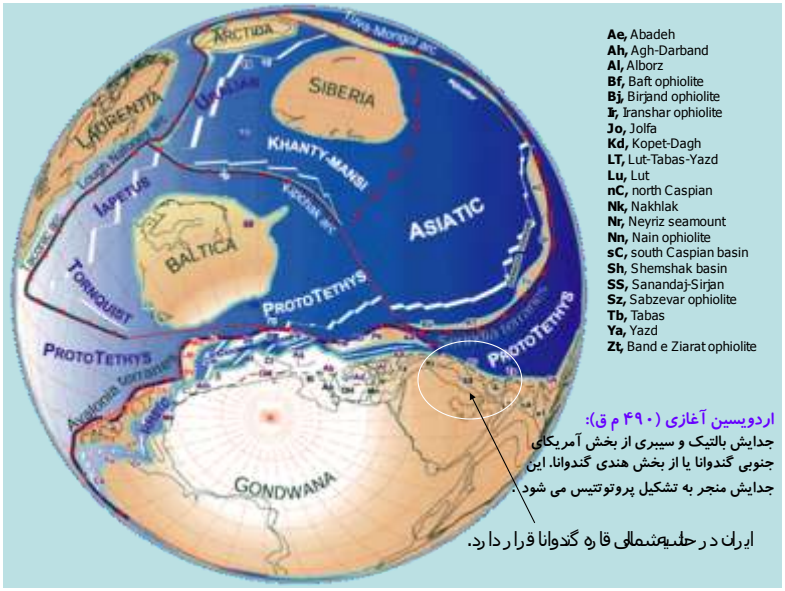
۵) بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتتیس و بیشترین گسترش اقیانوس نئوتتیس: در زمان نورین آغازین (۲۲۰ م ق) پالئوتتیس بسته شده و صفحه ایران به صفحه توران برخورد می کند. در این زمان، اقیانوس نئوتتیس به بیشترین گسترش خود رسیده است (شکل ۱-۱۰).

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

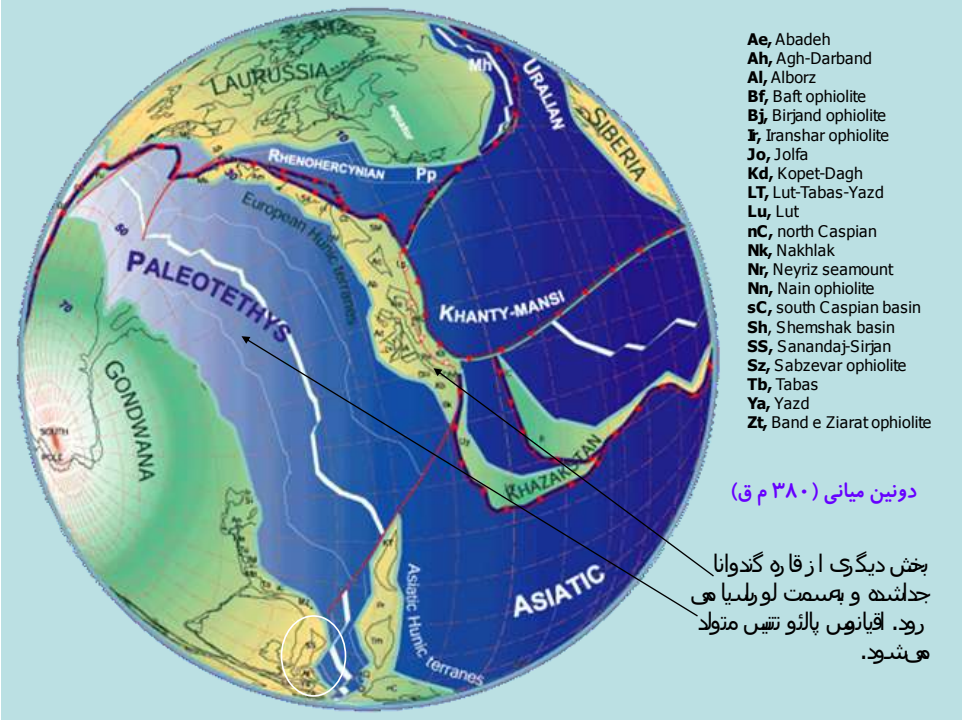
۷) گسترش اقیانوس آلپی و آغاز تشکیل اقیانوس اطلس وهند: در زمان آکسفوردین (۱۵۶ م ق) اقیانوس آلپی گسترش می یابد. بعلاوه شکافهایی در گندوانا ایجاد شده و زمینه تشکیل اقیانوس اطلس و هند فراهم می شود. در این زمان، فرورانش در حاشیه شمالی نئوتتیس آغاز شده است (شکل ۱-۱۲). در شکل ۱-۱۳ ادامه گسترش اقیانوس آلپی و 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 ماستریشتشن (۶۹ م ق) نشان داده شده ست.

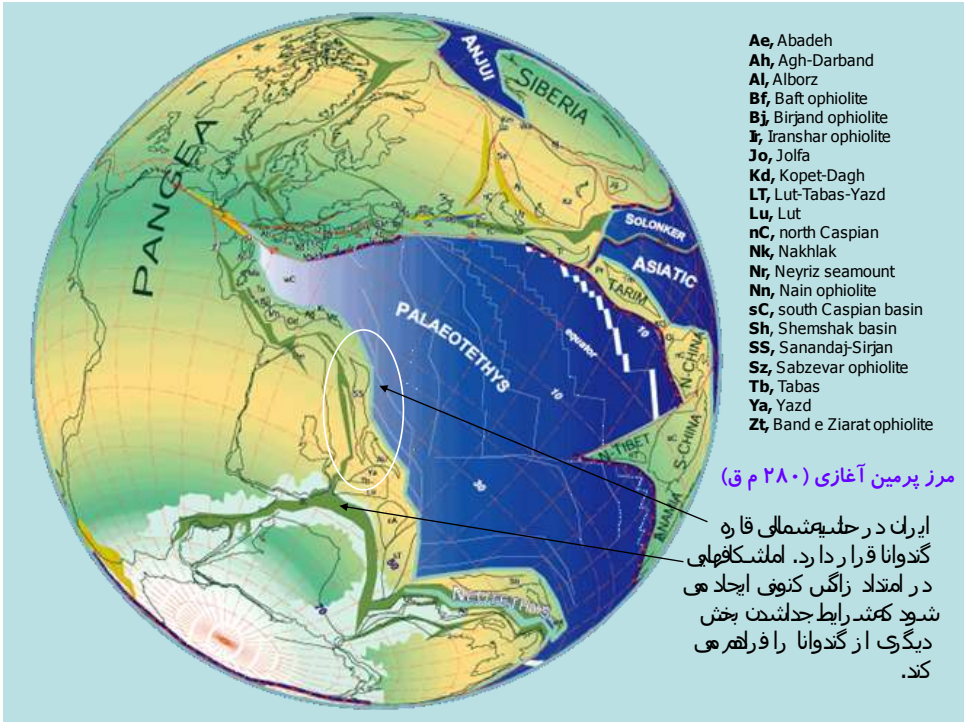
۹) عهد حاضر: با توجه به فرایندهای زمین شناسی، نهایتا کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا، به شکل کنونی خود دست یافت. نئوتتیس بسته شده و صفحه عربی به صفحه ایران برخورد کرده و کوههای زاگرس شکل گرفته اند (اشکال ۱-۱۶ و ۱-۱۷).



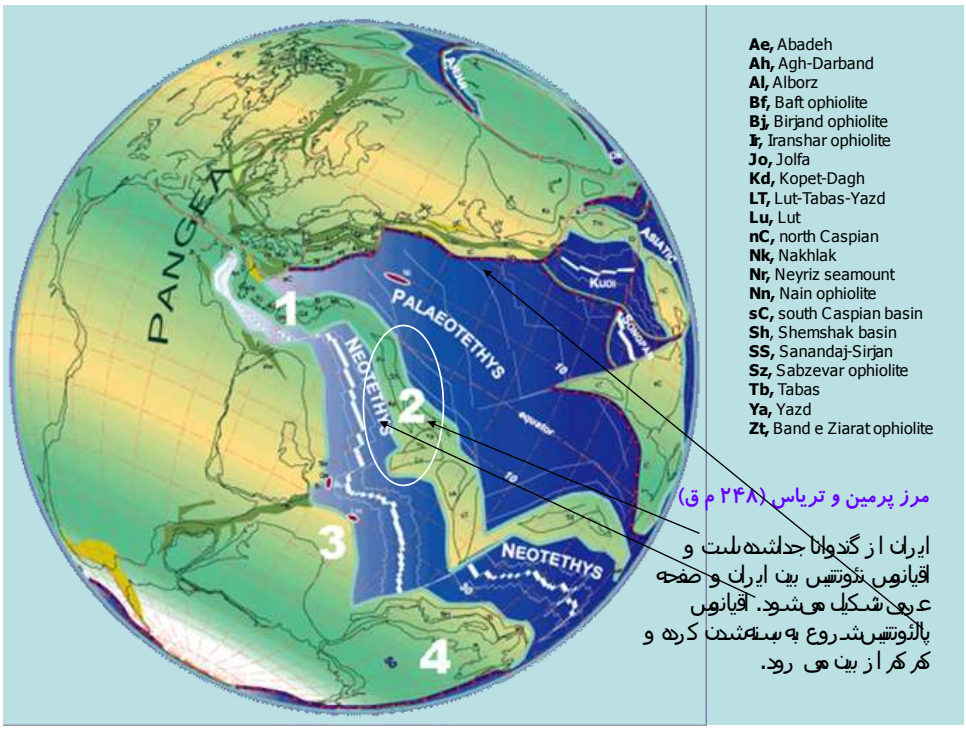
شکل 1-5



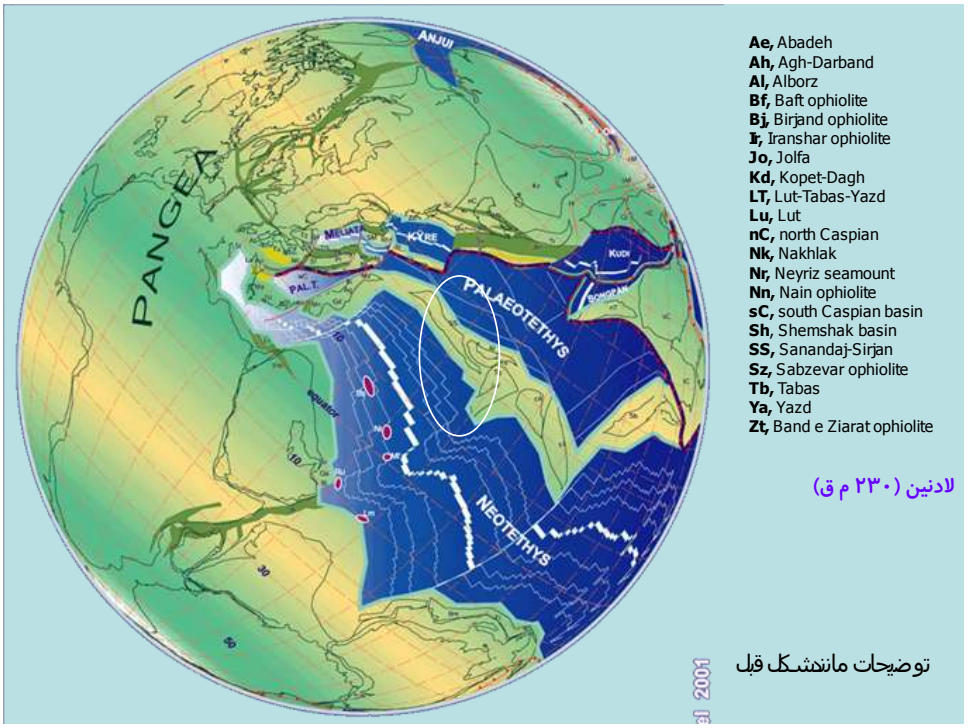
شکل 1-6


ANJUI
SIBERIA
PANGEA
SOLONKER
ASIATIC
TARIM
PALAEOTETHYS
equator
N.CHINA
S.CHINA
INDIA
Ae, Abadeh
Ah, Agh-Darband
Al, Alborz
Bf, Baft ophiolite
Bj, Birjand ophiolite
Ir, Iranshar ophiolite
Jo, Jolfa
Kd, Kopet-Dagh
LT, Lut-Tabas-Yazd
Lu, Lut
nC, north Caspian
Nk, Nakhlak
Nr, Neyriz seamount
Nn, Nain ophiolite
sC, south Caspian basin
Sh, Shemshak basin
SS, Sanandaj-Sirjan
Sz, Sabzevar ophiolite
Tb, Tabas
Ya, Yazd
Zt, Band e Ziarat ophiolite
مرز پرمین آغازی (۲۸۰ م ق)
ایران در حاشیه شمالی قاره گندوانا قرار دارد. اما شکافهایی در امتداد زاگرس کنونی ایجاد می شود که شرایط جداشدن بخش دیگری از گندوانا را فراهم می کند.

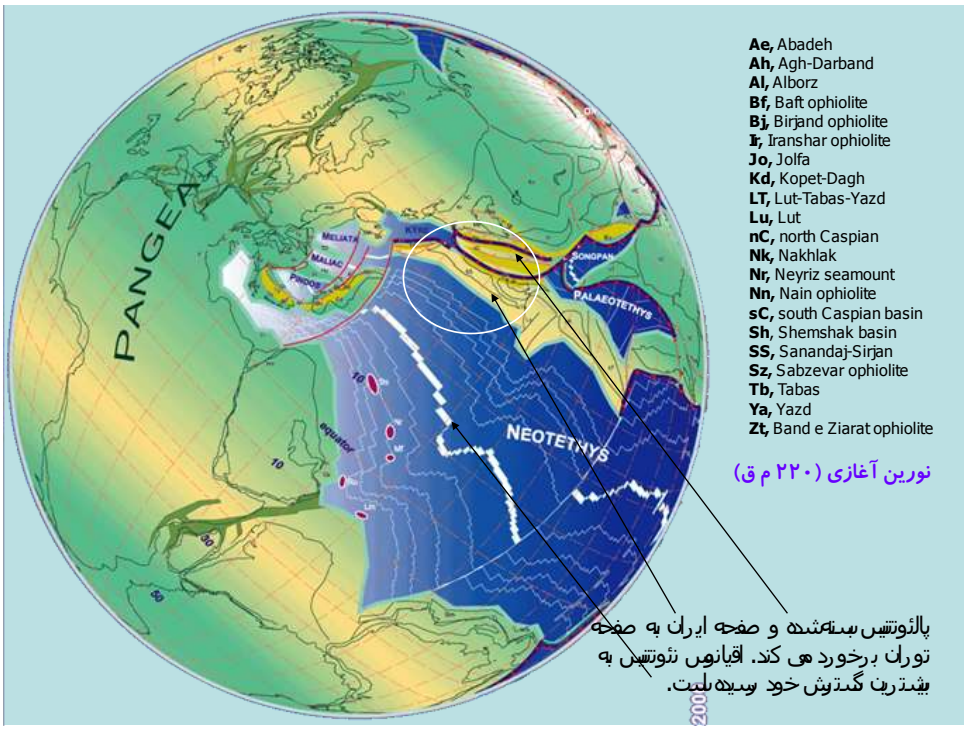
شکل 1-7


PANGEA
ANJUI
ASIATIC
KUDI
PALAEOTETHYS
NEOTETHYS
equator
1
2
3
4
Ae, Abadeh
Ah, Agh-Darband
Al, Alborz
Bf, Baft ophiolite
Bj, Birjand ophiolite
Ir, Iranshar ophiolite
Jo, Jolfa
Kd, Kopet-Dagh
LT, Lut-Tabas-Yazd
Lu, Lut
nC, north Caspian
Nk, Nakhlak
Nr, Neyriz seamount
Nn, Nain ophiolite
sC, south Caspian basin
Sh, Shemshak basin
SS, Sanandaj-Sirjan
Sz, Sabzevar ophiolite
Tb, Tabas
Ya, Yazd
Zt, Band e Ziarat ophiolite
مرز پرمین و تریاس (۲۴۸ م ق)
ایران از گندوانا جدا شده است و اقیانوس نئوتتیس بین ایران و صفحه عربی شکل می گیرد. اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن کرده و کم کم از بین می رود.

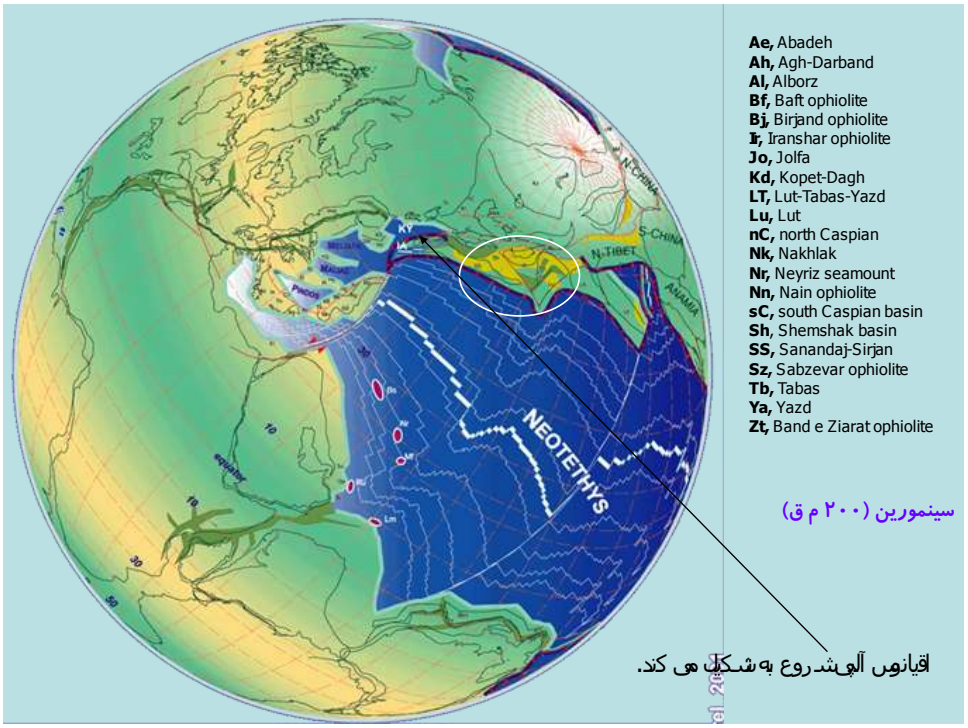
شکل 1-8



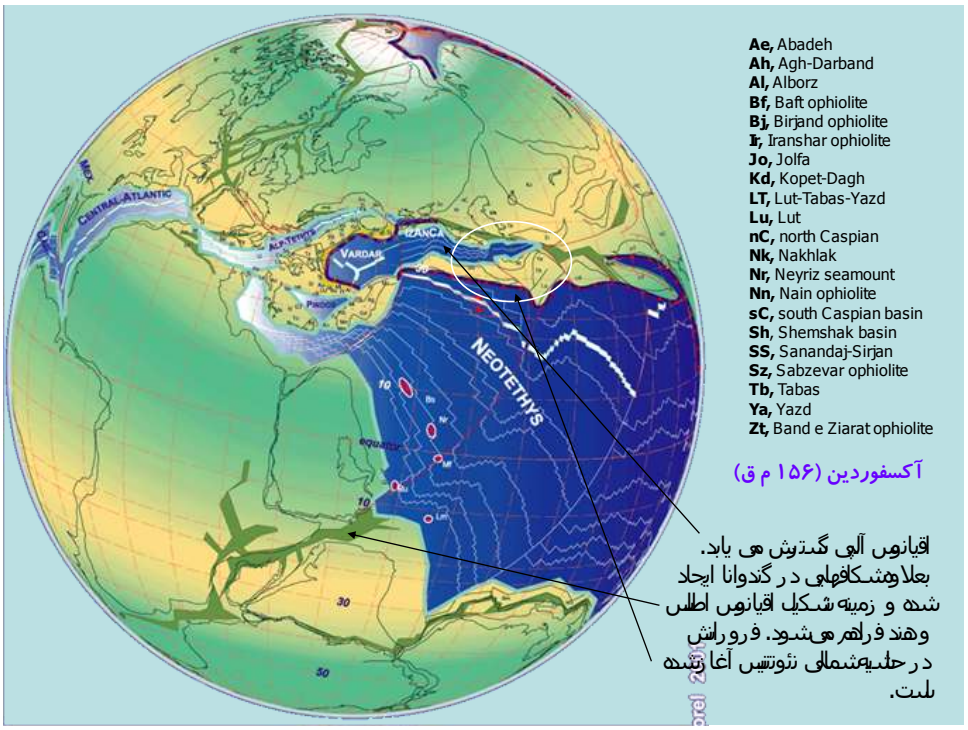
شکل 1-9



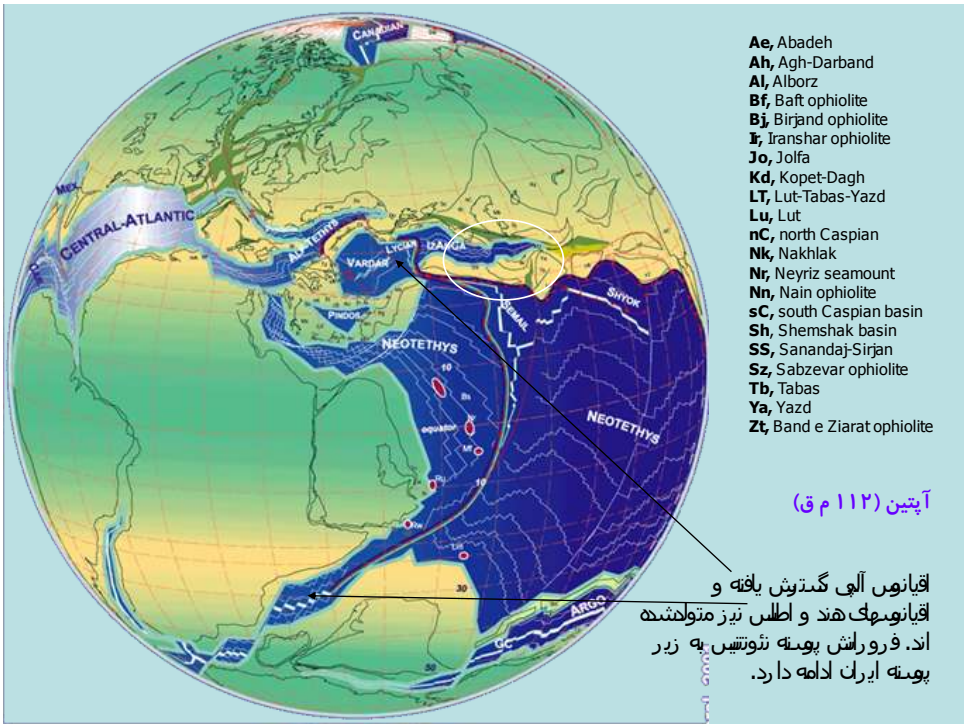
شکل 1-10



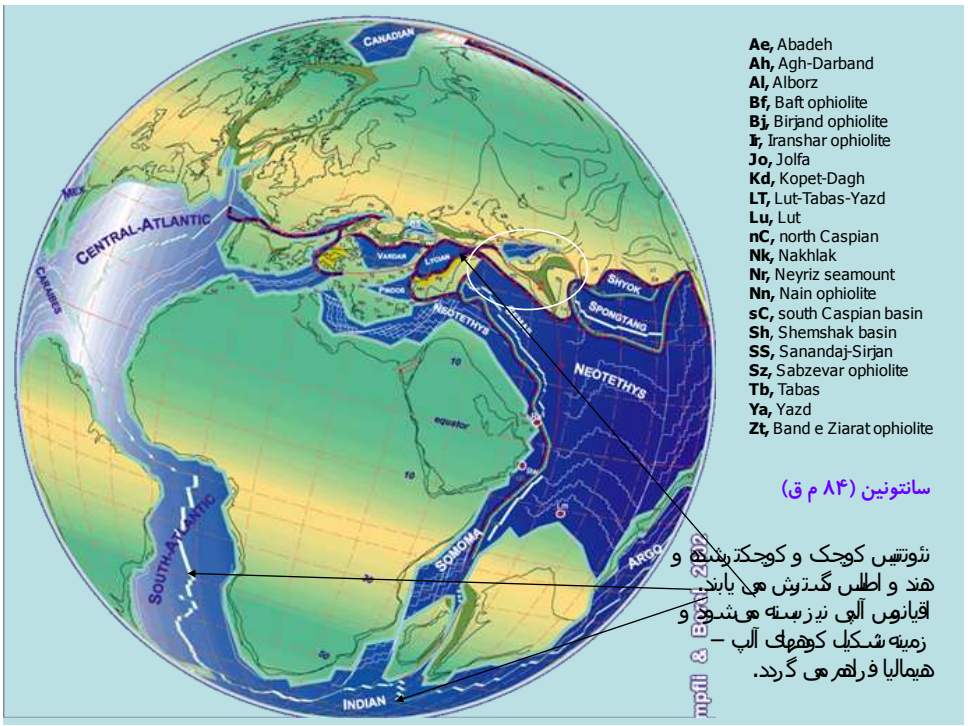
شکل 1-11



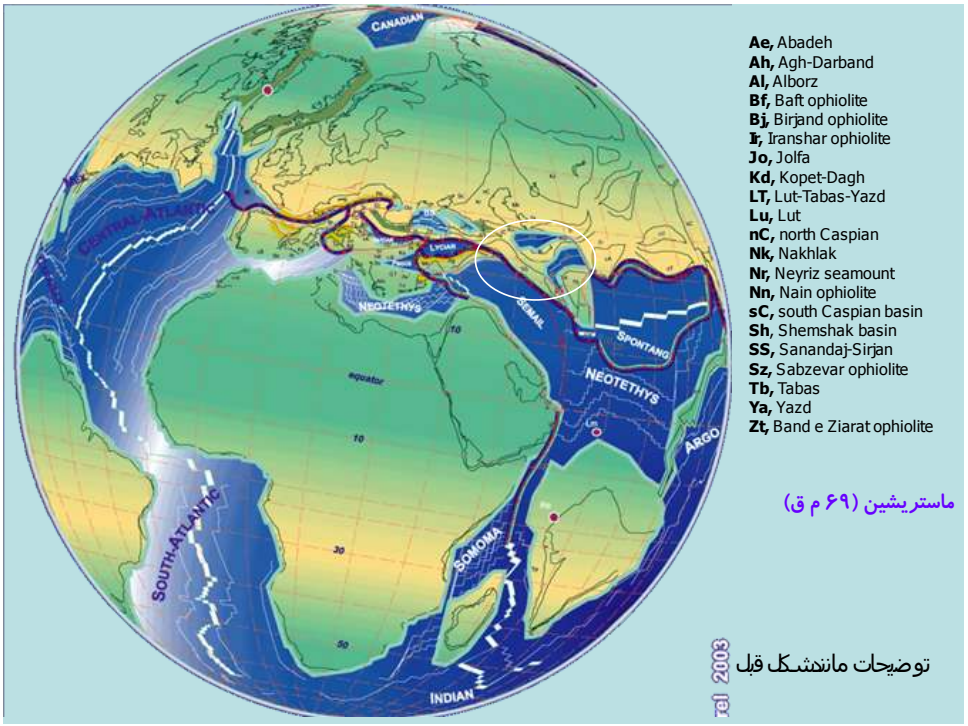
شکل 1-12



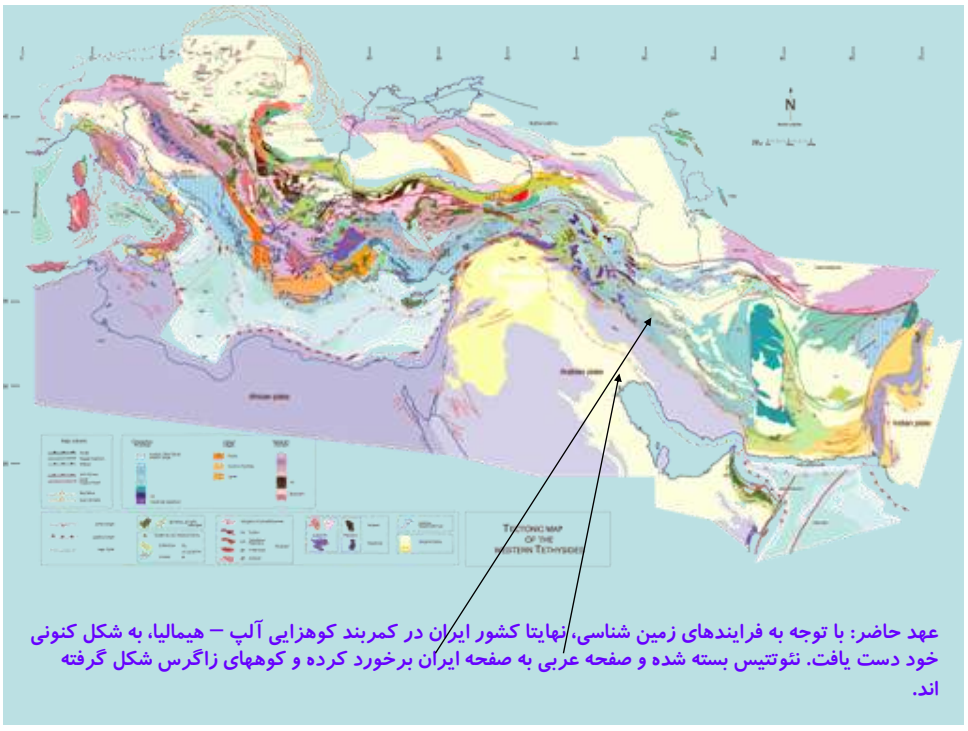
شکل 1-13



شکل 1-14

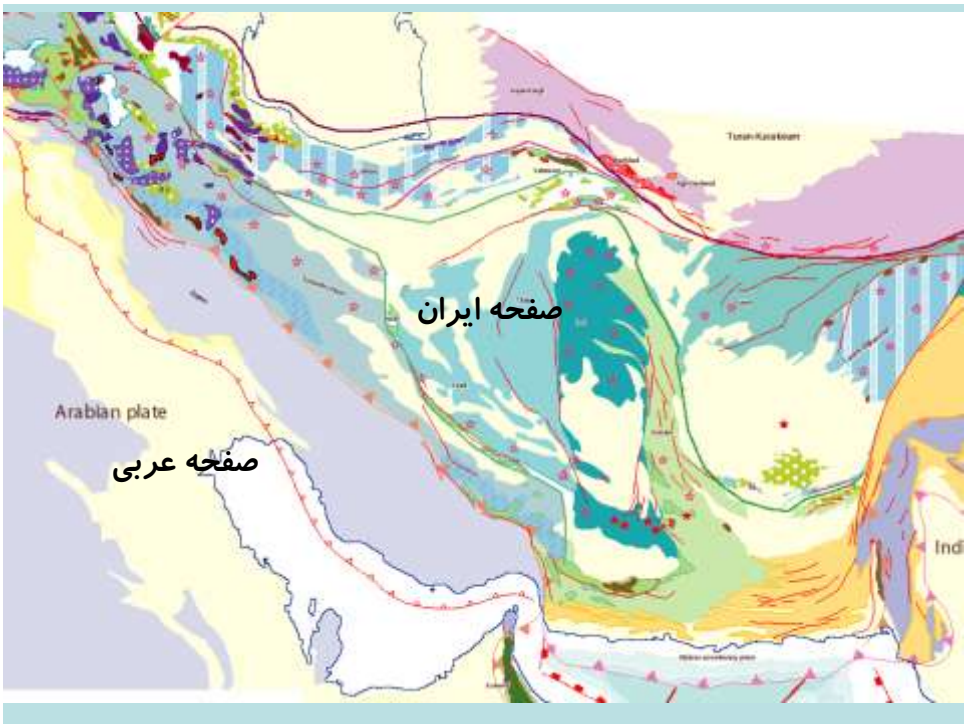


شکل 1-15



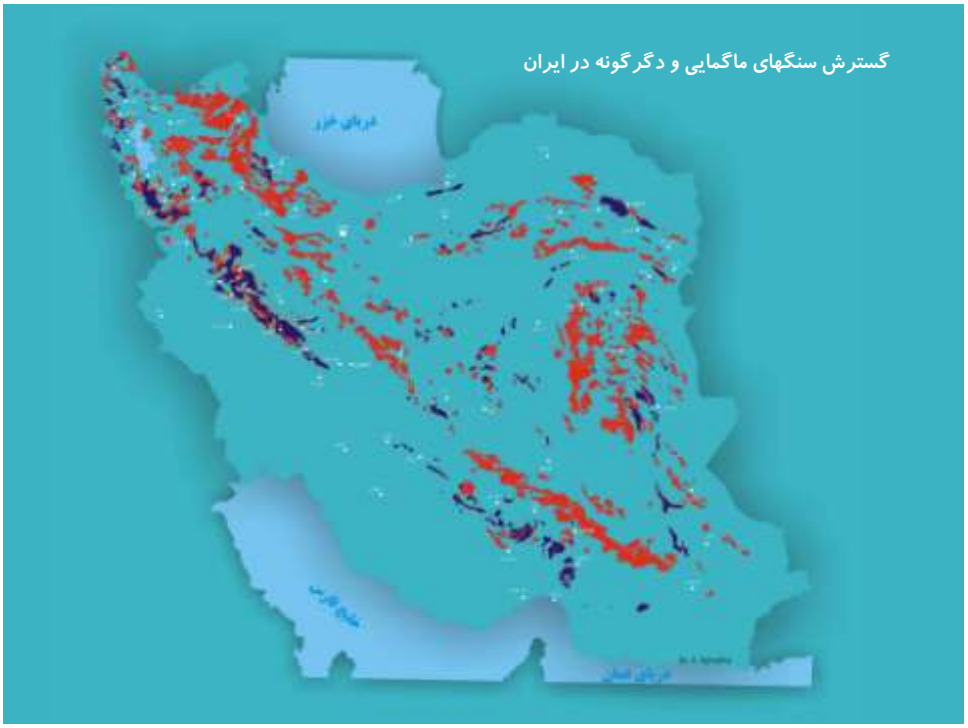
عهد حاضر: با توجه به فرایندهای زمین شناسی، نهایتا کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا، به شکل کنونی خود دست یافت. نئوتتیس بسته شده و صفحه عربی به صفحه ایران برخورد کرده و کوههای زاگرس شکل گرفته اند.

شکل 1-16



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

ماگماتیسم 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

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

۱-۳ تکامل ایران در طول زمان

۱-۴ ماگماتیسم و دگرگونی ایران در یک نگاه

فصل دوم

ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین

۲-۱ مقدمه

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۲-۲-۱ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۲-۲-۱-۱ ماگماتیسم سازند هرمز

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

۲-۲-۲-۱ منطقه نیریز

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

۲-۲-۲-۳ منطقه گلپایگان

۲-۲-۳ ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی

۲-۲-۳-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۳-۲ 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

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

۲-۲-۳-۳-۲ 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 ماگماتیسم پرکامبرین در زون البرز- آذربایجان

۲-۲-۴-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۴-۱-۱ منطقه طالقان

۲-۲-۴-۱-۲ شیست های گرگان

۲-۲-۴-۱-۳ بندرانزلی (ماسوله)

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

۲-۲-۴-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۴-۲-۱ کوههای طالش

۲-۲-۴-۲-۲ منطقه ماکو

۲-۲-۵ ماگماتیسم پرکامبرین در شرق ایران

۲-۲-۵-۱ سنگهای خروجی

۲-۲-۵-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۵-۲-۱ منطقه قائن

۲-۲-۵-۲-۲ منطقه تربت جام

۲-۳-۱ مقدمه

۲-۳ دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۲ پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

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

۲-۳-۲-۱-۱ ناحیه ساغند و پشت بادام

۲-۳-۲-۱-۲ ناحیه ترود

۲-۳-۲-۱-۳ انارک

۲-۳-۲-۱-۴ منطقه تکاب

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

۲-۳-۳-۱ سنگ های دگرگونی منطقه نیریز

۲-۳-۳-۲ منطقه گلپایگان

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

۲-۳-۴ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در البرز

۲-۳-۴-۱ شیست های گرگان

۲-۳-۴-۲ 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 ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

۳-۲-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ناحیهٔ 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 بازالت های سازند جیرود

۳-۲-۴-۴ بازالتهای پرمین

۳-۲-۴-۵ نفوذی‌های تالش

۳-۲-۴-۶ اولترامافیک‌های باختر تبریز

۳-۲-۴-۷ سینیت‌های مرند – جلفا

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

۳-۲-۵-۱ سنگ های خروجی

۳-۲-۵-۲ سنگهای نیم ژرف مشهد
۳-۲-۵-۳ سنگ های عمیق مشهد
۳-۲-۵-۴ اولترابازیک‌های مشهد
۳-۲-۶ نتیجه گیری از ماگماتیسم پالئوزوئیک
۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک
۳-۳-۱ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ مشهد
۳-۳-۲ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ لاهیجان
۳-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک ناحیـــــهٔ طالش
۳-۳-۴ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ ماکو

فصل چهارم
ماگماتیسم و دگرگونی مزوزوئیک

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

۴-۴-۳-۱ نفوذی‌های ژوراسیک البرز
۴-۴-۳-۲ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی
۴-۴-۳-۳ نفوذی‌هـای ژوراسیک بلـوک لـوت
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 ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ زیرین
۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی
۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه
۴-۵-۲-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری
۴-۵-۳ دگرگونی کرتاسه
۴-۶ 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
۴-۶-۴-۱ 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
۵-۲-۱-۱-۱ ولکانیسم پالئوسن
۵-۲-۱-۱-۲ ماگماتیسم ائوسن
۵-۲-۱-۱-۳ ولکانیسم الیگومیوسن
۵-۲-۱-۲ ولکانیسم نئوژن
۵-۲-۱-۲-۱ ولکانیسم میوسن

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

فصل ششم
ولکانیسم کواترنری

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

فصل دوم

ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین

۲-۱ مقدمه

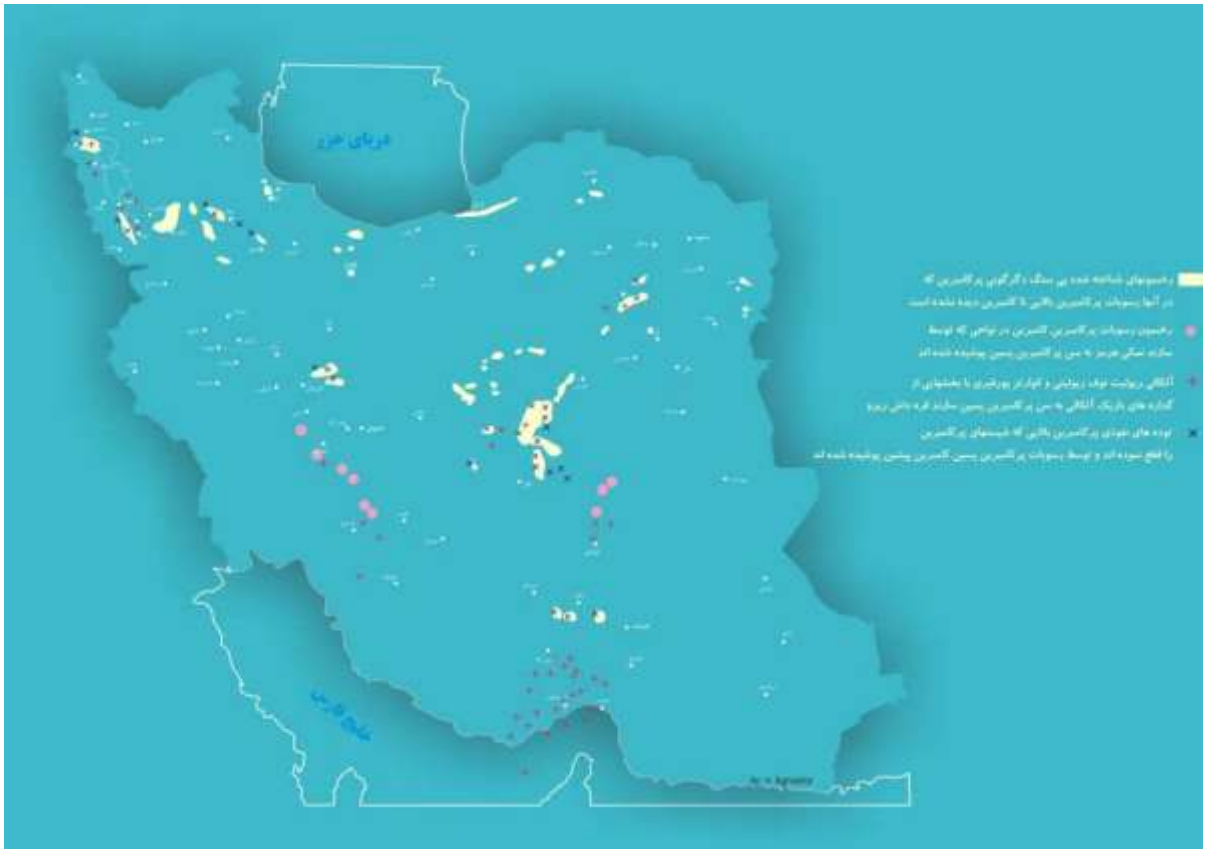
از جمله رویدادهای زمین‌ساختی عمده و سرنوشت‌ساز که زمین شناسی ایران را تحت تاثیر قرار داده است می توان به حرکات کوهزایی اشاره نمود. چنین حرکاتی با رخداد کاتانگایی (Katangan) در قارهٔ گندوانا و یا رخداد بایکالی (Baikalian) در قارهٔ اوراسیا قابل قیاسند.

سن‌سنجی سنگ‌های پرکامبرین ایران به روش پرتوسنجی، به ویژه شواهد سنگی و حتی زیستی نشان می دهد که کوهزایی کاتانگایی در زمان پروتروزوئیک پسین و به احتمال زیاد در فاصلهٔ زمانی دو آشکوب ریفئن (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 دگرشکل اند که به طور عموم از آنها به عنوان پی‌سنگ پرکامبرین (Precambrian Basement) ایران یاد می‌شود. این سنگ ها 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 دگر شکلی، 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 گرفته اند، نتایج پرتوسنجی سنگ‌ها، بیانگر سنی بین ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال می باشد. با استناد به نتایج پرتوسنجی می‌توان نتیجه گرفت که بخش درخور توجهی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران، سن نئوپروتروزوییک دارد. به عبارت دیگر، وجود هسته‌های قدیمی آرکئن 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 سنگ های غیردگرگونی با خاستگاه قاره‌ای است (شکل ۲-۱).

در این فصل، ابتدا فرایندهای ماگماتیسم و سپس فرایندهای دگرگونی رخ داده در زمان پرکامبرین، به تفکیک در زون های 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 رخنمون های سنگ های مختلف دگرگونی، آذرین بیرونی و توده های نفوذی در بخش های مختلف ایران.

۲-۲ ماگماتیسم پرکامبرین

۲-۲-۱ ماگماتیسم پرکامبرین در زون ساختاری زاگرس

۲-۲-۱-۱ ماگماتیسم سازند هرمز

آثار فعالیتهای ماگمایی در مرحله تکوینی اولیه در توده های دیاپیری 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 ایگنیمبریتی وجود دارند. ریولیت های موجود در سازند هرمز به رنگهای سفید، صورتی، خاکستری و سبز مایل به خاکستری دیده می شوند. سنگهای مزبور، معمولا دارای بلورهای درشت بوده و مقدار آنها بالغ بر ده درصد می باشد. درشت بلورها، شامل کوارتز شکل دار- نیمه شکل دار (عمدتا") و فلدسپات کم و بیش تجزیه شده به سریسیت، 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 نظرمیزان آلکالینیته دارای درصد بالایی از Na_2O و K_2O بوده و در قلمرو آلکالن قرارمی 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 گنبدهای 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 بازالتهای بالشی (کوه انگوران) نیز ملاحظه شده است که بیانگر محیط زیردریایی است. همچنین، سنگهای بازیک گنبد گچین اصولا بازالتی بوده و غالبا 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 اساسا در ترکیب خود حاوی نفلین نورماتیو (تا حدود ۱۳درصد) می باشند. مقدار اولیوین نورماتیو نیز در این سنگ ها بالغ بر ۲۲ درصد می باشد. در سازند هرمز، گاه سنگهای کربناتیتی 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 تظاهرداشته و گاه تحت تأثیردگرسانی 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 دراین صورت تا حدودی جوانتر ازآهکها 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 بسیاردانه ریزتشکیل 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 عناصرآلکالن، 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 ۱۰± ۵۶۰ تا ± ۱۰۳ میلیون سال را نشان می دهند.

گاه سنگهای نیم ژرف بازیک (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 بازیک دانه درشت بصورت گابروئی نیز در سازند هرمز گزارش شده است. این سنگها تحت اشباع از سیلیس و سرشار از اولیوین نورماتیو می باشند (حدود۲۷ 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 سنندج- سیرجان**

فعالیتهای ماگمایی واقع در زون سنندج- 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).

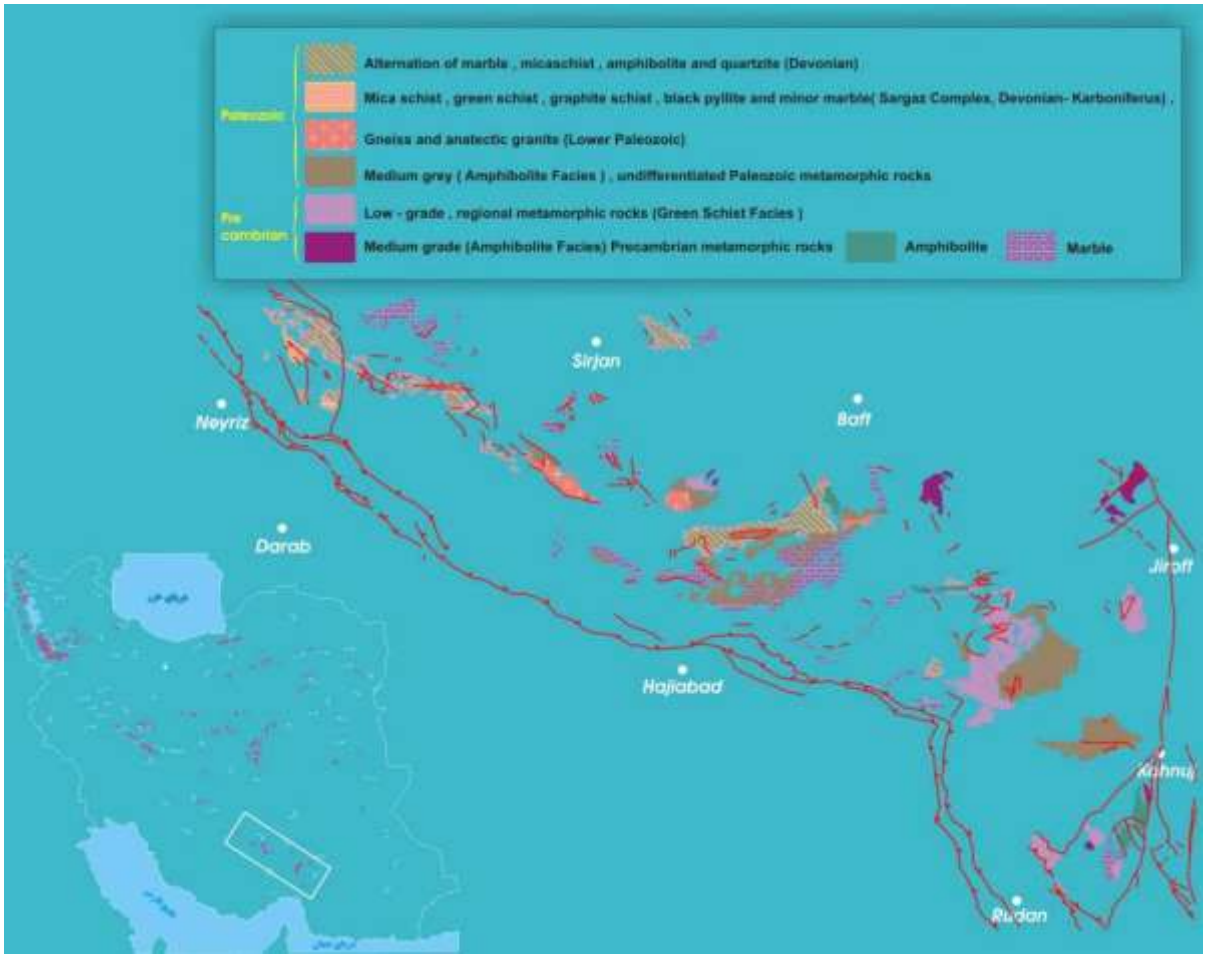
ب) کمپلکس کوه ریزو: در این کمپلکس دگرگونی، در برخی نقاط، سنگها بوسیله سنگهای نفوذی بازیک و اولترابازیک که خود دگرگون شده اند، قطع می گردد. همچنین دربعضی نقاط سنگهای دگرگون شده نفوذی دیوریتی مشاهده می گردد.

۲-۲-۲-۲ منطقه اصفهان

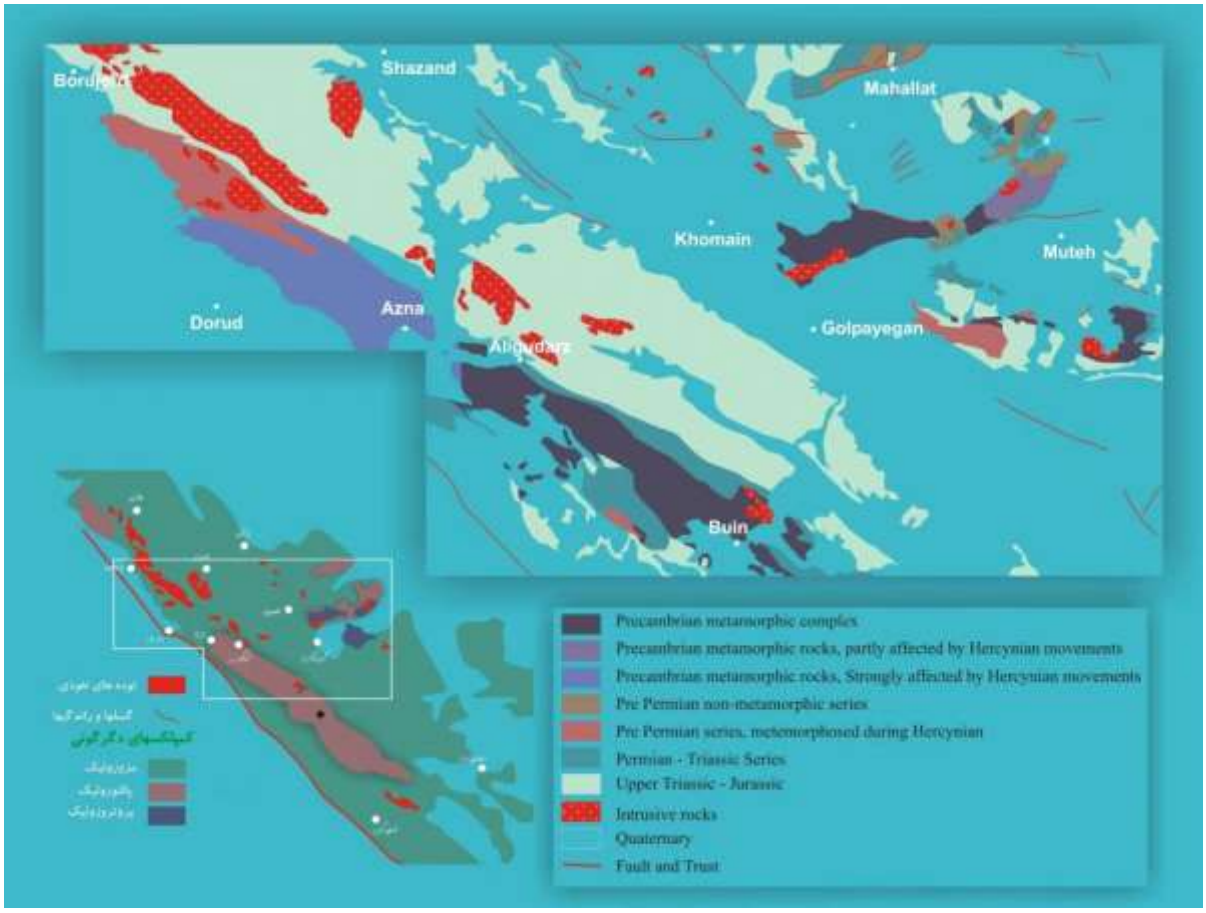
در حدود ۶۰ کیلومتری باختر اصفهان کهنترین سنگهای منطقه بصورت مجموعه ای از سنگهای شیستی، گنایسی، سنگهای آتشفشانی آندزیتی و کربناته دگرگونه (آهکی، دولومیتی) رخنمون دارد.

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 بازیک، بهمراه 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 شیست 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 سنگهائی 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، سنگهائی 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 آلکالن 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 بهمراه 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.

۲-۲-۳-۳ سنگهای خروجی

۲-۲-۳-۱-۱ 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) احتمالا بیانگر کانی سازی فاز ماگمائی همزمان با سری مراد است که در همین زمان استقرار یافته است.

۲-۲-۳-۱-۵ کمپلکس پشت بادام

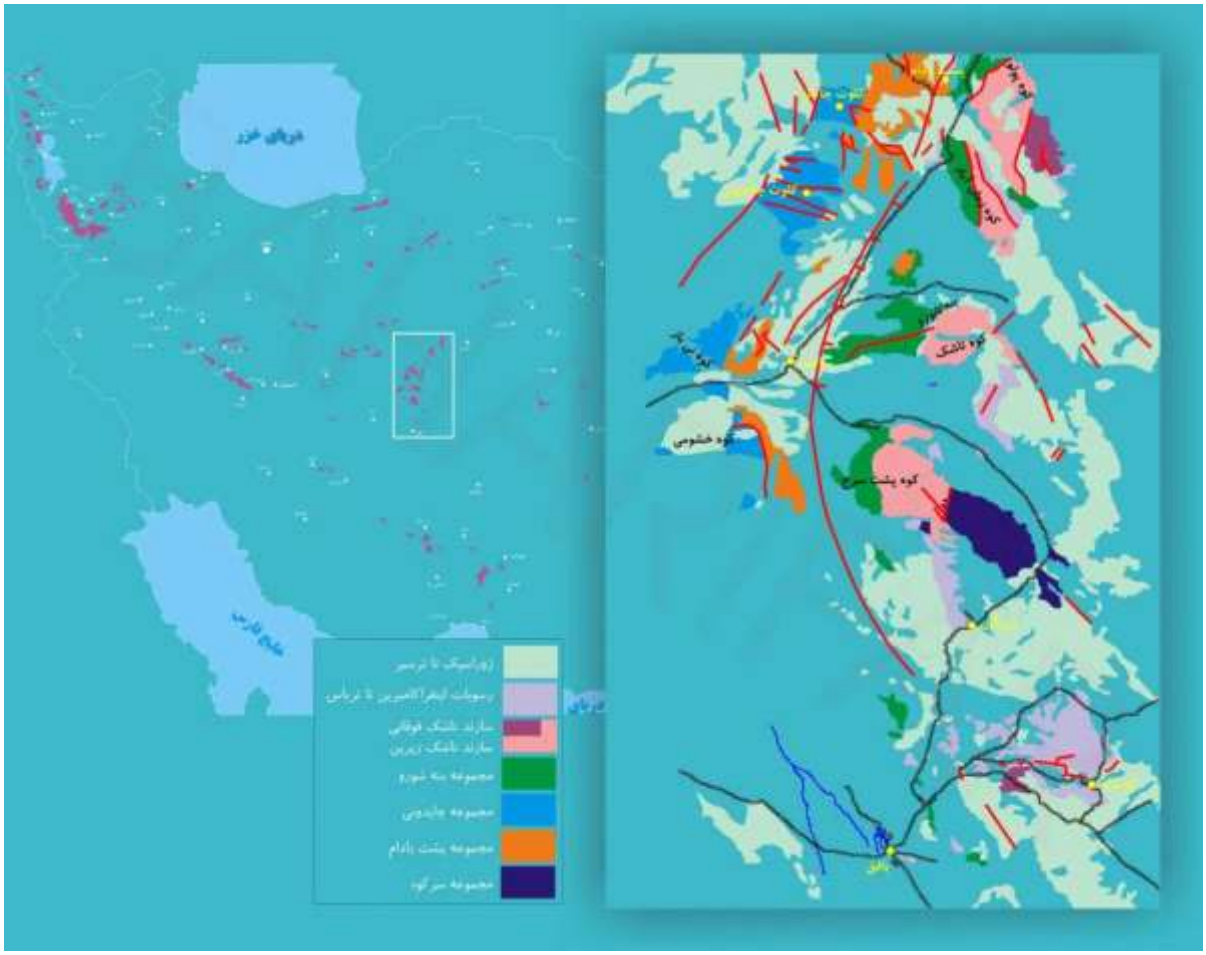
بخشهای دگرگونه (درجه بالا) در کمپلکس پشت بادام که منسوب به پرکامبرین هستند، دارای سنگهای متاولکانیکی و همچنین گنیسی می باشند که از سنگهای آتشفشانی مشتق شده و با نفوذیهای دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و اولترابازیکی با سنهای متفاوت مورد هجوم قرار گرفته اند. در سنگهای جوانتر کمپلکس که دگرگونی خفیف تری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

۲-۲-۳-۱-۶ کمپلکس بنه شورو

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

۲-۲-۳-۱-۷ 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 ۲-۴).



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 نسبتا 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 بازیک نشان نمی دهند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۷). ردیف فوق بیش از ۵۰۰ متر ضخامت دارد. در شمال معدن اسفوردی، چاه فیروزی و جنوب زریگان سنگهای مذکور ملاحظه شده و صخره ساز می باشند. این سنگها در جنوب زریگان به حدود ۱۰۰۰ متر رسیده و ظاهرا 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، ژیپس های سفیدرنگ همراه با توف و نمک وجود دارد، ولی در بالا بیشتر سنگهای رسوبی مانند سنگهای دولومیتی مشاهده می شوند. توف ها عمدتا اسیدی و برنگهای سفید، آبی و سبز دیده می شونده 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 ماگمائی 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 عمدتا بازیک (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

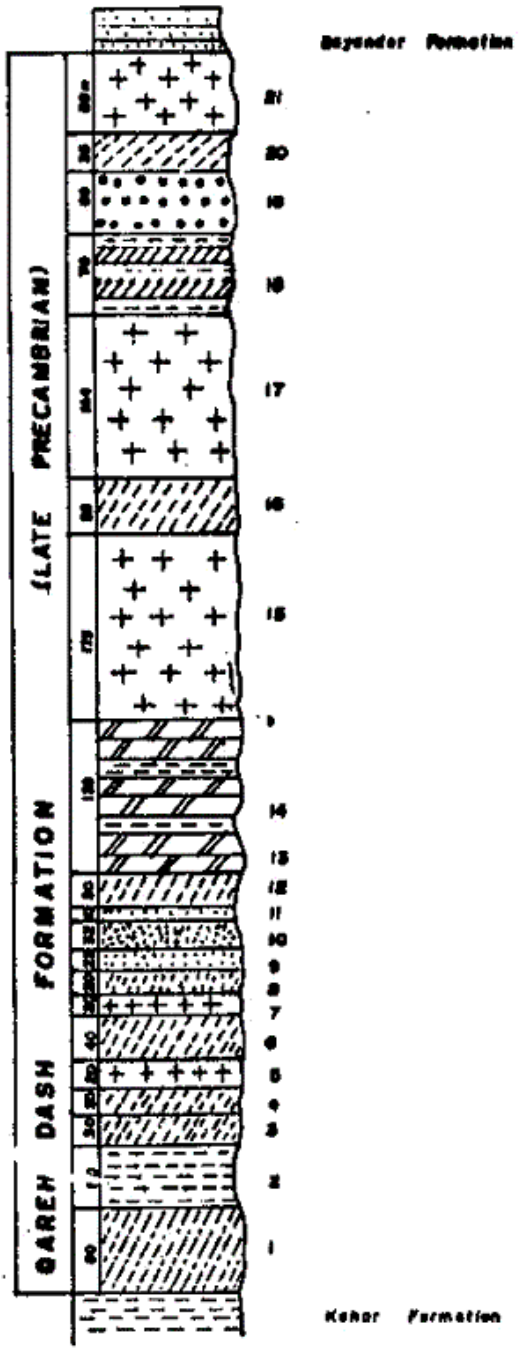
سنگهای دگرگونی منطقه تکاب که به پرکامبرین نسبت داده شده اند، شامل برخی از دگرگونه ها و سنگهای گنیسی می باشند که در واقع از سنگهای آواری با منشاء ولکانوژنیک و یا از برخی سنگهای آتشفشانی بازیک بوجود آمده اند. به علاوه، برخی از سنگهای آذرآواری اولیه به آمفیبولیت و آمفیبول شیست تبدیل شده اند. سنگهای آذرین 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 عمدتا 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 بازیک 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 ۲-۵ گسترش رخنمون های مربوط به سازند قره داش در منطقه تکاب.



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 آندزی بازالتی) متغیر می باشند. روند آلکالینیته سنگهای بازیک آتشفشانی منطقه بطور کلی سدیک بوده و در قلمرو سنگهای کاکوآلکالن قرار می گیرند.

۲-۲-۳-۱-۸ منطقه سرو

این منطقه بعنوان غربی ترین بخش از ایالت زمین 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 وبخش جوانتر آن درشمال 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.

۲-۲-۳-۱-۹ ریولیت های سازند کهر

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

درهرحال، 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).

۲-۲-۳-۲ سنگهای نیمه عمیق

سنگهای مربوط به زمان پرکامبرین، بعلت قدمتی که دارند، تحولات مکرر و متعددی را پشت سرگذارده اند. آنچه امروزه برای مطالعه در دسترس ما قرار می گیرد، بسیاری صفات وخصوصیات اولیه خود را ازدست داده و عمدتا 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. سنگهائی با ترکیب شبه بازالتی (دیاباز با منشاء تراکی آندزیتی)، بصورت دایک در بین سنگهای رسوبی و آذرین واقع درمنطقه ساغند رخنمون یافته است. همچنین توده های دیابازی نیز بصورت دایک در سازند درین (واقع درکوههای جنوب عقدا،۶۰ کیلومتری نائین- یزد) بیرون زدگی دارند.

۲-۲-۳-۳ سنگهای نفوذی

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

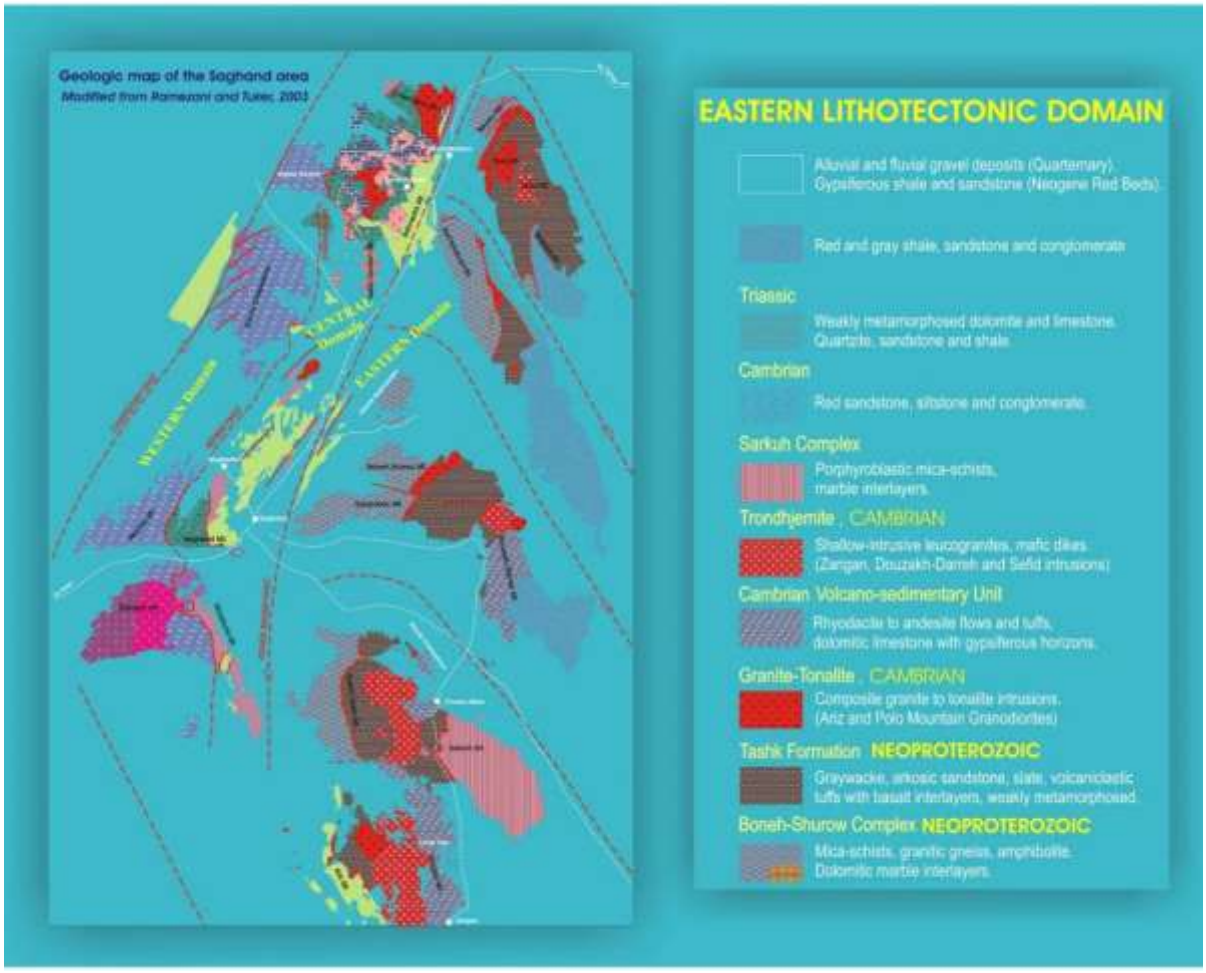
توده های بزرگی ازسنگهای آذرین اسیدی تا قلیائی در منطقه ساغند-یزد گسترش دارند که قسمت عمده آنها را سنگهای حدواسط دیوریتی وگرانیتی تشکیل می دهد (اشکال ۲-۸ و ۲-۹). در محل تداخل این توده ها، انواع دیگر سنگهای آذرین اسیدی، حد واسط و قلیائی مانند گرانودیوریت، تونالیت، سینیت و گابرو درمقیاس محلی دیده می شود. به علاوه، نفوذ دایک های قلیائی و حدواسط با منشاءآندزیتی، تراکی آندزیتی و رگه های آپلیتی درمیان توده های فوق، باعث پیدایش پدیده های متنوعی گردیده و مجموعهٔ درهمی ازسنگهای متفاوت وگوناگون آذرین را تشکیل داده است. از جمله توده های نفوذی اسیدی این منطقه می توان به توده های گرانیتی زریگان و نریگان، و از نفوذی های حد واسط می توان به نفوذی های دیوریتی اشاره نمود.

الف) گرانیت زریگان: گرانیت زریگان، توده های نسبتاً بزرگی را درسطح 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 نریگان: گرانیت پورفیری نریگان 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 زریگان).

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

گاهی در میان توده های دیوریتی، به سنگهای گابروئیدی اولیوین دار و توده های کوچک میکرودیوریتی برمی خوریم که جدا ازتوده های اصلی بوده و بر اثر دگرسانی، درسطح 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 وگابروئی را قطع نموده اند.



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

شکل ۲-۹ نقشه زمین شناسی منطقه ساغند که در آن واحدهای محدوده لیتوتکتونیکی 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 ازنظرآلکالینیته، 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 وکوارتز 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 کالکوآلکالن 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 فقیراز کانیهای مافیک بوده و بیشتر هولولوکوکرات باشند. غالب نمونه ها روند سدیک داشته ولی برخی نیز پتاسیک اند. در مجموع، آلکالن های موجود در سنگ زیاد نبوده و در برابر سیلیس در محدوده سنگهای ساب آلکالن قرار می گیرند.

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

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

۲-۲-۳-۳-۲ توده های گرانیتی سازند مراد

درشمال 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، شیست 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 دراین 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.

۲-۲-۳-۳-۳ منطقه خور

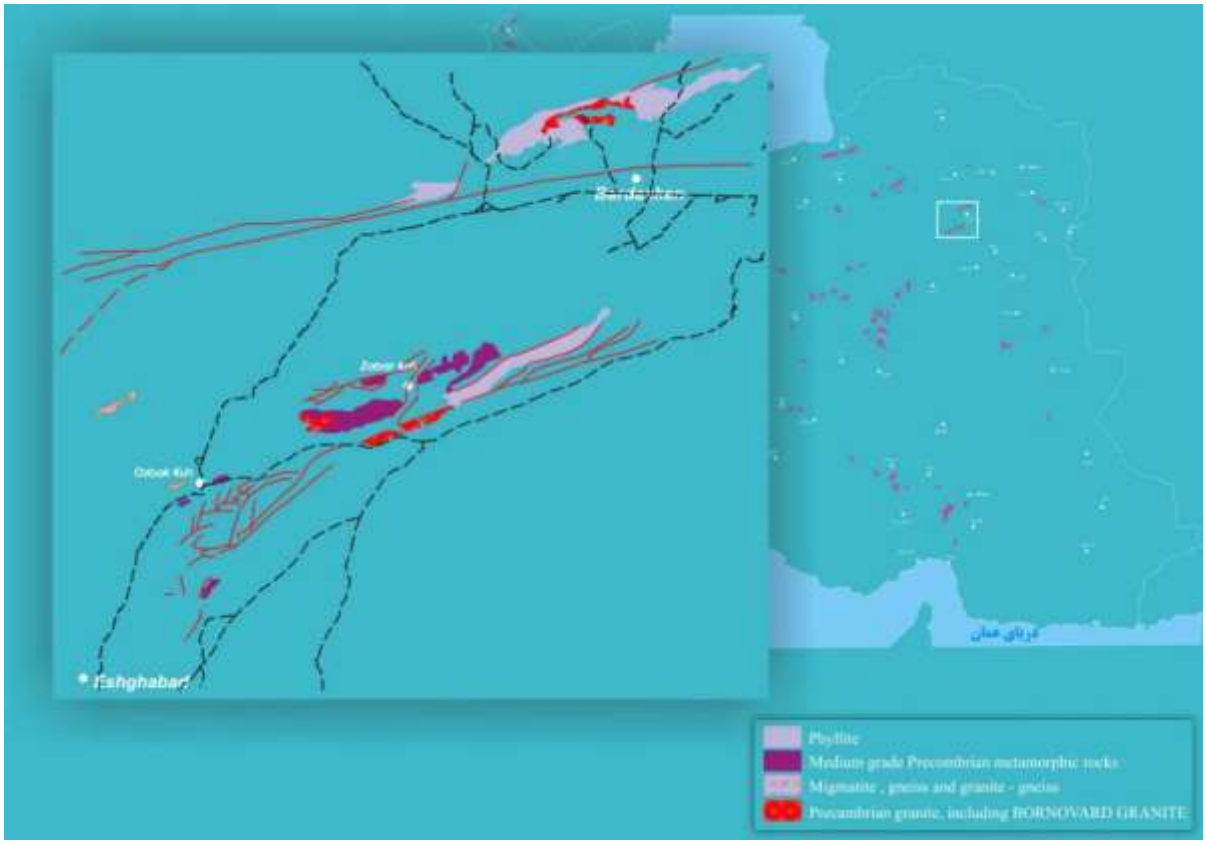
در منطقه خور، کمپلکسی از سنگ های آذرین- دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین دیده می شوند (شکل ۲-۱۰). در این کمپلکس، سنگهای اسیدی بصورت گرانیت- گنایس رخنمون دارد. سنگ های این کمپلکس در کلوت چاتک، یعنی جائیکه توده های نیمه هم شیب را تشکیل می دهند، با ضخامتهای متفاوت از چندین متر تا صدها متر حضور داشته و در بین گنایس و شیست های پروتروزوئیک فوقانی کمپلکس چاپدونی دیده می شود. همبری بین گرانیت- گنایس و سنگهای دگرگون بصورت زونهای میلونیتی 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 متغییر 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 آلکالن 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 آلکالن 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 آلکالن دارند. پاره ای نیز بطور نسبی، فقیر از آلکالن ها بوده و در قلمرو سری سنگهای ساب آلکالن قرارمی گیرند.

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

۲-۲-۳-۳-۴ گرانیت برنورد جنوب سبزوار

گرانیت برنورد، گرانیتی آلکالن می باشد که درون سازند تکنار برونزد 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 سبزوار.

۲-۲-۳-۳-۵ 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 آناتکسی 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 آغشتگی با مواد بازیک 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 (بسیارنادر) و بیوتیت (که بخشی از آن به کلریت تجزیه شده) تشکیل شده است.

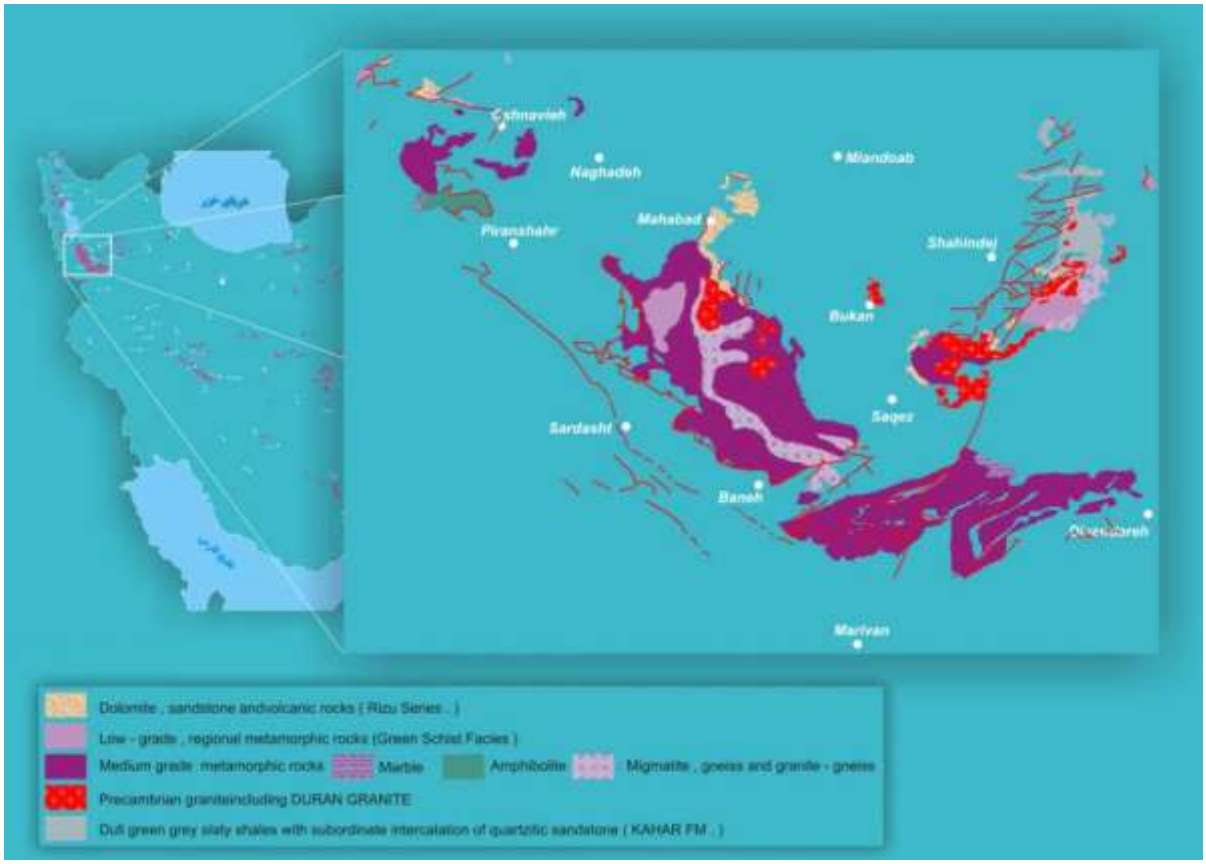
گرانیت دوران فقیر از روبیدیم بوده و کوشش جهت تعیین سن آن با استفاده از نمونه های سنگ کل و پلاژیوکلاز ناموفق بوده است. بیوتیت های موجود، سنی معادل ۵ ± ۱۷۵ میلیون سال را برای این گرانیت برآورد کرده است (کرافورد ۱۹۷۷). ازنظر سنی، گرانیت دوران سازند کهر را قطع می کند، ولی بخشی از آن بوسیله رسوبات بایندر 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.

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

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

درتمامی 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 درشمال دهکده قاضی، اطراف اینچه و شمال شرقی زید کندی رخنمون یافته است. سنگ مزبور، دارای کانیهای اصلی مسکویت، کوارتز، اورتوکلاز، میکروکلین و پلاژیکوکلاز است.



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

۲-۲-۳-۳-۶ 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)، پسودومورف 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 آلکالن با رخساره های مشابه گرانیت دوران در منطقه سرو.

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

برخلاف ایران مرکزی که درآن 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 درنزدیکی قاعده سازند زاگون است.

۲-۲-۴-۱-۲ 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 برونزدها 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.

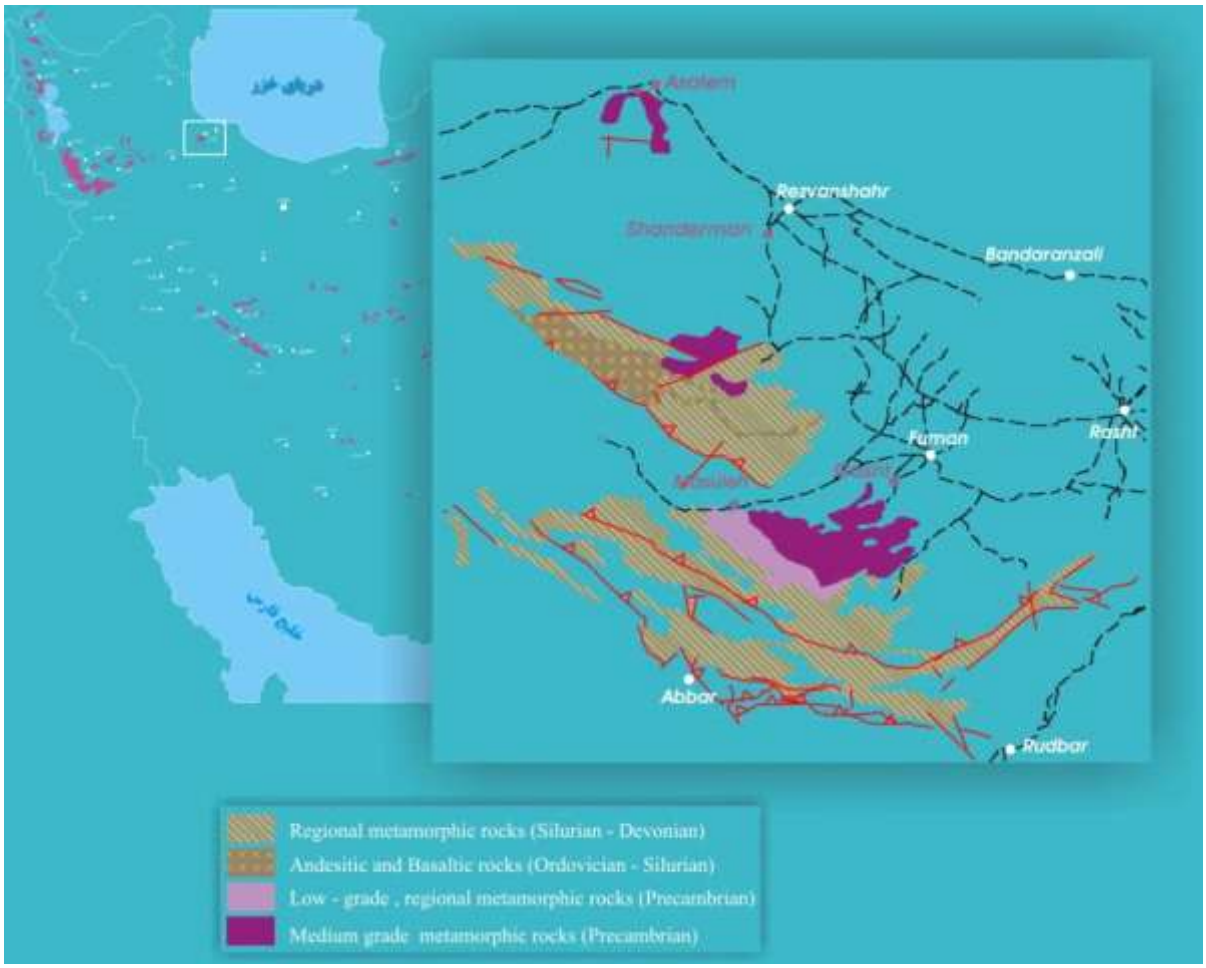
۲-۲-۴-۱-۳ بندرانزلی (ماسوله)

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 بهمراه اپیدوت و کلریت دیده می شوند. شواهدی دال برمنشاء 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.

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

سنگهای دگرگونه 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 ازنظر 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.

۲-۲-۴-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۴-۲-۱ کوههای طالش

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

۲-۲-۴-۲-۲ 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 شدیدا تجزیه شده (احتمالا 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 خردشده 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 حدوی 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- 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. 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 ماگماتیسم پرکامبرین در شرق ایران

ازنظر 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 سریهایی 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 تأثیرتکتونیک قرارگرفته 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 ماگماتیسم پرکامبرین شرق ایران در دو بخش سنگ های خروجی و سنگ های نفوذی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۲-۵-۱ سنگهای خروجی

این سنگها منحصرا درمنطقه لکرکوه بیرون زدگی دارند. سازند هرمز قدیمترین مجموعه سنگها را دراین منطقه تشکیل می دهد. سازند مزبور، درزیرماسه سنگهای قرمز کامبرین سازند لالون، درطول نیمه شمالی منطقه دربند- لکرکوه قرار می گیرد. رخنمونهای کوچکی از ماسه سنگهای سیلتی صورتی تا قرمز و لایه بندی شده نیز وجود دارد که درآنها یک سیل کوچک گابروئی جایگزین شده است.

سنگهای مشابه با موارد فوق، درمنطقه 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«راورکرمان » تحت عنوان سازند راور بررسی و توصیف

نموده که شامل رخنمونهای لکرکوه 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.

۲-۲-۵-۲ سنگهای نفوذی

۲-۲-۵-۲-۱ منطقه قائن

درکوه زال (حدود۱۸ 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 وبافت مونزونیتیک، برای گرانیتها منشاء ماگمایی تصور شده است. انکلاوهای کوارتز-دیوریتی احتمالاً نشان دهنده تفریقهای بازیک دربرخی نقاط می باشد. گرانیت نیز، همانند گنایس، در مرحله بعدی میلونیتی شدن قرار گرفته است.

۲-۲-۵-۲-۲ منطقه تربت جام

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

الف) تربت جام: کمربند دگرگونی،مستمل 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 آسنتیک اشاره می نماید که طی آن گنایس ها و احتمالا گرانیت بوجود آمده است. سن سنگهای رسوبی، دگرگونی و متاولکانیکی احتمالا به پروتروزوئیک پسین مربوط می گردد.

۲-۳ دگرگونی پرکامبرین

۲-۳-۱ مقدمه

تا سال های اخیر، زمین شناسان کلیه سنگ‌های دگرگونی ایران را منتسب به پرکامبرین می‌دانستند، چرا که این سنگ‌ها از نظر درجهٔ و رخسارهٔ دگرگونی، با سنگ‌های غیردگرگونی پالئوزوییک شناخته شدهٔ ایران، تفاوت داشتند. ولی، امروزه پذیرفته شده که بسیاری از دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین، به واقع سنگ‌های جوان‌تری از پرکامبرین هستند که در زمان‌های بعد از پرکامبرین تغییر شکل و جنس داده‌اند.

فرآیندهای دگرگونی تحمیل شده بر سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین ایران چندزادی است و در همه جا اثرات یکسانی را بجا نگذاشته است؛ به طوری که از نظر رخسارهٔ دگرگونی، می‌توان این سنگ‌ها 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 چینه‌شناختی بالاتری قرار دارند، از نوع فیلیت، اسلیت، شیست و نشانگر رخسارهٔ دگرگونی از نوع دمای بالا و فشار پایین می‌باشند.

۲-۳-۲ پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

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

۲-۳-۲-۱-۱ ناحیه ساغند و پشت بادام

توالی ستبری (حدود ده‌هزار متر) از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و یا پایین دگرگونی در منطقه ساغند و پشت بادام وجود دارد که حقی‌پور (۱۹۷۴)، با توجه به فرآیندهای دگرگونی، سنگ رخساره و همچنین جایگاه چینه‌شناسی، آنها را به چهار واحد سنگ‌چینه‌ای تقسیم کرده است (اشکال ۲-۱۶ و ۲-۱۷):

الف) **سری‌های اولیه (Earlier Series)**:

واحد موسوم به **سری‌های اولیه در منطقه ساغند- پشت بادام** برونزد نداشته، اما وجود برخی قطعات سنگی و کانی‌های دگرگونی، در ردیف‌های جوان‌تر، حاکی از یک مجموعهٔ دگرگونهٔ قدیمی دانسته شده که خاستگاه ماگمایی و یا سنگ‌های دگرگونی داشته‌اند.

ب) مجموعهٔ چاپدونی (Chapedony Complex):

مجموعه چاپدونی به دلیل دارابودن بیشترین درجهٔ دگرگونی، کهن‌ترین سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام دانسته شده است. ستبرای این واحد حدود چهارهزار متر برآورد شده که بیشتر آن گنیس است. تمام مجموعه حالت میگماتیتی داشته و مقدار درخور توجهی گرانیت آناتکسی نیز به همراه دارد. حفظ بقایای لایه‌بندی، وجود میان لایه‌های مرمر و کانی‌های تخریبی سبب شده تا خاستگاه اولیهٔ دگرگونی‌های چاپدونی، آواری – آتشفشانی در نظر گرفته شود.

ج) مجموعهٔ بُنه‌شورو (Bonehshuro Complex):

مجموعهٔ بُنه‌شورو با ستبرای 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، آمفیبولیت های مزبور بافت گرانو- نماتوبلاستیک داشته و کانیهای زیر در آن مشاهده می شوند: هورنبلند سبز، پلا ژیوکلاز (اولیگوکلاز- آندزین) + کومینگتونیت+ بیوتیت+ گارنت، اپیدوت، کلینوزوئیزیت+ کوارتز.

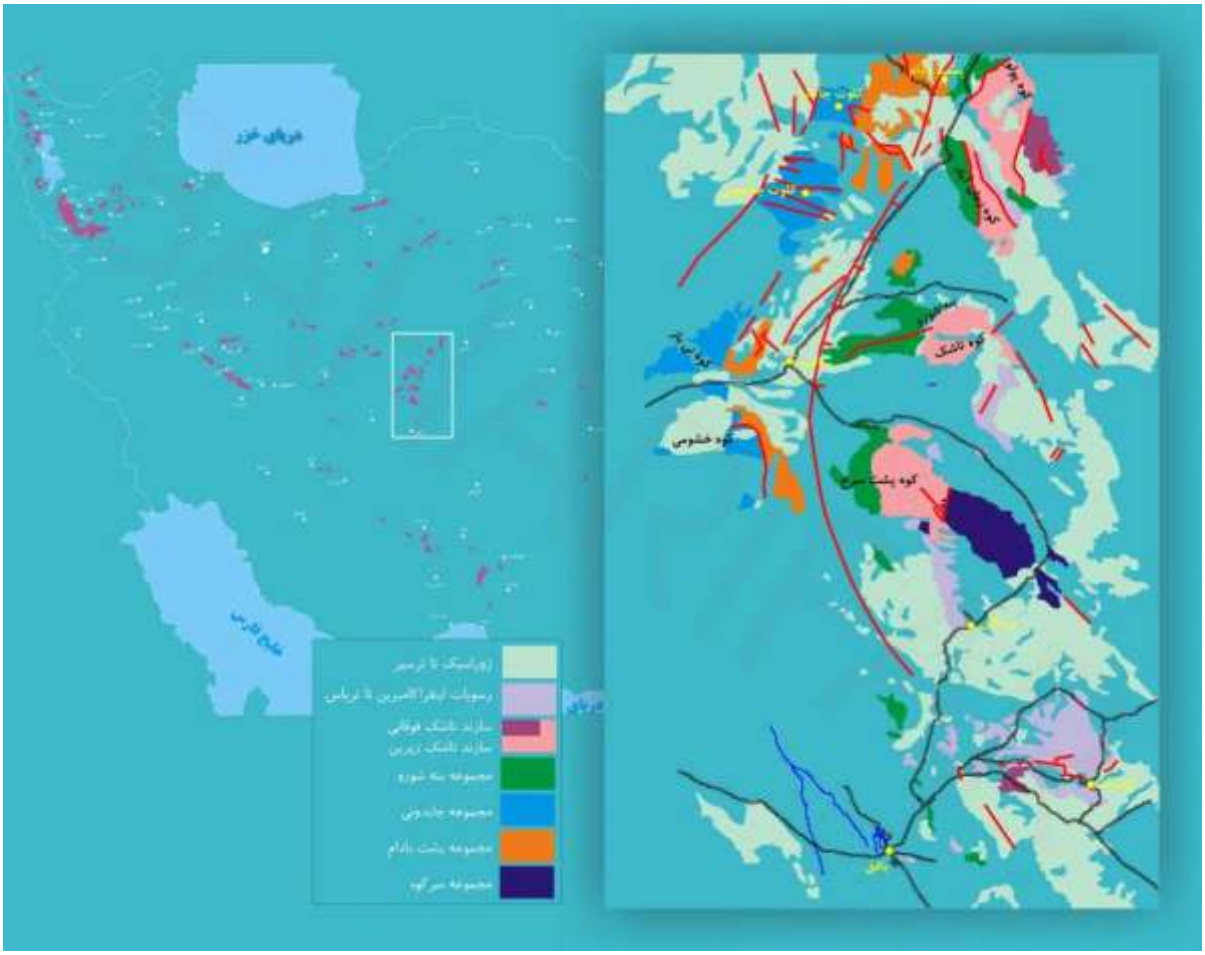
درجهٔ دگرگونی مجموعه بُنه‌شورو خفیف‌تر از مجموعهٔ چاپدونی بوده و لذا جوان‌تر از آن است و وجود دگرشیبی و افق‌های کنگلومرایی در حد فاصل مجموعهٔ چاپدونی در زیر و مجموعهٔ بنه‌شورو در بالا مؤید این نظر است. گفتنی است که مرز بالای مجموعهٔ بُنه‌شورو با یک افق شاخص (Marker Bed) شامل مرمر دولومیتی همراه با کمی 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 مجموعهٔ بُنه شورو 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 رخسارهٔ دگرگونی سبب شده تا این سازند (تاشک) به دو بخش تقسیم شود:

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

ب) بخش بالایی (تاشک ۲) منشأ پلیتی و درجهٔ پایین رخسارهٔ 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 وسیلهٔ 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 ناحیهٔ ساغند - پشت‌بادام، دو واحد سنگ‌چینه‌ای شامل مجمـــوعـــهٔ پشت‌بادام و مجموعهٔ سرکوه نیز به سن پرکامبرین گزارش شده‌اند (حقی‌پور، ۱۹۷۴).

ه) مجموعهٔ پشت‌بادام

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 احتمالا به پالئوزوئیک نسبت داده شده است (حقی پور و همکاران ۱۹۷۷). این کمپلکس دارای نفوذی های 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 گرفته اند. در سنگهای جوانتر کمپلکس که دگرگونی خفیف تری دارند، متابازالت و سنگهای آذرآواری کم دگرگون شده نیز ملاحظه میگردد. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷) گزارش کرده اند که در کمپلکس پشت بادام، فسیل های دونین وجود دارد و این کمپلکس با سازند شیشتو در تداوم کامل است. دیوریت ها و گابروهایی که در کوه چمگو در این کمپلکس نفوذ کرده اند، سنی معادل ۱۰+۱۸۷ میلیون سال دارند، که اواخر تریاس را نشان می دهد.

و) مجموعهٔ سرکوه

سنگ های دگرگونی تشکیل دهنده مجموعه سرکوه از نوع میکاشیست‌های حاوی کیانیت، سیلیمانیت، گارنت و آندالوزیت است که به طور محلی، واجد مقادیر اندکی مرمر و چند بین لایهٔ آمفیبولیتی و سنگ‌های اسکاپولیتی می باشد. در این مجموعه، نفوذی‌هایی از نوع اسید، دایک‌های قلیایی و گاهی رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شود. پایین بودن درجه و رخسارهٔ دگرگونی مجموعهٔ سرکوه، سبب گردیده تا هوشمندزاده (۱۳۶۸) نسبت به قدیمی بودن آن تردید داشته باشد. از سوی دیگر، در تناوب‌های مرمری این مجموعه، جلبک‌هایی پیدا شده که ممکن است سن پالئوزوییک داشته باشند. گفتنی است که سن پرتوسنجی این شیست‌ها، ۱۸۰ میلیون سال (ژوراسیک) گزارش شده است.

مطالعات سازمان انرژی اتمی

وجود کانی‌های گروه اورانیم در ناحیهٔ ساغند سبب گردیده تا پی‌سنگ پرکامبرین ناحیه توسط گروه مشترک سازمان انرژی اتمی و کارشناسان چینی، با استفاده از روش‌های نوین رادیوایزوتوپی و ژئوفیزیکی بررسی و از پی‌سنگ 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 نوشتهٔ سامانی (۱۳۷۱) کهن‌ترین واحد دارای رخنمون در ایران مرکزی، انباشته‌های فلیشی - تخریبی، با رخسارهٔ شیب قاره‌ای، 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 زاویه‌دار، در زیر سنگ‌هایی با رخسارهٔ کافت قاره‌ای قرار دارد که میزبان کانسارهای عمدهٔ آهن، آپاتیت، مواد پرتوزا و عناصر خاکی کمیاب است و به نام «سازند ساغند» نام‌گذاری شده است.

ح) سازند ساغند:

سازند ساغند با ستبرایی از ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر، دارای ماگماتیسم با سرشت دوگانه، رسوبات گرمابی، سنگ‌های آواری، آذرآواری و شیمیایی – رسوبی بوده و قابل تقسیم به ۵ عضو جداگانه است که سن آنها در محدودهٔ 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 لایه‌هایی قرار دارد که مشخصه رخسارهٔ کافتی دارد و هم ارز سازندهای ریزو، دزو و سلطانیه است.

بحث

آیا سنگهای 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، بُنه‌شورو و سازند تاشک) همان طبقات سازند ناتک است که در زمان مزوزوییک و سنوزوییک دگرگون شده و ماگماتیسم گرانیتی در آن نفوذ کرده است. در ضمن، ایشان برای مجموعه‌های چاپدونی، بُنـــه‌شورو 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 ۱۰±۱۸۷ میلیون سال و گرانودیوریت های مخلوط با آن را ۱۶۰ میلیون سال تعیین کرده اند. همین کارشناسان برای گرانیت اسماعیل آباد سنی حدود ۱۴۰ میلیون سال پیشنهاد کرده اند که با سن بدست آمده از روش روبیدیم – 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.

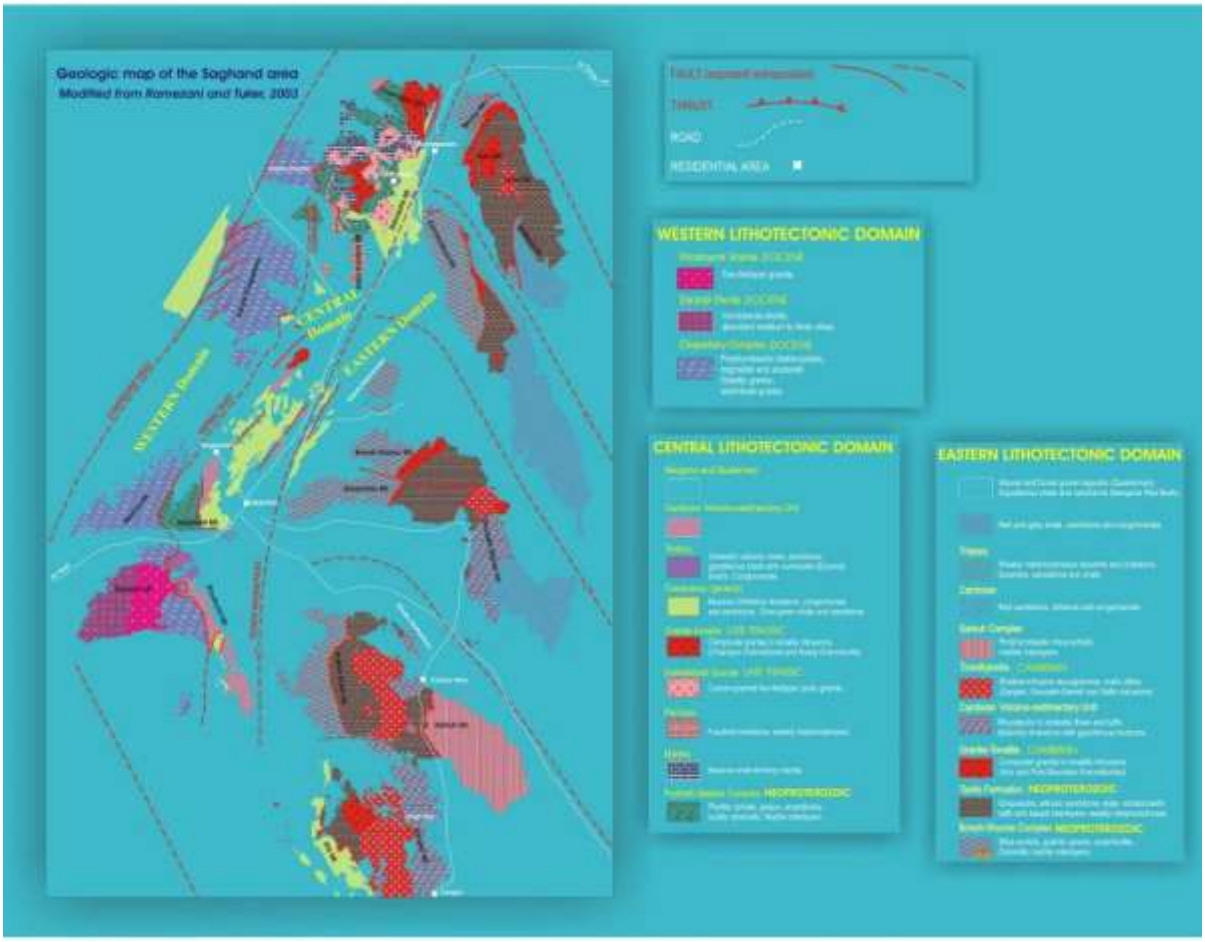
۳) مجموعه پشت بادام

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 نتیجهٔ نفوذ توده‌های گرانیتی می‌داند که گاه در بعضی مناطق اثر بیشتر و در بعضی نقاط، اثر گذاری کمتری داشته‌اند.

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 رخسارهٔ دگرگونی مجموعهٔ 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 زمین شناسی منطقه ساغند.

مطالعات جدید در مورد ایران مرکزی

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

جدول ۲-۱ نتایج جدیدترین سن سنجی های مربوط به مجموعه ها، سازندها و واحدهای سنگی واقع در منطقه ساغند- پشت بادام.

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

۲-۳-۲-۱-۲ ناحیه ترود

در ناحیهٔ **ترود**، دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین، بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیست‌های گارنت و هورنبلنددار است که از نظر شدت دگرگونی، بالاترین رخسارهٔ آمفیبولیت را دارا می باشند. از همین‌رو، تفریق دگرگونی پیشرفت چشمگیری داشته و حاصل آن، ایجاد بافت چشمی و سیمای نوار مانند تاریک و روشن در گنیس‌ها 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 سنگ‌شناسی و همچنین اختلاف ناگهانی و شدید نوع و درجهٔ دگرگونی سبب گردیده تا هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) دگرگونی‌های درجهٔ بالا را به پرکامبرین نسبت دهند. هرچند که پدیدهٔ دگرگونی ممکن است مربوط به رخداد تریاس پسین باشد (شکل ۲-۱۸).

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

۲-۳-۲-۱-۳ انارک

در ناحیهٔ انارک، از شمال نایین تا حوالی ساغند – پشت‌بادام، یک مجموعهٔ شیستی تیره رنگ برونزد دارد که با سنگ هایی 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 نهاده اند. بر اساس کار زمین‌شناسان شرکت تکنواسپورت، در ناحیهٔ انارک این مجموعه شامل ۵ کمپلکس چاه‌گربه، مرغاب، پتیار، محمدآباد و دوشاخ است؛ ولی در ناحیهٔ خور، ۵ کمپلکس چاه‌گربه، پتیار، کبودان، دوشاخ و پشت‌بادام، از جمله سازندگان دگرگونی‌های انارک بشمار می روند (شکل ۲-۱۹). الماسیان (۱۹۹۷)، شیست‌های انارک را به شرح زیر تقسیم نموده است:

شکل ۲-۱۹ نقشه زمین شناسی سنگ های دگرگونی پرکامبرین منطقه انارک.

واحد سنگ‌چینه‌ای (غیر رسمی)			سنگ‌شناسی	قابل قیاس با	سن	
شیست‌های انارک	-	واحد مرغاب	شیست‌های کلریتی، اپیدوتیتی و میکایی	-	کامبرین پیشین	تویونین
		واحد پتیار	شیست (کلریتی، اپیدوتیتی، میکایی) دولومیت	سازند باروت		بوتومین
		مرمرهای لاک	مرمرهای نازک تا ضخیم‌لایه با کمی شیست کربناتی	دولومیت‌بالایی سلطانیه		آتابانین
	گروه چاه‌گربه	شیست بالایی	شیست‌های اپیدوتیتی، کلریتی، مسکوویتی	شیل بالایی سلطانیه		توماتین
		مرمرهای‌میانی	مرمرهای مطبق و شیست	دولومیت میانی سلطانیه		مالی‌کای
		شیست زیرین	شیست مسکوویتی، کلریتی، بیوتیتی	شیل پایینی سلطانیه	نوپروتروزوییک	
		مرمرهای زیرین	تناوب مرمرهای خاکستری تیره و روشن، میکا شیست	دولومیت‌پایینی سلطانیه		
		شیست سبرز	شیست روشن رنگ	-		

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

۲-۳-۲-۱-۴ منطقه تکاب

در منطقه تکاب، سنگهای دگرگونه شامل مجموعه ها و واحدهای متعددی می باشند که به پرکامبرین نسبت داده شده اند. برخی از این سنگ های دگرگونی، در واقع از سنگهای آواری با منشاء ولکانوژنیک و یا از برخی سنگهای آتشفشانی بازیک بوجود آمده اند. همچنین، برخی از سنگهای آذرآواری اولیه به آمفیبولیت و آمفیبول شیست تبدیل شده اند. در سنگهای هم ارز سازنده کهر، لایه های ریولیتی، توف و گدازه های آندزیتی وجود دارد، که برخی تا حدودی دگرگونه اند. بنابراین یک ماگماتیسم مقدم برمتامورفیسم وجود داشته است. مجموعه های دگرگونی واقع در منطقه تکاب نسبتا فراوان بوده و از مهم ترین آن ها می توان به مجموعه ها 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 عمدتا 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 اساسا از شیستهای مختلف تشکیل شده است که با مرمر، کوارتزیت، گنایس و سنگهای متاولکانیک همراه است. از نظر سنی گاه آنرا به پالئوزوئیک و مزوزوئیک نیز نسبت داده اند.

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

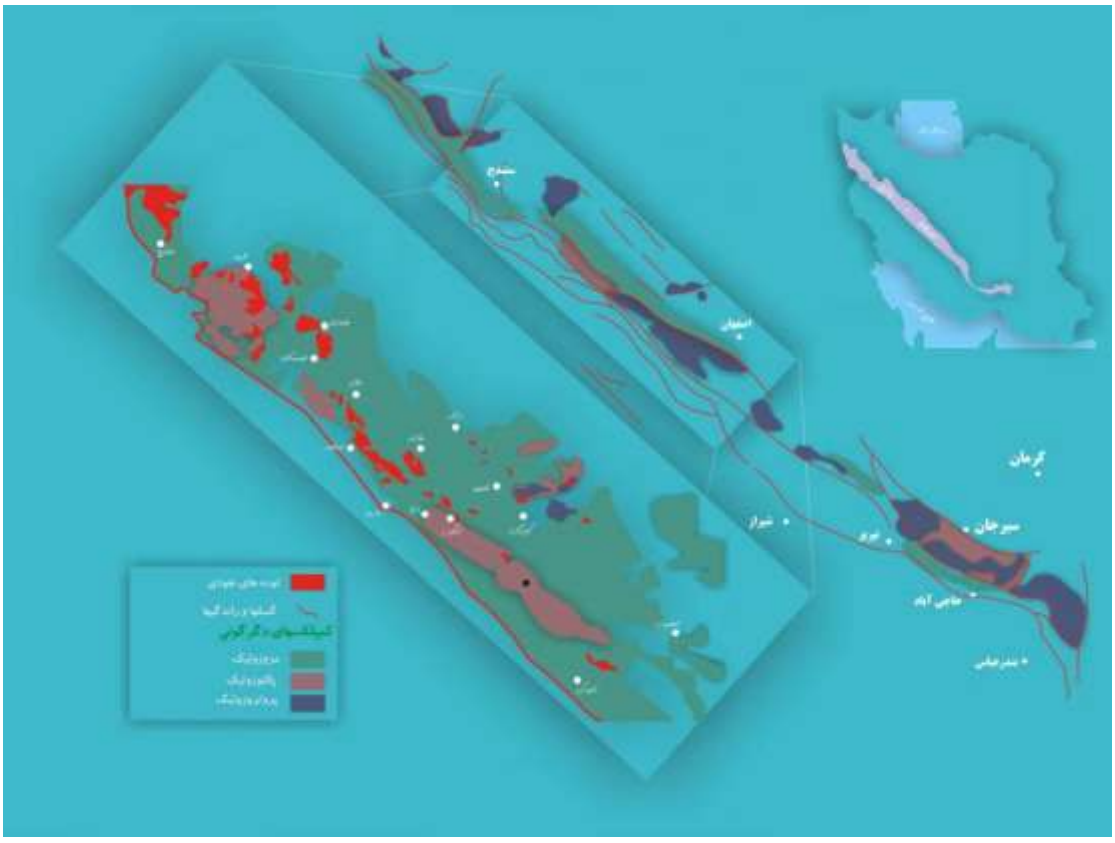
۱) گنیس آق کند: به رنگ صورتی تا خاکستری و اصولا دارای بافت چشمی است.

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 گنایس و میگماتیت است که بوسیله میکاشیست پوشیده شده است. برخی از زمین شناسان آنرا به مزوزوئیک نسبت داده اند.

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

زون سنندج – سیرجان به عنوان پرتکاپوترین حوضهٔ ساختاری – رسوبی ایران، یک کافت میانهٔ بلوک است که بیشتر سنگ‌های آن دگرگون است (شکل۲-۲۱). از گذشته، بسیاری از دگرگونی‌های موجود در مناطق سیرجان، حاجی‌آباد، کولی‌کُش، شهرکرد، بویین، ازنا، گلپایگان، موته، مهاباد، مریوان، تکاب و باختر دریاچهٔ ارومیه به پرکامبرین نسبت داده شده اند (جدول۲-۲). از این بین، سنگ های دگرگونی مناطق نیریز، گلپایگان و مریوان- مهاباد مورد بررسی قرار خواهند گرفت.



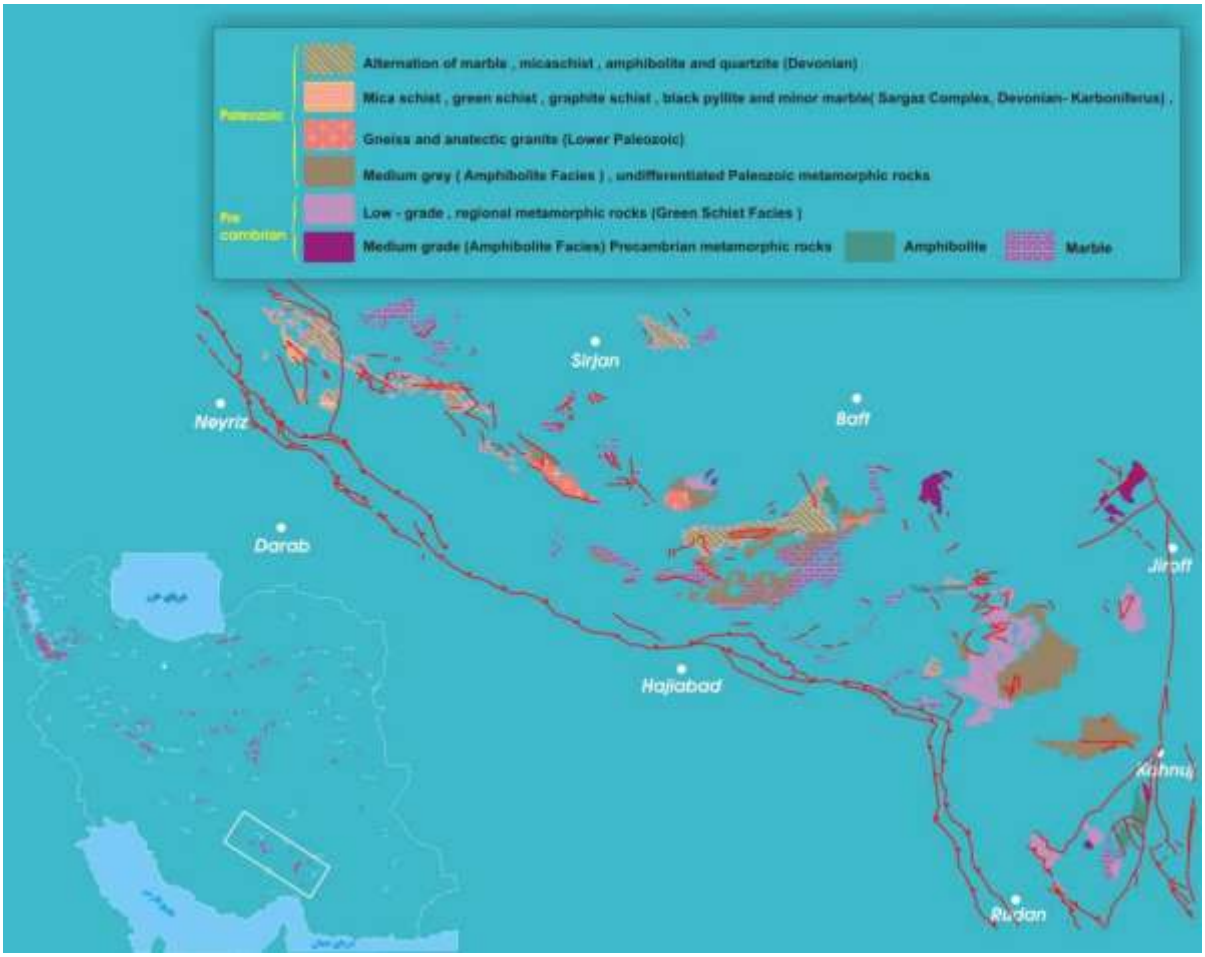
شکل ۲-۲۱ موقعیت **سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در زون سنندج – سیرجان**.

جدول ۲-۲ مهم ترین واحدهای سنگ شناسی دگرگونی در منطقه سنندج- سیرجان.

منطقه	مولف	واحد سنگ‌چینه‌ای (غیررسمی)		سنگ‌شناسی
حاجی‌آباد	بربریان – نوگل (۱۹۷۴)	بره خوشان		آمفیبولیت
		زرآب		میکا، شیست، گنیس، آمفیبولیت
نیریز	ریکو (۱۹۷۴)	شاه‌عباس		گنیس، میکا شیست
		کوه‌سفید		مرمر، پاراآمفیبولیت، گنایس
ازنا	تیله (۱۹۶۶)	کمپلکس ازنا		پاراگنایس، ارتوگنایس، آمفیبولیت
بویین	تیله (۱۹۶۶)	کمپلکس بویین		آمفیبولیت، گنایس، شیست، مرمر
گلپایگان	تیله و همکاران (۱۹۶۸)	کمپلکس گلپایگان		گنیس، فیلیت گارنت‌دار، مرمر، میکا شیست
مریوان	نوگل سادات (۱۳۵۶)	بایره – ویشکین دگاگا		متاولکانیک، فیلیت، گنیس، میکا شیست
تکاب	علوی نایینی، عمیدی (۱۹۸۲)	خیرآباد	انگوران	شیست
			علم کندی	آمفیبولیت
		ماهنشان	داده‌یاتی	گنیس
			پشتوک	مرمر
		آق‌کند	–	گنیس
			امیرآباد	گنیس، میگماتیت، میکا شیست
ارومیه	حقی‌پور – آقانباتی (۱۳۶۷)	–		گنیس
				آمفیبولیت
				سنگ‌های آتشفشانی اسید

۲-۳-۳-۱ سنگ های دگرگونی منطقه نیریز

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



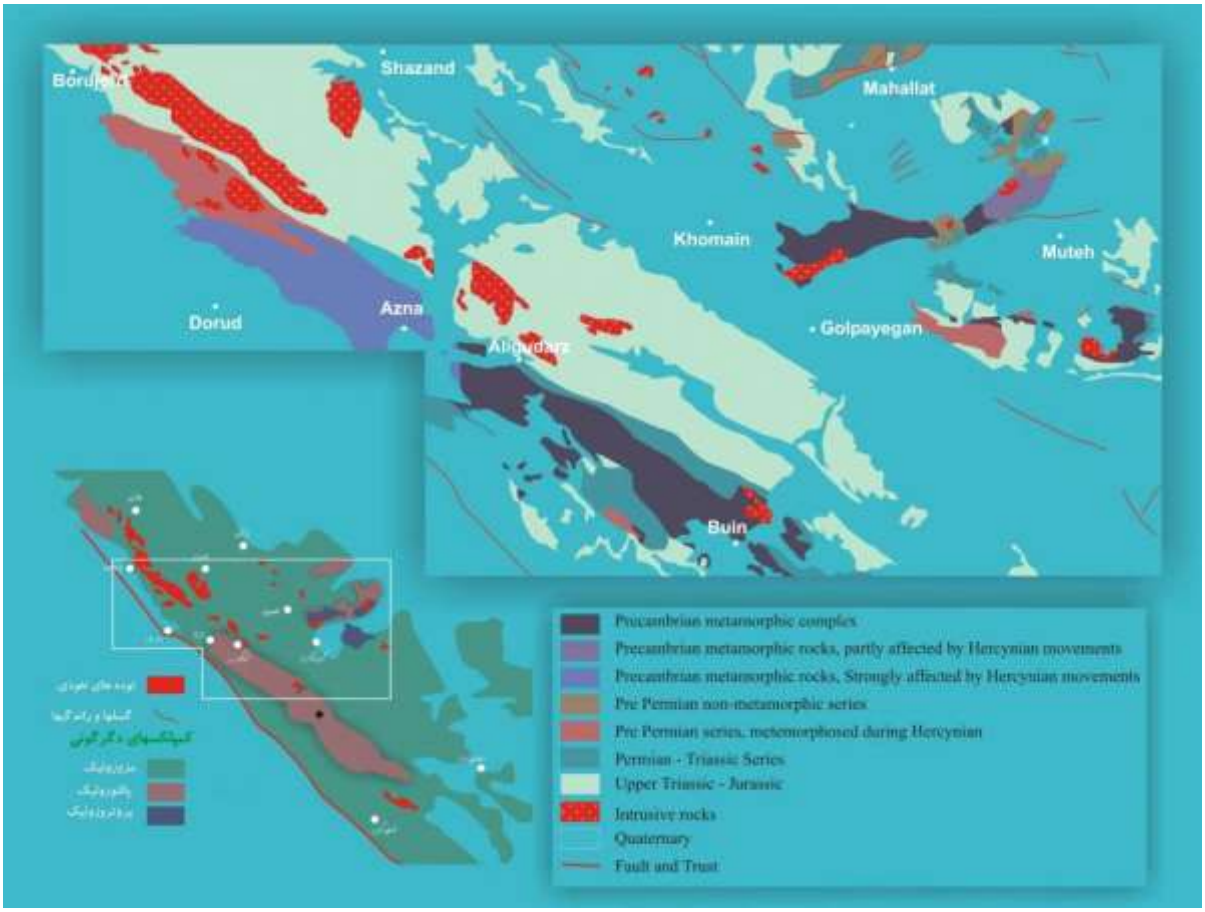
شکل ۲-۲۲ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه نیریز.

به علاوه، در حدود ۲۰ کیلومتری شرق قوری **کمپلکس چاه بند** واقع شده است وشامل سنگهای گوناگون بازیک 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 وغیره 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 احتمالا 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، احتمالا از نوع انستاتیت است. اندکی کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید نیز در این سنگ ها وجود دارد. اولیوین احتمالا 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، احتمالا ازیک پیروکسنیت یا هورنبلندیت آذرین مشتق شده اند؛ درحالیکه آمفیبولیت یا آمفیبول شیست با بیش از ۸۰ درصد هورنبلند سبز، احتمالا نشاندهنده منشاء اولیه گابروئی یا دیوریت بازیک می باشد

۲-۳-۳-۲ منطقه گلپایگان

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 می‌باشد. گرانیت های نزدیک موته جوانتر از این سنگ های دگرگونی هستند ولی می‌بایست سنی همانند آنها یعنی پرکامبرین داشته باشند. گرانیت‌های موته 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).



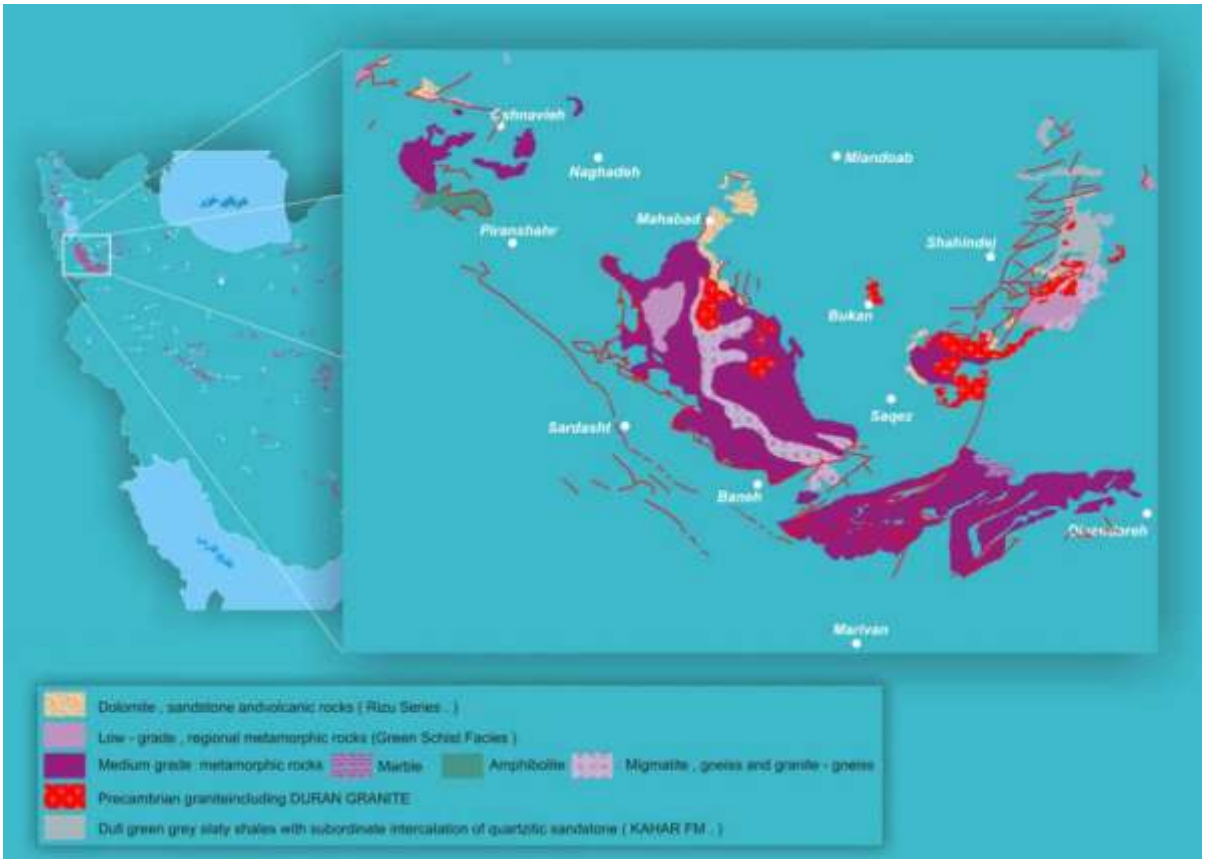
شکل ۲-۲۳ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه گلپایگان.

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

از نظر اشتوکلین (۱۹۷۱) منطقه مریوان – بانه بخشی از زون سنندج – 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 احتمالا قدیمی تر است که شمال متاولکانیک، فیلیت، میکا شیست، گنایس و مرمر های لایه لایه است (شکل ۲-۲۴).



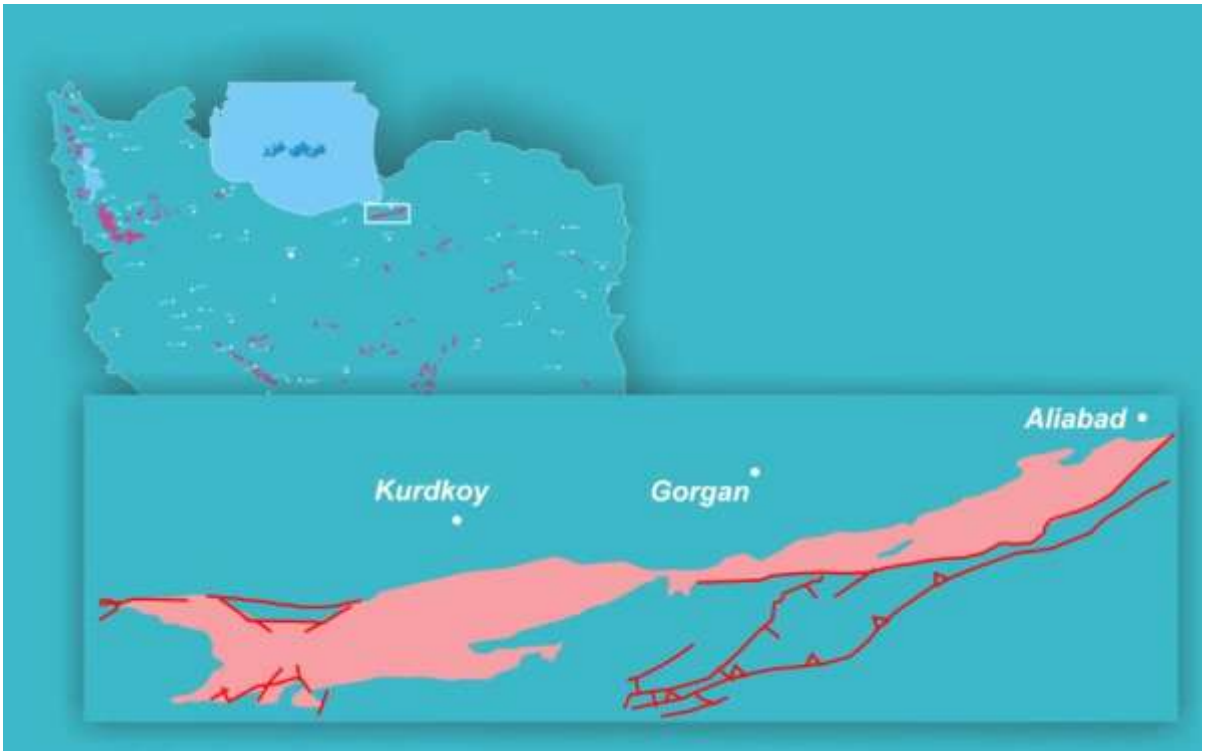
شکل ۲-۲۴ موقعیت سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه مریوان- مهاباد.

۲-۳-۴ سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در البرز

دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین کوه‌های البرز، تنها در دامنهٔ شمالی این رشته کوه‌ها برونزد دارند که از آن جمله می‌توان به شیست‌های گرگان، دگرگونی‌های اسالم – شاندرمن در جنوب باختری انزلی و دگرگونی‌های علم‌کوه (باختر کلاردشت)اشاره نمود. بر خلاف گزارش‌های متعدد موجود، پرکامبرین بودن سنگ‌های دگرگونی نواحی یاد شده چندان محرز نیست و به نظر می‌رسد که در فرآیند دگرگونی این نواحی، زمین‌ساخت برخوردی صفحه‌های ایران و توران، در زمان تریاس پسین و یا دگرگونی همبری (در ناحیهٔ عَلَم‌کوه) نقش اساسی داشته‌اند.

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 وسیلهٔ همبری گسل بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی رانده شده است که بخش قابل رؤیت آنها، حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا 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 سنگ های دگرگونی پرکامبرین در منطقه گرگان.

ژنی (۱۹۷۷) ضمن مقایسهٔ شیست‌های گرگان با مجموعهٔ بُنه‌شورو با ارائهٔ دلایل زیر، شیست‌های گرگان را به سن پرکامبرین منسوب دانسته است:

۱- سن پرتوسنجی، که در حدود ۳۰۰ ± ۱۲۷۸ تا ۱۰۰ ± ۹۸۵ 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 رخسارهٔ شیست سبز شیست‌های گرگان تا رخسارهٔ پرهنیت – پومپله ایت سازند محمدآباد و سازند لالون، تمام این مجموعه را متعلق به

اواخر پرکامبرین تا میانهٔ پالئوزوئیک می‌دانند. از سوی دیگر، حمدی (۱۳۷۴) با کشف فسیل‌های پالئوزوئیک، شیست‌های گرگان را به سن پالئوزوئیک (اوردویسین، دونین، کربنیفر) منسوب می کند.

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

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

۲-۳-۴-۲ دگرگونی های علم کوه

در ناحیهٔ علم‌کوه یک مجموعهٔ دگرگونی به نام سازند بَریر 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 هوبر، سن این مجموعهٔ دگرگونی را پرکامبرین عنوان نموده اند.

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

۲-۳-۴-۳ کمپلکس دگرگونی شاندرمن- اسالم

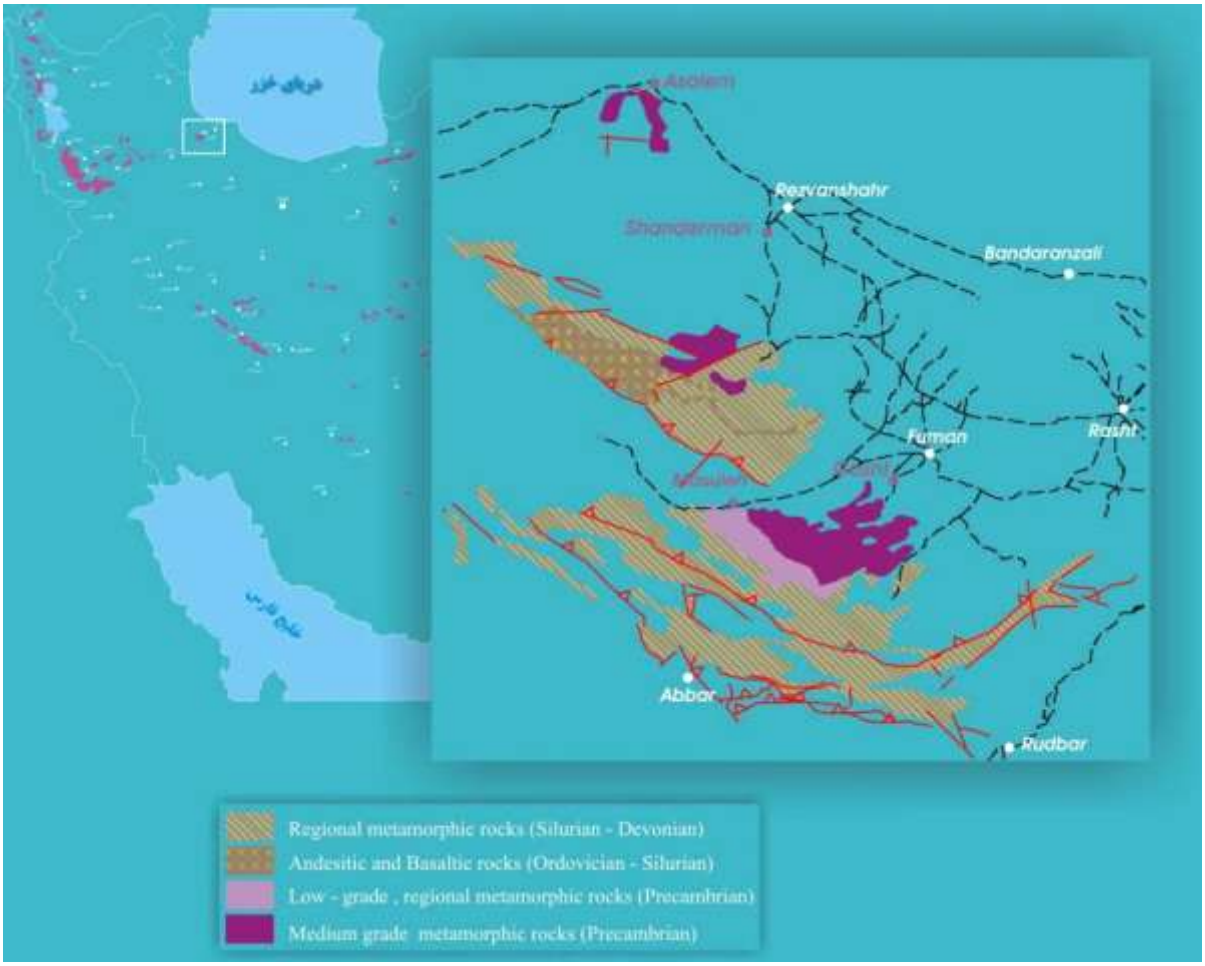
سنگهای این کمپلکس از نظر توزیع، توسط گسلهای موجود محدود شده و سنگهای ژوراسیک و کرتاسه آنها را پوشانده است. سنگهای دگرگونه ای که اکنون تحت عنوان کمپلکس دگرگونی شاندرمن-اسالم خوانده می شود، قبلاً برای مناطق شاندرمن رود و شفارود بصورت یک کمپلکس رخساره شیست سبز، گنایس و سرپانتین توصیف شده است (دیویس و دیگران، 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).

ازنظر سنگ شناسی، 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 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.

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

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 دگرگونی‌ها را یک فرازمین کهن پرکامبرین دانسته‌اند که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک پوشیده شده است؛ اما افتخارنژاد (۱۳۷۱) و علوی (۱۹۹۱)، این مجموعه را نوعی پوستهٔ اقیانوسی وابسته به تتیس کهن و به سن پرمین می‌دانند که در طول کوهزایی سیمرین پیشین، بر روی حاشیهٔ غیرفعال قاره‌ای البرز، فرارانش کرده است.



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

۲-۳-۴-۴ منطقه ماکو

در این منطقه کمپلکسی دگرگونه، حاوی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی وجوددارد 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 گرانیت شدیدا تجزیه شده (احتمالا گنایس گرانیتی، 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 ازنمونه ها منشاء رسوبی داشته وکانیهای 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 گرانیتی 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 ، میکروگرانیت یا گرانیت دگرگون شده، میکرودیوریت برشی شده که تا حدوی 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

پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس در هیچ نقطه‌ای رخنمون ندارد؛ ولی با توجه به اندازه‌گیری‌های مغناطیس هوایی، گرانی‌سنجی و بررسی‌های چینه‌شناختی، این باور وجود دارد که پی‌سنگ زاگرس دنبالهٔ شمال — شمال خاوری سپر عربی است که از شمال خاور آفریقا تا عربستان و حتی تا حوضهٔ زاگرس ادامه دارد. اطلاعات ژئوفیزیکی نشان می‌دهد که در فروافتادگی دزفول، سطح پی‌سنگ در عمق ۱۵ کیلومتری زیر سطح دریای آزاد است. در ناحیهٔ لرستان این سطح در ژرفای ۶ کیلومتر از سطح دریا قرار دارد ولی به سمت راندگی اصلی زاگرس، سطح پی‌سنگ به سرعت بالا می‌آید. بر اساس اندازه‌گیری‌های گرانی‌سنجی، در فارس داخلی قاعدهٔ پی‌سنگ در ژرفای ۳۵ کیلومتر و در کوه دینار — زردکوه در ژرفای ۵۵ کیلومتر است. تلفیق نتایج مغناطیس هوایی و گرانی‌سنجی گویای آن است که ضخامت پی‌سنگ 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 (حدود۱۸ 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 درآنها می توان تشخیص داد :

۱- گنایس کوارتز، فلدسپات، بیوتیت دار.

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

۳- گنایس میگماتیتی 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 کوردیوریت- گارنت (ادوارد، ۱۹۵۹) نشان دهنده درجه حرارتی بیش از ۷۰۰ درجه سانتی گراد و فشاری بیش از ۴ کیلوبار است.

ب) گرانیت: دربرخی 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 آناتکسیتیت 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 ژنوکرونولوژیکی پیشنهاد شده برای این مجموعه (گنایس وگرانیت)، 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 متامورفیسم به سن آسنتیک است که طی آن گنایس ها و احتمالا گرانیت بوجود آمده اند. سن سنگهای رسوبی، دگرگونی و متاولکانیکی این منطقه احتمالا به پروتروزوئیک پسین مربوط می گردد.

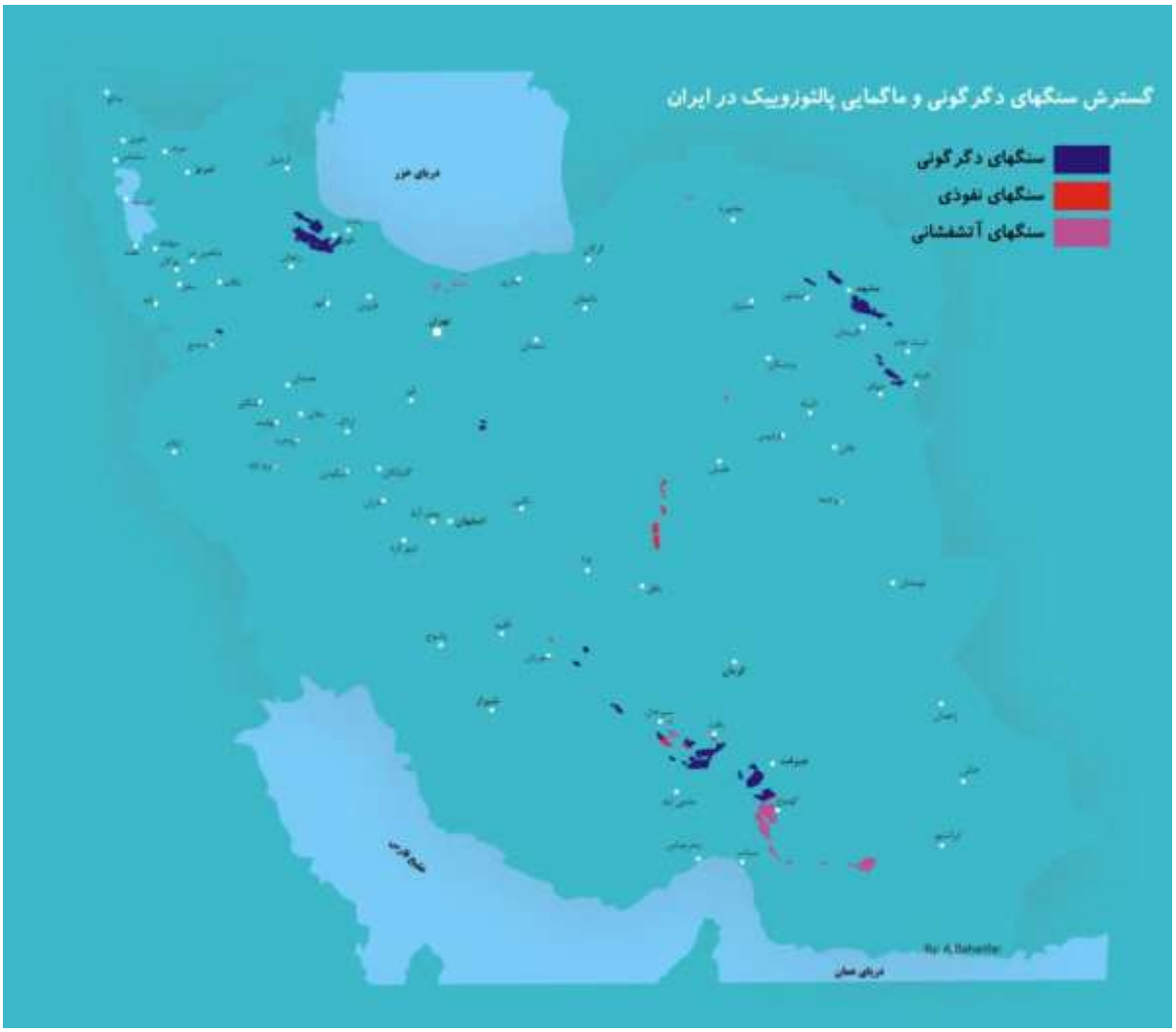
فصل سوم

ماگماتیسم و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک

۳-۱ مقدمه

بررسی‌های دیرینه جغرافیایی نشان می‌دهد که پس از کوهزایی پرکامبرین پسین (کاتانگایی) و سخت شدن پوستهٔ قاره‌ای، از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، پوستهٔ 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 هرسی‌نین باشد.

به همین دلیل، سنگ‌های آتشفشانی به ویژه توده‌های نفوذی و پدیدهٔ 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 (شکل۳-۱).



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

در خصوص ولکانیسم پالئوزوئیک می توان چنین اذعان نمود که بر خلاف نتایج حاصل از سن سنجی‌های پرتوسنجی که نتایج رضایت‌بخش نداشته، جایگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی مذکور کمک شایانی به برآورد سن آنها نموده است. جدا از سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه چینه‌شناسی مشخص، در نواحی جنگلی دامنهٔ شمالی البرز، به ویژه در کوه‌های طالش، سنگ‌های پالئوزوئیک مقدار درخور توجهی سنگ آتشفشانی و یا آذرآواری دارند. مطالعهٔ سنگ‌شناسی این آتشفشانی‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌های کهن‌تر، از نوع روانه‌های اسپیلیتی و روانه‌های جوان‌تر از نوع آندزیتی می باشند. حضور سنگ‌های آتشفشانی مذکور، به همراه ستبرای زیاد رسوبات پالئوزوئیک وجود یک کافت پر تحرک را در دامنهٔ شمالی البرز قوت می‌بخشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

در مورد پلوتونیسم پالئوزوئیک ذکر این نکته ضروری است که در شرایط زمین‌ساختی به نسبت آرام پالئوزوئیک ایران، جایگیری توده‌های نفوذی چندان درخور انتظار نیست. با این حال، بر اساس موقعیت چینه‌شناسی، سن پرتوسنجی و یا از راه مقایسه با نفوذی‌های کشورهای همسایه، بعضی از توده‌های نفوذی ایران به سن پالئوزوئیک منسوب شده‌اند؛ هرچند که در بسیاری از حالات، بازنگری سنی این توده‌ها می تواند راهگشا باشد.

نکته قابل توجه در خصوص دگرگونی پالئوزوئیک آن است که در برخی نقاط ایران، سنگ‌های پالئوزوئیک دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های غیردگرگونی همان دوران پوشیده شده‌اند. از این‌رو، به رغم آرامش نسبی، در پاره‌ای از نقاط، عملکرد نیروهای زمین‌ساختی به ظاهر با دگرگونی همراه بوده است. در این فصل، ماگماتیسم 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.

۳-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک

۳-۲-۱ ماگماتیسم پالئوزوئیک در زون ساختاری زاگرس

همانگونه که می دانیم، زون ساختاری زاگرس در دوران پالئوزوئیک، وضعیت پلاتفرمی داشته است. شواهدی از فعالیت ماگمائی 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 نسبتا ضخیمی از بازالت وریولیت با موقعیت چینه شناسی بسیار روشن دیده می شود.

اگرچه فاز ماگمائی اواخر پرمین و آغار 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.

۳-۲-۲ ماگماتیسم پالئوزوئیک در ناحیهٔ سنندج – سیرجان

یکی از ویژگی‌های آشکار پهنهٔ سنندج – سیرجان به عنوان یک کافت درون قاره‌ای، همراهی سنگ‌های پالئوزوئیک با سنگ‌های آتشفشانی است. مجموعه‌های رسوبی و همراهان آتشفشانی پالئوزوئیک این پهنه، به ویژه در حوالی سیرجان، اسفندقه و حاجی‌آباد دگرگون شده‌اند و در مواردی پیشرفت دگرگونی به حدی است که گدازه‌های بازالتی به آمفیبولیت و سنگ‌های کربناتی به مرمر تبدیل گردیده اند.

همچنین، بخش بزرگی از سنگ‌های سیلورین زون سنندج – سیرجان، به ویژه در ناحیهٔ سیرجان از نوع گدازه‌های اسپیلیتی است و چنین به نظر می‌رسد که فاز کششی سیلورین، در زون سنندج – سیرجان، بیشترین اثر را داشته است.

۳-۲-۲-۱ ناحیه اقلید

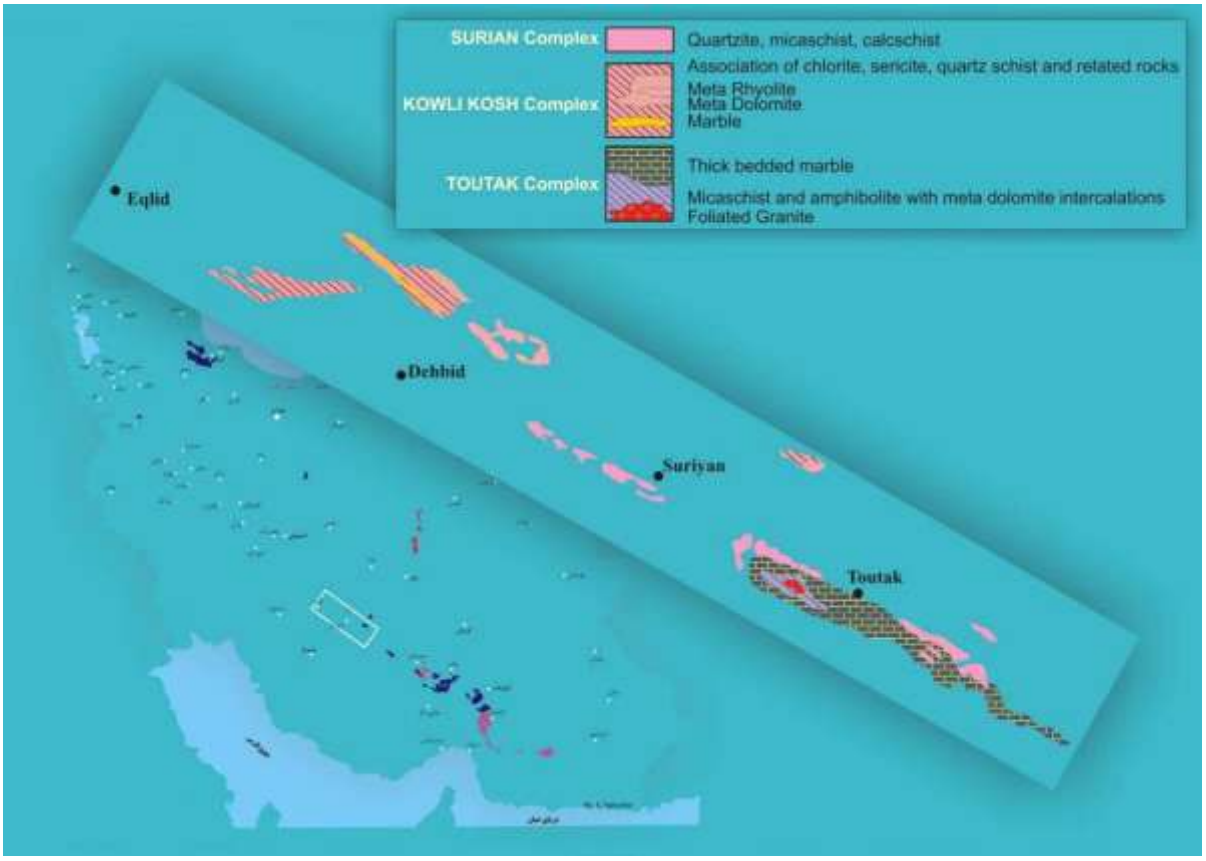
هوشمند زاده و سهیلی (۱۳۶۹) ماگماتیسم ناحیه اقلید را به دو گروه پیش از دگرگونی و پس از دگرگونی تقسیم می کنند که سنگهای ماگمایی پیش از دگرگونی، در پالئوزوئیک شکل گرفته اند (شکل ۳-۲).

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 سنندج- سیرجان است. پاره ای از آنها بافت اولیه خویش را علیرغم فازهای تغییر شکل و دگرگونی حفظ کرده و بخوبی سرشت ماگمائی را نشان می دهند؛ ولی اکثرا 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 نگرفته ومتشکل 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 ۳-۲ ماگماتیسم پیش از دگرگونی در ناحیه اقلید.

در مورد سنگهای حدواسط، ترکیب ژئوشیمیایی سنگها در حد داسیت تا آندزی بازالت است. با توجه به میزان آلکالن ها، سنگها نسبتا فقیر و در حد سری تولئیتی 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 اولیوین 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 ماگمائی در این سنگها تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته است؛ اما پاره ای از ساختارهائی که ناشی از تبلور دوباره کانیهاست، روی بافت اصلی تاثیرگذاشته است.

نتایج حاصل از مطالعات پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگهای بازیک مربوط به پیش ازدگرگونی، گواه این واقعیت است که این سنگها از یک ماگمای بازالتی نتیجه شده اند. این ماگمای تفریق شده، گدازه ای از نوع بازالتهای قلیائی قاره ای با نسبت Ni/Co<۱ 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 آزاد۱۰ تا ۱۲ درصد)

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

۳) متاگرانیت ها (کوارتر 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 نفودی 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 SiO2=15-60% تا قطب گرانیتی SiO2=79% با عبور از یک شیمی متوسط گرانودیوریتی SiO2=65-69% تغییر می کند.
- حتی در با زیک 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 التشکیل و اپیدوت جایگزین شده و گاهی اوقات کلسیت و بیوتیت نیز تغییر شکل یافته با کلریت جایگزین شده اند.

۲) متاگابروها 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 هونبلند، 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 بعلت 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) ا رتوگنایس بندنو

این توده بعنوان گرانیت متورق معرفی شده و بشکل بیضی با قطری معادل ۲/۱۶ و۲ کیلومتر از ساختار تاقدیسی منطقه تبعیت کرده و با شیست های سیاه رنگ بطور هم شیب قرار گرفته و ظاهرا بصورت پیوسته و تدریجی، به طبقات ضخیم گنایس های کوارتز- فلدسپاتی و سپس به گرانیت می پیوندد. از نظر میکروسکوپی، بافت این سنگ گرانولپیدوبلاستیک 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، فنژیت، کلریت، اولیگوکلاز+ فلدسپات پتاسیک، آپاتیت، زیرکن، اپیدوت، اسفن، روتیل، هماتیت+ مگنیتیت.

نتیجه گیری از ماگماتیسم 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 احتمالا اولیوین بوده که در اثر تفریق ماگما، شیمی آن متحول شده است. در نتیجه از محتوای Mg,Ni,Cr کاسته و بر محتوای Ti و Fe 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

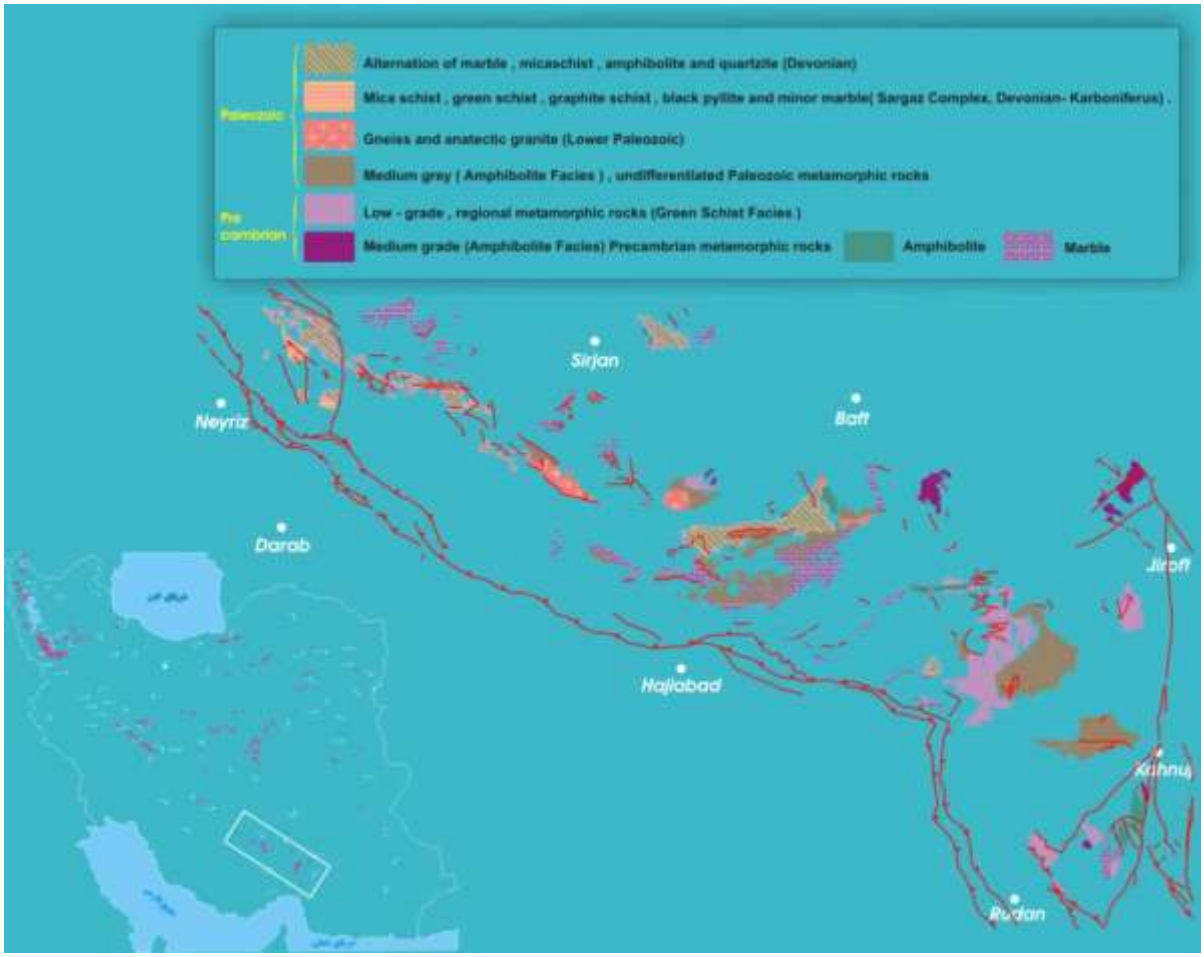
این سنگها، نمایانگر تبلور یک ماگمای به ظاهر کالکوآلکالن هستند که بشدت تفریق یافته و دارای رخساره گابروئی تا گرانیتی است. فرض اشتقاق این سنگها، در پی تفریق یک ماگمای بازالتی بیشتر مورد قبول است زیرا اولا سنگهای بازالتی بگونه ای وسیع در این زون پدید آمده اند و ثانیا در میان این سنگها رخساره هایی با مقدار زیادCr,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 برعمق، بین میهمان و میزبان تفاوت چندانی وجود ندارد تا بدین طریق، در یکی، ویژگیهای دیواره و در دیگری لکه های حرارتی ایجاد شود.

۳-۲-۲-۲ ناحیه حاجی آباد

در ناحیهٔ حاجی‌آباد، واقع در پهنهٔ سنندج – سیرجان، سنگ‌های دونین (کمپلکس سرگز) دارای تناوب‌های مکرر از گدازه‌های بازالتی به ضخامت‌های متفاوت با برتری سری سنگ‌های بازیک آلکالن با روند سُدیک است. تکرار روانه‌های بازالتی می‌تواند نشانهٔ تکرار فازهای کششی باشد. اوج ماگماتیسم در دونین بالایی است که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های ماگمایی را به صورت گدازه، برش آتشفشانی و توف در میان رسوبات جا داده است. در این آتشفشانی‌ها، پدیدهٔ دگرگونی پیشرفته است؛ به طوری که بیشتر آنها چنان متحول شده‌اند که جز با مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی دقیق، نمی‌توان به اصل آنها پی برد. با این حال، سنگ‌های مذکور ضمن حفظ بافت اولیه، سرشت ماگمایی خود را به خوبی حفظ کرده‌اند، هرچند 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 نفوذی‌های جنوب باختری سیرجان

در جنوب باختری سیرجان، نفوذی‌هایی با ترکیب لرزولیت تا گرانیت همراه با سنگ‌های دگرگونی به سن پیش از پرمین وجود دارد. این مجموعه شباهت به جزایر کمانی و یا حاشیهٔ فعال قاره‌ها دارد ولی سن آنها به درستی مشخص نیست. نبوی (۱۹۷۶) و هوشمندزاده (۱۹۷۷) این توده‌ها را با کوهزایی کالدونین مرتبط دانسته‌اند؛ اما، بربریان بر این باور است که این ناحیه از کمربند کوهزایی کالدونی فاصله دارد.

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

در زون سنندج – سیرجان، به ویژه در نواحی گلپایگان، الیگودرز و حاجی‌آباد، بخش بزرگی از سنگ‌های 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 سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج – سیرجان این باور به وجود آمده است که فازهای دیررس هرسی‌نین موجب تجدید فعالیت کافت‌های درون قاره‌ای در سنندج – سیرجان شده که خود مقدمه‌ای برای نازک شدگی پوسته و جدایش صفحهٔ ایران از عربستان بوده است.

۳-۲-۳ ماگماتیسم 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 درمنطقه اردکان و گابرو دیابازی مربوط به این دوره درمنطقه تربت جام وجود دارند ولی در مجموع تظاهرات ماگمائی محدودی مشاهده شده است.
- **دوره اردویسین:** در اردویسین، پاره ای از سنگهای آتشفشانی- رسوبی دگرگونه در منطقه خور به این زمان نسبت داده شده است. بعلاوه سنگهای گدازه ای بازیک نیز قابل ذکرمی 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 نسبیTiO_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 دراین سنگها در مجموع بنظر می رسد تحول ماگمای بازیک اولیه در جهت افزایش سیلیس و افزایش نسبی فوگاسیته اکسیژن، بهمراه 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 اردویسین وسیلورین:** در این دوره، سنگهایی ازجنس 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 کوارتز می باشند. این سنگها مربوط به اردویسین 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 ترود و سنگهای میانه در منطقه کاشان وجود دارند.
- **دوره دونین:** در دونین، سنگهای بازیک در منطقه کرمان و همچنین سنگهای دیابازی بهمراه 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 شدیدا دگرسان شده (به ضخامت حدود ۴۰۰۰متر) 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:** درکربونیفر، 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 درناحیه ماکو، سنگهای دونین با ضخامت زیاد وجود دارند که بر روی سنگهای دگرگونه پرکامبرین قرار گرفته اند. سنگهای دونین با ناپیوستگی همشیب برروی 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، درقسمتی از آذربایجان (کوههای میشو و مورو که در محدوده ماکو- تبریز واقعند) سنگهای آذرین درونی از جنس سینیت بالا آمده است.
- درالبرز مرکزی، بطور محلی سنگهای آتشفشانی و آذرآواری آندزیتی، بهمراه 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.
- درناحیه گرگان، سنگهای دگرگونی گسترش قابل ملاحطه 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 دراین زون، شامل سنگهای خروجی، نیمه ژرف و درونی می باشد که در زیر به بررسی هریک از آنها می پردازیم.

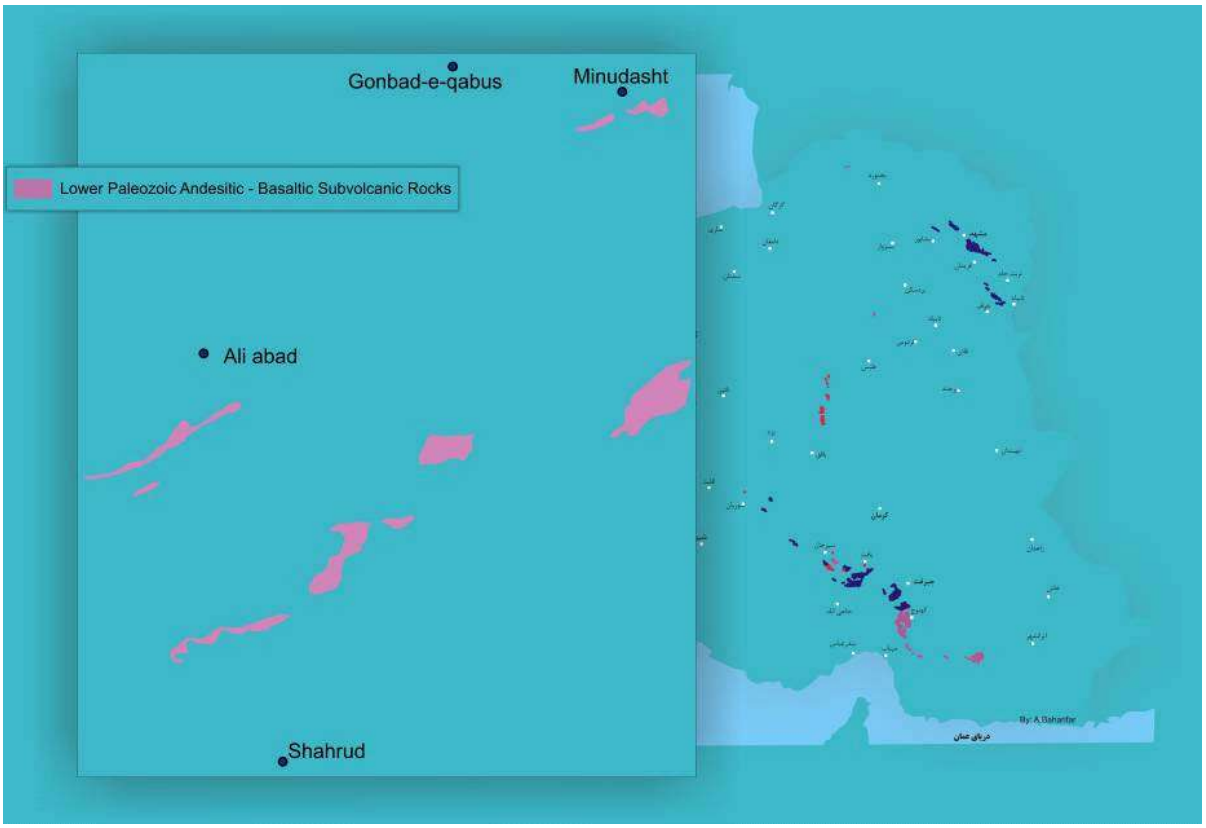
۳-۲-۴-۲ بازالت سلطان میدان

به نظر می‌رسد یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک، در سیلورین رخ داده باشد؛ زیرا در نقاطی از ایران، به ویژه در البرز خاوری و خاور ایران مرکزی که ردیف‌های رسوبی سیلورین برونزد دارند، واحد سنگ‌چینه‌ای این زمان (سازند نیور) با گدازه‌های بازالتی همراه است.

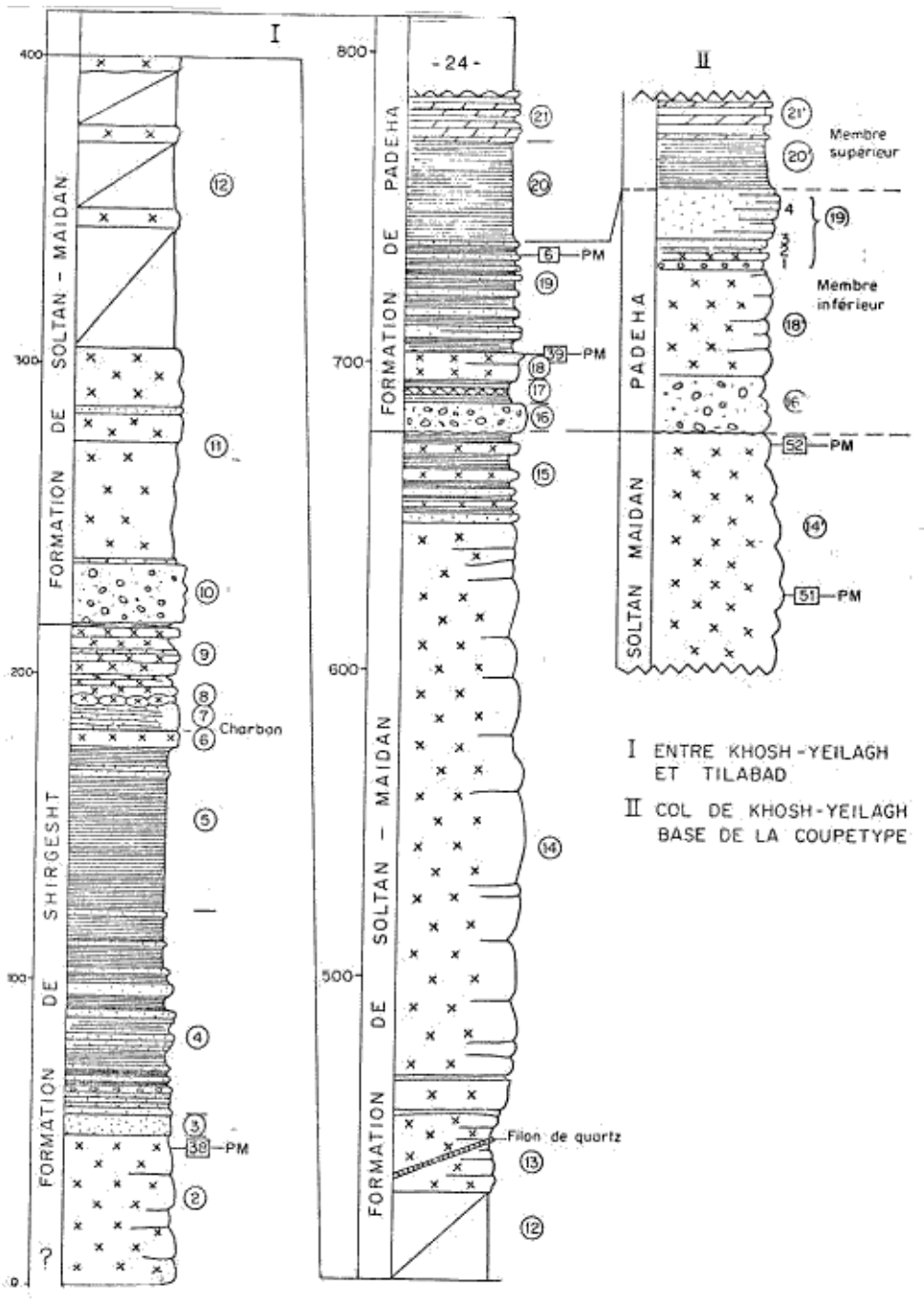
همچنین از جنوب گرگان، (دشت سلطان میدان درجنوب باختری گرگان، مینودشت) تا شمال شاهرود (گردنهٔ خوش‌ییلاق، تیل‌آباد)، گدازه‌های سیلورین حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت دارند و ژنی (۱۹۷۷) برای این گدازه‌ها نام بازالت‌های سلطان میدان را انتخاب کرده است. سن پرتوسنجی این گدازه‌ها به زمان‌های گوناگون (کامبرین، کربنیفر، اوایل ژوراسیک، آغاز تریاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه‌شناسی آن هماهنگی ندارد (شکل ۳-۴).

گدازه‌های بازالتی سیلورین به طور عموم تیره رنگ بوده و ساخت بالشی دارند که نشانگر تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی است. ترکیب شیمیایی این گدازه‌ها قلیایی است، به همین رو روانه‌های مورد نظر حاصل نخستین شکستگی سکوی پالئوزوئیک ایران دانسته شده‌اند. ژنی (۱۹۷۷) به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و عناصر قلیایی بالا، این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای می‌داند. لازم به ذکر است که گدازه‌های سیلورین تنها از نوع بازالتی نبوده، بلکه انواع سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز در این منطقه وجود دارد.

جدا از البرز خاوری (گرگان، شاهرود، اسفراین، رباط قره‌بیل و ...)، در نواحی شیرگشت، ترود، جام، سُه (کاشان) و خور (انارک) نیز سنگ‌های سیلورین (سازند نیور) دارای روانه‌های بازالتی هستند. جایگاه چینه‌شناسی گدازه‌های سیلورین و پوشیده شدن آنها با ردیف‌های پیشروندهٔ دریایی دونین سبب گردیده است تا اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به رویداد زمین‌ساختی تاکونین 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.

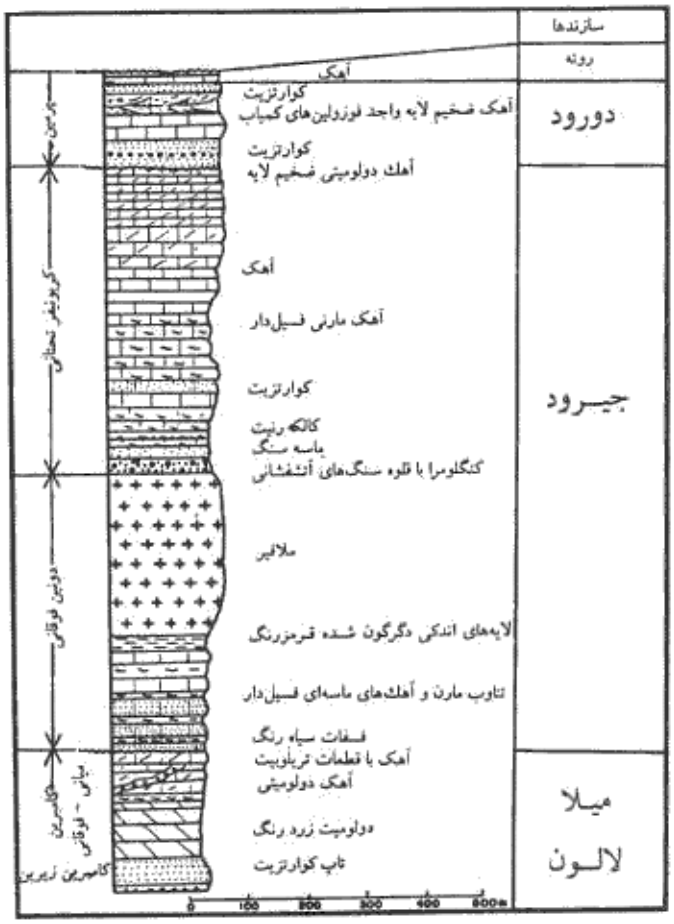


شکل۳-۵ مقطع چینه شناسی سازندهای شیرگشت و سلطان میدان (اشتامفلی ۱۹۷۸).

۳-۲-۴-۳ بازالت های سازند جیرود

در پاره‌ای نقاط ایران، نهشته‌های رسوبی دونین، همراهانی 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 ستبرا دارند. در شکل۳-۶ مقطع چینه شناسی سازند جیرود واقع در دره جیرود نشان داده شده است.

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



شکل۳-۶ مقطع چینه شناسی سازند جیرود در دره جیرود

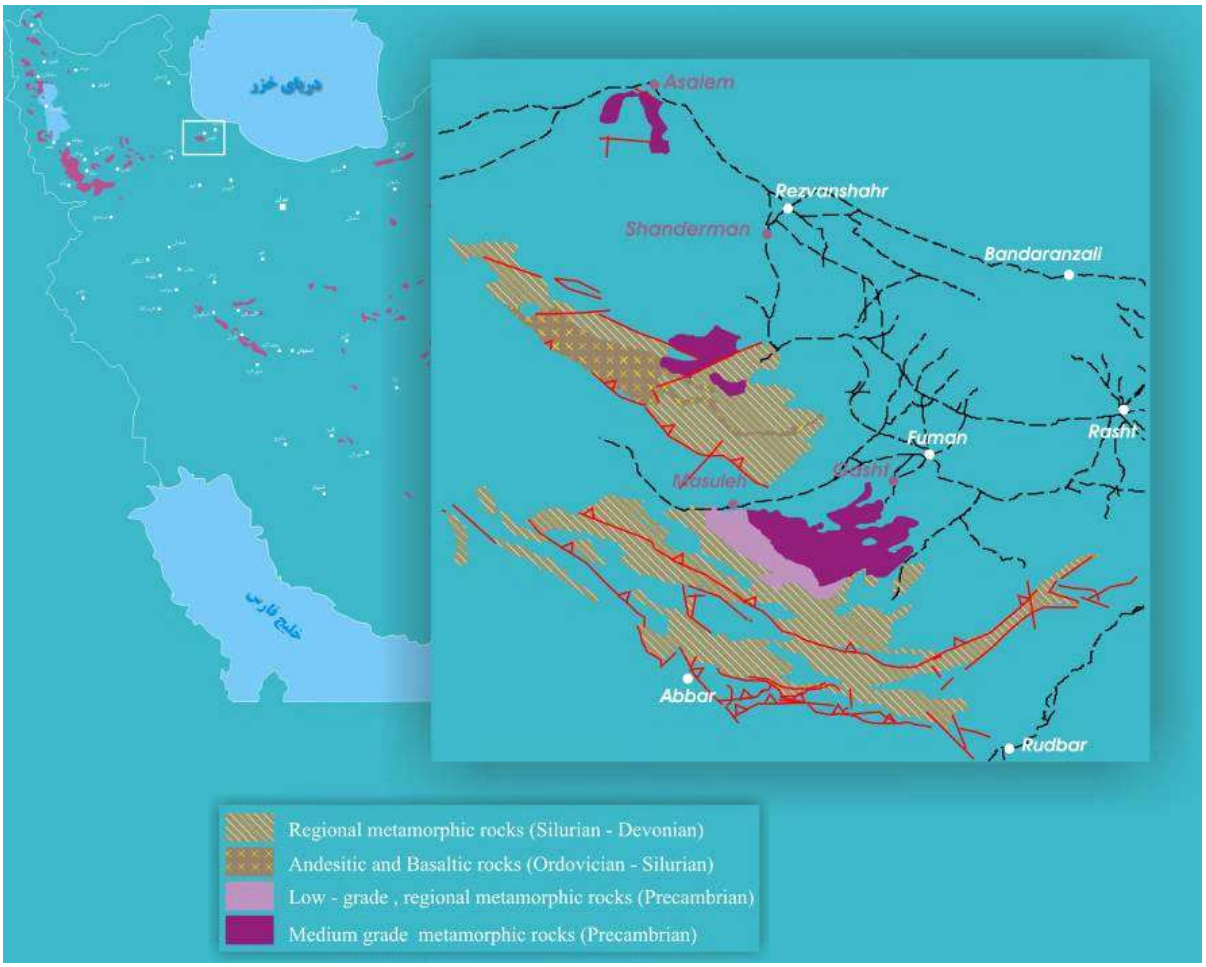
۳-۲-۴-۴ بازالتهای پرمین

در کوه‌های البرز، به ویژه در درهٔ چالوس و درهٔ 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.

۳-۲-۴-۵ نفوذی‌های تالش

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



شکل ۳-۷ گسترش توده های نفوذی پالئوزوئیک در منطقه تالش.

۳-۲-۴-۶ سینیت‌های مرند – جلفا

در ناحیهٔ مرند و جلفا چند تودهٔ سینیتی ریز دانه واجد رخنمون می باشند که به لحاظ داشتن اُرتوکلازهای صورتی، سیمای سُرخ‌گون دارند. این نفوذی‌ها در سنگ‌های دونین تزریق شده و به ظاهر با دگرشیبی 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).

۳-۲-۴-۷ اولترامافیک‌های باختر تبریز

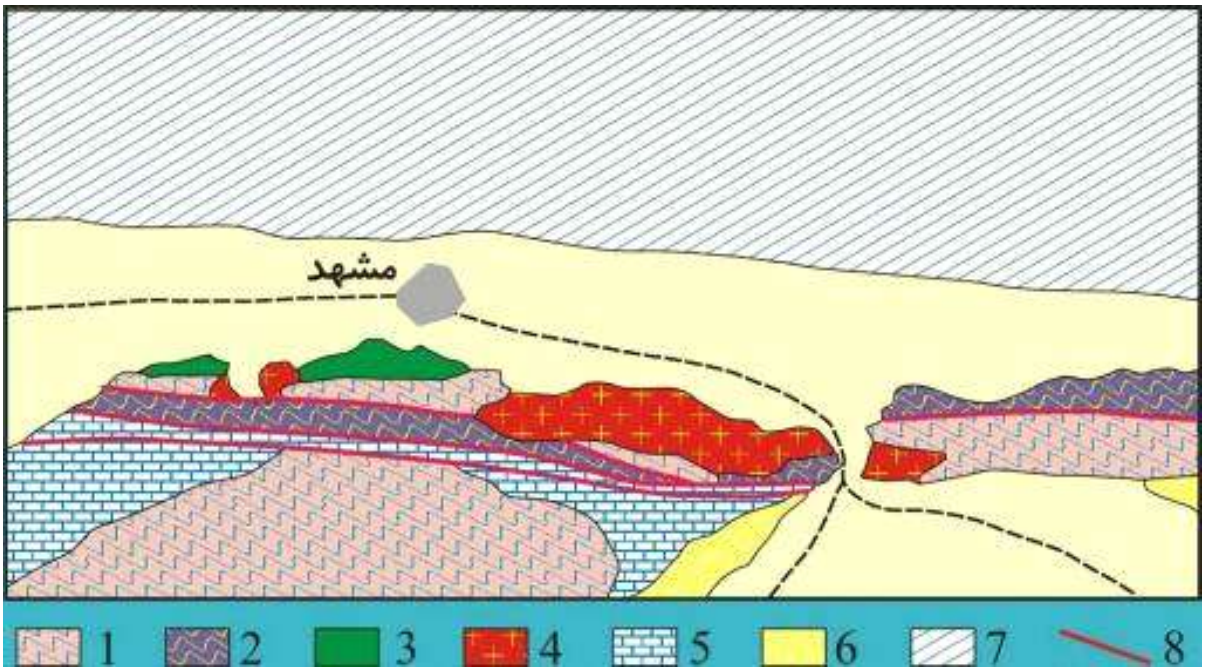
افزون بر سینیت‌های یاد شده در کوه مورو، مجموعه‌ای از دونیت تا گرانودیوریت وجود دارد که مجتهدی (۱۳۶۹) آن را یک تودهٔ اولترابازی می‌داند. علوی (۱۹۹۱)، گسل شمال تبریز را زمیندرز بین کمان ماگمایی ارومیه – دختر و کمان ماگمایی البرز می‌داند که در فصل مشترک آنها، سنگ های اولترا بازیکی میشو و مورو برونزد دارند.

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 برخورداراست؛ به گونه ای که تنها درمشهد و اطراف آن می توان این پدیده را جستجو کرد. فعالیتهای ماگماتیسم این بخش از ایران متنوع بوده و شامل انواع سنگهای خروجی، سنگهای نیمه عمیق و سنگهای نفوذی می باشد.

۳-۲-۵-۱ سنگ های خروجی

الف) منطقه مشهد: در محدوده نسبتاً وسیعی، پی سنگهایی 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 گدازه های بازیک دگرگون شده، تشکیل شده است. بخش جدید نیز با تعقیب همان روند به سمت شمال شیب دارد. برروی 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. درکوه سه پستان، پی سنگ کهن رخنمون داشته و سریهای 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- سریهای دگرگونی (دونین بالایی تا کربونیفر زیرین)، ۲- شیست ماسه سنگی (کربونیفر میانی تا بالایی)، ۳- افیولیتهای مشهد، ۴- گرانیتوئید، ۵- مزوزوئیک، ۶- ترشیری، ۷- کپه داغ، ۸- گسلهای اصلی.

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

۳-۲-۵-۲ 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 درمنطقه 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.

۳-۲-۵-۳ سنگ های عمیق مشهد

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

- انواع قدیمی یا گرانیت های پورفیروئید
- انواع جدید یا لوکوگرانیت
- انواع رگه‌ای

الف) انواع قدیمی یا گرانیت های پورفیروئید

گسترش وبیرون زدگی گرانیتهای 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:

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

گرانیت های پورفیروئید انواع مختلفی دارند که ازنظر 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 کوارتزدار که دانه متوسط بوده و بیوتیت های آن جهت دار می باشند.
۲) تونالیت طرقبه 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 گرانیتهای پورفیروئید تزریق شده اند، جوانتر ازآنها هستند. با درنظر 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). ازنظر 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 گرانیتهای قدیمی در این است که اولاً فاقد جهت یافتگی اند و ثانیاً از نظر شیمیائی، واجد سیلیس زیادتری هستند.

ج) انواع رگه‌ای

در ناحیهٔ خواجه مراد، رگه‌های آپلیتی متعددی توده‌های نفوذی دو فاز گرانیت‌زایی مشهد را بریده‌اند. سن نسبی و ترکیب شیمیایی آپلیت‌ها حاکی از دو مرحله آپلیت‌زایی است. آپلیت‌های مرحلهٔ نخست به داشتن فلدسپار فراوان و آپلیت‌های 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:

۱) ترکیب سنگی توده گرانیتوئیدی پورفیروئید مشهد طبق رده بندی میدل موست (۱۹۸۵) از حد گرانیت و کوارتز مونزونیت تا گرانودیوریت متغیر است.

۲) 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.

۳) 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 درنتیجه این سنگها به انواع گرانیتوئیدی تیپ S نزدیک می شوند.

۴) ترکیب ژئوشیمیایی انواع گرانیتی (نوع جدید)، تا حدودی همگن تر بوده و از نقطه نظر رده بندی میدل موست (۱۹۸۵)، همگی در حد گرانیت ظاهر می شوند. دراین 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.

۵) سنگهای آپلیتی منطقه نیز، با سنگهای گرانیتوئیدی منطقه همخوانی نشان می دهند. افزایش سیلیس در این سنگها، چمشگیر بوده اما درعوض، بطور نسبی از سهم فلدسپاتهای آلکالن کاسته می شود. در این شیره های باقیمانده گرانیتی نیز کروندون نورماتیو تشکیل شده است.

۶) 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، گرانیتوییدهای مشهد به ویژه انواع قدیمی را به سن کربنیفر و رخداد هرسی نین مشهد را نوعی کوهزایی همراه با گرانیت‌زایی دانسته است.

ب) بر پایهٔ 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 گرانیت مشهد را با روش پتاسیم– آرگون، ۳ ± ۱۴۶ تا ۳ ±۱۲۰ میلیون سال برآورد کرده‌اند. سن یاد شده بیانگر مرز تقریبی ژوراسیک – کرتاسه است ولی وجود قلوه‌های فرسوده شدهٔ گرانیت مشهد در درون رسوبات شیلی – ماسه‌سنگی زغالدار لیاس و یا در پایهٔ دریای پیشروندهٔ ژوراسیک میانی، سن سنجی انجام شده توسط آلبرتی را پرسش آمیز کرده و نشانگر سن پیش از لیاس برای گرانیت‌هاست.

ج) گرانیتوییدهای مشهد در رسوبات پلاژیک دگرگون شده و همراهان اولترامافیک جنوب باختری مشهد جای گرفته‌اند. در ناحیهٔ سفیدسنگ، سنگ‌آهک‌های موجود در مجموعهٔ پلاژیک و اولترامافیکی، سنگواره‌های پرمین دارند و لذا گرانیتوییدهای 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 صفحهٔ ایران و توران همزمان و هماهنگ است و لذا گرانیتوییدهای مشهد را می‌توان نوعی نفوذی برخوردی و حاصل برخورد دو صفحهٔ یاد شده دانست.

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

۳-۲-۵-۴ 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 هرسی نین، گاهی تا رخسارهٔ آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

سنگهای اولترامافیکی ورلیتی دارای ترکیب نسبتاً همگنی بوده و تغییرات اکسیدی، دامنهٔ محدودی را نشان می دهند. غنی بودن سنگ از MgO، حکایت از میزان شایان توجه اولیوین مودال و نورماتیو سنگ است؛ بطوریکه در برخی به حدود ۵۰ درصد بالغ می شود. سنگهای مافیک به صورت دولریتی، گروه سنگهای نیم ژرف را تشکیل می دهند و سنگهای خروجی بازالتی، وابسته به فعالیت آتش فشانی محیط ژرف اقیانوسی می باشند.

اولترامافیک های مذکور ترکیب شیمیایی تولئیتی 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 سنگ های اولترامافیک و ردیف‌های رسوبی دگرگون شده را حاصل عملکرد راندگی‌ها در یک منشور برافزاینده می‌داند.

اگرچه اولترابازیک‌های مشهد حاصل یک پدیدهٔ اقیانوس‌زایی دانسته شده که در پالئوزوئیک پسین در اثر جدایش دو صفحهٔ 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 ناحیهٔ 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 سنگ ها پذیرفتنی نیست.

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

۳-۲-۶ نتیجه گیری از ماگماتیسم پالئوزوئیک

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

۱) بطورکلی، سنگهای ماگمایی پالئوزوئیک از توسعه و گسترش محدودتری نسبت به زمان های ما قبل پالئوزوئیک (پرکامبرین) و ما بعد آن (مزوزوئیک و سنوزوئیک) برخوردار بوده اند.

۲) در خلال پالئوزوئیک، ماگماتیسم 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 جیرود 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 دینامو ترمال 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 (جیرود)، 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 (تولئیتی) است. سنگهای درونی و توده های گرانیتوئیدی، بعضاً کالکوآلکالن (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 عنصربصورت فسفریت در سنگهای تخریبی- کربناته سازند جیرود که در یک محیط رسوبی کم ژرفا نهشته شده اند، نمی تواند بی ارتباط با ماگماتیسم بازیک آلکالن پالئوزوئیک که پرمایه از عناصر ژئوشیمیائی ناسازگار (از جمله عنصر فسفر) است، باشد.

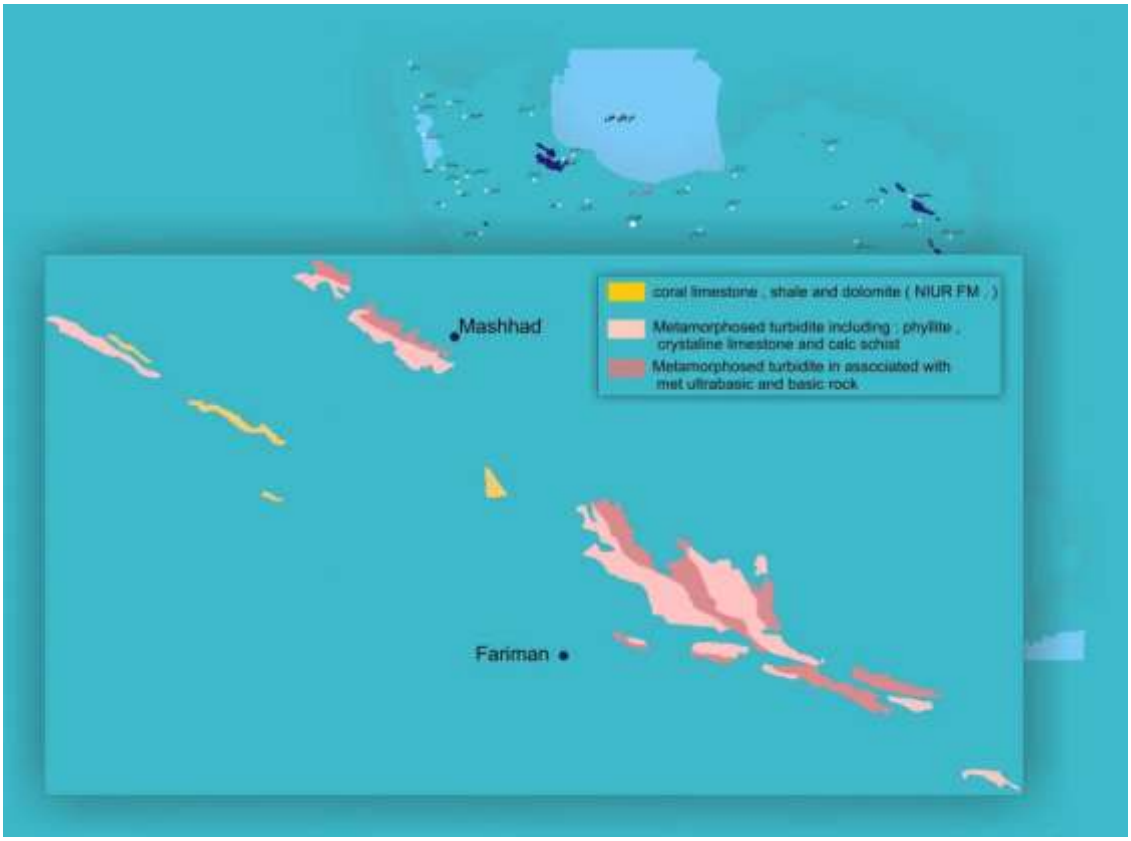
۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک

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.

۳-۳-۱ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ مشهد

در جنوب باختری مشهد، مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی و سنگ‌های اولترابازی دگرگون شده وجود دارد که با رسوبات دگرگون نشدهٔ لیاس پوشیده شده‌اند (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 هرسی‌نین است. بازنگری دوبارهٔ دگرگونی‌ها توسط مجیدی (۱۳۷۵) با پیدا شدن سنگواره‌های پرمین در ناحیهٔ سفیدسنگ همراه بود و لذا، طرح دگرگونی هرسی‌نین قابل قبول واقع نگردیده و مسلم است که عامل دگرگونی را بایستی در فاصلهٔ زمانی پس از پرمین و پیش از لیاس محدود کرد.

امروزه این باور وجود دارد که پدیدهٔ دگرگونی در ناحیهٔ مشهد حاصل یک رویداد برخوردی است که با برخورد دو صفحهٔ ایران و توران شکل گرفته و لذا، کلیهٔ فازهای دگرگونی منسوب به پالئوزوئیک مشهد، مربوط به سیمرین پیشین و فازهای جوان‌تر (سیمرین میانی) است.



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

۳-۳-۲ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ 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 تتیس کهن و نفوذ گرانیت‌های تریاس (گرانیت لاهیجان) در این مجموعه، تصور زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین و عملکرد فاز سیمرین پیشین را قوت می‌بخشد.

۳-۳-۳ دگرگونی پالئوزوئیک ناحیـــــهٔ طالش

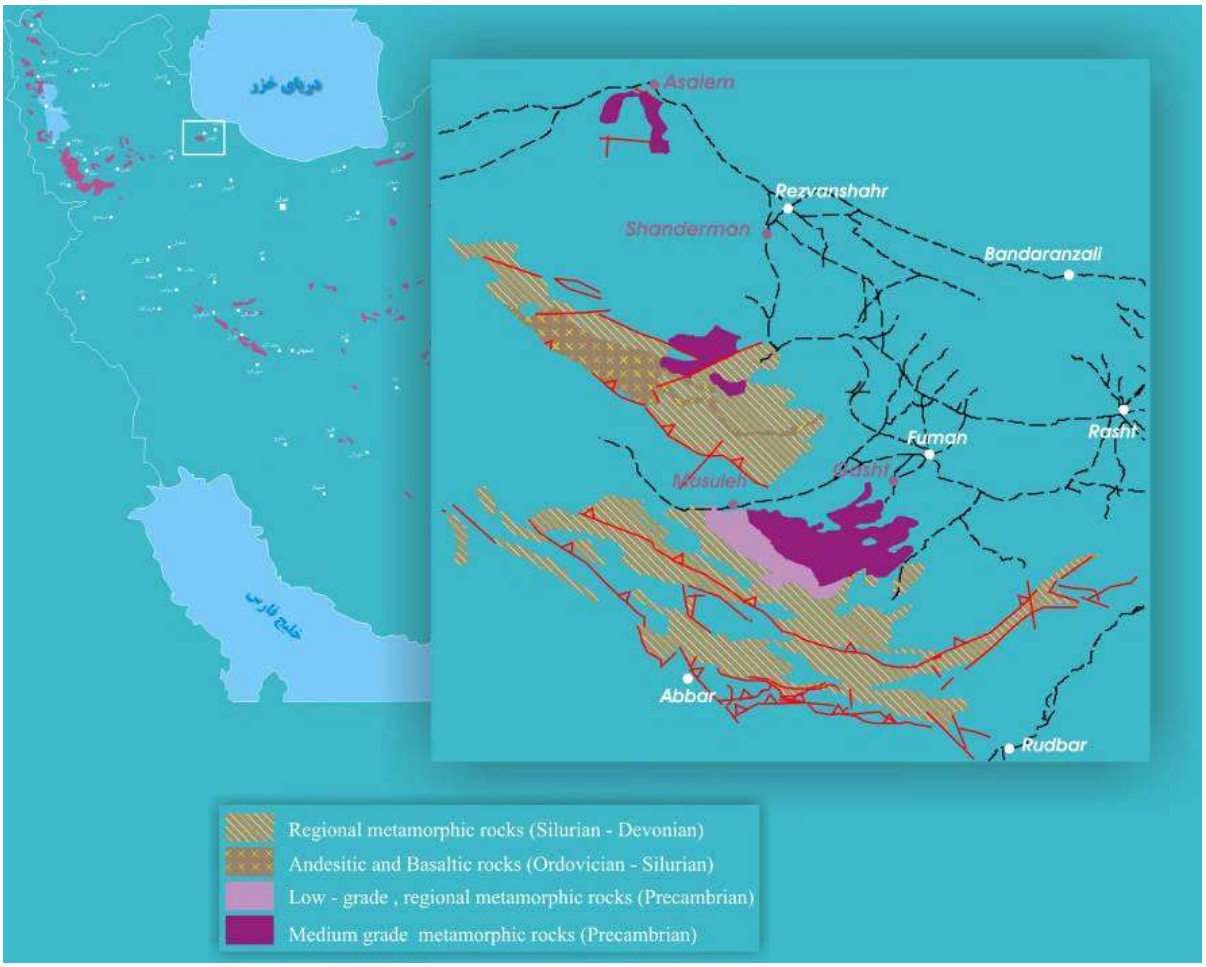
در منطقه طالش، مجموعه ای از سنگ های دگرگونی پالئوزوئیک بیرون زدگی دارند که تحت عنوان مجموعه گشت نامگذاری شده اند (شکل ۳-۱۰). این مجموعه (مجموعه گشت) دارای دو بخش جداگانه به شرح زیر است:

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 مجموعهٔ بالایی، بلورهای کیانیت تخریبی وجود دارد که از سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر منشأ گرفته‌اند و لذا پذیرفته شده که مجموعهٔ گشت، دست کم در دو زمان متفاوت دگرگون شده است.

بخش پایینی مجموعهٔ گشت سن پرتوسنجی ۱۲ ± ۳۷۵ میلیون سال یعنی دونین میانی دارد. بخش بالایی در زیر سنگ‌آهک‌های میکروفسیل‌دار پرمو – تریاس نادگرگونی قرار دارند ولی به باور کلارک (۱۹۷۵)، مجموعهٔ پایینی سنگ‌های

پرکامبرین هستند که در اثر رویداد کالدونین دگرگون شده‌اند و پیامد دگرگونی در مجموعهٔ بالایی مدیون رخداد هرسی‌نین است.

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



شکل ۳-۱۰ گسترش سنگ های دگرگونی در ناحیه تالش.

۳-۳-۴ دگرگونی پالئوزوئیک در ناحیهٔ ماکو

در ناحیهٔ ماکو، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی اسید دگرگونی (در زیر)، شیست، 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 اردویسین برای آنها است. به همین دلیل، حمدی و بربریان (۱۹۷۷)، قرار داشتن دگرگونی‌های اردویسین در زیر رسوبات دونین نادگرگونی را نتیجهٔ عملکرد فاز کوهزایی کالدونین دانسته‌اند.

فصل چهارم

ماگماتیسم و دگرگونی مزوزوئیک

۴-۱ 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 همین‌رو، سنگ‌های اوایل مزوزوئیک ایران همچنان از نوع نزدیک قاره‌ای هستند که به جز نخلک و کپه‌داغ، کم و بیش در بیشتر نقاط ایران رخسارهٔ همسان دارند.

در تریاس پسین، پس از رخداد زمین‌ساختی معادل سیمرین پیشین، چهرهٔ 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 سیمرین پیشین، جنبش‌های زمین‌ساختی سیمرین میانی (باژوسین – باتونین)، سیمرین پسین (کرتاسهٔ آغازی)، فاز اتریشی و رخداد لارامین (کرتاسهٔ پایانی) هریک 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 صفحهٔ ایران از صفحهٔ زاگرس در آغاز تریاس پسین، همراه با تکوین دریای تتیس جوان، در محل راندگی اصلی زاگرس.

۲) حرکت صفحهٔ ایران به سوی صفحهٔ توران و برخورد این دو همراه با بسته شدن کامل تتیس 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 تتیس جوان همراه با اقیانوس‌زایی در امتداد گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی.

۵) بسته شدن سیستم‌های کافتی تتیس جوان در زمان کرتاسهٔ پسین همراه با فرارانش مجموعه‌های افیولیتی ایران به روی لبهٔ ورق‌ها و یکی شدن دوبارهٔ صفحهٔ زاگرس و صفحهٔ ایران.

موارد مذکور نشان از آن دارد که بر خلاف آرامش نسبی پالئوزوئیک، در زمان مزوزوئیک پوستهٔ 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 دوبارهٔ آنها، گواه بر پویایی مزوزوئیک صفحهٔ ایران است.

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

شکل۴-۲ گسترش سنگهای آذرین و دگرگونی مزوزوئیک در ایران.

۴-۲ سنگهای ماگمائی تفکیک نشده

سنگهای ماگمائی تفکیک نشده به آندسته از سنگ های آذرین و دگرگونی اطلاق می شود که سن دقیق آنها مشخص نبوده و سن کلی مزوزوئیک برای آن ها در نظر گرفته شده است. سنگهای این گروه ، شامل سنگهای آذرین نفوذی ، سنگهای مجموعه های افیولیتی و پاره ای از سنگهای دگرگونه است.

۴-۲-۱ سنگهای آذرین نفوذی

شامل توده های آذرین گرانیتوئیدی در زونهای البرز، ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان، مانند مناطق گرگان و بندر انزلی، مناطق تربت جام، مشهد، جاجرم، خارتوران، اردکان و مناطق نیریز و اقلید است.

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 آباده از جمله سنگهای ماگمائی نفوذی منسوب به دوران مزوزوئیک هستند.

۴-۲-۲ 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 تکتونیکی، 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.

۴-۲-۳ سنگهای ماگمائی دگرگونه

این گروه از سنگها، غالباً همراه با گروه سنگهای آذرین نفوذی و یا مجموعه سنگهای افیولیتی مشاهده گردیده اند، و ضمناً متحمل پدیده متامورفیسم نیز شده اند. البته شدت متامورفیسم 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.

۴-۳ ماگماتیسم و دگرگونی تریاس

۴-۳-۱ ماگماتیسم 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 فعالیتهای ماگمائی و دگرگونی، به وقوع پیوسته که سرزمین ایران نیز از آن بی نصیب نبوده است. در این مبحث، ماگماتیسم 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.

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

عمده ترین فعالیت ماگمائی 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 ماگمائی که در زون سنندج- سیرجان پدیدار گشته اند، تحت تأثیرفاز اصلی دگرگونی که همانا فازسیمیرین پیشین است قرار گرفته اند؛ ولی سنگهائی 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.

۴-۳-۱-۱-۱ ناحیه اقلید

هوشمند زاده و سهیلی (۱۳۶۹) ماگماتیسم 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 آلپی (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: اولیوین بازالت اسپیلیتی

دسته دوم: کراتوفیر- ریولیتهای آلکالن

از نظر پتروگرافی، بافت اولیوین 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 پلاژیوکلازها (لابرادوریت- آندزین) و اولیوین خلاصه می شود که ندرتاً پیروکسن منوکلینیک نیز آنها را همراهی می کند.

اولیوین 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 ریبکیت یا آرفودسونیت به همراه سایر کانیها در این سنگهامشاهده می شوند. همانند اولیوین بازالت ها، این گرانوفیرها نیز فرسوده شده و به مجموعه کانیهای کلسیت، کلریت، کانیهای رسی و کوارتز تبدیل شده اند.

در جنوب شرقی دهکدهٔ گوشتی 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 + آلبیت + فلدسپات پتاسیک + میکای سفید + کانیهای اوپاک

هماتیت + بیوتیت+ کلریت+ اپیدوت + زیرکن+ اسفن + پیریت + آپاتیت

سه نوع پاراژنز در این سنگها قابل تشخیص است:

۱) فقط با درشت بلورهای آلبیت

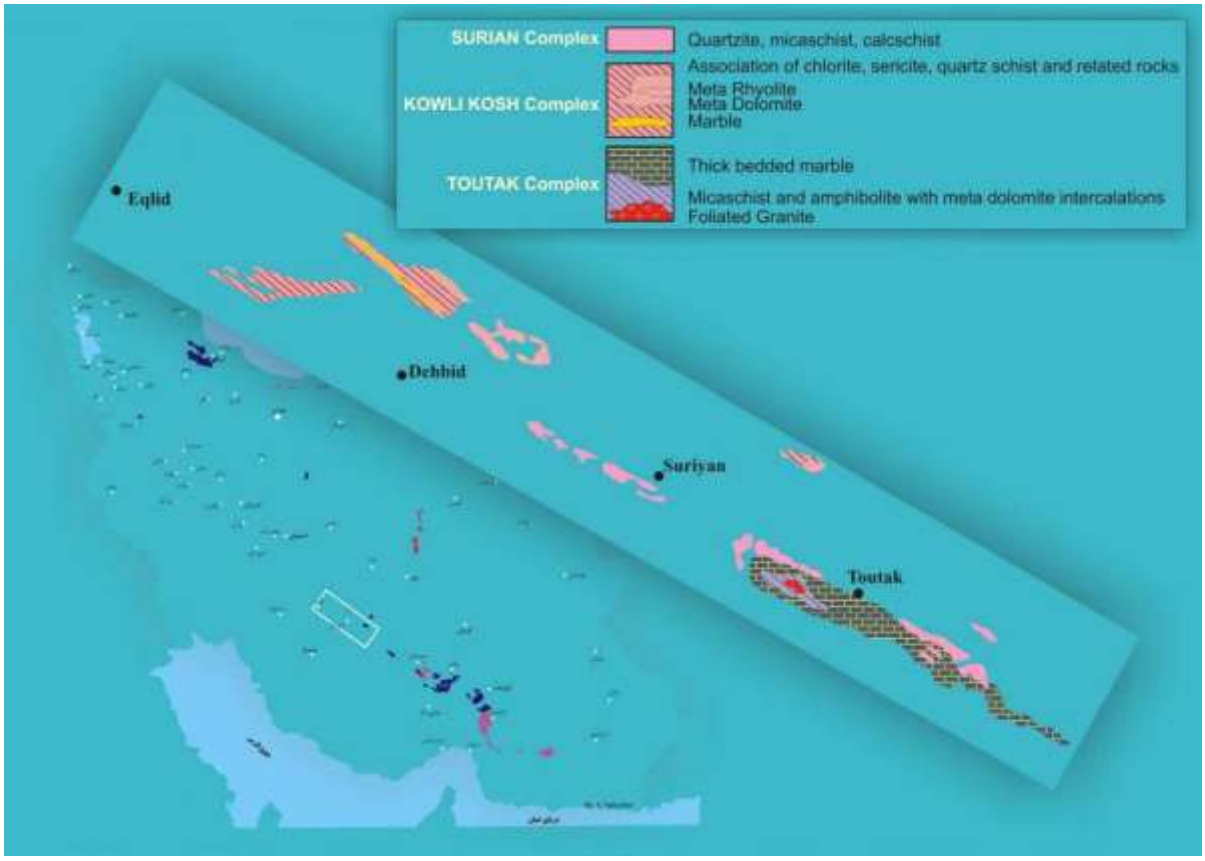
۲) فقط با درشت بلورهای فلدسپات پتاسیک

۳) فقط با درشت بلورهای گوناگون و به نسبتهای مختلف که بسته به شدت تبلور مجدد سنگ، فلدسپاتهای پتاسیک آنها کمابیش آلبیتی شده و به تدریج از تعداد و مقدار آنها کاسته شده، تا آنجا که تنها آثاری 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 ماگمائی 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، خمیرهٔ 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 ۴-۳ گسترش ماگماتیسم تریاس در ناحیه اقلید.

ب) سنگهای آذرین نیم ژرف

در این زون سنگهای آذرین نیم ژرف با سن تریاس بسیار محدود وتقریباً فاقد تنوع می باشند. این سنگها تنها به شکل سیل رخنمون 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 ریولیتهای اقلید، بصورت سیلهای کم ضخامت با بافت جریانی 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 جریانی 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.

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

رخداد زمین ساختی کیمیرین پیشین در تریاس پسین صورت گرفته و موجب تغییررژیم رسوبی در سراسر ایران زمین شده است. در بخشهائی 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، هوازدگی 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 همچینین سنگهای بازالتی که رنگ سبز تیره دارند، توسط سنگهائی 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 منشاء رسوبی و آذرآواری و توفی (زیر گروه Alam) شامل ماسه سنگ، سنگ آهگ، 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، دایکهای کوچک با ترکیب سنگ شناسی پلاژیوگرانیت و گاه پلاژیوگرانیت پورفیری، کوارتزدیوریت 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.

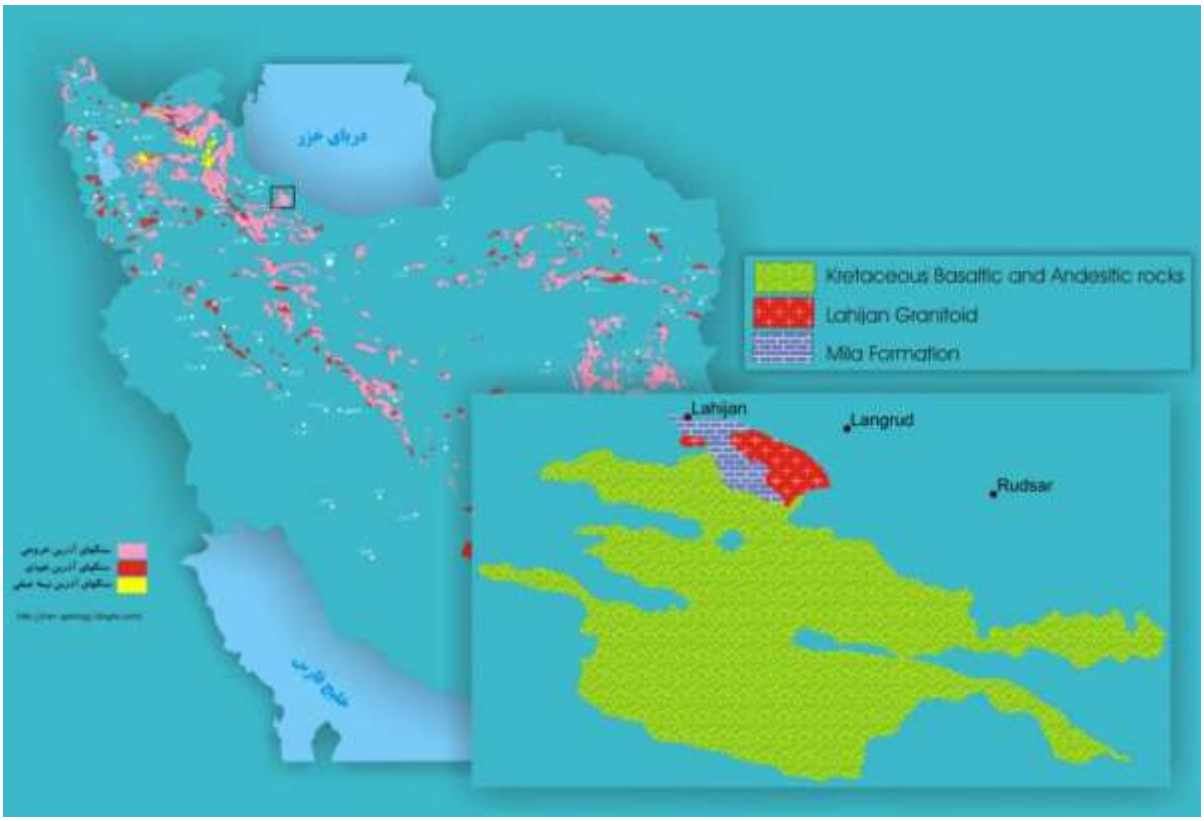
از سایر سنگ های واقع در زون ایران مرکزی میتوان به گرانیت بیوتیت دار اسماعیل آباد واقع در منطقه ساغند اشاره نمود. این گرانیت، رسوبات پرمین را قطع نموده و توسط کنگلومرای کرتاسه پوشیده شده است. تعیین سن نمونه ای از گرانیت مذکور به روش روبیدیم- استرانسیم سن ۲۴۰ میلیون سال را بدست داده است (Crawford 1977)، 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 (Na2O + K2O)، جزو قلمرو سری سنگهای کالکوآلکالن قرار دارند. میزان اکسیدتیتانیم (TiO2) که ظاهراً در ساختمان کانیهای اوپاک مانند تیتانومگنتیت و ایلمنیت تمرکز دارد، قابل بررسی است. نکته قابل توجه آن است که در تحولات ماگمائی، 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 آتشفشا نی- رسوبی در منطقه تربت جام و سنگهای دیابازی متعلق به تریاس نیز رخنمون دارند.

۴-۳-۱-۳ 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 زوائدی از این سنگهای گرانیتوئیدی درون فیلیتها تزریق شده اند. در مناطق خرد شده و گسله، بافت کاتاکلاستیکی وجود داشته و نشانه هائی ازتبلور دوباره و پدیده میلونیتی 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 متاآلومینه 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 کیلوبار 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 ۵ ±۱۸۰ 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).

۴-۳-۱-۴ ماگماتیسم تریاس در زون شرق ایران

از بین کلیه مناطقی که در شرق ایران واقعند، تنها در قائن، فعالیت ماگماتیسم 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 میلونیتی و متبلورشدهٔ 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 معتنابهی اولیگوکلاز، بیوتیت دانه ریز و مسکویت است. کانیهای فرعی شامل اسـفن، 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 برروی بیوتیت تعدادی از گرانیت های پورفیری، سن ۱۰ ± ۲۵۶ و ۹ ± ۲۱۵ میلیون سال (پرمین- تریاس) به دست آمده است. تعیین سن بیوتیت در نمونه ای از لوکوگرانیت، به روش پتاسیم- آرگن سن ۱۰ ± ۲۴۵ 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 بخشهائی 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 موست ۱۹۸۵) بوده و یا ندرتاً گرایش به سمت گرانودیوریت و یا کوارتز مونزونیت دارند. این سنگهای نفوذی از نقطه نظر طبقه بندی سریهای ماگمائی، در نمودار سیلیس- آلکالن کونو (Kuno.1959) اساساً در محدوده سنگهای آلکالن قرار می گیرند.

اکسیدهای آلکالن (K2O و Na2O) 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 SiO2 بین حدوداً ۶۵ الی۷۵ 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

فشردگی‌های ناشی از رخداد زمین‌ساختی تریاس پسین، سبب شده است تا در پاره‌ای نقاط ایران، به ویژه در بخش جنوب خاوری زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های تریاس میانی و کهن‌تر، دگرگون و دگرشکل باشند. برای سنگ‌های دگرگونهٔ کهن‌تر (پرکامبرین) پیامد دگرگونی تریاس پسین از نوع بازگشتی و قهقرایی و همراه با کاهش درجهٔ دگرگونی است. پیامدهای دگرگونی تریاس را بیشتر در صفحهٔ ایران (سنندج – سیرجان، ایران مرکزی، لوت و ...) می‌توان 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، حاجی‌آباد و اسفندقه در اثر دگرگونی سیمرین 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 مجموعهٔ دگرگونه انجامیده است. در ضمن، در ناحیهٔ 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 N4OE 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 چُغوک، خَبر و ۰۰۰ حاصل عملکرد دو فاز یاد شده است. دو فاز دگرگونی مذکور، پیش از پیشروی چرخهٔ رسوبی تریاس پسین – ژوراسیک میانی (گروه شمشک) پایان یافته است.

دربارهٔ 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 سیمرین 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 « ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام »، سنگ‌های تریاس بالایی و کهن‌تر، در نتیجهٔ یک فاز دینامومتامورفیسم، همراه با چین‌خوردگی، گسلش و راندگی‌های فراوان دگرگون شده‌اند. دگرگونی‌های مورد سخن، به گونهٔ دگرشیب به وسیلهٔ رسوبات لیاس غیردگرگونه پوشیده شده‌اند. حقی‌پور (۱۹۷۴) نتایج فاز دگرگونی تریاس را بشرح زیر عنوان نموده است:

۱) کاهش درجهٔ دگرگونی در برخی از سنگ‌های پرکامبرین که با دگرسانی و کلریتی شدن همراه بوده است.
۲) دگرگون شدن ردیف‌های پرکامبرین پسین – تریاس میانی در رخسارهٔ شیست سبز.
۳) تبدیل پلیت‌های تریاس بالا (سازند نایبند) 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 سیمرین میانی) دارد. بازنگری انجام شده در ناحیهٔ تفرش تأییدی بر این نظر است.

در « ناحیهٔ تکنار» (جنوب سبزوار)، سنگ‌های سازند تکنار، (پرکامبرین) و نفوذی‌های همراه آن (گرانیت بورنورد) نشانه‌هایی از درجهٔ 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 درجهٔ 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 گفتهٔ دیگر در زمان تریاس پسین رخ داده است.

در « ناحیهٔ انارک »، شیست‌های دگرگونهٔ 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 ۱۳±۲۰۳ میلیون سال است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) که با زمان تریاس پسین مطابقت دارد.

در « لوت خاوری »، مجموعهٔ دگرگون شده‌ای به نام « دگرگونه‌های ده‌سلم » وجود دارد که با ردیف‌های پیشروندهٔ سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسهٔ 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 می باشد.

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

در بارهٔ سن دگرگونه‌های ده‌سلم اتفاق نظر وجود ندارد. اشتوکلین (۱۹۶۸) این دگرگونی‌ها را منسوب به پرکامبرین می داند. 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 درجهٔ 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 صفحهٔ ایران به ویژه نواحی یزد، اصفهان، طبس وجود دارد که در زمین‌شناسی ایران «سیمرین میانی» نام دارد. ویژگی‌های سنگی و دگرگونی مجموعهٔ 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.

۴-۳-۲-۳ دگرگونی تریاس در شرق ایران

در ناحیهٔ 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 صفحهٔ 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 نادگرگونهٔ ژوراسیک میانی مربوط به فازهای جوان‌تر از تریاس است که در زمین‌شناسی ایران «رویداد سیمرین میانی» نام دارد.

۴-۴ ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک

۴-۴-۱ مقدمه

ویژگی‌های سنگی و زیستی ژوراسیک ایران نشانگر چند ناآرامی زمین‌ساختی است که در بین آنها سه رویداد سیمرین میانی، به سن باژوسین – باتونین، طبسین به سن ژوراسیک پسین و سیمرین پسین به سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین از همه مهم‌تر است. در بین رویدادهای زمین‌ساختی یاد شده، فاز سیمرین میانی نشانه‌هایی از چین‌خوردگی، ماگماتیسم 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 سیمرین 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 سیمرین میانی است و بر خلاف باور موجود، فاز سیمرین پسین در این مهم بی نقش 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.

شکل۴-۶ گسترش سنگ های آذرین و دگرگونی ژوراسیک در ایران.

۴-۴-۲ سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک

در پاره‌ای از نواحی ایران از جمله قزوین، سیاه بیشه، فیروزکوه، دماوند، ترکمن دره (خاور تهران)، گل‌گهر، اسفندقه، سیرجان، شهرکرد، ترود، دامغان و ۰۰۰ گدازه‌های تیره‌رنگی از بازالت‌های گاه زیردریایی وجود دارد که به سن ژوراسیک نسبت داده شده‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که بسیاری از گدازه‌های بازالتی منسوب به ژوراسیک، جایگاه چینه‌شناسی ویژه‌ای بین کربنات‌های سکویی تریاس میانی و رسوبات شیلی – ماسه‌سنگی، گاه زغالدار، صفحهٔ ایران دارند. امروزه این باور وجود دارد که این گدازه‌ها، پیوند نزدیکی با رویداد سیمرین پیشین داشته و سن تریاس پسین دارند؛ ولی رخسارهٔ سنگی مشابه بین توالی تریاس بالا و ژوراسیک پایین سبب گردیده تا برای گدازه‌های یاد شده، سن ژوراسیک درنظر 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 پیروکسن آندزیت‌های ژوراسیک میانی در خاور ترود (روستای سَهل)، آندزیت، اسپلیت نواحی سنقر – کامیاران، توف‌های بازیک لایه‌لایه شمال کوه خاشاچال (رامسر – جواهرده)، بازالت‌ها و آذرآواری‌های اسپیلیتی ناحیهٔ اسفندقه اشاره کرد که به رویداد سیمرین میانی نسبت داده شده اند.

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. درویش‌زاده (۱۳۷۰)، همراهی رسوبات تبخیری با سنگ‌های آتشفشانی را با گنبدی شدن زمین، پیش از کافت‌های درون‌قاره‌ای، دور از ذهن نمی‌داند.

۴-۴-۳ 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 پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین (آپتین – آلبین)، با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، این توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمرین پسین دانسته شده‌اند اما در این ارتباط بایستی چند مورد زیر را مد نظر قرار داد:

۱) تقریبا 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 ...) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است.

۳) در ناحیهٔ یزد، بخشی از نهشته‌های رسوبی واقع بر روی یکی از این توده‌ها (باتولیت شیرکوه) دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین است.

۴) در ناحیهٔ 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 سیمرین میانی) است که در پاره‌ای نقاط با چین‌خوردگی (یزد، طبس و اقلید)، تکاپوی ماگمایی (ترود 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 سیمرین میانی دانست که در مناطق البرز، ایران مرکزی، بلوک لوت و سنندج – سیرجان گزارش شده است.

۴-۴-۳-۱ 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 زمین شناسان، 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 سیمرین میانی در ارتباط باشد.

۴-۴-۳-۲ نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی

از جمله مهم ترین توده های نفوذی ژوراسیک ایران مرکزی می توان 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 ۸ ± ۱۶۸ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است؛ در حالی که سن بیوتیت و فلدسپارهای آن به روش پتاسیم – آرگون، در حدود ۹ ± ۱۱۳ میلیون سال (کرتاسهٔ 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 پرتوسنجی۱۷۶میلیون 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 سیمرین میانی است.

شکل ۴-۷ نقشه زمین شناسی گرانیت شیرکوه.

ج) گرانودیوریت کلاه‌قاضی

گرانودیوریت کلاه‌قاضی در ۵۰ کیلومتری جنوب خاوری اصفهان به درون سنگ‌های گروه شمشک (تریاس پسین – ژوراسیک میانی) تزریق شده و با آواری‌های پیشروندهٔ سُرخ‌رنگ کرتاسهٔ پیشین با دگرشیبی 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 اسماعیل‌آباد

گرانیت اسماعیل‌آباد از نوع گرانیت‌های فلدسپار قلیایی و دو میکایی است که در ناحیهٔ پشت‌بادام در سنگ‌های پرمین تزریق شده و با رسوبات پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین پوشیده شده است. برخی زمین‌شناسان، گرانیت اسماعیل‌آباد را جزو توده‌های نفوذی ژوراسیک می‌دانند و حقی‌پور (۱۹۷۴) سن تریاس و رویداد سیمرین پیشین را برای آن پذیرفته است. بر اساس داده های سنی، رمضانی (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.

۴-۴-۳-۳ نفوذی‌هـای ژوراسیک بلـوک لـوت

از جمله مهم ترین نفوذی‌هـای ژوراسیک واقع در بلـوک لـوت می توان به توده های گرانیتی شاه کوه و چهارفرسخ اشاره نمود.

الف) گرانیت شاه‌کوه

توده گرانیتی شاه کوه با ۴۵ کیلومتر درازا، یکی از بزرگ‌ترین باتولیت‌های ایران است که از نوع گرانیت بیوتیت‌دار و دانه درشت بوده و دارای بلورهای بزرگ صورتی رنگ از فلدسپار پتاسیم (اورتوکلاز) است.

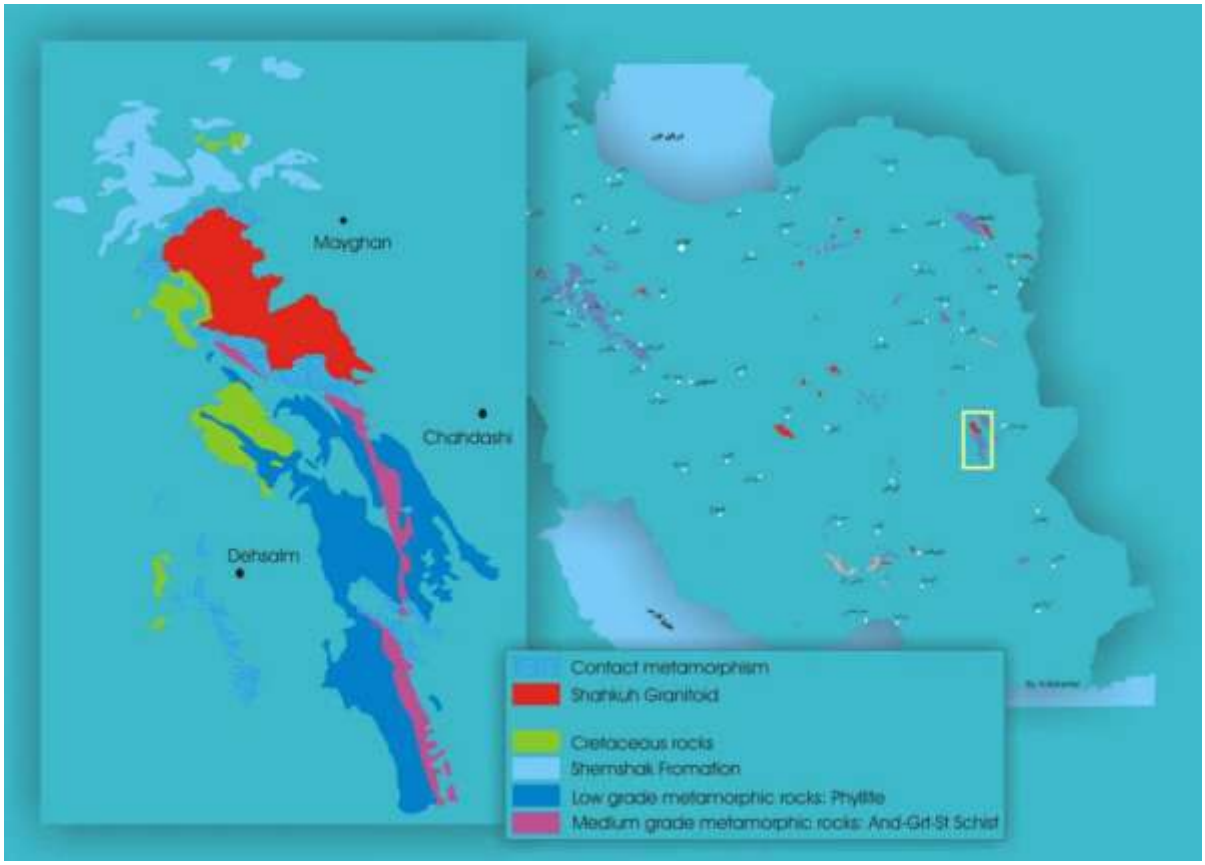
بخش اصلی توده گرانیتوئیدی شاه کوه (جنوب بیرجند) از دو واحد مونزوگرانیت – گرانودیوریت و سینوگرانیتی تشکیل شده است که آنکلاوهای بزرگ میکروگرانیتی را در بر می گیرند. گرانیتهای گرایزنی به طور محدود در بخش خاوری توده رخنمون داشته و تعداد کمی از دایک های داسیتی، آندزیتی و آپلیتی و همچنین رگه های کوارتز – تورمالین کانه دار نسبتا فراوانی این توده گرانیتی را قطع کرده اند.

در حاشیهٔ شمالی باتولیت، اثر گرمایی این توده، منحصر به سیلیسی شدن سنگ‌های ژوراسیک است. در حاشیهٔ جنوبی و در همبری با دگرگونی‌های دەسلم، حاشیه‌ای از هورنفلس کُردیریت‌دار به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. در همبری توده، کُردیریت‌ها

به سریسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند؛ ولی در فاصلهٔ حدود ۲۰۰ متری از توده، کُردیریت‌ها 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 ۳/۱ ± ۱۶۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است.

به نظر بربریان (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 پهنهٔ لوت، نشانه‌ای از ادامهٔ فرورانش نهبندان در پالئوژن است.



شکل ۴-۱۰ نقشه زمین شناسی گرانیت شاه کوه

ب) گرانیت چهارفرسخ

این گرانیت، تودهٔ 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 کشیدهٔ 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 سیمرین میانی باشد.

۴-۴-۳-۴ نفوذی‌های ژوراسیک زون سنندج – سیرجان

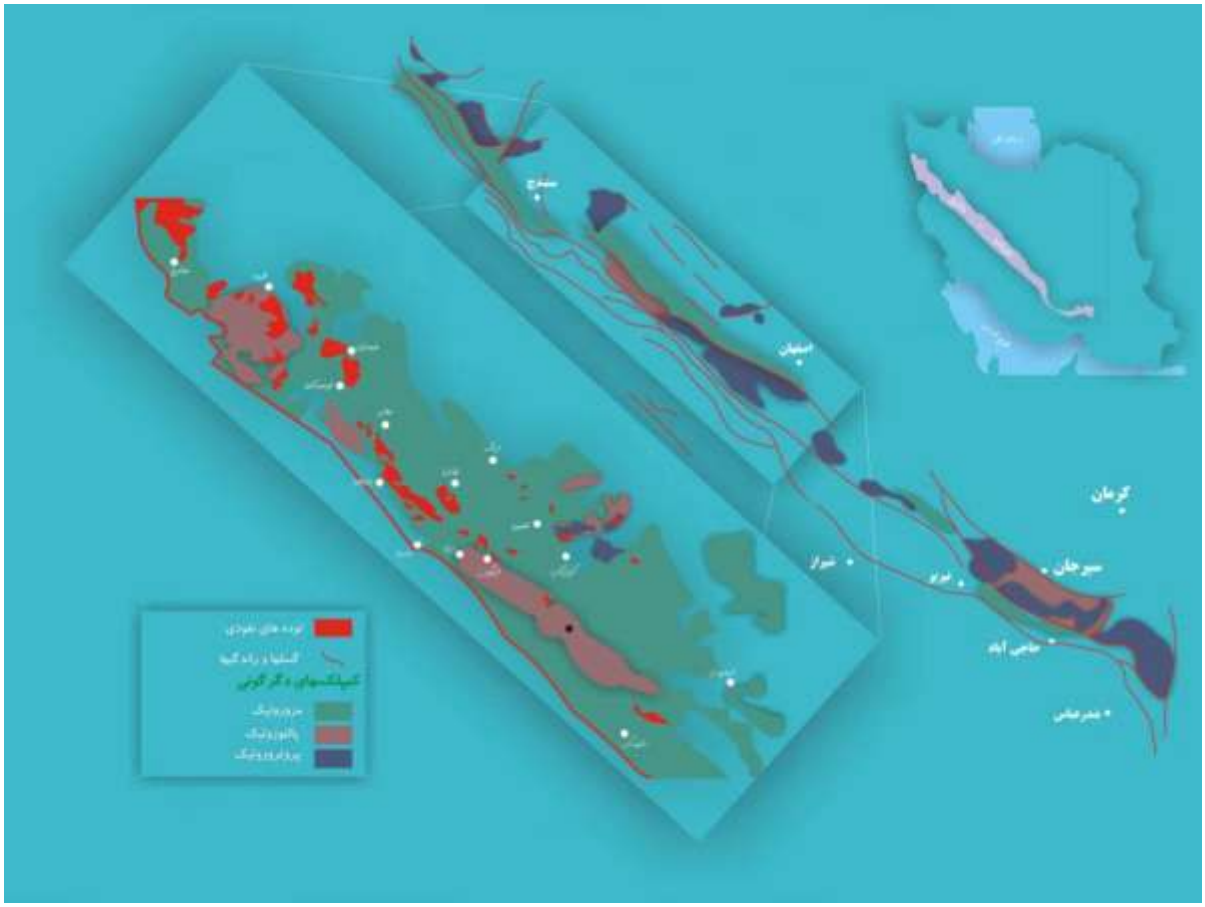
در زون سنندج – سیرجان، ترکیب توده‌های نفوذی ژوراسیک بیشتر از نوع بازیک است که گاه با توده‌های نفوذی اسیدی کرتاسهٔ بالایی – پالئوسن عجین گردیده و مجموعهٔ آنها، نفوذی‌های حلقوی را تداعی می‌کند. مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک سنندج - سیرجان عبارتند از:

الف) توده‌های نفوذی چاه دزدان و چاه بازرگان

در ناحیهٔ شهربابک، توده های نفوذی از نوع گابرو تا گرانیت بوده که بیرون‌زدگی روشنی نداشته و تنها با توجه به پوشیده شدن با سنگ‌های کرتاسه، جزو نفوذی‌های ژوراسیک درنظر گرفته شده‌اند. مسکویت‌های کوه چاه دزدان، سن پرتوسنجی ۱۵ ± ۱۱۸ میلیون سال داشته، در حالیکه بیوتیت‌های گرانیت - گنیس چاه بازرگان، ۴ + ۱۶۴ میلیون سال سن دارند (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۹۷۰). تودهٔ 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، پدیدهٔ دگرگونی ژوراسیک، در مقایسه با تریاس، کمی به سمت شمال باختری حرکت کرده است. در ناحیهٔ سبزواران، ردیفی از سنگ‌های تخریبی ریزدانه، شیل و مارن‌های آهکی کم دگرگونی وجود دارد که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک میانی پوشیده شده‌اند (دیمیتریویچ، ۱۹۷۴). توالی دگرگونی هم‌ارز سنگ‌های لیاس است و دگرشیبی و دگرگونی یاد شده، می‌تواند حاصل رویداد سیمرین میانی باشد.

در ناحیهٔ 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 درجهٔ 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، ناحیهٔ گناباد، جنوب خاوری نهبندان، جنوب خاوری سمنان و ترود، 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 نتیجهٔ سه جنبش زمین‌ساختی سیمرین پسین (نئوکومین – آلبین)، فاز اتریشی (سنومانین – سانتونین) و رخداد لارامید (ماستریشتین پایانی) است.

ماگمازایی کرتاسهٔ زیرین گسترش محدودی دارد، در حالی که جنبش‌های کرتاسهٔ 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 حاشیهٔ ریزقاره‌ها، از ویژگی‌های کرتاسهٔ ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی از نواحی تا پالئوسن ادامه داشته است.

شکل۴-۱۲ گسترش سنگ های آذرین و دگرگونی کرتاسه در ایران

۴-۵-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه

از نظر زمانی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ ایران را می‌توان به دو گروه کرتاسهٔ زیرین و کرتاسهٔ بالایی تقسیم کرد. گدازه‌های کرتاسهٔ 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 کرتاسهٔ پسین ایران ترکیب کلسیمی - قلیایی دارند و به

طور عمده به صورت تکاپوهای 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 ... گزارش شده است.

۴-۵-۱-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ زیرین

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

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ زیرین را بیشتر در زون سنندج – سیرجان، یا کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و پهنهٔ البرز می‌توان دید. نواحی زیر از جمله مناطقی است که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین در آن گزارش شده است:

- در اقلید، در میان سنگ‌های کرتاسهٔ زیرین، گدازه‌های بازالتی، همراه با برش آتشفشان و توف وجود دارد که دستخوش دگرسانی ثانویه شده‌اند. (هوشمندزاده، ۱۳۶۷)
- در نایین، یک مجموعهٔ رسوبی – آتشفشانی در قاعدهٔ آهک‌های اُربیتولین‌دار کرتاسه زیرین دیده می‌شود (عمیدی، ۱۹۷۵)
- در سَرو بالا، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی کرتاسهٔ پایین با لایه‌ها و یا عدسی‌های آهکی از یکدیگر تفکیک می‌شوند (عمیدی، ۱۹۷۵).
- در گلپایگان، از نوع تراکیت‌های غنی از فلدسپار و بازالت است (تیله 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 ناحیهٔ زنجان، از نوع آندزیت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار 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 اولیوین‌دار 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 کرتاسهٔ زیرین، لایه‌های توفی نیز وجود دارد.
- در پل رود، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین حدود ۱۱۰۰ متر بازالت حفره‌دار همراه با لایه‌های نازک آگلومرایی است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).
- در البرز مرکزی، گدازه‌های کرتاسهٔ زیرین شامل دیاباز الیوین و اوژیت‌دار و دیاباز هماتیتی (ملافیر) است که گاهی در قاعدهٔ سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار سازند تیزکوه قرار دارند.

۴-۵-۱-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ 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 کرتاسهٔ بالایی به ویژه در نواحی زیر گزارش شده‌اند:

- در اهر از نوع بازالت‌های زیردریایی، آندزیت، تفریت‌های آنالیسم‌دار همراه با مواد آذرآواری است (لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸).
- در سنندج – مهاباد، از نوع سنگ‌های آتشفشانی با خصلت متوسط تا بازیک است (افتخارنژاد، ۱۹۸۰).
- درکمان ماگمایی ارومیه – بزمان به ویژه سورک نطنز و نایین از نوع ریولیت (درزیر)، آندزیت و داسیت (دربالا)، به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر می باشد(عمیدی، ۱۹۷۵).
- دردامنهٔ شمالی البرز مرکزی به ویژه عَلَم‌کوه، پل رود، چم‌رود، لاهیجان، اَملَش از نوع آتشفشان‌های اسید تا بازیک است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).
- در زنجان از نوع آندزیت‌های پیروکسن و هورنبلنددار است (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴).

- در البـــرز شرقی دایک‌هایـی سازند لار را قطع کرده‌اند که سن پرتوسنجـــی آنها ۱/۸±۹۶، ۱/۶± ۱۰۸ و ۱/۶±۱۰۰، است که از نوع قلیایی گاهی سدیمی و گاهی پتاسیمی است (اشتامفلی، ۱۹۷۸).
- در خارتوران در مرز میان کرتاسهٔ زیرین – بالایی تکاپوهای آتشفشانی همراه با رسوبات پلاژیک گزارش شده است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲).
- در شمال تبریز، فلیش‌های کرتاسهٔ بالایی، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی دارند (افتخارنژاد و همکاران، ۱۹۷۵).
- در ماسوله، سنگ‌های آتشفشانی به صورت میان‌لایه‌ای همراه با سنگ‌های ماستریشتین 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 ... ، گدازه‌های آندزیتی – بازالتی گسترده‌ای وجود دارد که اغلب با رسوبات پلاژیک کرتاسهٔ بالا و یا سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی همراه است. این گدازه‌ها مربوط به آخرین تکاپوی ماگمایی کرتاسهٔ بالایی، از توالی افیولیتی دانسته شده‌اند. ماهیت ماگماتیسم بازالتی وابسته به این مجموعه، از نوع تولئیتی است.

۴-۵-۲ توده‌های نفوذی کرتاسه

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

۴-۵-۲-۱ توده‌های نفوذی کرتاسه در البرز باختری

الف) مونزونیت سرده

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

ب) گرانیت بزمان

باتولیت بزمان در شمال جازموریان و در پایانهٔ 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 همهٔ 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 ۲ ± ۷۴ میلیون سال است. گفتنی است که ترکیب شیمیایی تودهٔ نفوذی بزمان از نوع کلسیمی – قلیایی و نشانگر انواع نفوذی‌های حاشیهٔ قاره‌ای و حاصل ذوب گوشته و یا پوستهٔ اقیانوسی است. به باور پورحسینی (۱۳۶۰)، تودهٔ کلسیمی – قلیایی بزمان بر روی منطقهٔ فرورانش عمان قرار دارد و در کواترنری نیز تکاپوی ماگمایی با فوران‌های کلسیمی – قلیایی بزمان و تفتان دنبال شده است. این نکته نشانگر آن است که فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عُمان به زیر لبهٔ 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 درجهٔ ضعیف است و گسترهٔ 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 کرتاسهٔ پسین در الوند، بروجرد، گلپایگان و ملایر شده است. افزون بر آن، در پاره‌ای از کافت‌های درون‌قاره‌ای (مجموعه‌های افیولیتی)، رسوبات کرتاسهٔ 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، چینه شناسی سنگ های 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 (تیله 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 می شوند (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 می باشند، 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 فسیل دار ژوراسیک بالایی خاتمه می‌یابند. کرتاسه به صورت ناپیوستگی برروی شیست های 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 امرالله با یک افق ناپیوسته از ماسه‌سنگ آهکی، بطور دگرشیب برروی سنگهای ولکانیکی- آهکی ژوراسیک (سری سنقر) قرار می‌گیرد و بدنبال آن آهکهای نئوکومین و آهکهای اوربیتولین‌دار 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 برروی رسوبات تریاس قرار دارند. سنگهای آتشفشانی نیز در بخش بالایی آنها دیده می‌شود. براساس فسیل های یافت شده، سن شیلها ژوراسیک زیرین تا میانی است. کرتاسه زیرین به صورت دگرشیبی برروی ژوراسیک قرار گرفته، دارای قاعده‌ای ماسه سنگی است که به آهکهای اوربیتولین‌دار 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 ماگماتیسم

ماگماتیسم خروجی و نفوذی در طی مزوزوئیک در بخشهای مختلف سنندج- سیرجان فعال بوده است که از جمله مهم ترین این نواحی می توان 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).

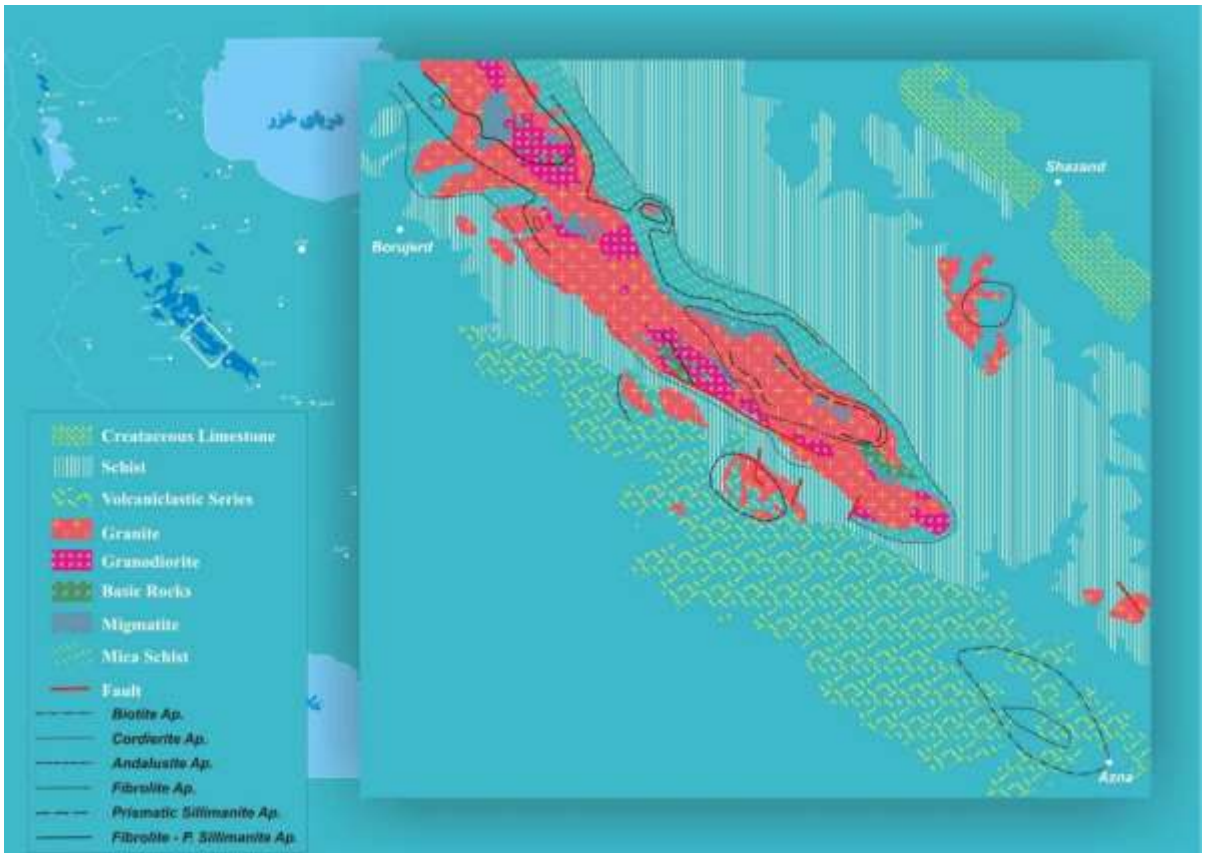
۲) توده‌های نفوذی مزوزوئیک در ناحیه کلاه قاضی، حسن‌رباط و الیگودرز دیده می‌شوند که در ناحیه حسن‌رباط به سن بعد از تریاس بالایی، در کلاه قاضی به سن ژوراسیک بالایی و در الیگودرز به سن کرتاسه هستند (خلیلی و باقری، ۱۳۸۰).

۳) در ناحیه موته (شمال ورزنه) سهندی و همکاران (۱۳۶۰) منشاء گنیس های شمال ورزنه را گرانیتی دانسته‌اند که قبل از دگرگونی تزریق شده‌است.

۴) در ناحیه گلپایگان، تیله 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 ماگماتیسم 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 موته 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 موته توسط تیله و همکاران صحیح به نظر نمی‌رسد. رشید نژاد وهمکاران (۱۳۸۱) بر اساس داده های ایزوتوپی پتاسیم – آرگون، ماگماتیسم گسترده ای از کرتاسه میانی تا پالئوسن – ائوسن را در منطقه موته گزارش نمودند. البته با توجه به اینکه سن کرتاسه میانی برای ماگماتیسم بر مبنای سنگ کل بدست آمده است، قابل قبول به نظر نمی رسد.

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

۶) بخش مهمی از ماگماتیسم مزوزوئیک در حوالی بروجرد تا همدان دیده می‌شود. توده‌های بزرگ نفوذی با ترکیب دیوریت کوارتزدار 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) توده‌های گرانیتی سامن نیز که ادامه توده بروجرد محسوب می‌شوند به کرتاسه نسبت داده شده‌اند (مدنی ایوری، ۱۳۵۹؛ حسین‌پور، ۱۳۸۲). بدنه اصلی توده نفوذی سامن را سنگهای تونالیتی- گرانودیوریتی تشکیل می‌دهند. سنگهای مافیک شامل دو گروه بوده که گروه اول به صورت توده‌های کوچک گابرویی در میان سنگهای پلیتی نفوذ کرده و گروه دوم دایکهای دیوریتی هستند که توده نفوذی را قطع نموده‌اند. در نهایت، گرانیت‌های روشن آخرین فاز پیدایش گرانیت هستند (مجیدی فیض‌آبادی، ۱۳۷۵).

۸) در ناحیه همدان نیز طیف گسترده‌ای از ماگماتیسم از گابرو تا گرانیت مشاهده می‌شود که براساس شواهد صحرایی، گابروها قدیمی‌ترین تزریقات هستند. بدنبال آنها تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت دیده می‌شود (سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸). در ناحیه آلماقولاق در شمال همدان، اولین تزریقات دیوریتی بوده و براساس سن‌سنجی روبیدیم- استرانسیم، سنی در حدود ۱۴۰ میلیون سال دارند (ولی‌زاده، ۱۳۵۵). امیری (۱۳۷۴) به دلیل وجود شواهد قطع‌شدگی آهکهای میوسن توسط بخشهای اسیدی توده آلماقولاق سن بخش اسیدی را بعد از آکیتانین ذکر می‌کند.

شکل ۴-۱۴ نقشه زمین شناسی همدان.

۹) در ناحیه کرمانشاه توده‌های نفوذی گابرو- دیوریتی به سن الیگوسن آغازی بر مبنای سن‌سنجی 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 اسیدی‌تر 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 گابرویی خارسره می‌باشند (سنگ قلعه، ۱۳۷۴).

۱۱) در چهارگوش سنندج، سنگهای نفوذی به دو دسته قدیمی‌تر 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 گنیس یا گنیس نامیده شده بود، اما ولی‌زاده و همکاران (۱۳۸۰) آنها را گرانیت میلونیت در نظر گرفتند.

۱۳) در ناحیه کامیاران، ماگماتیسم 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 ماگماتیسم اسیدی احتمالاً ائوس بالایی است (آرین و معین وزیری، ۱۳۷۹).

۴-۶-۳ تکتونیک 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 (داودیان 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 فرورانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیرخرده 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 میلیونیتی که قبلاً توسط تیله 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 کیلوبار 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 اوربیتولین‌دار 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 گرانیت‌ها که دارای فولیاسیون هستند در طی S_2 صورت گرفته و توده‌ها همزمان با تکتونیک 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 معین وزیری (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 داده اند.

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 تکتونیک 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.

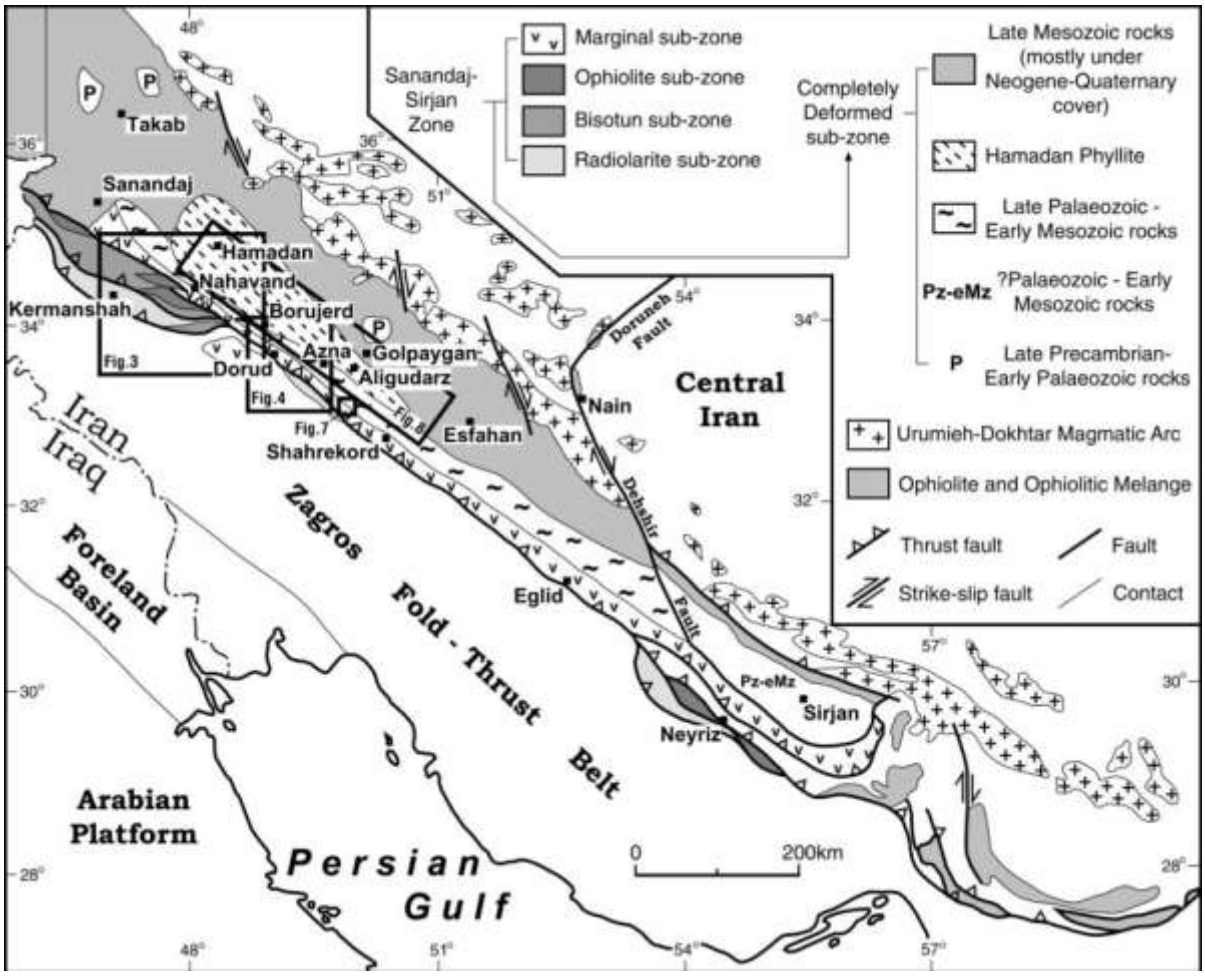
۹) مهمترین جنبش کوهزایی سنندج، کیمیرین پسین است که در مرز میان ژوراسیک بالا و کرتاسه روی داده و با خروج ماگمای آندزیتی و بازالتی در ژوراسیک (پیش از رسوبگذاری کرتاسه) پایان می‌پذیرد. این فاز با نفوذ ماگمای اسیدی (گرانیت و گرانودیوریت) همراه است. در کرتاسه بالایی جنبشها از نوع اپیروژنیک بوده و سبب پیدایش 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

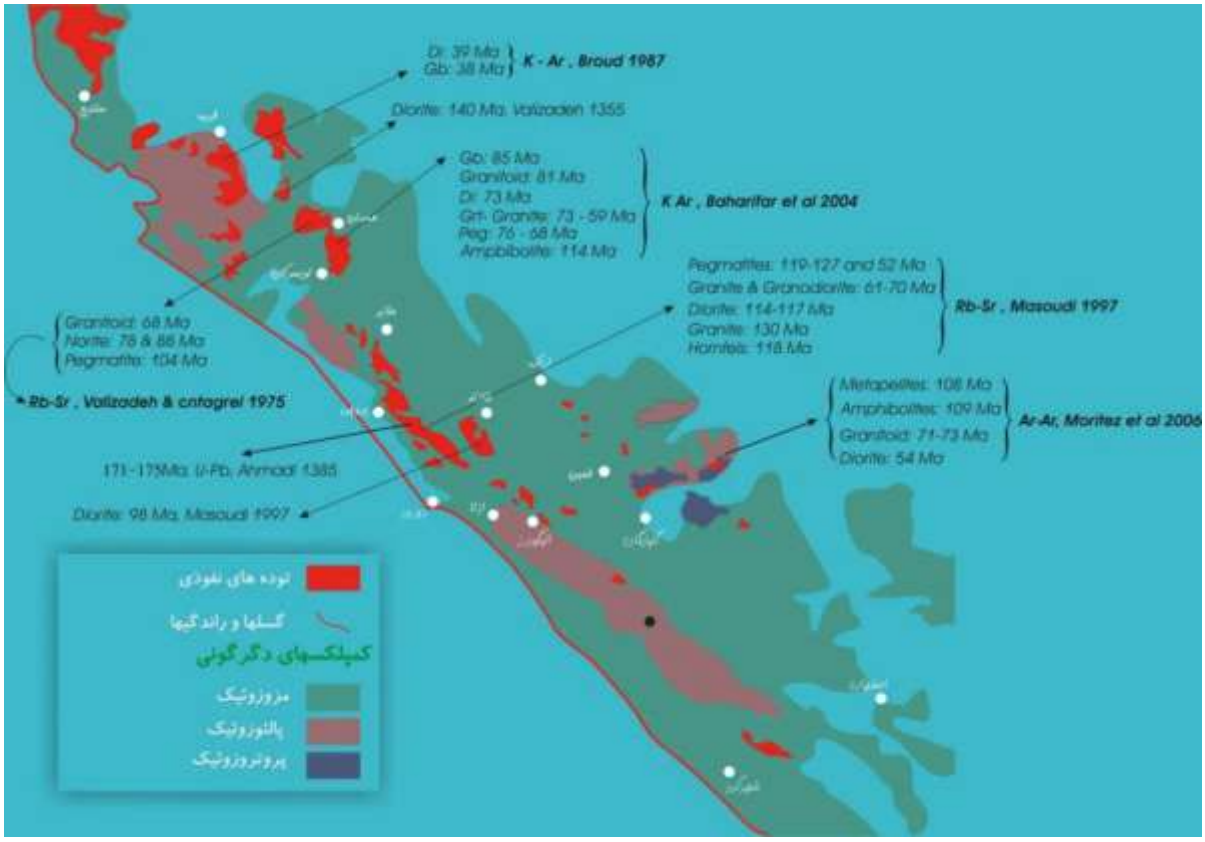
با توجه به مطالب ارائه شده، می‌توان نتیجه گرفت که در اکثر نقاط بخش شمالی زون سنندج- سیرجان، رسوبات ولکانیکی و فیلیت‌های همدان گسترش وسیعی دارند که معمولا بطور دگرشیب بر روی سنگهای قدیمیتر قرار می گیرند. سن فیلیت‌های همدان در اکثر گزارشات تا لیاس و حداکثر اوایل دوگر معرفی شده است. سنگهای کرتاسه زیرین 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 سنومانین 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 سنندج سیرجان را به ۵ زیر زون به نامهای ۱-زیر 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 سنندج- 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

نام توده نفوذی	روش تعیین سن	سن (میلون سال)
گرانیتهای قدیمی بروجرد	*Rb -Sr*	۱۳۰±۱/۴
		۱۱۷/۲ ±۱/۲
پگماتیت قدیمی بروجرد		۱۲۷/۳ ±۱/۳
		۱۱۹/۲±۱/۳
گرانودیوریت آستانه		۹۸/۹±۱/۵
گرانیت های جوان		۶۰-۷۰±۰/۷
پگماتیت های جوان بروجرد		۵۲±۰/۵
کوارتز دیوریت	*U-Th*	۱۷۰/۷±۱/۶
گرانودیوریت		۱۶۹/۶±۰/۲
		۱۷۱/۳±۱/۱
		۱۷۰/۳±۱
مونزودیوریت		۱۷۱/۷±۱/۵
پگماتیت		۱۷۰/۷±۱/۵
توده آستانه	*Rb -Sr*	سن ۹ ± ۱۸۰
توده آستانه	*Rb -Sr*	۹۲/۶+۵/۱
توده آستانه	*U-Th*	۱۶۸/۳۰ ±۰/۴۱
کمپلکس بروجرد		۱۶۹/۱۵ ±۰/۶۵
		۱۶۹/۶۳ ±۰/۲۷
توده تواندشت		۳۴/۸۷ ±۰/۰۸

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

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

از نظر ماگماتیسم، 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 پلوتونیسم ژوراسیک پایانی نیز دیده می‌شود. ماگماتیسم نفوذی در این قسمت شامل فازهای بازیک، حدواسط و اسیدی است. ماگماتیسم بازیک و حدواسط اکثرا 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 می دهد، 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 برروی 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 برروی سازند شمشک یا قدیمی‌تر بوجود آورده است. آثار این فاز در کپه‌داغ 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 نئوتتیس نیز در این زمان شروع شده باشد. عملکرد مؤثر این فاز در شرق ایران، احتمالاً نشاندهنده این است که این فاز آخرین تظاهرات تکامل پالئوتتیس در شمال و شرق ایران بوده و پس از آن، فشار وارده بر خرده قاره ایران مرکزی از جانب نئوتتیس، 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 فروروانش حاصل شود، باید فرورانش قبل از ژوراسیک پسین آغاز شده باشد، تا بتواند ماگماتیسم 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 چین‌خوردگی 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 مالم پایانی قرار می‌گیرد و این دگرشیبی در زیر زون دگر شکلی 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 ماگماتیسم نیز همراه است. با فرض اینکه اکثر محققین زمان آغاز فرورانش نئوتتیس 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 ماگماتیسم زیردریایی به سن تریاس بالایی- ژوراسیک پیشین در نقاط مختلف این زون وجود داشته و گاه ماگماها ماهیت تولئیتی پیدا می کنند (علوی و مهدوی، ۱۹۹۴؛ یوسف زاده، ۱۳۸۲)، در حین تریاس بالایی و ژوراسیک پیشین، زیر زون دگرشکلی پیچیده در حال سوبسیدانس بوده و شواهد ماگماتیسم 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 نئوتتیس، امکان گسترش نیافته و در ژوراسیک میانی تا پسین بسته شده است. فرایندهای ماگماتیسم ژوراسیک پایانی نیز به دو بخش تقسیم می‌شوند. بخشی از آنها ماگماتیسم 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، پلوتونیسم بازیک زیرزون دگرشکلی ارتباط مستقیمی با فرورانش نداشته، اما ماگماتیسم آندزیتی اولین تظاهرات ماگماتیسم 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 نئوتتیس متأثر شده است، اما در یک ریفت درون قاره‌ای که احتمالاً فرصت گسترش نیافته، رخ داده است.

۴-۶-۴-۲ 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 ماگماتیسم، در نئوکومین یا آپسین آغاز می‌شود. همزمان در زیر زون حاشیه‌ای نیز رسوبگذاری صورت می‌گیرد.

۴-۶-۴-۳ 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 S_2 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 توده ها بدون ارتباط با زونهای برشی و دگرشکلی تزریق شده‌اند. با توجه به اینکه گرانیتها 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.

۶-۴-۳- 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 می تواند 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 سنندج و کرمانشاه، کرتاسه بالایی- هرچند با آثار ناپیوستگی- برروی 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
ماگماتیسم و دگرگونی ایران در سنوزوئیک (ترشیری)

۵-۱ کلیات

۵-۲ ماگماتیسم ترشیری

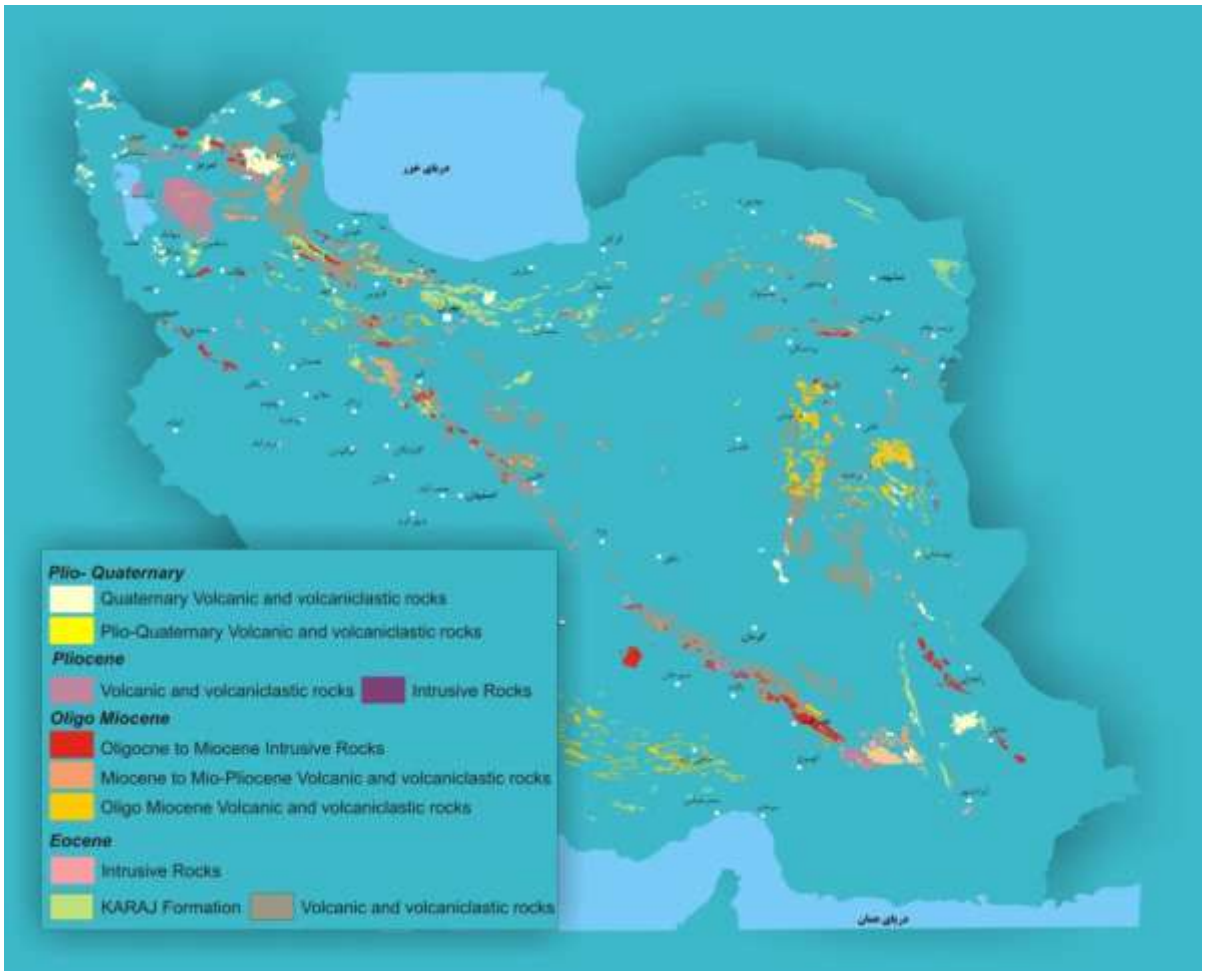
در زمان سنوزوئیک، نیروهای فشارشی و تنش‌های رهایی ناشی از دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، موجب ماگمازایی شدید در گستره‌های پهناوری از ایران شده به گونه‌ای که ماگماتیسم ترشیری با حجم بیش از چند هـزار متر مکعب، بیشترین سنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل می‌دهند. از این‌رو، به سنوزوئیک ایران «**دوران ماگماتیسم**» 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 «**دورهٔ فلززایی**» نیز یاد می‌شود.

بر اساس مطالعات امامی (۱۳۷۹) شدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در اوایل ترشیری، به ویژه ائوسن، اتفاق افتاده است. همچنین، ماگماتیسم 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 تولئیتی دارند.

ماگماتیسم 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 گستره‌های وسیعی از ایران، به ویژه در ایران مرکزی، بلوک لوت و دامنه‌های جنوبی البرز سنگ‌های آتشفشانی ترشیری گسترش و ستبرای درخور توجهی دارند و چنین به نظر می‌رسد که به دنبال فشردگی‌های ناشی از رخداد کرتاسهٔ پایانی (رویداد لارامین) و جریان‌های گرمایی وابسته، فازهای کششی سراسری، موجب ماگمازایی گسترده به صورت روانه‌های آتشفشانی و یا ردیف‌های آذرآواری شده که به ویژه در زمان ائوسن در بیشترین مقدار بوده و کم و بیش، همچنان در زمان‌های الیگوسن آغازی (۴۰ – ۳۷ میلیون سال پیش)، میوسن میانی (۲۲ – ۱۹ میلیون سال پیش) و پلیوسن (۱۲ میلیون سال پیش) تکرار شده و حتی آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال کنونی ایران را می‌توان ادامه‌ای از همین تکاپوهای ماگمایی دانست (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

گفتنی است که روانه‌ها و آذرآواری‌های ترشیری ایران، آرایشی نزدیک به مثلث قائم‌الزاویه دارند که وتر آن کمان ماگمایی ارومیه – بزمان است و نوگل (منتشر نشده) به آن ماگماتیسم مرکزی Central Magmatic نام داده است.

داده‌های پرتوسنجی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری ایران چندان زیاد نیست و نتایج پاره‌ای از آن پرسش‌آمیز است. به همین‌رو، بیشتر مقایسهٔ سنی بر مبنای جایگاه چینه‌نگاری است که بررسی آنها را در دو زمان پالئوژن و نئوژن ممکن می‌سازد.

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 می توان 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، بازانیت) در کنار سنگ‌های فوق اشباع (داسیت‌ها) دیده می‌شوند.

۵-۲-۱-۱-۱ ولکانیسم پالئوسن

سنگ های آتشفشانی پالئوسن در مناطق زیر گسترش دارند:

الف) تکاپوهای خروجی پالئوسن، شامل پاره‌ای 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 سنگ های آتشفشانی – رسوبی (منطقهٔ اردبیل) و پاره‌ای از سنگ‌های متاآندزیتی (منطقهٔ بیرجند) اشاره کرد.

ب) در حوضهٔ فلیشی خاور ایران سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن در سه ناحیه گزارش شده‌اند. در حوالی دریاچهٔ 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 پهنهٔ 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 منطقهٔ الله‌آباد، سن پالئوسن دارند.

۵-۲-۱-۱-۲ ماگماتیسم ائوسن

فعالیت آتشفشانی ایران مرکزی در سنوزوئیک و بویژه در ائوسن، به اوج خود می رسد. 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 شده اند. در ائوسن بالائی، گاه ترکیب گدازه ها بطرف آلکالن (سدیک و یا پتاسیک) و شدیداً آلکالن متمایل می شود که از جمله آن ها می توان به سری پتاسیک جنوب نائین و شمال شهر بابک و سری شدیداً سدیک اطراف کاشان و ابیانه (حسن زاده، ۱۳۵۷؛ مهدوی، ۱۳۵۷) اشاره نمود.

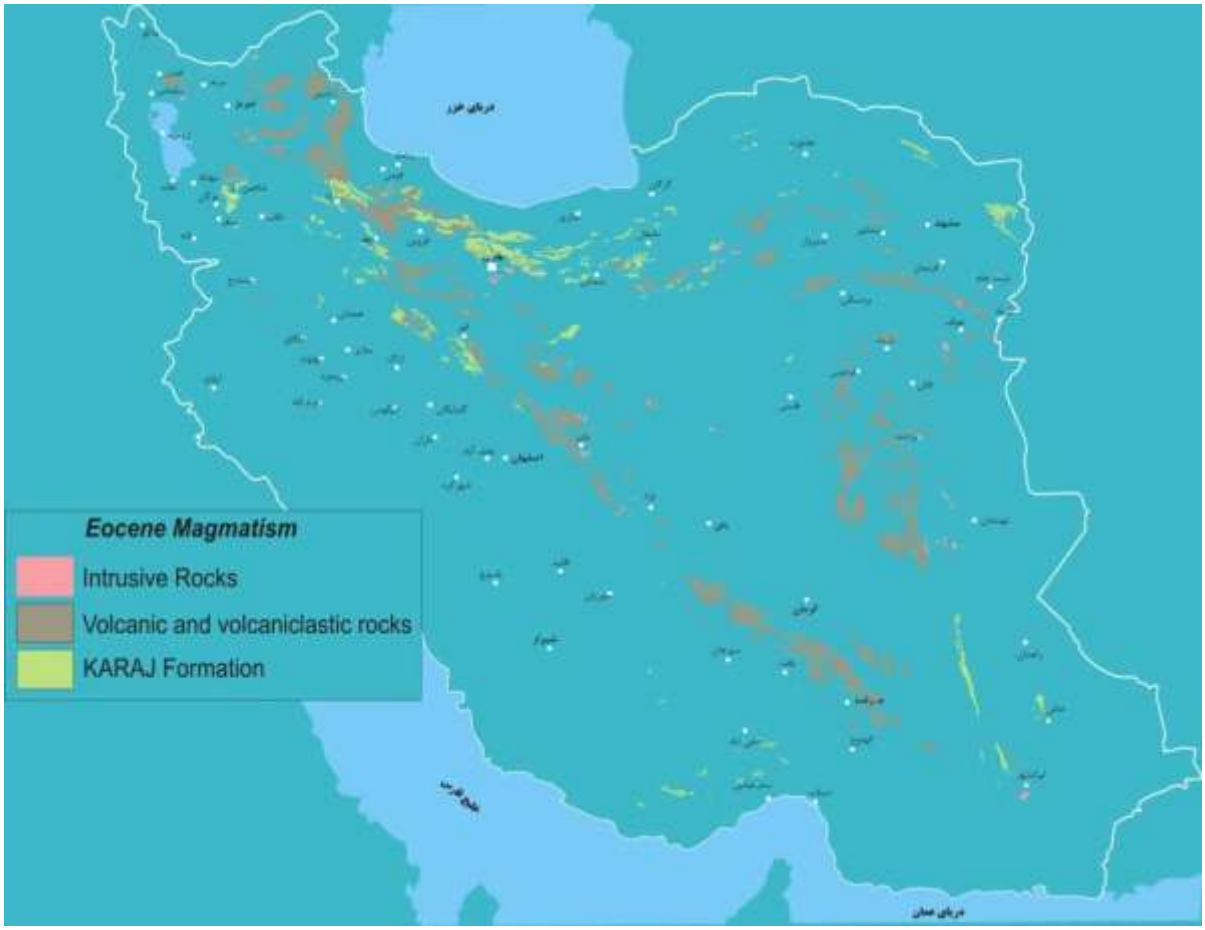
مرحله اصلی فعالیت آتشفشانی البرز از ائوسن آغاز گردیده است و بخش مهمی از آن را سری آتشفشانی- رسوبی (Volcano-sedimentary) ویژه ای تشکیل می دهد که بنام توف و توفیت های سبز نامگذاری شده است.

در بلوک لوت ضخامت واحدهای آتشفشانی ترشیری حدود ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر تخمین زده می شود و سنگهائی از قبیل داسیت ها، آندزیت ها، ایگنمبریت ها و توفهای وابسته دارای اهمیت بوده و بخش مهمی ازشرق ایران را تحت پوشش قرار داده اند. کانسارهای شرق ایران نیز غالباً در رابطه با همین فعالیت های ماگمائی تشکیل شده اند.

در یک جمع بندی ساده، شاید بتوان آتشفشانهای بلوک لوت رابه دو بخش کهن وجوان تفکیک نمود:

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

– 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 آلکالن نوینی صورت گرفته (بین ۵۰۰۰ الی ۵۰۰۰۰ سال پیش) که بیشتر از نوع بازانیت 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 منحصرا آذرآواری 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	فازاول ماگمایی شامل آگلومرا، لاپیلی توف و جریان گدازه ای با ترکیب تراکی اندزیت و بازالت
		فاز دوم ماگمایی شامل نهشته های آذرآواری و سپس فورانهای بازانیت
		فاز سوم ماگمایی به سن ائوسن میانی ولکانیتهایی از جنس فنولیت و تفریت
		فازچهارم به سن ائوسن بالایی شامل برشهای آتشفشانی با ترکیب بازالتی و آندزی بازالتی
	راوند - نراق	درائوسن زیرین عمدتا 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 هاشامل بازالت الیوین دار، آندزیتهای بازالتی، آندزیت، تراکی آدنزیت، 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 پسروی دریا شامل روانه های آندزیتی و لاتیتی
	کوه مزاحم	سنگهای اندزیتی و بازالتی، توفهای قرمز، تراکیت و تراکی بازالت
پلوتونیسم	سیزواران	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 جدول۵-۲ انواع مختلف سنگ های آتشفشانی واقع در زون شرق ایران آورده شده است.

ولکانیسم	بشرویه	توفهای سبز و سنگهای رسوبی وابسته
		آندزیتهای بیوتیت دار و توفهای وابسته
	سه چنگی در نایبندان	جریانهای داسیتی و آندزیتی همراه با آذرآواری
		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.

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

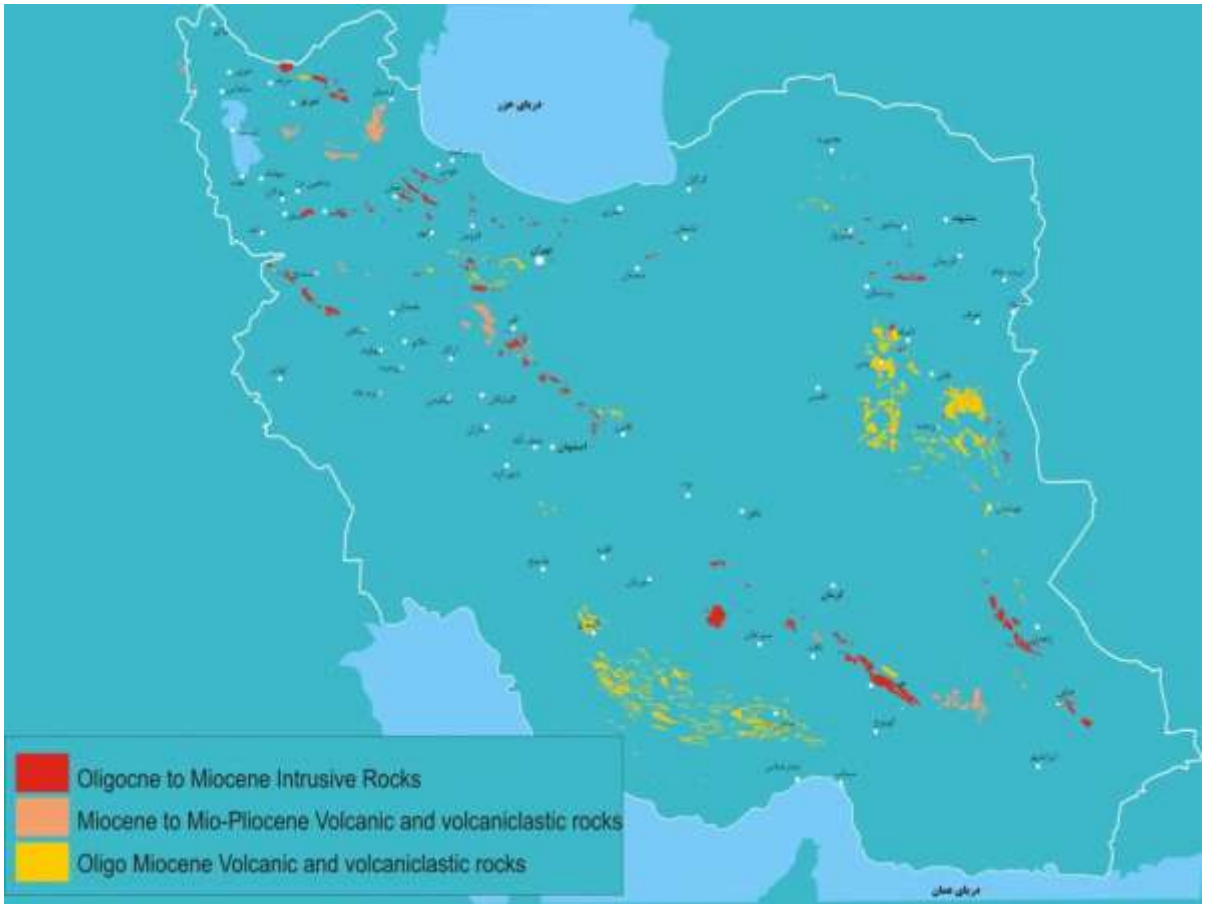
۵-۲-۱-۱-۳ ولکانیسم الیگومیوسن

در زمان الیگوسن – میوسن فعالیت‌های کششی محدود سبب گردیده تا بخشی از سنگ‌های این زمان از نوع روانه‌های گدازه ای باشند.مهمترین سنگ های حاصل از ولکانیسم ائوسن در زون های 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 همراهانی از سنگ‌های آذرآواری دارند. این سنگ‌ها به طور عمده متعلق به سری سنگ‌های کلسیمی- قلیایی بوده و روند سدیمی نشان می دهند.

ج) حوضـهٔ فلیشی شرق ایران: در این حوضه، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی نتیجهٔ فعالیت‌های ماگمایی اولیگو – میوسن است که از آن جمله می‌توان به بازالت‌ها و ردیف‌های آتشفشانی – رسوبی محدودهٔ دریاچهٔ هامون اشاره کرد.



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

۵-۲-۱-۲ ولکانیسم نئوژن

برخلاف زمان پالئوژن که فعالیت های آتشفشانی از نوع فوران شکافی و یا به صورت دایک‌های تغذیه کننده است، آتشفشانی نئوژن ایران از نوع مرکزی همراه با تشکیل گروهی از آتشفشان‌های چینه‌ای است. در هر حال، در مواردی نیز، شکستگی‌های کششی خروج ماگما را ممکن ساخته‌اند (امامی، ۱۳۷۹).

الف) در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان، مخروط بزرگ آتشفشان کوه مزاحم، از جمله آتشفشانی‌های نئوژن شمال شهربابک است که با مواد آتشفشانی (داسیت و داسیتوئید) و آذرآواری آغاز می‌شود و با کنگلومرا و ماسه‌سنگ و سرانجام با ۲۰ متر روانهٔ آندزیتی پوشیده می‌شود. سنگ‌های رگه‌ای، در ارتباط با آتشفشان نئوژن این ناحیه، با حضور هورنبلند داسیتوئید و آندزیت مشخص می‌شوند. از ویژگی‌های این آتشفشانی، کانی‌سازی سولفیدی همراه با دگرسانی پیشرفته است که به ویژه در دهانهٔ آتشفشان کوه مزاحم و ناحیهٔ میدوک گسترش دارند.

افزون بر آتشفشان کوه مزاحم، بعضی از نفوذی‌های نیمه‌آتشفشانی شمال شهربابک را می‌توان از جمله فعالیت‌های آتشفشانی نئوژن دانست که از آن جمله می‌توان به استوک نرکوه جَوَزم (داسیت و آندزیت)، کوه قرمز (داسیت – آندزیت)، کوه‌دم (داسیت و آندزیت) اشاره کرد که در آن سنگ‌های 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 دهانهٔ آتشفشان مرکزی است در شمال خاوری رباط – شور دیده می‌شود.

۵-۲-۱-۲-۱ 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 ردیف های 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 چین‌خوردهٔ سازند قم و یا سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارند (امامی، ۱۳۷۹).

ب) در ناحیهٔ 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 منطقهٔ ساوه، سنگ‌های بازیک منطقهٔ کبودرآهنگ و تکاب، روانه‌های گدازه‌ای حدواسط، به سن میوسن هستند.

۵-۲-۱-۲-۲ ولکانیسم پلیوسن

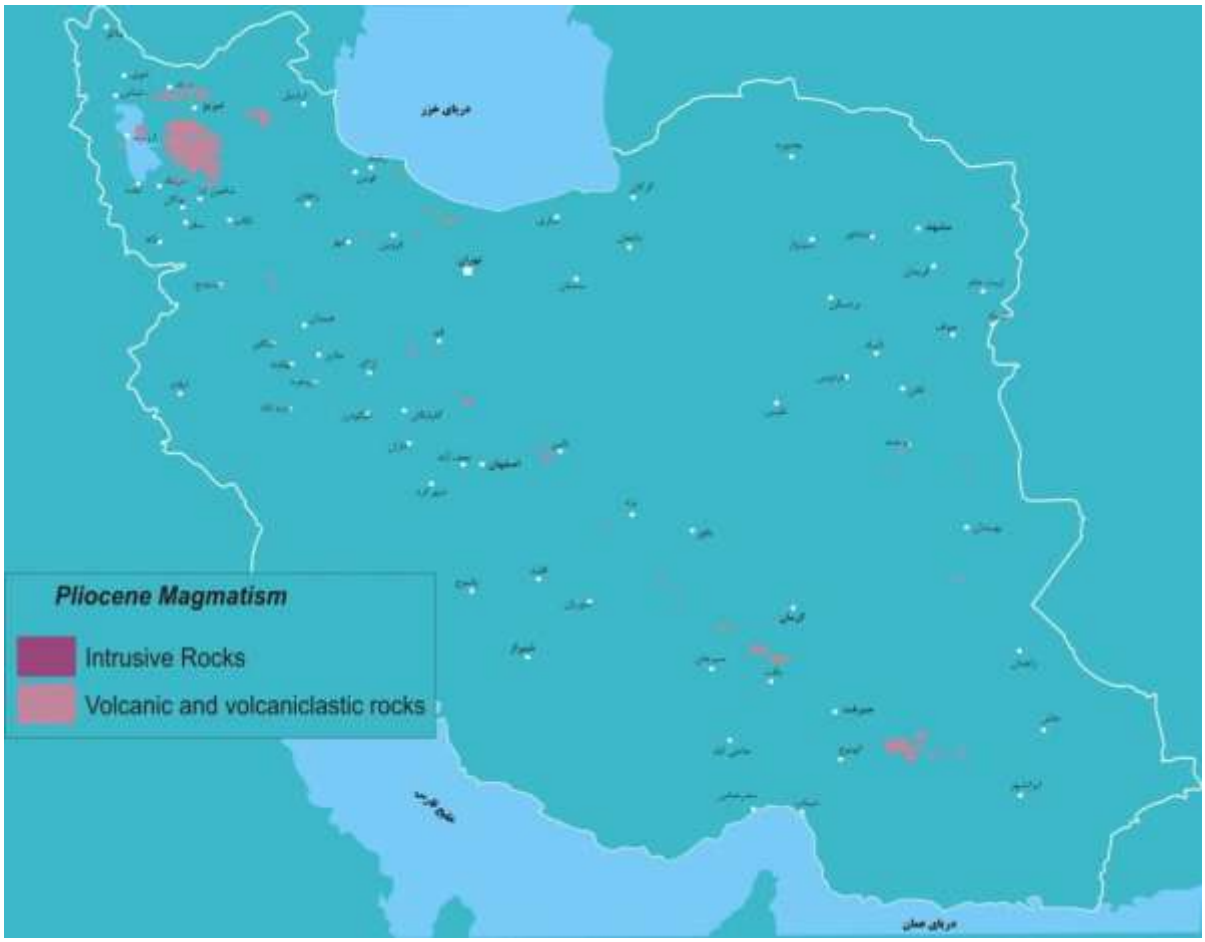
سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن ایران سه سیمای گنبدهای خروجی، روانه‌های گدازه‌ای و یا ردیف‌های آذرآواری و آتشفشانی رسوبی دارند که به ویژه در سه پهنهٔ زیر دیده می‌شوند:

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 لاپیلی 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 می توان به گنبدهای خروجی مناطق سولقان، شکربند، 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 گنبدهای آتشفشانی خروجی 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 منطقهٔ سهند، افزون بر سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، که در برپایی ساختار آتشفشان چینه‌ای اولیهٔ سهند نقش داشته‌اند، سنگ‌های داسیتی نیز فراوان است.

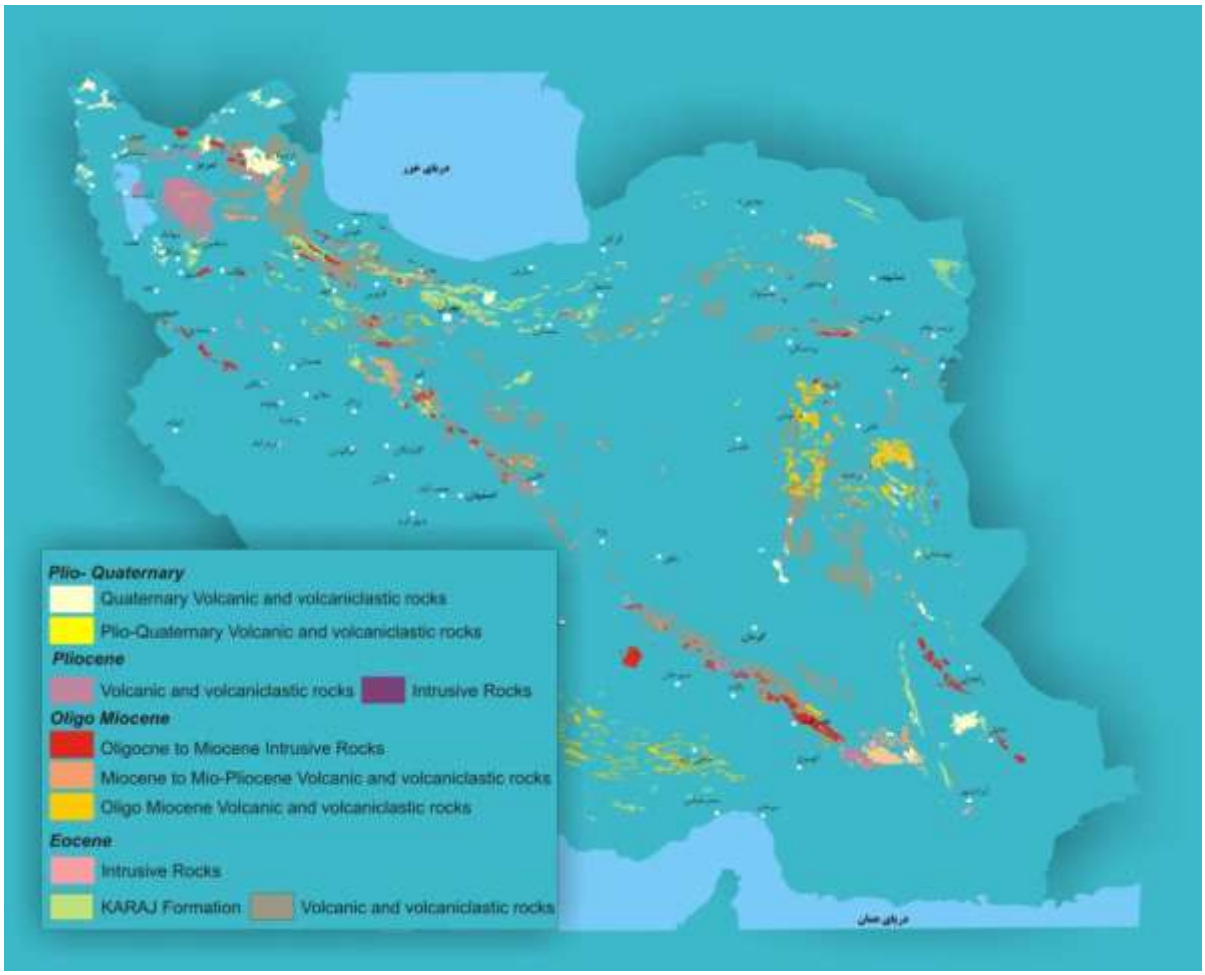
ج) در بلوک لوت، آتشفشانی پلیوسن در محیط قاره‌ای فوران کرده و نهشته‌های کهن‌تر را می‌پوشاند. از سنگ‌های گدازه‌ای این زمان می‌توان انواع سنگ‌های داسیتی – گاه تراکیتی شمال بلوک لوت، سنگ‌های داسیتی – آندزیتی و آندزیتی مناطق بشرویه و ده‌سلم و بازالت قلیایی مناطق قائن، شهرخت، بیرجند، گزیک را نام برد. سنگ‌های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



شکل ۵-۴ گسترش سنگ های ماگمایی پلیوسن در ایران

۵-۲-۲ پلوتونیسم ترشیری

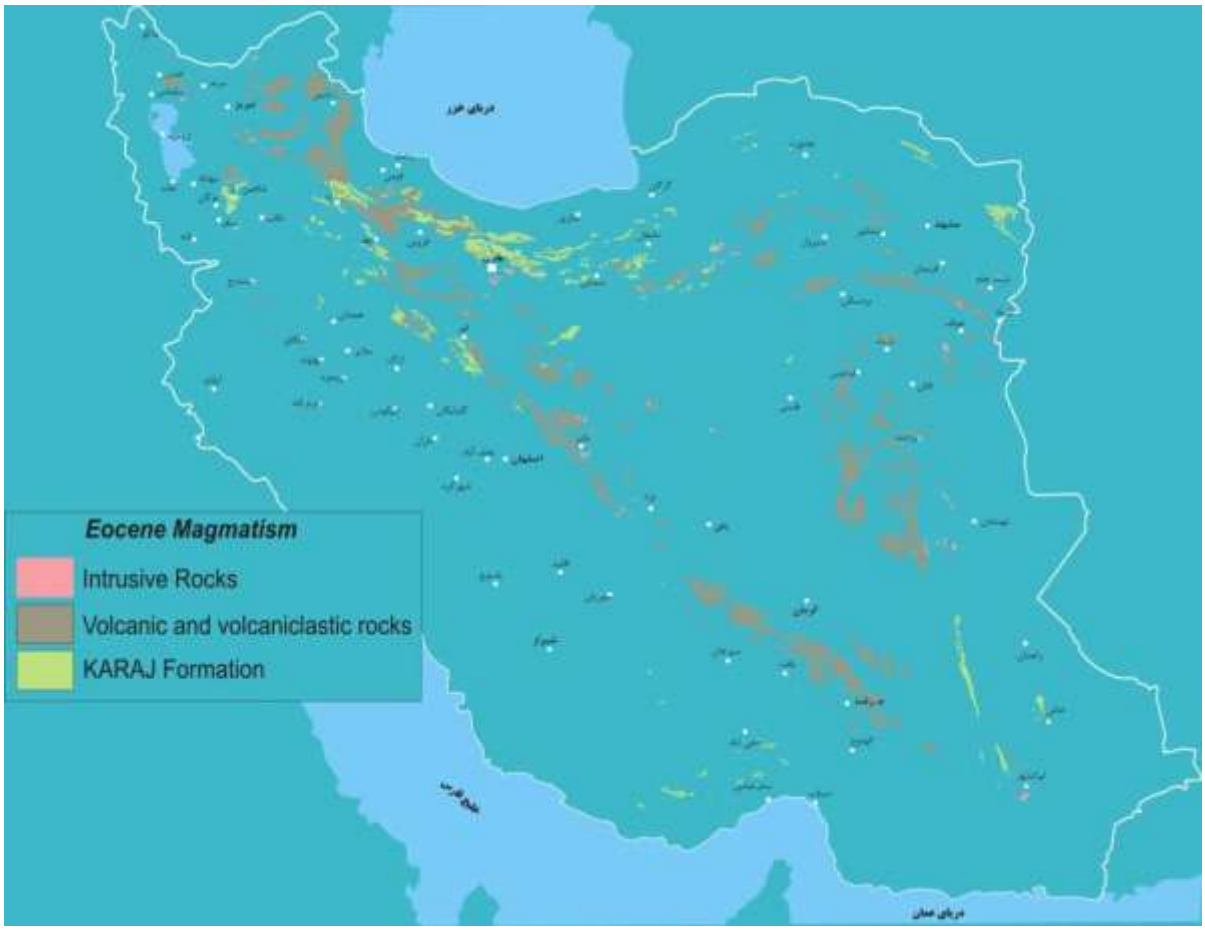
توده‌های نفوذی ترشیری ایران دارای تنوع زمانی و مکانی زیادی هستند و به جز موارد محدود، مطالعات سنگ‌ژئوشیمیایی و پرتوسنجی انجام شده بر روی این توده‌ها چندان زیاد نیست. لذا، در خصوص خاستگاه و حتی سن این توده‌ها پرسش‌های زیادی وجود دارد که هنوز پاسخ نهایی به آنها داده نشده است. با این حال، از نظر زمانی، 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.

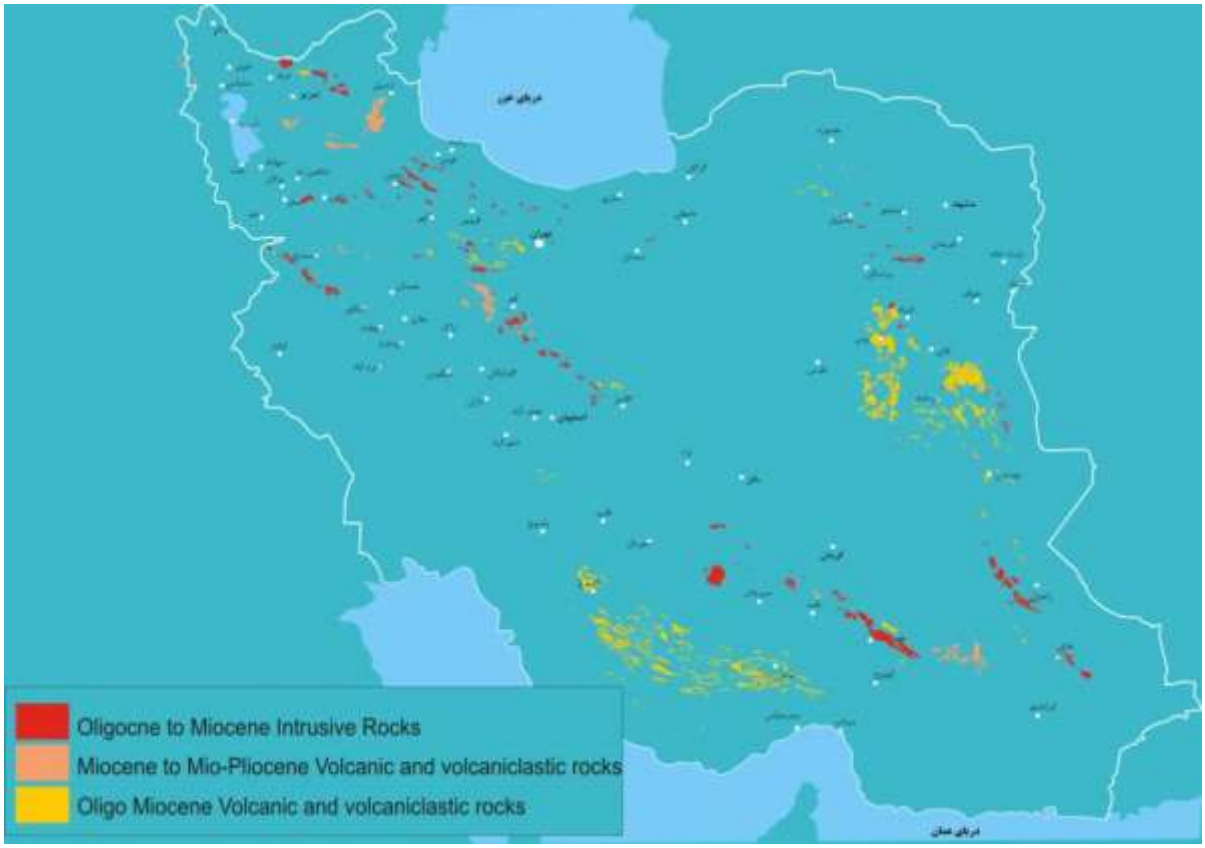


۵-۲-۲-۱ توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن

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 رخداد 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 پهنهٔ سنندج – سیرجان و همچنین در اطراف تهران، این توده‌ها بیشتر ترکیب بازیک دارند.


Eocene Magmatism
Intrusive Rocks
Volcanic and volcaniclastic rocks
KARAJ Formation



مهم‌ترین نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن در زون های مختلف ساختاری ایران نظیر البرز، آذربایجان، سنندج- سیرجان، شرق ایران و ایران مرکزی رخنمون دارند.

۵-۲-۲-۱-۱ 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 ادامهٔ 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 نتیجهٔ ذوب بخش پایینی پوسته و پیدایش ماگمایی گرانیتی، 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 ... همراه می‌باشند.

ب) در شمال و خاور تهران، به جز گرانودیوریت قصر فیروزه، دیگر نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن بازی و به طور عمده گابرویی هستند.

ج) گرانودیوریت قصر فیروزه، در جنوب خاوری تهران، از نوع نفوذی‌های خاکستری رنگ دانه متوسط است که به داشتن بیگانه‌سنگ و هورنبلندهای سوزنی – سبز فراوان شاخص است. یکی دیگر از ویژگی‌های این نفوذی، رگه‌های میکروگرانیتی لامپروفیری، میکرودیوریتی و به ویژه آپلیتی گُلی‌رنگ است که در جهت خاوری – باختری در بدنهٔ تودهٔ قصر فیروزه نفوذ کرده‌اند. در مورد سن این توده، نظرها متفاوت است. داوری (۱۳۶۶) به استناد سن پرتوسنجی (۱/۶ ± ۴۱ میلیون سال)، گرانودیوریت قصر فیروزه را مربوط به رویداد کوهزایی پیرنئن می‌داند.

د) گابرو مونزونیت سد کرج، بهترین رخنمون را در تکیه‌گاه سد کرج (امیرکبیر)دارد. در اینجا، بخش پایینی توده، گابروی دانه درشت است که با یک گذر تدریجی به دیوریت مونزونیت، در بالا می‌رسد. شیب و امتداد توده با آذرآواری‌های مجاور یکسان است. به همین دلیل، به طور عموم از این توده به عنوان سیل سد کرج یاد می‌شود در حالی که در یک نگاه منطقه‌ای، تودهٔ موردنظر ساخت حلقوی (لوپولیت) دارد که در توفیت‌های سبز سازند کرج تزریق شده و بخشی از آن را به ویژه در حاشیهٔ شمال توده، به هورنفلس‌های آمفیبول‌دار تبدیل کرده است. دیوریت سد کرج ۴۷ میلیون سال، و نوع روشن آن، ۳۴ میلیون سال سن دارد (بینا و همکاران، ۱۹۷۹).

ه) گابروی رودهن، نفوذی کوچکی است که در جنوب رودهن، به درون توفیت‌های سازند کرج تزریق شده است. جدا از تودهٔ اصلی، زبانه‌ای از آن به صورت دایک دولریتی نیز برونزد دارد. گابرو و دایک دولریتی، سیمای خرد شده و رنگ سبز تیره دارند و شناسایی آنها در میان آذرآواری‌های مطبق سازند کرج آسان است.

و) گابروی مبارک‌آباد، از گابروهای اولیوین‌دار است که در شمال روستای مبارک‌آباد (نزدیک آبعلی) به درون زون گسلی مُشا – فشم و توفیت‌های سازند کرج تزریق شده است به همین‌رو خرد شدگی و تجزیهٔ گرمابی شدید دارد.

۵-۲-۲-۱-۲ زون آذربایجان

الف) درآذربایجان، به ویژه در نواحی کلیبر و سراب، توده‌های نفوذی ائوسن – الیگوسن بیشتر از نوع سینیت‌های نفلین و لوسیت‌دار با ترکیب شیمیایی آلومینیم و قلیایی هستند و مقدار پتاسیم آنها بیش از سدیم می‌باشد که از آن جمله می‌توان به سینیت پسودولوسیت‌دار رزگاه (اهر) یا پسودولوسیت ژوویت (نجف زاده، ۱۳۷۱)، سینیت آنالیسم‌دار باشکند (شمال میانه) اشاره کرد.

افزون بر توده‌های فوق، تودهٔ میرزاحسن‌کندلو (جنوب دشت مغان)، تودهٔ اوقلان‌داغ (باختر کوه سبلان) تودهٔ قره‌سو از جمله نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن آذربایجان دانسته شده‌اند. از انواع نفلین‌دار این توده‌ها می‌توان آلومینا استحصال کرد که به فناوری پیچیده نیاز دارد.

۵-۲-۲-۱-۳ زون سنندج - سیرجان

در زون سنندج – سیرجان، نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن، بیشتر از نوع درونی‌های بازی مانند گابرو و دولریت هستند. وجود بعضی برونزدهای اولترابازیکی سبب شده بود تا این توده‌ها بخشی از مجموعه‌های افیولیتی (آمیزه‌های رنگی) ایران دانسته شوند. مطالعات برو (۱۹۷۵) نشان داد که این توده‌ها با مجموعه‌های افیولیتی بی‌ارتباط هستند. مهم‌ترین نفوذی‌های موردنظر عبارتند:

الف) توده‌های خارسره(خرزهره)، واقع در جنوب قروه، که نوعی نفوذی بازیک درشت دانه با ترکیب گابرویی است ولی تنوع رخسارهٔ سنگ‌شناسی آن زیاد است. این توده به درون مجموعهٔ آتشفشان – آهکی سُنقُر به سن ژوراسیک، تزریق و گدازه‌های آن را به هورنفلس‌های توده‌ای و مرمرهای آن را به اسکارن‌های حاوی آمفیبول و اسکاپولیت تبدیل کرده است. جایگاه چینه‌شناسی این توده به زمان پس از ژوراسیک و پیش از میوسن اشاره دارند؛ ولی پرتوسنجی دو نمونهٔ سنگی به روش پتاسیم – آرگون، به سن ۳۸ تا ۴۰ میلیون سال دلالت دارند (بلون و برو، ۱۹۷۵) که با مرز ائوسن – الیگوسن مطابقت دارد.

ب) تودهٔ کامیاران، که در ابتدا نوعی مجموعهٔ افیولیتی دانسته می‌شد، یک تودهٔ نفوذی بازیک است که به درون ردیف‌های ترشیری کرمانشاه تزریق شده است.

ج) تودهٔ کلاه‌سر، که در ۱۰ کیلومتری شمال باختری گردنهٔ مروارید (در مسیر کرمانشاه – سنندج) برونزد دارد شامل چند نفوذی بازیک با ترکیب گابرویی است که همراهانی از سنگ‌های دولریتی، هارزبورژیت و لرزولیت دارد. این توده‌ها در فلیش‌های کرتاسه و ائوسن تزریق و هالهٔ گرمابی غنی از اسکاپولیت و آمفیبول به وجود آورده‌اند. جدا از جایگاه چینه‌شناسی (تزریق در سنگ‌های ائوسن)، سن پرتوسنجی این توده، نشانگر سن الیگوسن است.

د) گابروی پَنجوین، (نزدیک مرز عراق) و گرانودیوریت‌های کوه باسیری از جمله نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن زون سنندج – سیرجان است.

۵-۲-۲-۱-۴ زون شرق ایران

در کوه‌های شرق ایران، بر خلاف دیگر نقاط، در بخش جنوبی حوضهٔ فلیشی خاور ایران (نهبندان – خاش) توده‌های نفوذی ائوسن – الیگوسن به درون نهشته‌های فلیشی کرتاسه – ائوسن تزریق شده‌اند. گرانیتوئیدهای زاهدان، گرانیت‌های خاور و جنوب خاوری خاش و توده‌های پراکندهٔ دیگر از این مجموعه است که در بیشتر جاها با راستای عمومی چین‌ها همروند هستند. گفتنی است که نفوذی‌های موردسخن، در اثر حرکات زمین‌ساختی ائوسن – الیگوسن در فلیش‌های ائوسن جای گرفته‌اند که گاه در همبری آنها دگرگونی گرمایی مهم به وجود آمده و کانی‌هایی به مانند اپیدوت، گارنت و ولاستونیت ظاهر شده است. موقعیت این توده‌ها نسبت به مجموعه‌های افیولیتی خاور ایران و همچنین نبود آتشفشانی شدید گویای آن است که نفوذی‌های زاهدان – خاش از نوع ماگماهای کمانی نبوده و نتیجهٔ فرورانش صفحه‌ها نیستند. به باور پورحسینی (۱۹۸۳)، این نفوذی‌ها نتیجهٔ آناتکسی بخش‌های ژرف فلیش‌های زابل است. توده‌های زیر انواع مهم این گروه هستند.

الف) گرانیتوئیدهای زاهدان، به اندازه‌های متفاوت از باتولیت تا دایک هستند که به صورت جدا از یکدیگر، در باختر شهر زاهدان، در یک درازای ۱۲۰ کیلومتری تا حوالی شهرستان خاش، برونزد دارند. بخش اصلی گرانیتوئیدهای زاهدان شامل گرانودیوریت کوارتزدار و مونزونیت – گرانیت است ولی سنگ‌شناسی این توده‌ها تغییرات زیادی دارد. بیوتیت‌های تودهٔ اصلی، نشانگر سن پرتوسنجی (پتاسیم – آرگون) ۳۳ – ۳۱ میلیون سال است (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲).

ب) گرانیت خاش، به سمت جنوب، دنبالهٔ گرانیتوئیدهای زاهدان را می‌توان در خاور و جنوب خاوری خاش دید که بیشتر از انواع گرانیت‌های دو میکایی و به شدت هوازده‌اند. رخنمون این توده‌های گرانیتی سیمای کشیده (بیضوی) دارد که محور کشیدهٔ آنها با گسل‌های منطقه به ویژه گسل سراوان موازی است.

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 کرتاسهٔ پسین 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 گنیسی ده زالو، همچنان از نفوذی‌های ائوسن – الیگوسن خاور ایران است که در زون برخوردی بلوک لوت و حوضهٔ فلیشی خاور ایران برونزد دارد. این توده، نوعی گرانیت بیوتیت‌دار با سیمای گنیسی است و دگر شکلی آن نتیجهٔ برخورد نهایی دو صفحه لوت و بلوک هیلمند در پایان ائوسن و تنش‌های بعدی است.

۵-۲-۲-۱-۵ زون ایران مرکزی

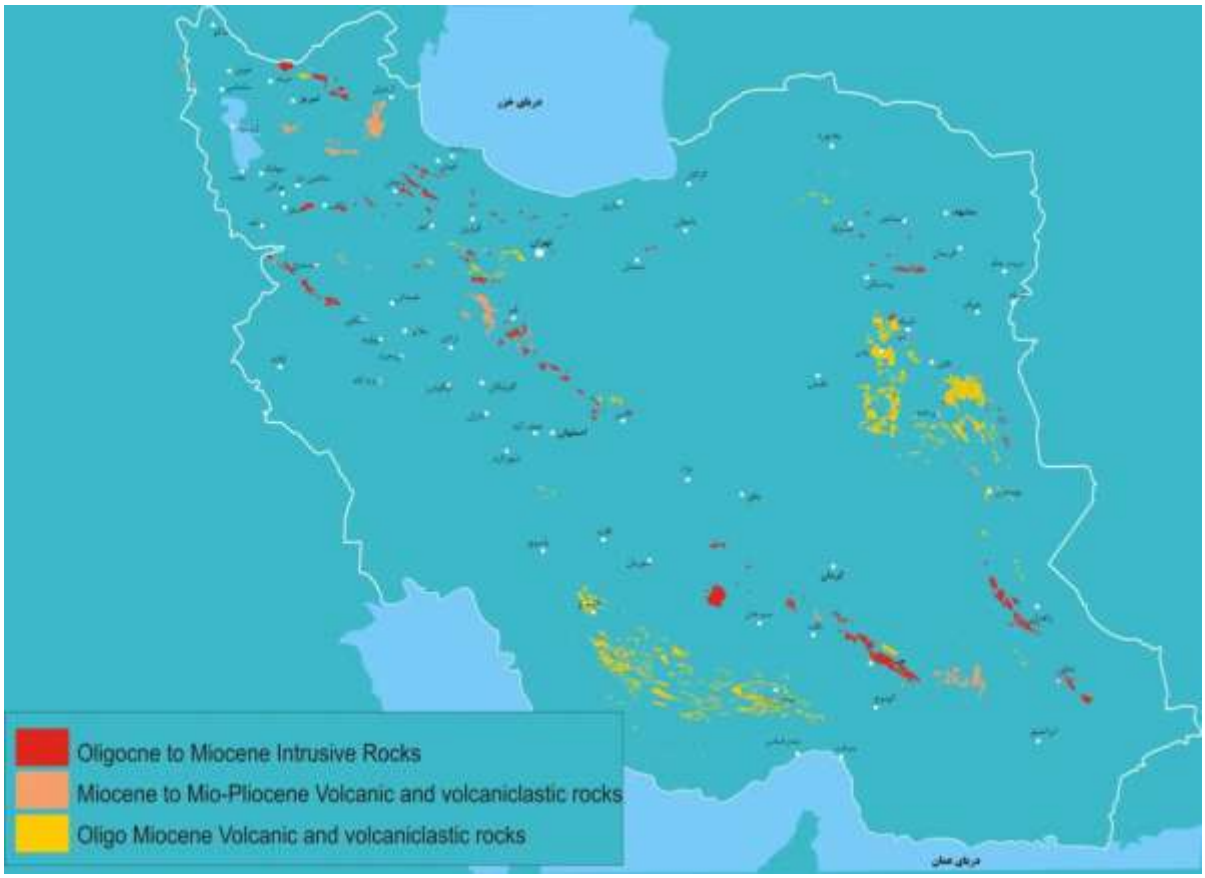
در ایران مرکزی، توده‌های نفوذی نسبت داده شده به ائوسن – الیگوسن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و یا در بلوک لوت دید.

الف) در کمان ماگمایی ارومیه بزمان، مونزوگرانیت ناحیهٔ زرند 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 پسین دانسته شده‌اند. از ویژگی‌های بارز نفوذی‌های ساوه – اشتهارد، تأثیر سیال‌های ماگمایی گرم برگدازه‌های مجاور است که با نوعی دگرسانی گرمابی به ویژه کانی‌زایی همراه است.

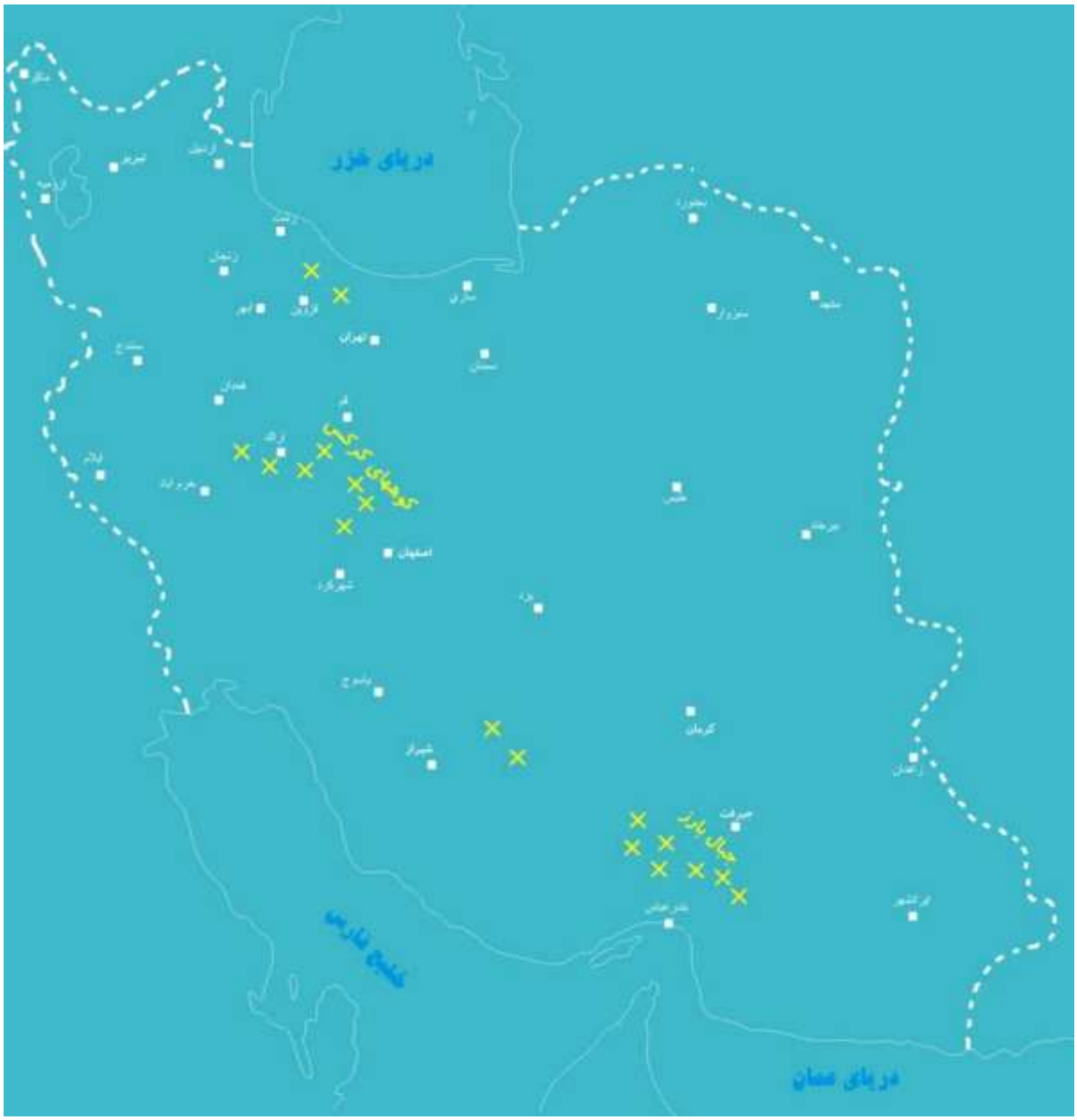
ب) در بلوک لوت (مرکزی)، دیوریت کوه ریجی (ریگی) و دیوریت کوه عبدالهی از نفوذی‌های گروه ائوسن – الیگوسن است.

۵-۲-۲-۲ 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 (دیمیتریویچ، 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 مهم‌ترین نفوذی‌های الیگوسن – میوسن نوار کرکس – جبال‌بارز، می‌توان به توده‌های مندرج در جدول///// اشاره کرد.

ویژگی‌ها	جایگاه	سنگ‌شناسی	نام توده	منطقه
ابعاد هالهٔ دگرگونی وسیع	نفوذ در سنگ‌های کمی‌تر از میوسن پیشین	تونالیت	استوک تورقیابی جنوب قمصر	قمصر – قهرود
ابعاد هالهٔ دگرگونی وسیع همراه با کانالون	نفوذ در سنگ‌های پالئوروبیک تا الیوسن	دیوریت کوارتزدار	تونالیت شمال باغبری هنجین	
-	نفوذ در توفها و راسیت‌های الیوسن	دیوریت	دیوریت جنوب کهره	
تمرکز مگنتیت و همراهیت در سنگ‌های مجاور	نفوذ در گدازه‌ها و توفهای پالئوژن	گابرو – دیوریت کوارتزدار	تونا جنوب گلسدانه	
سری کانک قلیایی فقیر از پتاسیم 24 m.a 20v	نفوذ در آهک‌های کرتاسه وتوفها الیوسن	گرانیت تا گابرو. گرانیت جوان‌تر است.	گرانیت دشتر	توده‌های نفوذی نطنز
-	نفوذ در دولومیت‌های کربنی میانی	دیوریت	تونهٔ جنوب-باختری دشتر	
-	نفوذ در آهک‌های کرتاسه	دیوریت آمفیبول‌دار	تونهٔ جنوب-باختری دشتر	
دارای بایک‌های آبی فراوان	نفوذ در توفها و گدازه‌های الیوسن	گرانودیوریت	تونهٔ قارچمان (شمال باختری دشتر)	
دگرگونی در سنگ‌های سازند قم	نفوذ در توفهای الیوسن میانی	دیوریت – گرانودیوریت	استوک غرب روستای سری	توده‌های نفوذی سری
-	نفوذ در سازند قم	گرانودیوریت تا دیوریت کوارتزدار	تونهٔ غرب سری	
-	نفوذ در گدازه‌های الیوسن و سنگ‌های کمی‌تر	دیوریت، گرانیت، گرانیت‌های آپلیتی		نفوذی های نایین (گاوخونی)
به سن میوسن میانی	نفوذ در گدازه‌های الیوسن و الیگوسن	گابرو کوارتزدار، دیوریت، گرانودیوریت	-	نفوذی های اردستان
تشریق در گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌های الیوسن		گرانودیوریت پورفیری، دیوریت کوارتزدار	-	تونهٔ نفوذی سرچشمه
سن‌های پرتوسنجی 5±15، 5±18، 1 و 5±24 میلیون سال	نفوذ در سنگ‌های الیوسن و سازند قم	گرانیت و گرانودیوریت هورنبلنددار	توده‌های چهل‌پارار	نفوذی‌های شهر بابک - 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 نتیجهٔ همگرایی صفحه‌های ایران و عربستان می‌داند.

۱) روند توده‌های نفودی مذکور با امتداد زون فرورانش تتیس جوان هماهنگی دارد.

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

با توجه به سن پرتوسنجی تودهٔ نفوذی نطنز (۵ ± ۲۴ میلیون سال) می‌توان نتیجه گرفت که فرورانش احتمالی پوستهٔ اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحهٔ ایران، در پالئوژن نیز فعال بوده است.

۵-۲-۲-۳ توده‌های نفوذی پلیوسن

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

الف) سینیت لواسان شامل دو تودهٔ سینیتی پورفیروئید مجزاست که در شمال روستای لواسان به داخل توفیت‌های سبز ائوسن 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 عَلَم‌کوه که در فاصلهٔ کمی از قلهٔ عَلَم‌کوه (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 هالهٔ دگرگونی آن (رخسارهٔ آلبیت – اپیدوت) بین ۱ تا ۲ کیلومتر است؛ ولی، به صورت محلی، دگرگونی همبری تا رخسارهٔ 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 تودهٔ مذکور پس از جابه‌جایی‌های پلیوسن جایگیر شده است.

گفتنی است که گرانیت‌های پورفیری قلهٔ تخت سلیمان، (به بلندی ۴۲۰۰ متر)، سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند و بیوتیت (واقع در خاور عَلَم‌کوه) و سنگ‌های مونزونیتی از همزادهای گرانیت عَلَم‌کوه 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 دانهٔ متوسط تا درشت دانه و غنی از فلدسپارهای آلکالی پرتیتی و اولیگوکلاز – آلبیت است که در ۵ کیلومتری شمال خاوری عَلَم‌کوه 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 عَلَم‌کوه هم‌زمان (پلیوسن) اند.

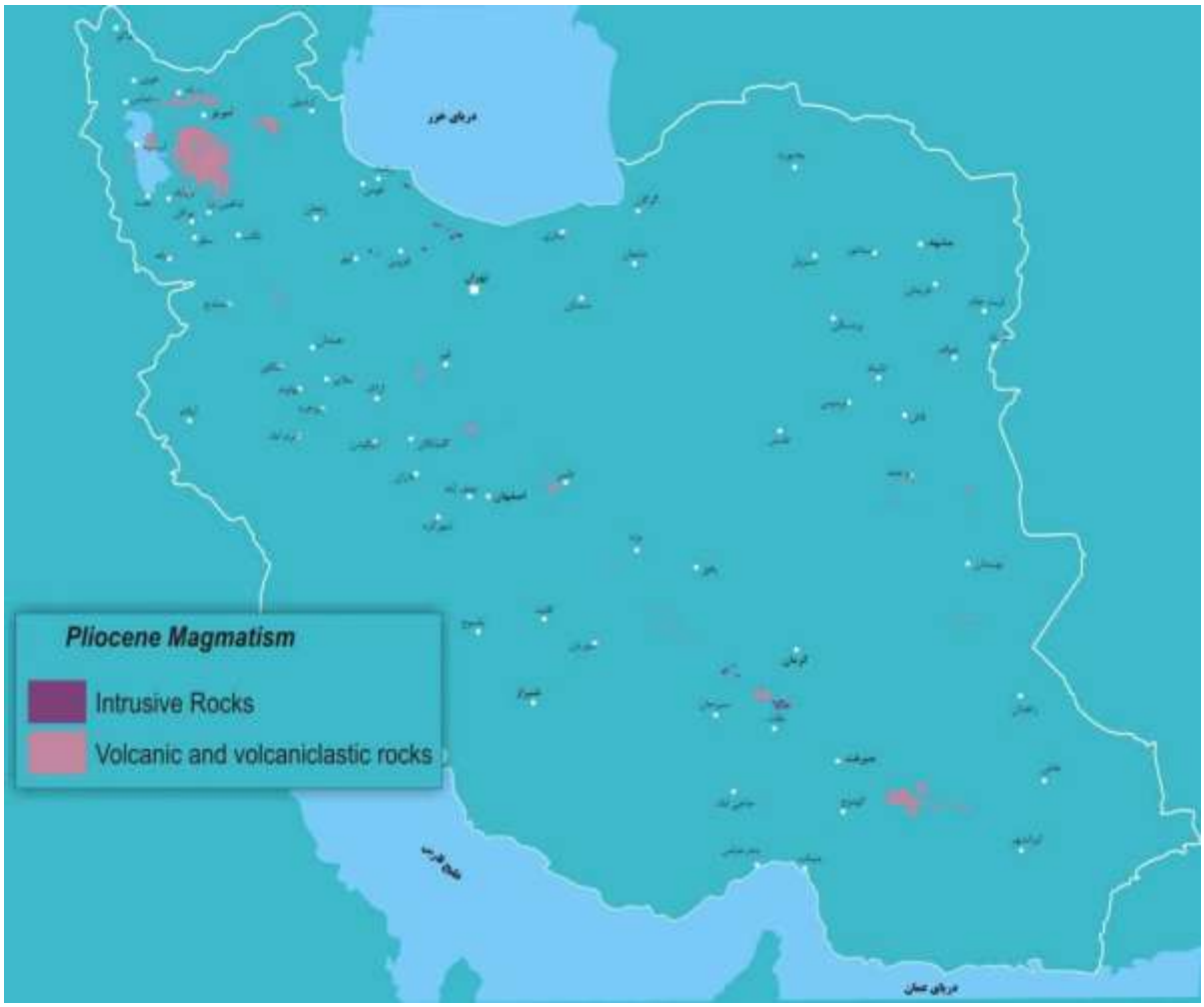
د) کوارتز پورفیر جنوب دریای خزر، تودهٔ کوچکی است که رسوبات سُرخ‌رنگ نئوژن را قطع کرده است. این توده می‌تواند از جمله نفوذی‌های پلیوسن باشد.

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

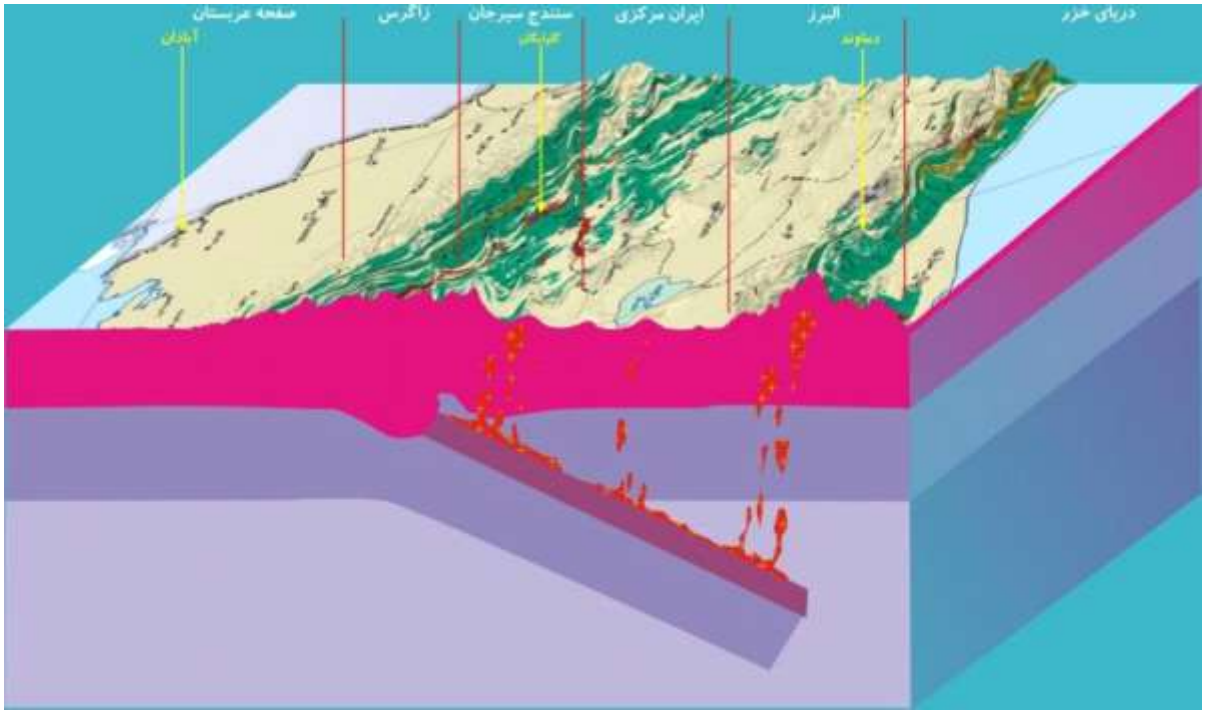
و) در نوار افیولیتی عباس‌آباد (شاهرود) – سبزوار، ریوداسیت‌های آمفیبول‌دار در آمیزه‌های افیولیتی، سنگ‌های ائوسن و حتی نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ نئوژن تزریق شده‌اند و جوان بودن آنها قطعی است .

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



علل ماگماتیسم سنوزوئیک

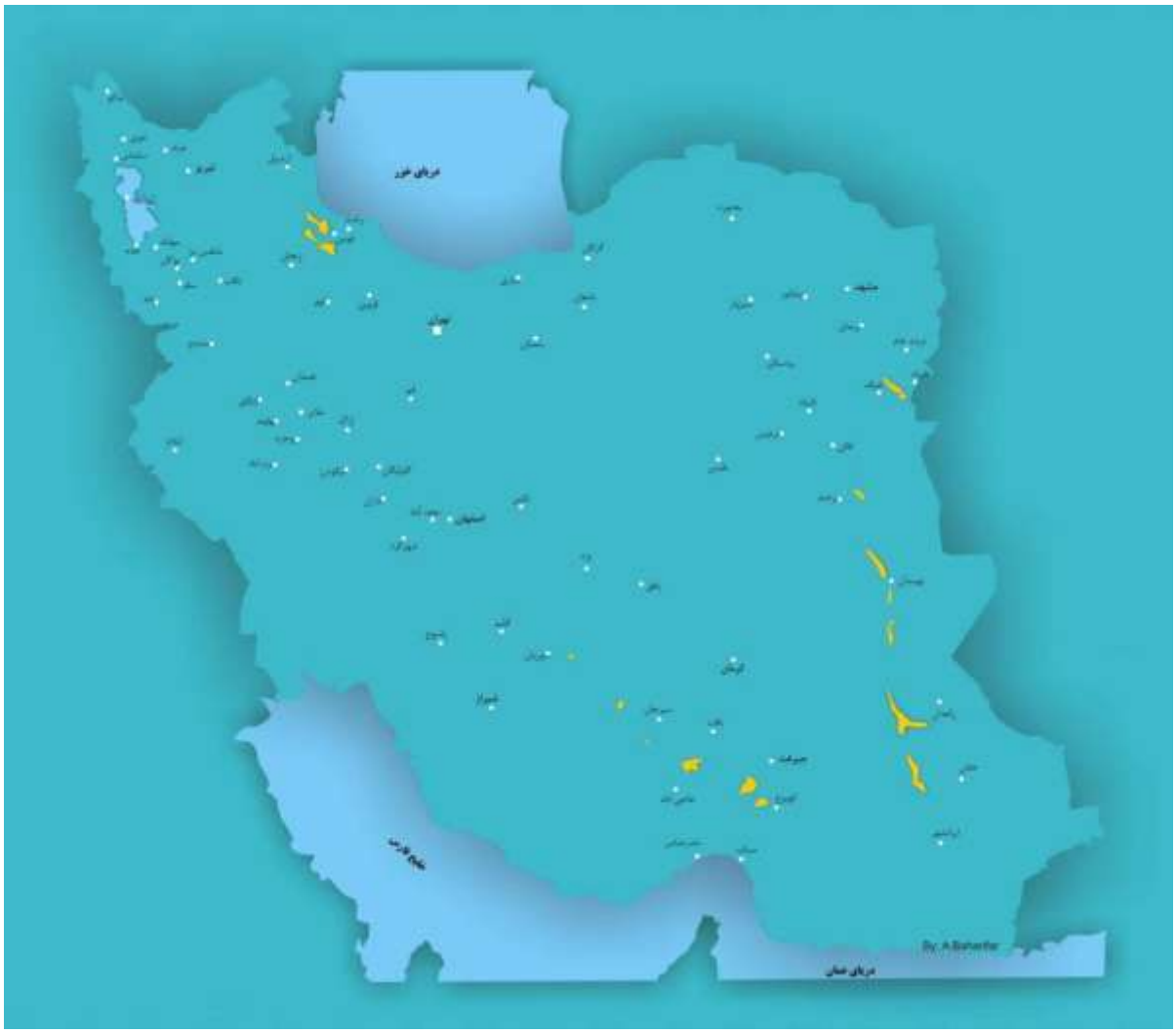


۳-۵ دگرگونی ترشیری

در بسیاری از نواحی ایران، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری دارای کانی‌های دگرگونی مانند آلبیت، 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 (یوائو 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 نتیجهٔ افزایش دما در پوستهٔ ایرانزمین بوده که در ایجاد ماگماتیسم 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 پدیدهٔ دگرگونی در دو مرحلهٔ بسیار ضعیف رخسارهٔ زئولیت و مرحلهٔ ضعیف رخسارهٔ شیست 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.


دریای خزر
خلیج فارس
دریای عمان
By A.Bahadir

فصل ششم
ولکانیسم کواترنری

۶-۱ کلیات

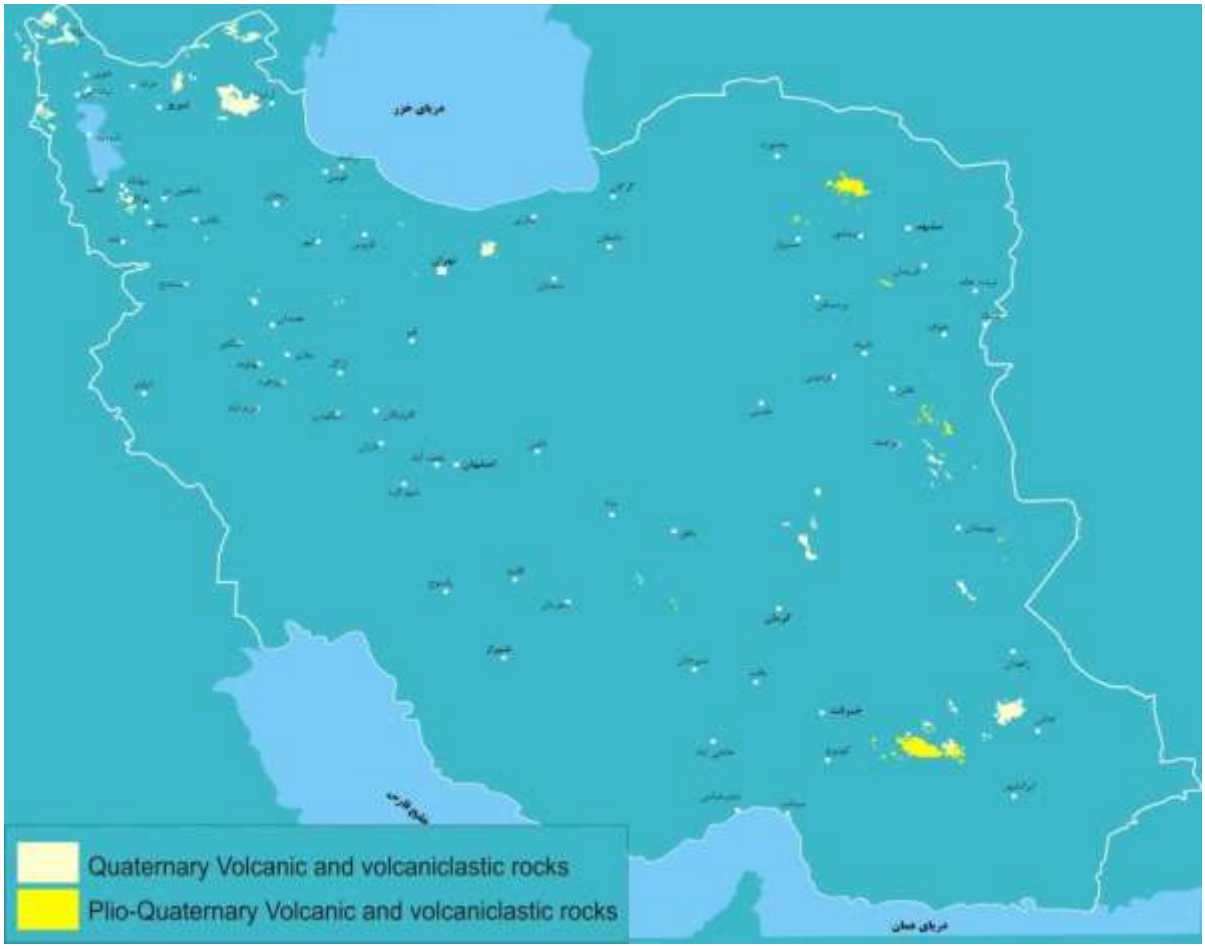
سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اند که شکل‌گیری آتشفشان‌های لایه ای (استراتوولکان) عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان و ... حاصل آن است. برخی از این آتشفشان‌ها، از جمله بزمان و سبلان از زمان‌های پیش از کواترنری فعال بوده‌اند، ولی مخروط اصلی آنها در کواترنری در طی فازهای 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 پدیدهٔ 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، عمده‌ترین مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری ایران مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

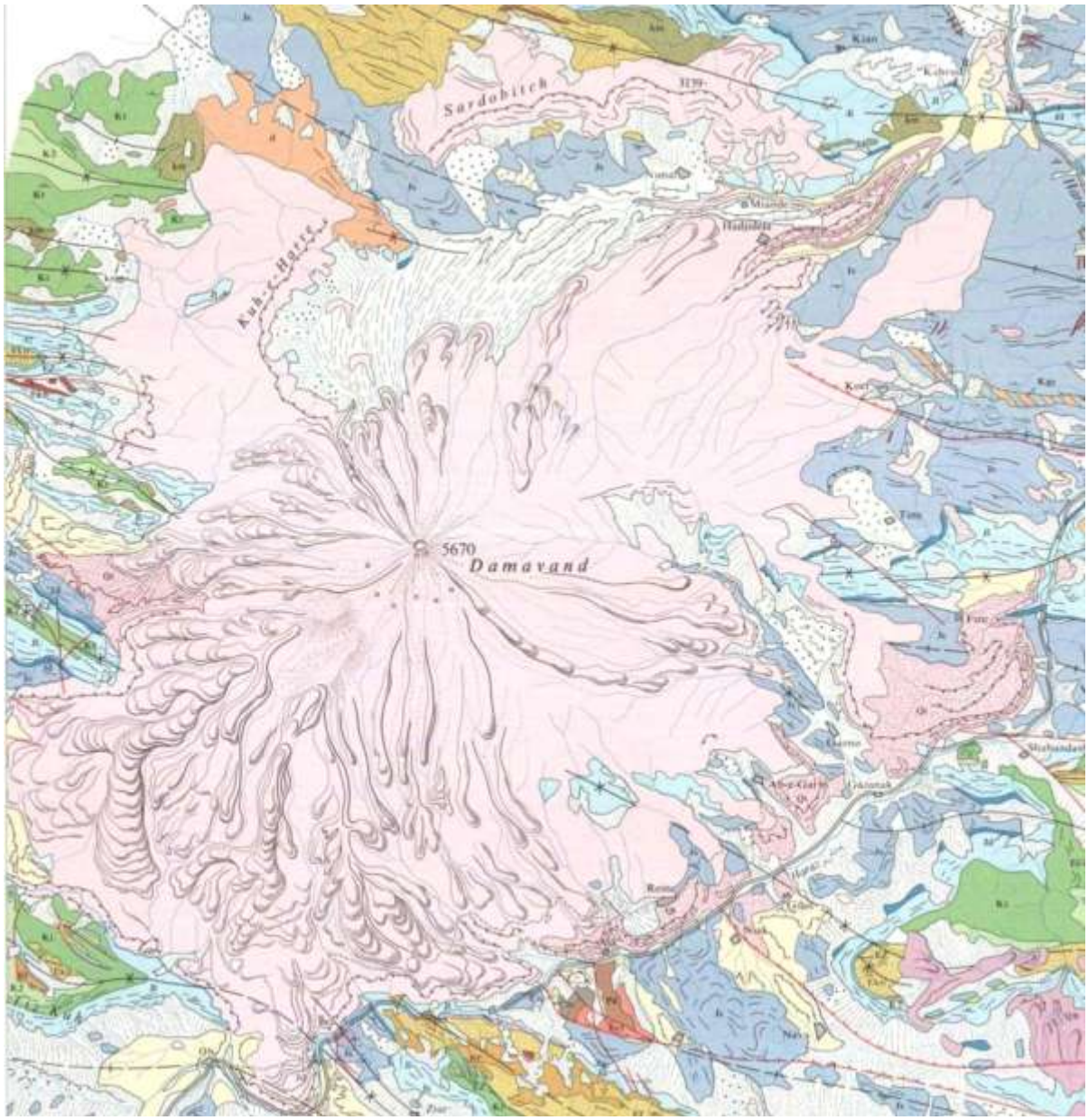


شکل ۶-۲ گسترش سنگ های آتشفشانی پلیوکواترناری و کواترناری در ایران

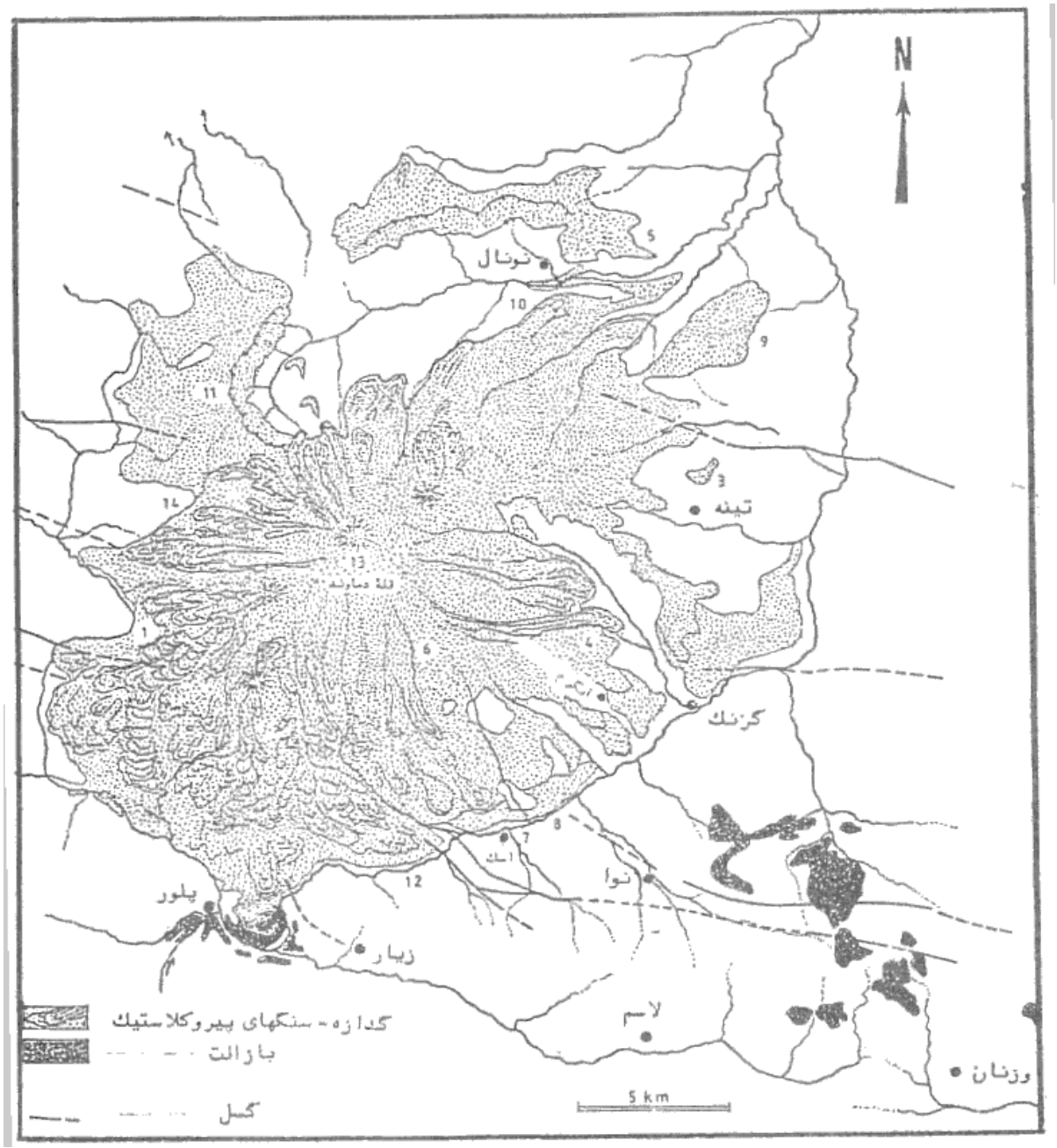
۶-۲ آتشفشان دماوند

مخروط دماوند، شاخص‌ترین آتشفشان لایه ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر ولی از زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ – ۱۶۰۰ متر است. دامنهٔ کوه، به وسیلهٔ جریان‌های گدازه‌ای مکرر که بارها از قله و یا از مخروط‌های فرعی سرازیر شده‌اند و همچنین مواد آذرآواری شامل پامیس، توف و رسوبات لاهار پوشیده شده است.

گدازه‌های دماوند گستره‌ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش داشته و قطر دهانهٔ آتشفشان در حدود ۴۰۰ متر است. قسمت مرکزی دهانه، به وسیلهٔ دریاچه‌ای از یخ پوشیده شده و در حاشیهٔ آن دودخان‌هایی وجود دارد که زمین‌های اطراف را به رنگ زرد در آورده‌اند.



شکل۶-۳ نقشه زمین شناسی دماوند.



شکل۶-۴ نقشه زمین شناسی دماوند.

جدا از دهانهٔ 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 دهانهٔ قدیمی به قطر حدود ۹ کیلومتر دیده می‌شود که امروزه رودخانهٔ نونال در آن جریان دارد. سنگ‌های دهانهٔ 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 پدیدهٔ فرورانش از نوع خاص و ذوب پوستهٔ 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 گدازهای 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 گدازه های دماوند پیدا شده که اکثراً از نوع هموژن بوده و اجتماعی ازکانیهای 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 آلکالن است که بواسطه تفریق ماگمائی، 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 آلکالن 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 پیروکسنها وافزایش بیوتیت به سمت سنگهای اسیدی، بوجود آمدن آمفیبول در سنگهای رخساره حدواسط- اسیدی، کاهش کلی مقدار پلاژیوکلازها و نیز افزایش مقدار فلدسپات های آلکالن 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 بخشند. 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 گدازهای تراکیتی، پدیده غنی شدن از آهن وجود ندارد، لذا بطور نسبی تفریق تحت فشار بخشی کافی اکسیژن صورت گرفته است.

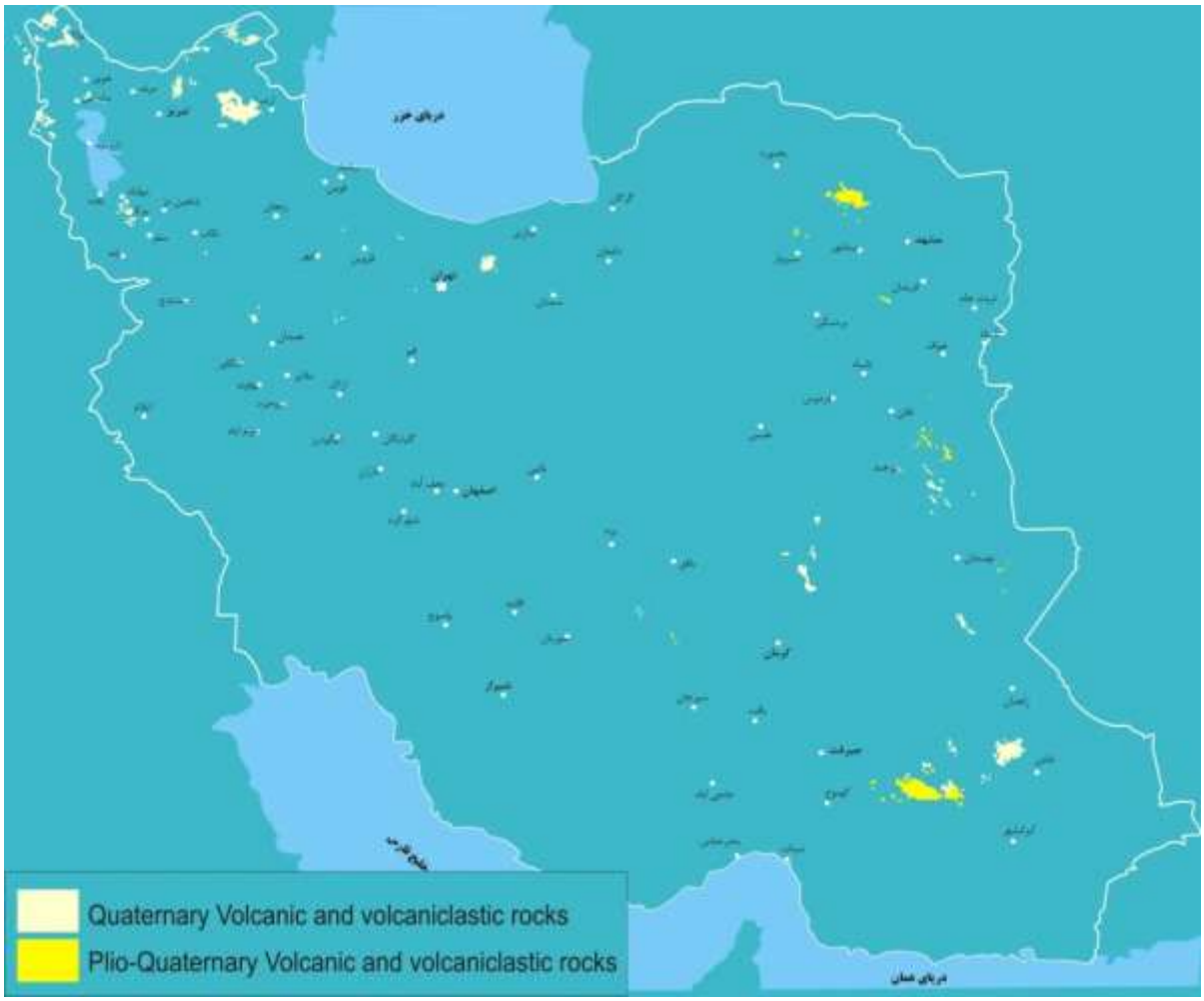
ضرایب آلکالینیته در سنگهای بازیک دماوند و نیز در آنکلاوها کمتر از ۵۰ درصد است (حدود ۴۰ درصد) و به سمت سنگهای رخساره حدواسط- اسیدی، بر مقدار آن افزوده شده و غالباً دارای ضرایبی در حدود ۵۰ درصد هستند (حداکثر حدود ۵۶ درصد). یعنی در واقع در نمونه های تفریق یافته دماوند از نظر میزان آلکالینیته تعادل مابین 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 نمودارK_2O/Na_2O در مقابل $SiO2$ نیز با افزایش این نسبت بدنبال افزایش $SiO2$، 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.

بطورکلی ماگمای آلکالن از اعماق زیاد منشاء گرفته و مربوط به گوشته بالائی می باشد. با توجه به موارد فوق که سنگهای آتشفشانی دماوند درسری آلکالن قرار می گیرند، می توان آنها را حاصل ماگماتیسم 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.

۶-۳ 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- کلیبر، منطقه مشکین شهر و غیره ملاحظه می گردند.



شکل ۶-۵

اگرچه همهٔ 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.

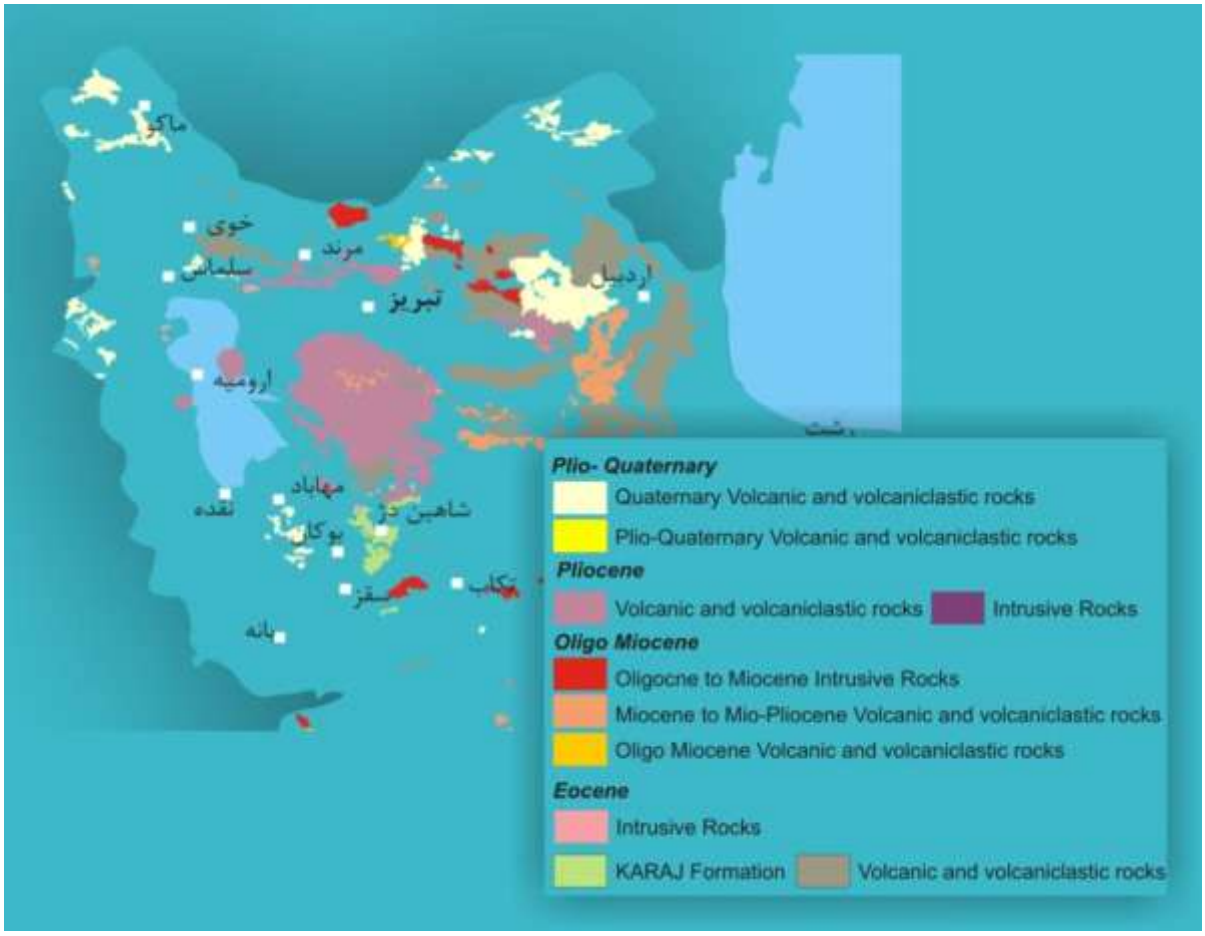
۲) بازالت‌های نوع دوم که به ندرت پورفیری بوده و ترکیب شیمیایی آنها از نوع غنی از آلومین است.

جدا از مناطق آذربایجان و کردستان، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری را می‌توان در گستره‌های وسیعی از خاور ایران (جنوب طبس، 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.

۶-۳-۱ 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 درنتیجه فعالیتهای تکتونیکی، بالا آمده است.



شکل ۶-۶

سهند توده آذرین خروجی است که بصورت کلاهکی برروی پایه ای رسوبی قرارگرفته است. این پایه متشکل از رسوبات دورانهای مختلف است که یک قسمت از آن درارتفاع 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 وگدازه 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 درنظر 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

دراین نوع آتشفشانها، خروج گدازه درچند مرحله صورت گرفته است. دربعضی از آنها فعالیتها، پیوسته و در پاره ای دیگر، منقطع بوده است. درمورد 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 درحدود 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:

- ایگنمبریت که درسه 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 حدود۱۰ میلیون سال) و گدازه داسیتی قارمش داغ (سنی حدود پنج میلیون سال)، معلوم می شودکه دوره فعالیت آتشفشان «سلطان- قارمش داغ» از اواخر میوسن شروع و در اوایل پلیوسن خاتمه یافته است.

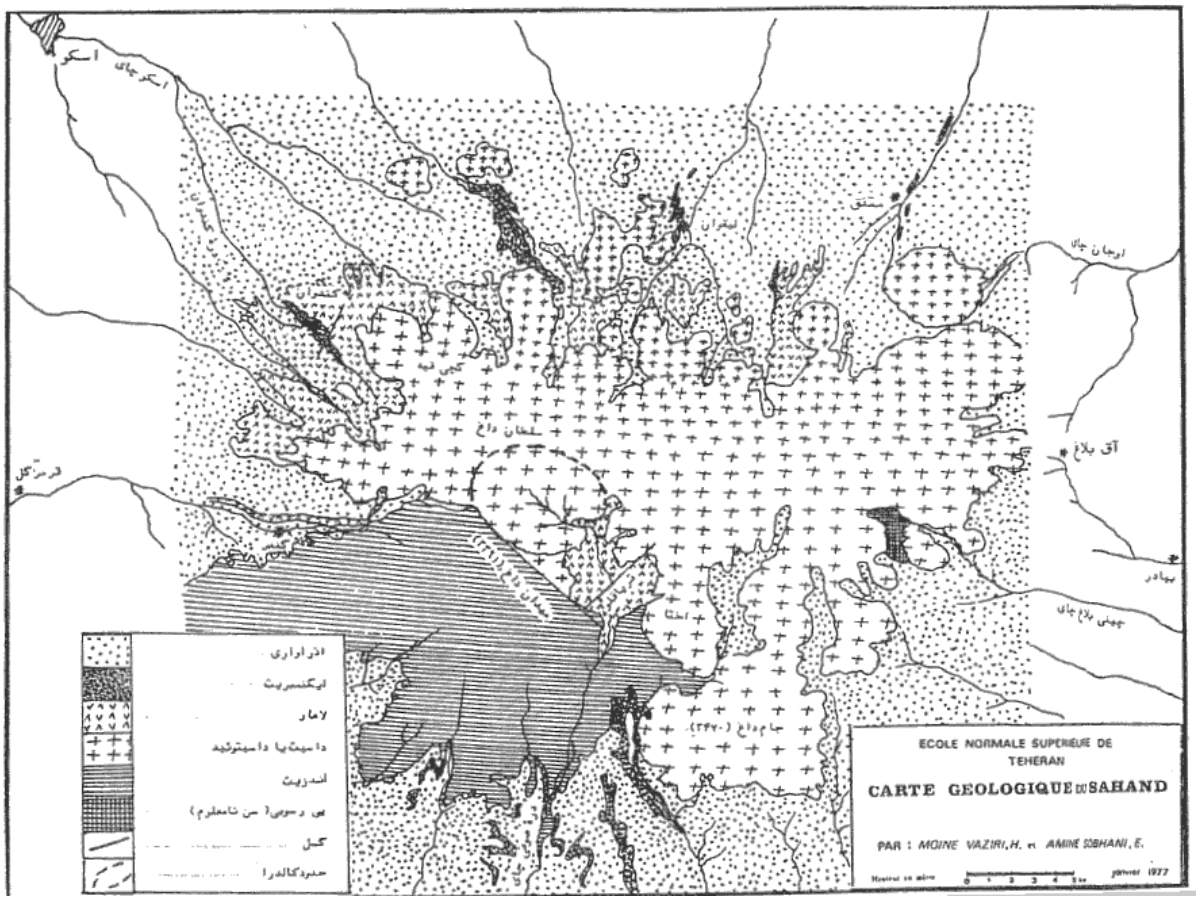
۳) کوه سهند: پایه قدیمی و رسوبی این آتشفشان که بدون فسیل می باشد و از نظر لیتولوژی به پالئوزوئیک تحتانی شباهت دارد، درارتفاع ۳۱۰۰ متری در انتهای دره چینی بلاغ چای، ظاهر شده است. این بیرونزدگی از طبقات برش آذرآواری، سنگ ماسه قرمز و آهک سیلیسی تشکیل گردیده که بوسیله نفوذی ها و دایکهای آندزیتی قطع شده است.

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

- مرحله اول: انتشار روانه های برشی که درقعر 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، دردامنه 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- کواترنری می باشند.



شکل۶-۷ 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 دهدکه اولاً فعالیتهای آتشفشانی سهند بصورت منقطع صورت گرفته، ثانیاً فاصله زمانی مابین فعالیتهای گدازه ای طولانی بوده است.

درفعالیتهای 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 ایگنیمبریت- پامیس با ترکیب داسیتی و گدازه های آندزیتی

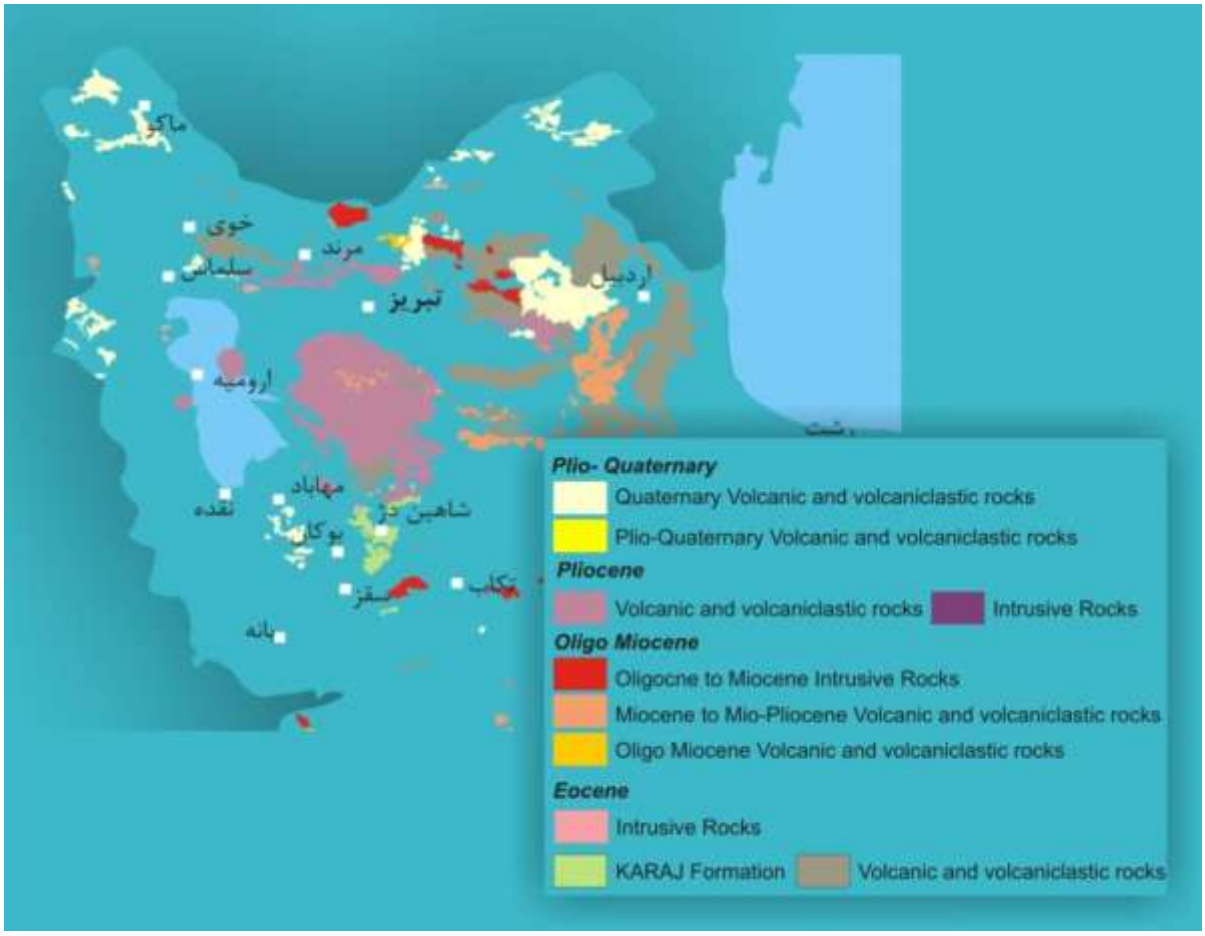
۳) خروج گدازه های داسیتی که آخرین مرحله فعالیت آتشفشانی سهند می باشد.

همانگونه که قبلا نیز عنوان گردید، در سهند تغییر و تحولات ماگمائی در طول زمان مشاهده می شود. این تحولات ناشی از تفریق ماگمائی اصلی و مادر بر اثر ثقل می باشد. در اینصورت در حجره ماگمائی، 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 پلئیستوسن، 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.



شکل۶-۸

کوه سبلان بطور کلی سه قله داشته، بطوریکه قله بزرگتر (با ارتفاع ۴۸۲۰ متر ازسطح دریا) را سبلان سلطان و دوقله 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 نهائی موجب پایداری سبلان اصلی، سبلان کوچک، کوه سلطان و آقام داغ، یعنی قله های آتشفشانی متعدد این کوه گردیده است.

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

شکل ۶-۹

۶-۳-۲-۱ فازهای آتشفشانی سبلان

دیدون و ژمن (۱۹۷۶) دررساله دکترای خود شرح مفصلی درباره سنگ شناسی، ژئوشیمی و مکانیسم فوران این آتشفشان نوشته اند. تقسیم بندی فازهای مختلف آتشفشانی سبلان، بر پایه آنچه در رساله بالا ذکر گردیده و توسط لسکویه- ریو- باباخانی (۱۹۷۸) تصحیح شده است را می توان 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

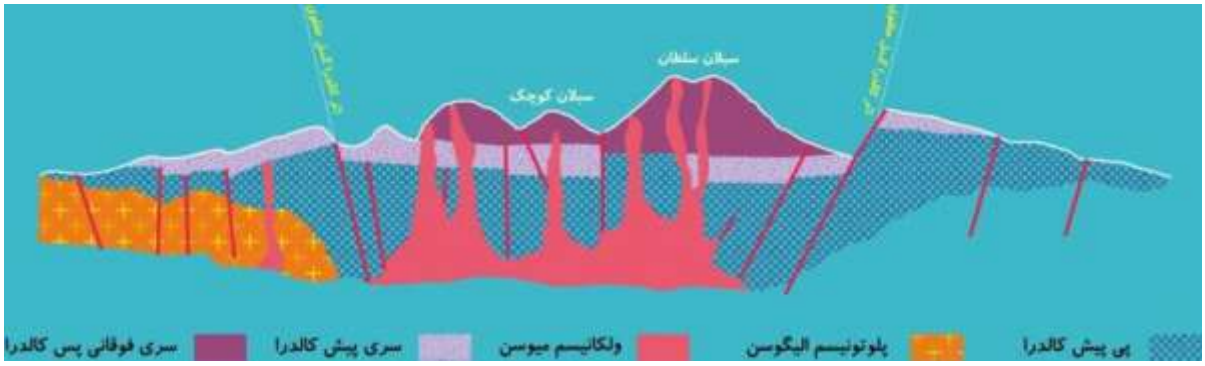
الف) جریانهای گدازه ای سبلان قدیم

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 می دهند. این گدازه ها، بطور کلی بر روی سنگهای آتشفشانی ائوسن بالائی، یا توده های کوارتز مونزونیتی اولیگوسن (دربخش غربی) قرار می گیرند. در برخی موارد نیز، برروی سنگهای آتشفشانی پلیوسن و کواترنر پائین (بخش جنوبی) قرار گرفته اند.

براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، ۵ مرحله فعالیت آتشفشانی را در این گدازه ها تشخیص داده اند که در اینجا تحت عنوان سه واحد عمده خلاصه و معرفی می شوند.

- ردیفهای آندزیتی زیرین: که دردامنه 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 آندزیتهای 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. درنزدیکی 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 ماگمائی 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.



شکل۶-۱۰ فازهای آتشفشانی سبلان

ج) فرونشینی کالدار 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 پرشده اند. لایه هایی از خاکستر سفیدرنگ، با ضخامت متغیر، برروی 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 گنبدهای 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 (تقریباً۱۰ 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 بهمن های سوزان و ویرانگر و برش های آتشفشانی نوع پله همراه بوده است. سپس ماگمای کم حرارت، بصورت جریانهای ایگنیمبریتی و پامیسی دردره 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 درطی 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 درواقع شامل گدازه های میوسن می باشد و از جنس لاتیت- بازالت است.

۲) سری قبل از پیدایش کالدار که درآن 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- کواترنر بوجود آمده اند.

۶-۳-۲-۳ تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان

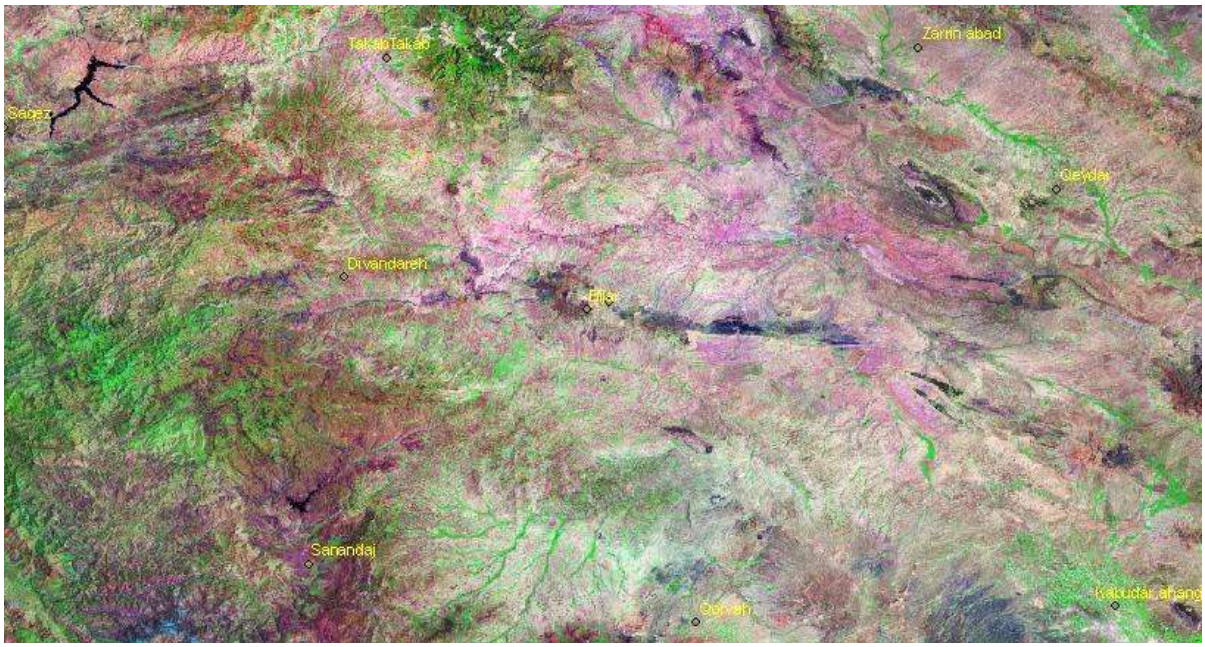
تحولات ماگمایی آتشفشان سبلان براساس مطالعات ژئوشیمی به شرح زیر است:

از آنجایی که بازالتها و آندزیت های کواترنر 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- پلئیستوسن قبل از سبلان که در طول کواترنری 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 درنظر 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، منجربه خروج بیشتر داسیت ها و ایگنیمبریت هایی شده است که درخلال یا بلافاصله بعد از دومین فروریزش کالدار جایگزین شده اند. نکته لازم به ذکر آن است که به دلیل بالا بودن مقادیر Na_2O+K_2O،

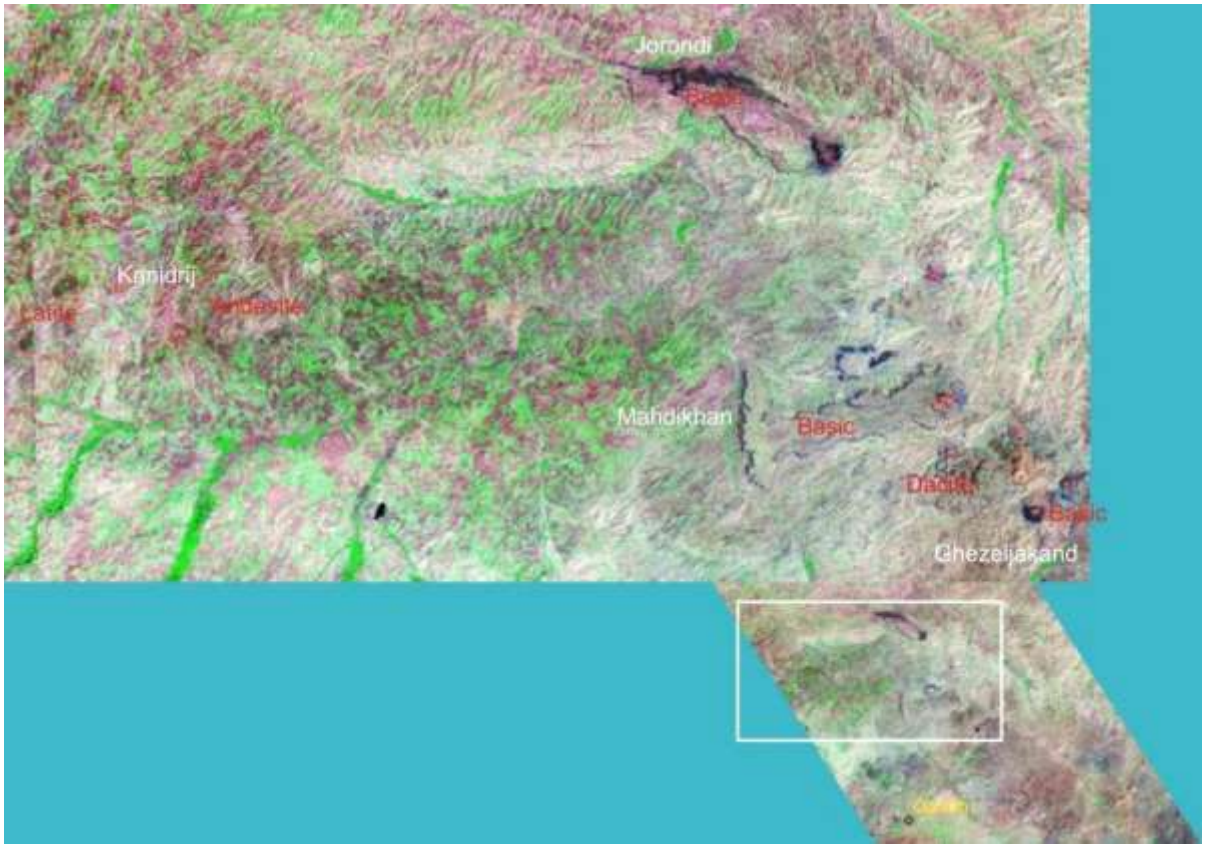
Sr و Ba، خصوصیت آلکالن سدیک سنگهای سبلان بالاست؛ که این خصوصیت را از ماگمای بازیک آلکالن اولیه به ارث برده اند.

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

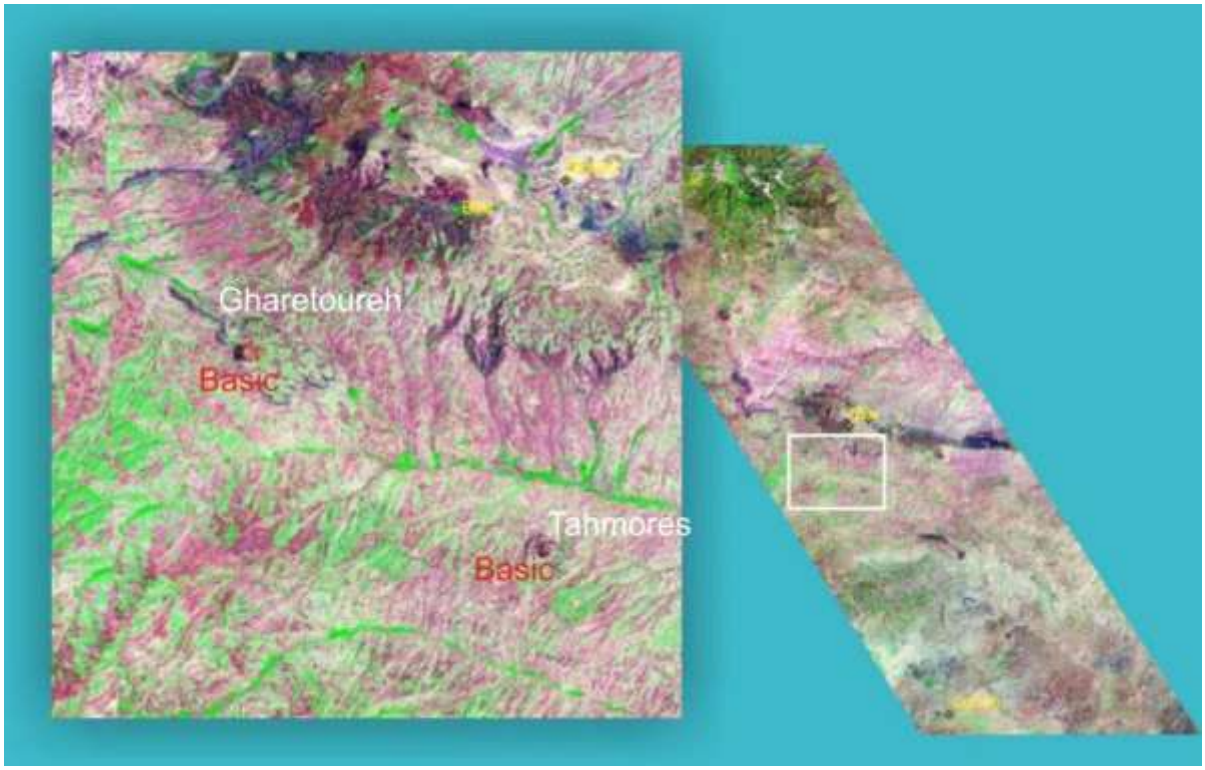
ما بین تکاب و قروه چندین مرکز آتشفشانی دیده می شود که بعضی از آنها در میوسن فوقانی و پاره ای دیگر در پلئیستوسن فوران نموده اند. این آتشفشانها در زون سنندج – سیرجان واقعند.



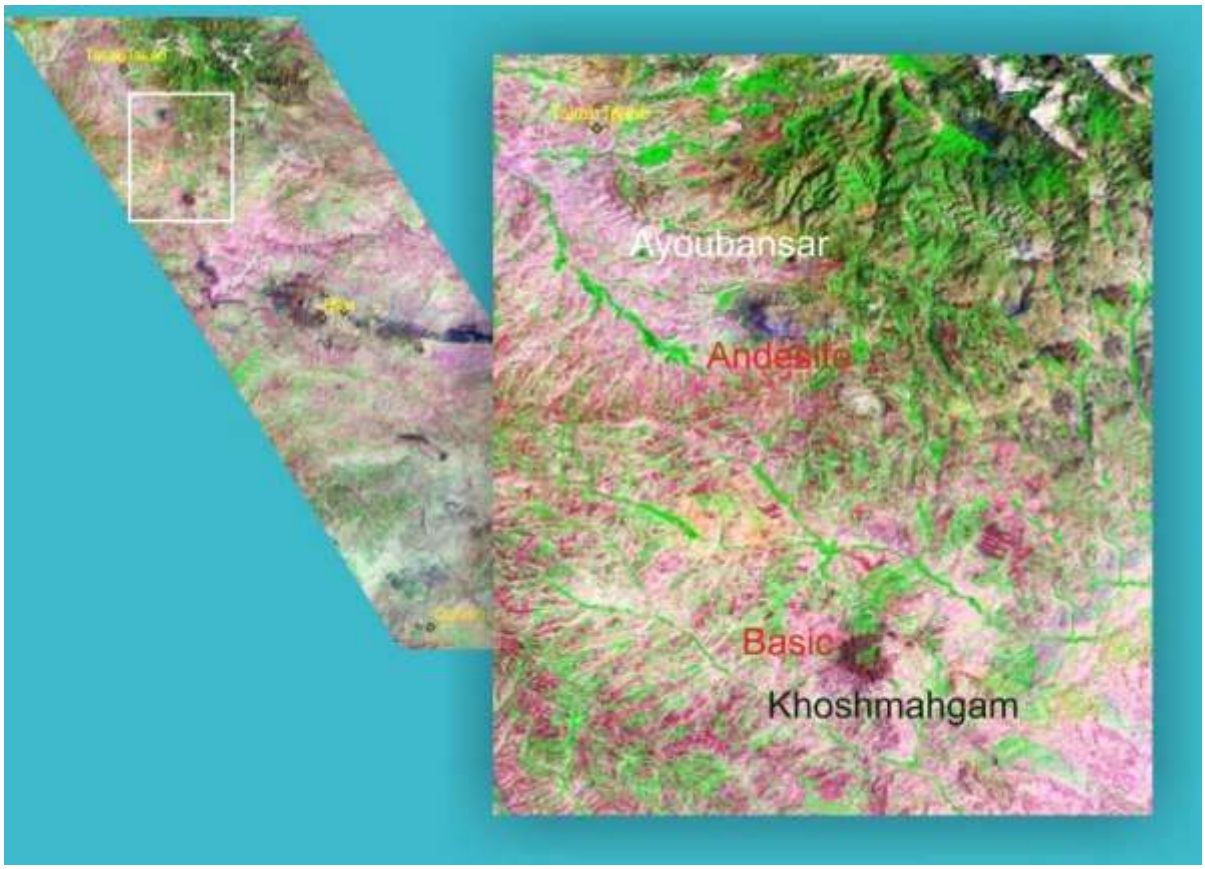
شکل۶-۱۱



شکل۶-۱۲ آتشفشانهای ناحیه قروه - بیجار



شکل۶-۱۳



شکل۶-۱۴

ترکیب سنگ شناسی

سنگهای بازیک

بازانیتها

تراکی بازالت (آبساروکیت)

سنگهای اسیدی

تراکی آندزیت

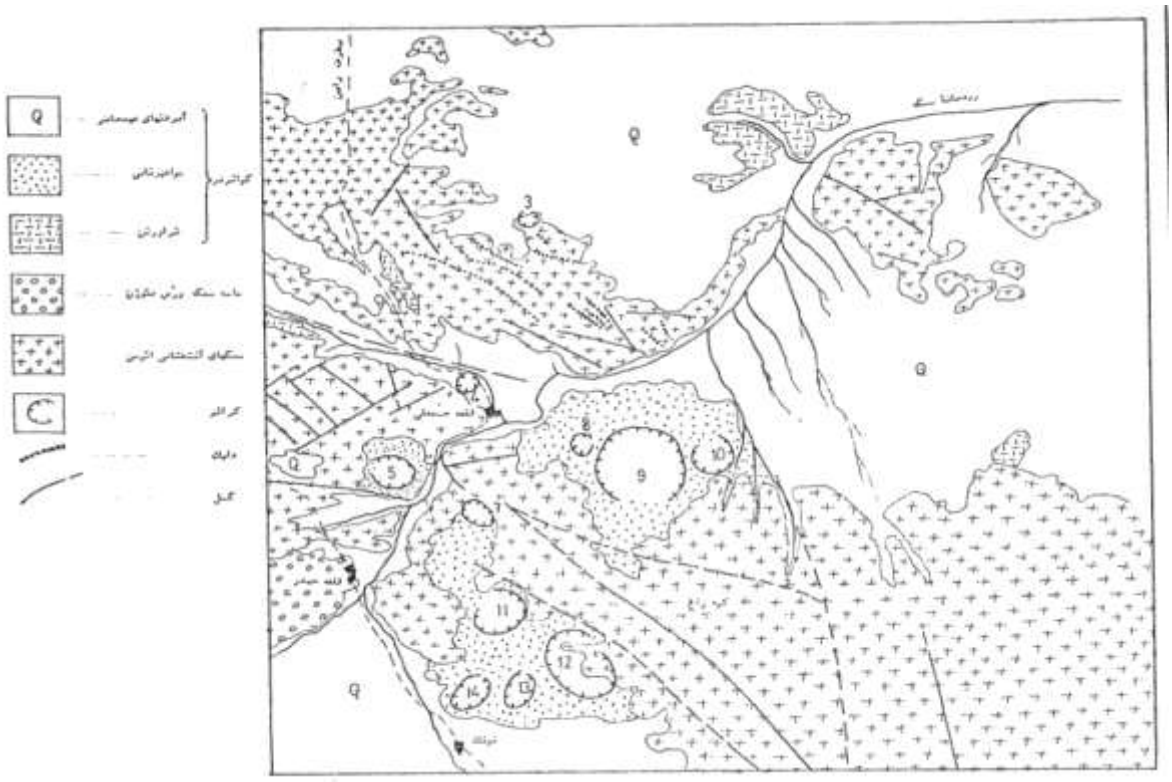
داسیت

آنکلاوهای گنیس

۶-۳-۴ 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.

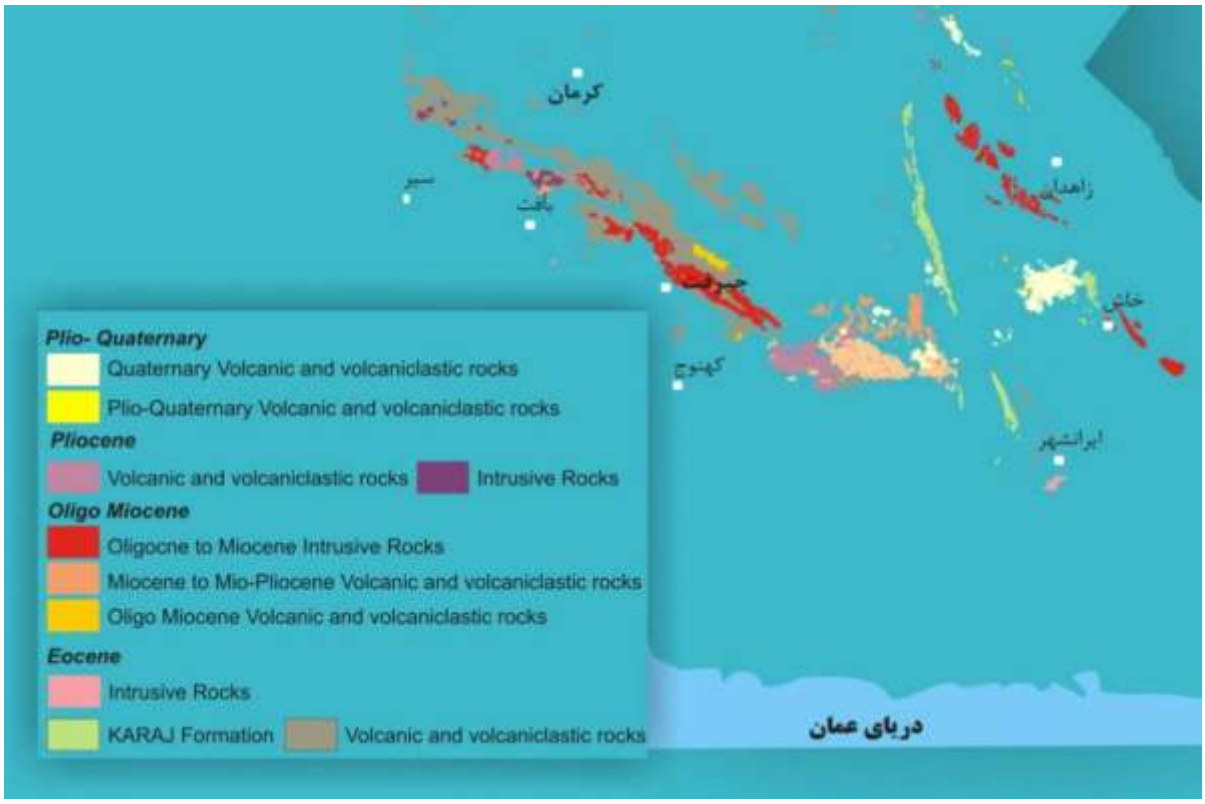
در خصوص نحوه تشکیل کراترهای قلعه حسنعلی راین نظریات مختلفی ابراز شده است و بر اساس قابل قبول ترین آن ها، احتمالا جابجایی بلوکها تحت اثر نیروهای کششی و فشارشی، امکان صعود ماگماهای مناطق عمیق و رسیدن آنها به سطح زمین را فراهم کرده است.



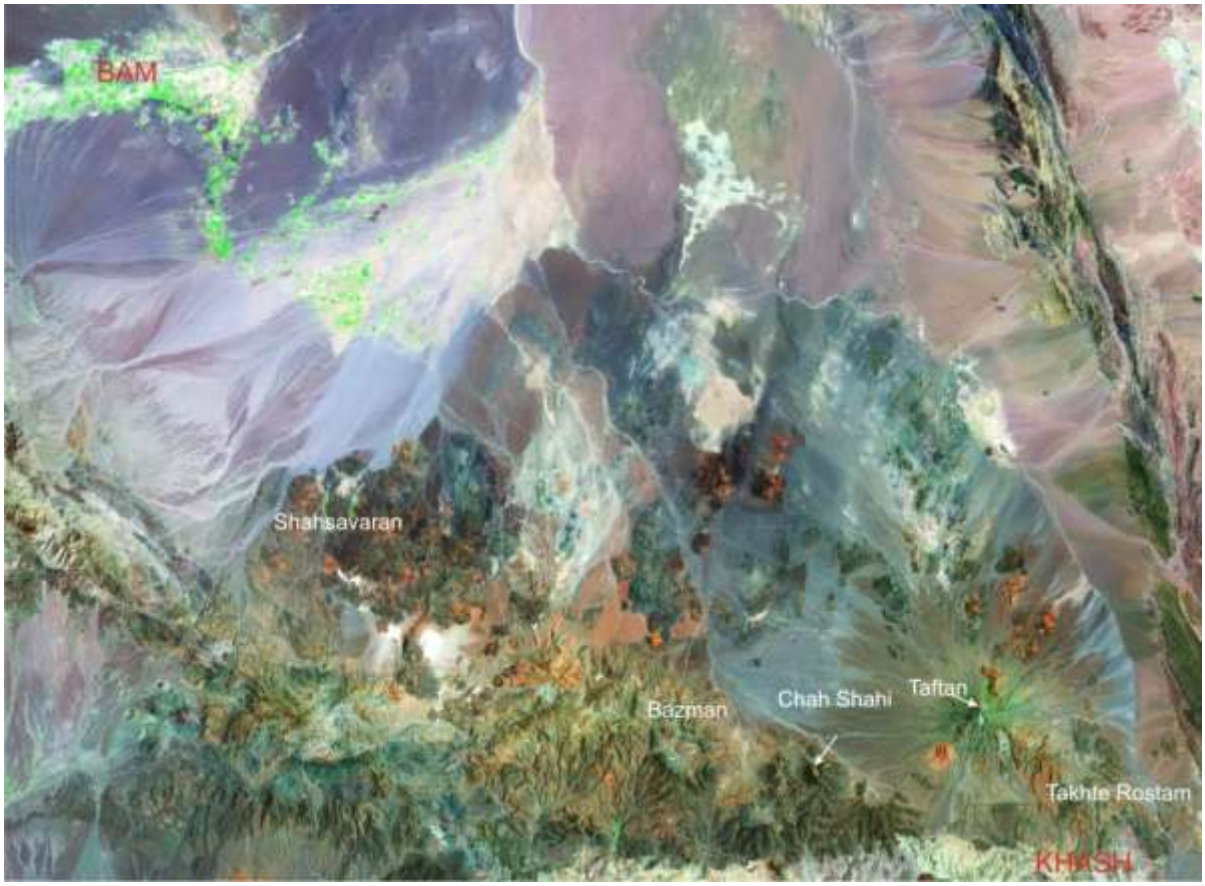
شکل۶-۱۵ نقشه زمین شناسی کراترهای واقع در منطقه قلعه حسنعلی راین

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

این فعالیت ها، عمدتاً شامل فعالیتهای آتشفشانی منطقه تفتان و محدوده بزمان می گردد.


کرمان
سیرجان
بافت
جیرفت
کهنوج
زاهدان
خاش
ایرانشهر
دریای عمان
Plio- Quaternary
Quaternary Volcanic and volcaniclastic rocks
Plio-Quaternary Volcanic and volcaniclastic rocks
Pliocene
Volcanic and volcaniclastic rocks
Intrusive Rocks
Oligo Miocene
Oligocne to Miocene Intrusive Rocks
Miocene to Mio-Pliocene Volcanic and volcaniclastic rocks
Oligo Miocene Volcanic and volcaniclastic rocks
Eocene
Intrusive Rocks
KARAJ Formation
Volcanic and volcaniclastic rocks

شکل ۶-۱۶



شکل۶-۱۷

۶-۳-۵-۱ آتشفشان تفتان

آتشفشان تفتان در زون ساختاری نهبندان – 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 قلهٔ مجزا است که با بخشی زین مانند و باریک به هم وصل می‌شوند (گانسر، ۱۹۶۶). قلهٔ جنوب خاوری تا اندازه‌ای شکل مخروطی خود را حفظ کرده و با گدازه‌های آندزیتی ضخیم و جوان پوشیده شده است. دهانه در دامنهٔ 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 منظرهٔ 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 برروی 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 آلوئولین 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 پلئیستوسن 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 (ایگنیمبریت شمال ترشاب) و از طرف دیگر پهنه های وسیع توف، دامنه ها و دشتهای اطراف آتشفشان را پوشانده است.

فعالیت گدازه ای تفتان، در کواترنر صورت گرفته که شامل گدازه های آندزیتی است. در طول فعالیت گدازه های تفتان، کراتر حاصل از آخرین انفجار، توسط گدازه های آندزیتی پرشده 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 وگدازه های داسیتی تفتان

این مواد که قسمت اعظم حجم توده آتشفشانی تفتان راتشکیل می دهند، شامل برشهای آتشفشانی، آگلومرا وگدازه 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 وخمیره 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 ازنظر 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، بهمراه آنکلاوهایی از شیست سبز و میکرودیوریت آمفیبول و هیپرستن دار، وجود دارد. شیست سبز از سقف اطاق ماگمائی و میکرودیوریت ازدودکش آتشفشان جدا و به پیرون پرتاب شده است.

ایگنمبریت تفتان از نظر میکروسکپی، سنگی شیشه ای با حالت پورفیریتیک حفره داراست. 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 حرکت گدازه بوجود می آید می باشند. آخرین گدازه آندزیتی تفتان در اطراف دهانه فعلی منجمد شده، زیرا 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 ودر 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 نیتجه نیروهای فشاری و فاز کوهزایی نئوژن حاصل شده است. فعالیت آتشفشانی تفتان، در فاز کششی بعد از کوهزائی صورت گرفته و از پلیوسن بالائی تا عهد حاضر ادامه داشته است. فعالیت این آتشفشان مداوم بوده، این انفجارات پی درپی شروع و با خروج گدازه، پایان پذیرفته است.

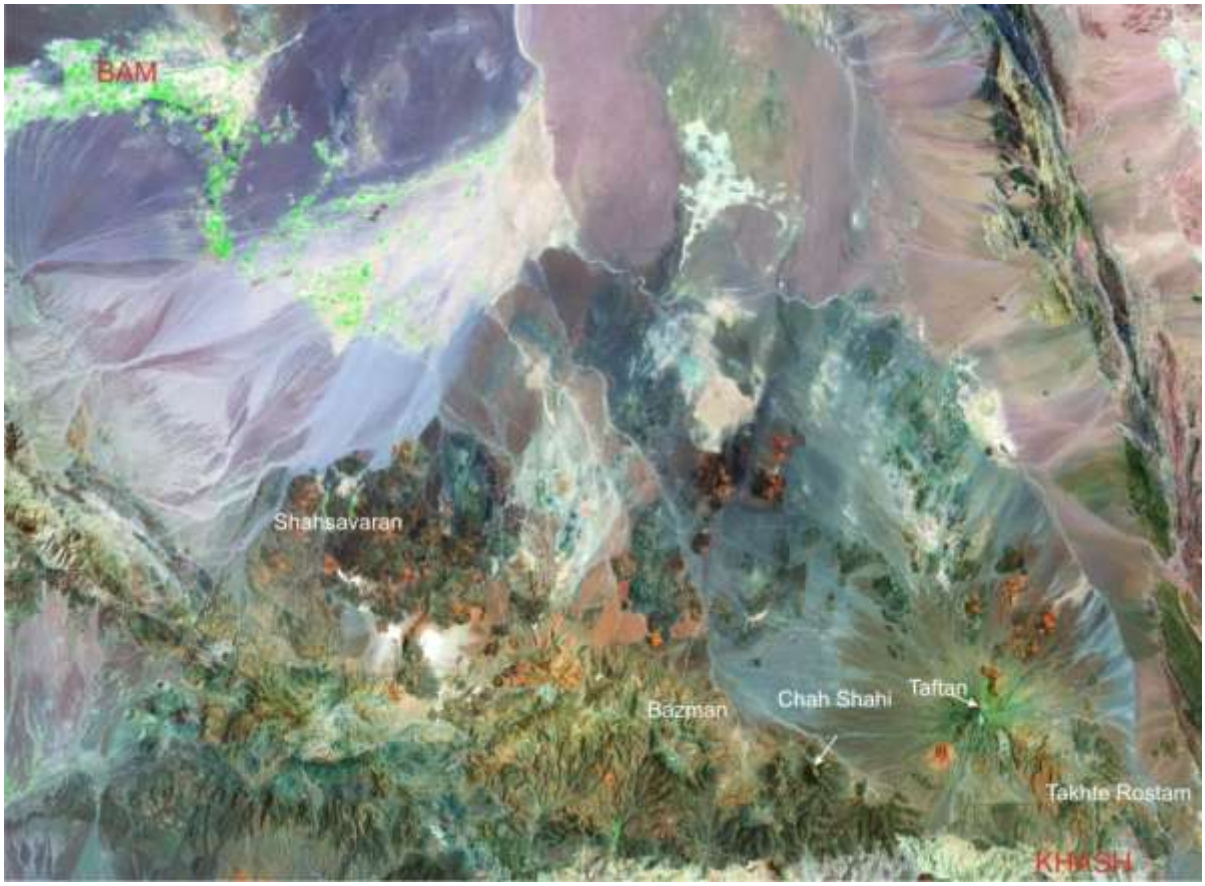
محصول آتشفشان تفتان در بدو فعالیت آندزیتی، برشهای انفجاری با ترکیب داسیتی، سپس ایگنیمبریت و توف، و در پایان گدازه های آندزیتی همراه با بمب های قشر نانی بوده است. افق توف که گدازه های آندزیتی بر روی آن ریخته اند؛ می تواند حد سنگ های جوانتر و قدیم تر از دو میلیون سال باشد.

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

مطالعات تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگهای آتشفشانی تفتان نشان می دهد که ماگمای اصلی با ترکیب دیوریت کوارتزدار، از ذوب بخشی پوسته حاصل شده و در حجره 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 بازالت‌های جوان کواترنری ایران هستند. بازالت‌های چاه شاهی بسیار جوان است به گونه‌ای که روانه‌های آن، در مسیل‌ها، هنوز به طور کامل تخریب نشده‌اند. در هر حال، سن پرتوسنجی این بازالت‌ها به روش پتاسیم – آرگون، کمتر از نیم میلیون سال است که این سن نیاز به بازنگری دارد و سن‌های حدود چند ده هزار سال پذیرفتنی است.



شکل۶-۱۸

۶-۳-۷ آتشفشان بزمان

آتشفشان بزمان، در ۱۱۵ کیلومتری شمال باختری ایرانشهر و ۱۲۹ کیلومتری باختر خاش، شمال جازموریان و در پایانهٔ 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 دامنهٔ خاوری آن فراوان است. مخروط اصلی مجموعه‌ای از برش‌های ایگنیمبریتی، پامیسی و گدازه است که به طور متناوب قرار گرفته‌اند. تجزیهٔ شیمیایی گدازه‌های جدید مقـدار 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 زنجیرهٔ آتشفشانی کمان ماگمایی زون فرورانش مکران است که در مقایسه با تفتان، فاصلهٔ کمتری تا ژرفنا (Trench) دارد؛ به همین‌رو 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.